

A cirkon (U-Th)/He kormeghatározás módszertani alapjai és alkalmazása fiatal (<1 M év) vulkánkitörések datálására

MOLNÁR Kata^{1,*}, DUNKL István², HARANGI Szabolcs^{1,3}, LUKÁCS Réka³

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

²Department of Sedimentology and Environmental Geology, Geoscience Centre, Georg-August University, Göttingen, Germany

³MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

*levezető szerző, email: mkata90@gmail.com

Methodology and application of zircon (U-Th)/He geochronology in the dating of young (<1 Ma) eruptions

Abstract

The dating of young volcanic eruptions is often difficult with respect to the time range between the sensitivities of radiocarbon and the routine K-Ar methods (ca. 50 ka and 1 Ma, respectively); problems can also arise due to the absence of suitable K-bearing minerals (e.g. leucite, sanidine) or charcoal fragments. However, by combining zircon U-Th and (U-Th)/He dating this critical time-window can be covered. Because of the low closure temperature of the zircon (U-Th)/He system (~150–180 °C), and the fact that zircon is a widespread accessory mineral in most of the volcanic eruption products, this method is suitable for dating the age of eruptions directly. Furthermore, over the last decade, the advantages of the method have been supported by its expansion and application by international researchers when dating young (< 1 Ma) eruption events. In this Hungarian review paper a summary is presented of the theoretical principles, basic methodology and past developments of the (U-Th)/He geochronology; it also shows the applicability of the method for dating young (< 1 Ma) volcanic eruptions.

For the purpose of this study eruption products were selected from the Carpathian–Pannonian Region and they are related to the youngest volcanic activity (Ciomadul, South Harghita) known in the area. These are the andesitic dome of Dealul Mare and the pyroclastic deposit close to the village of Bixad; these features have eruption ages of 843 ± 27 kyrs and 32.6 ± 1.0 kyrs, respectively. The selected samples are good for demonstrating each step of the method from the measured raw data to the corrected age, and also for illustrating its adequacy for deriving reliable eruption ages for young volcanic products.

Keywords: (U-Th)/He geochronology, disequilibrium dating, zircon, Carpathian–Pannonian Region, Quaternary

Összefoglalás

A fiatal vulkánkitörések kormeghatározása sokszor igen nagy nehézségbe ütközik a konvencionálisan használt módszerek időbeli korlátai (pl.: radiokarbon — ~50 ezer év a felső korhatár; K-Ar — ~1 millió év a rutinmérések alsó korhatára), vagy a méréshez szükséges megfelelő ásványok (pl. leucit, szanidin), valamint szenesedett növénymaradványok hiányában. Az U-Th mérésekkel kiegészített cirkon (U-Th)/He geokronológia többek között erre a kritikus időintervallumra kínál megoldási lehetőséget. Alacsony záródási hőmérséklete (~150–180 °C) miatt képes a kitörés időpontjáról direkt információt adni, továbbá nagy előnye az is, hogy a cirkon egy igen széleskörűen elterjedt akcesszoriális ásvány a legtöbb vulkáni kitörési termékben. Mindezekből kifolyólag az elmúlt évtized alatt a nemzetközi kutatások során egyre elterjedtebbé vált a módszer alkalmazása a fiatal (<1 millió év) kitörések datálására is, azonban a hazai kutatásokban csak kis mértékben jelent meg ugyanez a tendencia. Jelen munka célja, hogy az (U-Th)/He geokronológia elméleti és gyakorlati alapjairól, valamint fiatal vulkánkitörések kormeghatározása esetében történő alkalmazhatóságáról nyújtson egy részletes, magyar nyelvű összefoglalást.

Az alkalmazhatóság vizsgálatára a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb vulkánkitörésének (Csomád, Dél-Hargita) környezetében megtalálható, ahhoz kapcsolódó kitörési termékeket választottunk. Ezek a Nagy-Hegyes andezit lávadómja és a bükszádi piroklastár-üledék, amelyekre 843 ± 27 ezer (Nagy-Hegyes felépülése) és $32,6 \pm 1,0$ ezer évet (bükszádi réteget létrehozó kitörés) kaptunk eredményül. A kiválasztott lelőhelyek mintáin keresztül jól szemléltethető, hogy miként történik az (U-Th)/He kormeghatározás, hogyan követik egymást az egyes lépések, amíg eljutunk a mért adattól a végleges koreredményig. Ezek a képződmények jó példát szolgáltatnak a módszer alkalmazhatóságának bemutatására fiatal (<1 millió év) vulkánkitörések kormeghatározására.

Tárgyszavak: geokronológia, vulkanológia, (U-Th)/He kormeghatározás, nem egyensúlyi kormeghatározás, cirkon, Kárpát–Pannon régió, kvarter

Bevezetés

Az U- és Th-izotópok radioaktív bomlásából származó, és az ásványokban felhalmozódó He geokronológiai jelentőségét és alkalmazhatóságát már viszonylag korán, alig 10 évvel a radioaktivitás felfedezése után felismerte Robert J. STRUTT (1905). Úttörő munkája ellenére majdnem egy évszázadot kellett várni a módszer elterjedésére, ugyanis elsőre megbízhatatlannak tűnt, mivel a korai kutatások során kapott koreredmények túl fiatalnak bizonyultak (pl.: LEVENTHAL 1975). Ennek oka, hogy egy geokronológiai módszer használata során a kapott kor mindig azt az időpontot határozza meg, amikor az adott izotóprendszer zárttá válik, tehát a rendszer hőmérséklete az abban szereplő izotópokra vonatkozó záródási hőmérséklet alá hűl (DODSON 1973). Azonban csak a nyolcvanas években ismerték fel (ZEITLER et al. 1987, LIPPOLT & WEIGEL 1988), hogy ellenében a magas hőmérsékleten záródó U-Pb rendszerrel, az (U-Th)/He esetében a kapott kor a hasadvány nyomó módszerhez hasonlóan az alacsony hőmérséklet-tartományról, adott rendszer kései hőtörténetéről adhat információt. Ezáltal a korábbi „túl fiatal” korok más értelmet nyertek és megújult érdeklődéssel fordultak a módszer felé. Az (U-Th)/He geokronológia fejlődésnek indult, a különböző kutatások során egyre szélesebb körben, számos geológiai kérdés (pl.: adott terület süllyedés–kiemelkedés-története) megválaszolására, az apatit mellett egyre többféle ásvány (pl.: cirkon, titanit, hematit) bevonásával kezdték alkalmazni (pl.: FARLEY et al. 1996, WERNICKE & LIPPOLT 1997, SPOTILA et al. 1998, MCINNES et al. 1999). Emellett felismerték azt is, hogy a módszer — kombinálva az U-Th kormeghatározással — lehetőséget ad vulkánkitörések kormeghatározására is, amely különösen a fiatal (kvarter) események kapcsán jelentős. Ugyanis, amint az SCHMITT és munkatársai (2006) egyik első, ilyen témájú munkájából is kiderült, jól alkalmazható abban a kritikus időintervallumban (~50 ezer év — 1 millió év) is, ahol a módszertani korlátok vagy megfelelő ásványok hiányában más geokronológiai módszerek (pl.: radiokarbon, K-Ar) nem adnak megfelelően pontos korokat (FARLEY 2002; DANIŠÍK et al. 2016). Ezt követően egyre több olyan tanulmány jelent meg, amelynek fókuszában fiatal vulkánkitörések datálása állt (pl.: DANIŠÍK et al. 2012; SCHMITT et al. 2010, 2013, 2014; LINDSAY et al. 2013; GEBAUER et al. 2014; HARANGI et al. 2015a). Az ezekben közölt eredmények azt mutatták, hogy nem csak az 50 ezer és 1 millió év közötti időintervallumban, hanem még az ennél fiatalabb minták esetében is jól használható az (U-Th)/He geokronológia (legfiatalabb mért korok: cirkon (U-Th)/He — 2,5 ezer év; SCHMITT et al. 2013; gránát (U-Th)/He — A.D. 79; ACIEGO et al. 2003).

A módszer újrafelfedezését (ZEITLER et al. 1987) követően és szélesebb körű elterjedésével párhuzamosan megjelentek a módszertani jellegű leírások (FARLEY 2002, REINERS 2005, SCHMITT 2011, DANIŠÍK et al. 2016), amelyek segítségével megindultak a nemzetközi laboratóriumokban a rutinszerű (U-Th)/He mérések. Ennek ellenére hazai viszonylatban csak kis számban született olyan esettanul-

mány, amely a módszer termokronológiai vonatkozású (pl.: ARATÓ 2014, DANIŠÍK et al. 2015, LUKÁCS et al. 2015), vagy a vulkánkitörések kormeghatározására történő (pl.: KARÁTSÓN et al. 2013, MOLNÁR 2014, HARANGI et al. 2015a) alkalmazását használta. Jelen tanulmány célja, hogy egy magyar nyelvű elméleti összefoglalót adjunk az eddig a témakörben megjelent publikációk alapján, valamint hogy saját példákon keresztül bemutassuk a módszer alkalmazhatóságát a fiatal vulkánkitörések kormeghatározása esetében.

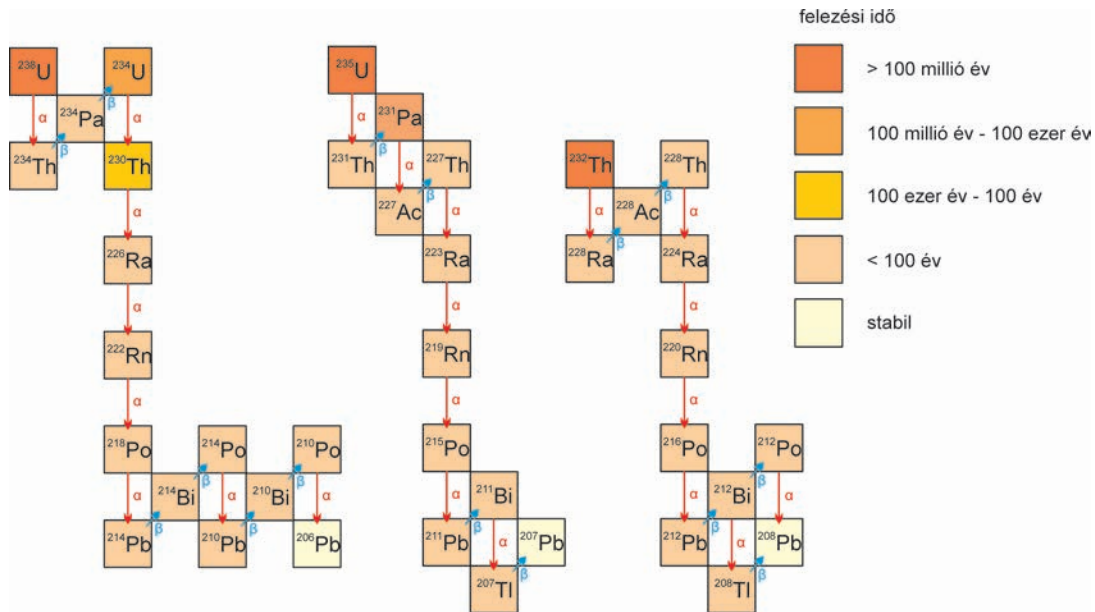
Módszertani alapok

A radiogén hélium (^4He) a radioaktív izotópok (pl.: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$) alfa-bomlásai során képződik (egy α -bomlási esemény egy ^4He képződést jelent). Az (U-Th)/He módszer az ásványokba kristályosodásuk során beépülő izotópok radioaktív bomlásokor keletkező és felhalmozódó He mennyiségének a meghatározásán alapul. Azok az ásványok alkalmasak az (U-Th)/He kormeghatározásra, amelyekbe kristályosodásukkor olyan mennyiségben épülnek be az anyaizotópok, hogy ezek bomlása során adott idő alatt mérhető mennyiségű He keletkezik. Ilyen például az apatit (pl.: HOUSE et al. 1999), titanit (pl.: REINERS & FARLEY 1999), cirkon (pl.: DANIŠÍK et al. 2012, SCHMITT et al. 2014), hematit (pl.: EVENSON et al. 2014, AULT et al. 2015), fluorit (pl.: EVANS et al. 2005, WOLFF et al. 2015), valamint a gránát (pl.: ACIEGO et al. 2003). Ezek közül az apatitot és a cirkont használják rutinszerűen a He-mérések során, a továbbiakban ennek a tanulmánynak a fókuszában a cirkon áll.

Az ásványban jelenlevő He teljes mennyiségét ($^4\text{He}_{\text{tot}}$) a következő (1.) egyenlet írja le (FARLEY 2002, HOURIGAN et al. 2005):

$$^4\text{He}_{\text{tot}} = \text{He}_i + 8 \times ^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \times ^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \times ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + 1 \times ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1), \quad (1.)$$

ahol $^4\text{He}_{\text{tot}}$, ^{238}U , ^{232}Th és ^{147}Sm az adott tömegszámú izotóp jelenkori mért mennyisége, míg a nagyon kis részarányban előforduló ^{235}U mennyisége a jelenlegi $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ arányból ($^{238}\text{U}/137,818$; HIESS et al. 2012) számolható ki. A He_i az iniciális hélium mennyisége, t a bezáródás óta eltelt idő, vagyis a felhalmozódási idő, λ pedig a bomlási állandó az egyes izotópokra ($\lambda_{238}=1,551 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$, $\lambda_{235}=9,849 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$, $\lambda_{232}=4,948 \times 10^{-11} \text{ év}^{-1}$). A ^{238}U , ^{235}U és ^{232}Th izotópok bomlási sorában több, köztes radioaktív izotóp keletkezése és bomlása is végbemegy, míg eljut az adott izotóprendszer a stabil leányizotópig (^{206}Pb , ^{207}Pb és ^{208}Pb ; 1. ábra). Ezzel szemben a kristályosodáskor kis mennyiségben szintén beépülő ^{147}Sm esetében a ^{144}Nd keletkezéséhez csupán egy alfa bomlás szükséges. Az (1.) egyenlet egyes tagjai előtt álló szorzók (8, 7, 6, valamint 1) tehát az adott izotóprendszeren belül történő alfa bomlások számát mutatják. Az



1. ábra. A ^{238}U -, ^{235}U - és ^{232}Th bomlási sora, feltüntetve az α -(^4He) és β -bomlási eseményeket (<https://research.science.mq.edu.au/u-series-research-group/facil.html> alapján)

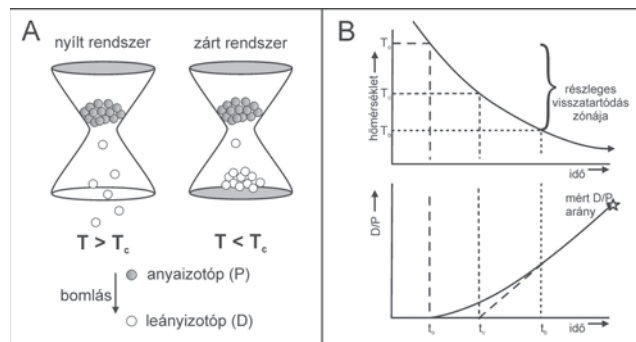
Figure 1. The ^{238}U -, ^{235}U - and ^{232}Th decay chain indicating α -(^4He) and β -decay events (after <https://research.science.mq.edu.au/u-series-research-group/facil.html>)

(1.) egyenlet alapfeltételezése a szekuláris egyensúly megléte a radioaktív bomlási sorokon belül (FARLEY 2002, REINERS 2005), ami azt jelenti, hogy az egységnyi idő alatt történő bomlások száma adott köztes leányizotópra és a hozzá tartozó anyaizotópra megegyezik (tehát az aktivitás-arányuk 1; BATEMAN 1910). Ez azonban nem minden esetben valósul meg, amelynek oka, hogy az ásványok a kristályosodásuk során frakcionálhatják egymástól a bomlási sorban szereplő izotópokat, felborítva ezzel a szekuláris egyensúlyt (FARLEY et al. 2002, SCHMITT 2011). Ekkor, a kezdeti körülményektől függetlenül, az adott bomlási sorban szereplő, leghosszabb életű frakcionálódó izotóp felezési idejének kb. ötszöröse kell, hogy elteljen a szekuláris egyensúly beállításához (FARLEY et al. 2002). Tehát az alap-egyenlet (1.) csak abban az esetben alkalmazható, ha a kristály képződése legalább 380 ezer évvel megelőzte a ^4He felhalmozódás kezdetét (FARLEY 2002).

Ezen felül az (U-Th)/He módszer alapfeltétele, hogy a mért kristály kezdetben nem tartalmazott héliumot, amely az esetek nagy többségében teljesül is (tehát $\text{He}_i = 0$; FARLEY 2002, REINERS 2005).

Záródási hőmérséklet

Geokronológiai módszertől és vizsgált ásványtól függetlenül záródási hőmérsékletnek nevezzük azt a hőmérsékletet/hőmérséklet-tartományt, amely érték elérését követően az adott izotóprendszer zártnak tekinthető, tehát amely hőmérséklet alatt a keletkező leányizotóp megőrződik az adott ásványban (2. ábra, A; DODSON 1973). A különböző geokronológiai módszerek használatakor a meghatározott kor mindig azt az időpontot jelöli, amikor az adott rendszer a záródási hőmérséklete/hőmérséklet-tartománya alá hűl (2.



2. ábra. A) „Homokóra-analógia” a nyílt és a zárt rendszerű viselkedésre (BRAUN et al. 2012 alapján). B) Lassan hűlő rendszer esetén a „nyílt-rendszerű” (T_0), záródási (T_c) és blokkolási (T_b) hőmérséklet fogalma, és az ezeknek megfelelő időpillanatokban (t_0 , t_c , t_b) a leány-/anyaizotóp arány. T_0 hőmérséklet felett tisztán nyílt rendszer, míg T_b alatt tisztán zárt rendszer uralkodik. A két hőmérsékletérték jelöli ki a részleges visszatartódás zónáját (DODSON 1973 és BRAUN et al. 2012 alapján)

Figure 2. A) Hourglass analogy to open- and closed-system behavior (after BRAUN et al. 2012). B) Definition of the “open-system”, closure and blocking temperatures (T_0 , T_c and T_b , respectively) in a slowly cooling system and the daughter-parent isotope ratios at the corresponding t_0 , t_c and t_b time. The temperature range of T_c – T_b assign the partial retention zone, above its upper boundary the system has a fully open-system behavior while it has a fully closed-system behavior below the lower boundary (after DODSON 1973 and BRAUN et al. 2012)

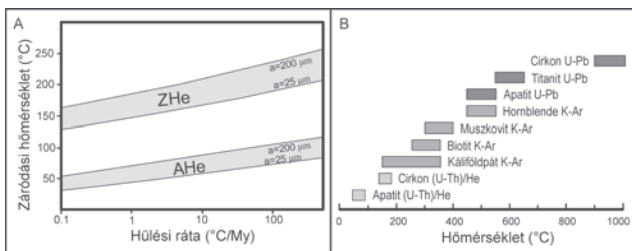
ábra, B). Az egyes rendszerekre ezt a hőmérséklet-tartományt az adott rendszer leányizotópjának ásvány-függő diffúziós viselkedése határozza meg. Ez az egyes ásványokra különböző fizikai paraméterekkel jellemezhető környezetekben, laboratóriumi, lépcsőzetes hevítési kísérletek során határozható meg, a megfigyelt diffúziós viselkedés pedig az Arrhenius-egyenlet (2.) segítségével írható le:

$$D = D_0 e^{-E_a/RT} \quad , \quad (2.)$$

ahol D a diffúziós együttható adott T hőmérsékleten, E_a az aktivációs energia, R az egyetemes gázállandó, D_0 pedig a diffúziós együttható egy végtelenül nagy hőmérsékleten, vagyis a diffúziós állandó (FECHTIG & KALBITZER 1966). Ebből az összefüggésből (2. egyenlet) a záródási hőmérséklet (T_c) bármely izotóp-rendszerre és ásványra a következőképp fejezhető ki (3. egyenlet; 3. ábra):

$$T_c = \frac{E_a}{R \ln(A\tau D_0/a^2)}, \quad (3.)$$

ahol A egy, a kristály geometriájától függő numerikus konstans, a az adott kristály mérete, τ pedig az az idő, amely alatt a diffúzió e faktornyi csökken — ez utóbbi a rendszer hűlési rátájának függvénye (DODSON 1973). Az egyenletből (3.) látszik, hogy a záródási hőmérséklet-tartomány alsó és felső határát az adott izotóp diffúziós tulajdonságai mellett a



3. ábra. A) apatit (AHe) és cirkon (ZHe) záródási hőmérséklet-tartomány változása szemcseméret („a”) és hűlési ráta függvényében (REINERS 2005 alapján). B) Különböző izotóprendszerekre és ásványokra meghatározott átlagos záródási hőmérséklet-tartományok (apatit (U-Th)/He: WOLF et al. 1996; cirkon (U-Th)/He: REINERS et al. 2004; kálföldpát K-Ar: LOVERA et al. 1989; biotit K-Ar: HARRISON et al. 1985; muszkovit K-Ar: HAMES & BOWRING 1994; hornblende K-Ar: HARRISON 1982; apatit és titanit U-Pb: SCHOENE & BOWRING 2007; cirkon U-Pb: LEE et al. 1997).

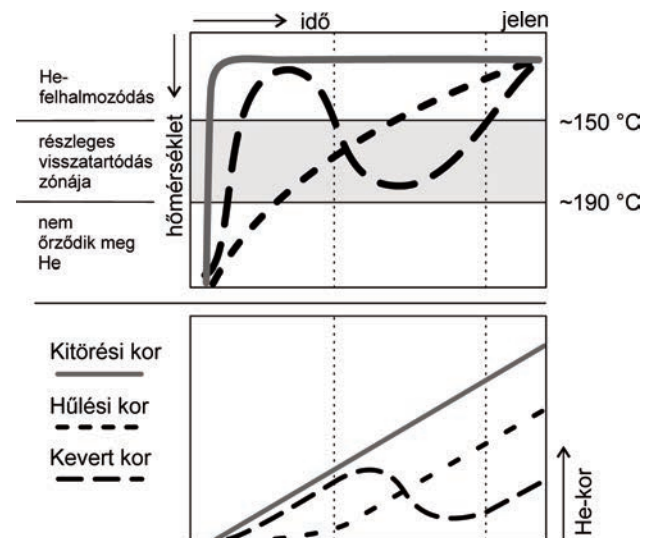
Figure 3. A) calculated closure temperatures for apatite (AHe) and zircon (ZHe) and their cooling rate- and grain size („a”) dependence (after REINERS 2005). B) Closure temperature ranges of different minerals and isotope systems (apatite (U-Th)/He: WOLF et al. 1996; zircon (U-Th)/He: REINERS 2005; Kfeldspar K-Ar: LOVERA et al. 1989; biotite K-Ar: HARRISON et al. 1985; muscovite K-Ar: HAMES & BOWRING 1994; hornblende K-Ar: HARRISON 1982; apatite and titanite U-Pb: SCHOENE & BOWRING 2007; zircon U-Pb: LEE et al. 1997).

szemcse alakú és méretbeli tulajdonságai, valamint a hűlési ráta határozza meg (3. ábra, A). A záródási hőmérséklet-tartományt nevezik részleges visszatartódási zónának is. Ennek a felső határánál magasabb hőmérsékleten az összes bomlás során a keletkező leányizotóp földtani értelemben véve pillanatszerű diffúzióval távozik az adott ásványból, míg alsó határánál alacsonyabb hőmérsékleten 100%-osnak tekinthető a megőrződés. A két szélsőérték között a vizsgált izotóp felhalmozódása nem kvantitatív, az adott kristály alakjától és méretétől, valamint a rendszer hűlési rátájától függően csak egy adott rész tartódik vissza (2. ábra, B).

Tehát az (U-Th)/He módszer esetében a záródási hőmérséklet a radioaktív bomláskor keletkező He diffúziós tulajdonságaitól függ. A cirkonon végzett kísérletek a következő eredményt hozták a He diffúziójára: egy tipikus, 40–100 μm vastagságú cirkon záródási hőmérséklete 175 °C és 193 °C közötti érték abban az esetben, ha a hűlési ráta 10 °C / millió év és a kristály nem tartalmaz extrém nagy mennyiségben

radioaktív izotópokat (REINERS 2005, GUENTHNER et al. 2013). A kísérletek során kapott hőmérsékletértékek tehát azt mutatják, hogy az (U-Th)/He módszer egy alacsony hőmérsékletű geokronológiai módszer (3. ábra, A és B), amely a köztestek fejlődésének kései szakaszáról, a kis mélységben végbement hőtörténetről ad értékes információkat. Adott leányizotóp ásványfüggésére jó példa az apatit és a cirkon záródási hőmérséklet-tartománya közti eltérés az (U-Th)/He rendszer esetében (3. ábra, A és B), míg ugyanazon ásványt vizsgálva az eltérő leányizotópok különböző diffúziós viselkedését jól tükrözi a cirkon (U-Th)/He és U-Pb rendszer (3. ábra, B). Ez utóbbi sokkal magasabb hőmérsékleten (> 900 °C; LEE et al. 1997; 3. ábra, B) záródik, mint az (U-Th)/He rendszer, és így jól alkalmazható a cirkon kristályosodási korának meghatározására, ami általában 900 °C alatt történik (HARRISON et al. 2007).

A „He-termokronológiát” az alacsony záródási hőmérséklet miatt széles körben lehet alkalmazni különböző geológiai kérdések megválaszolására (pl.: diagenetikus hőmérsékleti hatások és hidrotermális események datálására, mély völgyek bevágódási ütemének megállapítására; HOUSE et al. 1997, HAIDER et al. 2013, REINERS & BRANDON 2006, SCHILDGEN et al. 2007, WOLFF et al. 2015). Abban az esetben, ha egy hirtelen a felszínre került, gyorsan lehűlt vulkáni kőzetet vizsgálunk, amely a kitörés során (geológiai időskálán nézve) gyorsan áthaladt a részleges visszatartódási zóna hőmérséklet-tartományán, és amelyet nem ért későbbi hőhatás (pl. betemetődés vagy egy fiatalabb intrúzió hatása)



4. ábra. A kitörési-, hűlési- és kevert kor jelentése cirkonra vonatkozó hőmérsékletek esetében (WAGNER 1979 alapján). Kitörési kor: egy hirtelen felszínre került vulkáni kőzet (U-Th)/He kora, a He-felhalmozódás a kitörés pillanatában kezdődik. Hűlési kor: lassan hűlő rendszer (U-Th)/He kora; a He-felhalmozódás a részleges visszatartódási zónában már megkezdődhet. Kevert kor: egy már kihűlt rendszer (U-Th)/He kora, amelyet újbóli felfűtés ért, ennek hatására a felhalmozódott He egy része eltávozott a rendszerből

Figure 4. Definition of eruption, cooling and mixed ages in case of zircon (after WAGNER 1979). Eruption age: (U-Th)/He age of a rapidly cooled sample, the accumulation of the He starts at the time of the eruption. Cooling age: (U-Th)/He age of a slowly cooled system, the accumulation of the He starts already in the partial retention zone. Mixed age: (U-Th)/He age of an already cooled system affected by reheating which caused partial He loss from the system

akkor a kapott cirkon (U-Th)/He-kor „kitörési korként” értelmezhető (4. ábra). Ekkor a He felhalmozódása szempontjából egyedül a felszínre kerülés, vagyis a kitörés pillanata számít, amikor a bomlás során keletkező He elkezdett megőrződni az egyes kristályokban. Amennyiben a vizsgált kőzet lassan hűlt le, mint például egy mélységi magmás vagy metamorf kőzettest kiemelkedése esetén, amely lassan halad át a részleges visszatartódás zónán, akkor a kapott (U-Th)/He-kor a rendszer „hűlési koraként” értelmezhető (4. ábra). Előfordul az is, amikor egy már korábban lehűlt kőzettestet ért utólagos hőhatás. Ekkor a fiatal felfűtés mértékétől függ, hogy a rendszer túljut-e a részleges visszatartódás zónáján és a korábban felhalmozódott He teljesen távozik az ásványokból, majd a hőhatást követő újbóli lehűlés következtében kezd el újra felhalmozódni, a felfűtési esemény hűlési korát megadva ezzel. Amennyiben a hőhatás kisebb és a rendszer hőmérséklete nem jut túl a részleges visszatartódás zónáján, akkor a korábban felhalmozódott He csak egy része távozik a felfűtés következtében, és a kapott (U-Th)/He kor nem az utólagos felfűtés idejét, hanem egy kevert kort fog megadni, amely több esemény együttes hatását ötvözi (4. ábra). Ezért adott rendszer teljes hőtörténet-ismeretéhez elengedhetetlen több, eltérő záródási hőmérséklettel jellemezhető geokronométer (3. ábra, B) használata.

Az „alfa-kilökődési” korrekció (F_T -korrekció)

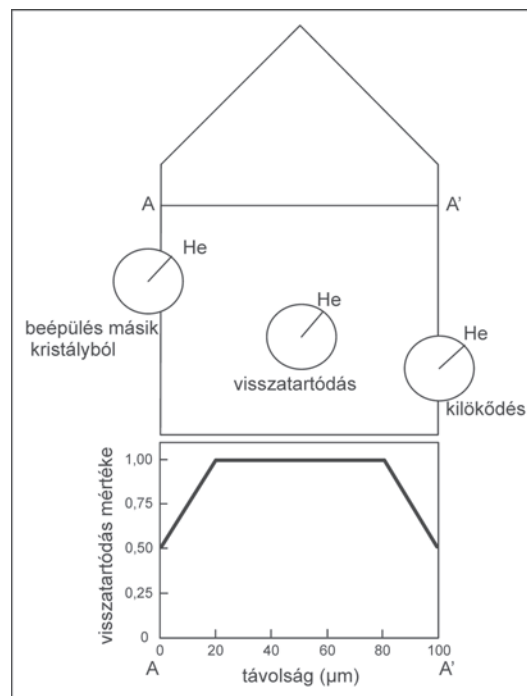
A kristályban felhalmozódó He mennyiségét a záródási hőmérsékleten kívül az alfa kilökődés jelensége is befolyásolja. Ez egy, a rendszer hőmérsékletétől független folyamat, amely az egyes izotóprendszerekben (^{238}U , ^{235}U és ^{232}Th) lejátszódó alfa bomlások során felszabaduló energiával van összefüggésben. Ugyanis a bomlási sorokban minden egyes anya-, illetve köztes izotóphoz tartozó alfa kilökődésnek van egy karakterisztikus, MeV nagyságrendű bomlási energiája, amelyhez egy, a befoglaló anyag sűrűségétől függő pályahossz tartozik, amelyet az alfa-részecske befut (ZIEGLER 1977). Ez azt jelenti, hogy az egyes bomlási események térbeli elkülönítést eredményeznek az anya, a leányizotóp, valamint a felszabaduló alfa-részecske (^4He) között (FARLEY et al. 1996). Az egyes bomlási sorok alfa bomlásainak átlagos energiái és alfa-részecskék bomlási sorokhoz tartozó átlagos pályahosszai az I. táblázatban szerepelnek. Ezek az értékek azt jelentik, hogy az adott bomló

I. táblázat. Az egyes bomlási sorok átlagos energiái (MeV) és az alfa-részecskék átlagos pályahosszai (μm) cirkon esetében (FARLEY et al. 1996)

Table 1. Average decay energy (MeV) and stopping distances (μm) for zircon (FARLEY et al. 1996)

Bomlási sor	α -bomlás energiája (MeV)	Átlagos pályahossz (μm)
^{238}U	5,36	16,65
^{235}U	5,94	19,64
^{232}Th	5,85	19,32

anyaizotóp körül egy $\sim 20\ \mu\text{m}$ -es átmérőjű gömb felszínén fog valahol véletlenszerűen megállni a felszabaduló alfa-részecske. Ez azt vonja maga után, hogy ha az adott anyaizotóp a kristály külső $20\ \mu\text{m}$ -es zónájában vagy a kristály felszínén helyezkedik el, akkor bizonyos valószínűséggel (maximálisan 50%-kal) kilökődik a felszabaduló ^4He a kristályból (5. ábra). Ez a jelenség adott hőmérséklettől



5. ábra. Lehetséges alfa-részecske megállási pozíciók (FARLEY 2002 alapján), a $20\ \mu\text{m}$ sugarú körök középpontja a bomlás helyét jelzi, a feltüntetett sugarak pedig a lehetséges utakat, amelyet a felszabaduló He befut

Figure 5. Potential alpha-stopping positions (after FARLEY 2002), the middle of the circles is the position of the decay, while the indicated radii ($20\ \mu\text{m}$ long) are possible paths of the released He

függetlenül bekövetkezik, ezért mindig számolni kell vele. A kilökődési veszteség minden kristályt érint, tehát amikor mérjük a jelenkori He-tartalmat, akkor minden esetben kisebb mennyiséget mérünk meg, mint ami ténylegesen keletkezett. Ennek a problémának a megoldására alkották meg az F_T -korrekciót („fraction of total”; más néven az alfa-kilökődés korrekciót; FARLEY 2002), amely homogén U- és Th-eloszlást feltételezve a mért kristály méreteiből, Th/U arányából, valamint a bomlás során keletkezett He mennyiségéből számolja ki a He-visszatartódás mértékét (4. egyenlet), amivel korrigálni kell a nyers koreredményt a valós He-kor meghatározásához:

$$t = \frac{t'}{F_T}, \quad (4.)$$

ahol t' a nyers koradat, F_T a He-visszatartódás mértéke, t pedig az F_T -korrigált He-kor (FARLEY 2002). Az F_T -érték egy 0 és 1 közé eső szám, amely közvetlenül azt jelzi, hogy a jelenkori mért He-mennyiség mekkora része a tényleges,

bomlás során keletkezett teljes He mennyiségének. Ennek a kiszámolásához először az adott kristály felszín-térfogat arányának (β) a kiszámolása (5. egyenlet) szükséges, amely cirkon esetében, tetragonális kristályalakot feltételezve a következő:

$$\beta(L, W_1, W_2, h) = \frac{2 \left[(W_1 + W_2)(L - 2h) + W_1 \sqrt{h^2 + \frac{W_1^2}{4}} + W_2 \sqrt{h^2 + \frac{W_2^2}{4}} \right]}{W_1 \times W_2 \left[(L - 2h) + \frac{2h}{3} \right]}, \quad (5.)$$

ahol L a mért kristály hossza, W_1 és W_2 a kristály prizma-vastagsága, h pedig a kristály piramisának magassága (HOURIGAN et al. 2005). Ezt követi a He visszatartódás mértékének kiszámítása az egyes anyaizotópokra (^{238}U és ^{232}Th ; 6. egyenlet):

$$F_T = 1 + a_1\beta + a_2\beta^2, \quad (6.)$$

ahol β felszín-térfogat arány, a_1 és a_2 pedig a visszatartódás függvény 3D modellezéssel meghatározott értékeire illesztett polinom paraméterek, amelyek függenek az izotóprendszertől (^{238}U és ^{232}Th), a vizsgált ásványtól, valamint a kristályalaktól (II. táblázat; HOURIGAN et al. 2005). Az i jelöli, hogy a mind a ^{238}U -, mind a ^{232}Th -rendszerre szükséges

II. táblázat. Cirkon esetében az egyes bomlási sorokra meghatározott paraméterek tetragonális kristályalakra (prizma + piramis) (HOURIGAN et al. 2005)

Table II. Fit parameters in case of zircon, given for tetragonal prism with pyramidal terminations for each decay chains (HOURIGAN et al. 2005)

Bomlási sor	a_1	a_2
^{238}U	-4,28	4,37
^{232}Th	-4,87	5,61

kiszámolni az F_T -faktort. Az utolsó lépés pedig ezekből az átlag F_T kiszámolása (7. egyenlet):

$$F_T = a_{238}^{238\text{U}} F_T + (1 - a_{238}^{238\text{U}}) F_T^{232\text{Th}}, \quad (7.)$$

ahol $^{238}\text{U} F_T$ és $^{232}\text{Th} F_T$ tehát adott kristályra az egyes bomlási sorokra kiszámolt He-visszatartódás mértéke, az a_{238} pedig a bomlás során keletkezett He részaránya ($a_{238} = (1,04 + 0,245[\text{Th}/\text{U}])^{-1}$; FARLEY 2002).

A cirkon kristályosodása során olyan kis mennyiségben építi be a ^{235}U és a ^{147}Sm izotópot (FARLEY et al. 2002), hogy az ebből származó He kilökődés okozta veszteség mértéke elhanyagolható, ezért nem szerepelnek a számolásban.

Analitikai eljárás

Az (U-Th)/He-kor kiszámolásához szükséges az anyaizotópok (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th és ^{147}Sm) és ezek bomlásai során felszabadult és megőrződött ^4He mennyiségének ismerete. Ezen izotópok megmérése két lépcsőben történik: először az adott kristály ^4He -tartalmának a mérése zajlik, majd ezt követi az alfa-emittáló elemek mennyiségének meghatározása. Ezen felül meg kell határozni az alfa-kilökődés okozta

veszteséget is (F_T), ehhez a mért kristály Th/U aránya, valamint a méreti- és alak paramétereinek ismerete szükséges (5. egyenlet; kristályhossz [L], prizma vastagság [W_1 és W_2], piramismagasság [h]). Ahhoz, hogy az alfa-kilökődés mértékét ki lehessen számolni, a vizsgált kristálynak az alábbi feltételeknek kell megfelelnie: legyen ép, saját alakú, repedés- és törésmentes; ne tartalmazzon zárványokat; a kristály alakja a lehető legjobban közelítse a bemutatott egyszerű prizma + piramis modellt; valamint a prizma vastagsága érje el a minimum $\sim 70 \mu\text{m}$ -t. Az alak és méretbeli paraméterek meghatározásához a mérésre gondosan kiválogatott cirkonkristályok tulajdonságainak részletes dokumentálása, valamint mikroszkópi fotózása szükséges.

A ^4He -tartalom mérése termikus kigázosítással történik, amihez a gondosan kiválogatott cirkon kristályt egy $1 \times 1 \text{ mm}$ nagyságú Pt- vagy Nb-kapszulába kell csomagolni, majd ezt a kapszulát a nemesgáz tömegspektrométerbe, vákuumba helyezni. A hélium felszabadítása hevítéssel történik — mikrokemencével vagy infravörös lézerrel. A He mennyiségét egy gáz-tömegspektrométer méri. Minden becsomagolt kristályt legalább kétszer kell kihevíteni, így ellenőrizhető le, hogy valóban a teljes He-mennyiség eltávozott a mért kristályból. Amennyiben a második hevítés során detektált gáz-felszabadulás aránya meghaladja az első felfűtés értékének az 3%-át, akkor további felfűtési lépések alkalmazása szükséges az adott szemcsén. A He-tartalom pontos meghatározásához ^3He belső referencia gáz („spike”) kerül alkalmazásra, ami lehetővé teszi a tömegspektrométer érzékenységének időbeli fluktuációja kompenzálását. A mért teljes ^4He mennyiség a datált kristályon kívül a műszer saját héliumtartalmából, a ^3He referencia mérésére használt gázban levő ^4He -ből, valamint a Pt- vagy Nb-kapszulából felszabaduló ^4He mennyiségéből adódik össze. A háttér ^4He -mennyiséget le kell vonni a teljes értékből, hogy a vizsgált kristály pontos ^4He -tartalmát megkapjuk.

A kristály anyaizotópjainak a mérése ICP-MS műszerrel történik. Ehhez a kigázosított kristályt ki kell csomagolni a kapszulából, majd oldatba vinni a méréshez. A cirkonkristályok feloldása 5 napon keresztül, $\sim 220^\circ\text{C}$ -on, teflon bombában, nyomás alatt, 48%-os HF és 65%-os HNO_3 keveréke segítségével zajlik. Az oldathoz ismert mennyiségű ^{230}Th és ^{233}U spike-ot adunk, hogy az anyaizotópok pontos mennyisége meghatározható legyen. Ezek az izotópok a természetes mintákban csak elhanyagolható mennyiségben fordulnak elő, ezért alkalmazhatók spike-ként. Egy-egy mérési ciklus során több, különböző összetételű, de ismert koncentrációjú oldatot is mérünk, amely egyrészt segíti — a mért oldatokhoz adott ^{230}Th és ^{233}U spike mellett — az anyaizotópok mennyiségének pontos meghatározását, másrészt monitorozza a műszer érzékenységét. Az ^{238}U és ^{232}Th mennyiségét izotóphigításos-, míg a ^{147}Sm koncentrációt külső sztenderdizációs eljárással mérjük, a ^{235}U mennyiséget pedig a jelenkori $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ arányból számoljuk ki. Az így kapott ^4He , ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th és ^{147}Sm mennyiségekből az (U-Th)/He-kor a Taylor expanziós módszerrel számolható ki (BRAUN et al. 2012).

Adatértékelés, statisztika

Az egyedi kristályokon mért korok bizonytalansága lényegében három forrásból származik.

(i) A teljes analitikai bizonytalanság (TAU): az U-, Th-, Sm- és He-mérések egyedi bizonytalanságaiból adódik össze. Az ICPMS és a gáz-tömegspektrométer analitikai bizonytalansága az egyes mért referenciaanyagok (ismert összetételű, koncentrációjú oldatok, valamint az ismert mennyiségű ^3He) segítségével ismerhető meg. Ezekből az egyedi bizonytalansági értékekből négyzetes hibaterjedés (error propagation) segítségével számolható a teljes analitikai bizonytalanság. Ez a módszer teljes bizonytalanságának kis részét alkotja csupán, átlagosan 2–3%-ot tesz ki. Az egyes mérések bizonytalanságai a ^4He -ra 1% körüli, az aktinida elemekre 1–2%, míg a ^{147}Sm -ra ennél jóval nagyobb, akár 20–30% körüli értékeket is adhatnak. Azonban ez utóbbi kapcsán meg kell jegyezni, hogy ezek a nagy bizonytalansági értékek nem rontják le a mérés pontosságát, mivel a ^{147}Sm csak kis mértékben járul hozzá a teljes He-tartalomhoz cirkon datálása esetén.

(ii) Az alfa-kilöködési korrekció (F_T) bizonytalansága: a kristály méretének meghatározása és az U-Th mérés bizonytalanságából adódik össze, valamint abból, hogy a valódi kristályalak mennyiben tér el az F_T -korrekció során használt elméleti geometriai modelltől. Ennek a meghatározása eltérő a kutatók között, mi a következő képeltet használtuk: $F_T \text{ hiba} = 30 \times (1 - F_T)$, amely a gyakorlatban azt jelenti, hogy minél kisebb a mérésre kiválasztott kristály, annál nagyobb a hozzátartozó bizonytalanság (4–7. egyenlet).

(iii) A datált kristály nem ideális felépítéséből származó bizonytalanság, amelyet „kristálytani hibának” nevezhetünk. Ennek mértéke nem ismert, azonban hatása jelentős, amely főleg a radioaktív elemek zónás, szabálytalan elhelyezkedéséből, mikrozárványok és repedések által okozott zavarokból, a szomszédos kristályokból beépült héliumból és a metamiktizáció kristályrácsot romboló hatásából ered (FITZGERALD et al. 2006).

Ezek a hibák együttesen hozzák létre az egyedi kristályokon mért korok bizonytalanságát, amely ideális esetben nem haladja meg a 10%-ot (pl.: SCHMITT et al. 2010, DANIŠÍK et al. 2012, LINDSAY et al. 2013, HARANGI et al. 2015a).

Egy laboratórium méréseit esetlegesen befolyásoló szisztematikus hiba felléptét ismert korú referenciaanyagok (kor szttenderdek) ismételt méréseivel lehet ellenőrizni. A mérések során két leggyakrabban használt referenciaanyag a Durango apatit és a Fish Canyon Tuff cirkon, amelyek más módszerekkel (Ar-Ar, U-Pb) meghatározott kora $31,02 \pm 0,22$ Ma (Durango apatit; McDOWELL et al. 2005) és $28,01 \pm 0,04$ Ma (Fish Canyon Tuff cirkon; PHILLIPS & MATCHAN 2013).

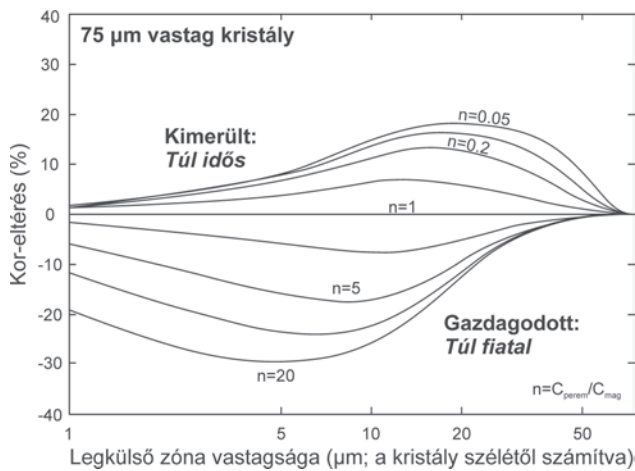
Általában 3–8 kristály kerül megmérésre egy mintából, amelynek (U-Th)/He-korát a mintába tartozó egyedi mérési eredmények súlyozott vagy súlyozatlan átlaga adja meg. Az átlagszámítás előtt az esetenként megjelenő kiugró kort adó kristályok analitikai adatait át kell tanulmányozni, és ha a mért alfa-emittáló elem és/vagy a hélium mennyisége a

kimutatási határhoz közeli, akkor a kristály kihagyható az átlagszámításból. Adott műszer izotóponként eltérő kimutatási határai az egyes laboratóriumokban különbözők lehetnek, a göttingeni Georg-August Egyetem Göochron Laboratóriumában ezek az értékek ^4He -ra $\sim 0,0005$ ncc, ^{238}U -ra < 1 pg, ^{232}Th pedig < 5 pg voltak a 2016. év mérései során (<http://www.sediment.uni-goettingen.de/thermochron/index.html>). Ezen felül a kiugró értékek megjelenésének ásványtani okai is lehetnek, amelyek alatt a zárványok jelenléte, az adott kristály U-Th zónássága, illetve a nem ideális kristályalak értendő. Vulkánkitörés korának meghatározásakor az a kezdeti feltételezés, hogy minden kristály geológiai skálán nézve egy időben, a kitörés pillanatában került a záródási hőmérséklet alá, ezért egy kis szórású, normál eloszlású adatsor az elvárás. Azonban fontos megjegyezni, hogy robbanásos kitörési termékekben előfordulhatnak kevert kristálypopulációk is, ugyanis a korábbi kitörésekből származó kristályok belekeveredhetnek a piroklaszt-üledékbe. Az ennek következtében megjelenő idősebb kristályok felismerése alapvető fontosságú az adatok értelmezésében a vulkánkitörés korának meghatározásához (pl. HARANGI et al. 2015a).

A módszer továbbfejlesztési lehetőségei

A kilöködési korrekció bizonytalanságának csökkentése

A rutinszerű (U-Th)/He mérések során az F_T -korrekció bizonytalansága az eredmények egyik legjelentősebb hibaforrása — amely az esetenként megjelenő nagy szórású adatsorokban mutatkozik meg. Ugyanis a korrekció alapfeltételezése a kristályon belüli homogén U-Th eloszlás (FARLEY 2002), amely azonban az esetek többségében nem valósul meg (REINERS et al. 2004). Kimutatták ugyan, hogy a leggyakrabban megjelenő, finom léptékű oszcillációs zónásság nincs módosító hatással az eredményre, azonban, ha a maghoz képest egy U-gazdag vagy egy U-szegény perem található az adott kristályban, akkor a tényleges korhoz képest akár 33%-os is lehet az eltérés a képződmény valós He-korához képest (6. ábra; MEESTERS & DUNAI 2002a, b; TAGAMI et al. 2003). Ennek a problémának az orvoslására tettek kísérletet HOURIGAN és munkatársai (2005), megalkotva az F_{ZAC} korrekciós faktort, amely már figyelembe veszi a zónásság hatását is a He-visszatartódás mértékének megállapításához. Munkájukban LA-ICP-MS mérések, 3D modellezés és Monte Carlo-szimulációk segítségével modellezték, hogy a különböző mértékű mag-perem zónásságokhoz milyen F_{ZAC} -értékek kapcsolódhatnak, és hogy ezek a különböző típusú zónásságok milyen mértékű eltérést okozhatnak a homogén feltételezéshez képest (6. ábra). Míg HOURIGAN és munkatársai (2005) munkája inkább elméleti jellegű, amely főleg modellszámításokon alapszik, BARGNESI és munkatársai (2016) kísérletet tettek arra, hogy a kristály U-Th zónásság hatásának vizsgálatát átültessék a gyakorlatba is. Az egyik alkalmazott módszer



6. ábra. Egy 75 µm-es priz mavastagságú kristály esetében a zónásság okozta koreltérés (%) a tényleges és a mért korok között, a legkülső zóna vastagságának a függvényében. Az „n” értékek jelzik a kristály perem/mag koncentrációarányát, ahol $n > 1$ gazdagodott, míg $n < 1$ kimerült legkülső zónát jelöl (HOURIGAN et al. 2005 alapján)

Figure 6. He age bias plots for 75 µm model crystal with rims of variable thickness and degree of enrichment ($n > 1$) or depletion ($n < 1$; after HOURIGAN et al. 2005)

erre a mechanikai abrázio volt, amelynek segítségével eltávolították a kristály külső, ~30 µm-es zónáját. Ennek előnye, hogy így sem a He-kilökdés okozta veszteséggel (tehát $F_T=1$), sem a külső zóna U(-Th) gazdagodása/szegényedése okozta hatással nem kell számolni, hátránya azonban az, hogy egy jóval kisebb térfogú kristálydarab kerül csak mérésre. A másik módszer a kristály prizmáján végzett lyukfúrás LA-ICPMS műszerrel, amely során adott pontban átlagosan ~40–45 µm mélységig kaptak információt az U- és Th-tartalomról, és ebből modellezték Monte Carlo-szimuláció segítségével az U-Th eloszlást a teljes kristályra. Munkájuk hozzájárul ahhoz, hogy a rutinszerű (U-Th)/He mérések gyakorlatába is egyre inkább beépítsék ezeket a plusz-lépéseket, amelyekkel a mért kristály zónásságát pontosabban meg lehet ismerni, és ennek figyelembevételével jobb, kisebb szórású eredményeket lehet kapni.

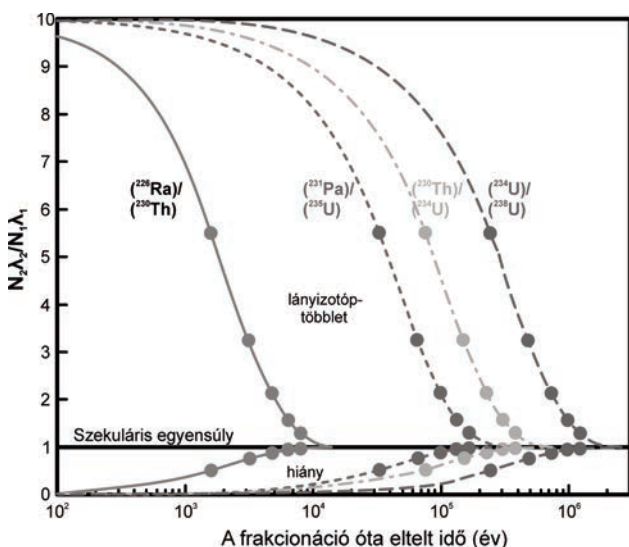
In situ hélium geokronológia

Míg a „klasszikus” (U-Th)/He geokronológia alkalmazásakor az egész kristály hélium- és radioaktív izotóp tartalma kerül meghatározásra, az *in situ* technika esetében csak a kristály egy kis térfogatából távolítják el az anyagot egy excimer lézer segítségével a hélium mennyiségének meghatározásához, majd ugyanazon a ponton megméri az U+Th tartalmát is LA-ICP-MS műszer használatával (pl.: TRIPATHY-LANG et al. 2013, EVANS et al. 2015). Felpolírozott szemcséken zajlik a mérés, így lehetséges előzetesen katódlumineszcens képeket is készíteni a vizsgált kristályokról, ezáltal megismerhetővé válik a belső felépítése a datált kristálynak. Nagy előnye a módszernek, hogy lényegesen gyorsabb a „klasszikus” (U-Th)/He eljárásnál, a mérés során nem kell veszélyes savakat használni, valamint a pontszerű mérésből adódóan nem kell számolni az alfa-kilökdés okozta veszteséggel (ha a mérési pont a kristály peremétől

legalább 20 µm-re van). Az *in situ* módszer ezen felül lehetővé teszi a „dupla datálást” is, vagyis lehetséges akár egy kristály ugyanazon pontján U-Pb kort (=kristályosodás) és He kort (=hűlés) is mérni (EVANS et al. 2015). Ennek különösen a sziliciklasztos üledékek származáselemzésénél van nagy jelentősége. Hátránya az *in situ* eljárásnak, hogy a megmért anyag kis mennyiségéből következően a mérési adatok bizonytalansága, szórása jóval nagyobb, mint a konvencionális módszernél megszokott értékek (TRIPATHY-LANG et al. 2013). Továbbá fiatal, tehát kis He-tartalmú minták mérése esetén gondot okozhat az, hogy nem a teljes kristály kigázósítása történik meg, hanem csak egy jóval kisebb térfogat He-tartalmát méri, amely jó eséllyel a műszer kimutatási határánál kevesebb ^4He -ot tartalmaz.

A szekuláris egyensúly kérdése

Az (U-Th)/He módszer alapegyenletének (1.) legfontosabb feltétele a szekuláris egyensúly megléte a radioaktív bomlási soron belül. Szekuláris egyensúlynak nevezzük azt az állapotot, amikor az adott anya- és a hozzátartozó leányizotóp aktivitásának (tehát az egységnyi idő alatt történő bomlásaiknak száma, vagyis $N_i \times \lambda_i$, ahol N az atomok száma, λ pedig az adott izotóp (i) bomlási állandója) az aránya 1 (BATEMAN 1910). Azonban adott, (U-Th)/He mérésre alkalmas ásványok (pl.: cirkon, titanit) kristályosodásukkor frakcionálhatják az egyes izotópokat, amelyek következtében a bomlási sorokban szereplő köztes izotópokat (pl. ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{226}Ra ; 1. ábra) is beépíthetnek a kristályrácsukba (pl. DOSSETO & TURNER 2010). Ez adott bomlási soron izotóphiányt, illetve -többletet okoz, aminek hatása megmutatkozik a keletkező He mennyiségében is, az eredeti egyenletben (1.) szereplő szorzók (8, 7, 6, illetve 1) nem a valós állapotot fogják tükrözni (FARLEY et al. 2002). Ez az izotóphiány, illetve -többlet azt okozza, hogy adott anya- és hozzátartozó leányizotóp egységnyi idő alatt történő bomlásaik számának az aránya nem 1 lesz, tehát az adott bomlási soron belül szekuláris nem egyensúlyi állapot fog uralkodni (FARLEY et al. 2002). A kezdeti feltételektől függetlenül, a kristályosodást követően a szekuláris egyensúly beállta csak a leghosszabb felezési idővel rendelkező frakcionálódó köztes izotóp felezési idejének kb. 5-szöröse eltelté után történik meg (FARLEY et al. 2002; 7. ábra). Azt kell tehát megvizsgálnunk a szekuláris egyensúly kérdésének körülmények között, hogy melyek azok az izotópok, amelyek magmás körülmények között, a cirkon kristályosodásakor frakcionálódnak, és ezek közül melyek azok, amelyeknek felezési ideje olyan nagy, hogy geológiai időskálán nézve már befolyással lehetnek a szekuláris egyensúlyra. A ^{238}U -sor esetében a legnagyobb felezési idővel rendelkező izotóp a ^{234}U ($t_{1/2}=245$ ezer év; CHENG et al. 2000; 7. ábra — piros szaggatott vonal), amely azonban magmás körülmények között elhanyagolható mértékben frakcionálódik (pl.: REID et al. 1997), így nincs befolyással az egyensúlyra. A következő nagy felezési idejű köztes leányizotóp a ^{230}Th ($t_{1/2}=75$ ezer év; 7. ábra — zöld szaggatott vonal), amely jelentős

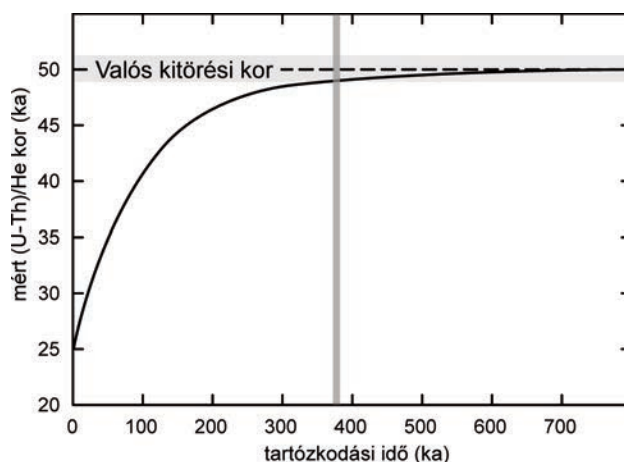


7. ábra. A bomlási sorok szomszédos tagjainak aktivitásarány változása a frakcionáció (vagyis a kristályosodás) óta eltelt idő függvényében (SCHMITT 2011 alapján)

Figure 7. Activity ratios for intermediate daughter and parent isotope pairs as a function of time after the fractionation event (i.e. after the time of crystallization; after SCHMITT 2011)

mértékben frakcionálódik cirkon kristályosodása esetén (pl. BOURDON et al. 1994, REID et al. 1997, CHARLIER & ZELLMER 2000). Így a ^{238}U bomlási sorban a szekuláris egyensúly beállása a bomlás megindulását — tehát a cirkon kristályosodást — követően ~380 ezer év után történik meg a ^{230}Th -ra nézve (SCHMITT 2011). Ugyanezen bomlási soron belül még a ^{226}Ra izotóp ($t_{1/2}=1,6$ ezer év; FABBRIZIO et al. 2008; 7. ábra) frakcionálódása lehet jelentős, azonban kis felezési ideje miatt ennek a hatásával csak 8 ezer évnél fiatalabb minták esetében kell számolni. A ^{235}U bomlási soron belül elméletileg hatással lehetne a szekuláris egyensúlyra a ^{231}Pa izotóp ($t_{1/2}=33$ ezer év; ROBERT et al. 1969; 7. ábra) frakcionálódása, azonban a ^{235}U részaránya annyira kicsi (1/137,818-ad része a ^{238}U -nak), hogy még az esetleges nem-egyensúlyi állapot fennállása sincs befolyással a He-rendszerre (FARLEY et al. 2002). A ^{232}Th jelentős mennyiségben épül be a kristályrácsba a cirkonkristályosodáskor, azonban ebben a bomlási sorban nem található olyan köztes leányizotóp, amelynek felezési ideje meghaladná a 7 évet, így itt minden esetben fennállónak tekinthetjük a szekuláris egyensúlyi állapotot (FARLEY et al. 2002). A ^{147}Sm esetében pedig csak egy α -bomlási esemény történik, így itt nem értelmezhető a köztes leányizotópok frakcionálódása.

A szekuláris egyensúlyra cirkon esetében tehát a kristályosodáskor történő ^{230}Th izotóp frakcionálódása van befolyással. Ez azt jelenti, hogy kristályosodáskor ^{230}Th is beépül a kristályrácsba (pl. REID et al. 1997), amely He-hiányt okoz a rendszerben abban az esetben, ha a vizsgált minta (1) ~380 ezer évnél fiatalabb, vagy (2) a He-felhalmozódás kezdete és a kristályosodás ideje között nem telt el legalább ~380 ezer év. Amennyiben ilyen minták esetében az egyensúlyt feltételező egyenletet (1.) használjuk az (U-Th)/He kor kiszámolásához, akkor a frakcionáció okozta He-hiány miatt alulbecsüljük a minta valós korát (8. ábra).



8. ábra. A cirkon magmakamrában való tartózkodási idejének hatása (x tengely) az (U-Th)/He korra (DANIŠÍK et al. 2016 alapján). Az y tengelyen az egyensúlyt feltételező mért (U-Th)/He kor szerepel, a frakcionáció okozta He-hiányt jelzi a mért és a valós kor közötti eltérés, amely akkor a legnagyobb, ha a tartózkodási idő 0 (=teljes nem egyensúlyi állapot). Minél jobban közelít a tartózkodási idő a szekuláris egyensúly beállításához szükséges kb. 380 ezer évhez (piros vonal), annál kisebb lesz az eltérés a mért és a valós kor között

Figure 8. The effect of magma residence time (x axis) on the zircon (U-Th)/He age (after DANIŠÍK et al. 2016). The difference between the measured (U-Th)/He age (y axis) and the true eruption age is because of the He deficit caused by the effect of fractionation. The shorter the magma residence time is, the larger the underestimation is, while the closer the residence time to the ~380 kyrs (red line) is, the smaller the difference is

Azt az esetet, amikor a rendszer közvetlenül a cirkon kristályosodását követően a záródási hőmérséklet (150–180 °C) alá hűl, tehát amikor cirkon kristályosodását követően rögtön megkezdődik a bomlás során keletkező He felhalmozódása, teljes nem-egyensúlyi állapotnak nevezzük. Az ekkor keletkező és az ásványban felhalmozódó He teljes mennyiségét a következő (8.) egyenlet írja le, amely már számol a kristályosodáskor történő ^{230}Th beépülésének a lehetőségével is (zéró kezdeti héliummal számolva; FARLEY et al. 2002):

$$^4\text{He}_{\text{disseq}} = 6 \times \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right) \lambda_{232} t + \left(\frac{7}{137,818} \right) \times \frac{^{238}\text{U}}{\lambda_{235}} t \quad (8.)$$

$$+ \frac{t + 6 \times \lambda_{238} \times \frac{^{238}\text{U}}{\lambda_{235}} (1 - e^{-\lambda_{230} t}) (D_{230} - 1) + 1 \times ^{147}\text{Sm} \lambda_{147} t}{\lambda_{230}}$$

ahol az eredeti (1.), egyensúlyt feltételező egyenlethez képest az új tagok a λ_{230} , a ^{230}Th bomlási állandója ($9,1705 \times 10^{-6} \text{ év}^{-1}$), a D_{230} pedig a kezdeti (a cirkon kristályosodáskor fennálló) $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ aktivitás arány. Ez utóbbi alapból egy ismeretlen érték lenne, mivel azonban a $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ nem frakcionálódik, ezért lényegében a kezdeti $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ aktivitásarány megegyezik a $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ aránnyal, és a következőképp számolható ki (9. egyenlet: FARLEY et al. 2002):

$$D_{230} = \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)_{\text{kristály}} / \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)_{\text{magma}}, \quad (9.)$$

ahol a magma $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ arányát az adott minta teljes kőzet- vagy üveg $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ aránya adja meg. A teljes nem egyen-

súlyi állapotot leíró egyenlet (8.) figyelembe veszi a cirkon kristályosodáskor történő ^{230}Th frakcionálódás hatását a teljes He-mennyiségre. Külön kezeli a kristályba beépülő ^{238}U izotóp egyensúlyi körülmények között végbemenő bomlása során keletkező ^4He -t (3. sor, 1. tag), a ^{238}U bomlása során keletkező ^{230}Th bomlásából származó ^4He mennyiségét (3. sor, 2. tag), valamint a kristályosodáskor a frakcionáció következtében beépülő ^{230}Th bomlása során felszabaduló ^4He -t (3. sor, 3. tag).

A teljes nem egyensúlyi állapotot leíró egyenlet segítségével tehát kiszámolható, hogy mi lenne a vizsgált minta (U-Th)/He kora abban az esetben, ha a minta közvetlenül a cirkonkristályosodást követően a záródási hőmérséklet alá hűlné, tehát rögtön megkezdődne a He felhalmozódása az egyes kristályokban. Ez a gyakorlatban akkor fordulhat elő, ha a cirkon kristályosodásával közel egy időben megtörténik a vulkánkitörés is, tehát a cirkon tartózkodási ideje a magmakamrában 0. Azonban ismert, hogy a legtöbb más rendszer esetében nem teljesül az, hogy a kitörés rögtön a cirkon kristályosodását követően bekövetkezik, hanem minden esetben kell valamekkora tartózkodási idővel számolni (pl.: REID 2008, KLEMETTI & CLYNNE 2014), ami elősegíti az egyensúly valamilyen mértékű beállását. Minél több időt tölt egy adott cirkonkristály a kitörést megelőzően a magmakamrában, annál közelebb kerül a rendszer az egyensúlyi állapothoz, és annál kisebb hatással van az (U-Th)/He eredményre a nem egyensúlyi állapot okozta eltérés (8. ábra). Minden minta esetében szükséges lenne annak vizsgálata, hogy adott cirkon kristályosodása és a He-felhalmozódás kezdete között mennyi idő telt el, azért, hogy megállapíthassuk, beállt-e a bomlási sorban a szekuláris egyensúly a kitörés előtt, illetve ha nem, akkor milyen mértékben került egyensúlyba. Azonban a gyakorlat azt mutatja, hogy ~1 millió évnél idősebb minták esetében kisebb az esetleges nem egyensúlyi állapot okozta eltérés (FARLEY et al. 2002), mint az (U-Th)/He kronométer módszertani/technikai bizonytalansága. Ezért csupán a fiatal (<1 millió év) vulkánkitörések korának meghatározásánál kell számolni a cirkon kristályosodáskor fellépő ^{230}Th -frakcionáció okozta nem egyensúlyi állapot meglétével. Erre az egyik lehetőség, hogy az egyensúlyt feltételező egyenlet (1.) segítségével meghatározott (U-Th)/He kor mellett kiszámoljuk a teljes nem egyensúlyi állapotból adódó (U-Th)/He kort is (8. egyenlet). Ebben az esetben a vulkánkitörés idejére egy intervallumot kapunk, amelynek alsó és felső határát az egyensúlyi (minimum kor) és a teljes nem egyensúlyi (maximum kor) He kor jelöli ki. A másik opció, hogy a minta egyensúlyi (U-Th)/He kora mellett a vizsgált cirkonkristály képződési korát is meghatározzuk. A két kor — kitörési és kristályosodási — ismeretében megállapítható, hogy mekkora volt a magmakamrában eltöltött idő, tehát adott kristály a kitörés pillanatában milyen mértékben került egyensúlyba. Ebből lehet következtetni arra, hogy mekkora He-hiánnyal kell számolni a rendszerben, amivel az egyensúlyt feltételező (U-Th)/He kort korrigálni kell, hogy a valós kitörési kort megkapjuk. A kristályosodási kor meghatározása

~380 ezer évnél fiatalabb képződmények esetében az U-Th vagy U-Pb, míg az ennél idősebb mintáknál csak az U-Pb kormeghatározási módszerrel, SIMS vagy LA-ICPMS módszer segítségével lehetséges. A mérések vagy kiválogatott cirkonkristály felszínén, vagy pedig beágyazott, majd felpolírozott kristályokon történnek (SCHMITT 2011). Az előbbi módszer alkalmazása során lehetőség nyílik ugyanazon a kristályon elvégezni az (U-Th)/He mérést is ('double-dating'), amelynek nagy előnye, hogy egyszerre ad információt egy kristály utolsó, legfiatalabb kristályosodási idejéről és a He-felhalmozódás kezdetéről, ezáltal pontosan meghatározható, hogy az adott kristály a kitörés pillanatában milyen mértékben került egyensúlyba (pl.: SCHMITT et al. 2010). A másik módszer esetében, amikor felpolírozott kristályokon történik a mérés, lehetőség van arra, hogy egy átfogóbb képet kapjunk a teljes populáció kristályosodási időtartamáról (megtől meddig tart, mikor volt(ak) a fő kristályosodási időszak(ok)), valamint a mérést megelőzően készült katódlumineszcens képek nemcsak a mérési pontok kijelölésében, hanem a minta cirkonpopulációjának részletesebb jellemzésében is segítséget nyújtanak (pl. DANIŠÍK et al. 2012, HARANGI et al. 2015a). A két módszer között a választás függ az aktuális mintától, valamint a rendelkezésre álló mérési lehetőségektől, természetesen a legideálisabb minden esetben a kettő együttes alkalmazása lenne.

SCHMITT és munkatársai (2010) ismertették azt az O. M. LOVERA által írt szabad hozzáférésű programot (MCHCalc; <http://sims.ess.ucla.edu/Research/MCHCalc.php>), amelynek segítségével modellezhető a nem-egyensúlyi (U-Th)/He kor egy adott ásványpopuláció egyedi kristályaira, valamint a teljes populációra is. A program bemeneti adatai: (1) a populáció egyedi kristályainak (U-Th)/He kora (szekuláris egyensúlyt feltételezve) + az egyes korok 1σ bizonytalansága, (2) az egyedi kristályokra vonatkozó D_{230} értéke és (3) az egyedi kristályok/kristálypopuláció kristályosodási kora (U-Th vagy U-Pb), valamint 1σ bizonytalansága. Ezeket felhasználva számolja ki Monte Carlo-szimulációk segítségével a program a populáció egyedi kristályaira az egyes korrigált koreloszlásokat (valószínűségi sűrűségfüggvényeket), amelyek metszéspontjai jelölik ki a teljes populációra vonatkozó nem egyensúlyi He koreloszlást. Ez a teljes populációra modellezett koreloszlás jellemezhető az eloszlásgörbe maximumával (eloszlásgörbe csúcsa), amely megadja a populáció korrigált, nem egyensúlyi (U-Th)/He korát, valamint a görbe alakjával (lefutásával), amely pedig az eredmény bizonytalanságát adja meg. Ezeken felül a program számol egy ún. „goodness of fit” (az illesztés jósága) paramétert is, amely a kapott egyedi koreloszlások és a teljes populációra vonatkozó koreloszlás közötti eltérés vizsgálatán alapul, aminek segítségével lehet következtetni a kapott eredmény helyességére. Amennyiben ez az érték nagyobb, mint 0,001 (PRESS et al. 2002), akkor a számított értékek elfogadhatók. A MCHCalc program képes modellezni adott populációra a teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He kort is, aminek akkor van nagy jelentősége, ha nem ismerjük az egyedi kristályok kristályosodási korait.

A továbbiakban általunk mért mintákon kerül bemuta-

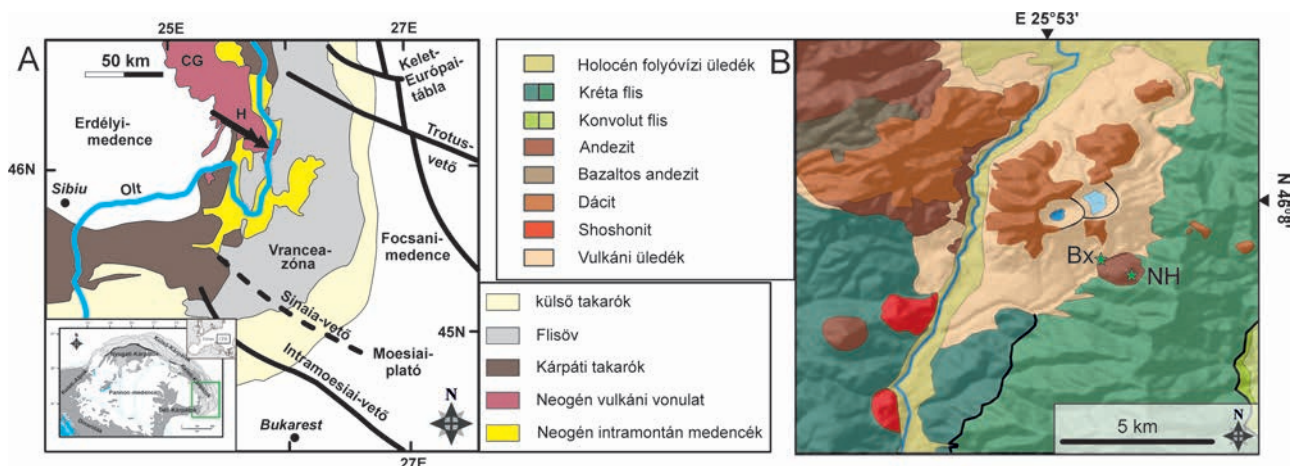
tásra a módszer gyakorlati alkalmazása fiatal (<1 millió év) vulkánkitörések esetében.

Esettanulmányok

A Kárpát–Pannon térséget szilíciumgazdag, mészkálai, alkáli bazaltos és káli-ultrakáli vulkanizmus jellemezte az elmúlt ~20 millió évben (SZABÓ et al. 1992; LEXA & KONEČNÝ 1974, 1998; HARANGI 2001; KONEČNÝ et al. 2002; SEGHEDEI et al. 2004, 2005; PÉCSKAY et al. 2006; HARANGI & LENKEY 2007; SEGHEDEI & DOWNES 2011). A változatos jellegű vulkáni működés kialakulása szorosan kapcsolódott a térség összetett geodinamikai fejlődéséhez (pl.: ROYDEN et al. 1983, CSONTOS et al. 1992, HORVÁTH 1993, HORVÁTH et al. 2006). A kvarter (<2,6 M év) során a vulkáni aktivitás főleg a régió peremi területeire koncentrált, változatos jellege azonban továbbra is megmaradt. A szilíciumgazdag, riolitos működés kivételével mindegyik típushoz kapcsolódtak még vulkánkitörések (PÉCSKAY et al. 2006, HARANGI & LENKEY

KARÁTSÓN et al. 2013, 2016; SZAKÁCS et al. 2015). A tűzhányó, amelynek legutolsó kitörése ~30 ezer évvel ezelőtt következett be (VINKLER et al. 2007; HARANGI et al. 2010, 2015a; KARÁTSÓN et al. 2016), a Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni ív délkeleti elvégződésénél található. Az ív mentén a vulkáni aktivitás ~11,3 millió évvel ezelőtt kezdődött, és egy folyamatos, délkeleti irányú fiatalodás figyelhető meg a működésében (PÉCSKAY et al. 1995). Ezzel a fiatalodással párhuzamosan a felszínre került magmák térfogatának csökkenése, valamint összetételük változása (a K-tartalom növekedése, gazdagodás inkompatibilis nyomelemekben) mutatható ki (SEGHEDEI et al. 1987, SZAKÁCS et al. 1993, MASON et al. 1998). Ez utóbbi azonban nem folyamatosan történt, hanem egy éles váltásként észlelhető ~3 millió évvel ezelőtt a Hargitában, szorosan kapcsolódva a térség fő tektonikai zónájához, a Trotus-vetőhöz (HARANGI & LENKEY 2007, SEGHEDEI et al. 2011).

A Csomád egy összetett, dácitos lávadóm-komplexum, amely magában foglal egy központi ikerkrátert (Szent Anna- és Mohos-kráter). Északi oldalán lávadómok, míg a déli



9. ábra. A) A Kelemen–Görgény–Hargita egyszerűsített földtani térképe (HARANGI et al. 2013 alapján); CG: Kelemen–Görgény, H: Hargita; a nyíl jelöli a kinagyított dél-hargitai területet. B) a Dél-Hargita földtani térképe (IANOVICI & RĂDULESCU; Román Földtani Intézet 1:200 000-es térképlapja (1968) és SZAKÁCS et al. 2015 alapján), feltüntetve rajta a két bemutatott lelőhely mintapontjait (Bx és NH)

Figure 9. A) Simplified geological map of the Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain (after HARANGI et al. 2013). The arrow indicates the enlarged area of the South-Harghita B) geological map of the South Harghita with the NH and Bx sampling site (based on the 1:200 000 map by IANOVICI & RĂDULESCU; Geological Institute of Romania and SZAKÁCS et al. 2015)

2007, SEGHEDEI et al. 2011). Kutatásunk fókuszában a térség legfiatalabb vulkáni működéséhez (Csomád, Dél-Hargita, Keleti-Kárpátok; 9. ábra) kapcsolódó kitörési termékek, valamint a tűzhányó környezetében megtalálható egyedi lávadómok állnak. A területen régóta folyó kutatások eredményeképp számos információ áll rendelkezésünkre a Csomád és környezete fizikai vulkanológiai (pl.: SZAKÁCS & SEGHEDEI 1986, SZAKÁCS et al. 1993, VINKLER et al. 2007, SZAKÁCS et al. 2015, KARÁTSÓN et al. 2016), petrogenetikai (pl.: VINKLER et al. 2007, KISS et al. 2014), geofizikai (pl.: SPERNER et al. 2004, POPA et al. 2005, HARANGI et al. 2015b), geodinamikai (pl.: MASON et al. 1998, CLOETHING et al. 2004, SEGHEDEI et al. 2011) és geokronológiai fejlődéséről, jellemzéséről (pl.: JUVIGNE et al. 1994; MORIYA et al. 1995, 1996; PÉCSKAY et al. 1995; HARANGI et al. 2010, 2015a;

lejtőkön a robbanásos kitörésekből származó piroklasztár-üledékek dominálnak (9. ábra, B). Környezetében továbbá számos kis méretű, perifériális andezites-dácitos lávadóm található, amelyek szintén a Csomádhoz sorolhatók (pl.: SZAKÁCS et al. 2015). A vulkáni működés kronológiájának különböző módszerekkel (K-Ar, radiokarbon, (U-Th)/He, IRSL, OSL) történő meghatározása már régóta a kutatások középpontjában áll. A tűzhányó környezetében található perifériális dómokat is figyelembe véve az aktivitás 1 millió évvel ezelőtt kezdődött a területen (PÉCSKAY et al. 1995, SZAKÁCS et al. 2015), míg az utolsó, robbanásos fázis ~56–32 ezer éve zajlott le (HARANGI et al. 2015a). Nehezíti azonban a kitörési kronológia pontos meghatározását, hogy az egyes módszerek sokszor eltérő eredményeket adnak az egy lelőhelyen gyűjtött minták esetében. Erre példa a

tusnádfürdői piroklasztit, amelynél a biotiton mért K-Ar kor ~500 ezer évet (PÉCSKAY et al. 1995), míg az ugyanabból a rétegből származó szenesedett növénymaradvány 43 ezer éves kitérés kort adott eredményül (HARANGI et al. 2010). Akadnak azonban pozitív példák is a területről, amikor a különböző módszerek (radiokarbon és (U-Th)/He, illetve IRSL és (U-Th)/He) egymást alátámasztó kitérés korokat adtak eredményül (HARANGI et al. 2010, 2015a).

A Csomád közetein végzett (U-Th)/He módszerrel meghatározott kronológiát elsőként, még korrigálatlan koradatokkal KARÁTSÓN és munkatársai (2013) közzétették, majd HARANGI és munkatársai (2015a) rekonstruálták a kitérés időket és a kitérés történetet a legfiatalabb vulkáni fázisra a már nem egyensúlyi állapotra korrigált koradatok alapján. Jelen cikkben két kitérés (9. ábra) példáján mutatjuk be — új adatokkal kiegészítve — a módszer alkalmazhatóságát fiatal vulkánkitörések datálására. Ezen a területen az (U-Th)/He geokronológia használata több okból is indokolt. A korábbi mérésekből publikált korok (HARANGI et al. 2015a) azt mutatják, hogy pont abban a kritikus időintervallumban történt a kitérések nagy része (< 1 millió év), amely módszertani korlátok, vagy megfelelő ásványok hiányában más módszerekkel nehezen meghatározható (DANIŠÍK et al. 2016.).

