

Földtani Közlöny



147/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2017

Felelős kiadó

BAKSA Csaba,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

BABINSZKI Edit, CSERNY Tibor, DULAI
Alfréd, FODOR László, KISS János,
PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZAKMÁNY
György, TÖRÖK Ákos

Főtámogató

Mol Nyrt.

Támogatók

Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft.,
Elgoscár 2000 Kft., Geo-Log Kft.,
Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab
Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mine-
ralholding Kft., OMYA Hungária Kft.,
O&G Development Kft., Perlit-92
Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.,
ANZO Perlit Kft., Kvarchomok
Bányászati és Feldolgozó Kft.

**A kéziratokat az alábbi felületen lehet fel-
tölteni**

www.foldtanikozlony.hu

Responsible publisher

Csaba BAKSA,
President of the Hungarian Geological
Society

Editor-in-chief

Orsolya SZTANÓ

Technical editors

Olga PIROS
Ágnes KRIVÁNNÉ-HORVÁTH

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Edit BABINSZKI, Tibor, CSERNY, Alfréd
DULAI, László, FODOR, János, KISS,
Klára, PALOTÁS, Gábor, PAPP, György,
SZAKMÁNY, Ákos, TÖRÖK,

Sponsors

Mol Nyrt.
Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft.,
Elgoscár 2000 Kft., Geo-Log Kft.,
Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab
Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mine-
ralholding Kft., OMYA Hungária Kft.,
O&G Development Kft., Perlit-92
Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.,
ANZO Perlit Kft., Kvarchomok
Bányászati és Feldolgozó Kft.

Manuscripts can be uploaded on

www.foldtanikozlony.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in**Scopus**

GeoRef (Washington),

Pascal Folio (Orleans),

Zentralblatt für Paläontologie

(Stuttgart),

Referativny Zhurnal (Moscow) and

EPA, MTA REAL (Budapest)

**Tartalom — Contents**

- PAPP Nikoletta, VARGA Andrea, MÉSZÁROS Előd, RAUCSIK Béla: A dorozsmai márvány (Tiszai-főegység) közzetani újvizsgálata: deformáció és fluidum hatása a mikroszerkezet fejlődésére. — *Petrographic analyses of marbles: characteristic features of deformation and fluid-related effects in the Dorozsma marble (Tisza Mega Unit, South Hungary)*. 337
- SZEMERÉDI Máté, VARGA Andrea, LUKÁCS Réka, PÁL-MOLNÁR Elemér: A Gyűrűfű Riolit Formáció közzetani vizsgálatának eredményei a Villányi-hegység északi előterében. — *Petrography of the Gyűrűfű Rhyolite Formation, northern foreland of the Villány Mts, Hungary*. 357
- POLONKAI Bálint, KROH, Andreas, GÖRÖG Ágnes, SELMECZI Ildikó, DUNAI Mihály, BODOR Emese: A *Brissus* genus (Echinoidea) első előfordulása a magyarországi badeniből és a *Brissus mihalyi* n. sp. leírása. — *First occurrence of echinoid genus Brissus in the Badenian (Middle Miocene) of Hungary and description of Brissus mihalyi n. sp.* 383
- KÖRMÖS Sándor, CZIRBUS Nóra, SCHUBERT Félix: Furadékminták gáz és illékony komponenseinek vizsgálatához szükséges minta-előkészítési és -feltárási protokoll fejlesztésének eredményei. — *Development of measuring protocol for gas and volatile analysis of drill cuttings*. 399
- EMBEY ISZTIN Antal: A köpeny eredetű kőzetek felismerésének története és szerepe a geológiai gondolkodás fejlődésében. — *Recognition of mantle-derived rocks and their role in the evolution of geological thought*. 415
- In memoriam**
- BREZSNYÁNSZKY Károly, KOZÁK Miklós, RÓZSA Péter: In memoriam DR. GYARMATI Pál. 423
- Hírek, ismertetések** (összeállította CSERNY Tibor) 429

Első borító: Brissus mihalyi n. sp. aboralis nézet (fotó: POLONKAI Bálint). Hátsó borító: Riolitúfába vágjt kaptárkövek Szomolyán (fotó: HARANGI Szabolcs).

Budapest, 2017

ISSN 0015-542X

Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

Kérjük olvassa el részletes útmutatókat a www.foldtanikozlony.hu weboldalon.

A Földtani Közlönybe a földtudományok széles köréből várunk a Kárpát–Pannon térség földtani felépítésével foglalkozó **magyar** vagy **angol** nyelvű kéziratokat. Magyar nyelvű cikkek esetében annak címét, kulcsszavait, összefoglalóját, az ábrák és táblázatok címét, feliratait angol nyelven is meg kell adni, angol nyelvű cikkek esetén fordítva. Az angol nyelvű szövegek elkészítése a szerző feladata.

A kéziratot bírálatra pdf formátumban, egyetlen fájként kell benyújtani, a szöveg mögé sorrendben elhelyezett számozott ábraanyaggal. A fájl neve a szerző nevéből és a cikk témáját lefedő néhány szóból álljon (pl. *szujo_et_al_villanyi kavicsok*). **Kéziratok a fenti honlapon keresztül küldhetők be.** Bármilyen technikai probléma esetén forduljon a technikai szerkesztőhöz (piros.olga@mbfsz.gov.hu) vagy a főszerkesztőhöz (szano.orsolya@gmail.com).

Az **értekezések** eddig publikálatlan adatokat, új eredményeket következtetéseket közölnek, széles tudományterületi képbe helyezve. A **rövid közlemények** célja az adatközlés, adatmentés, vagy az új eredmény gyors közzététele. A **szemle** széleskörű, szakmailag közérthető áttekintést nyújt egy tudományterület új eredményeiről, vagy kevésbé ismert, új módszereiről, annak alkalmazásáról. **Vitairat** a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. A vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjen meg. A **gyakorlati rovatba** a földtani kutatással – bányászattal kapcsolatos kéziratok kerülnek, melyek eredménye nem elsősorban tudományos értékű, hanem a szakközösség tájékoztatását, szolgálja. **A tömör fogalmazás, az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás, a szabatos szaknyelv használata és a nem specialista olvasók érdekében a közérthetőség mindegyik műfajban alapkövetelmény.**

A KÉZIRAT TAGOLÁSA ÉS AZ EGYES FEJEZETEK JELLEMZŐI (kötelező, javasolt)

a) Cím (magyarul, angolul) Rövid, informatív és tárgyira törő, utal a fő mondandóra.

b) Szerző(k), munkahelye, postacímmel (e-mail cím)

c) Összefoglalás (magyarul, angolul) Kizárólag a tanulmány célját, az alkalmazott módszereket, az elért legfontosabb új eredményeket és következtetéseket tartalmazza, így önállóan is megállja a helyét. Hossza legfeljebb 300 szó. Az angol nyelvű összefoglaló lehet bővebb a magyarnál (max. 1000 szó).

d) Tárgyszavak (magyarul, angolul) Legfeljebb 8 szó / egyszerű kifejezés

e) Bevezetés A munkához kapcsolódó legfontosabb korábbi szakirodalmi eredmények összefoglalása, és ebből következően a tanulmány egyértelműen megfogalmazott célja.

f) Anyag és módszerek A vizsgált anyag, esetleg korábról származó adatok, a mérési, kiértékelési eszközök és módszerek ismertetése. Standard eljárások esetén csak a hivatkozott módszertől való eltérést kell megfogalmazni.

g) Eredmények Az új adatok és kutatási eredmények ismertetése, dokumentációja ábrákkal és táblázatokkal.

h) Diskusszió A kapott eredményeknek a saját korábbi eredményekkel és a szakirodalmi ismeretekkel való összevetése, beágyazása a tágabb tudományos környezetbe.

i) Következtetések Az új következtetések tézisszerű, rövid ismertetése az eredmények és a diskusszió ismétlése nélkül.

j) Köszönetnyilvánítás

k) Hivatkozott irodalom Csak a szövegközi, az ábrákhoz és táblázatokhoz kapcsolódóan megjelenő hivatkozásokat foglalja magába (se többet, se kevesebbet).

l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák (magyar és angol felirattal) A szemléltetni kívánt jelenség, vagy összefüggés megértéséhez szükséges mennyiségű.

m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul) Az illusztrációk rövid, összefogott, tartalmában érdemi magyarázata.

FORMAI KÖVETELMÉNYEK

Értekezés, szemle maximálisan összesített **terjedelme** 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla együttesen). Ezt meghaladó tanulmány csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemények összesített terjedelme maximálisan 4 nyomdai oldal.

A **szöveg** doc, docx vagy rtf formátumban készüljön. Az alcímeknél ne alkalmazzanak automatikus számozást vagy ábécés jelölést, csak a tipográfiával jelezzék a címrendet. A hivatkozásokban, irodalomjegyzékben a SZERZŐK nevét kis kapitálissal, ősmaradványok *faj-* és *nemzetségre*neveit dőlt betűvel, fajok leírói szintén kis kapitálissal kell írni. A kézirat szövegében az ábrákra és a táblázatokra számozásuk növekvő sorrendjében a megfelelő helyen hivatkozni kell.

A szövegközi **hivatkozások** formája RADÓCZ 1974, vagy GALÁCZ & VÖRÖS 1972, míg három vagy több szerző esetén KUBOVICS et al. 1987. Több hivatkozás felsorolásakor ezek időrendben kövessék egymást. Az **irodalomjegyzék** tételei az alábbi minta szerint készüljenek, szoros ábécében, ezen belül időrendben álljanak. Kérjük a folyóiratok teljes nevének dőlt betűvel történő kírását. Ezen kívül, **ha a hivatkozott műnek van DOI száma, azt meg kell adni** teljes URL formátumban. Hivatkozott egyedi kiadványok esetén a mű címét kérjük dőlt betűvel szedni. Magyar szerzők idegen nyelvű publikációi esetén a vezetéknev után vesszőt kell tenni.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)

JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. — MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

VARGA A. 2009: *A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek közzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei*. — PhD értekezés, ELTE Közéttan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.

WEAVER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. — *Developments in Sedimentology* **44**, Elsevier, Amsterdam, 819 p. [http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)x7036-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571(08)x7036-0)

Az **ábrákat** a szerzőknek kell elkészíteni, nyomdakész állapotban és minőségben a tükörméretben (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthetően. A fotótábla maximális magassága 230 mm lehet. Az ábrákon a vonalvastagság 0,3 pontnál, a betűméret 6 pontnál ne legyen kisebb. Az illusztrációkat X4-nél nem frissebb CorelDraw ábraként, az Excel táblázatokat és diagramokat word vagy cdr formátumban tudjuk elfogadni. Egyéb esetben a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif vagy jpg kiterjesztéssel kérjük beküldeni. A színes illusztrációkat a megfelelő nyomdai minőség érdekében CMYK színprofillal kérjük előállítani, ezért az online megjelenő pdf esetében előfordulhat némi színváltozás. A színes ábrák, fotótáblák nyomtatási költségeit a szerzőknek kell fedezniük. Ha a költséget a szerzők nem tudják vállalni, már benyújtáskor szürkeárnyalatos illusztrációkat használnak.

A cikk benyújtásakor, kérjük a szerzőket, hogy **nevezzenek meg legalább négy olyan szakértőt**, akik annak tartalmáról érdemi véleményt adhatnak, és adják meg e-mail címüket. A bírálatot követően a szerzőtől egy vagy két hónapon belül várjuk vissza a javított változatot, ekkor **még mindig egyetlen összesített pdf-ben** (eredeti fájl név_átdolgozott megjelöléssel). E mellé kérünk csatolni egy **tételes jegyzéket**, melyben bemutatják, hogy lektoraiik megjegyzéseit, tanácsait hogyan vették figyelembe, valamint esetleges egyet nem értésüknek milyen szakmailag alátámasztható indokai vannak.

A közlésre elfogadott kéziratok szövegét, ábráit, táblázatait egyesével kérjük a szerkesztőségi felület megfelelő menüpontját használva feltölteni. Tördelést követően a szerzők feladata a korrektúrázás. Különlenyomatokat még külön költségért sem tudunk biztosítani.

A dorozsmai márvány (Tiszai-főegység) kőzettani újvizsgálata: deformáció és fluidum hatása a mikroszerkezet fejlődésére

PAPP Nikoletta*, VARGA Andrea, MÉSZÁROS Előd, RAUCSIK Béla

SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

*levelező szerző, e-mail: pappnicki@gmail.com

Petrographic analyses of marbles: characteristic features of deformation and fluid-related effects in the Dorozsma marble (Tisza Mega Unit, South Hungary)

Abstract

Detailed petrographic studies on marbles are rare in the Hungarian geological literature. Determination of the mineral phases and their grain size, examination of the grain boundaries as well as deformation microstructures, however, can provide a comprehensive information about the metamorphic evolution and the deformation history of a marble unit.

The metamorphic basement block near the village of Dorozsma contains a few-meter-thick marble zone within the Békés–Codru Zone. A petrographic study of archive thin sections representing this marble zone was carried out from the boreholes Dorozsma–4, Dorozsma–7 and Dorozsma–54.

The fine-grained marble samples show heteroblastic texture with a composition of carbonate + quartz + muscovite + Mg-chlorite ± talc. The carbonate crystal boundaries are dominantly sutured, embayed and rarely curved. All the morphological types of deformation twins appear in the samples, but dominantly twin types II and IV are present. The characteristic features of the samples are small dissolution cavities filled with fine crystalline carbonate, blocky quartz and, in some cases, with saddle dolomite. In the samples from the borehole Dorozsma–4 small inclusion free carbonate grains substitute the deformation twins of the large carbonate crystals. In addition, small carbonate neoblasts and Mg-chlorite flakes can be found among the large carbonate crystals. Characteristic microstructures of the samples from the well Dorozsma–7 are large sigmoid carbonate clasts in a very fine-grained matrix. The deformation twins of the carbonate clasts can be easily identified and show the signs of recrystallization. These samples beside the carbonate clasts also contain irregularly shaped polycrystalline quartz grains with dissolved edges, undulose extinction and signs of incipient dynamic recrystallization.

The microstructures presented above suggest a polyphase deformation. The D_1 deformation event took place above 250 °C based on the relict microstructures. The subsequent D_2 ductile deformation event was a low-temperature dynamic recrystallization with a simple shear component, which could be the result of a hydrolytic weakening effect of hydrothermal fluids during deformation of the Dorozsma marble.

Keywords: Dorozsma, marble, petrography, ductile deformation, metasomatism

Összefoglalás

A márványok petrográfiai vizsgálata napjainkig alárendelt szerepet kapott a hazai földtani szakirodalomban. A márványt felépítő ásványfázisok, valamint azok szemcsemérete és a szemcsehatár jellegének meghatározása (kőzetszövet), illetve a deformációs bélyegek feltárása és értelmezése révén azonban átfogó képet kaphatunk a kőzet metamorf fejlődéséről és deformációtörténetéről, ami független bizonyítékokkal szolgálhat a befoglaló metamorf kőzettest korrelációjához.

A Békés–Codru-egységen belül elhelyezkedő, Dorozsma környéki kristályos aljzatban egy maximum néhányszor tíz méter vastagságú, markáns törésszerű deformációt szenvedett márványzóna található. Tanulmányunkban az e zónát mintázó Dorozsma–4, –7 és –54 fúrások által feltárt márványból készült archív vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálatát végeztük el.

A mikroszkópos vizsgálatok alapján a dorozsmai márvány döntően karbonát + kvarc + Mg-klorit ± talk összetételű, finomszemcsés, heteroblasztos szövetű márványból épül fel. A szemcsehatárok jellemzően szuturáltak, illetve beöblösödők, a deformációs ikerlemezek közül dominánsan a II. és a IV. típus van jelen. A mintákban általánosan jellemzők a kisméretű, kvarccal és karbonáttal kitöltött oldódásos üregek, amelyeket mikrokristályos karbonátból álló szegély övez. Erősen átalakult, mikrokristályos kőzetváltozat szintén megfigyelhető, valamint nagyméretű, szigmoid-alakú karbonát-klasztok és rezorbeált, polikristályos, alszemcsés szerkezetű kvarcklasztok is megjelennek a mikrokristályos alapananyag-

ban. Helyenként a nagyméretű karbonát szemcsék deformációs ikerlemezeit apró, kisméretű, zárványmentes karbonát szemcsék helyettesítik, amelyek a nagyméretű szemcsék között is megtalálhatók Mg-klorittal együtt.

Az archív vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálata alapján kijelenthető, hogy a vizsgált márványt többfázisú deformáció érte. A D_1 esemény a szöveti bélyegek alapján nagyobb, 250 °C-ot meghaladó hőmérsékleten mehetett végbe, amelyet később felülbélyegzett egy kis hőmérsékletű deformációs esemény (D_2), amelyhez fluidumhatás társult. E fluidum gyengítő hatása okozhatta a vékonycsiszolati léptékben felismerhető képlékeny alakváltozást, valamint a kis hőmérsékletű dinamikus rekrisztallizációra utaló szöveti bélyegeket.

Tárgyszavak: Dorozsma, márvány, petrográfia, képlékeny deformáció, metasomatózis

Bevezetés

Márványnak nevezzük azokat a dominánsan kalcitból és/vagy dolomitból felépülő metamorf kőzeteket, amelyek protolitja mészkő vagy dolomit (WINTER 2001, BEST 2003). Általánosan jellemző, hogy a márványok metamorf kőzet-tani szempontból kevesebb figyelmet kapnak, mint a bonyolultabb kémiai rendszert képviselő metabázitok vagy metapelitek. Ennek köszönhető, hogy a márványokkal foglalkozó nemzetközi szakirodalomban elérhető munkák jelentős része archeometriai vonatkozású (POLIKRETI & MANIATIS 2002, ZÖLDFÖLDI 2003, IORDANIDIS et al. 2008, MELFOS et al. 2010, ZÖLDFÖLDI 2011, AL-BASHAIREH & AL-HOUSAN 2015, ANTONELLI et al. 2015, BRILLI et al. 2015, RICCA et al. 2015). Fontos azonban megemlíteni, hogy a kristályos karbonátkőzetekkel kapcsolatban — azok ásványtani egyszerűsége és relatíve könnyű deformálhatósága következtében — számos kőzetdeformációs tanulmány született (pl. KOROKNAI 2004, NÉMETH & MÁDAI 2004, RYBACKI et al. 2013).

Hazánk területén számos márványból felépülő képződmény található, melyek közül néhányat az 1. ábra mutat be. Az Észak-Magyarországon feltárt kőzeteket a rétegtan többek között a Rakacai Márvány, a Rakacaszendi Márvány, illetve a Bükhegyi Márvány Formációba sorolta (LESS et al. 2006). A fenti litosztratigráfiai egységek alapvető közettani leírásán túl azokban paleontológiai vizsgálatokat és szerkezetföldtani kutatásokat végeztek (pl. FÜLÖP 1994, KOROKNAI 2004, SUDAR & KOVÁCS 2006). A Tiszai-főegység kristályos aljzatában szintén jelen vannak néhány száz méteres vastagságú márványtestek (pl. a Dunántúlon: Ófalui Komplexum, illetve Baksa-2 fúrás; az Alföldön: Dorozsma-4, -7, -54, Algyő-85 fúrás). A Dél-Alföld aljzatában található márványokról azonban meglehetősen szegények az ismereteink (1. és 2. ábra). Az általános szöveti leírás és az indexásványok vizsgálatán túl részletes petrográfiai, fejlődéstörténeti elemzésükre eddig nem került sor (FÜLÖP 1994, SZEDERKÉNYI 1996, LELKES-FELVÁRI et al. 2005, FINTOR et al. 2008, M. TÓTH 2008).

Munkánkban az NKFIA (OTKA) K 108375 kutatáshoz — projekt-cím: Az Algyői-aljzatmagaslat és a környező mélymedencék (Dorozsmai-medence, Makói-árok) integrált diagenézis-történeti és fluidumevolúciós rekonstrukciója — kapcsolódva a dorozsmai márványzóna petrográfiai vizsgálatát végeztük el archív vékonycsiszolati gyűjtemény felhasználásával. A fenti projekt elsődleges célja a preneogén aljzatkőzetek, valamint azok repedéskitöltő fazi-

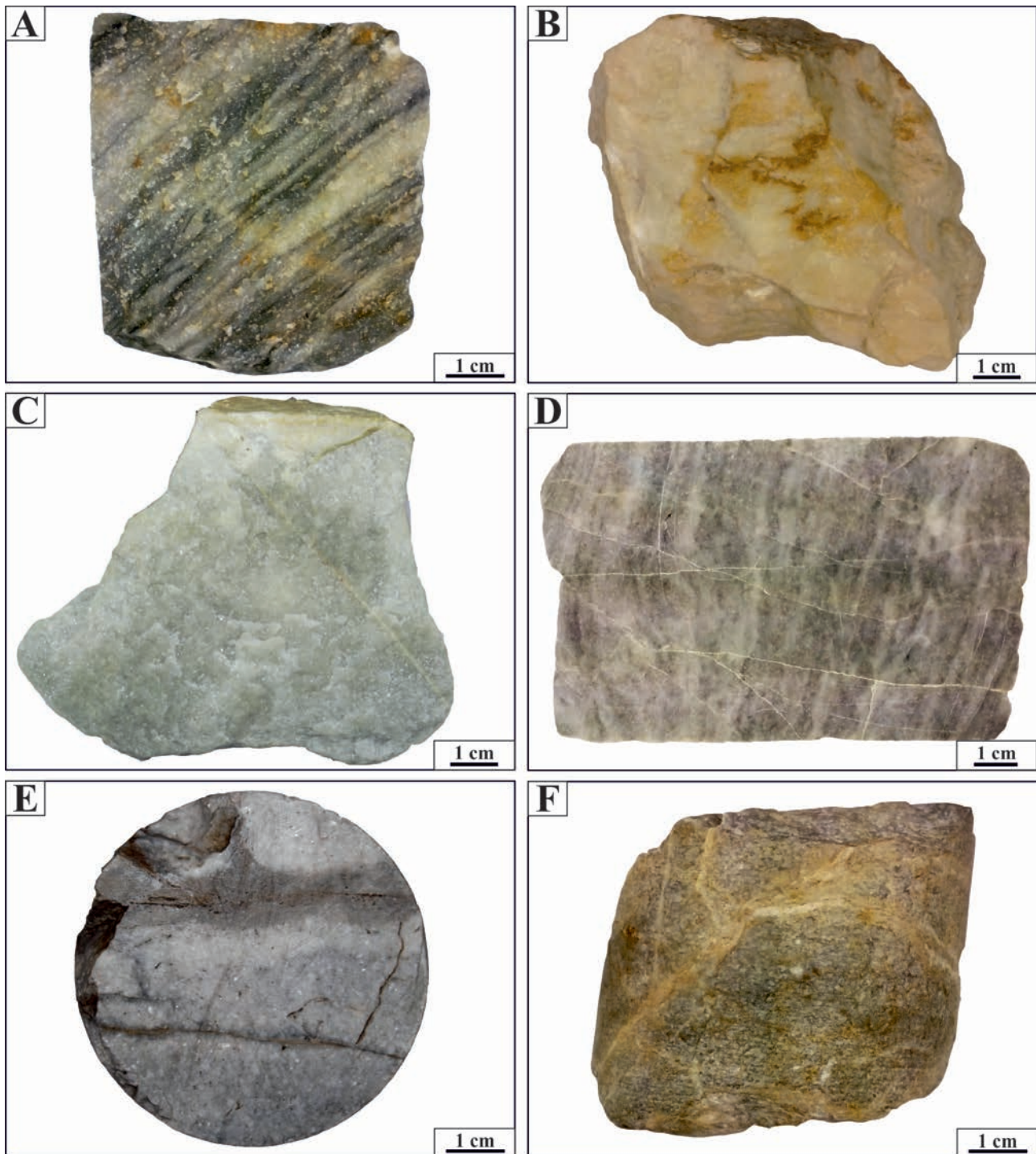
sainak kutatása. A márványzóna részletes reambulációjának első lépéseként tanulmányunkban a márványok petrográfiai leírásához elengedhetetlen szempontokat foglaljuk össze, majd a Dorozsma-4, -7 és -54 fúrások által feltárt márvány vizsgálati eredményeit mutatjuk be, végül felvázoljuk a továbblépés (pl. korreláció) lehetőségeit.

Márványpetrográfia — módszertani lehetőségek

Az archeometriai szempontból jelentős forrásterület-vizsgálatok kapcsán a márványok vizsgálata során több analitikai módszer együttes alkalmazása jellemző. A standard vékonycsiszolatok polarizációs mikroszkópos vizsgálatával az adott minta petrográfiai jellemzőiről kapunk képet. A petrográfiai vizsgálatok során a kőzet színe és összetétele, tehát az esetleges metamorf indexásványok, valamint az akcesszórius ásványfázisok meghatározásán túl figyelembe kell venni a kőzetalkotó ásványfázisok szemcseméretét, a szemcsék érintkezésének módját, a kőzet szövetét, mely paraméterek a kőzet metamorf fejlődéstörténetéről hordoznak információt. További fontos jellemző lehet a deformációs ikerlemezek megjelenése, illetve azok morfológiai típusai és a dinamikus, valamint a statikus átkristályosodás eredményeként kialakult szöveti bélyegek (MELFOS et al. 2010, ABU-JABER et al. 2012, ANTONELLI et al. 2015). Mind ezen szempontok figyelembe vételével átfogó képet kaphatunk a kőzet metamorf fejlődéséről és deformációtörténetéről egyaránt. A következőkben szakirodalmi adatok alapján tekintjük át ezeket a legfontosabb petrográfiai szempontokat.

Szín és összetétel

A tiszta márvány, illetve dolomárvány jellemzően fehér színű, amely az akcesszórius ásványfázisok függvényében megváltozhat, grafit jelenlétében a márvány gyakran szürkés elszíneződésű, míg vas-oxid jelenléte rózsaszínűre színezhetszi a kőzetet (MELFOS et al. 2010). Járulékos ásványként előfordulhat klorit, illetve szericit a márványban, amelyek a kőzet szürke, zöldeszürke színét okozhatják (KOROKNAI 2004). Összetétel szempontjából mind a kőzetalkotó ásványok (kalcit, dolomit), illetve a metamorf indexásványok meghatározása, mind az akcesszórius ásványfázisok fontos szerepet kapnak (1. tábla, A–D), hiszen a különböző genetikájú márványok közötti elsődleges különbség az őket



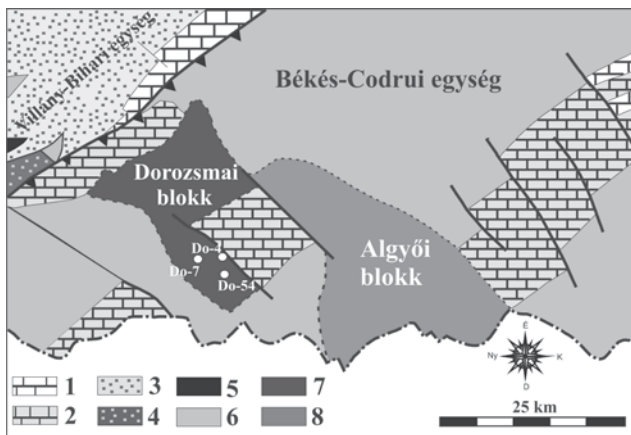
1. ábra. Jellegzetes magyarországi márványkifejlesztések makroszkópos megjelenése. (A) Rakacai Márvány Formáció (Rakacaszend), karbon; (B) A devon Bükhegyi Márvány (Bük-hegy, Szendrőlád); (C) Középső-devon Polgárdi Mészko Formáció tipikus kristályos mészköve (Kőszár-hegy); (D) A Baksa-2 fúrás által feltárt Baksai Komplexumban található márvány (101,1 m); (E) A dorozsmai márvány a Dorozsma-54 (3033-3038 m) és a (F) Dorozsma-4 (3053-3055 m) fúrásból.

Figure 1. Macroscopic features of some marble formations from Hungary. (A) Rakaca Marble, Carboniferous (Rakacaszend); (B) Bükhegy Marble, Devonian (Bük Hill, Szendrőlád); (C) Polgárdi Limestone, Middle Devonian (Kőszár Hill); (D) Marble of the Baksa Complex from the borehole Baksa-2 (101.1 m); (E) Dorozsma marble from the borehole Dorozsma-54 (3033-3038 m); (F) Dorozsma marble from the borehole Dorozsma-4 (3053-3055 m)

felépítő ásványfázisokban mutatkozik meg (CAPEDRI et al. 2004, BORGHINI et al. 2009, ANTONELLI et al. 2015).

A márványokban előforduló metamorf indexásványok jelenlétét a nyomáson és a hőmérsékleten túl nagymérték-

ben befolyásolja a CO_2 koncentrációja ($x\text{CO}_2$). Az egyes gyakori indexásványok (pl. talk, tremolit, diopszid, forsterit) általában széles p - T - $x\text{CO}_2$ tartományban stabilak (3. ábra, BUCHER & GRAPES 2011).

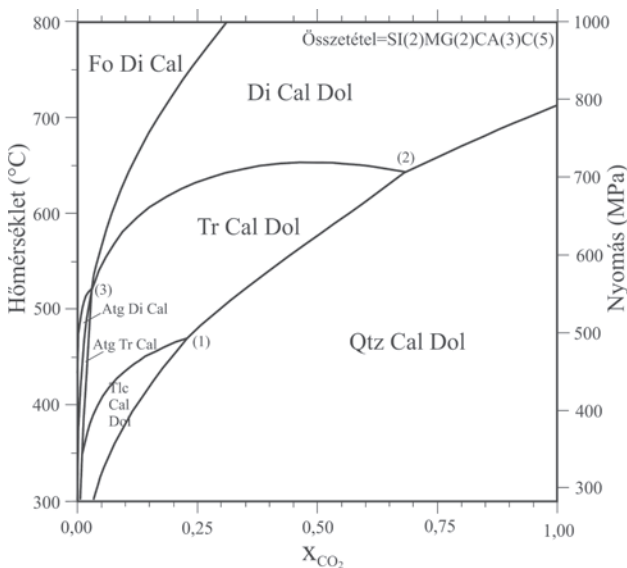


2. ábra. A Dél-Alföld aljzatának vázlatos földtani térképe (LELKES-FELVÁRI et al. 2005 alapján módosítva)

(1) Felső-jura-alsó-kréta békési típusú képződmények; (2) Triász képződmények; (3) Turon-senon tengeri képződmények; (4) Villányi típusú jura képződmények; (5) Permi riolitós vulkanitok; (6) Kristályos aljzat általában; (7) Gneisz, márvány, amfibolit; (8) Csillámpala, gneisz

Figure 2. Simplified geological map of the studied area (modified after LELKES-FELVÁRI et al. 2005)

(1) Upper Jurassic to Lower Cretaceous Békés-type successions (2) Triassic successions (3) Turonian-Senonian marine successions (4) Villány-type Jurassic successions (5) Permian rhyolitic volcanic rocks (6) Crystalline basement rocks (7) Gneiss, marble and amphibolite (8) Mica schist and gneiss



3. ábra. A márványokban megjelenő szilikátásványok stabilitási tartománya 300–800 °C és 300–1000 MPa között, változó x_{CO_2} tartalom mellett (BUCHER & GRAPES 2011, módosítva). Rövidítések: Atg: antigorit; Cal: kalcit; Di: diopszid; Dol: dolomit; Fo: forsterit; Tlc: talk; Tr: tremolit; Qtz: kvarc

Figure 3. The $T-p-X_{CO_2}$ diagram showing the phase equilibria of siliceous dolomites between 300–800 °C and 300–1000 MPa pressure and a changing x_{CO_2} content of the pore fluid (modified after BUCHER & GRAPES 2011). Abbreviations: Atg: antigorite; Cal: calcite; Di: diopside; Dol: dolomite; Fo: forsterite; Tlc: talk; Tr: tremolite; Qtz: quartz

Szemcseméret

Petrográfiai vizsgálatok során az összetétel megállapítását követően a domináns szemcseméret meghatározása, továbbá a vizsgált mintában a maximális szemcseméret (*maximum grain size* – MGS) meghatározása szükséges. A maximális szemcseméret nagysága jelentős diagnosztikai paraméter,

mivel szorosan kapcsolódik a kőzet metamorf fejlődés-története során elért maximális hőmérsékletéhez (BORGI et al. 2009, MOENS et al. 1988). A domináns szemcseméret alapján négy kategória különböztethető meg: durva-, közép-, finom-, illetve nagyon finomszemcsés márvány elkülönítése javasolt. Durvaszemcsés márványról >3 mm szemcseméret esetén beszélünk, középszemcsésről 2–3 mm között, míg finomszemcsésről 1–2 mm átlagos szemcseméret között van szó. Nagyon finomszemcsés márványnál a domináns szemcseméret <1 mm (BORGI et al. 2009, ANTONELLI et al. 2015).

Szemcseméret eloszlás

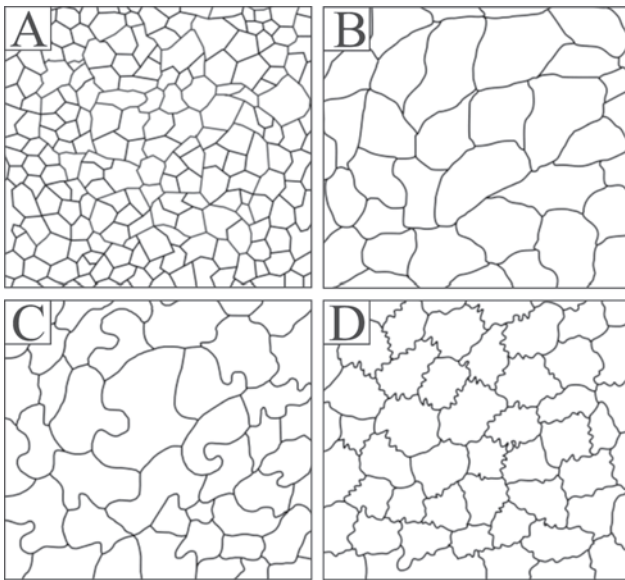
A szemcseméret mellett a márványok szövete is diagnosztikai jelentőséggel bír, hiszen a kőzetet ért metamorfózis fokát tükrözi (GORGONI et al. 1998, LAZZARINI et al. 1980). A márványok esetében a szemcseméret eloszlása szerint alapvetően két fő szöveti kategóriát különböztetnek meg a metamorf kőzetekben általánosan használt granoblasztos szövet pontosításaként: a homeoblasztos és a heteroblasztos szövetet. Homeoblasztos szövetnél a kőzetet alapvetően azonos méretű (ekvigranuláris) szemcsék építik fel, ezzel ellentétben heteroblasztos szövetről akkor beszélhetünk, ha a kőzetet különböző mérettartományba eső szemcsék alkotják (CAPEDE et al. 2004, ABU-JABER et al. 2012). Abban az esetben, ha a márvány megfelelő (>2 V/V%) mennyiségben tartalmaz filloszilikátokat, az átkristályosodás során a karbonát szemcsék növekedése és a szemcsék alakjának változása egyaránt gátolt, ennek eredményeként jellemzően kisebb szemcseméret és a filloszilikátok által meghatározott, irányított szövet jön létre a kőzetben (EBERT et al. 2008).

A szemcsehatár jellege

Metamorf átkristályosodás során a kőzetet felépítő szemcsék a szemcsehatár felületi energiájának csökkentésére törekednek. A kőzetet alkotó szemcsék érintkezésének jellegét, valamint a szemcsék egymással bezárt szögét a szemcsék felületi energiája és a felületi tenzió közötti arány határozza meg (4. ábra). Ha azonos összetételű ásványfázisok között a szemcsék érintkezése egyenes vonalú, illetve 120°-os szemcseérintkezési szög jellemző (II. tábla, A), akkor az a felületi energia és a felületi tenzió közötti egyensúlyra utal. Amennyiben a kőzet nem érte el ezt a szöveti egyensúlyt, az egyenestől eltérő, hajlott, beöblösödő vagy szutúrált szemcsehatár lesz jellemző (II. tábla, B) (KARACA et al. 2015, GORGONI et al. 1998).

Deformációs ikresedés

A karbonátásványokban a deformációs ikresedés már kis hőmérsékleten megjelenő deformációs mechanizmus. Az ikerlemezek morfológiája, szélessége, továbbá sűrűsége és az aktiválódott ikerrendszerek száma a deformáció hőmérsékletével és a redukált feszültséggel (*differential stress*) van összefüggésben. Ennek következtében az ike-



4. ábra. Jellegzetes szemcsehatárok márványban. (A) Egyenes szemcsehatárok egyensúlyi szövetben; (B) Márvány ivelt szemcsehatárokkal; (C) Beöblösödő, valamint (D) szutúrált szemcsehatárok márványban

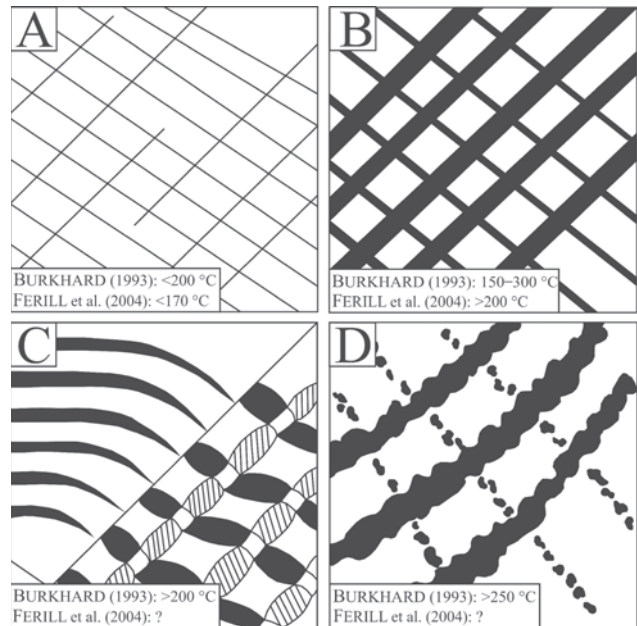
Figure 4. Schematic illustration of grain boundary types in marbles. (A) straight grain boundaries; (B) curved grain boundaries; (C) embayed boundaries; (D) sutured grain boundaries

sedést gyakran alkalmazzák geotermométerként karbonát-tartalmú kőzetekben (JANSSEN et al. 2007, BURKHARD 1993, FERILL et al. 2004). Dolomitban a {012} a gyakori ikresedési sík (f-sík), míg a nagyobb szimmetriával rendelkező kalcitban elsődlegesen az e-síkon {018} történik a deformációs ikerlemezek kialakulása (BARBER & WENK 1979).

A vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálata alapján általánosan elfogadott, hogy a kis hőmérsékleten (<170–200 °C) képződött ikerlemezek nagy nagyítás mellett is csupán vékony fedettségű vonalakként jelennek meg a kristályban. A hőmérséklet növekedésével fokozatosan vastagabb, táblás megjelenésű ikerlemezek fejlődnek ki, majd lencseszerű vagy a szemcsehatár felé elvékonyodó és hajlott deformációs ikrek jönnek létre. Nagy hőmérsékleten, a dinamikus átkristályosodás aktiválódásával és egyre növekvő dominanciájával az ikerlemezek határa szabálytalanná válik. A rekristallizáció előrehaladtával apró „foltok sorozata” jelöli ki az eredeti ikerlemez helyét a kristályban. A hőmérséklet növekedésével változó morfológia alapján a karbonátokban a deformációs ikerlemezek négy típusát különböztetjük meg (5. ábra; I. tábla, E–H; BURKHARD 1993, FERILL et al. 2004).

A különböző összetételű karbonátokban (például kalcitban és dolomitban) bár hasonló morfológiájú ikrek jellemzőek, az egyes ikertípusokat létrehozó deformáció hőmérséklete meglehetősen eltérő lehet. Kis hőmérsékleten a dolomit jóval ridegebb a kalcitnál, ezért 300 °C-nál kisebb hőmérsékleten abban deformációs ikresedés nem jellemző (PASSCHIER & TROUW 2005). JANSSEN et al. (2007) azonban vitatja a hőmérséklet és az ikerlemezek morfológiája közötti közvetlen összefüggést, mivel korábbi kutatások során több mintában a kalcit deformációs ikerlemezei alapján becsült

hőmérséklet nem egyezett meg más, független módszerrel — például vitrit-reflexió, conodonta színindex — becsült hőmérséklettel.



5. ábra. A karbonátokban megjelenő deformációs ikerlemezek morfológiai típusai (BURKHARD 1993 és FERILL et al. 2004 alapján módosítva). (A) I. típusú ikerlemezek: 1 μm-nél vékonyabb vonalak; (B) II. típusú ikerlemezek: vastag, táblás megjelenésűek; (C) III. típusú ikerlemezek: gyakran lencseszerűek, vagy a szemcsehatár felé fokozatosan elhajlanak és elvékonyodnak; (D) IV. típusú ikerlemezek határa szutúrált, azokat gyakran csupán apró foltok sorozata rajzolja ki

Figure 5. The schematic illustration of different types of deformation twins in calcite (modified after BURKHARD 1993 and FERILL et al. 2004). (A) Type I thin twins, their thickness is less than 1 μm; (B) Type II thick, tabular twins; (C) Type III thick lensoid and curved twins; (D) Type IV thick patchy twins or the trails of tiny grains

Az ikerlemezek szélessége és sűrűsége együttesen adja meg a szemcse által elszenvedett alakváltozás mértékét. Egyszerű nyírás során az alakváltozás sebességének növekedésével az ikerlemezek sűrűsége jellemzően növekszik, vele párhuzamosan pedig az ikerlemezek vastagsága csökken, az így kialakuló ikerlamellák nem sorolhatók be egyértelműen a BURKHARD (1993) által meghatározott típusokba. Ezzel ellentétben a deformáció sebességének csökkenésével növekvő vastagságú és kisebb sűrűségű ikerlemezek alakulnak ki a kalcitban (RYBACKI et al. 2013).

A dorozsmai márvány petrográfiai vizsgálata — földtani háttér

A Tiszai-főegység aljzatát tektonikailag különálló prealpi és alpi részegységek rendszere építi fel (HAAS & BUDAI 2010). A Tiszai-főegységen belül három prealpi terrénomot, a Szlavóniai–Drávai-, a Kunsági-, valamint a Békési-terrénumot különböztették meg, amelyek további alegységekre tagolhatók (KOVÁCS et al. 2000, SZEDERKÉNYI 2001, CSÁSZÁR 2005). Az alpi orogenezis során zajlott takaróképződés

alakította ki a terület jelenlegi övezetes elrendeződését (Mecsek-, Villányi-, Békés–Codru-, illetve Kisbihari-zóna). TARI et al. (1992) szeizmikus vizsgálatok alapján a terület nagymértékű extenzióját állapították meg a középső-miocén során, és ezzel magyarázták a lokálisan megjelenő közepes–nagyfokú metamorfózist szenvedett képződmények jelenlegi helyzetét.

Dorozsma környékén az aljzatot SZEDERKÉNYI (1984) a Tiszai Formációba sorolta, CSÁSZÁR (2005) pedig a Csongrádi (Tiszai) Komplexum részeként említi. A szakirodalomban először LELKES-FELVÁRI et al. (2005) kezelik önálló komplexumként a képződményt a Békési-terrénumon belül („Dorozsmai Komplexum”), és a Dorozsma környéki metamorfotokat az algyői aljzatmagaslalon feltárt kristályos képződményekkel analógnak tekintik (2. ábra). A dorozsmai aljzat átfogó, részletes vizsgálata M. TÓTH (2008) munkájához köthető, aki azt metamorf magkomplexumként értelmezte.

A dorozsmai metamorf blokk szerkezeti három fő litológiai egységre osztható fel (M. TÓTH 2008). A felső egységet dominánsan csillámpala és gneisz építi fel, alárendelten metapegmatit betelepülésekkel. Ezzel szemben az alsó egység amfibolos biotitgneiszből és amfibolitból áll. Nemcsak a közettani összetételben, hanem a metamorfózis maximális hőmérsékletében is jelentős különbség van a két egység között. Míg a felső egységre M. TÓTH (2008) ~560 °C-ot becsült, addig az alsó szerkezeti egység maximális metamorf hőmérsékletére ~520 °C feltételezhető. Az eddigi kutatások alapján a két egység között egy maximum néhányszor tíz méter vastag márványzóna található. E zóna tanulmányozásakor LELKES-FELVÁRI et al. (2005) különböző típusú márványokat dokumentáltak, tisztán kalcitból álló márványt, dolomárványt, illetve talkot és Mg-kloritot tartalmazó márványtípust különítettek el. Eredményeik alapján a kalcitból álló márványt finom–közepszemcsés, granoblasztos szövet jellemzi, a szemcséken deformációs ikresedést és alapvetően szemcsehatárvándorlásos dinamikus rekristallizáció jeleit azonosították. A finomszemcsés dolomárványban deformációs ikresedést nem figyeltek meg, azonban repedések, szemcsehatárok mentén kisméretű, átkristályosodott szemcséket azonosítottak. Ezeket túlmenően milonitos deformációt, valamint kataklázosodott kőzetváltozatokat szintén kimutattak.

M. TÓTH (2008) véleménye szerint a márványzóna erős töréses deformációt szenvedett, breccsásodott, amit a korábbi tektonikus események során a gneisz és a dolomárvány között fellépő reológiai különbség okozhatott. Megállapításai szerint a márványzóna nem képezte részét az eredeti kőzetoszlopnak, a kiemelkedést követően, a későbbi kompressziós mozgások révén kerülhetett jelenlegi helyzetébe. A kőzetet intenzíven nyírt, apró szemcsék alkotják, a nagyobb méretű szemcséken deformációs ikresedés figyelhető meg, míg poligonális szövet meglehetősen ritkán fordul elő. A képződmény maximális metamorf hőmérséklete M. TÓTH (2008) szerint a dolomit mellett kis mennyiségben jelenlevő szilikátfázisok (kvarc + Mg-klorit + talk), továbbá a dolomitzemcsék rekristallizációjának hiánya alapján feltehetőleg nem érte el a 450 °C-ot.

Mintagyűjtés, módszerek

Munkánk során a Dorozsma–4, a Dorozsma–7 és a Dorozsma–54 (5., 6. és 14. magfúrások, ~2973 m, ~2981 m, illetve ~3035–3040 m közötti szakaszok) fúrások által harántolt márványból készült, összesen 18 darab vékonycsiszolat petrográfiai vizsgálatát végeztük el, amelyeket a MOL Nyrt. bocsátott rendelkezésünkre. A vékonycsiszolatok lineációhoz, illetve foliációhoz viszonyított orientációjáról nincs információnk, így a levonható szerkezeti következtetések igen korlátozottak. A vékonycsiszolatok fedettek, így sem karbonátfestés, sem egyéb műszeres vizsgálat elvégzése nem volt lehetséges a karbonátfázisok pontosabb meghatározása érdekében. Így üregkitöltő, valamint helyettesítő dolomit esetében a morfológiát (sajátalakú romboédere kristályok) alkalmaztuk elkülönítési bélyegként. Fúrómagminták a tanulmány elkészülése során nem álltak rendelkezésünkre. A vékonycsiszolatokról készült fényképek Olympus BX–41 mikroszkópra szerelt Olympus DP–73 típusú kamerával készültek.

A dorozsmai márvány petrográfiai jellemzői

A Dorozsma–4, a Dorozsma–7, továbbá a Dorozsma–54 fúrások által feltárt márványból készült archív vékonycsiszolatok vizsgálata (*I. táblázat*) alapján azok karbonát + kvarc + Mg-klorit ± talk(?) összetételűek, és a nagyon finom – finom szemcseméret-tartományba esnek (*I. tábla, E–H; II. tábla, A–D*). Jellemzően heteroblasztos szövetűek, a szemcsék érintkezésének jellege általában szutúrált, azonban olykor beöblösödő szemcsehatárok szintén megfigyelhetők. A karbonátszemcsék gyakran unduláló kioltásúak, a deformációs ikerlemezek morfológiai típusai közül mind a négy típus jelen van a mintákban, azonban dominánsan a II. és a IV. típusú ikerlemezek figyelhetők meg. Egyensúlyi, homeoblasztos szövetű, nagyon finomszemcsés márvány a Dorozsma–54 fúrásban található, ahol az egyenes szemcsehatárral rendelkező szemcsék 120°-os szög mentén érintkeznek egymással, azonban ez a típus csupán egy mintára korlátozódik (*II. tábla, A*).

A vizsgált minták általános jellemzője, hogy kisméretű, oldódásos üregeket tartalmaznak, valamint vékony, mikrokristályos vagy tömbös kvarccal kitöltött erek szelik át őket (*II. tábla, E–H*). Mind az üregeket, mind az ereket vékony, finomszemcsés, mikrokristályos (<5 µm méretű) karbonátszegély övezi (*II. tábla, G és H*). Az oldódásos üregek falán gyakran apró, sajátalakú karbonátkristályok találhatók, amelyek mellett tömbös kvarc tölti ki az üreget (*II. tábla, E*). Emellett egyes esetekben az üreg falán fenn-nőtt, idiomorf, zónás karbonátásvány (dolomit) figyelhető meg, olykor ívelt kristálylapokkal (*II. tábla, F*).

Több mintában a nagyon finomszemcsés (~15–20 µm szemcseméretű) karbonátban mikrokristályos kovahelyettesítés figyelhető meg (*III. tábla, A és B*), valamint helyenként

I. táblázat. A vizsgált minták petrográfiai jellemzői

Table I. Petrographic characteristics of the studied samples

Fúrás	Minta	Összetétel	Szemcseméret	Szövet	Szemcsehatár	Deformációs iker	Egyéb
Do-54	27326	karbonát	nagyon finomszemcsés	homeoblasztos	egyenes	II., IV.	egyensúlyi szövet (120°)
Do-54	27341	karbonát+Qtz+Ms+Mg-chl	nagyon finom-finomszemcsés	heteroblasztos	nem megállapítható	II., IV.	deformációs sáv oldódási nyomokkal
Do-54	27759; 27760; 27761; 27762;	karbonát+Qtz+Mg-chl+Tlc(?)	nagyon finomszemcsés	heteroblasztos	szutúrált, beöblösödő	I., II., IV.	mikrokristályos és tömbös kvarccal kitöltött erek, üregek
Do-54	27764	karbonát+kova	nagyon finomszemcsés	homeoblasztos	nem megállapítható	-	-
Do-54	27763; 27765; 27776; 27875; 27878	karbonát+kova+Mg-chl+ms	nagyon finom-finomszemcsés	heteroblasztos	szutúrált, esetenként nem megállapítható	I., II., III., IV.	finomszemcsés alapanyagban mikrokristályos kova-helyettesítés
Do-7	8-1-d; 8-1-d (2) 8-1-d (3)	karbonát+Qtz	nagyon finomszemcsés	heteroblasztos	nem megállapítható	II.	szigmoidális karbonát klasztok, karbonát utáni kvarc pszeudomorfozák
Do-4	14; 14-1; 14-1 (2)	karbonát+Qtz+Mg-chl+Tlc (?)	finomszemcsés	heteroblasztos	szutúrált	I., II., IV.	mag-köpeny szerkezetek, karbonáthelyettesítés

az említett finomszemcsés, karbonát, illetve kova alkotta mátrixban nagyméretű, visszaoldott karbonátszemcsék/ klasztok vannak, amelyekben tiszta, zárványmentes továbbnövekedési perem látható (III. tábla, C–H). Ezen szemcsékben a II. típusú deformációs ikerlemezek jól azonosíthatók (III. tábla, E és F).

A Dorozsma-4 fúrásban feltárt, egyes részein erősen átalakult márvány (III. tábla, B) jellegzetessége, hogy a nagyméretű kristályok határán apró, zárványmentes karbonátszemcsék találhatók, továbbá a klasztok határán változó nagyságú, lemezes Mg-klorit is jelen van. A karbonátfázis egyes esetekben a nagyméretű klasztok deformációs ikerlemezeinek helyettesítéseként is megfigyelhető parányi romboéderes kristályok formájában, ami dolomitra utal (III. tábla, D).

A Dorozsma-7 fúrásból rendelkezésre álló vékonycsiszolatokban mikrokristályos (<5 µm méretű) alapanyagban nagyméretű, szigmoid alakú karbonátklasztokat figyeltünk meg (III. tábla, G). A klasztok deformációs ikerlemezei (II. típus) jól kivehetők, azonban ezek is átalakultak. A mintában változó méretű, szabálytalan alakú és visszaoldott peremű polikristályos kvarc-klasztok szintén találhatóak. Ezeket a klasztokat nagyméretű, unduláló kioltású, gyakran alszemcsés szerkezetű, illetve a peremeken helyenként dinamikusán átkristályosodott apró kvarc-klasztok alkotják. A kőzetben megfigyelhető a polikristályos kvarc-klasztok alakjára emlékeztető és azokhoz hasonló nagyságú kőzetrészek, amelyeket sötétszürke, mikrokristályos karbonát alkot. Ezekben kisméretű (~100–200 µm), általában izometrikus, rezorbeált kvarcrelikumok őrződtek meg (III. tábla, H).

A petrográfiai eredmények értelmezése — diszkusszió

Márványban az I. típusú ikerlemezek kialakulása 150 °C alatti hőmérsékleten jellemző, és akár a mintaelőkészítés során is számolnunk kell ezek megjelenésével, így e típust az értelmezés során nem vettük figyelembe. A II. és IV. típusú ikerlemezek jelenléte a dorozsmai márványban már magasabb hőmérsékletű deformációt jelez. Kalcitban a II. típus képződési hőmérsékletére BURKHARD (1993) 150–300 °C-ot becsült, míg FERILL et al. (2004) megállapításai szerint azok 200 °C-nál nagyobb hőmérsékleten alakulnak ki. A IV. morfológiai típusú ikerlemezek kalcitban 250 °C-nál nagyobb hőmérsékletű deformáció során jönnek létre (BURKHARD 1993). Bár a dolomitban hasonló megjelenésű deformációs ikerlemez típusok alakulnak ki, azok jellemzően nagyobb hőmérsékleten képződnek (PASSCHIER & TROUW 2005). A vizsgált archív vékonycsiszolatokban a karbonátfázisok megbízható azonosításának hiányában csupán a deformáció minimális hőmérséklete becsülhető meg, mely ezek alapján biztosan meghaladta a ~250 °C-ot.

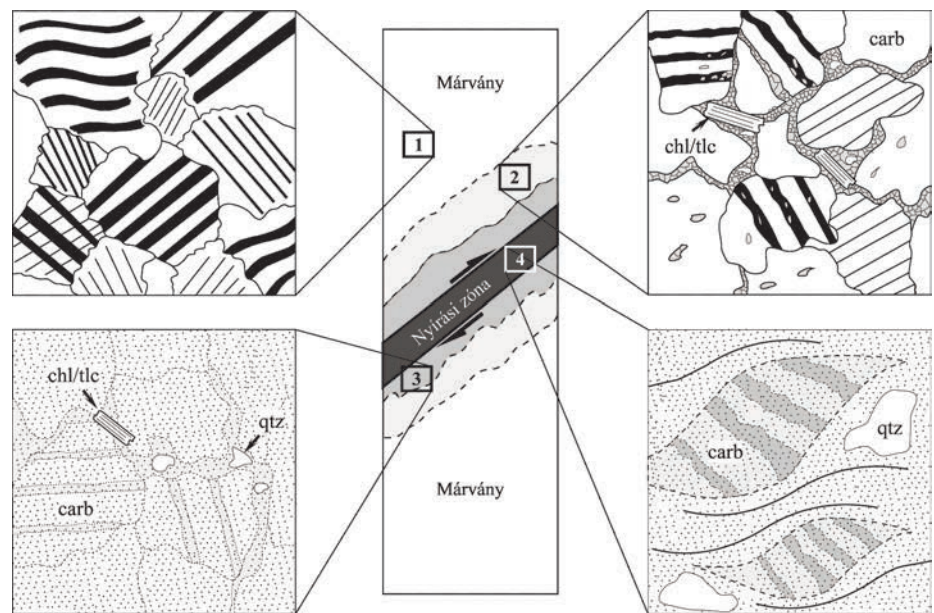
Jellegzetes csoportot alkotnak a Dorozsma-4 fúrásból származó minták, amelyekben a nagyméretű karbonát-klasztok IV. típusú deformációs ikerlemezeit helyettesítik, valamint a klasztok határán elhelyezkedő apró, zárványmentes karbonátszemcsék (valószínűleg dolomit) Mg-klorittal és kvarccal társulnak. A szöveti bélyegek alapján valószínűsíthető, hogy ez a finomszemcsés karbonátperem külső eredetű fluidum átalakító hatásának következménye. A fluidumhatás következtében kis hőmérsékletű dinamikus átkristályosodás is végbemehetett (NÉMETH & MÁDAI 2004,

LIU et al. 2002). A vizsgált mintákban előforduló kvarc-szemcséken a karbonát-helyettesítéstől eltekintve reakció-perem nem látható, továbbá a talkszemcsék környezetében nem figyelhetők meg reliktum kvarc-szemcsék. Ez arra utal, hogy a talk képződése feltehetően nem magyarázható a dolomit + kvarc + H₂O = talk + kalcit + CO₂ dekarbonizációs reakcióval (YARDLEY 1989, BUCHER & GRAPES 2011). A fenti szöveti és ásványtani bélyegek, valamint a mikroerek, oldásos üregek és deformációs sávok szoros szöveti kapcsolata, továbbá a reakciószövet teljes hiánya a zárt rendszerű izokémiái metamorf átalakulással ellentétben nyílt rendszerű, metasomatikus átalakulást jelez (BARKER 1998). A márványban a kvarc + klorit ± talk ásványegyüttes megjelenéséért és a karbonátszemcsék mikrokristályos szemcsehalmazokká történő, változó mértékű átkristályosodásáért kis CO₂-tartalmú, hidrotermás (~250–320 °C) fluidumok hatása lehet felelős (BOULVAIS et al. 2006).

A Dorozsma-7 fúrásból leírt szigmoidális megjelenésű, átkristályosodott karbonátklasztokat tartalmazó minták a makroszkópos megjelenéssel szemben képlékeny nyírásos deformációra utalnak. A korábbi II. és IV. típusú ikerlemezek teljesen vagy részlegesen felülíródtak, amelyekre relik szöveti elemek utalnak. A klasztookban a felülbélyegző ikerlemezek sűrűségének növekedésével párhuzamosan azok vastagsága lecsökkent (III. tábla, G), ami az alakváltozás sebességének egyértelmű növekedését jelzi (RYBACKI et al. 2013). RYBACKI et al. (2013) ezt az ikertípust egyszerű nyírásos alakváltozáshoz kötik, ami már ~150 °C-on is kialakulhat. A klasztook erőteljes átalakulása, finomszemcsés halmazokká történő átkristályosodása, a kőzet képlékeny deformációja szintén a fluidum gyengítő hatásával magyarázható (LIU et al. 2002). Ezt megerősítik az ezekben a szöveti típusokban megfigyelhető, visszaoldott, karbonáttal helyettesített kvarc-szemcsék és kvarc utáni karbonát-pseudomorfózák (III. tábla, H). A kőzet mikrokristályos alapanyagának irányítatlan szövege, továbbá a szigmoidális klasztokon azonosítható képlékeny nyírásos alakváltozás arra utal, hogy ezekben a mintákban a deformáció fő mechanizmusa a szemcsehatár menti csúszás (*grain boundary sliding*) lehetett (PASSCHIER & TROUW 2005). Ez a deformációs mechanizmus mikrokristályos szemcseaggregátumok esetén nagyon hatékony és domináns folyamat, mely

fluidum jelenlétében jellemzően diffúziós tömegáramlással társul (KURZ et al. 2000, HERWEGH & JENNI 2001, PASSCHIER & TROUW 2005). Feltételezhető tehát, hogy a nagyobb méretű karbonátszemcsék kezdeti dinamikus átkristályosodásának a kőzet-fluidum kölcsönhatás kedvezhetett (RUTTER 1971, NEWMAN & MITRA 1994, KENNEDY & LOGAN 1998). A mikrokristályos szemcsehalmazokká történő átkristályosodás során szintén ez segíthette elő a szemcsehatár menti elcsúszás folyamatát, ezáltal a makroszkóposan töréses jellegeket mutató kőzetben mikroléptékben képlékeny alakváltozás jelei ismerhetők fel (LIU et al. 2002).

A deformáció és az átalakultság mértéke szerint négy közzetípust különítettünk el a dorozsmai márvány vizsgált mintáiban (6. ábra). Az első csoportot a finomszemcsés, heteroblasztos szövetű, „üde” tekinthető változat alkotja (II. tábla, B). Az átalakulás alapján a második csoportot a Mg-klorit + kvarc ± talk szemcséket tartalmazó, a karbonátszemcsék peremén megjelenő, finomszemcsés köpennyel rendelkező minták képezik (III. tábla, E és F). Az átalakulás mértékének további növekedésével (3. típus) az eredeti karbonátszemcsék és a mátrix finomszemcsés halmazára történő átkristályosodása, továbbá a kvarc ± Mg-klorit megjelenése jellemző (III. tábla B). A leginkább átalakult mintákat (4. típus) a teljesen mikrokristályos szemcsékből álló, mikrokristályos kvarcot ± Mg-kloritot és néhol átkristályosodott karbonát-szigmoidokat tartalmazó kőzetváltozatok képviselik (III. tábla, G). A felsorolt kőzetváltozatok döntő része



6. ábra. A dorozsmai márványban elkülönített szöveti típusok sematikus, mezo- és mikroléptékű ábrázolása egy kisléptékű nyírásos zónától távolodva. Az 1. típus az „üde” márványokat képviseli, a 2. típus a karbonátklasztokek között jelenlevő Mg-kloritot és talkot, a karbonátkristályokon apró záránymentes köpenyt tartalmazó szövetetípust ábrázolja. A 3. kategória a mikrokristályos kőzetváltozatokat képviseli, a 4. szöveti típus a nagyon finomszemcsés karbonátból álló mátrixban karbonát szigmatoidokat és mikrokristályos kvarcot tartalmazó kőzetváltozat. Rövidítések: chl = Mg-klorit; tlc = talk; qz = kvarc; carb = karbonát

Figure 6. Schematic illustration of the characteristic marble textures with increasing distance from a small scale shear zone in the Dorozsma marble; meso- and micro scale. Type 1: „unaltered” marble; Type 2: marble showing core-mantle structures with the appearance of Mg-chlorite and talc in the matrix; Type 3: marble with pervasive grain size reduction and microcrystalline pseudomorphs after larger carbonate grains; Type 4: very fine-grained marble with sigmoidal carbonate grains and microcrystalline quartz in the matrix. Abbreviations: chl = Mg-chlorite; tlc = talc; qz = quartz; carb = carbonate

kisléptékben, egy mintán belül is megfigyelhető a Dorozsma–54 fúrásban (III. tábla, C), ahol a deformációs sávtól távolodva azonosítható szöveti típusok a nagyobb léptékű szöveti csoportoknak feleltethetők meg. Ez alapján feltételezhető, hogy az egyedi mintákhoz hasonlóan, a fenti szöveti kategóriák eltérő szövetfejlődésű, és ilyen módon egy nagyobb léptékű deformációs zónától eltérő távolságra elhelyezkedő mintapontokat képviselhetnek (6. ábra). Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a protolit eredeti szövetéről nem áll rendelkezésünkre információ, tehát annak átöröklött hatását a fenti értelmezésben nem tudtuk figyelembe venni.

A minták petrográfiai vizsgálata alapján két deformációs fázis különíthető el. Az első azonosítható deformációs eseményhez (D_1) a szuturált szemcsehatárok, valamint a mintákban általánosan megjelenő II. és IV. típusú deformációs ikerlemezek tartoznak. A mikroszveti bélyegek alapján a D_1 deformációs esemény nagy, 250 °C-ot biztosan meghaladó hőmérsékleten zajlott. Ezzel szemben a D_1 eseményt felülíró D_2 deformációs fázis kis hőmérsékleten mehetett végbe, amelyhez fluidumhatás társult. Erre utalnak a Dorozsma–4 fúrásból leírt dinamikus átkristályosodást mutató minták, valamint a Dorozsma–7 fúrásban megjelenő szigmoidális karbonátklasztok a mikrokristályos alapanyagban. A dorozsmai márványt érintő deformációs események, illetve az általunk feltárt metasomatikus folyamat kristályos aljzaton belüli korrelációjához azonban további vizsgálatok szükségesek.

A dorozsmai márványban megfigyelhető oldódásos üregek falán fenn-nőtt, görbült kristálylapokkal határolt, zónás nyeregdolomitokhoz hasonló kristályokat írtak le GARAGULY et al. (2016, 2017) az üllési és móráhalmi fúrások által harántolt triász Szegedi Dolomit Formációból, amely a Szegedi-medence legáltalánosabban elterjedt mezozoos képződménye, és az előfordulási területének jelentős részén — tektonikusan — közvetlenül a kristályos aljzatra települ (BÉRCZI-MAKK 1986). A fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálata során kapott homogenizációs hőmérsékletek (üllési minták: 138–186 °C; móráhalmi minták: 166–219 °C), valamint a stabil szén- és oxigén-izotópos eredmények alapján GARAGULY et al. (2016) magmás, metamorf vagy ezekkel keveredett, medence eredetű fluidumokból feltételezik a nyeregdolomit kristályosodását. A dorozsmai márvány és a Szegedi Dolomit feltételezett hidrotermális átalakulásának célzott kutatása az aljzati képződmények közötti fluidum-evolúció feltárását segítheti elő.

Korábban LELKES-FELVÁRI et al. (2005) a kőzet ásványos összetétele alapján három márványtípust különítettek el a területen: tisztán kalcit, tisztán dolomit és talk + Mg-klorit-tartalmú márványt. Megfigyeléseink alapján úgy gondoljuk, hogy kizárólag az összetétel alapján a genetikai csoportok nem különíthetők el a vizsgált mintákban. A petrográfiai vizsgálatok eredménye alapján azok csoportosítását — az ásványos összetétel figyelembevételével — elsődlegesen szöveti alapon javasoljuk. LELKES-FELVÁRI et al. (2005) által a kalcitból és a dolomitból álló márványban leírt szemcsehatárvándorlásos dinamikus átkristályosodás bélyegei mind

a Dorozsma–4, mind a Dorozsma–54 fúrás mintáiban megfigyelhetők (I. tábla, E és H, II. tábla, B és G, III. tábla F). Az M. TÓTH (2008) által megállapított kis hőmérsékletű töréses deformáció jelei főként makroszkópos léptékben jellemzők, a mikroszkópos vizsgálatok során a mintákban képlékeny deformációra utaló bélyegek azonosíthatók. A kristályplasztikus deformációs szerkezetek jellegei alapján feltételezhető, hogy a képlékeny alakváltozás kis hőmérsékleten, vélhetően erőteljes fluidumhatás eredményeként ment végbe (NEWMAN & MITRA 1994, KENNEDY & LOGAN 1998, KURZ et al. 2000, HERWEGH & JENNI 2001, LIU et al. 2002, PASSCHIER & TROUW 2005).

Regionális kitekintés — korrelációs lehetőségek a Tiszai-főegységben

Hazánk területén a Tiszai-főegység kristályos aljzatából csupán néhány területen dokumentáltak márvány előfordulást. A Villány–Bihari-zónában mélyült Sáránd–1 fúrás kristályos kőzetek (gneisz, csillámpala) alatt középső-triász palás mészkőből, dolomitból és cippolino jellegű kalcit- és dolomárványból álló kőzetegyüttest tárt fel a Mecseki- és a Villány–Bihari-zóna határáról néhány kilométerre délre (ÁRKAI et al. 1998, BÉRCZINÉ et al. 2004). E karbonátok szerkezetileg a mélyebb helyzetű Mecseki-egységbe tartoznak. A Dorozsmai Komplexumban ismert, maximum néhány tíz méter vastagságú, erősen tektonizált márvány (LELKES-FELVÁRI et al. 2005, M.TÓTH 2008) mellett a Dél-Dunántúl kristályos aljzatában, a Baksai Komplexumban írtak le kalcit- és dolomárványt, amelyet az említett komplexumon belül két rétegcsoportba, egy felső és egy alsó márványos rétegcsoportba soroltak (SZEDERKÉNYI 1996, FINTOR et al. 2005). Kristályos mészkő, valamint márvány található a korábban Ófalui Formáció Kristályos Mészkő Tagozat néven ismert (FÜLÖP 1994), jelenleg a Juhodályvölgyi Mészkő Formációba sorolt képződményben, amely az Aranyos-völgy jobb és bal oldalán, illetve a Juhodály-völgyben tanulmányozható (GULÁCSI & KOROKNAI 2009).

