

A Horváthertelend–1 fúrásban feltárt paleozoos finomtörmelékes képződmény archív vékonycsiszolatainak kőzettani vizsgálati eredményei (Nyugati-Mecsek)

MÉSZÁROS Előd¹, VARGA Andrea¹, SCHUBERT Félix¹, MÁTHÉ Zoltán²

¹SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.,
e-mail: meszaros.elod@gmail.com

²Mecsekérc Környezetvédelmi Zrt. 7633 Pécs, Esztergár L. u. 19.

Petrography of the archive thin sections of the Palaeozoic fine-grained siliciclastic rocks of borehole Horváthertelend–1 (W Mecsek)

Abstract

The Horváthertelend Unit, NW foreland of the Mecsek Mountains (Hungary), is known as a pre-Alpine nappe remnant. In this study petrographic examination of the archive thin section collection from the borehole Horváthertelend–1 was carried out. The goal of this research is to characterize the mineralogical, petrographic and microstructural features of the black or dark grey fine-grained metasedimentary rocks in the depth interval of 720–790 m. This core section of the borehole Horváthertelend–1 was previously correlated with the Silurian Szalatnak Slate Formation.

The main lithology is the dark metasandstone–slate with quartz (~70%), volcanic rock fragments with intermediate composition (~20%) and detrital plagioclase (~10%) grains. The sandstone is classified as a quartz-rich greywacke with large amount of matrix (~30–40%). In this lithology there are red arkose lenses composed of clay mineral pseudomorphs after detrital feldspar grains (~60%), detrital quartz (~20%) and opacitic biotite (~15%) grains. Idiomorphic, colourless–bluish green, pleochroic epigenic tourmaline with a size of 40–100 µm in the dark rock type and vein-filling prehnite suggests the effect of hydrothermal fluids.

The sigmoidal shape of the lenses and the weakly or moderately developed pressure solution cleavage and the folding of the sedimentary bedding suggest tectonic deformation of the rock body.

Keywords: *Horváthertelend, Szalatnak Slate Formation, greywacke, arkose, tourmaline*

Összefoglalás

Munkánk során a Mecsek ÉNy-i előterében elhelyezkedő, prealpi takaróroncsként számon tartott Horváthertelendi-egység kőzetanyagából készült archív vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálatát végeztük el. Kutatásunk tárgya a Horváthertelend–1 fúrás által 720 m és 790 m között feltárt, a szilur Szalatnaki Agyagpala Formációval azonosított sötétszürke–fekete metahomokkő–agyagpala összetétel.

A kőzettest fő tömegét alkotó sötét metahomokkő–agyagpala kőzetcsoporthoz kőzetalkotó mennyiségben kvarc (~70%), intermediér vulkáni kőzettörmelék-szemcsék (~20%) és plagioklász (~10%) alkotja. A homokkő a mátrix nagy aránya (~30–40%) alapján kvarcgazdag grauwacke. A képződményben lencsék formájában jelenlevő, markánsan elkülönülő kőzettípus mállott, vörös arkóza képviseli, melyet földpát utáni agyagásvány pszeudomorfóza (~60%), kvarc (~25%) és opacitosodott biotit (~15%) alkot. A sötétszürke–fekete kifejlődésekben megjelenő, 40–100 µm nagyságú, sajtóalakú, szintelen–kékeszöld pleokroizmusú epigén turmalintűk, valamint az erekben megjelenő prehnit hidrotermás hatást sugallnak.

A lencsék szigmoidális alakja, a gyengén–közepesen fejlett nyomásoldódási foliáció, valamint az üledékes rétegzés gyűrődése a képződmény tektonikus deformációját mutatja.

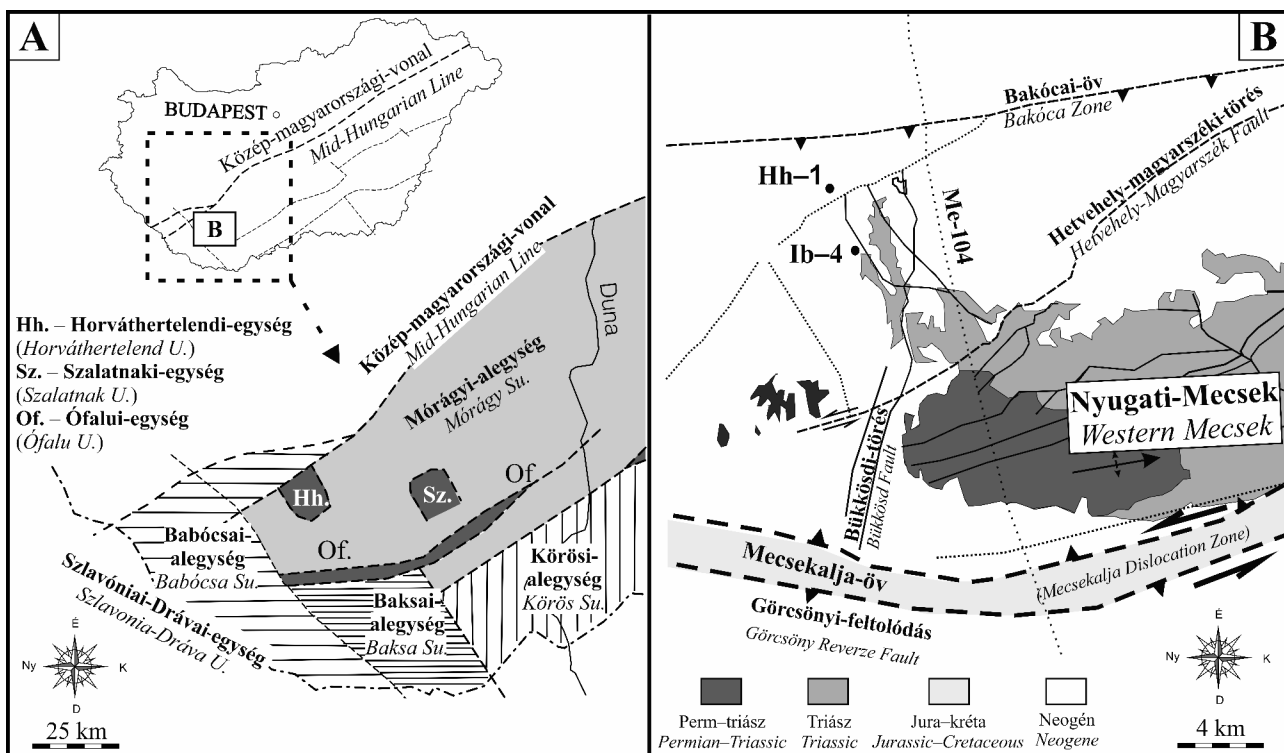
Tárgyszavak: *Horváthertelend, Szalatnaki Agyagpala Formáció, grauwacke, arkóza, turmalin*

Bevezetés

A Tiszai-egység prealpi aljzatát alkotó Mórággyi-alegységen belül — a környező képződményektől markánsan eltérő közettani felépítése miatt — SZEDERKÉNYI (1997) a Szalatkai- és a Horváthertelendi-egységet különítette el (1. ábra). Mindkét terület jellegzetes paleozoos képződménye a Szalatkai Agyagpala Formáció, amit a Keleti-Mecsek északi előterében több mélyfúrásban (Györe–1, Szaltnak–3 és –4, Köblény–1, Alsómocsolád–4 és –5, Bikal–2 és –3) dokumentáltak. Ezt a képződményt uralkodóan gyürede-

mérések alkalmazásával sikeresen bizonyította a nagyon kisfokú regionális metamorf hatást, melyet az anchi/epizóna (300–350 °C) határra helyezett. Munkájában felhívta a figyelmet a Szalatkai Agyagpalában megjelenő metamorf eredetű biotitra, melyet legnagyobb valószínűséggel az agyagpalába nyomult szalatkai szienitporfir (jelenleg nem hivatalos litosztatigrafiái elnevezés) kontakthatásának tulajdonított (ÁRKAI 1991).