Az egyik példa a Nagy-Hegyes (Dealul Mare) andezites lávadómja (mintanév: NH; 9. ábra, B), amely egyike a központi lávadóm környezetében található perifériás dómoknak. Korábban meghatározott K-Ar kora $1,02 \pm 0,07$ M év (SZAKÁCS et al. 2015). A másik példa pedig a Csomád eddig ismert utolsó kitérése során keletkezett piroklasztár-üledék (mintanév: Bx; 9. ábra, B), amely a központi lávadóm déli lejtőjén található, ~3 km-re Sepsibükszád (Bixad) településtől (VINKLER et al. 2007 — „Bx”; HARANGI et al. 2015a — „MK-5”; KARÁTSÓN et al. 2016 — „BIX-1”). Az itt végzett kombinált U-Th és (U-Th)/He mérésekből HARANGI és munkatársai (2015a) a kitérés korát $32,6 \pm 1,0$ ezer évre értelmezték (a koradat hibáját 1 szigma bizonytalansággal megadva). Ez összhangban van a feltárásból származó, szenesedett növénymaradványon végzett radiokarbonos kor-

meghatározás eredményével (31,230–32,700 cal BP; HARANGI et al. 2010). E képződmény esetében a már publikált eredményeket mutatjuk be az eddigieknél részletesebben, míg a nagy-hegyesi minta esetében új koradatot alkalmazhatóságára fiatal vulkánkitörések datálására, valamint arra is, hogy milyen hatással van a cirkon kristályosodáskor bekövetkező ^{230}Th frakcionáció az eredményekre fiatal (<1 millió év) minták esetén.

A mérések mindegyike a göttingeni Georg-August Egyetem Göochron Laboratóriumában készültek, a mérés körülményei és az adatok feldolgozási módja megegyezik a cikkben bemutatott módszerrel (lásd: Analitikai háttér és Adatértékelés, statisztika; illetve HARANGI et al. 2015a). A laboratóriumban a Fish Canyon Tuff cirkon referencia-anyagra kapott kormérések átlaga $28,1 \pm 0,2$ millió év ($n=128$), amely közel esik a PHILLIPS & MATCHAN (2013) által kapott $28,01 \pm 0,04$ M év Ar/Ar korhoz.

A Nagy-Hegyes lávadómja

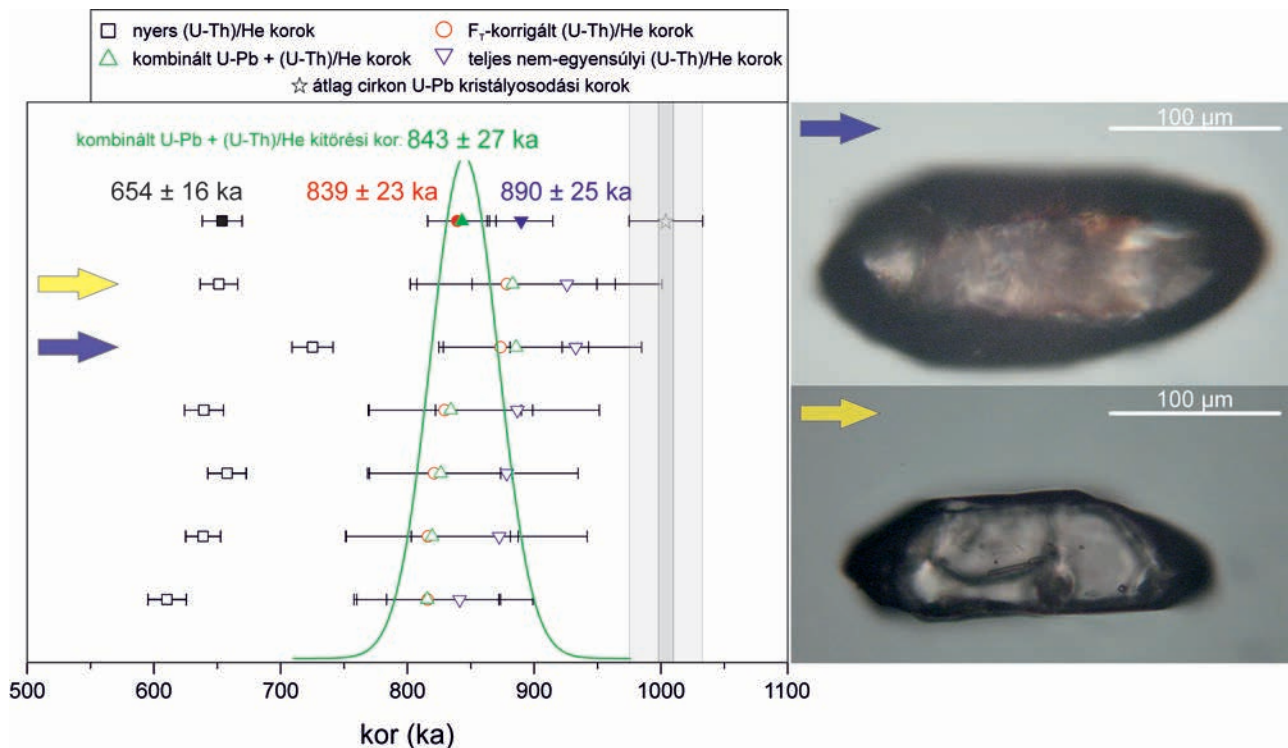
A nagy-hegyesi andezites mintából 6 cirkonkristályt választottunk ki a minta-előkészítést követően az (U-Th)/He kormérésre. A kiválogatott kristályok méreteit, a kapott mérési adatokat, az ezekből számolt egyedi korokat, valamint ezek súlyozott átlagait és az adatokhoz tartozó bizonytalanságot a III. táblázat, valamint a 10. ábra tartalmazza.

A nyers (korrigálatlan) korok 610 és 725 ezer év közé esnek (10. ábra; nyers (U-Th)/He-korok), ezek az értékek azonban még nem tartalmazzák az α -kilöklődésből származó He-hiányt, ezért szükséges az alaki (F_T) korrekciós számolás az egyedi korokon. A nyers (U-Th)/He korokhoz tartozó bizonytalanságok (III. táblázat; TAU) nem haladják meg a 2,5%-ot, jól tükrözve az (U-Th)/He módszer analitikai pontosságát és a gáz-tömegspektrométer érzékenységet még ilyen fiatal (He-szegény) minták esetén is. Az egyedi nyers (U-Th)/He korokból számolt F_T -korrigált korok 816 ezer és 879 ezer év közé esnek. Az ezekhez a korokhoz tartozó bizonytalanságok már tartalmazzák az

III. táblázat. A nagy-hegyesi andezites mintából származó cirkon (U-Th)/He eredmények

Table III. The zircon (U-Th)He age results of the andesitic NH sample

Minta- név	Teljes hossz (μm)	Prizmahossz (μm)	Vastagság (μm)													Korrigálatlan		F _T -korrigált		U-Pb korrigált				Teljes nem- egyensúlyra korrigált	
				⁴ He (ncc)	1sd (%)	²³² Th (ng)	1sd (%)	²³⁸ U (ng)	1sd (%)	TAU (%)	Th/U	F _T	F _T hiba (%)	(U-Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	(U- Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	D230	(U- Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	(U- Th)/He kor (ka)	1sd (ka)			
NH5 z1	222	118	76	0,332	1,7	3,2	2,4	3,5	1,8	2,3	0,92	0,741	7,8	651	15	879	71	0,29	888	86	926	75			
NH5 z2	251	136	95	0,387	1,7	2,6	2,4	4,3	1,8	2,3	0,60	0,801	6,0	658	15	821	53	0,19	828	57	878	56			
NH5 z3	258	130	77	0,261	1,9	2,0	2,4	3,1	1,8	2,5	0,64	0,748	7,6	610	15	816	65	0,20	821	70	873	69			
NH5 z4	277	186	90	0,782	1,6	13,0	2,4	7,1	1,8	2,2	1,83	0,783	6,5	639	14	816	56	0,57	815	58	841	58			
NH5 z5	271	143	123	0,678	1,6	3,8	2,4	6,9	1,8	2,2	0,55	0,830	5,1	725	16	874	49	0,17	893	63	933	52			
NH5 z6	219	137	86	0,250	1,8	1,7	2,4	2,8	1,8	2,4	0,61	0,771	6,9	640	15	830	60	0,19	837	67	887	65			
súlyozott átlagok (ka):														652	17	839	23		843	27	890	25			
goodness of fit: 0,922																									



10. ábra. (U-Th)/He koreredmények a nagy-hegyesi minta cirkonjaiból: a nyers, F_T -korrigált, kombinált U-Pb és (U-Th)/He (kitörési kor), valamint teljes nem-egyensúlyi egyedi He-korok, a hozzájuk tartozó bizonytalanságokkal együtt, az egyes jelölések színével megegyező feliratok az ezekből számolt súlyozott átlagokat és ezek bizonytalanságait mutatja. Ezen kívül az ábrán feltüntetett az átlagos U-Pb kristályosodási korokat, és a hozzájuk tartozó bizonytalanságot (LUKÁCS R., szóbeli közlés) is. A kék és sárga nyílal jelölt cirkonkristály a mintából származó legnagyobb (kék nyíl) és legkisebb (sárga nyíl) F_T -értékkel rendelkező kristály fotója, a hozzájuk tartozó koreredményeket a baloldali ábrán a megegyező színű nyílak jelölik

Figure 10. The individual raw-, F_T -corrected, combined U-Pb and (U-Th)/He (i.e. eruption age) and full disequilibrium (U-Th)/He ages of the sample NH with their uncertainties. The corresponding titles are the calculated weighted means of the raw, F_T -corrected, combined U-Pb and (U-Th)/He and full disequilibrium ages and their uncertainties. The average U-Pb crystallization age with its uncertainties is also indicated. The blue and yellow arrows indicate the biggest and the smallest crystals of the sample, respectively. Their age results are indicated by the same color arrows

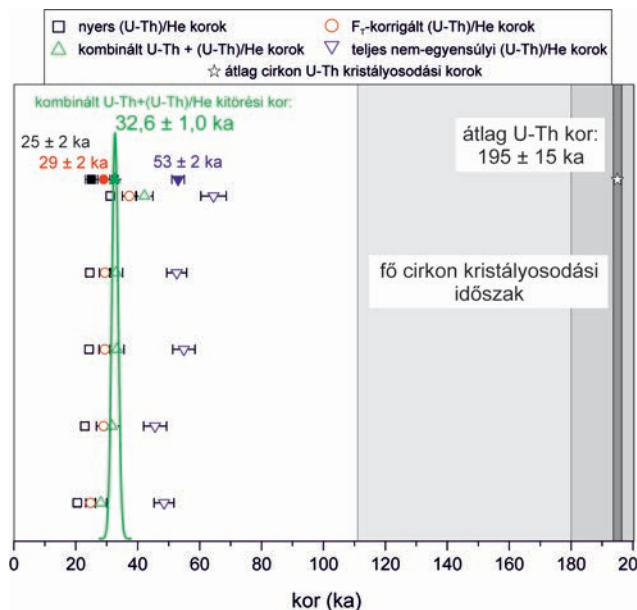
alfa kilöködési korrekció bizonytalanságát is, amelyek egyik kristály esetében sem haladják meg a 10%-ot, így az átlagszámításnál mindegyiket figyelembe vettük. Az F_T -korrigált korok súlyozott átlaga 839 ± 23 ezer évet adott eredményül (10. ábra; F_T -korrigált (U-Th)/He-korok).

A számolt F_T -értékekben, valamint az egyedi F_T -korrigált korok vizsgálatában megmutatkozik, hogy milyen nagy szerepe van annak, hogy milyen kristályokat választottunk ki a mérésre. Ugyanis a korrekció alapegyenleteiből következik, hogy az F_T értékére legnagyobb hatással a kristály mérete van (6. egyenlet), valamint hogy minél jobban közelít ez a szám 1-hez, annál kisebb a korrekció mértéke (4. egyenlet). Ez a közölt nagy-hegyesi adatsorban úgy mutatkozik meg, hogy a legnagyobb, 'z5' számú kristályhoz tartozik a legnagyobb F_T -érték, és itt a legkisebb az eltérés a korrigálatlan, nyers és az F_T -korrigált (U-Th)/He kor között (III. táblázat: NH z5; valamint 10. ábra, kék nyílal jelzett adat, illetve cirkonkristály). Ezzel szemben a legkisebb, z1 számú kristály rendelkezik a legkisebb F_T értékkel, és a korrigálatlan és az F_T -korrigált kor között ennél a kristálynál a legnagyobb a különbség (III. táblázat: NH z1; valamint 10. ábra, sárga nyílal jelzett adat, illetve cirkonkristály).

Mint korábban említettük, a cirkon (U-Th)/He kormérés esetében, ha a vizsgált minta ~1 millió évnél fiatalabb, szükséges a cirkon kristályosodásakor fellépő ^{230}Th frakcionáci-

ójának a hatásával és az ebből fakadó nem egyensúlyi állapottal számolni. A nagy-hegyesi lávadóm példáján keresztül bemutatjuk egyrészt a teljes nem egyensúlyi korrekciós számolás eredményeit, valamint a rendelkezésünkre álló kristályosodási korok segítségével elvégezzük az U-Pb korrekciót is, megadva a minta pontos kitörési korát. Azért is szükséges a teljes nem egyensúlyi korrekciós számolást elvégezni, mert így kijelölhető a minta maximális kora, amely segítséget nyújt az adatértéklésben (az esetleges idős korok kiszűrésében), valamint szemléletessé teszi a cirkon magmakamrabeli tartózkodási idejének hatását is a kapott korra adott minta esetében.

A rendelkezésünkre álló cirkon U-Pb kristályosodási korok azt mutatják, hogy a fő kristályosodási időszak $1,00 \pm 0,03$ millió évvel ezelőtt zajlott, míg a mintából meghatározott legfiatalabb U-Pb kor $0,86 \pm 0,06$ millió év (LUKÁCS R., szóbeli közlés). A korrekció során a kristályosodási korok súlyozott átlagát használtuk fel. Mind a két számolás a SCHMITT és munkatársai (2010) által közölt MCHCalc program segítségével történt, a kapott korokat pedig, a hozzájuk tartozó bizonytalanságokkal a III. táblázat tartalmazza. Az egyedi U-Pb korrigált (U-Th)/He korok 814 ezer és 893 ezer év közé esnek (10. ábra; kombinált U-Pb + (U-Th)/He korok), a teljes populációra számolt kitörési kor pedig 843 (+28, -25) ezer év ('goodness of fit': 0,922). A



11. ábra. (U-Th)/He koreredmények a bükdszádi minta cirkonjaiból: a nyers, F_r -korrigált, kombinált U-Th és (U-Th)/He (kitörési kor), valamint teljes nem egyensúlyi egyedi He korok, a hozzájuk tartozó bizonytalanságokkal együtt, az egyes jelölések színével megegyező feliratok az ezekből számolt súlyozott átlagokat és ezek bizonytalanságait mutatja. Ezen kívül az ábrán feltüntetjük az átlagos U-Th kristályosodási korokat, és a hozzájuk tartozó bizonytalanságot (adatok forrása: HARANGI et al. 2015a alapján)

Figure 11. The individual raw-, F_r -corrected, U-Th corrected and full disequilibrium corrected (U-Th)/He ages of the sample Bx with their uncertainties. The corresponding titles are the calculated weighted means of the raw, F_r -corrected, combined U-Th and (U-Th)/He and full disequilibrium ages and their uncertainties. The average U-Th crystallization age with its uncertainties is also indicated (after HARANGI et al. 2015a)

28 és 42 ezer év közé esnek (IV. táblázat), a teljes populációra számolt kitörési kor $32,6 (+1,0, -1,0)$ ezer év (11. ábra; kombinált U-Th + (U-Th)/He korok), az illesztés jóságának az értéke ('goodness of fit') pedig 0,0018.

Ennek a lelőhelynek a példája is jól tükrözi, hogy milyen hatással van a cirkon magmakamrában eltöltött tartózkodási ideje a szekuláris egyensúlyra. Ugyanis, ha megnézzük itt is azt az elméleti esetet, hogy a kristályosodási korokat figyelmen kívül hagyva mi lenne a minta kora akkor, ha 0 tartózkodási idővel számolunk, 53 ± 2 ezer évet kapunk eredményül a teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He korra (11. ábra; teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He korok). Az adatok értékelésében, a kiugró adatok kiszűrésében ez az adat segítséget nyújt, megadva azt a maximális kort (a minta esetében 53 ± 2 ezer év), aminél korábban nem történhetett a kitörés. Tehát ha az adatsorban ennél idősebb korok szerepelnek, azok jó eséllyel korábbi felkapott kristályok. A bükdszádi minta esetében azonban nem szerepel olyan, egyedi kristályból származó He-kor, amely meghaladná a teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He-kort, még jobban alátámasztva, hogy a kitörési kor számolásánál az összes mért adat figyelembe vétele szükséges.

Mindezek alapján elmondható tehát, hogy a bükdszádi piroklasztár-üledéket létrehozó kitörés a kombinált cirkon U-Th és (U-Th)/He mérések alapján, jó összhangban a

radiokarbon koreredményekkel ~32 ezer évvel ezelőtt következett be.

Összefoglalás

Munkánkkal először összegeztük magyar nyelven az (U-Th)/He geokronológia legfontosabb elméleti és gyakorlati alapjait, valamint a továbbfejlesztési lehetőségeit (*in situ* mérések, zónásság okozta problémák) is. Ez az összefoglaló anyag jól tükrözi, hogy a módszer ismerete, használata megkerülhetetlen különféle alacsony hőmérsékletű termokronológiai kutatásokban, valamint fiatal vulkánkitörések korának meghatározásában is.

Az (U-Th)/He geokronológia alkalmazhatóságát fiatal kitörések (<1 millió év) kor meghatározására a bemutatott esettanulmányok is alátámasztják. Ezek a példák a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni működéseire kapcsolódó kitörési termékek, a két lelőhely a Nagy-Hegyes andezites lávadómja, valamint bükdszádi piroklasztár-üledék. A vulkáni működés korának meghatározása számos cirkon egyedi elemzésén alapul. A He-izotóp, valamint U és Th mérések eredményeiből, a cirkonkristály alaki sajátságait figyelembe véve számoljuk ki az adott kristály He korát. Az 1 millió évnél fiatalabb minták esetében fontos a nem egyensúlyi izotóp állapotból adódó korrekció, amihez nélkülözhetetlen a kristályosodási idő ismerete. Ehhez U-Th vagy U-Pb izotópos kor meghatározás szükséges. Bár ismerjük, hogy a kapott koradatok értéke függ a kristály belső U-koncentráció változásától, ennek pontos számszerűsített hatását nem tudjuk még megadni. Ez a hatás azonban beépíthető a megadott koradat bizonytalanságába. A kitörési idő a mért egyedi cirkonkristályok korértékeinek statisztikai kiértékelésén alapul. E szigorú értelmezési keretben kapott (U-Th)/He kitörési korok fontos szerepet kaphatnak a fiatal vulkáni kitörések idejének pontosabb megismerésében, vulkánok aktív és szunnyadási időszakainak meghatározásában.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak DUNKLÉ NAGY Juditnak (Göttingen) a mérések során, Axel K. SCHMITTnek (Heidelberg) az adatok értékelésében, GARAMHEGYI Tamásnak a térkép elkészítésben, valamint az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport tagjainak a mintagyűjtésben nyújtott segítségükért. Köszönjük továbbá bírálóinknak, BENKÓ Zsoltnak és KISS Balázsnak a javításokat és segítő tanácsait, valamint SZTANÓ Orsolyának és PIROS Olgának a szerkesztői munkájukat. A göttingeni mérések egy része az ELTE Tehetséggondozási Tanács támogatása révén valósult meg. LUKÁCS Réka munkája a PD 121048 számú projekthez kapcsolódik, ami a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal támogatásával az NFKI alapról valósult meg. Jelen munka az K116528 sz. OTKA pályázat része.

Irodalom — References

- ACIEGO, S., KENNEDY, B. M., DEPAOLO, D. J., CHRISTENSEN, J. N. & HUTCHEON, I. 2003: U–Th/He age of phenocrystic garnet from the 79 AD eruption of Mt. Vesuvius. — *Earth and Planetary Science Letters* **216/1–2**, 209–219. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00478-3](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00478-3)
- ARATÓ R. 2014: A Recski magmás komplexum geo- és termokronológiája. — *Ásványtani Tanszék MSc*, 106 p.
- AULT, A. K., REINERS, P. W., EVANS, J. P. & THOMSON, S. N. 2015: Linking hematite (U–Th)/He dating with the microtextural record of seismicity in the Wasatch fault damage zone, Utah, USA. — *Geology* **43/9**, 771–774. <http://doi.org/10.1130/G36897.1>
- BARGNESI, E. A., STOCKLI, D. F., HOURIGAN, J. K. & HAGER, C. 2016: Improved accuracy of zircon (U–Th)/He ages by rectifying parent nuclide zonation with practical methods. — *Chemical Geology* **426**, 158–169. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.01.017>
- BATEMAN, H. 1910: Solution of a System of Differential Equations Occurring in the Theory of Radio-active Transformations. — *Proc. Cambridge Philos. Soc.* **15**, 423–427.
- BOURDON, B., ZINDLER, A. & WÖRNER, G. 1994: Evolution of the Laacher See magma chamber: Evidence from SIMS and TIMS measurements of U–Th disequilibria in minerals and glasses. — *Earth and Planetary Science Letters* **126/1–3**, 75–90. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90243-7](http://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90243-7)
- BRAUN, J., VAN DER BEEK, P. & BATT, G. 2012: *Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. — Cambridge University Press, 272 p. <http://doi.org/10.2277/0521830575>
- CHARLIER, B. & ZELLMER, G. 2000: Some remarks on U–Th mineral ages from igneous rocks with prolonged crystallisation histories. — *Earth and Planetary Science Letters* **183/3–4**, 457–469. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00298-3](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00298-3)
- CHENG, H., EDWARDS, R. L., HOFF, J., GALLUP, C. D., RICHARDS, D. A. & ASMEROM, Y. 2000: The half-lives of uranium-234 and thorium-230. — *Chemical Geology* **169/1–2**, 17–33. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00157-6](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00157-6)
- CLOETINGH, S. A. P. L., BUROV, E., MATENCO, L., TOUSSAINT, G., BERTOTTI, G., ANDRIESSEN, P. A. M., WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2004: Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **218/1–2**, 57–76. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00645-9](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00645-9)
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208/1–3**, 221–241. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- DANIŠÍK, M., SHANE, P., SCHMITT, A. K., HOGG, A., SANTOS, G. M., STORM, S., EVANS, N. J., KEITH FIFIELD, L. & LINDSAY, J. M. 2012: Re-anchoring the late Pleistocene tephrochronology of New Zealand based on concordant radiocarbon ages and combined $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ disequilibrium and (U–Th)/He zircon ages. — *Earth and Planetary Science Letters* **349–350**, 240–250. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.041>
- DANIŠÍK, M., FODOR, L., DUNKL, I., GERDES, A., CSIZMEG, J., HAMOR-VIDÓ, M. & EVANS, N. J. 2015: A multi-system geochronology in the Ad-3 borehole, Pannonian Basin (Hungary) with implications for dating volcanic rocks by low-temperature thermochronology and for interpretation of (U–Th)/He data. — *Terra Nova* **27/4**, 258–269. <http://doi.org/10.1111/ter.12155>
- DANIŠÍK, M., SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F., LOVERA, O. M., DUNKL, I. & EVANS, N. J. 2016: Application of combined U–Th-disequilibrium/U–Pb and (U–Th)/He zircon dating to tephrochronology. — *Quaternary Geochronology* **40**, 23–32. <http://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.07.005>
- DODSON, M. H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **40/3**, 259–274. <http://doi.org/10.1007/BF00373790>
- DOSSETO, A., TURNER, S. P. & VAN ORMAN, J. A. 2010: Magma Cooling and Differentiation — Uranium-Series Isotopes. — DOSSETO, A. & TURNER, S. P. (eds): *Timescales of Magmatic Processes*. 160–180. <http://doi.org/10.1002/9781444328509.ch8>
- EVANS, N. J., WILSON, N. S. F., CLINE, J. S., MCINNES, B. I. A. & BYRNE, J. 2005: Fluorite (U–Th)/He thermochronology: Constraints on the low temperature history of Yucca Mountain, Nevada. — *Applied Geochemistry* **20/6**, 1099–1105. <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.02.008>
- EVANS, N. J., MCINNES, B. I. A., MCDONALD, B., DANIŠÍK, M., BECKER, T., VERMEESCH, P., SHELLEY, M., MARILLO-SIALER, E. & PATTERSON, D. B. 2015: An in situ technique for (U–Th–Sm)/He and U–Pb double dating. — *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **30/7**, 1636–1645. <http://doi.org/10.1039/C5JA00085H>
- EVENSON, N. S., REINERS, P. W., SPENCER, J. E. & SHUSTER, D. L. 2014: Hematite and Mn oxide (U–Th)/He dates from the Buckskin–Rawhide detachment system, western Arizona: Gaining insights into hematite (U–Th)/He systematics. — *American Journal of Science* **314/10**, 1373–1435. <http://doi.org/10.2475/10.2014.01>
- FABBRIZIO, A., SCHMIDT, M. W., GÜNTHER, D. & EIKENBERG, J. 2008: Experimental determination of radium partitioning between leucite and phonolite melt and ^{226}Ra -disequilibrium crystallization ages of leucite. — *Chemical Geology* **255/3–4**, 377–387. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.008>
- FARLEY, K. A. 2002: (U–Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **47/1**, 819–844. <http://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.18>
- FARLEY, K. A., WOLF, R. A. & SILVER, L. T. 1996: The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/21**, 4223–4229. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00193-7](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7)
- FARLEY, K. A., KOHN, B. P. & PILLANS, B. 2002: The effects of secular disequilibrium on (U–Th)/He systematics and dating of Quaternary volcanic zircon and apatite. — *Earth and Planetary Science Letters* **201/1**, 117–125. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00659-3](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00659-3)
- FECHTIG, H. & KALBITZER, S. 1966: The Diffusion of Argon in Potassium-Bearing Solids. — (eds): *Potassium Argon Dating*. Berlin, Heidelberg, 68–107. http://doi.org/10.1007/978-3-642-87895-4_4
- FITZGERALD, P. G., BALDWIN, S. L., WEBB, L. E. & O’SULLIVAN, P. B. 2006: Interpretation of (U–Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. — *Chemical Geology* **225/1–2**, 91–120. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.001>

- GEBAUER, S. K., SCHMITT, A. K., PAPPALARDO, L., STOCKLI, D. F. & LOVERA, O. M. 2014: Crystallization and eruption ages of Breccia Museo (Campi Flegrei caldera, Italy) plutonic clasts and their relation to the Campanian ignimbrite. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167/1**, p. 953. <http://doi.org/10.1007/s00410-013-0953-7>
- GUENTHNER, W. R., REINERS, P. W., KETCHAM, R. A., NASDALA, L. & GIESTER, G. 2013: Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. — *American Journal of Science* **313/3**, 145–198. <http://doi.org/10.2475/03.2013.01>
- HAGER, C. & STOCKLI, D. F. 2009: A new Matlab®-based Helium Modeling Package (“HeMP”) for thermal history recovery from single and multi-thermochronometer (U-Th)/He data and data arrays. — *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **41**, 487.
- HAIDER, V. L., DUNKL, I., EYNATTEN, H. V., DING, L., FREI, D. & ZHANG, L. 2013: Cretaceous to Cenozoic evolution of the northern Lhasa Terrane and the Early Paleogene development of peneplains at Nam Co, Tibetan Plateau. — *Journal of Asian Earth Sciences* **70–71**, 79–98. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.005>
- HAMES, W. E. & BOWRING, S. A. 1994: An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. — *Earth and Planetary Science Letters* **124/1**, 161–169. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00079-4](http://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00079-4)
- HARANGI, S. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 223–258.
- HARANGI, S. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. — *Geological Society of America Special Papers* **418**, 67–92. [http://doi.org/10.1130/2007.2418\(04\)](http://doi.org/10.1130/2007.2418(04))
- HARANGI, S., MOLNÁR, M., VINKLER, A. P., KISS, B., JULL, A. J. T. & LEONARD, A. G. 2010: Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of Ciomadul volcano, Southeast Carpathians, Eastern-Central Europe. — *Radiocarbon* **52/2–3**, 1498–1507.
- HARANGI, S., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. — *Lithos* **180–181**, 43–57. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- HARANGI, S., LUKÁCS, R., SCHMITT, A. K., DUNKL, I., MOLNÁR, K., KISS, B., SEGHEDI, I., NOVOTHNY, Á. & MOLNÁR, M. 2015a: Constraints on the timing of Quaternary volcanism and duration of magma residence at Ciomadul volcano, east-central Europe, from combined U–Th/He and U–Th zircon geochronology. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **301**, 66–80. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.002>
- HARANGI, S., NOVÁK, A., KISS, B., SEGHEDI, I., LUKÁCS, R., SZARKA, L., WESZTERGOM, V., METWALY, M. & GRIBOVSKI, K. 2015b: Combined magnetotelluric and petrologic constraints for the nature of the magma storage system beneath the Late Pleistocene Ciomadul volcano (SE Carpathians). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **290**, 82–96. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.006>
- HARRISON, T. M. 1982: Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **78/3**, 324–331. <http://doi.org/10.1007/BF00398927>
- HARRISON, T. M., DUNCAN, I. & MCDUGALL, I. 1985: Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49/11**, 2461–2468. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90246-7](http://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7)
- HARRISON, T. M., WATSON, E. B. & AIKMAN, A. B. 2007: Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. — *Geology* **35/7**, 635–638. <http://doi.org/10.1130/G23505A.1>
- HIESS, J., CONDON, D. J., MCLEAN, N. & NOBLE, S. R. 2012: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ Systematics in Terrestrial Uranium-Bearing Minerals. — *Science* **335/6076**, 1610–1614. <http://doi.org/10.1126/science.1215507>
- HILDENBRAND, A., MARQUES, F. O., COSTA, A. C. G., SIBRANT, A. L. R., SILVA, P. F., HENRY, B., MIRANDA, J. M. & MADUREIRA, P. 2012: Reconstructing the architectural evolution of volcanic islands from combined K/Ar, morphologic, tectonic, and magnetic data: The Faial Island example (Azores). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **241–242**, 39–48. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.019>
- HORA, J. M., SINGER, B. S. & WÖRNER, G. 2007: Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints from Volcán Parí, Chile. — *Geological Society of America Bulletin* **119/3–4**, 343–362. <http://dx.doi.org/10.1130/B25954.1>
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **226/1–4**, 333–357. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](http://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. — *Geological Society, London, Memoirs* **32/1**, 191–206. <http://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.11>
- HOURLIGAN, J. K., REINERS, P. W. & BRANDON, M. T. 2005: U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69/13**, 3349–3365. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.024>
- HOUSE, M. A., FARLEY, K. A. & KOHN, B. P. 1999: An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia. — *Earth and Planetary Science Letters* **170/4**, 463–474. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00120-X](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00120-X)
- HOUSE, M. A., WERNICKE, B. P., FARLEY, K. A. & DUMITRU, T. A. 1997: Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry. — *Earth and Planetary Science Letters* **151/3**, 167–179. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)81846-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)81846-8)
- JUVIGNE, E., GEWELT, M., GILOT, E., HURTGEN, C., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., GÁBRIS, GY., HADNAGY, Á., HORVÁTH, E. 1994: Une éruption vieille d’environ 10 700 ans (^{14}C) dans les Carpates orientales (Roumanie). — *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* **318/9**, 1233–1238
- KARÁTSÓN, D., TELBISZ, T., HARANGI, S., MAGYARI, E., DUNKL, I., KISS, B., JÁNOSI, C., VERES, D., BRAUN, M., FODOR, E., BIRÓ, T., KÓSIK, S., VON EYNATTEN, H. & LIN, D. 2013: Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **255**, 43–56. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013>

- KARÁTSZON, D., WULF, S., VERES, D., MAGYARI, E. K., GERTISSER, R., TIMÁR, G., NOVOTHNY, Á., TELBISZ, T., SZALAI, Z., ANECHITEI-DEACU, V., APPELT, O., BORMANN, M., JÁNOSI, C., HUBAY, K. & SCHÄBITZ, F. 2016: The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians — A tephrostratigraphic approach for the 51–29 ka BP time interval. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **319**, 29–51. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.005>
- KISS, B., HARANGI, S., NTAFLÓS, T., MASON, P. R. D. & PÁL-MOLNÁR, E. 2014: Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167/3**, 1–27. <http://doi.org/10.1007/s00410-014-0986-6>
- KLEMETTI, E. W. & CLYNNE, M. A. 2014: Localized Rejuvenation of a Crystal Mush Recorded in Zircon Temporal and Compositional Variation at the Lassen Volcanic Center, Northern California. — *PLoS ONE* **9/12**, e113157. <http://doi.org/10.1371/journal.pone.0113157>
- KONEČNÝ, V., KOVÁČ, M., LEXA, J. & ŠEFARA, J. 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. — *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publication Series* **1**, 105–123.
- LEE, J. K. W., WILLIAMS, I. S. & ELLIS, D. J. 1997: Pb, U and Th diffusion in natural zircon. — *Nature* **390/6656**, 159–162. <http://doi.org/10.1038/36554>
- LEVENTHAL, J. S. 1975: An evaluation of the uranium-thorium-helium method for dating young basalts. — *Journal of Geophysical Research* **80/14–19**, 11–1914. <http://doi.org/10.1029/JB080i014p01911>
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **18**, 279–294.
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. — In: RAKÚS, M. (ed.): *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. 219–240.
- LINDSAY, J. M., TRUMBULL, R. B., SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F., SHANE, P. A. & HOWE, T. M. 2013: Volcanic stratigraphy and geochemistry of the Soufrière Volcanic Centre, Saint Lucia with implications for volcanic hazards. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **258**, 126–142. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.011>
- LIPPOLT, H. J. & WEIGEL, E. 1988: ⁴He diffusion in ⁴⁰Ar-retentive minerals. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52/6**, 1449–1458. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90215-3](http://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90215-3)
- LOVERA, O. M., RICHTER, F. M. & HARRISON, T. M. 1989: The ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **94/B12**, 17917–17935. <http://doi.org/10.1029/JB094iB12p17917>
- LUKÁCS, R., HARANGI, S., BACHMANN, O., GUILLONG, M., DANIŠÍK, M., BURET, Y., VON QUADT, A., DUNKL, I., FODOR, L., SLIWINSKI, J., SOÓS, I. & SZEPESI, J. 2015: Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **170/5**, 52. <http://doi.org/10.1007/s00410-015-1206-8>
- MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297**, 157–176. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00167-X](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X)
- MCDOWELL, F. W., MCINTOSH, W. C. & FARLEY, K. A. 2005: A precise ⁴⁰Ar–³⁹Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. — *Chemical Geology* **214/3–4**, 249–263. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>
- MCINNES, B. I. A., FARLEY, K. A., SILLITOE, R. H. & KOHN, B. P. 1999: Application of apatite (U–Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquibambilla porphyry copper deposit, Chile. — *Economic Geology* **94/6**, 937–947. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.6.937>
- MEESTERS, A. G. C. A. & DUNAI, T. J. 2002a: Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part I. Implications for low-temperature (U–Th)/He thermochronology. — *Chemical Geology* **186/3–4**, 333–344. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00422-3](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00422-3)
- MEESTERS, A. G. C. A. & DUNAI, T. J. 2002b: Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with re-ejection and nonhomogeneous distribution of the source. — *Chemical Geology* **186/3–4**, 347–363. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00423-5](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00423-5)
- MOLNÁR K. 2014: A Csomád vulkáni komplexum geokronológiai vizsgálata (U–Th)/He módszerrel (DK-i Kárpátok). — *Szakdolgozat, Közvetlen-Geokémiai Tanszék MSc*, 97 p.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, E., SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1995: Last eruption and its 14C age of Ciomadul volcano, Romania. — *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* **6**, 82–91.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, T., ONO, K. A. S. & SEGHEDI, I. 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposits of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. — *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* **7/3**, 252–255.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., A., S., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONEČNÝ, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho–Pannonian Region*. — *Acta Vulcanologica* **7**, 15–28.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., BALOGH, K., KONEČNÝ, V., ZELENKA, T., KOVACS, M., PÓKA, T., FÜLÖP, A., MÁRTON, E., PANAIOTU, C. & CVETKOVIC, V. 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. — *Geologica Carpathica* **57/6**, 511–530.
- PHILLIPS, D. & MATCHAN, E. L. 2013: Ultra-high precision ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for Fish Canyon Tuff and Alder Creek Rhyolite sanidine: New dating standards required? — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **121**, 229–239. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2013.07.003>
- POPA, M., RADULIAN, M., GRECU, B., POPESCU, E. & PLACINTA, A. O. 2005: Attenuation in Southeastern Carpathians area: Result of upper mantle inhomogeneity. — *Tectonophysics* **16**, 155–161. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.037>
- PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S. A., VETTERLING, W. T. & FLANNERY, B. P. 2002: *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. — Cambridge University Press, Cambridge, 949 p.

- REID, M. R. 2008: How Long Does It Take to Supersize an Eruption? — *Elements* **4/1**, 23. <http://doi.org/10.2113/GSELEMENTS.4.1.23>
- REID, M. R., COATH, C. D., MARK HARRISON, T. & MCKEEGAN, K. D. 1997: Prolonged residence times for the youngest rhyolites associated with Long Valley Caldera: ^{230}Th – ^{238}U ion microprobe dating of young zircons. — *Earth and Planetary Science Letters* **150/1–2**, 27–39. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00077-0](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00077-0)
- REINERS, P. W. 2005: Zircon (U–Th)/He Thermochronometry. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **58/1**, 151–179. <http://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.6>
- REINERS, P. W. & BRANDON, M. T. 2006: Using Thermochronology To Understand Orogenic Erosion. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34/1**, 419–466. <http://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>
- REINERS, P. W. & FARLEY, K. A. 1999: Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of titanite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63/22**, 3845–3859. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00170-2](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00170-2)
- REINERS, P. W., SPELL, T. L., NICOLESCU, S. & ZANETTI, K. A. 2004: Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68/8**, 1857–1887. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021>
- ROBERT, J., MIRANDA, C. F. & MUXART, R. 1969: Determination of the Half-Life of ^{231}Pa by Microcalorimetry. — *Radiochim. Acta* **11**, 104–108.
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin System: 1. Tectonics. — *Tectonics* **2/1**, 63–90. <http://doi.org/10.1029/TC002i001p00063>
- SCHILDGEN, T. F., HODGES, K. V., WHIPPLE, K. X., REINERS, P. W. & PRINGLE, M. S. 2007: Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. — *Geology* **35/6**, 523–526. <http://doi.org/10.1130/G23532A.1>
- SCHMITT, A. K. 2011: Uranium Series Accessory Crystal Dating of Magmatic Processes. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **39/1**, 321–349. <http://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133330>
- SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F. & HAUSBACK, B. P. 2006: Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Vírgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and (U–Th)/He dating of zircon. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **158/3–4**, 281–295. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.005>
- SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F., NIEDERMANN, S., LOVERA, O. M. & HAUSBACK, B. P. 2010: Eruption ages of Las Tres Vírgenes volcano (Baja California): A tale of two helium isotopes. — *Quaternary Geochronology* **5/5**, 503–511. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.005>
- SCHMITT, A. K., MARTÍN, A., STOCKLI, D. F., FARLEY, K. A. & LOVERA, O. M. 2013: (U–Th)/He zircon and archaeological ages for a late prehistoric eruption in the Salton Trough (California, USA). — *Geology* **41/1**, 7–10. <http://doi.org/10.1130/G33634.1>
- SCHMITT, A. K., DANIŠÍK, M., SIEBEL, W., ELITOK, Ö., CHANG, Y.-W. & SHEN, C.-C. 2014: Late Pleistocene zircon ages for intracaldera domes at Gölcük (Isparta, Turkey). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **286**, 24–29. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.027>
- SCHOENE, B. & BOWRING, S. A. 2007: Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71/1**, 165–185. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.029>
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., UDRESCU, C., STOIAN, M. & GRABARI, G. 1987: Trace element geochemistry of the South Harghita volcanics (East Carpathians): calc-alkaline and shoshonitic association. — *Dări de Seama ale Sedintelor Institutul de Geologie si Geofizica* **72–73**, 381–397.
- SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. — *Gondwana Research* **20**, 655–672. <http://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009>
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & PÉCSKAY, Z. 2005: Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 485–499. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.015>
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROSU, E., PÉCSKAY, Z., MARTON, E. & PANAIOTU, C. 2004: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: A synthesis. — *Lithos* **72**, 117–146. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- SEGHEDI, I., MAȚENCO, L., DOWNES, H., MASON, P. R. D., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2011: Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. — *Tectonophysics* **502/1–2**, 146–157. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- SPERNER, B., IOANE, D. & LILLIE, R. J. 2004: Slab behaviour and its surface expression: New insights from gravity modelling in the SE Carpathians. — *Tectonophysics* **382**, 51–84. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.008>
- SPOTILA, J., FARLEY, K. A. & SIEH, K. 1998: Uplift and erosion of the San Bernardino Mountains associated with transpression along the San Andreas fault, California, as constrained by radiogenic helium thermochronometry. — *Tectonics* **17/3**, 360–378. <http://doi.org/10.1029/98TC00378>
- STRUTT, R. J. 1905: On the Radio-Active Minerals. — *Proceedings of the Royal Society of London. Series A* **76/508**, 88–101.
- SZABÓ, C., HARANGI, S. & CSONTOS, L. 1992: Review of neogene and quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region: a review. — *Tectonophysics* **208**, 243–256. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1986: Chemical diagnosis of the volcanics from the southeasternmost part of the Harghita Mountains — proposal for a new nomenclature. — *Revue Roumaine de Géologie* **30**, 41–48.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. — *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **37**, 21–37.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 2002: The most recent volcanism in the Carpathian–Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? — *Geologica Carpathica Special Issue, Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association* **53**, 193–194.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. & MIREA, V. 2015: Eruptive history of a low-frequency and low-output rate Pleistocene volcano, Ciomadul, South Harghita Mts., Romania. — *Bulletin of Volcanology* **77/2**, 1–19. <http://doi.org/10.1007/s00445-014-0894-7>

- TAGAMI, T., FARLEY, K. A. & STOCKLI, D. F. 2003: (U–Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. — *Earth and Planetary Science Letters* **207/1–4**, 57–67. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01144-5](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01144-5)
- TRIPATHY-LANG, A., HODGES, K. V., MONTELEONE, B. D. & VAN SOEST, M. C. 2013: Laser (U–Th)/He thermochronology of detrital zircons as a tool for studying surface processes in modern catchments. — *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **118/3**, 1333–1341. <http://doi.org/10.1002/jgrf.20091>
- VINKLER, A. P., HARANGI, S., NTAFLÓS, T. & SZAKÁCS, A. 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata — petrogenetikai következtetések. — *Földtani Közöny* **137/1**, 103–128.
- WAGNER, G. A. 1979: Correction and Interpretation of Fission Track Ages. — In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (eds): *Lectures in Isotope Geology*. Berlin, Heidelberg, 170–177. http://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6_11
- WERNICKE, R. S. & LIPPOLT, H. J. 1997: (U+Th)–He evidence of Jurassic continuous hydrothermal activity in the Schwarzwald basement, Germany. — *Chemical Geology* **138/3–4**, 273–285. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00020-X](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00020-X)
- WOLF, R. A., FARLEY, K. A. & SILVER, L. T. 1996: Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/21**, 4231–4240. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00192-5](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00192-5)
- WOLFF, R., DUNKL, I., KEMPE, U. & VON EYNATTEN, H. 2015: The Age of the Latest Thermal Overprint of Tin and Polymetallic Deposits in the Erzgebirge, Germany: Constraints from Fluorite (U–Th–Sm)/He Thermochronology. — *Economic Geology* **110/8**, 2025–2040. <http://doi.org/10.2113/econgeo.110.8.2025>
- ZEITLER, P. K., HERCZEG, A. L., MCDUGALL, I. & HONDA, M. 1987: U–Th–He dating of apatite: A potential thermochronometer. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51/10**, 2865–2868. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90164-5](http://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90164-5)
- ZIEGLER, J. F. 1977: *Helium: stopping powers and range in all element matter*. — New York : Pergamon Press, 367 p.

Kézirat beérkezett: 2016 12. 01.

A BAF–2 fúrás töréses szerkezeti elemeinek mikroszerkezeti és cementáció vizsgálata (Bodai Agyagkő Formáció)

HRABOVSKI Ervin*, TÓTH Emese, RAUSIK Béla, VARGA Andrea, SCHUBERT Félix

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

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

Microstructure and cementation analyses on core samples from the BAF–2 well (Boda Claystone Formation, Mecsek Mts)

Abstract

The Boda Claystone Formation, which is a potential host rock for a high-level nuclear waste repository, is located in the Mecsek Mts (SW Hungary). Since this formation is characterized by low porosity and permeability the fluid flow occurs through fractures and structural inhomogeneities. The aim of this study is to determine the microstructure of the structural elements caused by major deformation events. Morphological, textural and mineralogical analyses were carried out on core samples from borehole BAF–2. A total of fifty-six samples were collected from a 74.34–899.22 m depth interval, which covers almost the true vertical depth of the borehole. The mineralogical composition of vein-filling minerals was analysed by polarizing microscopy, X-ray fluorescence spectroscopy and Raman microspectroscopy. The dip angles of the veins were determined using stitched core scanner images. These dip values were corrected by the measured tilt of the well. According to the observations made for this study, veins from borehole BAF–2 can be divided into six groups based on their mineralogical composition, growth morphology and average dip angle. The dominant vein-filling minerals are calcite and anhydrite with small amounts of albite, celestine, quartz, baryte and pyrite, respectively. The growth morphology can be syntaxial, antitaxial and ataxial as well. The dip values define three groups with, respectively, 22°, 42° and 70° average values. Given the dip angle distribution and microstructure analyses deformation history and palaeofluid flow events might have been more complex than once thought.

Keywords: fracture cementation, dip angle distribution, vein-filling minerals, vein geometry, microstructure

Összefoglalás

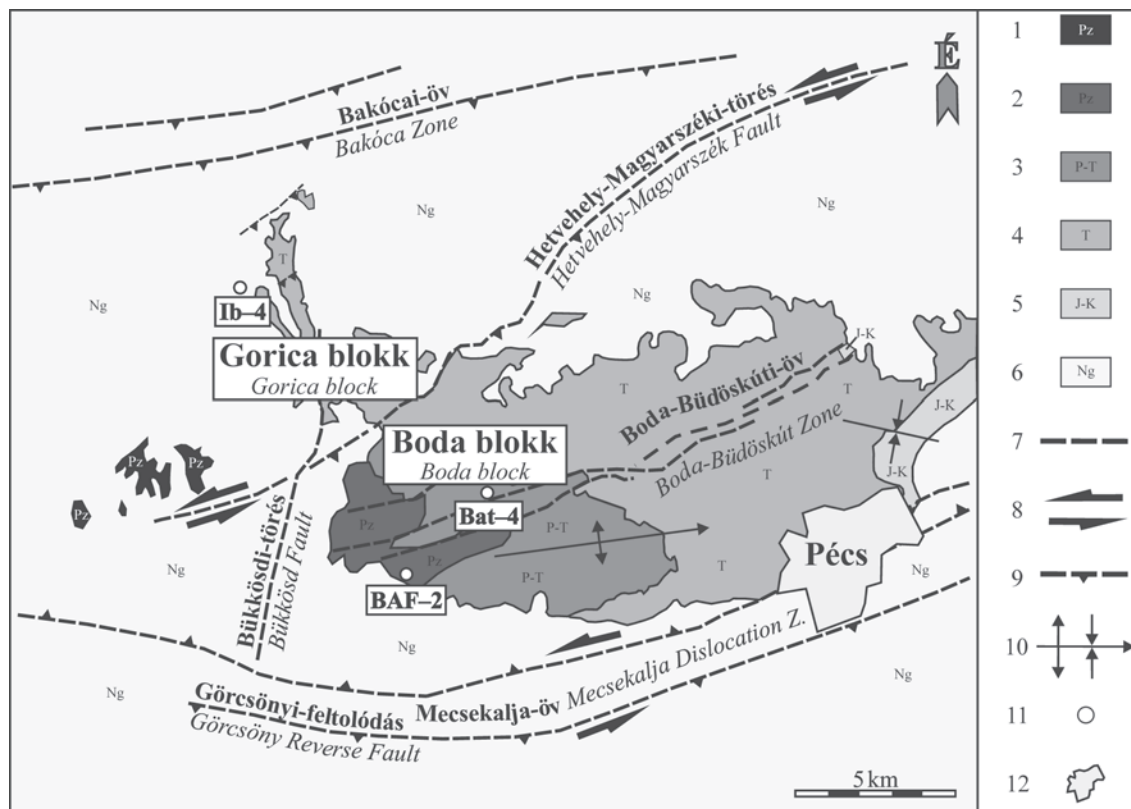
A Nyugati-Mecsekben elhelyezkedő Bodai Agyagkő Formáció (BAF) a nagy aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló, mélygeológiai tároló potenciális befogadó képződménye. Mivel a BAF porozitása és permeabilitása extrém kicsi, így abban fluidumáramlási útvonalak törések, szerkezeti inhomogenitások mentén jöhetnek létre. Ebből adódóan kiemelkedően fontos a BAF deformációtörténetének megismerése, melyről a repedések, repedés-rendszerek hordoznak információt. Kutatásunk során a Boda község közelében mélyült BAF–2 fúrás 74,34–899,22 m közötti mélységtartományából származó 56 db fúrómagminta szerkezeti elemeinek morfológiai és ásványtani vizsgálatát végeztük el, továbbá a repedéskitöltések belső mikroszerkezetét értelmeztük. Az egyes repedésgenerációk cementfázisainak összetételét polarizációs mikroszkópos megfigyelések, röntgenfluoreszcens spektrometria és Raman mikrospektroszkópia segítségével elemeztük. A magpalástról készített felvételek alapján az ereket 22°, 42° és 70° átlagos dőlésszögű csoportba soroltuk. A repedéskitöltéseket ásványtani alapon két kategóriába osztottuk. Az első kategóriába sorolható erek dominánsan kalcit kitöltésűek, azonban a másodlagos repedéskitöltő ásványtársulások mintaként eltérően albit, albit–cölesztin, valamint kvarc–pirit lehetnek. A vizsgált repedéskitöltések második csoportjában kalcit–anhidrit a domináns kitöltő ásványegyüttes, amely mellett másodlagosan kvarc–barit–cölesztin, valamint albit–pirit–cölesztin jelenik meg. A repedéskitöltések szöveti elemzése során szintaxiális, antitaxiális és ataxiális növekedési morfológiával rendelkező ereket különböztettünk meg. Az ásványtani alapon közös kategóriába sorolható értípusok orientációbeli, valamint szöveti tulajdonságaik alapján azonban markánsan eltérő deformációs és fluidumáramlási eseményeket jeleznek.

Tárgyszavak: repedescementáció, dőlésszög eloszlás, repedéskitöltő ásványok, érgeometria, mikroszerkezet

Bevezetés, előzmények

A hazai nagy aktivitású és hosszú élettartamú radioaktív hulladékok végleges elhelyezése mélységi geológiai tároló telephelyének kijelölését teszi szükségessé. Ebből adódóan a kiégett nukleáris fűtőanyag és a nagy aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére hazánkban több évtizede folyik kiterjedt tudományos kutatás (pl. BÁRDOSY 1995, 1998, 1999; ÁRKAI et al. 2000; KONRÁD & HÁMOS 2006; VARGA et al. 2006; HEGYHÁTI 2007; FEDOR et al. 2008, KONRÁD et al. 2010; HALÁSZ 2011; MÁTHÉ & VARGA 2012; MÁTHÉ 2015; KERÉKI 2016). A megfelelő tároló telephelyének célzott földtani kutatása a Nyugati-Mecsekben az 1990-es évek óta folyik a Bodai Agyagkő (korábbi nevén Bodai Aleurolit, a továbbiakban BAF) Formációban (*I. ábra*), habár az uránérc bányászatának köszönhetően már a nyolcvanas években felvetődött, hogy a BAF számbavehető képződmény lehet radioaktív hulladék-tároló befogadására. A BAF, mint potenciális befogadó képződmény az agyagjellegű befogadó közeg kategóriába sorolható (KONRÁD & HÁMOS 2006). MAZUREK et al. (2003) alapján a szilárd, előrehaladott konszolidációs fokon álló, de agyagtulajdonosságait még megőrző aleurolitok, agyagkövek a nukleáris hulladékok végleges elhelyezése szempontjából számba-

vehető agyagjellegű képződmények egyik kiemelkedő fontosságú csoportját alkotják. Erre a csoportra többek között a nagyfokú homogenitás, az alacsony vízáteresztő képesség, a képlékeny deformációra való hajlam, továbbá a repedések öngyógyuló képessége jellemző. A befogadó kőzet alkalmassága ugyanakkor nagymértékben függ a fluidumáramlási folyamatoktól. Mivel a BAF-ra extrém kis porozitás (maximum 3%) és permeabilitás ($<10^{-18}$ – 10^{-21} m²) jellemző (FEDOR et al. 2008), így áramlási útvonalak jellemzően törésekhez, szerkezeti inhomogenitásokhoz kötődhetnek (MAROS 2006). Ennél fogva elengedhetetlen a képződmény szerkezeti képének megismerése, a repedések menti, egykori áramlási folyamatok értelmezése. Ebben a vonatkozásban ÁRKAI et al. (2000) számos anyagvizsgálati módszer (többek között fluidumzárvány vizsgálatok, stabilizotópmérések, elektronmikroszkop- és röntgen-pordiffrakto-metriás vizsgálatok) alkalmazásával jellemezték a repedéskitöltéseket. Mindezen kulcsfontosságú ismeretek mellett azonban a korábbi kutatások nem érintették részletesen az erek makroszkópos és mikroszkópos morfológiáját, a képződési mechanizmusok lehetséges típusait, ugyanakkor a szerkezettejlődés pontosabb megismeréséhez ennek vizsgálatával fontos információkhoz juthatunk. Az erek makroszkópos morfológiájának, a felépítő kristályok alakjának,



1. ábra. A Bodai Agyagkő Formáció elterjedési területe (KONRÁD & SEBE 2010, módosítva)

Jelmagyarázat: 1 – paleozoos képződmények általában; 2 – felső-permi Bodai Agyagkő Formáció; 3 – felső-permi Kővágószőlősi Homokkő Formáció; 4 – triász üledékes kőzetek (homokkővek, karbonátok, evaporitok); 5 – jura és kréta üledékes kőzetek, kréta vulkanitok; 6 – neogén képződmények; 7 – vető; 8 – oldaleltolódás; 9 – áttolódás; 10 – szinklinális és antiklinális; 11 – fúráspon; 12 – település

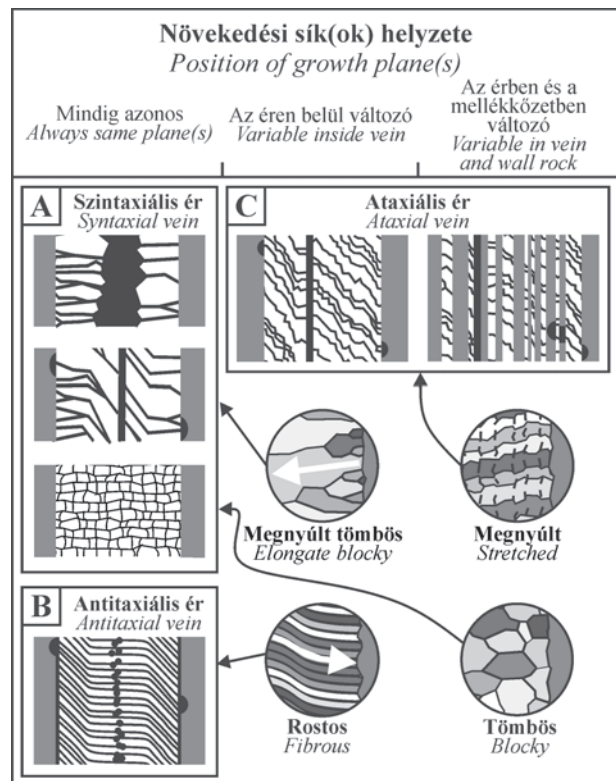
Figure 1. Distribution of the Boda Claystone Formation (modified after KONRÁD & SEBE 2010)

Legend: 1 – Palaeozoic in general; 2 – Upper Permian Boda Claystone Fm; 3 – Upper Permian Kővágószőlősi Sandstone Fm; 4 – Triassic sediments (sandstones, carbonates, evaporites); 5 – Jurassic and Cretaceous sediments and Cretaceous volcanite; 6 – Neogene sediments; 7 – fault; 8 – strike-slip fault; 9 – thrust fault; 10 – syncline and anticline; 11 – well site; 12 – settlement

valamint az erek növekedési mechanizmusának részletes leírásával lehetőségünk nyílik a képződményt ért alakváltozás elemzésére, valamint az egykori áramlási folyamatok alaposabb megismerésére.

Az érképződés két alapvető anyagtranszport folyamatának egyike a diffúzió. A szállítódáshoz ilyen módon nem szükséges a folyadék mozgása, akár teljesen stagnáló közegben is végbe mehet (BONS 2000). Ebben az esetben az oldott anyagban kémiai potenciálgradiens áll fenn — amely diffúziót okoz, és anyagvándorláshoz vezet — így a fluidum egy összefüggő pályát szolgáltat a szállítódáshoz. A diffúzió földtani szempontból nagyon fontos anyagtranszport mechanizmus, az oldódás–kicsapódás és a metamorf reakciók elsődleges eszköze. Jóllehet a diffúzió rövid távon (<cm–dm) igen hatékony, azonban nagyobb távolságú transzport szempontjából kedvezőtlen mechanizmus. A másik alapvető mobilizációs mechanizmus a fluidumáramlás. Ekkor a folyadék áramlása az oldott anyagokkal együtt történik. A vizes fluidumok a kőzetekhez képest igen kis viszkozitással rendelkeznek, ezáltal a földtani közegben egyszerűen és gyorsan nagy távolságokat képesek megtenni (BONS et al. 2012). A fluidumáramlás az oldott anyagok egyetlen hatékony, nagy távolságokat (>m–km) érintő, kőzeteken át ható transzportfolyamata. A fluidumok áramlásának két típusát különböztethetjük meg: (1) fluidumáramlás csatornákon keresztül (pl. törések), permeabilis közegben történő áramlás (advektív áramlás), (2) fluidumáramlás a fluidumot tartalmazó törésekkel együtt (*mobile hydrofractures*). Az advektív fluidumáramlás — amelyet a hidraulikus nyomásgradiens hajt — döntő része összefüggő csatornákon keresztül történik. Ezek a csatornák makroszkopikus léptékű törések vagy akár pórusok is lehetnek a permeabilis kőzetben (*pervasive flow*). A lokalizált csatornákhöz (törésekhez) kötött áramlásban a fluidum a kőzettér fogat többségével nem érintkezik, míg az átható áramlás során a kőzet túlnyomó részével kapcsolatba kerül, aminek jelentős szerepe van a víz–kőzet kölcsönhatások szempontjából. Mozgó hidraulikus törések (*mobile hydrofractures*) esetében a repedések terjedése és a fluidum áramlása egyidejűleg történik, megegyező sebességgel. A szállítódás sebessége ebben az esetben nem írható le a Darcy-törvénnyel. Az áramlás igen gyors (m/s nagyságrendű), de megszakításokkal működő. Rövid aktivitás után jellemzően hosszú stagnálási időszak — vagy esetleg más típusú áramlás — következik. A szállítódás során nem lép fel jelentős kölcsönhatás a mellékkőzet és a fluidum között. A mozgó hidraulikus törések tehát a fluidum gyors, nagy távolságokra történő áramlását teszik lehetővé (BONS 2000, BONS et al. 2012).

A repedések sajátos mikroszövetét a növekedési verseny határozza meg. A különböző kristályfelületek eltérő növekedési rátával rendelkeznek, aminek hatására a növekvő szemcsék határai nem minden esetben merőleges helyzetben fejlődnek a törés síkjára, így a növekedés szempontjából kedvező és kedvezőtlen orientációk jönnek létre (BONS 2001). Szintaxiálisnak nevezzük azt a növekedési morfológiát, amely kialakulása során a kristályok a mellékkőzet falai felől a repedés közepe felé növekednek (2. ábra, A). A



2. ábra. Értípusok és jellemző mikroszövetük a növekedési sík(ok) helyzetének tükrében (BONS et al. 2012, módosítva)

A - szintaxiális ér; B - antitaxiális ér; C - ataxiális ér. A négyzetes ábrák sematikusan szemléltetik az értípusokat, míg a körábrák az egyes erek belső kristálmorfológiáját (érszövetét) részletesen, nagy nagyításban mutatják be. A fehér nyilak a kristályok növekedési irányát jelölik

Figure 2. Basic vein types (A - syntaxial; B - antitaxial; C - ataxial) with their internal crystal morphology and position of the growth plane(s) (modified after BONS et al. 2012)

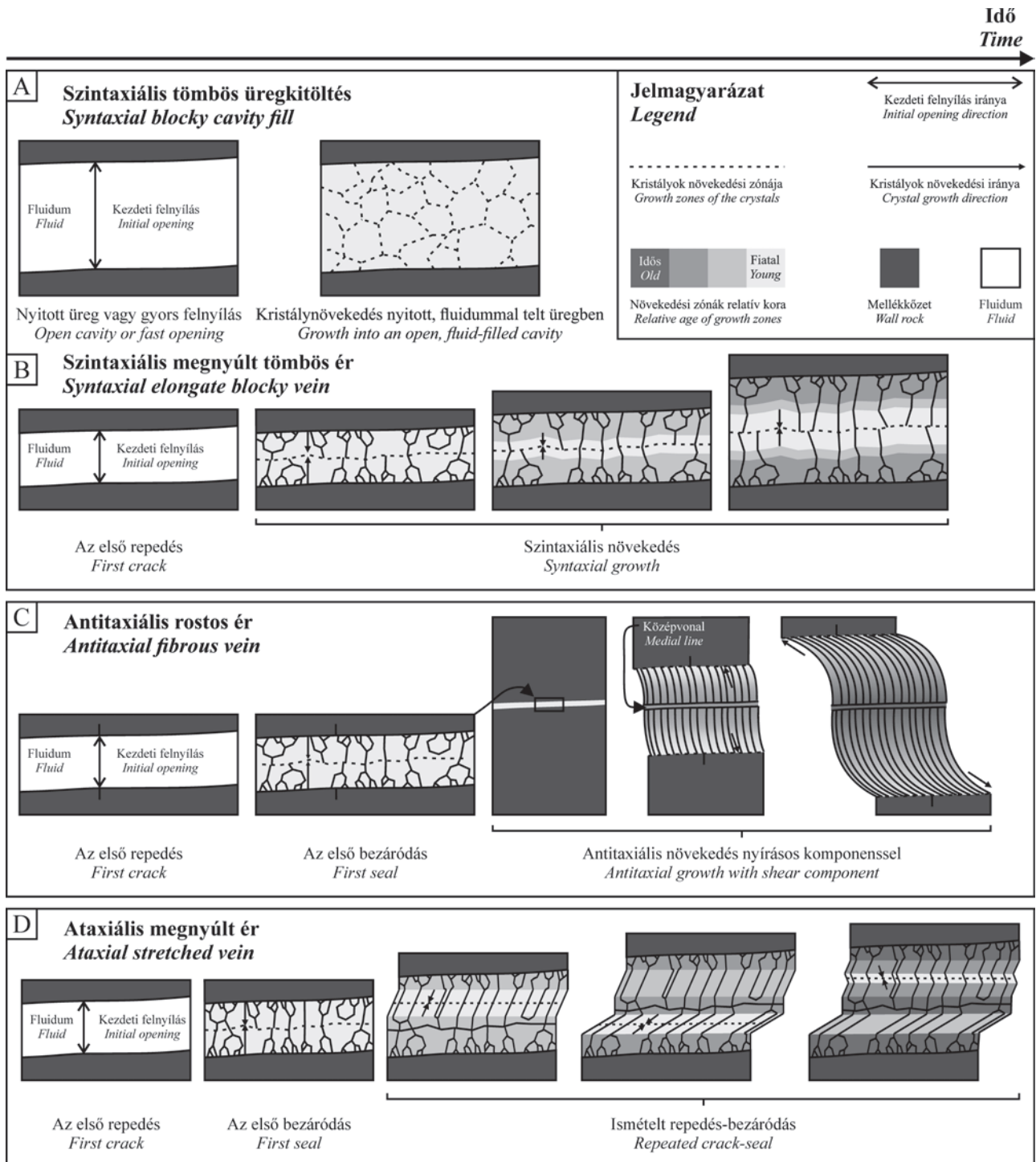
The square shape figures schematically illustrate the basic vein types, while illustrations in the circles show their internal crystal morphology (vein microtexture) at high magnification. The white arrows show the growth direction of the crystals

folyamat során szimmetrikus kitöltés keletkezik, amely közepén az ellentétes oldalról közeledő kristályok találkoznak (3. ábra, B). A jellemző szövettípust tömbös, valamint megnyúlt tömbös kristályok alkotják. A megnyúlt tömbös szemcséalak keletkezése az egyes kristályok egymáson történő túlnövekedésével mehet végbe (2. ábra, A), míg a tömbös kialakulása a felnyílási térbe áramló fluidumból közvetlenül történik (3. ábra, A; HILGERS & URAI 2002). Az ilyen típusú érszövet a szülőfluidum advektív áramlására utal (BONS 2000).

Antitaxiális növekedés alkalmával a kristályok növekedése a felnyílási tér közepe felől a mellékkőzet falai felé irányul (HILGERS & URAI 2002). Az eret alkotó kristályok optikai folytonossággal helyezkednek el a repedéskitöltés két oldala között, és egy középső varratból növekednek a mellékkőzet irányába (2. ábra, B). Az egyes kristályok két növekedési fronttal rendelkeznek, a középvonalra általában szimmetrikusan helyezkednek el (3. ábra, C). A típusra jellemző szövet rostos szemcsékből áll, amelyek nagy hossz/szélesség aránnyal rendelkeznek. A mellékkőzet felé haladva a növekedési verseny erősen elfojtott. BONS et al. (2012)

szerint a kristályok növekedése egy szinte zárt felületen történik a középvonaltól a mellékkőzet falai felé. A növekedési verseny hiánya szintén egy keskeny kezdeti repedés jelenlétére utal. A kezdeti repedésben kialakul az uralkodóan tömeges, tömbös megjelenésű kristályokból álló középvonala, amelynek továbbnövekedéseként fejlődnek a rostos megjelenésű kristályok. A rostok követik a felnyílás pillanatnyi irányát (3. ábra,

C), mivel a kristályok növekedési síkja szükségszerűen felveszi a mellékkőzet alakját, majd a kristályok ezen a rendellenes felületen terjeszkednek tovább. A felnyílási pálya követhetőségét csökkentheti (vagy meg is szüntetheti), ha a felnyílás sebessége nagyobb, mint a kristályosodásé (HILGERS et al. 2001). Az antitaxiális szövet diffúziós anyagtranszport-folyamatra enged következtetni (BONS 2000).



3. ábra. Elterő értípusok fejlődésének lépései (BONS et al. 2012 nyomán). A - szintaxiális tömbös üregkitöltés; B - szintaxiális megnyúlt tömbös ér; C - antitaxiális rostos ér; D - ataxiális megnyúlt ér

Figure 3. The steps of different vein developments (based on BONS et al. 2012). A - syntaxial blocky cavity fill; B - syntaxial elongate blocky vein; C - antitaxial fibrous vein; D - ataxial stretched vein

Ataxiális növekedés a repedés–bezáródási folyamat eredményeként jöhet létre abban az esetben, ha a repedés síkja nem mindig azonos helyen jelentkezik (RAMSAY 1980): megjelenhet a mellékkőzet területén vagy a már kivált kristályok sávjában (2. ábra, C). A véletlenszerűen nyíló repedéseknek köszönhetően a repedés kitöltő ásvány idősebb és fiatalabb részei a képződmény egészében változatosan helyezkedhetnek el (PASSCHIER & TROUW 2005). A jellemző szövetet megnyúlt kristályok alkotják (3. ábra, D); zárványsorok megjelenése szintén gyakori. Az érszövet advektíven áramló szülőfluidumra utal (BONS 2000).

Az ereket kitöltő ásványtársulások szöveti fejlődéséhez — a növekedési morfológiától függetlenül — hozzájárulhat a repedések ismételt felnyílásából, és azok behegedéséből álló repedés–bezáródási (*crack-seal*) folyamat is (RAMSAY 1980).

Munkánkban a BAF–2 fúrás repedés kitöltéseinek szöveti leírása és értelmezése során rögzítettük az ereket alkotó kristályok jellemző morfológiáját, definiáltuk az azokat kialakító növekedési mechanizmusokat, valamint következtettünk a kristályokat alkotó komponensek transzportfolyamatainak módjára. Mindezek alapján célunk egy új, eddig háttérbe szorult szemszögből megismerni a BAF repedéscementáció és szerkezetfejlődés történetét.

Földtani háttér

A felső-permi BAF a Dél-Dunántúlon, a Nyugati-Mecsek területén és környezetében ismert (1. ábra). Felszíni előfordulásán túl az uránérc bányászatához kapcsolódó érc-, valamint szerkezetkutató fúrások tárták fel. Az elterjedési terület szerkezetileg két részre osztható, a Nyugat-mecseki-antiklinálisra (Boda-blokk), amely a BAF kiemelt helyzetű zónája, területe 55–60 km², valamint a Gorica-blokk területére. A kettőt a Hetvehely–Magyarszéki-törés választja el egymástól (WÉBER 1977). A formáció egészének igazolt elterjedési területe 150–200 km² (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, KONRÁD & HÁMOS 2006, HALÁSZ 2011). A Boda-blokk elterjedésének határa nyugati irányban az ÉÉNy–DDK csapású Bükkösi-törés, ahol a képződmény már lepusztult a permi fekvőjéről. A Gorica-blokk területén a formáció nyugati irányban fokozatosan kivékonyodik. A Boda környéki előfordulásnál a képződmény keleti irányban az antiklinális dőlése miatt, valamint a tektonikai lépcsők hatására a mélybe süllyed (KONRÁD & HÁMOS 2006). A Keleti-Mecsek területén az igen vastag mezozoos összlet alatt a BAF jelenléte napjainkig nem igazolt. Északon a Gorica–18 fúrásig ismert az elterjedése, de az ettől északi irányban kb. 4 km-re mélyített Gálosfa–1 fúrásban ismert felső-perm rétegek alatt sem zárható ki a jelenléte. A Gorica-blokk déli részén, valamint az antiklinálistól északra közel 2 km mélységbe süllyed (VII., VIII. és XIV. szerkezetkutató fúrások), továbbá a fedő képződmények vastagság-változásai alapján feltételezhetjük, hogy fokozatosan kivékonyodik, majd ki is ékelődik (MÁTHÉ 2015). Déli elterjedésének határa a Mecsekalja-öv. A BAF felszíni elterjedése

14–15 km²-re tehető, előfordulása Bükkösd, Cserdi, Boda és Bakonya települések közötti térségben található, változó (0–30 m) vastagságú miocén és negyedidőszaki üledékkel fedve (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, HALÁSZ 2011, MÁTHÉ 2015). A kiemelt helyzetű egységet a kibúvási területet is érintő, ÉK–DNy-i csapású törészóna (Boda–Büdöskúti-öv) két részre osztja (KOVÁCS 1999). A BAF teljes rétegsorát a Nyugati-Mecsekben még egyetlen fúrás sem tárta fel, legnagyobb vastagságban a XV. szerkezetkutató fúrásból (~870 m), valamint a BAF–2 (~905 m) mélyfúrásból ismert. A Gorica-blokk legjelentősebb fúrása az Ib–4 fúrás, amely 214 m vastagságban tárta fel a BAF-ot, majd annak alsó, homokköves rétegeiben állt le. A formáció átlagos vastagsága Boda környékén 800–1000 m, míg a Gorica környéki előfordulás vastagsága 300–350 m (MÁTHÉ 2015).

A formáció fő kőzetalkotó ásványai a Nyugat-mecseki-antiklinális területén: kvarc, albit, illit±muszkovit (abszolút uralkodó agyagásvány), klorit, kalcit, dolomit, hematit. A kőzet járulékos alkotói: szmektit, sziderit, kaolinit, pirit, anhidrit, gipsz, barit, káliföldpát, azurit, vermikulit, kalkofil elemek szulfidjai (galenit, kalkopirit, szfalerit) (VARGA et al. 2006, MÁTHÉ 2015). A képződmény ásványos összetétel és szöveti jelek alapján a Nyugat-mecseki-antiklinálison belül albitos („albitfészkes”) agyagkő, albitolit, valamint aleurolit kőzettípusokra osztható (MÁTHÉ 2015), amelyben homokkő-közbetelepülések is megjelennek (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, VARGA et al. 2006). A formációra általánosan jellemző a vörösbarna kőzetszín, amely a fekvő Cserdi Formáció és a fedő Kővágószőlősi Homokkő Formáció felé sötétebb árnyalatban jelenik meg. Az összletben 4–5 m vastag reduktív közbetelepülés jelenhet meg, amelyre sötétszürke, szürkésfekete szín jellemző. Ez a reduktív réteg az eddigi adatok alapján a formáció felső harmadának az alján települ (MÁTHÉ 2015).

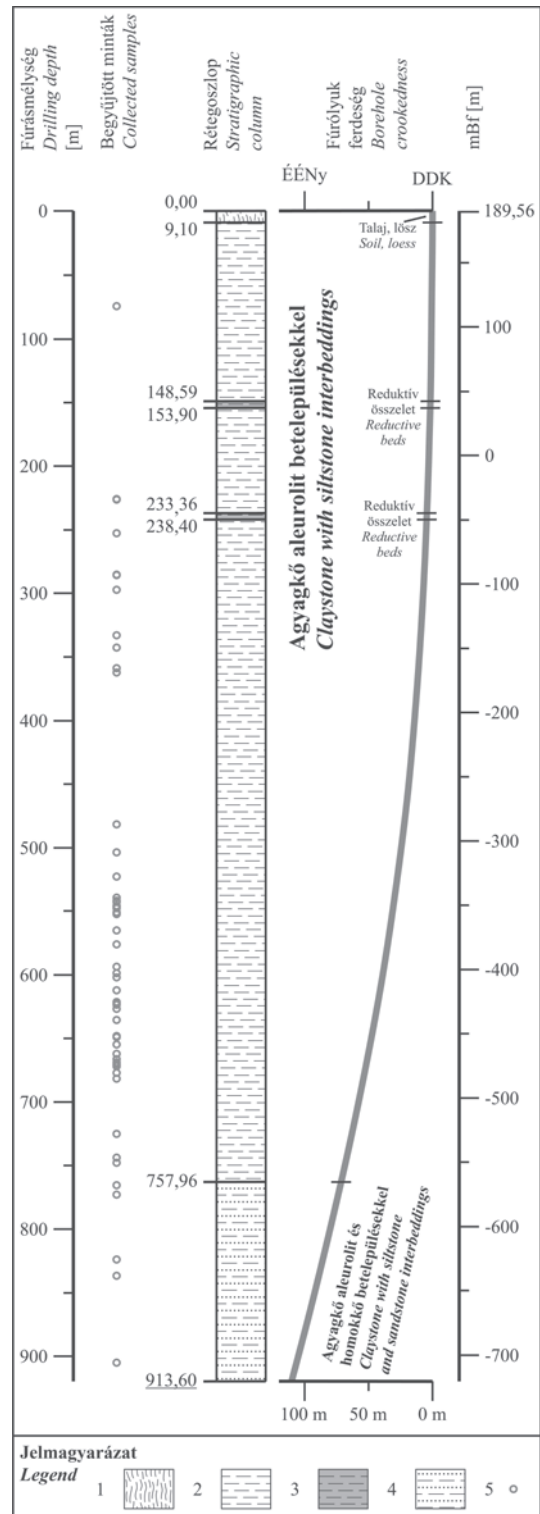
Az ásvány–kőzettani, geokémiai, valamint szedimentológiai információk alapján a képződmény arid–szemiarid klímán kialakuló, sekélyvízi, sós tavi környezetben képződött playa üledék (ÁRKAI et al. 2000, KONRÁD et al. 2010, MÁTHÉ & VARGA 2012). Szedimentológiai vizsgálatok alapján jelentős része szoros értelemben véve nem tavi, hanem playa-iszaplapály kifejlődést képvisel (KONRÁD et al. 2010).

A Bodai Agyagkővet érintő legfontosabb szerkezetalkulási események az alpi orogenezishez fűződnek, amelyek közül a legkorábbiak a késő-kréta során végbement, ÉNy–DK-i kompresszióhoz köthetőek (BENKOVICS et al. 1997, KOVÁCS 1999). Mindemellett azonban nem zárhatóak ki a triász–jura passzív kontinensperemi helyzet kapcsán fennálló folyamatos süllyedés és tektonikai tagolódás, valamint a Tiszai-főegység európai kontinensről történő leválásának és a mecseki terület azt követő gyors süllyedésének hatásai sem, amelyet a Mecsekalja-övben kimutatott, feltehetően triász és jura korú, tektonikus erek igazolhatnak (DABI et al. 2011, 2017). A krétában végbement deformáció során létrejöttek a Mecsek szerkezetének jellemző, ÉK–DNy-i tengelyű gyűrődései (NÉMEDI-VARGA 1983), továbbá a redő-tengellyel megegyező csapású balos eltolódások (MAROS et

al. 2004), mindemellett a BAF-ban rétegpárhuzamos rátolódások keletkeztek (MAROS et al. 2000). WEIN (1967) feltételezése szerint a mozgások két ütemben zajlottak erős gyűrődést és pikkelyeződést hozva létre, melyeket hosszanti törésszerkezetek kialakulása kísért. A Mecsek kainozoos szerkezetfejlődésére összetett, többfázisú tektonika jellemző a Pannon-medence színrift és posztift fázisát, valamint a medence inverzióját illetően. A Pannon-medence kialakulása a Magura-óceán aljzatának hátráló szubdukciója során létrejövő extenziós medencefejlődés során vette kezdetét. A színrift fázisban végbemenő balos transzpressziós eltolódások (NÉMEDI-VARGA 1983) pull-apart medencék kialakulását idézték elő a hegységet határoló északi és déli törészónák mentén (WEIN 1967). A deformáció a kőzetek az óramutató járásával megegyező irányú forgását eredményezte. Ennek következtében számos eltérő feszültségmező követte egymást (BEREGART & CSONTOS 1988, CSONTOS & BEREGART 1992, FODOR et al. 1999, MAROS et al. 2003), amelyek mindegyike rendelkezett eltolódásos összetevővel (KONRÁD 2012). A riftesedés utáni termikus süllyedés hatására a medencék tovább mélyültek a késő-miocén elején fennálló ÉNy-DK-i tengelyű tenziós feszültségmezőben (CSONTOS et al. 2002, MAROS et al. 2004). A Mecsek és a Villány-hegység kiemelkedése, azaz az inverzió a pannóniai fiatalabb szakaszában kezdődött (FODOR et al. 1999, SEBE 2009, KONRÁD 2012), rátolódásos eltolódásokat okozva a korábbi ÉK-DNy-i csapású balos eltolódásos zóna reaktiválódásával (MAROS et al. 2004), ÉNy-DK-i kompresszió és rámerőleges extenzió következtében (CSONTOS et al. 2002). KONRÁD & SEBE (2010) szerint a Nyugat-mecseki-antiklinális területén a pannóniai-negyedidőszaki mozgások során a Nyugati-Mecsek egységes tömbként viselkedett, neotektonikára utaló jelek nem figyelhetők meg, a fiatal szerkezeti mozgások a hegységperem és az előtér területére korlátozódnak.