Míg az Alföld kristályos aljzata felszíni kibúvások hiányában csupán mélyfúrások, karotázs szelvények és szeizmikus szelvények révén tanulmányozható, a Tiszai-főegység keleti részét képező (HAAS & PÉRO 2004, HAAS et al. 2010) Északi-Erdélyi-középhegységben számos felszíni feltárás található. Itt több márvány előfordulást is ismerünk, amelyek közül a legjelentősebbek a Kisbihari/Biharia-takarórendszerben találhatóak. Ezeket a kvarcitból, dolomárványból és márványból felépülő kőzetegyütteseket korábban a Kisbihari/Biharia-takaró prealpi polimetamorf kristályos aljzatra települő, bizonytalan proterozoos–paleozoos korú üledékes fedőnek, míg zöldpala fáciesű metamorfózisuk korát variszkuszinak tartották (MÁRZA 1965, LUPU et al. 1966). KOUNOV & SCHMID (2013) szerkezeti modellje szerint a Kisbihari/Biharia-takarórendszer a Gyalui-havasok (Munții Gilăului) és a Torockói-hegység (Munții Trascăului) területén három takaróra osztható: a Kisbihari/ Biharia-, az Aranyosbányai/Baia de Arieș- és a Vidalyi/ Vidolm-takaróra.

REISER et al. (2017a) megállapították, hogy a kérdéses márvány kőzettestek mindhárom takaróban megtalálhatók, és a prealpi polimetamorf kristályos képződményekre települő metamorfizálódott mezozoos összetetkek tekinthetők.

REISER et al. (2017b) szerint a Kisbihari/Biharia-takaró keleti részén számos, a polimetamorf kőzetekbe települő és rétegtani szintben követhető, sárgásbarna dolomárvány lencse ismert. Többnyire halványvörös–rózsaszín kvarcittal együtt fordulnak elő, és kvarcerek járnak át őket. A dolomárványra dinamikusan rekrisztallizált, finomszemcsés, heteroblasztos szövetű, 120°-os szemcseérintkezési szögek jellemzőek, a deformációs ikerlemezek morfológiai típusai közül a II., a III. és a IV. típus van jelen a kőzetben.

A Bélavári-egység (Vulturese–Belioara Unit) a Kisbihari/Biharia- és az Aranyosbányai/Baia de Arieș-takarók tektonikus érintkezési övében húzódó, zöldpala fáciesű metaüledékekből álló összlet (BALINTONI et al. 1987), amelyben — metakonglomerátum, kvarcit, szericitpala mellett — fekete, grafitos dolomit, tömeges vöröses-sárgás színű dolomit, továbbá mállottan vöröses, szericites, lemezes márvány és egy ~350 m vastag világosszürke, fehér, részben dolomitos márvány van jelen (REISER et al. 2017b).

REISER et al. (2017b) alapján a Bélavári-egységtől (Vulturese–Belioara Unit) ~20–30 km-re, Topánfalva (Câmpeni) községtől közvetlenül keletre, az Aranyosbányai/Baia de Arieș-takaróban a bizonytalan települési helyzetű Sohodoli Márvány breccsás, kataklázitos átmeneti zónán keresztül egy fekete kvarcitról és grafitos palából álló összletre települ. A márvány fehér és szürke színű, jól rétegzett, vékony vöröses színű közbetelepülésekkel váltakozik, erősen redőzött, kvarclencsét tartalmaz. A mikroszöveti bélyegek alapján a márvány szemcsehatár-vándorlásos dinamikus rekrisztallizációt mutat, a deformációs ikerlemezek közül az I., a III. és a IV. típus figyelhető meg. IANOVICI et al. (1976) szórványos crinoidea vázelemek jelenléte alapján pontosabban meg nem határozott mezozoos üledéknek gondolják. Aranyosbánya (Baia de Arieș) városától ~5 km-re, DK-re durvakristályos, fehér és sárgás márványból álló, az előbbieknél lényegesen kisebb kiterjedésű, lencseszerű kőzettestek ismertek az Aranyosbányai/Baia de Arieș-takaró kristályos tömegében, melyek kora feltételesen szintén mezozoos (KOUNOV & SCHMID 2013).

A legmagasabb helyzetű, Vidalyi/Vidolm-takaró tetején, a Marosi-öv ofiolitjaival tektonikusan érintkezve találunk több, szürke kalcitmárvány és sárgásfehér dolomárvány testet, amelyek egy kvarcitos konglomerátummal és fekete kvarcitos palával induló rétegsor részét képezik. A kalcitmárvány centiméteres–méteres rétegzettséget mutat, fillit és kvarcit közbetelepülésekkel, míg a dolomárvány tömeges (REISER et al. 2017b). A márvány durvaszemcsés, homeoblasztos szövetű, szutúrált szemcsehatárokkal. A deformációs ikerlemezek típusai közül az I., a II. és a IV. típusok vannak jelen, a mikroszöveti bélyegek alapján pedig szemcsehatárvándorlásos rekrisztallizáció mutatható ki,

amelynek hőmérsékletét 250–350 °C-ra becsülik (REISER et al. 2017b). KOUNOV & SCHMID (2013) hipotetikusan a vidalyi márványokat is mezozoos korúnak tekintik.

A Hegyes-hegység (Munții Highișului) ÉNy-i szélén a Kovászi (Covasinț), Világos (Șiria) és Almászegres (Agișu Mare) közötti területen a Pajzsi Komplexumhoz (Paiușeni Complex) kapcsolódva, intenzíven nyírt, milonitosodott metamagmatitok és metaüledékes kőzetek között alárendelten néhány méteres nagyságrendű (dolo-)márvány lencsék helyezkednek el (PAPIU & GENE 1965), amelyekről publikált adat nem érhető el.

A nagyszerkezeti besorolást tekintve a Dorozsma környéki aljzatot a Tiszai-főegységen belül a Békés–Codruizóna alkotja (HAAS et al. 2010), ami ÉNy-on a Villány–Bihari-zónára tolódott rá. Egyes értelmezések szerint azonban az Algyői-aljzatmagaslat kristályos képződményei — és azzal analóg szerkezeti helyzetűnek tekintett Dorozsmai Komplexum — már a Kisbihari/Biharia-zóna része LELKES-FELVÁRI et al. 2005, SCHMID et al. 2008). A fenti regionális kitekintés felhívja a figyelmet arra, hogy a Tiszai-főegység magyarországi részén található márványképződmények (különösen a dorozsmai márvány) komplex, átfogó petrográfiai és geokémiai vizsgálata új, független eszközt biztosíthat számunkra mind e metamorf kőzettestek megismeréséhez, mind a lokális és a regionális korrelációs kérdések tisztázásához.

Összefoglaló következtetések

Munkánk során összegeztük a márványok alapvető petrográfiai leírásához szükséges legfontosabb szempontokat a nemzetközi szakirodalom alapján, amelyet a Dorozsma–4, Dorozsma–7 és Dorozsma–54 fúrások által harántolt márványzónából készült archív vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálata során alkalmaztunk.

A megfigyeléseink alapján a dorozsmai márványt karbonát + kvarc + Mg-klorit ± talk(?) összetételű, finomszemcsés, jellemzően heteroblasztos szövetű márvány építi fel, amelyre dominánsan szutúrált, illetve beöblösödő szemcsehatárok jellemzőek, a deformációs ikerlemezek morfológiai típusai közül döntően az I., a II. és a IV. típus van jelen. A mintákban átalakult kőzetváltozat is megfigyelhető, továbbá nagyméretű, szigmoid-alakú karbonátklasztkok és szabálytalan alakú, visszaoldott peremű, polikristályos kvarcklasztkok is találhatóak a mikrokristályos alapanyagban. Helyenként a nagyméretű karbonátszemcsék deformációs ikerlemezeit kisméretű, zárványmentes karbonátszemcsék (dolomit) helyettesítik, amelyek a szemcsék szegélyén is megtalálhatók lemezes Mg-klorittal együtt.

A szöveti bélyegek alapján feltételezhető, hogy a jelenlegi ásványos összetétel és mikroszerkezet kialakulásában legalább két jelentős deformációs esemény kapott szerepet. A korábbi fázis 250 °C-ot biztosan meghaladó hőmérsékleten zajlott, majd ezt követően egy kis hőmérsékletű deformációhoz kapcsolódó fluidumhatás (metaszomatózis) is

jelentős szerepet játszhatott, amelynek eredményeként képlékeny nyírásos alakváltozás és kis hőmérsékletű dinamikus átkristályosodás jöhetett létre a kőzetben.

A dorozsmai márvány részletes petrográfiai–petrológiai és geokémiai reambulációja egy későbbi kutatásban olyan eredményeket szolgáltat, amelyek elősegíthetik az Alföld aljzati képződményeinek korrelációját. A vizsgált Dorozsmai Komplexum regionális földtani jelentőségét nyomatékosítja, hogy a legújabb kutatási eredmények bizonyították a márvány- és dolomitmárvány kifejlődések protolitjának triász korát a Kisbihari/Biharia-zónában (Erdélyi-középhegység), ahol a képződmények fekéjében a Jakabhegyi Homokkő dél-alföldi kifejlődéséhez hasonló kvarcdús metakonglomerátum jelenik meg.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani M. TÓTH Tivadarnak a munkánk elkészüléséhez szükséges feltételek biztosításáért. Továbbá köszönetet mondunk a MOL Nyrt-nek (külön köszönet illeti KISS Balázst, AMRAN Ahmedet és VOLTER Györgyöt) a Dorozsma környéki fúrásokból származó archív vékonycsiszolatok rendelkezésünkre bocsátásáért, valamint jelen tanulmány publikálásának engedélyezéséért. Köszönettel tartozunk KOROKNAI Balázsnak és MÁDAI Ferencnek az alapos és részletes lektorálásért, gondolatébresztő megjegyzéseikért. Ez a munka a K 108375 nyilvántartási számú projekt keretein belül valósult meg, a Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alapból biztosított támogatással.

Irodalom — References

- ABU-JABER, N., AL-SAAD, Z., SHIYYAB, A. & DEGRYSE, P. 2012: Provenance of white marbles from the Nabatean sites of Qasr al Bint and the colonnaded street baths at Petra, Jordan. — *Mediterranean Archaeology and Archaeometry* **12/1**, 21–29.
- AL-BASHAIREH, K. & AL-HOUSAN, A., Q. 2015: Provenance investigation of white marbles of chancel screens from Rihab Byzantine churches, northeast Jordan. — *Journal of Cultural Heritage* **16**, 591–596. <https://doi.org/10.1016/j.culher.2014.10.002>
- ANTONELLI, F., LAPUENTE, M. P., DESSANDIER, D. & KAMEL, S. 2015: Petrographic characterization and provenance determination of the crystalline marbles used in the roman city of Banasa (Morocco): New data on the import of Iberian marbles in roman North Africa. — *Archaeometry* **57**, 405–425. <https://doi.org/10.1111/arc.12099>
- ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A. & HAJDÚ, D. 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/2**, 179–210.
- BALINTONI, I., PU TE, A. & STAN, R., 1996: The Codru nappe system and the Biharia Nappe System: A comparative argumentation. — *Studia Universitatis Babeş Bolyai, Geologia* **41**, 101–113.
- BARBER, D. J. & WENK, H. R. 1979: Deformation twinning in calcite, dolomite, and other rhombohedral carbonates. — *Physics and Chemistry of Minerals* **5**, 141–165. <https://doi.org/10.1007/bf00307550>
- BARKER, A. J. 1998: *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. — Stanley Thornes Ltd, Cheltenham, 263 p. <https://doi.org/10.4324/9781315831626>
- BÉRCZI-MAKK, A. 1986: Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **29**, 261–282.
- BÉRCZINÉ MAKK, A., KONRÁD GY., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. & TÖRÖK, Á. 2004: Tiszai egység. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája, Triász*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
- BEST, M. G. 2003: *Igneous and metamorphic petrology*. — Blackwell Publishing, Berlin, 749 p.
- BORCHI, A., VAGGELLI, G., MARCON, C. & FIORA, L. 2009: The Piedmont white marbles used in antiquity: an archeometric distinction inferred by mineralogical-petrographic study and C-O stable isotope study. — *Archaeometry* **51**, 913–931. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2008.00447.x>
- BOULVAIS, P., DE PARSEVAL, P., D'HULST, A. & PARIS, P. 2006: Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. — *Mineralogy and Petrology* **88**, 499–526. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0124-x>
- BRILLI, M., GUISTINI, F., CONTE, A. M., MERCADAL, P. M., QUARTA, G., PLUMED, H. R., SCARDOZZI, G. & BELARDI, G. 2015: Petrography, geochemistry, and cathodoluminescence of ancient white marble from quarries in the southern Phrygia and northern Caria regions of Turkey: Considerations on provenance discrimination. — *Journal of Archeological Sciences, Report* **4**, 124–142. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2015.08.036>
- BUCHER, K. & GRAPES, R. 2011: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 428 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- BURKHARD, M. 1993: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. — *Journal of Structural Geology* **15**, 351–368. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90132-t](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90132-t)
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G. & PHTIADIS, A. 2004: Accessory minerals and ¹⁸O and ¹³C of marbles from the Mediterranean area. — *Journal of Cultural Heritage* **5**, 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.culher.2003.03.003>
- CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum–Paleogén*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- EBERT, A., HERWEGH, M., BERGER, A. & PFIFFNER, A. 2008: Grain coarsening maps for polymineralic carbonate mylonites: A calibration based on data from different Helvetic nappes (Switzerland). — *Tectonophysics* **457**, 128–142. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.007>
- FERILL, D. A., MORRIS, A. P., EVANS, M. A., BURKHARD, M., GROSHONG, R. H. & ONASCH, C. M. 2004: Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. — *Journal of Structural Geology* **25**, 1521–1529. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.028>

- FINTOR K., SCHUBERT F. & M. TÓTH T. 2008: Hiperszalin paleofluidum-áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében. — *Földtani Közöny* **138/3**, 257–278.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája, Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GARAGULY I., VARGA A., RAUCSIK B., SCHUBERT F., CZUPPON Gy. & HALÁSZ-SZABÓ K. 2016: Mélybetemetődési és telogenetikus átalakulások nyomai a Szegedi Dolomit Formációban. — In: BENKÓ Zs. (szerk.) 2016: Itt az idő! Kőzettani-Geokémiai folyamatok és azok geokronológiai vonatkozásai. MTA ATOMKI, Debrecen, 124 p.
- GARAGULY I., RAUCSIK B., VARGA A. & SCHUBERT F. 2017: Középső-triász dolomitok képződésének története és töréses deformációja a Szegedi-medence területén. — *Földtani Közöny* **147/1**, 39–60. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.39>
- GORGONI, C., LAZZARINI, L., PALLANTE, P. & TURI, B. 1998: An updated and detailed mineralogical and C-O stable isotopic reference database for the main Mediterranean marbles used in antiquity. — *Proceedings of the Vth ASMOSIA Conference*, 1–25.
- GULÁCSI, Z. & KOROKNAI, B. 2009: Alsó-paleozoikum, Ófalu formáció csoport. — In: BALLA, Z. & GYALOG, L. (eds): *A Mórágvi-rög északkeleti részének földtana.* — MÁFI, Budapest, 283 p.
- HAAS J. & BUDAI T. 2010: *Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarózó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez”* (1:500 000). — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 71 p.
- HAAS, J. & PÉRÓ, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93**, 297–313. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0384-9>
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KARAMATA, S., SUDAR, M., GAWLICK, H. J., GRÁDINARU, E., MELLO, J., POLÁK, M., PÉRÓ, Cs., OGORELEC, B. & BUSER, S., 2010: *Jurassic environments in the Circum-Pannonian region.* — In: VOZÁR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS, J., KOVÁCS, S., SUDAR, M., BIELIK, M., PÉRÓ, Cs. (eds): *Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region.* Geological Institute, SAS, Bratislava. Chapter 5, 157–202.
- HERWEGH, M. & JENNI, A. 2001: Granular flow in polymineralic rocks bearing sheet silicates: new evidence from natural examples. — *Tectonophysics* **332**, 309–320. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00288-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00288-2)
- IANOVICI, V., BORCO, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R. & SAVU, H. 1976: *Geology of the Apuseni Mountains.* — Academia Republicii Socialiste România, București. 631 p.
- IORDANIDIS, A., CHARALAMPIDES, G., GARCIA-GUINEA, J., CORRECHER, V. & KARAMITROU-MENESSIDI, G. 2008: A preliminary provenance study of marble artefacts from Aiani, ancient upper Macedonia, Greece. — *Geoarchaeology and Archaeomineralogy: Proceedings of the International Conference*, 103–107.
- JANSSEN, C., RYBACKI, E. & DRESEN, G. 2007: Critical re-evaluation of calcite twins as a low-temperature deformation geothermometer. — *Geophysical Research Abstract* **9**, EGU2007-A-02228.
- KARACA, Z., HACIMUSTAFAOGLU, R. & GÖKCE, M., V. 2015: Grain properties, grain-boundary interactions and their effects on the characteristics of marbles used as building stones. — *Construction and Building Materials* **93**, 166–171. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2015.05.023>
- KENNEDY, L. A. & LOGAN, J. M. 1998: Microstructures of cataclases in a limestone-on-shale thrust fault: implication for low-temperature recrystallization of calcite. — *Tectonophysics* **295**, 167–186. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(98\)00119-x](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(98)00119-x)
- KOUNOV, A. & SCHMID, S. 2013: Fission-track constraints on the thermal and tectonic evolution of the Apuseni Mountains (Romania). — *International Journal of Earth Sciences* **102**, 207–233. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0800-5>
- KOVÁCS, S., HAAS, J., CSÁSZÁR, G., SZEDERKÉNYI, T., BUDA, Gy. & NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* **43/3**, 225–328.
- KOROKNAI B. 2004: Tektonometamorf fejlődés az Upponyi- és Szendrői-paleozoikumban. — *Kézirat*, Doktori értekezés, ELTE, 239 p.
- KURZ, W., NEUBAUER, F., UNZOG, W., GENSER, J. & WANG, X. 2000: Microstructural and textural development of calcite marbles during polyphase deformation of Penninic units within the Tauern Window (Eastern Alps). — *Tectonophysics* **316**, 327–342. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(99\)00257-7](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(99)00257-7)
- LAZZARINI, L., MOSCHINI, G. & STIEVANO, B. M. 1980: A contribution to the identification of Italian, Greek and Anatolian marbles through a petrological study and the evaluation of Ca/Sr ratio. — *Archaeometry* **22**, 173–183. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1980.tb00940.x>
- LIU, J., WALTER, J. M. & WEBER, K. 2002: Fluid-enhanced low-temperature plasticity of calcite marble: Microstructures and mechanisms. — *Geology* **30/9**, 787–790. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0787:feltpo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0787:feltpo>2.0.co;2)
- LELKES-FELVÁRI, Gy., FRANK, W., SCHUSTER, R. & SASSI, R. 2005: Metamorphic history of the Algyó High (Tisza Mega-unit, basement of Great Hungarian Plain) – a counterpart of crystalline units of the Koralpe–Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps). — *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 371–394. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.2>
- LESS Gy., KOVÁCS S., SZENTPÉTERY I., GRILL J., RÓTH L., GYURICZA Gy., SÁSDI L., PIROS O., RÉTI Zs., ELSHOLZ L., ÁRKAJ P., NAGY E., BORKA Zs., HARNOS J. & ZELENKA T. 2006: *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana.* — MÁFI, Budapest, 92 p.
- LUPU, M., BORCOȘ, M. & DIMITRESCU, R. 1966: *Nota explicativa de harta geologică a Republicii Socialiste România. Foaia 1:200.000 Turda.* — Comitetul de Stat al Geologiei Institutul Geologic, București, 42 p.
- MÁRZA, I. 1965: Unitatea petrografică i paleostratigrafică a masivelor de carbonați metamorfici: Vulturese–Scărisoara–Leurda (Bazinul Arie ului). — *Analele Universității București: Seria tiințele naturii. Geologie Geografie* **14**, 9–17.
- MELFOS, V., VOUDOURIS, P., PAPADOPOULOU, L., SDROLIA, S. & HELLY, B. 2010: Mineralogical, petrographic and stable isotopic study of ancient white marble quarries in Thessaly, Greece – II. Chasanbali, Tempi, Atrax, Tisaion Mountain. — *Bulletin of the Geological Society of Greece* **XLIII/2**, 845–855. <http://dx.doi.org/10.12681/bgsg.11250>
- MOENS, L., ROOS, P., DE RUDDER, J., DE PAEPE, P., VAN HENDE, J. & WAELKENS, M. 1988: A multi-method approach to the identification of white marbles used in antique artifacts. — In: HERZ, N. & WAELKENS, M. (eds): *Classical marble: Geochemistry, technology, trade.* Springer, Dordrecht, 464 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-7795-3>

- M. TÓTH T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. — Doktori értekezés, MTA, 399 p.
- NÉMETH N. & MÁDAI F. 2004: Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. mikroszerkezeti jellemzők. — *Földtani Közlöny* **134/1**, 1–28.
- NEWMAN, J. & MITRA, G. 1994: Fluid-influenced deformation and recrystallization of dolomite at low temperatures along a natural fault zone, Mountain City window, Tennessee. — *Geological Society of America Bulletin* **106**, 1267–1280. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<1267:fidaro>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<1267:fidaro>2.3.co;2)
- PAPIU, V. C. & GHENEA, C. 1965: *Nota explicativa de harta geologică a Republicii Socialiste România. Foia 1:200.000 Arad.* — Comitetul de Stat al Geologiei Institutul Geologic, București, 25 p.
- PASSCHIER, C. S. & TROUW, R. A., J. 2005: *Microtectonics.* — Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 366 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3>
- POLIKRETI, K. 2007: Detection of ancient marble forgery: Techniques and limitations. — *Archaeometry* **49**, 603–619. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2007.00325.x>
- POLIKRETI, K. & MANIATIS, Y. 2002: A new methodology for the provenance of marble based on EPR spectroscopy. — *Archaeometry* **44**, 1–21. <https://doi.org/10.1111/1475-4754.00040>
- REISER, M.K., SCHUSTER, R., SPIKINGS, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. 2017a: From nappe stacking to exhumation: Cretaceous tectonics in the Apuseni Mountains (Romania). — *International Journal of Earth Sciences* **106**, 659–685. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1335-y>
- REISER, M.K., SCHUSTER, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. 2017b: Constraints on the depositional and tectonometamorphic evolution of marbles from the Biharia Nappe System (Apuseni Mountains, Romania). — *Geologica Carpathica* **68/2**, 147–164. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0012>
- RICCA, M., BELFIORE, C. M., RUFFOLO, S. A., BARCA, D., BUERGO, M. A. D., CRISCI, G. M. & LA RUSSA, M. F. 2015: Multi-analytical approach applied to the provenance study of marbles used as covering slabs in the archeological submerged site of Baia (Naples, Italy): The case of the „Villa con ingresso a protiro”. — *Applied Surface Science* **357**, 1369–1379. <https://doi.org/10.1016/j.apsusc.2015.10.002>
- RUTTER, E. H. 1971: The influence of interstitial water on the rheological behaviour of calcite rocks. — *Tectonophysics* **14**, 13–33. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(72\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90003-0)
- RYBACKI, E., EVANS, B., JANSSEN, C., WIRTH, R. & DRESEN, G. 2013: Influence of stress, temperature, and strain on calcite twins constrained by deformation experiments. — *Tectonophysics* **601**, 20–36. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.021>
- SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101**, 139–183
- SZEDERKÉNYI T. 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. — Doktori értekezés, MTA, 183 p.
- SZEDERKÉNYI, T. 1996: Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of Tisia Megaunit (Tisia composite terrane). — *Acta Mineralogica Petrographica* **37**, 143–160.
- SZEDERKÉNYI, T. 2001: Tisza mega-unit. Prealpine evolution. — In: HAAS, J. (ed): *Geology of Hungary*, Eötvös University Press, Budapest, 148–161. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8>
- SUDAR, M. & KOVÁCS, S. 2006: Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated beneath ophiolite complexes: Kopanoik Mountain (Serbia) and Bükk Mountain (NE Hungary) a preliminary comparison. — *Geologica Carpathica* **57/3**, 157–176.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- WINTER, O. D. 2001: *An introduction to igneous and metamorphic petrology.* — Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 697 p
- YARDLEY, B. W. D. 1989: *An introduction to metamorphic petrology.* — Longman Scientific & Technical, Essex, England, 248 p
- ZÖLDFÖLDI, J. 2003: Provenance of the White Marble Building Stones in the Monuments of Ancient Troia. — In: WAGNER, G. A., PERNICKA, E. & UERPMANN, H. P. (eds): *Troia and the Troad*, Springer, Berlin, 203–222. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-05308-9>
- ZÖLDFÖLDI, J. 2011: 5000 Years Marble History in Troia and the Troad, Petroarchaeological Study on the Provenance of White Marbles in West Anatolia. — Doktori értekezés, Tübingen, 290 p.

Kézirat beérkezett: 2017. 03. 27.

I. tábla—Plate I

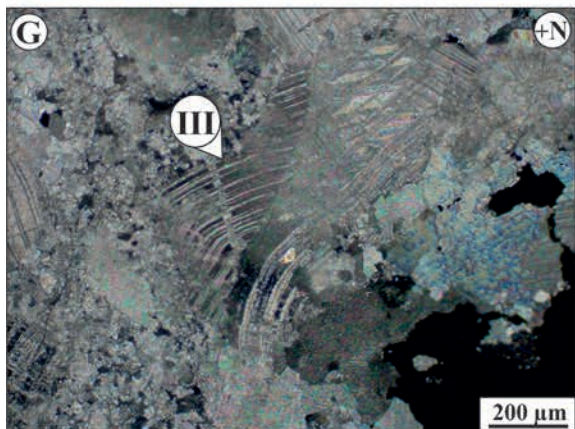
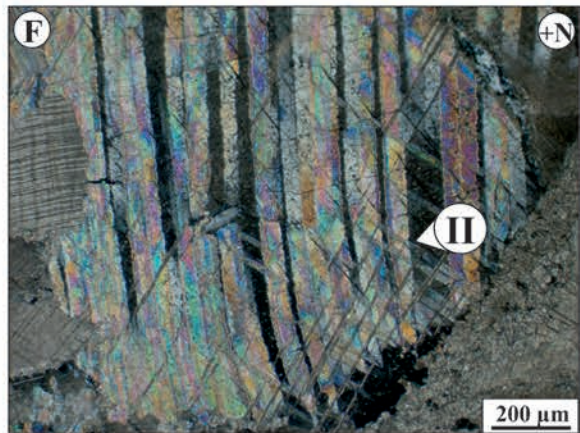
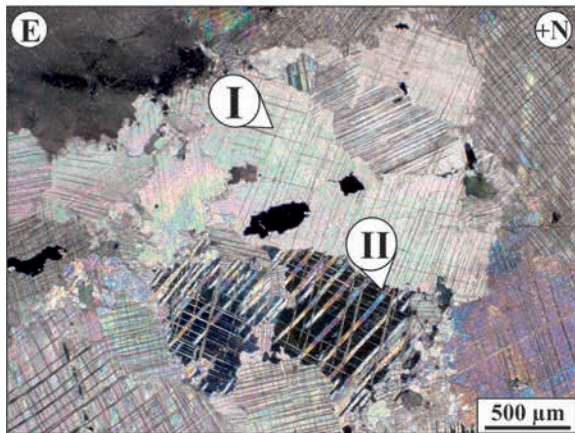
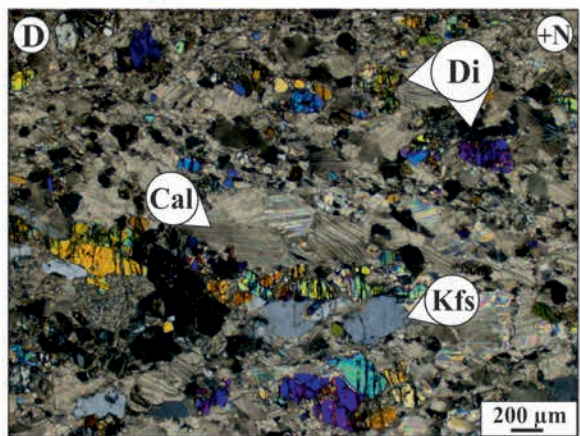
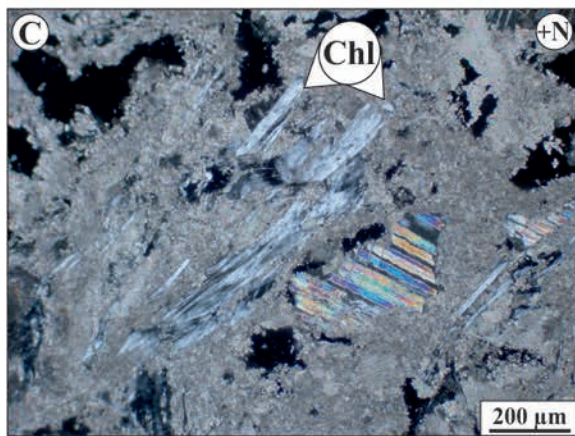
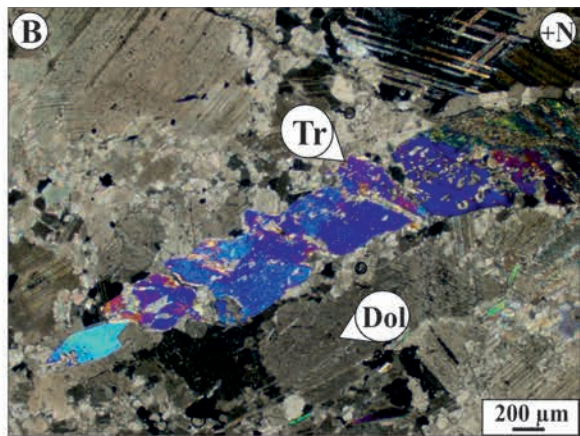
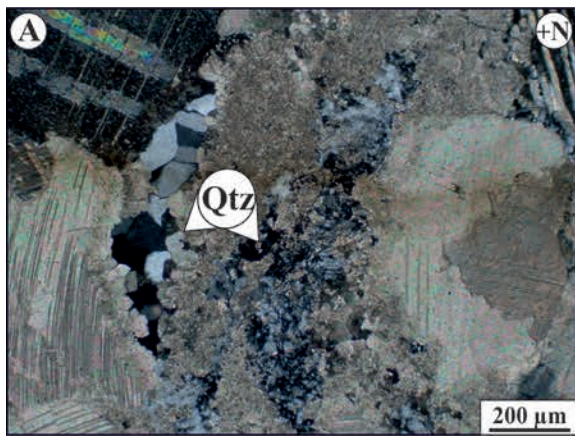
A márványokban előforduló jellegzetes szilikátásványok, valamint a deformációs ikerlemezek morfológiai típusai; a minták a Dorozsma-54 és a Baksa-2 fúrásból származnak.

- (A) Finomszemcsés, heteroblasztos szövettű, karbonát + kvarc összetételű márvány (Do-54; 27759).
- (B) Heteroblasztos szövettű, tremolit tartalmú dolomárvány (Baksa-2; 840,1 m).
- (C) Nagyon finomszemcsés kőzetváltozat karbonát + Mg-klorit összetétellel (Do-54; 27875).
- (D) Finomszemcsés, diopszid és káliföldpát tartalmú márvány (Baksa-2; 137,5 m).
- (E) Vékony vonalként jelentkező I. típusú ikerlemezek (Do-54; 27765).
- (F) Vastag, táblás megjelenésű II. típusú ikerlemezek (Do-54; 27762).
- (G) Szemcsehatár felé fokozatosan elvékonyodó, III. típusú deformációs ikerlemezek (Do-54; 27763).
- (H) Foltszerű megjelenésű, IV. típusú ikerlemezek (Do-54; 27761).

Characteristic silicate minerals of marbles and the morphological types of deformation twins; samples from borehole Dorozsma-54 and Baksa-2:

- (A) *Fine-grained marble with heteroblastic texture composed of carbonate + quartz (Do-54; 27759).*
- (B) *Tremolite-bearing dolomite marble with heteroblastic texture (Baksa-2; 840.1 m).*
- (C) *Very fine-grained rock type with a composition of carbonate + Mg-chlorite (Do-54; 27875).*
- (D) *Diopside and K-feldspar-bearing fine-grained marble (Baksa-2; 137.5 m).*
- (E) *Type I: the twins appear as thin black lines in the grains (Do-54; 27765).*
- (F) *Type II: thick tabular twins with type I twins (Do-54; 27762).*
- (G) *Type III: the twins are slightly tapered toward the grain boundary (Do-54; 27763).*
- (H) *Type IV: thick patchy twins and the trails of tiny grains (Do-54; 27761).*

I. tábla — Plate I



II. tábla — Plate II

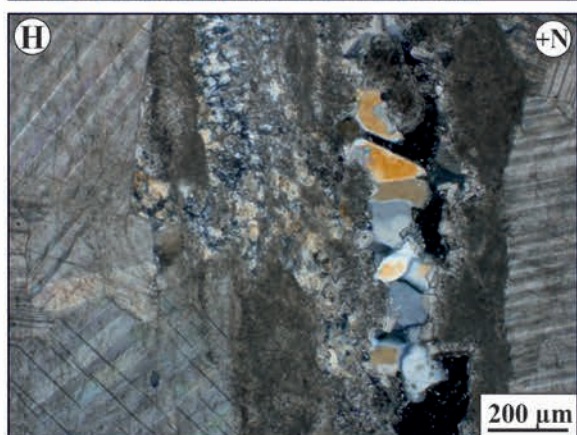
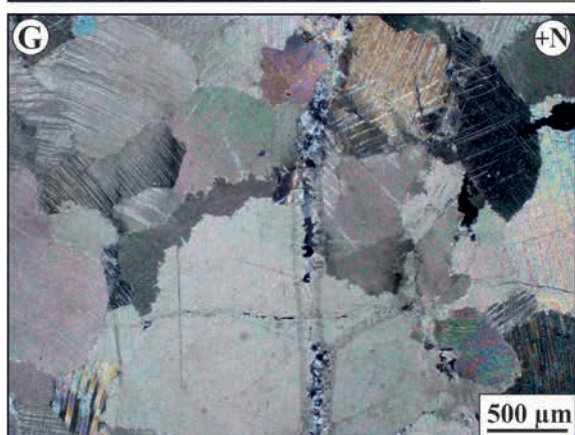
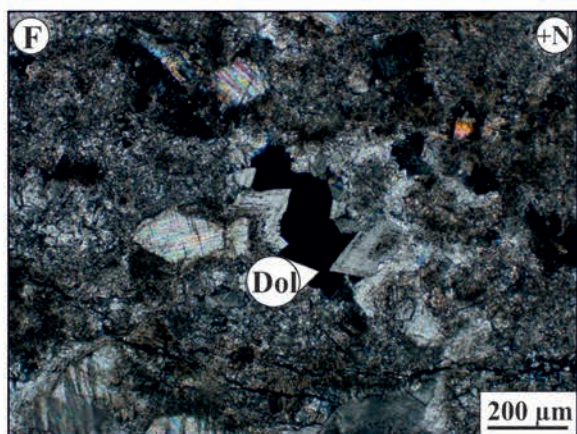
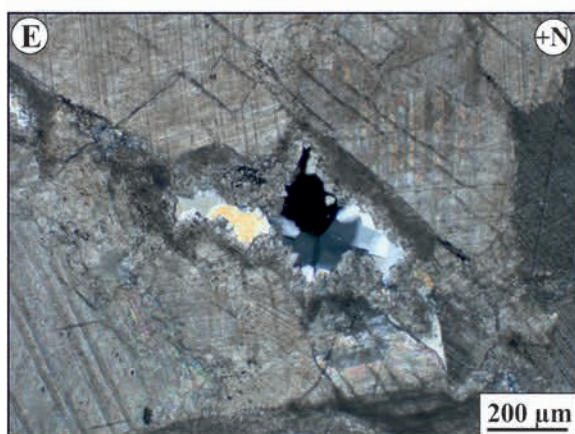
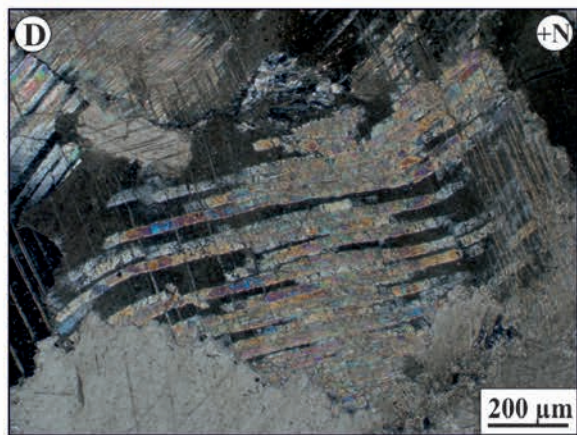
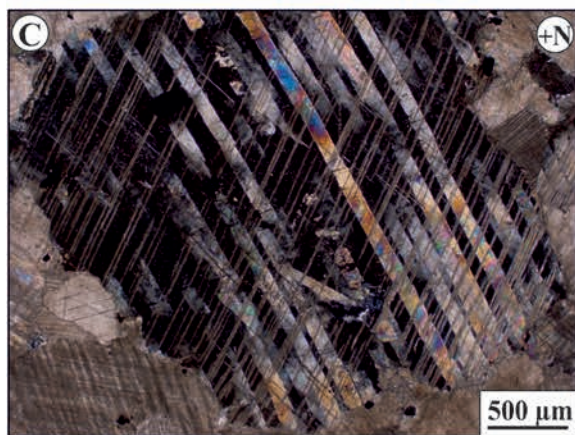
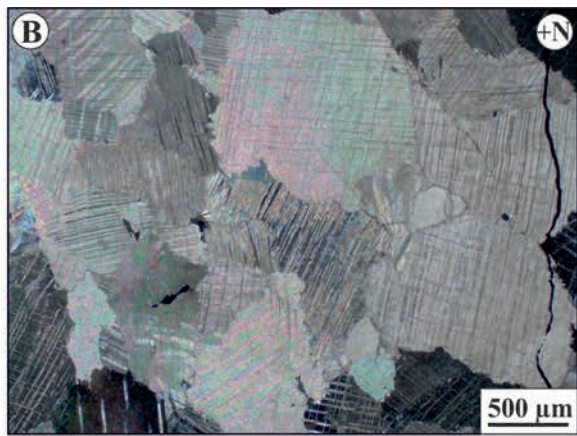
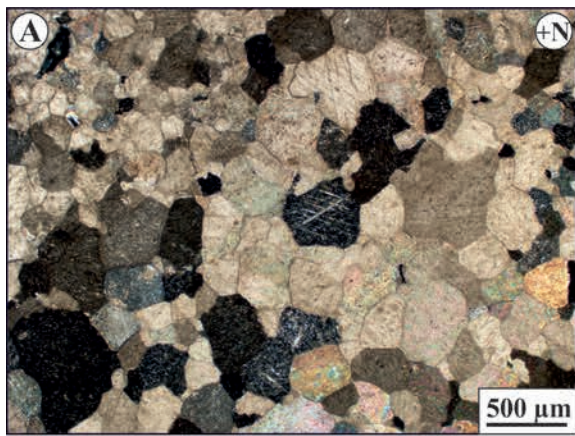
A Dorozsma–54 fúrásban található márvány szöveti jellegzetességei.

- (A) Egyensúlyi, homeoblasztos szövetű, nagyon finomszemcsés márvány, egyenes szemcsehatárokkal és 120°-os szemcseérintkezési szöggel (Do–54; 27326).
- (B) Heteroblasztos szövetű, finomszemcsés márvány szutúrált szemcsehatárokkal (Do–54; 27759).
- (C) I., II., és IV. típusú deformációs ikerlemezek karbonátszemcsében (Do–54; 27761).
- (D) I. típusú és hajlott II. típusú deformációs ikerlemezek (Do–54; 27759).
- (E) Mikrokrisztályos szegéllyel rendelkező oldódásos üreg, amelyet tömbös kvarc tölt ki, az üreg peremén pedig apró karbonátszemcsék figyelhetők meg (Do–54; 27759).
- (F) Idiomorf, zónás karbonátkristályok az oldódásos üreg falán (Do–54; 27878).
- (G) Mikrokrisztályos kvarccal kitöltött ér finomszemcsés karbonátperemmel (Do–54; 27759).
- (H) Fenn-nőtt kvarekristályok által kitöltött ér (Do–54; 27759).

Characteristic fabrics of the marble from the core Dorozsma–54:

- (A) *Homeoblastic texture of very fine-grained marble with crystals showing triple junction at 120° and straight grain boundaries (Do–54; 27326).*
- (B) *Heteroblastic texture of fine-grained marble showing sutured grain boundaries (Do–54; 27759).*
- (C) *Type I, II and type IV deformation twins in a single carbonate grain (Do–54; 27761).*
- (D) *Type I and deformed type II twins (Do–54; 27759).*
- (E) *Vuggy pore lined by tiny carbonate grains and filled by blocky quartz (Do–54; 27759).*
- (F) *Idiomorphic carbonate grain showing zonation at the margin of the vug (Do–54; 27878).*
- (G) *Vein with very fine-grained carbonate margin and microcrystalline quartz infilling (Do–54; 27759).*
- (H) *Vein filled with blocky quartz (Do–54; 27759).*

II. tábla — Plate II



III. tábla—Plate III

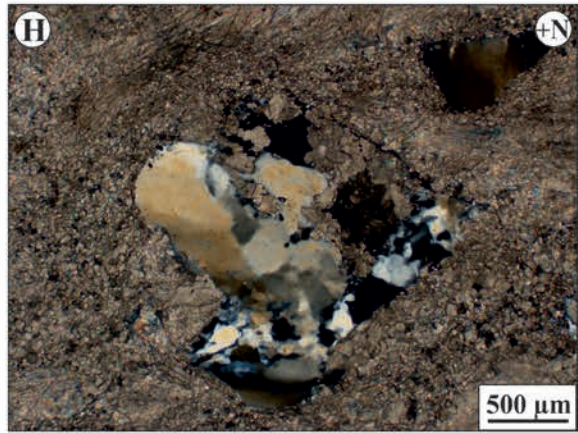
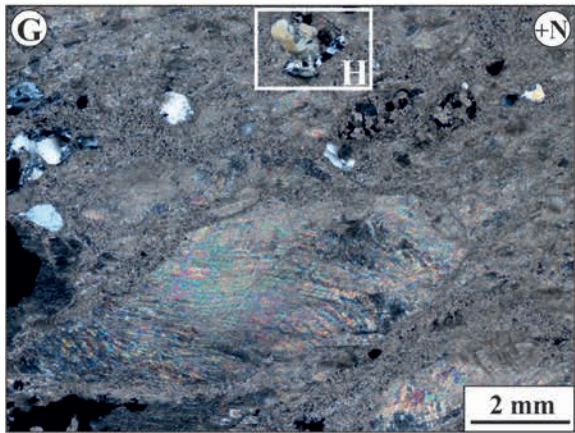
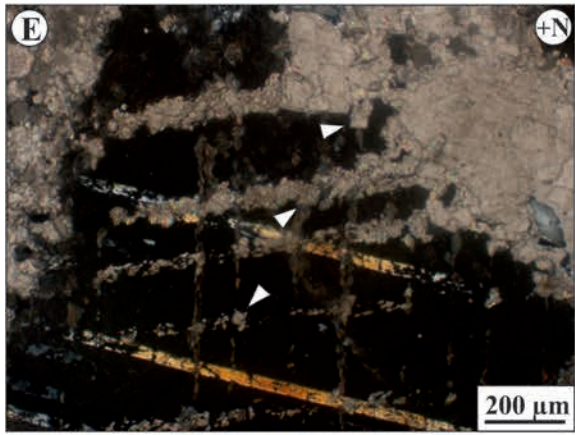
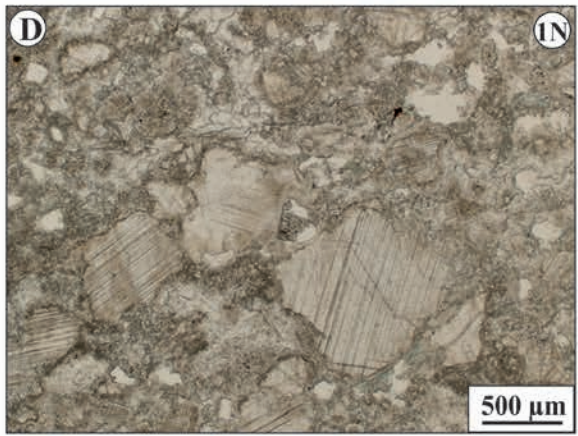
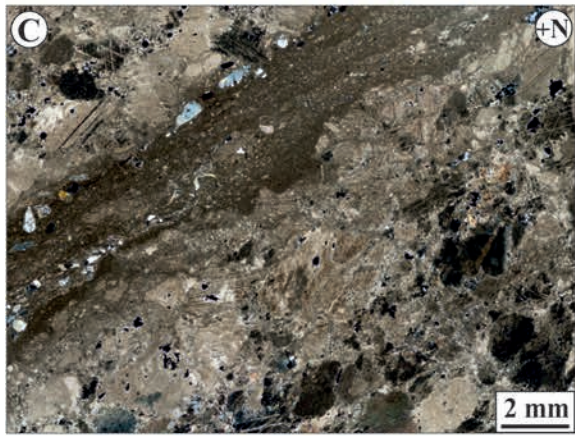
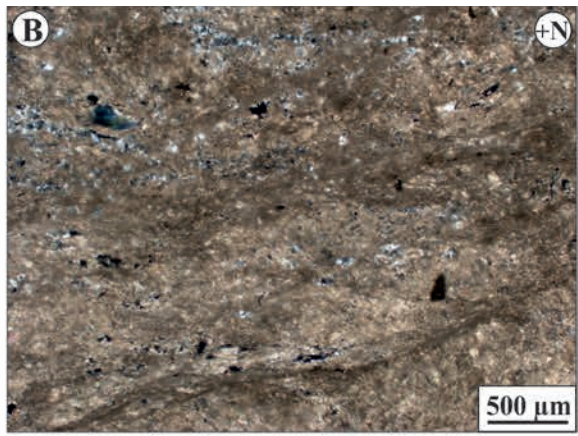
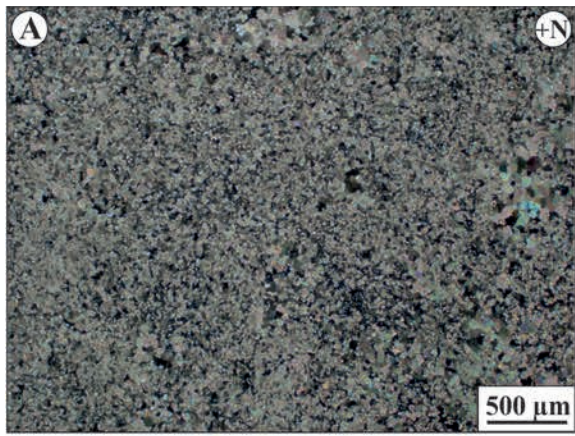
A Dorozsma–54, a Dorozsma–4, valamint a Dorozsma–7 fúrásokból származó márványok szöveti jellegzetességei.

- (A) Nagyon finomszemcsés kőzetváltozat, helyenként mikrokristályos kova helyettesítéssel (Do–54; 27763).
- (B) Mikrokristályos (<5 µm) kőzetváltozat a Dorozsma–4 fúrásból (Do–4; 14-1(2)).
- (C) Deformációs sáv oldódási nyomokkal. A sávtól távolodva a szemcseméret növekedése figyelhető meg (Do–54; 27341).
- (D) Korrodált karbonátszemcsék mikrokristályos karbonát és kova alkotta mátrixban, a rezorbeált szemcséken továbbnövekedési perem figyelhető meg (Do–54; 27341).
- (E) Deformációs ikerlemez helyettesítő apró, zárványmentes karbonát (dolomit) szemcsék (nyíl) (Do–4; 14-1(2)).
- (F) Finomszemcsés, heteroblasztos szövetű márvány mag-köpeny szerkezettel (Do–4; 14-1 (2)).
- (G) Nagy méretű, szigmoid alakú karbonátklasztkok a mikrokristályos mátrixban (Do–7; 8-1-d(2)).
- (H) Szabálytalan alakú, alszemcsés szerkezetű, unduláló kioltású polikristályos kvarcklasztkok a nagyon finomszemcsés karbonát mátrixban (Do–7; 8-1-d(2)).

Characteristic fabrics of the marble samples from the cores Dorozsma–54, Dorozsma–7 and Dorozsma–4:

- (A) *Very fine-grained rock type with a microcrystalline quartz replacement (Do–54; 27763).*
- (B) *Microcrystalline (<5µm) rock type in the core Dorozsma–4 (Do–4; 14-1(2)).*
- (C) *Deformation band with traces of dissolution. The average grain size increases away from the deformed zone (Do–54; 27341).*
- (D) *Corroded carbonate grains in a matrix composed of very fine-grained carbonate and microcrystalline quartz. At the rim of the carbonate grains overgrowth margin can be identified (Do–54; 27341).*
- (E) *Deformation twins are replaced by tiny, inclusion free carbonate (dolomite) grains (arrow) (Do–4; 14-1(2)).*
- (F) *Fine-grained marble with heteroblastic texture showing core-mantle structure (Do–4; 14-1 (2)).*
- (G) *Carbonate grains showing sigmoid shape in the microcrystalline matrix (Do–7; 8-1-d(2)).*
- (H) *Irregular shaped polycrystalline quartz grains with dissolved edges, undulose extinction and signs of dynamic recrystallization in the very fine-grained carbonate matrix (Do–7; 8-1-d(2)).*

III. tábla — Plate III



A Gyűrűfű Riolit Formáció kőzettani vizsgálatának eredményei a Villányi-hegység északi előterében

SZEMERÉDI Máté^{1*}, VARGA Andrea¹, LUKÁCS Réka², PÁL-MOLNÁR Elemér^{1,2}

¹SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

²MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

*levelező szerző, e-mail: szemeredi.mate@gmail.com

Petrography of the Gyűrűfű Rhyolite Formation, northern foreland of the Villány Mts, Hungary

Abstract

In this study rocks samples of Gyűrűfű Rhyolite Formation were observed from deep drillings at northern foreland of the Villány Mts. Remained cores and thin sections from Bisse–1, Peterd–1, Szava–1, Vókány–2, Egerág–7 and Szalánta–3 drillings were available in varying — but generally restricted — number for the petrographic reambulation. Based on the new petrographic descriptions and the previous reports, 2 main lithological groups were distinguished in the area: lava rocks and pyroclastites. Based on the mineralogical composition and texture the following rock types are distinguishable: (1) pyroclastites with rhyolitic composition (Peterd–1; Vókány–2, upper section; Egerág–7, upper section; Szalánta–3, upper section and presumably Bisse–1, upper section); (2) lava rocks with rhyolitic composition (Bisse–1, lower section; Szava–1; Vókány–2, lower section); (3) lava rocks with dacitic composition (Egerág–7, lower section); (4) lava rocks with rhyodacitic–dacitic composition (Szalánta–3, lower section).

At northern foreland of the Villány Mts, the magmatic activity started with lava flows (creating a rhyolitic lava dome/lava flow in the area of Szava and Bisse–Vókány and rhyodacitic–dacitic lava rocks in the area of Egerág–Szalánta) and was followed by explosive eruptions, covering the area with thick ignimbrite sheets.

Pyroclastites explored by drillings have rhyolitic composition at present but their crystal-rich character may refer to dacitic initial melt composition; resembling to the so-called crystal-rich monotoneous intermediates. These products are connected to reactivated crystal mush from middle–upper crustal magma reservoirs. Considering that pyroclastites were affected by a posterior K-metasomatic process (e.g. adularization of feldspars in rocks of Peterd–1), the modification of their chemical composition cannot be excluded. Further studies of the garnet crystals observed in the pyroclastites of Egerág–7 and Szalánta–3 deep drillings could help to refine the nature of Permian volcanism in the area.

Our new results suggest that at northern foreland of the Villány Mts — similarly to analogous regions of European Variscides (e.g. Intra-Sudetic Basin, Southern Permian Basin, Munții Apuseni) — a chemically complex, possibly long lasting volcanic system worked and produced the rock materials that were formerly handled as one separate stratigraphical marker formation. For further investigation of this system, radiometric age dating of each borehole (U–Pb, zircon) and whole rock (major and trace elements) geochemical analyses are planned.

Keywords: Villány Mountains, Gyűrűfű Rhyolite, Permian, pyroclastite, lava rock, garnet, K-metasomatism

Összefoglalás

Munkánkban a Gyűrűfű Riolit Formáció Villányi-hegység északi előterében mélyfúrások által feltárt kőzeteit vizsgáltuk. A Bisse–1, a Peterd–1, a Szava–1, a Vókány–2, az Egerág–7 és a Szalánta–3 fúrásokból változó, de alapvetően korlátozott mennyiségű fúrómag és vékonycsiszolat állt rendelkezésre a kőzettani reambulációhoz. Petrográfiai megfigyeléseink, valamint az archív jelentések adatai alapján két fő litológiai csoportot különböztettünk el a területen: lávaközeteket és piroklasztitokat. Ásványos összetétel és szövet alapján a következő kifejlődések különböztethetők meg a Gyűrűfű Riolitban: (1) riolitos összetételű lapillitufa (Peterd–1, Vókány–2 felső szakasza, Egerág–7 felső szakasza, Szalánta–3 felső szakasza és feltételezhetően a Bisse–1 felső szakasza); (2) riolitos összetételű lávaközet (Bisse–1 alsó szakasza, Szava–1, Vókány–2 alsó szakasza); (3) dácitos összetételű lávaközet (Egerág–7 alsó szakasza); (4) riodácitos–dácitos összetételű lávaközet (Szalánta–3 alsó szakasza).

A Villányi-hegység északi előterében feltételezhető egy korábbi, lávaöntéssel járó magmás tevékenység (többek között Bisse–Vókány és Szava térségében egy riolitos összetételű lávadómot/lávaárat, míg Egerág–Szalánta térségében riodácitos–dácitos összetételű lávaközeteket létrehozva), időben ezt követte egy robbanásos kitérésekkel kísért vulkanizmus, amely jelentős vastagságú ignimbrittakaróval fedte be a területet.

A mélyfúrásokban feltárt, jelenleg riolitos összetételű piroklasztitok kristálygazdagsága szakirodalmi adatok alapján dácitos kiindulási olvadékösszetételre jellemző, ami hasonlít az úgynevezett monoton intermedier képződményekre. Az ilyen vulkáni kőzetek egy középső–felső kéregbeli magmatározó kristálykása reaktivációjaként értelmezhetők. Figye-

lembe véve, hogy a piroklasztitokat utólagos kálimetaszomatikus hatások érték (pl. a Peterd–1 fúrás földpátjainak adalárosodása), nem zárható ki azok kémiai összetételének módosulása. A Villányi-hegység északi előterében a permi vulkanizmus jellegének pontosításához ezért további részletes kutatás szükséges, amit az Egerág–7 és a Szalánta–3 fúrások piroklasztitjaiban megjelenő magmás eredetű gránátkristályok vizsgálata is elősegíthet.

Eredményeink azt mutatják, hogy a Villányi-hegység északi előterében — az európai Variszcidák analóg területeihez (pl. Intra-Szudéta-medence, Dél-Permi-medence, Erdélyi-szigethegység) hasonlóan — egy kemizmusát tekintve is összetett, akár hosszabb ideig fennálló vulkáni rendszer működhetett, amelynek kőzeteit korábban egyszerűsítve, egyetlen rétegtani marker képződményként kezelték. A rendszer alaposabb megismeréséhez a fúrásonkénti radiometrikus (U-Pb, cirkon) kormérések, továbbá a teljes kőzet (fő- és nyomelem) geokémiai vizsgálatok hozhatnak előrelépést.

Kulcsszavak: Villányi-hegység, Gyűrűfői Riolit, perm, piroklasztit, lávakőzet, gránát, kálimetaszomatózis

Bevezetés, előzmények

A Dél-Dunántúl nagy vastagságú paleozoos rétegsorában a Gyűrűfői Riolit az egyetlen vulkáni kőzetasszociáció, amely a Mecsek nyugati előterében, Gyűrűfőtől délre bukkan felszínre. A 20. század második felének uránérckutató fúrásai alapján a formáció felszín alatti elterjedési területei (Nyugati-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere, Máriakévend–Báta közötti terület) is ismertté váltak, amelyek közül — a korábbi kutatási jelentésekben (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998) leírt kőzettani változatosságból (láva, tufa, tufit, agglomerátum, kürtő fácies és szubvulkáni mikrogránit) adódóan — a Villányi-hegység északi előtere az egyik legnagyobb jelentőségű.

A korábbi összefoglaló tanulmányokban az alsó-perminek tekintett Gyűrűfői Riolit felszíni kőzetanyagát egységesen lávakőzetként írták le (SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, JAKAB 2005). Ezzel szemben HIDASI et al. (2015) és SZEMERÉDI

et al. (2016) a Nyugati-Mecsekből — Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti területről — származó kőzetanyagot piroklasztár üledékként, azon belül egy átalakult, különböző mértékben összesült, kristálygazdag, horzsakőtartalmú lapillitufaként (ignimbrit) határozták meg. Cirkonkristályokból mért U-Pb izotópkor adatok alapján a nyugati-mecseki vulkanizmus legvalószínűbb kora $267,2 \pm 4,1$ millió év (VARGA et al. 2015, SZEMERÉDI 2016); azaz fiatalabb eseményről van szó, mint ahogyan azt korábban feltételezték (BARABÁSNÉ STUHL 1988, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

A nyugati-mecseki felszíni feltárás petrográfiai revízióját követően munkánkban a Villányi-hegység északi előteréből származó Gyűrűfői Riolit kőzetminták (fúrómagok és archivált csiszolatok) kőzettani újrvizsgálatát végeztük el. Sajnos napjainkra az egykori mélyfúrás kőzetanyag jelentős része megsemmisült, azonban a csekély számú minta a korábbi jelentések kritikai szemléletű áttekintésével együtt lehetőséget biztosított a modern szemléletű leírásra és az arra épülő genetikai értelmezésre.



1. ábra. A Gyűrűfői Riolit Formáció elterjedése a Dél-Dunántúl területén, az azt feltáró legfontosabb mélyfúrások feltüntetésével (BARABÁSNÉ STUHL 1988 alapján)

Jelmagyarázat: 1 – hegyvidék/dombvidék, 2 – a Gyűrűfői Riolit felszín alatti elterjedése, 3 – országhatár, 4 – mélyfúrás

Figure 1. The regional spread of Gyűrűfői Rhyolite Formation in the area of Southern Transdanubia, displaying the most significant deep drillings that explored the formation (based on BARABÁSNÉ STUHL 1988)

Key: 1 – hills/mountains, 2 – the subsurface spread of Gyűrűfői Rhyolite Formation, 3 – frontier, 4 – deep drilling

A Gyűrűfői Riolit Formáció elterjedése és megjelenése a Villányi-hegység északi előterében — a 20. századi kutatástörténet áttekintése

A Villányi-hegység északi előterében a Gyűrűfői Riolitot harántoló uránérckutató fúrások a 20. század második felében két hullámban mélyültek. A kutatások 1968–69-es, első szakaszában fúrták a Bisse–1, a Peterd–1, a Szava–1 és a Vókány–2 mélyfúrásokat, míg a második kutatási szakaszban, az 1980-as évek elején mélyítették az Egerág–7 és a Szalánta–3 fúrásokat (*I. ábra*). A Villányi-hegység északi előterének fúrásaira vonatkozó legfontosabb szakirodalmi adatokat (fekü, fedő, vastagság, petrográfiai jellemzők) az *I. táblázatban* foglaltuk össze.

A Villányi-hegység északi előterében feltárt kőzetanyagra vonatkozó korábbi petrográfiai megfigyeléseket nagyobb részletességgel az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalatnál (MÉV) készített zárójelentésekben (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) és a formációra is kitérő összefoglaló tanulmányokban (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998) írták le. A következőkben az adattári jelentések alapján az egyes mélyfúrások által harántolt vulkanitokhoz tartozó legfontosabb megfigyeléseket, valamint azok korábbi értelmezéseit összegezzük.

Bisse–1

A Bisse–1 fúrás vulkanit összletét a korábbi dokumentációkban két részre bontották. Az alsó, kisebb vastagságú szakaszon változó keménységű, tarka „kvarcporfír” lávakőzetet írtak le (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). Ezzel szemben a felső szakaszt dominánsan erősen lebontott, osztályozatlan és változó szemcseméretű, laza vagy rétegzett piroklasztitok (tufit, tufa, agglomerátum), alárendelten „kvarcporfír” (riolit) lávakőzetek alkotják, homokkő–aleurolit-betelepülésekkel. Az üledékes képződményekbe rendszertelenül „kvarcporfír” anyagú kavicsok is települnek (ún. „x fácies”; KASSAI 1976).

A fúrás alsó részén elkülönített, változatos szövetű (*I. táblázat*) riolitot egyöntetű lávaömlés (és/vagy felszín közeli magmabenyomulás) eredményeként értelmezték (KASSAI 1976, FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). A fúrás felső szakaszát egyidejű vulkáni működés és (legalább részben sekélyvízi) üledékképződés eredményének vélték (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). KASSAI (1976) munkájában szintén víz alatti lerakódási körülményekkel magyarázta a rétegzett piroklasztitok létrejöttét, míg az „x fáciesű” törmelékes képződményeket (aleurolit, homokkő) az egyidejű vulkáni működés és üledékképződés eredményeinek tekintette.

Peterd–1

A Gyűrűfői Riolit a Peterd–1 fúrás által harántolt kifejlődésében homogén, a fúrás szakaszon belül se színben (fakóvörös–drapp), se szemcseméretben jelentős változást

nem figyeltek meg (FAZEKAS 1978). A fluidális, felziteszferolitos szövetű kőzetben a fenokristályok (34,6%) töredeztettek, jellemzően több mm-es méretűek (*I. táblázat*). A mintákban továbbá „cseppalakú képletek, tekervényes alakulatok” jelentek meg, amelyek sugaras körbefogták a porfirikiválásokat (FAZEKAS 1978). A minták szövege az archív jelentések alapján ép; átalakulás jelei csak a földpát kristályokban (agyagásványosodás) mutatkoztak. A genetikai értelmezés szerint a fúrás anyaga „típusos vulkáni láva kiömléses képződmény” (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). KASSAI (1976) ezzel szemben a fúrásban feltárt kőzetanyagot a „vókányi kvarcporfír” mélységi megfelelőjeként értelmezte.

Szava–1

A Szava–1 fúrásban feltárt vulkanit a korábbi jelentések alapján egyöntetű, szürke, zöldesszürke vagy fakószürke színű, durvaporfíros (felzites, mikrogránitos és mikrogránitos-szferolitos) kőzet. Az alapszövet szemcsemérete a fúrás során belül változó. A kőzetanyagban különböző kitöltésű (pl. kvarc, hematit, karbonát)-ereket írtak le, továbbá hidrotermális szulfidos ércesedés nyomait dokumentálták (FAZEKAS & VINCZE 1991). Az uránérckutató jelentésekben a Szava–1 fúrás kőzetanyagát szubvulkáni vagy telér kifejlődésű mikrogránit-porfírként értelmezték (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). Kiemelték továbbá a Szava–1 fúrásban feltárt szubvulkánit és a Vókány–2 fúrás alsó szakaszában elkülönített „mikrogránit porfír” hasonló kémiai jellegét (FAZEKAS in KASSAI 1976, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

Vókány–2

A Vókány–2 fúrás Gyűrűfői Riolitot harántoló szakaszát a Bisse–1 mélyfúráséhoz hasonlóan két jól elkülönülő egységre osztották (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). A Vókány–2 fúrás alsó szakaszán tömör, változó mértékben átalakult, mikrokristályos vulkanitot harántolt. A szakasz kőzeteinek szövege mikrogranofíros, mikroszferolitos és mikropoikilites (*I. táblázat*). A mélyfúrás alsó szakaszának kőzetanyagát korábban kürtő fáciesű képződményként értelmezték (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). KASSAI (1976) nézete szerint azonban kis mélységben kristályosodott mikrogránit-porfír (szubvulkáni kürtő, kőzet-telér, kisméretű lakkolit), amely a fúrásban feltárt összlet felső részét alkotó „kvarcporfírral” ásványos- és kémiai jellege alapján ugyanazon magmából származik.