A Szalatkai Agyagpala Formációba sorolt, de a korábban vizsgált Szalatkai-egységtől eltérő szerkezeti helyzetben, a Horváthertelendi-egységben feltárt képződményről



1. ábra. A) A Tiszai-egység dunántúli részének prealpi szerkezeti egységei a Horváthertelendi- és a Szalatkai-egységgel (SZEDERKÉNYI 1997 in HAAS 2001, módosítva), B) A Nyugati-Mecsek kánozoos szerkezeti elemeinek térképe a Hh-1 és az Ib-4 fúrással (KONRÁD & SEBE 2010, módosítva)

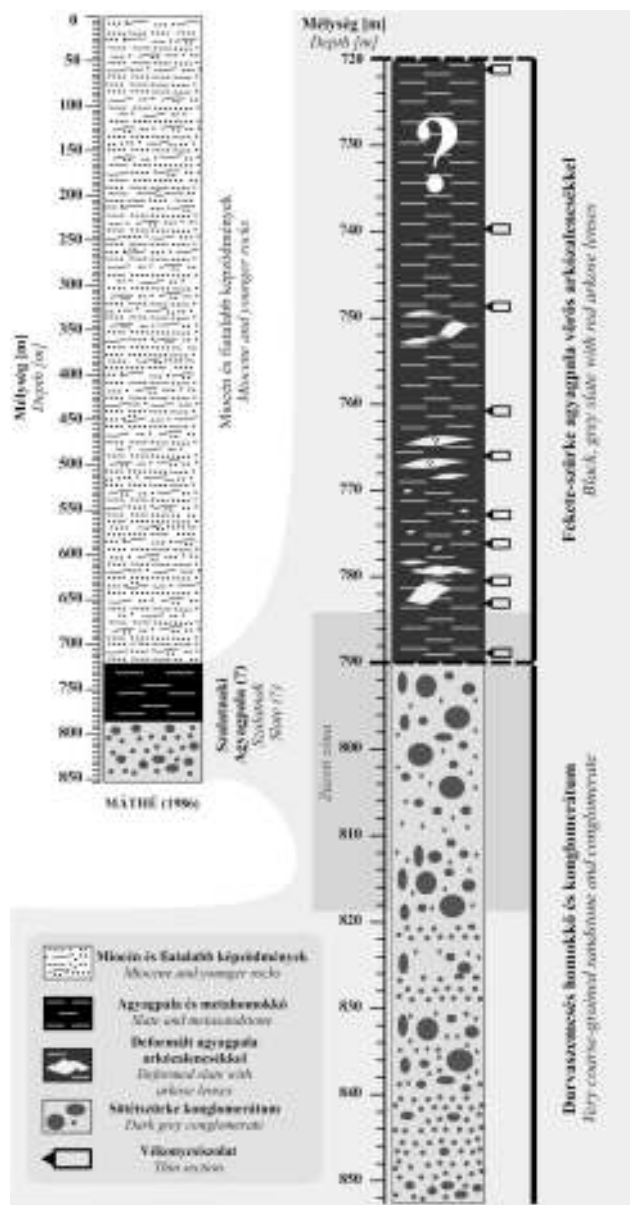
Figure 1. A) Pre-Alpine structural units of the Tisza Mega-unit with the Horváthertelendi and Szaltnak Unit (modified after SZEDERKÉNYI 1997 in HAAS 2001), B) Cenozoic structural map of the S Transdanubia with the core Hh-1 and Ib-4 (modified after KONRÁD & SEBE 2010)

zett, sötétszürke agyagpala, aleurolitpala és homokkőpala alkotja, melybe kovapalasávok és agglomerátum/durva konglomerátum-rétegek települnek (FÜLÖP 1994, GYALOG 1996). A kovapalasíntekből szeparált mikrofossziliák (Graptolita, Hystichospherida, Conodonta, Muelleispherida) alapján a Szalatkai Agyagpala szilur kora bizonyított (ORAVECZ 1964, FÜLÖP 1994, GYALOG 1996). Az agglomerátum/durva konglomerátumszakasz vulkáni agglomerátum (azaz piroklasztit) jellege erősen vitatott, és a mélységi magmás kőzetekből származó kavicsok alapján valószínűbbnek látszik a képződmény polimikt konglomerátum jellege (FÜLÖP 1994). A genetika tisztázására azonban további vizsgálatok szükségesek.

A Szalatkai Agyagpala nagyon kisfokú metamorf átalakulását elsőként SZEDERKÉNYI (1975) ismerte fel, aki prehnit határozott meg a képződményben. A későbbiek során ÁRKAI (1991) klorit-kristályosság és vitrintreflexiók

keves információ áll rendelkezésünkre. A Nyugati-Mecsek északi előterében a Mecseki Ércbánya Vállalat által 1986-ban a „Hidrogenetikus U-érc Kutatási Program” keretében mélyített Horváthertelend–1 fúrás (továbbiakban Hh–1 fúrás) harántolta azt a rétegsort, ami világos- és sötétszürke agyagpala, aleurolitpala és homokkőpala, majd egy zúzott zónát követően durvaszemcsés homokkő és konglomerátum képződményeit tartalmazza (2. ábra, MÁTHÉ 1986). Makroszkópos megjelenése alapján a 720–790 m között harántolt finomtörmelékeny képződményt több munkában a Szalatkai Agyagpala Formációval, míg a durvatörmelékeny összletet vagy a Szalatkai Agyagpalával, vagy a Tésényi Homokkővel (újabbán Tésényi Metahomokkő F., VARGA et al. 2012) párhuzamosították (SZEDERKÉNYI 1997, CSÁSZÁR 2005, BARABÁS 2010), ami komoly szerkezeti határt jelentene.