A tektonikai események eredményeként létrejött repedéseket — az azokat kitöltő ásványparagenezisek alapján — ÁRKAI et al. (2000) három fő csoportba sorolták. Nevezetesen kalcit-, barit-kvarc-, valamint anhidrit-domináns repedéseket határoztak meg, ahol a barit-kvarc-domináns típusúhoz szulfidásványok megjelenése társul. Stabilizotópos, valamint fluidumzárvány vizsgálataik alapján a barit-kvarcértípus ~150 °C hőmérsékletű, magmás eredetű szülőfluidumból vált ki, míg a kalcit-domináns értípus ~70 °C hőmérsékletű, meteorikus eredetű szülőfluidumhoz köthető. LENTI et al. (2010) fluidumzárvány vizsgálatai az Alfa-1 vágatból származó barit-kalcit ereket érintették. A mikrotermometriai mérések alapján kis sótartalmú (3,2–4,3 m/m% NaCl equiv.) vizes oldat csapdázódott. A bezáródási hőmérséklet minimuma 105–107 °C, míg a formáció által elért maximális hőmérséklet 177 °C. A fluidumzárványok hidrotermás eredetű szülőfluidumra utalnak.

A BAF-2 fúrás 2014-ben mélyült, a Nyugat-mecseki-antiklinális területén (4. ábra), Bodától DNy-ra (KONRÁD et al. 2016). A fúrás felső 9,1 m-es szakaszában negyedidőszaki képződményeket harántolt (0,00–0,70 m holocén talaj, 0,70–9,10 m pleisztocén lösz, talajosodott lösz, valamint ka-



4. ábra. A BAF-2 fúrás rétegszlopja a fűromag ferdeségének és a begyűjtött minták mélységének feltűntetésével (KONRÁD et al. 2016 nyomán)

1 - talaj, lösz; 2 - agyagkő aleurit betelepülésekkel; 3 - zöldesfekete reduktív agyagkő; 4 - agyagkő aleurit és homokkő betelepülésekkel; 5 - begyűjtött fűromag minta

Figure 4. Stratigraphical column of BAF-2 well with the borehole crookedness and with the depth of the collected core samples (based on KONRÁD et al. 2016)

1 - soil, loess; 2 - claystone with siltstone interbeddings; 3 - greenish-black reductive claystone; 4 - claystone with siltstone and sandstone interbeddings; 5 - collected core sample

vicsos agyag). A 9,10–17,30 m közötti szakaszban morzsalékosan széteső formában jelenik meg a BAF. 757,96 m mélységig aleurolitrétegeket tartalmazó, vörösbarna agyagkő követhető, amelybe két alkalommal zöldes színű, redukzív összetételű települ (148,59–153,90 m, valamint 233,36–238,40 m szakaszokban). 757,96 m mélységben jelenik meg az első flázeres aleurolit–homokos aleurolitréteg. A fúrás talpáig (913,60 m) ez a képződmény észlelhető (KONRÁD et al. 2015). A fúrás összesen 904,5 m vastagságban tárta fel a Bodai Agyagkövet, melyből a képződmény korrigált, valódi vastagsága 564 m. A rétegdőlés iránya uralkodóan DDK–DK-i, a rétegdölések szöge igen változó. A fúrásban kompresszióra utaló tektonikai adatok jellemzők, a megjelenő vetők 44%-a feltolódás vagy feltolódásos oldaleltolódás, 25%-a oldaleltolódás, azonban mindössze 31%-a normál vető vagy normál összetevőjű oldaleltolódás, továbbá két különböző léptékű redőződés is megmutatkozik (KONRÁD et al. 2016). A fúrás szerkezetföldtani adatai három tektonikai fázist jeleznek (KONRÁD et al. 2015, 2016). Időrendben az első egy ÉNy–DK-i kompressziós esemény, amely kis hullámhosszúságú redőket, réteglap menti feltolódásokat hozott létre. Ezzel egy időben vagy ugyanezen esemény későbbi folyamataiként nagyobb hullámhosszúságú redők, illetve jelentősebb feltolódások jöttek létre. Mindezek mellett az összetétel DK-i irányba billent. Ezt követően a második fázisban a meredekké váló réteglapok mentén feltolódásos összetevőjű eltolódások jöhetnek létre transzpressziós feszültségmezőben. A harmadik elkülönített tektonikai fázis során, egy újabb kompressziós feszültségmező feltolódások kialakulását idézte elő, valamint feltehetően a hegység kiemelkedésekor a magasabban elhelyezkedő zónák fellazultak, a törések felnyíltak (KONRÁD et al. 2015). A D–5 és D–6 fúrásokban végzett billenéseszték alapján (MAROS et al. 2000) a meghatározott feszültségmezők nagy része a BAF-ra annak mai helyzetében volt hatással, amelynek értelmében a szerkezeti elemek dőlésszögének meghatározásakor feltételeztük, hogy a repedéskitöltések kialakulása a rétegek kibillenését követően történt.

Vizsgálati módszerek, mintagyűjtés

A minták begyűjtését a BAF–2 fúrás kiterített, teljes fúrómaganyaga több napos, részletes dokumentációja alapján végeztük el, amely során a domináns repedéseket, repedéskitöltéseket vizsgáltuk. A mag szemle alapján 56 db, a makroszkóposan elkülöníthető értípusokat magába foglaló, egyenként ~15–40 cm hosszúságú fúrómagot választottunk ki a 74,34–899,22 m-es mélységtartományból (*I. melléklet*).

A minták begyűjtését követően elkészítettük az összes rendelkezésre álló fúrómag magszkenneres fotódokumentációját, amely lehetőséget adott számos ér dőlésszögének pontos meghatározására. A fotódokumentálás TÓTH (2016) módszerével, saját fejlesztésű magszkennerrel történt a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. A magszkenner a 6,25 cm átmérőjű

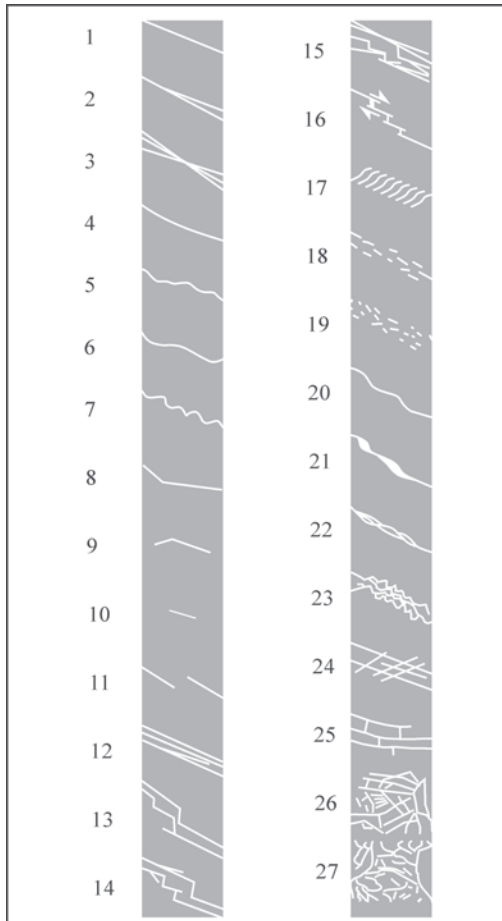
fúrómagokról 9 cm hosszúságú szakaszonként a teljes hengerfelületet 11 db felvétel során rögzítette. Ilyen módon a fúrómagpalástok összeillesztett felvételei a minták hosszától függően 11–77 db, 15 megapixeles fényképből tevődtek össze. A fényképek Canon D60 típusú fényképezőgéppel készültek, 300 mm fókusz távolság, f/11 rekesz, 1/6 s expozíciós idő, ISO-100 érzékenység és manuális fókusz beállítások mellett. A részletfotók összeillesztése Autopano Giga 4.0 szoftverrel történt. A fúrómagpalást felvételek értékelésével nyert adatokat a fúrás ferdeségével korrigáltuk, majd a mélység függvényében ábrázoltuk. A magszkenneres dokumentálást követően a HÁMOS (1997) által bevezetett, majd MAROS et al. (2000) által módosított nevezéktan (5. ábra) alapján kategorizáltuk a begyűjtött mintákban megjelenő töréseket és ereket. Kitértünk továbbá a repedéskitöltések vastagságának meghatározására, valamint a metsződési viszonyok feltárására is.

A makroszkóposan elkülöníthető töréstípusokat tartalmazó reprezentatív kőzetmintákból standard 30 µm vastagságú vékonycsiszolatokat készítettünk a repedések felnyílási síkjára merőleges orientációban. A petrográfiai mikroszkópos vizsgálat során kitértünk a repedéskitöltő ásványfázisok meghatározására, az erek szöveti és mikroszerkezeti jellegzetességeinek megállapítására, a szemcsék morfológiai jellemzésére, valamint a kristályok növekedési morfológiájának leírására. Az ereket felépítő ásványfázisok jelölésére a SIIVOLA & SCHMID (2007) által javasolt rövidítéseket alkalmaztuk. A repedéskitöltő fázisok leírásakor BONS (2000) szövetmorfológiai kategóriáit használtuk. A vizsgálatokat a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén Olympus BX41 típusú polarizációs, illetve Olympus SZX7 típusú sztereomikroszkóppal végeztük. A felvételeket a mikroszkópokra szerelt Olympus DP73, valamint Olympus UC30 típusú kamerákkal készítettük. A kérdéses repedéskitöltő ásványok azonosítását THERMO DXR Raman mikrospektroszkópia segítségével végeztük. Az expozíciós időt mérésenként az automatikus mintafelvételzés során elért, 100 jel/zaj arány határozta meg. Az alkalmazott gerjesztő hullámhossz 532 nm, a lézerteljesítmény 10 mW, a tülyuk apertúra átmérője 50 µm volt a mérések során. A kapott Raman spektrumokat a RRUFF adatbázis (<http://rruff.info>) alapján értékeltük ki. Az egyes ásványfázisok kémiai összetételének vizsgálatát a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén Horiba Jobin Yvonne XGT 5000 röntgenfluoreszcens spektrométer segítségével, 50 keV gyorsító feszültség, 60–90 s felvételi idő és 10 µm mérési pont átmérő paraméterek mellett végeztük.

A vizsgálatok eredményei

A eredményeket a klasszikus petrográfiai megismerés sorrendiségének megfelelően, a kézipéldány léptéktől a mikroszkópi lépték felé haladva mutatjuk be. A fúrómagokon először makroszkópos megfigyeléseket, valamint a magszkenneres felvételek felhasználásával szerkezeti elem-

zést végeztünk. A vizsgálatok eredményeit az *I. mellékletben* foglaltuk össze. A törések morfológiája alapján négy töréstípust különítettünk el (jelölésük: EGY, FON, ECH, BR), valamint a kitöltések szöveti jellemzői szerint további alcsoportokat hoztunk létre (6. ábra). A makroszkópos



5. ábra. A Bodai Agyagkő fúrásainak tektonikai dokumentáláshoz kialakított nevezéktan (HÁMOS 1997 és MAROS et al. 2000 nyomán)

Jelmagyarázat: 1 - egyszerű törés; 2 - egyszerű törés gyenge seprőzódással; 3 - egyszerű törés jelentős seprőzódással; 4 - íves törés; 5 - szabálytalan törés; 6 - hullámos törés; 7 - recés törés; 8 - megtört törés; 9 - megtörve elvégződő törés; 10 - elvégződő törés; 11 - átlépő törés; 12 - köteges törés; 13 - lépcsős törés seprőzódás nélkül; 14 - lépcsős törés gyenge seprőzódással; 15 - lépcsős törés erős seprőzódással; 16 - pull apartos lépcsős törés; 17 - en échelon törésrendszer; 18 - megszakadó kötegekből álló törés; 19 - mikrotörések; 20 - lépcsős törés átmenettel hajlázódó törés felé; 21 - pull apart; 22 - összekapcsolódó törés; 23 - fonatos törés; 24 - rombuszos törés; 25 - téglarácsos törés; 26 - mozaikbreccsa; 27 - vetőbreccsa

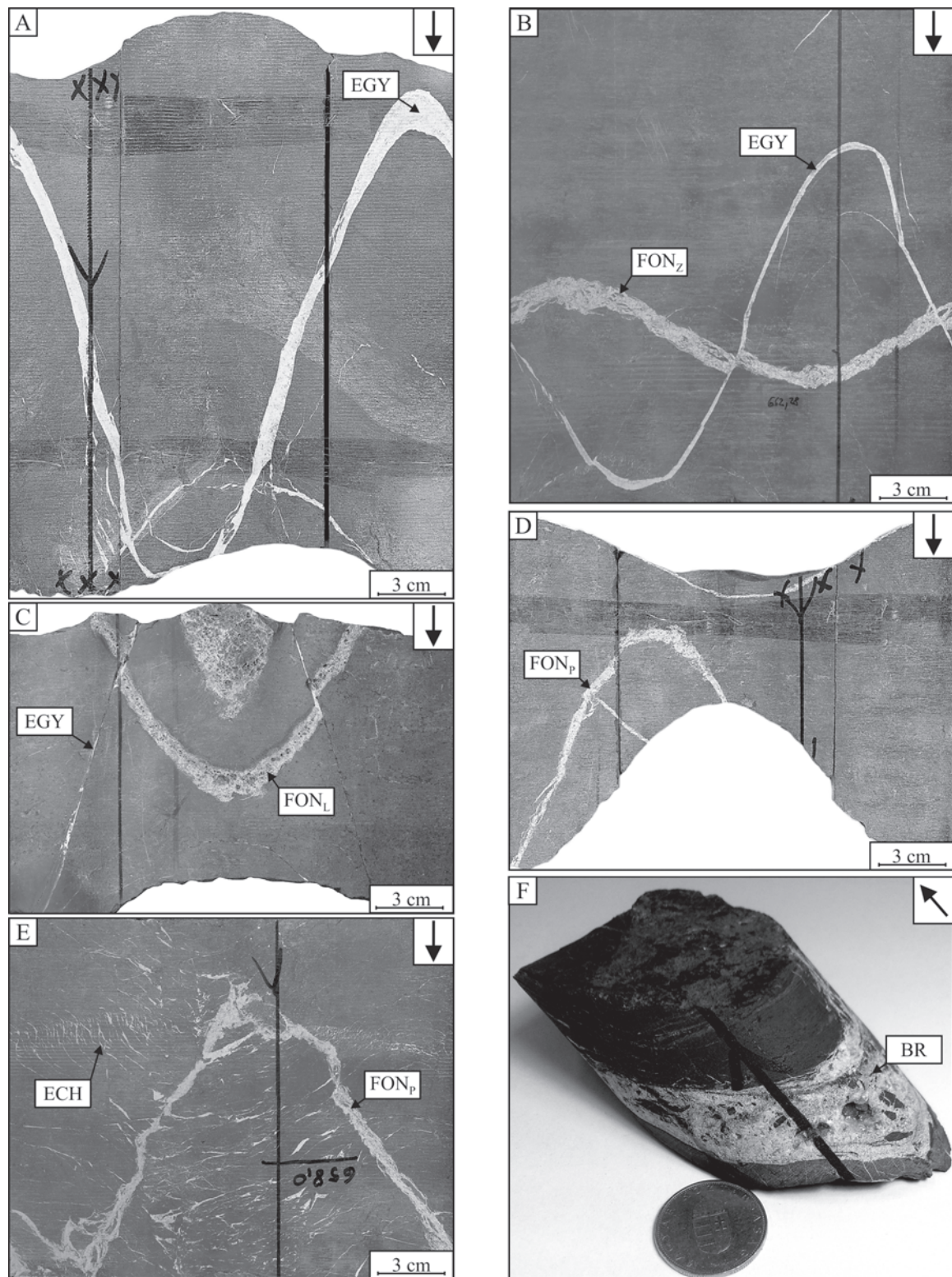
Figure 5. Nomenclature for description of the tectonic elements during documentation of drills of Boda Claystone Formation (based on HÁMOS 1997 and MAROS et al. 2000)

1 - simple fracture; 2 - simple fracture with small diverging; 3 - simple fracture with intense diverging; 4 - arched fracture; 5 - irregular fracture; 6 - wavy fracture; 7 - jagged fracture; 8 - refracted fracture; 9 - fracture with refracted ending; 10 - ending fracture; 11 - crossing fracture; 12 - fracture with fasciation; 13 - stepping fracture without diverging; 14 - stepping fracture with small diverging; 15 - stepping fracture with intense diverging; 16 - stepping fracture with pull apart; 17 - en échelon arrays; 18 - fracture of discontinued fasciation; 19 - microfractures; 20 - stepping fracture transition to sinuous fracture; 21 - pull apart; 22 - interconnected fracture; 23 - braided fracture; 24 - rhomboid fracture; 25 - brick-grid fracture; 26 - mosaic breccia; 27 - fault breccia

vizsgálatokat követően mikroszkópos megfigyelések során ásványtani és mikroszerkezeti alapon jellemeztük a repedéskitöltéseket (7. ábra).

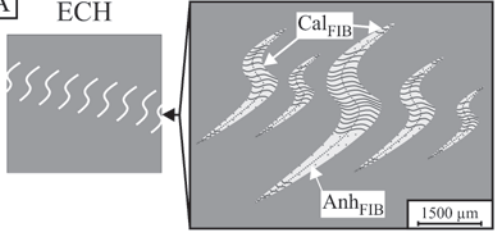
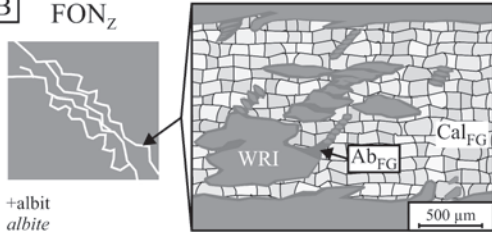
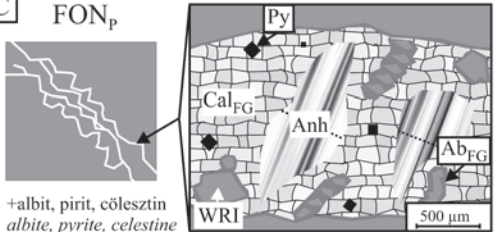
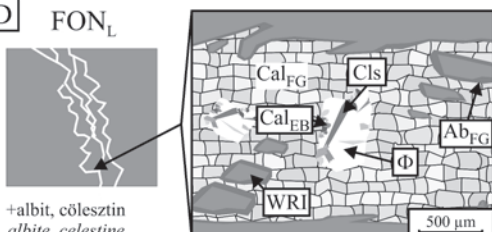
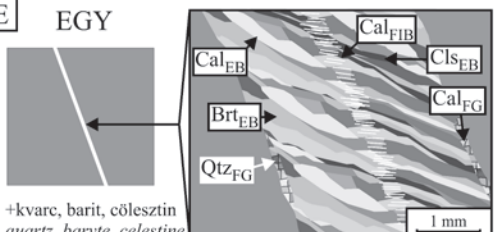
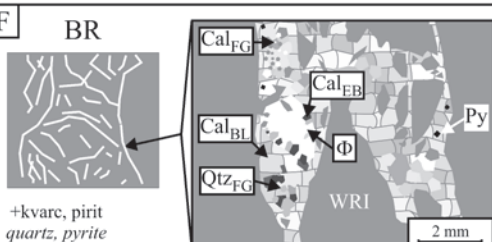
Az EGY típus olyan egyszerű törés, amely folytonos és lépcsősen megszakadó formában jelenik meg a mintákban. A repedéskitöltés bezáródása általában teljes, a kitöltő fehér színű ásvány kalcit (sósav hatására hevesen pezseg). A kristályos anyag általában tömött szerkezetű. Az átlagos vastagsága 1–5 mm. Számos esetben elmettszi a fonatos töréstípus kitöltését (6. ábra, B, C). A petrográfiai mikroszkópos megfigyelések alapján az egyszerű (EGY) repedéstípus kitöltésének peremi területein tömeges megjelenésű kalcit, illetve kvarc látható ~100 μm vastagságban. A repedéskitöltés anyagát uralkodóan antitaxiális növekedésű kalcit-, valamint anhidritkristályok alkotják, de kisebb mennyiségben Ba-tartalmú cölesztin, Sr-tartalmú barit, illetve kvarc is megjelenik (8. ábra, A, B). A megnyúlt szulfátkristályok mérete eléri a ~3 mm-t. Ezek az ásványok a gyors felnyílásból adódó nagyobb térfogat, valamint az ez okból jelentkező növekedési verseny következtében az antitaxiális növekedésre jellemző rostos szemcsék helyett megnyúlt-tömbös alakúak. A képződményben több, egymással párhuzamos középvonal is található, amely több nagyobb felnyílási eseményre utal.

Munkánkban a FON típus fonatos felépítésű törések jelölésére szolgál. Az ezekre jellemző repedéskitöltésekben gyakran jelennek meg a mellékközetről leszakadt szilárd zárványok. A kitöltő ásvány jellemzően szürkésfehér színű, sósavas reakció alapján dominánsan kalcit anyagú. Az erekben esetenként ~5 mm nagyságú pórusok jelennek meg, amelyek felületén fenn-nőtt kristályok láthatóak. A fonatos törések szöveti jellegzetességeik alapján három altípusra bonthatók. A FON_z jelölésű alcsoport fehér, illetve szürke színű, dominánsan kalcitból álló repedéskitöltés jellemzi, amely bezáródása általában teljes. A kitöltésben az alapkőzet leszakadt, elvonszolt részei hálószerűen járkák át a képződményt (6. ábra, B). Az alcsoportba tartozó erek átlagos vastagsága 2–4 mm. Mikroszkópos megfigyelések alapján a FON_z töréstípus (8. ábra, C) repedéskitöltéseit dominánsan kalcit alkotja, de kisebb mennyiségben az ér és a mellékkőzet határán, valamint a mellékkőzetzárványok körül kisméretű ($\leq 10 \mu\text{m}$) albitkristályok figyelhetők meg (9. ábra). Az ér fejlődése számos repedés-bezáródás eseményhez köthető. A felnyílási síkok helye — az ataxiális szövetre jellemzően (RAMSAY 1980) — a képződmény egészében véletlenszerű, az ismételt felnyílások más és más helyeken jelentkezték mind az érben, mind a mellékkőzetben. Az uralkodó szemcsemorfológia tömbös (BONS et al. 2012). A FON_L jelölésű alcsoport repedéskitöltése szintén fehér, illetve világosszürke kalcit, amelyben kisméretű pórusok jelennek meg (6. ábra, C). A pórusok falán a jó hasadás (pátos halmazok) alapján feltételezhetően szulfát-ásványok jelennek meg. Az alcsoportba sorolt erek átlagos vastagsága 2–9 mm. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a repedéskitöltést uralkodóan kalcitkristályok alkotják, de alárendelten albit, valamint cölesztin is megjelenik. Az ér-mellékkőzet határ közelében nem definiálható jól a szem-



6. ábra. A fúrómag mintákon azonosított töréstípusok és kitöltésük. A – egyszerű törés teljes kitöltéssel; B – fonatos törés mellékkőzettel átjárt repedéskitöltéssel; C – fonatos törés pórusokat tartalmazó kitöltéssel; D – fonatos törés makroszkóposan megjelenő pirites kitöltéssel; E – en échelon törérendszer; F – tektonikus breccsa. Az A, B, C, D és E ábrák magszkennelvel készített hengerpalást felvételek. A fúrómagokon lévő fekete vonalak a magtengelyt, a nyilak a fúrás talpát, míg az X jelölések a fúrás során létrehozott töréseket jelzik. Az ábrák jobb felső sarkában lévő nyilak szintén a magtengelyt és a fúrás talpát mutatják

Figure 6. Fracture types and their fillings identified on drill core samples. A – simple fracture with full filling; B – braided fracture with wall rock inclusions; C – braided fracture with macropore permeated filling; D – braided fracture with macroscopic pyrite-bearing filling; E – en échelon vein arrays; F – tectonic breccia. A, B, C, D and E are stitched core scanner images. The black lines on the core samples indicate the core-axis, the arrows show the well bottom, and the X marks indicate the fractures created during the drilling. The arrows in the upper right corner of the figures also show the axis of the core samples and the bottom of the well

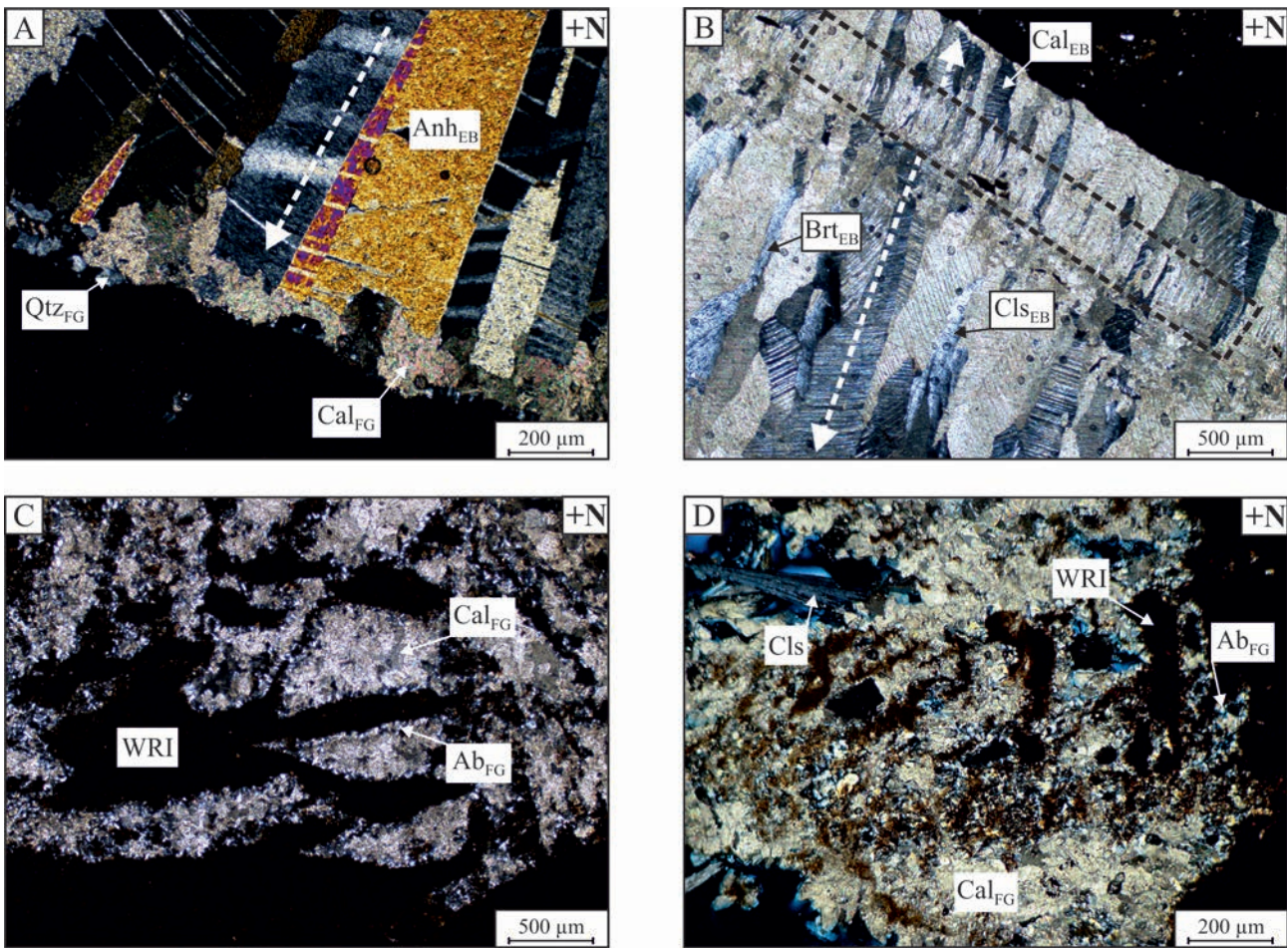
Az erek dőlésszöge <i>Dip angle of the veins</i>	Növekedési morfológia <i>Growth morphology</i>	Uralkodó repedés kitöltő ásványok <i>Dominant vein-filling minerals</i>		Növekedési morfológia <i>Growth morphology</i>
		Kalcit <i>Calcite</i>	Kalcit és anhidrit <i>Calcite & anhydrite</i>	
22°		A vizsgált mintákban nem jelenik meg <i>Not observed</i>	A ECH 	Antitaxiális <i>Antitaxial</i>
42°	Ataxiális <i>Ataxial</i>	B FON _Z  +albit <i>albite</i>	C FON _P  +albit, pirit, cölesztin <i>albite, pyrite, celestine</i>	Ataxiális és antitaxiális <i>Ataxial & antitaxial</i>
70°	Ataxiális és szintaxiális <i>Ataxial & syntaxial</i>	D FON _L  +albit, cölesztin <i>albite, celestine</i>	E EGY  +kvarc, barit, cölesztin <i>quartz, baryte, celestine</i>	Antitaxiális <i>Antitaxial</i>
Nem határozható meg ebben a méretarányban <i>It can not be determined at the scale of the observation</i>	Szintaxiális <i>Syntaxial</i>	F BR  +kvarc, pirit <i>quartz, pyrite</i>	Jelmagyarázat Legend Cal _{FG} Finomszemcsés kalcit <i>Fine-grained calcite</i> Ab _{FG} Finomszemcsés albit <i>Fine-grained albite</i> Anh _{FIB} Rostos anhidrit <i>Fibrous anhydrite</i> Br _{EB} Megnyúlt tömbös barit <i>Elongate blocky baryte</i> Cal _{EB} Megnyúlt tömbös kalcit <i>Elongate blocky calcite</i> Cal _{FIB} Rostos kalcit <i>Fibrous calcite</i> Cls _{EB} Megnyúlt tömbös cölesztin <i>Elongate blocky celestine</i> Py Pirit <i>Pyrite</i> Qtz _{FG} Finomszemcsés kvarc <i>Fine-grained quartz</i> WRI Mellékkőzet zárvány <i>Wall rock inclusion</i> Φ Pórus <i>Pore</i>	

7. ábra. Repedés kitöltések jellemző mikroszövege, növekedési morfológiája és dőlésszöge. A - ECH töréstípus; B - FON_Z töréstípus; C - FON_P töréstípus; D - FON_L töréstípus; E - EGY töréstípus; F - BR töréstípus

Figure 7. Characteristic microtexture, growth morphology and dip angle of vein fillings. A - en échelon fracture type; B - FON_Z fracture type; C - FON_P fracture type; D - FON_L fracture type; E - EGY fracture type; F - BR fracture type

csék növekedési morfológiája, ezeken a területeken számos, a mellékkőzet falával megegyező irányítottságú köztérzárvány található (8. ábra, D). A felnyílási síkok helyzete a szövetet kialakító, ismétlődő felnyílás-bezáródás során változott. Az érfalat, valamint a mellékkőzetzárványokat albit-kristályokból álló perem veszi körül. A repedés kitöltés belső zónáit tömeges, tömbös kalcit kristályai alkotják, amelyek mérete nem haladja meg a 200 μm-t. Az itt elhelyezkedő pórusok falán szintaxiális növekedésű kristályok láthatóak, amelyek nem töltik ki teljesen a rendelkezésre álló teret. Ezek a kristályok 700–800 μm méretűek, tömbös,

megnyúlt-tömbös (kalcit) és tűs (cölesztin) morfológiával rendelkeznek (10. ábra, A). A FON_P altípus repedés kitöltése uralkodóan szürkésfehér kalcit, amelyben szintén sok mellékkőzet-zárvány található, valamint makroszkóposan pirit van jelen nagyobb mennyiségben. Az erek átlagos vastagsága 3–9 mm. A repedés kitöltés bezáródása általában teljes, azon belül makropórusok nem figyelhetők meg (6. ábra, D). Mikroszkópos vizsgálatok alapján a töréstípus repedés kitöltését uralkodóan tömegesen megjelenő kalcit, illetve alárendeltebb mennyiségben anhidritkristályok alkotják (10. ábra, B). Albit, pirit és cölesztin jelenléte szintén kimu-



8. ábra. A és B – Az EGY repedéskitöltés szövete, +N. Az ér szövetét uralkodó mennyiségben megnyúlt tömbös kalcit (Cal_{EB}), anhidrit (Anh_{EB}), cölesztin (Cls_{EB}), illetve barit (Brt_{EB}) alkotja. A mellékkőzet és az ér határán finomszemcsés kvarcból (Qtz_{FG}) és kalcitból (Cal_{FG}) álló perem figyelhető meg. A fehér szaggatott nyílak a kristályok növekedésének irányát jelzik, a fekete szaggatott vonallal jelölt terület az antitaxiális szövetre jellemző középvonal. C – A FON_z repedéskitöltés szövete, +N. A repedést kitöltő finomszemcsés kalcit (Cal_{FG}), illetve a mellékkőzetzárványok (WRI) határvonalában finomszemcsés albit (Ab_{FG}) figyelhető meg. D – A FON_l repedéskitöltés szövete, +N. A repedést kitöltő finomszemcsés kalcit (Cal_{FG}) alkotta szövetben lévő pórusokban tús megjelenésű cölesztin (Cls) figyelhető meg. A kitöltés mellékkőzetzárványokkal (WRI) sűrűn tagolt, amelyek peremén a FON-értípusra jellemzően finomszemcsés albit (Ab_{FG}) helyezkedik el.

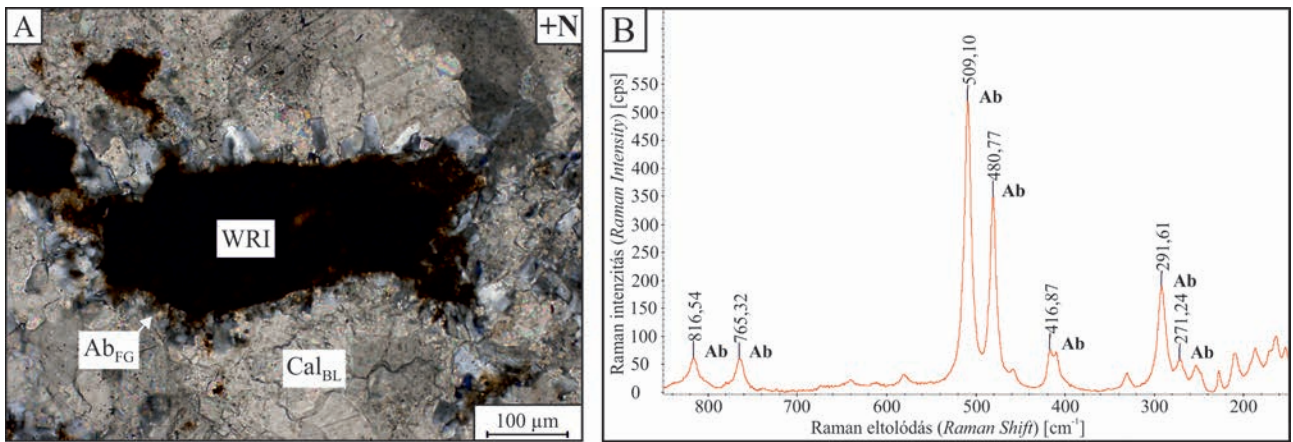
Figure 8. A and B – Texture of the EGY fracture filling, +N. The vein consists of elongate blocky calcite (Cal_{EB}), anhydrite (Anh_{EB}), celestine (Cls_{EB}) and baryte (Brt_{EB}) as major components (B). Fine-grained quartz (Qtz_{FG}) and calcite (Cal_{FG}) also appear at the vein boundary (A). White dashed line shows the direction of crystal growth, the antitaxial medial line is indicated by black dashed line. C – Texture of the FON_z fracture filling, +N. The fracture is filled with wall rock inclusion (WRI) permeated fine-grained calcite (Cal_{FG}). Fine-grained albite (Ab_{FG}) rims appear around wall rock inclusions and vein boundaries. D – Acicular celestine (Cls) filled pores appear in vein-filling fine-grained calcite (Cal_{FG}). Fine-grained albite (Ab_{FG}) rims appear around wall rock inclusions as well as in all FON-type veins.

tatható. Az ér mellékkőzetzárványokkal sűrűn szabdaltszerűen tömeges kalcit-, valamint a mellékkőzet peremén albitkristályok találhatóak, amelyek ~100 µm maximális mérettel rendelkeznek. Az ér belső részein az egykori pórusokat kitöltő, antitaxiális növekedésű, rostos morfológiájú anhidrit-, valamint cölesztinkristályok figyelhetők meg, amelyek mérete elérheti a 3 mm-t. Ezeken a területeken az antitaxiális növekedésre utaló középvonal is megjelenik.

Az ECH típust kulisszás (*en échelon*) repedéskitöltésszisztemek jelölésére alkalmaztuk, melyek a nyírási zónákban megjelenő, egymással párhuzamos elrendeződésű, szigmoidális alakú húzási hasítékokból álló szerkezetek. Kitöltésük színe fehér, szerkezete rostos, sósavas reakció alapján dominánsan kalcit (6. ábra, E). A húzási hasítékok átlagos vastagsága 500–1500 µm közötti. Mikroszkópos megfigyelések szerint az erek szövetei fejlődése antitaxiális,

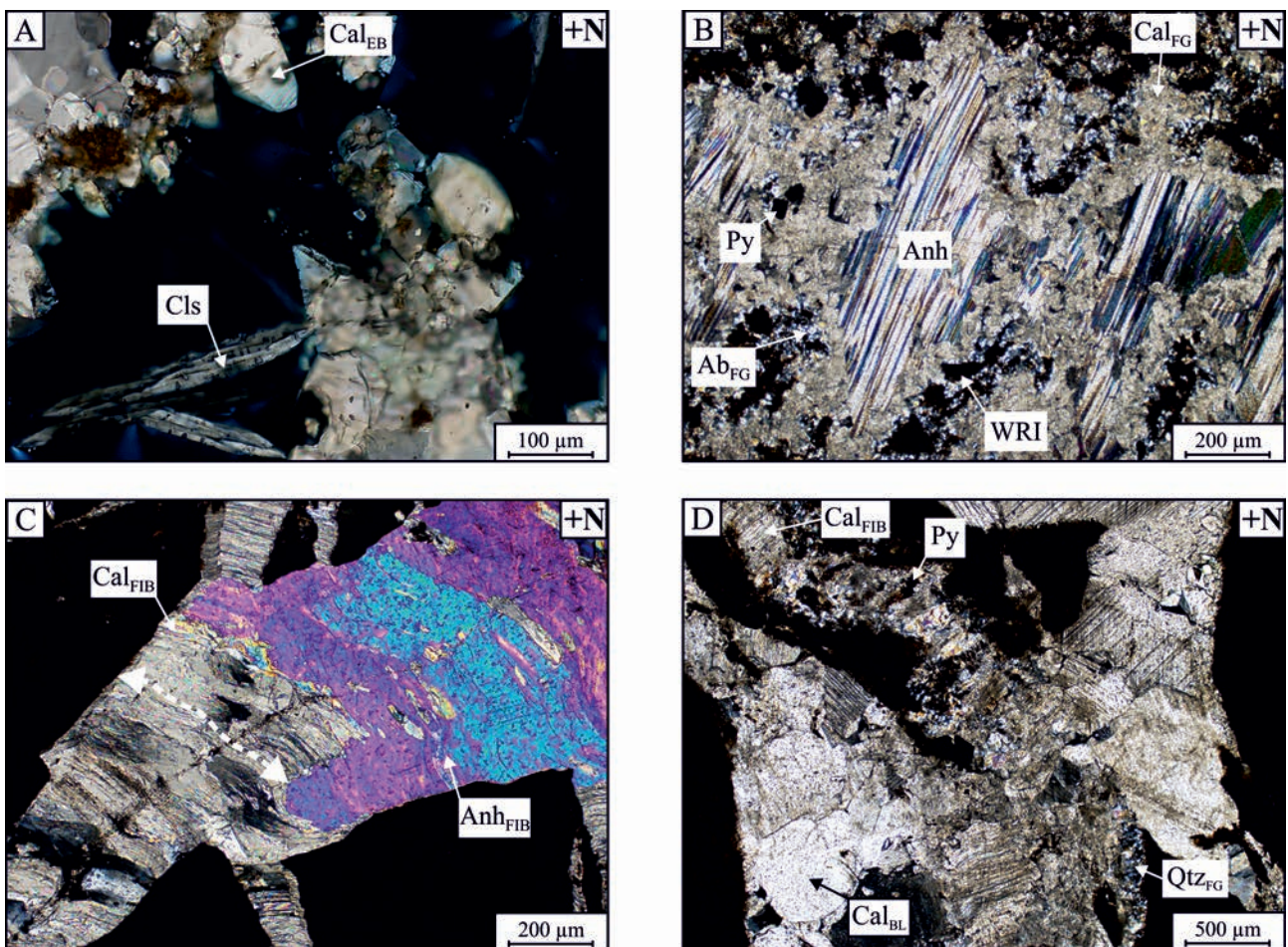
azaz a kristályok növekedése a kitöltés közepe felől a mellékkőzet felé történt (10. ábra, C). Az erekben megjelenik az antitaxiális fejlődésre jellemző középvonal. A szemcsék morfológiája rostos, az egyes kristályok követik a pillanatnyi felnyílás irányát. A repedéskitöltések döntően kalcitból állnak, azonban számos esetben anhidrit is megfigyelhető. A két fázis egymást kiegészítve tölti ki a hasítékokat, utalva az egymással párhuzamos kifejlődésre.

A BR típus olyan breccsa jellegű repedéskitöltések csoportja (6. ábra, F), amelyeket fehér, illetve rózsaszín ásványfázisok (uralkodóan kalcit) cementálnak. A csoport elemeinek átlagos vastagsága 5–12 mm. Mikroszkópos vizsgálatok alapján a kitöltést dominánsan tömbös kalcit-szemcsék alkotják, de a kalcit rostos szemcsemorfológiával is megjelenik (10. ábra, D). Alárendelt mennyiségben tömeges megjelenésű kvarc, illetve pirit is jelen van. Az



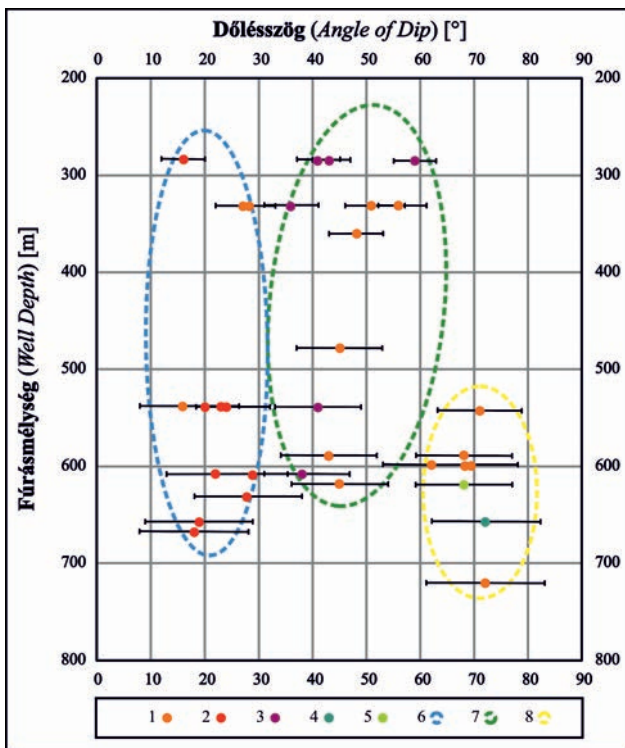
9. ábra. A - A fonatos törések kitöltésére jellemző, mellékközetzárványok (WRI) körül megjelenő, finomszemcsés albitperem (Ab_{FG}) szövete +N. B - A fonatos repedéskitöltésekben megjelenő sajátos albitperem Raman-spektruma

Figure 9. A - The typical fine-grained albitic rim around wall rock inclusions (WRI) of braided fractures +N. B - Raman spectra of the characteristic albitic rim in braided veins



10. ábra. A - A FON_L repedéskitöltés szövetei képe, +N. Az érszövetben megjelenő pórusok falán megnyúlt tömbös morfológiájú kalcit (Cal_{EB}), valamint tűs cölesztin (Cls) látható. B - A FON_p repedéskitöltés szövetei képe, +N. Az éret dominánsan mellékközetzárványokkal (WRI) tagolt finomszemcsés kalcit (Cal_{FG}) alkotja, amelyben kis mennyiségben pirit (Py) is megjelenik. A kitöltés belső részein antitaxiális növekedésű anhidrit (Anh) látható. C - A kulisszás húzási hasíték szövete, +N. A hasítékot rostos morfológiájú anhidrit (Anh_{FIB}) és mélyebben struktúrált, szintén rostos megjelenésű kalcitkristályok (Cal_{FIB}) töltik ki. D - A breccsa jellegű értípus szövete, +N. A képződményt uralkodóan blokkos kalcit (Cal_{BL}) alkotja, azonban megjelenik finomszemcsés kvarc (Qtz_{FG}), rostos morfológiájú kalcit (Cal_{FIB}), valamint pirit (Py) is

Figure 10. A - Texture of the FON_L fracture filling, +N. The vein is permeated by pores filled with elongate blocky calcite (Cal_{EB}) and acicular celestine (Cls). B - The FON_p vein, +N. The fracture is filled with wall rock inclusion permeated fine-grained calcite as major component and subordinate pyrite (Py). The pores in the middle zone are filled with antitaxial anhydrite (Anh). C - Texture of the en échelon vein, +N. The vein is filled with fibrous anhydrite (Anh_{FIB}) and more structured fibrous calcite (Cal_{FIB}). D - Texture of the breccia fracture filling, +N. The fracture is dominantly filled with blocky calcite (Cal_{BL}), with fine-grained quartz (Qtz_{FG}), fibrous calcite (Cal_{FIB}) and pyrite (Py)



11. ábra. A repedéskitöltések fúrásferdeség adatokkal korrigált dőlésszög értékei a mélység függvényében

Jelmagyarázat: 1 - egyszerű töréstípus teljes kitöltéssel; 2 - en échelon törérendszer; 3 - fonatos törés mellékközzettel átjárt repedéskitöltése; 4 - fonatos törés makroszkóposan megjelenő pirites kitöltéssel; 5 - fonatos törés pórusokat tartalmazó kitöltéssel; 6 - 22° átlagos dőlésszögű csoport; 7 - 42° átlagos dőlésszögű csoport; 8 - 70° átlagos dőlésszöggel rendelkező csoport

Figure 11. Calculated dip angles of the fracture fillings corrected by the measured tilt of the well

Legend: 1 - simple fracture with full filling; 2 - en échelon vein arrays; 3 - braided fracture with filling permeated by wall-rock inclusions; 4 - braided fracture with macroscopic pyrite-bearing filling; 5 - braided fracture with macropore permeated filling; 6 - fracture fillings with 22° average dip value; 7 - fracture fillings with 42° average dip value; 8 - fracture fillings with 70° average dip value

érszövetben szögletes közetszilánkok, mellékközzetzárványok megjelenése gyakori, amelyek jól illeszkednek egymáshoz, valamint a hasadék szegélyéhez. A cementásványok között kitöltetlen pórusok észlelhetők, amelyek falán fenn-nőtt kalcitkristályok jelennek meg.

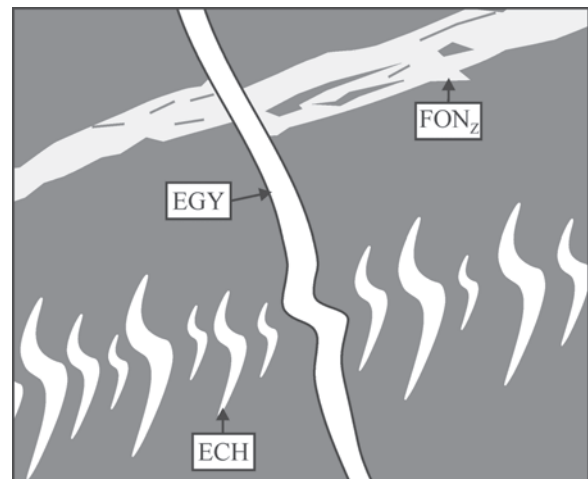
A képanalízissel meghatározott dőlésszögadatok három, hasonló értékekkel rendelkező kategóriába sorolhatók (11. ábra). Az első kategóriába a legkisebb dőlésszöggel rendelkező erek tartoznak, átlagos dőlésszögük 22°, szélsőértékei 16° és 29°. A második csoport tagjainak átlagos dőlésszöge 42°, szélsőértékei 36° és 51°. A harmadik kategória átlagos dőlésszöge 70°, szélsőértékei 56° és 72°, ez utóbbi kategória mind dőlésszögében, mind mélységtartományában markánsan elkülönül a másik két csoporttól.

Diszkusszió

A fúrómagpalást-felvételek értékelése alapján az egyszerű töréstípus repedéskitöltése (EGY) mindhárom dőlésszögcsoportban gyakori. A 22° átlagos dőlésszöggel rendelkező

kategóriában a kulisszás húzásihasíték-rendszer jelenléte a meghatározó. A 42° átlagos dőlésszögű csoportban a fonatos törés mellékközzettel átjárt repedéskitöltése, valamint az egyszerű töréstípus domináns. A 70° átlagos dőlésszögű csoportban szintén jellemzőek az egyszerű törések, azonban mellettük FON_L és FON_P típusú erek is megjelennek.

A törések és erek egymáshoz viszonyított relatív kora a metszési viszonyukat figyelembe véve határozható meg (12. ábra). Az EGY típusú törések számos alkalommal elvetik a FON_Z típusúakat, valamint a FON_L kategóriába sorolt töréseket is, így az EGY típusú törések feltételezhetően a FON_Z és FON_L típusú törések után alakultak ki. Az EGY típusú törést felülírják a kulisszás repedéskitöltés-rendszerek által kirajzolt



12. ábra. A repedéskitöltések legjellemzőbb metszési viszonyai

1 - FON_Z - mellékközzetzárványokkal tagolt fonatos repedéskitöltés; 2 - EGY - egyszerű repedéskitöltés; 3 - ECH - en échelon érrendszer

Figure 12. Typical intersection relationships of the fracture fillings

1 - FON_Z - braided fracture with wall rock inclusions permeated filling; 2 - EGY - simple fracture filling; 3 - ECH - en échelon vein array

nyírási zónák, amely alapján az EGY töréstípus kialakulása az ECH nyírási zónákat megelőzően történt. Ezek az általunk legfiatalabbnak vélt szerkezeti elemek nagy valószínűséggel a pannóniai korszakot megelőzően jöttek létre (KONRÁD & SEBE 2010). A FON_P- és BR-töréstípus relatív koráról metsződési viszonyok hiányában azonban nincs információnk. A mellékközzetzárványok és az érfalak mentén megjelenő albitkristályokból álló perem jelenléte alátámasztja a metsződési viszonyok alapján felállított koncepciót, ugyanis megjelenik a fonatos erekben, azonban az egyszerű és kulisszás repedéskitöltés típusokban már nem jelentkeznek.

A szerkezeti elemek korának pontosításához kiemelt, hogy a BAF-2 fúrás a Boda-Büdösküti-öv szerkezeti határától D-re, a potenciális elhelyezési zóna D-i peremén mélyült, a vetőtől kb. 1 km távolságra. A szerkezetföldtani térképeken az öv hosszúsága 15–16 km-re becsülhető (KONRÁD & SEBE 2010, KONRÁD et al. 2016). SCHOLTZ & COWIE (1990), KIM et al. (2000) és KIM & SANDERSON (2005) munkái alapján az eltolódások hossza (L) és a maximális elmozdulás (d_{max}) között — 10 km-es nagyságrendű vetők esetén — $D_{max}/L=10^{-1}$ kapcsolat áll fenn. Ennek

értelmében a Boda–Büdöskúti-öv mentén 1,5 km-es elmozdulás is végbemehetett, ami akár azonos szélességű (1,5 km) kárvóna létrejöttével is járhatott (FOSSEN 2010). A fentiek alapján elképzelhető, hogy a BAF–2 fúrásban megfigyelt töréses szerkezeti elemek, illetve az ezekhez kapcsolódó fluidummigrációs események — legalább részben — a Boda–Büdöskúti-öv mentén lezajlott, ÉK–DNy-i csapású balos eltolódások hatására alakultak ki a kréta során (MAROS et al. 2004, MAROS 2006 és az általuk hivatkozott irodalmak). ÁRKAI et al. (2000) a BAF tektonizált zónáiból $203,3 \pm 7,7 - 76,3 \pm 2,9$ millió éves K-Ar korokat határoztak meg. A metsződési viszonyokat, továbbá a lapos szögű rátolódásos jelleget alapul véve a BAF–2 fúrásban a legfiatalabb szerkezeti elemek, a kulisszás erek így valószínűleg a késő-kréta ÉNy–DK-i kompresszióhoz köthetők. SEBE (2009) és KONRÁD (2012) azonban megállapították, hogy a Mecsekalja-öv mentén a kainozoikumban többször felújultak a baloldali elmozdulások — a legjelentősebb eltolódás a paleogénre valószínűsíthető —, ami nem zárja ki a BAF–2 fúrásból leírt késői szerkezeti elemek és cementáló fázisok fiatalabb korát sem. A kérdés megválaszolására további vizsgálatok szükségesek.

Az azonos, vagy hasonló ásványos összetétel mellett az érpetrográfiai vizsgálatok többféle érképződési mechanizmus működését is jelzik a BAF–2 fúrás rétegsorában. Szintaxiális növekedési morfológia a FON_L és a BRértípusban jelenik meg, tömbös, megnyúlt tömbös alakú, valamint a repedések széle felől azok közepe felé növekedő ásványokkal. Ez a repedéskitöltő érszövet — a szóban forgó erek esetében — a szülőfluidum advektív áramlására utal (BONS 2000, VAN DER PLUIJM & MARSHAK 2004, DABI et al. 2009, BONS et al. 2012).

Az ataxiális növekedési morfológia igen gyakori a vizsgált mintákban, valamennyi fonatos típusú (FON_Z , FON_L , FON_P) repedéskitöltésben megjelenik. A mellékközetzárványok orientációja alapján a kitöltéstípust gyakori, változó repedés–bezáródás események hozták létre (RAMSAY 1980). Miután a felnyílási síkok véletlenszerűen jelentek meg a mellékközetben és a repedéskitöltés szövetében, a korai és a késői felnyílási és cementációs események maradványai az erek területén belül változatosan helyezkednek el (PASSCHIER & TROUW 2005). A törések ilyen típusú kitöltései — a fentiekhez hasonlóan — szintén advektíven áramló szülőfluidumból történt kiválással jöhettek létre (BONS 2000, DABI et al. 2009).

Az ECH, valamint az EGY töréstípusok kitöltése antitaxiális érfejlődési morfológiával rendelkezik. A vizsgált erek középső részén megjelenik a középvonal, amelyben a kezdeti repedéskitöltő tömeges, tömbös alakú kristályok láthatóak. A folyamatos felnyílás következtében az egyes, immár megnyúlt habitussal rendelkező kristályok a középvonal szemcséin epitaxiális módon növekednek tovább. Az egyes szemcsék nem, vagy csak kis mértékben szélesednek a mellékközet felé, azaz a növekedési verseny elfojtott volt (BONS et al. 2012). A rostos kristályok követik a felnyílást, így a felnyílás iránya minden esetben kirajzolható. Az érszövet típus kialakulása feltételezhetően diffúziós anyagáramlási folyamatok által ment végbe (BONS 2000).

A vizsgálatok során kapott eredményeket (7. ábra) az I. táblázatban foglaljuk össze, ahol az ÁRKAI et al. (2000) és LENTI et al. (2010) által meghatározott, a repedéskitöltésekre vonatkozó információkat is bemutatjuk. Az eredmé-

I. táblázat. A vizsgálati eredményeket összefoglaló táblázat, a korábbi munkákban (ÁRKAI et al. 2000, LENTI et al. 2010) megjelent irányadó információk feltüntetésével (n.a. – nincs adat)

Table 1. Results of the microstructural, mineralogical and stitched core scanner image analyses with representation of results of previous researches (ÁRKAI et al. 2000, LENTI et al. 2010) (n.a. – no information available)

	Törés-típus	Uralkodó mennyiségben megjelenő repedéskitöltő ásvány(ok)	Alárendelt mennyiségben megjelenő repedéskitöltő ásvány(ok)	Növekedési morfológia	Átlagos dőlésszög	Szülőfluidum
BAF–2 fúrás reprezentatív mintái	FON_Z	kalcit	albit	ataxiális	42°	n. a.
	FON_L	kalcit	albit, cölesztin	ataxiális és szintaxiális	70°	n. a.
	ECH	kalcit, anhidrit	–	antitaxiális	22°	n. a.
	EGY	kalcit, anhidrit	kvarc, barit, cölesztin	antitaxiális	70°	n. a.
	FON_P	kalcit, anhidrit	albit, pirit, cölesztin	ataxiális és antitaxiális	70°	n. a.
	BR	kalcit	kvarc, pirit	szintaxiális	bizonytalan	n. a.
ÁRKAI et al. (2000) által publikált eredmények	n. a.	kalcit	kvarc, barit, dolomit	n. a.	n. a.	meteorikus eredetű, ~70 °C
		barit–kvarc, kalcit	dolomit, albit, klorit, anhidrit, Cu-szulfidok (kalkopirit, bornit, kovellin)			magmás eredetű, ~150 °C
		anhidrit	kalcit, albit, Sr-gazdag barit			n. a.
LENTI et al. (2010) által publikált eredmények	n. a.	kalcit–barit	–	n. a.	n. a.	hidrotermás eredetű, 105–177 °C

nyek alapján megállapítható, hogy a BAF–2 fúrásban megjelenő töréstípusok repedéskitöltései közül három kalcit-domináns, azonban a másodlagos repedéskitöltő ásványtársulások töréstípusonként eltérően albit, albit–cölesztin, valamint kvarc–pirit lehetnek. A vizsgált repedéskitöltések másik három típusában uralkodóan kalcit–anhidrit a domináns kitöltő ásványegyüttes, amelyek mellett másodlagosan kvarc–barit–cölesztin, valamint albit–pirit–cölesztin jelenik meg. Megállapításainkat összevetve a korábbi szakirodalmi eredményekkel elmondható, hogy az uralkodóan kalcit-, valamint anhidrit-domináns értípusok az általunk vizsgált BAF–2 mintákban is megjelennek. A harmadik korábban elkülönített csoportra, az uralkodóan barit–kvarc, kalcit együttest (ÁRKAI et al. 2000) kialakító fluidumgenerációra a kisebb mennyiségben jelenlévő kvarc–barit ásványfázisok utalnak. A repedéskitöltések szövetét és dőlésszögét figyelembe véve kijelenthető, hogy a repedescementációról alkotott kép összetettebb, mint azt az eddigi vizsgálatok mutatták. A megfigyelt mintákban lévő kalcit–anhidrit-domináns erekben a repedéskitöltő kristályok egyaránt előfordulnak kizárólag antitaxiális — ami lokális, diffúziós anyagáramlási folyamatokra enged következtetni —, valamint ataxiális növekedési morfológiával is, ami már egy nagyobb léptékű, advektíven áramló szülőfluidumra utal. Mindemellett az ásványtani alapon azonos értípusok mikroszerkezetükön túl dőlésszögük szerint is jelentősen eltérő kategóriákba sorolhatóak (22° és 70°). Mindezek szerint az ásványtani alapon azonos kategóriába sorolható értípusok szövetük, valamint dőlésszögük alapján markánsan eltérő deformációs-fluidumáramlási eseményeket jelezhetnek. A kialakító folyamatok feltárására, illetve azok szerkezeti keretbe illesztésére további célzott kutatások szükségesek.

Összefoglaló következtetések

Munkánkban a BAF–2 fúrásban feltárt Bodai Agyagkőben megjelenő szerkezeti elemeket dőlésszögük szerint három kategóriába soroltuk. A dőlésszög értékeken alapuló csoportok a következők: (1) kis dőlésszögű csoport, 22° átlagos dőlésszöggel; (2) közepes dőlésszögű csoport, 42° átlagos dőlésszöggel; továbbá (3) nagy dőlésszögű csoport, 70° átlagos dőlésszöggel. A kis- és közepes dőlésszögű csoportok szerkezeti elemei közel azonos mélységközben jelennek meg, azonban a nagy dőlésszögű csoportba tartozó repedések a fúrás alsó harmadában összpontosulnak.

A képződményben megjelenő töréseket négy csoportba osztottuk. Az erek morfológiai bélyegei alapján elkülöníthető az egyszerű törés (EGY típus), amely csoportba az általában teljes kitöltéssel rendelkező kalcit–anhidrit anyagú érgeneráció tartozik antitaxiális növekedési morfológiával, ami a legfiatalabb szerkezeti elemek egyike, fiatalabb képződmények közé biztosan csak a kulisszás erek tartoznak. Leggyakrabban a nagy dőlésszögű csoportba sorolható.

A fonatos (FON típus) csoportba olyan törések tartoznak, amelyek kitöltésében igen gyakoriak a mellékközet zárványai.

Ezt a típust a repedéskitöltések mikroszerkezeti és ásványos jellemzői alapján három további alcsoportra bontottuk. A FON_z típusban a repedéskitöltő kristályok növekedési morfológiája ataxiális, a kitöltő ásvány dominánsan kalcit, kisebb mennyiségben, de jól meghatározható, jellegzetes szöveti helyzetben albit jelenik meg. Leggyakrabban a közepes dőlésszögű csoportba tartozik. Relatív időbeli sorrendben a legidősebb szerkezeti elemek közé sorolható. A FON_L típusban pórusok is fennmaradtak. A repedéskitöltést ataxiális, majd szintaxiális növekedésű kalcit, valamint szintén szintaxiális növekedésű cölesztin jellemzi, kis mennyiségű albittal. A FON_p típus jellegzetessége a makroszkóposan azonosítható pirit előfordulása. Repedéskitöltését dominánsan ataxiális növekedésű kalcit-, valamint antitaxiális növekedésű anhidrit és cölesztin alkotja. Kis mennyiségben albit jelenik meg.

A kulisszás (*en échelon*) törérendszerek (ECH típus) szigmoidális alakú húzási hasítékrendszerekből állnak. Repedéskitöltő ásványaik antitaxiális növekedésű kalcit, illetve anhidrit. Leggyakrabban a kis dőlésszögű csoportban jelenik meg, az érszekvencia legfiatalabb képződményeként. A Mecsek hegységi analógiáknak (MAROS et al. 2000, 2004) megfelelően a kulisszás törérendszerek kialakulása feltételezhetően a késő-kréta ÉNy–DK-i kompresszió (BENKOVICS et al. 1997) rátolódásos jellegű szerkezetalakulásához köthető.

A breccsa (BR) töréstípus kitöltése jellemzően szintaxiális növekedésű tömbös, illetve megnyúlt tömbös kalcitból áll, kis mennyiségben kvarc, illetve pirit is megjelenik.

Eredményeink összhangban vannak a korábbi kutatások során tett ásványtani megfigyelésekkel, azonban felhívják a figyelmet arra, hogy az érkitöltések morfológiai és mikroszerkezeti vizsgálata további hasznos információkat szolgáltathat erről a kiemelt jelentőségű földtani képződménnyről. A kutatás során kísérletet tettünk annak bemutatására, hogy a részletes geokémiai–ásványtani vizsgálatok mintaanyagának kiválasztását megelőzően az erek szövetének és orientációjának vizsgálata segítséget nyújthat a hasonló kitöltésű, de eltérő deformációs fázisban létrejött szerkezeti elemek elkülönítésében. Ennél fogva a repedések és az erek komplex ásványtani–geokémiai, valamint orientációs és mikroszerkezeti vizsgálata a jövőben hozzájárulhat a BAF repedescementáció és szerkezetfejlődés rekonstrukciójához.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk megköszönni a Mecsekérc Zrt-nek és a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Nonprofit Kft-nek, hogy lehetővé tették a kutatás kivitelezését, valamint a BAF–2 fúrás maganyagának megtekintését és mintázását. Külön köszönjük Dr. MÁTHÉ Zoltánnak a munka során nyújtott szakmai segítséget és hasznos tanácsait, továbbá SÁMSON Margitnak és FÖLDING Gábornak a részproblémák során nyújtott segítséget. Köszönettel tartozunk Dr. FODOR Lászlónak, Dr. MAROS Gyulának és Dr. BENKÓ Zsoltnak a kézirat bírálata során végzett munkájukért. A vékonycsiszolatok készítéséért BENCsik Attilát (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék) illeti köszönet.

Irodalom — References

- ÁRKAI, P., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I. & MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: The Boda Albitic claystone formation, southern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.
- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. — ÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.
- BÁRDOSY GY. 1995: A radioaktív hulladék elhelyezésének kérdései Magyarországon. — *Magyar Tudomány* **8**, 935–943.
- BÁRDOSY GY. 1998: A radioaktív hulladékok elhelyezése Magyarországon. — *Földtani Közöny* **128/1**, 179–196.
- BÁRDOSY GY. 1999: A radioaktív hulladék hazai elhelyezésének földtudományi alapjai. — *Székfoglalók a Magyar Tudományos Akadémián*, MTA, Budapest, 1–31.
- BENKOVICS, L., MANSY, J.-L., CSONTOS, L. & BERGERAT, F. 1997: Folding in the Abaliget road cut (Mecsek Mountains). — *Acta Geologica Hungarica* **40/4**, 425–440.
- BEREGART, F. & CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleostressfields in the Mecsek and Villány Mountains (Hungary): correlations with the opening mechanisms of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2**, 81–100.
- BONS, P. D. 2000: The formation of veins and their microstructures. — *Journal of the Virtual Explorer* **2**, 12 p. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2000.00007>
- BONS, P. D. 2001: Development of crystal morphology during unitaxial growth in progressively widening vein: I. The numerical model. — *Journal of Structural Geology* **23**, 865–872. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00159-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00159-0)
- BONS, P. D., ELBURG, M. A. & GOMEZ-RIVAS, E. 2012: A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. — *Journal of Structural Geology* **43**, 33–62. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005>
- CSONTOS, L. & BEREGART, F. 1992: Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek–Villány area (SW Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **29**, 3–12.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BEREGART, F., MANSY, J.-L. & WÖRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary) — *Tectonophysics* **357**, 81–102. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00363-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00363-3)
- DABI G., M. TÓTH T. & SCHUBERT F. 2009: Eltérő szövetű karbonátterek szerepe a repedéscementáció rekonstrukciójában (Ófalu, Goldgrund-völgy). — *Földtani Közöny* **139/1**, 3–20.
- DABI, G., SIKLÓSY, Z., SCHUBERT, F., BAJNÓCZY, B. & M. TÓTH, T. 2011: The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behaviour of a crystalline rock mass: reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsekalja Zone, south Hungary. — *Geofluids* **11**, 309–327. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2011.00342.x>
- DABI, G., TÓTH, F. & SCHUBERT, F. 2017: Preliminary fluid inclusion microthermometry results from secondary inclusion planes crosscutting a metamorphic quartz lens from the Mecsekalja Zone metamorphic complex. — *Central European Geology*, 1–21. <https://doi.org/10.1556/24.60.2017.006>
- FEDOR, F., HÁMOS, G., JOBBIK, A., MÁTHÉ, Z., SOMODI, G. & SZÜCS, I. 2008: Laboratory pressure pulse decay permeability measurement of Boda Claystone, Mecsek Mts., SW Hungary. — *Physics and Chemistry of the Earth* **33**, S45–S53. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.10.059>
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin System and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, *Special Publications* **156**, 295–334. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15>
- FOSSEN, H. 2010: *Structural Geology* — Cambridge University Press, 463 p.
- HALÁSZ A. 2011: A Bodai Aleurolit Formáció ciklussztratigráfiai vizsgálata. — *PhD értekezés*, Pécsi Tudományegyetem, 129 p.
- HÁMOS G. 1997: Földtani és bányászati kutatás a Nyugat-Mecseki antiklinális területén, a Bodai Formációnak, mint radioaktív hulladékbefogadó közetösszletnek az alkalmassága vizsgálatára. — *Földtani Kutatás* **34/3**, 46–52.
- HEGYHÁTI J. 2007: Radioaktív hulladékok kezelése és végleges elhelyezése. — *Magyar Tudomány* **167/1**, 27–30.
- HILGERS, C. & URAI, J. L. 2002: Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. — *Tectonophysics* **352**, 257–274. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00185-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00185-3)
- HILGERS, C., KOEHN, D., BONNS, P. D. & URAI, J. L. 2001: Development of crystal morphology during unitaxial growth in progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. — *Journal of Structural Geology* **23**, 873–885. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00160-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00160-7)
- KEREKI, F. 2016: Radioaktív hulladékok magyarországi kezelése és elhelyezése. — *Magyar Tudomány* **177/5**, 518–526.
- KIM, Y.-S. & SANDERSON, D. J. 2005: The relationship between displacement and length of faults: a review. — *Earth-Science Reviews* **68**, 317–334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.003>
- KIM, Y.-S., ANDREWS, J. R. & SANDERSON, D. J. 2000: Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, southwest England. — *Geoscience Journal* **4**, 53–72. <https://doi.org/10.1007/bf02910127>
- KONRÁD Gy. & HÁMOS G. 2006: A magyarországi nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló telephely kijelölésének földtani szempontjai és az eddigi kutatások eredményei. — *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina* **1**, 33–39.
- KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közöny* **140/2**, 135–162.
- KONRÁD Gy. 2012: A Bodai Agyagkő szerkezeti helyzete, litológiája és fáciese. Környezetföldtani megközelítés. — *Habilitációs tézisek*, Pécsi Tudományegyetem, 9 p.
- KONRÁD Gy., HALÁSZ A., SEBE K., BERNÁTH Gy., GÄRTNER D., HÁMOS G., SÁMSON M., MÁTHÉ Z., ÓBERT V., BENEI B. & MAGYAR L. 2016:

- A BAF–1, –1A és a BAF–2 fúrások földtani eredményei. — In: DÁLYAI V. & HÁMOS G. (szerk.): *BAF Kutatás. BAF Kutatás szakmai előadói nap kiadványa*, Pécs, 39–45.
- KONRÁD GY., SEBE K. & HALÁSZ, A. 2015: Földtani-tektonikai értékelés. — In: SÁMSON, M. (szerk.): *BAF–2 fúrás dokumentáló és értékelő jelentése*. — Kutatási jelentés, Mecsekérc Zrt. Adattára, Pécs, 119–163.
- KONRÁD, GY., SEBE, K., HALÁSZ, A. & BABINSZKI, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. — *Geologos* **16/1**, 27–41. <https://doi.org/10.2478/v10118-010-0002-1>
- KOVÁCS L. (szerk.) 1999: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja. Kutatási zárójelentés. Összefoglaló kötet. — *Kutatási jelentés*, Mecsekérc Zrt. Adattára, Pécs, 68 p.
- LENTI, F., AZBEJ, T., NÉMETH, B. & SZABÓ, CS. 2010: Fluid inclusion study on the barite-calcite veins of the Boda Aleurolite Formation (Mecsek Mts., Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* **6**, 201 p.
- MAROS Gy. 2006: A Mórággyi Gránit szerkezeti fejlődése az ImaGeo magszkennelrel történt fúrásértékelések alapján. — *PhD értekezés*, Miskolci Egyetem, 143 p.
- MAROS Gy., BALLA Z., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., LANTOS M. & PALOTÁS K. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszíni földtani kutatás. Tektonikai zárójelentés — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MAROS GY., KOROKNAI B., PALOTÁS K., FODOR L., DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., ZILÁHI-SEBESS L., BÁNNÉ GYÖRÝ E. 2004: A Mórággyi-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása — Tectonics and structural evolution of the NE part of the Mórággy Hills — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 2003-ról*, 371–394.
- MAROS GY., PALOTÁS K., FODOR L., SALLAY E., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., KOROKNAI B. & MATYIKÓ, M. 2000: A Bodai Aleurolit Formációban mélyült D–5 és D–6 fúrások ImaGeo magszkennelrel történt értékelésének eredményei. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MÁTHÉ Z. & VARGA A. 2012: „Ízesítő” a permi Bodai Agyagkő Formáció oskörnyezeti rekonstrukciójához: kőso utáni pszeudomorfózák a BAT–4 fúrás agyagkőmintáiban. — *Földtani Közlöny* **142/2**, 201–204.
- MÁTHÉ Z. 2015: A Bodai Agyagkő Formáció ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. — *PhD értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 130 p.
- MAZUREK, M., PEARSON, F. J., VOLCKAERT, G. & BOCK, H. 2003: *Features, Events and Processes evaluation catalogue for Argillaceous Media*. — Nuclear Energy Agency (NEA), Organisation for Economic Co-Operation and Development (OECD), 379 p.
- NÉMEDI-VARGA Z. 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1981-ről*, 467–484.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. — Springer, 366 p. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- RAMSAY, J. G. 1980: The crack-seal mechanism of rock deformation. — *Nature* **284**, 135–139. <https://doi.org/10.1038/284135a0>
- SCHOLZ, C. H. & COWIE, P. A. 1990: Determination of geologic strain from fault slip data. — *Nature* **346**, 837–839.
- SEBE K. 2009: A Nyugat-Mecsek és környezete tektonikus geomorfológiai elemzése. — *PhD értekezés*, Pécsi Tudományegyetem, 113 p.
- SIVOLA, J. & SCHMID, R. 2007: A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 12. *List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. — SCMR website (<https://www.bgs.ac.uk/scmr>).
- TÓTH E. 2016: Szigmoidális húzási hasítékok képződési mechanizmusai és azok alkalmazási lehetőségei a nyírás mértékének becslésére a BAF–2 fúrás mintáinak példáján. — *BSc szakdolgozat*, Szegedi Tudományegyetem, 61 p.
- VAN DER PLUUM, B. & MARSHAK, S. 2004: *Earth Structure*. — WW Norton & Compan, 656 p.
- VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY. & MÁTHÉ Z. 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. — *Földtani Közlöny* **136/2**, 201–232.
- WÉBER B. 1977: Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből. — *Földtani Közlöny* **107/1**, 27–37.
- WEIN Gy. 1967: Délkelet-Dunántúl hegység szerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. — *Földtani Közlöny* **97/3**, 286–293.

Kézirat beérkezett: 2017. 03. 26.