A kisebb vastagságú felső szakaszt vulkáni (láva és piroklasztit), vulkanoszediment és üledékes összlet alkotja (*I. táblázat*). A fluidális, felzites lávakőzetben gyakoriak a folyási szövetet követő „lencsék, tekervényes szalagok, amelyek belsejét agyagásvány tölti ki” (FAZEKAS 1978). A fakózöld tufa osztályozatlan, gyakran vörös és fakózöld agyagkő-, agyagpala- vagy aleurolitkavicsokat tartalmaz. A szakasz legalsó részén erősen lebontott, kovásodott, agyagosodott durva breccsát figyeltek meg. A fúrás felső szakaszát

I. táblázat. A Gyűrűfű Riolit Formációt a Villányi-hegység északi előterében feltáró mélyfúrások paramétereit (fékü, fedő, vastagság), illetve a kőzetanyagokhoz tartozó petrográfiai megfigyeléseket és genetikai értelmezéseket összefoglaló táblázat (KASSAI 1976, FAZEKAS 1978, KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FAZEKAS & VINCE 1991)

Table I. Summarizing table of deep drillings (base, top, thickness) with the corresponding former petrographic observations and genetical interpretations, exploring Gyűrűfű Rhyolite Formation north from the Villány Mts, Southern Transdanubia (KASSAI 1976, FAZEKAS 1978, KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FAZEKAS & VINCE 1991)

Fúrás	Fekü	Fedő	Vastagság (tagolás)		Petrográfiai megfigyelések	Átalakulások	Genetika
			428,3 m	felső szakasz: 348,8 m (676,2-1025,0 m-es mélységeköz)			
Bísse-1	Korpádi Homokkő Formáció (alsó-perm)	Jakabhgyi Homokkő Formáció (alsó-triász)	428,3 m	alsó szakasz: 79,5 m (1025,0-1104,5 m)	laza piroklasztikumok homokkő-aleuroit betelepülésekkel – lebontott tufák; összetétel: kvarc, ortoklász és a kvarcporfir alapszövet törmelékai + alárendelten kvarcporfir lávák tarka kvarcporfirok: fluidális, sferolitós, felzites vagy gömbhéjas (perlités) szerkezet; töredezett alapszövet és porfirok (arányuk 20-30%, kvarc, plagioklász, kaliföldpát, biotit)	másodlagos kovásodás és agyagásványosodás, kvarcerek agyagásványosodás (argillitesedés) és kovásodás	egyidejű vulkáni működés és üledékképződés (sekélyvízi környezet)
Peterd-1	nem ért	Jakabhgyi Homokkő Formáció (alsó-triász)	≥ 66,2 m	(1224,4-1290,6 m-es mélységeköz)	fakó vörös vagy drapp színű kőzet; az alapszövet fluidális, felzites-sferolitós, cseppalakú képletekkel; porfirus elegyrészek (kvarc, gyakran peritites kaliföldpát, szericitesezett plagioklász és biotit) arányuk 34,6%	alapszöveve alapvetően ép, lebontás jelei csak a földpatokban (agyagásványokkal kitöltött repedések)	vulkáni láva kiömléses képződmény egyöntetű kifejlődéssel
Szava-1	nem ért	tektonikusán, valószínűleg karbon	≥ 195,3 m	(320,4-515,7 m-es mélységeköz)	(fakó) szürke, zöldesszürke mikrogranit porfir, felzites, mikrogranitós és mikrogranofiros- sferolitós szövettel; a több mm-es porfirok aránya 30-40% (kvarc, kaliföldpát, plagioklász, biotit)	kovásodás, karbonátosodás, szericitesezés, kaolinitesezés; szulfidos ércezesedés	szubvulkáni vagy telér kifejlődésű mikrogranit-porfir
Vókány-2	nem ért	Jakabhgyi Homokkő Formáció (alsó-triász)	460,7 m	felső szakasz: 133,7 m (742,2-876,0 m-es mélységeköz)	láva-tufa-finomszemű homokkő-aleuroit sorozat; a vulkanitok fluidális felzites szövetek, 30-40% töredezett, szilánkos porfirral (kvarc, kaliföldpát, plagioklász, biotit); tufák fakózöldek, erősen lebontottak, osztályozatlanok	földpatok karbonátosodása, kaolinitesezés; alsó határon erősen lebontott, kovásodott, agyagosodott	egyidejű vulkáni működés és üledékképződés (sekélyvízi környezet)
Egerág-7	nem ért	pannoniai	831,0 m	(432,0-1263,0 m-es mélységeköz)	tömör vulkanit: mikrokristályos alapszövet, porfirus elegyrészek (kvarc, földpát, biotit) áll. aránya 13,7% vörös színű porfirus (kvarc, kaliföldpát, plagioklász, biotit) lávakőzet, folyásos és enyhén irányított, (mikro)felzites textúrával (bőve 50-80°-os dőlésű megnyúlt tekervényekkel); kőzetzárványok és kitöltések; fűrés alsó szakaszban (1195,2-1242,0 m) kvarcban szegényebb, élénkörös színű, nagyporfirus telérkőzet	különböző mértékben lebontott szövet; agyagásványosodás irányított alakzatok átalakulásai + kőzetet ért szericitesezés, kaolinitesezés, karbonátosodás, kovásodás	kürtő fáciesű képződmény lávakőzet (beszakadás mozdította el) + kevés tufa-agglomerátum betelepülés
Szalánta-3	nem ért	pannoniai	316,2 m	(285,0-601,2 m-es mélységeköz)	barnás színű, folyásos szövetű, porfirus lávakőzet közbetlepülő tufit és agglomerátum, valamint üledékes rétegekkel	lávakőzet, közbetlepülő piroklasztikumokkal és egyéb üledékes képződményekkel	

egyidejű vulkáni működés és (legalább részben sekélyvízi) üledékképződés eredményeként értelmezték (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). Ezzel szemben KASSAI (1976) a felső szakaszt kvarcban gazdag, káliumban túltelített típusos kiömlési kőzetként írta le. A felső szakasz képződésének KASSAI (1976) elnevezését követően gyakran „vokányi kvarcporfirként” szerepel a hazai szakirodalomban, amellyel a térség több fúrásának (pl. Peterd-1, Szava-1) vulkanitjait is rokonították.

Egerág-7

A korábbi dokumentációkban (KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988) a fúrásban feltárt vulkanitot vörös színű porfíros lávakőzetként írták le. A kőzetanyagot szövete alapján két csoportra osztották: tömör vagy enyhén irányított, jól kristályosodott felzites szövetű változat (helyenként szferolitokkal), illetve fluidális, rosszul differenciált felzites (mikrofelzites) szövetű kifejlődés (*I. táblázat*). A leírás szerint a folyásos szövetet meredek (50–80°-os) dőlésű, „szabálytalan alakú, megnyúlt tekervények”, kvarc-földpát összetételű betelepülések határozzák meg, amelyeknek egy része korábban üreges lehetett. Ezek közepét kvarc, szericit és másodlagos kvarc tölti ki. A fluidális szövetű minták fenokristályai (rezorbeált vagy idiomorf kvarc; agyagásványosodott káliföldpát, szericitesedett plagioklász, átalakult biotit és ritkán gránát) erősen, míg a tömör, enyhén irányított szövetűeké gyengébben töredezték. A korábbi genetikai értelmezésben az Egerág-7 mélyfúrás kőzetanyagát lávakőzetnek tekintették, kevés tufa- és agglomerátum-betelepüléssel. A mélyfúrás alsó szakaszán (1195,2–1242,0 m) élénk-vörös színű, nagyporfíros, a fenti kőzetanyagnál kvarcban szegényebb telérkőzet betelepülését írták le (KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988).

Szalánta-3

A fúrással harántolt vulkáni-vulkanoszediment rétegsorról csak tájékoztató jellegű ásvány-kőzettani vizsgálatok készültek, részletes vékonycsiszolati leírások nem állnak rendelkezésre. A korábbi érckutatási jelentés szerint (BARABÁSNÉ STUHL 1988) a makroszkóposan uralkodóan barnás színű, folyásos szövetű, porfíros lávakőzetet köz-betelepülő piroklasztit (tufit, agglomerátum), valamint üledékes rétegek (szervesanyag-tartalmú homokkő) szakítják meg.

A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzettani kifejlődése a Villányi-hegység északi előterében — a 21. század kutatástörténetének áttekintése

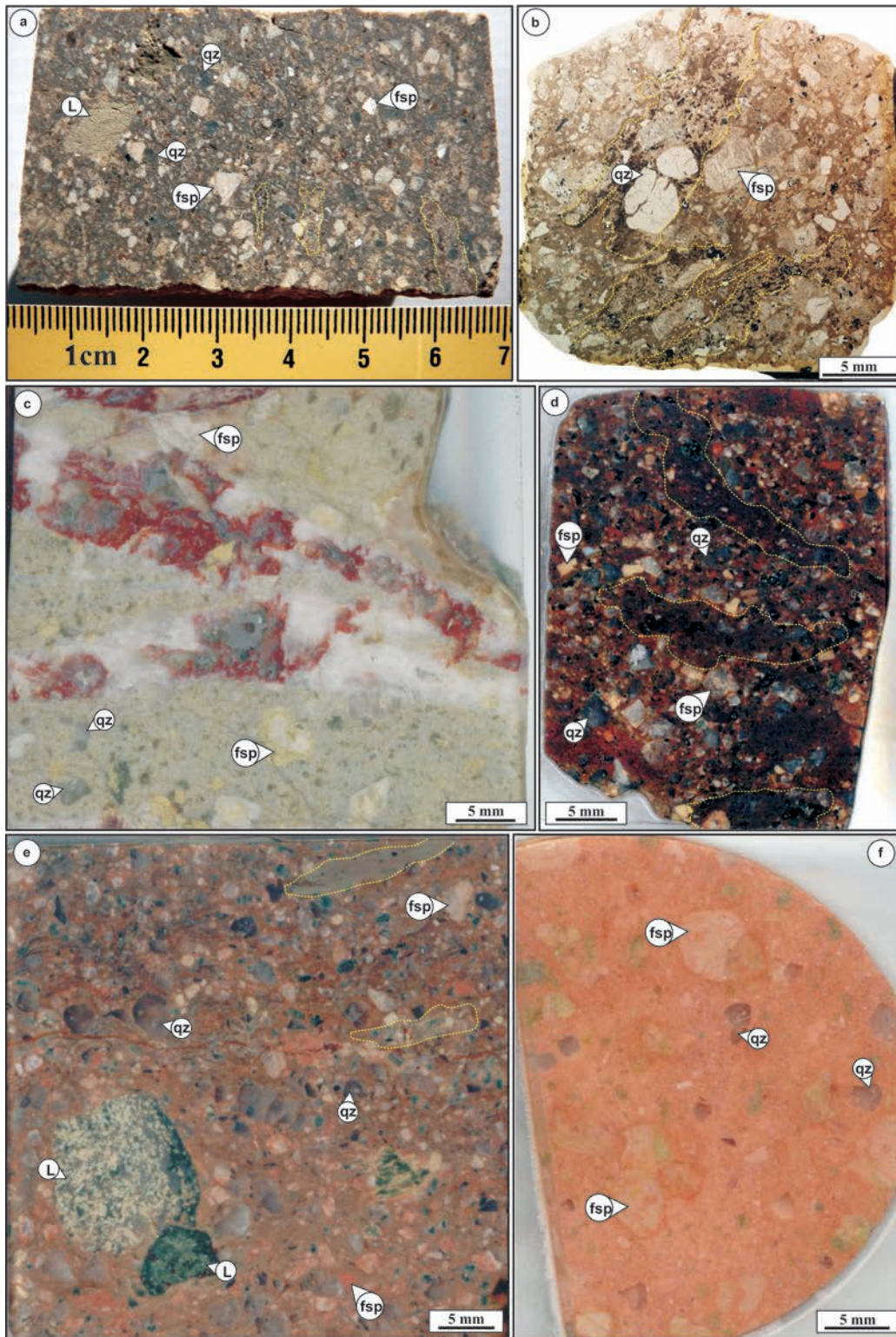
A Villányi-hegység északi előterének permokarbon vulkanitjairól a 21. században újabb ismereteket mindösszesen két diplomamunka hozott (JAKAB 2005, HIDASI 2013). JAKAB (2005) az ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék csiszolatgyűjteményén keresztül a Gyűrűfői Riolitot feltáró

több villányi fúrásanyagot (Peterd-1, Vókány-2, Szava-1, Egerág-7, Szalánta-3) vizsgált (makroszkópos, polarizációs mikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatra épülő petrográfia; teljeskőzet-geokémiai összehasonlítás), azonban rövid petrográfiai jellemzéseiben e rendkívül változatos kőzetanyagot egységesen kezelve, összefoglaló jelleggel írta le. A változó szemcseméretű alanyaggal rendelkező mintákban porfíros megjelenésű fő fenokristályokat (nagy, sajátalakú, gyakran átalakult káliföldpát, gyakran mállott, átalakult plagioklász és jellemzően sajátalakú, törött, gyakran visszaolvadt kvarc) írt le. Emellett egyes mintákban ritkán üde, kloritos vagy szericites biotitkristályokat, gyakori akcesszóriaként pedig főként cirkont és apatitot különített el. JAKAB (2005) az Egerág-7 és Szalánta-3 mélyfúrások kőzetanyagában gránátot (túlnyomórészt almandinos összetétellel), illetve turmalint is azonosított, azonban azokhoz genetikai értelmezést nem rendelt. A kőzetanyagban jellegzetes zárványokat (gránit, metamorf) figyelt meg. Véleménye szerint a szinte teljes mértékben beolvasztott gránitzárványok nagy, foltosan albitosodó káliföldpátokból és kisebb plagioklászokból állnak, közöttük mozaikos vagy szferolitos kvarckristályokkal. A metamorf zárványokon belül metahomokkővet, kvarcított és kloritos gneiszt azonosított.

HIDASI (2013) diplomamunkájában a Bisse-1 mélyfúrás anyagára vonatkozóan tett petrográfiai megfigyeléseket a „Vulkanitok, etalon kollektív” csiszolatgyűjtemény (MÉV) mintái alapján. Azok szerkezetét relikvies perlitessé határozta meg, amelyben a fő fenokristályok porfírosak, gyakran erősen töredezték, repedeztek. A perlitessé kialakulását az egykor üveges mátrix hidratációja eredményeként értelmezte. A perlitessé riolit genetikájáról azonban egyértelmű megállapítást nem tudott tenni.

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

Munkánk során — az erősen korlátozott mennyiségű fúrómaganyag miatt (*2. ábra*) — döntően a korábbi kutatásokhoz készült vékonycsiszolatok (36 minta; *II. táblázat*) kőzettani leírását végeztük el. A minták jelentős része a MÉV geológusai által a korábbi jelentésekben (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) leírt vékonycsiszolat volt, illetve a FAZEKAS Via által összeállított csiszolatgyűjtemény („Vulkanitok, etalon kollektív”) villányi preparátumait tanulmányoztuk (a minták száma: 49, 50, 80, 87–91, 93–95). További vékonycsiszolatok az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzetan-Geokémiai Tanszékének bemutató gyűjteményéből származtak (Via-13–20). A minták kis hányada a Mecsekérc Zrt. jóvoltából rendelkezésünkre bocsátott kőzetanyagból (Peterd-1, Szava-1, Vókány-2) a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén készült sztenderd méretű új vékonycsiszolat. Petrográfiai vizsgálatunkat a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük, polarizációs mikroszkópot (Brunel SP-300-P, illetve Olympus BX41) használva.



2. ábra. A Gyűrűfű Riolit Formáció makroszkopos megjelenése a Villányi-hegység északi előterének fúrásaiban

a – Peterd-1 mélyfúrás (ismeretlen mélység); b – Peterd-1 mélyfúrás (MÉV gyűjteménye, 95. sz. vékonycsiszolat); c – Szava-1 mélyfúrás (444,8 m-es mélység); d – Szalánta-3 mélyfúrás (381,0 m-es mélység); e – Egerág-7 mélyfúrás (~700 m-es mélység); f – Egerág-7 mélyfúrás (~1200 m-es mélység); c-f: ELTE bemutató gyűjtemény; fotó: JAKAB 2005)

Rövidítések: L: litoklaszt, fsp: földpát, qz: kvarc. (Az átalakult horzsaköveket sárga szaggatott vonallal jelöltük.)

Figure 2. Macroscopic appearance of Gyűrűfű Rhyolite Formation in the northern foreland of the Villány Mts

a – Peterd-1 deep drilling (unknown depth); b – Peterd-1 deep drilling (collection of MÉV, thin section No 95); c – Szava-1 deep drilling (depth of 444.8 m); d – Szalánta-3 deep drilling (depth of 381.0 m); e – Egerág-7 deep drilling (depth of ~700 m); f – Egerág-7 deep drilling (depth of ~1200 m); c-f: samples from the exhibition collection of ELTE; photo: JAKAB 2005)

Abbreviations: L: lithics, fsp: feldspar, qz: quartz. (Altered pumices are highlighted by yellow dashed lines.)

II. táblázat. A Gyűrűfű Riolit Formáció tanulmányunkban bemutatott mintáit (vékonycsiszolatok) összefoglaló táblázat (minta száma; mélység; gyűjtemény neve)
Table II. Summarizing table of samples (thin sections) of Gyűrűfű Rhyolite Formation that are presented in this study (identifier of sample; depth; name of the collection)

Fúrás	Minta (gyűjteményen belüli szám)	Mélység	Gyűjtemény (származás)
Bisse-1	perlites kvarcporfir (50.)	valószínűleg ? 1025,0 m	Vulkanitok, etalon kollektio (MÉV)
	alsó vulkanit (80.)	-1100 m	MÉV
	Bisse-1 fúrás alja, B/1. sz. minta (49.)	-1100 m	Vulkanitok, etalon kollektio (MÉV)
Peterd-1	Peterd-1 fúrás (95.), 1057. m. (?)		MÉV
	Via-13	ismeretlen	ELTE bemutató gyűjtemény
Szava-1	X-II-401120 (90.)	353,5 m	Vulkanitok, etalon kollektio (MÉV)
	X-II-401188 (87.)	469,1 m	
	X-II-401191 (88.)	472,7 m	
	X-II-401194 (91.)	476,8 m	
	X-II-401195 (89.)	477,8 m	
	Szava-1 új	ismeretlen	SZTE ÁGK Tanszék (Mecsekérc Zrt.)
Vókány-2	Via-15	444,8 m	ELTE bemutató gyűjtemény
	V-2 400893 (93.)	774,8 m	MÉV
	V-2 400871 (94.)	1139,6 m	
	Via-14	1000,0 m	ELTE bemutató gyűjtemény
	Vókány-2 új	ismeretlen	SZTE ÁGK Tanszék (Mecsekérc Zrt.)
Egerág-7	Via-16	673,3 m	ELTE bemutató gyűjtemény
	Via-17	753,8 m	
	Via-18	700 m	
	Via-20	1200 m	
Szalánta-3	16 darab minta	299,0–548,7 m	MÉV

A petrográfiai vizsgálatok eredménye és értelmezése

E fejezetben elsőként a korlátozott mennyiségű fúrómaganyag (Peterd-1: 1 db; Szava-1: 1 db; Vókány-2: 1 db; Egerág-7: 2 db; Szalánta-3: 1 db) makroszkópos jellemzőit ismertetjük a fúrások nevét követő bevezető részben (2. ábra). Ezt követően polarizációs mikroszkópos megfigyeléseinket (leírás) és a kőzetek genetikai értelmezését tesszük közzé.

Bisse-1 mélyfúrás

Leírás

A minták (3 db) szövete átkristályosodott mikrokristályos vagy kriptokristályos, fenokristályokat tartalmazó, perlites szerkezetű, másodlagos ásványokkal (pl. kvarc, földpát, agyagásvány, szericit, hematit) kitöltött, ívelt repedésekkel átjárt (3. ábra, a–e). A „Vulkanitok, etalon kollektio” 50. sz. csiszolatában szabálytalan alakú, erősen átalakult, gyengén irányított, mozaikos kvarckristályokkal kitöltött horzsakövek maradványait azonosítottuk (3. ábra, f).

A kőzetalkotó fenokristályok (kvarc, kálföldpát, plagioklász, biotit) aránya a kőzet térfogatának 20–30%-a. Mind az alapanyagra, mind a porfíros elegyrészekre töredezettség és repedések jellemzők. Az alapanyagban található repedéseket gyakran másodlagos, mozaikos kvarckristályok töltik ki.

A kvarc szemcsék (3. ábra, c) aránya a kőzet térfogatának 10–15%-a. Átlagos méretük 700–750 µm, a legna-

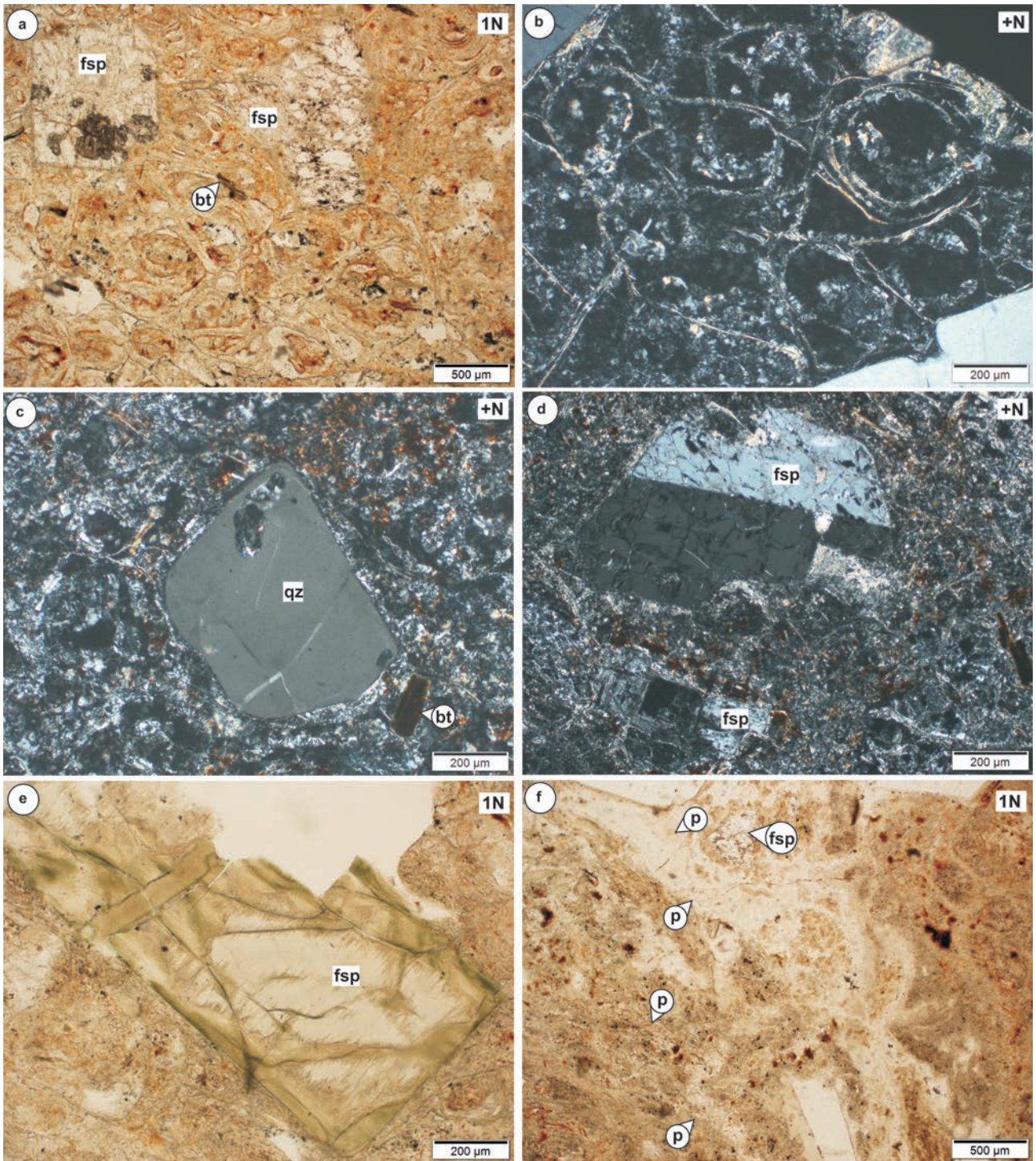
gyobb kristályok mérete 1–1,2 mm. Jellemzően sajátalakúak vagy félig sajátalakúak, gyakran rezorbeáltak. Belsejüket több esetben ívelt törések járják át.

A földpátok (10–15%) átlagos mérete ~800 µm, legnagyobb méretük ~1,5 mm. Uralkodóan félig sajátalakúak (3. ábra, d); míg a sajátalakú, táblás szemcsék (3. ábra, e) kisebb arányt képviselnek. Elkülöníthetők kétagú ikresedéssel rendelkező, viszonylag üde, esetleg gyengén pertites, szericitesedett kálföldpátkristályok, illetve gyakran erősen átalakult, zöld színárnyalattal rendelkező agyagásványosodott (valószínűleg szeladonit; 3. ábra, e), szericitesedett vagy karbonátosodott plagioklászok, amelyek egymáshoz viszonyított aránya a mintákban közel azonos.

A kőzetanyagban kifakult és/vagy opakásványosodott biotitkristályokat (1–3%; 3. ábra, a és c) azonosítottunk, amelyek aránya a 3 db mintában eltérő. Átlagos méretük ~250 µm, legnagyobb méretük 300–350 µm. A minták alapanyagában hintetten változó arányú Fe-tartalmú, opak fázis fordul elő. Akcesszórius elegyrészként ritkán cirkonkristályok figyelhetők meg, körülöttük gyakran közepes vagy nagy kiterjedésű pleokroos udvarral.

Értelmezés

A vizsgált minták perlites szerkezete az alapanyagot alkotó, hűlésben lévő koherens kőzetüveg hidratáció miatti duzzadása, és az azt kísérő térfogatnövekedés következtében alakult ki, amelyhez legalább 3–5% víztartalom szükséges (McPhie et al. 1993, Szepesi 2007, Szepesi & Kozák 2008). A perlites szerkezet az alapanyag eredetileg jelentős mértékű kőzetüveg tartalmára utal, ami piroklasztitokra (pl. ignimbit) és gyors lehűlésen átesett lávakőzetekre (pl.



3. ábra. A Bisse-1 mélyfúrásból (~ 1100 m-es mélység) származó riolit szöveti jellemzői

a – Relikt perlites szövet porphyris földpát kristályokkal és biotittal; b – Relikt perlites szövet; c – Félig sajátalakú kvarckristály és biotit relict perlites szövetű mintában; d – Káliföldpát (fent) és plagioklász földpát (lent) relict perlites alanyanyag; e – Agyagásványosodott, sajátalakú, táblás plagioklász földpát; f – Mikrokrystalos, relict perlites alanyanyag, irányítottan elhelyezkedő, egykori horzsakövek maradványaival, földpát- és kvarctörésekkel

Rövidítések: bt: biotit, fsp: földpát, p: átalakult horzsakő, qz: kvarc, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztetett nikol állás

Figure 3. Microphotos of the studied samples from Bisse-1 deep drilling (depth of ~ 1100 m)

a – Relict perlitic texture with porphyritic feldspar crystals and biotite; b – Relict perlitic texture; c – Hypidiomorphic quartz and biotite in a sample with relict perlitic texture; d – Potassium feldspar (top) and plagioclase feldspar (bottom) in relict perlitic matrix; e – Clay mineralized idiomorphic, tabular plagioclase feldspar; f – Microcrystalline, relict perlitic matrix with oriented remnants of altered pumices and fragments of quartz and feldspar

Abbreviations: bt: biotite, fsp: feldspar, p: altered pumice, qz: quartz, 1N: parallel nicols, +N: crossed nicols

riolit) egyaránt jellemző lehet (McPHIE et al. 1993, McARTHUR et al. 1998). Az egykori ívelt törések helyét kitöltő ásványfázisok által meghatározott szerkezet az eredeti, klasszikus perlites szövet átalakulásának eredménye, amelyben a másodlagos ásványokkal kitöltött törések alakja a piroklasztikus üvegszilánkjaira emlékeztet (*false siliceous/phyllsilicate shards*; ALLEN 1988, BREITKREUZ 2015).

Ásványos összetétele és szövete alapján a kőzet riolit, ezen belül perlites és horzsás perlit fáciesváltozatokat képvisel. Ennek megfelelően kialakulása legnagyobb valószínűséggel riolit lávadóm vagy lávaár külső, átmeneti övéhez vagy szegélyzónájához köthető (FINK & MANLEY 1987, STEVENSON et al. 1994, RICHNOW 1999, McPHIE et al. 1993, SZEPESI 2007, SZEPESI & KOZÁK 2008).

Peterd–1 mélyfúrás

A szürkésbarna, porfíros szövetű kőzet finomszemcsés alapanyagában (45–50%) kristályok (30–40%) és mm–cm-es méretű, gyakran megnyúlt, ellaposodott horzsakövek (5–10%) vannak jelen (2. ábra, a és b). A szabálytalan körvonalú, világosbarna–drapp, átalakult horzsakövek gyakran egymással párhuzamosan helyezkednek el, a kőzetnek gyenge irányítottságot adva. Nem porózus belsejünkben makroszkóposan is azonosítható fenokristályok vannak. A kőzetalkotó ásványok (kvarc, földpát) mérete széles skálán változik a mm-esnél kisebb szemcséktől az 5–6 mm-es kristályokig. Jellemzően félig sajátalakúak, gyakran töredezték. A földpátok között elkülöníthetők halvány narancsszínű és világosszürke, irizáló (káliföldpát), valamint erősen átalakult (agyagásványosodott, karbonátosodott) világosbarna kristályok (plagioklász) is. A földpátok gyakorisága meghaladja a szintelen, visszaolvadt kvarckristályokét. A klasztok között továbbá cm-es méretű, törmeléken üledékes litoklasztot is azonosítottunk.

Leírás

Vékonycsiszolatban a minták (2 db) finomszemcsés alapanyagból, néhány μm -estől mm-esig változó méretű fenokristályokból és szabálytalan alakú, kisebb vagy nagyobb mértékben megnyúlt, szintelen vagy világos, sárgásbarna színű horzsakövekből állnak (4. ábra, a és b). Mikroléptékben az irányítottságot a jellemzően megnyúlt, átkristályosodott üvegszilánkok hordozzák (4. ábra, c), amelyek gyakran folytonos sávot alkotva egymással és a horzsakövekkel is összetapadnak.

Az átalakult, devitifikált horzsakövek jellegzetes, az egykori buborékfalakra utaló „csipkés” jellegű külső határvonala felismerhető. Jellemzően ívelték, esetleg lapítottak, a fenokristályok környezetében erősen deformáltak, helyenként „kaptafaszerűen” körülölelik azokat. Belső szegélyükön káliföldpátból álló axiolit, míg belsejünkben gyakran káliföldpát szferolitok jelennek meg. Az átkristályosodott horzsakövek belseje nem porózus, azokat részben a fenokristályokkal megegyező (akár porfíros méretű) földpátok és kvarckristályok, részben az egykori pórások helyén

megjelenő mozaikos kvarc és/vagy finomszemcsés alapanyag tölti ki. A horzsakövek mérete a nagyobb, ~1 cm-es méretűektől fokozatosan csökken az üvegszilánkok méretéig. Az átkristályosodott üvegszilánkok alakja a legtöbb esetben megnyúlt, méretük ~100 μm .

A legfontosabb kőzetalkotó ásványok: kvarc, földpátok, piroxén és biotit utáni opak pszeudomorfóza, amelyek nem mutatnak irányítottságot, a mintákban gyakran töredezték. A kvarckristályok (4. ábra, a, d és e) aránya a kőzet térfogatának 10–15%-a. Átlagos méretük ~1 mm, a legnagyobb kristályok mérete 2,5–3 mm. Többnyire félig sajátalakúak, rezorbeáltak, de előfordulnak sajátalakú szemcsék, illetve törött, pengeszzerű (alig néhány 100 μm -es) kvarctörödékek is. Belsejünkben gyakran fordulnak elő fluidum-zárványosorok (4. ábra, d).

A földpátok (15–20%; 4. ábra, a és f) átlagos mérete ~700 μm , míg legnagyobb kristályaik mérete meghaladja a 2 mm-t. Gyakran átalakultak, jellemzően félig sajátalakúak, nagyon ritkák a sajátalakú, táblás szemcsék. A mintákban zárványdús és zárványmentes, vékony, szabálytalan domének sűrű váltakozásából álló, vagy agyagásványosodott káliföldpát kristályok dominálnak (~80%), míg a kisebb arányt (~20%) képviselő plagioklász-szemcsék szinte kivétel nélkül átalakultak, szericitesedtek, karbonátosodtak.

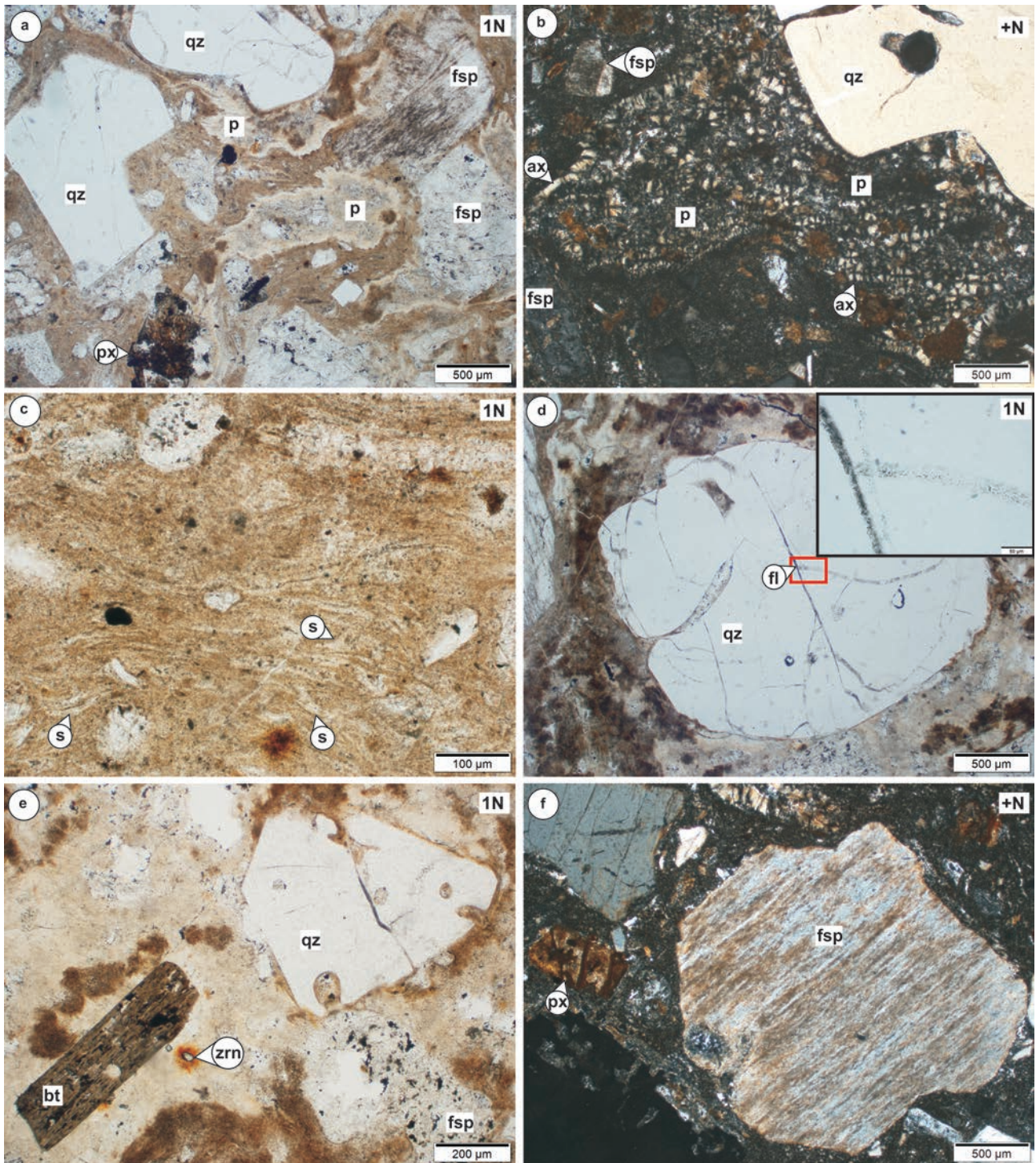
Jelentős mennyiségben található a mintákban továbbá átalakult színes elegyrészek (~5%), amelyek piroxén és biotit utáni pszeudomorfózáék; átlagos méretük ~650 μm . Az átalakult piroxénekre (4. ábra, a és f) jellemző legnagyobb kristálméret ~1 mm. Belsejük karbonátosodott, míg szegélyek és töréseik mentén gyakran opakásványosodtak. A biotit (4. ábra, e) lemezes, átalakult szinte teljes mértékben opak vas-oxid fázissal helyettesítve, maximális mérete ~500–600 μm .

Akcesszóriaként cirkon (4. ábra, e) és apatitkristályokat azonosítottunk. A gyakran törött cirkonzemcsék általában az alapanyagban fordulnak elő, viszonylag nagy mennyiségben. Általában kisméretűek, közepes vagy nagy kiterjedésű pleokroos udvarral, de akár néhány 100 μm -es kristályok is előfordulhatnak.

Értelmezés

A kőzet irányított szövetét az összetapadó juvenilis törmelékek (átalakult horzsakövek és egykori üvegszilánkok) határozzák meg, ami a rétegetterhelés hatására bekövetkező kompakció eredménye (fiamme; GIFFKINS et al. 2004). Az átalakult horzsakövek axiolitos szegélye, illetve belsejünkben a szferolitok nagy hőmérsékletű kristályosodás (devitifikáció) bélyegei (HTCD: *high temperature crystallization domains*; BREITKREUZ 2013). Ezek piroklasztikusokban az összesülés tipikus szöveti megjelenési formái, együttesen a kőzetminták irányított, eutaxitos szövetét alkotják (GIFFKINS et al. 2004, PAULICK & BREITKREUZ 2005, WILCOCK et al. 2013).

A juvenilis törmelékek mellett a csiszolatokban egyértelműen a káliföldpátok dominálnak; az ásványos összetételből adódóan tehát a vizsgált kőzetanyag riolitos jellegű piroklasztit, amit alátámaszt a komponensek általánosan



4. ábra. A Peterd-1 mélyfúrás kőzetanyagát (1240,0 m, illetve ismeretlen mélység) bemutató mikrofotók

a – Jellemzőes szöveti kép porfirios, dominánsan félig sajátalakú fenokristályokkal és átalakult horzszakövekkel; b – Devitrifikált horzszakó axiolitos szegéllyel; c – Egykori üvegszilánkok az alanyanyagban; d – Félig sajátalakú rezorbeált kvarckristály, belsejében fluidum-zárvánnyal; e – Rezorbeált kvarc, töredezett földpát és lemezes biotitkristály, akcesszórius cirkonnal; f – Fésűs földpát (adulár?) kristály és átalakult piroxén

Rövidítések: ax: axiolit, bt: biotit, fl: fluidum-zárvánnyal, fsp: földpát, p: átalakult horzszakó, px: piroxén, qz: kvarc, s: átalakult üvegszilánk, zrn: cirkon, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztezett nikol állás

A d) képen a felnagyított területhez tartozó skála 50 µm

Figure 4. Microphotos of the studied samples from Peterd-1 deep drilling (depth of 1240.0 m and unknown depth)

a – Typical textural image with porphyritic, dominantly hypidiomorphic phenocrysts and altered pumices; b – Devitrified pumice with axiolites at the margin; c – Former glass shards in the matrix; d – Hypidiomorphic, resorbed quartz with fluid inclusions inside; e – Resorbed quartz, fragmented feldspar and laminar biotite with accessory zircon; f – Pectinate feldspar crystal (adularia) and altered pyroxene

Abbreviations: ax: axiolite, bt: biotite, fl: fluid inclusions, fsp: feldspar, p: altered pumice, px: pyroxene, qz: quartz, s: altered glass shards, zrn: zircon, 1N: parallel nicols, +N: crossed nicols
The scale of the blowup picture d) is 50 µm

megfigyelhető rossz osztályozottsága is. Mindezek alapján a Peterd–1 fúrásban feltárt kőzet nem kiömlési kőzet, hanem egy átalakult, összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa. A makroszkópos megjelenés, az eltérő mélységből származó vékonycsiszolatokban tapasztalt hasonló litológia, valamint az archív jelentésekben (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) a fúrásra vonatkozóan megállapított homogén kifejlődés alapján feltételezhető, hogy a kőzetszakasz robbanásos kitöréssel járó vulkáni esemény termékét képviseli.

Szava–1 mélyfúrás

A világosszürke kőzet alapanyagában (70–75%) nagyméretű (max. 7–8 mm), porfíros kristályok (25–30%) vannak jelen. Az irányítatlan szövetű kőzetet gyakran repedések és érkitöltések járják át (2. ábra, c). A fő kőzetalkotó fenokristályok a szürke kvarc, a narancsszínű káliföldpát, a halványzöld plagioklász és a vörösbarna–fekete biotit. A kvarc- és a földpátkristályok gyakran töredeztettek, átlagos méretük 4–5 mm, míg a biotit mérete nem haladja meg az 1–2 mm-t.

Leírás

A kőzet szövete (7 db) porfíros mikroholokristályos, benne a fő kőzetalkotó fenokristályok (kvarc, káliföldpát, plagioklász és biotit) mérete jellemzően mm-es–cm-es (5. ábra). Az alapanyag főként kvarc és földpát mikro kristályokból áll; a földpátok átalakulása eredményeként helyenként szericitesedett, agyagásványosodott részek, továbbá biotit lemeztörédek jelenléte is jellemző. Egyes minták alapanyagában a kvarc és földpát egyidejű kristályosodása révén kialakuló granofíros szövetet azonosítottunk (5. ábra, b). Az alapanyagkristályok szemcsemérete változó a minták között; egyes csiszolatok alapanyaga homogén és az elegyrészek egymáshoz viszonyított mérete alapján ekvigranuláris, míg más mintákban inhomogén, inekvigranuláris alapanyagot figyeltünk meg.

A kőzetet jellemzően repedések, érkitöltések járják át. Utóbbiak anyaga a legtöbb esetben karbonát (5. ábra, c), agyagásvány, kvarc (+földpát), illetve hematit. A töredezettség, repedezettség a fő kőzetalkotó fenokristályokra is jellemző. Megfigyelhető továbbá, hogy az inhomogén alapanyaggal rendelkező minták fenokristályait erősebb töredezettség, illetve az alapanyagukat is markánsabb törések és érkitöltések jellemzik, mint a homogén alapanyaggal rendelkező mintákban lévőket.

A kvarckristályok (5. ábra, a és d) aránya a kőzettérfogat 15–20%-a. Átlagos méretük 1,5–2 mm, míg a legnagyobb kristályméret 5 mm. Jellemzően félig sajátalakúak, ritkábban sajátalakúak, gyakran visszaolvadt szegéllyel és beöblösödésekkel. Kioltásuk egyenes, belsejükben gyakran fluidum-zárványosok figyelhetők meg. A nagyobb kristályok gyakran több kisebb darabra töredezték szét, azonban a későbbi ható folyamatok eredményeként egyes darabok részben, vagy teljes mértékben újra egyesültek (*rehealed* kvarckristályok). Egyes kvarcsejtsékek visszaolvadt peremén helyen-

ként kisebb, egyenes határvonalakkal rendelkező, tüskeszerű továbbnövekedéseket figyeltünk meg.

A földpátporfirok (10–15%; 5. ábra, c és e) átlagos mérete 3–3,5 mm, legnagyobb méretük 8–9 mm. Töredeztettek, dominánsan félig sajátalakúak, gyakran erősen átalakultak. A táblás, gyakran kétagú ikresedést mutató káliföldpátok mellett poliszintetikus ikres, szericitesedett plagioklászok is megjelennek. Agyagásványosodás és karbonátosodás egyrészt töréseik mentén, másrészt felületükön jellemző, mindkét földpátra.

Biotit (5. ábra, f) jelenléte nem jellemző valamennyi vizsgált mintára, aránya a kőzettérfogat 1–3%-a. Átlagos mérete ~400 µm, a legnagyobb kristályok elérik a 2 mm-t. Gyakran kifakult, illetve egyes részeken opakásványosodott; az erősen töredezett mintákban lemezekre esett szét.

Akcesszóriaként cirkon és apatit gyakori. A törött vagy ép cirkonkristályok mind az alapanyagban, mind a fő fenokristályokban, zárványként megjelennek.

Értelmezés

A porfíros mikroholokristályos szövet intermedier és savanyú vulkanitokra jellemző szövettípus, míg a granofíros szövet elsősorban savanyú és neutrális kőzetekben fordul elő, és lassabb hűlésre utal (McPHIE et al. 1993). Figyelembe véve az ásványos összetételt, a Szava–1 fúrás kőzetanyaga riolit. A fenti szövet nem zárja ki a korábban BARABÁSNÉ STUHL (1988) által feltételezett szubvulkáni eredetet. A fúrásban feltárt kőzettestről rendelkezésre álló csiszolatok korlátozott száma, a kőzetanyag jelentős átalakulása és töredezettsége azonban a szubvulkáni kőzetek egyértelmű elkülönítését nem teszi lehetővé a lávakőzetekétől. A riolitos lávaárak/lavadómok és a sekély mélységű intrúziók esetében a homogén, ekvigranuláris alapanyag az intrúzió/extrúzió magját (*core facies*), míg az erős töredezettség/breccsásodás és inhomogén alapanyag az intrúzió peremi részét, a carapax fáciest (*carapace facies*) képviseli (BREITKREUZ 2015, PAULICK & BREITKREUZ 2005). Átalakult vulkanitoknál hasonló megjelenést eredményezhet a pszeudobreccsásodás, amelyet az elsődleges szövet nem tökéletes elbontása hoz létre (ALLEN 1988). Meg kell jegyeznünk azonban, hogy FAZEKAS (1978) a Szava–1 fúrás vulkanit feletti, 5,2 m vastagságú kontakt zónájában feltárt kőzetet tektoniként értelmezte. Az elterjedési terület kútkönyveinek ismeretében (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) e breccsásodási folyamatban tektonikus okok is szerepet játszottak.

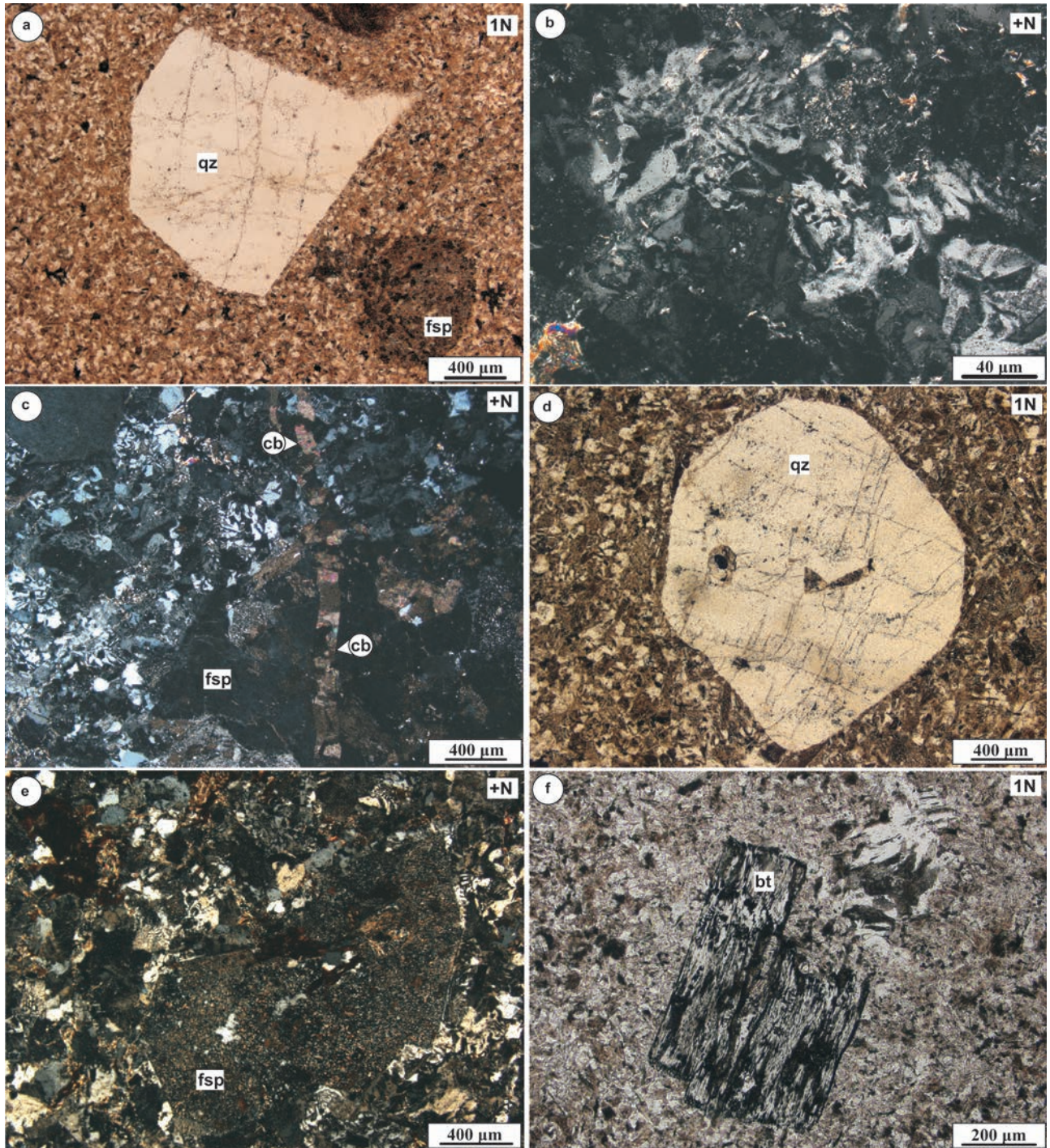
Vókány–2 mélyfúrás

A szürkéslila, nem irányított szövetű kőzet alapanyagában (70–75%) porfíros kristályok (25–30%) vannak jelen. A fő kőzetalkotó ásványok (kvarc, káliföldpát, plagioklász) mérete viszonylag széles tartományban változik a mm-esnél kisebb szemcséktől az akár 4 mm-es kristályokig. A kvarc sötétszürke, zsírfényű, jellemzően félig sajátalakú, gyakran rezorbeált. A káliföldpát kristályok főként félig sajátalakúak, narancsszínűek; gyakorúságuk és méretük meghaladja a fehér, félig sajátalakú, visszaolvadt plagioklászokét.

Leírás

A munkánk során vizsgált 4 minta szövete alapján két csoportra osztható. (1) A 94., a Via-14 és a Vókány-2 új minták szövete egyaránt átkristályosodott, felzites (6. ábra,

c és d); azok mátrixa kvarcból és földpátokból áll (a kőzet térfogatának kb. 70–80%-a). A fő kőzetalkotó fenokristályok porffiros kvarc, káliföldpát és plagioklász; méretük gyakran néhány mm-es (6. ábra, b–d). Mindhárom csiszoz-



5. ábra. A Szava-1 mélyfúrás (353,5–477,8 m-es mélység) kőzetanyagát bemutató mikrofotók

a – Porffiros mikroholokristályos szövet, félig sajátalakú kvarc és földpát kristállyal; b – Granofiros szövetű minta; c – A kőzetet átjáró karbonátos érkitöltés; d – Sajátalakú, enyhén rezorbeált kvarckristály; e – Átalakult, félig sajátalakú földpát kristály; f – Kifakult és opakásványsodott biotit

Rövidítések: bt: biotit, cb: karbonát, fsp: földpát, qz: kvarc, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztezett nikol állás

Figure 5. Microphotos of the studied samples from Szava-1 deep drilling (depth of 353.5–477.8 m)

a – Porphyritic microholocrystalline texture with hypidiomorphic quartz and feldspar crystals; b – Sample with granophyric texture; c – Vein, filled by carbonate crossing the texture; d – Idiomorphic, mildly resorbed quartz; e – Altered, hypidiomorphic feldspar; f – Biotite crystal, faded and partially turned to opaque phase

Abbreviations: bt: biotite, cb: carbonate, fsp: feldspar, qz: quartz, 1N: parallel nicols, +N: crossed nicols

latban szferolitok is találhatóak; a nagyobbak átmérője elérheti a 100 µm-t (6. ábra, a). Hintetten továbbá változó mennyiségű opak Fe-ásvány is jelen van a minták alapanyagában, illetve agyagásványos részek és kisebb biotit-kristályok figyelhetők meg (6. ábra, d).

A kvarckristályok (6. ábra, b és c) aránya a minták térfogatának 10–15%-a. Átlagos méretük ~900 µm, a maximális kristályméret ~2 mm. Jellemzően félig sajátalakúak, visszaolvadtak, helyenként mély beöblösődésekkel, üregekkel és belsejükben fluidum-zárványsorokkal. Az üregeket a minták átkristályosodott alapanyaga tölti ki. Helyenként néhány szilánkos kvarckristályt is megfigyeltünk. Gyakran fordulnak elő összeforrt (*rehealed*) kvarc szemcsék.

A földpátok (10–15%; 6. ábra, b és d) átlagos mérete 1–1,5 mm, míg a legnagyobb kristályméret ~2,5 mm. Uralakodóan félig sajátalakúak, visszaolvadt szegéllyel, de sajátalakú, táblás kristályok szintén előfordulnak. A káliföldpát dominanciája jellemző, de megjelennek a mintákban plagioklászok is. Gyakran átalakultak, szericitesedtek, agyagásványosodtak.

A ritkán (1–2%) előforduló biotitkristályok (6. ábra, a) átlagos mérete ~500 µm, míg a legnagyobb kristályméret ~1 mm. Gyakran kifakultak vagy opak pszeuromorfózákká alakultak át. Az opacitósodás mértéke az egyes minták között változó. A biotitban vagy a biotit és az alapanyag határán ritkán cirkonszemcséket figyeltünk meg.

(2) A fentiekől eltérően a 93. sz. mintát (6. ábra, e és f) finomabb szemcsékből álló alapanyag és gyenge osztályozottság jellemzi. Az alapanyagban továbbá átkristályosodott, relikv üvegszilánkok és egykori, kvarcmozaiikká kristályosodott horzsakövek jelennek meg. A juvenilis törmelékek irányítottágot nem mutatnak; a kőzet szövete relikv vitroklasztos.

A fő kőzetalkotó ásványok gyakran töredezték. A kvarckristályok megjelenésüket tekintve hasonlítanak a korábban bemutatottakhoz, azonban feltűnő a kisebb méretű, szilánkos szemcsék nagy gyakorisága. A mintában muszkovitot, illetve az alapanyag és biotitkristályok határán néhány cirkonszemcsét azonosítottunk. Helyenként a kőzetet pórusok járják át, amelyeket másodlagos kvarc tölt ki.

Az első csoport mintáival szemben vörös színű, üledékes eredetű (aleurolit) litoklaszt (6. ábra, f), továbbá kb. 100 µm-es méretű szenesedett növénymaradvány is található a mintában.

Értelmezés

Az első csoport mintáinak átkristályosodott, felzites, valamint szferolitós szövete a kőzetüveg devitrifikációja eredményeként alakult ki, ezek a savanyú kiömlési kőzetek jellemző szövettípusai (MCPHIE *et al.* 1993). Bár szferolitok lávakőzetekben és piroklasztitokban egyaránt előfordulhatnak (BREITKREUZ 2013), az előbbi három minta szöveti jellegéből (pl. juvenilis törmelékek és litoklasztok hiánya, kevés, töredezett fenokristály stb.) adódóan azok minden bizonnyal riolitos összetételű szubvulkáni vagy lávakőzetek lehetnek. Ugyanakkor az sem zárható ki, hogy az átkristályosodás mértéke annyira jelentős, hogy a korábbi (pl. az

összesült ignimbritekre jellemző eutaxitos) szövet teljes mértékben felülíródott, és az eredeti szövet felismerhetlenné vált. Ezek alapján a korábbi érckutatói jelentésekben mikrogránitos szövetű, kis mélységben kristályosodott, illetve kiűrtő fációs riolitként dokumentált (KASSAI 1976, BARABÁSNÉ STUHL 1988) kőzetanyag genetikájáról egyértelmű megállapításokat nem lehet tenni.

A 93. számú, korábban tufaként dokumentált (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) vékonycsiszolat esetében azonban megerősíthető a riolitos összetételű piroklasztit (tufa) besorolás.

Egerág–7 mélyfúrás

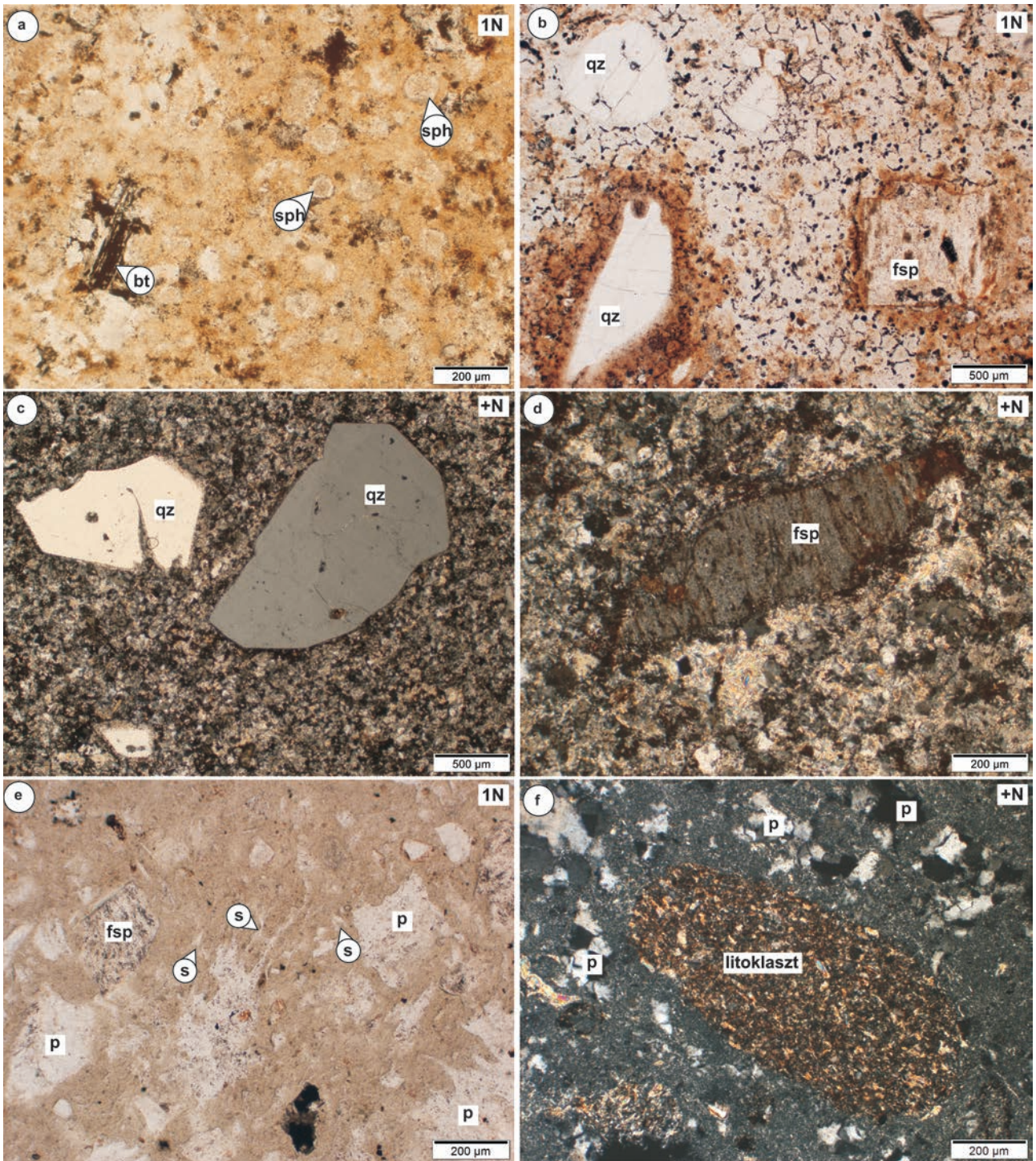
Az Egerág–7 mélyfúrásból rendelkezésünkre álló kőzetminták a fúrás ~700 m-es (2. ábra, e), illetve ~1200 m-es mélységeiből (2. ábra, f) származnak.

A teljes fúrás szakaszra vonatkozóan reprezentatívabb minta (2. ábra, e) vörösesbarna, porfíros megjelenésű kőzet. A finomszemcsés alapanyagban (60–65%) kristályok (30–35%) és mm–cm-es méretű, gyakran deformált, ívelt peremű klasztok (5%) vannak jelen. A klasztok színe sötétbarna, egymással gyakran párhuzamosan helyezkednek el, a kőzetnek gyenge irányítottágot adva. Megjelenésük alapján átalakult horzsakövek, amelyek belsejében gyakran jelentős arányban jelennek meg makroszkóposan is azonosítható fenokristályok. A kőzetalkotó kvarc és földpát mérete széles skálán változik a mm-esnél kisebb szemcséktől a 4–5 mm-es kristályokig. Jellemzően félig sajátalakúak, gyakran töredezték. A földpátok között elkülöníthető hússzínű káliföldpát, valamint gyakran erősen átalakult, agyagásványosodott, barnás–zöldes plagioklasztokristályok. A kvarckristályok szürkék, zsírfényűek. A mintában cm-es méretű litoklasztokat azonosítottunk, amelyek eredete magmás (granitoid) vagy metamorf.

Az ~1200 m-es mélységből származó mintát (2. ábra, f) korábban BARABÁSNÉ STUHL (1988) riolitlávába nyomult telérfázisként írta le. A kőzet hússzínű, porfíros szövetű. A fenokristályok jellemző mérete mm-es, maximális kiterjedésük elérheti a 7 mm-t; arányuk a kőzet térfogatának 25–30%-a. A finomszemcsés alapanyagban (70–75%) elkülöníthető fehér vagy halvány narancsszínű káliföldpát, fehér vagy zöldes színű (agyagásványosodott) plagioklaszt, valamint szürke, zsírfényű kvarc; a kristályok dominánsan félig sajátalakúak.

Leírás

Az Egerág–7 mélyfúrásból rendelkezésünkre álló 4 minta a petrográfiai bélyegek alapján két csoportra osztható. A fúrás kisebb mélységeiből származó minták (Via-16–18) gyengén osztályozott, finomszemcsés alapanyagból, különböző méretű fenokristályokból (a néhány 10 µm-es szemcséktől a mm-es nagyságrendű porfírokig), irányítottan elhelyezkedő, megnyúlt, erőteljesen ellaposodott, átalakult horzsakövekből és az alapanyagban elhelyezkedő, szintén többnyire megnyúlt, átkristályosodott üvegszilánkokból állnak (7. ábra, a–d). Az egykori üvegszilánkok



6. ábra. A Vókány-2 mélyfúrás kőzetanyaga (a-d: 1000,0 m, illetve 1139,6 m-es mélység; e-f: 774,8 m-es mélység)

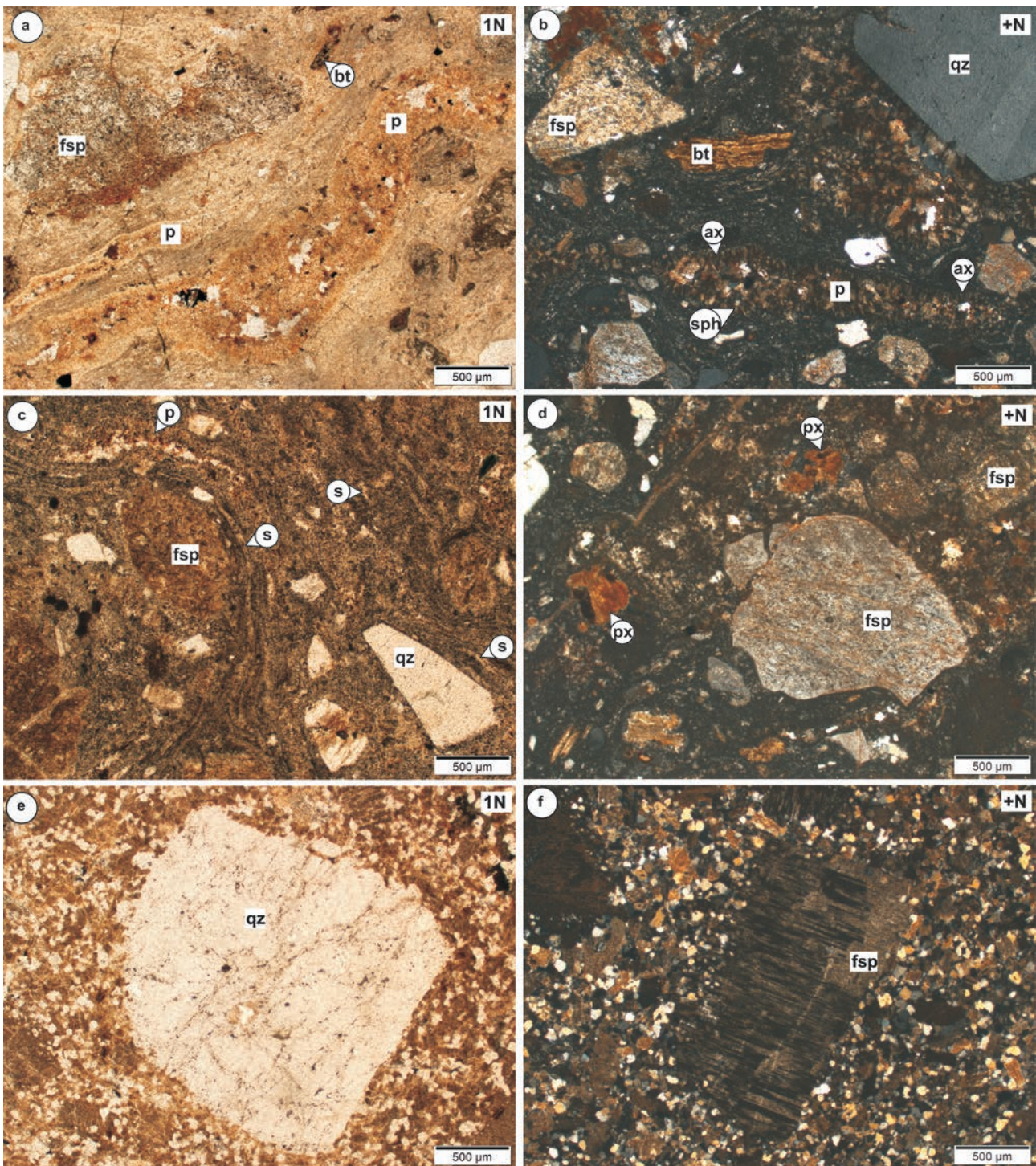
a – Átkristályosodott alanyag szferolitokkal és biotittal; b – Porfiros kristályok felzites szövetű mintában; c – Félíg sajátalakú, rezorbeált, illetve törött kvarckristályok; d – Káliföldpátkristály, szericitésedett, felzites szövetű mintában; e – Átalakult üvegszilánkok és horzsakövek piroklasztitban; f – Kvarcemozaiká kristályosodott horzsakövek és litoklaszt piroklasztitban

Rövidítések: bt: biotit, fsp: földpát, p: átalakult horzsakő, qz: kvarc, s: átalakult üvegszilánk, sph: szferolit, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztezett nikol állás

Figure 6. Microphotos of the studied samples from Vókány-2 deep drilling (a-d: depth of 1000.0 m and 1139.6 m; e-f: depth of 774.8 m)

a – Recrystallized matrix with spherulites and biotite; b – Porphyric phenocrysts in a sample with felsitic texture; c – Hypidiomorphic, resorbed and fractured quartz crystals; d – Potassium feldspar in a sericitized sample with felsitic texture; e – Altered glass shards and pumices in a pyroclastite sample; f – Former pumices crystallized to mosaic quartz and a piece of lithic clast in the pyroclastite

Abbreviations: bt: biotite, fsp: feldspar, p: altered pumice, qz: quartz, s: altered glass shard, sph: spherulite, 1N: parallel nicols, +N: crossed nicols



7. ábra. Az Egerág-7 mélyfúrás kőzetanyagát bemutató mikrofotók (a-d: 673,3–753,8 m-es mélység; e-f: ~1200 m-es mélység)

a – Irányítottan elhelyezkedő, devitrifikált horzsakövek, töredezett földpát és biotit; b – Átalakult horzsakő axiolitos szegéllyel és belsejében szferolittal, körülötte törött, félig sajátalakú kristályokkal; c – Irányítottan elhelyezkedő egykori horzsakövek és átkristályosodott üvegszilánkok; d – Káli-földpát és átalakult piroxén; e – Rojtos szegélyű kvarckristály; f – Porfiroz plagioklász mikroholokristályos szövetű mintában

Rövidítések: ax: axiolit, bt: biotit, fsp: földpát, p: átalakult horzsakő, px: piroxén, qz: kvarc, s: átalakult üvegszilánk, sph: szferolit, zrn: cirkon, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztezett nikol állás

Figure 7. Microphotos of the studied samples from Egerág-7 deep drilling (a-d: depth of 673.3–753.8 m; e-f: depth of ~1200 m)

a – Oriented devitrified pumices, fragmented feldspar and biotite; b – Altered pumice with axiolite at the margin and spherulite inside; around it fractured, hypidiomorphic crystals; c – Oriented former pumices and devitrified glass shards; d – Potassium feldspar and altered pyroxene; e – Quartz with fringed margin; f – Porphyritic plagioclase in a sample with microholocrystalline texture

Abbreviations: ax: axiolite, bt: biotite, fsp: feldspar, p: altered pumice, px: pyroxene, qz: quartz, s: altered glass shard, sph: spherulite, zrn: zircon, 1N: parallel nicols, +N: crossed nicols

egymáshoz és az ellaposodott horzsakövekhez is hozzátapadnak, velük összeolvadnak, kialakítva e minták erőteljesen irányított szövetét.

Az átalakult, deformált horzsakövek hossza jellemzően több mm-es; szegélyükön gyakran jelenik meg káliföldpát axiolit, belsejükben pedig káliföldpát szferolitok (7. ábra, b). Az átkristályosodott juvenilis klasztozat mozaikos kvarckristályok, a mintában lévő porfirokkal megegyező összetételű (dominánsan kvarc és földpát), kisebb (néhány 10 µm-es) kristályok, illetve finomszemcsés alapanyag tölti ki. Az egykori üvegszilánkok kvarccá és földpáttá kristályosodtak át, alakjuk többnyire megnyúlt (7. ábra, c), a nagyobb méretű egykori kőzetüveg szilánkok mérete ~200 µm.