A Hh–1 fúrás első vizsgálati dokumentációja során kizárólag makroszkópos megfigyelésekre került sor (MÁTHÉ



2. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás vázlatos rétegszlopa MÁTHÉ (1986) alapján (módosítva)

Figure 2. Generalized lithological column of the core Horváthertelend-1 modified after MÁTHÉ (1986)

1986). Később kis mintaszámmal teljes kőzetkémiai elemzés (röntgen-fluoreszcens spektrometriás módszerrel), termóanalitikai vizsgálat és vitritreflexiók mérések történtek, a publikálatlan adatok azonban nem kerültek integrált feldolgozásra. A kőzetanyag részletes petrográfiai vizsgálatához vékonycsiszolatok készültek, azonban ezek leírása és publikálása sem valósult meg. A földtani háttérinformációk bizonytalansága miatt a Hh-1 fúrás jelentősége napjainkban felértékelődik, hiszen légvonalban mindössze 3,8 km távolságra (1. ábra, B) található a Bodai Agyagkő Formáció — a nagy aktivitású radioaktív hulladéklerakó potenciális befogadó képződménye — egyik alapszelvényétől, az Ibafa-4 fúrástól (Sipos et al. 2010).

Munkánk során az archív vékonycsiszolatok ásvány-kőzettani és szöveti vizsgálatát végeztük el, egyrészt a kő-

zetanyag hiányzó dokumentációjának pótlására, másrészt a Hh-1 fúrásban megjelenő, feltehetően paleozoos kőzetek korrelációja érdekében. Jelen tanulmányunkban kizárólag a 720–790 m között található finomtörmelék kőzetasszociáció petrográfiai vizsgálatának eredményeit ismertetjük.

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

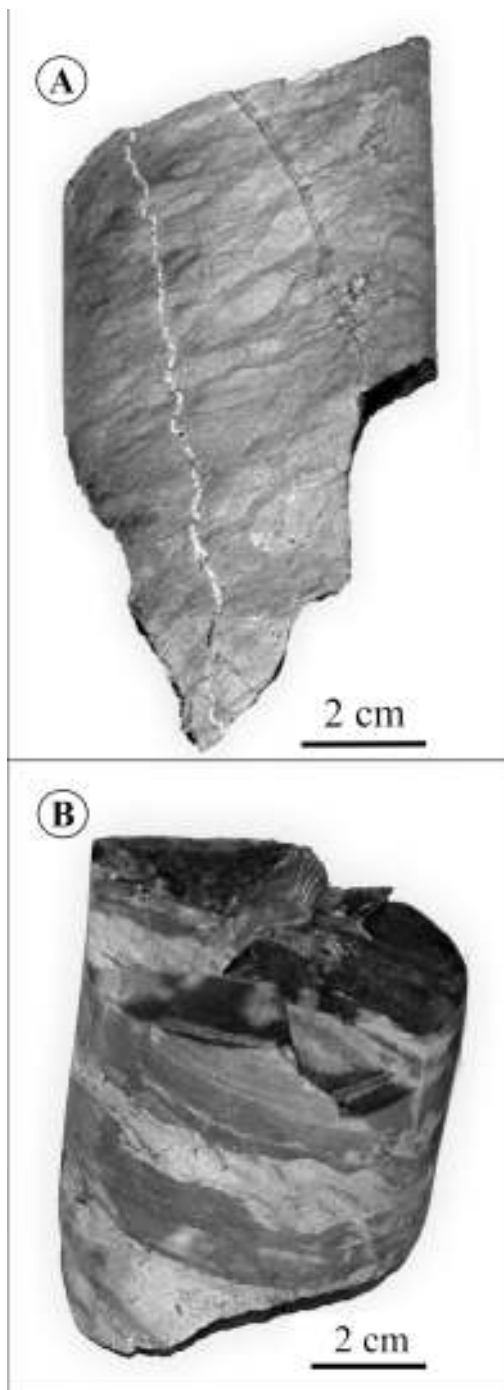
Tanulmányunkban a Hh-1 fúrás paleozoos finomtörmelék kőzeteiből rendelkezésre álló 22 db archív vékonycsiszolat petrográfiai ásvány-kőzettani és szöveti vizsgálatának eredményeit mutatjuk be, melyek elvégzésére polarizációs mikroszkóp alkalmazásával az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéken került sor MÉSZÁROS (2013) munkájához kapcsolódva. A vékonycsiszolatok közül 20 db a Mecsekérc Zrt-nél készült a kőzetanyag első dokumentációs vizsgálatakor, míg 2 db az ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszéken korábbi OTKA kutatáshoz kapcsolódóan (vezető kutató: Dr. SZAKMÁNY György). A vékonycsiszolatok meghatározó része a szelvény alsó, zúzott zónához közel eső szakaszából való, meglehetősen kis mintavételi távolsággal (2. ábra). Sajnálatos módon a 2 db ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszéken készült vékonycsiszolat kivételével nem maradtak fenn azok a magminták, amelyekből a vékonycsiszolatok származnak, ezért a mikroszkópi szövet és a makroszkópos megjelenés közötti összefüggések közvetlen feltárása nehézségekbe ütközik. Ennek feloldása érdekében az összehasonlításban a Hh-1 fúrás 720–790 m között található finomtörmelék szakaszát képviselő fúrómagokat használtuk fel (6 db minta; ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék gyűjteményéből), ezek részletes jellemzésére azonban ebben a munkában nem térünk ki. A homokkővek petrográfiai osztályozása során PETTJOHN et al. (1987) munkáját vettük figyelembe.

Eredmények

A kőzetanyag makroszkópos jellemzői

A Hh-1 jelű fúrás vizsgált szakaszában 720–790 m között harántolt képződmény makroszkópos megjelenése alapján sötétszürke vagy zöldes árnyalatú, világosszürke agyagpala, metaaleurolit és metahomokkő rozsdabarna limonitos elválási felületekkel (3. ábra). A rétegsor alsó szakaszában gyakori a szerkezetnélküli, tömör, megjelenésű, intenzíven átkovácsodott fekete agyagpala zöld, kloritos elválási felületekkel. A sötét kőzetváltozatok erőteljesen átkovácsodtak, rendkívül jól cementáltak. A metaaleurolit és agyagpala kifejlődésekben 2–10 cm maximális kiterjedésű, jellegzetes szigmoidális alakú vörös lencsék helyezkednek el, amelyek kőzettanilag mállott, jól osztályozott homokkőként azonosíthatók.

A kőzetekre jellemző elválási felületek felszíne gyengén hullámos vagy közel sík, felszínük fényesen csillogó, rozsdabarna. A felületek általában megkerülik a lencsét, azok



3. ábra. Két jellegzetes magminta a Horváthertelend-1 fúrásból. A) Szürke agyagpala szigmoidális homokkölencsékkel, 777 m és B) Fekete agyagpala vörös arkózalencsékkel, 779,6 m

Figure 3. Two characteristic core samples from the borehole Horváthertelend-1. A) Grey slate with sigmoidal sandstone lenses, 777 m and B) Black slate with red arkose lenses, 779,6 m

határán szerteágaznak és mikroléptékben besűrűsödnek. Ezeket a felületeket a fúrás makroszkópos dokumentációja során az üledékes rétegfelszínekkel azonosították (MÁTHÉ 1986). A fúrómagokat fehér, illetve zöldes árnyalatú, változó vastagságú (2–5 mm) erek hálózák be, melyek kitöltő anyaga kvarc, de gyakran fordulnak elő kvarc-klorit erek is.