I. melléklet. A makroszkópos megfigyelések, valamint a magszkenneres vizsgálatok eredményei. A „Mért” feliratú oszlopban a magszkennelrel meghatározott dőlésszög értékek szerepelnek. A „Min” és „Max” oszlopokban a dőlésszög értékek fúrásferdeség adatokkal korrigált szélsőértékei láthatóak. A mintaazonosítók * szimbóluma makroszkóposan megfigyelhető piritet jelöl, (üres cella = nincs adat)

Appendix I. Results of morphological and stitched core scanner image analyses. The calculated dip angles of the veins are shown in column „Mért”. These dip values were corrected by the measured tilt of the well (shown in column „Min” and „Max”). Symbol * in the Sample ID indicates presence of macroscopic pyrite, (empty cell = no data)

Minta-azonosító	Fúrás mélységköz		Értípus	Dőlésszög			Vastagság (mm)	Metsződés	Bezáródás
	Szakasz kezdete (m)	Szakasz vége (m)		Min.	Mért	Max.			
BAF-2_074*	74,34	74,45	FON _z	46°	47°	48°	3-4	nincs	nem teljes
BAF-2_224	224,90	224,94	BR				2	nincs	teljes
BAF-2_225*	225,33	225,40	BR				<1-2	nincs	nem teljes
BAF-2_251	251,56	251,73	FON _z				1-5	EGY elveti FON _z -t	teljes
			EGY				1-2		teljes
BAF-2_283	283,90	284,14	ECH	12°	16°	20°	1-3	nincs	teljes
			FON _z				1-3		teljes
BAF-2_284	284,28	284,80	FON _z	37°	41°	45°	1-3	van, bizonytalan	teljes
			FON _z	39°	43°	47°	1-3		teljes
			FON _z	55°	59°	63°	1-3		teljes
BAF-2_295	295,73	295,83	FON _z				2-3	EGY elveti FON _z -t	teljes
			EGY				1		teljes
BAF-2_331	331,24	331,56	EGY	51°	56°	61°	<1-1	EGY elveti FON _z -t	teljes
			FON _z	31°	36°	41°	2-3		teljes
			EGY	46°	51°	56°	<1-1		teljes
			EGY	22°	27°	32°	<1-1		teljes
			EGY	23°	28°	33°	<1-1		teljes
BAF-2_340	340,83	341,00	ECH				<1-1	van, bizonytalan	teljes
			EGY				2-8		teljes
BAF-2_356	356,92	357,12	EGY	43°	48°	53°	<1-10	nincs	teljes
BAF-2_360	360,29	360,45	EGY				<1-10	nincs	teljes
BAF-2_478	478,80	478,90	EGY	37°	45°	53°	1-2	EGY elveti FON _z -t	teljes
			FON _z				1-4		teljes
BAF-2_500	500,65	500,85	ECH				<1-2	nincs	teljes
BAF-2_519	519,57	519,82	BR				<1-20	nincs	nem teljes
BAF-2_536	536,00	536,32	FON _z				2-5	EGY elveti FON _z -t	teljes
			EGY				1-2		teljes
BAF-2_538a	538,40	538,70	ECH	16°	24°	32°	<1-1	nincs	teljes
			EGY	8°	16°	24°	1-3		teljes
			ECH	12°	20°	28°	<1-1		teljes
			ECH	15°	23°	31°	<1-1		teljes
			ECH	15°	23°	31°	<1-1		teljes
BAF-2_538b	538,90	539,05	ECH				<1-2	EGY elveti ECH-t	teljes
			EGY				<1-1		teljes
BAF-2_539a	539,15	539,39	FON _z	33°	41°	49°	1-4	EGY elveti FON _z -t és ECH-t	teljes
			ECH				<1		teljes
			EGY				1-3		teljes

Minta-azonosító	Fúrás mélységköz		Értípus	Dőlésszög			Vastagság (mm)	Metsződés	Bezáródás
	Szakasz kezdete (m)	Szakasz vége (m)		Min.	Mért	Max.			
BAF-2_539b	539,41	539,84	ECH				<1-1	EGY elveti ECH-t	teljes
			EGY				<1		teljes
BAF-2_542a	542,40	542,58	ECH				<1-1	nincs	teljes
BAF-2_542b	542,58	542,78	FON _z				3	EGY elveti FON _z -t	teljes
			EGY	63°	71°	79°	1-3		teljes
			ECH				<1-1		teljes
BAF-2_543	543,07	543,26	ECH				<1-1	nincs	teljes
			EGY	63°	71°	79°	<1-2		teljes
			EGY	63°	71°	79°	<1-2		teljes
BAF-2_544	544,23	544,76	FON _z				6-8	EGY elveti FON _z -t	teljes
			EGY				1-4		teljes
			ECH				<1-4		teljes
BAF-2_547	547,40	547,50	EGY				<1-12	EGY elveti BR-t	teljes
			BR				<1-12		nem teljes
BAF-2_548a	548,40	548,66	EGY				<1-2	EGY elveti FON _z -t	teljes
			FON _z				1-3		teljes
BAF-2_548b	548,85	548,90	BR				10-13	nincs	nem teljes
BAF-2_561	561,58	562,00	FON _z				1-3	van, bizonytalan	teljes
			EGY				<1-1		teljes
BAF-2_572	572,48	573,08	FON _l				3-5	EGY elveti FON _l -t	nem teljes
			EGY				<1-4		teljes
			ECH				<1-1		teljes
BAF-2_589	589,92	590,06	EGY	59°	68°	77°	2-5	van, bizonytalan	teljes
			EGY	34°	43°	52°	<1-3		teljes
BAF-2_594	594,95	595,12	EGY				<1-1	nincs	teljes
			ECH				<1		teljes
BAF-2_598	598,25	598,45	ECH				<1-1	EGY elveti ECH-t	teljes
			EGY	53°	62°	71°	<1-2		teljes
			EGY	60°	69°	78°	<1-2		teljes
			EGY	59°	68°	77°	<1-2		teljes
BAF-2_608	608,32	608,50	ECH	13°	22°	31°	<1-1	van, bizonytalan	teljes
			ECH	20°	29°	38°	<1-1		teljes
			FON _z	29°	38°	47°	5-7		nem teljes
			EGY				1-4		nem teljes
BAF-2_617	617,45	617,54	FON _z				3-6	EGY elveti FON _z -t	nem teljes
			EGY				<1-1		teljes
BAF-2_618	618,47	618,57	ECH				<1-2	nincs	teljes
			EGY	36°	45°	54°	<1-3		teljes
			BR				12		nem teljes

Minta-azonosító	Fúrás mélységköz		Értípus	Dőlésszög			Vastagság (mm)	Metsződés	Bezáródás
	Szakasz kezdete (m)	Szakasz vége (m)		Min.	Mért	Max.			
BAF-2_619	619,60	619,75	FON _L	59°	68°	77°	1–10	nincs	nem teljes
BAF-2_622	622,80	622,97	FON _L				3–12	EGY elveti FON _L -t	nem teljes
			EGY				<1–2		teljes
BAF-2_631	631,50	631,65	ECH	18°	28°	38°	<1–1	nincs	teljes
			EGY				<1–1		teljes
BAF-2_644a	644,00	644,25	ECH				<1–1	EGY elveti ECH-t	teljes
			EGY				<1–10		teljes
BAF-2_644b	644,91	645,08	EGY				<1–2	FON _p elveti EGY-t	teljes
			FON _p				1–15		teljes
BAF-2_650*	650,60	650,74	ECH				<1–1	ECH elveti FON _z -t	teljes
			FON _z				2		teljes
BAF-2_657	657,90	658,05	ECH	9°	19°	29°	<1–2	van, bizonytalan	teljes
			FON _p	62°	72°	82°	2–8		teljes
BAF-2_662	662,10	662,40	ECH				<1	EGY elveti FON _z -t	teljes
			FON _p				5–15		teljes
			EGY				2–3		teljes
BAF-2_664	664,59	664,78	EGY				<1–1	EGY elveti FON _p -t	teljes
			FON _p				1–10		teljes
BAF-2_665	665,90	666,03	FON _p				5–9	nincs	teljes
BAF-2_666	666,72	667,18	ECH				<1	ECH elveti EGY-t	teljes
			EGY				<1–5		teljes
BAF-2_667	667,66	667,80	ECH	8°	18°	28°	<1	ECH elveti EGY-t	teljes
			EGY				<1–1		teljes
BAF-2_672	672,76	672,89	FON _p				3–6	EGY elveti FON _p -t és FON _z -t, FON _p elveti FON _z -t	teljes
			FON _z				1–3		teljes
			EGY				<1–1		teljes
BAF-2_677	677,31	677,48	FON _p				2–5	van, bizonytalan	teljes
			EGY				1–2		teljes
			BR				15		teljes
BAF-2_720	720,40	720,63	EGY	61°	72°	83°	5–16	nincs	teljes
BAF-2_738	738,93	739,15	ECH					van, bizonytalan	teljes
			EGY						teljes
BAF-2_742*	742,93	743,14	FON _i FON _p FON _z				2–10	nincs	nem teljes
BAF-2_760*	760,45	760,59	FON _p FON _z				1–6	nincs	teljes
BAF-2_767	767,80	768,00	BR				1–10	nincs	nem teljes
BAF-2_818	818,45	818,57	FON _z				1–5	EGY elveti FON _z -t	teljes
			EGY				<1		teljes
BAF-2_831	831,14	831,30	FON _p				2–12	EGY elveti FON _p -t	teljes
			EGY				<1		teljes
BAF-2_898	898,97	899,22	EGY				<1–2	nincs	teljes

New gastropod records from the Cenozoic of Hungary

VICIÁN, Zoltán¹, KROCK, Helmut², KOVÁCS, Zoltán³

¹Hungary, Budapest, Neptun utca 86. 10/42, E-mail: kauri72@gmail.com

²Germany, Lüneburg, Julius Leber Str. 8, E-mail: h.krock@arcor.de

³Hungary, Budapest, Kerékgyártó utca 27/A, E-mail: kzkovacsoltan@gmail.com

Új adatok a hazai kainozoos gastropodák ismeretéhez

Összefoglalás

Tanulmányunk a magyarországi kainozoos tengeri molluszkafauna pontosabb megismeréséhez járul hozzá 2 lutetiai, 2 egri és 22 badeni korú Gastropoda-faj leírásával, melyek többsége hazánkból ismeretlen volt, vagy csupán faunalistákon szerepelt. 21 faj új előfordulás Magyarországon, 22 esetben ez az első ábrázolás a hazai szakirodalomban. Bemutatjuk a fajok rétegtani és ősföldrajzi elterjedését. Közelmúltbeli terepmunkák, valamint a Magyar Természettudományi Múzeum gyűjteménye alapján egy új faj, *Lautoconus harzhauseri* KOVÁCS nov. sp. is leírásra került.

Tárgyszavak: *Gastropoda*, *Paratethys*, *kainozoos*, *lutetiai*, *egri*, *badeni*

Abstract

In this paper 26 recently collected Cenozoic marine gastropod species from Hungary are briefly described. Two Lutetian (Eocene), two Egerian (Oligocene) and 22 Badenian (Miocene) species are represented; most of them are newly-recorded, while others are illustrated for the first time as being present in Hungary. The extended stratigraphic and palaeogeographic ranges of the respective species are summarized and a new taxon is introduced: *Lautoconus harzhauseri* KOVÁCS nov. sp.

Keywords: *Gastropoda*, *Paratethys*, *Cenozoic*, *Lutetian*, *Egerian*, *Badenian*

Introduction

The aim of this paper is to describe and illustrate 26 Cenozoic gastropod species from the Transdanubian and the North Hungarian Mountain Ranges, Hungary. Most of the taxa were hitherto unrecorded from Hungary or only mentioned in faunal lists in the Hungarian literature. The studied materials were collected in the last ten years as a result of new field works at well-known palaeontological sites (Figure 1), and most of them belong to private collections. Amateur fossil collectors have traditionally contributed to palaeontological researches by discovering new fossiliferous localities, donating materials to museums or publishing new data. We hope that our new records may also help to understand better the palaeobiogeographical range of the studied species and the diversity of the Cenozoic mollusc faunas of the Western Tethys and the Paratethys.

Geological setting

The litho- and biostratigraphy of the Eocene epicontinental formations of the Hungarian Palaeogene Basin were summarized by KECSKEMÉTI (1998), the Middle Eocene deposits of the Vértes Mts were thoroughly discussed by BUDAI & FODOR (2008). The fossiliferous beds of the Gánt Depression with grey silty clay or marl and thin coaly clay intercalations represent the upper part of the late Lutetian – early Bartonian Forna Formation. Mollusc assemblages from the vicinity were described e.g. by SZÓTS (1953), STRAUZ (1962), MIHÁLY & VINCZE (1984), and DELL'ANGELO et al. (2015). A new locality was exposed by us, it is located on the Szőlő-hegy of Gánt, close to the “Gánti-szőlők” roadcut mentioned by SZÓTS (1953). It is composed of brown clay or clayey sand facies of 1 m thickness, and yielded one of the *Eopustularia* specimens figured herein. The Middle Eocene palaeogeography and the lithological formations of the



Figure 1. Locations of the studied Hungarian Eocene, Oligocene, and Miocene localities

1. ábra. A szövegben említett magyarországi eocén, oligocén és miocén lelőhelyek

Dudar–Jásd and the Balinka Basins (NE Bakony Mts) was treated e.g. by SZÓTS (1956), BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1990) and BÁLDI-BEKE (2003). The diverse Lutetian deposits of Dudar and Balinka known from boreholes and coal mines were discussed by KNAUER & KOPEK (1982) and BERNHARDT (1985), respectively. The clayey sand with brown coal strings, the nummulitic sandstone and the grey marl or siltstone represent the Csernye Formation and have yielded very rich invertebrate assemblages. Mollusc faunas from Dudar were described by STRAUZ (1966a, 1969), and from Balinka by KECSKEMÉTI-KÖRMENDY (1980). Molluscs can be collected nowadays in the abandoned mine dumps of the villages (OZSVÁRT 2007).

The Late Oligocene (Egerian) stratigraphy and lithological formations of the Eger Brickyard were thoroughly analysed by BÁLDI (1973) and of the Esztergom Basin by SZTANÓ et al. (1998). The diverse Egerian mollusc assemblages from Hungary were described by BÁLDI (1973). The locality of Esztergom-Szentgyörgymező and its gastropod fauna were dealt with by KOVÁCS & VICIÁN (2016), the clayey siltstone deposits belong to the lower member of the Törökbálint Formation.

The Middle Miocene palaeogeography and lithological formations of the Neogene Pannonian Basin were summarized by HÁMOR (2001). All Lower Badenian rocks from the North Hungarian Mountains mentioned in this paper represent the Sámsonháza Formation. Fossiliferous localities of Borsodbóta (Western Bükk Mts) are characterized by a tuffaceous sandy facies. The site with the mollusc fauna were described by CSEPREGHY-MEZNERICS (1969, 1970), while the rich bryozoan fauna and the palaeoenvironment were studied by MOISSETTE et al. (2007). Around Márkháza (East Cserhát Mts) the fossiliferous beds are characterized by clay, clayey sand and tuffaceous sandstone, limestone and andesite conglomerate. The site was mentioned by NOSZKY (1940), later discussed in detail by HEGEDŰS & JANKOVICH (1972), the mollusc fauna was described by CSEPREGHY-MEZNERICS (1954). Deposits of Letkés (Western Börzsöny Mts) consist of limonitic clayey sand with andesite rock fragments and andesitic tuff. The mollusc fauna shows exceptional high diversity among the Hungarian as-

semblages (CSEPREGHY-MEZNERICS 1956, KOVÁCS & VICIÁN 2014, HARZHAUSER & LANDAU 2016, HARZHAUSER et al. 2017). Near Bánd (Bakony Mts, Transdanubian Range) Lower Badenian clayey sand facies yielded rich marine invertebrate assemblages consisting of numerous coral, gastropod, bivalve, scaphopod, polyplacophoran, brachiopod, scleractinian, cirripedian, echinoid, calcareous algae, bryozoan, decapod and fish taxa (KÓKAY 1966, JAKUS 1980, DULAI 2005, 2007). From the Lower Badenian of Márkháza, Borsodbóta and Bánd new Cypraeidae, Pediculariidae and Triviidae species were described by FEHSE & VICIÁN (2004, 2006, 2008).

Systematic Palaeontology

Family Strombidae RAFINESQUE, 1815

Genus *Europrotomus* KRONENBERG et HARZHAUSER, 2012

Europrotomus schroeckingeri (HÖRNES in HOERNES & AUINGER 1884) (Plate 1, figs 1–2)

1884 *Strombus* (*Monodactylus*) *Schroeckingeri* M. HOERN. — HOERNES & AUINGER, p. 165, pl. 19, figs 6–7.

2012 *Europrotomus schroeckingeri* (HÖRNES in HOERNES & AUINGER) comb. nov. — KRONENBERG & HARZHAUSER, p. 151, figs 2–3 (*cum syn.*).

Remarks: The species is known from the Lower Badenian of North Hungary (Sámsonháza, Márkháza, Mátraverebély: Cserhát Mts), but only a fragmentary specimen was represented (STRAUSZ 1966b, fig. 104). As the type species of the genus is significant from palaeobiogeographical point of view, a well-preserved specimen from Márkháza is figured here.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Styrian Basin: Austria; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Bosnia and Herzegovina, Hungary; Forecarpathian Basin: NW Bulgaria).

Family Xenophoridae TROSCHEL, 1852

Genus *Xenophora* FISCHER VON WALDHEIM, 1807

Xenophora italica (GRATELOUP, 1845) (Plate 1, figs 3–4)

1845 *Trochus conchyliophorus* var. *italica* — GRATELOUP, pl. 13, fig. 2.

2013 *Xenophora italica* (GRATELOUP) — LANDAU et al., p. 99, fig. 19/1, pl. 10, figs 1–3, pl. 62, fig. 3 (*cum syn.*).

Remarks: Two xenophorids are known from the Lower Badenian of Hungary, *X. deshayesi* (MICHELOTTI) (Mecsek and Cserhát Mts, STRAUZ 1966b) and *Stellaria testigera* (BRONN) (Bükk Mts, CSEPREGHY-MEZNERICS 1969). The specimen from Letkés represents a third taxon, *X. italica*. It differs from *X. deshayesi* in straight sided whorls with finer sculpture, and showing a preference for agglutinating smaller pebbles, bivalve fragments and small gastropod

shells. The specimen bears several *Amalda glandiformis* (LAMARCK) and a *Projenneria albopunctata* FEHSE et VICIÁN shells.

Distribution: Langhian: NE Atlantic (Aquitaine Basin: France), Badenian: Central Paratethys (Pannonian Basin: Hungary), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey).

Family Cypraeidae RAFINESQUE, 1815
Genus *Eopustularia* FEHSE, 2010

Eopustularia balinka FEHSE, 2010
(Plate 1, figs 5–9)

2010 *Eopustularia balinka* n. sp. — FEHSE, p. 6, pl. 5, figs 1–5.
2014 *Eopustularia balinka* FEHSE — LORENZ, p. 11, text-fig. 2/3.

Remarks: This recently described species (type of the genus) is a rare element of the Lutetian mollusc faunas of Italy, but is abundant at Balinka (Hungary). Two other *Eopustularia* species are known from Hungary: *E. moloni* (BAYAN) differs in finer teeth, shorter terminals, and rounded sides and dorsal profile, while *E. gregorioi* (SCHILDER) has a larger shell with less keeled sides and less margined anterior extremity. As all types of *E. balinka* are deformed specimens, we represent here a well-preserved specimen from Gánt (Szőlő-hegy), and another from Balinka. (Note: the type locality of the species is Balinka in Hungary. *Fejér* is the name of the county where village Balinka is located.)

Distribution: Lutetian: W Tethys (Hungarian Palaeogene Basin), Bartonian: W Tethys (N Italian Basin).

Genus *Propustularia* SCHILDER, 1927

Propustularia neugeboreni
(HOERNES et AUINGER, 1880)
(Plate 1, figs 10–12)

1880 *Cypraea* (e. *Aricia*) *Neugeboreni* nov. form. — HOERNES & AUINGER, p. 60, pl. 7, figs 5–6, pl. 8, fig. 6.
1998 *Propustularia neugeboreni neugeboreni* (HOERNES et AUINGER) — DOLIN, p. 107 (pars), fig. 9.

Remarks: The species differs from other Miocene cypraeids in a unique morphological feature: the teeth are very long, they reach the margins on both sides. *P. neugeboreni* is a new record from Hungary. It rarely occurs in the Lower Badenian deposits of North Hungary (Márkháza, Sámsonháza, Borsodbóta), but is unknown from the highly diverse cypraeid assemblage of Letkés. The western boundary of its range is probably the Cserhát Mts region in the Central Paratethys.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Făget and Hațeg Basins: Romania; Pannonian Basin: Bosnia and Herzegovina, Hungary; Forecarpathian Basin: NW Bulgaria).

Family Cassidae LATREILLE, 1825
Genus *Cassis* SCOPOLI, 1777

Cassis postmamillaris SACCO, 1890
(Plate 1, figs 13–14)

1890 *Cassis postmamillaris* SACCO — SACCO, p. 16, pl. 1, fig. 11.
2013 *Cassis postmamillaris* SACCO — LANDAU et al., p. 123, pl. 17, figs 2–4, pl. 79, fig. 8 (*cum syn.*).

Remarks: The species was recorded from Hungary as *C. mamillaris* GRATELOUP without illustration by NOSZKY (1925, 1940) (N Börzsöny Mts, E Cserhát Mts). *C. postmamillaris* is abundant in the early Badenian mollusc assemblages of Letkés and Sámsonháza. (The highly diverse Tonnoidea fauna of Letkés is described by KOVÁCS & VICIÁN *in press.*)

Distribution: Langhian: Proto-Mediterranean Sea (Torino Hills: Italy), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria, Czech Republic, Slovakia; Pannonian Basin: Hungary; Făget Basin: Romania), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Mezohellenic Basin: Greece; Karaman Basin: Turkey). Tortonian: Proto-Mediterranean Sea (Po Basin: Italy).

Family Epitoniidae BERRY, 1910
Genus *Sthenorytis* CONRAD, 1862

Sthenorytis cf. pseudoretusa (Sacco, 1891)
(Plate 1, figs 15–16)

1891 *Cirsotrema? pseudoretusum* SACC. — SACCO, p. 43, pl. 2, fig. 7.
1912 *Sthenorytis pseudoretusa* SACCO — DE BOURY, p. 233, pl. 12, figs 7–8.
1984 *Cirsotrema? pseudoretusum* SACCO — FERRERO MORTARA et al., p. 46, pl. 5, fig. 9a, b.

Remarks: Only a single epitoniid was recorded from the Upper Oligocene of Hungary (NOSZKY 1936), a *Scalaria rusticum cf. transiens* SACCO, but the specimen was destroyed by fire during the Hungarian Uprising of 1956. Our fragmentary specimen (donation of Tamás NÉMETH) was collected *ex situ* at the Egerian locality of Esztergom-Szentgyörgymező. It corresponds to the type of *S. pseudoretusa* in overall morphology (turbinat shell, rounded whorls, thick, spined axial ribs, rounded aperture). The type, however, bears 15 axial ribs on the last whorl, while our specimen has only 13 ribs, and is ornamented with fine spiral cords. The sculpture is similar to that of the Middle Oligocene *S. subpyrenaica* TOURNOUËR, but the latter is characterized by somewhat finer ribs with varices. *S. subpyrenaica depexa* (ROVERETO) differs by the lack of spines.

Distribution: Early Oligocene: W Tethys (N Italy), Egerian: Paratethys (Hungary).

Family Harpidae BRONN, 1849
Genus *Morum* RÖDING, 1798

Morum cythara (Brocchi, 1814)
(Plate 1, fig. 17)

- 1814 *Buccinum cythara* — BROCCHI, p. 330, pl. 5, fig. 5.
1966b *Morum* (*Oniscidia*) *cithara* BROCCHI — STRAUZ, p. 242, pl. 64, figs 8–9.
2016 *Morum cythara* (BROCCHI) — STEIN et al., p. 101, pl. 46, figs 1–2 (*cum syn.*).

Remarks: The species is abundant in Badenian localities of Hungary, but has never been recorded from Egerian deposits. The strong nodulose sculpture of the specimen is close to the forms described by SACCO (1890) from the Italian Oligocene. *M. dunkeri* SPEYER from the Chattian of the North Sea Basin is similar in sculpture, but differs in lower spire and in broad and flat spiral cords. Two *M. cythara* specimens are recorded herein from the Eger Brickyard.

Distribution: Oligocene: N Tethys (Italy), Egerian: Paratethys (Hungary), Aquitanian–Langhian: NE Atlantic (Aquitaine Basin: France), Burdigalian: Proto-Mediterranean Sea (Italy), late Burdigalian – Langhian: North Sea Basin (the Netherlands), Serravallian–Tortonian: NE Atlantic (Portugal), Badenian: Paratethys (Vienna Basin: Austria, Korytnica Basin: Poland, Pannonian Basin: Bosnia, Hungary; Transylvanian Basin: Romania; Forecarpathian Basin: Ukraine, NW Bulgaria), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey), Tortonian: Proto-Mediterranean Sea (Po Basin, Italy).

Family Muricidae RAFINESQUE, 1815
Genus *Pterynotus* SWAINSON, 1833

Pterynotus granuliferus (GRATELOUP, 1833)
(Plate 2, figs 1–2)

- 1833 *Murex granuliferus* Nob. — GRATELOUP, p. 96.
2013 *Pterynotus granuliferus* (GRATELOUP) — LANDAU et al., p. 148, pl. 21, figs 12–13 (*cum syn.*).

Remarks: As with the rich early Badenian Conidae fauna of Letkés (see KOVÁCS & VICIÁN 2013, HARZHAUSER & LANDAU 2016), the family Muricidae also shows a much higher diversity than previously recognized. Seven hitherto unrecorded muricids are described herein from the locality. *Pterynotus granuliferus* is a new record from Hungary, it was a rare element of the mollusc assemblage.

Distribution: Burdigalian–Langhian: NE Atlantic (Aquitaine Basin: France), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Făget Basin: Romania; Korytnica Basin: Poland; Pannonian Basin: Hungary; Forecarpathian Basin: NW Bulgaria), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey), Tortonian: Proto-Mediterranean Sea (Po Basin: Italy).

Genus *Purpurellus* JOUSSEAUME, 1880

Purpurellus cyclopterus (MILLET, 1865)
(Plate 2, figs 3–4)

- 1865 *Murex cyclopterus* — MILLET, p. 592.
2016 *Purpurellus cyclopterus* (MILLET) — LANDAU et al., p. 224, pl. 1, fig. 3 (*cum syn.*).

Remarks: *P. cyclopterus* has an unusually long stratigraphical and a wide palaeogeographical range, however, it is very rare in the Badenian gastropod faunas of the Paratethys. The specimen figured here came from Letkés.

Distribution: Early–Middle Miocene: NE Atlantic (Aquitaine Basin, Loire Basin: France), Langhian–Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Torino Hills: Italy; Karaman Basin: Turkey), Badenian: Central Paratethys (Făget Basin: Romania; Korytnica Basin: Poland; Pannonian Basin: Hungary), Tortonian: NE Atlantic (France, Portugal), Proto-Mediterranean Sea (Italy). (For Pliocene range see LANDAU et al. 2016)

Genus *Dermomurex* MONTEROSATO, 1890
Subgenus *Dermomurex* s.s.

Dermomurex (s.s.) *distinctus*
(CRISTOFORI et JAN, 1832)
(Plate 2, figs 5–8)

- 1832 *Murex distinctus* — CRISTOFORI & JAN, p. 11.
2011 *Dermomurex* (s.s.) *distinctus* (CRISTOFORI et JAN) — MERLE et al., p. 215, text-fig. 72/F, pl. 166, figs 1–8.

Remarks: *Dermomurex distinctus* is a new record for the Hungarian assemblages, it is a rare element of the mollusc faunas of Letkés and Bábd. *D. scalaroides* (BLAINVILLE) is similar in size and morphology, but differs in more slender shell with higher spire, and finer sculpture.

Distribution: Middle Miocene: NE Atlantic (Loire Basin: France), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Korytnica Basin: Poland; Pannonian Basin: Hungary), Late Miocene – Pliocene: Proto-Mediterranean Sea (Italy).

Genus *Favartia* JOUSSEAUME, 1880
Subgenus *Pygmaepterys* VOKES, 1978

Favartia (*Pygmaepterys*) *transsylvanica*
(HOERNES et AUINGER, 1885)
(Figure 2, Plate 2, figs 9–10)

- 1885 *Murex* (*Muricidea*) *transsylvanicus* nov. form. — HOERNES & AUINGER, p. 207, pl. 24, fig. 12.
1906 *Murex* (*Muricidea*) *transsylvanicus* HOERNES et AUINGER — BOETTGER, p. 44.

Remarks: As it is the first appearance of *P. transsylvanica* outside of the type locality (Lăpuşiu de Sus, Coşteiu

de Sus), a revised description is provided here: Small shell (SL max. 14 mm), protoconch of 1.75 smooth, rounded whorls, teleoconch of five rounded whorls. Last whorl 57–60% of total length of teleoconch, ovate aperture, six denticles within the outer lip (ID, D1–D5), columellar lip weakly plicate with six fine, narrow plications, siphonal canal (26% of total length of teleoconch) open and slightly dorsally recurved. Scabrous shell surface, spiral sculpture of strong primary cords (P) (first whorl: appearance of P1, P2 and infrasutural primary cord [IP]; last whorl: adapical secondary cord (adis) and weakly developed IP on ramp, strong P1–P4, weakly developed P5–P6 and adapical [ADP], median [MP] and abapical [ABP] primary cords). Axial sculpture of seven slightly lamellose varices since the first whorl, small spinelets on varices (Figure 2). The specimens figured here agree with the type, and with specimens from Coșteiu (collection of the Hungarian Natural History Museum) in overall morphology, but due to better state of preservation their sculpture are much stronger. The species shows intraspecific variability in number of varices. We searched 26 specimens from which two bear eight varices and two bear only six.

The genus level arrangement is ambiguous in the literature. The species was cited as *Dermomurex* by VOKES (1971) and STOJASPAL (1978) without any description, but it was not mentioned by MERLE et al. (2011) among *Dermomurex* taxa. Based on morphological characteristics (small shell with seven winged varices, strong spiral sculpture, crenulate axial growth lamellae, denticulate aperture) we assign the species to subgenus *Pygmaeptyrys* (see VOKES 1978, 1994). Two other *Pygmaeptyrys* species are known from the Early – Middle Miocene of Europe: *F. (P.) subdecussata* (D'ORBIGNY) and *F. (P.) giselae* (BOETTGER). The first has a more slender shell with weaker spiral sculpture and bears well-developed denticles within the inner lip (VOKES 1994, pl. 25, fig. 3), while the second differs in wider shell with lower spire, and longer spinelets (ZILCH 1934, pl. 15, fig. 79). *P. transsylvanica* is common in the mollusc assemblage of Bánd.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary).

Genus *Ocinebrina* JOUSSEAUME, 1880

Ocinebrina kojumdievae (BALUK, 1995)
(Plate 2, figs 11–12)

1995 *Purpura* (*Tritonalia*) *kojumdievae* nom. n. — BALUK, p. 228, pl. 30, fig. 8.

2013 *Ocinebrina kojumdievae* (BALUK) — GORET & PONS, p. 60, pl. 3, fig. 3 (*cum syn.*).

Remarks: The morphological differences between *O. lassaignei* (BASTEROT) and *O. kojumdievae*, as well as the close morphological and evolutionary relationship between the middle Miocene *O. kojumdievae*, the late Miocene *O. saccoi* (COSSMANN et PEYROT), and the Pliocene *O. ariesi-*

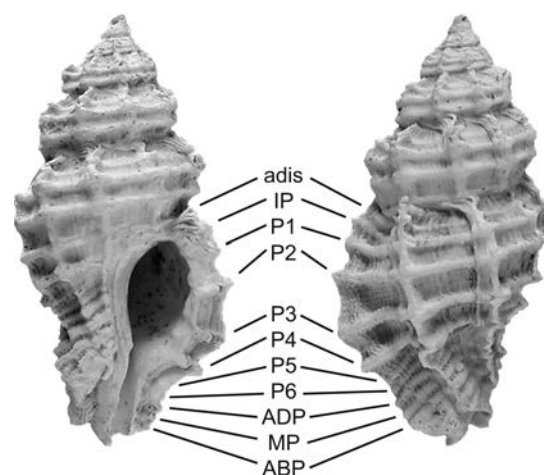


Figure 2. *Favartia* (*Pygmaeptyrys*) *transsylvanica* (HOERNES et AUINGER), shell length 14 mm (4×), Bánd, collection Zoltán Vicián

2. ábra. *Favartia* (*Pygmaeptyrys*) *transsylvanica* (HOERNES et AUINGER), ház hossza: 14 mm (4×), Bánd, Vicián Zoltán gyűjteménye

nensis (FONTANNES) were discussed in detail by LANDAU et al. (2007). The species is a new record from Hungary, it rarely occurs in the Lower Badenian deposits of Márk-háza.

Distribution: Miocene: W Paratethys (Hérault Basin: France), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Korytnica Basin: Poland; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary; Forecarpathian Basin: NW Bulgaria), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey).

Genus *Ceratostoma* HERRMANNSEN, 1846

Ceratostoma subaustriacus (STOJASPAL, 1978)
(Plate 2, figs 13–14)

1853 *Murex Genei* — HÖRNES, p. 231, pl. 24, figs 6–7 (non *Murex genei* BELLARDI et MICHELOTTI, 1840).

1885 *Murex austriacus* — HOERNES & AUINGER, p. 194 (new name for *Murex Genei* in HÖRNES, 1853).

1978 *Jaton* (*Ceratostoma*) *subaustriaca* nom. nov. — STOJASPAL, p. 335 (nom. nov. pro *austriaca* HOERNES et AUINGER 1885).

Remarks: The morphological differences between *Murex genei* BELLARDI et MICHELOTTI and the specimens figured by HÖRNES (1853, pl. 24, figs 6–7) were emphasized by HOERNES & AUINGER (1885), and a new name, *Murex austriacus* was proposed for the specimens of the Vienna Basin. This name is an objective homonym of *Murex austriacus* TOURNOUËR, 1875, and must be replaced according to the ICZN, although VOKES (1971) placed the species within genus *Ceratostoma*, while TOURNOUËR's taxon belongs to genus *Hexaplex* (*Trunculariopsis*) (MERLE et al. 2011). STOJASPAL (1978) introduced a new name in a list indicating “pro *austriaca* HÖRNES et AUINGER, 1885”. Although this arrangement is not very satisfying as STOJASPAL did not discuss any details, the name is available, and is used herein.

As all *Jaton* species differ from *Ceratostoma* species in strongly shouldered whorls (LANDAU et al. 2007), we assign *subaustriacus* to *Ceratostoma* that was treated in genus level within the Ocenebrinae by VERMEIJ & VOKES (1997). The shell morphology of *C. subaustriacus* agrees with the diagnosis of the latter authors, the labral tooth is present; however, the specific cancellate sculpture of the early whorls, due to poor state of preservation, cannot be traced.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Pannonian Basin: Hungary).

Genus *Murexsul* IREDALE, 1915

Murexsul sandbergeri (HÖRNES, 1856)
(Plate 2, figs 15–16)

1856 *Murex Sandbergeri* HÖRN. — HÖRNES, p. 674, pl. 51, fig. 5.
2013 *Murexsul sandbergeri* (HÖRNES) — LANDAU et al., p. 160, pl. 24, figs 3–4 (*cum syn.*).

Remarks: The species is widely distributed in the Paratethys, but is a rare element of the mollusc assemblages. Our specimen is the first record from Hungary, it came from Letkés.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Korytnica Basin: Poland; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey).

Genus *Subpterynotus* OLSSON et HARBISON, 1953

Subpterynotus graniferus (MICHELOTTI, 1841)
(Plate 2, figs 17–18)

1841 *Murex graniferus* mihi — MICHELOTTI, p. 11, pl. 5, fig. 6.
2013 *Subpterynotus graniferus* (MICHELOTTI) — LANDAU et al., p. 162, pl. 24, figs 6–7 (*cum syn.*).

Remarks: The species is abundant in Miocene localities of Europe, however, it has not yet been recorded from Hungary. Our specimen came from Letkés.

Distribution: Aquitanian–Burdigalian: NE Atlantic (Aquitaine Basin: France), Burdigalian: Proto-Mediterranean Sea (Torino Hills: Italy), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria, Czech Republic; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey), Tortonian: Proto-Mediterranean Sea (Po Basin: Italy).

Genus *Tripterotyphis* PILSBRY et LOWE, 1932

Tripterotyphis wenzelidesi (HÖRNES, 1853)
(Plate 2, fig. 19)

1853 *Murex (Typhis) Wenzelidesi* HÖRNES — HÖRNES, p. 264, pl. 26, fig. 12.
1978 *Typhis wenzelidesi* (HÖRNES) — STOJASPAL, p. 335.

Remarks: The shell morphology of *T. wenzelidesi* and *T. tripterus* (GRATELOUP) is closely affiliated and the two taxa were frequently considered as conspecific. We do not know any modern revision or comparison of the types, so provisionally accept the validity of both taxa, and treat *wenzelidesi* as a species typical of the Badenian of the Central Paratethys. It is a new record from Hungary.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary).

Genus *Coralliophila* H. ADAMS et A. ADAMS, 1853

Coralliophila gracilispira BOETTGER, 1906
(Plate 2, figs 20–21)

1906 *Coralliophila gracilispira* n. sp. — BOETTGER, p. 35.
1934 *Coralliophila gracilispira* BOETTGER — ZILCH, p. 252, pl. 15, fig. 82.
1995 *Coralliophila (Coralliophila) gracilispira* BOETTGER — BAŁUK, p. 230, pl. 27, figs 7–9.

Remarks: A brief revision of the species was rendered by BAŁUK (1995). According to the author the *C. alternata* (BELLARDI) specimen in HÖRNES & AUINGER (1885, pl. 27, fig. 8) can be attributed to *C. gracilispira*. In our opinion BOETTGER's taxon differs from *alternata* by a more elongated shell. The species is a new record from Márkháza and Letkés.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Făget Basin: Romania; Korytnica Basin: Poland; Pannonian Basin: Hungary).

Family Buccinidae RAFINESQUE, 1815
Genus *Aplus* DE GREGORIO, 1885

Aplus varians (MICHELOTTI, 1847)
(Plate 3, figs 1–3)

1847 *Triton varians* — MICHELOTTI, p. 250, pl. 16, fig. 10.
1872 *Polia varians* (MICHELOTTI) — BELLARDI, p. 180, pl. 12, fig. 19.
1872 *Polia angusta* BELLARDI — BELLARDI, p. 181, pl. 12, fig. 20.
1904 *Tritonidea varians* (MICHELOTTI) var. *productocostata* SACCO — SACCO, p. 59, pl. 14, figs 69, 70.

Remarks: The axial sculpture variability of the species was emphasized by BELLARDI (1872), HILBER (1879) and HÖRNES & AUINGER (1890), and it is confirmed by our material of 22 specimens. Adults can bear three varices on teleoconch whorls (Pl. 3, fig. 1), two varices on the last whorl (Pl. 3, fig. 2) or only the labral varix (Pl. 3, fig. 3). The number of varices can be interpreted as more or less advanced growth stages, otherwise the specimens share identical morphology. Based on a revised generic diagnosis (AISSAOUI et al. 2016) the species is assigned to genus *Aplus* herein. *Polia angusta* was already regarded as a synonym by HÖRNES & AUINGER (1890), this arrangement is accepted here. *Polia philippii* MICHELOTTI and *Philbertia*

hungarica CSEPREGHI-MEZNERICS are also very similar forms. The holotype of *hungarica* (HNHM M.61.4369) agrees well in morphology with *A. varians*; however, we do not know any modern discussion of *philippii*. In lack of comparisons of types it is not possible to determine the validities but new investigations might demonstrate that the four taxa are conspecific. The species occurs at Bánd, Letkés, Márkháza and Borsodbóta in Hungary.

Distribution: Burdigalian–?Langhian: Proto-Mediterranean Sea (Torino Hills: Italy), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin, Styrian Basin: Austria; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary).

Genus *Metula* H. ADAMS et A. ADAMS, 1850

Metula submitraeformis (D'ORBIGNY, 1852)
(Plate 3, figs 4–5)

1845 *Fusus mitraeformis* GRAT. — GRATELOUP, pl. 24, figs 36–38, pl. 46, fig. 25 (*non mitraeformis* BROCCHI).

1852 *Fusus submitraeformis* D'ORB. — D'ORBIGNY, p. 66 (new name for *Fusus mitraeformis* GRATELOUP).

2013 *Metula submitraeformis* (D'ORBIGNY) — LANDAU et al., p. 167, pl. 53, fig. 17, pl. 79, fig. 11 (*cum syn.*).

Remarks: *Metula submitraeformis* is widely distributed in Burdigalian–Langhian deposits from the North Sea Basin, southwards along the western Atlantic frontage, the Paratethys and the Proto-Mediterranean Sea. The species differs from the similar *M. mitraeformis* (BROCCHI) from the Italian Pliocene in multispiral protoconch and reticulated early teleoconch whorls. The species is a new record from Hungary.

Distribution: Burdigalian: Molasse Basin (Germany), late Burdigalian – Langhian: North Sea Basin (the Netherlands), Langhian: North Sea Basin (Germany), NE Atlantic (Aquitaine Basin: France), Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Pannonian Basin: Hungary; Romania), Serravallian: Proto-Mediterranean Sea (Karaman Basin: Turkey).

Family Colubrariidae DALL, 1904

Genus *Colubraria* SCHUMACHER, 1817

Colubraria subobscura
(HOERNES ET AUINGER, 1884)
(Plate 3, figs 6–9)

1884 *Triton (Epidromus) subobscurum* nov. form — HOERNES & AUINGER, p. 181, pl. 22, figs 4–7.

1960 *Colubraria (Colubraria) subobscura* (HOERNES et AUINGER) — KOJUMDIEVA, p. 139, pl. 38, fig. 3.

Remarks: The rare species is typical of the Central Paratethys. It is a new record from Letkés, Hungary.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Austria; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary; Forecarpathian Basin: NW Bulgaria).

Family Cancellariidae FORBES et HANLEY, 1851

Genus *Scalptia* JOUSSEAUME, 1887

Scalptia neugeboreni (Hörnnes, 1856)
(Plate 3, fig. 10)

1856 *Cancellaria Neugeboreni* — HÖRNES, p. 680, pl. 52, fig. 6.

2012 *Scalptia neugeboreni* (HÖRNES) — HARZHAUSER & LANDAU, p. 46, fig. 9C (*cum syn.*).

Remarks: The presence of this extremely rare species in the Letkés assemblage is remarkable. Both *Scalptia leopol-dinae* (TOURNOUËR) and *S. polonica* (PUSCH) are similar in morphology, but the first differs from *neugeboreni* in wider and deeper sutures and nearly closed umbilicus, while the second lacks a fold on the parietal part of the aperture and bears much stronger secondary spiral sculpture.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Vienna Basin: Czech Republic, Austria; Făget Basin: Romania; Pannonian Basin: Hungary).

Family Conidae FLEMING, 1822

Genus *Eoconus* TUCKER et TENORIO, 2009

Eoconus cf. conotruncus (DE GREGORIO, 1880)
(Plate 3, figs 11–12)

1880 *Conus (Conus) conotruncus* DE GREG. — DE GREGORIO, p. 70, pl. 5, figs 3–4.

non 1970 *Conus conotruncus* DE GREGORIO — FERRERO & PICCOLI, p. 7, pl. 1, fig. 2. (= *Eoconus latissimus* KOCH in MÉSZÁROS, 1957).

Remarks: Two *Eoconus* species are frequent in the Eocene localities of Hungary, *E. deperditus* (HWASS in BRUGUIÈRE) and *E. diversiformis* (DESHAYES). The first is characterized by relatively higher, the second by lower spire (STRAUSZ 1966a). Our specimen from the Lutetian of Dudar with shorter body whorl, flat spire and channeled spiral whorls represents a third taxon. Three *Eoconus* species are known from the Middle Eocene of the Western Tethys with depressed to flat spire, *E. planus* (SCHAUROTH), *E. latissimus* (KOCH in MÉSZÁROS) and *E. conotruncus* (DE GREGORIO). The first two differ by extremely broad shell, the closest form is the last one. Its type has a slender shell, and a depressed, almost flat spire with channeled and striate spiral whorls. Although our specimen is a moderately deformed internal mold, its shell proportion agrees with that of the type. However, the height of the early spiral whorls and the spiral striae of the late spiral whorls cannot be traced, so the specimen is referred here in open nomenclature. A poorly preserved *Conus* sp. with similar morphology was recorded by KECSKEMÉTI-KÖRMENDY & MÉSZÁROS (1980, p. 107, pl. 13, fig. 13) from the Eastern Bakony Mts, but it requires further research.

Distribution: Lutetian: W Tethys (N Italian Basin, Hungarian Palaeogene Basin).

Genus *Lautoconus* MONTEROSATO, 1923

Lautoconus oboesus (MICHELOTTI, 1847)
(Plate 3, figs 13–14)

1847 *Conus oboesus* — MICHELOTTI, p. 342.

1893 *Chelyconus oboesus* (MICHELOTTI) — SACCO, p. 58, pl. 5, fig. 31.

1966 *Conus oboesus* MICHELOTTI — HALL, p. 153, pl. 26, figs 17–18.

Remarks: The species was mentioned from Letkés as a new record by KOVÁCS & BALÁZS (2016). The shell morphology of the specimen figured here (spire of 8 subangulate whorls with straight outline, a faint spiral groove on shoulder, slightly convex and smooth body whorl with fine grooves at base, moderately deep growth lines, narrow aperture, asymmetrically curved subsutural flexure) is very close to that of *L. oboesus* from the Middle Miocene of Northern Italy. *L. pelagicus* (BROCCHI) differs in well-developed siphonal fasciole, *L. ? vindobonensis* (HOERNES et AUINGER) bears beaded early and striate late spiral whorls, while *Plagioconus puschi* (MICHELOTTI) has longer body whorl and shallower, diagonal flexure.

Distribution: Langhian: Proto-Mediterranean Sea (Tirreno Hills: Italy), Badenian: Central Paratethys (Pannonian Basin: Hungary).

Lautoconus? praelongus
(HOERNES et AUINGER, 1879)
(Plate 3, figs 15–16)

1879 *Conus (Chelyconus) praelongus* nov. form. — HOERNES & AUINGER, p. 45, pl. 1, fig. 16.

2016 *Varioconus praelongus* (HOERNES et AUINGER) — KOVÁCS & BALÁZS, p. 33, figs 77–78 (*cum syn.*).

2016 *Conus s.l. praelongus* HOERNES & AUINGER — HARZHAUSER & LANDAU, p. 146, figs 30L, 34B–D (*cum syn.*).

Remarks: This rare species was also recorded from Letkés by KOVÁCS & BALÁZS (2016). Its shell morphology was thoroughly revised by HARZHAUSER & LANDAU (2016), however, the genus level classification remained open.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Făget Basin: Romania; Eisenstadt-Sopron Basin: Austria; Pannonian Basin: Hungary; Forecarpathian Basin: NW Bulgaria).

Lautoconus harzhauseri KOVÁCS nov. sp.
(Plate 3, figs 17–21)

2014 *Monteiroconus mercati* — KOVÁCS & VÍCIÁN, figs 87–88 only [non *Monteiroconus mercati* (BROCCHI)].

2016 *Lautoconus* nov. sp. [ex. gr. *bitorosus* FONTANNES] — HARZHAUSER & LANDAU, p. 97, figs 17G, 22A.

Holotype: PAL 2017.49, Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology, (SL 48, MD 28) (Plate 3, figs 17–18, refigured from KOVÁCS & VÍCIÁN 2014, figs 87–88).

Paratypes: 1st: PAL 2017.50 (SL 53, MD 30) (Plate 3, figs 19–20), 2nd: PAL 2017.51 (SL 41, MD 23), 3rd: PAL 2017.52.

Type strata: Lower Badenian (Middle Miocene) clayey sand (Sámsonháza Formation).

Type locality: Letkés, W Börzsöny Mts, Hungary.

Derivation of name: In honour of Mathias HARZHAUSER palaeontologist (Naturhistorisches Museum Vienna).

Material: five moderately preserved specimens.

Diagnosis: Medium-sized shell, low spire, seven spiral whorls with two striae, smooth, subcylindrical body whorl, narrow aperture, shallow, asymmetrically curved subsutural flexure.

Description: Medium-sized shell. Moderately low spire (spire angle 130–132°), outline straight, apex slightly projected. Seven spiral whorls, slightly convex to concave with two faint striae, suture deep, shoulder angulate. Body whorl angle 37–38°, whorl smooth with fine ridges at base, outline subcylindrical with maximum diameter somewhat below the shoulder. Aperture moderately narrow, siphonal fasciole slightly swollen and twisted, siphonal canal broad and short. Subsutural flexure asymmetrically curved, shallow. Colour pattern of the 1st paratype in normal light consists of dense spiral stripes of thin dashes on body whorl, while in UV light last whorl covered by three broad bands at about upper fourth, mid-whorl and lower fourth.

Remarks: In their comprehensive Conidae revision HARZHAUSER & LANDAU (2016) described and emphasized the specific shell morphology of two specimens from Letkés, but they refrained from introducing a new taxon. Based on newly collected material as well as the revision of the Conidae collection of the Hungarian Natural History Museum a new species is described herein. *L. harzhauseri* nov. sp. differs from other Miocene conoids in subcylindrical body whorl. The taxon is known only from Letkés, it is a rare element of the mollusc assemblage.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Pannonian Basin: Letkés, Hungary).

Family Clathurellidae H. ADAMS et A. ADAMS, 1858

Genus *Clathurella* CARPENTER, 1857

Clathurella vasta (BOETTGER, 1906)
(Plate 3, fig. 22)

1906 *Drillia (Crassispira) vasta* n. sp. — BOETTGER, p. 57.

1934 *Turris (Crassispira) vasta* (BOETTGER) — ZILCH, p. 261, pl. 17, fig. 29.

2003 *Clathurella vasta* (BOETTGER) — BALUK, p. 66, pl. 26, figs 3–4.

Remarks: This rare species is characterized by the multitude of densely compressed, fine spirals, and in this regard it has a great similarity to another rare *Clathurella* species: *C. casilorica* BOETTGER, but *C. vasta* has been separated by its much more compact form. In the case of a larger number of finds, however, it could be possible that the

two taxa are conspecific. The species is a new record from Hungary, the specimen figured here came from Borsodbóta.

Distribution: Badenian: Central Paratethys (Făget Basin: Romania; Korytnica Basin: Poland; Pannonian Basin: Hungary).

Conclusion

The gastropod records described in the present paper contribute to the knowledge of the Cenozoic marine mollusc faunas of the W Tethys and the Paratethys. Extended palaeogeographic distribution of 21 relatively rare species in the Central Paratethys [e.g. *Xenophora italica* (GRATELOUP), *Propustularia neugeboreni* (HOERNES et AUINGER), *Pteryonotus granuliferus* (GRATELOUP), *Favartia (Pygmaepterys) transsylvanica* (HOERNES et AUINGER), *Ocenebrina kojumdgievae* (BALUK), *Tripterotyphis wenzelidesi* (HÖRNES), *Colubraria subobscura* (HOERNES et AUINGER), *Clathurella vasta* (BOETTGER)] is demonstrated. The occurrence of *Morum cythara* (BROCCHI) in the Egerian proves the long stratigraphic range of the taxon. *Cassis postmamillaris* SACCO is illustrated for the first time from Hungary. The discussion of *Aplus varians* (MICHELOTTI) may help to understand genus *Aplus* and the related forms. The occurrence of *Lautoconus oboesus* (MICHELOTTI) and *L. ? praelongus* (HOERNES et AUINGER) in Hungary, as well as the introduction of *Lautoconus harzhauseri* KOVÁCS nov. sp. illustrate well the high diversity of the family Conidae in the early Badenian of the Central Paratethys.

Both the new field works and the revisions of private fossil collections presented here give a more detailed picture of the Lutetian, Egerian and Badenian gastropod diversity in Hungarian sites. Mainly the research of the mollusc assemblage from Letkés provides remarkable results. Similarly to the diverse superfamilies Conoidea, Tonnoidea and Ficoidea mentioned above, the Cypraeidea and Muricoidea faunas of the locality are also characterized by an outstanding richness — descriptions of these groups are in progress.

Acknowledgements

We are indebted to Miklós KÁZMÉR and István SZENTE (Eötvös University, Budapest), Alfréd DULAI (Hungarian Natural History Museum), Alan G. BEU (GNS Science, Lower Hutt, New Zealand), Alain CLUZAUD (Pessac, France), Ronald JANSSEN (Senckenberg Forschungsinstitut, Germany), and Felix LORENZ (Germany) for professional help. Constructive reviews by Mathias HARZHAUSER (Naturhistorisches Museum Vienna), Bernard M. LANDAU (Naturalis Biodiversity Center, Leiden), A. DULAI and I. SZENTE helped to improve the manuscript. Gerhard STEIN (Germany) helped our work with photographs. Fossil collectors: Tamás HIRMETZL, László NÁDAI and Tamás NÉMETH (Hungary) kindly offered their private collections for study. The staff of the Geological Library of the GGIH is also thanked for help.

References — Irodalom

- AISSAOUI, CH., PULLANDRE, N., BOUCHET, PH., FASSIO, G., MODICA, M. V. & OLIVERIO, M. 2016: Cryptic diversity in Mediterranean gastropods of the genus *Aplus* (Neogastropoda: Buccinidae). — *Scientia Marina* **80/4**, 521–533. <http://doi.org/10.3989/scimar.04422.12a>
- BÁLDI, T. 1973: *Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian)*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.
- BÁLDI-BEKE, M. 2003: Stratigraphy and palaeoecology of the formations overlying the Middle Eocene coal sequence based on nannofossils – (Transdanubia, Hungary). — *Földtani Közlöny* **133/3**, 325–343 (In Hungarian with English abstract).
- BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1990: Subsidence history of the Bakony Eocene basin in W-Hungary. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 83–118. (In Hungarian with English abstract).
- BALUK, W. 1995: Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland Part II. — *Acta Geologica Polonica* **45/3–4**, 153–255.
- BALUK, W. 2003: Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland Part IV – Turridae. — *Acta Geologica Polonica* **53/1**, 29–78.
- BELLARDI, L. 1872: *I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte I.* — Torino, Stamperia Reale, 264 p. <http://doi.org/10.5962/bhl.title.12269>
- BERNHARDT B. 1985: *Mór–Bodajk. Magyarászó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához.* — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 103 p.
- BOETTGER, O. 1906: Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozanen Schichten von Kostež im Krasso-Szorenyer Komitat. III. — *Verhandlungen und Mitteilungen des siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaften zu Hermannstadt* **54**, 1–99.
- BOURY, E. de 1912: Catalogue raisonné de la collection de *Scalaria* vivants et fossiles du Muséum de Paris. — *Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle* **5/4**, 209–266.
- BROCCHI, G. 1814: *Conchiologia fossile subapennina, con osservazioni geologiche sugli Apennini e sul suolo adiacente*, 1–2. — Stamperia Reale, Milano, 712 p.
- BUDAI, T. & FODOR, L. (eds) 2008: *Geology of the Vértes Hills. Regional map series of Hungary.* — Budapest, Geological Institute of Hungary, 368 p.
- CRISTOFORI, J. de & JAN, G. 1832. *Cataloghi sistematici e descrittivi degli oggetti di storia naturale esistenti nel Museo di G. De Cristofori e Prof. G. Jan. Sectio II. Pars I. Conchyli fossilia.* — Milano, Pirotta, 16 p.

- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1954: A keletcserhádi helvétai és tortónai fauna. (Helvetische und Tortonische fauna aus dem Östlichen Cserhátgebirge.) — *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **41/4**, 1–185.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1956: Die Molluskenfauna von Szob und Letkés. — *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **45/2**, 363–477.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1969: Nouvelles Gastropodes et Lamellibranches pour la faune hongroise des gisements tortonien-inférieurs de la Montagne de Bükk. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, Pars Mineralogica et Palaeontologica* **61**, 63–127.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1970: Les formations tortonien inférieur de la Montagne de Bükk et la »nanno-faune de Bóta«. — *Földtani Közlöny* **100/3**, 259–273. (In Hungarian with French abstract)
- DELL'ANGELO, B., SOSSO, M., KROH, A. & DULAI, A. 2015: Polyplacophora from the Eocene of Gánt, Hungary. — *Bulletin of Geosciences* **90/2**, 359–370. <http://doi.org/10.3140/bull.geosci.1517>
- DOLIN, L. 1998: Description de trois espèces nouvelles de Cypraeidae et de Triviidae (Mollusca: Gastropoda) du Miocène inférieur (Aquitainien) de Meilhan (Landes, France). — *Cossmanniana* **5/3–4**, 103–108.
- DULAI, A. 2005: Badenian (Middle Miocene) Polyplacophora from the Central Paratethys (Bánd and Devecser, Bakony Mountains, Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **23**, 29–49.
- DULAI, A. 2007: Badenian (Middle Miocene) micromorphic brachiopods from Bánd and Devecser (Bakony Mountains, Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **24–25**, 1–13.
- FEHSE, D. 2010: New Species of fossil Cypraeoidea from Europe and Australia (Mollusca: Gastropoda). — *Palaeontographica* Abt. A **292/1–3**, 1–19. <http://doi.org/10.1127/pala/292/2010/1>
- FEHSE, D. & VICIÁN, Z. 2004: A new Zonarina (Mollusca: Gastropoda: Cypraeidae) from the middle Miocene (Badenian) of Hungary. — *Földtani Közlöny* **134/2**, 201–208.
- FEHSE, D. & VICIÁN, Z. 2006: A new Middle Miocene (Badenian) Trivia species (Mollusca: Gastropoda) from Borsodbóta (Hungary). — *Földtani Közlöny* **136/2**, 399–406.
- FEHSE, D. & VICIÁN, Z. 2008: On the identity of *Projenneria neumayri* (HILBER, 1879) with the description of a new species of the genus *Projenneria* DOLIN, 1997 from the Badenian of the Central Paratethys (Mollusca: Gastropoda: Cypraeoidea). — *Földtani Közlöny* **138/4**, 357–362.
- FERRERO, M. & PICCOLI, G. 1970: L'evoluzione del genere *Conus* nel terziario Veneto. — *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* **27**, 1–34.
- FERRERO MORTARA, E., MONTEFAMEGLIO, L., NOVELLI, M., OPESSO, G., PAVIA, G. & TAMPIERI, R. 1984: *Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione Bellardi e Sacco. Parte II.* — Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino, 484 p.
- GORET, B. & PONS, J. 2013: Les Muricidae (Gastropoda, Muricoidea) du Miocène de Montpeyroux (Hérault – France). — *Palaeontos* **23**, 53–70.
- GRATELOUP, J. P. S. de 1833: Tableau des coquilles fossiles qu'on rencontre dans les terrains calcaire tertiaires grossiers (faluns) des environs de Dax, Département des Landes. — *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **6/33**, 90–100.
- GRATELOUP, J. P. S. de 1845–1846: *Conchyliologie fossile des terrains tertiaires du Bassin de l'Adour (environs de Dax)*, 1. Univalves. *Atlas.* — Bordeaux, Lafargue, pls. 1–45 (1840), pp. 12, pls. 46–48 (1846).
- GREGORIO, A. de 1880: *Fauna di San Giovanni Ilarione (Parisiense), Parte 1^a: Cefalopodi e Gasteropodi.* — Palermo, Montaina & C., 106 p.
- HALL, C. A. 1966: Middle Miocene *Conus* (Class Gastropoda) from Piedmont, northern Italy. — *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **3/2**(1964), 111–171.
- HÁMOR, G. 2001: *Miocene paleogeography of the Carpathian Basin.* — MÁFI, Budapest, 71 p.
- HARZHAUSER, M. & LANDAU, B. 2012: A revision of the Neogene Cancellariid Gastropods of the Paratethys Sea. — *Zootaxa* **3472**, 71 p.
- HARZHAUSER, M. & LANDAU, B. 2016: A revision of the Neogene Conidae and Conorbidae (Gastropoda) of the Paratethys Sea. — *Zootaxa* **4210/1**, pp. 178. <http://doi.org/10.11646/zootaxa.4210.1.1>
- HARZHAUSER, M., LANDAU, B. & BREITENBERGER, A. 2017: The false limpet *Siphonaria* in the circum-Tethyan Miocene with emphasis on its occurrence in the Paratethys Sea. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A*, **119**, 115–130.
- HEGEDŰS, GY. & JANKOVICH, I. 1972: Récif corallien du Badénien a Márkháza. — *Jahresbericht der Ungarischen Geologischen Anstalt für 1970*, 39–53 (In Hungarian with French abstract).
- HILBER, V. 1879: Zur Fossiliste des Miocämfundortes Pöls in Steiermark. — *Verhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt* **2**, 29–31.
- HOERNES, R. & AUINGER, M. 1879–1891: Die Gasteropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten Miocänen Mediterran-Stufe in der Österreichisch–Ungarischen Monarchie. — *Abhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt* **12**, 1–382, 50 pls. Published in parts: 1–52, pls 1–6 (1879), 53–112, pls 7–12 (1880), 113–152, pls 13–16 (1882), 153–192, pls 17–22 (1884), 193–232, pls 23–28 (1885), 233–282, pls 29–36 (1890), 283–330, pls 37–42 (1891), 331–382, pls 43–50 (1891).
- HÖRNES, M. 1851–1870. Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. — *Abhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **3–4**, 1–42, pl. 1–5 (1851), 43–208, pl. 6–20 (1852), 209–296, pl. 21–32 (1853), 297–382, pl. 33–40 (1854), 383–460, pl. 41–45 (1855), 461–736, pl. 46–52 (1856) (3); 1–479, pls 1–85 (1870) (4).
- JAKUS P. 1980: *Márkó. Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához.* — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 58 p.
- KECSKEMÉTI T. 1998: Magyarország epikontinentális eocén képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt. és MÁFI, Budapest, 403–417.
- KECSKEMÉTI-KÖRMENDY, A. 1980: Le faune des Mollusques du faciès de bassin éocène du Bakony nord-oriental. — *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **63/3**, 1–227.

- KECSKEMÉTI-KÖRMENTY, A. & MÉSZÁROS, N. 1980: Mollusques éocènes du secteur oriental de la montagne du Bakony (faciès archipélagique). — *Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt* **63/2**, 1–143.
- KNAUER J. & KOPEK G. 1982: Dudar. Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 59 p.
- KOJUMDGIEVA, E. 1960: Le Tortonien du type viennois. — In: KOJUMDGIEVA, E. & STRACHIMIROV, B. 1960: *Les fossiles de Bulgarie, VII, Tortonien*, 1–246, Académie des Sciences de Bulgarie, Sofia, 317 p.
- KÓKAY, J. 1966: Geologische und paläontologische Untersuchung des Braunkohlengebietes von Herend-Márkó (Bakony-Gebirge, Ungarn). — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **36**, 1–147.
- KOVÁCS, Z. & BALÁZS, P. 2016: Conidae (Neogastropoda) assemblage from the Middle Miocene of the Făget Basin (Romania) in the collection of the Hungarian Natural History Museum, Budapest. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **32(2015)**, 11–48.
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. 2014: Badenian (Middle Miocene) Conoidean (Neogastropoda) fauna from Letkés (N Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **30(2013)**, 53–100.
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. 2016: A new Egerian (Upper Oligocene – Lower Miocene) gastropod fauna from the Esztergom Basin (NE Transdanubia, Hungary). — *Földtani Közlöny* **146/3**, 233–255.
- KOVÁCS, Z. & VICIÁN, Z. in press : Middle Miocene Tonnoidea and Ficoidea (Caenogastropoda) assemblages from Letkés (Hungary). — (*Fragmenta Palaeontologica Hungarica*).
- KRONENBERG, G. C. & HARZHAUSER, M. 2012: *Europrotomus* (Mollusca: Caenogastropoda: Strombidae): a new Middle Miocene European strombid genus (Revision of *Euprotomus* Gill, 1870. Part 4). — *Paläontologische Zeitschrift* **86/2**, 147–159. <https://doi.org/10.1007/s12542-011-0121-1>
- LANDAU, B., HARZHAUSER, M., BÜYÜKMERİÇ, Y. & BREITENBERGER, A. 2016: Additions to the gastropods of the middle Miocene (Serravallian) Karaman Basin, Turkey. — *Cainozoic Research* **16/2**, 221–229.
- LANDAU, B., HARZHAUSER, M., İSLAMOĞLU, Y. & SILVA, C. M. 2013: Systematics and palaeobiogeography of the gastropods of the middle Miocene (Serravallian) Karaman Basin, Turkey. — *Cainozoic Research* **11–13**, pp. 584.
- LANDAU, B., HOUART, R. & SILVA, C. M. 2007: The Early Pliocene Gastropoda (Mollusca) of Estepona, Southern Spain. — *Palaeontos* **11**, 1–87.
- LORENZ, F. 2014: *Monograph of the genus Pustularia (Gastropoda: Cypraeidae)*. — Harxheim, ConchBooks, 130 p.
- MERLE, D., GARRIGUES, B. & POINTIER, J.-P. 2011: *Fossil and Recent Muricidae of the World. Part Muricinae*. — ConchBooks, 648 p.
- MICHELOTTI, G. 1841: *Monografia del genere Murex ossia enumerazione delle principali specie dei terreni sopracretacei dell'Italia*. — Vicenza, Tremeschin, 27 p.
- MICHELOTTI, G. 1847: Description des fossiles des terrains Miocènes de l'Italie septentrionale. — *Natuurkundige Verhandelingen van de Hollandsche Maatschappij der Wetenschappen te Haarlem* **3/2**, 408 p.
- MIHÁLY, S. & VINCZE, P. 1984: New paleoecological remarks concerning the Middle Eocene beds of the Bagoly-hegy at Gánt, Transdanubia, Hungary. — *Földtani Közlöny* **114/3**, 263–283. (in Hungarian with English abstract)
- MILLET DE LA TURTAUDIÈRE, P.-A. 1865: *Indicateur du Maine-et-Loire ou indications par commune de ce que chacune d'elles renferme*, 2. — Angers, Cosnier et Lachèse, 616 p.
- MOISSETTE, P., DULAI, A. & MÜLLER, P. 2007: Bryozoan faunas in the Middle Miocene of Hungary: biodiversity and biogeography. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **233(2006)**, 300–314. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.001>
- NOSZKY, J. 1925: Beiträge zur Fauna der Ungarischen Leithakalkbildungen. — *Annales Musei Nationalis Hungarici, Pars Mineralogica, Geologica, Palaeontologica* **22**, 230–280.
- NOSZKY, J. 1936: Az egri felső cattiens molluszkafaunája. [Die Molluskenfauna des oberen Cattiens von Eger.] — *Annales Musei Nationalis Hungarici* **30**, 53–115.
- NOSZKY, J. 1940: A Cserhát-hegység földtani viszonyai. (Die Geologie des Cserhát-Gebirges.) — *Geologische Beschreibung Ungarischer Landschaften* **3**, 1–178, (179–283).
- ORBIGNY, A. d' 1852: *Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, faisant suite au cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique*, 3. — Paris (Victor Masson): 196 p., index 189 p.
- OZSVÁRT P. 2007: Dudar. — In: PÁLFI J. & PAZONYI P. (szerk.): Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben. Budapest, Hantken Kiadó, 92–93.
- SACCO, F. 1890: *I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 7*. — Torino, Clausen, 96 p. <http://doi.org/10.5962/bhl.title.12269>
- SACCO, F. 1891: *I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 9*. — Torino, Clausen, 102 p. <http://doi.org/10.5962/bhl.title.12269>
- SACCO, F. 1893: *I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 13*. — *Memorie della Reale Accademia delle scienze di Torino*, **44**, 143 p. <http://doi.org/10.5962/bhl.title.12269>
- SACCO, F. 1904: *I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 30*. — Torino, Clausen, 203 p. <http://doi.org/10.5962/bhl.title.12269>
- STEIN, G., MOTHS, H., ALBRECHT, F., HAVEKOST, U. & FEHSE, D. 2016: Revision der miozänen Molluskenfauna (Hemmoorium) von Werder bei Achim (Nordwest-Niedersachsen). — *Palaeofocus* **5**, 1–289.
- STOJASPAL, F. 1978: Muricidae. — In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. 1978: *M₄ Badenien. Chronostratigraphie und Neostatotypen* **6**, Bratislava, Veda, 333–340.
- STRAUSZ, L. 1962: Über die paläoökologischen Verhältnisse der Eozänfauna von Gánt. — *Földtani Közlöny* **92/3**, 308–318.
- STRAUSZ, L. 1966a: Die Eozängastropoden von Dudar in Ungarn. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **33**, 1–199.
- STRAUSZ, L. 1966b: *Die miozän-mediterranen Gastropoden Ungarns*. — Budapest, Akadémiai Kiadó, 692 p.

- STRAUSZ, L. 1969: Über Kleinmollusken aus dem Mittel-Eozän von Dudar. — *Földtani Közlöny* **99/2**, 147–154.
- SZÓTS, E. 1953: Mollusques Éocènes de la Hongrie I. Les mollusques éocènes des environs de Gánt. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **22**, 241 p.
- SZÓTS, E. 1956: L'Éocène (Paléogène) de la Hongrie. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **9**, 318 p.
- SZTANÓ, O., MAGYARI, Á. & NAGYMAROSY, A. 1998: High-resolution stratigraphy in the Esztergom Basin, northeastern Transdanubia, Hungary: II. Oligocene sequences and their interpretation. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 455–486 (in Hungarian with English abstract)
- VERMEIJ, G. J. & VOKES, E. H. 1997: Cenozoic Muricidae of the Western Atlantic Region. Part XII – the Subfamily Ocinebrinae (in part). — *Tulane Studies in Geology and Paleontology* **29/3**, 69–118.
- VOKES, E. H. 1971: Catalogue of the Genus *Murex* Linné (Mollusca: Gastropoda); Muricinae, Ocenebrinae. — *Bulletins of American Paleontology* **61/268**, 5–141.
- VOKES, E. H. 1978: Muricidae (Mollusca: Gastropoda) from the eastern coast of Africa. — *Annals of the Natal Museum* **23/2**, 375–418.
- VOKES, E. H. 1994: Cenozoic Muricidae of the Western Atlantic Region. Part X – the Subfamily Muricopsinae. — *Tulane Studies in Geology and Paleontology* **26/2–4**, 49–160.
- ZILCH, A. 1934: Zur Fauna des Mittel-Miocäns von Kostež (Banat); Typus Bestimmung und Tafeln zu O. Boettger's Bearbeitungen. — *Senckenbergiana* **16**, 193–302.
- Kézirat beérkezett: 2017. 03. 30.

Plate 1 — I. tábla*

- 1–2. *Europrotomus schroeckingeri* (HÖRNES in HOERNES & AUINGER), SL 45, MD 28 (1.3×), Márkháza, collection NÁDAI.
- 3–4. *Xenophora italica* (GRATELOUP), SL 70, MD 80 (1×), Letkés, collection VICIÁN.
- 5–7. *Eopustularia balinka* FEHSE, SL 19, MD 12 (2.5×), Gánt, collection VICIÁN.
- 8–9. *Eopustularia balinka* FEHSE, SL 20, MD 12.5 (2.2×), Balinka, collection VICIÁN.
- 10–12. *Propustularia neugeboreni* (HOERNES et AUINGER), SL 23, MD 13.5 (2.2×), Márkháza, collection VICIÁN.
- 13–14. *Cassis postmamillaris* SACCO, SL 83, MD 65 (1×), Letkés, collection HIRMETZL.
- 15–16. *Sthenorytis* cf. *pseudoretusa* (SACCO), SL 15, MD 13 (2.5×), Esztergom, HNHM INV 2017.302.
7. *Morum cythara* (BROCCHI), SL 31, MD 20.5 (1.5×), Eger, collection NÉMETH.

*Shell length (SL) and maximum diameter (MD) in mm. Photographs without indication made by Z. KOVÁCS.

Plate 1 — 1. tábla

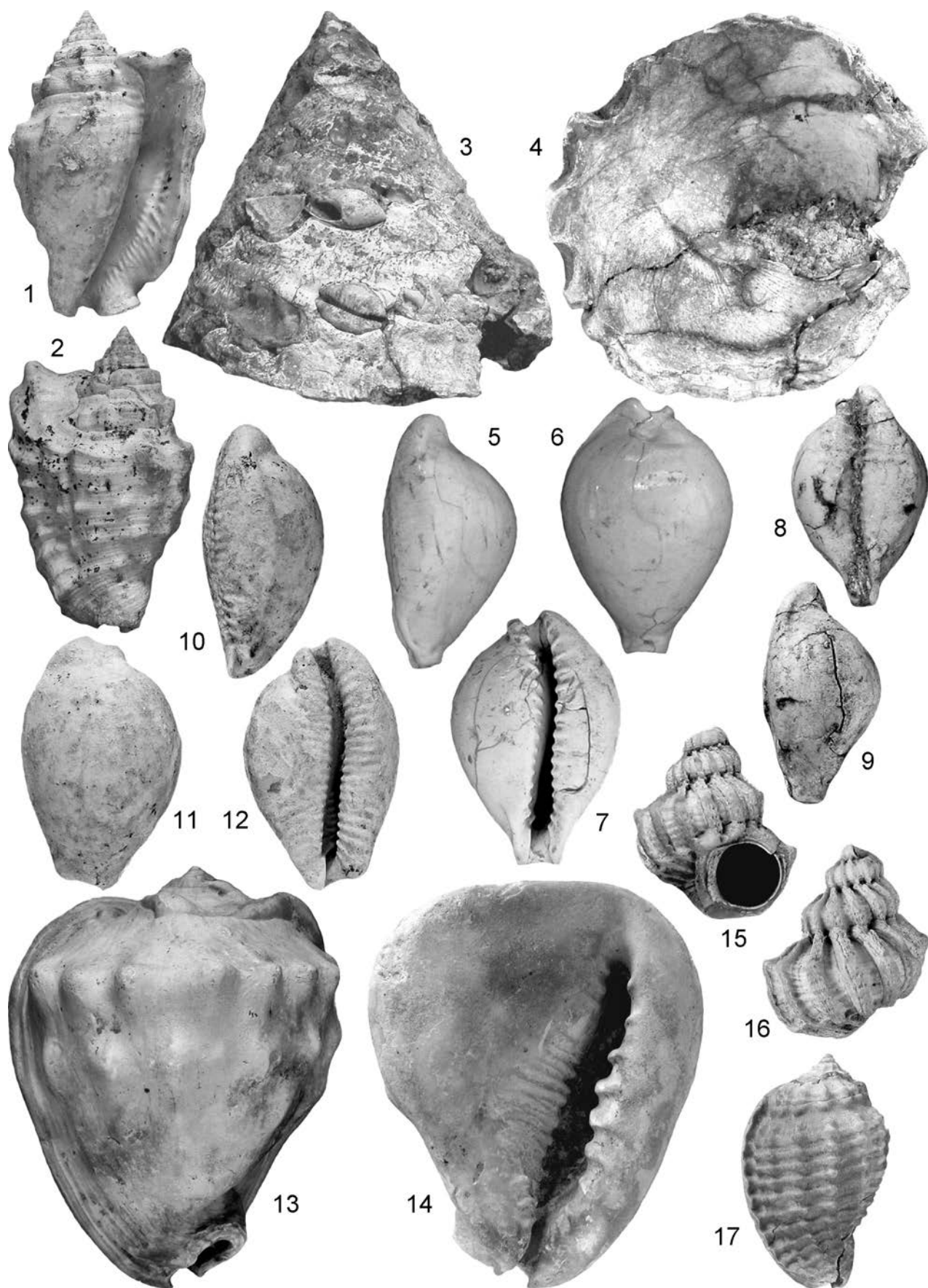


Plate 2 — 2. tábla

- 1–2. *Pterynotus granuliferus* (GRATELOUP), SL 47, MD 28 (1.6×), Letkés, collection HIRMETZL.
3–4. *Purpurellus cyclopterus* (MILLET), SL 45, MD 24 (1.7×), Letkés, collection HIRMETZL.
5–6. *Dermomurex* (s.s.) *distinctus* (CRISTOFORI et JAN), SL 10, MD 5.2 (3×), Letkés, collection KOVÁCS.
7–8. *Dermomurex* (s.s.) *distinctus* (CRISTOFORI et JAN), SL 15, MD 9 (2.5×), Letkés, collection KOVÁCS.
9–10. *Favartia* (*Pygmaeapterys*) *transsylvanica* (HOERNES et AUINGER), SL 12.5, MD 6 (3.5×), Bárd, collection VICIÁN.
11–12. *Ocinebrina kojumdgievae* (BALUK), SL 31, MD 20 (2×), Márkháza, collection HIRMETZL.
13–14. *Ceratostoma subaustriaca* (STOJASPAL), SL 52, MD 35 (1.2×), Letkés, collection HIRMETZL.
15–16. *Murexsul sandbergeri* (HÖRNES), SL 34, MD 20.5 (2×), Letkés, collection HIRMETZL.
17–18. *Subpterynotus graniferus* (MICHELOTTI), SL 33, MD 21 (2×), Letkés, collection HIRMETZL.
19. *Tripterotyphis wenzelidesi* (HÖRNES), SL 6.3, MD 3.2 (9×), Letkés, collection KROCK (photo: G. STEIN).
20–21. *Coralliophila gracilispira* BOETTGER, SL 9.5, MD 5.2 (6×), Márkháza, collection KROCK (photo: G. STEIN).

Plate 2 — 2. tábla

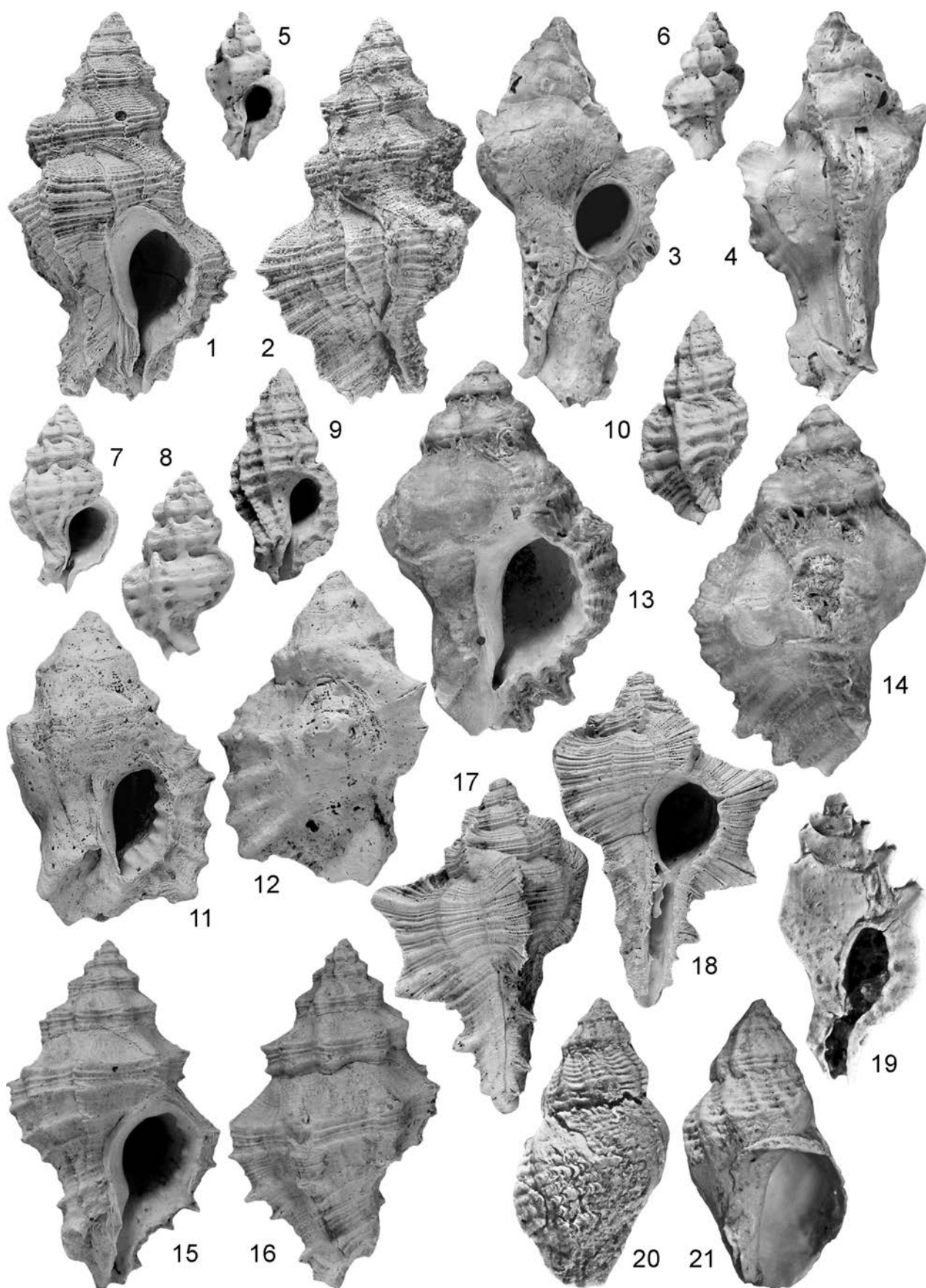
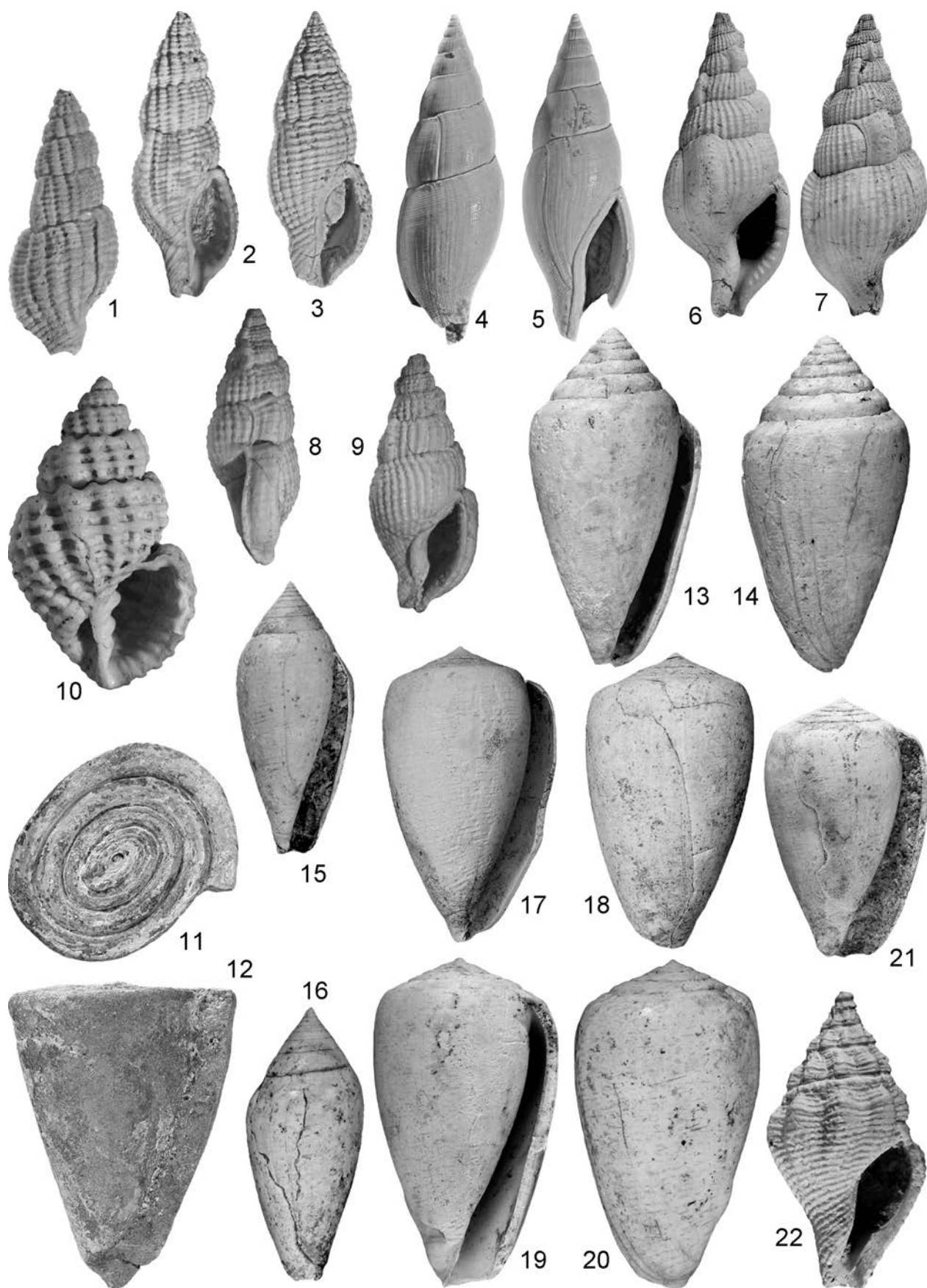


Plate 3 — 3. tábla

1. *Aplus varians* (MICHELOTTI), SL 13, MD 5.4 (4×), Letkés, collection KROCK (photo: G. STEIN).
2. *Aplus varians* (MICHELOTTI), SL 14.1, MD 5.2 (4×), Báánd, collection KROCK (photo: G. STEIN).
3. *Aplus varians* (MICHELOTTI), SL 13.4, MD 5.1 (4×), Márkháza, collection KROCK (photo: G. STEIN).
- 4–5. *Metula submitraeformis* (D'ORBIGNY), SL 32, MD 10.9 (2×), Letkés, collection KROCK (photo: G. STEIN).
- 6–7. *Colubraria subobscura* (HOERNES et AUINGER), SL 36, MD 15.2 (1.6×), Letkés, collection HIRMETZL.
- 8–9. *Colubraria subobscura* (HOERNES et AUINGER), SL 16.5, MD 6.8 (3×), Letkés, collection KROCK (photo: G. STEIN).
10. *Scalptia neugeboreni* (HÖRNES), SL 15, MD 9 (4×), Letkés, collection KROCK (photo: G. STEIN).
- 11–12. *Eoconus* cf. *conotruncus* (DE GREGORIO), SL 40 (1.5×), Dudar, collection VÍCIÁN.
- 13–14. *Lautoconus oboesus* (MICHELOTTI), SL 44 MD 22 (1.5×), Letkés, HNHM INV 2017.303.
- 15–16. *Lautoconus?* *praelongus* (HOERNES et AUINGER), SL 27, MD 11.5 (2×), Letkés, collection KOVÁCS.
- 17–18. *Lautoconus harzhauseri* KOVÁCS nov. sp., holotype, SL 48, MD 28 (1.2×), Letkés, HNHM PAL 2017.49.
- 19–20. *Lautoconus harzhauseri* KOVÁCS nov. sp., 1st paratype, SL 53, MD 30 (1.2×), Letkés, HNHM PAL 2017.50.
21. *Lautoconus harzhauseri* KOVÁCS nov. sp., SL 42, MD 25 (1.2×), Letkés, collection KOVÁCS.
22. *Clathurella vasta* (BOETTGER), SL 8.2, MD 4.3 (7×), Borsodbóta, collection KROCK (photo: G. STEIN).