A fő kőzetalkotók (kvarc, káliföldpát, plagioklász, illetve piroxén és biotit utáni pszeudomorfozák) mérete széles tartományban változik; a mintákban a fenokristályok gyakran töredezettek.

A kvarckristályok (7. ábra, b és c) a kőzet térfogatának ~15%-át teszik ki; méretük a néhány 10 µm-es, gyakran penge alakú kvarcszilánkoktól egészen a mm-es méretű porfirokig változhat (maximális méretük ~4 mm). Sajátalakúak vagy félig sajátalakúak, töröttek. Gyakran rezorbeáltak, és beöblösödéseket tartalmaznak, kioltásuk egyenes.

A mintában lévő földpátok (15–20%; 7. ábra, a–d) mérete a kvarckristályokéval mutat hasonlóságot. Átlagos méretük ~700 µm, míg legnagyobb kristályaik mérete ~3 mm. Közöttük gyakran kétagú ikresedéssel rendelkező, pertites vagy agyagásványosodott káliföldpátok és több esetben poliszintetikus ikres, szericitesedett plagioklászok különíthetők el. Kristályaik sajátalakúak, táblásak, vagy félig sajátalakúak, gyakran erőteljesen töredezettek, szegélyük mentén visszaolvadtak. A fúrás felső szakaszának mintáira a káliföldpát-kristályok dominanciája jellemző.

Az átalakult piroxén- és biotitkristályok együttesen alkotják a kőzet térfogatának 4–5%-át. A piroxének (7. ábra, d) gyakran karbonátosodtak, nagyobb kristályaik mérete ~500 µm. A biotit (7. ábra, a és b) sajátalakú, lemezes, részben opakásványosodott, kloritosodott vagy kifakult, de kisebb gyakoriságban előfordulnak a mintákban viszonylag üde szemcsék is. Nagyobb kristályaik mérete 1–2 mm.

A minták alapanyagában jelentős gyakoriságban kis-méretű (néhány 10 µm-es) és általában pleokroos udvarral körülvett cirkonszemcséket azonosítottunk. További akcesszóriaként a kőzetanyagban turmalin és gránát jelenik meg. A gránátkristályok jellemzően félig sajátalakúak, szegélyük mentén gyakran visszaolvadtak, töredezettek, töröttek; a sajátalakú izometrikus formák viszonylag ritkák. Méretük széles skálán változik a néhány 10 µm-es töredékektől az akár 600–700 µm-es kristályokig. A nagyobb szemcsék belsejében ritkán zárványokat figyeltünk meg.

A fúrás talp közeléből származó minta (Via-20) kvarcból és földpátból álló mikroholokristályos szövetű, benne porfíros kristályokkal (7. ábra, e és f). Az alapanyag ekvigranuláris, az azt alkotó kvarc- és földpát-kristályok mérete jellemzően néhány 10 µm-es, (max. ~100 µm-es); helyenként az alapanyag karbonátosodása figyelhető meg. A kvarc (~10%) és a földpát (15–20%) porfírok mérete általában

több mm-es. Sajátalakú, illetve ritkábban félig sajátalakú kristályaik szegélyük mentén gyakran visszaolvadtak, peremükön általában nem jól definiált lefutású vonal mentén, hanem rojtszerűen végződnek el, továbbnövekedve az alapanyag felé (7. ábra, e). A fúrás felső szakaszának mintáival ellentétben a kvarc fenokristályok aránya kisebb, továbbá nem az agyagásványosodott, gyakran pertites káliföldpát, hanem egyértelműen a poliszintetikus ikres, esetenként szericitesedett plagioklászok (7. ábra, f) dominanciája jellemző.

Értelmezés

A felső szakasz mintáit az azonosított szöveti bélyegek alapján piroklasztiként, átalakult, összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufaként határoztuk meg. Az egykori horzsakövek megnyúlt alakja és erőteljes lapultsága az erősen összesült tufákra jellemző szöveti bélyeg. Az átalakult horzsakövek szegélyén e kőzetekben is megjelenő káliföldpát axiolitok, illetve belsejükben a földpát szferolitok szintén a nagy hőmérsékletű devitrifikáció bélyegei (GIFKINS et al. 2004, WILCOCK et al. 2013). A minták kvarcgazdagsága és a káliföldpát dominanciája alapján a fúrás kőzetanyaga a 432,0–753,8 m-es mélységközben riolitos összetételű piroklasztit.

A Via-20 mintában (~1200 m-es mélység) a korábbiakkal szemben a piroklasztit eredetre utaló szöveti bélyegeket nem azonosítottunk. A porfíros mikroholokristályos szövetű szubvulkáni vagy lávakőzet kemizmusa is eltérő, a fő fenokristályok alapján dácitos összetételű, azaz azoktól eltérő genetikával rendelkezik.

Szalánta–3 mélyfúrás

A Szalánta–3 mélyfúrásból rendelkezésünkre álló kézir példány (2. ábra, d) a fúrás 381,0 m-es mélységéből származik. A sötétbarna, porfíros megjelenésű kőzet finomszemcsés alapanyagában (70–75%) kristályok (20–25%) és mm–cm-es méretű, ívelt peremű klasztoztok (<5%) vannak jelen. A klasztoztok színe sötétbarna (az alapanyagénál sötétebb), egymással közel párhuzamosan helyezkednek el, a kőzetnek gyenge irányítottságot adva. Megjelenésük alapján ezek átalakult horzsakövek, amelyek belsejét jellemzően nem töltik ki makroszkóposan is azonosítható fenokristályok. A kőzetalkotó kristályok (kvarc, földpát) mérete széles skálán változik a mm-esnél kisebb szemcséktől az 5–6 mm-esekig. Jellemzően félig sajátalakúak, gyakran töredezettek. A földpátok gyakran átalakultak, elkülöníthetők hússzínű vagy mállott, rózsaszín káliföldpát, valamint átalakult, világosbarna–drapp plagioklász-kristályok. A kvarckristályok víztiszta, áttetszők vagy sötétszürkék, zsírfényűek.

Leírás

A Villányi-hegység északi előterének fentebb tárgyalt mélyfúrásaival ellentétben a Szalánta–3 fúrás az archivált MÉV csiszolatsorozat révén jelentős szakaszon (299,0–581,7 m) vizsgáltuk. A vulkáni-üledékes rétegsor kőzetanyagából készült csiszolatgyűjteményből 16 képviselte a

Gyűrűfű Riolitot, amelyek a 299,0–548,7 m-es szakasz különböző mélységéből származtak.

A Szalánta–3 mélyfúrásból rendelkezésünkre álló minták szöveteik és ásványos összetételük alapján két csoportra bonthatók. A fúrás felső szakaszának kőzetei (299,0–404,8 m, illetve az 505,5 m-es mélységből származó minta) egységesek, míg ezektől jelentős mértékben eltér a 459,3 m-es és az 548,7 m-es mélységből származó két minta.

Az első csoport mintái szintelen vagy halvány barnás-vörös, finomszemcsés alapanyagból és porfíros kristályokból (kvarc, káliföldpát, plagioklász földpát és biotit) állnak. A szövet változó mértékben irányított, amelyet átkristályosodott juvenilis törmelékek (horzsakövek és üvegszilánkok) hordoznak. A nem vagy csak részlegesen irányított szövetű mintákban gyakran a (mikro)felzites (kvarc–földpát–szericit összetételű) alapanyag dominál.

A horzsakövek alapvetően egymással párhuzamosan helyezkednek el (8. ábra, a), alakjuk megnyúlt, ellaposodott, a nagyobb fenokristályok környezetében jelentősen deformált (8. ábra, a és c), belsejükben buborékos szerkezet nem látszik. Szegélyüket jellemzően káliföldpát axiolitok alkotják (8. ábra, c), belsejükben földpát szferolitok is megjelennek, az átkristályosodás eredményeként kitöltésük mozaikos kvarc és földpát. Az átkristályosodás az alapanyag elsődleges szöveti bélyegeit több mintában szintén felülírta. A vulkáni üvegszilánkok alakja a mélység függvényében változhat, míg egyes mintákban az egykori üvegszilánkok eredeti X- és Y-alakja még felismerhető (8. ábra, b), addig máshol megnyúlt, deformált alakúak. Méretük átlagosan ~100–200 µm.

A fő kőzetalkotó ásványok (kvarc, káliföldpát, plagioklász és biotit) töredezetek, megjelenésük porfíros. A kvarckristályok (8. ábra, a–c) aránya ~10%, átlagos méretük ~700 µm, míg legnagyobb kristályaik mérete 2,5–3 mm. Sajátalakúak vagy félig sajátalakúak, rezorbeáltak, kisebb beöblösödésekkel, belsejükben gyakran fluidum-zárvány-sorokkal (8. ábra, c). Kristályaikat gyakran ívelt repedések járják át.

A földpát kristályok (10–15%; 8. ábra, b–d) átlagos mérete ~600 µm, míg legnagyobb kristályaik mérete ~3 mm. A kvarckristályokhoz hasonlóan félig sajátalakúak, töredezetek; a sajátalakú, táblás szemcsék ritkák. Elkülöníthetünk gyakran kétagú ikresedéssel rendelkező pertites káliföldpát-, illetve leggyakrabban szericitesedett, kloritosodott, poliszintetikus ikres plagioklász-kristályokat.

A biotit (1–3%; 8. ábra, a és c) átlagos mérete ~200 µm, a nagyobb kristályok mérete meghaladja az 500 µm-t. Főként sajátalakú, lemezes, de gyakoriak a szétesett vagy töredezett és a kompakt hatására meghajlott kristályok is (8. ábra, c). A feltárt szakasz felső részén (~300 m) a biotit erőteljes kloritosodása jellemző, míg a nagyobb mélységből származó mintákban saját színű, üde kristályok is azonosíthatók.

A fúrás e mintacsoportjában akcesszórius elegyrészként gyakran közepes vagy nagy kiterjedésű pleokroos udvarral körülvett cirkont és apatitot (8. ábra, c) azonosítottunk, amelyek az alapanyagban vagy az alapanyag, illetve

valamelyik fenokristály (pl. biotit) határán találhatóak. Továbbá — főként a minták alapanyagában — gránátkristályok is megjelennek, amelyek jellemzően félig sajátalakúak, töredezetek, töröttek. Nagyobb kristályaik mérete meghaladja a 800 µm-t. Gyakran jelentős mértékben kloritosodtak, illetve belsejükben opakásványokat is azonosítottunk. Ritkán gránátkristályokat figyeltünk meg a fő fenokristályokban (pl. káliföldpát) zárványként, illetve azok gránátkristályokkal való összenövését is azonosítottuk.

Alárendelt mennyiségben valószínűleg metamorf eredetű, polikristályos kvarcból és biotitból álló litoklaszt (8. ábra, c) figyelhető meg.

A második csoport kőzeteinek szövete nem irányított, mikrofelzites–felzites, kvarc–földpát–szericit összetételű; benne a fenokristályok (uralkodóan plagioklász és káliföldpát) porfíros megjelenésűek (8. ábra, d–f). A felzites–porfíros szöveti elrendezést változatos ásványos összetételű (biotit/klorit, kvarc, földpát, opakásvány, karbonát) „cso-mók” (8. ábra, d) szakítják meg, amelyek mérete a néhány 100 µm-estől az 1–2 mm-esig terjed. Ezekben az ásvány-társulásokban a biotitkristályok az opak ásványokat „koronaszerűen” körülveve jelennek meg (8. ábra, f).

A földpátok (25–30%) mérete széles tartományban változik a kisebb, néhány 100 µm-es, félig sajátalakú vagy szabálytalan alakú kristályoktól és töredékektől a 2–3 mm-es porfírokig. Általában félig sajátalakúak, szegélyük mentén gyakran visszaolvadtak és az alapanyaggal vékony ránövedési szegély mentén érintkeznek (8. ábra, e). A korábban bemutatott minták földpátjaihoz képest nagyobb az aránya az üde kristályoknak; az átalakult szemcsék általában enyhén szericitesedtek. Közel azonos arányban fordul elő a poliszintetikus ikres plagioklász (8. ábra, f) és a kétagú ikresedéssel rendelkező káliföldpát (8. ábra, e) az első mintacsoport egyértelmű káliföldpát dominanciájával szemben.

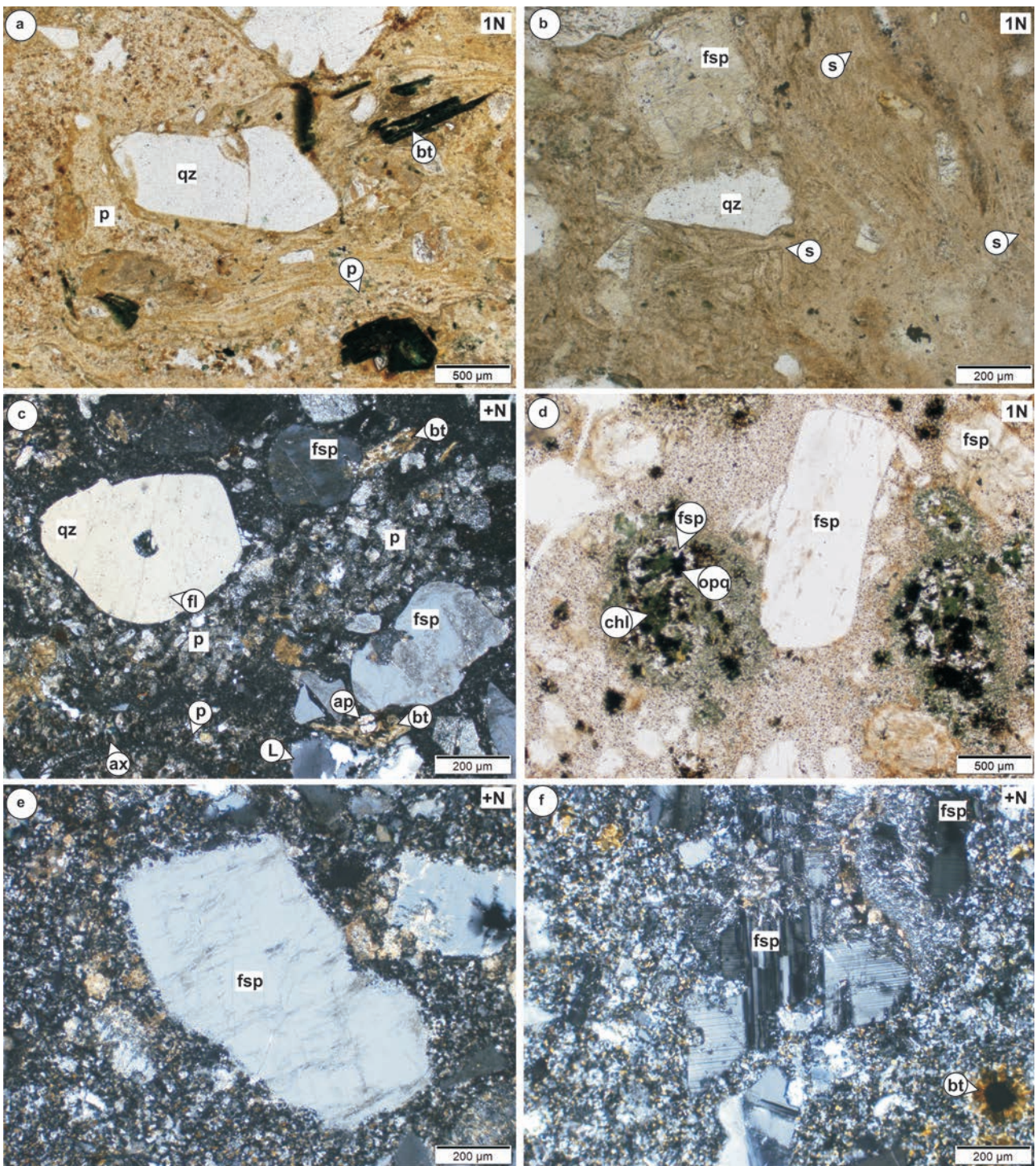
A mintákban továbbá nagyobb méretű (~500 µm) kloritosodott biotitkristályok is előfordulnak. Akcesszórius elegyrészként cirkon jelenik meg az alapanyagban.

A Szalánta–3 mélyfúrás többi mintájához képest feltűnően kevés kvarckristályt tartalmaz e mintacsoport az alapanyagban mikrokristály, illetve kisebb kristálytöredékek (~100–200 µm-es méret) formájában.

Értelmezés

Az első csoporthoz tartozó minták egyértelműen piroklasztiként értelmezhetők. A horzsakövek megjelenésüket és szöveti elrendeződésüket tekintve az Egerág–7 fúrás mintáinak felsőbb szakaszain leírtakkal mutatnak jelentős hasonlóságot (erős lapultság, megnyúltság, devitrifikáció, nagyméretű kristályok hiánya). Azonban a minták között is tapasztaltunk különbséget a juvenilis törmelékek szöveti elrendeződésében, így feltételezzük, hogy a fúrás mentén az összesülés mértéke különböző volt. A riolitot összetételű kőzetanyag szöveti bélyegei alapján egy átalakult, változó mértékben összesült, kristálygazdag horzsakő-tartalmú lapillitufaként értelmezhető, és az egerági fúrásban feltárt piroklasztitokkal mutat egyezést.

Az Egerág–7 mélyfúrás felső szakaszához hasonlóan e



8. ábra. A Szalánta-3 mélyfúrás kőzetanyagát bemutató mikrofotók (a-d: 299,0–404,8 m-es mélység, illetve 505,5 m-es mélység; e-f: 459,3 m-es, illetve 548,7 m-es mélység)

a – Átalakult horzsakövek, félig sajátalakú rezorbeált kvarc és opakásványosodott biotit; b – Félig sajátalakú, törött, töredezett kvarc, földpát és átalakult üvegszilánkok; c – Mozaikos kvarccá kristályosodott egykori horzsakövek, körülöttük rezorbeált vagy törött kristályokkal; d – Biotit/klorit, kvarc, földpát, opakásvány összetételű csomók felzites szövetű vulkanitban; e – Rojtos szegélyű porfirós káli-földpát; f – Plagioklász földpát és opak ásvány körül koronaszerűen kristályosodott biotit

Rövidítések: ap: apatit, ax: axiolit, bt: biotit, cb: karbonát, chl: klorit, fl: fluidum-zárványsor, L: litoklaszt, opq: opakásvány, p: átalakult horzsakő, qz: kvarc, s: átalakult üvegszilánk, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztezett nikol állás

Figure 8. Microphotos of the studied samples from Szalánta-3 deep drilling (a-d: depth of 299.0–404.8 m and 505.5 m; e-f: depth of 459.3 m and 548.7 m)

a – Altered pumices, hypidiomorphic, resorbed quartz and biotite turned to opaque phase; b – Hypidiomorphic, fractured, fragmented quartz, feldspar and altered glass shards, c – Former pumices crystallized to mosaic quartz with resorbed or fractured crystals around them; d – Nodules with composition of biotite/chlorite, quartz, feldspar and opaque minerals in volcanics with felsitic texture; e – Porphyritic potassium feldspar with fringed margin; f – Crown-like crystallized biotite (around opaque phase) and plagioclase feldspar
Abbreviations: ap: apatite, ax: axiolite, bt: biotite, cb: carbonate, chl: chlorite, fl: fluid inclusions, L: lithics, opq: opaque mineral, p: altered pumice, qz: quartz, s: altered glass shard, 1N: parallel nicols, +N: crossed nicols

kőzetanyagban is megjelennek gránátkristályok, amelyek erősen átalakultak (kloritosodás, opakásványosodás); az átalakulások jelentős vastartalomra (almandinos összetétel) utalnak, amely JAKAB (2005) elektronmikroszkópi vizsgálataival is összhangban van. A Szalánta–3 mélyfúrás kőzetanyagában a gránátkristályok és a kálicföldpát összenövése, valamint fenokristály-zárványként való megjelenésük felveti azok elsődleges magmás eredetét.

Ezzel szemben a másik mintacsoport felzites–mikrofelzites szövete erőteljes átkristályosodásra utal, ami savanyú kiömlési kőzetek jellegzetes szövettípusa (MCPIE et al. 1993). Mind szöveti elrendezését, mind ásványos összetételét tekintve jelentős hasonlóságot mutat az Egerág–7 fúrás alsó (~1200 m-es mélység) szakaszáról származó mintával. A kvarc alárendelt szerepe és a plagioklász enyhe dominanciája miatt a kőzetanyag összetétele riódácitos–dácitos, így a fúrás felsőbb szakaszának piroklasztitjával nem mutat közvetlen genetikai rokonságot. Feltételezhetően e kőzet az egerági fúrás alsó litológiájával (szubvulkáni vagy lávakőzet) mutat egyezést. A fúrás alsó szakaszának két mintájában megjelenő, változatos ásványos összetételű „csomókhoz” hasonlókat a terület más fúrásanyagaiban nem figyeltünk meg. A bennük található, az opak ásványokat „koronaszerűen” körülvevő biotitkristályok feltételezhetően az elsődleges magmás szövetrel egyidőben kristályosodtak. Klorit a biotitkristályok, míg karbonát az alapvetően földpát- és kvarckristályokból álló alapanyag utólagos átalakulásával került az ásványtársulásokba.

Diszkusszió

A dél-dunántúli permi rétegsorban alpi regionális metamorf hatásokkal a szöveti fejlődésben nem kell számolni (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998), ezért a vizsgált Gyűrűfői Riolit mintáiban a kihülés és az utóvulkáni hatások által létrehozott szöveti rendszert értelmeztük újra. A Villányi-hegység északi előterének mélyfúrásaiban feltárt kőzeteket egyrészt az archív leírások (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) újraértelmezésével, másrészt petrográfiai megfigyeléseinkre támaszkodva különböző kőzettípusokra különítettük el (III. táblázat).

A korábbi ércutatási jelentésekben a Peterd–1, a Vókány–2 és az Egerág–7 mélyfúrások mintáiban „cseppalakú képleteket” és „tekervényes alakulatokat” írtak le, amelyek alapján azokat folyásos szövetű vulkáni kiömléses képződményekként értelmezték (FAZEKAS 1978, KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988). Petrográfiai vizsgálataink arra az eredményre vezettek, hogy a porfirós kristályokat is körülfogó „tekervényes alakulatok” devitrifikált horzsakövek, amelyek — és számos egyéb szöveti bélyeg — alapján ezek a kőzetek piroklasztitok. A korábbi jelentésekben leírt tömör vagy enyhén irányított, jól kristályosodott, felzites szövetű kőzetek kevésbé összesült, míg a fluidális, rosszul differenciált, felzites szövetű szakaszok erősen összesült litofáciest képviselnek. JAKAB (2005) az egykori horzsaköveket kristálygazdagságuk miatt beolvasztott gránitzár-

ványokként írta le. Bár a korábbi jelentésekben is azonosítottak piroklasztitokat a terület mélyfúrásaiból (pl. Bisse–1, felső szakasz, Vókány–2, felső szakasz), számottevő különbség az archív leírásokhoz képest azok kiemelten nagyobb aránya a vizsgált területen. A fenti eredmények jól illeszkednek a formáció kőzeteire vonatkozó korábbi kutatásainkban megállapítottakhoz, amelyek alapján a Gyűrűfői Riolit a Nyugati-Mecsekben piroklasztit, nem lávakőzet (II. táblázat; HIDASI et al. 2015, SZEMERÉDI et al. 2016).

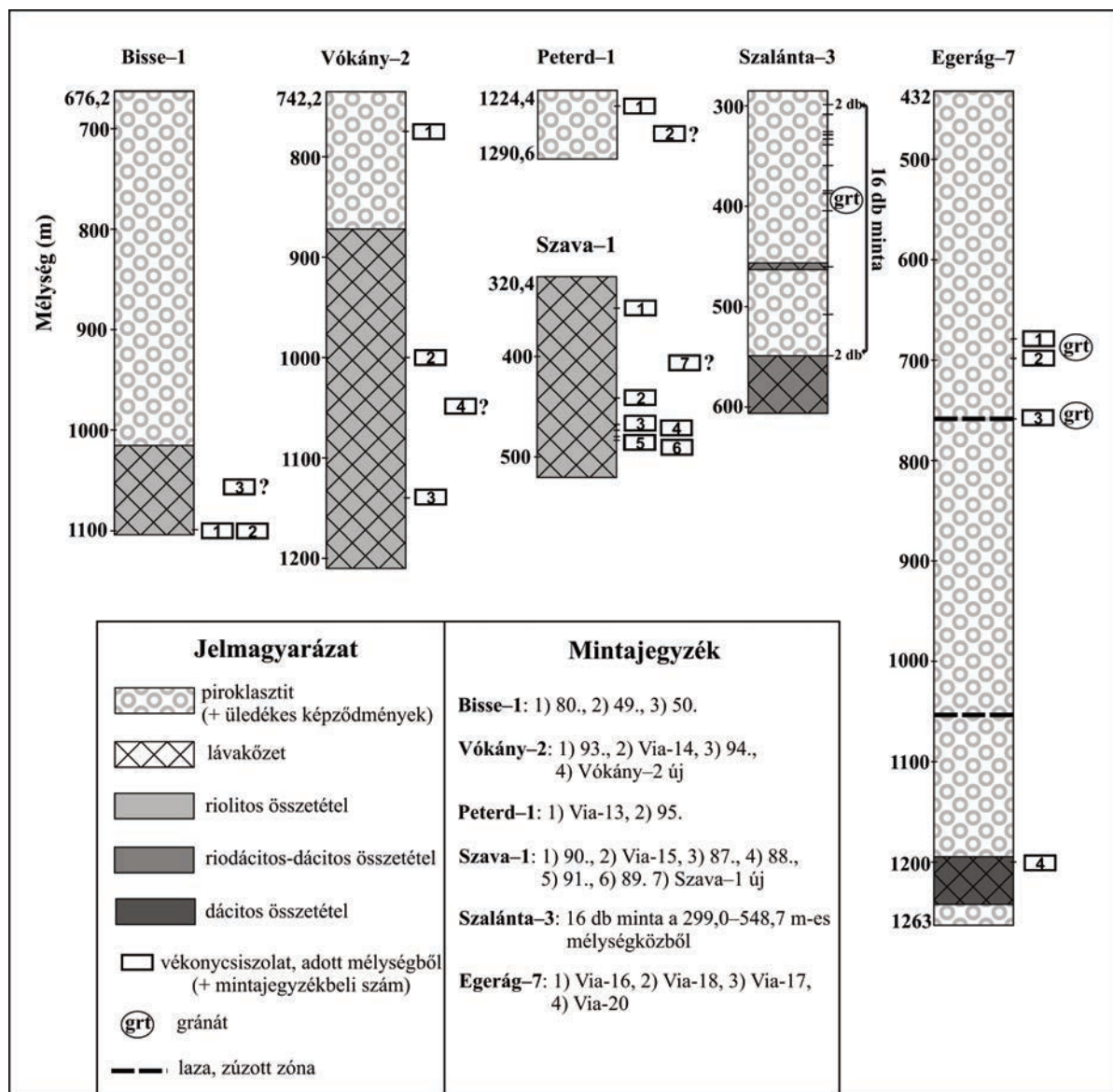
Terepi vulkanológiai megfigyelések hiányában, továbbá a kőzetek átkristályosodott, átalakult és gyakran erősen töredezett jellege miatt a szubvulkáni és lávakőzetek közötti egyértelmű petrográfiai elkülönítést nem lehetséges megtenni, annak ellenére, hogy a korábbi jelentésekben kategorizálásuk meglehetősen határozott és részletes volt (l. vulkáni kürtő, szubvulkáni mikrogránit; FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988). Mindazonáltal az a tény, hogy a Bisse–1, a Vókány–2, az Egerág–7 és a Szalánta–3 mélyfúrásokban a szubvulkáni vagy lávakőzetekre közvetlenül piroklasztitok települnek (9. ábra) — közöttük üledékes rétegek nélkül —, illetve a Vókány–2 alsó szakaszának középső részén azonosított sferolitok, valamint a Bisse–1 mélyfúrás, alsó perlités fáciese arra utal, hogy lávafolyásokról/lávadómokról van szó. A Vókány–2 mélyfúrásban az alsó litológia nagy vastagsága — tekintve, hogy a savanyú lávafolyások jellemző vastagsága 20–300 m (WALKER 1973) — akár több folyási egységre/lávadómelegítésre is utalhat. Ezt megerősítik neogén savanyú lávaárakra/lávadómokra vonatkozóan SZEPESI (2009), illetve SZEPESI & KOZÁK (2008) eredményei (pl. a kőgáti savanyú lávaárszerkezet, Tokaji-hegység — legnagyobb vastagság: 207 m). Ellentmond az elképzelésnek viszont az a tény, hogy a Dél-Permi-medencében 30–600 m-es vastagságban írtak le riódácitos összetételű paleozoos lávaegységeket (PAULICK & BREITKREUZ 2005). Bár a Szava–1 mélyfúrás kőzetanyagát korábban szubvulkáni vagy telér kifejlődésű mikrogránit-porfírként értelmezték (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988), annak peremi breccsásodása és a carapax/mag fácies aránya alapján (PAULICK & BREITKREUZ 2005) szintén riolitos összetételű lávafolyásról/lávadómról lehet szó, amelyet a korábban leírt tektonikus hatások (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988) is módosíthattak. Az Egerág–7 és Szalánta–3 mélyfúrások esetében az egyes litológiák (piroklasztit és szubvulkáni/lávakőzet) ismétlődése (9. ábra) a telérek benyomulása (BARABÁSNÉ STUHL 1988) mellett tektonikai ismétléssel is magyarázható; a két litológia határán az üledékes képződmények hiánya, valamint a terület korábban bemutatott mélyfúrásai alapján szintén valószínűbb, hogy lávakőzetekről van szó. A tektonikai ismétlés lehetőségét a korábbi jelentésekben (KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988) leírt zúzott zónák is megerősítik (9. ábra).

A Villányi-hegység északi előterében a Gyűrűfői Riolit Formációba sorolt képződmények genetikailag alapvetően két nagy csoportba sorolhatók: piroklasztitok, illetve lávakőzetek (III. táblázat, 9. ábra). Megkülönböztethető: (1) piroklasztit riolitos összetétellel (Peterd–1, 1224,4–1290,6

III. táblázat. A Gyűrűfű Riolit Formáció fő litológiai csoportjai (piroklasztit, illetve lávaközet) a Nyugati-Mecsekben és a Villányi-hegység északi előterében (vizsgált kőzetanyag; fekü, fedő, kapcsolódó képződmények; új petrográfiai megfigyelések és értelmezések; fenokristályok; akcesszóriák; kémiai összetétel; radiometrikus koradatok; FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988, SZEMERÉDI et al. 2016)

Table III. The main litological groups (pyroclastites and lava rocks) of the Gyűrűfű Rhyolite Formation in the area of the Western Mecsek Mts and the northern foreland of the Villány Mts (observed rocks; top, base, related formations; new petrographical observations and interpretations; phenocrysts; accessories; chemical composition; radiometric age data; FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988, SZEMERÉDI et al. 2016)

Elterjedési terület – litológia	Nyugati-Mecsek – piroklasztit	Villányi-hegység északi előtere – piroklasztit	Villányi-hegység északi előtere – lávaközetek
Vizsgált kőzetanyag	Nyugati-Mecsek, felszíni feltárás (Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti terület)	– Peterd-1 mélyfúrás – Vókány-2 (felső szakasz) – Egerág-7 (felső szakasz) – Szalánta-3 (felső szakasz) – Bisse-1 mélyfúrás?	– Szava-1 mélyfúrás – Vókány-2 (alsó szakasz) – Egerág-7 (alsó szakasz) – Szalánta-3 (alsó szakasz) – Bisse-1 mélyfúrás?
Fekü, fedő, kapcsolódó képződmények	– fekü: Korpádi Homokkő F. (alsó-perm) – fedő: Cserdi Formáció (középső-perm), illetve pleisztocén vagy pannóniai képződmények	– fekü: Korpádi Homokkő F. (alsó-perm; csak a Bisse-1 mélyfúrásban érték el) – piroklasztitok alatt egyes fúrásokban (Vókány-2, Egerág-7, Szalánta-3) lávaközetek – fedő: Jakabhegyi Homokkő F. (alsó-triász), illetve pannóniai képződmények	– fekü: Korpádi Homokkő F. (alsó-perm; csak a Bisse-1 mélyfúrásban érték el) – felettük piroklasztit (Vókány-2, Egerág-7, Szalánta-3) – fedő: Jakabhegyi Homokkő F. (Bisse-1), illetve tektonikus (Szava-1)
Petrográfiai megfigyelések és értelmezések	– eutaxitos szövetű, összesült és nem összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa (ignimbrit) – lapított, ívelt horzsakövek, axiolitos szegéllyel, belsejükben szferolitokkal és kristályokkal – litoklasztok (üledékes, Korpádi Homokkő F.)	– irányított, eutaxitos szövetű összesült horzsakőtartalmú lapillitufák (ignimbrit; Peterd-1, Egerág-7, részben a Szalánta-3) vagy nem irányított relikvit vitroklastos szövet (Vókány-2) – axiolitos szegélyű horzsakövek, belsejükben szferolitokkal és kristályokkal, kivéve a Vókány-2 fúrás anyagát, ahol kvarcmozaikos a kitöltés – litoklasztok (Peterd-1 és Vókány-2, üledékes)	– porfíros mikroholokristályos (Szava-1, helyenként granofiros, Egerág-7), felzites-mirkofelzites (Vókány-2, szferolitokkal, Szalánta-3), perlités szerkezet (egykori horzsakövek maradványaival, Bisse-1) – szubvulkáni és lávaközetek közötti egyértelmű elkülönítés gyakran nem lehetséges petrográfiai megfigyeléseken keresztül (töredezetség, átalakulások, alacsony mintaszám)
Fenokristályok	– félig sajátalakú, rezorbeált kvarc, belsejében fluidum-zárvánnyal – mozaikos földpát kristályok (káli-földpát és plagioklász nehezen különíthető el) – opakásványosodott biotit – piroxén utáni pseudomorfóza	– félig sajátalakú, rezorbeált kvarc, belsejében gyakran fluidum-zárvánnyal – irizáló, fésűs szerkezetű földpátok (Peterd-1); a többi kőzetanyagban káli-földpát-dominancia, gyakori átalakulások – opakásványosodott, kifakult vagy kloritosodott biotit – piroxén utáni pseudomorfóza (Peterd-1) – muszkovit (Vókány-2)	– félig sajátalakú, rezorbeált vagy rojtszerűen (Egerág-7) elvégződő kvarc, belsejében gyakran fluidum-zárvánnyal – földpátok változatos átalakulásokkal; Egerág-7 és Szalánta-3: plagioklász-dominancia (többi fúrásban káli-földpát.), rojtszerű szegély – opakásványosodott, kifakult vagy kloritosodott biotit
Akcesszóriák	– cirkon: jelentős mennyiségben, gyakran törött, megnyúlt – apatit, monacit, rutil, xenotim, ilmenit	– cirkon: valamennyi fúrásban, változó mennyiségben – apatit (Peterd-1, Szalánta-3), gránát (Egerág-7, Szalánta-3)	– cirkon: változó mennyiségben; Szava-1: nagy gyakoriságban, izometrikus szemcsék – apatit (Szava-1)
Kémiai összetétel	riolitos	riolitos	riolitos (Bisse-1, Szava-1, Vókány-2), dácitos (Egerág-7), riódácitos-dácitos (Szalánta-3)
Radiometrikus koradatok (*BARABÁSNÉ STUHL 1988)	– 267,2±4,1 millió év (felszíni, U-Pb, 2015) – 199,2±7,5 millió év (Gyűrűfű 9018., K-Ar*)	– 240,15±9,0 millió év (Egerág-7, felső szakasz, K-Ar*) – 240,6±9,0 (Vókány-2, felső szakasz, K-Ar*)	– 240,2±9,0 millió év (Szava-1, K-Ar*) – 241,5±9,1 millió év (Egerág-7, alsó szakasz, K-Ar*)



9. ábra. A Gyűrűfű Riolit Formációba sorolt képződmények fúrési rétegoszlopai a Villányi-hegység északi előterében

A „Mintajegyzékben” számokkal jelölt minták a „Vulkanitok, etalon kollektió” csiszolatgyűjteményből, míg a Via-X jelzésekkel ellátottak, az ELTE bemutató gyűjteményéből származnak, mindkét esetben a csiszolatok gyűjteménybeli azonosítóját adtuk meg

Figure 9. Geological columns of the penetrated sections of the Gyűrűfű Rhyolite Formation in the northern foreland of the Villány Mts

Samples are presented below 'Mintajegyzék': thin sections from collection called 'Vulkanitok, etalon kollektió' are marked by numbers, while samples from the collection of ELTE are marked by Via-X labels; in both case the identifier numbers from the appropriate collections are used

m; Vókány-2, 742,2–876,0 m; Egerág-7, 432,0–1200 m; Szalánta-3, 285,0–505,5 m; Bisse-1 (?), 676,2–1025,0 m); (2) lávaközet riolitos összetétellel (Bisse-1, 1025,0–1104,5 m; Szava-1, 320,4–515,7 m; Vókány-2, 876,0–1203,0 m); (3) lávaközet dácitos összetétellel (Egerág-7, ~1200–1242,0 m); továbbá (4) lávaközet riodácitos–dácitos összetétellel (Szalánta-3, 548,7–601,2 m; 9. ábra).

Az egyes litológiai (piroklasztitok és lávaközetek) települési helyzete alapján a Villányi-hegység északi előterében feltételezhető egy korábbi lávaöntéssel járó magmás tevékenység, amelyet egy robbanásos kitérésekkel kísért vulkanizmus követhetett, a területet helyenként — a helyi domborzat függvényében — kifejezetten nagy vastagságú (több

száz méter) ignimbrittakaróval befedve. A magmás tevékenység eredményeként Bisse–Vókány térségében (1. ábra) riolitos összetételű lávadóm/lávaár alakulhatott ki, amelynek a Vókány-2 mélyfúrás alsó szakaszának felzites, szferolitos kőzetanyaga a központi vagy ahhoz közeli (átmeneti) zónáját, míg a Bisse-1 fúrás alsó szakaszának perlites/horzsás perlites anyaga annak töredezett, peremi zónáját képviselheti (McPHIE et al. 1993, SZEPESI 2007, SZEPESI & KOZÁK 2008). Szintén savanyú összetételű lávafolyást/lavadómot tárhatott fel a Szava-1 mélyfúrás. A bissei és vókányi fúrásokhoz hasonlóan korrelálhatók az egymással szomszédos Egerág-7 és a Szalánta-3 mélyfúrások (1. ábra) alsó szakaszainak riodácitos–dácitos összetételű

lávaközei. E savanyú és/vagy intermedier vulkáni központokat temethette el az akár regionális léptékű ignimbrittakaró, amelynek képződményei a Peterd–1, a Vókány–2 (felső szakasz), az Egerág–7 (felső szakasz), a Szalánta–3 (felső szakasz) és a Bisse–1 (felső szakasz) mélyfúrásokban is feltárásra kerültek. Az Egerág–7 mélyfúrásban a piroklasztitok nagy vastagságából és az erősen, illetve kevésbé összesült kőzetváltozatok ismétléséből adódóan feltételezhető, hogy több folyási egységet tártak fel.

Elgondolkodtató e piroklasztitoknak a korábbi nyersanyagkutatási jelentésekben (KONRÁD 1981, BARABÁSNÉ STUHL 1988) leírt jellegzetessége: az Egerág–7 fúrásban 70–80°-os irányítottságú szövetrészeket figyeltek meg. Ezek kutatásaink alapján a devitrifikált horzsakövek, amelyek meredek (50–80°-os), akár közel függőleges dőlése a piroklasztikus telérek egyik jellemvonása (AGUIRRE-DÍAZ & LABARTHE-HERNÁNDEZ 2003). Analógiákra támaszkodva, főként a fiatalabb képződmények kutatásából (pl. Nyugati-Sierra Madre ignimbritjei) kiindulva, a horzsakövek ilyen orientációja akár extenziós környezetben zajlott permokarbon hasadékvulkanizmust is jelezhet, ahol kürtőként a terület normálvetői funkcionálhattak (AGUIRRE-DÍAZ & LABARTHE-HERNÁNDEZ 2003). Ugyanakkor a horzsakövek orientációja a hasadékvulkanizmus mellett utalhat tektonikus kibillenésre is.

A Villányi-hegység északi előterében feltárt piroklasztitok — a nyugati-mecseki felszíni kőzetanyaghoz hasonlóan (SZEMERÉDI et al. 2016) — kristálygazdagok, bennük a fenokristályok a kőzet térfogatának akár 30–40%-át is kitehetik. Az átalakult horzsakövekben szintén nagy mennyiségű kristály figyelhető meg. Közzetani besorolásuk nem egyértelmű ásványos összetételük alapján, mert a plagioklász és szanidin fenokristályok mennyiségi jellemzői bizonytalanok a már korábban is felvetett változó mértékű albitosodás és kálimetaszomatózis lehetősége miatt (FAZEKAS 1978). A kőzetekben előforduló piroxén kristályok (illetve pszeudomorfózák) azonban a dácitos összetételt helyezik előtérbe a riolitossal szemben, és a dácitos összetételű piroklasztitok esetében gyakran megfigyelhető nagy kristálytartalom is.

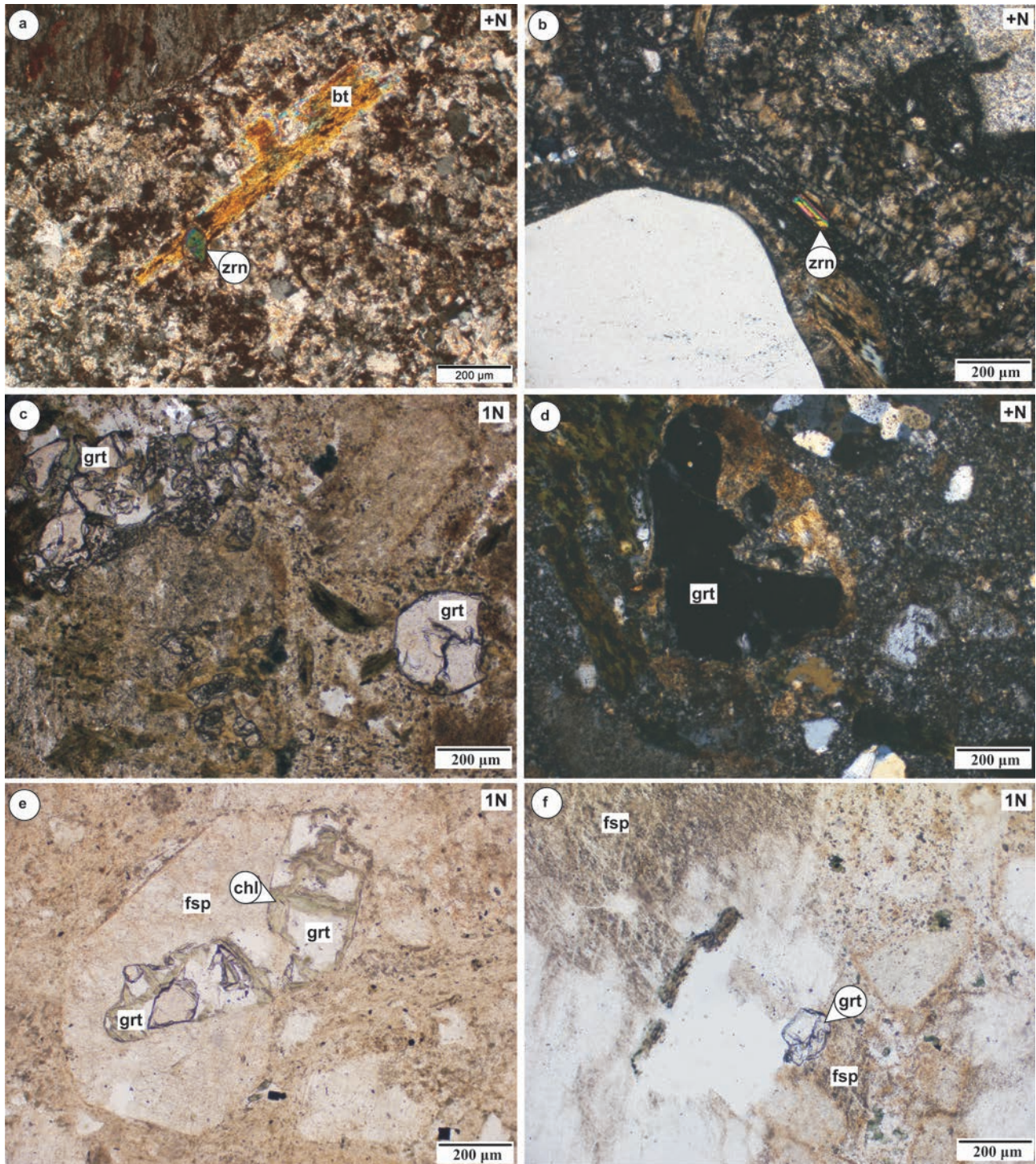
A másodlagos földpát átalakulások közül az irizáló káliföldpátok megjelenését emelnénk ki, ami többek között a Peterd–1 mélyfúrás kőzetanyagában a legszembetűnőbb. JAKAB (2005) elektronmikroszkópi vizsgálata során e földpátszemcsékben a káliföldpát domének és Na-gazdag (Ab) sávok váltakozását mutatta ki, ami általában a káliföldpát (ortoklász) és az Ab-fázis lemezes mikro-kriptopertit alakban történő elkülönülésére jellemző (adulár vagy „holdkő”). Az általánosan elterjedt hidrotermás kristályosodási módtól (pl. érkitülő fenn-nőtt kristályok formájában) eltérően, piroklasztitokban ez a jellegzetes, csillogó földpátváltozat kálimetaszomatózisra utalhat. Arid környezetben hullott, vulkáni üvegben gazdag tufák gyakori átalakulási folyamata ugyanis az adulárosodás (ENNIS et al. 2000, ROUGVIE & SORENSEN 2002). Hasonló hatások érhatték a korábbi tanulmányunkban (SZEMERÉDI et al. 2016) bemutatott nyugati-mecseki felszíni kőzetmintákat is, amelyekből szeparált földpátkristályok az előzetes röntgen pordiffrak-

ciós vizsgálatot alapján szintén aduláros összetételűek (SZEMERÉDI et al. 2016). A Peterd–1 mélyfúrásban azonosított irizáló földpátok mellett a nyugati-mecseki miocén konglomerátum kavicsanyagából is kerültek elő irizáló, kékes színjátékú földpátot tartalmazó riolitkavicsok (JÓZSA et al. 2009), így — a permi arid környezetből kiindulva — nem zárható ki egy akár regionális léptékű kálimetaszomatózis (ENNIS et al. 2000). Ez a folyamat a terület vulkanitjainak és piroklasztitjainak kémiai és ásványos összetételét módosíthatta, ezáltal a kristálygazdag dácitos kőzetből nagyobb alkáliatartalmú, legalább részben riolitos jellegű létrehozva.

A kristálygazdag, nagy vastagságú és homogén (kémiai gradiens nélküli) összetételű dácitos (63–71 m/m% SiO₂) ignimbritet a szakirodalom monoton intermedier képződménynek (*monotoneous intermediates*) nevezi (HILDRETH 1981). A villányi előtérben megfigyelhető piroklasztitokat kristálygazdagságuk, dácitos jellegük és látszólagos kémiai homogenitásuk alapján a monoton intermedier képződményekhez soroljuk. Ilyen kőzetként ismert például a Fish Canyon Tufa (USA, BACHMANN et al. 2002) és az Andokbeli Atana Ignimbrit (LINDSAY et al. 2001) is. Ezeknek a vulkáni formációknak a keletkezését BACHMANN & BERGANTZ (2004, 2008), valamint HUBER et al. (2012) a középső–felső kéregbeli magmatározóban kifejlődő kristálykásának egy új magmabenyomulás miatti reaktiválódásával és annak kirobbanásával magyarázzák.

Az akcesszóriák közül a cirkon korhatározási szempontból jelentős, a gránát viszont utalhat geodinamikai környezetben történt változásra (*10. ábra*). A terület egyes fúrásaiban (Egerág–7, Szalánta–3) feltételezhetően magmás eredetű gránátkristályok jelennek meg piroklasztitban, amelyek összetételét JAKAB (2005) túlnyomórészt almandinként határozta meg. Almandin elsődleges magmás fázisként olyan mészkalkáli vulkáni kőzetekben jelenhet meg, ahol a földkéregben kristályosodás során gránát is kiválik, nagy víztartalmú, Al-gazdag kőzetolvadékból, és a magma nem tartózkodik hosszú ideig sekély mélységű magmakamrában (HARANGI et al. 2001). A gyors feláramláshoz tektonikusan gyenge zónák, illetve a geodinamikai környezetben történő változás (pl. kompressziósból extenziós) szükséges, aminek eredményeképpen a magma gyorsan felszínre tud törni vetők, illetve törészónák mentén (HARANGI et al. 2001). Messzemenőbb petrogenetikai következtetéseket azonban csak a gránátkristályok részletes fő- és nyomelem geokémiai összetétel vizsgálata alapján lehet levonni. Ilyen potenciális törésvonalak jelenlétét sugallhatják a Villányi-hegység északi előteréből korábban bemutatott szerkezetek (pl. meredek dőlésű horzsakövek – piroklasztikus telérek), a hasadékvulkanizmus valószínűségét megerősítve.

Végezetül a hazai rétegtanban a Gyűrűfői Riolit Formációba sorolt kőzetekről rendelkezésre álló ismeretek értelmezéséhez elengedhetetlen az európai Variszcidák egyéb területeinek (pl. Erdélyi-szigethegység, Észak-Gömörikum, Észak-Veporikum, Intra-Szudéta-medence, Dél-Permi-medence) permokarbon savanyú-intermedier vulkanitjairól rendelkezésünkre álló ismeretek integrálása. A fenti területek permokarbon magmatizmusát gyakran többfázisú



10. ábra. Akcessóriák a Gyűrűfői Riolit Formáció Villányi-hegység északi előterében feltárt kőzetanyagából

a – Sajátalakú cirkon, zárványként, biotitkristályban, Vókány-2 (ismeretlen mélység); b – Sajátalakú, zónás cirkon, alapanyagban, Szalánta-3 (333,3 m-es mélység); c – Töredezett gránátkristályok, Egerág-7 (~700 m-es mélység); d – Félíg sajátalakú gránát, Egerág-7 (~700 m-es mélység); e – Félíg sajátalakú kloritosodott, töredezett gránát, kálicföldpáttal összenöve, Szalánta-3 (387,5 m-es mélység); f – Töredezett gránát, kálicföldpátban, zárványként, Szalánta-3 (404,8 m-es mélység)

Rövidítések: bt: biotit, chl: klorit, fsp: földpát, grt: gránát, zrn: cirkon, 1N: párhuzamos nikol állás, +N: keresztezett nikol állás

Figure 10. Accessories in rock samples of Gyűrűfői Rhyolite Formation from the northern foreland of the Villány Mts

a – Idiomorphic zircon as an inclusion in biotite, Vókány-2 (unknown depth); b – Idiomorphic, zoned zircon in the matrix, Szalánta-3 (depth of 333.3 m); c – Fragmented garnet crystals, Egerág-7 (depth of ~700 m); d – Hypidiomorphic garnet, Egerág-7 (depth of ~700 m); e – Hypidiomorphic, chloritized, fragmented garnet showing intergrowth with potassium feldspar, Szalánta-3 (depth of 387.5 m); f – Fragmented garnet in potassium feldspar as an inclusion, Szalánta-3 (depth of 404.8 m)

Abbreviations: bt: biotite, chl: chlorite, fsp: feldspar, grt: garnet, zrn: zircon, 1N: parallel nicols

eseményként értelmezték, amelyet radiometrikus koradatok támasztanak alá (AWDANKIEWICZ 1999, AWDANKIEWICZ & KRYZA 2010, NICOLAE et al. 2014, VOZÁROVA et al. 2015). A permokarbon vulkáni-üledékes-rétegsorokban mind a vulkanizmus mechanizmusában (szubvulkáni intrúziók, lávaközetek és piroklasztitok), mind annak kemizmusában gyakran változó képződményeket tártak fel (pl. AWDANKIEWICZ 1999, NICOLAE et al. 2014, VOZÁROVA et al. 2015). Ebből adódóan az európai Variszcidák analóg területeinek magmatizmusa több esetben hosszú ideig fennálló, geokémiaiilag (a bázisostól a szilíciumgazdagig) változó, illetve működésében és a kitörés mechanizmusában, ezáltal a létrehozott formákban (pl. szubvulkáni intúziók: lakkolitok, dyke-ok; kalderák; ignimbrit-takarók stb.) is sokszínű, összetett események sorozata. Jelen tanulmányunkban bemutatott eredményeink arra engednek következtetni, hogy a Dél-Dunántúl területén is egy hasonlóan összetett, akár hosszabb ideig (~néhány 10 millió év) is fennálló vulkáni rendszer működhetett, amelynek kőzeteit korábban leegyszerűsítve, egyetlen rétegtani marker képződményként kezelték.

Az európai Variszcidák permokarbon savanyú magmatizmusait figyelembe véve külön kiemelendő a Dél-Permi medence egyik szubprovinciájának (Fletchingen-Altmark Szubprovincia) és a Villányi-hegység északi előterének nagyfokú hasonlósága, amely két tényezőben testesül meg. Egyrészt a Fletchingen-Altmark Szubprovinciát a Villányi-hegység északi előteréhez hasonlóan dominánsan nagyvastagságú (~600 m) horzsakő- és litoklasztgazdag ignimbrit-takaró jellemzi, amelyet lakkolitok, lávadóмок és lávafolyások szakítanak meg (idősebb és fiatalabb képződmények egyaránt; GEISLER et al. 2008). Másrészt a korábban említett analóg területek esetében a Tiszai-egységen kívül (Erdélyi-sziget-hegység; NICOLAE et al. 2014) a fenti szubprovincia az egyetlen terület, ahol permokarbon ignimbritben akcesszórius elegyrészként gránát jelenik meg (GEISLER et al. 2008).

A Gyűrűfői Riolit vulkáni rendszerének alaposabb jellemzésében és korrelációjában a fúrások menti radiometrikus (U-Pb, cirkon) kormérések, illetve a teljes kőzet (fő- és nyomelem) geokémiai vizsgálatok hozhatnak előrelépést; azonban a korlátozott mintaszám miatt e megismerés valószínűleg teljes körű már nem lehet.

Következtetések

A Gyűrűfői Riolit Formáció Villányi-hegység északi előterében feltárt kőzetei két fő csoportba sorolhatók: elkü-

löníthetők piroklasztitok, valamint lávaközetek. A tanulmányunkban vizsgált fúrásanyagok és a korábbi nyersanyagkutatási jelentések adatai alapján, a területen feltételezhető egy idősebb, savanyú/intermedier lávaöntéssel járó magmás tevékenység, amelynek képződményeit — a vulkanizmus mechanizmusának változásával — egy regionális léptékű, nagyvastagságú ignimbrit-takaró fedte be. A piroklasztitok kristálygazdagsága helyenként eredetileg dácitos olvadék-összetételre utal, amelyet utólagos kálmetaszomatikus folyamat (l. földpát kristályok adalárosodása) érthetett. Az ignimbritekben elsődleges magmás gránatkristályokat azonosítottunk, amelyek részletes vizsgálata szintén információkkal szolgálhat a terület permi vulkanizmusáról.

Eredményeink azt mutatják, hogy a Dél-Dunántúlon — az európai Variszcidák analóg permi kifejlődési területeihez hasonlóan — egy komplex, akár hosszabb ideig fenálló vulkáni rendszer működhetett, amely alaposabb jellemzéséhez és korrelációjához további vizsgálatokat tervezünk.

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/114/14, LUKÁCS Réka) és az Emberi Erőforrások Minisztériuma UNKP-17-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának (VARGA Andrea) támogatásával készült. LUKÁCS Réka kutatómunkáját a NKFIH PD121048 sz. projektje tette lehetővé. Vékonycsiszolatok készítéséért BENCsik Attilának (SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék), míg a tanulmányozott kőzetminták rendelkezésünkre bocsátásáért JÓZSA Sándornak és SZAKMÁNY Györgynek (mindketten ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék), valamint MÁTHÉ Zoltánnak (Mecsekérc Zrt.) mondunk köszönetet. SZEMERÉDI Máté paleozoos vulkanológiai kutatása az Introduction to physical volcanology and volcanic textures (Freiberg, 2015. június 19–22.) című rövidkurzushoz és az Uniwersytet Wrocławski fogadóintézményben 2015. szeptember 28. és 2016. február 14. között folytatott ERASMUS+ tanulmányokhoz (szerződésszám: 15/KA1HE/142/SMS-187) kapcsolódott.

Ezekhez tartozóan Christoph BREITKREUZ-ot (TU Bergakademie Freiberg, Németország) és Marek AWDANKIEWICZ-et (Uniwersytet Wrocławski, Lengyelország) illeti köszönet.

A kézirat gondos bírálatáért JÓZSA Sándor és SZEPESI János lektoroknak szeretnénk köszönetet mondani.

Irodalom — References

- ALLEN, R. L. 1988: False Pyroclastic Textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. — *Economic Geology* **83**, 1424–1446. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.7.1424>
- AUGIRRE-DÍAZ, G. J. & LABARTHE-HERNÁNDEZ, G. 2003: Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. — *Geology* **31**, 773–776. <https://doi.org/10.1130/g19665.1>
- AWDANKIEWICZ, M. 1999: Volcanism in the late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. — *Geologica Sudetica* **32**, 13–47.

- AWDANKIEWICZ, M. & KRYZA, R. 2010: The Góry Suche Rhyolitic Tuffs (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age. — *Mineralogia - Special Papers* **37**, p. 70.
- BACHMANN, O. & BERGANTZ, G. W. 2004: On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. — *Journal of Petrology* **45**, 1565–1582. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- BACHMANN, O. & BERGANTZ, G. W. 2008: The magma reservoirs that feed supereruptions. — *Elements* **4**, 17–21. <https://doi.org/10.2113/gselements.4.1.17>
- BACHMANN, O., DUNGAN, M. A. & LIPMAN, P. W. 2002: The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: Rejuvenation and eruption of an uppercrustal batholith. — *Journal of Petrology* **43**, 1469–1503. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.8.1469>
- BARABÁS A. & BARABÁSNE 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.
- BARABÁSNE STUHL Á. 1988: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. — Mecsekérc Zrt. (volt MÉV) Adattár, Pécs, 100–213.
- 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, 16 p. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0705-6>
- BREITKREUZ, C. 2015: Introduction to physical volcanology and volcanic textures. — *Short course guide*, TU Bergakademie, Freiberg, 55 p.
- ENNIS, D. J., DUNBAR, N. W., CAMPBELL, A. R., CHAPIN, C. E. 2000: The effects of K-metasomatism on the mineralogy and geochemistry of silicic ignimbrites near Socorro, New Mexico. — *Chemical Geology* **167**, 285–312. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00223-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00223-5)
- FAZEKAS V. 1978: Kutatási Zárójelentés: A magyarországi felső-paleozoos vulkanitok ásvány-kőzettani-, kémiai-, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata. — *Kutatási zárójelentés*, Mecseki Ércbányászati Vállalat Kísérleti Adattár (J-3033), 141 p.
- FAZEKAS V. & VINCZE J. 1991: Hidrotermás ércindikációk a Villányi-hegység északi előtere mélyfúrásaiban. — *Földtani Közlöny* **121**, 23–56.
- FINK, J. H. & MANLEY, C. R. 1987: Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite domes and flows in the emplacement of silicic domes and lava flows. — *Geological Society of America Special Papers* **212**, 77–89. <https://doi.org/10.1130/spe212-p77>
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája Paleozoikum II*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 445 p.
- GIFKINS, C. C., ALLEN, R. L. & MCPHIE, J. 2005: Apparent welded textures in altered pumice-rich rocks. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **142**, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.012>
- GEISSLER, M., BREITKREUZ, C. & KIERSNOWSKI, H. 2008: Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiatus. — *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **97**, 973–989. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0288-6>
- HARANGI SZ., DOWNES, H., KÓSA L., SZABÓ CS., THIRLWALL, M. F., MASON, P. R. D. & MATTEY, D. 2001: Almandin Garnet in Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. — *Journal of Petrology* **42/10**, 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- HIDASAI T. 2013: A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbánya Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával. — *Diplomamunka SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged*, 77 p.
- HIDASAI T., VARGA A., PÁL-MOLNÁR E. 2015: A Gyűrűfői Riolit kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával: nyugat-mecseki preparátumok. — *Földtani Közlöny* **145/1**, 3–22.
- HILDRETH, W. 1981: Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. — *Journal of Geophysical Research* **86**, 10153–10192. <https://doi.org/10.1029/jb086ib11p10153>
- HUBER, C., BACHMANN, O., DUFEK, S. 2012: Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. — *Geology* **40**, 115–118. <https://doi.org/10.1130/g32425.1>
- JAKAB A. 2005: A Gyűrűfői Riolit kőzettani és geokémiai leírása. — *Diplomamunka*, ELTE Kőzattan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.
- JÓZSA S., SZAKMÁNY GY., MÁTHÉ Z. & BARABÁS A. 2009: A Mecsek és környéke miocén konglomerátum összletek felszíni elterjedése és a kavicsanyag összetétele. — In: *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, GeoLittera, Szeged, 195–217.
- KASSAI M. 1976: A Villányi-hegység előterének perm képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica*, Budapest, 88 p.
- KONRÁD GY. 1981: Egerág–7 sz. mélyfúrás paleozoos rétegeinek földtani leírása. — *Kézírtas jelentés*, MÉV Adattár, Pécs, 53 p.
- LINDSAY, J. M., SCHMITT, A. K., TRUMBULL, R. B., DE SILVA, S. L., SIEBEL, W. & EMMERMANN, R. 2001: Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. — *Journal of Petrology* **42**, 459–486. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.3.459>
- MCCARTHUR, 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. <https://doi.org/10.1007/s004450050232>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00326466>
- NICOLAE, I., SEGHEDI, I., BOBOȘ, I., AZEVEDO, M. R., RIBEIRO, S. & TATU, M. 2014: Permian volcanic rocks from the Apuseni Mountains (Romania): Geochemistry and tectonic constraints. — *Chemie der Erde* **74**, 125–137. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.03.002>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0017-y>
- RICHNOW, J. 1999: Eruptional and post-eruptional processes in rhyolite domes. — *PhD thesis*, University of Canterbury, New Zealand, 546 p.
- ROUGVIE, J. R. & SORENSEN, S. S. 2002: Cathodoluminescence record of K-metasomatism in ash-flow tuffs: Grain-scale mechanisms and large-scale geochemical implications. — *Geology* **30**, 307–310. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0307:crokmi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0307:crokmi>2.0.co;2)

- STEVENSON, R. J., BRIGGS, R. M. & HODDER, A. P. W. 1994: Physical volcanology and emplacement history of the Ben Lomond rhyolite lava flow, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. — *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **37**, 345–358. <https://doi.org/10.1080/00288306.1994.9514625>
- SZEDERKÉNYI T. 1962: Földtani jelentés a Ny Mecseki (Gyűrűfű) kvarcporfír földtani, kőzettani és radiológiai vizsgálatának eredményeiről. — *Kéziratok jelentés* (J–0100), Mecsekérc Zrt. (volt MÉV) Adattár, Pécs, 92 p.
- SZEMERÉDI M. 2016: A Gyűrűfű Riolit Formáció kőzeteinek komplex vizsgálata a Dél-Dunántúlon. — *Diplomamunka*, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 99 p.
- SZEMERÉDI M., VARGA A., LUKÁCS R. & PÁL-MOLNÁR E. 2016: A Gyűrűfű Riolit Formáció kőzettani vizsgálata a felszíni előfordulások alapján (Nyugati-Mecsek). — *Földtani Közlemények* **146/4**, 335–357.
- SZEPESI J. 2007: Textural zonation and geochemistry of an acidic lava flow base, a case study of Sátor-Krakó range, Abaújszántó, Tokaj-mountains. — *Acta GGM Debrecina* **2**, 115–132.
- SZEPESI J. 2009: A savanyú vulkanizmus fáciesstani vizsgálata ÉK-Magyarországon. — *Doktori (PhD) értekezés*, Debreceni Egyetem, Földtudományi Doktori Iskola, Debrecen, 214 p.
- SZEPESI J. & KOZÁK M. 2008: A telkibányai Cser-hegy–Ó-Gönc riolit-perlit vonulat fáciesgenetikai és paleovulkáni rekonstrukciója. — *Földtani Közlemények* **138/1**, 61–83.
- VARGA A., PÁL-MOLNÁR E., RAUCSIK B., SCHUBERT F., GARAGULY I., LUKÁCS R. & KISS B. 2015: A dél-alföldi permo-mezozoos képződmények: a diagenézis-történet jellemzése és előzetes regionális korreláció kőzettani és geokémiai eredmények alapján. — In: DÁLYAY V., SÁMSON M. (szerk.): *Tisia Konferencia* (Pécs, 2015. február 27–28.), 17–20.
- VOZÁROVA, A., PRESNYAKOV, S., ŠARINOVÁ, K. & ŠMELKO, M. 2015: First evidence for Permian-Triassic boundary volcanism in the Northern Gemicum: geochemistry and U-Pb zircon geochronology. — *Geologica Carpathica* **66**, 375–391. <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0032>
- WALKER G. P. L. 1973: Length of lava flows. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* **274**, 107–118. <https://doi.org/10.1098/rsta.1973.0030>
- WILCOCK 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 (> 1290 km³), intra- to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **265**, 102–126. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.08.012>

Kézirat beérkezett: 2017. 03. 28.

A *Brissus* genus (Echinoidea) első előfordulása a magyarországi badeniből és a *Brissus mihalyi* n. sp. leírása

POLONKAI Bálint¹, Andreas KROH², GÖRÖG Ágnes¹, SELMECZI Ildikó³, DUNAI Mihály⁴, BODOR Emese^{1,5}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C – polonkaib@caesar.elte.hu, gorog@ludens.elte.hu

²Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung – Österreich, 1010 Wien, Burgring 7. – andreas.kroh@nhm-wien.ac.at

³Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Földtani Alapkutató Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14. – selmeczi.ildiko@mbfsz.gov.hu

⁴2081 Piliscsaba, Deák F. u. 16., dunai.misi@freemail.hu

⁵Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Gyűjteményi Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14. – bodor.emese@mbfsz.gov.hu

First occurrence of echinoid genus Brissus in the Badenian (Middle Miocene) of Hungary and description of Brissus mihalyi n. sp.

Abstract

Echinoids are characteristic fossils of the Central Paratethyan Miocene marine sediments, particularly in the Badenian (Middle Miocene), which is coeval with the Langhian and the early Serravallian. The Leitha Limestone Formation of normal-salinity, shallow-marine facies can be traced from Slovenia to Bulgaria and from Austria to Ukraine including the southern part of Poland. In Hungary the Leitha Limestone Formation contains several layers which yielded a high diversity of echinoids.

In Budapest and in its immediate vicinity only the upper Badenian part of the Leitha Limestone Formation occurs, which has been assigned to the Rákos Member.

In Budapest the predominant part of fossil echinoderms indicates late Badenian age. The previously found echinoids came from several localities, for example from road cuts; however, most of the specimens were found in excavation pits from the 1960's to the 1980's, e.g. in the course of the canalization works of Gyakorló utca and Kerepesi út and the construction of the Sugár Mall in Őrs vezér tér in the Eastern part of the city. The main collectors were Péter SOLT, Pál MÜLLER and Sándor MIHÁLY; the latter established an echinoderm collection in the Hungarian Geological Institute. In this collection more than 500 echinoids from Budapest are preserved. MIHÁLY himself also studied these specimens but — despite the large collection — he published only few papers due to his regrettable early death.