A vizsgált kőzetanyag a makroszkópos jellegek alapján

egyértelműen két kőzetcsoportha bontható: a sötét, redukzív jellegű agyagkő–homokkő kifejlődésekre és a bennük található oxidatív vörös lencsékre, ezért petrográfiai bemutatásuk külön történik.

A szürke agyagpala mikroszkópi jellemzői

A kőzettípusok között általában folyamatos az átmenet, a kőzettípusok gyakran keverednek, így nagyon gyakori az aleurolitlencsék megjelenése az agyagpalában. Sík párhuzamos lamináció csak egy esetben, a 724,8 m mélységből származó minta csiszolatában jelenik meg a szerves anyag feldúsulása miatt, egyéb esetben a kőzet többnyire bonyolult belső szerkezetű, helyenként gyűrt jellegű (*I., II. tábla*).

Az agyagpala átlagos szemcsemérete 4–5 μm alatti, így csak a nagyobb, aleuritfrakcióba eső törmelékes szemcsék összetétele határozható meg polarizációs mikroszkóp alatt. Ennek ellenére megfigyelhető, hogy a szericit nagyon finom, selymes megjelenésű kötegeket alkot, és az egyes kötegek azonos orientációt mutatnak. Az aleurit méretű szemcsék anyaga általában kvarc, ritkábban plagioklász vagy vulkáni kőzettörmelék, koptatottságuk meglehetősen rossz. Nagyon gyakoriak a limonitos hintések és erek, melyek vöröses színt kölcsönöznek a kőzetnek. Ritkábban klorit is megjelenik repedésekhez kapcsolódva. A szerves anyag dúsulása szintén jellemző az agyagpala kifejlődésre, így az meglehetősen sötét színű.

Jellegzetes epigén ásvány a turmalin, ami kifejezetten csak az agyagpalában jelenik meg, azon belül is hét csiszolatban (4–5 kristály/látómező $100\times$ nagyítás mellett). A szemcsék színtelen-kékeszöld színűek, idiomorf megjelenésűek, hossz tengely irányában 70–100 μm méretűek, egy példány kivételével viszonylag homogének (*III. tábla 1–3. kép*). Jellegzetességük, hogy a turmalinkristályok a filloszilikátok orientációját nem követik, teljesen rendezetlenül helyezkednek el a mátrixban, ami alakjuk mellett egyértelműen azt mutatja, hogy utólagosan, már az üledékképződés után keletkeztek (nem törmelékes eredetűek), tehát epigén ásványfázist képviselnek a kőzetben.

Az agyagpala további jellegzetes bélége, hogy általában vékony nyomásoldódási varratokat tartalmaz, amelyek lefutása nem egyezik meg az üledékes rétegzés irányával (*I. tábla 3. kép és II. tábla 1., 3. és 5. kép*). Ezek a szerkezetek általában közepesen fejlettek az adott litológiai típusban, bár sokkal markánsabb kifejlődést mutatnak a metahomokkőben megjelenő szerkezetek. A foliációs domének általában vékonyak, megszakadóak, csak rövid távokon követhetőek. Nagyon gyakran kapcsolódik opak (TiO_2 fázis?) léces ásványszemcsék (*III. tábla 4. kép*) megjelenése a foliációs doménekhez, melyek mérete 50–100 μm között változik, a kristályok pre- és posztkinematikus szerkezetet mutatnak.

Gyakori jelenség a csiszolatokban, hogy az agyagpala szövete a rétegzéstől eltérő irányítotttságot mutat. Ilyen minták a 774,9 m, 776 m, 776,7 m és a 780,7 m mélységből származó magok vékonycsiszolatai. Ezekben a csiszolatokban található nagy mennyiségben olyan szemcsék, melyek mérete kavics vagy homok szemcsefrakcióba esik, anyaguk álta-

lában felzites, porfíros mikroholokristályos szövetű vulkanit, monokristályos kvarc (IV. tábla 1. kép). Ezek a szemcsék a hossz tengelyükkel beforgatva, a foliációval párhuzamosan helyezkednek el az agyagpalában. A szemcsék mindkét oldalról foliációs síkokkal határolódnak, továbbá rendszerint enyhén aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetekkel rendelkeznek, melyek kvarc, klorit és szericit anyagúak. A 776,7 m-ről származó minta csiszolatában, a nyomásárnyék szerkezetekben gyakran megtalálhatók a korábban említett tűs opak ásványszemcsék. Az agyagos mátrixban a szericitkötegek orientáltak, egységes kioltást mutatva helyezkednek el a foliációval párhuzamos sávokban, gyakran körbeölelve a nagyobb szemcséket (I. tábla 1. kép és II. tábla 2. kép).

A szürke metaaleurolit mikroszkópi jellemzői

A vizsgált képződménycsoport egyik jellemző kőzettípusa a metaaleurolit (I. tábla 6. kép), melynek megjelenése a másodlagos foliációtól (nyomásoldódási foliáció, disjunctive cleavage, ENGENDLER & MARSHAK, 1985) eltekintve meglehetősen egységes. Általában rosszul, vagy legfeljebb közepesen osztályozott változatok jellemzik, melyekben nagyon gyakran megnövekszik a finomszemcsés homokfrakció aránya, illetve gyakori a kissé szigmoidális formára emlékeztető finom- és aprószemcsés homokkőlelencsék megjelenése. Az aleurolit szemcsemérete általában 40–60 µm között változik, azonban nagy mennyiségben van jelen finomszemcsés mátrix (~25–30%), valamint változó szemcseméretű, durvább (homok és néhol dara/kavics) törmelék. A durvább szemcsefrakcióban különböző szövetű vulkanit alapanyag-fragmentum (felzites alapanyag-fragmentum; ritkábban porfíros, mikroholokristályos vulkáni kőzettörmelék) azonosítható. A vázalkotó törmelék szemcséket jellemzően nagy mennyiségű monokristályos (~60%), ritkábban polikristályos kvarc, intermedier, feltehetően andezites vulkanit kőzettörmelék (~30%) és néhol szericitesedett, de általában jó megtartású, léces plagioklász (~10%) szemcséi építik fel. A plagioklászok alakja megegyezik a vulkanitszemcsékben található plagioklász kristályok habitusával. A szemcsék általában rosszul koptatottak, gyakran szögletesek, néhol háromszög vagy táblás, léces keresztmetszetűek, és csak néhány esetben érnek el közepes koptatottságot.

A mátrixban nagy mennyiségben fordul elő szericit, mely ellentétben az agyagpalával, a metaaleurolitban meglehetősen jól fejlett szemcsék formájában van jelen. Ezek a kristályaggregátumok az alapanyagban jól orientáltak helyezkednek el, azonban sávokba rendeződésük nem jellemző, inkább elszórtan jelentkeznek. A cement anyaga általában kvarc, kisebb mértékben agyagásványok és limonit. A kvarc szemcsék peremén optikailag folytonos továbbnövekedés szintén megfigyelhető, mely nagy nagytartásban az eredeti peremnél megjelenő nagyon apró szilárd és/vagy fluidumzárványsor miatt vehető észre. További másodlagos ásványok a klorit és a limonit, ezek előfordulása általában repedések, vagy foliációs síkok környezetében jellemzőek, a kőzet üde részein mennyiségük alárendelt.