Plate 3 — 3. tábla



A Balaton alatti pannóniai rétegeket mintázó TFM–1/13 kutatófúrás komplex vizsgálatának eredményei

VISNOVITZ Ferenc^{1*}, HORVÁTH Ferenc^{1,2}, SURÁNYI Gergely^{1,3}, MAGYARI Árpád⁴, Karin SANT⁵, CSOMA Vivien⁶, Michal ŠUJAN⁷, Régis BRAUCHER⁸, MAGYAR Imre⁹, SZTANÓ Orsolya¹⁰, TIMÁR Gábor¹

¹ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester utca 4.

³MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

⁴MOL Nyrt., 1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

⁵Paleomagnetic Laboratory 'Fort Hoofddijk', Budapestlaan 17, 3584 CD, Utrecht, The Netherlands

⁶ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C

⁷Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava, Slovakia

⁸Aix-Marseille Université, CEREGE, CNRS UM 34, F-13545 Aix-en-Provence, France

⁹MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, Magyar Természettudományi Múzeum, H–1431 Budapest, POB 137.

¹⁰ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C

@e-mail: visnovitz.ferenc@gmail.com

Results of the TFM–1/13 exploration borehole sampling of Pannonian strata below Lake Balaton

Abstract

The correlation of high-resolution water seismic profiles measured at Lake Balaton and Pannonian strata in outcrops and boreholes around the lake has been the subject of research for nearly 30 years. The first attempt to find a correlation was presented by SACCHI et al (1998, 1999). They suggested that the silicified carbonate cones (i.e. the “geyserites” mentioned by LÓCZY 1913) exposed in the Tihany peninsula could be associated with characteristic high-amplitude mounded features identified on seismic profiles.

These mounds are situated at the top of a seismic unconformity, formerly interpreted as a sequence boundary (Pan–2). To test this correlation a drilling was performed in the eastern basin of Lake Balaton in order to collect samples from one of the mounds and the underlying beds. Core samples showed lithological features similar to the Fehérpart section of the Tihany Member — i. e. clays and siltstone — but no silicified carbonates were found. Based on their seismic geometry, this paper interprets the mounds as slumps that formed in the prodelta of progradational delta lobes deposited between 8.4–8.7 Ma in the *Lymnocardium decorum* biochron. Gamma-intensity and susceptibility measurements combined with observed lithological features and seismic data also revealed the bottom of these slumps. This bottom is characterized by mollusc shell fragments and centimetre-scale, soft-sedimentary deformations.

The drill penetrated the Pan–2 horizon, which turned out to be a sharp boundary between clayey and sandy sediments. Be-isotope ages and reverse magnetic polarity of the core suggest that the formation of this horizon occurred during the C4Ar (9.1–9.8 Ma) chron. Thus it appears to be much older than 7.9 Ma, as was earlier suggested by HORVÁTH et al. (2010).

Keywords: lake drilling, Lake Balaton, Pannonian strata, mounded feature, sheet slumping, geyserite cones

Összefoglalás

A Balaton-környéki fúrások, feltárások és a nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvények által leképezett üledékek közötti rétegtani korreláció közel 30 éve képezi kutatások tárgyát. A parti és víz alatti rétegsor illesztésére elsőként SACCHI et al. (1998, 1999) adtak korrelációs javaslatot, amely szerint a Tihanyi-félsziget kovás, édesvízi mészkövei (LÓCZY 1913 geiziritjei) a Balaton alatt is megtalálhatók, és ott mint jellegzetesen nagy amplitúdójú reflexiókkal határolt buckás alakzatok ismerhetők fel. A szeizmikus szelvényeken a buckás alakzatok által kijelölt felszínt egy harmadrendű pannóniai szekvenciahatárként (Pan–2) értelmezték.

A fenti értelmezés ellenőrzésére mederfúrást végeztünk a Balaton keleti medencéjében, és magmintát vettünk a kérdéses rétegtani szintben elhelyezkedő egyik buckából, és néhány méter vastagságban az alatta lévő rétegekből. A fúrás a tihanyi Fehérpart rétegeihez hasonló, agyagos–homokos képződményeket harántolt, vagyis nem támasztja alá SACCHI et al. (1999) felvetését. Az agyagos képződményekből álló buckákat szeizmikus geometriájuk tükrében olyan csuszamlási szerkezeteként értelmezzük, melyek a területet feltöltő progradáló deltalebenyek előterében keletkeztek, mintegy 8,4–8,7 millió éve, a *Lymnocardium decorum* biokronban. A fúrótagon végzett természetes gamma-intenzitás, mágneses szuszceptibilitás mérések és üledékföldtani vizsgálatok eredményeit a vízi szeizmikus szelvényekkel összevetve sikerült azonosítani a csuszamlásos szerkezetek talpát is. Ez a szeizmikus felület egy molluszkatörésekkel és centiméteres üledékes deformációkkal jellemezhető réteg, amelyhez a természetes gamma- és a mágneses szuszceptibilitás szelvényekben is észlelhető változás társul.

A fúrás harántolta a Pan–2 horizontot is, amely a rétegsorban a mélyebben fekvő homokos és a rátelepülő agyagos képződmények éles határaként jelentkeznek. E határ alatti üledékek a Be-izotópos koradatok és reverz mágneses polaritásuk alapján a C4Ar (9,1–9,8 M év) kronban keletkezettek, tehát úgy tűnik sokkal idősebbek, mint a korábban HORVÁTH et al. (2010) által becsült 7,9 millió év.

Tárgyszavak: mederfúrás, Balaton, pannóniai emelet, buckás alakzat, rétegcsumamlás, gejzíritkúpok

Bevezetés

A Balaton területén CSERNY & CORRADA (1989, 1990) úttörő méréseit követően 1993 óta folynak nagy- és ultranagy felbontású vízi szeizmikus kutatások, melyek eredményeként mára egy közel 2000 km összhosszúságú, 2D vonalakból felépülő óriási adatbázis jött létre (TÓTH et al. 2010, BALÁZS et al. 2013, VISNOVITZ et al. 2013). A különböző felbontású szeizmikus szelvények segítségével egyedi módon vizsgálhatóak a Balaton medencéjének holocén–késő-pleisztocén üledékei és az alattuk szögdiszkordanciával és jelentős rétegtani hiánnyal települő, kb. 8–10 millió éves, késő-miocén (pannóniai) kőzetek. A szeizmikus adatok a nagy felbontásnak köszönhetően a térség neotektonikai szerkezeteinek részletes térképezésére is lehetőséget nyújtanak (BADA et al. 2010, VISNOVITZ et al. 2015a).

A Balatont lefedő szeizmikus anyag értelmezésével számos tanulmány foglalkozott (SACCHI et al. 1998, 1999, SZTANÓ & MAGYAR 2007, BADA et al. 2010, HORVÁTH et al. 2010, NOVÁK et al. 2010, ZLINSZKY et al. 2010, SZTANÓ et al. 2013a). Ezek a vizsgálatok a szeizmikus szelvényeken látható geometria (horizontok, vetők) értelmezésére koncentráltak, és eredményeiket a tó közeli fúrások és feltárások rétegsoraival, valamint a tó környékének geomorfológiai és szerkezetföldtani adottságaival vetették össze. A teljes földtani és öskörnyezeti rekonstrukcióhoz, illetve a folyamatok időbeli elhelyezéséhez azonban közvetlen földtani adatokra is szükség van. A Balaton partközeli 0,5–2 km-es sávjában a szeizmikus leképezést a sekély vízmélység és a partok közelében jelentkező iszapgázok akusztikus árnyékoló hatása (VISNOVITZ et al. 2015b) megakadályozza, emiatt a parti fúrások és feltárások szeizmikus szelvényekkel való korrelációja egyelőre nem elég pontos.

A tó területén a negyedidőszaki üledékek jellemzéséhez értékes földtani információt szolgáltatnak a MÁFI 1980–90-es években mélyített sekély fúrásai, az ún. „Tó-fúrások” (CSERNY 2002). Ezek azonban legfeljebb néhány méter vastagságban harántolták a kvarter alatti pannóniai képződményeket, így azokról igen kevés ismeretet nyújtanak. A felhozott pannóniai mintákon kormeghatározás nem történt, a rövid magszakasz miatt a fúrómagok korrelációja a parti szelvényekkel fel sem merült. A fentiek tükrében a szeizmikus szelvényeken látható pannóniai rétegsor időbeli elhelyezéséhez, ciklicitásának és üledékképződési folyamatainak megértéséhez a Balaton alatti pannóniai üledékek célzott mintázása volt szükséges.

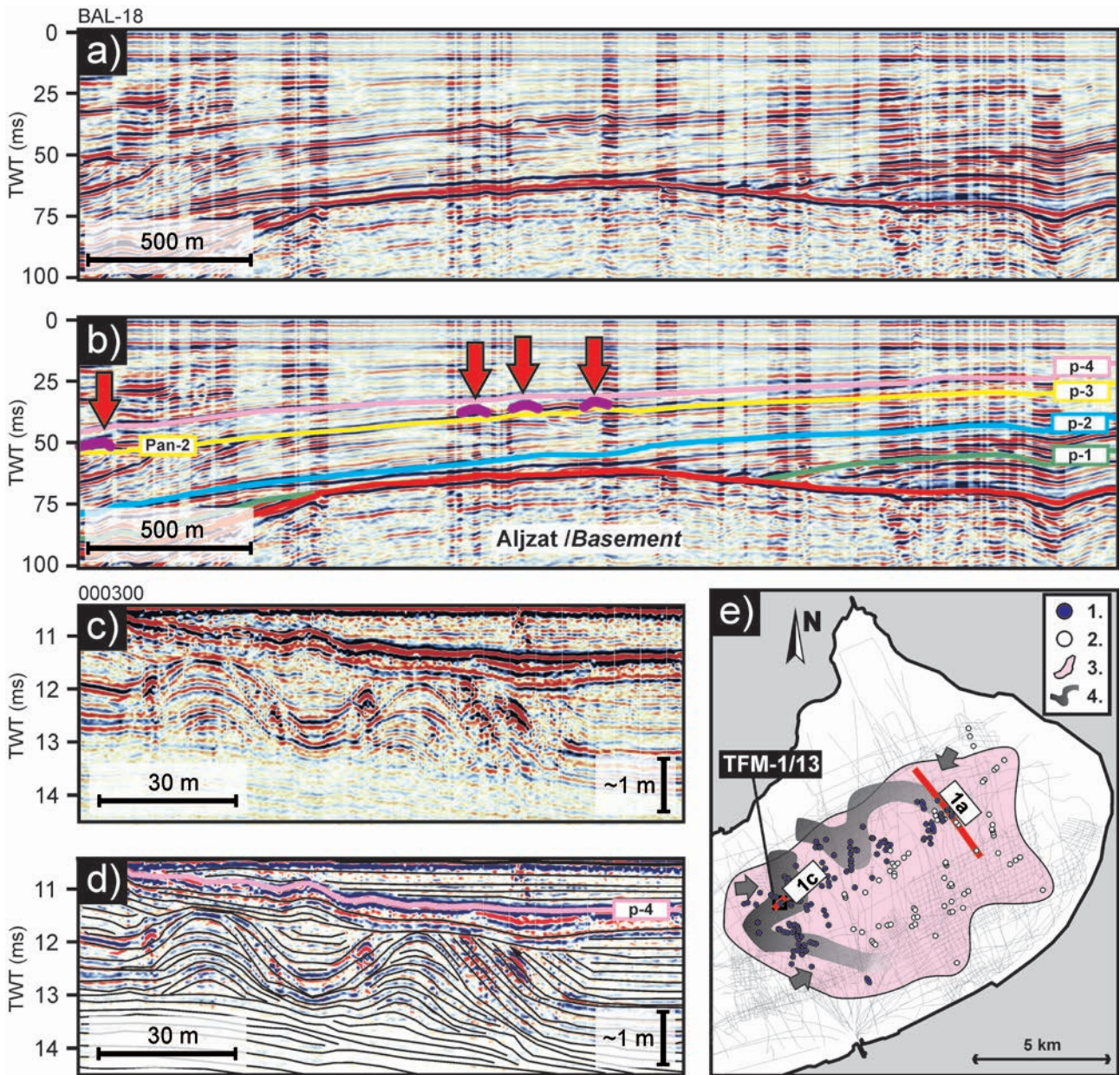
A vízi szeizmikus szelvényeken azonosítható pannóniai horizontok időbeli elhelyezése jelenleg egy szeizmikus horizont és egy, a Tihanyi-félszigeten megfigyelhető, feltételezhetően eróziós felület korrelációján alapul. Ez a felület a pannóniai sziliciklasztos üledékek (Tihanyi Tagozat), és

az azokra közvetlenül települő vulkanit és/vagy édesvízi mészkőkúpok („gejzírit”, LÓCZY 1913) között húzódik (SACCHI et al. 1999). SACCHI et al. (1999) majd később HORVÁTH et al. (2010) geometriai megfontolások alapján ezt a harmadrendű szekvenciahatárként értelmezett felületet (*Pan–2*) a szeizmikus szelvényeken is felismerni vélték, és korát 8,7 millió évesnek (SACCHI et al. 1998), majd később a rátelepülő vulkáni képződmények nagy pontossággal ismert radiometrikus korával ($7,96 \pm 0,3$ M év, WIJBRANS et al. 2007) azonosnak gondolták (HORVÁTH et al. 2010).

Az 1993-as nagyfelbontású szelvényeken a *Pan–2* horizont helyét egy adott rétegtani szintben sorakozó, általában nagy pozitív amplitúdójú reflexiókkal jelentkező buckás alakzatok alatt, egy reflexióelvégződések mentén kirajzolódó felületen jelölték ki. A buckás alakzatokat a Tihanyi-félsziget analógiájára mint kovás, édesvízimészkő-kúpok („gejzírit”) értelmezték, és a szárazulati kitettség, így a szekvenciahatár egyértelmű bizonyítékának tartották.

A buckás alakzatokat a 2005-ös többcsatornás és a későbbi, nagyobb felbontású egycsatornás szelvények is leképezték a Balaton keleti medencéjében (*1. ábra*). Ez lehetővé tette a kapcsolódó rétegtani szint és a buckák elterjedésének térképezését (*1. ábra, e*). A szeizmikus horizontok korrelációja alapján a kérdéses nagy amplitúdójú objektumokat sikerült az ultranagy felbontású szelvényeken is azonosítani (*1. ábra, c, d*), és ezáltal olyan célterületet kitűzni, ahol az „édesvízi mészkő” kúpokon alapuló rétegtani hipotézis sekély (< 50 m) fúrással ellenőrizhető (VISNOVITZ et al. 2014). Az ultranagy felbontású szeizmikus szelvények feltárták a buckás alakzatok belső struktúráját is (*1. ábra, c, d*), emellett rámutattak, hogy a kérdéses alakzatok nem mindenhol települnek közvetlenül a *Pan–2* felszínre, hanem többnyire valamivel felette, de még ugyanabban a szeizmikus rétegtani egységben helyezkednek el. Mivel a buckák belső szerkezete jól magyarázható volt egy héjasan felépülő „édesvízimészkő-forráskúp” modellel, a korreláció megerősítése érdekében a buckákat felépítő anyag fúrással történő mintázása mellett döntöttünk. A fúrást (TFM–1/13) egy előzetes szeizmikus felmérést követően 2013 októberében valósítottunk meg.

Jelen tanulmány célja a tó alatti buckák egyikét harántoló sekélyfúrás (TFM–1/13) rétegsorának bemutatása, valamint a fúrómagokon végzett geofizikai (természetes gamma-intenzitás, mágneses szuszeptibilitás), mágnes-rétegtani és Be-izotópos vizsgálatok eredményeinek ismertetése. Az új eredmények fényében kísérletet teszünk a buckás alakzatok eredetének magyarázatára és a képződmények korának meghatározására. A fúrással található rétegsort és a koradatokot összehasonlítjuk a *Pan–2* felszín mentén mutatkozó jellegzetességekkel is, és vizsgáljuk az ezen felszín segítségével végzett rétegtani korreláció helytállóságát.



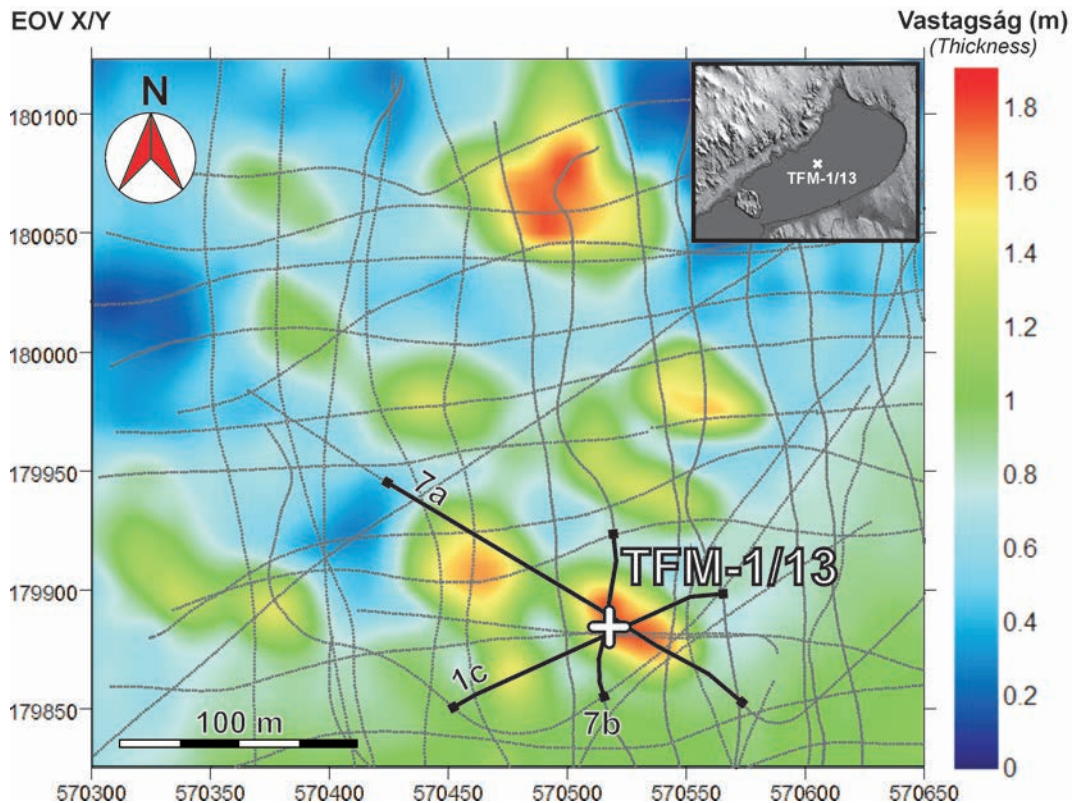
1. ábra. A Balaton alatti buckás alakzatok szeizmikus képe és elterjedése a Balaton keleti medencéjében (VISNOVITZ et al. 2014). a)–b) Buckák a Pan-2 szeizmikus horizont felett egy nagyfelbontású, többcsatornás szeizmikus szelvényen, c)–d) A buckák ultranagy felbontású szeizmikus képe és belső szerkezetének vonalas értelmezése, e) A buckás alakzatok előfordulása a vízi szeizmikus adatok alapján. 1 – bucka ultranagy felbontású szelvényen, 2 – bucka nagyfelbontású szelvényen, 3 – a buckák előfordulási területe, 4 – a deltalejtő szeizmikus szelvények alapján feltételezhető lefutása a buckák keletkezése idején. p-1 – p-4: deltaciklus-határok a pannóniai üledékekben

Figure 1. Mounded features and their distribution in the eastern sub-basin of Lake Balaton (VISNOVITZ et al. 2014). a)–b) Mounds above Pan-2 horizon on a high-resolution multichannel seismic profile. c)–d) Mounds in ultra-high resolution seismic profile and the interpretation of their inner structure. e) Occurrence of mounded features based on seismic surveys. 1 – mound on ultra-high resolution profiles, 2 – mound on high-resolution profiles, 3 – area of mound occurrences, 4 – supposed position of delta front in the time of mound formation based on seismic profiles. p-1 – p-4: boundaries of consecutive deltaic cycles in Pannonian strata

A mederfúrás kitűzése és az alkalmazott fúrási technológia

A buckás alakzatokat mintázó fúrás kitűzését sűrű hálózatban elvégzett, ultranagy felbontású szeizmikus szelvényezés előzte meg. A szelvényhálót egy olyan célterületen vettük fel, amelyen a korábbi mérések alapján a buckákat sekély mélységben és jó minőségben sikerült leképezni. A mérés Alsóörs előtt, az északi parttól mintegy 3,5 km-rel D-i

irányban, egy kb. 400×400 méteres területen, 40×40 méteres rácshálóban történt. Az új „kvázi 3D” szeizmikus blokkban térképeztük a buckás alakzatok talpát és felső burkoló görbét, majd képeztük a kettő közötti rétegtani egység vastagságát (2. ábra). A vastagság térképen 1–2 méter vastag, 1500–4000 m² területű, ÉNy–DK irányban kissé megnyúlt, ovális objektumok rajzolódtak ki. A fúrás helyét a térképezett terület déli részén található, nagyjából 2500 m² területű, legmagasabb buckára tűztük ki, két szeizmikus



2. ábra. A buckák elterjedése és vastagsága a vizsgálati területen a 2013-as ultranagy felbontású szeizmikus szelvényháló alapján
 Figure 2. The shape and thickness of the mounds at the study area based on ultra-high resolution seismic survey of 2013

szelvény metszészonalában. A fúrás EOV koordinátái $X=570516,9$; $Y=179890,6$ voltak.

A fúrást 2013. október 14–15-én, DGPS segítségével pozicionált és jól lehorgonyzott uszályról végeztük el a Geovil Kft. és az Óriás Line Kft. közreműködésével. A fúrás M.I.9 típusú fúrógéppel történt, a magmintát Geobor-S típusú mintavevő fej segítségével, zárt PVC csövekbe emeltük ki. A fúrás 0 métere a Balaton aktuális vízszintjében (104,28 mBf) lett meghatározva, talpmélysége 19,5 méter volt. A kb. 4,4 m víz alatt a mintavételhez szükséges fenékszárásig 4,6 m üledéket fúrt át a fúró. A pannóniai rétegsorból, 9,00 és 19,5 méter között 1,5 méteres szakaszokban (M1–M7), összesen 6,64 méter magot nyertünk (63%-os magkihozatal). A fúrást az időközben megváltozott időjárási viszonyok és a magcső megszorulása miatt tovább mélyíteni nem lehetett.

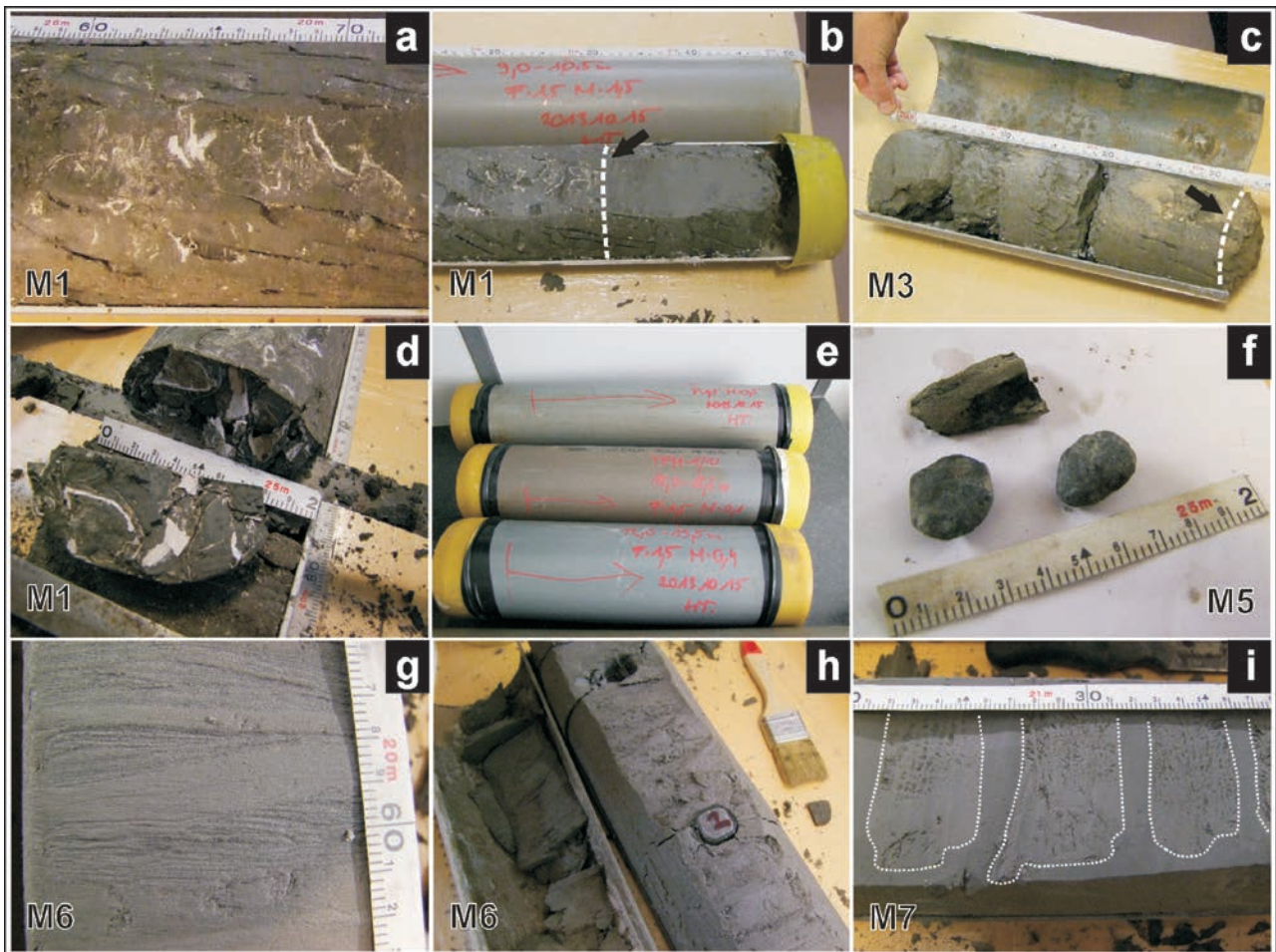
A TFM-1/13 fúrás rétegsora

A fúrás sötétszürke, finomhomokos, aleuritos, helyenként szénült növényi maradványokat, illetve molluszkahéjakat és azok törmelékét tartalmazó agyagot, aleurolitot és szerkezetmentes, illetve párhuzamos-lemezes vagy keresztlemez finom–aprószemcsés homokot harántolt (3–4. ábra). A rétegsorban négy nagyobb kifejlődés volt elkülöníthető:

I. 9,00–12,35(?) m: Sötétszürke, molluszkahéjakat és azok törmelékét tartalmazó, szerkezetmentes agyag (3. ábra, a), mely szürke–sötétszürke aleuritos agyagra települ (3. ábra, b). Talpa éles, egyenetlen felület, melynek mélysége a maghiány miatt nem volt pontosan megadható. A kifejlődés talpa valahol 12,35 m és 13,48 m között húzódik (3. ábra, c). Néhány nap száradás után az agyag és az aleuritos agyag határán cm-es nagyságú, lágalakú, üledékes deformációs szerkezetek körvonalai rajzolódtak ki.

Az egységben jól kivehető molluszkahéjas szintek 9,20 m-nél, 9,55–9,83 m és 10,28–10,32 m között, valamint 10,90 m-nél azonosíthatók. Az őslénytani vizsgálatokhoz mintát a 9,50–9,75 m között található szintből vettünk, ahol a milliméter méretűre darált héjtöredékek mellett, cm nagy, ép, de rossz megtartású teknők is előfordultak (3. ábra, d). 10,94 m-nél a mag külső részén 1–1,5 cm átmérőjű, sötétszürke, aprószemcsés homokkavicsok voltak, melyek a mag palástjára feltehetőleg csak technológiai okokból kerültek. A rétegtani szintet az M1 (9,0–10,5 m; magkihozatal: 1,5 m), M2 (10,50–12,00 m; magkihozatal: 1,5 m), és az M3 (12,00–13,50 m; magkihozatal: 0,37 m — 3 db, egyenként 7, 14 és 15 cm-es szakaszban) fúrómagok mintázták (3. ábra, e).

II. 12,35(?)–16,50 m: Gyengén–közepesen osztályozott, sárgásbarna (M3 mag alján), majd szürke, csillámos, agyagos–aleuritos, finom–aprószemcsés homok, amely helyenként szénült növényi maradványokat, valamint 13,50–15,00 m között cm nagyságrendű üledékes deformációkat tartalmaz.



3. ábra. A TFM-1/13 mederfúrás fúrómagjának különböző szakaszai. a) Szürke, héjtöredékekben gazdag, szerkezetmentes agyag az M1 mag felső részéből. b) A szürke, héjtöredékekben gazdag, szerkezetmentes agyag és a sötétszürke aleuritos agyag határa az M1 mag alsó szakaszában. c) Az M3 mag – a fehér szaggatott vonal az aleuritos agyag és az alatta települő sárgásbarna finomszemcsés homok határát jelzi. d) Az őslénytani vizsgálatok mintavételi helye (M1 mag, 9,50–9,75 m). e) Magok zárt PVC csövekben. f) Kavics az M5 magszakaszból. g) Keresztlemez finom–aprószemcsés homok az M6 magban. h) Mintavétel magnetostratigráfiához az M6 magból. i) Lencsés-hurkás agyagbenyomulások az M7 magban

Figure 3. Core segments of TFM-1/13 borehole a) Grey, unstratified clay with mollusc shell fragments in M1 core. b) Boundary of the grey unstratified clay and dark grey silty clay in the bottom of M1 core. c) M3 core – white dashed line indicate the boundary of silty clay and brownish fine-grained sand. d) Sampling place for biostratigraphy (M1 core, 9.50–9.75 m). e) Cores in PVC tubes. f) Gravels from the M5 core. g) Cross-laminated fine to very fine grained sand in M6 core. h) Sampling for magnetostratigraphy in M6 core. i) Clay imbedding/lenses in M7 core

Utóbbi deformációk 0,5–3 cm vastag, megnyúlt, deformált agyaglencsék betelepüléséhez kötődnek, melyek mélyebbről vett fúrómagok bélyegei alapján vélhetően a fúrási technológia eredményei. A rétegtani szintből a magkihozatal nagyon alacsony volt. A mintákat az M3 mag alsó kb. 1 cm-e, valamint az M4 (13,50–15,00 m, magkihozatal 0,50 m — 3 db, egyenként 27, 18 és 5 cm szakasz) és M5 (15,00–16,50 m, — 2 db, egyenként 5–5 cm-es szakasz) magok tartalmazzák. Az M5 magszakaszban 3 db aprószemcsés, csillámos homokkavicsot találtunk (3. ábra, f). A kavicsok anyaga, kerekítettsége és felületük mállottsága alapján feltételezhető, hogy azok a pannóniai rétegsort elnyeső eróziós felszínnél található kavicsos rétegből (CSERNY 2002, MÁRTON et al. 2007), a fúrás során kerülhettek a magcső alá.

III. 16,50–18,87 m: Szürke–világosszürke, párhuzamos-lemez, illetve keresztlemez, csillámos, aleuritos, közepesen osztályozott, finom-, aprószemcsés homok (3.

ábra, g), helyenként aleurolit-, illetve agyagbetelepülésekkel, melyek közül utóbbi főleg a fúrás talpán volt jellemző. A kifejlődés anyagát az M6 (16,50–18,00 m, magkihozatal 1,15 m) és az M7 (18,00–19,50 m, magkihozatal 1,5 m) magszakaszok tartalmazzák, melyekből magnetostratigráfiai vizsgálatokhoz mintavétel történt (3. ábra, h). Az M6 mag talpának és az M7 mag tetejének azonos bélyegei miatt feltehetőleg a két alsó mag egymás közvetlen folytatása. A rétegeket az M7 magnál a magcső mentén több cm-es, de változó vastagságú, hullámzó falú, szürke–sötétszürke agyagpalást vette körbe, amely 5–15 cm-es közönként összeér, 2–5 cm vastag, látszólagos, hurkás illetve lencseszerű betelepülésekhez hasonlítva (3. ábra, i). Feltehetően a fúrás során a mag alsó szakaszán található szerkezetmentes agyag folyósodhatott, és a magcső fala benyomult a homokba. Utóbbit a fúrást megnehezítő hullámzás is segíthette.

IV. 18,87–19,50 m: Sötétszürke, helyenként centiméter vastag, agyagos–aleurolitos, rétegzetlen agyag, mely az M7 mag alsó 63 cm-ében van jelen.

A fúrómagon végzett vizsgálatok fontosabb eredményei

Mágneses szuszeptibilitás, természetes gamma-intenzitás

A két felső, teljes magszakaszban *Bartington MS2* típusú, a mágneses szuszeptibilitást mérő szondával 5 cm-enként megmértük az agyag szuszeptibilitását (κ), illetve *Canberra HPGe* félvezető detektoros gamma-spektrométerrel (hatásfoka 14%, felbontása 1,8 keV 1332 keV) 10 cm-enként meghatároztuk a természetes gamma-intenzitást (TG) értékét. A gamma-mérések átlagosan 1–1,5 óráig zajlottak, és nagyjából 10%-os bizonytalanság mellett adják vissza a magon mérhető intenzitást. A mérések eredményeit a 4. ábra mutatja.

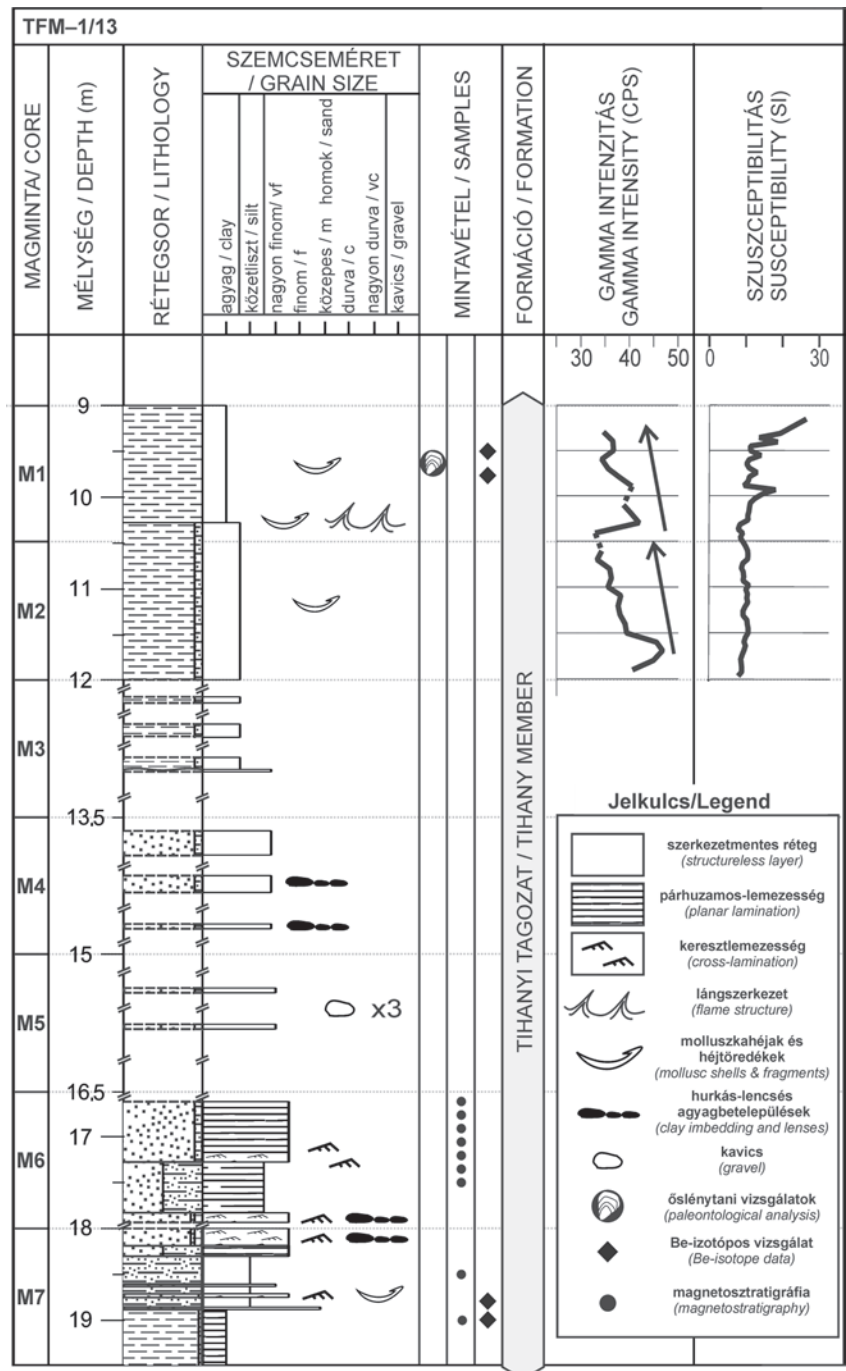
A legfelső 1,5 méteres magszakaszban a mágneses szuszeptibilitás értékekben a mélységgel egy csökkenő tendencia figyelhető meg, míg a második mag esetében a szuszeptibilitás stabilan alacsonyabb értéket mutat. A második magra jellemző alacsony értéket az első mag (M1) alján, 10,3 méterben veszi fel a görbe.

A gammaintenzitás-mérések alapján a két felső magban (M1, M2) a szuszeptibilitás eredményekhez hasonlóan két szakasz különíthető el. Az M2 mag alján a gamma intenzitás még relatíve nagy, majd a mag teteje felé haladva értéke fokozatosan csökken. Az M1 mag talpán az intenzitás érték még alacsony, de kb. 10,3 méternél egy határozott növekedés figyelhető meg. E felett az M2 magra jellemző csökkenő tendencia ismétlődik. A mágneses szuszeptibilitás és gamma-intenzitás görbékkel kimutatott két szakasz a kőzetminőség finom változásában is észlelhető volt.

A felső csökkenő szuszeptibilitás és emelkedő gamma értékeket mutató szakasz alapvetően szürke, szerkezetmentes agyagból, míg az alsó stabil szuszeptibilitású és ismételten emelkedő gamma sugárzást mutató szakasz pedig sötétszürke aleurolitos agyagból áll.

Ősmaradványok, biosztratigráfia

Az ősmaradványok meghatározására a fúrómag 9,50–9,75 m közötti szakaszából vettünk mintát, onnan, ahol az alapvetően mm-es nagyságú héjtöredékek között helyenként nagyobb méretű kagylóhéjak is előfordultak. A maradványok rossz megtartása miatt a puhatestűek pontos meghatározása többnyire nem volt lehetséges. A mintázott szakaszban található héjak nagy része a *Congeria balatonica*



4. ábra. A TFM-1/13 mederfúrás rétegsora a Be-izotópos és magnetosztratigráfiai mintavételi helyek feltüntetésével

Figure 4. Lithological column of TFM-1/13 with the indication of sample locations for Be-isotopic and magnetostratigraphic measurements

PARTSCH fajt képviselte, de ezek mellett előfordult egy-két csiga (*Theodoxus* cf. *turbinatus* (FUCHS), *Gastropoda* sp.) és más kagyló (*Dreissena* sp., *Lymnocardium decorum* [FUCHS]) is. Ezek a fajok előfordulnak a Tihany, fehérparti rétegekben is, és biosztratigráfiai szempontból is ugyanoda, a *Lymnocardium decorum* zónába tartoznak. A zóna felső korhatárát éppen a tihanyi vulkanitok segítségével 8 millió évesnek (SZTANÓ et al. 2013a), alsó határát áttételes korrelációk alapján 8,7 millió évesnek becsüljük.

A mikropaleontológiai vizsgálat során a sötétszürke, molluszkahéjakban gazdag agyagból kis diverzitású, de nagy egyedszámú kagylósrák fauna példányai kerültek elő. A teknők jó megtartásúak, főként kettős teknők. Egyes teknők feketék, piritesedtek. Ez valószínűleg az üledék-képződés során kialakult reduktív viszonyokra utal. A mintában az ostracodákon kívül halcsigolya, ragadozó halfog, otolith és csiga embrió is előfordult. Az otolithot a sügéralakúak (Perciformes) közé tartozó *Morone* genusba lehetett besorolni (BOSNAKOFF 2013). A kagylósrák együttesben összesen nyolc taxont sikerült elkülöníteni: *Cypriideis seminulum* (REUSS), *Hemicytheria* sp., *Xestoleberis* sp., *Candona* (*Caspiolla*) sp., *Candona* (*Caspiocypris*) sp., *Candona* (*Sinegubiella*) sp., *Amplocypris abscissa* (REUSS). A faunában nagy egyedszámmal megjelenő *Cypriideis seminulum* a KOLLMANN (1960) által a Bécsi-medencében felállított zonáció alapján a pannóniai emeleten belül a G-zónát jelöli ki. A csak eurihalin alakokból álló együttes jól szellőzött, gyengén mozgatott, limnobraKK környezetre utal. A mintában a *Cypriideis seminulum* példányai dominálnak, ami pangóvízi környezetet vagy annak közelségét jelzi. Jelentős mennyiségben megjelennek a *Hemicytheria* genus képviselői is, az *Amplocypris abscissa* és a *Candona*-félék mellett, melyek mio-mezohalin (5–9‰ közötti) sekély szublitóralis (10–15 m mély)

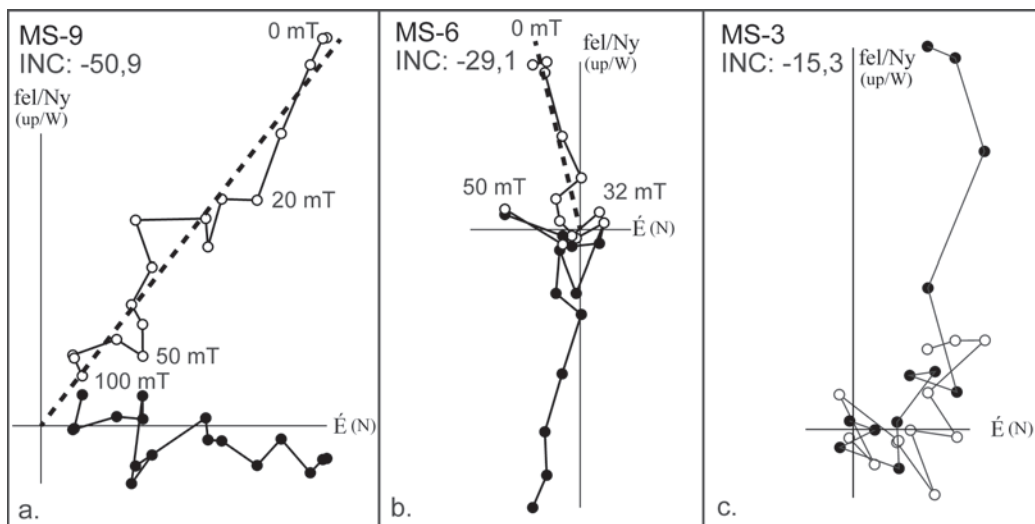
környezetre utalnak (SZUROMI-KORECZ 1989, RUNDIĆ et al. 2011).

Magnetosztratigráfia

A fúrás 16,50–19,50 m közötti szakaszából magnetosztratigráfiai vizsgálatokhoz vettünk mintákat. A fúrómag felületének megtisztítása után műanyag mintavető kupakkal 9 db mintát vettünk a mag tengelyére merőlegesen, megjelölve a felfelé mutató irányt. 16,50–18,00 m között 7 db mintát vettünk, 15 cm-es mintavételi közzel, míg 18,00–19,50 m között 2 db mintát: 18,50 m-nél és 19,00 méternél (4. ábra). A lemágnesezés és az inklináció meghatározása DANKERS & ZIJDERVELD (1981) alapján, egy automatizált, váltóterű magnetométerrel (2G Enterprises, DC Squid típusú), 2–20 mT lépésközzel, 100 mT maximális értékig történt. Termikus lemágnesezésre a mintatartók anyaga miatt nem volt lehetőség. A mérések során 7 minta mutatott szignifikáns remanens mágnesezettséget, közülük három a 20–100 mT (trenderősség: „jó”, lásd 5. ábra, a), míg négy a 15–45 mT tartományban (trenderősség: „közepes”, lásd 5. ábra, b) volt stabil. Két minta nem mutatott értékelhető eredményt (trenderősség: „gyenge”, lásd 5. ábra, c). A mágneses vizsgálatok eredményeit az I. táblázat foglalja össze. A mérések alapján a mintázott rétegsor 16,50–19,50 m közötti szakaszát reverz mágnesezés polaritása jellemzi.

Be-izotópos kormeghatározás

A fúrás által harántolt üledékek korát Be-izotópos módszerrel (cf. BOURLÈS et al. 1989, LEBATARD et al. 2010) határoztuk meg. A Középső-Paratethys késő-miocén sziliciklasztos üledékeinek numerikus kormeghatározása tekintetében ez a módszer egyelőre még kísérleti és kalibrálási



5. ábra. Az MS-9, MS-6 és MS-3 minták lemágnesezéséből származó Zijderveld diagramok (ZIJDERVELD 1967). A szaggatott trendvonal által meghatározott átlagos inklináció értékek (INC) (KIRSCHVINK 1980) a bal felső sarokban vannak feltüntetve. A fehér (fekete) körök a meghatározott inklináció (deklináció) értékeket mutatják a lemágnesezés egyes lépései után. a) MS-9 minta, trenderősség: „jó”, b) MS-6 minta, trenderősség: „közepes”, c) MS-3 minta, trenderősség: „gyenge”

Figure 5. Zijderveld projections (ZIJDERVELD 1967) of samples MS-9, MS-6 and MS-3. Mean inclination values (INC) of plotted dashed line (KIRSCHVINK 1980) shown in upper left corner; open (closed) circles denote inclination (declination) steps a) MS-9 sample, quality of trend: “good”, b) MS-6 sample, quality of trend: “medium”, c) MS-3 sample, quality of trend: “weak”

I. táblázat. A fúrómagból vett minták mágnesrétegtani jellemzése**Table I.** Magnetostratigraphic characteristics of the core samples

Mintaszám (mélység) Sample (depth)	Stabil tartomány Stable range (mT)	Trenderőssége Quality of trend	Inklináció Inclination (°C)	Átlagos intenzitás Mean intensity ($\mu\text{A/m}$)	Mágneses polaritás Inclination polarity
MS-1. (16,60 m)	20–32	közepes (medium)	–18,3	190	Reverz (Reverse)
MS-2. (16,75 m)	15–32	közepes (medium)	–22,5	85	Reverz (Reverse)
MS-3. (16,90 m)	15–30	gyenge (weak)	–15,3	169	?
MS-4. (17,05 m)	15–45	közepes (medium)	–39,3	171	Reverz (Reverse)
MS-5. (17,20 m)	20–50	jó (good)	–35,0	266	Reverz (Reverse)
MS-6. (17,35 m)	15–30	közepes (medium)	–29,1	218	Reverz (Reverse)
MS-7. (17,50 m)	15–45	gyenge (weak)	41,9	87	?
MS-8. (18,50 m)	25–70	jó (good)	–37,9	154	Reverz (Reverse)
MS-9. (19,00 m)	20–100	jó (good)	–50,9	391	Reverz (Reverse)

stádiumban van, de a Kisalföldön végzett mérések alapján a hazai pannóniai üledékek kormeghatározására is várhatóan használható (ŠUJAN et al. 2015, 2016). Be-izotópos kormeghatározásra tesztjelleggel összesen 4 mintát vettünk. Kettőt a fúrómag felső részéből (M1), kettőt pedig a legalsó 1,5 méteres szakaszból (M7) (4. ábra). Ezek a minták a balatoni szeizmikus adatok értelmezése alapján két különböző deltaciklushoz tartoznak (VISNOVITZ 2015), melyek között egy ciklushatár ($p-3$, 1. ábra) azonosítható. Utóbbi $p-3$ horizont azonos a SACCHI et al. (1999) és HORVÁTH et al. (2010) által értelmezett *Pan-2* felülettel, melynek korát a mérésekkel időhatárok közé kívántuk szorítani. A minták korát a francia ASTER AMS laboratóriumában, megfelelő minta-előkészítés után nemzetközi standardokkal kalibrálva határoztuk meg (ŠUJAN et al. 2016). A kapott berillium korokat és azok hibáját a II. táblázat tartalmazza.

II. táblázat. A fúrómagból vett minták berillium kora**Table II.** Be ages of some core samples

Minta Sample	Fúrásbeli mélység (m) Measured depth	Berillium kor Berillium age (Ma)	Bizonytalanság Uncertainty (My)
1.	9,52	8,65	$\pm 0,42$
2.	9,75	8,84	$\pm 0,4$
3.	18,8	9,65	$\pm 0,43$
4.	19	9,36	$\pm 0,4$

A II. táblázatban feltüntetett értékek relatíve nagy hibákkal terheltek, ennek ellenére az általuk megadott időtartomány viszonylag jól definiálható, kb. 8,6–9,6 M év. Mivel a fúrás által harántolt deltaciklusokon belül nem várunk nagy időeltéréseket, ezért a fúrás felső-, és alsó részéből származó mintapárokat célszerű együttesen értelmezni.

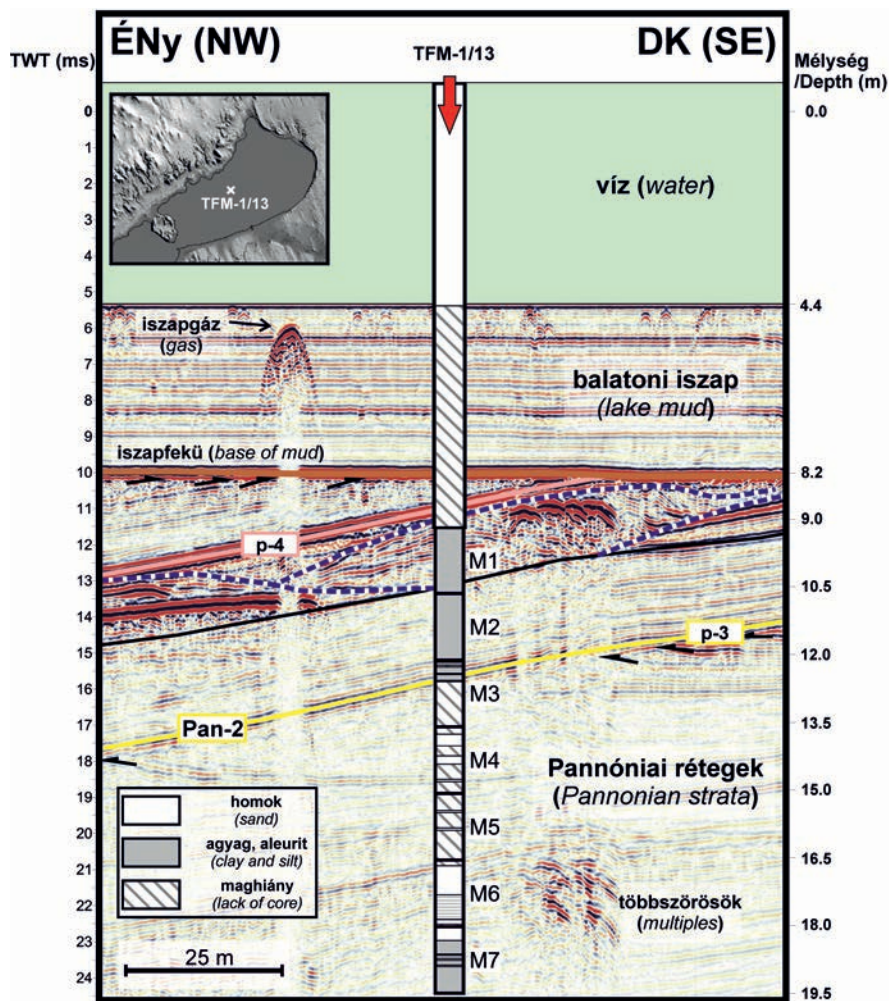
A mintapárokból átlagokat képezve a felső ciklus berillium kora kb. $8,75 \pm 0,41$ M év, míg az alsó ciklusé $9,52 \pm 0,41$ M év. Korábbi munkák a balatoni pannóniai üledékek, így a Tihanyi Tagozat korát a területen 8,0 és 8,7 millió évesre teszik (CSILLAG et al. 2010, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013a). Az M7 magra vonatkozó korok ennél lényegesen idősebbnek mutatkoztak, tehát nem illeszkednek a jelenlegi modellbe. Az M1 magból származó koradatok hibahatáron belül illeszthetők a fenti időszakba.

A buckás alakzatok eredete

A fúrás rétegsorát, a szuszceptibilitás és a természetes gamma-intenzitás mérések, a bio-, magnetosztatigráfia és a geokronológia eredményeit összevetettük az ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken látható rétegtani képpel (4. és 6. ábra). A fúrási rétegsort a tőfenék szintjéhez illesztettük. Megfelelő idő-mélység összefüggés hiányában az iszap esetében, a korábbi tavi fúrások és szeizmikus szelvények illesztéséből meghatározott 1600 m/s-os intervallumsebességet használtuk (VISNOVITZ 2015). A pannóniai rétegek sebességkonverzióját ugyanezzel a sebességgel végezve, igen jó korrelációt kaptunk a szeizmikus reflexiók és a fúrómagban megfigyelhető változások között. Az illesztés alapján látható, hogy a mintavételhez szükséges fenékszárast már csak a buckákat tartalmazó agyagos képződményben lehetett megvalósítani, emiatt a 6. ábrán $p-4$ -ként jelölt ciklushatár és a felette elhelyezkedő üledékek mintázására, és az üledékek korának meghatározására sajnos nem volt lehetőségünk.

Az illesztés szerint a fúrás első 1,5 méteres szakasza (M1) teljes egészében a mintázni kívánt bucka anyagát tartalmazza. Ez alapvetően puhatestűhéjakat és azok töredékét tartalmazó, szerkezetmentes agyag, amely lefelé aleuritos agyagba megy át. A bucka talpát az alig észlelhető litológiai változás (héjtöredékek és apró deformációs szerkezetek az agyagban) mellett a gamma-intenzitás és szuszceptibilitás görbék kisebb kitérése, trendváltozása mutatja.

A 2. mag (M2) már a bucka talpa alatti, szeizmikusan jól rétegzett egységet harántolta, mely a harmadik mag (M3) elejéig tart és sötétszürke, aleuritos agyagból áll. A szeizmikus szelvényen ennek talpát jelöli a ($p-3$) felület, melyet SACCHI et al (1999) a *Pan-2* szekvenciahatárral azonosított, részben az alatta fellapolódással végződő ferde reflexiók miatt. Ez a felszín a fúrásban is megvan és egy olyan transzgresszív felületként értelmezhető, mely az alatta települő deltasorozat felső részében található sárgásbarna, finomszemcsés homokot és az elöntést követően lerakódott szürke nyíltvízi agyagot választja el egymástól. A laza, finomszemcsés homokot a fúró nem volt képes kiemelni, emiatt a következő magszakaszok (M3, M4, M5) erősen maghiányosak. Magot legközelebb abból a mélységből sikerült venni,



6. ábra. A különböző magszakaszok (M1-M7) illesztése az ultranagy felbontású szeizmikus adatokhoz. A nyílak a p-3 (Pan-2) határ alatt fellapolódó reflexió-elvégződéseket jelölik.

Figure 6. Cores (M1-M7) and their correlation with ultra-high resolution seismic data. Black arrows mark the reflection terminations (toplaps) on p-3 (Pan-2) horizon.

ahol már valamivel kötöttebb és agyagosabb, finom-aprószemcsés homok volt jelen. A fúrás alsó 2×1,5 méteres szakaszában (M6, M7 mag) finom-aprószemcsés, aleuritós homok, majd rétegtelen agyag volt az uralkodó kőzettípus.

A fúrás alapján egyértelmű, hogy a harántolt buckás alakzat nem édesvízi vagy kovás mészkőből áll, melyet a Tihanyi-félszigeten „gejzirit” kúpokként láthatunk. A fúrt rétegsor ugyanazokat az agyagos-homokos képződményeket tartalmazza, mint amit a Balaton környéki feltárásokból, mint Tihanyi Tagozat ismerünk. A buckák képződésére a Tihanyi Tagozat képződési környezetének ismeretében, azaz deltalebenyek frontján — deltasíkság feltöltődésével kapcsolatosan (SZTANÓ & MAGYAR 2007, SZTANÓ et al. 2013, VISNOVITZ 2015) kell magyarázatot találni. A 7. ábrán a mintázott bucka két különböző metszete és annak értelmezése látható, a 2013-as szeizmikus szelvénypáron. A szelvényeket a buckák alatti p-3 (Pan-2) határra egyenesítettük ki, mely egykor közel vízszintes lehetett. A buckák teteje a párhuzamos p-4 paraszekvenciahatár alatt húzódó, helyenként a p-4 horizont által lefejezett reflexió, talpa pedig a p-3 és p-4 határok közötti lejtős reflexió, mely a

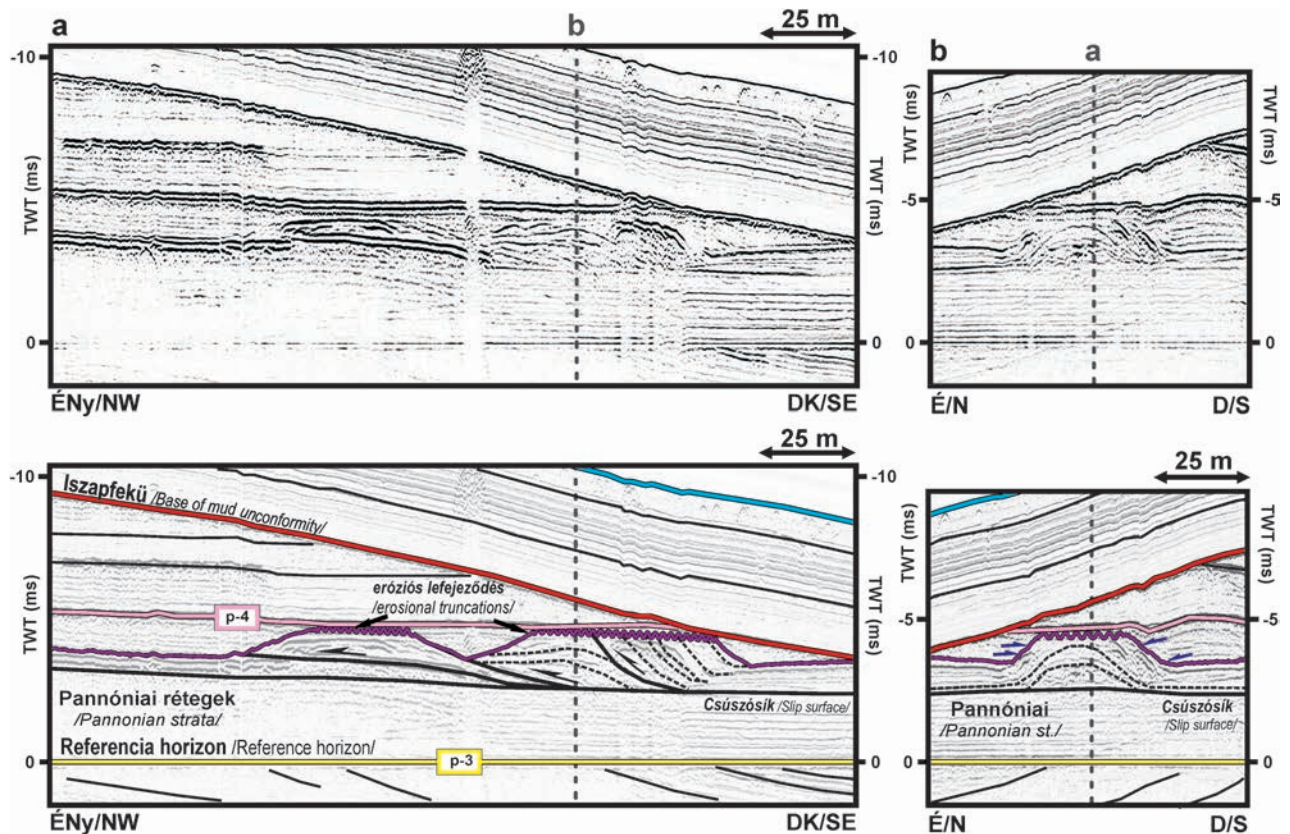
fúrásban aleuritós agyagnak bizonyult. A buckák a kis dőlésszögű felszín felett kis méretű rátalódások sorozataként feltorlódott rétegekötleteket alkotnak, melyet a csuszamlás alsó, kompressziós szakaszaként értelmezhetünk. Ugyanez a jelleg keresztmetszetben héjas struktúráként jelentkezik, melyet a fiatalabb üledékek mindkét oldalról rálapolódással beburkolnak.

Hasonló üledékes redőkre és rátalódásokra sok példát találhatunk. Ilyet figyeltek meg például a délkelet-spanyolországi Baza-medence pleisztocén deltaüledékeiben is (GIBERT et al. 2005), ahol a buckák talpát szintén agyagos képződmények alkotják, a buckák anyaga azonban elsősorban homokos üledékből áll. A szerzők a szerkezetet olyan víz alatti, deltaelőtéri csuszamlásként értelmezték, melyek egy igen lapos (<1°) lejtőn, feltehetőleg egy földrengés hatására alakultak ki. ALSOP & MARCO (2013) a fentieknél sokkal bonyolultabb csuszamlásredő-geometriákat ismertettek, a csuszamlásban résztvevő anyag és a csuszamlás fejlettségétől függően. Lejtőkön vagy lejtők tövében kialakuló kilométer nagyságrendű csuszamlások geometriáját részletgazdagon képezték le szeizmikus szelvényekkel, valamint megkülönböztették a fronton korlátozott és szabadon szétterülő

típusokat (FREY-MARTINEZ et al. 2006). Ennek figyelembe vételével itt inkább a szabad végű geometria a valószínűbb.

A buckák alatt sehol sem láttunk a fektet átcsúszó közel függőleges mintázatot. Ugyan köztudottan a módszer nem alkalmas vertikális struktúrák leképezésére, úgy véljük, ha léteznének, legalább valamilyen zavarként leképeződtek volna. Ezek hiányában az iszapdiapír, vagy egyéb telérekhez kapcsolódó deformációs szerkezet értelmezést elvetettük. A balatoni példa esetében a buckák belső szerkezete egyelőre nehezen magyarázható másként mint csuszamlás eredetű redőkkel, rátalódásokkal, emiatt úgy véljük, hogy a buckák többsége csuszamlásos eredetű. A rátalódások alapján a mozgás látszólag ÉNy-i irányú, ami a buckák ugyanilyen irányú megnyúlásával párhuzamos. Ez az irány azonban látszólag ellentétes a kapcsolódó csúszósík dőlésével, amit magyarázhatunk esetleg a csuszamlás elülső (vagy oldalsó) rámpájaként. Ez azonban nem magyarázza meg, hogy miért a feltételezett fő beszállítási irány felé történhetett a mozgás.

A kisebb és nagyobb izraeli példák (FREY-MARTINEZ et al. 2005, 2006; ALSOP & MARCO 2013) mindegyikén előfordul a lejtő csapásával párhuzamos vergenciájú redőződés



7. ábra. A vizsgált buckák hossz- (a) és keresztmetszeti képe (b) a p-3 (Pan-2) határra kiegyenesített ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken, melyek helyszínrajzát a 2. ábra mutatja

Figure 7. Longitudinal (a) and cross-section (b) view of the investigated mounded features in ultra-high resolution seismic profiles flattened to the p-3 horizon (location see in Figure 2)

is. Továbbá komplex, hajladozó lejtőgeometria miatt ilyen redők megjelenhetnek nem a csúszást kiváltó, hanem szomszédos lejtők lábánál is. A mozgás iránya tehát nem szükségszerűen kell kövesse a rátolódásokat, így az ÉNy-i irányt sem.

A pannóniai összlet „buckái” a Siófoki-medence középső részén több mint 100 km²-es területen, valószínűleg több különböző torkolathoz tartozó deltalebenyen, és nem egy szabálytalan lefutású deltafronttal párhuzamosan nyomozhatók. Ez a képződmények korára, egyidejűségére nézve kérdéseket vet fel. Szeizmikus sztratigráfiai szempontból, mivel a buckák mindegyike a p-3 (Pan-2) és p-4 között található egykorúak. Hogy a p-3–p-4 intervallum százezer évet reprezentál-e vagy kevesebbet, annak megbecslésére nincsenek adataink. Ugyanakkor bármely időpillanatra akár több aktív torkolatot feltételezve is a lebenyek frontja egy nagyjából kilométer széles hajladozó sáv lehet, amely mentén csuszamlások kialakulhattak. A deltafront gyors tovább épülésével kis idő múltával akár több csuszamlás generáció is létrejöhetett, ezek szétválasztására és a buckaképződés pontos időbeli lefutásának rekonstruálására azonban sajnos nincs lehetőségünk. A csuszamlásokat kiválthatta akár évszázados nagy árvizek gyors üledéklerakódása, de az sem kizárt, hogy kialakulásuk részben vagy egészében egy vagy több paleoföldrengéshez köthető.

A buckás alakzatok kora

A Be-izotópos koradatok, a magneto- és biosztratigráfiai adatok és a szeizmikus rétegtan alapján igyekeztünk megadni a buckák keletkezési korát is (8. ábra). A legújabb szelvényeken alapuló szeizmikus rétegtani vizsgálatok azt mutatták, hogy a kapcsolódó rétegtani szint nem egykorú a Tihanyi Tagozat fehérparti feltárásban feltárt tetőszintjével, melyre a gejzirit települ, hanem annál idősebb. A kérdéses felszín a partközeli szeizmikus szelvények alapján 4–5, negyedrendű üledékciklussal előbb keletkezhetett. A buckák tehát idősebbek, mint a tihanyi vulkanizmus (kb. 8 M év, WJBRANS et al. 2007), sőt idősebbek, mint a fehérparti feltárás (kb. 8,0–8,1 vagy 8,2–8,3 M év között, SZTANÓ et al. 2013a). Feltételezve, hogy a negyedrendű ciklusok időtartama közel 150 ezer év a buckákhoz tartozó üledékek kora kb. 8,4–8,75 millió évre adódna, ami hibahatáron belül megegyezik a meghatározott Be-korral, és nem mond ellent a *Lymnocardium decorum* zónának sem. Utóbbi feltételezés azt jelentené, hogy a balatoni szeizmikán azonosítható ciklushatárok azonos hierarchiájú egységekhez tartozhatnak, mint amelyeket a Makói-árokban (SZTANÓ et al. 2013b), vagy a somogyi területeken (TÖRÖ et al. 2012) korábban kimutattak.

Amennyiben a berilliumos kormeghatározás közelítőleg helyes, a Balaton alatt korábban kijelölt Pan-2 felszín, mely

nem azonos a tihanyi gejziritek szintjével, valóban olyan — esetleg harmadrendű — szekvenciahatárt jelölhet, melyhez kb. 0,5 millió éves hiátus tartozhat, ugyanabban az üledékképződési környezetben és formációban. Ebben az esetben a $p-3$ felszín alól származó minták reverz polaritását is figyelembe véve a kérdéses üledékciklus a C4Ar kronhoz (9,1–9,8 M év) tartozna. A Pannon-tó és a kisalföldi-bakonyi régió fejlődéstörténetéről alkotott képbe (MAGYAR et al. 2007, CZICZER et al. 2008, SZTANÓ et al. 2013a), ez az adat egyelőre nem illeszthető be.

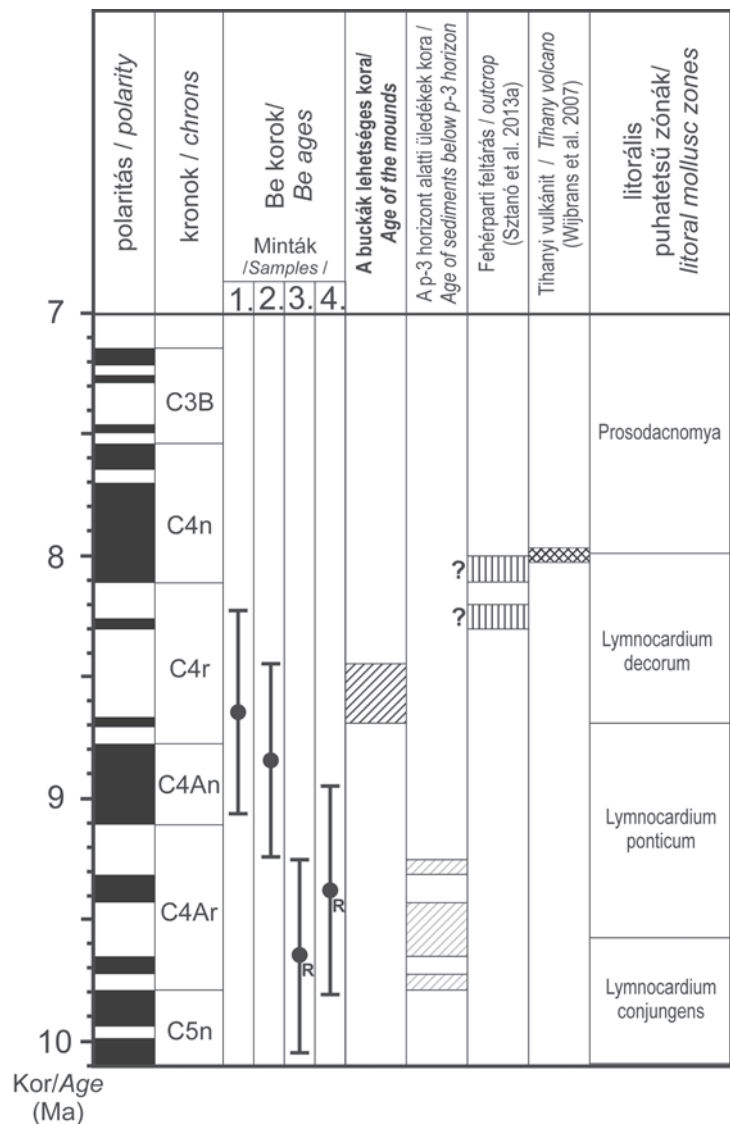
Konklúziók

A 2013 októberében mélyített TFM-1/13 jelű balatoni mederfúrás új adatokat szolgáltatott a harántolt pannóniai rétegek anyagát és korát illetően, valamint módosította a vízi szeizmikus szelvények és a fehérsági feltárás korrelációját. A 19,50 méteres talpmélységű, célzott mintavételre mélyített fúrás kimutatta, hogy a tó alatt korábban édesvízi mészkőkúpokként értelmezett nagy amplitúdójú buckás alakzatok valójában agyagos üledékekből állnak, így a tihanyi gejziritekkel nem korrelálhatók.

A fúrás által harántolt agyagos–homokos rétegsor jellegében a fehérsági feltáráshoz ismert üledékekhez hasonló, így közetrétegtanilag a Tihanyi Tagozat részeként értelmezhető. A mintázott üledékek kora mind magnetosztatográfiai, mind Be-izotópos vizsgálatok, mind pedig az új szeizmikus korrelációk alapján idősebbnek bizonyult a tihanyi Fehérsági rétegsoránál.

A buckás alakzatokat csuszamlások feltorlódó talpi redőként, rátolódásokként értelmezzük, melyek az egykori deltaelőtéri agyagok deformációjával képződhettek. A buckák keletkezésének okát és kapcsolatát az egykori deltalejtővel azonban még nem tudjuk egyértelműen magyarázni. A csuszamlási szerkezetekből levezethető csúszási irányok és a feltételezett paleolejtő dőlések ugyanis nincsenek összhangban egymással. A képződmények jól meghatározott rétegtani helyzete és nagy területi előfordulása ugyanakkor arra utalnak, hogy ezeknek a csuszamlási szerkezeteknek a keletkezése idején, valamikor 8,4–8,7 M év között, gyakoriak lehettek az olyan nagyobb áradások, melyek lejtőinstabilitáshoz vezettek. Lehetséges, hogy a csuszamlások részben vagy egészében egy vagy több paleo-földrengéshez köthetők. Utóbbi rengéseket a vulkanizmushoz az időbeli eltérés miatt úgy tűnik, nem köthetjük.

A mag alsó szakaszának Be-korokra alapozott 9,1–9,8 millió éves kora nem illeszthető a Kisalföld–Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetéről alkotott jelenlegi képbe. Amennyiben ez az adat helytálló, úgy a régió késő-miocén fejlődéstörténetét jelentősen át kellene írni. A fúrás felső és



8. ábra. A TFM-1/13 fúrásból származó mintákon mért korok összevetése a globális polaritás időskálával (GPTS, HILGEN et al. 2012 szerint), a biozónákkal (MAGYAR 2010) és a fehérsági feltáráshoz meghatározott korokkal. A fekete, ferdén sraffozott tartomány a fúrás felső részéből származó minták lehetséges korát jelöli a Be-izotópos mérések és a biosztratigráfia vizsgálatok alapján, míg a szürkén sraffozott tartományok a fúrás alsó szakaszából vett minták lehetséges korát mutatják a Be-izotópos mérések és a fűrészes reverz polaritását figyelembe véve. R: fordított mágneses polaritás

Figure 8. Comparison of the ages measured on TFM-1/13 core samples with global polarity time scale (GPTS, HILGEN et al. 2012), biostratigraphic zones (MAGYAR 2010) and possible ages of the Fehérsági outcrop, Tihany peninsula. Black striped interval show the possible ages for samples from the upper part of the core based on Be isotope data and biostratigraphy while zones striped by grey lines give the possible ages for the samples from the lower part of the core regarding Be ages and magnetic polarity of the samples. R: Reverse magnetic polarity

alsó része között elhelyezkedő Pan-2 szekvenciahatár (cf. SACCHI et al. 1998, HORVÁTH et al. 2010), ez esetben 0,5 millió éves hiányt képviselhet.