Badenian strata exposed later, during the construction of a new shopping mall (Árkád 1) in 2001–2002, contained echinoids, as well. Newly collected material recovered from the biogenic sands of the Leitha Limestone Formation outcropping within the city of Budapest provides novel data on the Upper Badenian echinoid fauna of Hungary.

The collected material (except the holotype which is located in the Hungarian Mining and Geological Survey of Hungary) belongs to Mihály DUNAI's private collection. The specimens initially were covered by calcareous biogenic sand which required preparation by root and wire brush. We made comparative studies in the collection of the Natural History Museum Vienna. This material contains most of the Austrian Badenian *Brissus abeli* fossils including the paratype of *Brissus abeli* (REIDL, 1941). Based on this research and the study of images in the literature, it can be stated that — compared to other fossil *Brissus* forms — the new Hungarian *Brissus* material has outstandingly good preservation. The following morphological characters have been measured: length, width and height of the test, distance from the apical disc from anterior margin, maximal width of plastron, and horizontal width of subanal fasciole.

Here we record, for the first time, members of the genus *Brissus* from the Middle Miocene of Hungary. The material is attributed to two different taxa, namely *B. abeli* (REIDL, 1941), also known from contemporary deposits of Austria and the Western Ukraine, and a new species of *Brissus*, i.e. *Brissus mihalyi* n. sp. The latter can be clearly distinguished from previously described species of the genus *Brissus* by its very anterior apical disc and wide angle between its anterior paired petals.

The novel material provides new insight into the taxonomy, distribution and evolution of the genus *Brissus* and the Badenian echinoid fauna of the Central Paratethys.

Keywords: Echinodermata, Central Paratethys, upper Badenian, Leitha Limestone, taxonomy

Összefoglalás

A budapesti Őrs vezér téri üzletközpontok alapozása során nagy számban fordultak elő tengeri sünök is a badeni korú Lajtai Mészke Formáció rétegeiben. Az Árkád 1 alapgödöréből előkerült egy Magyarországról eddig nem ismert tengeri sünnemzetség, a *Brissus*.

A genus eddig a Paratethys térségéből csak burgenlandi és nyugat-ukrajnai lelőhelyekről írták le. A Budapesten megtalált mindkét *Brissus* egyed jó megtartású. Az egyik példányt a *Brissus abeli* (REIDL, 1941) fajba lehetett besorolni,

ami csak a *Paratethys* késő-badeni korú üledékeiből ismert. Ezen felül előkerült egy az egész európai-mediterrán térségben eddig ismeretlen *Brissus* forma, amely morfológiai bélyegeit tekintve egyik európai vagy egyéb mediterrán formával sem egyezik meg. Emellett sajátos morfológiai elemeket is hordoz, úgy, mint az erősen anterior helyzetű apicalis lemez, az anterior szírompár által bezárt szög mértéke, valamint a periproct elhelyezkedése. Mindezek alapján a forma új fajként való elkülönítése indokolt, melynek neve – MIHÁLY Sándor tiszteletére – *Brissus mihalyi* nov. sp.

Maga a *Brissus* genus ma széles földrajzi elterjedésű, de kis egyedszámú; a ma élő együtteseket részletesen nem vizsgálták. Az európai neogénben ritka, így a magyarországi megjelenés a forma eocéntől máig zajló evolúciójának megismeréséhez is fontos információt nyújt.

Tárgyszavak: Echinodermata, Középső-Paratethys, felső-badeni, Lajta Mészkö, taxonómia

Bevezetés

A *Paratethys* badeni ősmaradvány-együtteseiben Magyarországon faj- és egyedszámot tekintve egyaránt gyakoriak a tüskésbőrűek, különösen a tengeri sünök. A példányok többsége a Lajtai Mészkö Formációból került elő. Az Árkád 1 Bevásárlóközpont 2001–2002-es építési munkálatai során a budapesti Őrs vezér téren újból feltárták a formáció tengeri sünökben gazdag rétegeit. Ezekből a rétegekből közel 200 tengeri sün példányt gyűjtöttünk (DUNAI M.), melyek közül kettő egy Magyarországról eddig nem ismert nemzetségbe tartozik.

Az Őrs vezér téren először az 1970-es években a Sugár Üzletközpont építése kapcsán folytattak földtani–öslénytani kutatásokat. A bevásárlóközpont alapozása során feltárt miocén Lajtai Formációba tartozó üledékekből előkerült példányok általánosságban véve jó megtartásúak. A gyűjtők közé tartozott SOLT Péter, MÜLLER Pál és MIHÁLY Sándor. A gyűjteményt, amely ma a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat Gyűjteményi Osztályán található, MIHÁLY Sándor kezelte. Sajnálatosan korai halála miatt aránylag kevés publikáció született az anyagból, különösen annak öslénytani értékéhez képest (MIHÁLY 1969, 1985, 1989). Emiatt is tűztük ki célul azt, hogy ezekről az újonnan előkerült példányokról részletes taxonómiai leírást adjunk.

Földtani háttér

A vizsgált tengeri sün példányokat magába záró Lajtai Mészkö Formáció a Középső-Paratethys jellegzetes badeni képződménye. Magyarország területén mind a kora- mind a késő-badeniben képződött „lajtamészkö”. Budapesten és közvetlen környezetében azonban csak a felső-badeni kifejlődés van jelen. A korábban Rákosi Lajtamészkö, majd Rákosi Mészkö Formációba sorolt képződmények (HÁMOR 1985, KÓKAY & MÜLLER 1988, BENCE & SELMECZI 1997) ma a Lajtai Mészkö Formáció Rákosi Mészkö Tagozatába tartoznak (GYALOG & BUDAI szerk. 2004).

A Lajtai Mészkö Formáció elterjedési területe, a Középső-Paratethys a kora-oligocénben kialakult Paratethys beltenger része volt, és a mai Ausztriától Lengyelországon át Ukrajnáig, illetve Szlovéniától Bulgáriáig terjedt, beleértve Magyarországot területét is (*l. ábra*). Ez az epikontinentális tenger időszakosan kapcsolatban állt a Mediterráneummal, illetve az Indo-Pacifikus térséggel, továbbá a Keleti-Paratethysszel (KÓKAY 1985, RÖGL 1998a, BÁLDI 2006, KOVÁČ et al. 2007, BARTOL et al. 2014 stb.).

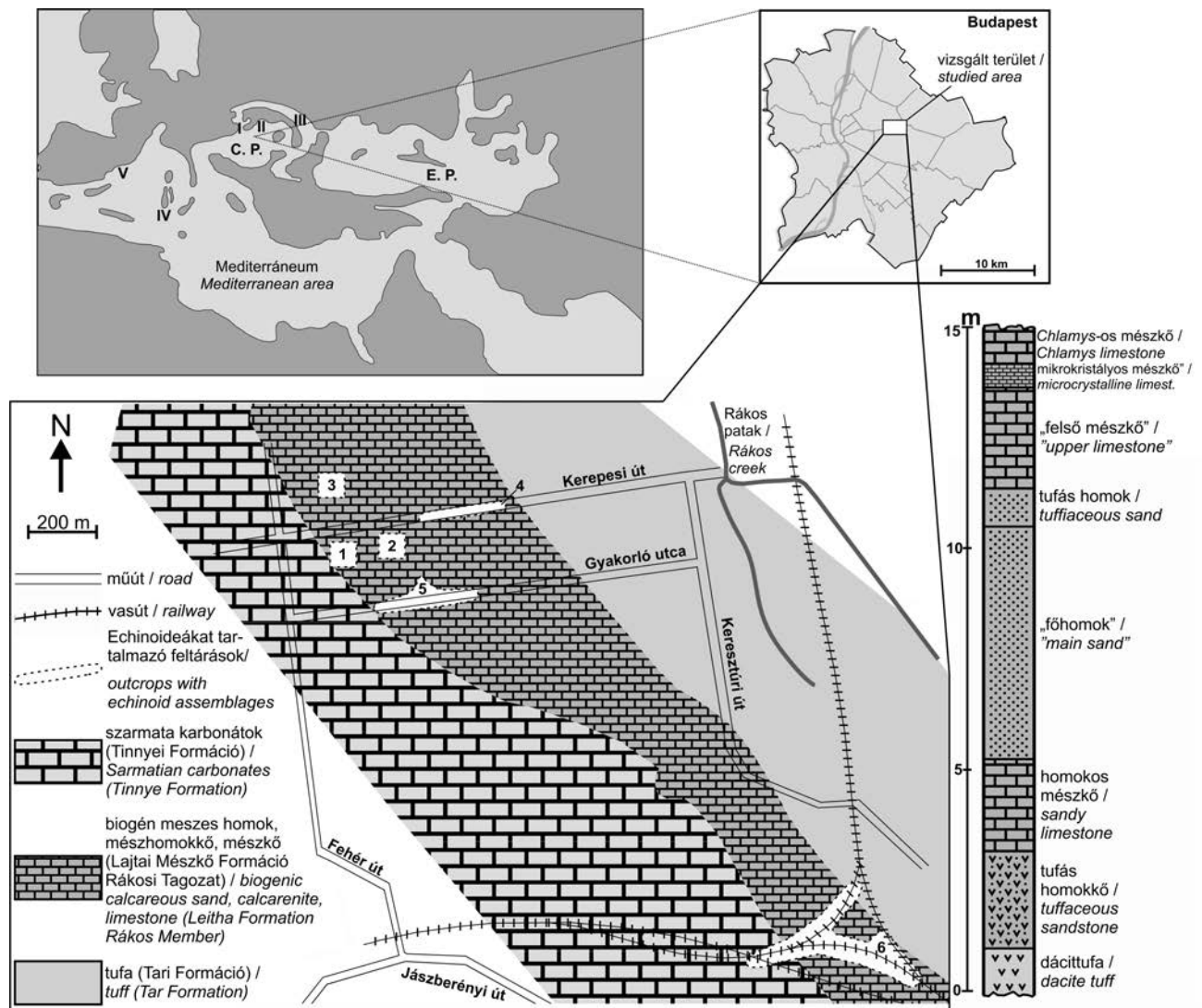
Az 1970-es években a Középső-Paratethysre kidolgozott regionális emeletbeosztás szerint a badeni emelet a középső-miocén részét képezi, és megfelel a langhei emeletnek, valamint a serravallei emelet alsó szakaszának (PAPP et al. 1978a). A badeni korszak kezdete az irodalmi adatok szerint 16,5–15,97 M év közé tehető (*Praeorbulina* plankton foraminifera megjelenése az NN4 nannozónán belül), felső határa pedig mintegy 13–12,7 M év között (a serravallei korszakon illetve az NN6 nannoplankton zónán belül) húzható meg (PAPP & CÍCHA 1978, RÖGL 1998a, b, HARZHAUSER et al. 2002, RÖGL et al. 2002, HARZHAUSER & PILLER 2007, KOVÁČ et al. 2007, PILLER et al. 2007).

A badeni korszak az RCMNS 1978-as hivatalos álláspontja (PAPP et al. 1978b) szerint háromosztatú (Moravien, Wielicien, Kosovien); a határok globális éghajlati és eusztaikus változásokkal hozhatók összefüggésbe (HARZHAUSER & PILLER 2007, PILLER et al. 2007). A badenit egyes szerzők kora-, középső- és késő-badenire osztják (pl. RÖGL 1998a), mások a badeni kétszoztatúsága (kora- és késő-badeni) mellett foglalnak állást (pl. KOVÁČ et al. 2007, DULAI et al. 2010, SELMECZI et al. 2012, DULAI 2015).

A vizsgált ősmaradványok a késő-badenibe sorolt képződményekből kerültek elő. Jelen munkában a késő-badenin azt az időintervallumot értjük, amely hozzávetőlegesen a langhei-serravallei határtól, azaz az NN5-NN6 nannoplankton zóna határától (13,65 M év: PILLER et al. 2007), a serravallein belül kijelölt badeni-szarmata határig (12,7 M év: KOVÁČ et al. 2007, PILLER et al. 2007) terjed.

A késő-badeni során a Középső-Paratethys a Podóliai-masszívum és a Moesiai-tábla között elhelyezkedő tengerszoroson át kapcsolatban állt a Keleti-Paratethyssel (STEININGER et al. 1978, KÓKAY 1985, BÁLDI 2006). A Mediterráneum felé a kapcsolat az Alpok DK-i lábánál, a mai Szlovénia területén keresendő (KÓKAY 1985, BARTOL et al. 2014). A köztes helyzetben lévő Középső-Paratethys medencéjében KÓKAY (1985) malakológiai vizsgálatok alapján a víztömeg rétegződését valószínűsítette, ezt BÁLDI (2006) stabil izotópos mérések adataival is alátámasztotta.

A tidális, sekély neritikus „lajtamészkö” mind az intramontan medencékben, mind a kárpáti előtéri süllyedékekben elterjedt, és számos szakember foglalkozott vele (többek között STUDENCKI 1979, 1988, DULLO 1983, FRIEBE 1988, 1990, 1991a, b; PISERA & STUDENCKI 1989; PILLER & KLEEMANN 1991; SAINT MARTIN et al. 2000). A „lajtamészkö” ősmaradványokban rendszerint igen gazdag: gyakoriak a vörösalgák, foraminiferák, rákok, kagylók, csigák, mohaállatok, tengeri sünök (HÁMOR 2001, GYALOG & BUDAI szerk. 2004, MOISSETTE et al. 2007). A badeni klímaromlás (BÖHME



1. ábra. A *Brissus* genus langhei-alsó-serravallei korú előfordulásai a Paratethys és a Mediterrán térségekből (I: Müllendorf-Mannersdorf, II: Budapest, III: Ternopil-Lviv, IV: Palermo, V: Alicante (CHECCHIA-RISPOLI 1907; REIDL 1941, SZÖRÉNYI 1953, ROMAN 1970, KROH 2005, RADWAŃSKI et al. 2014), valamint a budapesti Órs vezér tér - Rákosmente térség Echinoidea lelőhelyeinek földrajzi elhelyezkedése és középső-miocén képződményei 1: Árkád 1 Mall, 2: Árkád 2 Mall, 3: Sugár Áruház, 4: Kerepesi úti csatornázás, 5: Gyakorló utcai csatornázás, 6: rákosi vasúti delta. A jobb oldalon látható rétegoszlop az Órs vezér téri litofációs-eloszlást mutatja (C. P. = Középső-Paratethys, E. P. = Keleti-Paratethys) (HARZHAUSER & PILLER 2007 és KÓKAY et al. 1984 után módosítva)

Figure 1. Langhian - lower Serravallian localities of genus *Brissus* in Europe (I: Müllendorf-Mannersdorf, II: Budapest, III: Ternopil-Lviv, IV: Palermo, V: Alicante (CHECCHIA-RISPOLI 1907, REIDL 1941, SZÖRÉNYI 1953, ROMAN 1970, KROH 2005, RADWAŃSKI et al. 2014) and the geographical setting of echinoid localities of the Órs vezér tér - Rákosmente area in Budapest and the Miocene formations of the localities: 1: Arkád 1 Mall, 2: Arkád 2 Mall, 3: Sugár Mall, 4: canalization trench in Kerepesi út, 5: canalization trench in Gyakorló utca, 6: Rákosi railway cut. Stratigraphic column on the right shows lithofacies distribution of the Órs vezér téri localities (C. P. = Central Paratethys, E. P. = Eastern Paratethys) (after HARZHAUSER & PILLER 2007 and KÓKAY et al. 1984)

2003) következtében a „lajtamészkő” faunájára a kora-badeniben jellemző nagy diverzitás a késő-badenire lecsökkent (pl. BÁLDI 2006, MOISSETTE et al. 2006, HARZHAUSER & PILLER 2007).

A Lajtai Mészkő Formáció Rákosi Tagozatát sekélytengeri zátonykörnyezetben lerakódott, makrofaunában és bentosz foraminiferában gazdag kőzetek alkotják (néhol konglomerátummal kezdődő lithothamniumos mészkő, molluscás kalkarenit, molluscás mészkő). Alapszelvénye a budapesti rákosi vasúti bevágásban található (KÓKAY & MÜLLER 1988).

A Pesti-síkságon a Lajtai Mészkő Formáció rétegtani fekvőjét a kárpáti-alsó-badeni dáciittufa (Tari Dáciittufa

Formáció) (pl. PÓKA et al. 2002), vagy a középső-felső-badeni Szilágyi Agyagmarga képezi (ezt többek között a városligeti II. sz. mélyfúrás tárta fel). A Lajtai Mészkőre közvetlenül szarmata karbonátok (Tinnye Formáció) települnek (KÓKAY & MÜLLER 1988).

Az Órs vezér tér és környéke

Badeni képződmények Rákosi vasútállomástól csapásirány mentén ÉNy-i irányban mintegy 2,5 km hosszan követhetők. A képződményeket bemutató rétegoszlop az 1. ábrán található.

A badeni tengeri rétegsor egy kb. 2 m-es tufás homokkővel kezdődik, helyenként korallzátonyok betelepülésével. A homokkőre kb. 2 m vastag, ősmaradványban gazdag homokos mészkő települ, mely a molluscák mellett tartalmaz tengeri sünöket is. Az erre települő, mintegy 5 m vastag réteg a „főhomok”-nak nevezett, rosszul rétegzett, ichnofossziliás (*Callianassa*-járatos) homok, laza homokkő. A „főhomokra” mintegy fél méteres rétegvastagsággal egy újabb tufitos homokszint következik, majd egy kb. 2 m vastag faunás mészkő („felső mészkő”) települ, mely szintén tartalmaz echinodermatákat. Anyaga alul gyengén, felső részén erősen cementált bioklasztokból áll. Ősmaradvány-tartalmát tekintve alapvetően a nagyobb méretű és jobb megőrzésű vázak gyakoribbak: molluscákat, *Lingula* teknőket és echinodermatákat írtak le (KÓKAY et al. 1984, BITNER et al. 2012). A „felső mészkő”-re települő vékonyabb, mikrokristályos képződményt egy kb. fél méter vastagságú, laza, fehér, szivacsos, rossz megőrzésű, töredezett *Chlamys*okat tartalmazó mészkő fedi (KÓKAY et al. 1984).

Anyag és módszerek

Budapest térségéből eddig mintegy 600 db badeni tengeri sün került elő. A példányok többségét korábban feldolgozták (MIHÁLY 1985), de mára már revízióra szorulnak. Azóta az Árkád 1 alapgödreből 36 új egyed került elő, melyek az új faj holotípusának kivételével DUNAI Mihály magángyűjteményében található. Az ősmaradványokban gazdag, meszes, homokos rétegből a gyakoriság csökkenő sorrendjében az alábbi csoportok képviselői kerültek elő: vörösalga, bryozoa, Pectinidae, *Parascutella*, *Echinolampas* (I. ábra 4, [12]). Az ebből a képződményből származó leletanyagból 2 tengeri sün fossziliájának részletes vizsgálata történt meg. A példányokat katalogizáltuk (taxon név, kor, lelőhely, befoglaló kőzet, gyűjtő, gyűjtés éve, határozó, határozás éve, fiók száma, leltári szám és az ahhoz tartozó példányszám), majd a mért karakterek értékeit relációs adatbázisba vittük. Az egyedeket a bezáró homokos üledéktől gyökerkefés és drótkéfés preparálással sikerült megtisztítani, így láthatóvá váltak további fontos morfológiai jellegek.

Összehasonlító gyűjteményként a Bécsi Természet-tudományi Múzeumban található fosszilis és recens *Brissus* példányokat vizsgáltuk. Emellett irodalmi ábrázolások alapján megállapítható, hogy a hazai leletanyag az Európában eddig megtalált fosszilis *Brissus* leletekkel összehasonlítva kivételesen jó megőrzésű (vö. REIDL 1941, ROMAN 1970, RADWAŃSKI et al. 2014 által közölt példányokkal).

A következő morfológiai karaktereket mértük meg: hosszúság, szélesség, magasság, a posterior perem és a peristoma, illetve a peristoma és az anterior perem közötti távolságok, az apicalis lemez és az anterior perem közötti távolságok, a plastron legnagyobb szélessége és a szub-anális horizontális fasciola horizontális szélessége. A mért adatok a taxonómiai fejezetben, az I. táblázatban (lásd

később) található. A példányokról fotódokumentáció készült Panasonic Lumix DC-FZ38 fényképezőgéppel.

Rendszertani leírás

A taxonómiai besorolás KROH & SMITH (2010) rendszere alapján történt. A „v.” a szerzők által látott példányokat jelöli, a „*” az első leírást, míg a „non” a szinonimikából kizárt példány.

Classis: Echinoidea LESKE, 1778

Subclassis: Euechinoidea BRONN, 1860

Infraclassis: Irregularia LATREILLE, 1825

Ordo: Spatangoida L. AGASSIZ, 1840

Subordo: Brissidina STOCKLEY et al., 2005

Superfamilia: Brissidea STOCKLEY et al., 2005

Familia: Brissidae GRAY, 1855

Genus: *Brissus* GRAY, 1825

Brissus abeli (REIDL, 1941)

Pl. I., Fig. 1/a–d

*v.1941 *Plagiobrissus abeli* nov. spec. — REIDL, p. 24–28, fig. 1–2.

1961 *Brissus* (*Allobrissus*) *miocaenicus* n. sp. — SCHAFFER, p. 149–155, text-fig. 1a–d; pl. 1, fig. 1–6; pl. 2, fig. 1–9.

1978 *Brissus* (*A.*) *miocaenicus* SCHAFFER, 1961 — KIER & LAWSON, p. 111.

1978 *P. abeli* REIDL, 1941 — KIER & LAWSON, p. 118.

v. 2005 *Brissus abeli* (REIDL, 1941) — KROH, p. 76–77, pl. 73, fig. 1–4.

pars 2006 *Brissus unicolor* (LESKE, 1778) — RADWAŃSKI et al., p. 98–99, pl. 4, fig. 3–4; non pl. 4, fig. 5.

pars 2014 *Brissus unicolor* (LESKE, 1778) — RADWAŃSKI et al., p. 229–231, text-fig. 19, 2–4; non text-fig. 19, 5–7.

Vizsgált anyag

Magyarország: 1 példány Budapestről (DUNAI Mihály magángyűjteménye: DMPC100. Lelelőhely: Örs vezér tér, Árkád 1. feltárás alapgödre, ősmaradvány gazdag meszes homok (I. ábra 4, [12], I. táblázat).

Ausztria: 2 példány Mannersdorfból (Bécsi Természet-tudományi Múzeum: NHMW 1978/2020/23, 2002z0181/0002), 13 példány Müllendorfból (NHMW 1987/13/4, 1988/19a–b, 1997z0178/1742a–d, 2002z0180/0001–5, 2002z 0181/0001) és egy gipszöntvény a *B. abeli* paratípusáról (NHMW 2002z0180/0006) (Mühlendorfer Kreide AG kőbánya). Összesen 14 példány.

Leírás

Ovális, anteroposterior irányban kis mértékben megnyúlt váz. A posterior elvégződés ferdén lenyesett, maga a váz oldalnézetben kissé ék alakú.

Az apicalis lemez közepén a gerincen található a váz hosszának mintegy ötödrésznél (a hossz kb. 23%-a) a

I. táblázat. A vizsgált példányok méretei

Table 1. Dimensions on studied specimens

Leltári szám/IN	L	W	H	Ap	P	S
DMPC100	36.5	29.5	19.5	8.4	13.6	16
Ech.2017.1.1	48	37.5	27	9.9	18.5	23.4

L = hosszúság, W = szélesség, H = magasság, Ap = apicalis lemez és az anterior perem közötti távolság, P = a plastron legnagyobb szélessége, S = a szubanális fasciola horizontális szélessége [mm].

L = length, W = width, H = height, Ap = distance of apical disc from anterior margin, P = maximal width of plastron, S = horizontal width of subanal fasciole [mm].

posterior véghez képest. Típusát tekintve ethmolyticus 2 cirkuláris gonoporával, melyek közül a posterior irányhoz közelebbi gonopora pár jóval nagyobb. Az ocularis pórusok jól kivehetőek.

A frontális ambulacrum (A-III) nem bemélyedő és nem szíromszerű. A páros ambulacrumok (anterior pár (A-II, A-IV), posterior pár (A-I, A-V)) bemélyedők és szíromszerűek, mindkét ambulacrum pár esetében az anizoporák párhuzamosan, egymás mellett szorosan sorakoznak. Az anterior szírompár (H=13,4 mm, legnagyobb szélesség=2,8 mm) tompaszöget formál (175–180°), míg a posterior szírmok (H=14,8 mm, Sz=3,0 mm) hegyesszöget (40°) zárnak be. A két szírompár disztális része (különösen az anterior pár) a végéknél enyhén hajlított. Az aboralis oldalon az ambulacrumok fillohidumokat formálnak uniporákkal. Az oralis oldalon a periplastronalis mező jól látható.

Az interambulacra tüskeszemölcsökkel sűrűn borított, amelyek az oralis felszínén nagyobbak, mint az aboralison. A plastronon legyezőszerkezetű mintát mutatnak úgy, hogy a radiáció egy pontból indul ki az első episternalis lemez-sornál közel az interradiális szutúrához. A labrum törött, de álló alakja jól felismerhető az alján lévő beöblösődéssel.

A peristoma (H=7,5 mm, Sz=3,8 mm) mintegy 1/5 távolságra található az anterior elvégződéshez képest (a hossz 18,4%-a). Harántirányban megnyúlt vese alakú, amelyet posterior irányban a labrum kis részben takar.

A periproct (H=9,3 mm, Sz=6,5 mm) deformált, hosszirányban nyúlt ovális alakú. A posterior elvégződésnél helyezkedik el, annak közepén. A periproct alatti térség tüskeszemölcsökkel gyéren borított.

A peripetális és a szubanális fasciola egyaránt látható. A szubanális fasciola (legnagyobb szélesség=16,0 mm) a test szélességének 43%-át foglalja el. A szubanális fasciola ambulacrumonként 5 táblát keresztesz.

Megjegyzések

A leírt budapesti példány jó egyezést mutat a REIDL (1941) által leírt és ábrázolt holotípussal és paratípussal egyaránt. A holotípus feltehetőleg elveszett, a Bécsi Egyetem Paleontológiai Intézetében ugyanis nem található meg, így az összehasonlítás a Bécsi Természettudományi Múzeumban található paratípus (lelt. sz.: NHMW2002z0180/0006) alapján történt.

A SZÖRÉNYI (1953) által közölt *Brissus jacqueti* (LAMBERT, 1915) példány PHILIPPE (1998) szerint a *Brissus*

bastiae OPPENHEIM, 1902 Észak-Olaszországból és a Rhône-medencéből előkerült oligocén–kora-miocén korú faj junior szinonimája. SZÖRÉNYI (1953) leírása alapján azonban a nagyobb szájadék kivételével minden lényeges bélyege megegyezik a *B. abeli* paratípus példányával, így nagy valószínűséggel a *Brissus abeli* (REIDL, 1941) fajba sorolandó.

KROH (2005) szerint a *Brissus* (A.) *miocaenicus* SCHAFFER (1961) által leírt példányai ugyanabból a rétegből kerültek elő, mint a *B. abeli*, annak minden fajsztintű határozói jellegeiben megegyezik, így a *B. abeli* (REIDL, 1941) junior szinonimája.

RADWAŃSKI et al. (2006, 2014) szerint a REIDL (1941) és KROH (2005) által közölt ausztriai *Brissus* formák a pliocén–recens korú *Brissus unicolor* (LESKE, 1778) fajba sorolandók (ezt a formát SCILLA (1752) *Echinus Spatagus* néven ábrázolta). Tény, hogy a vizsgált forma és a *B. unicolor* között vannak hasonló alaktani bélyegek, úgy, mint a peristomától és az apicalis lemeztől az anterior peremig mért távolságok. Számos egyéb bélyegben azonban egyértelmű különbség mutatkozik a két forma között: a plastron anterior pereme és az episternalis régió közötti távolság a *B. unicolor* esetében hosszarányosan nagyobb értékű. A szubanális fasciola és a plastron szélessége a *B. unicolor* példányainál kisebb, valamint a váz posterior elvégződésének lenyesődése a *B. unicolor* esetében jobbára egyenes vonalú, míg a *B. abeli*-nél enyhén ferde. A fentebbiek alapján a RADWAŃSKI et al. (2006, 2014) által ábrázolt *B. unicolor* példányok közül több a *B. abeli* fajba tartozik. A rétegtani elterjedés közötti különbségek (*B. abeli*: felső-badeni; *B. unicolor*: pliocén–ma) szintén indokolják a két forma elkülönítését. Ezen felül a *B. abeli* eddig csak viszonylag közép- vagy durvább szemcsés biogén eredetű homok, esetleg márga faciesű üledékekből került elő („lajtamészke”, Ternopil rétegek) (KROH 2007), míg a *B. unicolor* ma rendre finomszemcsés sziliciklasztos aljzatú üledékekből kerül elő (Andreas KROH pers. obs.). A *B. abeli* és a ma élő *B. unicolor* (LESKE, 1778) kapcsolatának rendszertani újraértékeléséről szóló munka jelenleg előkészületben van.

A vizsgált példány hasonlít még a kihalt *Brissus oblongus* WRIGHT, 1855 fajra, amely csak a máltai miocénből ismert (WRIGHT 1855, KROH 2005, TANTI & SCHEMBRI 2006). Ennek anterior szírompárja azonban 180°-nál nagyobb szöveget zárnak be, valamint az apicalis lemeztől, illetve a peristomától mért távolságai nagyobbak.

Időbeli és földrajzi elterjedés

A *B. abeli* csak a felső-badeniben és a Paratethysből ismert. Öt lelőhelyről került eddig elő:

Ausztria: Mannersdorf, Müllendorf (Burgenland) — Leithakalk („lajtamészke”) (meszes homok): felső-badeni (REIDL 1941; SCHAFFER 1961; KROH 2005);

Magyarország: Budapest, Örs vezér tér — Lajtai Mészke Formáció (vörösalgás, bryozoás meszes homok): középső-miocén, felső-badeni;

Ukrajna: Verbka, Zbaraz (Ny-Ukrajna) — Ternopil rétegek (biohermás meszes homok, vörösalgás mészkő,

helyenként zátonymécszkő): középső-miocén, felső-badeni (RADWAŃSKI et al. 2006, 2014).

Brissus mihalyi n. sp.

Pl. I, fig. 2/a–f

Holotípus

Egyetlen teljes példány: Ech.2017.1.1 lelt. számú (Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat Gyűjteményi Osztály)

Locus typicus

Budapest, Örs vezér tér, Árkád 1. feltárás alapödre (é. sz. 47° 30' 10"; k. h. 19° 8' 13")

Stratum typicum

Lajtai Mészke Formáció Rákosi Mészke Tagozat, meszes homok, felső-badeni.

Derivatio nominis

MIHÁLY Sándor magyar paleontológus tiszteletére, aki 1969 és 1992 közötti életművében számos publikációt közölt Echinodermatákról, valamint több ezres példányszámú miocén tüskésbőrű gyűjteményt hozott létre.

Diagnosis

Ovális körvonalú váz, az apicalis lemez erősen anterior helyzetű. Mivel a posterior elvégződés közel vertikálisan nyesődik el, és az aboralis és oralis felszín közel párhuzamos, ezért a váz oldalnézetben téglalap alakú. Az ambulacris szírmok disztális részükénél hajlottak, az anterior szírompár által bezárt szög 210–215°. Aboralisan az 5. ambulacrum mentén a gerinc nem felfűjt. A plastron tüskeszemölcsök radiációja az első pár episternalis lemezsornál két pontból indul ki. A periproct nagyméretű, a váz posterior elvégződésénél az aboralis felszínhez van közelebb.

Leírás

A váz anteroposterior irányban hosszúkás, nyúlt ovális körvonalú, a posterior elvégződés enyhén ferdén lenyesődik, közel vertikális. Az oralis és aboralis felszín közel párhuzamos, ezért oldalnézetben téglalapra emlékeztető forma látható (ellentétben a többi *Brissus* fajjal, amely esetében az oldalnézet jellegzetesen ék alakot ad).

Az apicalis lemez anterior helyzetű, 1/5-nyi távolságra az anterior peremtől (20,6%), az interambulacrum gerincszerű kiemelkedésén a két páros posterior szírom által közrefogva helyezkedik el. Ethmolyticus, 2 pár cirkuláris gonopora pár található, melyek közül az anterior helyzetű pár kisebb, mint a posterior elvégződéshez közelebbi. Az ocularis pórusok kicsiny méretűek.

A frontális ambulacrum (A-III) nem bemélyedő, nem szíromszerű (H=16,5 mm, legnagyobb Sz=2 mm), vertikális orientációjú izoporákat hordoz, végigfut a peristomáig, ott enyhén bemélyed.

A páros ambulacrumok szíromszerűek, egymáshoz közel elhelyezkedő anizopórákat (anterior anizopóra párok száma soronként = 20, posterior párok száma soronként = 28) tartalmaznak, bemélyedők, V-keresztmetszetűek, hosszúk a váz kb. 2/3-a. Az anterior szírmok (A-II, A-IV)

(H=17,2 mm, legnagyobb szélesség = 3,7 mm) kb. 210–215°-os, míg a posterior szírmok (A-I, A-V) (H=21,1 mm, legnagyobb szélesség = 3,8 mm) kb. 40°-os szöget zárnak be. Az anterior szírmok a végükénél enyhén hajlítottak. Az ambulacrumok viszonylag nagy phylloidumokat formálnak, melyek uniporái igen nagy méretűek, kiterjedt periporális résszel. Az oralis oldalon a periplastronalis térség jól kivehető.

Az interambulacrumokat az elsődleges tüskeszemölcsök sűrűn fedik, az areolák bemélyedők. Az aboralis oldalon a szemölcsök kisebbek, kivéve a II. és a IV. adapicalis ambulacrumokat, ahol láthatók nagyméretű tüskeszemölcsök. Az oralis oldalon a tüskeszemölcsök nagyobbak, különösen a plastronon, ahol legyezőszerű mintázatot rajzolnak ki úgy, hogy a radiáció két egymáshoz közel elhelyezkedő kitüremkedésből indul ki az első episternalis lemezsornál. Maga a plastron viszonylag széles, kidomborodó, viszont a sternalis lemezek kisméretűek. A labrum kicsi, üllő alakú, az aljánál kettős beöblösődéssel, tüskeszemölcsök nem borítják.

A peristoma (hosszúság=8,5 mm, szélesség=4,5 mm) keresztirányú, vese alakú, közel helyezkedik az anterior peremhez, a posterior elvégződés felé kb. a váz 1/5-nél található (20,8%).

A periproct (hosszúság=6,5 mm, szélesség=8 mm) a posterior részen oldalsó helyzetben, az aboralis oldalhoz közelebb található. Ovális alakú, függőlegesen megnyúlt, közel csepp alakú, a nyílás erodált és üledékkel kitöltött, maga a periproct nem deformált. A periproct alatti térségben a tüskeszemölcsök megritkulnak.

A peripetalis és a szubanális fasciolák láthatók. A szubanális fasciola (L= 23,4 mm) megnyúlt szív alakú, a váz szélességének mintegy felét teszi ki (48%). A szubanális fasciolán belül 4 (A-I), valamint 5 (A-V) unipora található. A szubanális fasciola 6 táblát keresztez egy ambulacrumnál.

Megjegyzések

A vizsgált példány az összes ismert európai és egyéb mediterrán formától eltér az anterior szírompár hajlottsága, az apicalis rész erősen anterior helyzete, valamint a periproct elhelyezkedését illetően, amely az aboralis felszínhez közelebb helyezkedik el, míg a többi *Brissus* faj esetében ez a váz posterior peremének közepén található. Az alábbiakban megadjuk az egyes fajoktól való egyéb különbségeket.

A forma hasonlóságot mutat a *Brissus unicolor* (LESKE, 1778) fajjal. Az anterior peremtől az apicalis lemezig mért távolságarányokban, valamint a plastron szélességében megegyeznek. Azonban a plastron anterior peremétől az episternalis régió anterior pereméig mért távolságban markáns különbség van a *B. unicolor* és a vizsgált egyed között. Ezen felül a szubanális fasciola vízszintes szélessége is eltérő.

A *Brissus abeli* (REIDL, 1941) típuspéldányához képest a vizsgált példány esetében eltérés van az anterior szírompár által bezárt szögek tekintetében, melyek a *B. mihalyi* n. sp. formánál nagyobbak (210–215° vs. 180–190°). Emellett az

apicalis lemez és az anterior perem közötti távolságarányokban is eltérések mutatkoznak, valamint a tüskeszemölcsök mintázata is eltér. További különbség, hogy a *B. mihalyi* n. sp. esetében a plastron szélesebb és rajta a tüskeszemölcsök radiációja az első pár episternalis lemezsornál két pontban indul ki.

A *Brissus depressus* GREGORY, 1891 forma a máltai szigetcsoport messinai (felső-miocén) rétegeiből került elő. Különbség, hogy a *B. depressus* esetében a peristoma nagyobb, az anterior szzirompár kevésbé divergál (bezárt szög: 175°), valamint a plastron szélessége méretarányosan kisebb, illetve az apicalis lemez az anterior peremhez képest távolabb, a váz közepe felé helyezkedik el.

A *Brissus latecarinatus* LESKE, 1778 faj a miocéntől máig ismert az Indo-Pacifikus térségből. A két forma közötti egyik eltérés a váz körvonalában mutatkozik meg: a *B. latecarinatus* kevésbé ovális, a posterior elvégződés nyúltabb. Eltérést mutat továbbá a szubanális fasciolák vízszintes szélessége (a *B. latecarinatus* esetében méretarányosan kisebb), valamint az, hogy a *B. latecarinatus*-nál a posterior perem nagyobb szöggel nyesődik le (FELL 1974), valamint a peripetalis fasciola frontális rajzolata is eltérő.

A *Brissus agassizi* DÖDERLEIN, 1885 recens forma és az Indo-Pacifikus térségben él. Morfológiai bélyegei tekintetében a *B. mihalyi* n. sp.-től abban különbözik, hogy a *B. agassizi* fajnál az apicalis lemez kevésbé anterior helyzetű, illetve az ambulacralis szirmok jobban bemélyedőek és az anterior szzirompár kevésbé divergál (190°), valamint oldalnézetben az aboralis felszín íveltebb, továbbá a periproct nyúltabb.

A *Brissus oblongus* WRIGHT, 1855 Máltán leírt miocén korú formához hasonlít a körvonal tekintetében (bár a *B. oblongus* kevésbé széles), posterior pereme nem lenyesett, hanem ívelt, valamint a petalodium méretarányosan kisebb és az anterior szzirompár méretarányosan rövidebb, valamint az általuk bezárt szög kisebb (180°). További morfológiai eltérést képeznek az apex és az anterior perem közötti távolságok is.

A Rhône-medence pliocénjéből leírt *Brissus cottreaui* LAMBERT, 1915 hasonlít a peristoma anterior peremtől számított távolsága tekintetében. Eltérést mutat azonban, hogy a *B. cottreaui* körvonala kevésbé ovális, valamint a petalodium kisebb, az anterior szzirompár által bezárt szög szintén (180°), továbbá a posterior elvégződés kissé túlnyúlik, mely révén a periproct jobban látható orális nézetben.

Az oligocén–kora-miocén korú *Brissus bastiae* OPPENHEIM, 1902 esetében a különbség abban mutatkozik, hogy a váz körvonala végig megnyúlt ovális lefutású, tojásdad formát adva, megemelve a gerincet az 5. ambulacrumon. Ezen felül OPPENHEIM (1902) szerint a periproct közel helyezkedik az orális felszínhez a posterior oldalon, valamint az anterior szzirompár kisebb szöget zár be (180°).

A *Brissus gregoryi* STEFANINI, 1909 fajt messinai korú máltai rétegből írták le. Különbözik a *B. mihalyi*-től a kevésbé divergáló anterior szzirompár tekintetében, valamint a váz alakja jóval lapultabb, mint a vizsgált példány ese-

tében. KROH (2005) mérései alapján a lapultság mértéke — azaz a magasság a testhosszhoz képest — 25%.

A *Brissus aegyptiacus* GAUTHIER in FOURTAU, 1900 formát az egyiptomi Gebel Geneffe-ből írták le, rétegtani elterjedése kérdéses (burdigaliai?), holotípusa rossz megtartású (KROH 2005), vizsgálható morfológiai elemeiben azonban alapvetően különbözik a *B. mihalyi*-tól, mégpedig az anterior szzirompár hosszanti helyzete és divergálása alapján (180°).

A Máltáról származó *Brissus cordieri* AGASSIZ & DESOR 1847 fajt kellő részletességgel soha nem írták le, valamint ábrázolás is mindössze egyszer, orális és oldalsó nézetben készült egy töredékes példányról (LAMBERT 1915), ahol a lényeges, határozáshoz szükséges jegyek nem értékelhetők. KROH (2005) szerint a faj érvényessége is kérdéses (nomen dubium).

A *Brissus latidunensis* CLEGG, 1933 a Perzsa-öböl burdigaliai (alsó-miocén) emeletéből előkerült példány különbözik a *B. mihalyi*-tól a kevésbé anterior helyzetű apicalis lemez, a kisebb mértékben hátulsó irányultságú anterior szzirompár, valamint a kissé túlnyúló posterior elvégződés és az oldalsó nézetben ívelt aboralis felszín tekintetében.

Rétegtani és földrajzi elterjedés

Magyarország: Budapest, Örs vezér tér, Lajtai Mészkö Formáció (vörösalgás, bryozoás meszes homok): középső-miocén, felső-badeni.

Systematic descriptions

The higher classification follows KROH & SMITH (2010). Table I is located in the Hungarian systematic description. Letter “v” means specimens were seen by the authors, “” means first description of a valid species, “non” means obviously excluded from the synonymy of described taxon.*

Classis: Echinoidea LESKE, 1778
 Subclassis: Euechinoidea BRONN, 1860
 Infraclassis: Irregularia LATREILLE, 1825
 Ordo: Spatangoida L. AGASSIZ, 1840
 Subordo: Brissidina STOCKLEY et al., 2005
 Superfamilia: Brissidea STOCKLEY et al., 2005
 Familia: Brissidae GRAY, 1855
 Genus: *Brissus* GRAY, 1825

Brissus abeli (REIDL 1941)

Pl. I., Fig. 1/a–d

*v. 1941 *Plagiobrissus abeli* nov. spec. — REIDL, p. 24–28, fig. 1–2.

1961 *Brissus (Allobrissus) miocaenicus* n. sp. — SCHAFFER, p. 149–155, text-fig. 1a–d; pl. 1, fig. 1–6; pl. 2, fig. 1–9.

1978 *Brissus (A.) miocaenicus* SCHAFFER, 1961 — KIER & LAWSON, p. 111.

1978 *P. abeli* REIDL, 1941 — KIER & LAWSON, p. 118.

v. 2005 *Brissus abeli* (REIDL, 1941) — KROH, p. 76–77, pl. 73, fig. 1–4.

pars 2006 *Brissus unicolor* (LESKE, 1778) — RADWAŃSKI et al., p. 98–99, pl. 4, fig. 3–4; non pl. 4, fig. 5.

pars 2014 *Brissus unicolor* (LESKE, 1778) — RADWAŃSKI et al., p. 229–231, text-fig. 19, 2–4; non text-fig. 19, 5–7.

Examined material

Hungary: One specimen (Mihály DUNAI's private collection: DMPC100) from the building site of Árkád 1. Mall, Budapest, Örs vezér tér, calcareous sand (fig. 1, table I.).

Austria: 1 specimen from the upper Badenian of Mannersdorf (NHMW 1978/2020/23, 2002z0181/0002); and 10 specimens (NHMW 1997z0178/1742a–d, 2002z0180/0001–5, 2002z0181/0001) and 1 cast of the paratype of *B. abeli* (NHMW 2002z0180/0006) from the Upper Badenian of Müllendorf (Mühlendorfer Kreide AG quarry).

Description

Test outline is oval, antero-posteriorly elongated; in lateral view posterior end slightly truncated and slightly overhanging forming wedge-shape.

The apical disc lies anterior, *c.* 23% of test length from the anterior margin. It is ethmolytic with 4 gonopores, the anterior ones of which are smaller; ocular pores well visible.

The frontal ambulacrum is not depressed, non-petaloid, bearing isopores. The paired ambulacra are depressed and petaloid, featuring closely spaced elongate anisopores. The anterior paired petals ($L=13.4$ mm, $W_{\max}=2.8$ mm) form angle less than 180° , the posterior petals ($L=14.8$ mm, $W_{\max}=3.0$ mm) an acute angle of *c.* 40° . The distal parts of the petals (particularly the anterior ones) are slightly flexed in anterior direction. Adorally the ambulacra form phyllodes with large unipores. The periplastral areas are naked and narrow.

The interambulacra are densely covered by tubercles, which are larger on the oral side of the test. Plastron tuberculation arranged in a fan-shaped pattern, radiating from a single raised point at the interradiial suture close to the posterior end of the sternal plates. The labrum is anvil shaped and bears three large tubercles.

The peristome ($L=7.5$ mm, $W=3.8$ mm) is kidney-shaped, transversely elongated, with a slightly projecting lip; it is strongly anterior in position, only 18.4% of test length from the anterior margin away.

The periproct ($L=9.3$ mm, $W=6.5$ mm) has a deformed oval shape which is vertically elongated and is situated central on the posterior face of the test. Below the periproct is sparsely tuberculated.

Both a peripetalous and a subanal fasciole are visible. The subanal fasciole (width 16.0 mm $\sim 43\%$ TW) is elongated heart-shaped. The pores enclosed by the subanal fasciole are not clearly visible, but it crosses 5 plates in each ambulacrum.

Remarks

The novel specimen from Budapest examined here closely agrees with the morphological features exhibited by the type material of *Brissus abeli* REIDL, (1941). The holo-

type is lost (formerly in the collection of the Institute of Palaeontology, University of Vienna), therefore comparison is based on the paratype (a cast of which is available in Natural History Museum Vienna under the repository number NHMW 2002z0180/0006).

A Ukraine specimen identified as *Brissus jacqueti* by SZÖRÉNYI (1953) is highly similar to *B. abeli*, based on the description of SZÖRÉNYI (1953). It appears to differ only by its slightly larger peristome from *B. abeli*.

According to KROH (2005) *Brissus (Allobrissus) miocaenicus* (SCHAFER, 1961), the type material of which comes from the same outcrop as that of *B. abeli* is a junior synonym of *B. abeli*, since it agrees in all visible features with the latter.

RADWAŃSKI et al. (2006, 2014) synonymised *Brissus abeli* with the Pliocene to extant species *Brissus unicolor* (LESKE, 1778). There are indeed a number of similarities between the *B. abeli* and *B. unicolor* such as the position of the peristome and the apical disc. There are, however, also considerable differences: the maximal width of the sternal plate and the horizontal width of subanal fasciole (both much smaller in *B. unicolor*). Furthermore, the posterior end of the test is vertically truncated in *B. unicolor*, while it is slightly overhanging in *B. abeli*. Based on these differences, the synonymy between *B. abeli* and *B. unicolor* proposed by RADWAŃSKI et al. (2006) is not supported. The stratigraphic gap between the two forms (Langhian–Serravallian vs. Pliocene to extant) and (palaeo)ecological data provide further support for the distinction of the two species: *B. abeli* was living in the near-tropical waters of the Middle Miocene Paratethys Sea (KROH 2007) and is almost exclusively found in relatively coarse biogenic sands mostly in marl facies (now preserved as corallinacean limestone). *B. unicolor*, in contrast seems to be favouring finer, siliciclastic sands in the Mediterranean (Andreas KROH pers. obs.). The Middle Miocene material of RADWAŃSKI et al. (2006, 2014) described as *B. unicolor* are here attributed to *B. abeli*. A detailed morphometric reassessment of *B. abeli* and its relationship to extant *Brissus* species is currently in preparation.

The extinct *Brissus oblongus* WRIGHT, 1855 is known only from Miocene of Malta (WRIGHT 1855, KROH 2005, TANTI & SCHEMBRI 2006). Its anterior paired petals form an angle of more than 180° , which is larger than in *B. abeli* and its apical disc and peristome are less anterior in position than in *B. abeli*.

Distribution

B. abeli is known only from upper Badenian of the Paratethys:

Austria: Mannersdorf, Müllendorf (Burgenland) – Leithakalk Formation (corallinacean limestone) (REIDL 1941, SCHAFER 1961, KROH 2005);

Hungary: Budapest, Örs vezér tér – Leitha Limestone Formation (red algal, calcareous sand with bryozoans) (this study);

Ukraine: Verbka, Zbarazh (West Ukraine) – Ternopil Beds (biohermal calcareous sand, red algal limestone, in some places reef) (RADWAŃSKI et al. 2006, 2014).

Brissus mihalyi n. sp.

P. I, fig. 2/a–f

Type Material

Holotype: Single complete specimen in the collection of Mining and Geological Survey of Hungary (Ech.2017.1.1) Department of Collections.

Type locality

Foundation pit of the building of Árkád 1 Mall, Örs vezér tér, Budapest, Hungary (47°30'10''N; 19°8'13''E).

Type stratum

Örs vezér tér, calcareous sand, Leitha Limestone Formation Rákos Member, late Badenian in age.

Etymology

Dedicated to the Hungarian palaeontologist Sándor MIHÁLY. He published a series of papers on Hungarian echinoderms and set up a collection approximately 3.000 specimens of Miocene echinoderms during 1969 to 1992.

Diagnosis

A species of *Brissus* with strongly anterior apical disc, backwards-flexed anterior paired petals which diverge about 210–215° in plan view, regular oval outline in aboral view, square test profile in lateral view (without strongly inflated keel in aboral interambulacrum 5), tuberculation of the plastron that radiates from two points at the end of the first pair of episternal plates, and large periproct that sits high on the vertical posterior face of the test.

Description

Test outline oval, elongated antero-posteriorly; in lateral view the posterior end is almost vertical, and the aboral and oral surfaces are roughly parallel, giving the test a square appearance (in contrast to the strong wedge-shaped appearance seen in some other species of *Brissus*).

Apical disc anterior of centre, about 20.6% test length from the anterior margin. It is ethmolytic type and bears 4 gonopores, the posterior pair of which is the larger; ocular pores tiny.

The frontal ambulacrum (L=16.5 mm, W_{max}=2 mm) is not depressed, non-petaloid, bears small isopores. The paired ambulacra are petaloid adapically. The petals are depressed and bear closely packed elongate anisopores (20 pairs per column in the anterior petals, 28 pairs in the posterior ones). The anterior paired petals (L=17.2 mm, W_{max}=3.7 mm) form an obtuse angle of 210–215°, the posterior petals (L=21.1 mm, W_{max}=3.8 mm) form an acute angle of c. 40°. The distal parts of the paired petals (particularly the anterior paired petals) are slightly flexed anteriorly. Adorally the ambulacra form phylloides with enlarged unipores. The periplastral areas are naked and narrow.

The interambulacra are densely covered by crenulate, perforate tubercles, which are largest on the oral side of the test (particularly on the plastron). Aborally, slightly enlarged tubercles occur in adapical interambulacra 2 and 4. The plastron is relatively wide, with a short, anvil-shaped labrum, which is slightly projecting and wide, but has

comparatively short sternal plates. On the plastron the tubercles are arranged in a fan-like pattern, radiating from two closely spaced protrusions at the end of the sternal plates. The labrum seems to be naked, while the sternal plates are fully tuberculate.

The peristome (L=8.5 mm, W=4.5 mm) is kidney-shaped, transversely elongated; situated anterior, about 20.8% of test length away from the anterior margin.

The periproct (L=6.5 mm, W=8 mm) is oval, vertically elongated and situated slightly above mid-height on the near-vertical posterior face. Below the periproct the area is sparsely tuberculated.

Both a peripetalous and a subanal fasciole are present. The subanal fasciole (23.4 mm in width, c. 48% of test length) is elongated and heart-shaped. Within the subanal fasciole there are four (ambulacrum 1), and 5 (ambulacrum 5) unipores. The subanal fasciole crosses 6 plates in each ambulacrum.

Remarks

The studied specimen differs from all of European and other Mediterranean *Brissus* species describe to date by its strongly anterior apical disc, backwards-flexed anterior petals, and periproct located high on the posterior face of the test.

The form has similarities with *Brissus unicolor* in terms of position of the apical disc and the width of the plastron. However, *B. unicolor* differs from the studied specimen by the length of the sternal plates and, most apparently, by its small subanal fasciole.

From *Brissus abeli* the studied specimen differs by the wide angle formed by the anterior paired petals (210–215° vs. c. 170–180°), the wider plastron, and more anterior position of both apical disc and peristome. In addition, the tuberculation pattern of the plastron is different (radiating from a two raised points at the end of the first pair of episternal plates vs. from a single point at end of the sternal plates).

Brissus depressus GREGORY, 1891 from the Messinian (upper Miocene) of the Maltese Archipelago has a similar position of the peristome. It differs, however, from the studied specimen, by its larger peristome, and less diverging anterior paired petals (c. 175°). Furthermore the width of the plastron is proportionally smaller and the apical disc closer to centre of the aboral surface.

Brissus latecarinatus LESKE, 1778 from the Miocene to recent of the Indo-Pacific area differs from *Brissus mihalyi* n. sp. by its different outline, with more pointed posterior end, the less wide subanal fasciole, the outline of the peripetalous fasciole, and the more oblique posterior end in lateral view (FELL 1974).

The extant Indo-Pacific *Brissus agassizi* DÖDERLEIN, 1885 differs from *Brissus mihalyi* n. sp. by its slightly less anterior apical disc, less diverging anterior paired petals (c. 190°), more strongly sunken petals, higher profile with arched aboral surface in lateral view, slightly overhanging posterior end of the test, and more elongate periproct.

Brissus oblongus WRIGHT, 1855 from the Miocene of Malta is similar to *Brissus mihalyi* n. sp. in its outline (although *B. oblongus* usually is less wide), but differs by its shorter and less diverging (180°) anterior paired petals, smaller petalodium, more rounded posterior end (in aboral view), and position of the apical disc.

Brissus cottreaui LAMBERT, 1915 from the Pliocene of the Rhône Basin has a similarly anterior peristome, but differs from *Brissus mihalyi* n. sp. by its short petalodium, angle between the anterior paired petals (180°), overhanging posterior end, with the periproct clearly visible in oral view, and the outline of the test which in *B. cottreaui* is less oval and distinctly pointed posteriorly.

The Oligocene to Early Miocene *Brissus bastiae* OPPENHEIM, 1902 from the Oligocene of Northern Italy differs from *Brissus mihalyi* n. sp. by its general shape with highly inflated test along the raised keel in aboral interambulacrum 5, periproct which lies close to the base of the posterior face according to OPPENHEIM (1902), and the anterior paired petals, which diverge at roughly 180°.

Brissus gregoryi STEFANINI, 1909 from the Messinian of Malta differs from *B. mihalyi* by its less divergent anterior paired petals, and its low test (TH ~25% of test length according to KROH 2005).

The holotype of *Brissus aegyptiacus* GAUTHIER in FOURTAU, 1900 from the Burdigalian (?) of Gebel Geneffe in Egypt is damaged (KROH 2005), but based on the features visible it differs from *Brissus mihalyi* n. sp. by its transversal arranged anterior paired petals (diverging at c. 180°).

Brissus cordieri AGASSIZ & DESOR, 1847 from the Miocene of Malta has been never described sufficiently. Moreover, it was only figured once in oral and lateral view, based on a fragmentary specimen missing most of the aboral and large parts of the oral surface (LAMBERT 1915: pl. 14, figs. 12–13), which precludes proper comparison. KROH (2005) treated *B. cordieri* as nomen dubium.

Brissus latidunensis CLEGG, 1933 from the Burdigalian (Lower Miocene) of the Persian Gulf region differs from *Brissus mihalyi* n. sp. by its less anterior apical disc, less backwards directed anterior paired petals, slightly overhanging posterior end, and more curved aboral surface in lateral view.

Brissus jacquemeti LAMBERT, 1915 from the Aquitanian of France differs from *Brissus mihalyi* n. sp. both in its outline in aboral view (widest point anterior, posterior end horizontally truncated; reminiscent in shape to some *Cyclaster* species), and its less diverging anterior paired petals (c. 180°). PHILIPPE (1998) treated *B. jacquemeti* as junior synonym of *B. bastiae*.

Distribution

Hungary: Budapest, Örs vezér tér – Leitha Limestone Formation (red algal, calcareous sand with bryozoans): Middle Miocene, upper Badenian.

Következtetések

A Budapest Árkád 1. üzletház építése során feltárt felső-badeni Lajtai Mészke Formáció Rákosi Tagozat homokos rétegeiből származó tengeri sün ősmaradvány-együttesének vizsgálata során egy eddig Magyarországon nem ismert genus, a *Brissus* két példányát tudtuk azonosítani. Az eocéntől máig élő genusnak világszerte közel 40 faja ismert.

A hazai leletanyag a Paratethysből eddig előkerült *Brissus* fossziliákat tekintve is kiemelkedően jó megtartású. A két példány közül az egyik a *Brissus abeli* (REIDL, 1941) fajba sorolható, amely mindeddig az egyetlen leírt paratethysi *Brissus* faj. A másik példány nem mutat fajszintű azonosságot a teljes mediterrán térség összes kainozoos, sem a két leggyakrabban említett recens indo-pacifikus fajjal sem, ezért új fajként (*B. mihalyi* n. sp.) különítettük el.

A *B. abeli* korábban csak Burgenlandból és Nyugat-Ukrajnából volt ismert a Paratethys felső-badeni biohermás meszes homokos üledékeiből (Lajtai Mészke, Ternopil Formáció). A budapesti leletanyag egy új *Brissus* fajjal gazdagította a Paratethys felső-badeni Echinodermata együttesét és pontosította a nemzetség Paratethys-beli elterjedését.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk az ELTE Őslénytani Tanszék valamennyi munkatársának. A támogatásért az Emberi Erőforrások Minisztériumának, az Emberi Erőforrás Támogatáskezelőnek, a Nemzeti Tehetség Programnak, valamint a Hantken Miksa Alapítványnak, az MFGI 2015.11.1-es és 2016.11.1-es állami projektnek. Hasznos tanácsokért és az összehasonlító leletanyag rendelkezésre bocsátásáért köszönettel tartozunk Thomas NICTERL-nek és Anton FÜRST-nek, valamint a Naturhistorisches Museum Wien Geologisch-Paläontologische Abteilung dolgozóinak. Köszönjük SZÉKELY Balázs és TIMÁR Gábor építő kritikáit. Köszönet illeti továbbá PALOTÁS Klárát, MAKÁDI Lászlót, PELIKÁN Pált, BUDAI Zsófiát, BABINSZKI Editet, valamint a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat Földtani és Geofizikai Szakkönyvtárának összes dolgozóját. Ezúton köszönjük BÁLDI Katalin, DULAI Alfréd és MAGYAR Imre lektori munkáját. Köszönet illeti SZTANÓ Orsolya főszerkesztőt, aki észrevételeivel és tanácsaival segítette a munkánkat.

Irodalom — References

- AGASSIZ, L. & DESOR, P. J. E. 1847: Catalogue raisonné des espèces, des genres, et des familles d'échinides. — *Annales des Sciences Naturelles, Troisième Série, Zoologie* **8**, 5–35, 355–380.
- BÁLDI, K. 2006: Paleooceanography and climate of the Badenian (Middle Miocene, 16.4–13.0 Ma) in the Central Paratethys based on foraminifera and stable isotope (^{18}O and ^{13}C) evidence. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **95**, 119–142. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0019-9>
- BARTOL, M., MIKUŽ, V. & HORVAT, A. 2014: Palaeontological evidence of communication between the Central Paratethys and the Mediterranean in the late Badenian/early Serravallian. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **394**, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.009>
- BENCE G. & SELMECZI I. 1997: Rákosi Mész-kő Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások.* — MÁFI, 114 p.
- BITNER, M. A., DULAI, A., KOCIS, L. & MÜLLER, P. M. 2012: *Lingula dregeri* (Brachiopoda) from the Middle Miocene of Hungary. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae* **82**, 39–43.
- BÖHME, M. 2003: The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **195**, 389–401. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(03\)00367-5](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(03)00367-5)
- CHECCHIA-RISPOLI, G. 1907: Gli Echinidi viventi sulle coste della Sicilia parte seconda. — *Palaeontographia Italica* **12**, 200–231.
- CLEGG, E. L. G. 1933: Echinoidea from the Persian Gulf. — *Palaeontologica Indica, New Series, Memoire* **22**, 1–35.
- DÖDERLEIN, L. 1885: Seeigel von Japan und den Liu-Kiu-Inseln. — *Archiv für Naturgeschichte* **51**, 73–112. <https://doi.org/10.5962/bhl.part.1569>
- DULAI, A. 2015: Central Paratethyan Middle Miocene brachiopods from Poland, Hungary and Romania in the Naturalis Biodiversity Center (Leiden, the Netherlands). — *Scripta Geologica* **149**, 185–211.
- DULAI, A., MOISSETTE, P. & MÜLLER, P. M. 2010: Badenian (Middle Miocene) bryozoan fauna of Hungary; basic data of localities and samples. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **28**, 33–69.
- DULLO, W.-CH. 1983: Fossildiagense im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. — *Facies* **8**, 1–112. <https://doi.org/10.1007/bf02536740>
- FELL, F. J. 1974: The Echinoids of Easter Island (Rapa Nui). — *Pacific Science* **28/2**, 147–158.
- FOURTAU, R. 1900: Revision des Échinides fossiles de l'Égypte. — *Mémoires présentés à l'Institut Égyptien* **3/8**, 605–740.
- FRIEBE, J. G. 1988: Paläogeographische Überlegungen zu den Leithakalkarealen (Badenien) der Mittelsteirischen Schwelle (Steiermark). — *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* **15**, 41–57.
- FRIEBE, J. G. 1990: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **133/2**, 223–257.
- FRIEBE, J. G. 1991a: Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die "Steirische Phase". — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **1/1**, 41–54.
- FRIEBE, J. G. 1991b: Carbonate sedimentation within a siliciclastic environment: The Leithakalk of the Weißenegg Formation (Middle Miocene; Styrian Basin, Austria). — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **1/11**, 1671–1687.
- GREGORY, J. W. 1891: The Maltese fossil Echinoidea and their evidence on the correlation of the Maltese rocks. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **36**, 585–639. <https://doi.org/10.1017/s008045680003787x>
- GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratiográfiai tagolására. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2002 (2004)*, 195–232.
- HÁMOR G. 1985: A nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai — *Geologica Hungarica series Geologica* **22**, 307 p.
- HÁMOR G. 2001: A Kárpát-medence miocén ösföldrajza. — *Magyarázó a Kárpát-medence miocén ösföldrajzi fáciesstruktúrájához* 1:3 000 000. MÁFI, 67 p.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W. 2007: Benchmark data of a changing sea — palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **253**, 8–31. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.031>
- HARZHAUSER, M., PILLER, W. E. & STEININGER, F. F. 2002: Circum-Mediterranean Oligo–Miocene biogeographic evolution — the gastropods' point of view. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **183**, 103–133. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(01\)00464-3](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(01)00464-3)
- KIER, P. M. 1984: Fossil Spatangoid Echinoids of Cuba. — *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **55**, 336 p. <https://doi.org/10.5479/si.00810266.55.1>
- KIER, P. M. & LAWSON, M. H. 1978: Index of living and fossil echinoids 1924–1970. — *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **34**, 1–182. <https://doi.org/10.5479/si.00810266.34.1>
- KÓKAY J. 1985: Central and Eastern Paratethyan interrelations in the light of Late Badenian salinity conditions. — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **48**, 9–95.
- KÓKAY J. & MÜLLER P. 1988: Budapest, Rákosi, vasúti delta, Keresztúri feltárás D-i fala (Rákosi Mész-kő Formáció). — In: *Magyarország Geológiai Alapszelvényei*, MÁFI, 6 p.
- KÓKAY J., MIHÁLY S. & MÜLLER P. 1984: Bádeni korú rétegek a budapesti Örs vezér tere környékén. — *Földtani Közlemények* **114/3**, 285–295.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A., BAJRAKTAREVIĆ, Z., BRZOBOHATÝ, R., FILIPESCU, S., FODOR, L., HARZHAUSER, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SLIVA, L. & STUDENCKA, B. 2007: Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. — *Geologica Carpathica* **58/6**, 579–606.