A metaaleurolitban a másodlagos foliáció — mely a

többi kőzettípusban jelentős mértékű — alárendelt szerepű, a kissé finomabb szemcseméretű területeken jelenik meg, gyengén fejlett, megszakadó formában. A foliációra közel merőlegesen megjelenő ereket döntően kvarc, kisebb hányadukat klorit vagy limonit tölti ki. Az erek vastagsága 10–30 µm között változik.

A szürke metahomokkő mikroszkópi jellemzői

A Hh–1 fúrás vizsgált kőzetanyagában alárendelt a metahomokkő szerepe, mely általában kisebb, néhány cm-es lelencsék formájában, vagy ritkábban laminák anyagként, vékony rétegeket alkotva jelenik meg. A metahomokkő rosszul osztályozott, sok finomszemcsés mátrixot (~30%) tartalmazó, szövetileg és ásványtanilag éretlen, finomszemcsés metagrauwacke. A szemcsék koptatottsága rossz, a szemcsék gyakran szögletesek, rövid szállításra utalnak.

A szürke metahomokkő vázalkotó szemcséit uralkodóan monokristályos kvarc (~50–70%) alkotja (IV. tábla 2. kép), és csak néhány polikristályos szemcse fordul elő a mintákban. A kvarc szemcsék pereme többnyire „szaggatott” vonalú, átkristályosodott. Jellegzetes ásványtöredékként plagioklász (IV. tábla 4. kép) is megjelenik (~10%), ez a metaaleurolitban megjelenő plagioklászhoz hasonlóan általában léces megjelenésű, és szinte minden esetben poliszintetikus ikresedéssel (max. 3–4, közepes vastagságú ikerlemez szemcséenként) rendelkezik. További fő kőzetalkotó a vulkáni kőzettörmelék (IV. tábla 3. kép), mely általában felzites, mikroholokristályos alapanyag-fragmentum (~20%). A káliföldpátok hiánya ezekre a kőzetekre is jellemző, ahogyan az a finomszemcsés kőzettípusokban is megfigyelhető volt. Csillámok nem találhatók a törmelékes szemcsék között, valamint a szerves anyag mennyisége is kevés.

A foliáció ezekben a kifejlődésekben a legjobban fejlett, melyet az egész csiszolaton végig követhető vastag rozsdabarna (limonitos) domének definiálnak. A doménekben belül található szemcsékre nyomásárnyékban kvarc- és szericithalmazok kristályosodása jellemző. A foliációs domének peremén vékony sávban prehnit(?) jelenik meg, valamint néhány érben szálas-rostos, színtelen-olíva-zöld színű prehnitet azonosítottunk (III. tábla 5. kép). A prehnit jelenléte csupán az erekre és üregekre korlátozódik, a kőzet anyagában pedig csupán néhány foliációs domén peremén ismerhető fel. A cement anyaga ezekben a kifejlődésekben általában kvarc és agyagásványok, valamint szericit és alárendelten klorit.

A vörös, durvaszemcsés homokkőlelencsék mikroszkópi jellemzői

Az archivált csiszolatgyűjtemény 780,7 m, majd 777,8 m mélységből származó mintájában földpát utáni szericit pszeudomorfózákból, kvarcból és opacitosodott biotit lemezekből álló, 0,5–2,5 mm közötti szemcsemérettel jellemezhető, jól osztályozott, szemcsevázú, mátrixot felismerhetően nem tartalmazó, vörös-rózsaszínű homokkő azonosítható (I. tábla 7. kép és IV. tábla 5. kép). Ez a

korábban bemutatott szürke metagrauwacketól markánsan eltérő ásványos összetételű, illetve szövetű vörös homokkő makroszkóposan szinte minden fúrómagban megjelenik eltérő méretű lencsék formájában. A homokkővek közettani osztályozása alapján eredetileg kvarcban gazdag arkóza lehetett ez a kőzetváltozat, aminek földpáttartalma a képződményben *in situ* agyagásványosodott, ezáltal helyenként pszeudomátrixot alkot. A törmelék szemcsék közül legnagyobb mennyiségben vöröses árnyalatú (hematizált) földpát utáni pszeudomorfózák vannak jelen (~70–80%), melyek jellege és eredeti összetétele az átalakulás miatt nem határozható meg. A kvarc mennyisége 20–30% közötti. Színes szilikátként opacitosodott biotit jelenik meg, mely az átalakulás ellenére a hasadási irányokhoz viszonyítva még mindig egyes kioltást mutat. A mátrix mennyisége elhanyagolható.

A befoglaló agyagpala és a homokkőlencse határán erőteljes, jól fejlett foliáció jelenik meg, melyen néhol elmozdulás is felismerhető (II. tábla 3. és 5. kép). A foliáció mindkét kőzettípusban kimutatható, azonban a homokkőben néhány mm után elhal. Jellegzetessége, hogy a határon nagyon vastag foliációs felszín és az ezekhez kapcsolódó sűrűn elhelyezkedő vékonyabb, a határral hegyesszöget bezáró foliációs felszínek láthatók. Megjegyzendő, hogy a 777,8 m mélységből származó minta sokkal rosszabb megtartású, sokkal átalakultabb a kőzet.

A petrográfiai eredmények értelmezése

Munkánk során a Ny-Mecsek ÉNy-i előterében mélyült Horváthertelend–1 fúrás 22 archív vékonycsiszolatának petrográfiai vizsgálatát végeztük el. A petrográfiai megfigyelések alapján a képződményben két szövetileg és ásványos összetételében markánsan eltérő litológiai csoport található. A kőzettest nagyobb hányadát képviselő sötétszürke–fekete agyagpala–metaaleurolit–metagrauwacke törmelékanyaga döntően kvarc, intermedier vulkáni kőzettörmelék és plagioklász. Kisebb hányadát vörös arkóza kőzettípus képviseli, mely ásványtanilag kvarcból, földpát utáni agyagásványos pszeudomorfózából és opacitosodott biotitból áll. A vizsgált vékonycsiszolatok összefoglalása az I. táblázatban látható.

Mind a szürke törmelékes kőzetváltozatokban, mind a vörös homokkőlencsékhez kapcsolódva változó fejlettségű másodlagos foliáció jelenik meg, amelyhez helyenként elmozdulás társult (II. tábla 3. kép). A másodlagos foliációs szerkezetek további jellemzője az azokban megjelenő utólagos limonitos impregnáció, mely gyakran limonitos erekhez kapcsolódik. Ezek a szerkezetek uralkodóan az arkóza-lencsék határán jelennek meg, de gyakran tovább futnak a lencsék befoglaló kőzetben, ami arra enged következtetni, hogy korábbi nyomásoldódási varratok fellazulásával és limonitos átítatódásával keletkezettek. A vörös lencsék és

I. táblázat. A Horváthertelend–1 fúrás archív vékonycsiszolatainak összefoglaló táblázata

Table I. Summary table of the archive thin sections of the borehole Horváthertelend–1