Köszönetnyilvánítás

A balatoni szeizmikus felmérésekben nélkülözhetetlen együttműködő partnereink voltak az ELTE geofizikus hallgatói, a Geomega Kft. és a Brémai Egyetem Marine Tech-

nology – Environmental Research kutatócsoportja. Külön köszönet illeti TÓTH Tamást a kutatásokhoz szükséges műszerek, és szakértőgarda rendelkezésre bocsátásáért. A balatoni mederfúrásnál a Geovil Kft. és az Óriás Line Kft. voltak segítségünkre. A fúrás munkák sikeres lebonyolításáért HORVÁTH Tibornak és †DOBOS Istvánnak mondunk köszönetet. A fúrás kijelölését célzó felméréseket a Pázmány–Eötvös Információs Alapítvány támogatta, a felmérést a Yachtsail Kft. és SZABÓ Lajos hajóskapitány közreműködésével végeztük. A minták magnetosztratigráfiai vizsgálatát az Utrechti Egyetem Paleomágneses Laboratóriumában, a Be-izotópos kormeghatározásokat az

ASTER AMS (CERGE, Aix en Provance) laboratóriumában végeztük. A fúráshoz és a kapcsolódó szeizmikus kutatásokhoz az OTKA NK83400 és 109255 K projektek biztosították az anyagi támogatást, a Be-izotópos kormeghatározásokat a Szlovák Kutatás-fejlesztési Ügynökség (Slovak Research and Development Agency) APVV-14-0118 és APVV-0099-11 projektjei és a francia INSU/CNRS kiválósági projektje finanszírozta. A szeizmikus adatok értelmezéséhez az IHS Kingdom értelmező szoftvert az IHS cég University Grant támogatási programja biztosította. A cikk egyben az MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoportjának 251. közleménye.

Irodalom — References

- ALSOP, G. I. & MARCO, S. 2013: Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope. — *Tectonophysics* **605**, 48–69. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.004>
- BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS, V. & HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közöny* **140/4**, 367–390.
- BALÁZS A., VISNOVITZ F., SPIESS, V., FEKETE N., TÓTH Zs., HÁMORI Z., KUDÓ I. & HORVÁTH F. 2013: Új szeizmikus mérések a Balatonon: beszámoló a 2011–2012. évi szelvényezésekről. — *Magyar Geofizika* **54/2**, 67–76.
- BOSNAKOFF M. 2013: A Pannon-tó halfaunájának taxonómiai, ökoszisztémái és evolúciós vizsgálata. — *PhD értekezés*, ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, 132 p.
- BOURLES, D., RAISBECK, G. M. & YIOU, F. 1989: ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 443–452. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90395-5](http://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90395-5)
- CSENYI T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közöny* **132/különszám**, 193–213.
- CSENYI T. & CORRADA, R. 1989: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai–földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *A MÁFI Évi Jelentése 1987. évről*, 341–347.
- CSENYI, T. & CORRADA, R. 1990: A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe. — *A MÁFI Évi Jelentése 1988. évről*, 169–176.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közöny* **140/2**, 183–196.
- CZICZER, I., MAGYAR, I., PIPÍK, R., BÖHME, M., ČORIĆ, S., BAKRAČ, K., SÜTÖ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E. & MÜLLER, P. 2008: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **98**, 1741–1766. <http://doi.org/10.1007/s00531-008-0322-3>
- DANKERS, P. H. M. & ZIJDERVELD, J. D. A. 1981: Alternating field demagnetization of rocks, and the problem of gyromagnetic remanence. — *Earth and Planetary Science Letters* **53**, 89–92. [http://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90029-7](http://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90029-7)
- FREY-MARTINEZ, J., CARTWRIGHT, J. & HALL, B. 2005: 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. — *Basin Research* **17**, 83–108. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00255.x>
- FREY-MARTINEZ, J., CARTWRIGHT, J. & JAMES, D. 2006: Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. — *Marine and Petroleum Geology* **23**, 585–604. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.04.002>
- GIBERT, L., SANZ DE GALDEANO, C., ALFARO, P., SCOTT, G. & LÓPEZ GARRIDO, A. C. 2005: Seismic-induced slump in Early Pleistocene deltaic deposits of the Baza Basin (SE Spain). — *Sedimentary Geology* **179**, 279–294. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.06.003>
- HILGEN, F. J., LOURENS, L. J. & VAN DAM, J. A. 2012: The Neogene Period. — In: GRADSTEIN, F., OGG, J., SCHMITZ, M. & OGG, G. (eds): *The Geological Time Scale 2012*. — Elsevier, Amsterdam, 923–978. <http://doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.15001-2>
- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI E. 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúli és a Balaton területén. — *Földtani Közöny* **140/4**, 391–418.
- KIRSCHVINK, J. 1980: The least squares lines and plane analysis of paleomagnetic data. — *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **62**, 699–718.
- KOLLMANN, K. 1960: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreich. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **51**, 89–195.
- LEBATARD, A., BOURLÈS, D. L., BRAUCHER, R., ARNOLD, M., DURINGER, P., JOLIVET, M., MOUSSA, A., DESCHAMPS, P., ROQUIN, C., CARCAILLET, J., SCHUSTER, M., LIHOREAU, F., LIKIUS, A., MACKAYE, H. T., VIGNAUD, P. & BRUNET, M. 2010: Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. — *Earth and Planetary Science Letters* **297**, 57–70. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.003>
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz. — Budapest, Kilián F. Bizománya, 617 p.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — Geolitera, Szeged, 140 p.

- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNÁK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103**, 168–173. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007>
- MÁRTON P., BABINSZKI E., DÖVÉNYI P., DRAHOS D., GÁLSA A., HORVÁTH F., LIPOVICS T., MÁRTONNÉ SZALAY E., PUSZTA S., SALÁT P., SURÁNYI G., SZÉKELY B., TÓTH T. & WINDHOFFER G. 2007: Integrált kutató módszer kifejlesztése negyedidőszaki környezeti állapotok geofizikai vizsgálatára (Development of an integrated research method for the geophysical investigation of environmental conditions in the Quaternary). — *Zárójelentés a T 44765 sz. OTKA pályázathoz (2003–2005)*, 23 p.
- NOVÁK D., KONCZ D., HORVÁTH A., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: modern nyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 419–428.
- RUNDIĆ, L., GANIĆ, M., KNEŽEVIĆ, S. & SOLIMAN, A. 2011: Upper Miocene Pannonian sediments from Belgrade (Serbia): new evidence and paleoenvironmental considerations. — *Geologica Carpathica* **62/3**, 267–278. <http://doi.org/10.2478/v10096-011-0021-z>
- SACCHI, M., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M., MIRABLE, L. & TONIELLI, R. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/1**, 63–88.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 357–390. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.17>
- ŠUJAN, M., BRAUCHER, R., KOVÁČ, M., RYBÁR, S., GUILLOU, V., BOURLÈS, D., BARANYI, V. & HUDÁČKOVÁ, N. 2015: Upper Miocene to Quaternary evolution of the Danube Basin inferred from the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method results. — In: BARTHA I. R., KRIVÁN Á., MAGYAR I. & SEBE K. (eds): *6th Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe Conference*, Orfű, Magyarország, Absztrakt kötet (kiadta a Magyarhoni Földtani Társulat), 87–88.
- ŠUJAN, M., BRAUCHER, R., KOVÁČ, M., BOURLÈS, D. L., RYBÁR, S., GUILLOU, V. & HUDÁČKOVÁ, N. 2016: Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to Late Miocene – Pliocene sequences in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments. — *Global and Planetary Change* **137**, 35–53. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.013>
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geologie und Palaontologie* **9**, 105–108.
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L. & CSILLAG G. 2013a: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlöny* **143/1**, 445–468.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D., HOYER, D. & WALLIS, R. 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103**, 149–167. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026>
- SZUROMI-KORECZ A. 1989: DK-Dunántúl pannóniai s. l. Ostracoda fauna vizsgálatának eredményei. — *PhD értekezés*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 245 p.
- TÓTH Zs., TÓTH T., SZAFIÁN P., HORVÁTH A., HÁMORI Z., DOMBRÁDI E., FEKETE N., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Szeizmikus kutatások a Balatonon. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 355–366.
- TÖRÖ B., SZTANÓ O. & FODOR, L. 2012: Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban. — *Földtani Közlöny* **142/4**, 445–468.
- VISNOVITZ F. 2015: Balatoni vízi szeizmikus szelvények környezetgeofizikai vizsgálata. — *PhD értekezés*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 165 p. + mellékletek. <http://doi.org/10.15476/ELTE.2015.138>
- VISNOVITZ F., TÓTH T., HÁMORI Z., KUDÓ I., BALÁZS A., SACCHI, M., SURÁNYI G. & HORVÁTH F. 2013: Balatoni egysatornás, nagy felbontású szeizmikus szelvények újrafeldolgozása. — *Magyar Geofizika* **54/2**, 77–88.
- VISNOVITZ, F., HORVÁTH, F. & SURÁNYI, G. 2014: Geometry-Lithology-Origin: Solving the mystery of the Late Miocene mounded features below Lake Balaton. — *Geophysical Research Abstracts* **16**, EGU2014-781-2.
- VISNOVITZ, F., HORVÁTH, F., FEKETE N. & SPIESS, V. 2015a: Strike-slip tectonics in the Pannonian basin based on seismic surveys at Lake Balaton. — *International Journal of Earth Sciences* **104**, 2273–2285. <http://doi.org/10.1007/s00531-015-1179-x>
- VISNOVITZ, F., BODNÁR, T., TÓTH, Zs., SPIESS, V., KUDÓ, I., TIMÁR, G. & HORVÁTH, F. 2015b: Seismic expressions of shallow gas in the lacustrine deposits of Lake Balaton, Hungary. — *Near Surface Geophysics* **13**, 433–446. <http://doi.org/10.3997/1873-0604.2015026>
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- ZIJDERVELD, J. 1967: A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. — In: COLLINSON, D. W., CREER, K. M. & RUNCORN, S. K. (eds): *Methods in Paleomagnetism*. — Elsevier, Amsterdam, 254–286.
- ZLINSZKY A., MOLNÁR G. & SZÉKELY B. 2010: A Balaton vízmélységének és tavi üledékvastagságának térképezése vízi szeizmikus szelvények alapján. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 429–438.

Kézirat beérkezett: 2017. 01. 26.

A Badacsony freatomagmás piroklasztitösszlete: következtetések a monogenetikus bazaltvulkáni működés folyamataira és formáira

HENCZ Mátyás¹, KARÁTSZON Dávid¹, NÉMETH Károly², BIRÓ Tamás¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
e-mail: hencz.matyi92@gmail.com

²Massey University, Volcanic Risk Solutions CS-INR, Massey University, Palmerston North, New Zealand
e-mail: k.nemeth@massey.ac.nz

The phreatomagmatic pyroclastic sequence of the Badacsony Hill: implications for the processes and landforms of monogenetic basaltic volcanism

Abstract

In this paper the first quantitative description and volcanological interpretation is given of the Badacsony Hill, the latter being the most well-known butte of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF). The pyroclast/lithics ratio of the pyroclastics was investigated by using point-counting image analysis methodology on the surfaces of hand-cut specimens. The isometrical shape of different grains allowed the obtained 2D data to be converted to 3D volume data. By using this methodology it was possible to infer the relative depth of explosions with respect to the synvolcanic surface and the syneruptive morphology; moreover, the effusive and explosive phases of the volcanism could be identified.

The results of point-counting image analysis and the position and extent of the phreatomagmatic sequence on the Badacsony Hill imply that the Badacsony volcano was a monogenetic (probably polycyclic) tuff ring or shallow maar volcano. Such volcanism is associated with the interaction of hot, molten material with groundwater, and this triggers shallow explosions. The low amount of accidental lithics within the deposits confirms the tuff ring scenario; however, such a low amount of accidental lithics could also be observed within deposits from shallow maars when these were formed on a soft, unconsolidated basement. Such an alternative model is envisaged for Badacsony.

The development of the volcanism can be divided into explosive and effusive phases, based on the different composition and on the relative stratigraphic position of the respective phreatomagmatic sequences. Based on these results the present study proposes a volcanic evolution model. Given the scarcity of volcanological data on the Badacsony Hill, the results presented here could give a basis for further regional volcanological investigations.

Keywords: Badacsony, Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, image analysis, maar, monogenetic, phreatomagmatic eruption, tuff ring

Összefoglalás

A tanulmányban a Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (BBVT) legismertebb tanúhegyén, a Badacsonyon kibukkanó freatomagmás piroklasztit-összlet első kvantitatív leírását és vulkanológiai értelmezését mutatjuk be. A piroklasztitok juvenilis/litikus törmelékeinek arányát pontszámlálásos módszerrel vizsgáltuk vágott kézipéldány-felületen. A felület%-ban kapott eredményeket a közetminták teljes térfogatára vonatkoztattuk. E módszer segítségével meghatároztuk a freatomagmás robbanások relatív mélységét a szinvolkáni felszínhez képest, következtetéseket vontunk le a lehetséges szin eruptív vulkánmorfológiára, valamint a terepi megfigyelések és korábbi tanulmányok alapján rekonstruáltuk a vulkán működésének teljes fejlődéstörténetét.

A képelemzés során megállapítottuk a litikus elegyrészek minimális arányát. Ebből, valamint a piroklasztitok térbeli elterjedéséből és rétegtani helyzetéből valószínűsíthető, hogy a Badacsony egy monogenetikus (esetleg policiklikus) tufagyűrű vagy sekély maar vulkán volt, amelynek kialakulásában a víz–magma kölcsönhatás következtében történt sekély mélységű freatomagmás robbanások játszották a fő szerepet. Az alacsony tufagyűrű vagy sekély maar forma eredete a litoklasztok kis mennyiségével támasztható alá. Viszonylag kevés litoklasztot tartalmazó freatomagmás kitörési termékek nem csak tufagyűrűk, hanem puha, konszolidálatlan kőzetek kialakuló sekély maarok képződményei is lehetnek, amely modell a Badacsony esetében is valószínűsíthető.

A terepi megfigyelések, valamint a képelemzés eredménye alapján a vulkanizmus freatomagmás robbanásos, lávaöntő és magmás robbanásos fázisokra osztható, amire fejlődéstörténeti vázlatot adtunk. A jelen munkában közölt, célzott vulkanológiai adatok megfelelő alapot adhatnak a további badacsonyi vulkanológiai kutatásokra.

Kulcsszavak: Badacsony, Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület, freatomagmás kitörés, képelemzés, maar, monogenetikus, tufagyűrű

Bevezetés

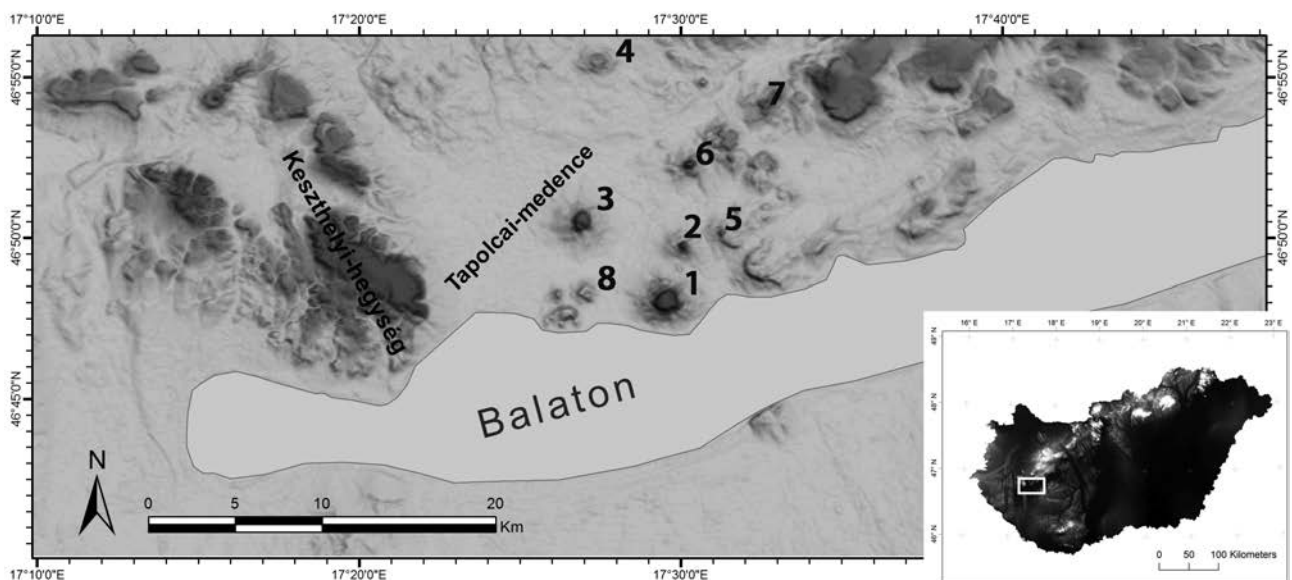
Vulkanológiai és geomorfológiai szempontból Magyarország egyik legismertebb és legszebb tája a Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (BBVT) (1. ábra), amely a vulkanológia nemzetközi látókörébe az utóbbi másfél évtizedben került be (pl. NÉMETH & MARTIN 1999). A vulkáni területen megtalálható kitérési központok működésére a freatomagmás robbanásos kitérés jellemző, melynek során a felfelé nyomuló magma vízgazdag üledékkel találkozva heves robbanásokat eredményez (SHERIDAN & WOHLITZ 1983; MARTIN & NÉMETH 2004). Ezek a freatomagmás explóziók a relatív mélységüktől, valamint a víz/magma arányától függően más-más felszínformákat eredményeznek. A mély robbanások szinvulkáni felszín alá mélyülő krátereket, ún. maarokat hoznak létre, míg a sekély mélységben történő robbanások pozitív felszínformákat, ún. tufagyűrűket eredményeznek (LORENZ 1973, 1986; NÉMETH & MARTIN 1999; MARTIN & NÉMETH 2004, CARMONA et al. 2011). A robbanások során képződő, laza tefrából álló gyűrű piroklasztiszórás és alapi torlóárak során épül fel (LORENZ 1973). E képződmény anyagában megjelenik a szürke vagy sárga, freatomagmatizmusra, hirtelen hűlésre utaló szideromelán vulkáni üveg, valamint a lassabb hűlésre utaló, sötét-szürke vagy fekete, hólyagos tachylit vulkáni üveg (FISHER & SCHMINCKE 1984). Ezen kívül nagyon gyakoriak az üledékben a vulkáni felépítmény alatti rétegsorból feltépett litoklasztok, azaz járulékos elegyrészek is. Különösen sok (>80 térfogat%) litoklasztot tartalmaznak a mély, maarformáló freatomagmás robbanások során képződött piroklasztitok (LORENZ 1973). A maar és a tufagyűrű vulkáni forma nem mindig különíthető el egyértelműen: nagyon sok az átmeneti forma és folyamat, különösen a vulkáni működés előre-

haladtával egyre fokozódó ún. „szárazodás” a freatomagmás robbanásokat elősegítő külső víz mennyiségének csökkenésével (KERESZTURI & NÉMETH 2012). Ezek a tényezők jelentősen megnehezítik a paleovulkáni formák rekonstrukcióját.

A BBVT vulkáni felépítményeinek jelentős részét már megvizsgálták korszerű vulkanológiai kutatás keretében (pl. MARTIN & NÉMETH 2004). A részletes kutatások elkerülték a BBVT emblemikus tanúhegyét: a Badacsonyt. E vizsgálatot pótolja jelenlegi munkánk: fő célunk, a badacsonyi vulkanizmus freatomagmás robbanásos összetételének lényegi dokumentációja, valamint vulkanológiai interpretációja. Célunk továbbá, hogy e freatomagmás piroklasztitösszlet makroszkópos szöveti elemzésével, ezen belül a juvenilis/járolékos szemcsék arányának meghatározásával következtessünk az egykori vulkáni formára (maar vagy tufagyűrű). A BBVT a Bakony–Balaton Geopark része, ezért fontos a terület földtudományi vizsgálata, az új kutatási eredmények pedig segítséget nyújthatnak a térség geoturisztikai célú fejlesztéséhez is. Ezen túl az eredmények hozzájárulhatnak más, napjainkban is aktív monogenetikus vulkáni területek tulajdonságainak, jellemzőinek, működésének és veszélyeinek pontosabb megértéséhez.

Földtani háttér

A Kárpát–Pannon térségben a miocén–pliocén során (~11–0,1 millió évvel ezelőtt) poszttextenziós alkáli bazaltos vulkanizmus zajlott, amelynek során monogenetikus vulkáni területek jöttek létre főként a térség peremi területein: Stájer-medence, Bakony–Balaton-felvidék, Kisalföld, Selmec, Nógrád–Gömör, Persány (SZABÓ et al. 1992). A BBVT



1. ábra. A Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (BBVT) egy részlete DeFerranti domborzatmodellen (DEM – Digital Elevation Model), a számok az ismertebb tanúhegyeket jelölik. 1 – Badacsony, 2 – Gulács, 3 – Szent György-hegy, 4 – Haláp, 5 – Tóti-hegy, 6 – Csobánc, 7 – Kopasz-hegy, 8 – Szigliget (DEM forrása: <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>)

Figure 1. A part of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field shown on a DeFerranti digital elevation model (DEM). The most known buttes are numbered. 1 – Badacsony, 2 – Gulács, 3 – Szent György-hegy, 4 – Haláp, 5 – Tóti-hegy, 6 – Csobánc, 7 – Kopasz-hegy, 8 – Szigliget (DEM source: <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>)

a rendelkezésre álló K-Ar és ^{40}Ar - ^{39}Ar koradatok alapján a körülbelül 8 és 2 millió évvel ezelőtti időszakban volt aktív (BALOGH et al. 1982, 1986; BORSY et al. 1986, WIJBRANS et al. 2007). A vulkáni területen található kitörési központok jellemzően kis térfogatú, bazaltos magma által táplált, rövid idő alatt felépült ún. monogenetikus vulkánok (WALKER 1993, NÉMETH & MARTIN 1999). Többségük kezdeti működési fázisában freatomagmás robbanásos kitörések voltak jellemzők. Számos Balaton-felvidéki vulkáni központ esetében (pl. Badacsony, Szent György-hegy, Haláp) jellemző volt a kezdeti freatomagmás működés (NÉMETH & MARTIN 1999, MARTIN & NÉMETH 2004). Továbbá dokumentálták a freatomagmás robbanásos kitörés utáni magmás robbanásos, illetve lávaöntő vulkáni működést is (pl. MARTIN & NÉMETH 2002, 2004).

A Badacsony a BBVT déli részén található (pl. MARTIN & NÉMETH 2002) (1. ábra). A tanúhegy ^{40}Ar - ^{39}Ar kora 3,45 millió év (WIJBRANS et al. 2007), amely hasonló a korábbi K-Ar koradatokhoz (BALOGH et al. 1986). A Badacsony vulkáni kőzetei a Tapolcai Bazalt Formációhoz tartoznak (NÉMETH & CSILLAG 1999). A pliocén vulkáni kőzetek fekvő rétegsorának legidősebb képződményei paleozoosak, a vulkanitok közvetlen fekvőképződményei pedig neogén kőzetek. A vulkanoklasztitok a BBVT egész területén általában közvetlenül a pannóniai üledékes kőzetekre települnek (BUDAI & CSILLAG 1999). A Badacsonyon még nem mélyült jelentős (100 méternél nagyobb) mélységű fúrás, viszont a badacsonytomaji K-7 fúrás a Badacsony lábánál, a Balaton partján vélhetően a tanúhegy alatti képződményekkel azonos rétegsort tár fel. A K-7 fúrás rétegsora alapján a badacsonyi vulkanoklasztitok (és a lejtőtörmelékek, illetve különféle eluviális rétegek) alatt az Újfalu Formáció (aleurit, homok, agyag) következik (NÉMETH & CSILLAG 1999). A vulkanizmus szempontjából e formáció kiemelt fontosságú, ugyanis nagyon jó a vízáradó képessége (SZTANÓ et al. 2013). Ennek lerakódása a Pannon-tó deltasíkságán történt (NÉMETH & CSILLAG 1999). A víztelített pannóniai üledékek és az azokba nyomuló magma kölcsönhatása során heves freatomagmás robbanásos kitörések történtek (NÉMETH & MARTIN 1999). A BBVT területén a freatomagmatizmus szempontjából szerepe lehetett az Újfalu Formáció alatt, 139 m mélységben kezdődő miocén Tinnye Mészke Formációnak (sekélytengeri mészke), ami nagy mennyiségű karsztvíz tárolására lehetett képes (BUDAI & CSILLAG 1999).

Kutatástörténet

A BBVT alkáli bazaltos vulkanizmusával már majdnem másfél évszázaddal ezelőtt is foglalkoztak (pl. HOFMANN 1874). A terület egyik legismertebb tanúhegye a Badacsony, amelyről azonban csak néhány vulkanológiai témájú cikk született. HOFMANN (1874) a Badacsonyt monogenetikus vulkánként írta le; igaz, e megnevezést nem használta munkájában, azt annak interpretációjából szűrhetjük le, elsősorban abból, hogy kutatásai szerint a hegy teljes tömegét

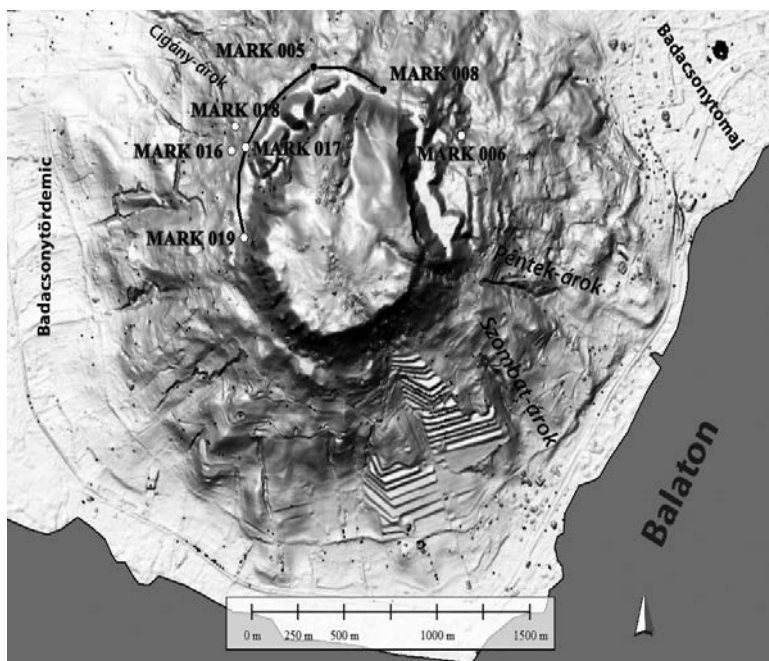
egyetlen kitörésnek köszönheti (bár ennek hosszáról, jellegeről nem tesz említést). Ebben a tanulmányban a szerző megemlíttette a badacsonyi piroklasztitok egyik legfőbb szöveti jellemzőjét: „a vulkáni csatorna feltépett kőzetei, valamint a szétszakadt bazalt darabjai” találhatóak meg benne. Monográfiájában LÓCZY (1913) is fontos kijelentést tett a Badacsonyról, megemlítve a „hegy lejtőszögének hirtelen megváltozását” 290–300 méter tengerszint feletti magasságban a hegy teljes területén. Ezt LÓCZY (1913) azzal magyarázta, hogy „a laza, kongériás rétegek” (ami BUDAI & CSILLAG (1999) leírásában a Tihanyi Formációnak felel meg) „ilyen szög alatt kerülhetnek csak egyensúlyi állapotba” (a legmeredekebb szög a ferde felületen, amelyen a laza anyag stabil marad). Később JUGOVICS (1973) megállapította, hogy a tenger szintje feletti 310 méter magasságig a hegy keleti oldalán pannóniai üledékes rétegek találhatók, e magasság felett 5 méter vastagságú piroklasztit következik, majd a tengerszint feletti (tszf.) 315 métertől tömött szövetű bazalt látható a feltárásban. Átlagosan tszf. 400 métertől vörös, hólyagos salakösszetételűt írt le. Később MARTIN & NÉMETH (2002, 2004) és MARTIN et al. (2003) részletesen is foglalkoztak a Badacsony vulkanizmusával. Leírták a bazalt lávakőzet alatt található lapillitufa fő jellemzőit kőzettani vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján: durvaszemcsés, rosszul osztályozott, sárga vagy barna színű, és prevulkáni litoklasztitokat, olivin és piroxén xenokristályokat, valamint szögletes, kicsi vagy nagy hólyagüreg-tartalmú, mikrolit-szegény szideromelán kőzetüvegszilánkokat tartalmaz. Ezek alapján következtettek a lapillitufa freatomagmás eredetére, a magma felszínközeli felhabzására és a prevulkáni mellékkőzetek lehetséges felszakítására. Továbbá leírták, hogy a krátert lávafolyások töltötték fel, amelyek lávatavat is alkothattak. Ennek fedőjeként egy észak felé nyitott, gyűrűszerű felépítmény található, ami lávafröccsből és vörös salakból áll, ez a legújabb 1:50 000-es földtani térképen is jelezve van (BUDAI et al. 1999).

A kutatástörténet alapján egyértelmű, hogy a Badacsonyon folytatott vulkanológiai–geológiai kutatások csupán vázlatos földtani információkkal szolgáltak, továbbá az ezredforduló utáni munkákat kivéve nem foglalkoztak a vulkanizmus lefolyásával, a piroklasztitok szedimentológiai vizsgálatával. Ezek alapvetőek a paleogeomorfológiai kutatásokhoz, ahol döntő szempont, hogy milyen magas piroklasztitgyűrűvel, ehhez kapcsolódóan mekkora területi eróziós rátával számolunk (pl. NÉMETH et al. 2007). A maar vagy tufagyűrű rekonstrukciót összehasonlítva akár 100–150 méternyi különbség is lehet a terület kiszámolt lepusztulásában, és ez nagyban befolyásolja a területre vonatkozó hosszú távú eróziós számításokat (NÉMETH et al. 2003, 2007).

Vizsgálati módszerek

Terepbejárás, mintavétel

Kutatásunk során sikerült a Badacsony területén több szálban álló kőzetkibúvást, feltárást találnunk. A szakiro-



2. ábra. A Badacsony árnyékolt LiDAR domborzatmodellén a tanulmányban leírt feltárásokkal; a fehér pontok az 1-es típusú, a fekete pontok a 2-es típusú piroklasztitok kibukkanását jelölik. A fekete vonal a szálban álló feltárásokat köti össze (domborzatmodell forrása: KOMA & ZLINSZKY 2014)

Figure 2. A shaded LiDAR digital elevation model of Badacsony including the described outcrops; white points correspond to type 1, black points type 2 pyroclastic outcrops. Solid black line connects the exposures of the phreatomagmatic succession. (DEM source: KOMA & ZLINSZKY 2014)

dalom csupán egy ilyen lelőhelyet jelöl (BUDAI & CSILLAG 1999), amely a hegy északnyugati oldalán, 300 m tszf. magasság környékén található. Kézi GPS (Garmin GPSMAP 60 Cx, SirfStarIII vevő, MapSource térképpel,

gyártó szerint 95%-ban <10 m pontosság) segítségével rögzítettük az általunk vizsgált feltárások koordinátáit és tengerszint feletti magasságát, valamint a képelemzéshez piroklasztit-kézipéldányokat gyűjtöttünk. A vizsgált feltárások pontos helyét a Badacsonyról készült LiDAR (Light Detection and Ranging) alapú domborzatmodellén ábrázoltuk (KOMA & ZLINSZKY 2014) (2. ábra).

A mintákat nem csak szálfeltárásokból vettük, hanem a közvetlenül alattuk talált törmelékből is. Mivel ezek szemcseösszetétele megegyezik a felettük található szálfeltárásokéval, valószínűsíthető, hogy onnan hordódtak le utólag, főként a glaciálisokban végbe ment lejtős tömegmozgásokkal jutottak mai helyükre.

Képelemzés

A képelemzés célja az volt, hogy meghatározzuk az egyes alkotórészek arányát a Badacsony freatomagmás eredetű piroklasztitösszletében (vö. AGUSTÍN-FLORES et al. 2015). Ennek alapján következtethetünk a vulkáni működés típusára, lefolyására, valamint a vulkán morfológiájára. A képelemzést pontszámlálással végeztük, aminek menete a következő volt. A begyűjtött kőzetmintákat kettévágtuk, majd digitalizáltuk (beszkenneltük a vágott felületeket). Az így kapott képeket a JMicroVision® nevű freeware szoftverrel

1. táblázat. A talált badacsonyi freatomagmás piroklasztit-feltárások pontos helyzete, leírás

Table 1. The phreatomagmatic pyroclastic-outcrops of Badacsony with precise geographic locality and description

Lelőhely	Szálban	É (°)	K (°)	Magasság (m)	Leírás
MARK 005	Igen	46,80807	17,49116	303	Időszakos vízfolyásban, talajból kibukkanó lapillitufa (1–2 m szélesség max.), sárgásbarna mátrix, rosszul osztályozott, rétegzetlen, rózsaszín salaktöredéket és kevés szideromelán kőzetüveget tartalmaz, litoklasztként több cm-s kékeszöld agyagkötőrétegek, szélük sárgás színű
MARK 008	Igen	46,80695	17,49601	302	A kék jelzésű túraútvonalon, talajból kibukkanó, 1 méter széles, rosszul feltárt lapillitufa, ua. mint a MARK 005 esetében
MARK 017	Igen	46,80473	17,48617	273	Útbevágásban (5 m széles, 0,5–1 m magas, rosszul feltárt lapillitufa-kibukkanás), illetve időszakos vízfolyás völgyfőjében kibukkanó, rétegzetlen vagy enyhén rétegzett, rosszul osztályozott, sárgásbarna mátrixú lapillitufa, néhány minta esetén a mátrixot fehér, kristályos cement helyettesíti, szürke és mállott szideromelán-szemcsék, kevés litoklaszt
MARK 019	Igen	46,80086	17,48589	298	Kőfolyás között kibukkanó 5 m széles, 2 m magas piroklasztit, a mátrix sárgásbarna, rétegzettség helyenként megfigyelhető, ahol rétegzett, ott a rétegeken belül jó osztályozottság jellemző, ahol nem rétegzett, ott rossz az osztályozottság, gyakori a cement, szürke és sárga szideromelán tömegesen fordul elő, nagyon kevés járulékos klaszt figyelhető meg
MARK 018	Nem	46,80563	17,48547	253	Időszakos vízfolyás medrében, hordalékként lekerekített, sárgásbarna mátrixú lapillitufa, jól osztályozott, fő felépítője a sárga és szürke szideromelán
MARK 006	Nem	46,80489	17,50145	255	Törmelékletűn megjelenő néhány lapillitufa-törmelék, a lapillitufa jól osztályozott, rétegzetlen, sárgásbarna mátrixú, fő felépítője a szürke és sárga szideromelán, litoklasztként mészkő is megtalálható nagyon kis mennyiségben
MARK 016	Nem	46,8046	17,48518	253	Időszakos vízfolyás medrében hordalékként lekerekített, sárgásbarna mátrixú lapillitufa, jól osztályozott, fő felépítője a sárga és szürke szideromelán

(<http://www.jmicro-vision.com>) elemeztük. A programban megadtuk a makroszkópos vizsgálatok alapján elkülönített csoportokat (az egyes alkotórészeket) (l. alább). A program úgy működik, hogy a vágott kőzetfelületet ábrázoló képen véletlenszerűen pixeleket jelöl be, amelyeket a felhasználónak be kell sorolni a megadott csoportokba. Ennek eredményeként megkapjuk, hogy az egyes csoportok az adott kép, vagyis az adott kőzetfelület hány százalékát teszik ki. E kétdimenziós eredményeket a szemcsék izometrikus alakjából kiindulva az adott kőzetminták teljes térfogatára adaptáltuk. Előzetesen próbaméréseket végeztünk, amelyek során azt tapasztaltuk, hogy 250 pontból már megbízható pontosságú, a teljes kőzetfelületre extrapolálható eredményt lehet kapni, így minden mintán 250 pontot azonosítottunk. E pontszámlálást 41 mintán végeztük el.

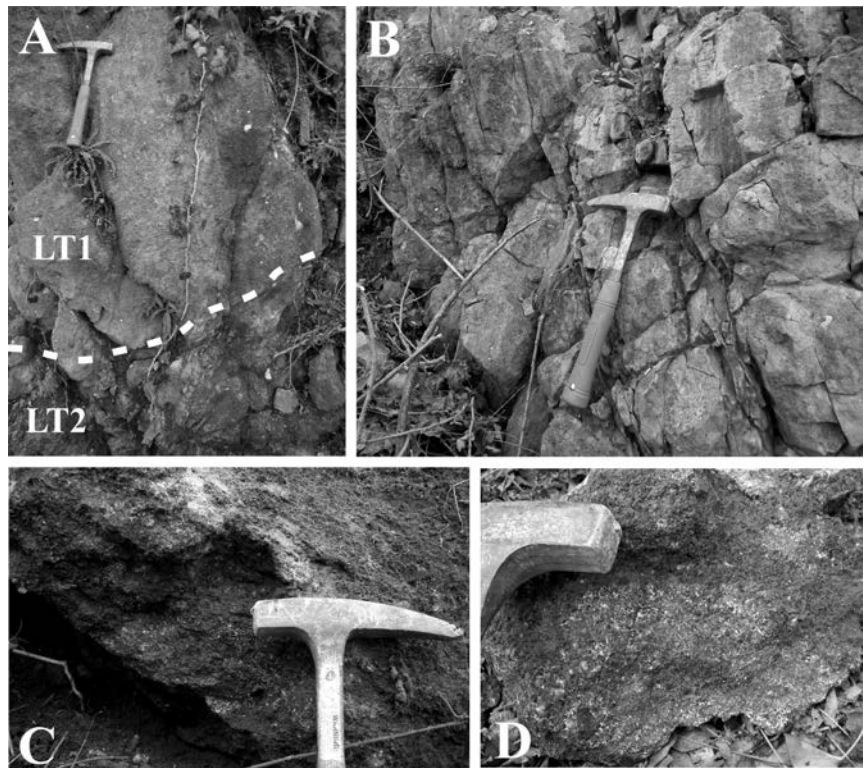
A Badacsonyon kibukkanó freatomagmás piroklasztitok jellemzői

A piroklasztit-kibukkanások elhelyezkedése, jellege

A Badacsony freatomagmás piroklasztitjairól általánosságban elmondható, hogy a kibukkanásai foltszerűek, erodáltak, és kis méretűek. Rétegzés nem figyelhető meg, a feltárások nem kapcsolhatók össze.

Piroklasztitot csak a hegy északi és nyugati oldalán találtunk szálfeltárásban (és törmelékben), a keleti oldalon pedig csak egy helyen lejtőtörmelékben (2. ábra; 1. táblázat). A legjobb megtartású feltárás a MARK 19 elnevezésű (3. ábra, A, B), amely 5 méter széles és 2 méter magas. A rétegek dőlése lejtőirányú. Az itt kibukkanó piroklasztit felépítő szemcsék méretét tekintve a kőzet lapillitufa. Finom rétegzettség nem figyelhető meg, a feltárás a mátrix mennyiségét és a szemcsék méretét tekintve két egységre osztható: 1) felső, finomabb szemcsés, kevesebb mátrixot tartalmazó egység, valamint 2) alsó, durvább szemcsés (akár 2–3 cm átmérőjű piroklasztitokat) tartalmazó egység. A feltárást felépítő lapillitufa rosszul osztályozott. A mátrix helyenként szinte teljesen hiányzik, a kőzet szemcsevázú (lapillikő). A kézipéldányokat makroszkóposan vizsgálva megállapítható, hogy főleg juvenilis piroklasztok építik fel, amelyekhez jóval kisebb arányban társulnak litoklasztok.

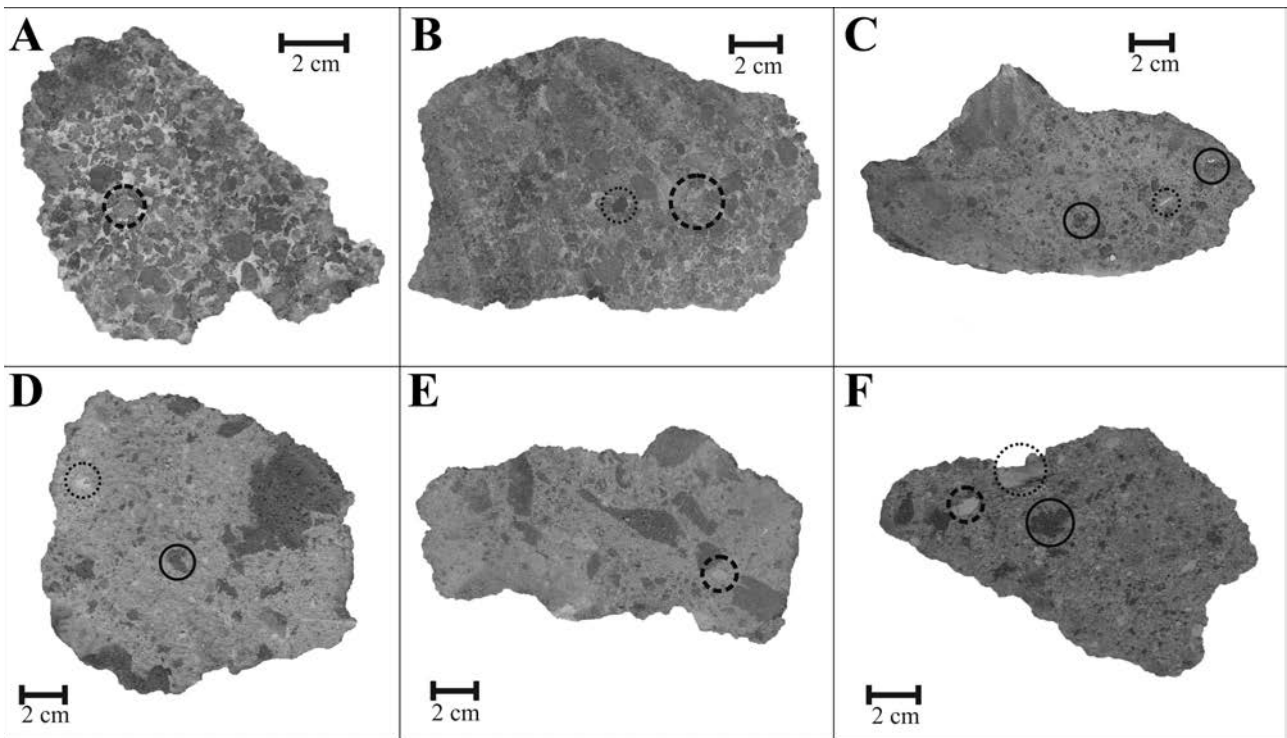
A terepi munka során két különböző típusú freatomagmás piroklasztitot találtunk, amelyek makroszkóposan jól elkülö-



3. ábra. A legjobban feltárt badacsonyi freatomagmás piroklasztit-kibukkanások. Mindkét itt bemutatott feltárás az 1-es piroklasztit-típust tárja fel. A) A MARK 19 jelű feltárás részlete. LT1: a felső összlet, kevesebb mátrixot és kisebb szemcséket tartalmaz, LT2: az alsó összlet, több mátrixot és nagyobb szemcséket tartalmaz. A kettő határa fokozatos, nem éles. B) A MARK 19 jelű feltárás részlete. Repedésekkel sűrűn átjárt, rétegzettség nem ismerhető fel. C) MARK 17 jelű feltárás részlete. A feltárás kisméretű, jelentősen lepusztult. A piroklasztit a talajból bukkan elő. D) A MARK 17 jelű feltárásból származó kézipéldány friss törési felülete. A minta helyenként cementált, néhol a mátrix domináns

Figure 3. Well-exposed phreatomagmatic pyroclastic-outcrops of the Badacsony Hill. All pictures shows outcrops of type 1 pyroclastic. A) A part of MARK 19 outcrop. LT1: upper sequence, which contains less matrix and smaller grains. LT2: lower sequence, which contains more matrix and bigger grains. The boundary between the two sequences is not sharp. B) A part of MARK 19 outcrop. Cracks are abundant, which hinders the identification of layers. C) A part of MARK 17 outcrop. This outcrop is small-scaled, heavily eroded. Pyroclastics are covered by soil. D) A fresh fractured surface of a hand-specimen from MARK 17 outcrop. The sample is matrix-supported, but sparsely cemented

níthetők. A 2. ábrán a fehér pontok az 1-es típusú, a fekete pontok pedig a 2-es típusú piroklasztitokat jelölik: a nyugati oldalon az 1-es, az északon a 2-es típusú található (kivétel a MARK 006 jelű, amely a keleti oldalon található, azonban ott csak törmelékben találtuk meg a freatomagmás piroklasztitot, szálaban nem). Az 1-es típusú piroklasztit lapillitufa (4. ábra, A–C), osztályozottsága változó, előfordul jól és rosszul osztályozott minta is. Nagyrészt juvenilis lapilliből áll, amelyhez képest jóval kevesebb litikus törmelék (homokkő, agyagkő, mészkő) tartalmaz. A mátrix mennyisége változó, amelyet sok mintában teljesen vagy részben valamilyen cement (kalcit vagy aragonit) helyettesít. A 2-es típusú piroklasztit esetében világosabb, sárga a mátrix, amely az 1-es típushoz képest jellemzően nagyobb arányt képvisel a mintákban (4. ábra, D–F). Ez a típus jellemzően rosszul osztályozott. Az előzővel ellentétben sok hólyagos juvenilis piroklasztot (főként salakot) tartalmaz, a legtöbb mintában kis mennyiségben palagonitosodott szideromelán kőzetüveg is található. A litoklasztok aránya kicsi, leggyakrabban agyagkőfragmentumként (szélük a magma hőhatásától elszí-



4. ábra. Badacsonyi freatomagmás lapillitufa-minták vágott kézipéldányai. A felső sorban az 1-es, az alsóban a 2-es piroklasztit-típusba sorolt minták találhatók. A: mark16_1; B: mark19_5; C: mark17_3; D: mark5_2; E: bad004_mark005_1; F: bad006_mark008_2. Jelölés: folytonos vonal: lapilli méretű tachylit; szaggatott vonal: lapilli méretű szideromelán; pontozott vonal: litoklasztok

Figure 4. Hand specimen cuts from the phreatomagmatic lapilli tuff-sequence of Badacsony Hill. The upper row shows type 1, lower row shows type 2 pyroclastic samples. A: mark16_1; B: mark19_5; C: mark17_3; D: mark5_2; E: bad004_mark005_1; F: bad006_mark008_2. Note: solid line: lapilli-sized tachylite; dashed line: lapilli-sized sideromelane; dotted line: lithics

neződött) fordulnak elő. Ilyen piroklasztitot korábban nem írtak le a Badacsonyról. A két piroklasztit-típus közvetlen kontaktusa nem tárul fel, a 2-es típusú jellemzően nagyobb tszf. magasságban található (*I. táblázat*).

A freatomagmás piroklasztitokat felépítő komponensek

A bazaltos freatomagmás kitörések során képződött piroklasztitok kőzetalkotói alapvetően 4 csoportba sorolhatók: juvenilis piroklasztok, litikus törmelékek, mátrix, cement (pl. AGUSTÍN-FLORES et al. 2015). Számos szerző (többek között AGUSTÍN-FLORES et al. 2015) a kőzetüveg kifejezést a hamu szemcseméret-tartományra használja, azonban mások (például MARTIN & NÉMETH 2004, FISHER & SCHMINCKE 1984, THORDARSON 2004) a lapilli szemcseméretre is. Jelen tanulmányban ez utóbbit követjük. A komponensek általános tulajdonsága, hogy a szemcsék a freatomagmás robbanások során képződött kitörési termékek esetében szögletesek (NÉMETH 2010). A juvenilis szemcsék a friss, kitörő magmából származó, buborékosodott és fragmentálódott, majd gyorsan kihűlt piroklasztok (FISHER & SCHMINCKE 1984). Ezek a teljesen üveges szemcséktől a mikrolitos változatokig terjedhetnek (NÉMETH 2010). A juvenilis szemcséken belül kétféle kőzetüveg típus különíthető el: a szideromelán és a tachylit (FISHER & SCHMINCKE 1984). A szideromelán jellemzően hirtelen hűlésre utal, amikor a vas-oxidok nem tudnak kikristályosodni (FISHER &

SCHMINCKE 1984). A szideromelán jelenléte a freatomagmás hatást jelezheti (pl. HEIKEN 1974, SCHOPKA et al. 2006). A tachylit esetében lassabb hűlés a jellemző, van elég idő arra, hogy vas-oxid mikrokristályok képződjenek, így a tachylit mikroszkópos képe nem áttetsző, ellentétben a szideromelánnal (FISHER & SCHMINCKE 1984).

A Badacsony freatomagmás piroklasztitjából korábban már készültek vékonycsiszolatok (MARTIN & NÉMETH 2002, 2004). Ezekben a munkákban már dokumentálták a juvenilis törmelékeket, illetve elkülönítették a kétféle vulkáni üvegszemcsét. Ezen ismereteket figyelembe véve végeztük el makroszkóposan a képelemzéses vizsgálatot, amely mellett mikroszkópos elemzésre és más, részletesebb analitikai módszerekre nem került sor. A korábbi vékonycsiszolati mintákra támaszkodva a makroszkópos mintákon kézi nagyító segítségével megfelelően elkülöníthetők a juvenilis szemcsék a litoklasztoktól, valamint a kőzet mátrixától és/vagy annak cementáló anyagától. A juvenilis piroklasztokon belül a szideromelán (világosbarna, sötétbarna, csillogó szemcséktől a matt felszínű szemcsékig) és tachylit (sötét, gyakran fekete, hólyagos szemcse) elkülönítése is lehetséges volt a kézipéldányokon. Természetesen a szideromelán-tachylit makroszkópos elkülönítésnek van hibája, azonban mivel mindkettő juvenilis szemcse, a vulkáni kőzetüvegeken belül a kettő elkülönítése jelen munka szempontjából kevésbé fontos. A fő célunk a juvenilis-járolékos szemcsék részarányának megállapítása volt, amely két komponens makroszkóposan könnyen elkülöníthető.

Az alábbiakban az egyes juvenilis kőzetsejtszémcsék makroszkópos elkülönítését mutatjuk be a fentebb leírtak tükrében. A szideromelán makroszkópos megjelenése: szürke, sárga, sárgásbarna, szögletes, esetenként hólyagos vulkáni üveg, míg a tachylit: sötétszürke–fekete, nagyobb hólyagüregeket tartalmazó, mikrolitgazdag vulkáni üveg (FISHER & SCHMINCKE 1984, NÉMETH & MARTIN 2007, NÉMETH 2010, THORDARSON 2004). A juvenilis szemcsék közé tartozik a magmás robbanásos kitérésekre jellemző salak is, ami több kézipéldányban jelen van. Hólyagüregeessége és vörös színe miatt könnyen elkülöníthető makroszkóposan is a többi komponensből.

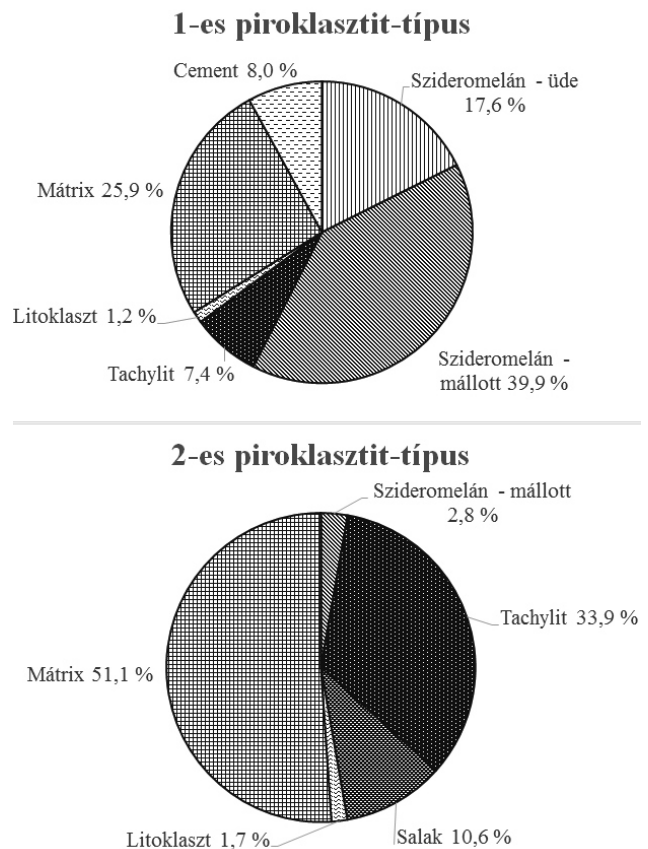
A litikus elegyreszek (litoklasztok) az idősebb kőzetekből származó, véletlenszerűen felszakított szemcsék (FISHER & SCHMINCKE 1984), amelyeket a felfelé nyomuló magma, illetve a felszín alatti robbanások tépnek fel (LORENZ 1973, 1986; FISHER & SCHMINCKE 1984; SHERIDAN & WOHLTZ 1983; KERESZTURI & NÉMETH 2012). A BBVT (és a Badacsony) esetében ezek leggyakrabban: mészkő, homokkő, pala, agyagkő (NÉMETH & MARTIN 1999, MARTIN & NÉMETH 2004).

A finomszemcsés mátrix gyakran a freatomagmás fragmentációhoz köthető (FISHER & SCHMINCKE 1984, SCHOPKA et al. 2006). Ilyen esetben meglehetősen nagy az aránya, a keletkező piroklasztit akár teljes egészében ebből állhat (SCHOPKA et al. 2006). A mátrix nemvulkáni, homokos–agyagos üledéket is tartalmazhat, amelyet a freatomagmás explóziók robbantottak szét (NÉMETH & MARTIN 1999). A mátrixot gyakran helyettesítheti valamilyen cementanyag, főként kalcit és aragonit (STRONCIK & SCHMINCKE 2002).

A képelemzés eredménye

A pontszámlálás során kapott eredményeket (felület%-ban) az 1. és 2. digitális táblázat tartalmazza, az összesített, kiátlagolt eredményt pedig az 5. ábra mutatja. A következőkben ezeket az eredményeket részletezzük.

Az egyes arányok megoszlását külön tárgyaljuk az 1-es és a 2-es piroklasztit típus esetében. A két típus juvenilis komponenseinek átlagos részaránya hasonló (1-es típus: 64,9 felület%; 2-es típus: 47,3 felület%), a relatív szórásuk (szórás az átlaghoz viszonyítva, százalékban kifejezve) is közel megegyezik (39,2 és 33,4%). A két piroklasztit típus juvenilis klasztjai között a fő különbséget a szideromelán és a tachylit (valamint a salak mint „szárazabb” robbanásos termékek) eltérő részaránya adja. Üde szideromelán a 2-es típusban nem található, az átalakultnak is csupán 2,8 felület% az átlagos részaránya ebben a típusban. Ezzel szemben a tachylit részaránya 33,9 felület% a 2-es típusban, míg az 1-es típusúban 7,4 felület%. A salak mint juvenilis komponens csupán a 2-es piroklasztit típusban fordul elő (10,6 felület%). A mátrix átlagos felületaránya a 2-es típusú piroklasztit esetében magasabb (51,1 felület%). E komponens mennyisége — főként az 1-es piroklasztit típus esetében — mintáról mintára, feltárásról feltárássá változik (mint azt a nagy relatív szórás is mutatja). A cement kis (8 felület%) részarányban van jelen az 1-es piroklasztit-típusban, míg a



5. ábra. A képelemzés során kapott eredmények: kördiagramok a badacsonyi freatomagmás piroklasztitok komponenseinek átlagos részarányáról (felület%-ban) a két, általunk elkülönített piroklasztit-típus esetében

Figure 5. Results of image analysis. The pie charts show the average relative area ratios of different components (in surface%) within the two different pyroclastics

2-esben egyáltalán nem található meg. A litoklasztok nagyon kis mennyiségben vannak jelen. Az 1-es piroklasztit típusnál 1,2 felület%, míg a 2-esnél 1,7 felület%-ot tesznek ki, relatív szórásuk közepes (rendre 54,4%, illetve 57%). A litoklasztok maximuma 3,6 felület% (minta neve: bad006_mark008_2), tehát a mintákban nincs kiugró adat ennél a komponensnél.

Diszkusszió

Lehetséges vulkántípusok

A Badacsonyt illetően két vulkántípust említenek a korábbi tanulmányok (I. MARTIN & NÉMETH 2002): a maar-diatréma és a tufagyűrű vulkánt, viszont nem foglalnak egyértelműen állást arra vonatkozóan, hogy a Badacsony pontosan milyen típusú vulkánként működött. A fentebb említett paleogeomorfológiai kutatások szempontjából azonban ez egy fontos kérdés: egy mély, negatív felszínformáról (maar sensu stricto) vagy színvulkáni felszín feletti, pozitív felszínformáról (tufagyűrű sensu stricto), és ennek megfelelő területi lepusztulási rátáról beszélünk-e.

A felfelé nyomuló magma a kéreg felső néhány száz méteres szakaszán a kőzetekben tárolt vízzel találkozik, aminek következtében heves reakció történik (SHERIDAN & WOHLTZ 1983). A víz/magma keveredési arány az a tényező, amely a freatomagmás fragmentáció hatékonyságát leginkább befolyásolja: a legnagyobb erejű robbanás 1:3-hoz közeli víz/magma arány esetében történik (WOHLTZ & HEIKEN 1992). A robbanás (amennyiben felszín alatti) képes felszakítani idősebb kőzetfragmentumokat a prevulkáni rétegsorból. Az így felszakított litoklasztok, valamint a magma fragmentálódott darabjai (a juvenilis elegyrészek) a levegőbe repülnek, és a robbanás centruma körül gyűrű alakban lerakódnak (LORENZ 1973). Így jön létre a maar és a tufagyűrű vulkánok körül is megfigyelhető piroklasztitgyűrű. Ha a freatomagmás robbanások nagy mélységben (akár több száz méter) történnek, akkor a felszínen negatív felszínforma, maar keletkezik (20–30 m magas piroklasztitgyűrűvel). E felszínforma fejlődése a lefelé migráló robbanásokkal történik, ezek hozzájárulnak a kráter alatt elhelyezkedő diatrémát (LORENZ 1986). A maarok szélesedése a kráterperemen kialakuló gyűrűs törések menti beszakadásokkal történik (LORENZ 1986). Abban az esetben viszont, ha felszíni vízzel, vagy sekély (<100 m) mélységben lévő víztesttel érintkezik a magma, és a robbanás a felszín közvetlen közelében marad, a felszínen pozitív felszínforma, tufagyűrű keletkezik (50–100 m magas piroklasztitgyűrűvel) (LORENZ 1986). Többféle átmeneti és komplex forma is létezik, amelyek pl. felszíni vagy felszín alatti víz utánpótlódása, magmafeláramlási ráta változása, egyidejű magmás és freatomagmás robbanások változásával alakulnak ki (KERESZTURI & NÉMETH 2012).

A két felszínforma magasságán és fejlődésbeli eltérésein túl a piroklasztitgyűrűben felhalmozódó üledékekben is jelentős különbség van. A mélyebb robbanások következtében a maarok üledékében 80% felett is lehet a litoklasztok részaránya, míg ez a szám a tufagyűrűk esetében a sekély mélységű vagy felszíni robbanások miatt legfeljebb 10% (LORENZ 1986).

Az eredmények értelmezése

A litoklasztok aránya az összes piroklasztitmintát tekintve átlagosan 1,35%, ami nagyon alacsony a LORENZ (1986) által leírt arányszámokhoz viszonyítva. Ha LORENZ (1986) modelljét vesszük alapul (vagyis tufagyűrű esetében a litikus törmelékek aránya 1–5%), és az ott közölt arányokat elfogadjuk, akkor arra következtethetünk, hogy az átlagosan 1,35%-os litoklasztmennyiség alapján a Badacsony tufagyűrűvulkán volt, amely sekély mélységben, vagy felszínen történt freatomagmás robbanások során képződött. Azonban sajnos nem ismert a teljes freatomagmás piroklasztit-rétegsor, így nem tudjuk, hogy milyen más típusú piroklasztitot tartalmazhat. Mindenesetre figyelemreméltó, hogy egyik feltáráshoz sem találunk olyan típusú, jelentős vastagságú piroklasztitösszletet, amely gazdag lenne durva hamunál nagyobb méretű feltépett litoklasztokban (mint ahogy ezt a jól ismert tihanyi piroklasztitokban dokumen-

tálták [NÉMETH et al. 2001]). Ez utalhat arra, hogy a robbanások a felső, kevésbé konszolidált rétegsorban történtek, és onnan nem migráltak mélyebbre (így nem tépték fel a mélyebben található keményebb kőzeteket). Ugyanakkor utalhat arra is, hogy a robbanás helye ugyan mélyebbre migrálhatott, viszont a kőzetoszlop mélyebb rétegeit is puha, konszolidálatlan üledékek alkotják (finomhomok, agyagkő), így nem kerülhetett lapilli, vagy annál nagyobb méretű, keményebb kőzetből származó fragmentum az üledékbe.

A BBVT-en a vulkanizmust közvetlenül megelőző üledékképződési ciklusban a már többször említett, minimálisan 300 m vastag agyag-homokösszlet halmozódott fel (Újfalui Formáció; BUDAI & CSILLAG 1999), így a fent említett modell is elképzelhető. A rossz feltárási viszonyok és feltárások nem egyértelműen megállapítható dőlési iránya miatt az is lehetséges, hogy egy sekély maar kürtőfáciest, vagy annak közvetlen környezetét látjuk (vö. NÉMETH & WHITE 2005). Ebben az esetben a vizsgált piroklasztitok jelentősen áthalmazódtak, és nem a színvulkáni felszínen felhalmozódott fáciest, hanem a diatrémába becsuszamlott, kevert üledékes fáciest képviselik. Továbbá, számos egyéb vulkáni területen sok átmeneti forma is megjelenik a maarok és tufagyűrűk között (KERESZTURI & NÉMETH 2012), így az is elképzelhető, hogy a kezdeti maar később tufagyűrűvé fejlődött, megállt a diatréma fejlődése, amennyiben a kráter peremén nem alakultak ki gyűrűs törések, és nem csuszamlott be több piroklasztit a kráterbe. Ennek hatására egyre kisebb lett a litoklasztok mennyisége a kitörés előrehaladtával, jelezvén a kürtő egyre stabilabb állapotát (LORENZ 1973, 1986). Jellegzetes, juvenilis szemcsékben gazdagabb zónák több diatréma esetében is ismertek, melyek jó analógiát mutathatnak a Badacsony megőrzött vulkáni szerkezetének értelmezéséhez (bár ilyen zónák a feltárási viszonyok miatt a Badacsonynál nem ismertek; VALENTINE & WHITE 2012, VALENTINE et al. 2015). 50% körüli juvenilis részarányt számos fiatal maar körülvevő piroklasztitgyűrűben is dokumentáltak, ami arra utal, hogy bizonyos periódusokban a vulkáni működést alapvetően a magmában oldott illók kiválása által okozott magmás típusú robbanások kitörések jellemezhették (TCHAMABE et al. 2015). Ugyanakkor, a vulkáni kürtők központi részében az ismétlődő robbanások kitörések során jelentős mennyiségű piroklasztit hullhat vissza, majd robbanhat ki ismét, elősegítve a finomszemcsés mátrix relatív arányának növekedését (HOUGHTON & SMITH 1993, GRAETTINGER et al. 2016). Számos, diatrémában fellelhető üledék összetételét vizsgálva több szerző is a Badacsonyhoz hasonló alacsony litoklaszt részarányt (néhány %) és viszonylag magas juvenilis részarányt talált (25%<), míg a makroszkóposan nehezen azonosítható finomszemcsés mátrixot figyeltek meg (pl. LEFEBVRE et al. 2013). Ezek az adatok rendre olyan diatrémákból származnak, amelyek egyértelműen az egykori színvulkáni felszín alatti több száz méter mélységet jelölnek (LEFEBVRE et al. 2013). Sekély, de jól lehatárolható diatréma ismert fiatal maar-diatrémából, melyet a Japánban lévő Miyakejima 2000-es években történt kalderaformáló kitörése tárt fel (GESHI et al. 2011). A feltárt vulkáni szerke-

zetben alapvetően juvenilis piroklasztokból álló vulkáni hamu és lapillirétegek alkotják a kürtőkitöltést, illetve a széles kráter körüli piroklasztigyűrűt.

Az aktív vulkáni példákhoz képest a Badacsony esetében jelentős az információvesztés a nagyon gyenge fel-társág és a piroklasztitok rossz megőrződöttsége miatt. Mi több, a lávaközetek által fedett piroklasztitok olyan kürtőkö-zeli fácieseket képviselhetnek, amelyek még egy viszonylag jól megőrződött fiatal maar vagy tufagyűrű esetében is komoly rekonstrukciós problémákat okozhatnak. E proxi-mális rétegsorok nem tekinthetők reprezentatívnak a kitö-rési mechanizmus pontos leírásához, mivel e rétegek kiala-kulását erősen befolyásolhatta a kürtő közelében jellemző gyorsan változó közeg, amiben a rétegek felhalmozódtak. A kürtő közelében a nagyobb méretű és sűrűségű szemcsék halmozódhatnak fel, míg a finomszemcsés hamu a kitörési felhőből a kürtőtől távolabb ülepedhet ki. Továbbá a proxi-mális alapi torlóárak a kürtőhöz közelebb durvább szemű és nagyobb sűrűségű piroklasztokat raknak le, míg a kisebb sűrűségű és szemcseméretű piroklasztokban gazdagabb üledékeik a kürtőtől távolabb halmozódnak fel. Hasonló folyamatok során képződött rétegsorok gyakoriak mind tufagyűrűk, mind maarok esetében a proximális rétegsor-okban, erre jó példa az aucklandi Pupuke maar vulkán proximális alapi torlóár üledéke (NÉMETH et al. 2012a).

Mindemellett érdemes azt is megemlíteni, hogy a vizs-gált badacsonyi lapillitufák jelentős része tartalmaz finom-szemcsés, hamu szemcseméretű mátrixot (1-es piroklasztit típus: 25,9 felület%, 2-es piroklasztit típus: 51,1 felület%). Korábbi munkákban vizsgált, badacsonyi freatomagmás piroklasztitokból készült vékonycsiszolatokon pontszámlá-lást ugyan nem végeztek, viszont a hamu méretű mátrixban nem vulkáni eredetű közzetszemcséket is azonosítottak, amelyek a neogén sziliciklasztos üledékekből származnak (MARTIN & NÉMETH 2002, 2004). Ezek a vizsgálatok felvetik a puha kőzeteken kialakuló maarok problémáját (LORENZ 2003). Amennyiben a freatomagmás robbanások konszoli-dálatlan, finomszemcsés összetételben történnek, sokkal seké-lyebb diatréma, valamint szélesebb maarkráter alakul ki, illetve ilyenkor nem lesz jelentős mennyiségű lapilli méretű litoklaszt a piroklasztitban (LORENZ 2003, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). Néhány tanulmány az ilyen, sekély diatrémával rendelkező freatomagmás vulkánokat is a tufagyűrűk közé sorolja (pl. AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). Azonban a mátrix jellemzéséhez a jövőben részletesebb vizsgálatok szükségé-sék a pontos litoklasztarány kiderítéséhez.

A vizsgált badacsonyi lapillitufákban a mátrixot gyakran helyettesíti cement. Több magyarázat létezik a cement ke-letkezésére (STRONCIK & SCHMINCKE 2002): például szín-eruptív kifűvés vagy palagonitosodás. A cement sok min-tában az alapanyaggal együtt fordul elő, ezért valószínűleg nem fűvódott ki a kitörés során; valószínűbb, hogy a vulkáni üveg átalakulásához kötődő stabil termék. Ennek eldön-tésére is a jövőben részletesebb, mikroszkópos és egyéb analitikai vizsgálatokra (vékonycsiszolat, SEM, geokémia) van szükség.

A 2-es típusú piroklasztitokban nagyobb a mátrix aránya,

mint az 1-es típusúakban, illetve viszonylag nagy (1–3 cm átmérőjű) agyagkő litoklasztok is találhatók benne (az 1. piroklasztit-típushoz hasonlóan kis felület%-ban), melyek külső felülete a magma hőhatása miatt elszíneződhetett. Ezekben a mintákban is található palagonitosodott szidero-melán, ami azt bizonyítja, hogy freatomagmás robbanások hozták létre a piroklasztitokat is. A két piroklasztit-típus kon-taktusa azonban nem tárul fel. A 2-es típusú piroklasztit-mintákban nagyobb a magmás robbanásos kitörési termé-kek (salak, tachylit) mennyisége, ami a víz/magma arány csökkenésére, ezzel párhuzamosan a magmás robbanások dominanciájára engednek következtetni (SHERIDAN & WOHLITZ 1983). Mindez arra utalhat, hogy ezek a képződ-mények egy olyan periódusban rakódtak le, amikor jelentő-sebb mennyiségű magma jutott a felszínre, eltolva a víz/magma arányát, vagy a víztartó rétegek nem tudtak már ele-gendő vizet szolgáltatni. Így sokkal inkább magmás robba-násos kitörésekre jellemző piroklasztitok képződhetnek a kitörések későbbi szakaszában. Mindezek alapján itt a korábbi freatomagmás kitörésektől kissé eltérő működésre látunk bizonyítékot.

Összességében megállapíthatjuk, hogy a Badacsony freatomagmás piroklasztitjai legnagyobb részben juvenilis piroklasztokból állnak, és csak nagyon kis mennyiségben (<5%) tartalmaznak litoklasztokat. A vizsgált minták mátrixa eredetének megállapításához további vizsgálatok szükségsé-sék. A sekélyfészkes freatomagmás robbanások a korábbi sekélytengeri, tavi környezetben lerakódtak, színvulkáni fel-színközeli rétegekben történhetnek. A makroszkópos kép-elemzés (pontszámlálás) tehát egyedül nem képes egyér-telműen eldönteni a maar–tufagyűrű kérdést, ehhez további módszerek alkalmazása szükséges. Ennek ellenére megállá-pítható a vizsgálati eredményeink és nemzetközi analógiák (pl. NÉMETH et al. 2012b, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014) alap-ján, hogy a vulkán keletkezése leginkább egy, a kitörés során „összeroskadó” maarkráterben folyamatosan épülő tufa-gyűrű képződésével képzelhető el, hasonlóan, mint például a legtöbb freatomagmás vulkán az aucklandi vulkáni területen (NÉMETH et al. 2012b, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). Ennek analógiájára, mint azt már korábban felvetették, a BBVT Tapolcai-medencére eső része leginkább a mai aucklandi vulkáni területhez lehetett hasonló (NÉMETH et al. 2010).

A Badacsony vulkáni fejlődéstörténete

A Badacsony feltételezhető fejlődéstörténetét a 6. ábrán mutatjuk be, a modell a korábbi és jelenlegi vizsgálati ered-mények összegzése.

1. szakasz: A Badacsony vulkáni működése kezdetén a magma a felszínközeli folyóvízi–tavi törmeléken üledékes rétegsorba nyomult (NÉMETH & MARTIN 1999). Ezek a finomszemcsés aleurolit- és homokkőrétegek jó víztartó és vízáadó tulajdonságaiknak köszönhetően annyi vizet tartal-mazhattak, hogy a vulkáni működés kezdetén freatomagmás robbanásos kitörések zajlottak (NÉMETH & MARTIN 1999, NÉMETH & CSILLAG 1999). E kitörések során alapi torlóárak

rakták le rosszul osztályozott piroklasztitjaikat, valamint piroklasztiszórás is történt, amire a jól osztályozott lapillitufa, valamint más analóg területek hasonló képződményei utalnak (pl. Motukorea, Új-Zéland: AGUSTÍN-FLORES et al. 2015). A szideromelán kőzetüvegszilánkok jelenléte alátámasztja, hogy víz-magma kölcsönhatás történt (SHERIDAN & WOHLITZ 1983; MARTIN & NÉMETH 2002, 2004). A kevés litoklaszt alapján a tufagyűrű vulkáni forma valószínűsíthető, azonban a mátrixban korábban leírt, sziliklasztos prevulkáni üledékekből származó járulékos szemcsék utalhatnak puha aljzaton kialakult maar vulkánra is, amelyre több nemzetközi példa is ismert (LORENZ 2003, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014).

2. szakasz: A 2. piroklasztit típusban jellemző nagyobb tachylit és salak részarány, illetve a viszonylag nagy méretű (1–3 cm átmérőjű) agyagkőlitoklasztok jelenléte kisebb fragmentációra, ezzel együtt a rendszer egyre „szárazabbá” válására, magmás robbanásos kitérőkre utal, ami a víz/magma arány eltolódása miatt következhetett be.

3. szakasz: Amikor a víz mennyisége jelentősen megcsappant a víztartó rétegekből, vagy nagyobb mennyiségű magma tört felszínre és/vagy nagyobb lett a magmafelframlási sebesség, és már nem volt elegendő vízmennyiség a freatomagmás robbanásos működés fenntartásához, akkor (Hawaii-típusú) lávaöntő működés következett (vö. WOMER et al. 1980, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). A Badacsony jelenlegi körkörös morfológiája arra enged következtetni, hogy ezek a lávafolyások a kráteren belül maradtak, és azt töltötték fel, esetleg kisebb lávatavat (sensu lato) is alkothattak (LORENZ 1986, MARTIN & NÉMETH 2002, KERESZTURI et al. 2010).

4. szakasz: A fedő salakösszlet (pl. BUDAI et al. 1999) alapján ezután a vulkán rövid ideig ismét eksplozív, viszont már tisztán magmás robbanásos, ún. Stromboli-típusú működésre váltott (vö. AGUSTÍN-FLORES et al. 2014), és egy salakkúp épült fel a hegy tetején (BUDAI et al. 1999, MARTIN et al. 2003). A terepen a salakos összlet csak a hegy északi oldalán figyelhető meg, így valószínűleg ott volt az egykori salakkúp (MARTIN & NÉMETH 2004).

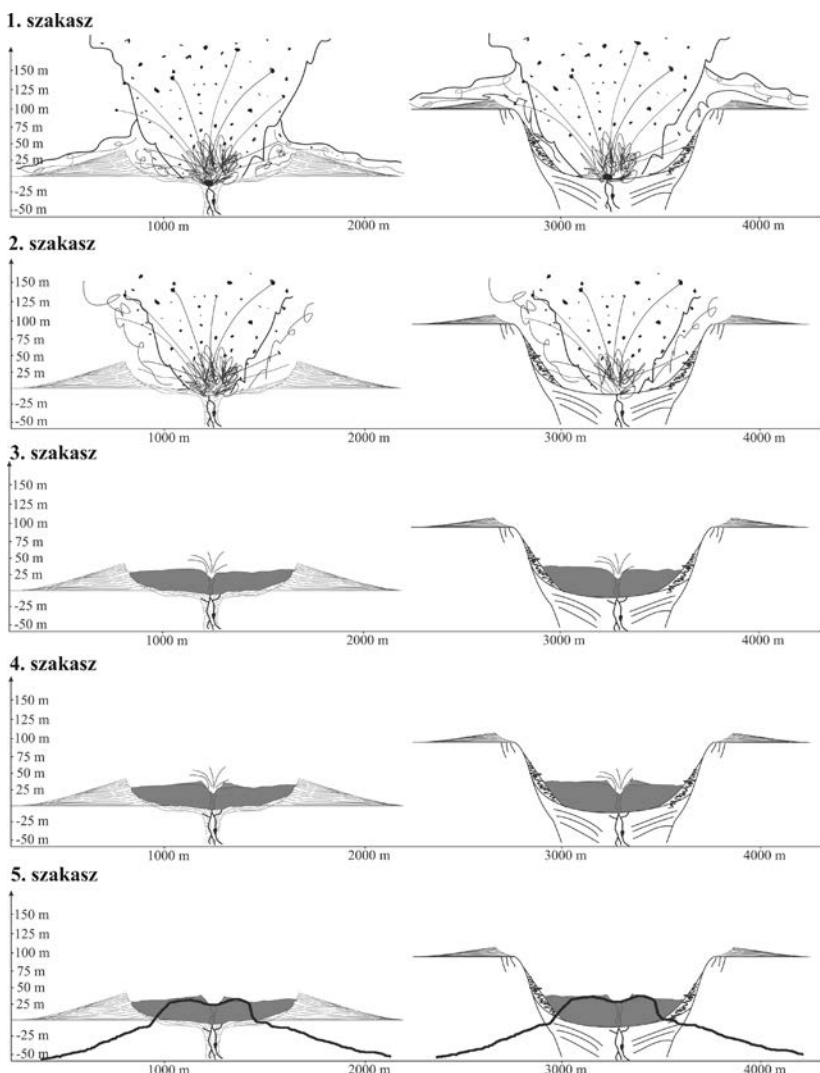
5. szakasz: A Badacsony vulkán működése ezzel befejeződött, a további folyamatok már a lepusztulási fázisba esnek.

A vulkán működésében felismert szakaszok valószínűleg nem lehettek hosszú életűek, valamint a vulkáni felépítmény is kis (<2 km³) térfogatú, így a Badacsony egy monogenetikus tufagyűrűként, vagy sekély maarként rekonstruálható. Eróziós felszínt nem találtunk a különböző kitérési egységek (freatomagmás piroklasztitok két típusa, lávaközet, salak) között, viszont a rossz feltártság miatt nem zárható ki egyértelműen ezek jelenléte, amelyek jelenlétük esetén policiklikusságra utalhatnának.

A vulkanizmus lefolyása nagy hasonlóságot mutat az AGUSTÍN-FLORES et al. (2014) által vizsgált, Maungataketake nevű (aucklandi) vulkáni terület, pleisztocén korú tufagyűrűvel, amely esetében nagyon hasonló kitérési fázisokat azonosítottak, mint jelen munka a Badacsony esetében.

Konklúzió, további kutatási lehetőségek

Vizsgálataink során szálban álló freatomagmás piroklasztit-feltárásokat dokumentáltunk a Badacsony tömeges lávaköze körül. A Badacsony freatomagmás piroklasztitjait felépítő komponensek felületarányát digitális képelemzéssel határoztuk meg, hogy következtessünk a freatomagmás robbanások relatív mélységére, a kité-



6. ábra. A Badacsony vulkán főbb fejlődéstörténeti szakaszainak javasolt modellje. Bal oldalon a tufagyűrű, jobb oldalon a maar eredet látható. Magyarázat a szövegben

Figure 6. The proposed main volcanic phases of Badacsony volcano as shown on a schematic model. Left column shows tuff ring, right column shows maar model. See text for further explanation

rések típusára, és ezek alapján a vulkáni működés lefolyására.

Eredményeinket a következő fő pontokban foglaljuk össze:

I) Szálban álló freatomagmás piroklasztit-kibukkanásokat dokumentáltunk, amelyekről általánosságban elmondható, hogy rosszul feltártak, kis méretűek.

II) A freatomagmás piroklasztitokban a szideromelán kőzetüveg-szilánkok nagy részarányban vannak jelen, ami bizonyítja a piroklasztitösszlet freatomagmás eredetét.

III) A badacsonyi freatomagmás piroklasztitok nagyon kevés makroszkóposan elkülöníthető litoklasztot tartalmaznak (az összes mintában átlagosan 1,35 felület%); ez alapján feltételezhető, hogy a robbanások a szinvulkáni felszín közelében mentek végbe, így egy tufagyűrű rekonstruálható. Ezzel szemben a mátrixon belül megjelenő, prevulkáni sziliciklasztos üledékekből származó litikus elegyrészek felvetik a „puha aljzaton” kialakuló maar lehetőségét, ennek igazolása azonban a makroszkópos pontszámlálásos módszerrel nem lehetséges.