- KROH, A. 2005: *Echinoidea neogenica* (*Catalogus Fossilium Austriae*). — Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 210 p.
- KROH, A. 2007: Climate changes in the Early to Middle Miocene of the Central Paratethys and the origin of its echinoderm fauna. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **253**, 169–207. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.039>
- KROH, A. & SMITH, A. B. 2010: The phylogeny and classification of post-Palaeozoic echinoids. — *Journal of Systematic Paleontology* **8/2**, 147–212. <https://doi.org/10.1080/14772011003603556>
- LAMBERT, J. 1915: Description des échinides des terrains néogènes du bassin Rhône. fasc. 4 — *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse* **41**, 155–240.
- LESKE, N. G. 1778: Naturalem dispositionem echinodermatum et lucubratunculam de aculeis echinorum marinorum. Edita et descriptionibus novisque inventis et synonymis auctorem aucta. Addimenta ad I. T. Klein naturalem dispositionem Echinodermatum. — Leipzig, 217 p. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.11571>
- MIHÁLY S. 1969: Tortonai Echinoideák a Kerepesi úti csatornázás feltárásából. — *Földtani Közlöny* **99/3**, 253–257.
- MIHÁLY S. 1985: Felső-bádeni Echinoideák a budapesti új feltárásokból. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1983. évről*, 235–247.
- MIHÁLY S. 1989: Két új Echinoidea faj a magyarországi miocénből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1987. évről*, 237–249.
- MOISSETTE, P., DULAI, A. & MÜLLER, P. 2006: Bryozoan faunas in the Middle Miocene of Hungary: biodiversity and biogeography. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **233**, 300–314. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.001>
- MOISSETTE, P., DULAI, A., ESCARGUEL, G., KÁZMÉR, M., MÜLLER, P. & SAINT MARTIN, J-P. 2007: Mosaic of environments recorded by bryozoan faunas from the Middle Miocene of Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **257**, 530–556. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.010>
- OPPENHEIM, P. 1902: Revision der tertiären Echiniden Venetiens und des Trentino, unter Mittheilung neuer Formen. — *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **54/A**. Aufsätze: 159–283.
- PAPP, A. & CÍCHA, I. 1978: Definition der Zeiteinheit M (4) Badenien. — In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (eds): *M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*. — *Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der Zentralen Paratethys* **6**, 47–48.
- PAPP, A., SENEŠ, J. & STEININGER, F. 1978a: Diskussion der Äquivalente des Badenien in Europa. — In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (eds): *M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*. — *Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys* **6**, 55–59.
- PAPP, A., CÍCHA, I. & SENEŠ, J. 1978b: Gliederung des Badenien, Faunenzone und Unterstufen. — In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (eds): *M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*. — *Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys* **6**, 49–52.
- PHILIPPE, M. 1998: Les Échinides miocènes du Bassin du Rhône: révision systématique. — *Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon* **36/1–2**, 3–241, 249–441.
- PILLER, W. E. & KLEEMANN, K. 1991: Middle Miocene reefs and related facies in Eastern Austria. 1. Vienna Basin. — In: *Excursion guidebook, Excursion B4, VI. International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Münster, 1991*, 1–28.
- PILLER, W. E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. 2007: Miocene Central Paratethys stratigraphy — current status and future directions. — *Stratigraphy* **4**, 151–168.
- PISERA, A. & STUDENCKI, W. 1989: Middle Miocene rhodoliths from the Korytnica Basin (Southern Poland): environmental significance and paleontology. — *Acta Palaeontologica Polonica* **34/3**, 179–209.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. & SEGHEDI, I. 2002: Miocene volcanism of Cserhát Mts (N. Hungary): an integrated volcanotectonic–geochronologic study. — *Geologica Carpathica* **53**, Special Issue, CD version.
- RADWAŃSKI, A., GÓRKA, M. & WYSOCKA, A. 2006: Middle Miocene corallgal facies at Maksymivka near Ternopil (Ukraine): A preliminary account. — *Acta Geologica Polonica* **56/1**, 89–103.
- RADWAŃSKI, A., GÓRKA, M. & WYSOCKA, A. 2014: Badenian (Middle Miocene) echinoids and starfish from western Ukraine, and their biogeographic and stratigraphic significance. — *Acta Geologica Polonica* **64/2**, 207–247.
- REIDL, G. 1941: Über eine neue Spatangidenart *Plagiobrissus abeli* nov. spec. aus dem Torton von Müllendorf (ehem. Burgenland). — *Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung Jahrgang 1941*, 24–29.
- ROMAN, J. 1970: Description des Échinides. — In: MONTENAT, C. & ROMAN, J.: *Échinides Néogènes d'Espagne (Provinces d'Alicante et de Murcie)*. — *Annales de Paléontologie, Invertébrés* **56**, 89–138.
- RÖGL, F. 1998a: Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **99**, 279–310.
- RÖGL, F. 1998b: Paratethys Oligocene–Miocene Stratigraphic Correlation. In: CÍCHA, I., RÖGL, F., RUPP, CH. & CTYROKA, J. 1998: *Oligocene–Miocene Foraminifera of the Central Paratethys*. — *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* **549**, 3–7.
- RÖGL, F., SPEZZARERRI, S. & CORÍĆ, S. 2002: Micropaleontology and biostratigraphy of Karpatian–Badenian transition (Early–Middle Miocene boundary) in Austria (Central Paratethys). — *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **237**, 47–67.
- SAINT MARTIN, J.-P., MÜLLER, P., MOISSETTE, P. & DULAI, A. 2000: Coral microbialite environment in a Middle Miocene reef of Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **160**, 179–191. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(00\)00065-1](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(00)00065-1)
- SCHAFFER, H. 1961: *Brissus (Allobrissus) miocaenicus*, eine neue Echinidenart aus dem Torton von Mühlendorf (Burgenland). — *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I* **170/1**, 149–157. https://doi.org/10.1007/978-3-662-26572-7_1

- SCILLA, A. 1752: *De corporibus marinis lapidescentibus, quae defossa reperiuntur.* — Romae (editio altera emendatior). 84 p. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.60263>
- SELMECZI, I., LANTOS, M., BOHN-HAVAS, M., NAGYMAROSY, A. & SZEGŐ, É. 2012: Correlation of bio- and magnetostratigraphy of Badenian sequences from western and northern Hungary. — *Geologica Carpathica* **63**, 219–232. <https://doi.org/10.2478/v10096-012-0019-1>
- STEFANINI, G. 1909: Echinidi del Miocene medio dell'Emilia. Parte seconda. — *Palaeontographia Italica* **15**, 1–58.
- STEININGER, F., RÖGL, F. & MÜLLER, C. 1978: Geodynamik und paläogeographische Entwicklung des Badenien. — In: PAPP, A., CÍCHA, SENES, J. & STEININGER, F. (eds) 1978: *Chronostratigraphie und Neostatotypen (Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. VI.) – M₄ Badenien* – Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 110–116.
- STUDENCKI, W. 1979: Sedimentation of algal limestones from Busko-Spa environs (Middle Miocene, Central Poland). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **27**, 155–165. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(79\)90098-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(79)90098-1)
- STUDENCKI, W. 1988: Facies and sedimentary environment of the Pinczów Limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). — *Facies* **18**, 1–26.
- SZÖRÉNYI E. 1953: Podolia miocén sünfauája. — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **23**, 120 p.
- TANTI, C. M. & SCHEMBRI, P. J. 2006: A synthesis of the echinoderm fauna of the Maltese islands. — *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* **86**, 163–165. <https://doi.org/10.1017/s0025315406012987>
- WRIGHT, T. 1855: On Fossil Echinoderms from the Island of Malta; with notes on the stratigraphical distribution of the Fossil Organisms in the Maltese beds. — *The Annals and Magazine of Natural History, 2nd Series* **15**, 101–127, 175–196, 262–277. <https://doi.org/10.1080/037454809495402>
- Kézirat beérkezett: 2017. 08.14.

I. tábla — Plate I

Lelőhely: Budapest, Örs vezér tér Árkád 1. feltárás alapgödre (2001). Fácies: meszes homok. Gyűjtő: DUNAI Mihály. Fénykép: POLONKAI Bálint. Méretarány: 1 cm.

Locality: the foundation pit of the construction of Árkád 1. Mall, Budapest, Örs vezér tér (2001). Facies: calcareous sand. Collected by Mihály DUNAI. Photo: Bálint POLONKAI. Scale: 1 cm.

- 1a: *Brissus abeli* (REIDL, 1941), aboralis nézet / *aboral view* – DMPC100
- 1b: *Brissus abeli* (REIDL, 1941), oralis nézet / *oral view* – DMPC100
- 1c: *Brissus abeli* (REIDL, 1941), oldalnézet / *left lateral view* – DMPC100
- 1d: *Brissus abeli* (REIDL, 1941), oldalnézet / *right lateral view* – DMPC100
- 2a: *Brissus mihalyi* n. sp., aboralis nézet / *aboral view* – Ech.2017.1.1 (holotípus / *holotype*)
- 2b: *Brissus mihalyi* n. sp., oralis nézet / *oral view* – Ech.2017.1.1 (holotípus / *holotype*)
- 2c: *Brissus mihalyi* n. sp., oldalnézet / *left lateral view* – Ech.2017.1.1 (holotípus / *holotype*)
- 2d: *Brissus mihalyi* n. sp., oldalnézet / *right lateral view* – Ech.2017.1.1 (holotípus / *holotype*)
- 2e: *Brissus mihalyi* n. sp., anterior nézet / *anterior view* – Ech.2017.1.1 (holotípus / *holotype*)
- 2f: *Brissus mihalyi* n. sp., posterior nézet / *posterior view* – Ech.2017.1.1 (holotípus / *holotype*)

I. tábla — Plate I

1/a



1/b



1/c



1/d



2/a



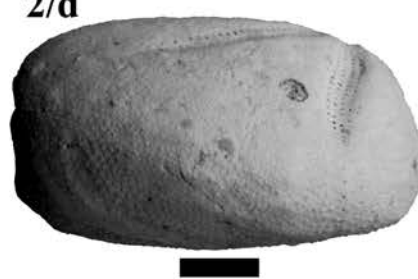
2/b



2/c



2/d



2/e



2/f



Furadékminták gáz és illékony komponenseinek vizsgálatához szükséges minta-előkészítési és -feltárási protokoll fejlesztésének eredményei

KÖRMÖS Sándor*, CZIRBUS Nóra, SCHUBERT Félix

SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

*levelező szerző, email: krmssandor@gmail.com

Development of measuring protocol for gas and volatile analysis of drill cuttings

Abstract

Fluid inclusions trapped in drill cores and cuttings may provide essential information about the ancient fluid system. Information can be obtained about the chemical composition and the vertical dimensions of the fluid system as well as the palaeo-fluid contacts by analysing the gas and volatile compounds of those trapped fluid remnants. Logging the extracted gas and volatile compounds over drill section we can represent the profile of hydrocarbon, non-hydrocarbon and further derived parameters. A gas-analyser was built at the Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged for analysing fluid inclusions by mechanical decrepitation in a low-pressure and high-temperature crushing chamber. The released compounds are analysed by a quadrupole mass spectrometer connected directly to the crushing chambers.

There are indispensable conditions to examine drill cuttings, such as the sample preparation and the crushing procedure for decrepitating the fluid inclusions at high efficiency. For the reproducible, representative and optimal measurement protocol we performed crushing tests on pre-sieved quartz sand and cleaning tests on pre-contaminated quartz sand. According to the results of crushing tests the amount of sample, hits rate and squeezing time, all modify the crushing efficiency but at different ways. Based on our experiments, in order to mechanically decrepitate fluid inclusions at the highest efficiency 0.5–1.0 g amount of sample, at least 50 hits and 1 sec squeezing time must be applied.

Comparing the efficiencies of different cleaning procedures it was verified that cleaning of the highly-contaminated drill cuttings with detergent is necessary to get representative analytical results. However, this cleaning procedure significantly rises the duration of sample preparation and hence the measuring time of the individual samples.

Based on the results of tests performed we have developed a measurement protocol for gas analysis of drill cores and cuttings, furthermore have marked out directions of the potential developments.

Keywords: gas-analyser, cuttings cleaning procedures, crushing tests, fluid-inclusion stratigraphy

Összefoglalás

A mélyfúrásokból származó fúrómagok, furadékminták anyagában csapdázódott fluidumzárványok gáz és illékony komponens tartalmának vizsgálatával lehetőség nyílik a kőzettestben egykor működött fluidumrendszerek kémiai összetételének megismerésére, azok vertikális kiterjedésének meghatározására, a paleo-fázishatárok lehatárolására. A kiválasztott fúrásszelvény mentén, a kőzetmintákból kiszabadított gázok relatív mennyiségét a mélység függvényében ábrázolva, gázprofilok, illetve ezekből további származtatott paraméterek számíthatók. A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén megépített gázanalizátorral a fluidumzárványok mechanikai feltárása („feltörése”) alacsony nyomású – magas hőmérsékletű körülmények között történik. Az így felszabadított gázok azonosítását a törőkamrákhoz csatlakoztatott kvadrupól tömegspektrométerrel végezzük.

A furadékminták vizsgálatának elengedhetetlen feltétele a minták megfelelő előtisztítása, majd a fluidumzárványok hatékony és reprodukálható feltárása, azaz a minta törése. Az optimális mérési protokoll kialakítása céljából, az adatok reprodukálhatósága és megbízhatósága érdekében a műszer törőegységeivel 250–500 µm mérettartományba eső kvarchomok minták töréstesztjeit, és eltérő típusú fúróiszapokkal szennyezett kvarchomok minták tisztítási eljárásait vizsgáltuk meg. A törésteszték eredményei alapján a nagyobb mintamennyiség, a magasabb ütésszám vagy a megnövelt préselési idő eltérő mértékben módosítja az aprózódás hatékonyságát. Vizsgálataink alapján az optimális aprózódás, azaz a legnagyobb számú fluidumzárvány felnyitásához maximálisan 0,5–1,0 g mintamennyiség, minimum 50 db ütésszám és 1 sec ütésenkénti préselési idő szükséges.

A tisztítási eljárások hatékonyságának összehasonlítása során beigazolódtott, hogy a megvizsgált tisztítási módszerek esetében, a minták mosószeres tisztítása a minta-előkészítés időtartamát jelentősen megnöveli, de bizonyos

minták esetében a mosás alkalmazása elkerülhetetlen a megbízható mérési eredmény elérése érdekében. Az elvégzett tesztek eredményei alapján kidolgoztuk a műszer közet- és furadékminták vizsgálatára alkalmazható mérési protokollját, továbbá meghatároztuk a további fejlesztési irányokat.

Tárgyszavak: gázanalizátor, eltérő furadékminta tisztítási eljárások, töréstesztek, fluidumzárvány-sztratigráfia

Bevezetés

Fluidumzárványnak nevezünk — mennyiségtől és méret-től függetlenül — bármilyen egy- vagy többfázisú fluidummaradványt, amely kristályos vagy amorf anyagba bezáródva fordul elő (SCHUBERT et al. 2007). A fluidumzárványok megőrizhetik a csapdázódáskor uralkodó fluidumrendszer fiziko-kémiai tulajdonságait és közvetlen információt nyújthatnak az évmilliókkal korábban lezajlott fluidum-migrációs események körülményeiről. A fluidumzárványok — összetételüket tekintve — leggyakrabban vizes zárványok, amelyek gyakran tartalmaznak különböző szervetlen és szerves gázokat (pl. szén-dioxid, metán, hidrogén, nitrogén, kénhidrogén, kén-dioxid), illetve nagyobb szénatomszámú szénhidrogéneket (SALVI & WILLIAMS-JONES 2003). A fluidumzárványok kémiai összetételének meghatározása roncsolásmentes és roncsolásos (destruktív) analitikai módszerekkel történhet. A legelterjedtebb roncsolásmentes analitikai eljárások közé tartozik a mikrotermometria (a zárványban lejátszódó fázisátalakulások hőmérsékletének meghatározása), a fluoreszcens-, Raman-, illetve Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópia vagy a magneses magrezonancia vizsgálatok (MUNZ 2001, SAMSON et al. 2003, HURAI et al. 2015). A roncsolásmentes technológiák hátránya — többek között — azok viszonylag magas kimutatási határa, a Raman spektroszkópia esetében a lézer indukálta fluoreszcencia jelensége. Ezenfelül az adott módszer támasztotta egyedi peremfeltételek szükséges megléte, mint például a mikrotermometria esetében minimális fluidumzárvány-méret vagy a fluoreszcens spektroszkópia alkalmazása során a fluoreszcencia hiánya (SALVI & WILLIAMS-JONES 2003). A teljes (*bulk*) minta roncsolásos analitikai vizsgálatával az alacsony koncentrációban előforduló komponensek kimutatására is lehetőség nyílik, azonban alkalmazása során figyelembe kell venni, hogy a mintában jelenlévő fluidumzárvány-együttesek vizsgálata — az alkalmazott feltérési módszertől függően — akár együttesen is megvalósulhat, amely így a mérés során az eltérő fluidumzárvány-együttesek fluidum tartalmának összekeveredésével járhat (SALVI & WILLIAMS-JONES 2003). A kőzetmintákba zárt fluidumzárványok felnyitását követően, azok kémiai összetételének meghatározása önálló tömegspektrometriás (*Mass Spectrometer* — MS) (BARCLAY et al. 2000, BREWSTER & HALL 2001, PARNEL et al. 2001, DILLEY & NORMAN 2007, LIVSEY et al. 2014), gázkromatográfiával (*Gas Chromatography* — *Mass Spectrometry* — GC-MS) (LISK et al. 1996, VOLK et al. 2002, GEORGE et al. 2002, GEORGE & AHMED 2002) vagy nagyhatékonyságú folyadék-kromatográfiával kapcsolt tömegspektrometriás mérések (*High Performance Liquid Chromatography* — *Mass Spectrometry* — HPLC-MS) (PANG et al. 1998) elvégzésével lehetséges. A legalacsonyabb — akár nanogramm nagyság-

rendű — kimutatási határ a tömegspektrometriás mérési módszerekkel érhető el (NORMAN & MUSGRAVE 1994, SALVI & WILLIAMS-JONES 2003). A közvetett (*off-line*) eljárás során a fluidumzárványok felnyitását követően, az illó komponensek dúsítása (pl. adszorbeálása) történik, majd ezt követően kerülnek a mérőműszerbe (SALVI & WILLIAMS-JONES 2003, GEORGE et al. 2007). A közvetlen (*on-line*) mérés során az illó komponenseket — a felszabadítást követően — dúsítás nélkül, közvetlenül a mérőműszerbe juttatják (ANDREWS & GIBSON 1979, BARKER & SMITH 1986, BRAY et al. 1991, GRANAY et al. 1991, MOORE et al. 2001, SALVI & WILLIAMS-JONES 2003, AHMED & GEORGE 2004, GEORGE et al. 2007).

Különböző rétegtani helyzetben megjelenő kőzetek fluidumzárványainak kémiai összetétele eltérő lehet, amelyeket szelvény mentén vizsgálva az egykori fluidumrendszerre jellemző információkhoz juthatunk. A kőzetminták tömegspektrometriás vizsgálata a nemzetközi irodalom szerint a fluidumzárvány-sztratigráfia (*Fluid Inclusion Stratigraphy* — FIS), amit az olajiparban többek között paleomigráció, záró rétegek vagy paleo-fluidumrendszer fázis-határainak azonosításában alkalmaznak (BARCLAY et al. 2000, BREWSTER & HALL 2001, PARNEL et al. 2001, LIU et al. 2003, LIVSEY et al. 2014, MIRANDA et al. 2013). A geotermikus célú kutatások során a FIS módszer a különböző fluidum források eredményeként kialakult eltérő kémiai összetétel és a komponensekből képzett aránypárok meghatározásával, értelmezésével a felszín alatti víz meteorikus vagy hidrotermás eredetének azonosításában használható (DILLEY & NORMAN 2005). Az ércutatásban a hidrotermális rendszer eredetének és kapcsolatszerének feltérésében nyújthat információt (NORMAN & MUSGRAVE 1994, NORMAN et al. 1996, MOORE et al. 2001, BLAMEY 2012, AZMY & BLAMEY 2013).

Munkánkban a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén működő, destruktív, dúsítást nélkülöző, tömegspektrometriás mérési módszerrel alapuló gázanalizátor furadékmintákra kidolgozott minta-előkészítési és -feltérési protokolljának kifejlesztését mutatjuk be. A furadékminták illékony komponenseinek minőségi és mennyiségi összetételére vonatkozó adatok megbízhatósága és reprodukálhatósága érdekében, töréstesztek és tisztítási eljárások eredményeit felhasználva, kidolgoztuk a műszer furadékminták vizsgálatára alkalmazható mérési protokollját. A gázanalizátorral nagyszámú minta gyors mérése végezhető el, ezáltal mód nyílik az egyes mélységintervallumokat reprezentáló furadékminták gáz és illékony komponenseinek fúrászelvény menti összehasonlítására. A szénhidrogén-kutatás során, a kőzetminták szerves geokémiai jellemzésére általánosan alkalmazott Rock-Eval (RE) pirolízis eljárás optimális esetben a minták fúrást követő mielőbbi vizsgálatához használatos.

Mivel a gázanalizátorral vizsgált gáz és illékony komponensek fluidumzárványokban csapdázódtak, így nincsenek kitéve a minta szakszerűtlen vagy hosszú idejű tárolása során bekövetkező oxidatív és evaporatív veszteségnek, amely változások hatással lehetnek a RE pirolízissel kapott adatok megbízhatóságára (HART & STEEN 2015). A RE pirolízishez képest a FIS eljárás mintatárolás szempontjából alacsonyabb igény szintje tovább növeli a módszer szénhidrogén-kutatási célú alkalmazhatóságát.

Fluidumzárványok közvetlen vizsgálatának kutatástörténeti áttekintése

Az első tudományos értékű fluidumzárvány leírást ABU RAIHAN AL-BIRUNIA közölte a XI. században (KESLER et al. 2013), azonban a fluidumzárványok összetételének meghatározására egészen a XIX. századig várni kellett (ROEDDER 1972, KESLER et al. 2013, HURAI et al. 2015). Fluidumzárványok kémiai összetételének vizsgálatát elsőként DAVY (1822) végezte el, aki — többek között — Selmecebányáról származó ásványok fluidumzárványainak összetételét határozta meg, azok desztillált víz, higany vagy olaj alatti, fűréssal történt felszabadítását követően. SORBY (1858) vizsgálataival igazolta, hogy a fluidumzárványok döntően vizes zárványok, amit a hőmérséklet növelése során bekövetkező dekrepitációkor felszabaduló gőz kondenzálását és fagyasztását követően határozott meg. KARPINSKY szén-dioxid zárványok vizsgálatát végezte, amely során az ásványszemcséket higanyban őrlötte, majd a felszabaduló szén-dioxidot $\text{Ba}(\text{OH})_2$ oldattal alkotott csapadékából azonosította (HURAI et al. 2015). WRIGHT (1881) kivákuumozott mintatérben termikus dekrepitációt alkalmazott, majd ezt követően vizsgálta a feltárt fluidumzárványok összetételét.

A XX. század közepén — többek között — KALYUZHNYYI vagy MASLOVA munkáiban még elterjedt eljárás volt a nagyméretű fluidumzárványok fűréssal vagy a befoglaló ásvány őrlése, amelyek esetében a zárvány tartalmának elillanását glicerín- vagy higanyfürdő alatt végzett feltárással akadályozták meg (ROEDDER 1972). KHITAROV et al. szárított levegővel történő evaporációt követően adszorbensen kötötte meg a fluidumzárvány illékony komponens-tartalmát (ROEDDER 1972). ELINSON vákuum alá helyezett fémgolyós mozsarat használt a zárványokban csapdázott fluidum kiszabadításához (ROEDDER 1972). Az 1960-as évektől kezdődően a kutatók egyre nagyobb figyelmet fordítottak a fluidumzárványok termikus (BARKER 1965, PIPEROV & PENCHEV 1973, BARKER & SMITH 1986, KESLER et al. 1986) és mechanikus (ROEDDER 1963, ABELL et al. 1970, PETERSILIE & SÖRENSEN 1970, ROEDDER 1972, WELHAN 1988) módon történő feltáráására. A mechanikus feltárást kezdetben kétféle módon végezték, úgymint a mintadarab őrlése (GOGUEL 1963, PETERSILIE & SÖRENSEN 1970, ROEDDER 1972), illetve hidraulikus préselés (ROEDDER 1963, ANDREWS & GIBSON 1979, BRAY et al. 1991). Ezzel párhuzamosan egyre elterjedtebbé vált a mikroszkóp tárgyasztalára szerelhető törőasztal (ROEDDER 1970 és az általa

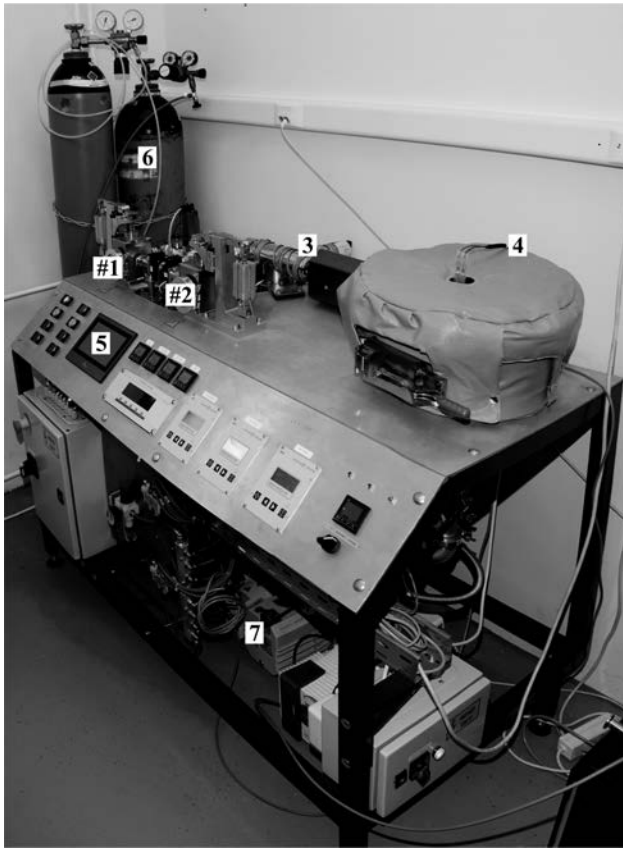
hivatkozott irodalmak), a hűthető-fűthető tárgyasztal (ROEDDER 1962, 1963), valamint az ellenőrzött körülmények között létrehozott, ismert összetételű szintetikus fluidumzárványok (STERNER & BODNAR 1984, BODNAR & STERNER 1985) megjelenése, vizsgálata és azok kalibrációs célú alkalmazása a minél pontosabb eredmények biztosítása érdekében.

Az eltérő feltárási módszerek — termikus dekrepitáció, mechanikus őrlés, hidraulikus préselés — több hatás eredményeképpen gyakran eltérő eredményt szolgáltatnak. Ezt a jelenséget már az 1950-es években felismerték. A termikus dekrepitáció során a magas hőmérséklet hatására olyan kémiai reakciók játszódhatnak le, amelyek felülírhatják a zárványok csapdázta fluidum eredeti összetételét (WAHLER 1956, KESLER et al. 1986 és az általa hivatkozott irodalom, NORMAN & SAWKINS 1987). Az őrléssel történő feltárással a minta felülete jelentősen megnő, amely így a fluidumzárványokból felszabadult összetevők felületi megkötődését eredményezheti (WAHLER 1956, PIPEROV & PENCHEV 1973, BARKER & TORKELSON 1975, NORMAN & SAWKINS 1987). A hidraulikus préselés révén a minta aprítása nem olyan mértékű, mint őrlés során, ezáltal a felületi adszorpció mértéke csökken, habár a fluidumzárvány együttesekből felszabaduló gőzök, gázok mennyisége is alacsonyabb (PIPEROV & PENCHEV 1973). Mindezek mellett a fluidumzárványok illó komponenseinek közvetlen feltáráására — a lehetséges analitikai zavaró hatások közben tartása mellett — a termikus és a mechanikai eljárás egyaránt alkalmazható (NORMAN & SAWKINS 1987).

A vizsgálatok során alkalmazott eszközök, módszerek

A gázanalizátor

A cikkben bemutatott mérésekhez használt gázanalizátor az *1. ábrán* látható. A rendszer egy PFEIFFER PrismaPlus™ QMG220 típusú kvadrupól tömegspektrométerből, ehhez csatlakozó két pneumatikus (mechanikus) törőegységből, illetve a nagy vákuum előállításához szükséges rotációs és turbómolekuláris vákuumszivattyúból áll. A mérések során a felszabadult illó komponenseket az elektronütközéses ionizációt követően az 1–300 m/z (m/z – töltésegységre jutó tömeg) tartományon vizsgálhatjuk. A tömegspektrométert a QUADERA® v4.5 szoftver vezérli. A műszer törőegységei, a tömegspektrométer és a központi váz állandó 100 °C hőmérsékletre felfűtve üzemel, amely az alkalmazott vákuumtechnológia mellett a vizsgált mintán és a műszer fém vázszerkezetén adszorbeált komponensek eltávolítását elősegíti (NORMAN & SAWKINS 1987, BARCLAY et al. 2000). Ez a hőmérséklet kellően alacsony, hogy törés közben a zárványokból felszabaduló szénhidrogének krakolódása ne következzen be (BARCLAY et al. 2000), de elég magas, hogy hatására a zárványokban megemelkedett nyomás elősegítse a fluidumzárványok felnyílását amellelt, hogy nem okozza azok kontrollálatlan termális dekrepitációt.



1. ábra. A gázanalizátor. Az alkalmazott jelölések: #1 és #2 – a pneumatikus törőegységek, 3 – a tömegspektrométer, 4 – vákuum tisztítószekrény, 5 – kezelő felület, 6 – nitrogén palack, 7 – vákuum rendszer

Figure 1. The gas analyser. Legends: #1 and #2 – pneumatic crushers, 3 – mass spectrometer, 4 – vacuum chamber, 5 – user interface, 6 – nitrogen cylinder 7 – vacuum system

tációját (KESLER et al. 1986 és az általa hivatkozott irodalom). A minták aprítását végző törők pneumatikus egysége 785 N névleges erő kifejtésére képes. A törők ütésszáma 1–99 db, a törés időtartama, azaz a törő préselési ideje 1–99 ms tartományok között változtatható. A törők tisztítása, azok atmoszferikus nyomásra engedése nitrogén gáz (4.5 minőségű) alkalmazásával történik. Az egyes töröket és a tömegspektrométert vákuum szelepek választják el egymástól, amelyek a törők esetében pneumatikusan, míg a tömegspektrométernél manuálisan (mechanikusan) működtethetők. A mérés „online” üzemmódban történik, amely során az egyes törőkben felaprított mintából felszabaduló gőzök-gázok, a szelepek nyitását követően, közvetlenül a tömegspektrométer mérési terébe áramlanak. A kőzetminták vizsgálata történhet előzetes szeparációt követően (pl. ásványfajták, méret stb. szerint), illetve anélkül, ez utóbbi esetben a mintában esetlegesen előforduló fluidumzárványokat együttesen vizsgáljuk. A szerves és szervesen illó komponensek kvalitatív (minőségi) és félkvantitatív (fél-mennyiségi) vizsgálata előzetes kromatográfiás elválasztás nélkül történik.

A műszer észszerű és optimális használatának elengedhetetlen feltétele a minták megfelelő kiválasztása (OHM & HANEFERD 2011), előkészítése, mennyisége és a megfelelő mérési protokoll alkalmazása. A különböző tömegspektro-

metriás mérési eljárások esetében eltérő mintakezelés és minta-előkészítési eljárások alkalmazása (CHANNER et al. 1999, LIU et al. 2003, AHMED & GEORGE 2004, GEORGE et al. 2007), illetve mintamennyiség megválasztása ajánlott (BARKER 1965, ANDREWS & GIBSON 1979, KESLER et al. 1986, BRAY et al. 1991). A gázanalizátor egyedi felépítése és működése miatt — a már említett irodalmi adatok, minta-előkészítési és mérési eljárások mellett — szükségessé vált a műszer önálló, pontos mérési protokolljának kialakítása. Ennek érdekében különböző törési és tisztítási eljárásokat vizsgáltunk meg, és kidolgoztuk a berendezés működéséhez optimális minta-előkészítési és vizsgálati eljárásrendet.

A törésteszték — a mintamennyiség és az optimális ütésszám meghatározása

A törésteszték elvégzésével lehetőség nyílik a törőegység, a mintamennyiség és az ütésszám meghatározására, amelyek ismeretében kellő bizonyossággal dönthetünk a vizsgált minták reprezentatív és reprodukálható vizsgálatáról. A teszteket Retsch AS200 típusú szitával, 50 Hz frekvencián, 5 perces szitálási idővel és 0–45–63–125–250 µm méretű szitasorral végeztük. A vizsgálatokhoz előzetesen 250–500 µm-es mérettartományra szitált, analitikai tisztaságú kvarchomokot (Molar Chemicals Kft, 0,1–0,8 mm mérettartomány, CAS: 14808-60-7, EINECS: 238-878-4) és a gázanalizátor törőit használtuk 1 másodperces préselési idővel.

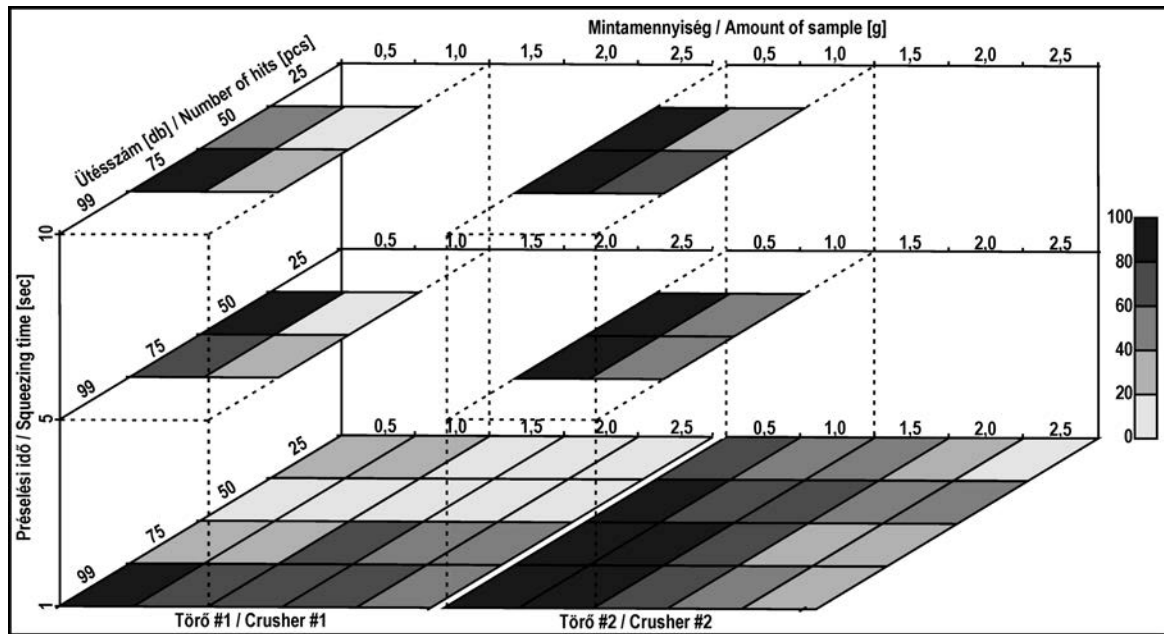
A törési eljárást a törésszám emelésével, illetve növekvő mintamennyiséggel végeztük. A törésszám 25 db ütéssel emelkedett (25–50–75 és 99 db) és az egyes sorozatok alkalmával 0,5–1,0–1,5–2,0 és 2,5 g szitált kvarchomokot törtünk, majd a tört minták újbóli szitálását és az egyes szemcsefrakciók tömegmérését végeztük el. Megvizsgáltuk a tört minta mennyiségének alakulását a préselési idő változtatásával, amit a törőfejek mintán tartásának idejével módosítottunk. Ennek érdekében mindkét törőt 50 db és 75 db ütésszámmal, illetve 1, 5 és 10 másodperces préselési idővel működtettük (2. ábra).

A törés hatékonysága a törést követően mért 250 µm-nél kisebb átmérőjű szemcsefrakciók tömegének és a teljes minta tömegének a hányadosa, annak százalékban kifejezett értéke.

$$X = \frac{\beta + \gamma + \delta + \varepsilon}{\alpha + \beta + \gamma + \delta + \varepsilon} \times 100$$

Ahol [X%] – a törés hatékonysága, α – a 250–500 µm-es, β – a 125–250 µm-es, γ – a 63–125 µm-es, δ – a 45–63 µm-es és ε – a 0–45 µm-es szemcsefrakció törést követően mért mennyisége.

Statisztikai módszerekkel (t- és f-próba) megvizsgáltuk a törőnként megfelelő sorozatok korrelációját, azaz hogy a törők azonos sorozatainak törési hatékonyság értékei azonosnak tekinthetőek-e. A kiindulási kvarc szemcsemérete, mennyisége, az ütésszám, a préselési idő és a pneumatikus egységek által kifejtett erő a tesztek során mindig azonos

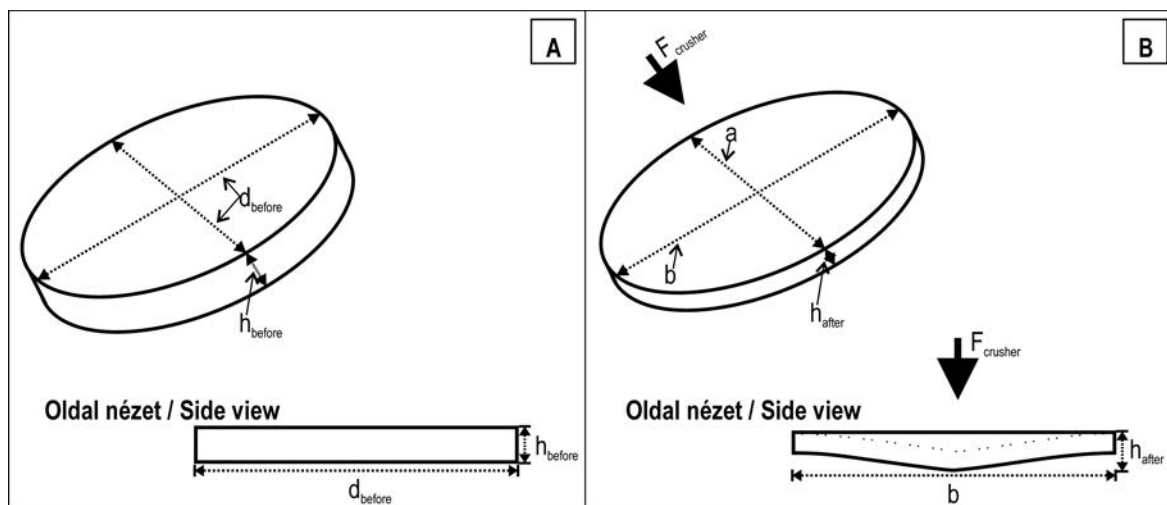


2. ábra. A törésteztek során vizsgált változók és a számított törési hatékonyság értékek. A hatékonyság értékei a százalékos rangsor szerint színezettek
 Figure 2. The investigated variables during crushing tests and the calculated efficiency values. The efficiencies are colored according to their percent ranking

volt. A vizsgálat során a két törőt függetlennek tekintettük és törőnként a tört kvarcsemcsék adott szemcseméretéhez tartozó mintamennyiség átlagát és szórását vettük figyelembe. Az eljárás során 95%-os és 90%-os konfidencia intervallumon vizsgáltuk az egyes töréses sorozatokat.

A gázanalizátor üzemeltetése során a törők pneumatikus egységének közvetlen mérésére a műszer kialakí-

tása révén nincs lehetőség, ezért azonos anyagú és dimenziójú ólomszeletek préselését végeztük el mindkét törővel, és azok alakváltozását mértük egy darab 10 másodpercig tartó préselést követően. A tömör ólomszeletek magasságát (h) és átmérőjét (d) mértük, majd azok területét (A) és fajlagos nyúlását (ϵ) számoltuk a préselés előtt és után (3. ábra).



3. ábra. Az ólomszeletek sematikus ábrázolva (A) préselés előtt és (B) préselés után. Préselést követően az ólom testdarab alakja igazodik a törőfej kúpos (szaggatott vonallal jelölve) és a mintatartó homorú alakjához

Az alkalmazott jelölések: h – a testdarab magassága a préselés előtt vagy után az indexnek megfelelően, d – a testdarab átmérője a préselés előtt, a és b – a testdarab tengelyei a préselést követően, $F_{crusher}$ – a törővel a testdarabra, kifejtette erő iránya

Figure 3. Schematic view of the lead test samples (A) before and (B) after squeezing them. Morphology of the lead test samples were accommodated to the conical shape of crushers (labelled by dashed line) and concave shape of sample holders

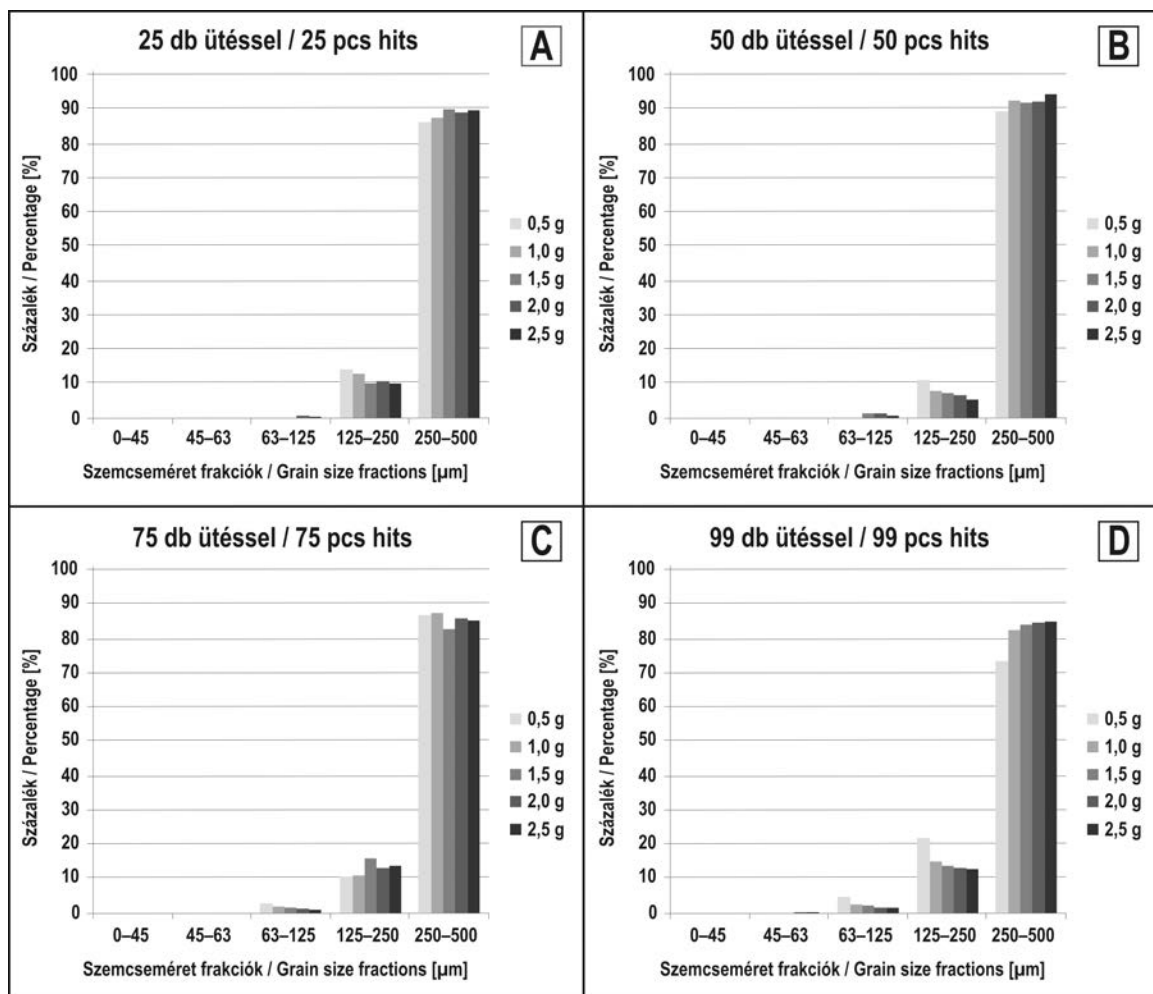
Applied labels are: h – is the high of the samples before or after squeezing them according to their index, d – is the diameter of the samples before squeezing them, a and b – are the axis of test sample after squeezing them, $F_{crusher}$ – is the direction of applied force on the test sample by crusher

A tisztítási eljárások

A kőzetminták kitermelése során alkalmazott öblítő folyadékok az ásványos alkotókkal közvetlenül érintkezve, azok felületén megkötődve, mint szennyezés jelentkeznek. Az adszorbeált komponensek eltávolítása kulcsfontosságú a vizsgálat során. Első lépésként — a töréstezteknel említett — analitikai tisztaságú kvarchomokot MI Swaco KCl vízbázisú polimer és Versaclean MKII olajbázisú fűrészpapkával szennyeztük 80 °C hőmérsékleten 90 percen keresztül. A szennyezett kvarchomok mintákat, azok szennyezését követően, mint a fűrészponton mosott, szárított furadékmintának tekintettük, amelyeket a minta-előkészítés során — a szennyezés típusának megfelelően — vizes vagy mosószeres tisztítás után szárítószekrényben 60 °C hőmérsékleten 24 órán keresztül szárítottuk. A tömegspektrometriás mérést minden egyes sorozatban szennyezetlen, vízbázisú és olajbázisú iszappal szennyezett kvarchomok mintákon végeztük el. Az egyes sorozatoknál a tömegspektrometriás mérést követően a szennyezetlen kvarc tömegspektrometriájának intenzitás értékei alapvonalat képeznek a szennye-

zett minták tömegspektrumainak intenzitás értékeihez képest. A szennyezett és a szennyezetlen kvarchomok minták esetében eltérő minta-előkészítési eljárásokat alkalmaztunk, összesen öt sorozatban. Az „A” sorozatban nem történt minta-előkészítés, a „B” és a „C” sorozatok esetében a tömegspektrometriás mérést rendre 24 órás és 48 órás 100 °C hőmérsékleten és 10⁻⁶ mbar nyomáson vákuumtisztításos előkészítés előzte meg. A „D” és az „E” jelű tesztek alkalmával a mintákat 1% (pH 10–11) és 2% (pH 12–13) töménységű rea-sol® detergens vizes oldatában, VWR típusú ultrahangos fürdőben, 40 °C hőmérsékleten, 30 percen keresztül tisztítottuk. Majd desztillált vizes öblítést követően 6 órán keresztül száradtak 60 °C hőmérsékletre beállított szárítószekrényben, amit 24 órás 100 °C hőmérsékletű és 10⁻⁶ mbar nyomású vákuumtisztítás követett. A mérések során a gázanalizátor egyes számú törőjét 50 db ütésszámmal és ütésenként 1 másodperc préselési idővel használtuk. A felszabaduló illó komponensek tömegspektrumának felvétele az 1–100 m/z tartományon, scanning módban történt.

A kapott tömegspektrumok alapján meghatároztuk a tisztítási arányokat, amely során a megfelelő szennyezett



4. ábra. A szemcseméret eloszlás alakulása a mintamennyiség fél grammos emelésének függvényében, az egyes számú törőben, (A) 25 db; (B) 50 db; (C) 75 db és (D) 99 db ütésszámú sorozatokat követően

Figure 4. The grain size distribution according to the increasing amount of sample at (A) 25 pcs; (B) 50 pcs; (C) 75 pcs and (D) 99 pcs beats rate in the crusher #1

minta tömegspektrumának egyes m/z értékeihez tartozó intenzitásértékeket a szennyezetlen kvarcminta tömegspektrumának azonos m/z értékeire normáltuk. Az adatok értelmezésekor a fluidumzárvány-sztratigráfia során vizsgált komponensek legjellemzőbb m/z értékeit vettük figyelembe (BARCLAY et al 2000, DILLEY & NORMAN 2007). Amennyiben a minták kellő tisztaságúak, akkor az egyes fragmentumokra számított tisztítási arányok értékei egy körüli értékeket vesznek fel.

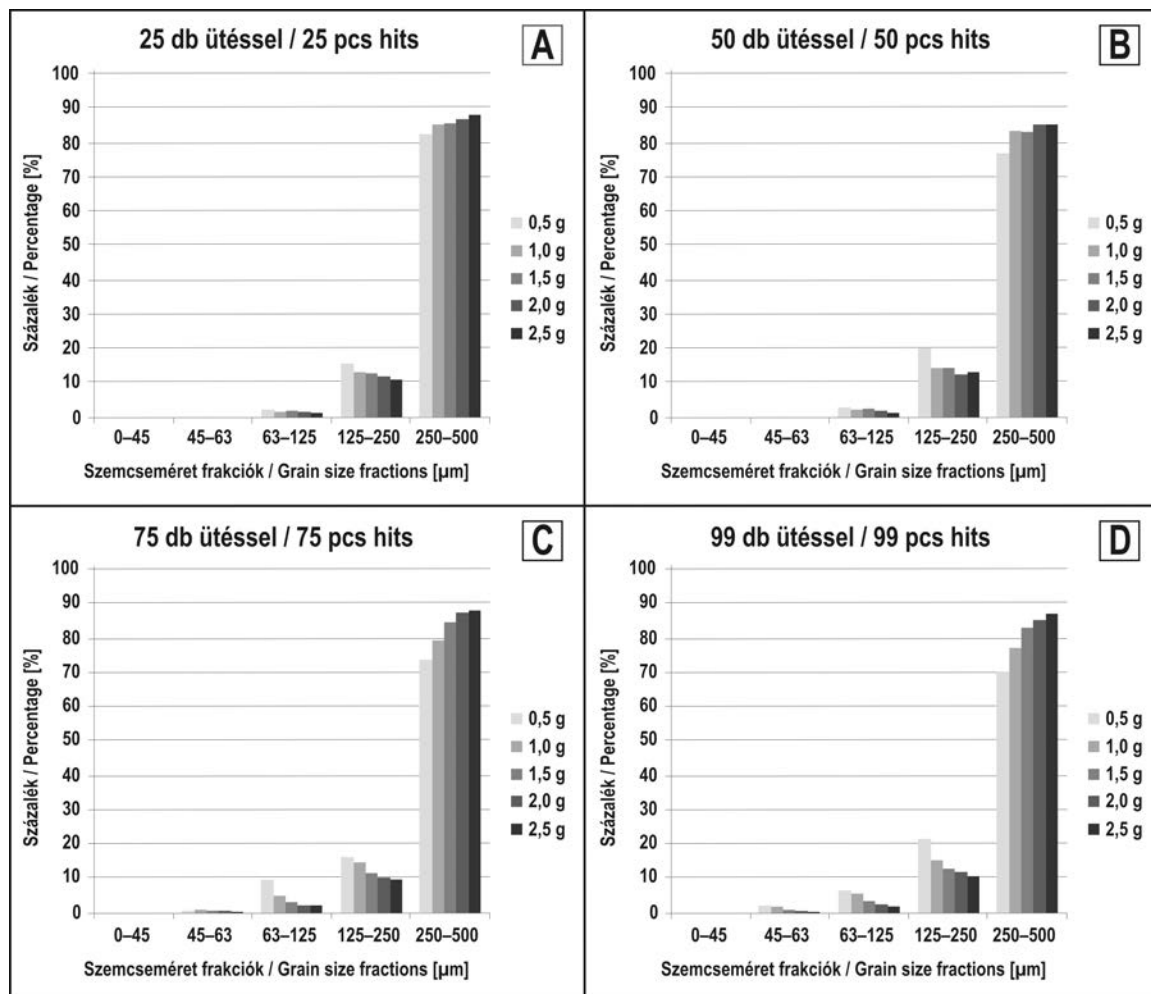
Eredmények

A törétesztek

A törétesztek eredményeit — törőnként lebontva — a szemcseméret-eloszlások példáján mutatjuk be, majd a törési hatékonyság alakulását tekintjük át az állandó ütőszám, a mintamennyiség és a préselés időtartama szerint. Ezt követően a törőnként megfelelő sorozatok korrelációját vizsgáljuk meg. Végül a pneumatikus törőegységek közvetett terhelés mérését tárgyaljuk.

Az egyes számú törő használatakor 25 db ütést követően jellemzően a 125–250 μm méretű szemcseméret frakció jelenik meg, azonban a mintamennyiség növelésével, 2,0 g felett, már a 63–125 μm méretű szemcsefrakció is megfigyelhető (4. ábra, A). Az ütőszám emelésével a 63–125 μm méretű szemcseméret 50 db ütést követően 1,5 g mintamennyiség mellett mérhető (4. ábra, B). 75 db ütőssel a 63–125 μm méretű szemcseméret frakció már 0,5 g minta esetében kimutatható (4. ábra, C). Az ütőszám további emelésével az aprózódás mértéke növekszik, azaz 2,0 g mintamennyiség 99 db ütőszámú törésekor már a 45–63 μm méretű szemcseméret frakció is mérhető (4. ábra, D). A kettes számú törőben a 63–125 μm méretű szemcseméret frakció a 25 db ütőszámú sorozat esetében 0,5 g mintamennyiség törését követően azonosítható (5. ábra, A), amelyet követően annak a megjelenése általános marad a további sorozatokban is (5. ábra). A 45–63 μm méretű szemcseméret tartomány 75 db ütést követően már 0,5 g tömegű kvarc törésénél mérhető (5. ábra, C).

Az egyes számú törő használatakor állandó mintamennyiséget használva, fél gramm minta törésénél, a 25–



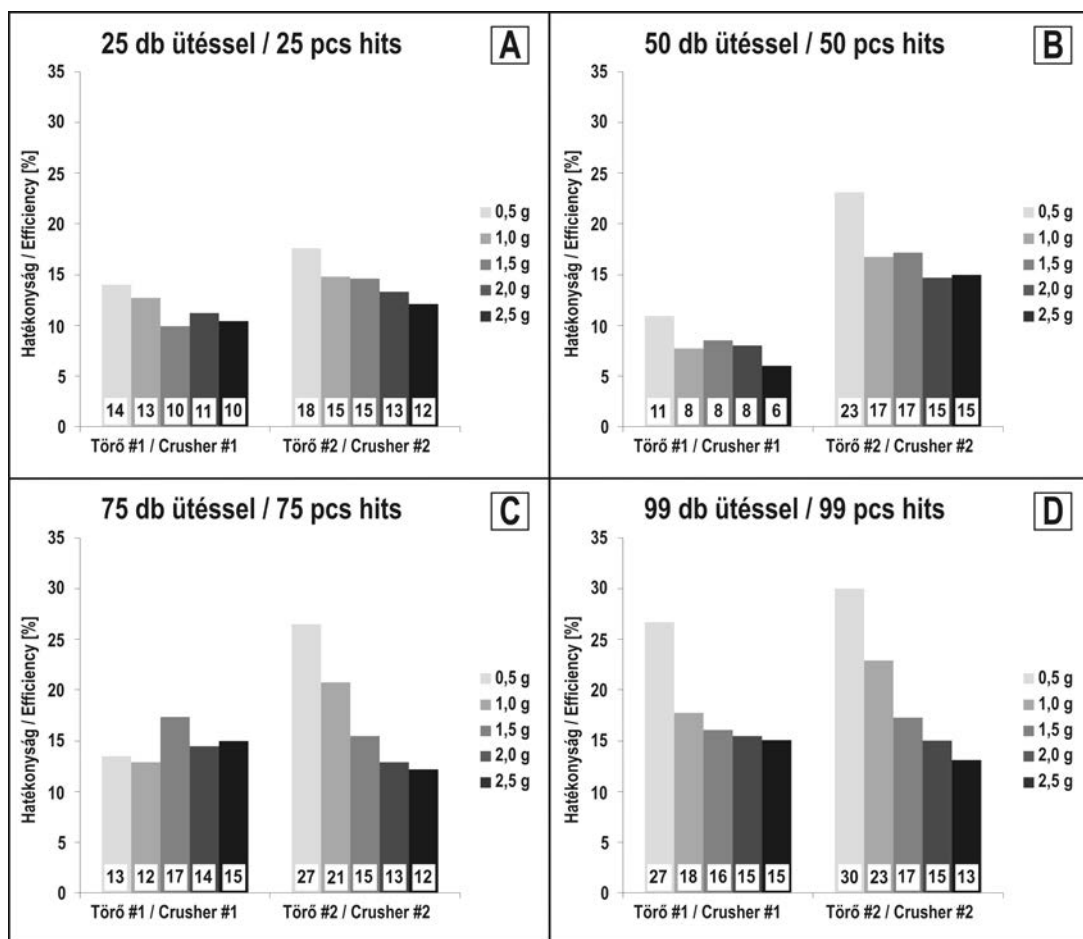
5. ábra. A szemcseméret-eloszlás alakulása a mintamennyiség fél grammos emelésének függvényében, a kettes számú törőben, (A) 25 db; (B) 50 db; (C) 75 db és (D) 99 db ütőszámú sorozatokat követően

Figure 5. The grain size distribution according to the increasing amount of sample at (A) 25 pcs; (B) 50 pcs; (C) 75 pcs and (D) 99 pcs beats rate in the crusher #2

75 db ütésszámú sorozatokban a hatékonyság 11–14%, de a maximális ütésszámú sorozat alkalmával 27% a törés hatékonysága (6. ábra). Az egy grammos mintamennyiségek törésekor az összes ütésszámú sorozatot figyelembe véve a zúzott minta aránya csökkenést mutat — 1–9% hatékonyságkülönbséggel — a fél grammos sorozatokhoz képest. 25 db ütést követően a hatékonyság 13% (6. ábra, A), 50 db ütést követően 8% (6. ábra, B), 75 db ütést követően 12% (6. ábra, C) és 99 db ütést követően 18% (6. ábra, D) a hatékonyság mértéke. A mintamennyiség további növelésével a 25 db ütésszámú sorozatban a 250 µm-nél kisebb szemcseméret frakciók aránya csökken, amely állandó 10–11% hatékonyságot mutat (6. ábra, A). Hasonló csökkenés figyelhető meg az 50 db ütésszámú sorozatban, ahol a mintamennyiség növekedését, rendre a 8%, 8% és 6%-os törési hatékonyság követi (6. ábra, B). Nagyobb mintamennyiséggel és emelkedő ütésszámmal elvégzett sorozatok alkalmával nem mutatkozik lényeges eltérés a hatékonyságban, az 14–17% (6. ábra, C és D). A kettes számú törő esetében a törési sorozatok és azok emelkedő mintamennyiségével állandó csökkenő tendencia rajzolódik ki az aprított kvarcminta-

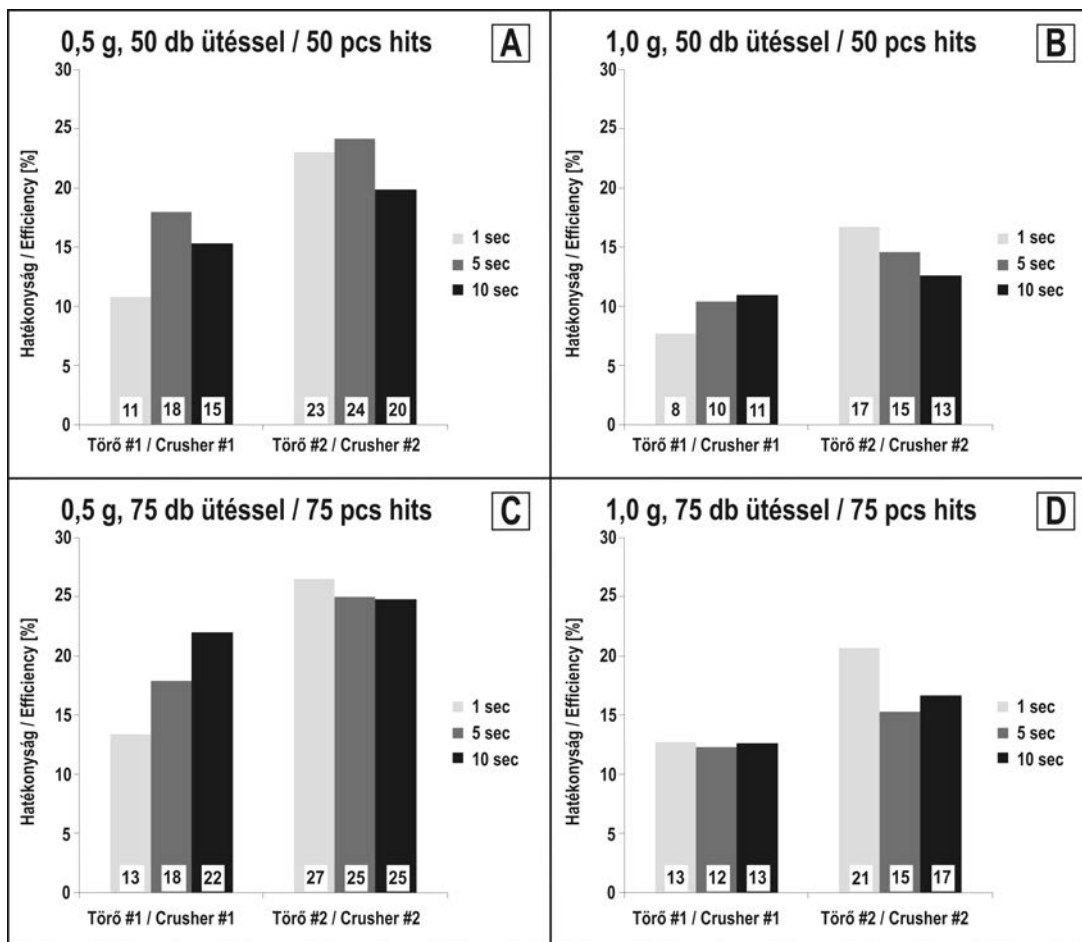
mennyiségében, így a törés hatékonyságában (6. ábra). A kettes számú törővel 0,5 g és 1,0 g mintamennyiség emelkedő ütésszámú törésekor rendre 18%, 23%, 27% és 30%, illetve 15%, 17%, 21% és 23% törési hatékonyság számítható (6. ábra, A és B). A mintamennyiséget tovább emelve, a törés hatékonysága az ütésszám növelésével nem fokozható 12–17% fölé (6. ábra, C és D).

Ezt követően megvizsgáltuk, hogy miként alakul a hatékonyság a préselési idő változásával (7. ábra). Az egyes számú törőnél a törési hatékonyság 50 db ütést követően 0,5 g és 1,0 g szitált kvarchomok használatakor növekszik az egy másodperces préselést követően számított hatékonyságokhoz képest (7. ábra, A és B). A 0,5 grammos sorozat esetében a törés hatékonysága az 1, 5 és 10 másodperces préselési idővel rendre 11%, 18% és 15% (7. ábra, A). Az 1,0 grammos sorozatban ez 8%, 10% és 11% a préselési idő növekedésének függvényében (7. ábra, B). Amikor a 0,5 g mennyiségű mintát 75 db ütessel törtük, akkor a hatékonyság a préselési idő emelésével rendre 13%, 18% és 22% értéket adott (7. ábra, C). Az 1,0 g mennyiségű kvarchomokkal elvégzett teszt alkalmával a hatékonyság az 1 másodpercnél tapasztalt 13%



6. ábra. A törés hatékonyságának alakulása az egyes törőknek megfelelően a mintamennyiség fél grammos emelésének függvényében, (A) 25 db; (B) 50 db; (C) 75 db és (D) 99 db ütésszámú sorozatokat követően. Az oszlopdiagramokon a törési hatékonyság egész számmal kerekített százalékos értékei olvashatók

Figure 6. The crushing efficiency according to the increasing amount of sample at (A) 25 pcs; (B) 50 pcs; (C) 75 pcs and (D) 99 pcs beats rate in the crushers. The efficiency values are written on the bar graphs as rounded integers



7. ábra. A törés hatékonyságának alakulása a préselés időtartamának növelésével, 50 db ütést követően (A) 0,5 g és (B) 1,0 g mintamennyiséget alkalmazva, illetve 75 db ütessel (C) 0,5 g és (D) 1,0 g mintamennyiséget használva mindkét törő esetében. Az oszlopdiagramokon a hatékonyság egész számra kerekített százalékos értékei olvashatók

Figure 7. The crushing efficiency according to the squeezing time at 50 pcs beats rate with (A) 0.5 g and (B) 1.0 g amount of sample, furthermore, at 75 pcs beats rate with (C) 0.5 g and (D) 1.0 g amount of sample in the crushers. The efficiency values are written on the bar graphs as rounded integers

értéktől nem mutat jelentős eltérést, 12%, illetve 13%-ot ér el a préselési idő növelésével (7. ábra, D).

A kettes számú törő használatakor a fentiekől eltérő eredményeket kaptunk. 50 db ütés és 0,5 g mintamennyiség esetén a törés hatékonysága 1 másodpercnél 23%, amely érték a préselési időt emelve 24%-ot mutat, majd 20%-ra csökken (7. ábra, A). Egy gramm mennyiséget 50 db ütésszámmal törve a törés hatékonyság értéke rendre 17%, 15% és 13% (7. ábra, B). A 75 db ütésszámú sorozatot vizsgálva a törési hatékonyság értékei rendre 27%, 25% és 25%, illetve 21%, 15% és 17%-os értékeket vesznek fel (7. ábra, C és D). Az utóbbi sorozatoknál a préselési idő növelésével közel állandó törési hatékonyság értékeket kaptunk, 25% és 16% körül. Amennyiben a hatékonyság függvényében állítunk sorrendet az egyes törési ciklusok és azok mintamennyiségei között (1. táblázat és 2. ábra), akkor kitűnik, hogy a 80% vagy a feletti normatív hatékonyság mindösszesen 12 sorozat esetében teljesül a megvizsgált 55 sorozatból.

Amennyiben a törőket egy adott mintasorozat mérésre alkalmával párhuzamosan használjuk, szükséges megállapítani, hogy törőnként mely sorozatok — ütésszám, minta-

mennyiség és préselési idő — korrelálhatóak egymással. Emiatt indokolttá vált a törési hatékonyság értékeinek statisztikai alapú (t- és f-próba) vizsgálata. A 25 db ütést követően a 0,5 g-os, 2,0 g-os és 2,5 g-os, a 75 db ütés után az 1,0 g-os, és 1,5 g-os, míg a 99 db ütéssel ismételt a 1,5 g-os, 2,0 g-os és 2,5 g-os sorozatok tekinthetők azonosnak 5% szignifikancia szinten. Amennyiben a szignifikancia szintet 0,1 értékben választjuk meg, akkor az eddigiek kiegészülnek a 25 db ütésszámú sorozat 1,0 g-os és a 99 db ütésszámú sorozat esetén további kettő, a 0,5 g-os és 1,0 g-os sorozatokkal. Összességében 20–20 sorozat törését követően a két törő között mindösszesen 8 sorozat esetében van jelentős azonososság 5% szignifikancia szinten, és további 3 sorozat tekinthető szignifikánsan azonosnak 10% szignifikancia szint mellett.

A gázanalizátor fejlesztése több ütemben valósult meg, így a műszer kezdetben csak egy törő egységgel volt szerelve. A műszerfejlesztés során utólag beépített második törőegység és a törőnként eltérő törési hatékonyságok ismeretében felmerült a kérdés azok eltérő működéséről, így a törők eltérő hatékonyságú üzemeléséről. A gázanalizátor

I. táblázat. A számított törési hatékonyságok százalékos sorrendje. A sorozatok jelölésénél rendre a törőegység – préselési idő – ütészám – mintamennyiség jelölést követtük

Table I. Percent ranking of calculated crushing efficiencies. The labels of series are in order of crusher – squeezing time – beating rate – amount of sample

Rangsoros normatív hatékonyság / Percent ranking [%]	Sorozat / Series	Rangsoros normatív hatékonyság / Percent ranking [%]	Sorozat / Series	Rangsoros normatív hatékonyság / Percent ranking [%]	Sorozat / Series
100,0	#2-1-99-0,5	65,4	#2-10-75-1,0	30,9	#2-1-75-2,0
98,1	#1-1-99-0,5	63,6	#1-1-99-1,5	29,0	#1-1-75-1,0
96,3	#2-1-75-0,5	61,8	#2-1-75-1,5	27,2	#1-10-75-1,0
94,5	#2-5-75-0,5	60,0	#1-1-99-2,0	25,4	#1-1-25-1,0
92,7	#2-10-75-0,5	58,1	#1-10-50-0,5	23,6	#2-10-50-1,0
90,9	#2-5-50-0,5	56,3	#2-5-75-1,0	21,8	#1-5-75-1,0
89,0	#2-1-50-0,5	54,5	#1-1-99-2,5	20,0	#2-1-75-2,5
87,2	#2-1-99-1,0	52,7	#2-1-99-2,0	18,1	#2-1-25-2,5
85,4	#1-10-75-0,5	50,9	#1-1-75-2,5	16,3	#1-1-25-2,0
83,6	#2-1-75-1,0	49,0	#2-1-50-2,5	14,5	#1-10-50-1,0
81,8	#2-10-50-0,5	47,2	#2-1-25-1,0	12,7	#1-1-50-0,5
80,0	#1-5-50-0,5	45,4	#2-1-25-1,5	10,9	#1-1-25-2,5
78,1	#1-5-75-0,5	43,6	#2-5-50-1,0	9,0	#1-5-50-1,0
76,3	#1-1-99-1,0	41,8	#1-1-75-2,0	7,2	#1-1-25-1,5
74,5	#2-1-25-0,5	40,0	#2-1-50-2,0	5,4	#1-1-50-1,5
72,7	#1-1-75-1,5	38,1	#1-1-25-0,5	3,6	#1-1-50-2,0
70,9	#2-1-99-1,5	36,3	#1-1-75-0,5	1,8	#1-1-50-1,0
69,0	#2-1-50-1,5	34,5	#2-1-25-2,0	0,0	#1-1-50-2,5
67,2	#2-1-50-1,0	32,7	#2-1-99-2,5		

üzemeltetése során a törők pneumatikus egységének közvetlen mérésére a műszer kialakítása révén nincs lehetőség, ezért azonos anyagú és dimenziójú ólomszeletek préselését végeztük el mindkét törővel, és azok alakváltozását mértük egy darab 10 másodpercig tartó préselést követően. A megvizsgált ólomszeletek átlagos magassága 2,6 mm, amelyek szórása 0,04 mm volt, azok átlagos átmérője 6,6–6,7 mm,

0,05 mm-es szórással. Az ütést követően a tesztdarabok minden mért dimenziója megváltozott. Az átmérők egy ellipszis tengelyének megfelelően 0,16 és 0,20 mm-rel megnyúltak. A nyúlás mértékéből és az eredeti átmérőkből számított fajlagos nyúlás, 0,024–0,030 értéket mutat mindkét törő esetében (II. táblázat). Az ólomszeletek préselését követően, azok felszínén megjelenik a törőfejek csúcsának

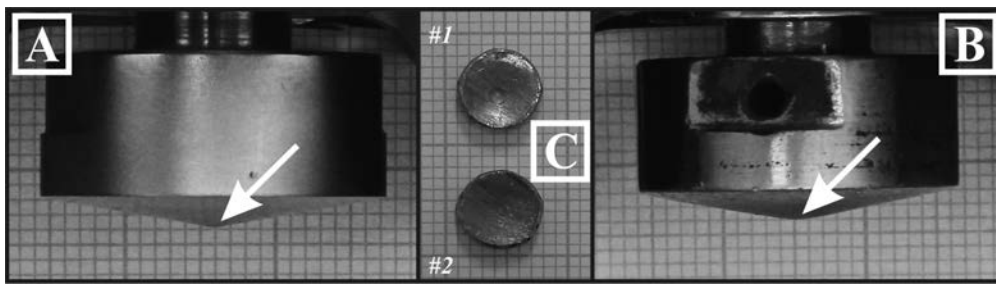
II. táblázat. Az ólom mintadarabok méretei és azok alakváltozása

Table II. Morphological parameters of the lead test samples

Letöltés táblája of samples	Törő #1	$h_{utána} / h_{előtte}$ [mm]	Átl. $h_{utána} / \text{average } h_{utána}$ [mm]	$h_{utána} / h_{előtte}$ [mm]	Átl. $h_{utána} / \text{average } h_{előtte}$ [mm]	Δh [mm]	$d_{utána} / d_{előtte}$ [mm]	$d_{utána} / d_{előtte}$ [mm]	Δd [mm]	$A_{utána} / A_{előtte}$ [mm ²]	$A_{utána} / A_{előtte}$ [mm ²]	ϵ
1/1	Törő #1	2,60	2,625	2,82	2,825	0,22	6,72	6,88	0,16	141,87	149,56	0,024
1/2		2,66		2,82		0,16	6,72	6,92	0,20			0,030
1/3		2,60		2,82		0,22	6,72	6,88	0,16			0,024
1/4		2,64		2,84		0,20	6,72	6,92	0,20			0,030
2/1	Törő #2	2,56	2,615	2,76	2,790	0,20	6,62	6,78	0,16	137,68	145,27	0,024
2/2		2,66		2,82		0,16	6,62	6,82	0,20			0,030
2/3		2,58		2,76		0,18	6,62	6,78	0,16			0,024
2/4		2,66		2,82		0,16	6,62	6,82	0,20			0,030

Az egyes adatok számításának menete: $\Delta h = (h_{utána} - h_{előtte})$; $\Delta d = (d_{utána} - d_{előtte})$; $A_{előtte} = r^2 \pi$; $A_{utána} = ab\pi$; $\epsilon = \Delta d / d_{előtte}$. Ahol h - a tesztdarab magassága a préselés előtt vagy után az indexnek megfelelően, Δh - a tesztdarab magasság változása, d - a tesztdarab átmérője a préselés előtt vagy után az indexnek megfelelően, Δd - a tesztdarab átmérőjének változása, A - a tesztdarab területe a préselés előtt vagy után az indexnek megfelelően, r - a tesztdarab keresztmetszetének sugara, ab - a tesztdarab keresztmetszetében a féltengelyek szorzata, π - konstans, ϵ - fajlagos nyúlás

The used equations for calculating: $\Delta h = (h_{after} - h_{before})$; $\Delta d = (d_{after} - d_{before})$; $A_{before} = r^2 \pi$; $A_{after} = ab\pi$; $\epsilon = \Delta d / d_{before}$. Where, h - the high of the sample before or after squeezing it according to their index, Δh - the high difference, d - the diameter of the samples before or after squeezing it according to their index, Δd - the diameter difference, A - the area of the samples before or after squeezing it according to their index, r - the radius of the sample before squeezing, ab - the multiplication of the half axis after squeezing, π - a constant, ϵ - the specific elongation



8. ábra. A gázanalizátor egyes számú (A), kettes számú (B) törőjének a feje és a deformált ólom mintadarabok a törők morfológiai negatívjaival (C)

Figure 8. The heads of crushers at (A) crusher #1, (B) crusher #2 and (C) the deformed lead samples with the crusher head prints

morfológiai negatívja (8. ábra). Az egyes számú törőt alkalmazva annak feje jellegzetes, 1 mm átmérőjű pontban intenzívebben deformálja az ólomszeletet, ezzel szemben a kettes számú törő feje nem hagyott dominánsabb nyomot a mintadarabon, az egyenletesen homorú alakot vett fel (8. ábra, C). A törőfejeket összehasonlítva (8. ábra, A és B) elmondható, hogy az egyes számú törő feje kúposabb alakú, mint a kettes számú törőé.