Mélység (m)	Kőzettípus	Összetétel	Turmalin	Szöveti jellegzetességek
790,0	metagrauwacke	Qm>Qp+P+Lv±Ser	–	redő, mikrovető, pss
784,5	agyagpala	Qm+P+Ser	+	lamináció, mikrovető
780,9	agyagpala	Qm+P+Lv±Ser	+	redő, pss
780,7	arkóza	Qm>Qp+Ser (Földpát után)+Bt (opacitosodott)+Chl	–	pss, mikrovető
780,7	arkóza	Qm>Qp+Ser (Földpát után)+Bt (opacitosodott)+Chl	–	–
780,3	agyagpala	Qm+P ±Ser	+	mikrovető, pss
778,6	metagrauwacke	Qm>Qp+P+Lv±Chl±Ser	–	
777,8	arkóza	Qm>Qp+F+Ser (Földpát után)+Bt (opacitosodott)	–	pss, kvarcér
776,7	agyagpala	Qm>Qp+Lv+P+Ser+Chl	–	pss
776,5	metaaleurolit	Qm>Qp+P+Lv+Ser+Chl	–	kvarc-kloritér
776,0	agyagpala	Qm+P+Ser+Chl	–	pss
774,9	agyagpala	Qm+P+Ser+Chl	–	pss
774,6	agyagpala	Qm+P+Ser+Chl	+	pss
774,0	agyagpala	Qm+P+Ser+Chl	+	pss
773,8	agyagpala	Qm+P+Ser+Chl	–	pss
766,8	metaaleurolit	Qm>Qp+P+Ser+Chl	+	pss, kvarcér
761,7	agyagpala	Qm+P+Ser+Chl	+	
749,2	metagrauwacke	Qm>Qp+P+Lv+Ser+Chl	–	pss, kvarc-szericitér
748,4	metaaleurolit	Qm>Qp+P+Lv+Ser+Chl	–	pss
740,0	metagrauwacke	Qm>Qp+Lv+P+Ser+Chl	–	pss, prehnit-kvarcér
724,8	metagrauwacke	Qm>Qp+Lv+P+Ser+Chl	–	pss
720,0	metagrauwacke	Qm>Qp+Lv+P+Ser+Chl	–	pss, mikrovető

Rövidítések: Qm: monokristályos kvarc, Qp: polikristályos kvarc, P: plagioklász, F: földpát, Lv: vulkáni kőzettörmelék, Ser: szericite, Chl: klorit, pss: nyomásoldódási varratok.

Abbreviations: Qm: monocrystalline quartz, Qp: polycrystalline quartz, P: plagioclase, F: feldspar, Lv: volcanic rock fragment, Ser: sericite, Chl: chlorite, pss: pressure solution seams

a nagyobb klaszterek határán, valamint a kőzetben általánosan elterjedt másodlagos foliáció (II. tábla 3–5. kép), a gyakran gyűrűt belső szerkezet és az enyhén aszimmetrikus nyomásárnyék-szerkezetek, valamint az agyagos mátrixban orientált szericitkötegek a kőzetegyüttes tektonikus deformációjára utalnak (PASSCHIER & SIMPSON 1986, BLENKINSOP 2002, VAN DER PLUIJM & MARSHAK 2004, PASSCHIER & TROUW 2005, MASAKAZU et al. 2005). A foliációs felületek mentén szivárgó fluidumok hatása részben a földpátok erőteljes átalakulását, részben ásványkiválást okozhatott. Eredményeink alapján az agyagokban megjelenő sajátalakú turmalin, valamint a csupán erekben és azok közvetlen környezetében megjelenő prehnit a fluidummigráció bizonyítéka, ami hidrotermás hatást feltételez (FREY & ROBINSON 1999, HENRY & DUTROW 2012). Ennek vizsgálata azonban további célzott kutatást igényel.

A Hh–1 fúrás vizsgált mintáiban azonosított, a foliációs síkokat átmetsző mikrovetők (II. tábla 7. és 8. kép) szintén utalnak a deformáció jellegére. Az elmozdulások által elnyírt foliáció viszonylag gyorsan belesimul az elmozdulás síkjába, megőrizve annak meghatározóan töréses jellegét, azonban felismerhető az átmenet a folytonos deformáció felé. Ezek a szerkezetek, továbbá a másodlagos foliáció arra engednek következtetni, hogy bizonyos zónákban a deformáció kismértékben átmenetet mutat a töréses–képlékeny alakváltozás felé (BLENKINSOP 2002, VANDER PLUIJM & MARSHAK 2004, PASSCHIER & TROUW 2005, MANCKTELOW 2009).

A bemutatott petrográfiai eredményeket összehasonlítva a Szalatkai Agyagpala Formáció szakirodalomból ismert ásványos összetételével elmondható, hogy a szerves anyagban gazdag, szürke–fekete kőzetváltozat törmelékanyaga jól párhuzamosítható azzal. A Szalatkai Agyagpala jellemző kőzetalkotó ásványaihoz hasonlóan (ÁRKAI 1991, FÜLÖP 1994) a Hh–1 fúrás vizsgált szakaszára is a kvarc és az intermedier vulkáni kőzettörmelék túlsúlya, valamint a plagioklász földpát nagyobb mennyisége, a káliföldpát szórványos elterjedése jellemző, ami az irodalmi adatok tükrében hasonló jellegű lepusztulási területet sejtet a két képződmény esetében. A kőzetek mátrixában nagy mennyiségben található klorit és szericit ezt megerősíti. A Szalatkai Agyagpala jelentős klorit- és illittartalmára ÁRKAI (1991) és FÜLÖP (1994) hívta fel a figyelmet. A Hh–1 fúrás kőzetanyagának korábbi DTA vizsgálati eredményei szintén nagy mennyiségű illitet, valamint változó mennyiségű kloritot és goethitet mutattak ki a finomszemcsés kőzetekben (II. táblázat, MÁTHÉ 1986), ami összhangban van a vékonycsiszolatoknál tett megfigyelésekkel.

Fontos kiemelni, hogy a Hh–1 fúrás általunk vizsgált szakaszában megjelenő vörös homokkőlelencsék színe, szövete és ásványos összetétele (arkóza jelleg) azonban markáns különbséget mutat a Szalatkai Agyagpala (SZEDERKÉNYI 1975, ÁRKAI 1991, FÜLÖP 1994, ÁRKAI et al. 1995) ismert kifejlődéséhez képest, amiből ilyen jellegű kőzettípust nem írtak le. A Szalat-

naki Agyagpalából dokumentált, a korhatározás szempontjából kulcsfontosságú, egyenetlen, szilánkos, kagylós törésű kovapala (mikrokvarcit, lidit) betelepülések azonban a Hh–1 fúrás vizsgált rétegsorában nem jelentek meg, ami ismét lényeges eltérést jelent.

A korrelációt tovább nehezíti, hogy a Szalatkai Agyagpala jellemzőit bemutató szakirodalom szerint a képződmény mind a fedőjével, mind a fekéjével diszkordánsan érintkezik a Szalatkai-egységben (FÜLÖP 1994). A szilur kőzetegyüttesre eróziós és szögdiszkordanciával (meredek dőléssel) települnek a triász Jakabhegyi Homokkő Formáció kőzetei, a fekéi irányában viszont az erős töredezettség alapján tektonikus érintkezés feltételezhető (FÜLÖP 1994 és az általa hivatkozott irodalmak). A deformáció mikroszöveti bélyegeit azonban korábban nem vizsgálták, ezért a Szalatkai Agyagpala reambulációja nélkül a Hh–1 fúrás kérdéses szakaszával az összehasonlítás sem tehető meg.