IV) A vulkanizmus lefolyása a piroklasztitok szöveti elemzése, valamint a kitörési egységek tulajdonságai és helyzete alapján több szakaszra osztható. A rendelkezésre álló korábbi adatok és jelenlegi eredmények alapján vulkáni fejlődéstörténeti modellt állítottunk fel a Badacsony vulkáni működésének rekonstruálására.

A Badacsony fejlődéstörténetének pontosabb megis-

merése további részletes kutatásokat igényel. A ciklikus működés kérdésének megválaszolásához pontos kormérésekre van szükség az egyes kitörési egységekből (a piroklasztitból és a lávakőzetből). Ezek geokémiai elemzése hozzásegíthet annak eldöntéséhez, hogy az egyes kitörési fázisokat azonos vagy eltérő összetételű, forrású magmácsomagok táplálták-e. A litoklasztok részarányának pontosításához, valamint a 2 mm-nél kisebb méretű szemcsék eredetének tisztázásához a mátrix mikroszkópos és egyéb szemcseanalitikai vizsgálata szükséges. Ezeken felül, geofizikai (mágneses és sekély gravitációs) módszerekkel a felszín alatti diatréma jelenlétét, illetve annak mélységét lehetne igazolni. Releváns információkat nyújthat továbbá a szomszédos, hasonló morfológiájú Szent György-hegy részletes vulkanológiai (hasonló módszertannal történő) vizsgálata is, ami már folyamatban van.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük bírálóink, JANKOVICS M. Éva és CSILLAG Gábor áldozatos munkáját! Kritikai észrevételeik nagyban emelték a cikk szakmai színvonalát, és érthetőbbé, könnyebben olvashatóbbá tették okfejtésünket. Emellett köszönjük a segítséget SZTANÓ Orsolyának is!

Irodalom — References

- AGUSTIN-FLORES, J., NÉMETH K., CRONIN, S. J., LINDSAY, J. M., KERESZTURI G., BRAND, B. D. & SMITH, I. E. M. 2014: Phreatomagmatic eruptions through unconsolidated coastal plain sequences, Maungataketake, Auckland Volcanic Field (New Zealand). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **276**, 46–63. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.021>
- AGUSTIN-FLORES, J., NÉMETH, K., CRONIN, J. S., LINDSAY, J. M. & KERESZTURI, G. 2015: Shallow-seated explosions in the construction of the Motukorea tuff ring (Auckland, New Zealand): Evidence from lithic and sedimentary characteristics. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **304**, 272–286. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.013>
- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZNÉ BARANYAI L. & SOLT G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 243–260.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica et Petrographica, Szeged* **28**, 75–94.
- BORSY Z., BALOGH K., KOZÁK M. & PÉCSKAY Z. 1986: Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. — *Acta Geographica Debrecina* **23**, 79–104.
- BUDAI T. & CSILLAG G. (szerk.) 1999: A Balaton-felvidék földtana: Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe. — *Geological map of the Balaton Highland, 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CARMONA, J., ROMERO, C., DÓNIZ, J. & GARCÍA, A. 2011: Characterization and facies analysis of the hydrovolcanic deposit of Montana Pelada tuff ring: Tenerife, Canary Islands. — *Journal of African Earth Sciences* **59**, 41–50. <http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.07.003>
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. 1984: *Pyroclastic Rocks*. — Heidelberg, Springer, 474 p. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>
- GESHI, N., NÉMETH K. & OIKAWA, T. 2011: Growth of phreatomagmatic explosion craters: A model inferred from Suoana crater in Miyakejima Volcano, Japan. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **201/1–4**, 30–38. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.012>
- GRAETTINGER, A. H., VALENTINE, G. A. & SONDER, I. 2016: Recycling in debris-filled volcanic vents. — *Geology* **44/10**, 811–814. <http://doi.org/10.1130/g38081.1>
- HEIKEN, G. 1974: An atlas of volcanic ash. — Smithsonian Institution Press, Washington, Smithsonian. — *Contributions to the Earth Sciences* **12**, 102 p. <http://doi.org/10.5479/si.00810274.12.1>

- HOFMANN K. 1874: A déli Bakony bazaltjai. — *Földtani Közöny* **4/12**, 303–312.
- HOUGHTON, B. F. & SMITH, R. T. 1993: Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. — *Bulletin of Volcanology* **55/6**, 414–420. <http://doi.org/10.1007/bf00302001>
- JUGOVICS L. 1973: Balaton-parti bazaltbányászat. — *A Veszprém megyei Múzeumok Közleményei* **12**, 123–136.
- KERESZTURI, G. & NÉMETH, K. 2012: Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. — In: NÉMETH K. (ed.): *Updates in Volcanology — New Advances in Understanding Volcanic Systems* 3–89. <http://doi.org/10.5772/51387>
- KERESZTURI, G., CSILLAG, G., NÉMETH, K., SEBE, K., BALOGH, K. & JÁGER, V. 2010: Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 362–384. <http://doi.org/10.2478/v10085-010-0019-2>
- KOMA Zs. & ZLINSZKY A. 2014: DTM generation using land cover classification based on low density lidar data. — *Geophysical Research Abstracts* **16**, EGU2014-9397, EGU General Assembly
- LEFEBVRE, N. S., WHITE, J. D. L. & KJARSGAARD, B. A. 2013: Unbedded diatreme deposits reveal maar-diatreme-forming eruptive processes: Standing Rocks West, Hopi Buttes, Navajo Nation, USA. — *Bulletin of Volcanology* **75/8**, <http://doi.org/10.1007/s00445-013-0739-9>
- LÓCZY L. 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. 1. köt. 1. r. 1. szakasz. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *Magyar Földrajzi Társaság, Balaton Bizottság*, Budapest, 617 p.
- LORENZ, V. 1973: On the Formation of Maars. — *Bulletin Volcanologique* **37/2**, 183–204. <http://doi.org/10.1007/bf02597130>
- LORENZ, V. 1986: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. — *Bulletin of Volcanology* **48**, 265–274.; <https://doi.org/10.1007/bf01081755>
- LORENZ, V. 2003: Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. — *Geolines* **15**, 72–83.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2002: Interaction between lava lakes and pyroclastic sequences in phreatomagmatic volcanoes: Haláp and Badacsony, Western Hungary. — *Geologica Carpathica* **53**, CBGA Konferencia, CD-ROM.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica*, series *Geologica* **26**, 191 p.
- MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A. & BREITKREUZ, C. 2003: Mio-Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in a Fluvio-Lacustrine Basin in Western Hungary. — *Geolines* **15**, 84–90.
- NÉMETH, K. 2010: Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 399–419. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0015-6>
- NÉMETH K. & CSILLAG G. 1999: Tapolcai Bazalt Formáció. — In: BUDAI T. & CSILLAG G. (szerk.) 1999: *A Balaton-felvidék földtana — Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114–122.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *Acta Vulcanologica* **11/2**, 271–282.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 2007: Practical Volcanology — Lecture Notes for Understanding Volcanic Rocks from Field Based Studies. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **207**, 221 p.
- NÉMETH K. & WHITE, C. 2005: Víz alatti volt-e a mio-pliocén vulkánosság a Snake-síkság vulkánvidéken (Idaho, USA)? — Terepi megfigyelések, mint az öskörnyezeti rekonstrukció eszközei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2005**, 77–94.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, Sz. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **111**, 111–135. [http://doi.org/10.1016/s0377-0273\(01\)00223-2](http://doi.org/10.1016/s0377-0273(01)00223-2)
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & CSILLAG, G. 2003: Calculation of erosion rates based on remnants of monogenetic alkaline basaltic volcanoes in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary) of Mio/Pliocene age. — *Geolines — Journal of the Geological Institute of AS Czech Republic* **15**, 93–97.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & CSILLAG G. 2007: Pitfalls in erosion level calculation based on remnants of maar and diatreme volcanoes. — *Geomorphologie-Relief Processus Environment* **3**, 225–235. <http://doi.org/10.4000/geomorphologie.3822>
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J., HALLER, M. J., BRENNAN, M. & CSILLAG, G. 2010: Modern analogues for Miocene to Pleistocene alkali basaltic phreatomagmatic fields in the Pannonian Basin: “soft-substrate” to “combined” aquifer controlled phreatomagmatism in intraplate volcanic fields. — *Central European Journal of Geoscience*, **2/3**, 339–261. <http://doi.org/10.2478/v10085-010-0013-8>
- NÉMETH, K., AGUSTIN-FLORES, J., BRIGGS, R., CRONIN, S. J., KERESZTURI, G., LINDSAY, J. M., PITTARI, A. & SMITH, I. E. M. 2012a: Monogenetic volcanism of the South Auckland and Auckland Volcanic Fields. — *IAVCEI—CMV/CVS—IAS 4IMC Conference Auckland*, New Zealand, 57–59.
- NÉMETH K., CRONIN, S. J., SMITH, I. E. M. & AGUSTIN-FLORES, J. A. 2012b: Amplified hazard of small-volume monogenetic eruptions due to environmental controls, Orakei Basin, Auckland Volcanic Field, New Zealand. — *Bulletin of Volcanology* **74/9**, 2121–2137. <http://doi.org/10.1007/s00445-012-0653-6>
- SCHOPKA, H. H., GUDMUNDSSON, M. T., & TUFFEN, H. 2006: The formation of Helgafell, southwest Iceland, a monogenetic subglacial hyaloclastite ridge: Sedimentology, hydrology and volcano-ice interaction. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **152**, 359–377. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.11.010>
- SHERIDAN, M. F. & WOHLTZ, K. H. 1983: Hydrovolcanism — Basic considerations and review. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 1–29. [http://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90060-4](http://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90060-4)
- STRONCIK, N. A. & SCHMINCKE, H.-U. 2002: Palagonite — a review. — *International Journal of Earth Sciences* **91/4**, 680–697. <http://doi.org/10.1007/s00531-001-0238-7>

- SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. — *Tectonophysics* **208/1–3**, 243–256. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L. & CSILLAG G. 2013: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típuszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlemény* **143/1**, 445–468.
- TCHAMABE, B. C., OHBA, T., KERESZTURI, G., NÉMETH, K., AKA, F. T., YOUNG, D., ISSA MIYABUCHI, Y., OOKI, S., TANYILEKE, G. & HELL, J. V. 2015: Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon) — Implications for diatreme growth processes of a polygenetic maar volcano. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **301**, 293–313. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.004>
- THORDARSON, T. 2004: Accretionary-lapilli-bearing pyroclastic rocks at ODP Leg 192 Site 1184: a record of subaerial phreatomagmatic eruptions on the Ontong Java Plateau. — *Geological Society, London, Special Publications* **229/1**, 275–306. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.229.01.16>
- VALENTINE, G. A. & WHITE, J. D. L. 2012: Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. — *Geology* **40/12**, 1111–1114. <http://doi.org/10.1130/g33411.1>
- VALENTINE, G. A., GRAETTINGER, A. H., MACORPS, E., ROSS, P.-S., WHITE, J. D. L., DOEHRING, E. & SONDER, I. 2015: Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes. — *Bulletin of Volcanology* **77/3**, <http://doi.org/10.1007/s00445-015-0901-7>
- WALKER, G. P. L. 1993: *Basaltic-volcano systems*. — In: PRICHARD, H. M., ALABASTER, T., HARRIS, H. B. W., NEARLY, C. R. (szerk.): Magmatic Processes and Plate Tectonics. *Geological Society, Special Publications* **76/1**, 3–38. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.1993.076.01.01>
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- WOHLTZ, K. H. & HEIKEN, G. 1992: *Volcanology and Geothermal Energy*. — University of California Press, Berkeley, 432 p
- WOMER, M. B., GREELY, R. & KING, J. S. 1980: The Geology of Split Butte — A maar of the South-Central Snake River Plain, Idaho. — *Bulletin of Volcanology* **43/3**, 453–471. <http://doi.org/10.1007/bf02597685>

1. digitális táblázat. A képelemzés eredménye: átlag és relatív szórás a két piroklasztit-típusra vizsgált komponensenként. A dőlt betűtípussal szedett komponensek a juvenilis klaszterek közé tartoznak.

Digital table 1. Results of image analysis. The table shows the average area ratios and standard deviations of different components within the two different pyroclastic types. Values in italic correspond to juvenile components.

2. digitális táblázat. A képelemzés eredménye a minta vágott felületének százalékában.

Digital table 2. Result of the image analyses. The area ratios are expressed in the percentage of the whole cutted surface of the specimen.

Kézirat beérkezett: 2016. 09. 04.

Jégszállította dumortierites gneisz, klinohumitos márvány és szkapolitos amfibolit a Duna pleisztocén kavicsanyagában

SPRÁNITZ Tamás¹, VÁCZI Benjámin¹, LANGE THOMAS Pieter¹, JÓZSA Sándor¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Köztesan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
spratom.elte@gmail.com, vbeni9305@gmail.com, lange606@hotmail.com, sandor.jozsa@geology.elte.hu

Dumortierite-bearing gneiss, clinohumite-bearing marble and scapolite-bearing amphibolite, transported by ice floes in the Pleistocene alluvium of the Danube, Hungary

Abstract

In the Pleistocene alluvium of the Danube, near the surface of the whole section along the river above Dunaujváros, some big (even more than 1 m in diameter) blocks were detected during fieldwork carried out in the area. These blocks are of wide-ranging composition and shape, and are embedded irregularly in the varied compositional gravels. The main occurrences of this assemblage can be found in the Little Hungarian Plain and the South Pest Plain, with the best known localities being the gravel pits around Dunavarsány and Délegyháza. The origin of the blocks has been the subject of investigations for a long time, but up to now no accurate source has been identified. Consequently, the means of their transportation remains a matter of debate. In an attempt to finally solve the question of the origin of the blocks, a petrographic study was made of different exotic metamorphic rocks, each of which contains a rare, unique mineral. These rocks were found in the gravel pit of the company Aqua Ltd. (Dunavarsány) and demonstrate a composition of dumortierite-bearing gneiss, clinohumite-bearing marble and scapolite-bearing amphibolite. The diagnostic dumortierite-bearing cordierite-tourmaline-andalusite-sillimanite-garnet gneiss, the clinohumite-bearing olivine-spinell-apatite-tremolite-chlorite-phlogopite dolomitic marble, and the scapolite-bearing prehnite-actinolite-diopside amphibolite are present in outcrops in the Austrian part of the Bohemian Massif. These localities are on the steep banks of the Danube and are close to each other. According to field observations, comparative polarising and scanning electron microscopic analyses, Raman-spectroscopy and literary analogies, the place of origin of the blocks can be clearly located. Furthermore, given the composition, the size and the shape of the blocks, a "river ice" mechanism during the Pleistocene is the most likely factor in the process of the transportation of the blocks.

Keywords: Dunavarsány, Pleistocene, dumortierite, clinohumite, scapolite, petrography, ice rafting, potamopagetolite

Összefoglalás

A Duna Dunaujváros fölötti teljes szakaszán a felszín közelében megjelenő pleisztocén hordalékában a változatos összetételű kavicsanyagba ágyazottan, szabálytalan elrendezésben, kis mennyiségben, akár több mint 1 méteres átmérőjű, változatos összetételű, különböző mértékben koptatott kőzettömböket is lehet találni. Legfőbb előfordulásai a Kisalföld és a Dél-pesti-síkság, legismertebb lelőhelyei a Dunavarsány–Délegyháza környéki kavicsbányák. Eredetüket régóta kutatják, de forrásuk pontos helyének meghatározása eddig még nem történt meg, így szállítódásuk módja máig is vitatott. A kérdés megoldását a tömbök között talált ritka ásványtartalmú egzotikus metamorf kőzetek petrográfiai vizsgálata tette lehetővé. A Dunavarsányi Aqua kft. kavicsbányájában talált diagnosztikus, dumortieritet tartalmazó cordierit-turmalin-sillimanit gneisz, a klinohumitot tartalmazó olivin-spinell-apatit-tremolit-klorit-flogopit dolomárvány és a szkapolitet tartalmazó prehnit-aktinolit-diopszid amfibolit szálfeltárásai a Cseh-masszívum ausztriai részén, egymáshoz közeli, meredek Duna-parti lelőhelyeken megtalálhatók. A terepi megfigyelések, az összehasonlító polarizációs és pásztázó elektronmikroszkópos elemzés, a fázisanalízist segítő Raman-spektroszkópia, valamint az irodalmi analógiák alapján a jellegzetes ásványokkal bíró kőzettömbök forrásterülete jól behatárolható. A tömbök összetétele, mérete és alakja alapján a szállítást leginkább meghatározó tényező a pleisztocén folyóvízi jég lehetett.

Kulcsszavak: Dunavarsány, pleisztocén, dumortierit, klinohumit, szkapolit, petrográfia, folyóvízi jég, potamopagetolit

Bevezetés

A Pannon-medencét átszelő Duna a pleisztocénben széles sávban és helyenként akár 100 métert is meghaladó vastagságban rakta le hordalékát a pannóniai üledékekre Dévénnytől Budapesten át egészen a Vaskapuig (PÉCSI 1959, JASKÓ & KORDOS 1990, GÁBRIS & NÁDOR 2007). Ezt a durvatörmelékben gazdag összletet két fő területen, a Kisalföldön és a Dél-pesti-síkságon számos kavicsbánya tárja fel. Régóta ismert, hogy az itt található, jól koptatott, változatos kőzetösszetételű kavicsba ágyazottan kis mennyiségben elszórtan, általában kevésbé koptatott hömpölyök és kőtömbök jelennek meg (JÁMBOR 2010). Méretük akár az egy métert is meghaladhatja.

A változatos kőzetanyag megismerése és oktatásban való felhasználása céljából az ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszékén régóta zajlanak hallgatói terepgyakorlatok és petrográfiai kutatások. Ezek során, kőzettani kutatásunk indítékaként, bennünk is megfogalmazódott az a kérdés: Hogyan kerülhettek ide, erre a bizonyára a pleisztocénben is nagy kiterjedésű sík területre ekkora szögletes egzotikus kőzettömbök? A kérdésre korábban többféle megoldási javaslat is született: Dunán fenékjéggel, folyóárral vagy úszójéggel, Felvidékről jég- vagy folyóárral, vagy úszó jégtáblákkal, illetve helyben kiálló sziklatornyok lepusztulásával (SZABÓ 1872, 1888; LŐRENTHEY 1906; HORUSITZKY 1917; SCHAFARZIK 1918; KRIVÁN 1973; ZSEMLE et al. 2001; KÁZMÉR 2007 stb.). Bizonyíték híján azonban a kérdés eldöntetlen maradt. A lehetséges szállítódási mechanizmus feltáráshoz az elsődleges cél az egzotikus kőzettömbök forrásának pontos meghatározása.

Anyaguk alapján a kőzetek egy részét (pl. andezit, mészkő) egyértelműen a jól ismert közeli területekről (pl. Visegrádi-hegység, Börzsöny, Budai-hg.) lehetett származtatni (PÉCSI 1959, BODA 1982, MÁTÉ 2005, MOGYORÓSI 2013 stb.). Az olyan egzotikus kőzetfajtákat azonban, mint például a granulit, gneisz, gránit, szferolitos riolit vagy amfibolit, az eddigi munkák csak nagy vonalakban vázolt lelőhelyekhez kapcsolták (Alpok, Cseh-masszívum, Felvidék egyes tájegységei), pontos forrásukat összehasonlító vizsgálattal nem azonosították (HORUSITZKY 1917, SCHAFARZIK 1918, BÓDI 1938, LEMBERKOVICS 1998, ZSEMLE et al. 2001, VARGA 2010, VÍGH 2010, BENEI-TÓTH 2010, CSÖLLEY 2014 stb.).

Az egzotikus kőzettömbök származási helyének pontos meghatározása érdekében olyan kőzettömböket kerestünk, amelyek eredeti lelőhelye ritka és kis kiterjedésű. Vizsgálatainkhoz elsősorban az Aqua Kft. dunavarsányi kavicsbányájából több mint egy évtizeden át gyűjtött, az ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszékének gyűjteményét képező kőzettömböket, valamint saját, frissen gyűjtött kőzetanyagot használtunk.

A polarizációs mikroszkópi vizsgálatok során több esetben előkerült egy-egy olyan egzotikus, a Kárpát-medencén belül nem ismert, de nem ritka kőzetpéldány is, amely különleges, ritka ásványt tartalmazott. Ezek közül jelen munkában hármat mutatunk be: a klinohumitos márványt, a

dumortierites gneiszet és a szkapolitos amfibolitot. Ezután már csak a hasonló összetételű kőzetek előfordulásait kellett a lehetséges forrásterületeken felkutatnunk, a helyszíneket felkeresnünk, a kőzeteket megmintáznunk és a petrográfiai, petrológiai összehasonlítást, azonosítást elvégeznünk. A lehetséges szállítási mód meghatározásával csak ezután foglalkoztunk.

Célunk tehát a dunavarsányi egzotikus kőzettömbök forrásrégiójának pontos azonosítása és szállítási módjukra való következtetés mellett annak bemutatása, hogyan lehet egyszerű petrográfiai eszközökkel földtani, őskörnyezeti, paleoklimatológiai kérdések megoldását segíteni.

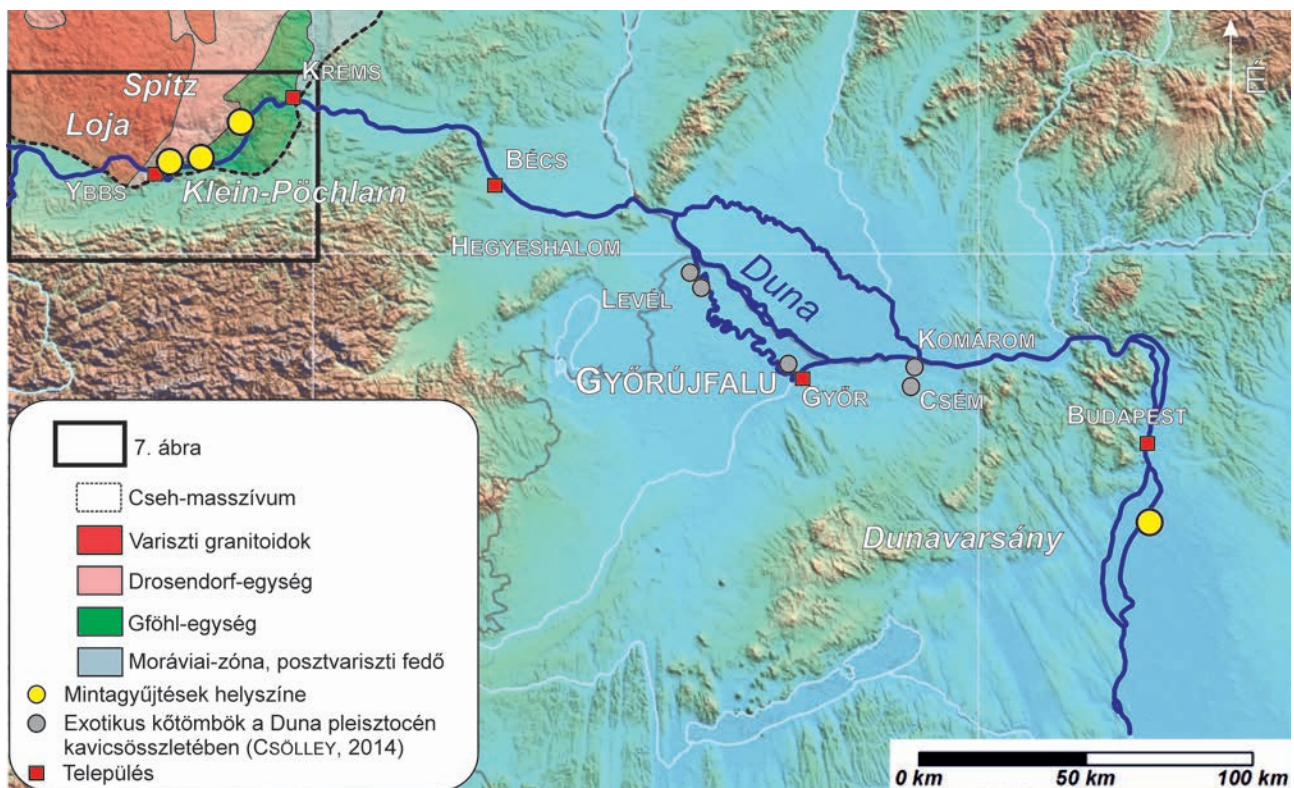
Földtani háttér

Dél-pesti-síkság

A pleisztocén Duna hordaléka a Dél-pesti-síkságon (Pestvidéki Kavics Formáció) nagyobb részben kavicsból és kavicsos homokból, kisebb részben homokból, kőzetlisztből és agyagból áll (JASKÓ & KORDOS 1990; BURJÁN 2002, 2003). A két felső tagozat kavicsrétegeibe ágyazódva jelennek meg a legfeljebb néhány tömeg %-ot kitevő, vizsgálataink tárgyát képező kőzettömbök, vagy hömpölyök (JÁMBOR 2010). A formáció átlagos összvastagsága kb. 90 méter, fekszik pannóniai, tavi, folyóvízi és mocsári finomszemcsés törmelékes és agyagos üledék, fedője eolikus futóhomok, lösz és löszös homok (HAHN 1975, RÓNAI 1985). JASKÓ & KORDOS (1990) a Pestvidéki Kavics Formációt három tagozatra osztották. Az alsó két tagozatot (Gödöllői és Pestlőrinci Tagozat) gerinces maradványok alapján kora-középső-pliocén korúnak határozták meg, közöttük rétegtani hiányt nem tudtak kimutatni. A felső, Csepeli Tagozat szerintük legalább 3 millió éves üledékhiánnyal a késő-pleisztocén elején ülepedett rájuk. Ezt a tagozatot tárják fel a Dél-pesti-síkságon telepített kavicsbányák, így Dunavarsányban az Aqua Kft. jelenleg nem működő kavicsbányája is, ahonnan a mintáink zöme származik (1. ábra).

A Csepeli Tagozat a Duna mentén egy É–D-i irányban kiterjedt, dél felé fokozatosan szélesedő sávban nyomozható a felszín közelében. Ennek a sávnak a szélessége Budapestnél 8–10 km, Adony vonalában pedig már több mint 35 km (JASKÓ & KORDOS 1990). Elterjedésének Ny-i határa hozzávetőlegesen a Duna mai medrénél húzódik, K-i határa egy közel ÉÉNy–DDK-i irányban húzódó, Üllőtől kissé nyugatra eső, Dabason áthaladó vonalig követhető. Vastagsága 5 és 20 méter között változik, átlagban 10–15 méter (1. táblázat).

A Csepeli Tagozat hordalékanyagának változatos összetétele régóta ismert (SZABÓ 1879, HALAVÁTS 1895, LŐRENTHEY 1906, SCHAFARZIK 1914, HORUSITZKY 1917, BÓDI 1938 stb.), de részletes mennyiségi elemzés külön a koptatottabb kavicsokról (MICSINAI & MOLNÁR 2010) és a kavicsba ágyazottan előforduló, 20 cm fölötti átmérőjű szögletesebb kőzettömbökről (BORS & VÖRÖS 2008, 2. ábra) csak a legutóbbi időben készült.



1. ábra. A minták lelőhelyeül szolgáló terület (Dunavarsány) földrajzi elhelyezkedése, valamint a vizsgált dunavarsányi kőzetek azonosított forrásterületének (Cseh-masszívum) vonatkozó földtani egységei: a Gföhl- és Drosendorf-egységek. A referenciaként szolgáló Csölley (2014)-féle mintagyűjtési pontok a Kisalföld Duna menti kavicsbányáit jelölik (részletekért l. szöveg). (HORVÁTH et al. 2006, illetve a Cseh-masszívum, és földtani egységeinek határai COOKE & O'BRIAN 2001 alapján)

Figure 1. The location of the sampling area: Dunavarsány, Hungary. The Gföhl and the Drosendorf Unit, and their representative outcrops in the identified source region (Bohemian Massif). Grey dots show the sampling areas of Csölley (2014) as a reference for gravel pits in the Small Hungarian Plain by the Danube (for details see text). (after HORVÁTH et al. (2006), and COOKE & O'BRIAN (2001) -extension and units of the Bohemian Massif)

1. táblázat. A Pestvidéki Kavics Formáció közettani összetétele (JASKÓ & KORDOS 1990)

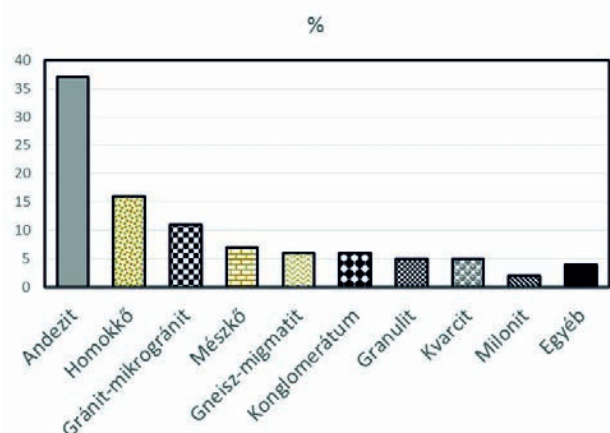
Table 1. The petrographic composition of the Pestvidék Gravel Formation (JASKÓ & KORDOS 1990)

Tagozat	Átlag vastagság (m)	Agyag-aleurit (%)	Homok (%)	Kavics, homokos kavics (%)	Görgeteg (%)
Csepeli	13	13	28	55	4
Pestlőrinci	21	10	23	64	3
Gödöllői	50	24	23	53	—

Cseh-masszívum

A Duna pleisztocén hordalékában előforduló nagyméretű egzotikus kőzettömbök által képviselt kőzettípusok (granulit, gránit, amfibolit, gneisz, márvány stb.) együtt, nagy tömegben legközelebb a Cseh-masszívum déli részét alkotó úgynevezett Moldanubiai-zónában fordulnak elő felszínen (FRANKE 1989). Ennek az uralkodóan nagyfokú metamorfózison, továbbá részleges olvadáson is átesett kőzeteket tartalmazó területnek a déli szegmense átnyúlik Ausztriába, ahol ezt az övet a Duna közel 100 km hosszan vágja keresztül. A Moldanubiai-zóna felső szerkezeti egysége a Gföhl-egység, alatta a két kőzetsorozatból (Bunten [= tarka] és Monotone [= egyvetű]) álló Drosendorf-egység húzódik (1. ábra).

A Gföhl-egység túlnyomóan nagy nyomáson és hőmérsékleten (HP–HT) képződött főleg leukokrata granulitokból és felzikus polideformált gránit gneiszekből áll, de kisebb mennyiségben amfibolitok, paragneiszek, peridotitok és



2. ábra. A Dunavarsányi Aqua Kft. kavicsbányájában előforduló legfontosabb homályok kőzetösszetétele 126 darab kőzetpéldány meghatározása alapján (BORS & VÖRÖS 2008 után módosítva). Egyéb (1% alatt): amfibolit, csillámpala, metakonglomerátum, metavulkanit, márvány stb.

Figure 2. Petrographic composition of the main cobbles in the gravel pit of Aqua Ltd., Dunavarsány based on 126 samples (after BORS & VÖRÖS 2008). Other (final column - below 1%): amphibolite, micaschist, metaconglomerate, metavulcanite, marble etc.

eklogitok is előfordulnak benne (COOKE & O'BRIAN 2001). A Drosendorf-egységet (RACEK et al. 2006, ZAYDAN & SCHARBERT 1983) kis–közepes nyomású metamorf kőzet-együttes jellemzi (COOKE & O'BRIAN 2001). Uralkodóan különböző gneiszféleségek (paragneisz, cordierit gneisz) alkotják, de ezek mellett található még amfibolit, csillámpala, és márvány is. Hozzájuk olyan különféle wollastonit-, gránát- és diopszidtartalmú mészsilikát kőzetek társulnak, amelyek márgás összetételű üledékek regionális metamorfózisával alakultak ki.

Vizsgálati módszerek

A Dunavarsány határában működött Aqua Kft. kavicsbányája (GPS koordináták: 47.275041, 19.052232) — ahonnan a három vizsgált kőzetfajta származik (II. táblázat) — a Duna pleisztocén hordalékának Csepeli Tagozatát tárja fel. A kavicsbányákban a kavicsos hordalékot víz alatti kotrással emelték felszínre és depózták, majd rostálták, szitálták. A nagyobb méretű kőzettömböket a szitarendszer beöntő tölcserénél külön válogatták, a többi méretfrakciót pedig rostálás, szitálás után külön kupacokba rendezték, tehát a kőzettömbökből innen nyílt lehetőségünk mintát venni (3. ábra).

II. táblázat. A vizsgált dunavarsányi kőzetek paraméterei (és az elvégzett vizsgálatok). Az esetünkben alkalmazott terepi koptatottsági skála 5 fokozatú. Az 1-es szám jelöli az éles, durva felszínű, nem gömbölyített kőzetpéldányt, a 2-es a gyengén, a 3-as a közepesen, a 4-es a jól koptatott, míg az 5-ös a teljesen koptatott, sík felszínnel nem rendelkező kavicsot jellemzi.)

Table II. Parameters (and applied methods) of the studied rock samples from Dunavarsány. (The applied 5 graded scale for the roundness is based on field observations. 1 means totally sharp, 2 means slightly rounded, abraded, 3 means moderately, 4 means well-abraded, 5 means completely rounded.)

Mintaszám	Kőzettípus	Méret	Koptatottság	Csiszolatok	SEM-EDX	Raman
DVT-939	dumortierites gneisz	30×20×10 cm	4	5	x	x
DVT-853	dumortierites gneisz	50×30×20 cm	2	7	x	x
DVTM	klinohumitos márvány	átmérő: 80 cm	3	5	x	x
DVT-98	szkapolitos amfibolit	átmérő: ~30 cm	1	4	x	x
DVT-705	szkapolitos amfibolit	30×30×5 cm	2	2	x	
DVT-914	szkapolitos amfibolit	30×30×20 cm	1,5	2	x	
DVT-952	szkapolitos amfibolit	40×20×10 cm	1	2	x	
DVT-945	szkapolitos amfibolit	átmérő: ~30 cm	2	2		



3. ábra. A mintagyűjtés helyszíne: dunavarsányi Aqua Kft. kavicsbányájának egykori depója, a rostáról félredobált kőzettömbökkel

Figure 3. The sampling area: the former depot of the gravel pit of Aqua Ltd., Dunavarsány with big blocks discarded from the sieve

Az összehasonlító mintákat a különleges összetételű kőzetek lehetséges forrásterületeiről gyűjtöttük be, amelyeket az adott kőzetek szakirodalmi Duna menti előfordulási helyei alapján jelöltünk ki. Ilyen lelőhelyek együttes, egymáshoz közeli megjelenése csak a Cseh-masszívum legdélebbi sarkánál, a Duna Ybbs és Krems közötti szakaszán ismert. Mintáink három itteni lelőhelyről származnak. A gneiszeket a Klein-Pöchlarn–Ebersdorfi kőbányában, a márványokat a Loja melletti kőfejtőben, az amfibolitokat egy Spitz melletti feltárásban gyűjtöttük (1. ábra).

A vizsgálatok tárgyát képező kőzetmintákból a Kőzet-tan–Geokémiai Tanszék mikrotechnikai laboratóriumában petrográfiai vékonycsiszolatokat készítettünk. A 30 µm vastagságú fedett és polírozott vékonycsiszolatokat Nikon OptiPhot2-pol polarizációs mikroszkóppal vizsgáltuk, a vékonycsiszolati fényképek Nikon CoolPix DS-Fi1 típusú kamerarendszerrel készültek. A pásztázó elektronmikroszkópos analízist az ELTE Kőzet-tan–Geokémiai Tanszékén végeztük el. A használt műszer egy AMRAY 1830 típusú volfrámkatódos, EDAX PV9800 típusú energiadisziperzív spektrométerrel felszerelt elektronmikroszkóp. A vizsgálatok során alkalmazott gyorsítófeszültség 20 keV, a sugár-áram 1 nA, a sugárátmérő megegyezik a fókuszált elektron-sugár átmérőjével (~50 nm), a munkatávolság 24 mm. Az

ásványkémiai elemzések kiértékelése nemzetközi sztenderdek és ZAF korrekció segítségével történt. A Raman-spektroszkópiás mérések az ELTE TTK FFI laboratóriumában egy HORIBA JobinYvon LabRAM HR típusú műszerrel készültek. A méréseket 532 nm lézergyjlesztéssel végeztük, 600 vonal/mm-es optikai rács, 50 µm-es konfokális apertúra beállításokkal, 100×/NA0,9-es objektívvel.

Anyagvizsgálati eredmények

A három különböző, ritka ásványt tartalmazó kőzetet (dumortierites gneisz, klinohumitos márvány és szkapolitos amfibolit) külön alfejezetenként tárgyaljuk. A Dél-pesti-síkság hordalékában talált példányokat a lehetséges forrásterületeken, a Duna felső szakaszán gyűjtött hasonló példányok összehasonlító leírása követi.

Dumortierites gneisz

Dunavarsány

A két, dumortieritet tartalmazó dunavarsányi gneisz mindegyike 20 cm-nél nagyobb méretű, egyikük jól koptatott hömpöly, másikuk gyengén koptatott tömb (*II. táblázat*). Bár a két gneisz szöveti jellegét tekintve nem teljes mértékben azonos, ásványos összetételük nem mutat nagy eltérést.

A kőzetek makroszkópos szöveti jellege már kézipéldány léptékben is mutat változékonyságot (*4. ábra, a*). A gneiszek sötétebb, biotitban gazdag finomabb szemcsés részére jellemző az erős irányítottság, itt a biotiton kívül az egyes ásványszemcsék mm-nél kisebb méretűek, szabad szemmel nem ismerhetők fel. A kőzet durvább szemcsés (pegmatitos) részeire a világos, fehéressárga szín jellemző, orientáltság általában nem, vagy csak alig figyelhető meg. A szürke színű kvarc, a fehér–sárgásfehér becsillanó lapokkal rendelkező, ikresedett földpátok, a fekete pikkelyes biotit mellett halványkék–szürke tűk formájában dumortierit szemcsék (*4. ábra, b*) és fekete, tűs-oszlopos turmalin, esetenként bronzszínű cordierit és gránát figyelhető meg. Az ásványok mérete ebben a zónában gyakran meghaladja milliméteres, néha centiméteres léptéket.

A polarizációs mikroszkópi elemzés alapján a gneiszek szövete uralkodóan granoblasztos, de egyes részein inkább lepidó-, vagy fibroblasztos, gyengén irányított. Gyakran megfigyelhetők granofiros, írásgránitos, valamint mirmekites szerkezetek. A kőzet uralkodó (80–90%) ásványai az azonos mennyiségi arányban megjelenő izometrikus, alszemcsés, hullámos kioltású kvarc, a káliföldpát (gyakran pertites ortoklás és mikroklin) és a savanyú plagioklás. Méretük 0,1 és 2 mm között változik, a kvarcok a kisebb mérettartományban (kb. 250 µm) jelennek meg. A földpátok gyakran szericitesek. A biotit mérete a földpátokéval megegyezik, mennyisége átlagosan 5–7%, egyes helyeken azonban rendkívül alárendelt (<1%). Gyakran kloritosodik és vannak szemcséi, amelyek sillimanittal, muszkovittal és/vagy dumortierittel alkotnak szövődéket. A sillimanit általában vékony, hosszan elnyúló, hajladozó szálakból álló kévéket alkot, melyek néha muszkovitsomóban végződnek. A muszkovit legtöbbször önállóan a szemcsék között, vagy a földpátok repedéseit kitöltve jelentkezik kévékbe, kötegekbe rendeződve.

A dumortierit legfeljebb 1 mm-es, zömök, vagy nyúlt, oszlopos, tűs, töredezett hipidioblasztos szemcséket alkot, melyek mindegyikén jól megfigyelhető a jellegzetes világoskék–ibolya–rózsaszínű erős pleokroizmus (*4. ábra, c, d*). Törésmutatója megközelíti az 1,7-et, interferenciaszíne rendellenes barna vagy ibolya („metálkék”). Főzónajellege negatív, kioltása egyenes. Gyakran finomszemcsés muszkovit (szericit) szegélyezi. A dumortierit megjelenhet plagioklászok között, muszkovitsomók vagy turmalin társaságában, de néha cordierit mellett/mentén jelentkezik, annak átalakulási termékeivel együtt (klorit, muszkovit, pinit). A gránát, cirkon, apatit, rutil és andaluzit ritkán, csupán néhány szemce formájában van jelen a kőzetekben.

A dumortierit polarizációs mikroszkópi meghatározását Raman-spektroszkópiával és SEM-EDS elemzéssel is megerősítettük. A SEM-EDS analízis alapján a különböző kőzetek dumortierit szemcséi esetén, illetve egyazon szemcsén belül is néhány százaléknyi eltérést mutat a Ti- és Mg-tartalom (*4. ábra, f*).

Klein-Pöchlarn–Ebersdorf

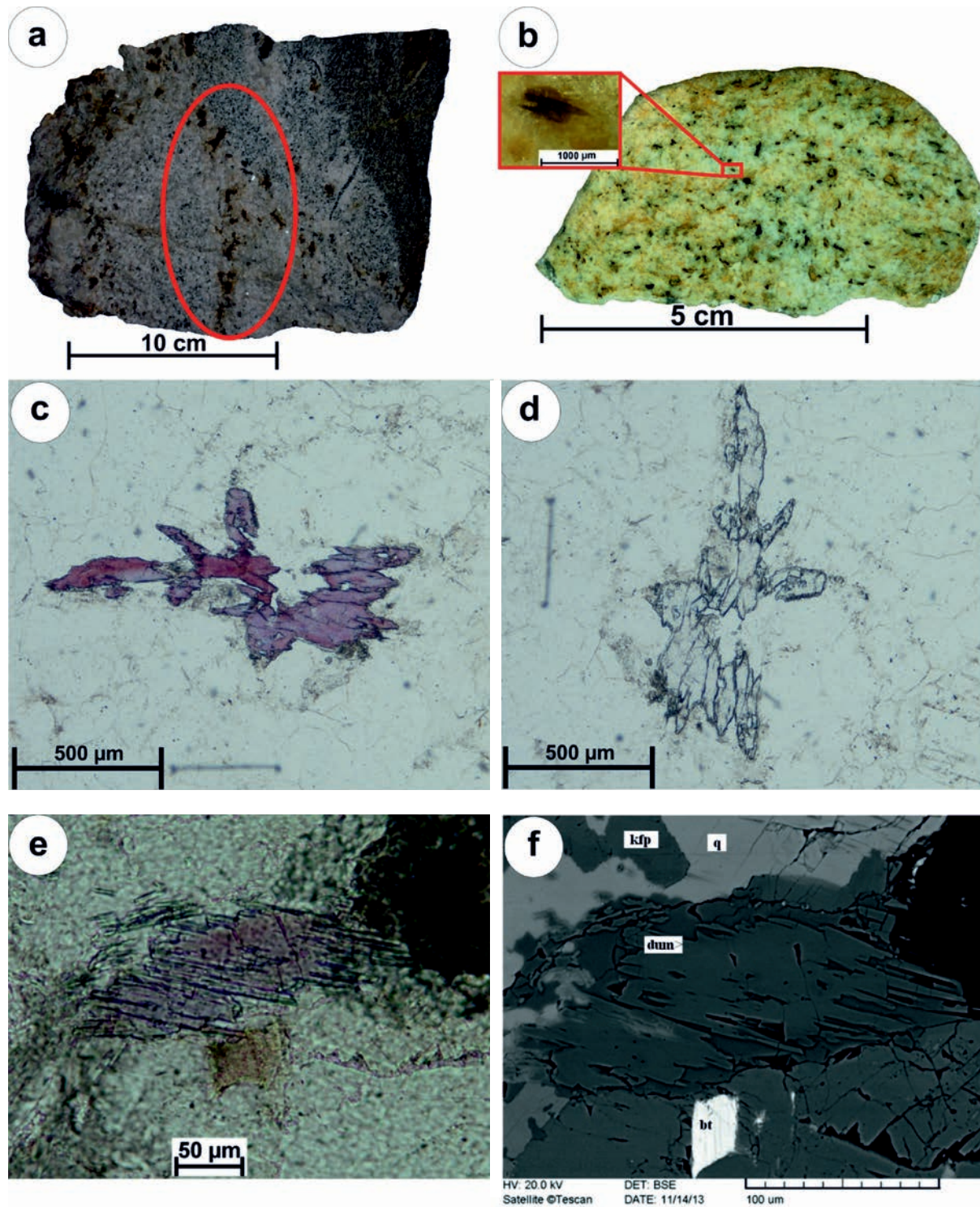
Az ausztriai Duna menti Klein-Pöchlarn melletti kőbánya remek feltárást biztosít a Gföhl gneisz–granulit komplexumra (1 később a 7. ábrán). Az itt feltárolt ortogneisz (Gföhl-egység gneisze) kis léptékben is (néhány méter) szöveti képét, és az ásványos összetevők arányát tekintve is változékonnyal. A bányafalon több helyen tanulmányozhatók a gneiszben a néhány centiméter, esetleg deciméter vastagságú pegmatitos erek (JOBSTMANN 1912, FUCHS et al. 2005). A metamorf pegmatitok a felső amfibolit–granulit fáciesű nagy hőmérsékletű metamorfózis során végbemenő részleges olvadási folyamatok produktumai (CEMPÍREK & NOVÁK 2006). HLAWATSCH (1911) és FUCHS et al. (2005) leírása szerint az erekben a fő kőzetalkotó ortoklás, plagioklás és kvarc mellett muszkovit, biotit, turmalin, pinitesedett cordierit, sillimanit, andaluzit és dumortierit is megtalálható.

Az akcesszórius ásványtartalom alapján a metamorf pegmatitok egyik alcsoportja, az AB–BBe (bór–berillium-tartalmú) csoportot a magas B és/vagy Be-tartalmú ásványai (turmalin, dumortierit, grandidierit, krizoberill stb.) alapján jelölték ki. A Bohémiai-masszívum Gföhl-egységében előforduló dumortierit-tartalmú pegmatitok tipikus példái az AB–BBe-alcsoport metamorf pegmatitjainak (CEMPÍREK–NOVÁK 2006).

Terepi megfigyeléseink alapján a bányafalon, illetve a nagyobb kőzettömbök között különböző típusú (biotitos, gránátos, turmalinos, illetve pegmatitos erekkel rendelkező) gneiszek, granulitok is megjelennek.

A dunavarsányi kőzetekkel lényeges szöveti és ásványos összetételbeli hasonlósággal bíró kőzetekből gyűjtöttünk mintákat és a fenti vizsgálati módszereknek vetettük őket alá. Megfigyelhető ezeknél a gneiszeknél is az a szöveti jelenség, hogy a biotitban gazdag, finomszemcsés egység erős foliációt mutat, míg a színtelen ásványokban gazdag, durvaszemcsés régió alig, vagy nem mutat irányítottságot. Az utóbbi, pegmatitos zónában több mm-es szürke–áttetsző kvarc, jó hasadást mutató földpátok, helyenként fekete biotitlemezek, vékony rostokból álló turmalin és ibolyaszínű foltokban megjelenő dumortierit kristálycsomók ismerhetők fel szabad szemmel.

A kőzet szövete, a dunavarsányi mintákéhoz hasonlóan granoblasztos, a biotitban gazdagabb részen lepidó-granoblasztos. A kőzetalkotó ásványok megjelenése, mennyisége, mérete és egymáshoz viszonyított aránya megegyezik a dunavarsányi gneiszekével. A dumortierit ugyanolyan szöveti helyzetben van jelen a kőzetben (*4. ábra, e és f*), továbbá turmalin, gránát, kianit, klorit, muszkovit, biotit, sillimanit, apatit és rutil is megfigyelhető (*III. táblázat*).



4. ábra. A dunavarsányi, illetve klein-pöchlarn-i gneiszek és a bennük megjelenő dumortierit. a) A DVT-853 jelű dunavarsányi gneisztömb, melynek világos, durvaszemcsés pegmatitos (bekarikázott) egységében a dumortierit turmalin, cordierit és gránát társaságában jelenik meg. b) A DVT-939 jelű dunavarsányi gneisz polirozott felületén szabad szemmel, illetve sztereomikroszkóppal is megfigyelhető a tűs-rostos kékszürke színű dumortierit. c-d) A dumortierit jellegzetes polarizációs mikroszkópi megjelenése, színe és pleokroizmusa (a polarizátor iránya a képen vízszintes, 1N). e-f) Egyazon dumortieritszemcse polarizációs 1 N-os (balra) és pásztázó elektronmikroszkópos BSE (jobbra) képe. A szemcse közepén fénymikroszkóppal megfigyelhető sötétebb rózsaszínű árnyalat az EDS elemzés alapján a szegélyhez képest mért nagyobb TiO_2 -tartalommal magyarázható

Rövidítések: dum - dumortierit, bt - biotit, kfp - kálföldpát, q - kvarc

Figure 4. Dumortierites in the gneisses from Dunavarsány and Klein-Pöchlarn. a) Gneiss block (DVT-853) from Dunavarsány, circled area shows the coarse-grained, pegmatitic domain of the rock, where dumortierite appears with tourmaline, cordierite and garnet. b) Blueish-greyish fibrous-acicular dumortierite on the polished surface of a gneiss from Dunavarsány (DVT-939). c-d) Distinctive appearance, colour and pleochroism of dumortierite (the direction of the polarizer is horizontal on the image, 1N). e-f) Polarising 1N (left) and scanning electron microscopic BSE (right) image of the same Dumortierite grain. That part of the grain with darker pink tone in the middle (left), based on EDS analyses, contains more TiO_2 than the rim

Abbreviations: dum - dumortierite, bt - biotite, kfp - K-feldspar, q - quartz

III. táblázat. A Dunavarsányban (Csepeli Tagozat), illetve Klein-Pöchlarnban (Gföhl-egység) előforduló dumortierites gneiszek jellemző ásványainak összehasonlítása

Table III. Comparison of the specific minerals of the dumortierite-bearing gneisses from Dunavarsány (Csepel Member) and Klein-Pöchlarn (Gföhl Unit)

Dum. gneiszek	Bt	Ms	Dum	Tur	Crđ	Grt	Sil	And	Ky
Dunavarsány	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	x
Ebersdorf	xx	xx	xx	xx	x	xx	xx	x	xx

Jelmagyarázat: Bt = biotit, Ms = muszkovit, Dum = dumortierit, Tur = turmalin, Crđ = cordierit, Grt = gránát, Sil = sillimanit, And = andaluzit, Ky = kianit, X = a lelőhely hasonló kőzeteiben leírt, XX = a vizsgált kőzetpéldányokban meg is jelent, - = a lelőhelyről nincs leírva.

Abbreviations: Bt = biotite, Ms = muscovite, Dum = dumortierite, Tur = tourmaline, Crđ = cordierite, Grt = garnet, Sil = sillimanite, And = andalusite, Ky = kyanite X = literary described in the similar rocks of the locality; XX = identified in the studied samples as well, - = not described from the locality

Klinohumitos márvány

Dunavarsány

Dunavarsányból ezidáig egy darab nagyméretű, körülbelül 80 cm átmérőjű izometrikus klinohumit tartalmú márványtömb került elő. A márvány a gneiszekhez viszonyítva kis keménységű ásványokból áll, azonban a kőzettömb koptatottsága ötös skálán mindössze 3-as, tehát közepes. A kőzet külső felületén egy kb. 1–2 cm-es egyenletes vastagságú mállási kéreg figyelhető meg, ami két jól elkülöníthető részből áll. A külső 1 cm vastag zóna világosabb sárgászürkés színű, szivacsos, morzsalékos megjelenésű, amely viszonylag éles határral érintkezik a belső, kb. szintén egy cm vastag sötétebb, barnászürkés árnyalatú résszel.

Szabad szemmel nézve a kőzet üde felületének nagy része szürkés színű, kissé áttetsző, durvaszemcsés (átlagos szemcseméret 2–3 mm), ekvigranuláris, irányítatlan elrendezésű, izometrikus karbonátszemcsékből áll. A kőzetnek ez a része csupán néhány százaléknyi szilikátásványt tartalmaz, elsősorban. A márványtömb egyes kisebb (max. 10 cm átmérőjű) területein a karbonátásványok mellett a szilikátásványok feldúsulnak elérve akár az 50%-os részarányt is (5. ábra, a). A klinohumit ez utóbbi zöldesszürkés színű részben jelenik meg nagyobb tömegben, akár az 1 cm-t is megközelítő átmérőjű szemcsék formájában (5. ábra, b).

A szilikátásványokban gazdag rész vékonycsiszolatában granoblasztos szövetet mutat (5. ábra, e), a fő kőzetalkotó ásványok a kalcit és a dolomit, amelyek 0,2–5 mm közötti méretben, nagyjából azonos arányban figyelhetők meg. A szemcsék izometrikusak, szélük nem egyenes, hullámos, helyenként fogacsolt, bennük gyakran figyelhetők meg deformációs lamellák, ikrek. A kőzetalkotó ásványok másik felét a szilikátok, azaz az olivin, apatit és a klinohumit, valamint a kisebb mennyiségű flogopit, klorit, szerpentin és tremolit teszik ki, továbbá spinell is megjelenik.

Az olivinek (forszterit) jellemzően xenoblasztos megjelenésűek, erősen töredezték, repedezettek, méretük 200 µm és 2000 µm között változik. A repedéshálózat mentén gyakran figyelhető meg szerpentinisedés. A spinell idioblasztos–hipidioblasztos, több — átlagosan 500 µm-es — szemcséből álló aggregátumok formájában jelenik meg.

Színe halványbarna, zárványoktól általában mentes, tiszta megjelenésű. Az apatit és a klorit gyakran kapcsolódik klinohumitához, a klorit, mint annak átalakulási terméke, az apatit pedig zárványok formájában. Ezen kívül elsősorban jelennek meg hajladozó flogopit „lemezek”, valamint kevesebb, mint 1%-nyi szintelen amfibol (tremolit).

A klinohumit szemcséi izometrikus, vagy közel izometrikus alakúak, néhány nyúltabb szemcse megfigyelhető. Saját kristálylapokkal nem rendelkező töredezett–repedezett xenoblasztos szemcsék, a nagyobb méretű kristályokon gyenge hasadás megfigyelhető (5. ábra c, d). Egy nikollal határozott narancssárga pleokroizmus van. Törésmutatója 1,7 körüli, nagyon hasonló az olivinéhez. Keresztezett nikolok között II. és III. rendű interferenciaszínek a jellemzőek rá. Néhány szemcsén kettős ikresedés, a DVTM-0324/b csiszolatban egy poliszintetikus klinohumit iker figyelhető meg. Optikai és főzónajellege pozitív, továbbá pásztázó elektronmikroszkóppal kémiai zónásság is megfigyelhető, amely a magtól a perem felé csökkenő MgO, valamint növekvő TiO₂ és FeO koncentrációban nyilvánul meg (5. ábra, f).

A polarizációs mikroszkópi vizsgálatokon kívül Raman-spektroszkópiával azonosítottuk, valamint a SEM-EDS elemzéssel megerősítettük, hogy a vizsgált fázis valóban klinohumit. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok segítségével a fő kőzetalkotó ásványokon kívül a dunavarsányi mintákban grafitot, pirritet és piritet mutattunk ki.

Loja

A Drosendorf-egység Tarka sorozatán belül metamorf karbonátos, mészsilikátos kőzetek is előfordulnak (FRANKE 1989). Kedvező feltárást biztosít a Tarka sorozatra a Dunához közel eső Metzing mellett lévő Loja kőbánya (1. később 7. ábra). A földtani egység nevéhez hűen a bányában paragneiszek, amfibolitok, márványok, mészsilikát kőzetek és lampirofirok is tanulmányozhatók (LÖFFLER & KOLITSCH 2011).

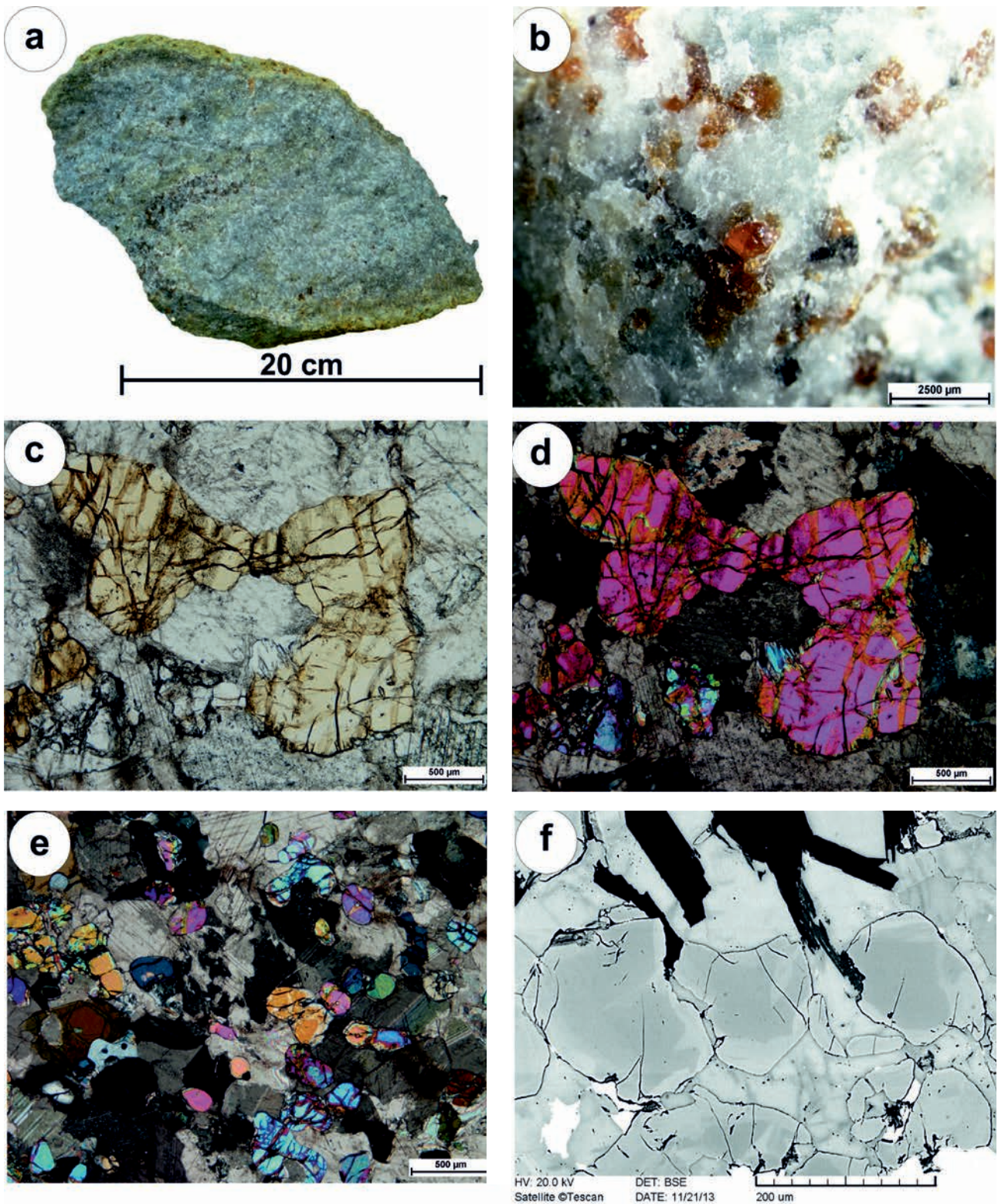
A Loja melletti bányában feltároló márványban narancssárga, üvegfényű klinohumitszemcsék figyelhetők meg szabad szemmel is, a környezetében pedig olivin (forszterit), spinell és flogopit a jellemző (LÖFFLER & KOLITSCH 2011). A szabad szemmel klinohumit-tartalmúnak azonosított kőzetből mintát vettünk, majd a dunavarsányi mintákkal azonos — fent említett — vizsgálati módszereknek vetettük alá.

A vizsgálatok után kijelenthető, hogy az ausztriai és a dunavarsányi minták szövetileg és ásványos összetétel tekintetében nagyfokú hasonlóságot mutatnak (IV. táblázat). Az ausztriai mintákban is elkülöníthetők szilikátásványokban szegény és szilikátásványokban gazdag részek, amelyekben leggyakrabban olivin, klinohumit, apatit, klorit, flogopit, amfibol és spinell jelenik meg.

Szkapolitos amfibolit

Dunavarsány

A dunavarsányi Aqua Kft. kavicsbányájából több szkapolitos amfibolit példány került elő, melyek mérete csaknem minden esetben a kőtömb tartományba esik (II. táblázat).



5. ábra. A dunavarsányi, illetve a lojai (Ausztria) márványok és a bennük megjelenő klinohumit. a) A DVTM jelű klinohumitos márvány tömb egy darabjának tört felszíne, amelyen jól elkülöníthető a szilikátásványokban (a középső vöröses sávban) és a karbonátásványokban gazdag rész, valamint a mállási szegély. b) A márvány tört felszínén sztereomikroszkóppal jól megfigyelhetőek a nagyjából izometrikus, narancssárga klinohumitszemcsék. c–d) A klinohumit jellegzetes polarizációs mikroszkópi megjelenése egy polárszűrővel és keresztezett polárszűrők közt. e) A klinohumitos márványok jellegzetes granoblasztos szöveti képe, +N. f) A klinohumitszemcsék (chu) elektronmikroszkópos BSE képe, amelyen megfigyelhető zónásságot mutatnak a szemcsék

Figure 5. Clinohumites in the marbles from Dunavarsány and Loja (Austria). a) The surface of one part of the clinohumite-bearing marble block. Different zones can be macroscopically distinguished: central reddish zone, rich in silicate minerals, carbonate minerals-rich zones and weathered surface. b) In the zone, rich in silicate minerals orange and isometric clinohumite grains appear, stereomicroscope photo. c–d) Characteristic appearance of the clinohumites in polarising microscope (left: 1N, right: +N). e) Typical granoblastic texture of the clinohumite-bearing marbles, +N. f) SEM-BSE image of clinohumites with apparent and systematic zonation

IV. táblázat. A Dunavarsányban (Csepeli Tagozat), illetve Lojánál (Drosendorf-egység) előforduló klinohumitos márványok jellemző ásványainak összehasonlítása

Table IV. Comparison of the specific minerals of the clinohumite-bearing marbles from Dunavarsány (Csepel Member) and Loja (Drosendorf Unit)

Chu. márványok	Ol	Chu	Spl	Ap	Chl	Phl	Amp	Py	Po	Gr
Dunavarsány	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx
Loja	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	x	x	x

Jelmagyarázat: Ol = olivin, Chu = klinohumit, Spl = spinell, Ap = apatit, Chl = klorit, Phl = flogopit, Amp = amfibol, Py = pirit, Po = pirrotin, Gr = grafit, X = a lelőhely hasonló kőzeteiben leírt, XX = a vizsgált kőzetpéldányokban meg is jelent, - = a lelőhelyről nincs leírva.

Abbreviations: Ol = olivine, Chu = clinohumite, Spl = spinel, Ap = apatite, Chl = chlorite, Phl = phlogopite, Amp = amphibole, Py = pyrite, Po = pyrrhotite, Gr = graphite X = literary described in the similar rocks of the locality, XX = identified in the studied samples as well, - = not described from the locality

A fent felsorolt amfibolitok alapvetően irányított, ekvigranuláris szövettel rendelkező és általában több mint 70–80%-ban fekete, jól hasadó hornblendéből álló monomineralikus, vagy gránátban is gazdag kőzetek (6. ábra, a, b). Ezekben eltérő ásványos összetételű, fehér és zöld színű, összefogazódó sávok mutatkoznak, melyek átmérője 1–4 cm. Ezekben a világos sávok jellemzően diopszidban és szkapolitban gazdagok.

Polarizációs mikroszkópban a kőzet szövete granoblasztos, irányított. Az amfibolgazdag részben az izometrikus, xenomorf, zöld pleokroos hornblende mellett változó mennyiségű (kb. 5–30%), neutrális-bázisos plagioklász, kis mennyiségben apró, sajátalakú titanit jelenik meg. A zöld-fehér sávban 2 féle ásványtársulás különíthető el: A fehér részek (1) általában izometrikus, közel azonos méretű, xenoblasztos–hipidioblasztos, gyakran szabálytalan zónás-ságot mutató plagioklászból és kvarcból állnak. A zöld sávok (2) színét a nagy mennyiségben megjelenő, átlagban 0,5 mm-es, izometrikus, idioblasztos diopszidszemcsék okozzák. Közöttük még viszonylag nagyobb mennyiségben megjelenik a szintén izometrikus, xenomorf, uralkodóan neutrális-bázisos plagioklász, amit még kevesebb fehér csillám, apatit, ritkán epidot és zoisit, illetve maradék térkitöltőként kalcit kísér. A kalcitos részben ritkán prehnit és piroxén, vagy amfibol átalakulásából eredően vékony tűs aktinolit is megjelenik. A piroxénhez hasonló méretben és alakban megjelenő szkapolitok (6. ábra, e, f) a fehér sávokban elszórtan, vagy a diopszidszemcsék közötti térben tömegesen, egyensúlyi kristályosodást mutatva, nagyobb monomineralikus halmazokat alkotva jelennek meg. A szkapolit 0,5–1,0 mm-es szemcséi 1 nikollal színtelenek, halvány piszkosszürke zárványosság jellemzi, derékszögű hasadása jól megfigyelhető. Keresztezett nikolok között interferencia színe a harmadrendű kékig elmegy (6. ábra, e, f), amely szín a plagioklászok és kalcitok irányában csökken. Kioltásuk a hasadásukhoz viszonyítva egyenes. A magas interferencia szín és a pásztázó elektronmikroszkóppal mért összetétel (Ca/(Ca+Na) 0,81) alapján az ásvány a szkapolit csoporton belül a mejonit taghoz tartozik (6. ábra, d).

Spitz

A Gföhl-egységhez tartozó Raab-egység amfibolitjai több feltárásban is tanulmányozhatók a Duna mentén (pl. 7.

ábra). Az amfibolit testeken messziről is megfigyelhető, hogy fehér színű erekkel gazdagon átjártak. Megállapítható, hogy a szkapolit az amfibolit világos színű ereihez kötődik, bár viszonylag ritkán fordul elő a kőzetben (KIESEWETTER & KNOBLOCH 2003).

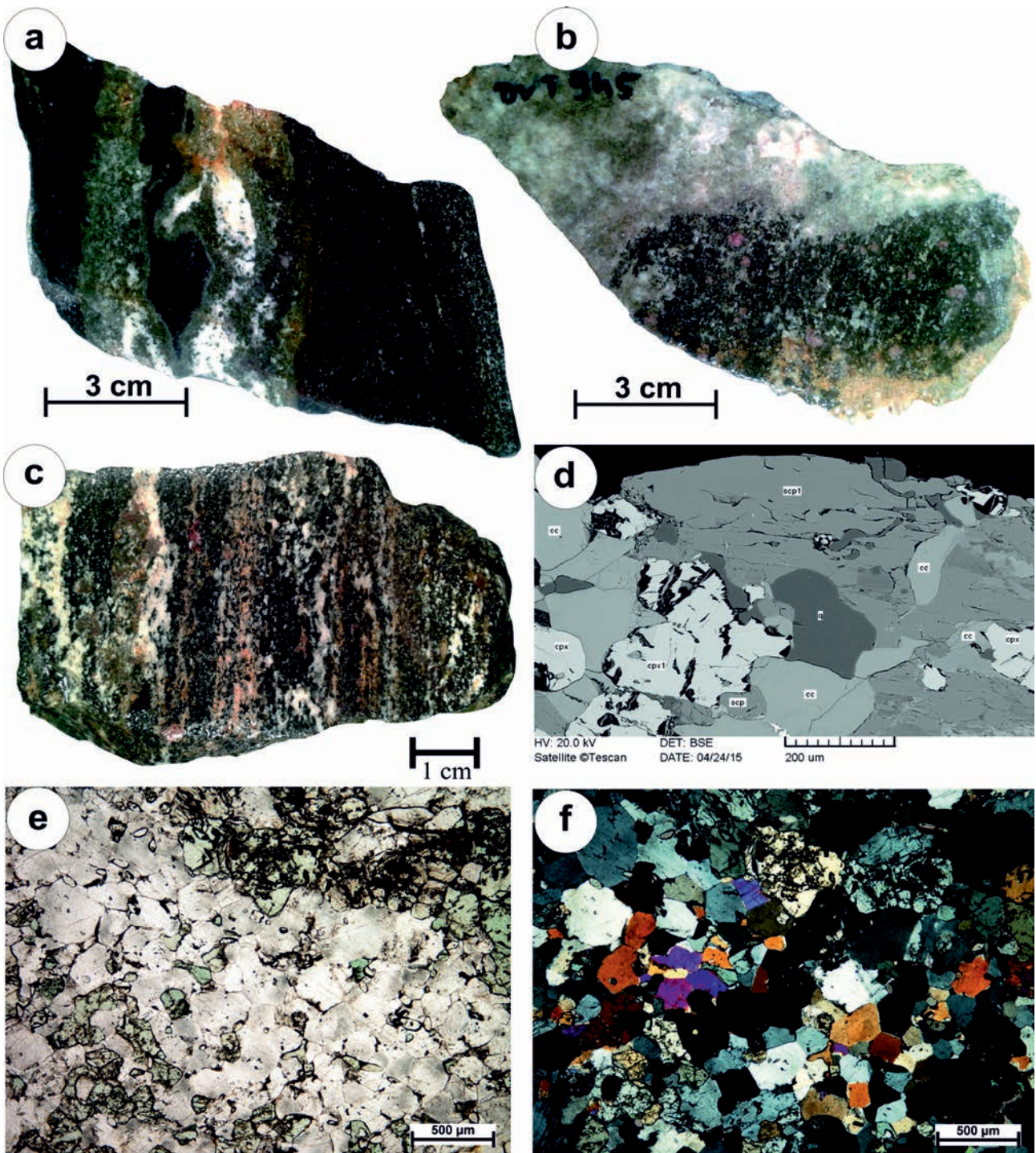
A Raab-egység szubdukálódott óceáni kéregdarab, mely elsősorban amfibolitból (metabazalt, metagabbro, metamorfizálódott piroklasztikum), orto-, és paragneiszből, szerpentinből áll, mely a Gföhl- és a Drosendorf-egység közé ékelődött be (a Gföhl-egységben a granulit masszívumok, illetve a gneisz alatt húzódik), tehát egy szuturavonalat jelöl ki (COOKE & O'BRIAN 2001). A Raab-egység egy része a felette lévő granulitokkal együtt metamorfizálódott és exhumálódott (COOKE & O'BRIAN 2001). Az amfibolitot retrográd metamorfózis is érte; a sávos amfibolit testeket világos színű, fluidumokból kivált ásványok alkotta erek járják át (COOKE & O'BRIAN 2001). A retrográd, világos színű erekben megjelenő ásványparagenezis tagja a szkapolit is (KIESEWETTER-KNOBLOCH 2003, NEUMAYER 1980).

A terepi bejárás során az amfibolit, gránátos amfibolit világos színű ereket, sávokat nagy mennyiségben tartalmazó részeiből gyűjtöttünk mintákat, melyeket a fent megismert vizsgálati módszereknek vetettünk alá. A Spitz környékéről származó mintákon már makroszkóposan is jól megfigyelhető, hogy a fekete színű, uralkodóan amfibolból álló, bizonyos esetekben gránátot is tartalmazó térrészt több, főleg fehér színű, akár centiméteres vastagságú sávok járják át (6. ábra).

A vizsgálati eredmények alapján kijelenthető, hogy a dunavarsányi és a Spitz környékéről származó amfibolitok makroszkópos, illetve mikroszkópos tulajdonságai is nagy hasonlóságot mutatnak (V. táblázat). Az ausztriai minták amfibolokban gazdag részében az irányított szövetet adó hornblendén kívül megjelenik a neutrális-bázisos plagioklász, illetve a saját alakú gránát és titanit. Az ásványok granoblasztos ekvigranuláris szövetet alkotnak. Ezeket a területek átszelő sávokban gyakori a plagioklász, kvarc, piroxén, illetve megjelenik a zoisit, epidot, ritkán muszkovit, biotit, klorit, aktinolit és prehnit. Annak ellenére, hogy a szkapolit az általunk gyűjtött kőzetek ásványai között nem jelenik meg, KIESEWETTER & KNOBLOCH (2003) azonosították az ásványt a spitz feljárás amfibolitjának világos színű ereiben (az ásvány megjelenését megerősíti továbbá KNOBLOCH G. szóbeli közlése [2015] is).

Petrográfiai következtetések

Megállapítható, hogy a vizsgálatok tárgyát képező három különleges kőzettípus (dumortierites gneisz, klinohumitos márvány és szkapolitos amfibolit) a Cseh-masszívum Drosendorf- és Gföhl-egységeiben mutatható ki ritka különlegességgként és a Duna vízgyűjtő területén belül együttesen csak egyetlen szűk területen fordulnak elő szálkőzetként (HLAWATSCH 1911, KIESEWETTER & KNOBLOCH 2003, FUCHS et al. 2005 és LÖFFLER & KOLITSCH 2011). Ez a terület a Duna magas hegyek közé beszorított, a Bécsei- és Pannon-



6. ábra. A dunavarsányi, illetve a spitz-i amfibolitok és a bennük megjelenő szkapolit. a–b) a dunavarsányi amfibolitok jellegzetes makroszkópos szöveti megjelenése a kőzetek polírozott felületén: a sötét, amfibolban gazdag, esetenként gránátos egységek között világos, fehér, zöldesfehér árnyalatú sávok. Ezekben a sávokban jellemző a retrográd paragenézis részeként előforduló szkapolit. c) az ausztriai Spitz környékén előforduló gránátos amfibolit polírozott felülete; a makroszkópos szöveti bélyegei (sötét és világosabb sávok) megegyeznek a Dunavarsányi amfibolitokéval. d) a dunavarsányi amfibolitban megjelenő szkapolit SEM-BSE képe. A szkapolitok mellett klinopiroxén (diopszid), kalcit és kvarc van jelen. e–f) a vizsgált amfibolitok világos egységeinek jellegzetes ásványtársulása: szintelen, zárványos, egyensúlyi szövetű, elsőrendű szürke-másodrendű kék interferenciaszínű szkapolitok, halványzöld, lekerekített diopszidok és kisebb, rombusz alakú titanitok (pl.: bal fölül). Polarizációs mikroszkópi felvétel, balra: 1 N, Jobbra: +N

Rövidítések: scp = szkapolit, cpx = klinopiroxén, cc = kalcit, q = kvarc

Figure 6. Scapolites in the amphibolites from Dunavarsány and Spitz. a–b) Typical macroscopic textural appearance on polished surfaces of the amphibolites from Dunavarsány. Lighter whitish-greenish zones with scapolite, as part of the retrograde paragenesis, in the darker unit, rich in amphibole and sometimes garnet. c) Polished surface of a garnet-bearing amphibolite from Spitz; macroscopic textural features (darker and lighter zones) coincide with the amphibolites from Dunavarsány. d) SEM-BSE image of scapolites in amphibolite from Dunavarsány. Besides scapolite clinopyroxene (diopside), calcite and quartz can be observed as well. e–f) Distinctive mineral paragenesis of the studied amphibolites in the above mentioned lighter zone: scapolites (colourless, inclusion-rich, equilibrium texture, interference colour from first order grey to second order blue), diopsides (pale green, rounded) and titanites (smaller rhomb shaped, e.g. left on the top)

Abbreviations: scp = scapolite, cpx = clinopyroxene, cc = calcite, q = quartz

V. táblázat. A Dunavarsányban (Csepeli Tagozat), illetve Spitznél (Gföhl-egység; Raab-egység) előforduló szkapolitos amfibolitok jellemző ásványainak összehasonlítása

Table V. Comparison of the specific minerals of the scapolite-bearing amphibolites from Dunavarsány (Csepel Member) and Spitz (Gföhl Unit)

Sep. amfibolitok	Bt	Ms	Di	Act	Sep	Ep	Zo	Chl	Cal	Prh
Dunavarsány	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx
Spitz	xx	xx	xx	xx	x	xx	xx	xx	xx	x

Jelmagyarázat: Bt = biotit, Ms = muszkovit, Di = diopszid, Act = aktinolit, Sep = szkapolit, Ep = epidot, Zo = zoisit, Chl = klorit, Cal = kalcit, Prh = prehnit, X = a lelőhely hasonló kőzeteiben leírt, XX = a vizsgált kőzetpéldányokban meg is jelent, - = a lelőhelyről nincs leírva.

Abbreviations: Bt = biotite, Ms = muscovite, Di = diopside, Act = actinolite, Sep = scapolite, Ep = epidote, Zo = zoisite, Chl = chlorite, Cal = calcite, Prh = prehnite, X = a locality described in the similar rocks of the locality, XX = identified in the studied samples as well, - = not described from the locality

medence előtti utolsó szűk, kanyargós szakasza (7. ábra, 8. ábra). Itt harántolja a Duna a ritka kőzettípusokat tartalmazó Gföhl- és Drosendorf-egységeket, az összehasonlító mintákat innen gyűjtöttük (7. ábra).

Vizsgálatainkkal a dunavarsányi kavicsbányából származó három ritka ásványtartalmú kőzet és az alsó-ausztriai Ybbs és Krems közötti Duna-szakasz partközeli lelőhelyeinek összehasonlító kőzetei között nagyfokú petrográfiai hasonlóságot állapítottunk meg. Szöveti bélyegeik és ásványparageneziseik ilyen mértékű azonossága (III. IV. és V. táblázat) alapján kijelenthető, hogy a vizsgált dunavarsányi minták a Gföhl- és a Drosendorf-egység (Cseh-masszívum) kőzeteinek feleltethetők meg. A három vizsgált dunavarsá-



8. ábra. Jellegetes látkép a Cseh-masszívum hegyei közé szorított kanyargó Duna-szakasról az ausztriai Spitz melletti feltárásnál (a szkapolitos amfibolit vizsgált lelőhelye); a kép forrása: <http://static.panoramio.com/photos/original/19598823.jpg> (2016)

Figure 8. Representative view of the curving Danube constricted into the hills of the Bohemian Massif near Spitz (outcrop of the studied scapolite-bearing amphibolite); source of the photo: <http://static.panoramio.com/photos/original/19598823.jpg> (2016)

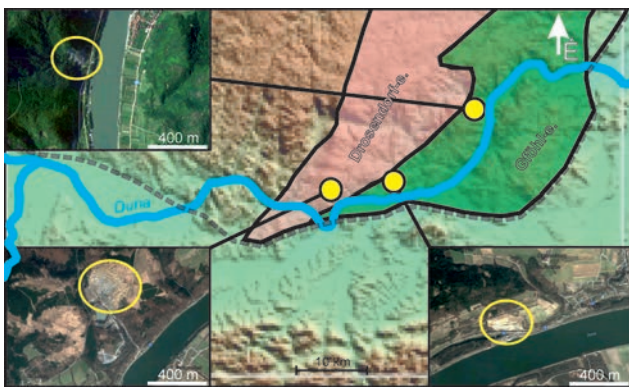
ny kőzettípusra vonatkozóan, mai szálkőzetként való együttes előfordulásuk alapján az is kijelenthető, hogy azok nagy valószínűséggel a Duna Ybbs és Krems közötti szakaszán gyakor feltárukt kőzettestekből származnak.