Tisztítási eljárások

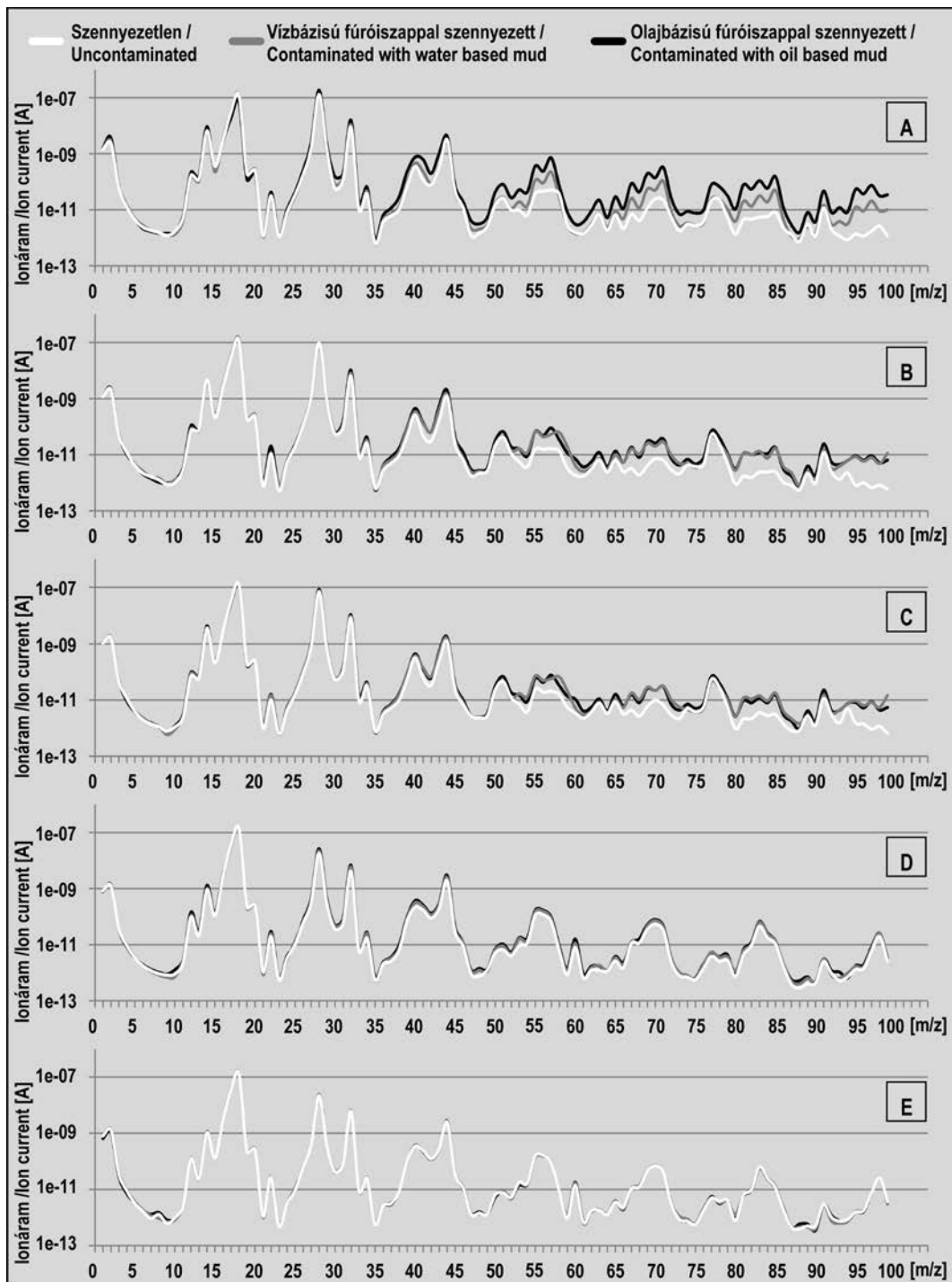
A minta-előkészítést nélkülöző minták tömegspektrumainak töltésegységre jutó tömeg szerinti intenzitás értékei folyamatos emelkedést mutatnak a szennyeztelen kvarcmin-tától, a vízbázisú fúróiszappal szennyezett mintákon keresztül az olajbázisú fúróiszappal szennyezett kvarcmin-táig. Ezek alapján az erőteljesebb szennyezésnek kitett minták azonos fajlagos tömegű értékeihez tartozó ionáram-intenzitás értékei nagyobb intenzitással jelentkeznek (9. ábra, A). A vákuumtisztítási eljárások eredményeképpen a szennye-zett mintákból mért tömegspektrumok intenzitás-értékei- nek eltérése csökken (9. ábra, B és C), azok a 35 m/z értéke-ig egyre inkább a tiszta kvarc tömegspektrumához hasonlí- tanak. A szennyezett és szennyeztelen minták megfelelő értékeinek hányadosából képzett tisztítási arányokat is figyelembe véve (10. ábra és III. táblázat), a magasabb m/z értékek esetében is csökkenés mutatkozik a vákuumtisztí- tásos eljárást alkalmazva, illetve annak időtartamát növelve. A megfelelő tömegspektrumok esetében további intenzitás- beli különbségek csökkenése figyelhető meg, amennyiben a minták előkészítését lúgos mosási eljárással egészítjük ki. Mindezek következményeképpen a szennyezett minták tö- megspektruma egybeesik a tiszta kvarc tömegspektrumával (9. ábra, D és E). Az egyes fragmentumokra számított tisztítási arányok értékeiben lényeges különbségek mutat- koznak a fúróiszapp típusoknak megfelelően (10. ábra). A vízbázisú fúróiszappal szennyezett minták esetében számí- tott tisztítási arányok egy körül ingadoznak (10. ábra, A), ezzel szemben az olajbázisú iszappal szennyezettek eseté- ben ez nem teljesül (10. ábra, B). Az arány szignifikánsan 5–10-szeres, illetve 5–30-szoros eltérést mutat az eltérő szennyezéseknek megfelelően a magasabb m/z értékek esetében. A számított vízbázisú és olajbázisú tisztítási arányok értékei egyhez közelítenek, amennyiben a vákuum-

tisztítási eljárást mosással egészítjük ki. A leghatékonyabb tisztítás a 2% töménységű (pH 12–13) rea-sol® detergens vizes oldatának alkalmazásával érhető el (9. és 10. ábra).

Az eredmények értelmezése

A vizsgálatok során alkalmazott kvarcminta a kőzetmin- ták polimineralikus ásványos összetételét tekintve egysze- rűsítésnek számít, azonban számos lelőhelyről, mélyfúrás- ból származó kőzetminta megfelelő közelítésének tekint- hető. A töréskereszt elvégzésének a célja az optimális törés- szám és a mintamennyiség meghatározása volt, mivel e két paraméter ismerete jelentősen befolyásolja a törés során a minta aprózódásának a mértékét, ennél fogva a vizsgált min- tában jelenlévő fluidumzárványok felnyílásának a valószí- nűségét. Ugyanakkor megmutatják, hogy nagyobb anyag- mennyiség alkalmazása (amely reprezentatívabb a vizsgált ásványos összetevőre, kőzetre, mélységre stb.) és ezzel egy- idejűleg a magasabb ütésszám használata valóban több könnyen illó komponens felszabadítását eredményezi-e a fluidumzárványokból.

A töréskereszt alkalmazásával az azonos ütésszámú sorozatok esetében jellemző a magasabb törési hatékonyság a 0,5 g-os és 1,0 g-os sorozatokban, valamint a vizsgált kvarc mintamennyiségének növelésével közel állandó törési hatékony- ság érhető el (2. és 4–6. ábrák). Az aprózódott kvarc mennyiségének csökkenése mellett maximálisan 2–3% eltérés figyelhető meg a törési hatékonyságban a mintamen- nyiség emelését követve (6. ábra). Amennyiben a hatékonyság függvényében állítunk fel sorrendet az egyes törési ciklusok és azok mintamennyiségei között (2. ábra, és I. táblázat), akkor nyilvánvalóvá válik, hogy — bár a két törő alkalmazásakor eltérő mértékben — az ütésszám emelése pozitívan, míg a mintamennyiség növelése negatívan hat a törés hatékonyságára (2. és 6. ábrák). Az azonos ütésszámú sorozaton belül a mintamennyiség növelése csökkenti a hatékonyságot, amelyre hatással van a minta tömörödése. Az ütések során az ismétlődő aktív és nyugalmi periódusok alatt a szemcsék kis mértékben elcsúszhatnak egymáson, amely révén azok tovább aprózódnak, ami az egyre csökkenő szemcseméret megjelenésével igazolható (4. és 5. ábra). A növekvő mintamennyiséggel és a csökkenő szem-



9. ábra. A tisztítási eljárásokat követően mért tömegspektrumok, ahol a mintát (A) előkészítés nélkül; (B) 24 órás vákuumtisztítási előkészítést követően; (C) 48 órás vákuumtisztítási előkészítést követően; (D) 1% töménységű és (E) 2% töménységű rea-sol® detergens vizes oldatos mosást és 24 órás vákuumtisztítási kezelést követően vizsgáltuk

Figure 9. The registered mass spectras at (A) without sample preparation, then using (B) 24 hours and (C) 48 hours vacuum cleaning. Thereafter, washing the samples with (D) 1% concentration and (E) 2% concentration of rea-sol® detergent solution and applying 24 hours vacuum cleaning

csemérettel a szemcsék egyre szorosabban illeszkednek, azaz a szemcsék egymáson történő elmozdulásának a lehetősége csökken, ami a magasabb ütésszámú sorozat végére a tesztminta tömörödésében („pasztillázódásában”) nyilvánul meg. Emiatt az aprózódás egy adott ütésszámot követően blokkolódik.

A törőnként eltérő törési hatékonyság értékekben hasonlóság mutatkozik abban a tekintetben, hogy a kezdetben megfigyelhető növekvő hatékonyság a préselési idő növelésével tovább nem fokozható. Az ütésszám, a mintamenyiség és a törési idő folyamatos növelésével csupán 1–2% törési hatékonyság változás érhető el (7. ábra, B és D).

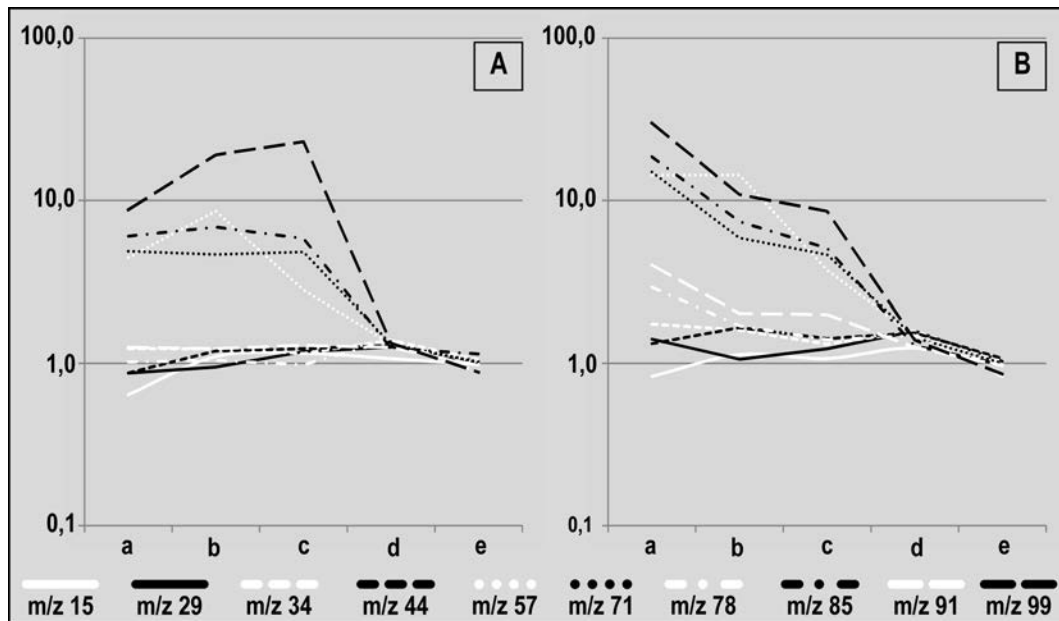
III. táblázat. A tisztítási arányok a sorozatoknak megfelelően

Table III. The calculated cleaning proportions for water based and oil based ratios. The labels in the header are according to the applied cleaning procedures

Sorozat / Series	A		B		C		D		E	
	Tisztítási arányok / Cleaning proportions									
	Vizes / WBM	Olajos / OBM	Vizes / WBM	Olajos / OBM	Vizes / WBM	Olajos / OBM	Vizes / WBM	Olajos / OBM	Vizes / WBM	Olajos / OBM
15	0,64	0,83	1,10	1,13	1,15	1,07	1,07	1,24	0,98	0,98
29	0,87	1,41	0,95	1,06	1,18	1,23	1,26	1,48	1,03	1,01
34	1,23	1,74	1,23	1,60	1,15	1,31	1,39	1,58	1,05	1,03
44	0,87	1,32	1,19	1,66	1,23	1,42	1,29	1,54	1,01	1,07
57	4,42	14,26	8,59	14,34	2,81	3,72	1,31	1,47	1,02	1,03
71	4,85	14,96	4,63	5,86	4,81	4,62	1,31	1,44	1,02	1,00
78	1,02	2,92	1,04	1,70	0,98	1,40	1,39	1,48	0,88	0,83
85	6,01	18,54	6,83	7,38	5,82	5,06	1,24	1,28	1,14	0,98
91	1,25	3,99	1,23	2,02	1,29	1,99	1,25	1,25	0,97	0,97
99	8,73	29,92	19,06	10,85	22,97	8,55	1,33	1,39	0,88	0,86

(A) minta-előkészítés nélkül; (B) 24 órás vákuumtisztításos előkészítést követően; (C) 48 órás vákuumtisztításos előkészítést követően; (D) 1%-os és (E) 2%-os rea-sol® oldatos tisztítást és 24 órás vákuumtisztításos kezelést követően.

(A) – without sample preparation, then using (B) – 24 hours and (C) – 48 hours vacuum cleaning. Thereafter, washing the samples with (D) – 1% concentration and (E) – 2% concentration of rea-sol® detergent solution and applying 24 hours vacuum cleaning. The used abbreviations are WBM – for contamination of water based mud and OBM – for contamination of oil based mud



10. ábra. A III. táblázat m/z értékeire számított (A) vízbázisú és (B) olajbázisú tisztítási arányok.

Az abcissa tengely jelölései: a – minta-előkészítés nélkül, b – 24 órás vákuumtisztításos előkészítést követően, c – 48 órás vákuumtisztításos előkészítést követően, d – 1% töménységű és e – 2% töménységű rea-sol® detergens vizes oldatos mosást és 24 órás vákuumtisztításos kezelést követően

Figure 10. The calculated cleaning proportions for (A) water based ratios and (B) oil based ratios.

Legend of axis is according to the applied cleaning procedures: a – without sample preparation, then using b – 24 hours and c – 48 hours vacuum cleaning. Thereafter, washing the samples with d – 1% concentration and e – 2% concentration of rea-sol® detergent solution and applying 24 hours vacuum cleaning

Általánosan elmondható, hogy az egyes számú törőt hosszabb préselési időtartammal működtetve — alacsony mintamennyiség esetén — a hatékonyság mértéke fokozható. A kettes számú törő esetében a törés hatékonysága a törésszám, a mintamennyiség és a törésidő növelésével nem emelhető (7. ábra). Az eltérő szemcseméret-eloszlások (4. és 5. ábra) és a törési hatékonyságok (2. és 6–7. ábra, I. táblázat) alapján, azonos feltételek mellett a két törő eltérő határfokon üzemel, ami hatással lehet a felrepszett fluidumzárványok mennyiségére.

Az ólom tesztadarabok préselését követően azok magasságában bekövetkezett változás a mintatartó homorú és a törőfej domború alakja, továbbá a morfológiai paraméterek mérési módszere miatt mutat eltérést (3. ábra, és II. táblázat). A tesztminta alakja a préselődés során igazodott a törőfej és a mintatartó formájához, amelyek értelmében a préselés mértéke nem azonosítható az ólomminták függőleges tengelyének irányában (3. ábra). Az átmérők mentén bekövetkező azonos mértékű fajlagos nyúlás alapján megállapítható, hogy a törők pneumatikus egységének működése során a minta-

darabokra átdarabolt erők nagysága azonos (II. táblázat). A törőfejeket összehasonlítva (7. ábra, A és B) elmondható, hogy az egyes számú törő feje kis mértékben kúposabb alakú, mint a kettes számú törő. A törőfejek szemmel látható, kis mértékű eltéréseit feltehetőleg a gázanalizátor többlépcsős fejlesztése, így a gyakoribb használatból eredő mechanikai deformáció, kopás okozza, amely révén a kopottabbnak tekinthető kettes számú törő feje egyenletesebben tölti ki a mintatartóban rendelkezésre álló teret. A töréssztek eredményének tükrében a törőfejek kismértékben eltérő alakja jelentős hatással van a minta aprózódásának mértékére.

Mindazonáltal a kvarcscemcséken azonos ütésszámmal, mintamennyiséggel és préselési idővel elvégzett töréssztek alapján a pneumatikus törőegységeknek eltérő a törési hatékonysága. A törési hatékonyságok különbözőségét a törőfejek eltérő mértékű koptatottsága okozza. Ezek értelmében az eltérő törőfejekkel szerelt törőegységek felváltva történő alkalmazása még hosszabb mintasorozat, azaz nagyobb mintaszám esetében sem javasolt, mivel a felrepszthető fluidumzárványok mennyisége szoros kapcsolatban áll a zúzott minta mennyiségével, azaz a törési hatékonysággal.

A tömegspektrométer ipari felhasználása széleskörű, azonban az önálló tömegspektrometriás mérési módszeren alapuló fluidumzárvány-sztratigráfia leginkább a geotermikus és a szénhidrogén iparban terjedt el. Bármely fúrás technológiai eljárás során a felfúrt kőzet felszínre hozatalakor úgynevezett fúróiszapot, azaz öblítő közeget alkalmaznak, amely lehet gáz, gőz, hab vagy folyadék állapotú (GROWCOCK & HARVEY 2005). Ezek közül a legelterjedtebben alkalmazott a folyékony öblítő közeg, amelyek két fő csoportba tartoznak, víz-, illetve olajbázisú iszapok. Az utóbbi fúróiszap típusát, annak a vízbázisú iszappal szembeni jobb kenőképessége, hőtürelmese és egyes kőzet típusokkal (kőso, anhidrit, agyag) szembeni alacsonyabb reaktivitása miatt alkalmazzák (DARLEY & GRAY 1988). Mélyfúrás során felaprított kőzet a fúróiszappal közvetlenül érintkezve elkerülhetetlenül szennyezést szenved, amelynek hatása eltérő a használt fúróiszap típusától és az adott kőzet ásványos alkotóinak kémiai és fizikai tulajdonságaitól függően. Mindezek értelmében a kőzetminta szennyezettségének minimalizálása vagy annak megszüntetése lényeges analitikai szempont, mivel tömegspektrometriás mérési eljárással akár nanogramm mennyiségű komponens kimutatására is lehetőség nyílik (NORMAN & MUSGRAVE 1994, SALVI & WILLIAMS-JONES 2003). A szennyezett minták vizsgálatával — célirányosan — a szemcsék felületén a szennyező oldatokból megkötött komponensek mérhetőségét, továbbá a minta tisztíthatóságát határoztuk meg. A minta-előkészítés során vákuumtisztítási eljárást alkalmazva, illetve annak időtartamát növelve a fúróiszappal szennyezett minták esetében az adszorpció mértéke csökkenthető, viszont a minta felületi szennyezettsége nem szüntethető meg teljes mértékben. A minták előkészítését lúgos mosási eljárással kiegészítve, a szennyezett és a szennyeztelen minták tömegspektrumain látható intenzitáskülönbség további csökkentése érhető el. A leghatékonyabb eljárás a 2% töménységű rea-sol® detergens vizes oldatával biztosított, aminek a segítségével az eredetileg szennyezett minták tömegspekt-

ruma — a megvizsgált m/z értékekre — átlagosan 97–99% pontossággal megegyezik a szennyeztelen minta tömegspektrumával (9. és 10. ábra, III. táblázat).

Összefoglaló következtetések

Munkánk során a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén többlépcsős fejlesztési projekt keretében elkészült gázanalizátor furadékmintákra kidolgozott módszertani fejlesztését mutattuk be.

A töréssztek elvégzésével meghatároztuk az egyes törők hatékonyságát, ezzel összefüggésben a mérésekhez szükséges optimális mintamennyiséget és ütésszámot. A tesztek alapján a tömegspektrometriás mérési eljárás alapuló gázanalizátor alkalmazása során — a törőfejek jelenlegi kialakítása mellett — a kettes számú törőt alkalmazzuk. A furadékminta törésének fokozásához szükséges vizsgálati anyagmennyiség 0,5–1,0 g, a mérések időtartamát is figyelembe véve a zárványok felnyitásához szükséges a minimum 50 db ütésszám és az egy másodperces préselési idő. A gázanalizátorral elvégzett tömegspektrometriás mérést megelőzően a minták mosószeres, majd vákuumtisztítási kezelése elengedhetetlen a minta felületén megkötődött szerves vagy szervetlen eredetű szennyezők megfelelő mértékű eltávolításához, amely így növeli az egy mintára fordított fajlagos vizsgálati idő hosszát és költségét.

Azonos alakú törőfejek alkalmazásával lehetőség nyílik a törőegységek felváltva történő alkalmazására, amely nagyobb mintaszám esetében jelentősen lerövidíti a minták vizsgálatának az idejét. A törőfejek eltérő mértékű mechanikai kopása hatással van a törés hatékonyságára, amelynek értelmében elkerülhetetlen a hatékonyság időszakos ellenőrzése, továbbá a törőfej kopófelületének „újragondolása” és helyettesítése például wolfram-karbiddal.

A megvizsgált minta-előkészítési és mérési eljárásokat felhasználva a kőzetmintákban csapódott fluidumzárványok gáz- és illékonyanyag-tartalmának kémiai összetétele és azok fúrásszelvény mentén történő változásának összehasonlítása a tömegspektrometriás mérési eljárás alapuló gázanalizátor felhasználásával megvalósítható. A megvizsgálható kőzetminták mintavételezése, azok kitermelést követő kezelése vagy tárolása nem befolyásolja a kőzetmintákba zárt fluidumzárványok kémiai összetételét. Ennek megfelelően, számos terület vizsgálata során — függetlenül a fúráspontok mélyítésének időpontjától — plusz információt biztosít a paleo-fluidumrendszer kémiai összetételéről, fázishatárokról vagy migrációról. Mindezen felül, a fúrómagokkal ellentétben a furadékminták általánosan rendelkezésre állnak a mélyfúrások kivitelezése során, amelyek vizsgálata gyorsan, akár több fúráspontra — medence léptékben — is kivitelezhető.

Köszönetnyilvánítás

A gázanalizátor felhasználói ezúton is köszönik Dr. MILOTA Katalin, KISS Károly és Dr. RICZA Tamás (MOL

Nyrt.) megértő támogatását és segítségét a berendezés Orsolyának és egy anonim olvasónak a kézirat bírálata építési periódusában. Köszönettel tartozunk Dr. GYÖRI során végzett munkájáért.

Irodalom — References

- ABELL, P. I., DRAFFAN, G. H., EGLINTON, G., HAYES, J. M., MAXWELL, J. R. & PILLINGER, C. T. 1970: Organic analysis of the returned lunar sample. — *Science* **167**, 757–759. <https://doi.org/10.1126/science.167.3918.757>
- AHMED, M. & GEORGE, S. C. 2004: Changes in the molecular composition of crude oils during their preparation for GC and GC-MS analyses. — *Organic Geochemistry* **35**, 137–155. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2003.10.002>
- ANDREWS, F. F. & GIBSON, E. K. 1979: Release and analysis of gases from geological sample. — *American Mineralogist* **64**, 453–463.
- AZMEY, K. & BLAMEY, N. J. F. 2013: Source of diagenetic fluids from fluid-inclusion gas ratios. — *Chemical Geology* **347**, 246–254. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.04.011>
- BARCLAY, S. A., WORDEN, R. H., PARNELL, J., HALL, S. M. & STERNER, S. M. 2000: Assessment of fluid contacts and compartmentalization in sandstone reservoirs using fluid inclusions: an example from the Magnus oil field, North Sea. — *AAPG Bulletin* **84**, 489–504. <https://doi.org/10.1306/c9ebce2d-1735-11d7-8645000102c1865d>
- BARKER, C. G. 1965: Mass spectrometric analysis of the gas evolved from some heated natural minerals. — *Nature* **205**, 1001–1002. <https://doi.org/10.1038/2051001a0>
- BARKER, C. & SMITH, M. P. 1986: Mass spectrometric determination of gases in individual fluid inclusions in natural minerals. — *Analytical Chemistry* **58**, 1330–1333. <https://doi.org/10.1021/ac00298a013>
- BARKER, C. & TORDELSON, B. E. 1975: Gas adsorption on crushed quartz and basalt. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **39**, 212–218. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90173-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90173-8)
- BLAMEY, N. J. F. 2012: Composition and evolution of crustal, geothermal and hydrothermal fluids interpreted using quantitative fluid inclusion gas analysis. — *Journal of Geochemical Exploration* **116–117**, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.03.001>
- BODNAR, R. J. & STERNER, S. M. 1985: Synthetic fluid inclusions in natural quartz. II. Application to PVT studies. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 1855–1859. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90080-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90080-8)
- BRAY, C. J., SPOONER, E. T. C. & THOMAS, A. V. 1991: Fluid inclusion volatile analysis by heated crushing, on-line gas chromatography; applications to Archean fluids. — *Journal of Geochemical Exploration* **42**, 167–193. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(91\)90066-4](https://doi.org/10.1016/0375-6742(91)90066-4)
- BREWSTER, C. & HALL, D. 2001: Deep, geopressured gas accumulation and Fluid Inclusion Stratigraphy (FIS) signatures: exploration implications from the lower Miocene trend, Gulf of Mexico. — *Houston Geological Society Bulletin* **43**, 27–33.
- CHANNER, D. M. DER., BRAY, C. J. & SPOONER, E. T. C. 1999: Integrated cation-anion/volatile fluid inclusion analysis by gas and ion chromatography; methodology and examples. — *Chemical Geology* **154**, 59–82. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(98\)00124-7](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(98)00124-7)
- DARLEY, H. C. H. & GRAY, G. R. 1988: *Composition and properties of drilling and completion fluids*. — Gulf Professional Publishing, Houston, USA (ISBN: 0-87201-147-X), 654 p.
- DAVY, H. 1822: On the state of water and aeriform matter in cavities found in certain crystals. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **112**, 367–376. <https://doi.org/10.1098/rstl.1822.0028>
- DILLEY, L. M. & NORMAN, D. I. 2005: Using fluid inclusion stratigraphy analyses to distinguish producing wells from non-producing wells in the Coso Geothermal Field, California — *Proceedings World Geothermal Congress* 1–6.
- DILLEY, L. M. & NORMAN, D. I. 2007: *Fluid Inclusion Stratigraphy, A new method for geothermal reservoir assessment*, Energy Research and Development Division, Final project report. — CEC-500-2013-064, New Mexico Institute of Mining and Technology, California Energy Commission, 106 p.
- GEORGE, S. C. & AHMED, M. 2002: Use of aromatic compound distributions to evaluate organic maturity of the Proterozoic middle Velkerri Formation, McArthur Basin, Australia. — In: KEEP, M. & MOSS, S. J. (eds): *The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium*, Perth, WA., 253–270.
- GEORGE, S. C., LISK, M., EADINGTON, P. J. & QUEZADA, R. A. 2002: Evidence for an early, marine-sourced oil charge to the Bayu Gas-Condensate Field, Timor Sea. — In: KEEP, M. & MOSS, S. J. (eds): *The Sedimentary Basins of Western Australia 3. Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium*, Perth, WA., 465–474.
- GEORGE, S. C., VOLK, H. & AHMED, M. 2007: Geochemical analysis techniques and geological applications of oil-bearing fluid inclusions, with some Australian case studies. — *Journal of Petroleum Science and Engineering* **57**, 119–138. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2005.10.010>
- GOGUEL, R. 1963: Die chemische Zusammensetzung der in den Mineralen einiger Granite und ihrer Pegmatite eingeschlossenen Gase und Flüssigkeiten. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **27**, 155–181. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(63\)90056-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(63)90056-5)
- GRANEY, J. R., KESLER, S. E. & JONES, H. D. 1991: Application of gas analysis of jasperoid inclusion fluids to exploration for micron gold deposits. — *Journal of Geochemical Exploration* **42**, 91–106. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(91\)90061-x](https://doi.org/10.1016/0375-6742(91)90061-x)
- GROWCOCK, F. & HARVEY, T. 2005: Drilling fluids. — In: ASME Shale Shaker Committee, *Drilling Fluids Processing Handbook*, Gulf Professional Publishing, Elsevier, Burlington, USA (ISBN: 0-7506-7775-9), 15–68. <https://doi.org/10.1016/b978-075067775-2/50003-2>
- HART, B. S. & STEEN, A. S. 2015: Programmed pyrolysis (Rock-Eval) data and shale paleoenvironmental analyses: A review. — *Interpretation* **3/1**, SH41–SH58. <https://doi.org/10.1190/INT-2014-0168.1>
- HURAI, V., HURAIÓVÁ, M., SLOBODNIK, M. & THOMAS, R. 2015: *Geofluids, Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes*. — Elsevier (ISBN: 978-0-12-803241-1), 490 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803241-1.09979-2>
- KESLER, S. E., BODNAR, R. J. & MERNAGH, T. P. 2013: Role of fluid and melt inclusion studies in geologic research. — *Geofluids* **13**, 398–404. <https://doi.org/10.1111/gfl.12055>
- KESLER, S. E., HAYNES, P. S., CREECH, M. Z. & GORMAN, J. A. 1986: Application of fluid inclusion and rock-gas analysis in mineral exploration. — *Journal of Geochemical Exploration* **25**, 201–215. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(86\)90014-2](https://doi.org/10.1016/0375-6742(86)90014-2)

- LISK, M., GEORGE, S. C., SUMMONS, R. E., QUEZADA R. A. & O'BRIEN, G. W. 1996: Mapping hydrocarbon charge histories: detailed characterisation of the South Pepper oil field, Carnarvon Basin. — *Australian Petroleum Production & Exploration Association Journal* **36**, 445–464. <https://doi.org/10.1071/aj95024>
- LIU, K., EADINGTON, P. & COGHLAN, D. 2003: Fluorescence evidence of polar hydrocarbon interaction on mineral surfaces and implications to alteration of reservoir wettability. — *Journal of Petroleum Science and Engineering* **39**, 275–285. [https://doi.org/10.1016/s0920-4105\(03\)00068-8](https://doi.org/10.1016/s0920-4105(03)00068-8)
- LIVSEY, A., CARMODY, S. & RAHARJA, M. 2014: The use of fluid inclusion information to understand hydrocarbon charge history in the Sokang through, East Natuna Basin. — *Proceedings, Indonesian Petroleum Association, Thirty-Eight Annual Convention & Exhibition, IPA14-G-362*, 362–379.
- MIRANDA, J. A., HALL, D. L., O'BRIEN, G. W., PHUKHAO, W., GOLDIE DIVKO, L. M., CHAO, J. C., CAMPI, M. J., EID, R. & TINGATE, P. R. 2013: *Fluid Inclusion stratigraphy in the Gippsland Basin: Implications for geological carbon storage*. — Department of Primary Industries, Victoria, Australia (ISBN: 978-1-74326-408-9), 60 p.
- MOORE, J. N., NORMAN, D. I. & KENNEDY, B. M. 2001: Fluid inclusion gas compositions from an active magmatic-hydrothermal system: a case study of the Geysers geothermal field, USA. — *Chemical Geology* **173**, 3–30. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(00\)00265-5](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(00)00265-5)
- MUNZ, I. A. 2001: Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and application. — *Lithos* **55**, 195–212. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(00\)00045-1](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(00)00045-1)
- NORMAN, D. I., MOORE, J. N., YONAKA, B. & MUSGRAVE, J. 1996: Gaseous species in fluid inclusions: a tracer of fluids and indicator of fluid process. — *Proceedings: Twenty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford Geothermal Program, Workshop Report SGP-TR-151, Stanford University, Stanford, California, 233–240.
- NORMAN, D. I. & MUSGRAVE, J. A. 1994: N₂-Ar-He compositions in fluid inclusions: Indicators of fluid source. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58/3**, 1119–1131. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90576-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90576-2)
- NORMAN, D. I. & SAWKINS, F. J. 1987: Analysis of volatiles in fluid inclusions by mass spectrometry. — *Chemical Geology* **61**, 1–10. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90020-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90020-9)
- OHM, S. E. & HANEFERD, H. 2011: Drilling conditions making wells unsuitable for fluid inclusion studies on drill cuttings. — *AAPG Bulletin* **95**, 537–558. <https://doi.org/10.1306/08181010035>
- PANG, L. S. K., GEORGE, S. C. & QUEZADA, R. A. 1998: A study of the gross composition of oil-bearing fluid inclusions using high performance liquid chromatography. — *Organic Geochemistry* **29**, 1149–1161. [https://doi.org/10.1016/s0146-6380\(98\)00135-1](https://doi.org/10.1016/s0146-6380(98)00135-1)
- PARNELL, J., MIDDLETON, D., HONGHAN, C. & HALL, D. 2001: The use of integrated fluid inclusion studies in constraining oil charge history and reservoir compartmentation: examples from the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland. — *Marine and Petroleum Geology* **18**, 535–549. [https://doi.org/10.1016/s0264-8172\(01\)00018-6](https://doi.org/10.1016/s0264-8172(01)00018-6)
- PIPEROV, N. B. & PENCHEV, N. P. 1973: A study on gas inclusions in minerals. Analysis of the gases from micro-inclusions in allanite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **37**, 2075–2097. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90009-4)
- PETERSILE, I. A. & SÖRENSEN, H. 1970: Hydrocarbon gases and bituminous substances in rocks from the Ilímaussaq alkaline intrusion, South Greenland. — *Lithos* **3**, 59–76. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(70\)90088-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(70)90088-5)
- ROEDDER, E. 1962: Studies of fluid inclusions I: Low temperature application of dual-purpose freezing and heating stage. — *Economic Geology* **57**, 1045–1061. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.57.7.1045>
- ROEDDER, E. 1963: Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. — *Economic Geology* **58**, 167–211. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.2.167>
- ROEDDER, E. 1970: Application of an improved crushing microscope stage to studies of the gases in fluid inclusions. — *Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **50/1**, 41–58.
- ROEDDER, E. 1972: Composition of fluid inclusions. — *United States Geological Survey Professional Paper* **440-JJ**, Washington, 199 p.
- ROEDDER, E., INGRAM, B. & HALL, W. E. 1963: Studies of fluid inclusions III: Extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range. — *Economic Geology* **58**, 353–374. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.3.353>
- SALVI, S. & WILLIAMS-JONES, A. E. 2003: Bulk analysis of volatiles in fluid inclusions. — In: SAMSON, I., ANDERSON, A. & MARSHALL, D. (eds): *Fluid inclusions: Analysis and Interpretation*. — Mineralogical Association of Canada, Canada, Short Course Series **32**, (ISBN 0-921294-32-8), 247–278.
- SAMSON, I., ANDERSON, A. & MARSHALL, D. 2003 (eds) *Fluid inclusions: Analysis and Interpretation*. — *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* **32**, Vancouver, British Columbia, 370 p.
- SCHUBERT, F., KÓTHAY K., DÉGI, J., M. TÓTH, T., BALI, E., SZABÓ, Cs., BENKÓ, Zs. & ZAJACZ, Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum- és olvadékszárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlöny* **137/1**, 83–102.
- SORBY, H. C., 1858. On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. — *Quarterly Journal of the Geological Society of London* **14**, 453–500. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1858.014.01-02.44>
- STERNER, M. S. & BODNAR, R. J. 1984: Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 2659–2668. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90314-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90314-4)
- VOLK, H., GEORGE, S. C., KILLOPS, S. D., LISK, M., AHMED, M. & AW QUEZADA, R. 2002: The use of fluid inclusion oils to reconstruct the charge history of petroleum reservoirs — an example from the Taranaki Basin. — *New Zealand Petroleum Conference Proceedings, Publicity Unit, Crown Minerals, Ministry of Economic Development, Wellington, New Zealand*, 221–233.
- WAHLER, W. 1956: Über die in Kristallen eingeschlossenen Flüssigkeiten und Gase. — *Gechemica et Cosmochemica Acta* **9**, 105–135. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(56\)90064-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(56)90064-3)
- WELHAN, J. A. 1988: Methane and hydrogen in mid-ocean-ridge basalt glasses: analysis by vacuum crushing. — *Canadian Journal of Earth Sciences* **25**, 38–48. <https://doi.org/10.1139/e88-004>
- WRIGHT, A. W. 1881: On the gaseous substances contained in the smoky quartz of Branchville. — *American Journal of Science* **123**, 209–216. <https://doi.org/10.2475/ajs.s3-21.123.209>

Kézirat beérkezett: 2017. 06. 23.

A köpeny eredetű kőzetek felismerésének története és szerepe a geológiai gondolkodás fejlődésében

EMBEY-ISZTIN Antal

Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Kőzettár

Recognition of mantle-derived rocks and their role in the evolution of geological thought

Abstract

Since the beginning of the 1960th two new events have revolutionized the evolution of geological thought. One of them, the plate tectonics, which is well known to the public, the other one is the recognition of mantle-derived rocks and the new results related to the investigation of the latter samples. Even if these results have also revolutionized the earth sciences, the real significance of this issue is known to a narrower group of specialists only. The present paper discusses the history of recognition of mantle samples and tries to demonstrate the immense progress of our knowledge due to the detailed investigations of these rock samples.

Keywords: history of science, mantle, peridotite

Összefoglalás

Az 1960-as évek elejétől két új momentum forradalmasította a geológiai gondolkodás fejlődését. Az egyik, a lemeztectonika, mely széles körben vált ismertté, a másik a köpenyszármazású kőzetek azonosítása és az ebből fakadó új eredmények. Bár ez utóbbi is gyökerestül változtatta meg a geológia tudományát, ennek igazi jelentőségét inkább csak a szakemberek ismerik. Ez a dolgozat a köpenykőzetek felismerésének történetét követi nyomon, valamint néhány kiragadott példán keresztül igyekszik bemutatni azt az óriási fejlődést, melyet e kőzetek részletes vizsgálatainak köszönhetünk.

Tárgyszavak: tudománytörténet, köpeny, peridotit

Bevezetés

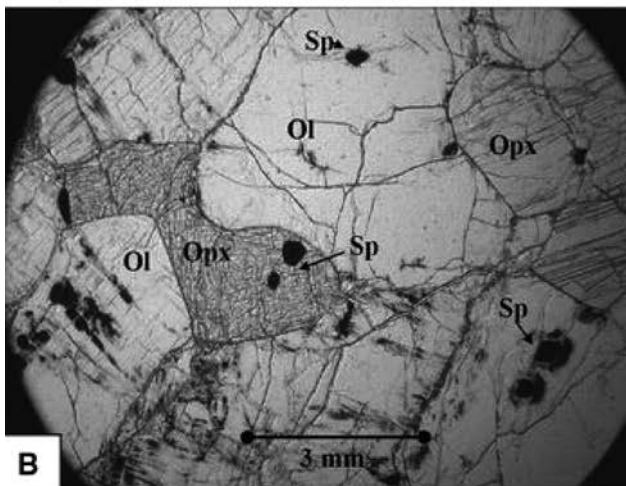
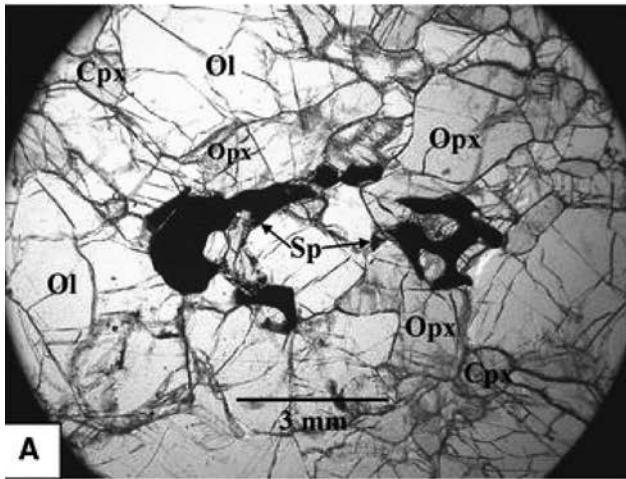
Amióta Harry Hammond HESS (1962) hipotézise alapján, Frederick VINE és Drummond MATTHEWS (1963) elsőként bizonyították az óceáni aljzat tágulását, a lemeztectonika elmélete gyökerestül változtatta meg a geodinamikai gondolkodást. A lemeztectonika nemcsak a szakemberek paradigmája, de a középiskolai oktatás és az ismeretterjesztés révén már az alpműveltség része is lett. Nagyjából ezzel párhuzamosan kezdődött el egy másik geo-forradalom is, mely azonban jóval kevesebb hírvérést kapott és ez a Föld köpenyéből származó kőzetminták felismerése és azok beható vizsgálata. Ennek eredményei legalább olyan mértékben változtatták meg a bolygónk fejlődését befolyásoló folyamatok megértését, mint a lemeztectonika. Ezt megelőzően elképzelhetetlennek tartották, hogy a kéreg alatti köpenyanyag hozzáférhető lehetne, így a geológia kizárólag a kéregre koncent-

rálhatott, a köpeny kutatása a geofizika hatáskörében maradt. Ez utóbbi szeizmikus mérések alapján kimutatta, hogy a kéreg-köpeny határon a P-hullámok sebessége érezhetően megemelkedik, amiből arra lehetett következtetni, hogy az alsó kéreg bázisos, a köpeny viszont ultrabázisos kőzetekből állhat, de természetesen a pontos litológiai besorolás továbbra is homályban maradt. Az alábbiakban vázlatosan áttekintjük a felszínre került köpenyminták megismerésének történetét, valamint dióhéjban ismertetünk néhány fontos tudományos áttörést, mely e minták nélkül nem valósulhatott volna meg.

Peridotit xenolitok

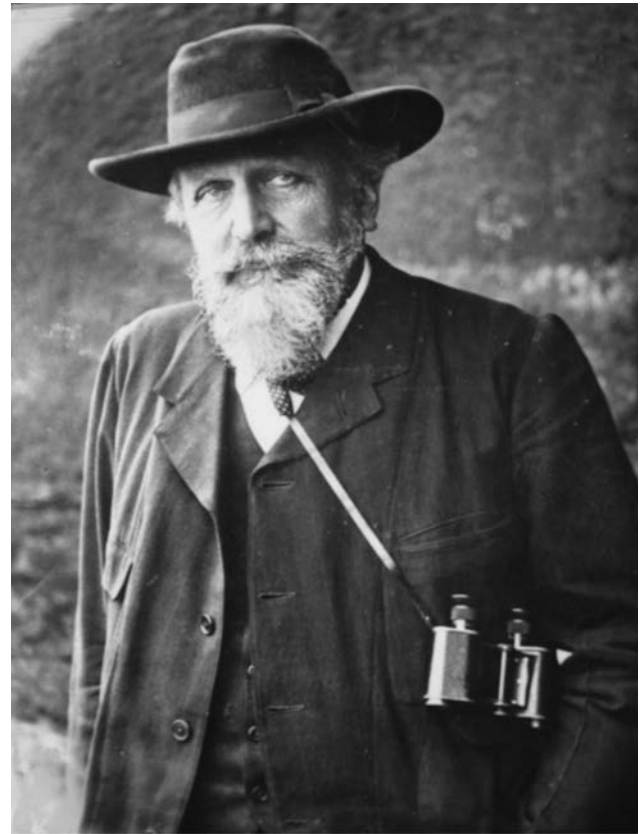
A felszínre jutott köpenyanyagok közül elsőként az alkáli bazaltos és rokon kőzetekben talált peridotitzárványok (korábbi nevükön „olivincsomó”, „olivinszikla”, „olivin-

bomba”) keltették fel a mineralógusok figyelmét (1. ábra). Azon túl, hogy mint ásványtani különlegességet leírták, kezdetben semmilyen jelentőséget sem tulajdonítottak nekik. Ezt jól illusztrálja a pionírnak számító Antoine LACROIX (2. ábra), 1893-ban megjelent könyvéből vett következő



1. ábra. Két szentbékállai peridotitxenolit mikroszkópi képe, A: lherzolit; B: harzburgit. (ol: olivin, opx: ortopiroxén, cpx: klinopiroxén, sp: spinell, és egy teljesen ép spinell peridotit zárvány salakos bazaltban Mongóliából)

Figure 1. Microscopic image of two Szentbékállai peridotite xenolithes, A: lherzolite; B: harzburgite. (ol: olivine, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, sp: spinel, and a totally fresh spinel peridotite inclusion in scoriaceous basalt from Mongolia)



2. ábra .Antoine LACROIX (1863–1948)

Figure 2. Antoine LACROIX (1863–1948)

idézet: „*Ces noudules sont plus abondants parmi les produits de projection que dans les roches massifs... ils ont été si souvent décrits qu’il reste peut de chose à en dire au point de vue mineralogique.*” („Ezek a csomók gyakoribbak a vulkáni termékekben, mint a mélységi eredetű masszívumokban... oly gyakran írták le őket, hogy kevés dolgot lehet már róluk mondani ásványtani szempontból”).

A huszadik század első felében már sokan foglalkoztak a peridotitzárványok eredetének kérdésével, többek között SCHADLER (1914), ERNST (1935), CHUDOBA & FRECHEN (1941), TURNER (1942), FRECHEN (1948), ROSS et al. (1954). Mindannyian azon fáradoztak, hogy eldöntsék vajon ezek a kőzetdarabok magmából származó ásvány szegregációk-e, avagy idegen kőzetzárványok, azaz xenolitok. Végül ROSS, et al. (1954) munkája, mely elsőként közölt komplett kémiai elemzést minden ásványfázisról és több lelőhelyről, az utóbbi lehetőség mellett állt ki. A korszak lezárásának idején az akkori legjelentősebb kőzettani kézikönyv (TURNER & VERHOOGEN 1960) röviden a következőkben foglalta össze a köpeny összetételéről szóló, megszilárdulni látszó, új álláspontot. A szeizmikus sebesség értékekből kiindulva a 435. oldalon ezt írja: „*Very few rock types have such characteristics, and the choice narrows down to either peridotite (or dunitite) and eclogite. Of the two, the former seems preferable, because of the widespread occurrence in basaltic ejecta, all over the world, of peridotite nodules of astoundingly uniform composition...*”. („Nagyon kevés kőzettípusnak vannak ilyen

jellemzői, és a szűk választék peridotit (dunit), vagy eklogit. A kettő közül az első tűnik perspektivikusnak, a világszerte meglepően egységes összetételű peridotit-zárványok gyakorisága miatt a bazaltos kiterjedési termékekben...”).

Hazánkban két bazalttal foglalkozó monografikus műben (HOFMANN 1875–78, 3. ábra, továbbá VITÁLIS 1911, 4. ábra) a zárványokat különböző neveken, pl. „olivinszikkla”, (a német „Olivinfels” fordításaként) és „olivinbomba” említik. Ez utóbbi onnan származik, hogy a bazaltláva bombák magjait gyakran peridotit-zárványok alkotják, mint pl. a Balaton-felvidéki Bondoróhegyen is. KOCH Sándor (1966) „Magyarország ásványai” c. könyvében már néhány kémiai elemzés is megtalálható róluk. A zárványok felső köpeny származásáról írt első magyar nyelvű értekezés éppen ennek a folyóiratnak a hasábjain jelent meg (EMBEY-ISZTIN 1976a) és még ugyanebben az évben, angol nyelven egy ritkaságnak számító összetett szigligeti zárvány ismertetésére is sor került (EMBEY-ISZTIN 1976b).

Az 1960-as évekig a közzétett leíró jellegű volt, de ezt követően egyre több és egyre pontosabb analitikai adat született. Fontossága miatt a köpeny xenolitok vizsgálata sláger téma lett, amit az is mutat, hogy míg FORBES & KUNO (1967) világszerte 200 lelőhelyről írt, MENZIES (1983) 300 lelőhelyet számolt össze, ma már legalább 3000-et ismerünk. Nem lehet célunk tehát ezek történeti ismertetése, e helyett a cikk máso-



3. ábra HOFMANN Károly (1839–1891)
Figure 3 Károly HOFMANN (1839–1891)



4. ábra VITÁLIS István (1871–1947)
Figure 4 István Vitális (1871–1947)

dik részében néhány, a földtudomány fejlődésének olyan jelentős momentumát mutatjuk be, melyek a köpenyanyagok ismerete nélkül nem születhettek volna meg.

Egyéb köpeny eredetű közzettettek Földünk felszínén

Miután a bazaltok peridotit-zárványainak köpeny eredete általánosan elfogadott véleménnyé vált, a közzétett és geokémiai rokonságuk alapján a tektonikai mozgások által felszínre jutott peridotit-masszívumok köpeny eredete is hamarosan felmerült, bár a lemeztektonika előtt nem volt magyarázat arra, hogy miként is juthattak a felszínre. Ezt jól tükrözi W. V. De ROEVER (1957) „Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?” (Lehetséges, hogy az alpi típusú peridotitmasszívumok a peridotit-héjból elmozdított töredék darabok?) c. munkája. Ide sorolhatók még az ofiolitok peridotitos részei és az óceánfenékről kikapart peridotitminták. Ez utóbbiak köpeny származásának felismerése a lemeztektonika korában már szinte természetes volt. A tektonikailag feljutott peridotitmasszívumok mérete néhány méteres nagyságrendtől a több kilométeresig terjed, így



5. ábra Norman Levi BOWEN (1887–1956)
Figure 5 Norman Levi BOWEN (1887–1956)

esetükben a térbeli, időbeli, strukturális és litológiai változatosságuk is tanulmányozható. Hátrányuk viszont a vulkánkitörésekkel gyorsan felszínre jutó és ezért gyakran teljesen ép xenolitokkal szemben, hogy a felszínre kerülésük lassú folyamat, ami alatt lezajló retrográd metamorfózis és mállás sok információ elvesztésével jár.

Eddig a pontig felsorolt típusok közvetlen mintái a köpenynek, de nagyon fontosak az indirekt minták is, azaz a köpenyből származó bazaltok, különösen az óceáni bazaltok, mivel ezek kontaminációja a kontinentális kéreggel kizárható. A bazaltok ugyanis hűen leképezik a köpenyforrás izotóparányait és annak nyomelem összetételére az elemmegoszlási hányadosok ismeretében jó következtetéseket tehetünk.

Néhány új felismerés, mely gyökeresen változtatta meg a geológiát

Bazaltmagma eredete

Bár Norman Levi BOWEN (5. ábra) a kísérleti petrológia megalapítója híres könyvében (1928) már felvetette az a gondolatot, hogy köpenyperidotit lehet a bazaltok forrásterülete, de kezdetben ezt a felvetést senki, még ő maga sem vette komolyan. E helyett a fő problémája nem az volt, hogy honnan származnak a magmák, hanem, hogy az egyik magmatípusból hogyan vezethető le egy másik. A petrológiai kutatás célja az lett, hogy megértsük, miként tud egy magma

egy másik magmává alakulni (pl. frakcionált kristályosodás, folyadék-szételegyedés, asszimiláció, magmakeveredés stb.). A kiinduló pont egy „primér bazalt” volt, amiből fokozatosan a gránitmagmáig bezárólag minden magmás kőzet leszármaztatható. Hogy a „primér magma” honnan származik, a kéregből, esetleg valamilyen bizonytalan olvadákrétegből, annak nem tulajdonítottak közvetlen jelentőséget. Az 1950-es évek végére azonban az elképzelés, hogy a peridotitos köpeny parciális olvadása az, ami a bazaltos magmák keletkezését okozza, egyre több publikációban jelent meg (pl. WAGER 1958, KUNO 1959, TURNER & VERHOOGEN 1960, GREEN & RINGWOOD 1967; RINGWOOD, 1962). Különösen is jelentős volt RINGWOOD „pyrolit” modellje (egy rész tholeiitből és három rész dunitból álló elméleti kőzet), mely a felső köpeny összetételét volt hivatott reprezentálni. A pyrolittal végzett nagy nyomású kísérletek végleg kiszorították azt a korábban népszerű elképzelést, hogy a köpeny bazaltos és nem peridotitos összetételű. A hatvanas évek elejére a köpenyperidotitok parciális megolvadása csaknem általánosan elfogadott modell lett a bazaltok petrogenézisével kapcsolatban.

Újratermékenyülés (refertilization)

A köpenyperidotitok nagy része termékeny (fertile) lherzolit, azaz csak csekély mennyiségű parciális olvadékot veszített, más része viszont harzburgit, amely nagyobb mértékű olvadás következtében bazaltolvadék-képzés szempontjából terméketlenné, kimerültté (depleted) vált. Évtizedeken keresztül az a nézet uralkodott (a xenolitikus körében jelenleg is), hogy az elsődleges primer köpeny termékeny lherzolit, a harzburgit resztit, mely a bazalt távozása után maradt vissza. Nagy meglepetést okozott azonban, hogy az orogén övekhez kapcsolódó, alpi típusú peridotitokban ez fordítva is történhet, azaz a korábban kimerült harzburgitból, bazaltos olvadékkal történt reakció révén újra termékeny lherzolit lesz. Ezt legrészletesebben LE ROUX et al. (2007) demonstrálták a francia Pireneusok Lherz (a lherzolit típuslelőhelye!) nevű tava közelében található peridotitmasszívum vizsgálata során. Kiderült, hogy itt a lherzolit, amelyet mindig is primer kőzetnek gondoltak, tulajdonképpen másodlagos, azaz, a harzburgit, valamint a bazalt olvadék reakciójának terméke. Különösen a szerkezeti vizsgálatok voltak perdöntőek, melyek bizonyítják, hogy az adott esetben a harzburgit idősebb, mint a lherzolit.

Kémiai geodinamika

ALLÈGRE (1982, valamint ZINDLER & HART (1986) által fémjelzett kémiai geodinamika, a köpenygeokémia és a geofizika együttes alkalmazása a szilárd Föld fejlődésének megértéséhez. A geofizika, természeténél fogva, csak a Föld jelenlegi állapotát képes jellemezni, a geokémia és az izotóp-geokémia viszont történeti távlatokban is hatásos eszköz. A köpenytomográfia segítségével kimutatható, hogy a szubdukált lemezek olykor a felső és alsó köpeny

közötti átmeneti övig (400–670 km), máskor pedig egészen a köpeny-mag határig is (2700–2900 km) lehetnek. A forrópontok alatt a forró anyag, ez utóbbi mélységből emelkedik fel. E folyamatok következtében a köpeny heterogénné válik. Azt azonban, hogy óceáni vagy kontinentális kéreg, óceáni bazalt és/vagy szediment került-e nagy mélységbe és ez az esemény mikor történhetett, csakis a geokémia képes tisztázni. Az óceáni szigeti bazaltok ugyanis nagy mélységből erednek és olyan köpeny komponenseket is tartalmaznak, melyek éppen a szubdukció folytán kerülhetnek a felszínről a mélybe. Például a geokémiai vizsgálatok kimutatták, hogy a Szent Ilona-sziget bazaltja 18–8%-ban, felszínről betolódott, óceáni kéreg eredetű olvadékot is tartalmaz. A jelenlegi Pb, Sr, Nd és Hf izotóparányok alapján és a radioaktív bomlást figyelembe véve a szubdukált óceáni kéreg tartozódási ideje a köpenyben minimálisan 1,2 milliárd év lehetett (KAWABATA et al. 2011).

Számos hasonló eredmény született, de a kémiai geodinamika tárgyában talán az okozta a legnagyobb meglepetést, hogy a 4,5 milliárd éve tartó konvekciós mozgás és köpenykeveredés ellenére is sikerült bizonyítékot találni olyan primitív köpenyrezervoárra, mely zárt rendszer maradt még ilyen hosszú idő után is. Erre senki sem számított addig, míg néhány forró ponton (pl. Hawaii, Izland) a lávák $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparányait meg nem mérték (pl. KURZ et al. 1983, PORCELLI & ELLIOTT 2008). Kiderült, hogy ezek az arányok akár ötvenszer nagyobbak lehetnek, mint a jelenlegi atmoszféra $^3\text{He}/^4\text{He}$ hányadosa. A ^3He izotóp a kozmikus sugárzás okozta nukleáris reakció következtében az ősködben jött létre, amiből a Föld és társai létrejöttek. A köpenyben és még inkább a kéregben az U és Th radioaktív bomlása miatt a $^3\text{He}/^4\text{He}$ hányados ennél sokkal kisebb lett. A köpenytomográfiai vizsgálatok bizonyították, hogy e forró pontok alatt a köpenyfeláramlás igen nagy mélységből, a köpeny-mag határvidékéről történik. Úgy sejtjük, hogy az itt elhelyezkedő, különleges reológiai állapotban lévő, átmeneti jellegű ún. D'' rétegben lehet az a különleges primitív rezervoár, amely a Föld keletkezése óta megőrződött.

A köpeny víztartalma

Bár a köpenyben nominálisan vízmentes ásványok (olivin, piroxének, gránát) uralkodnak, óriási jelentősége van annak, hogy az 1980-as évek végétől egyre több kutató ismerte fel azt, hogy a köpenyásványok rácshibáiba hidrogénionok épülhetnek be (lásd HIRSCHMANN & KOHLSTEDT 2012, KOVÁCS et al. 2012, DEMOUCHY & BOLFAN-CASANOVA 2016). A hidrogén szerkezetileg hidroxil (OH) formájában kötött és bár a mennyisége korlátozott, de miután a köpeny messze a legnagyobb része Földünknek, így becslések szerint 1–2 óceáni tömegnek megfelelő víz lehet benne (1 óceáni tömeg = $1,4 \times 10^{21}$ kg).

A víz nem egy passzív rezervoár a köpenyben, hanem fontos szerepe van a Föld dinamikájában. Befolyásolja az ásványok és kőzetek tulajdonságait, az olvadást, a viszkózus elmozdulást, a deformációs jelenségeket, vagyis a reológiai

viszonyokat. A víz inkompatibilis, azaz parciális olvadás esetén az olvadékba távozik és a maradék köpeny viszkózitása, szilárdsága megnövekszik. Ennek szerepe van abban is, hogy Földünk legősibb archaikumi kratonjai (pl. Kaapvaal, Dél-Afrika; Jakutija, Szibéria) és azok kivastagodott köpenylitoszféra-gyökerei évmilliárdokon keresztül fennmaradhattak, miközben más fiatalabb régiók intenzív tektonikai eseményeket éltek át. A kratonok köpeny litoszféráját a kimberlitek által nagy mélységből felhozott gránátperidotit és eklogitxenolitokból és xenokristályokból ismerhetjük meg. Összehasonlítva a fiatalabb területek bazaltjainak spinellperidotit zárvaival, a kratonok gránátperidotitjai sokkal nagyobb mértékű olvadáson mentek át, ami által vizüket elvesztették, ezért szilárdabbá, ellenállóbbakká váltak. Ugyanakkor a vastartalmuk drasztikusan csökkent és a magnéziumtartalmuk relatíve megnőtt. Ez utóbbi a litoszféraköpeny sűrűségének csökkenésével járt. Mindkét faktornak szerepe lehetett az ősi kratonok fennmaradásában, mivel nem süllyednek be a kevésbé viszkózus asztenoszférába és ellenállóak a pusztító erőkkel szemben (konvekció, kollízió/orogén, extenzió/riftesedés). Minden kontinens magja egy, esetleg több archaikumi kraton. A kivastagodott köpeny litoszféra Re–Os izotóp kora $>2,5$ milliárd év, a legidősebb akár 3,7–3,8 milliárd év is lehet. Ezek egyben a legősibb kontinentális kéreg keletkezésének helyei is. A kontinentális kéreg földi specialitás, a Naprendszer más bolygóin vagy holdjain hiányoznak. A kratonok rendkívüli tulajdonsága a Föld folyamatos lehűlésével magyarázható. A nagymértékű (~30%) megolvadás 1650 °C feletti potenciális hőmérsékleten történt, ezzel szemben a modern óceán közepi bazaltok esetében a megfelelő értékek ~7% és 1350 °C. Mindez arra int, hogy az aktualitás elve messze nem korlátlanul alkalmazható, a jelen kor geodinamikáját nem extrapolálhatjuk az archaikumi időkbe.

A teljes szilikát Föld összetétele

A teljes szilikát Föld alatt a szilárd Földet értjük a magot leszámítva. Összetételének meghatározásához primitív köpenyxenolit mintákra volt szükségünk, mert ezekben a sziderofil elemeket leszámítva a többi elem gyakorisága a kőzetbolygókat felépítő kondritos meteoritokéhoz hasonló kell, legyen. Valóban, a magas hőmérsékleten kondenzálódó ún. refraktórikus litofil elemek (Ca, Al, Ti, Sr, lantanidák stb.) mind kondritos arányban vannak jelen a primitív köpenyben. A volatilis elemek (Pb, Tl, Hg, Bi, C stb.) azonban a volatilitás mértéke szerint egyre kisebb értékeket mutatnak a kondritokhoz képest, ami azt tükrözi, hogy Nap–Föld távolságban a kondenzáció a napközből nagy hőmérsékleten történt és a volatilis elemek igen jelentős része nem tudott kondenzálódni. A sziderofil elemek (pl. W, Ni, Co, Au, platina fémek) zöme pedig a vasmagba vándorolt.

Az előbbieket figyelembevételével, joggal merülhet fel a kérdés, hogy honnan van a Föld víztartalma. Ugyanis, ha a mérsékelt volatilis elemek, mint a Zn, Ag, As, Sb, Sn, Pb 92–98%-os veszteséggel kondenzálódtak, akkor nagy

mennyiségű víz aligha kerülhetett be a rendszerbe. DREIBUS & WÄNKE (1987) vetették fel azt az ötletet, hogy a Föld akkréciója két ütemben történhetett. Először egy redukált állapotú száraz fázis volt, melyben a Föld zöme felépült, majd később ezt egy oxidált nedves fázis követte. Ebből alakult ki az ún. „késői furnérlemez” hipotézis. Ennek lényege, hogy 3,8 milliárd év körül az aszteroida övből származó, nagy víztartalmú, karbonátos, kondritos aszteroidák becsapódásainak száma hirtelen megnőtt, amit valószínűleg a Jupiter és a Szaturnusz befelé irányuló, majd visszaforduló migrációja idézhetett elő. Ekkor keletkeztek a Hold nagy kráterei is. A Föld nyilván sokkal több ilyen becsapódásban részesedett, ami jelentős mennyiségű víztömeget eredményezhetett. A hipotézist valószínűsíti, hogy a földi víz és a karbonátos kondrit vízének deutérium/hidrogén aránya megegyezik. Ezen felül a késői „nehéz bombázás” a Föld egy másik fontos geokémiai tulajdonságára is magyarázatul szolgál. Ez pedig az erősen sziderofil elemek (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Re, Au) anomálishan magas koncentrációja a köpenyben. Ráadásul, ezek az elemek kondritos relatív arányokban vannak jelen, ami fém-szilikát egyensúlyi megoszlás esetén nem várható. Az erősen sziderofil elemeket ugyanis a korai magképződés kivonta az olvadt állapotú köpenyből (magmaóceán), ezért a váratlanul magas koncentrációjuk csakis a mag képződés utáni kondritos anyag Földünkre kerülésével képzelhető el.

Mikor kezdődött a modern stílusú lemeztectonika a Földön?