A Hh–1 fúrásban feltárt kőzetösszetétel formáció szintű besorolásával kapcsolatos nehézségeket támasztja alá a korábbi vitritreflexió mérési eredményekre támaszkodó sikertelen korreláció (Mecsekérc Zrt., 1992, publikálatlan adatok). A Hh–1 fúrás 727,0–785,2 m tartományából származó 4 mintában az R_0 értékek 0,90–3,24% között szóróttak (= 0,625), átlaguk 2,05% (MÉSZÁROS 2013). A Szalatkai Agyagpala Formációról publikált vitritreflexió értékek (Szalatkai–3 fúrás, 407,0 m, $R_0 = 4,86 \pm 0,50\%$, 5 db szemcsén mérve, MÁFI adatok, a méréseket LACZÓ Ilona végezte, in BARABÁSNÉ STUHL 1988; továbbá $R_{\max} = 6,616\%$, $R_{\min} = 1,087\%$, ÁRKAI 1991) jóval nagyobbak, már kis hőmérsékletű metamorf hatást mutatnak, ahogyan azt ÁRKAI (1991) klorit-kristályossági vizsgálattal bizonyította.

Összegezve a fenti eredményeket megállapítható, hogy a Hh–1 fúrásban feltárt, a paleozoos (szilur) Szalatkai Agyagpala Formációval azonosított kőzetösszetétel nagyobb hányadát képviselő sötétszürke–fekete agyagpala–metaaleurolit–metagrauwacke ásványos összetételében rokon-ságot mutat a Szalatkai Agyagpala jellemző kőzeteivel, de a 720 m és 790 m közötti fúrási szakaszban megjelenő vörös arkóza és a változó mértékű deformációs események szerkezetmódosító hatása miatt a korreláció nehézkes. A rétegtani besorolás és a korreláció érdekében egyrészt a Hh–1 fúrás paleozoos(?) alaphegységi rétegsorának komplex kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata szükséges, másrészt a Szalatkai Agyagpala Formáció rendelkezésre álló fúrómaganyagának és vékonycsiszolatainak revízióját kell elvégezni.

II. táblázat. A Horváthertelend-1 fúrás differenciál termoanalízis (DTA) elemzési eredménye (MÁTHÉ 1986)

Table II. Results of the differential thermal analysis (DTA) of the core Horváthertelend-1 (MÁTHÉ 1986)

Mélység (m)	Adszorptív víz (%)	Szerves anyag (%)	Goethit vagy magnetit (%)	Illit (hidrocsillám) (%)	Klorit (%)	Kalcit (%)	Σ (%)
729,5	0,6	1,0	5,9	29,4	7,0	1,4	45,3
780,7	0,8	0,8	-	25,2	9,8	-	36,6
785,2	0,4	1,0	-	33,6	2,8	1,8	39,6

Következtetések

A Horváthertelend–1 fúrás archív vékonycsiszolatainak vizsgálata alapján a közzettestben megjelenő sötét, redukzív kifejlődések ásványos összetételének figyelembevételével nem zárható ki a rokonság a Szalatkai Agyagpala Formációval, azonban az itt megjelenő vörös arkóزالencsék egyáltalán nem ismertek a Szalatkai Agyagpala rétegsorában.

A vörös másodlagos foliációs felületek tektonikus hatásra kialakult elválási felületek, melyek nem azonosíthatók az üledékes réteggel. A vörös, oxidatív körülményeket mutató szigmoidális arkóزالencsék megjelenése a fekete, redukzív körülményeket mutató kőzettípusokban továbbra is kérdéses, és üledékes eredettel nehezen magyarázható.

A képződmény a vörös lencsék megjelenése miatt a törmelékes összetétel ellenére sem azonosítható egyértelműen a Szalatkai Agyagpala Formációval. A mikroszerkezeti bélyegek a közzettest kistokú, nagyon kistokú metamorfózisára utalnak. Ha figyelembe vesszük a rétegsorban megjelenő, még mikroléptékben is megfigyelhető közzetani változatosságot és deformációt, akkor látható, hogy a képződményt nem kezelhetjük egyszerű üledékes közzettest-

ként, és a Szalatkai Agyagpala Formációval történő azonosítása további körülmények vizsgálatát igényel.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti Dr. M. TÓTH Tivadart (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közzetani Tanszék) munkánk elkészítéséhez szükséges feltételek biztosításáért, Dr. SZAKMÁNY Györgyöt (ELTE Közzetani-Geokémiai Tanszék), hogy rendelkezésünkre bocsájtotta a közzetmintákat, valamint Dr. KOROKNAI Balázst a tanulmány alapjául szolgáló BSc szakdolgozat elkészítése során nyújtott hasznos tanácsaiért. A kézirat lektorálásáért Dr. SZAKMÁNY Györgynek és Dr. KOROKNAI Balásznak szeretnénk köszönetet mondani.

Ez a munka az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (OTKA) PD 83511 nyilvántartási számú téma keretein belül (vezető kutató: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával (BO/27/11, RAUCSIKNÉ VARGA Andrea) továbbá a Mecsek-érc Zrt. engedélyével készült.

Irodalom — References

- ÁRKAI P. 1991: Kis hőmérsékletű regionális metamorfózis. — *Kézirat*, Doktori értekezés, Budapest, 190 p.
- ÁRKAI, P., LANTAI, CS., NAGY, G. & LELKES-FELVÁRI, GY. 1995: Biotite in a Paleozoic metagreywacke complex, Mecsek Mountains, Hungary: Conditions of low-T metamorphism deduced from illite and chlorite crystallinity, coal rank, white mica geobarometric and microstructural data. — *Acta Geologica Hungarica* **38/4**, 293–318.
- BARABÁS A. 2010: A délkelet-dunántúli hidrogenetikus uránérctelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük. — *Kézirat*, Doktori értekezés, Pécs, 170 p.
- BARABÁSNÉ STUHL, Á. 1988: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. — *Kézirat* *jelentés*, MÉV Adattár (J–3278/IV), 301 p.
- BLENKINSOP, T. 2002: *Deformation Microstructures and Mechanism in Minerals and Rocks*. — Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.
- CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum–Paleogén*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest 328 p.
- ENGENDLER, T. & MARSHAK, S. 1985: Disjunctive cleavage formed at shallow depth in sedimentary rocks. — *Journal of Structural Geology* **7**, 327–343.
- FREY, M. & ROBINSON, D. 1999: *Low-grade Metamorphism*. — Blackwell Publishing Ltd., Oxford, 328 p.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GYALOG L. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 171 p.
- HAAS, J. 2001: *Geology of Hungary*. — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.
- HENRY, D., J., & DUTROW, B., L. 2012: Tourmaline at diagenetic to low-grade metamorphic conditions: Its petrologic applicability — *Lithos* **154**, 16–32.
- KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlemények* **140/2**, 445–468
- MANCKTELOW, N. S. 2009: Fracture and flow in natural rock deformation. — *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* **29**, 29–35
- MASAKAZU, N., KAZUHIROK, T. & SHIRO, T. 2005: Kinematic analysis of sinistral cataclastic shear zones along the northern margin of the Mino Belt, central Japan. — *Journal of Asian Earth Sciences* **24**, 787–800.
- MÁTHÉ Z. 1986: A Horváthertelend–1 számú fúrás földtani dokumentációja. — *Kézirat MECSEKÉRC Zrt. Adattár*, Pécs, 4 p.
- MÉSZÁROS E. 2013: A Szalatkai Agyagpala Formáció közzetani vizsgálata a Horváthertelend–1 fúrásban — BSc szakdolgozat, Szeged, 52 p.
- ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — *Földtani Közlemények* **94**, 3–9.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. — *Journal of Structural Geology* **8**, 831–843.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. — Springer-Verlag, Berlin, 364 p.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, E. P. & SIEVER, R. 1987: *Sands and Sandstones*. — Springer-Verlag, Berlin, 553 p.