Diszkusszió

A vizsgált kőzetek forrásterületének ismeretében a következő kérdés a kőzettömbök lehetséges szállítódásának megállapítása. Figyelembe véve azt, hogy a diagnosztikus ásványokat tartalmazó kőzettömbök alig koptatottak, és méretük általában egy nagyságrenddel meghaladja a Dél-pesti-síkság kavicsösszletében uralkodó durvakavics mérettartományt a szállítódási mechanizmus speciális magyarázatot igényel. A fent említett méreti és alaki sajátosságok, továbbá a folyó szakasza mentén való több mint 400 km-es távolság a forrástól kizárják a tömbök klasszikus folyóvízi szállítódásának lehetőségét, hiszen ilyen távú görgetve szállítás esetén az ilyen nagyméretű hömpölyök mozgathatásához szükséges óriási vízsebesség mellett a vizsgált hordalék megmunkáltsága, koptatottsága nagy fokú lenne (pl. KRUMBEIN 1941, LINDSEY et al. 2007, ATTAL & LAVÉ 2009, MILLER et al. 2014).

A Dél-pesti-síkság területén előforduló kőzettömbökkel kapcsolatos ismeretek az alábbiak.

1. A kőzettömbök *elhelyezkedése* azt mutatja, hogy azok csak a durva, kavicsban gazdagabb, de vékonyabb kifejlődésű Pestlőrinci és Csepeli (legfőlső, Dunavarsányban is feltárt) Tagozatokban figyelhetők meg, az agyagban jóval gazdagabb és vastagabb Gödöllői Tagozatból hiányoznak (JASKÓ & KORDOS 1990, I. I. táblázat). A kőzettömbök eloszlása a kavicsos rétegekben, a kitermelés során tapasztaltak alapján rendezetlennek bizonyul, szabálytalan, mennyiségük a kavics tömegéhez képest kicsi (5% alatti), de a kőzettömb/kavics arány is szabálytalanul változik (SIMON Zoltán szóbeli közlései).



7. ábra. A vizsgált dunavarsányi kőzetek azonosított forrásterületének (Cseh-masszívum) vonatkozó földtani egységei: a Gföhl- és Drosendorf-egységek, illetve a jellegzetes feltárást a Duna medréhez való távolságuk szemléltetésével. GPS koordináták: 48.223622, 15.245842 Klein-Pöchlarn-Ebersdorfer bány (dumortierites gneisz vizsgált lelőhelye); 48.210159, 15.106971 Loja melletti bány (klinohumitos márvány vizsgált lelőhelye); 48.350156, 15.403690 Spitz melletti feltárást (szkapolitos amfibolit vizsgált lelőhelye) (HORVÁTH et al. 2006, illetve a Cseh-masszívum, és a földtani egységeinek határai COOKE & O'BRIAN 2001 alapján; a műholdas képek forrása: maps.google.com)

Figure 7. The Gföhl and the Drosendorf Unit, and their representative outcrops in the identified source region (Bohemian Massif) of the rock samples from Dunavarsány. Satellite images show the distances of the outcrops from the bend of Danube. GPS coordinates: 48.223622, 15.245842 Klein-Pöchlarn-Ebersdorfer quarry (studied outcrop of dumortierite-bearing gneiss); 48.210159, 15.106971 Loja quarry (studied outcrop of the clinohumite-bearing marble); 48.350156, 15.403690 outcrop near Spitz (studied outcrop of the scapolite-bearing amphibolite) (after HORVÁTH et al. (2006), and COOKE & O'BRIAN (2001) - extension and units of the Bohemian Massif; a source of the satellite images: maps.google.com)

2. A kőtömbök *anyaga* változatos, a jól ismert közelebbi forrásterületről származó (pl. Visegrádi-hg., Budai-hg.) (pl. miocén andezit és mészkő) és az egzotikus (pl. kristályos) kőzetfajták teljesen keverten, vegyesen mutatkoznak (saját megfigyelés, JÁMBOR 2010).

3. A kőtömbök *mérete* változatos, átlagméretük egy-egy lelőhelyen független a kőzettípustól, tehát a származási hely távolságától is. A ritkán előforduló 1 méter körüli átmérőjűek között is vegyesen vannak igen távoli és közeli eredetűek. A jóval Bécs fölött, Bergern mellett működő kavicsbányából előkerült kőtömbök között azonban nagy számban figyeltünk meg 1 méter átmérőt jóval meghaladókat is (saját megfigyelés, JÁMBOR 2010).

4. A kőtömbök *alakja* általában közepesen vagy gyengén koptatott, gyakran teljesen koptatatlan, és ez az erősen mállékony egzotikus kőzetek egy részére is igaz. Az ismert származási területtel rendelkező egyes kőzetfajták koptatottságának mértéke nem függ a forrásuktól való távolságtól. Ezek mellett viszont előfordulnak jól és nagyon jól koptatott hömpölyök is, amelyek anyaga általában nem a puhább egzotikus (pl. mállott gránit, csillámpala) és közeli forrású (pl. mállott andezit, morzsalékony miocén meszes homokkő) kőzetekből, hanem inkább néhány nagyon kemény kőzetváltozathoz (pl. kvarcit, egyes gránitok) kerülnek ki (saját megfigyelés és JÁMBOR 2010).

5. A kőtömbök *eredete* számos kőzetfajtnál már ismert. Eddig csak olyan forráshelyeket sikerült azonosítani, ahol a vizsgált kőzetek analógiái a mai Duna medrének közvetlen közelében lévő meredek hegyoldalakon, a hegyszorosok mentén táruulnak fel (ZSEMLE et al. 2001, MÁTÉ 2005, VARGA 2010, VÍGH 2010, MOGYORÓSI 2013, CSÖLLEY 2014).

6. Egyes kőtömbök *felülete* különösen a legkeményebb kőzetanyagú tömböké (mind a távoli, mind a közeli forrásúaké és különböző mértékben koptatottaké is) sokszor mutat kiterjedt széleróziós nyomokat. Ezeket a tömböket szinte minden oldalról érintetlen, teljesen ép, fényes, barázdált felületek borítják (saját megfigyelés, BORS & VÖRÖS 2008). A kőtömböket beágyazó jól koptatott kavicsok között nagyon sok fényes, ritkán éles kavics látható (saját megfigyelés, MICSINAI & MOLNÁR 2010). Néhány kavicson jégkarcok is láthatók (T. BIRÓ et al. 2013)

Mindezek alapján arra lehet következtetni, hogy a szóban forgó hömpölyök és kőtömbök kevésbé koptatott jelenetesebb hányada, beleértve az általunk kiválasztott három kőzetpéldányt is, méretüknél és alakjuknál fogva egyáltalán nem vagy csak nagyon kis mértékben szenvedett folyóvízi szállítást. Sőt, a gyorsan hömpölygő vízben görgő kavicsoknak sem volt idejük őket lekoptatni. Tehát a kavicságyba kerülésük után vagy gyorsan betemetődtek üledékkel, vagy kikerültek a folyóhordalék koptató hatása alól, azaz a medren kívül rakódhattak le.

Ha tehát a tömbök folyóvízi hordalékban jelennek meg, de nem folyóvízzel szállítottak, a következő lehetőségek merülhetnek fel: vagy helyben lévő forrásból (A), vagy távolabbról gravitációs tömegmozgással (B), vagy jég általi szállítással (C) kerültek jelenlegi helyükre.

A helyben lévő forrás (A) jellegére kétféle lehetőség is

fölmerült az eddigi szakirodalomban. ZSEMLE et al. (2001) a vizsgált granulitok eredetét a Pannon-medence riftesedésével egyidejűleg keletkezett alsó-miocén konglomerátum áthalmozódásával magyarázzák, KÁZMÉR (2007) pedig e mellett felveti azt az elgondolást, hogy a kevésbé koptatott tömbök a Közép-Magyarországi-öv mentén a pleisztocénben még kiálló és akkor a Duna által ostromolt éles hegyerincek helyi kőzetanyagát képviselik. Mindkét felvetést cáfolják VÍGH (2010) és CSÖLLEY (2014) kutatási eredményei. Diplomamunkáikban ugyanis külön-külön egy-egy egzotikus kőzetfajtról kimutatták, hogy nemcsak a Dél-pesti-síkság kavicsbányáiban, hanem számos más Duna menti kavicsbányában (pl. a Kisalföld Duna menti kavicsbányáiban: Hegyeshalom, Győrújfalú, Levél, Győr, Csém, Komárom) is előfordulnak azonos megjelenéssel. Sőt, CSÖLLEY (nem publikált adat) a levéli kavicsbányában a Gföhl-egység kőzetének jellegzetes bélyegeit viselő dumortierites gneiszet is talált. Mindezen adatok összhangban vannak a JÁMBOR (2010) által ismertetett összesített szakirodalmi adatokkal és saját terepi megfigyeléseinkkel is. Mindezek alapján belátható, hogy a folyó alsóbb szakaszán lévő feltételezett forrásból a felső szakasz tömbjei (például a Kisalföldön) nem származhatnak. Forrásuk, ahogy ezt jelen munkában három kőzetfajta esetén be is mutattuk, minden bizonnyal följebb lehetett.

Továbbá lehetőségként merül fel a kőtömbök gravitációs tömegmozgással (törmelékfolyással) (B) történő szállítása. A kérdéses nagyméretű, akár az 1 méter átmérőt is meghaladó kőzetdarabok (hömpölyök és tömbök) egyenként, alárendelt számban, ritkán, elszórtan, rendezetlenül jelennek meg az uralkodó mennyiségben jelen lévő, főleg jól koptatott kavicsból álló folyóvízi hordalékban. Ez a megjelenési mód nem csak a Dél-pesti-síkság, hanem az afölötti több száz km-es folyószakasz menti többi kavicsbányában is jellemző. A már ismert forrásterülettel rendelkező kőzet-típusok a forrásuktól lefelé végig megtalálhatók a folyóvízi hordalékban, tehát elterjedésük a folyó mentén a forrásuktól lefelé folyamatos, koptatottságuk viszont a forrástól való távolság arányában nem javul. Habár időszakos csapadékhoz, hóolvadáshoz kötődő nagy árvízzel kialakuló törmelékfolyással is magyarázható lehet a kőtömbök szállítása, azonban a fentebb részletezett fizikai paramétereinek, elhelyezkedésének és Dunaszakasz menti elterjedésének együttes ismeretében ezt kevésbé tartjuk valószínűsíthetőnek.

A harmadik lehetőség (C) a jég általi szállítás. A gleccserek és belföldi jégtakaró kialakulásához a Pannon-medencében a pleisztocén folyamán uralkodó klíma és domborzat nem volt alkalmas (pl. SÜMEGI 2001), így ezeknek a szállítási módoknak a lehetősége kiesik. Potenciális lehetőség maradt a folyóvízi úszójéggel való szállítás. A Duna hordalékában talált hömpölyök és kőtömbök szállítási módjára HORUSITZKY (1917) és KRIVÁN (1973), valamint az ELTE dunavarsányi kőtömbök kőzettani leírását végzett hallgatói (MÁTÉ 2005, BORS & VÖRÖS 2008, VÍGH 2010 stb.) tanulmányaikban szintén ezt a szállítási módot valószínűsítik. NAGY (2002) és SZEBERÉNYI (2010) más területeken valószínűsíti ugyanezt a szállítási módot. KRIVÁN (1973) a

folyóvízi jég által szállított kőzettömböt „potamopagetolit-ként” említi. Recens analógiaként számos észak-amerikai példa emelhető ki, mint például a Szent Lőrinc folyó (DIONNE 1968), az Albany folyó (MARTINI et al. 1993), a Laramie folyó (KEMPEN & ETTEMA, 2011 és hivatkozásaik) továbbá az Észak-Saskatchewan és Peace folyó (KALKE et al. 2015) folyóvízi jég általi üledékszállítása.

Esetünkben, a C pontban, harmadik lehetőségként megfogalmazott elképzelést több megfigyelés és megfontolás is erősíti.

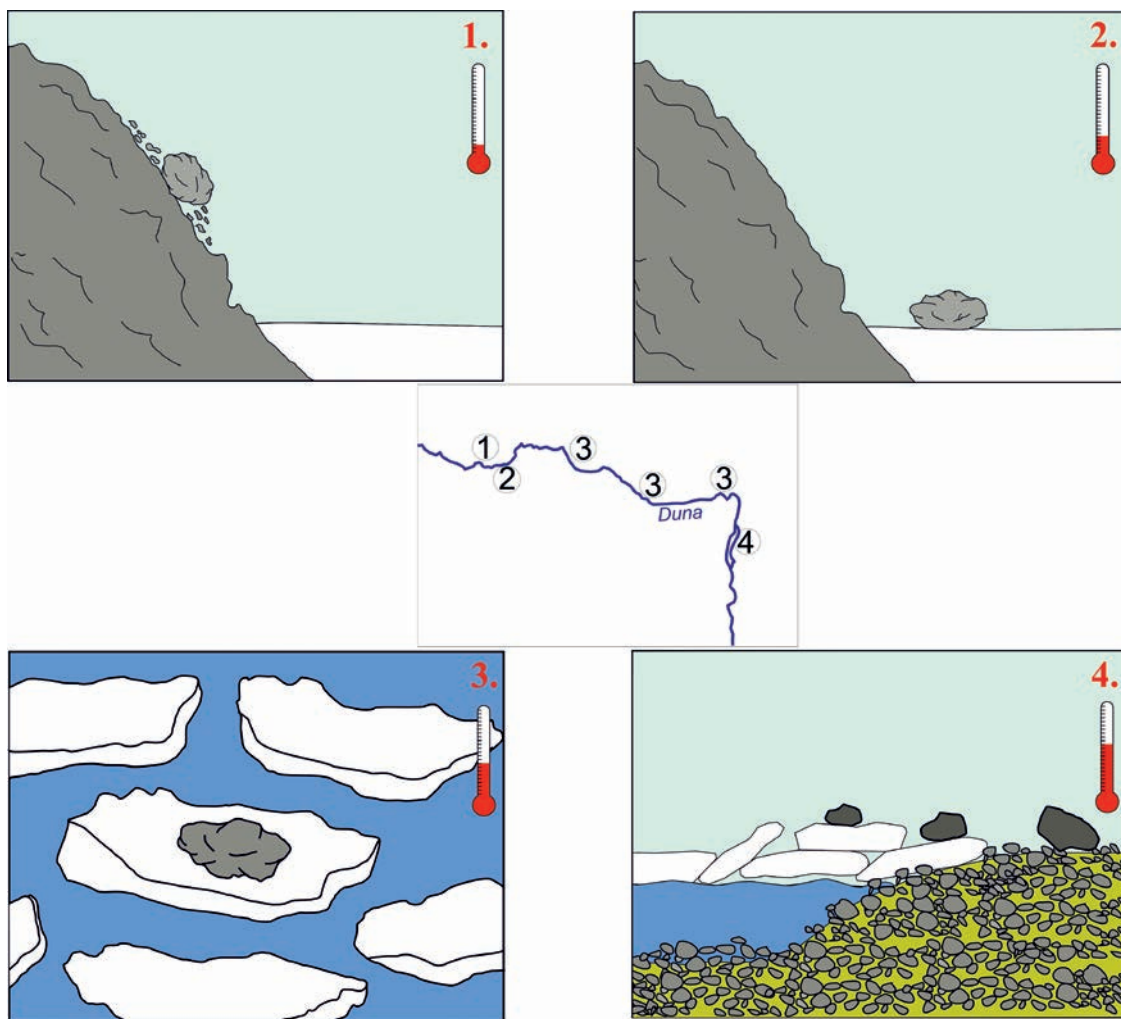
1. A kőttömbök a forrásterületük alatti Dunaszakasz pleisztocén hordalékában végig megtalálhatók úgy, hogy az ugyanonnan származó azonos kőzefajták koptatottsága 100 km-eken át történő szállítás után sem változik, a jól koptatott kavicsanyagba ágyazva gyakran teljesen szögletes, kere-

kíttlen kőttömbök fordulnak elő. Szállítódásuk során minimális koptatódást kellett, hogy szenvedjenek.

2. A kőttömbök szabálytalanul szétszórtnak, egyesével jelennek meg a Duna pleisztocén kavicságyában, így bekerülésük is inkább egyenként mehetett végbe, nem lehetett tömeges.

3. A jégkarc nyomokat hordozó kavics jelenléte (T. BIRÓ et al. 2013) Dunavarsányban szintén nagyon hosszú, koptatás nélküli szállításra enged következtetni.

Megfigyeléseink, valamint a fenti megfontolások (pl. KRIVÁN, 1973) alapján tehát arra következtethetünk, hogy a Dél-pesti-síkság pleisztocén kavicságyában található hömpölyök és kőzettömbök potamopagetolitok, magyarul folyami tutajkövek, vagyis folyóvízi jégtáblákon pihenne, vagy jégtáblákba fagyva, úszva szállított „fluvio-glaciális” törmelékek (9. ábra).



9. ábra. Folyamatára a folyóvízi jég által szállított kőzettömbök (tutajkövek, vagy potamopagetolitok) valószínűsített szállítástörténeti epizódjairól: a Duna völgyét szegélyező hegyekből, sziklákról, magasabb topográfiai szintekről leguruló, lehulló, szoliflukválódó kőzetdarabok (melyek e tevékenység során/előtt valamilyen szinten kerekíthettek és koptathattak!), tömbök a folyó jegére kerültek (1., 2.), majd „utaztak” (3.) és olvadtak ki a később, a Duna alsóbb területein (a folyó partjára/árterébe kitorlódtatott jégtáblák segítségével kerülhettek a medertől valamivel távolabb eső térszínre) (4.)

Figure 9. Illustration for the „river-ice” mechanism: the most probable mean of transportation for the studied boulders (floating rocks or potamopagetolites). In this progress the rocks fall, roll and/or solifluctate from the cliffs onto the river ice (1, 2) and raft even hundreds of kilometres (3) along to the lower reach of the river where the climate is appropriate for the ice floes to melt (the ice floes congested and pushed out to the flood area) (4)

Hipotézisek a folyóvízi jég általi üledékszállításról

Mindezek alapján a vizsgált képződmények szállítódástörténete a következőképpen alakulhatott.

1. Adva volt egy folyó, a Duna, melynek hordalékágyát a kőtömböktől mentes Gödöllői Tagozat anyaga alkotta, a jó-részt agyagból, homokból és kavicsból álló hordalékot a folyó szállította, lerakta. A folyó télen akár tartósan be is fagyhatott, de hosszú éveken át tartó folyamatos befagyott állapot nem valószínű, hogy fennállt. Így ekkor jelentős jégzajlás, ami a kőtömböket szállíthatta volna valószínűsítően nem történt.

2. Ezután hosszan tartó hideg időszak következik, amelynek során a Duna befagy, rajta a jég tartósan beáll, vastagra hízik.

3. Ebben a hideg időszakban, a naposabb, melegebb napokon, hetekben a fagyás-olvadás hatására a gyér növényzetű sziklás felszínen a kőzetek megrepedeznek, kisebb nagyobb tömbök kissé kimozdulnak a helyükből, majd újra befagnak.

4. Ezekben a rövid ideig tartó enyhébb időkben a hegy-szorosok közé szorított Duna part menti szikláiról kis mennyiségben folyamatosan hullanak, gurulnak a folyó vastag jegére a korábban megfagyott kövek (Spitz környéke, Dévény, Gerecse, Börzsöny, Visegrádi-hg., Budai-hg.).

5. Ezután egy erőteljesebb, tartósabb enyhülés következtében a felszíni fagyott állapot kezdett megszűnni és nagyobb tömegű kőomlások is kialakulhattak.

6. A tartós enyhe állapot hatására nagyobb víztömegek és/vagy törmelékfolyások indulnak el a hegyekből, így kissé távolabbról akár eleve jobban/jól koptatott hömpölyök és kavicsok is rákerülhetnek a még álló folyóvízi jégre. Jégkarcos kavicsok is eljuthatnak továbbá idáig a Dunához legközelebbi gleccserek morénájából. Eközben a folyóvízi jég is kezd feltörredezni és az áradás nagy mennyiségű jég-

tablával a hátán megindul lefelé. A jégtablák belsejében és tetején rengeteg kő- és egyéb törmelék úszik lefelé az árral.

7. A folyóvízi jég akár egybeállva lassan, akár széttörve, összetorlódva gyors ütemben is haladhatott lefelé a folyó teljes szélességében. Egy-egy torlódás és újra megindulás során a jégtablák egy része kitolódhatott a pillanatnyi medertől kissé távolabbra eső területekre is a bennük, rajtuk lévő kőtömbökkel együtt. Egyes kőtömbök eközben jégtablájukról leesve a folyó fenekére is hullhattak.

8. Ha tartósan enyhe időszak következett, a kőtömböknek csak egy része, főleg a folyó partja közelében fekvők maradtak tartósabban betemetetlenül a nagy jeges áradás után, többségüket, főleg a folyómeder belsejéhez közeliakat a folyó hordaléka lassan betemetette.

9. Ha csak pillanatnyi volt a felmelegedés és a jeges ár után újabb hideg periódus következett, a víz mennyisége újra erősen lecsökkent, a Duna vize egy keskenyebb sávba húzódott vissza és befagyott, az egykori mederben, parton és ártéren elszórtan heverő kőtömböket, és persze a kisebb kavicsokat is a szabadon száguldó szél barázdásra marta és fényesre csiszolta.

Ez a folyamatsor többször is megismétlődhetett a végleges enyhülésig és betemetődésig.

Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatási munka az ELTE TTK Közettan–Geokémiai Tanszékén, illetve Tudományos Diákköri tevékenység során készült. Köszönettel tartozunk BENDŐ Zsolt-nak és ORMÁNDI Szilviának a pásztázó elektronmikroszkópos, VÁCZI Tamás-nak a Raman-spektroszkópiás vizsgálatokban nyújtott segítségért. Köszönjük a közreműködést a Közettan–Geokémiai Tanszék dolgozóinak és munkatársainak, továbbá SIMON Zoltánnak, az Aqua Kft. munkatársának.

Irodalom —References

- ATTAL, M. & LAVÉ, J. 2009: Pebble abrasion during fluvial transport: Experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers. — *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **114/F4**, <http://doi.org/10.1029/2009JF001328>
- BENEI B. & TÓTH K. 2010: A dunavarsányi pleisztocén kavicsösszetétel riolitkavicsainak petrográfiai jellemzése. — *Kézirat*, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE TTK, Budapest 54 p
- BODA J. 1982: Adatok a Duna pleisztocén kori eróziójához Dél-Buda területén. — *Földtani Közöny* **112**, 455–458.
- BÓDI B. 1938: A Budapest-környéki harmadkori kavicsok közettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződményekre. (Petrographische Untersuchung der tertiären Schotterablegerungen aus der Umgebung von Budapest.). — *Földtani Közöny* **68**, 180–207.
- BORS V. & VÖRÖS A. 2008: A Dunavarsány környéki pleisztocén kavicsösszetétel kőtömbjeinek előzetes közettani vizsgálati eredményei. — *Kézirat*, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE TTK, Budapest, 54 p.
- BURJÁN B. 2002: A Pesti-síkság kavicsos üledékeinek szemcseeloszlási vizsgálata. — *Földtani Közöny* **132**, 161–173.
- BURJÁN B. 2003: Budapest-környéki idős Duna-teraszok nehézsúly-tartalmának cluster-analízis alapú statisztikai vizsgálata. — *Földrajzi Értesítő* **52/3–4**, 171–185.
- CEMPÍREK, J. & NOVÁK, M. 2006: Mineralogy of dumortierite-bearing abyssal pegmatites at Starkoč and Běstvína, Kutná Hora Crystalline Complex. — *Journal of the Czech Geological Society* **51/3–4**, 259–270. <https://doi.org/10.3190/jcgs.998>
- COOKE, R. A. & O'BRIEN, P. J. 2001: Resolving the relationship between high P–T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss-granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. — *Lithos* **58**, 33–54. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(01\)00049-4](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(01)00049-4)

- CSÖLLEY E. V. 2014: A dunavarsányi pleisztocén kavicsösszlet exotikus vulkáni tömbjeinek petrográfiai vizsgálati eredményei. — *Kézirat*, Diplomamunka ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék 167 p.
- DIONNE, J.-C. 1968: Morphologie et sédimentologie glacielle littoral sud du Saint-Laurent. — *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementband* **7**, 56–84.
- FRANKE, W. 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. — *Geological Society of America Special Papers* **230**, 67–90. <https://doi.org/10.1130/spe230-p67>
- FUCHS, Y., ERTL, A., HUGHES, M. J., PROWATKE, S., BRANDSTÄTTER, F. & SCHUSTER, R. 2005: Dumortierite from Gföhl unit, Lower Austria: chemistry, structure and infra-red spectroscopy. — *European Journal of Mineralogy* **17**, 173–183. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2005/0017-0173>
- GÁBRIS, G., & NÁDOR, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26/22**, 2758–2782. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.030>
- HAHN Gy. 1975: A magyarországi hegységelőteri, dombvidéki és medencebeli löszök és löszszerű üledékek morfológiája és kronológiája. — *Kézirat*, Kandidátusi értekezés.
- HALAVÁTS Gy. 1895: Az Alföld Duna–Tisza közötti részének földtani viszonyai. — *MÁFI Évkönyve* **11**.
- HLAWATSCH, C. 1911: Über einige Mineralien der Pegmatit-gänge im Gneise von Ebersdorf bei Pöchlarn, Niederösterreich. — *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt* **11**, 259 p.
- HORUSITZKY H. 1917: A győri ipar- és hajózási csatorna geológiai szelvénye. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról*. Budapest. 619–626.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DOMBRÁDI E., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY Gy., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L., TÓTH T. 2006: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. A Pannon-medence és környezete digitális terepmodellje. — *Magyar Geofizika* **47/4**, 133–137.
- JÁMBOR Á. 2010: Hömpölyök — óriás kavicsok — előfordulása a hazai pleisztocén folyóvízi képződményekben. — *Földrajzi Közlemények* **134/2**, 159–171.
- JASKÓ S. & KORDOS L. 1990: A Budapest–Adony–Örkény közötti terület kavics formációja. — *MÁFI Évi Jelentése 1988-ról*, 153–167.
- JOBSTMANN, B. 1912: Auffindung von Dumortierit im anstehenden Pegmatit bei Ebersdorf (bei Pöchlarn). — *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **1912**, p.120.
- KALKE, H., LOEWEN, M., MCFARLANE, V., & JASEK, M. 2015: Observation of anchor ice formation and rafting of sediments. — In 18th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Quebec City, QC, Canada.
- KIESEWETTER, L. & KNOBLOCH, G. 2003: Die Minerale des Raumes Spitz/Donau. — *MEFOS* **14/26**, 4–22.
- KÁZMÉR, M. 2007: Paleogén ősföldrajz az alpi-kárpáti régióban. — *Kézirat*, MTA Doktori értekezés. 129 p.
- KEMPEMA, E. W. & ETTEMA, R. 2011: Anchor ice rafting: observations from the Laramie River. — *River research and applications*, **27/9**, 1126–1135. <https://doi.org/10.1002/rra.1450>
- KRIVÁN P. 1973: A periglaciális Dunaüledékek közelhegységi törmelékanyagának eredete a Dunakanyartól a Pesti Síksáig. — *Földtani Közlöny* **103**, 136–144.
- KRUMBEIN, W. C. 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — *Journal of Sedimentary Petrology* **11**, 64–72. <https://doi.org/10.1306/d42690f3-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- LEMBERKOVICS V. 1998: Gránát – turmalin tartalmú granitoid kőzetek a Délegyháza környéki pleisztocén kavicsteraszról. — *Kézirat*, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék 49 p.
- LINDSEY, D. A., LANGER, W. H. & VAN GOSEN, B. S. 2007: Using pebble lithology and roundness to interpret gravel provenance in piedmont fluvial systems of the Rocky Mountains, USA. — *Sedimentary Geology* **199/3–4**, 223–232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.006>
- LÖFFLER, E. & KOLITSCH, U. 2011: Die Mineralien der Loja bei Persenbeug, Niederösterreich (II). — *Mineralien-Welt* **22/4**, 51–62.
- LÖRENTHEY I. 1906: Budapest pannóniai és levantei korú rétegei és ezek faunája. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **24**, 298–342.
- MARTINI, I. P., KWONG, J. K., & SADURA, S. 1993: Sediment Ice Rafting and Cold Climate Fluvial Deposits: Albany River, Ontario, Canada. — *Alluvial Sedimentation (Special Publication of the IAS)*, **17**, 63–76. <http://doi.org/10.1002/9781444303995.ch6>
- MÁTÉ L. 2005: A dunavarsányi Aqua Kft. kavicsbányájában termelt felsőpleisztocén folyóvízi eredetű kavicsos összlet andezitekcsinain statisztikai és közettani vizsgálata. — *Kézirat*, Diplomamunka ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék 136 p.
- MICSINAI D. & MOLNÁR M. 2010: Dél-Pesti síkság pleisztocén kavicsösszletének vizsgálata Dunavarsányban. — *Kézirat*, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 45 p.
- MILLER, K. L., SZABÓ, T., JEROLMACK, D. J., & DOMOKOS, G. 2014: Quantifying the Significance of Abrasion and Selective Transport for Downstream Fluvial Grain Size Evolution. — *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **119/11**, 2412–2429. <https://doi.org/10.1002/2014JF003156>
- MOGYORÓSI T. 2013: A dunavarsányi pleisztocén üledékes összlet kainozoikum, prekvarter ősmaradvány-tartalmú kavicsainak, hömpölyeinek első vizsgálata. — *Kézirat*, Diplomamunka, ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék 70 p.
- NAGY B. 2002: A felszínfejlődés késő-pleisztocén-holocén jellegzetességei a Sajó–Hernád hordalékkúpon. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 93–100.
- NEUMAYER, R. 1980: Neue Mineralfunde aus dem Waldviertel. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **127**, 30–32.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. — *Földrajzi Monográfiák* **3**. Akadémia Kiadó, Budapest. 345 p.

- RACEK, M., ŠTÍPSKÁ, P., PITRA, P., SCHULMANN, K. & LEXA, O. 2006: Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). — *Mineralogy and Petrology* **86/3–4**, 221–251. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0111-7>
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — *Geologica Hungarica series Geologica* **21**, 446 p.
- SCHAFARZIK F. 1914: Jegyzőkönyv az 1913. nov. 5-i szakülésről. — *Földtani Közöny* **40**, p. 88.
- SCHAFARZIK F. 1918: A budapesti Duna paleohydrográfiája. — *Földtani Közöny* **48**, 184–200.
- SÜMEGI P. 2001: A negyedidőszak földtanának és öskörnyezetének alapjai. — *JATE Press*, Szeged. 262 p.
- SZABÓ J. 1872: Egy morena képződmény a Mátrában. — *Földtani Közöny* **2**, 233–241.
- SZABÓ J. 1879: Budapest geológiai tekintetben. — *Különlenyomat a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók 1879-iki Vándorgyűlésének munkálataiból, Budapest*, 116 p. + 1 földtani térkép és 3 tábla
- SZABÓ J. 1888: A jégkorszak hatása Magyarországon. — *Földtani Közöny* **18**, 367–371.
- SZEBERÉNYI, J. 2010: Geomorphological environment of boulders and grain-size analysis of gravel sheets in the Southern Börzsöny, Hungary. — *Hungarian Geographical Bulletin* **59/4**, 371–392.
- T. BIRÓ K., JÓZSA S., J. SZABÓ K. & M. VIRÁG Zs. 2013: Duna: A nagy szállítószalag. — *Archeometriai Műhely* **2013/X/1**, 33–49.
- VARGA M. 2010: Magyarországi andaluzitos gránit hömpölyök petrográfiája (Dunavarsány, Nyugati-Mecsek térségben). — *Kézirat*, Diplomamunka, ELTE TTK, Közettan-Geokémiai Tanszék, 125 p.
- VÍGH Cs. 2010: Granulitok a Duna pleisztocén korú kavicsanyagából. — *Kézirat*, Diplomamunka, ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék 124 p.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G. 1983: Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestl. Waldviertel). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **126/1**, 181–199.
- ZSEMLE, F., TÖRÖK, K., JÓZSA, S. & KÁZMÉR, M. 2001: Granulite pebbles from the Upper Pleistocene terrace of the Danube at Délegyháza, Hungary. — *Földtani Közöny* **131/3–4**, 461–474.
- webes hivatkozás: <http://static.panoramio.com/photos/original/19598823.jpg>
- Kézirat beérkezett: 2017. 02. 14.

KÁRPÁTNÉ RADÓ Denise

1929–2017

RADÓ Denise 1929. január 27-én Budapesten értelmiségi családban született. A háborús nehézségek közepette elvégzett elemi és gimnáziumi tanulmányok után 1947-ben az V. kerületi Deák téri Evangélikus Leánygimnáziumban érettségizett, s még ugyanebben az évben felvételt nyert a Pázmány Péter Tudomány Egyetem (ma ELTE) földrajz szakára. Kiváló tanulmányi előmenetele alapján 1951-ben az államvizsga után az Általános Természeti Földrajzi Tanszéken tanársegéd lett, ahol az I. éves biológia-földrajzos egyetemi hallgatóknak matematikai és csillagászati földrajzot, a Térképtudományi Tanszék megbízása alapján pedig ugyancsak az I. éveseknek Magyarország hidrográfiáját oktatta, majd később a II. éveseknek Vetülettani Gyakorlatokat tartott.

1956-ban áthelyezték a VITUKI-ba (Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet), de emellett még 1958-ban is folytatta egyetemi oktatói munkáját.

Mint más dinamikus természettudományos szakos egyetemi hallgatók ő is korán bekapcsolódott a barlangkutatásba, amelyet már tanársegédként a hobyból tudományos kutatási tevékenységgé fejlesztett. Jelentős genetikai ismereteket közölt a budai Ferenc-hegyi (1954), majd a solymári Ördöglyuk barlang (1954), azután szerzőtársaival együttműködve az Aggteleki barlang vidékről (1957) és a Bükk hegység víznyelőinek és ezek rendszerének (1959) vizsgálatáról is.

Ezeknél gazdasági szempontból sokkal fontosabb témában dolgozott később a VITUKI-ban, ugyancsak szerzőtársaival együtt. Az ország síkvidéki területeinek belvíz ügyeit igyekezett, illetve igyekeztek 1964–1978 között sokoldalúan úgy megvilágítani, hogy az okozott elöntések minél kisebb károkat okozzanak a mezőgazdaságnak.

RADÓ Denise és KÁRPÁTI Lajos a Központi Földtani Hivatal szakági főgeológusa 1956-ban összeházasodtak és 1957-ben megszületett kislányuk, aki ugyancsak a Denise nevet kapta.

KÁRPÁTNÉ RADÓ Denise-t 1977-ben áthelyezték a Magyar Állami Földtani Intézetbe, ahol az akkoriban alakult Szénhidrogén Prognózis Osztály tudományos munkatársa lett. Itt dolgozott 1985-ig, majd nyugdíjasként 1986. január 1-től 1990-ig, amikor megszületett első unokája, majd 1992-ben a második, s ettől kezdve unokázással töltötte szabad idejének jelentős részét.

A Szénhidrogén Prognózis Osztály sokat nyert KÁRPÁTNÉ RADÓ Denise-nek a munkába való bekapcsolódásával. Rendkívüli szorgalma, nagy, országos és sokoldalú szakmai tájékozottsága szinte bármely itteni feladat megoldásába bevethetővé tette.

1977–1979 között a Pannóniai Formációcsoport 1:200 000-es országos 8 változatos térképsorozatának megszerkesztésében vett részt, majd 1980–84 között az osztály és az intézeti laboratóriumok által feldolgozott Somogyudvarhely–2 (1980), a Gyékényes–I (1981), a Zebecke–2 (1982), a Jászladány–I (1983) és a Doboz–I (1984) szénhidrogénes alapfúrások anyagvizsgálati adatainak értékelésében és az így született jelentések összeállításában, megírásában vett részt.

A szorosabb értelemben vett szénhidrogén prognózisok előkészítéséhez elkészítette az egész ország szénhidrogén-kutató fúrásainak több ezres számú jegyzékét, majd ezek vázlatos rétegsorát is összeállította. Fő szerzőként elkészítette Győr-Moson-Sopron megye kőolaj prognózisát, részt vett Észak-Magyarország, majd Nógrád megye és a Közép-Dunántúl mezozoos képződményei szénhidrogén prognózisának megírásában és az ezekhez szükséges 1:200 000-es földtani térképek megszerkesztésében. Továbbá összeállította a földrengés-veszélyeztetettség értékeléséhez készített fúrások jegyzékét az ERŐTERV megrendelésére.

Jelentős részt vállalt a Szénhidrogén Prognózis Osztály többi munkatársával együtt megírt „Magyarország területe földtani felépítésének összefoglaló földtani ismertetése” című jelentés összeállításában (1993).

Joggal merül fel a kérdés, hogy a több mint kéttucatnyi nagy értékű jelentés anyagából hány publikáció készült? Lényegében egy sem, mert az OKGT a jelentések tartalmára volt kíváncsi és nem az azokon dolgozó szakemberek publikációs tevékenységére.



Bár publikálásra nem kerültek ezek a jelentések, de azok a Magyar Bányászati Földtani és Geofizikai Adattárban, az illetékesek számára ma is akadálytalanul hozzáférhetők, így a további szénhidrogénkutatási munkálatokban jól felhasználhatók.

Kárpátné Radó Denise nyomtatásban megjelent munkái

1954

RADÓ D. 1954: A Ferenchegyi barlang. — *Földrajzi Értesítő* **3/1**, 81–85.

RADÓ D. 1954: Karsztmorfológiai vizsgálatok a solymári Ördöglyuk barlangban és környékén. — *Földrajzi Értesítő* **3/3**, 604–609.

1957

KÁRPÁTNÉ RADÓ D. 1957: Ismertetés KESSLER H. 1957: Das Aggteleker Höhlengebiet című monográfiájáról. — *Hidrológiai Közlöny* **37/3**, p. 230.

KÁRPÁTNÉ RADÓ D. 1957: Geomorfológia és vízrajz. — In: KAZÁR L. (szerk.): *Megfigyelések és gyakorlatok a földrajz-oktatásban*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 67–116.

1961

KÁRPÁTNÉ RADÓ D. 1961: Ismertetés a VITUKI Magyarország Hidrológiai Atlaszában megjelent: Folyóvizeink jégviszonyai fejezetről. — *Hidrológiai Tájékoztató* **1**, p. 11.

ZSUFFA I., KÁRPÁTNÉ RADÓ D., VANCÓS I., CSOBOK V., NÁDASDI P., SZABÓ I.-NÉ 1961: A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet munkáiról. — *Hidrológiai Tájékoztató* **1/1**, 1–14.

1968

KÁRPÁTNÉ RADÓ D. 1968: A légifényképek felhasználása belvízrendezési munkálatokban. — *Geodézia és Kartográfia* **20/4**, 293–294.

1972

KIENITZ G. (közreműködött: KÁRPÁTNÉ RADÓ D., SÁVOLY J.-NÉ, JÁKI K.) 1972: A Mirhó–Gyolcsi kísérleti belvízöblözet és a belvízkutatás eredményei. — Vituki, Budapest, 96 p.

1974

KÁRPÁTI, D., KIENITZ, G. 1974: *Data of representative and experimental basins. Bd. 2.* — Vituki, Budapest 247 p.

1978

KÁRPÁTNÉ RADÓ D. 1978: Alapvető vízföldrajzi és hidrológiai megfigyelések, mérések, számítások a vízgazdálkodási tevékenységek tanulmányozásához. — In: FÜGEDI P. & KAZÁR L. (szerk.) 1978: *Megfigyelések és gyakorlatok a természeti és gazdasági földrajz köréből*. Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 127–158.

DOMOKOS M., FEHÉR F., KÁRPÁTNÉ RADÓ D. 1978: Belvízkár — összefüggések. — *Vízügyi Közlemények* **60/3**, 401–429.

Említést érdemel, hogy Kárpátné Radó Denise az egyetemi hallgatóknak az egyetem, majd a VITUKI által vízügyi szakembereknek szervezett kirándulásokon számos tudományos értékű előadást tartott pl. a Vértes hegységről és egyes barlangvidékekről is. Nyomtatásban azonban ezeket nem jelentette meg.

Szükségesnek tartom megemlíteni, hogy ezen ismertetésem összeállításában leánya KÁRPÁTI Denise, egykori Földtani Intézeti munkatársa THAMÓNÉ dr. BOZSÓ Edit, továbbá a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Könyvtárának, valamint a Bányászati Földtani és Geofizikai Adattárának dolgozói nyújtottak segítséget.

JÁMBOR Áron

Események, rendezvények

X. Országos Középiskolai Földtudományi Diákkonferencia

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara a Magyarhoni Földtani Társulat Oktatási és Közművelődési Szakosztályával együttműködésben idén már tizedik alkalommal rendezte meg az Országos Középiskolai Földtudományi Diákkonferenciát. A 2017. március 10–11-én tartott rendezvényre 28 előadói nevezés érkezett az ország 16 közép fokú oktatási intézményéből, közel 70 regisztrált résztvevőtől.

Az konferencia legfőbb célja, hogy összegyűjtse azokat a középiskolai diákokat, akik a földtudományok valamelyik ágával a tananyagon túlmenően foglalkoznak, kutatásokat végeznek, és egy konferencia keretében lehetőséget nyújtson nekik, hogy az így szerzett ismereteiket egymással és az érdeklődőkkel megosszák. További célkitűzés, hogy a rendezvény által a földtudományok a középiskolákban, illetve a diákok közvetítésével szélesebb társadalmi szinten is, nagyobb ismertséget nyerjenek.

Az idei évben a konferencia időpontja egybeesett a 35. Miskolci Nemzetközi Ásványfesztivállal, amelynek a programjaihoz a résztvevők csatlakozni tudtak. A konferencia zsűrijét neves, földtudományokkal foglalkozó szakemberek alkották. A szakmai zsűrik elismerően nyilatkoztak a diákok teljesítményéről, látható volt a diákok földtudományok iránti elkötelezettsége és szakmai felkészültsége.

A pénteki szekcióülések után a diákok és felkészítő tanáraik érdekes szakmai programokon vehettek részt, saját kezükkel formáztatták meg a földrajzi alakzatokat a digitális terepasztalon, vagy a tanbánya mélyében ismerkedhettek a bányászati technológiákkal.

A szombati eredményhirdetésen Dr. MÁDAI Ferenc, a Műszaki Földtudományi Kar dékánhelyettese, valamint a Magyarhoni Földtani Társulat Oktatási és Közművelődési Szakosztályának elnöke gratulált minden résztvevőnek, majd átadta az okleveleket és a tárgynyerményeket. A szekciókban kiosztott díjazások mellett a legfontosabb elismerés, hogy a zsűri által legjobbnak ítélt első díjas és különdíjas középiskolás, kutató diákok jogosultságot szerezhetnek az Országos Tudományos Diákköri Konferenciára való nevezésre a témájuknak megfelelő szekcióba. Ott a dolgozataik az egyetemi előadásokkal azonos szabályok szerint kerülnek megméretetésre. Amennyiben az OTDK szekció zsűrije úgy ítéli meg, hogy a középiskolai diák munkája díjat érdemel, számára az OTDK bármely helyezése, díja, illetve az „OTDK junior díja” adható.

A konferencia zárását követően a diákok csatlakoztak az ásványfesztivál szakmai előadásaihoz, majd belevetették magukat a csodálatos ásványok és drágakövek erdejébe.

Az Ásványvagyongazdálkodási fórum 6. előadói ülése Karöltve — mezőgazdaság és ásványi nyersanyagok

A két ágazat együtt szerepelt a hagyományos, évente rendezett Ásványvagyongazdálkodási Fórumon, a Magyarhoni Földtani Társulat és a MTA Miskolci Akadémiai Bizottsága Bányászati–Földtudományi–Környezettudományi Szakbizottsága, a Miskolci Egyetem műszaki földtudományi kara és az Eszterházy Károly Egyetem

Agrártudományi és Vidékfejlesztési Kara rendezvényén Gyöngyösön, 2017. április 19-én.

Országunk két legfontosabb természeti erőforráscsoportja nincs a közérdeklődés sodorvonalában, pedig jelentős többlet erőforrásokat mozgósíthatna a nemzeti össztermék gyarapítása, az ásványi nyersanyagok jobb felhasználása, a talajerő optimális kihasználása révén.

Az esemény fő célja az volt, hogy az ásványi nyersanyagokat kutató, termelő és feldolgozó, valamint az ezeket felhasználó szakemberek találkozhassanak, eszmét cseréljenek. A konferencia társrendezője és házigazdája idén az Eszterházy Károly Egyetem Gyöngyösi Campusa volt. Az előadók és érdekes témák között szerepelt NÉMETHY Sándor egyetemi docens (Eszterházy Károly Egyetem) összefoglalója az ásványi alapú talajjavító anyagokról a szőlészetben, illetve MICHÉLI Erika egyetemi tanár (Szent István Egyetem) előadása a kőzet és a belőle képződött talaj kapcsolatról. A további előadások között szerepeltek Miskolci Egyetem oktatói és kutatói (MUCSI Gábor egyetemi docens, KRISTÁLY Ferenc, tudományos főmunkatárs, BOHÁCS Katalin, DALLOS Zsolt ELTE) a nanoörlés szerepéről a zeolit tápelemhordozásában, az ajkai Duszén (BOROS Dénes) bemutatója a magas huminsav tartalmú dudarit alkalmazásáról a mezőgazdaságban. A Geoproduct Gyógyító Ásványok KFT kutatócsoportja (MÁTYÁS Tibor) a zeolit alapú Plantafit alkalmazásával elért terméseredményeiről számolt be. Az EKE fiatal kutatói az egri borvidék mikro- és makroelemeinek vizsgálatáról (NAGY Richárd tudományos munkatárs), illetve a meddőhányók nehézfém szennyezésének növénykultúrákkal történő mérsékléséről (TURY Rita egyetemi adjunktus) értekeztek. Végül a kecskeméti Aranyhomok Szövetkezet képviselője (LAKÓ Sándor) számolt be a bányászati termékek és agrárgazdasági trendek összefüggéséről. A konferencián több mint 50 regisztrált résztvevő volt, egyetemek, bányászati és agrár gazdasági társaságok, kutató intézetek szakemberei.

FÖLDESSY János

Geológus piknik Tatabányán

Idén is megrendeztük az immáron hagyománnyá vált Geológus pikniket a Föld napja programsorozatokhoz kapcsolódva. 2017. április 22-én Tatabánya városa látta vendégül a rendezvényt, melynek szervezői a Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Bizottsága, valamint az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület (OMBKE) tatabányai helyi szervezete voltak. A nap első felében a résztvevők meglátogatták a város bányászati múltjának emléket állító Aknatorony kilátót és a geológiai szempontból is igen látványos Szelim-barlangot. A délelőtti túrát a Turul zárta a 19 fős csoport. Délben a tatabányai XIV/A aknából átalakított vízbányában folytatódott a program, ahol a vízmű dolgozói ismertették a vízbánya működését föld felett és több 100-m mélyen a föld alatt is. A kicsiknek és nagyoknak egyaránt nagy élményt nyújtó bányajárás után a tatabányai bányászati skanzen meglátogatásával folytatódott a szakmai program. Az elmúlt évekhez hasonlóan idén is kiadós ebéddel és vidám nótázással zárult a piknik programja. A Társulat és a résztvevők részéről hatalmas köszönet illeti az OMBKE helyi tagságát, akik a nap folyamán lelkes vezetőink voltak és az ebéd során gondoskodtak az finom vaddisznópörkölt és

jobbnál jobb nedűk asztalra kerüléséről. A nagy sikerű Geológus piknik jövőre is szeretettel várja a kikapcsolódni vágyókat!

CSOMOR Tibor Áron

„Bányászat és környezet — harmóniában”

XIII. HUNGEO, Pécs

A Magyarhoni Földtani Társulat 1996 óta szervezi a magyar földtudományi szakemberek világtalálkozóját, a HUNGEO-t. A találkozót megálmodó és megvalósító földtudományi szakemberek a rendezvény küldetését az alábbiakban fogalmazták meg.

A HUNGEO:

1. biztosítson lehetőséget arra, hogy a Magyarországon, a szomszédos államokban és a nagyvilágban szétszórta élő magyar földtudományi szakemberek egymás munkáját megismerhessék és támogathassák;

2. mozgítsa elő az egyes földtudományi szakterületek és régiók közötti együttműködést;

3. aktívan vegyen részt az egységes magyar földtudományi terminológia és korszerű oktatási anyagok kidolgozásában;

4. támogassa a szakmai ifjúsági programok megszervezését, és az azokhoz kapcsolódó kiadványok megjelentetését.

A debreceni találkozó döntése értelmében, a korábban évenként, majd két esztendőnként megszervezésre kerülő rendezvényre ez alkalommal három év elteltével került sor. Ennek apropóját az alapításának 650 éves évfordulóját ünneplő Pécsi Egyetem, és ezen belül a 25 éves Természettudományi Kar ünnepi rendezvénysorozatához történő kapcsolódás mellett, a választott tematika aktualitása szolgálta.

A földtudományok elmúlt 3 évének eredményeit bemutató hagyományos témák mellett, kiemelkedő szerepet kapott az ásványi nyersanyagok kutatásának, kitermelésének és a környezet megóvásának harmóniájára történő figyelemfelhívás. A földtani, bányászati és környezetvédelmi ismeretek széles körű bemutatása, az elkerülhetetlen konfliktushelyzetek megbeszélése és azok közös megoldásainak keresése biztosíthatja a természeti erőforrásokkal történő fenntartható gazdálkodást, a gazdaság és társadalom fejlődése érdekében. E közös célokat szolgálták a plenáris és a szekció előadások témakörei, az elő- és utókirándulások helyszínei.

A XIII. világtalálkozó programja augusztus 16-án egy napos előkirándulással kezdődött, majd 17-én plenáris ülés, 18-án szekció ülések voltak a Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Karának épületeiben (Pécs, Ifjúság útja 6.). Augusztus 19–20-án kétnapos kirándulást tettünk a Mecsek és a Villányi-hegység környezetében.

A rendezvényre hat országból (Ausztrália, Kanada, Magyarország, Nagy Britannia, Románia és USA) több mint száz regisztrált szakember és számos, meghívott vendég volt hivatalos. A félsszáz előadást és 15 poszter bemutatását két napon keresztül egy plenáris ülésen, három előadás és egy poszter szekcióban hallgatták meg a szakemberek. A témakörök a következők voltak: földtan, bányászat, környezet- és természetvédelem, meteorológia, geodézia, földrajz, informatika, tudománytörténet és oktatás. Különösen szép számmal képviseltette magát a földtan, a bányászat és a környezetvédelem mellett a meteorológia, utóbbin belül a klímaváltozással kapcsolatos témák.

A plenáris ülést megelőzően sajtótájékoztatóra került sor, amelyen a házigazda egyetem részéről GÁBRIEL Róbert dékán, a Duna–Dráva Nemzeti Park Igazgatóságtól ZÁVOCZKY Szabolcs és a MFT elnöke, BAKSA Csaba vett részt. A média képviselői élénk

érdeklődést tanúsítottak, a jelenlévőkkel több rádió és TV riportot is készítettek.

A plenáris ülésen, a Himnusz elhangzását követően PÁVA Zsolt Pécs polgármestere, GÁBRIEL Róbert dékán és ZÁVOCZKY Szabolcs köszöntötte a találkozó résztvevőit. BAKSA Csaba elnöki megnyitóját követték a szakmai előadások. Az ülés első két blokkjának előadásai a térség földtani, bányászati, környezetvédelmi, meteorológiai és hidrológiai kutatásainak eredményeit mutatták be, míg a harmadik blokkban a jubiláló Egyetem földtudományi oktatásának történetéről, hazai és távol-keleti tapasztalatairól hangzottak el előadások. Ezt követően zenei bemutatóval egybekötött megemlékezés tiszteltette az idén 500 éves reformáció előtt.

Másnap három teremben, párhuzamosan folytak a szóbeli előadások, majd a poszterek bemutatásai következtek.

Az első teremben 12 meteorológiai előadás hangzott el, amelyek a meteorológia témaköreit érintették: radar meteorológia, felhőfizika, planetáris határreteg, éghajlat modellezés, valamint városklíma. Az előadók az következő intézményekből érkeztek: ELTE, SZTE, PTE, EKE. Az előadásokat követően vita is kialakult, és számos építő jellegű kritika és hasznos tanács is elhangzott. Ez nagyon hasznos volt a többségükben tudományos karrierjüket éppen megkezdő előadók számára. A jövőt illetően biztatónak tűnik, hogy az előadók többsége fiatal kutató volt. Ennek megfelelően az előzetesen meghirdetett Hajdú-Moharos József – HUNGEO Ifjúsági Díjra hatan pályázhattak. E szekció levezetésében közreműködő levezető elnökök (GERESDI István, MIKA János, WEIDINGER Tamás) e kitüntető díjra DIAN Csengét javasolták, aki „A felszínhőmérsékleten alapuló hősziget-intenzitás és a lokális klímazónák kapcsolata Budapesten” címen tartott érdekes előadást.

A második teremben szintén 12 előadás hangzott el, három blokkban. Az első blokkban a rendezvény környezetének földtanával foglalkozó előadások kerültek bemutatásra. Itt hangzott el Kis Annamária fiatal kutató-oktató kitűnő előadása a „Mórággyi granitoidok összehasonlító U-Pb kormeghatározása cirkonkristályokon” címmel, amelyet az előadásblokkok levezető elnökei (KONRÁD Gyula, BUDAI Tamás, UNGER Zoltán) és a hallgatóság szintén Hajdú-Moharos József – HUNGEO Ifjúsági Díjra javasoltak. A második blokkban hazai zeolitos riolittufa, bentonit, tőzeg és a felszín alatti vizek, továbbá egy ausztráliai tó üledékeinek komplex kutatásának eredményei, valamint egy elméleti témájú előadás, a konkrécik kialakulásának új mechanizmusáról került bemutatásra. A tudománytörténeti blokk három előadása a kalotaszegi gipszbányásatról, Göran WAHLENBERG munkásságáról és a magyarországi tájszemlélet felekezeti aspektusairól.

A harmadik teremben a bányászat és geodézia, környezet- és természetvédelem, valamint földrajzi oktatás szakterületeit érintették. A levezető elnökök (HUSZÁR László, HEVESI Attila és MÁDAI Ferenc) véleménye szerint mindegyik előadás színvonalas volt. A bányászati témájú előadások a környezetvédelemhez is kötődő jogi szabályozás EU-szintű lehetőségeiről, illetve a fejlett technológiák alkalmazását lehetővé tevő geodéziai alkalmazásokról szóltak. Több előadás érintette közvetlenül a nyersanyag-kitermelés és környezetvédelem/természetvédelem többféle módon megjelenő kapcsolatát. A harmadik blokkban a klímaváltozás környezeti hatását bemutató, valamint a régészeti kutatásokat segítő földrajzi témájú előadás hangzott el, végül két jeles professzor értékelte a földrajz oktatás helyzetét, jelentőségét és jövőbeni lehetőségeit.

Az előadásokat követően a poszterek bemutatására került sor. A 14 poszter a földtan, földrajz, környezetvédelem, informatika és meteorológia témakörét érintette. Két poszter (CHPM 2030 és Unexmin) is foglalkozott a társulat részvételével futó EU2020-as projekt témával.

Az két ülésnapot követően került sor a HUNGEO TOP megbeszélésre, ahol a felkért levezető elnökök megbízottjai értékelték az elhangzott szekció előadásokat és poszter bemutatókat, majd előterjesztették javaslatukat a Hajdú-Moharos József – HUNGEO Ifjúsági Díjra. A fiatal előadók kategóriában két díjazott: Kis Annamária (földtan) és Dian Csenge (meteorológia) vehette át a díszoklevelet és a vele járó pénzjutalmat. Poszter kategóriában, az egyetlen pályázó miatt, nem osztottak díjat. A jelenlévők javaslatot tettek következő világtalálkozó időpontjára és helyszínére. Javaslatok hangzottak el a világtalálkozó 2 vagy 3 év múlva történő megrendezése mellett, helyszínül Miskolc vagy Kolozsvár került szóba.

Az üléseket fogadás zárta, ahol KOMLÓSSY György, a HUNGEO egyik alapító tagja mondott pohárköszöntőt. Ezután a „Vivát Bacchus” férfi énekegyüttes lépett fel, vidám bordalaival megalapozva az est jó hangulatát.

Az 1 napos előkirándulásra, illetve a 2 napos utókirándulásra Pécsre, valamint a Mecsek és a Villányi-hegység tágabb környezetében került sor. A kirándulási napokon felkeresett helyszínek a földtudományok széles spektrumán túl kultúrtörténeti emlékeket is érintettek.

Az előkiránduláson meglátogattuk hazánk egyik legnagyobb működő andezitbányáját Komlón, ahol egy robbantásos jövesztés megtekintése mellett POZSÁR Sándor üzemvezető bányamérnök ismertette a külszíni bányászat és a környezetvédelem harmóniáját bizonyító kőbányászatot. Komló után Pécsre, a Dömör-kapunál (panoráma a Karolina külfejtésre, Széchenyi aknára) és a Tettye környékén (Havi-hegyi tanösvény) folytattuk kirándulásunkat KONRÁD Gyula geológus, majd HAVASI Ildikó (Mésztafa-barlang) és KOMLÓS Attila (Pintér-kerti Arborétum) környezetvédelmi szakértők, továbbá Henzel Péter (Tettye-forrás, városi vízellátás) hidrogeológus vezetésével.

Az utókirándulás első napján földtani és bányászati érdekességekhez (Máriagyűdön a Szabolcsi-kőfejtő, a Beremendi-kőbánya, a Nagyharsányi szoborpark, Villányban a Templom-hegyi tanösvény) kalauzoltak el KONRÁD Gyula és BUDAI Tamás geológusok, de kulturális élményekkel is gazdagodhattunk (máriagyűdi Kegyhely, beremendi Megbékélés kápolna, mohácsi Nemzeti Emlékhely) KOMLÓS Attila, HAVASI Ildikó és VARGA György (Duna-Dráva Nemzeti Park Igazgatósága) közreműködésével. A szakmai programot Villányban, a Polgár Pincészetben kulináris élményekkel fejeztük be, megismervén a híres borvidék pincészetében Villány néhány jellegzetes borát.

Az utókirándulás második napján három látványos helyszínt tekintettünk meg. Kővágószőlősen NÉMETH Gábor bányamérnök mutatta be az uránérc-bányászattal kapcsolatos rekultivációs munkálatokat, a felszín alatti és felszíni vizek, a bányavágatok, a meddőhányók és szagtározók radioaktivitásának csökkentésére, a környezetre gyakorolt egészségügyi határok betartására és a táj esztétikai helyreállítására, karbantartására tett erőfeszítéseiket.

Ezt követően Szigetváron, PAPP Norbert társadalomföldrajz tudós mutatta be Szulejmán sírjának felkutatásával kapcsolatos komplex földrajzi, földtani, régészeti kutatásait, azok eredményeit. Vezetésével meglátogattuk a Magyar–Török Barátság Parkot, majd sétát tettünk a szigetvári Várban és a történelmi belvárosban.

Utolsó úti célunk Zaporca volt, a Duna–Dráva Nemzeti Park Igazgatóság által létrehozott és üzemeltetett Ós-Dráva Látogatóközpont. Itt, WÁGNER László tájegységvezető mutatta be azt az interaktív kiállítást, amely Ormánság természeti értékeit és hagyományait ismerteti. A bemutató végén az Igazgatóság szürke-marha gulyással vendégelte meg a kirándulás résztvevőit.

A XIII. HUNGEO világtalálkozó fővédnöke ÁDER János Magyarország államelnöke; védnökei PÁVA Zsolt, Pécs város

polgármestere, BÓDIS József a rendezvénynek helyszínt adó Pécsi Tudományegyetem (PTE) rektora, GÁBRIEL Róbert a PTE Természettudományi Karának dékánja, LOVÁSZ László, az MTA elnöke és KOCIS Károly, az MTA Magyar Tudományosság Külföldön Elnöki Bizottság elnöke volt.

A rendezvényt sorozat szervezése széleskörű összefogással történt, a következő partnerek szakmai közreműködésével: PTE Természettudományi Kar, Duna–Dráva Nemzeti Park Igazgatósága, Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság, Magyar Földrajzi Társaság, Magyar Geofizikusok Egyesülete, Magyar Hidrológiai Társaság, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Magyar Meteorológiai Társaság, Magyar Természettudományi Társulat, Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület.

A világtalálkozó létrejöttének szponzorai: a MOL Nyrt, a Mecsekérc Zrt, a Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskola és a Duna–Dráva Nemzeti Park Igazgatósága.

A HUNGEO 2017 rendezvényre két nyomtatott kötet jelent meg: 1. a tudományos programokat és az előadások összefoglalóit tartalmazó kötet (szerk. CSERNY T., ALPEK B. L.), ISBN 978-963-8221-66-7;

2. az elő- és utókirándulások kirándulásvezetője (szerk. KONRÁD Gyula, BUDAI Tamás, CSERNY T., ALPEK B. L.), ISBN 978-963-8221-67-4.

Ezen kívül, elektronikus formában elkészült, és a Magyarhoni Földtani Társulat honlapján megtalálható közel 40 dolgozatot tartalmazó cikkgyűjtemény (szerk. CSERNY Tibor, ALPEK B. Levente), ISBN 978-963-8221-68-1.

A HUNGEO 2017 világtalálkozón CSERNY Tibor által készített fényképfelvételek a www.hungeo.hu honlapon megtalálható linkeken keresztül elérhetők.

*CSERNY Tibor MFT főtitkár
a XIII. HUNGEO titkára*

OMBKE hírek

Idén ünnepli az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület megalakulásának 125. évfordulóját. Ebből az alkalomból nagyszámú résztvevővel és rangos személyiségek jelenlétében Selmezbányán a Szent Katalin templomban és az Akadémián elhelyezett emléktáblánál megható és magasszínvonalú megemlékezést tartottak. Ezen részt vett Társulatunk elnöke, aki a szervezők felkérésére az alábbi köszöntővel tisztelt meg az évforduló alkalmából:

Tisztelt KÖVÉR László Házelnök Úr!

Vázsená panyi magisztra Nagyvezsda BABIAKOVÁ, primátorka Banszkej Styiaavnyice!

Hölgyeim és Uraim!

Kedves Kollégák!

Nagy öröm és megtiszteltetés számomra, hogy ezen a szakraális helyen, a régi magyar ércbányászok védőszentjének nevét viselő Szent Katalin templomban, történelmi légkörben köszönhetem testvéregyesületünket, megalakulásának 125. évfordulóján.

A XIX. század elején megindult nemzeti eszmélés nemcsak a politikában, de a tudományokban, főként a természettudományokban is felgyorsította azt a folyamatot, amelynek során részben ma is működő tudós társaságok, egyesületek alakultak lelkes hazafiak kezdeményezésére. Ennek csíráit már korábban is nyomon követhetjük, de igazából ez a folyamat csak 1840. körül bontakozhatott

ki. A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlései mintegy katalizátorként működtek, és lökést adtak több természettudományokkal és bányászattal foglalkozó társulat, egyesület megalakulásának. 1841-ben született meg a Magyar Királyi Természetudományi Társulat, 1848-ban a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT), 1866-ban az Országos Erdészeti Egyesület (1851. Ungarischer Forstverein utóda) és nem utolsósorban 1892-ben az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület (OMBKE). Ezek a szakmai egyesületek a mai napig eredményesen működnek, bár lombjaikat a történelem viharai időnként megtépázták, de a mélybe nyúló gyökerek segítségével ezeket átvészelték, és tevékenységükkel bizonyítják, hogy évszázadokon átívelő létük nem volt hiábavaló és szolgálják nemcsak a szűkebb szakmai, de az egész magyar társadalom érdekeit.

Mi, a Magyarhoni Földtani Társulat nevében a legnagyobb elismeréssel és kollegiális szeretettel köszöntjük a közös történelmi Alma Mater színhelyén testvéregyesületünket. Kívánunk a további évtizedekre sikeres szakmai építőmunkát, a jelenlegi negatív bányászati konjunktúrából való mielőbbi kilábalást, és a társadalmi paradigma mielőbbi előnyös megváltozását annak érdekében, hogy a hazai föld kincsei mindannyiunk számára, magyar bányászati tevékenység révén hasznosuljanak.

Hölgyeim és Uraim!

Engedjék meg, hogy Társulatunk Elnöksége nevében ezen ünnepi alkalomból átadhassam az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Elnökségének ezt az Emléklakettet és Oklevelet, amely reményeim szerint szimbolizálja összetartozásunkat, közös gyökereinket, hagyományainkat és reményt adhat arra, hogy a közelmúltban általunk kezdeményezett és tíz egyesülettel megalakított Földtudományi Civil Szervezetek Közössége révén bizakodással nézhessünk a közös szakmai munkával kiteljesedő jövőbe.

Ehhez kívánok minden jelenlévőnek, a kollégáinknak jó egészséget, Isten áldását és nem utolsósorban

Jó szerencsét!

BAKSA Csaba

Személyi hírek

Gyász hírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy Dr. GYARMATI Pál (sz. 1935) tagtársunk és Dr. VÖRÖS István (sz. 1933) kollégánk elhunyt.

Nyugodjanak békében!

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!

Könyvismertetés

DOBOS Irma és SCHEUER Gyula: Néhány jelentős hazai és külföldi gyógyvíz hidrogeokémiája

A Magyar Hidrológiai Társaság 100. évfordulójára magánkiadásban jelent meg tavaly év végén az A/4 formátumú 126 oldalas könyv.

A szerkesztők rövid életrajza a könyv 8. oldalán olvasható.

A kötetben több mint 15 éves kutatás eredményét foglalták össze a szerzők, öt egymástól független, de egymást kiegészítő, a

korábbi években már megjelent tanulmányokból. A célkitűzés szerint elsősorban a hazai termálkarsztvizeket vizsgálták és hasonlították össze hasonló és eltérő földtani adottságokkal, illetve több esetben valamelyik tengervíz jellegével. Egyes esetekben a medenceüledék ásvány- és gyógyvízeinek vizsgálati eredményét is hozzákapsolták a kutatásaikhoz.

A könyv az alábbi fő fejezetekre tagozódik:

— A kutatásban élenjárók

— A Rába-völgyben a Sárvár–Rábasömjén környékének és a Duna–Tisza-köze déli határmenti hévízkútjainak makro- és mikroelemeinek összehasonlító vizsgálata

— Egyes hazai konyhasós vizek makro- és mikroelemei összehasonlítva néhány külföldi előfordulással

— Szénsavas források, kutak makro- és mikroelem vizsgálata Parászasváron és Parád környékén

— Komárom és Esztergom között Szlovákiával közös Duna szakaszon feltárt hévizek hidrogeokémiai összehasonlító vizsgálata

— Karlovy Vary (Karlsbad, Csehország) világhírű gyógyforrásai.

Utóbbi fejezet ismerteti a gyógyfürdő történelmi múltját, ami az 1300 évekre nyúlik vissza, amikor IV. Károly német–római császár és cseh király szarvast üldözve felfedezte a Teplá-folyó medrében gejzirként 6–8 méter magasra feltörő forró vizű forrásokat és a monda szerint 1350-ben elrendelte a fürdő létesítését.

Minden fejezet végén bő irodalomjegyzék található.

A szerkesztők igen gazdagon illusztrálták a könyvet, amely 10 fekete-fehér, 46 színes fényképet, 23 táblázatot, 38 ábrát tartalmaz.

Ez a könyv hiánypótló, ugyanis ilyen részletes, dokumentált szakmai anyag e szakterületről még nem jelent meg.

A kiváló minőségű könyv a PR-Innovation nyomda dolgozóinak munkáját dicséri.

Egyetlen „szépséghibája” a könyvnek, hogy viszonylag kevés (100) példányban jelent meg, de már olvasható az MTA, az Országgyűlés az MBFSZ és az MFT könyvtárában.

HORN János

Horváth Róbert, Srágli Lajos, Tóth János: Az 1956-os forradalom az olajiparban

A szerzők ugyan eredetileg 2006-ban kívánták megjelentetni művüket, de technikai okokból — szerintem szerencsére — 2017-ben jött ki a nyomdából, ezzel is emlékezve az első letartóztatások időpontjára (1957. február 20., Pollok László).

Ez a mű — mint TÓTH János az előszóban írja — „*szerény kárpótlás a nagyrészt elmaradt szerény igazságtétel, a sok igazságtalanság, jóvátehetetlen események után*”. Bár korábban már HORN János szerkesztésében jelentek meg a korra vonatkozó információk, de a kötetben új riportok is szerepelnek, ami elsősorban annak köszönhető, hogy az „első szerző” (HORVÁTH Róbert) mellé felsorakozott SRÁGLI Lajos és TÓTH János, akik már 1991-ben elkezdtek a kutatást. Magam abban az időben több szállal is kapcsolódtam az olajkutatáshoz: 1955-ben, mint III. évfolyamot befejezett olajmérnök hallgató Babócsán voltam gyakorlaton, ahol, mint dr. LAKLIA Tibor szintén ez évben megjelent „Babócsa története időrendben” c. könyvében írta „*Babócsa 1955 áprilisában felkerült a magyar szénhidrogén termelés térképére*”. Ott nagyon sok olajipari szakemberrel volt szerencsém megismerkedni. Majd 1956 nyarán egy olajipari szakmai csoport utazott Ploiesti-be és egy páran, mint IV. évfolyamot végeztek utaz-

hattunk az olajmérnökökből álló csapattal. 1957-es végzésem után mélyfúró vállalatnál kezdtem dolgozni, és kapcsolatban voltam több olajipari szakemberrel és tőlük hallottam a letartóztatásokról.

Ezt a könyvet az Olvasó nem tudja letenni. Tisztelettel adózik a könyvben szereplő meghurcoltak iránt, mert olyan hihetetlen megaláztatásokban, kínzásokban volt részük, amit el sem tudunk képzelni. A vállalatok szadisták voltak, sajnos a könyv nem utal, a későbbi büntetésükre, sőt annak esetenkénti elmaradásáról tesz említést, „... egy gellénházi személy, aki több 1956-os forradalmár és családja életét keserítette meg ...a rendszerváltás után sem indult ellene eljárás, sőt elismert íróként, művészként távozott el”.

A 201 oldalas (A/4 formátumú) könyv UNGVÁRY Krisztián történész és TÓTH János előszavával kezdődik, majd HORVÁTH Róbert bevezetését követi TÓTH János „Történelmi háttér. Emberi sorosok” c. írása.

Érdekes történet TURKOVICH György „Feljegyzés” című 4 oldalas írása, akit 1955. november 1-jei hatállyal, erőszakkal felrendeltek az Állami Ellenőrzési Minisztériumba, és akinek három beosztottja volt, LOVÁSZ Károly vegyészmérnök, KISS Sándor közgazdász, CZINKI Imre közgazdász (nem véletlen, hogy az első kettő korán, infarktusban halt meg).

A munkába bevonták KERTAI Györgyöt, BÁN Ákost és ALLIQUANDER Ödönt, akik nem voltak hajlandók azt az anyagot szolgáltatni amit „elvártak”, sőt CSABAI iparigazgató és BENCZE László neve is szerepelt azon a listán, ami HÁZI Árpád miniszternél volt, akiket ezért felelősségre kell vonni. A mások által vállalt „anyag” (jegyzőkönyv, lezáró értekező) megbeszélését október 25-re tűzték ki. Félő volt letartóztatásuk, de megmentette őket az 1956-os forradalom kitörése.

Ezt követően az alábbi fejezetek olvashatók:

SRÁGLI L., TÓTH J.: A MAJERSZKY-per és körülményei

SRÁGLI L.: BUDA Ernő és társai ügye

SRÁGLI L.: Koncepciós perek és perindítási kísérletek a magyarországi olajiparban

Riportok (zárájban a készítés dátuma)

FARKAS Béla okl. bányamérnök (2001)

Dr. KORIM Kálmán okl. geológus (1991)

POLLOK László okl. gépészmérnök (2006)

Dr. VÁRSZEGI Lajos jogász (1993, 1995)

FARKAS Aladár gázfogadó-állomás kezelő (időpont nincs)

GELLÉN Antal telefonszerelő, karbantartó (2016)

KISS Jenő pedagógus a rendszerváltás után az első gellénházi polgármester (2016)

KÁNTÁS Károly geofizikus és fiai István, János (időpont nincs)

Dr. KORIM Kálmánné (1999)

Mellékletek

Képjegyzék

A jelentős szakmai tartalommal bíró, sok eredeti dokumentumot közlő, kiváló minőségben készült könyv szerkesztője TÓTH János, a nagyon ízléses fedélterv és nyomdai szerkesztő VARGA Gábor György, a nyomdai munkák a Pátria Nyomda Zrt. (Budapest) dolgozóit dicséri.

A könyv a Magyar Olaj- és Gázipari Múzeum Közleményeinek 31. száma, kiadója a Magyar Olaj- és Gázipari Múzeum (Zalaegerszeg).

A könyv Zalaegerszegen a Magyar Olaj- és Gázipari Múzeumban (8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gyula u. 13.; tel.: +36 92 313-632; e-mail: moim@olajmuzeum.hu) és Budapesten a Fekete Arany Klubban (1111 Budapest, Bartók Béla u. 34.; tel.: +36 30 322-6131; e-mail: fak.pub@gmail.com) szerezhető be.

LAKLIA Tibor: Babócsa története időrendben

Aki nem tudná első hallásra a térképen elhelyezni Babócsa a déli határ közelében a csodálatos Duna–Dráva Nemzeti park területén fekszik. Ma már az Európa hírű nárciszosáról híres, a község címerében is megjelenik a nárciszt tartó arany griff madár. A bányászok és geológusok számára, más jelentőséggel bír.

2017 márciusában a Magyar Olaj- és Gázipari Múzeum Közleményei 51. kötetében jelent meg Dr. LAKLIA Tibor szerkesztésében „Babócsa története időrendben” c. könyve azon községről, mely 1955 áprilisában felkerült a magyar szénhidrogén-termelés térképére.

A ROSTA Ferenc és SZÜCS László főfúrómester vezette fúrócsapat a GB–2 (Görgeteg–Babócsa) jelű fúrási ponton földgázt talált. Ez az év számomra is örökké emlékezetes maradt, mert mint III. évet végzett olajmérnök hallgató egy hónapos gyakorlatomat 1955 júliusában Babócsán töltöttem ahol két fúróberendezés dolgozott. A másik berendezésnél KRISZTEK főmester irányította a munkát. Nagyon sok olajipari vezetőt ismerhettem meg ott. 2007-ben családommal Babócsán jártunk, egy csodálatos új községet találtam.

LAKLIA Tibor Babócsa iránti „szerelme” régóta ismert. A most megjelent könyv 54 irodalomjegyzéket sorol fel, és ebből négynek ő a szerzője.

A könyv szerzője nemcsak hazánkban elismert kiváló gázipari elméleti és gyakorlati szakember, de kiváló történész is, amit eddig is bizonyított, de ez a könyv tette fel az „I” betűre a pontot.

A könyv ajánlását TÓTH János, majd az „Előszó”-ban a szerkesztő írja meg, hogy mi vezérelte a könyv megírását.

Ezt követően az alábbi fejezetek olvashatók:

I. Őskor, kelták–rómaiak –456

II. Avarok és dél-szláv migráció 456–800

III. A IX. század: a nagy változások kora 800–894

IV. A honfoglalás és az új rend 894–1010

V. A „Tibold korszak” három évszázada 1010–1395

VI. A Marczaliak Babócsa új urai 1398–1495

VII. A Báthoriak Babócsán 1489–1566–1605

VIII. Török világ Babócsán 1566–1690

IX. Másfél évszázad, öt birtokos 1690–1842

X. A gróf Somssich család Babócsán 1842–1945

XI. A mi századunk – két világháborúval 1810–2010

Függelék

132 oldalon a könyvben szereplő családokról, a vasútról, a sportról, a „határsáv”-ról, a gáziparról, a Rinya-patakról írva egy történelmi séta keretében mutatja be Babócsát.

Forrásjegyzék

A Magyar Olaj- és Gázipari Múzeum rövid története

Színes fotók.

A szerkesztésben közreműködött SZILÁGYI Teréz, SZÉP András és TÓTH János, a kiváló nyomdai munka a Pátria Nyomda Zrt. (Budapest) dolgozóit dicséri.

A könyv megvásárolható a Magyar Olaj- és Gázipari Múzeumban (8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gyula u. 13.; tel.: +36 92 313-632; e-mail: moim@olajmuzeum.hu) és a Fekete Arany Klubban (1111 Budapest, Bartók Béla u. 34.; tel.: +36 30 322-6131; e-mail: fak.pub@gmail.com).

HORN János

Arany János és a Magyarhoni Földtani Társulat

A Magyar Természettudományi Múzeum Tudománytörténeti Gyűjteményében talál- ható 3 levél, mely a Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Tudományos Akadémia közötti korai kapcsolatra utal.

Az első képen, jeles költőnk Arany János főtitkár 1872. május 4-én aláírásával nyugtatja a Magyarhoni Földtani Társulat által az Akadémia Könyvtárának megküldött három kiadványa vételét. A kiadványok betűhíven „A magyarhoni földtani Társulat Munkálatai III. IV. V. köt.”-et.

A második képen, egy megbízási levél, melyben az Akadémia főtitkára 1872 augusztus 10-én jelzi, hogy „a tulso lapon megnevezett könyvkereskedőnek az ide mellélt jegyzékben kitett könyvek a végett adattak át, hogy azokat rendeltetésük helyére juttassa”. Itt is szerepel a költő aláírása.

A harmadik levél azon könyvkereskedőnek, EGGENBERGER Ferdinándnak szól, aki az Akadémia által megküldendő könyveket kézbesíti, megint betűhíven „a magyarhoni földtani társulatnak. Pest.” A könyvek külön-külön sorban: „Mathem. Értekez. VI. VII.; Természetud. Értek. XVII. XIX. új: I–VIII sz.; Almanach. 1870. 1871; Értesítő. 1870: 1–18. 1871: 1–9 sz.”

Ki kell emelnünk Arany János jól olvasható és különlegesen szép, a betűsor alatti jellegzetes félköríves vonallal záródó aláírását. Továbbá azt, hogy titulusként nem titoknokot (sok jubileumi megemlékezésben így szerepel megbízása), hanem főtitkárt ír.

Arany János születésének 200. évfordulóját ünnepeljük. Úgy vélem, ez értékes történeti dokumentumok közreadásával érdemes nekünk is megemlékeznünk arról, hogy Társulatunk kapcsolatban volt egyik legnagyobb nemzeti költőnkkel, akadémiai tisztsége révén pedig a Magyar Tudományos Akadémiával.

KECSKEMÉTI Tibor