Annak a kérdésnek az eldöntése, hogy mikor és hogyan kezdődött a modern stílusú lemeztectonika működése, alapvető bolygónk fejlődésének megértésében. A modern stílusú lemeztectonika hajtóereje az idős óceáni litoszféra nagyobb sűrűsége, amelynek következtében az óceáni litoszféra mélyre besüllyed a szubdukciós zónákban és ez addig működőképes, amíg az óceán közepi hátságokban olvadékok képződnek. A lemeztectonika kivételes jelenség. A naprendszer nagyobb szilikáttestei (Merkúr, Vénusz, Föld, Hold, Mars) közül egyedül csak a Földön van jelen. Abból kiindulva, hogy a lemeztectonika ritka, arra következtethetünk, hogy a modern stílusú lemeztectonika is csak egy korszak lehet bolygónk történetében, vagyis az uniformizmus elve itt sem érvényes, azaz nem mondhatjuk, hogy a jelenlegi tektonika kulcs a Föld korai történetének megismeréséhez és nem tudhatjuk, hogy ez a megközelítés a múltban milyen időnkig visszamenőleg használható (pl. ROLLINSON 2007). A modern stílusú lemeztectonikára jellemző petrotektonikai összletek ugyanis nem egy időben lettek gyakoriak, pl. az ofiolitok viszonylag későn ($\leq 1,0$ milliárd éve), a kékpalák és ultra magas nyomású képződmények csupán ($\leq 0,1$ milliárd éve), ezzel szemben a kontinentális riftek és ütközéses orogének ($\leq 2,0$ milliárd éve) és ív mögötti medencék ($\leq 2,7$ milliárd éve), lásd pl. CONDIE & KRÖNER (2008). A kontinentális kéreg, mely a szilikátboly-

gók közül szintén csak a Földön létezik, viszonylag későn, mintegy 2,7 milliárd évvel ezelőtt lett jelentős. Tekintettel arra, hogy a kontinentális kéreg kivonása a köpenyből a modern lemeztectonika működésének következtében indult meg, a modern lemeztectonika kezdete a különböző korú köpeny származású kőzetek geokémiai jellegeinek változásával megbízhatóan nyomonkövethető (pl. MARTIN et al. 2014). Legújabbban pedig CONDIE & SHEARER (2017) részletes tanulmányukban a Zr-Nb, Nb-Th, Th-Yb és a Nb-Yb inkompatibilis nyomelemarányokat vizsgálva állapította meg, hogy a 2,7 milliárd évnél idősebb óceáni bazaltok a primitív köpeny összetételével mutatnak hasonlóságot, míg az inkompatibilis elemekben dúsult köpeny fokozatos megjelenése 2 és 3 milliárd év között, a lemeztectonika beindulását jelzi bolygónkon. E szerzők szerint 3 milliárd évnél korábban stagnáló, egy lemeztectonikai rezsim létezhetett, amit az is alátámaszt, hogy holdi, marsi és az idősebb földi bazaltok e tekintetben hasonlítanak egymásra. Sokan azonban, pl. SOLOMATOV & MORESI (1996), ERNST (2007), STERN (2008) a stagnáló tektonikai rezsim mellett az archaikumban ún. proto-lemeztectonikát valószínűsítene, melyre a lokális jelleg és a sekély mélységű szubdukció volt jellemző. Hogy mi indította be a modern stílusú szubdukció kezdetét (esetleg egy aszteroida becsapódása miatt keletkezett sebhely vagy valami más), az ma még eléggé homályos, de egy biztos, a tektonikai rezsim megváltozása végső soron a Föld szekuláris lehűlésének a következménye. Ez azt is előre vetíti, hogy várhatóan valamikor a távoli jövőben a lemeztectonikát újból egy stagnáló egy lemez rezsim fogja felváltani (STERN 2008).

Még sok új eredményt sorolhatnánk, melyek a köpeny intenzív kutatásának köszönhetőek, de remélhetőleg a fenti példák is elég meggyőzőek ahhoz, hogy felismerjük, hogy az 1960-as évek során tudományágunkban paradigmaváltás történt. Nem lebecsülve azokat az eredményeket, amelyek még korábban láttak napvilágot, mégis elmondhatjuk, hogy a geológiának egy „naiv” korszaka zárult le. A „naivitás” abban állt, hogy jobb híján mindent egy „papírvékony” felszíni rétegből kellett értelmezni és a Föld térfogatának 84, tömegének 67%-át kitevő köpenyét nem tudták figyelembe venni. Persze itt is voltak WEGENERhez hasonló „próféták”, pl. Arthur HOLMES, aki már közel száz éve javasolta, hogy a kontinensek eltolódásának hajtómotorja a köpenykonvekció és a riftek köpenyfeláramlás helyei, valamint a lánchegységek azok a helyek, ahol a kőzetek visszasüllyednek a bolygó belsejébe (HOLMES 1931). De mint tudjuk, a profétákra a maguk idejében nem szoktak hallgatni...

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönettel tartozik két bírálónak, KOVÁCS István Jánosnak, HARANGI Szabolcsnak, valamint SZAKMÁNY Györgynek javító és kiegészítő tanácsokért, SZTANÓ Orsolyának szerkesztői munkájukért.

Irodalom — References

- ALLÈGRE, C. J. 1982: Chemical geodynamics. — *Tectonophysics* **81/3–4**, 109–132. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90125-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90125-1)
- BOWEN, N. L. 1928: *Evolution of Igneous Rocks*. — Princeton University Press, New Jersey, 334 p.
- CONDIE, K. C. & KRÖNER, A. 2008: When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. — *Geological Society of America special papers* **440**, 281–294. [https://doi.org/10.1130/2008.2440\(14\)](https://doi.org/10.1130/2008.2440(14))
- CONDIE, K. C. & SHEARER, C. K. 2017: Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **213**, 47–62. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.06.034>
- DEMOUCHZY, S. & BOLFAN-CASANOVA, N. 2016: Distribution and transport of hydrogen in the lithospheric mantle: A review. — *Lithos* **240**, 402–425. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.012>
- DE ROEVER W. V. 1957: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch erfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — *Geologische Rundschau* **46/1**, 137–146. <https://doi.org/10.1007/bf01802890>
- DREIBUS, G. & WANKE, H. 1987: Volatiles on Earth and Mars: A comparison. — *Icarus* **71**, 225–240. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(87\)90148-5](https://doi.org/10.1016/0019-1035(87)90148-5)
- EMBEY-ISZTIN A. 1976a: Felsököpeny eredetű lherzolitárványok a magyarországi alkáliolivinbazaltos, bazanitos vulkanizmus közetében. — *Földtani Közlöny* **106**, 42–51.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976b: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. — *Earth and Planetary Science Letters* **31/2**, 297–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(76\)90223-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(76)90223-5)
- ERNST, T. 1935: Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelsen. — *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., IV, Geol. Miner.* **1**, 147–154.
- ERNST, W. G. 2007: Speculations on evolution of the terrestrial lithosphere–asthenosphere system—plumes and plates. — *Gondwana Research* **11/1**, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.02.007>
- FORBES, R. B. & KUNO, H. 1967: Peridotite inclusions and basaltic host rocks. — In: WYLLIE, P. J. (ed.): *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley Sons, Inc., New York, 328–337.
- FRECHEN, F. 1948: Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge). — *N. Jb. f. Miner. Abh.* **79**, 317–406.
- GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. 1967: The genesis of basaltic magmas. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **15/2**, 103–190. <https://doi.org/10.1007/bf00372052>
- HESS, H. H. 1962: History of Ocean Basins. — In: ENGEL, A. E. J., JAMES, H. L. & LEONARD, B. F. (eds): *Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Buddington*. Geological Society of America, Boulder. 599–620.
- HIRSCHMANN, M. M. & KOHLSTEDT, D. 2012: Water in Earth's mantle. — *Physics Today* **65**, 40–45. <https://doi.org/10.1063/pt.3.1476>
- HOFMANN K. 1875–78: A déli Bakony bazalt-közetei. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **3**, 339–525.
- HOLMES, A. 1931: XVIII. Radioactivity and Earth Movements. — *Transactions of the Geological Society of Glasgow* **18/3**, 559–606.
- KAWABATA, H., HANYU T., CHANG, Q., KIMURA, J. I., NICHOLS, A. R. & TATSUMI, Y. 2011: The petrology and geochemistry of St. Helena alkali basalts: evaluation of the oceanic crust-recycling model for HIMU OIB. — *Journal of Petrology* **52/4**, 791–838. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egr003>
- KOCH S. 1966: *Magyarország ásványai*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 419 p.
- KOVÁCS, I., GREEN, D. H., ROSENTHAL, A., HERMANN J., O'NEILL, H. S. C., HIBBERSON, W. O. & UDVARDI, B. 2012: An experimental study of water in nominally anhydrous minerals in the upper mantle near the water-saturated solidus. — *Journal of Petrology* **53/10**, 2067–2093. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egs044>
- KUNO, H. 1959: Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — *Bulletin of Volcanology* **20/1**, 37–76. <https://doi.org/10.1007/bf02596571>
- KURZ, M. D., JENKINS, W. J., HART S. R. & CLAGUE, D. 1983: Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the Island of Hawaii. — *Earth and Planetary Science Letters* **66**, 388–406. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(83\)90154-1](https://doi.org/10.1016/0012-821x(83)90154-1)
- LACROIX, A. 1893: Les enclaves des roches volcaniques. — *Annales de l'Académie de Mâcon*. Protat frères. Mâcon, 710 p.
- LE ROUX, V., BODINIER, J. L., TOMMASI, A., ALARD O., DAUTRIA, J. M., VAUCHEZ, A. & RICHES A. J. V. 2007: The Lherz spinel lherzolite: refertilized rather than pristine mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **259/3**, 599–612. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.026>
- MARTIN, H., MOYEN, J. F., GUITREAU, M., BLICHERT-TOFT, J., & LE PENNEC, J. L. 2014: Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. — *Lithos* **198**, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.017>
- MENZIES, M. A. 1983: Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. — In: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (eds): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing, Cheshire, U.K., 92–110.
- PORCELLI, D. & ELLIOTT, T. 2008: The evolution of helium isotopes in the upper mantle and the generation of isotopic anomalies. — *Earth Planetary Science Letters* **269**, 175–185. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.002>
- RINGWOOD, A. E. 1962: A model for the upper mantle. — *Journal of Geophysical Research* **67/2**, 857–867. <https://doi.org/10.1029/jz067i002p00857>
- ROLLISON, H. 2007: *Early Earth Systems: A Geochemical Approach*. — Malden, Massachusetts, Blackwell, 285 p. <https://doi.org/10.1017/s0016756808004640>
- ROSS, C. S., FOSTER, M. D. & MYERS, A. T. 1954: Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. — *American Mineralogist* **39/9–10**, 693–737.
- SCHADLER, J. 1914: Zur Kenntniss der Einschlüsse in den südsteirischen Basalt-tuffen und ihrer Mineralien. — *Tschermak's min. pet. Mitt.* **32**, 485–511.

- SOLOMATOV, V. S. & MORESI, L. N. 1996: Stagnant lid convection on Venus. — *Journal of Geophysical Research: Planets* **101/E2**, 4737–4753. <https://doi.org/10.1029/95je03361>
- STERN, R. J. 2008: Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: an alternative interpretation of Earth's tectonic history. — *Geological Society of America Special Papers* **440**, 265–280. [https://doi.org/10.1130/2008.2440\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2440(13))
- TURNER, F. J & VERHOOGEN, J. 1960: *Igneous and metamorphic petrology*. — McGraw-Hill Book Company, INC. Second Edition, New York Toronto London 694 p.
- TURNER, F. J. 1942: Preferred orientation of olivine crystals in peridotites. — *Transactions of the Royal Society of New Zealand* **72**, 280–300.
- VINE, F. J. & MATTHEWS, D. H. 1963: Magnetic anomalies over oceanic ridges. — *Nature* **199/4897**, 947–949. <https://doi.org/10.1038/201591a0>
- VITÁLIS I. 1911: A balatonvidéki bazaltok. In: LÓCZY L. (szerk.): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. A balatonvidék bazaltos bombái. I. rész 6. fejezet. Budapest, 70 p.
- WAGER, L. R. 1958: Beneath the Earth's crust. — *Advancement of Science* **15**, 31–45.
- ZINDLER, A. & HART, S. 1986: Chemical geodynamics. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14/1**, 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

Kézitrat beérkezett: 2017. 04. 22.

In memoriam

DR. GYARMATI PÁL

1935–2017

GYARMATI Pál 1935. február 4-én született Szegeden. Általános és középiskolai tanulmányait szülővárosában, majd Szarvason végezte, ahol kitűnő eredménnyel érettségizett. 1958-ban szerzett geológus oklevelet az Eötvös Loránd Tudományegyetemen (ELTE). Első komolyabb szakmai munkáit hallgatóként a Börzsönyben és a Bükk hegységben készítette, utóbbit BALOGH Kálmán irányítása mellett. Az ELTE Alkalmazott Földtani Tanszékének gyakornokaként a VITÁLIS Sándor vezette Salgótarján környéki kutatásokba, az ottani bazaltok vizsgálatával kapcsolódott be.

1959-ben, az Eötvös Loránd Tudományegyetem geológus szakának elvégzését követően kezdte meg szakmai tevékenységét a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) falai között. Bekapcsolódott abba a nagyszabású, az ország földtani felépítését és nyersanyag-perspektíváit feltáró programba, ami az egyes tájegységek új szemléletű, a korábbiaknál részletesebb földtani térképezését jelentette.

Szakmai érdeklődésének megfelelően a vulkáni kőzetekből felépülő Tokaji-hegység területén, annak déli és centrális részén, Sárospatak, Tállya, Mád, Tolcsva, Erdőhorváti és Háromhuta környékén folytatott földtani térképezést. Ebben az időben tanítómestere és mentora a nemzetközi tekintélyű geológus, PANTÓ Gábor volt, akiről mindig nagy tisztelettel és megbecsüléssel emlékezett meg, és akit később az egyetemi katedrán is követett. 1962-ben a MÁFI tudományos munkatársa lett. 1967-ben pedig, PANTÓ Gábornak a Debreceni Egyetemre kerülését követően átvette az Intézet tokaji kutatócsoportjának vezetését. GYARMATI Pál nevéhez fűződik a térképezés eredményeit összefoglaló 8 db 1:25 000 méretarányú földtani térkép szerkesztése és magyarázóinak összeállítása, valamint a térségi ismereteket összegző Sátoraljaújhely nevű 1:200 000-es térképlap és a hozzá tartozó magyarázó elkészítése.

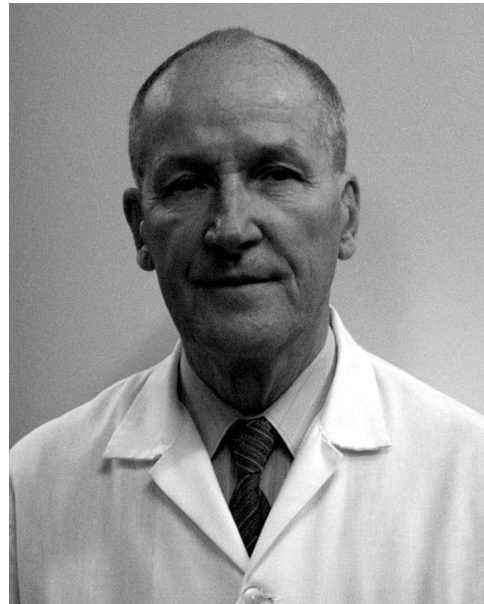
A térképezés során szerzett ismereteket elmélyítve elkészítette a Tokaji-hegység andezites–dácitos vulkanizmusának monografikus jellegű, korszerű ásvány–kőzettani, földtani, vulkanológiai összefoglalását, amely az 1974-ben sikeresen megvédett kandidátusi disszertációjának alapját képezte.

A tokaji-hegységi munkák befejezését követően dolgozott a Börzsönyben, majd nyersanyagprognózis tanulmányok (érc, perlit, pumicit) készítésében vett részt. A MÁFI-ban tudományos munkatárs, 1977-től tudományos főmunkatárs, 1982-től osztályvezetői beosztással bízták meg. Tagja volt a Magyar Tudományos Akadémia és a Központi Földtani Hivatal egyes szakértői testületeinek, és több mint 60 évig a Magyarhoni Földtani Társulatnak. Széleskörű nyelvtudása (angol, orosz, olasz, spanyol) révén külföldi ösztöndíjas tanulmányutakon és szakértői feladatok ellátásában vett részt Olaszországban, Iránban, a Szovjetunióban.

Két Kubában folytatott földtani térképező expedíciónak is részese volt. 1974–1977 között a Magyar Tudományos Akadémia által indított, NAGY Elemér vezette csoport tagjaként a kubai Oriente tartomány geológiai felmérésében vett részt. Az 1:200 000 méretarányú térképezési feladatok mellett tevékenysége a térségben széles körben elterjedt magmás és vulkáni kőzetek tanulmányozására terjedt ki. Az itt szerzett tapasztalatok alapján kapott megbízást az 1987–1990 között Guantánamo térségében a Kölcsönös Gazdasági Segítség Tanácsa (KGST) megállapodás alapján folytatott komplex, geológiai, geofizikai nyersanyagkutató, kubai–magyar térképező expedíció vezetésére. Az 1:50 000 méretarányú térképezés több bízott nyersanyag perspektívát tárt fel. Mindkét expedíció a nehéz körülmények ellenére sikeresen teljesítette feladatát.

GYARMATI Pál 35 éven keresztül volt a MÁFI munkatársa, intézeti nyugdíjazására 1994-ben került sor. Szakmai eredményei a földtani térképezés, a magmás, ezen belül is a vulkáni kőzetek vizsgálata terén nyújtottak maradandót. Munkássága összekötő kapcsolatot jelent a klasszikus, és az utóbbi évtizedekben kibontakozó modern vulkanológiai elméletek között.

GYARMATI Pál 1979-től másodállású egyetemi docensként végzett oktató- és kutatómunkát a Debreceni Egyetem (akkor Kossuth Lajos Tudományegyetem) Ásvány- és Földtani Tanszékén, kamatoztatva nemcsak széleskörű szakmai művelt-



ségét, elméleti felkészültségét és gyakorlati jártasságát, hanem humánusságát és segítőkészségét is. Az „Ásvány- és kőzet-tan” valamint a „Föld és az élet fejlődése” fő kollégiumokban tartott előadásokat, s jegyzetével újraalapozta a „Magyarország földtana” tantárgyat is. Speciális kollégiumain a kőzetmikroszkópiába, a földtani térképezésbe, a világ regionális földtanába és a vulkanológiába vezette be az érdeklődő hallgatókat. Nagy lelkesedéssel és kivételes igényességgel vezette észak-magyarországi terep gyakorlatokat is.

Intézeti nyugdíjazását (1994) követően lett a tanszék főállású oktatója, s 1994 és 1997 között a tanszék vezetői teendőket is ellátta. 1997-ben a Debreceni Egyetemen habilitált, 2001-ben pedig egyetemi magántanári címet kapott. 2001 márciusában a mexikói Pachuca egyetemének meghívott előadója, 2004-ben a Queretaro-i egyetem oktatója volt.

Életének utolsó évtizedében is részt vett területe kutatásában: aktív és meghatározó résztvevője volt a számos új eredményt hozó „A Tokaji-hegység paleovulkáni rekonstrukciója” című OTKA pályázat munkacsoportjának.

Búcsúzunk Dr. GYARMATI Páltól, a kiváló geológus szakembertől, a munkájában fáradhatatlan, önzetlen kollégától és a jó baráttól. Szakmából és emberségből is nagyon sokat tanultunk Tőle, s igazán talán még fel sem fogtuk, hogy mennyit is köszönhetünk Neki.

Kegyellelten őrizzük meg emlékét!

Dr. BREZSNYÁNSZKY Károly, Dr. RÓZSA Péter, Dr. KOZÁK Miklós

Dr. GYARMATI Pál nyomtatásban megjelent közleményei

1961

GYARMATI P. 1961: Vulkáni kőzetminősítés problematikája Tokaj-hegységi példákon. — *Földtani Közlöny* **91/4**, 374–381.

1963

GYARMATI P. 1963: *A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Tolcsva.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

1964

ERHARDT GY., GYARMATI P., ILKEYNÉ PERLAKI E. & PANTÓ G. (összeáll.) 1964: *Magyarország földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Tolcsva.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 35 p.

GYARMATI P. 1964: A Tokaji-hegység déli részének andezitfajtái. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről*, 486–492.

GYARMATI P. 1964: A Tokaji-hegység északi részének dácit- és andezitfajtái. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, 367–390.

1965

GYARMATI P. 1965: A Mád 23. sz. alapfúrás földtani eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1963-ról*, 249–264.

1966

GYARMATI P. 1966: A Tállya 15. sz. alapfúrás földtani eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, 443–473.

GYARMATI P. 1966: *Magyarország földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Háromhuta.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 53 p.

GYARMATI P. 1966: *A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Háromhuta.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

1968

GYARMATI P. 1968: *A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Mád.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

GYARMATI P. & ZELENKA T. 1968: *Magyarország a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Mád.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 70 p.

GYARMATI P. & ZELENKA T. 1968: *Magyarország a Tokaji hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Tállya.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 50 p.

GYARMATI, P., ILKEY-PERLAKI, E., MÁTYÁS, E., PENTELÉNYI, L., SZÉKY-FUX, V., VARJU, GY., ZELENKA, T. & PANTÓ, G. 1968: Exkursion in das Vulkangebiet von Tokaj (Ungarn). — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **121**, 331–340.

1969

GYARMATI P. 1969: A Tokaji-hegység földtani térképezésének újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről*, 287–297.

1970

- GYARMATI P. 1970: *A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Tállya.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYARMATI P. 1970: *Magyarázó a Tokaji hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Olaszliszka.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 39 p.

1971

- GYARMATI P. 1971: A Tokaji-hegységi térképezés és térképkiadás újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1968-ról*, 179–183.
- GYARMATI P. 1971: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata 1969-ben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, 453–457.
- GYARMATI P. & HAJÓS M. 1971: A Sárospatak 10. sz. fúrás diatómás rétegei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, 459–475.
- GYARMATI P. 1971: A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Olaszliszka. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

1972

- GYARMATI P. 1972: *A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa.* — Kandidátusi értekezés, Budapest, 323 p.
- GYARMATI P. 1972: A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Sárospatak. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

1973

- GYARMATI P. 1973: A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Tarcál-Tokaj. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYARMATI P. 1973: A Tokaji hegység földtani térképe. 25 000-es sorozat. Makkoshotyka–Sátoraljaújhely. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYARMATI P. & PENTELENYI L. 1973: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Makkoshotyka–Sátoraljaújhely. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 101 p.

1974

- GYARMATI P. 1974: *Magyarázó a Tokaji hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. Sárospatak.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 69 p.
- GYARMATI P. 1974: *Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25000-es sorozat. Tarcál-Tokaj.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 67 p.

1976

- GYARMATI P. 1976: Vulkanológiai fejlődéstörténet és kőzetgenetika a Börzsöny hegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról*, 57–62.
- BRITO, A. & GYARMATI, P. 1976: Características petrográficas generales de un perfil básico de la parte Occidental de la Sierra Maestra. — *Resúmenes. III. Congr. Latinoamericano de Geol. México.*
- GYARMATI P., PERLAKI E. & PENTELENYI L. 1976: *A Tokaji-hegység földtani térképe. M= 1:50 000* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

1977

- GYARMATI P. 1977: A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **58/1**, 195 p.
- GYARMATI P. 1977: Vulkanotektonicseskaja szkema Tokajszkij gor. — *Acta Geologica Hungarica* **21/4**, 409–415.
- FORMELL, F., JAKUS, P. & GYARMATI, P. 1977: Nuevas areas perspectivas para la acumulación de bauxitas cársicas en los alrededores de Guantánamo, Cuba. — *Abstracts. 8th Caribbean Geological Conference, Curaçao.*

1981

- GYARMATI P. 1981: A boldogkővárjaljai régészeti anyag kőzettani vizsgálata. — *Folia Archaeologica* **32**, 31–34.
- GYARMATI, P. 1981: Perliti Tokajszkij gor. — *Geologická stavba a nerastné surovini hraničnej zóny Vyichodných a Zapadných Kárpát, Košice*, 137–143.

1982

- GYARMATI P. 1982: A Tokaji-hegység perlitkutató és prognózis eredményei. — *Földtani Kutatás* **25/2**, 61–68.
- SZÉKY-FUX, V., GYARMATI, P., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1982: Chronology of the miocene volcanism in North-East Hungary. — *Abstracts, Carpatho-Balkan Geol. Association, 1981. Bucharest*, 243–244.
- SZÉKY-FUX, V., GYARMATI, P., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1982: Le volcanisme miocène affleurant et recouvert dans le Nord-Est de la Hongrie. — *Abstracts, Carpatho-Balkan Geol. Association, 1981. Bucharest*, 244–245.

1983

- GYARMATI, P. 1983: Las formaciones metamórficas de Cuba Oriental. — In: TORRE, C. DE LA (red.): *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. La Habana, 90–98.
- GYARMATI P. 1983: Las rocas intrusivas intermedias de Cuba Oriental. — In: TORRE, C. DE LA (red.): *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. La Habana, 99–111.

- GYARMATI, P. & BRITO, A. 1983: Relaciones genéticas entre las rocas abisales, subvolcánicas y volcánicas de la Sierra Maestra. — In: TORRE, C. DE LA (red.): *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. La Habana, 112–114.
- FORMELL F., JAKUS, P. & GYARMATI, P. 1983: Nuevas áreas perspectivas para la acumulación de bauxitas cársicas en los alrededores de Guantánamo, Cuba. — In: TORRE, C. DE LA (red.): *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. La Habana, 192–198.
- GYARMATI P. 1983: A Tarpa – Márki tanyán előkerült pattintott kőszközök nyersanyagának vizsgálata. — *Communicationes Archaeologicae Hungariae* **1**, 17–19.
- BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., SZÉKY-FUX, V. & GYARMATI P. 1983: Chronology of Miocene Volcanism in North-East Hungary. — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizica* **61**, 149–158.
- SZÉKY-FUX, V., GYARMATI, P., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1983: Le Volcanisme Miocène affleurant et recourvet du Nord-Est de la Hongrie. — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizica* **61**, 263–271.

1984

- GYARMATI, P. 1984: The perlitites of the Tokaj Mountains. — In: BORCOȘ, M. (ed.): *Magmatism and Associated Metallogenesis During Molasse Formation*. București, 93–99.

1985

- GYARMATI P. 1985: A magmás kőzetek kémiai rendszerezése, kémiai elemzési eredmények átszámítási-ábrázolási módjai. — *Közvetleni szemelvények. A MHFT. 1984. november 8-9. közötti szegedi továbbképző tanfolyamának anyaga*, 61 p.
- PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., GYARMATI, P. & SZÉKY-FUX, V. 1985: Radiometric chronology of Miocene volcanic activity in the Tokaj Mts. — *VIIIth Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Budapest*.

1986

- GYARMATI P., KOZÁK M. & SZÉKYNÉ FUX V. 1986: A telkibányai opálelőfordulás földtana és genetikája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, 355–376.
- PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., SZÉKY-FUX, V. & GYARMATI, P. 1986: Geochronological investigations on the neogene volcanism of the Tokaj Mountains. — *Geologicky Zbornik — Geologica Carpathica* **37/5**, 635–655.

1987

- PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., SZÉKY-FUX, V. & GYARMATI, P. 1987: A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar geokronológiája. — *Földtani Közlemény* **117/3**, 237–253.

1992

- GYARMATI P. 1992: A Mars-vulkán és az őslények. Nix Olimpico. — *Népszabadság* 1992. május 21, **119**, p. 11.

1993

- PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., SZÉKY-FUX, V., GYARMATI, P., CRIHAN, M., KOVÁCS, M., BERNÁD, A. & EDELSTEIN, O. 1993: K/Ar geochronological studies on Neogene volcanic rocks from the Oas Mts. (Roumania) and Tokaj Mts (Hungary). — *IGS, Third Geol. Symposium. Baia Mare. Oct. 21–23. 1993., Abstract vol.*, p. 22.

1995

- YANEV, Y., KONEČNÝ, V., HARKOVSKA, A., PELTZ, S. & GYARMATI, P. 1995: Petrochemical characterization of the Late Alpine orogenic acid volcanism of the Carpathian — Balkan area. — *Geologica Balcanica* **25/1**, 3–12.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONEČNÝ, V., KOVÁCS, E., MÁRTON, E., KALIČIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ŽEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 15–28.

1996

- GYARMATI P. 1996: Szilárd ásványi nyersanyagok kutatása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–93-ról*, **1**, 50–52.
- GYARMATI, P. 1996: Geology of Tokaj Mountains. — *3rd International Conference on Mineralogy and Museums. Excursion Guide. Field trip U1. Tokaj Mountains, Hungary*.

1997

- GYARMATI P. 1997: A Tokaji-hegység. — In: KARÁTSÓN D. (szerk.): *Pannon Enciklopédia — Magyarország földje*. Kertek 2000 Könyvkiadó, Budapest, 354–357.

1998

- GYARMATI P. 1998: A Szerencsi-dombság földtana. — *Topographia Mineralogica Hungariae* **3**, 11–20.

1999

GYARMATI P. 1999: A TOKAJI- HEGYSÉG. — In: KARÁTSZON D. (szerk.): Pannon Enciklopédia — Magyarország földje. Kertek 2000 Könyvkiadó, Arcanum Adatbázis Kft., CD kiadás.

2001

GYARMATI, P. 2001: Introducció a la petrología. — Universidad Nacional Autónoma de México, Pachuca.

2002

GYARMATI P. 2002: *Magyarország földtana*. — Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 75 p.

2005

RADÓCZ GY. & GYARMATI P. 2005: A Bogács B–9 fúrás vulkanitjai. — *Földtani Közlöny* **135/3**, 361–371.

2007

GYARMATI, P. 2007: VILMA SZÉKY-FUX: the geochemist and volcanologist. — *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* **2**, 15–18.

GYARMATI P. & SZEPESI J. 2007: Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek. — In: BARÁZ CS. & KISS G. (szerk.): *A Zempléni tájvédelmi körzet. Abaúj és Zemplén határán*. Bükk Nemzeti Park Igazgatóság. Eger, 15–44.

2012

ZELENKA, T., GYARMATI, P. & KISS, J. 2012: Paleovolcanic reconstruction in the Tokaj Mountains. — *Central European Geology* **55/1**, 49–83.

A Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattárban fellelhető összefoglaló kutatási jelentés, kézirat és tanulmányúti jelentés: 56 db.

Gyarmati Pál munkásságáról szóló művek.

KOZÁK M. 2005: GYARMATI Pál 70 éves. — *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* **37**, 5–8.

KOZÁK M. (összeáll.) 2005: GYARMATI Pál eddigi szakmai munkásságának publikációs jegyzéke (1956–2005). — *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* **37**, 9–16.

A jegyzék összeállításában közreműködött: PIROS Olga és SZLEPÁK Tímea

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY Tibor

Események, rendezvények

Beszámoló a 2017. évi Összegytemi terepnyakorlatról

Augusztus 20–25 között került megrendezésre a VII. Kárpát-medencei Összegytemi Terepnyakorlat, amely során a hallgatók az Alpokalja, Burgenland, ill. részben az Alpok földtanával ismerkedtek. A résztvevők négy egyetemről érkeztek (ELTE, SZTE, PTE, illetve ME), köztük többen már a korábbi terepnyakorlatokon is részt vettek. A lelkes diákokat számos kiváló geológus-oktató, illetve munkatárs kísérte, illetve várta a kirándulás helyszínéin.

A résztvevők augusztus 20-án délután a Keleti pályaudvarból indultak Csepregre, a terepnyakorlat szálláshelyére.

Augusztus 21-én SPRÁNYI Tamás vezetésével a Soproni-hegységbe indultunk. Interaktív előadás-sorozat ismertette a hegység képződményeit, illetve azok fejlődéstörténetét. A Harka-kúpnál ortogneiszt, a Vöröshídi-kőfejtőben gránát-klorit-muszkovitpalát, az Ultra-hegyen turmalinitet és csillámpalát, Nándormagaslati-kőfejtőnél leukofillitet, a Gloriette-kőfejtőnél „injekciós gneiszt”, a Deákkúti kőfejtőnél ortogneiszt, a Récényi úti kőfejtőnél pedig kianitos kvarcitot tekinthetünk meg. Ebédszünetben meglátogattuk a Brennbergbányán található bányásztemplomot is, ahol CSOMOR Áron érdekes helyi bányász történeteket mesélt a csapatnak.

Augusztus 22-én ZENTAI Zoltán, KORDOS László és egy munkatársuk várt bennünket Bérbaltaváron, ahol KORDOS László a terület őslénytani leleteiről tartott ismertetést. Ezt követően, a Szemenye kavicsbányába látogattunk el, ahol periglaciális talajfagyjelenségeket tanulmányozhattunk. Ezután KATONA Lajostól a Gércei alginitbányában egy rövid ismertetőt kaptunk a fiatal alkáli bazaltvulkanizmusról és a hozzá kapcsolódó, maar tavakban képződő nyersanyagokról. Lehetőségünk volt az alginitből növénymaradványokat gyűjteni. A bányalátogatás után ZENTAI Zoltán társaságában, ellátogattunk a Kőszegi-hegységbe. Itt a Velemi Formáció fillitjeit, illetve a Cáki Metakonglomerátumot tudtuk tanulmányozni.

Augusztus 23-án VERESS László szakmai vezetésével a Hochschwab részét képező Seeberghez utaztunk. Kb. 1900 méteres magasságban a karsztra jellemző morfológiai jelenségeket (pl. dolina, vagy a terepnyakorlaton felfedezett jégakna) tanulmányozhattunk.

Augusztus 24-én jómagam vezettem a terepbejárást. Első megálló a Felsőcsatári Zöldpala felhagyott kőfejtője volt, ahol röviden ismertettem a kőzetek fácieseit, fejlődéstörténetüket és archeometriai jelentőségüket. Ezt követően Tobajban egy fiatal alkáli bazalt vulkanizmus során keletkezett vulkán piroklasztját mutattam be, majd lehetőség nyílt amfibol megakristályok gyűjtésére is. Majd a Rohoncánál található Freigruber bányában CSOMOR Áron a bányatechnológiáról tartott egy rövid előadást. Végezetül pedig ellátogattunk a Borostyánkőnél található felhagyott szerpentinbányába, ahol a hallgatók két igen ritka kőzetet, a klorititell és a rodingitell találkozhattak.

Az utolsó napon, augusztus 25-én Sopronba utaztunk, ahol a helyi egyetem hallgatói és UNGER Zoltán vezetésével megismertük

az egyetemet és hagyományait. Délután egy belvárosi séta keretében a Magyarhoni Földtani Társulathoz köthető helyszínek meglátogatása és koszorúzása történt meg. Végezetül, a résztvevők elénekelték a bányászhimnuszt, ami hivatalosan lezárta az idei, terepnyakorlatot!

LANGE Thomas

„Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz”
8. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés

2017-ben a Vándorgyűlésnek a heves megyei Szihalom község adott otthont, amit számos körülmény indokolt, kapcsolódva a konferencia mottójához és a beszámoló címéhez is.

Szihalom az Északi-középhegység és az Alföld határán fekszik ahol a nem túl régi földtörténeti múlt folyamán még valójában a Pannon-tenger hullámai „nyaldosták” az északabbra elterülő szárazföldet. Ennek az időszaknak emlékeit őrzik a Bükk és a Mátra előterében található lignittelek. A valamivel még régebben pedig intenzív vulkáni kitérések meg-megszakították a részben tengerrel borított terület nyugalalmát. A vulkáni működés mementói a Bükkalja területén is elterjedt tufák, amelyet az ember többféle módon is alkalmazott. Szintén nem túl messze található Szihalomtól Szarvaskő, ahol a középidői óceán aljzatán felszínre érkező olvadt kőzetanyagot ma „párnaláva” formájában vehetjük szemügyre. Nem túlzás tehát állítani, hogy Szihalom ideális helyen van, hogy az „elemek” kölcsönhatásának közöttani és geokémiai emlékeit tanulmányozni tudjuk.

A Vándorgyűlés során számos, a társadalom szempontjából is fontos, témakör került terítékre, mint a Kárpát–Pannon régió legfiatalabb vulkáni tevékenysége és annak potenciális hatása a társadalomra, a geokémiai modellezés szerepe a kőzet–víz kölcsönhatás megismerésében. Előadásokat hallhattunk, hogy hogyan lehetne a geotermikus energiát hatékonyabban kihasználni, illetve, hogy hazánkban milyen lehetősége van a szén-dioxid felszín alatti elhelyezésének. Megtudhattuk, hogy milyen karbonátok kristályosodnak a Balatonban és ez hogyan függ össze a tó földrajzi és időjárási viszonyaival. A terepen többek között a Bükkalja savanyú vulkáni kőzeteinek és szarvaskői párnalávák települését és fizikai jellegét ismerhettük meg. A Vándorgyűlés megmutatta, hogy a hazai közöttani és geokémiai szakterület nemzetközileg is „ütőképes” fiatal utánpótlással rendelkezik (a résztvevők több mint fele 35 év alatti volt). Jól bizonyítja ezt, hogy a fiatal előadói és poszter kategóriákban a zsűri nagyon nehéz helyzetben volt a díjak odaítélésével kapcsolatban.

A Vándorgyűlés szervezését a Magyar Földtani és Geofizikai Intézettel és utódjával a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálatl együttműködésben a Magyarhoni Földtani Társulat, a szihalmi megyei Prima-díjas Tobán Hagyományörző Népművészeti Egyesület végezte, Dr. Joó Csaba egyesületi elnök és a Magyar-Tár-Ház közreműködésével.

A több mint 80 résztvevő egybehangzó visszajelzése szerint a 2017. évi Vándorgyűlés az eddigi legsikeresebb konferencia volt létszámban, szakmai színvonalban és a szabadidős programok tekintetében is. A cél a jövőben is — az ötletgazdák szándékának megfelelően — a hazai közöttani és geokémiai kutatások erősítése és nemzetközi elismertségének megteremtése.

A következő, 9. Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés Nógrád–Gömörben fogjuk tartani, az ELTE-n működő Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium szervezésében.

KOVÁCS István János

Földtudományi és kultúrtörténeti emlékek nyomában

Kubinyitól–Kubinyiig, Felvidék 2017. szept. 28–29.

Társulatunk immár hetedik alkalommal szervezte meg az őszi kétnapos kirándulását. A negyven főre duzzadt csapat gyönyörű, napsütéses időben járta be autóbusszal a több mint 600 km-es útvonalat, amit előzetes egyeztetések és a szakmai mondanivaló optimalizálása után a szervezők összeállítottak. Az elnökség célja az volt, hogy a 2013. tavaszán Videfalván, a Társulat megalapításának 165. évfordulóján a Kubinyi kúria falán elhelyezett emléktábla megkoszorúzása után csaknem öt évvel, tegyük tiszteletünket a Kubinyiak őszi szálláshelyén is, az Árva vármegyei Felsőkubinban, a ma is álló, reneszánsz Kubinyi kúriában. A rezidencia jelenlegi új tulajdonosa által szakszerűen és lelkiismeretesen felújított műemlék meglátogatása megkoronázta utunk egyébként is remek látnivalóit, valamint ezzel eleget tettünk hagyományörző és patrióta kötelességünknek, amit alapító elnökünk ősi családja iránti tiszteletből egy társulati koszorúval róttunk le.

A program összeállításában, az egyes megállóknál történő idegenvezetésben nagy segítséget nyújtottak GAÁL Lajos geológus és WERNER Norbert bányamérnök, szlovákiai kollégáink. Utunkat Budapest–Zólyom–Besztercebánya–Úrvölgy–Felsőkubin–Árva-vára–Körmöcbánya–Budapest útvonalra terveztük és a programot maradéktalanul teljesítettük. Szállásunk az Alsókubin melletti Párnícán volt. Első megállónk Besztercebánya volt, ahol GAÁL Lajos tartott ismertetőt a város építészeti és bányászati vonatkozásairól. A korábban réz- és ezüstitányászatáról híres, gazdag felvidéki városban megtekintettük a Fuggerek, Thurzók házeit, a várnegyedet, a Mária templomban lévő Szent Borbála kápolna Lőcsei Pál mester által készített oltárképét, a Mátyás házat, a régi városházát is.

Következő állomásunk a híres bányásztelepülés Úrvölgy volt. Itt egy igazi arisztokrata, dr. Wilhelm G. vom FUHRHERR-MARKSFELD báró fogadott, és, bajor származása ellenére, nagymamájától tanult ékes magyar nyelven ismertette a település történetét és jelenét a helyi közösség által létrehozott Herregrund bányász-múzeumban. Az alig több mint kétszáz lakossal rendelkező községben ma már csak hat bányász lakik, de a hagyományörző műkedvelők lelkes csapata őrökdi a történelmi bányász emlékek és ünnepek ápolása felett. A település a középkorban Európa egyik legnagyobb réz és ezüst termelését adta, a Fuggerek révén az itt bányászott réz Afrika körülhajózásával még Indiába is eljutott. Ma már erre csak a régi hányók és a múzeumban található emlékek utalnak.

Utunk ezután Donovaly érintésével az árva megyei Felsőkubinba vezetett. A szép parkban elhelyezkedő kastély a települést körülölelő csodálatos hegyek közepén mintegy ékkő díszítette a tájat. Új tulajdonosa, az építési vállalkozó KOZÁCIK Pavol úr szívvel fogadtatásban részesített bennünket. A Kubinyi rezidencia teljes renoválása, szakszerű, a műemlékvédelmi előírásoknak is megfelelő, de ugyanakkor a jó ízlést és mértékertő eleganciát is felmutató felújítása kizárólag az ő érdeme. Az elegáns szállodának tervezett átalakítás a jövő évre készül el. Társulatunk a tulajdonos készséges hozzájárulásával egy koszorút is elhelyezett a kastély bejáratánál, tisztelegve alapító első elnökünk családjának emléke előtt. Megígértük a Társulat jövőbeli előjárói nevében, hogy látogatásainkat az elkövetkező években nem fogjuk elhanyagolni. A

már estébe hajló vizit után a közelben lévő Párnícára hajtottunk.

Másnap szikrázó napsütésben érkezünk Árva várának falai alá. Az Árva folyó felett 112 méterrel elhelyezkedő monumentális erődítmény impozáns látványt nyújtott. A Magyarországot és Lengyelországot összekötő középkori útvonalat védő erősséget ellenség soha nem vette be. Lakói és tulajdonosai között megjelentek a Balassák, a Thurzók, a Pálffyak, az Eszterházyak, a Zichyk, Csák Máté, Corvin János, Thököly Imre is. Az erődítmény mintegy kétórás bejárása után indultunk Körmöcbánya meglátogatására.

A Körmöcbányára vezető úton némi nehézségek árán megérkeztünk az „aranyvárosba”. A csengő körmöci aranyak adták a középkori és reneszánsz Európa szinte egyetlen értékes pénzemét, amit a mai napig működő itteni pénzverésben vernek. A „Mincovna” meglátogatása a délutáni időpont miatt már nem volt lehetséges ezért a helyi — bányászati emlékeket is őrző — múzeum és a várnegyed meglátogatásával vigasztalódtunk. A város és a várnegyed fölül magasodó Szent Katalin templom emlékeztetett bennünket a régi magyar ércbányászok korábbi védőszentjére, aki őrökdi a mélyben nehéz munkát végző bányászok élete felett. A helyi sörök és nyalánkságok kipróbálása után utunkat már hazafelé vettük. Körmöcrről dél felé haladva Garamszentkereszt előtt még távoli pillantást vetettünk a Selmeci- és a Körmöci-hegység vulkáni képződményeinek tájat formáló szép alakulatai között megbújó Jasztraba és Lehotka perlit előfordulásaira, valamint a Garam völgye fölül magasodó Saskő várának romjaira.

A jó hangulatú és tartalmas kirándulást minden résztvevő méltatta és reményét fejezte ki a jövőbeni folytatásra. CSERNY Tibor főtitkár úr fotóalbuma jól mutatja a két nap teljes keresztmetszetét. Kepeinek válogatását a Társulat honlapján megtalálható.

Baksa Csaba

Geotóp napok – 2017

2017. októberének első két szombatján ismét megrendezésre kerültek a Geotóp napok.

A mozgalmat Magyarországon — európai mintára — a Debreceeni Hexaság Egyesület(!) kezdte el, majd a Társulat ProGeo Földtudományi Természetvédelmi Szakosztálya és a Földművelésügyi Minisztérium Nemzeti Parki és Tájvédelmi Főosztálya is bekapcsolódott a szervezésbe és a koordinálásba. Ennek eredményeként az idén már 20 helyszínre várták a rendezők az érdeklődőket, de a tényleges események száma ennél nagyobb: a Sas-hegyen például mindkét napon volt program (összesen 300 résztvevővel), Salgóbányán október 7-én négy önálló Geotóp napra való programot szerveztek (összesen 130 résztvevővel), Tarpán pedig egy pótnapot is be kellett iktatni, a nagy érdeklődésre való tekintettel (40 résztvevővel).

Újdonság, hogy az idén nagyobb súllyal szerepeltek a kevésbé hegyes-völgyes tájegységek is: Madarason, Csólyospáloson, Békéscsabán síkvidéken, Kurdon és Tarpán szelíd dombok közt szervezhetek élményeket a résztvevők. Volt teljesítménytúrával egybekötött földtudományi bemutató, tisztán szakmai geotúra, és volt kényelmes, sátoros-kirakodós interaktív játszóház is. A résztvevők száma 10 és 150 között szórta, az életkor 1 és 70 év között. Az egyes helyszínek felsorolása és programja megtalálható a Társulat által működtetett „Geotópnap” honlapon.

A két nap tapasztalatai: az embereket lenyűgözi az élettelen környezet, annak ellenére, hogy a kevesebb alapismeret, a nehezen eljutó információk miatt eleinte nehezebben tudnak azonosulni a kőzetekkel, a felszínformákkal, a földtani, geomorfológiai képződményekkel, mint az élővilággal. Aki azonban eljött, a szakszerű túravezetés után élményekben, ismeretekben gazdagodva térhetett haza.

Sokan szó szerint követelték a szórólapokat, kisebb kiadványokat. A Társulat, a nyertes Zöld Forrás pályázatoknak köszönhetően, már több állandó helyszínre készített egységes arculatú ismeretterjesztő leporellót, és remélhetőleg néhány év alatt le lehet majd fedni velük az összes lehetséges helyszínt.

Többen érdeklődtek a Geotóp nap honlapja, facebook oldala iránt. Jó elgondolás a honlap további fejlesztése, friss adatokkal, tartalommal és képgalériákkal való bővítése.

A szervezők szinte mindenütt az eddigi legsikeresebb rendezvényről számoltak be azzal, hogy jövőre is okvetlenül csatlakoznak a Geotóp napokhoz. Különösen örvendetes, hogy ezt a Nemzeti Park Igazgatóságok is felvállalják, pedig néhány éve még idegenkedtek az élettelen természeti értékek népszerűsítésétől. Jól vizsgázott a honlap, amit sokan kerestek fel, és sikert arattak az erre az alkalomra gyártott leporellók is.

Összefoglalva, a kitűzött cél jó, a fejlődés irányai kirajzolódtak, a jövő évi Geotóp napok szervezési munkálatai e sorok megjelenésekor már meg is kezdődtek.

VINCZE Péter

Földtudományos forgatag – 2017

Idén kilencedik alkalommal rendeztük meg a Földtudományos forgatagot, ez alkalommal is a Magyar Természettudományi Múzeumban, november 11–12-én.

A rendezvényt megelőző napon sajtótájékoztatót tartottunk a Múzeum Semsey termében, ahol három téma került szóba.

Először, együttműködési megállapodásokat újítottunk meg a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) és a Forгатagot a korábbi években különböző mértékben támogató szervezetek, úgy mint — a Magyar Tudományos Akadémia (MTA) X. Földtudományok Osztálya,

— a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), és

— a Magyar Természettudományi Múzeum (MTM) között.

A kölcsönösen kedvező feltételeket tartalmazó együttműködési megállapodások az alábbi kérdésköröket tartalmazták:

— mindkét fél lehetővé teszi a másik elérhetőségének adatait, honlapjának címét, azonnali hozzáférést biztosító link formájában;

— tájékoztatják egymást kölcsönösen a meghirdetett szakmai rendezvényekről, konferenciákról, tanulmányutakról, megemlékezésekről és ezekkel összefüggő kérdésekről;

— egybeeső érdekek esetén közös rendezvényeket szerveznek;

— közösen lépnek fel érdekérvényesítő képességük növelése érdekében.

A megállapodásokat a Társulat részéről BAKSA Csaba elnök, az MTA-tól Bozó László osztályelnök, a Szolgáltatól ZELEI Gábor elnök, míg a Múzeumtól KORSÓS Zoltán főigazgató írta alá.

A sajtótájékoztató második napirendi pontjaként BAKSA Csaba röviden ismertette a Forгатag elmúlt 10 éves történetét, kiemelve a rendezvény egyre nagyobb népszerűségét az érdeklődő nagyközönség körében. Továbbá, köszönetét fejezte ki a korábbi forgatagoknak (MTM, ME, MFGI) és a jelenlegi rendezvénynek helyszínt biztosító házigazdáknak.

A tájékoztatón bemutattuk az idén harmadik alkalommal, a Társulat honlapján és a közösségi Facebookon meghirdetett „Év ásványa”, „Év ősmaradványa” és „Év ásványi nyersanyaga” szavazás nyertesét. A 2018. év ásványát, a fluoritot PAPP Gábor; ősmaradványát, a Balatoniteszt (ammonitesz) BODOR Emese; míg ásványi nyersanyagát, az alginitet BAKSA Csaba mutatta be röviden.

Péntek délután a Múzeum földszinti kiállítócsarnokában alakították ki standjaikat a forgatag kiállítói. A korábbi évekhez

képezt jelentősen nagyobb alapterületen, ez alkalommal a következő, közel 40 résztvevő szorgoskodott a helyszínen: az ANZO-Perlit Kft., a Bakonyi Természettudományi Múzeum, a Balatonfelvidéki Nemzeti Park Igazgatóság, a Bakony–Balaton Geoparkkal közösen, a BIOCENTRUM Kft., a Bükki Nemzeti Park Igazgatóság Ipolytarnóci Ősmaradványok Természetvédelmi Területe, az ELTE Meteorológiai Tanszék, az ELTE Természettudományi Múzeum, az Eszterházy Károly Egyetem Földrajzi és Környezettudományi Intézete, a Földművelésügyi Minisztérium, Nemzeti Parki és Tájvédelmi Főosztálya, a Geo-Log Kft., a JOSAB Hungary Kft., a Kiskunsági Nemzeti Park Igazgatóság, a Kuny Domokos Múzeum, a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, a Magyar Földmérési Térképészeti és Távérzékelési Társaság, a Magyar Földrajzi Múzeum, a Magyar Geofizikusok Egyesülete, a Magyar Honvédség Geoinformációs Szolgálat, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, a Magyar Meteorológiai Társaság, a Magyar Természettudományi Múzeum Ásványtára, valamint Földtani és Őslénytani Tára, a Magyarhoni Földtani Társulat, a Mátra Múzeum, a MFT Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztálya, a BME Mérnökgeológia és Geotechnika Tanszéke, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara, a MOL Nyrt, a MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézete, a MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Geodéziai és Geofizikai Intézete, a Novohrad–Nógrád Geopark, az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, az Országos Meteorológiai Szolgálat, a Pásztói Múzeum és az Utazó Planetárium Kft. képviselői, szakemberei.

Szombat délelőtt a Forгатag látogatóit és résztvevőit a kupolacsarnokban, a házigazda nevében MEDZIHRADESKY Zsófia főigazgató-helyettes köszöntötte, majd BAKSA Csaba elnök megnyitotta a rendezvényt. A kiállítócsarnok hamarosan megtelt étellel, miközben a Múzeum pénztára előtt szinte állandósult a látogatók hosszú sora. A kiállítók nagy türelemmel, és lelkesedéssel foglalkoztak az óvodás korú gyerekektől a tanulócsoportokon át, a családokkal, az érdeklődő felnőttekkel és a szép koraikkal, egyaránt. Idén, szinte minden kiállító standnál volt interaktív játék, kvíz, mikroszkóp vagy egyéb eszköz, bemutató tárgy, műszer, térkép, poszter, ásvány, kőzet, ősmaradvány és sok-sok ajándék.

Az érdeklődő látogatók a következő ismeretterjesztő előadásokat hallgathatták meg a Múzeum Semsey termében:

FÖZY István: A Kárpátok sárkánya a barlangi medve,

HIR János: Őslénytani kutatótáborok középiszólás fiatalokkal,

KAKAS Kristóf: Atombomba kísérletek és geofizika,

KERCSMÁR Zsolt: Csodálatos földtörténet,

KISS László: Földön kívüli földek: a csillagászat és a földtudományok találkozása más csillagok körül,

KOVÁCS István János: Tenger a Pannon-medence alatt — avagy hogyan születik vízből a tűz?,

LEÉL ÖSSY Szabolcs: Keresztül Ausztrálián,

ÓSI Attila: Őshüllő-kutatás Magyarországon: új lelőhelyek és új leletek,

PÁLFY József: Nagy kihalások a földtörténetben,

PAPP Gábor: Ismeretlen ismerős — az év ásványa, a kvarc, és a zeolit — mindenes a kőbányából,

PRAKALVI Péter: Rejtélyes sülyedékes lyukak Nógrád megyében. Mélyművelésű bányászat, földalatti atomrobbantások, természetes kinyílások?

SIPOSS Tamás: Felszín alatti vízáramlások, föld alatti szállítószalagok,

SZARKA László: Paradigmaváltás a környezettudományban,

TAKÁCS József: A drágakövek világa — avagy miért szeretjük a zaffírt?

A két napon 200 érdeklődő hallgatta meg az előadások egy-két-másikat, de sokan 4–5 előadást is figyelemmel kísértek. A teremben egyszerre akár százan is jelen voltak, majd később sokan kérdéssel folytatták a diskurzust a kupolacsarnokban.

Nagy sikere volt az Utazó Planetárium új filmjeinek is, melyet a korábbinál nagyobb befogadóképességű kupolatérben mutattak be. A két napon többször is levetített filmek a következők voltak:

A Cassini küldetés és a Szaturnusz kutatása

A Földtől az Univerzum határáig — utazás a végtelenbe és még tovább

Két kis üveglencse — A távcsövek csodálatos világa

Kozmikus eredetünk felfedezése! — (Cosmic Origins)

Napszúrás — Életet adó csillagunk és az úridőjárás rejtelmei

Utazás a bolygók csodálatos világába

Utazás a Marsra — specifikus műsor a Mars-kutatásról

A korábbi évekhez hasonlóan, mindkét napon vetítettünk ismeretterjesztő rövidfilmeket, bemutatván hazánk 10 nemzeti parkjának csodáit, valamint a bükkábrányi ősciprusokat és az iharkúti dinoszauruszok feltárásának, kutatásának és megőrzésének történetét. A levetített filmek az alábbiak voltak:

Korhadó múlt, porladó jövő? — A bükkábrányi ősciprusok

Az első — A Hortobágyi Nemzeti Park

Találkozások térben és időben — A Duna-Ipoly Nemzeti Park

A gyöngyszem — Az Aggteleki Nemzeti Park

Vízjárta puszták vidékén — A Körös-Maros Nemzeti Park

Fennsík az ország tetején — Bükki Nemzeti Park

Dinoszauruszok és vadásaik

A magyar tenger mellékén — A Balaton-felvidéki Nemzeti Park

A vadludak útján — A Fertő–Hanság Nemzeti Park

Táj és ember — Az Őrségi Nemzeti Park

Az élő vizek partja — A Duna-Dráva Nemzeti Park

A homok és a szik birodalma — Kiskunsági Nemzeti Park

A megfáradt és megehezett kiállítóinkról a társulati büfében szorgoskodó titkársági dolgozóink gondoskodtak szendvicsekkel, kávéval, teával, ásványvízzel, gyümölcszel és édességgel, nem kisebb szorgalommal és szeretetteljes lelkesedéssel.

A Forgatag idej hangulatát és nyüzsgő életét a főtitkár által készített fotóalbumok próbálják meg visszaadni, amelyek az alábbi linkeken érhetők el:

<https://photos.google.com/share/AF1QipO51WSGyxDwt0VdL3gfcOyQYkwYzUIKYU9BTGm0FKzM00aSV6rm9i13LujABsTlvg?key=a0h0Q0lqZmt4YV95M2lJMG12NzBFMIBOWkh0a2tn>

https://photos.google.com/share/AF1QipM4W1goIRoNtq6xhGmHLDL0Az07BoKaVEoSIIjzmf7LQ_8H-tJC_1tVLzMF_L_a_g?key=Wk5Kcm1zRmwzUJlNa3hsMng5Yje4UFhYMFQ4QmRn

A kétnapos rendezvény látogatottsága a tavalyihoz hasonló volt. Mintegy 2550 fizetett belépővel rendelkező és kb. 150–200 meghívott vendég látogatta meg, továbbá a kiállítói standokat működtetők legalább 150 főre tehető csapata járta körbe. A rendezvény több országos és helyi írott sajtóban, illetve médiában kapott nyilvánosságot. A kiállítók és a látogatók visszajelzései alapján az idej forgatag tartalmi színvonala, média megjelenése és látogatottsága kiváló volt.

CSENY Tibor

Ásványtani, közettani és geokémiai felsőoktatási műhelyek éves találkozója

2017. november 16–17-én, két félnapos rendezvényként, immáron negyedik alkalom került sor az ásványtani, közettani és

geokémiai felsőoktatási műhelyek éves találkozója; a házigazda ezúttal a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke volt. Mint eddig minden alkalommal, az első nap délutánján a vendéglátók bemutatkozására került sor. A résztvevők üdvözlése után MCINTOSH Richard William a tanszék történetét vázolta, majd RÓZSA Péter a debreceni földtudományi alapszakos képzésre jelentkezők és felvettek létszámának változását, a csökkenés lehetséges okait taglalta az elmúlt 12 év vonatkozásában. Rövid kávészünetet követően POSTA József a munkacsoportja által kifejlesztett és szabadalmaztatott új analitikai eljárást, a termospektrometriát ismertette, majd az egyetemmel számos kutatási területen együttműködő MTA ATOMKI két laboratóriumának bemutatkozására került sor: BENKÓ Zsolt az elérhető s a tervezett geokronológiai vizsgálati lehetőségről, BRAUN Mihály pedig a LA-ICP-MS vizsgálatokról tartott rövid prezentációt. Végül, mintegy műsoron kívül, HARMAN-TÓTH Erzsébet a Társulat esedékes tisztújításáról adott rövid tájékoztatást. Ezt követően a résztvevők a Debreceni Egyetem Agóra Tudományos Élményközpontját látogatták meg. A nap közös vacsorával zárult.

A rendezvény második fél napján először az MTA, Földtudományok Osztálya, Geokémiai, Ásvány- és Közettani Tudományok Bizottságának Felsőoktatási Munkabizottsága vezetőjének megválasztására került sor, ennek során a résztvevők a jelenlegi elnököt, WEISZBURG Tamást választották újra. A program a régi/új elnök vitaindítójával folytatódott. Előadásában a képzés jövőjéről beszélt, különösen tekintettel a csökkenő létszámok okozta nehézségekre és az új tantervek által meghatározott lehetőségekre, majd HARMAN-TÓTH Erzsébet nyújtott rövid összefoglalót az „Év ásványa” és az „Év ősmaradványa” programokról. Ezt követően HARANGI Szabolcs a társadalmi kapcsolatokról tartott előadást, kiemelve ezek jelentőségét a hallgatói utánpótlásban. Végül PÓSFAI Mihály országos körképben vázolta a főbb fejlesztéseket, beruházásokat és az ebből adódó együttműködési lehetőségeket. Az előadásokat élénk vita kísérte. A rendezvényen összesen 33 fő vett részt.

Az ásványtani, közettani és geokémiai felsőoktatási műhelyek következő találkozójának a tervek szerint 2018-ban Veszprém ad majd otthont.

RÓZSA Péter

NosztalGEO 2017: „Új/régi eredmények: középső-, alsó-miocén”

Az MFT Alföldi Területi Szervezetének legnagyobb szabású éves rendezvényét, a NoztalGEO-t hatodik alkalommal rendezték meg Algyőn, november 24-én. Az elmúlt és az azt megelőző év programja az „Algyő szénhidrogén mező” felfedezésének 50 éves évfordulójához, illetve az Alföldi Területi Szervezet megalakulásának fél évszázados történetéhez kapcsolódott. Mindkét eseményen kiemelt figyelmet kaptak a Pannon-tó feltöltődésében szerepet játszó üledékes fáciesek, üledékes közettestek és természetesen a bennük felhalmozódott szénhidrogéntelepek. Az elmúlt évtized(ek)ben lényegesen kevesebb figyelem, új eredmény született az Alföld középső- és alsó-miocén képződményeinek vonatkozásában. Ezt a hiányt pótolta idej rendezvényünk, amit — visszatérve a hagyományos helyszínre — Algyőn, a Faluházban tartottunk. A vidéki helyszín ellenére rendezvényünket a korábbi évekhez hasonlóan kiemelt érdeklődés övezte: a résztvevők száma 87 fő volt.

Az előadónapot KISS Balázs (elnök, Alföldi Területi Szervezet) megnyitóját követően BAKSA Csaba (MFT elnök) rövid köszöntője, majd KISS Balázs bevezető gondolatai követték. A délelőtti szekció első szakmai előadásaként LEMBERKOVICS Viktor

(és mtsi.) mutatta be a dél-magyarországi miocén árok szénhidrogén-rendszerének 3D modellezési eredményeit. Ezt követően TÓTH Ferenc izgalmas felvételekkel illusztrálta a termál- és szénhidrogén-kutak kút kamerával történő új vizsgálati lehetőségeit. Ehhez kapcsolódóan a Zerlux Hungary Kft. képviselői műszerbemutatóval színesítették a kávészünetet. MILOTA Katalin (és mtsi.) az anyakőzetek vizsgálati eredményeire építkezve vázolta az alföldi szénhidrogén-rendszereket, majd BÁLDI Katalin (és mtsi.) a Soltvadkerti-árokban feltárt középső-badeni evaporitokhoz kapcsolódó kutatási eredményeikbe nyújtott bepillantást. Az ebéd előtti utolsó előadás jó alap volt a halászlé és túrós csusza melletti beszélgetéshez: HORVÁTH Ferenc (és mtsi.) felvázolta az alföldi szintrift félárkok kialakulásának és feltöltődésének új modelljét.

A délutáni szekció négy előadása szintén újdonságokkal szolgált, érdekességeket, új részeredményeket, alternatív módszereket ismerhettünk meg a miocén képződményekre fókuszáló kutatásokból. BULÁTKÓ Kornél és SZUROMINÉ KORECZ Andrea (és mtsi.) a Derecskei-árok keleti peremének középső-miocén öskörnyezeti térképezéséről tartott előadást. FARKAS Kolos (és mtsi.) esettanulmányt mutatott be a Pannon-medence miocén rétegsorában alkalmazott új szénhidrogén-kutatási koncepcióról. GEIGER János (és mtsi.) a Szegedi-medence nyugati oldalának nagyléptékű miocén szedimentológiai modelljét vázolta fel. Végezetül LEMBERKOVICS Viktor zárta az előadónap programját, aki olyan alternatív módszert ismertetett, amivel az anyakőzetretegek közvetlen geokémiai mérések nélkül azonosíthatók.

A szakmai nap lehetőséget biztosított kötetlen beszélgetésekre, az előadásokkal kapcsolatos kérdések megvitatására. A résztvevők összetétele alapján elmondhatjuk, hogy változatlanul sikerült összehozni a „már régóta fiatal” (nyugdíjas, senior kutató) kollégákat egymással és a „még nem olyan régóta fiatal” szaktársakkal (fiatal szakemberek, kutatók, egyetemi hallgatók). Rendezvényünket felsőoktatási kutatóhelyek (DE, ELTE, ME, SZTE), állami szakszolgálat (MBFSZ), ipari társaságok (MOL Nyrt; Mannvit Kft., Geomega Kft., Kőmérő Kft., Oil & Gas Development Kft., OGD Central Kft., RAG Hungary Kft., Sand Hill Petroleum, TDE Services, Zerlux Hungary Kft.) képviselői

egyaránt megtisztelték, lehetőséget teremtve a kutatási, fejlesztési és innovációs kapcsolatok bővítésére. Reményeink szerint hasonló széles körben találkozunk jövőre a hetedik algyői NosztalgEO-n!

Programjaink megvalósításához támogatást szívesen fogadjunk. Az Alföldi Területi Szervezet (al)számla száma: 10200201-28610746-00000000 (K&H Bank).

KISS Balázs, RAUCSIKNÉ VARGA Andrea

Személyi hírek

Dr. VITÁLIS György tiszteleti tagunkat az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán 2017. október 31-én vasoklevéllel tüntették ki.

Könyvismertetés

POLGÁRI Márta, SZABÓ Zoltán, VIGH Tamás:
Mangánércbányászat Úrkúton (1917–2017),
Manganese Ore Mining at Úrkút (1917–2017)

A kötet 168 oldalon átfogó történeti áttekintést ad magyar és angol nyelven az Úrkúton folyó mangánérc-bányászat és tudományos kutatás száz évről, a bánya nemzetközi jelentőségéről a megnyitástól a bezárásáig.

A kötet az Előszó és Bevezetés után Történeti áttekintés című fejezettel, majd az Úrkúti Mangánérc Formáció részletes bemutatásával, valamint legújabb kutatások eredményeivel folytatódik. Végül a külszíni és föld alatti bányaművelés bemutatása zárja a fényképekkel és ábrákkal gazdagon illusztrált kötetet.

Idézet a bevezetőből: „Az volt az elképzelésünk, hogy az úrkúti bánya megnyitásának közelgő centenáriumi évfordulója alkalmából a könyv az érdeklődők kezébe kerülhessen. Nem sejtettük, hogy a jubileum egyúttal a bánya végét is jelenti.”

PÁL-MOLNÁR Elemér

Tartalom — Contents

- PAPP Nikoletta, VARGA Andrea, MÉSZÁROS Előd, RAUCSIK Béla: A dorozsmai márvány (Tiszai-főegység) közettani újvizsgálata: deformáció és fluidum hatása a mikroszerkezet fejlődésére. — *Petrographic analyses of marbles: characteristic features of deformation and fluid-related effects in the Dorozsma marble (Tisza Mega Unit, South Hungary)*. 337
- SZEMERÉDI Máté, VARGA Andrea, LUKÁCS Réka, PÁL-MOLNÁR Elemér: A Gyűrűfüi Riolit Formáció közettani vizsgálatának eredményei a Villányi-hegység északi előterében. — *Petrography of the Gyűrűfüi Rhyolite Formation, northern foreland of the Villány Mts, Hungary*. 357
- POLONKAI Bálint, KROH, Andreas, GÖRÖG Ágnes, SELMECZI Ildikó, DUNAI Mihály, BODOR Emese: A *Brissus* genus (Echinoidea) első előfordulása a magyarországi badeniből és a *Brissus mihalyi* n. sp. leírása. — *First occurrence of echinoid genus Brissus in the Badenian (Middle Miocene) of Hungary and description of Brissus mihalyi n. sp.* 383
- KÖRMÖS Sándor, CZIRBUS Nóra, SCHUBERT Félix: Furadékminták gáz és illékony komponenseinek vizsgálatához szükséges minta-előkészítési és -feltárási protokoll fejlesztésének eredményei. — *Development of measuring protocol for gas and volatile analysis of drill cuttings*. 399
- EMBEY ISZTIN Antal: A köpeny eredetű kőzetek felismerésének története és szerepe a geológiai gondolkodás fejlődésében. — *Recognition of mantle-derived rocks and their role in the evolution of geological thought*. 415
- In memoriam**
- BREZSNYÁNSZKY Károly, KOZÁK Miklós, RÓZSA Péter: In memoriam Dr. GYARMATI Pál. 423
- Hírek, ismertetések** (összeállította CSERNY Tibor) 429