- SIPOS, P., NÉMETH, T. & MÁTHÉ, Z. 2010: Preliminary results on the Co, Sr and Cs sorption properties of the analcime-containing rock type of the Boda Siltstone Formation — *Central European Geology* **53/1**, 67–78.
- SZEDERKÉNYI T. 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozoós képződményeinek ritkalelem-kutatása. — Kézirat, Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI T. 1997: Tiszai egység (Tisia összetett terrén) magyarországi részének metamorf képződményei és korrelációjuk. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 298 p.
- VAN DER PLUUM, B. A. & MARSHAK, S. 2004: *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. 2nd edition — W. W. Norton & Company, New York, 656 p.
- VARGA, A., RAUCSIK, B. & SZAKMÁNY, GY. 2012: On possible origin of background content of heavy metals and metaloids in the subsurface pennsylvanian Tésény Metasandstones, SW Hungary — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/3**, 211–218.

Kézirat beérkezett: 2015. 01. 28.

I. tábla — Table I

Kőzettípusok jellemző szöveti képei a Hh-1 fúrásban — *Thin-section photomicrographs of characteristic fabrics in the core Hh-1*

1. Aleurolitklastt irányított agyagos mátrixban, 774,9 m (+N). Rövidítés: Ser: szericit, 2. Homokos agyagpala kloritos-limonitos cementtel, 766,8 m (1N), 3. Agyagpala vulkanitklasttokkal, 776,7 m (1N). Rövidítések: Lv: vulkanitszemcse, Fol: foliáció, 4. Jól fejlett másodlagos foliáció metagrauwackében. A bal sarokban egy mikrovető látható. 720 m (1N), 5. Kvarcgazdag metagrauwacke, 720 m (+N). Rövidítés: Qm: monokristályos kvarc, 6. Gyűrt agyagpala, metaaleurolit és metagrauwacke laminák, 790 m (1N). Rövidítés: Lm: metamorf szemcse, 7a-b. Vörös arkózalencse földpát utáni pseudomorfózásával (Pseu) és opacitot biotit (Bt), 780,7 m (1N és +N).

1. Metasiltstone clast in oriented matrix, 774,9 m, (+N). Abbreviation: Ser: sericite, 2. Chlorite-limonite cemented sandy slate, 766.8 m, (PPL), 3. Slate with volcanic clasts, 776.7 m, (PPL). Abbreviations: Lv: volcanic rock fragment, Fol: foliation, 4. Well-developed disjunctive cleavage in metagrauwacke. In the left corner a microfault is shown, 720 m, (PPL), 5. Quartz-rich metagrauwacke sample, 720 m, (+N). Abbreviation: Qm: monocrystalline quartz, 6. Folded slate, metasiltstone and metagrauwacke laminas, 790 m, (PPL). Abbreviation: Lm: metamorphic rock fragment, 7a-b. Red arkose lens with opacitic biotite (Bt) and pseudomorphs after feldspar (Pseu), 780 m (PPL and +N).

II. tábla — Table II

Deformációs szerkezetek a Hh-1 fúrásban — *Thin-section photomicrographs of deformational structures in the core Hh-1*

1. Agyagpala vulkanitszemcsékkel és másodlagos foliációval, 776,7 m (1N). Rövidítések: Fol: foliáció, Lv: vulkanitszemcse, 2. Irányított szericit sávok egy aleurolitklastt körül, 774,6 m, (+N). Rövidítés: Ser: szericit, 3. Másodlagos foliáció arkózalencse és agyagpala határán, 780,7 m (1N). Rövidítés: Ark: arkóza, 4. Másodlagos foliációs sávok arkózadomének között, 780,7 m (1N), 5. Másodlagos foliáció agyagkőben, 780,7 m (1N), 6. Gyűrt agyagpala, metaaleurolit és , etahomokkó laminák, 790 m (1N), 7. Mikrovető metagrauwackében, 720 m (1N), 8. Mikrovető klorittal, 720 m (1N)

1. Slate with volcanic rock fragments and disjunctive cleavage, 776.7 m (PPL). Abbreviations: Fol: foliation, Lv: volcanic rock fragment, 2. Oriented sericite bands around siltstone clast, 774.6 m (+N). Abbreviation: Ser: sericite, 3. Disjunctive cleavage on the contact of slate and arkose lens, 780.7 m (PPL). Abbreviation: Ark: arkose, 4. Disjunctive cleavage bands between arkose domains, 780.7 m (PPL), 5. Disjunctive cleavage in slate, 780.7 m (PPL), 6. Folded slate, metasiltstone and metasandstone laminas 790 m (PPL), 7. Microfault in metagrauwacke, 720 m (PPL), 8. Microfault with chlorite, 720 m (PPL)

III. tábla — Table III

Autigén és epigén ásványok a Hh-1 fúrásban — *Authigenic and epigenic minerals in the core Hh-1*

1a-b. Kékeszöld-sötétzöld epigén turmalin agyagpalában, 774 m (1N és +N). Rövidítés: Tur: turmalin, 2a-b. Zónás epigén turmalin agyagpalában, 761,7 m (1N és +N), 3. Epigén turmalin agyagpalában, 766,8 m (+N), 4. Léces opak ásvány foliációs doménben, 776,7 m (1N), 5a-b. Érkítő prehnit metagrauwackében, 740 m (1N és +N). Rövidítések: Lim: limonit, Prh: prehnit, Qtz: kvarc

*1a-b. Bluish-green-dark green epigenic tourmaline in slate, 774 m (PPL and XN). Abbreviation: Tur: tourmaline
2a-b. Zoned epigenic tourmaline in slate, 761.7 m (PPL and +N), 3. Epigenic tourmaline in slate, 766.8 m (+N)
4. Lath-like opaque mineral in cleavage domain, 776.7 m (PPL), 5a-b. Vein-filling prehnite in metagrauwacke, 740 m (PPL and XN). Abbreviations: Lim: limonite, Prh: prehnite, Qtz: quartz*

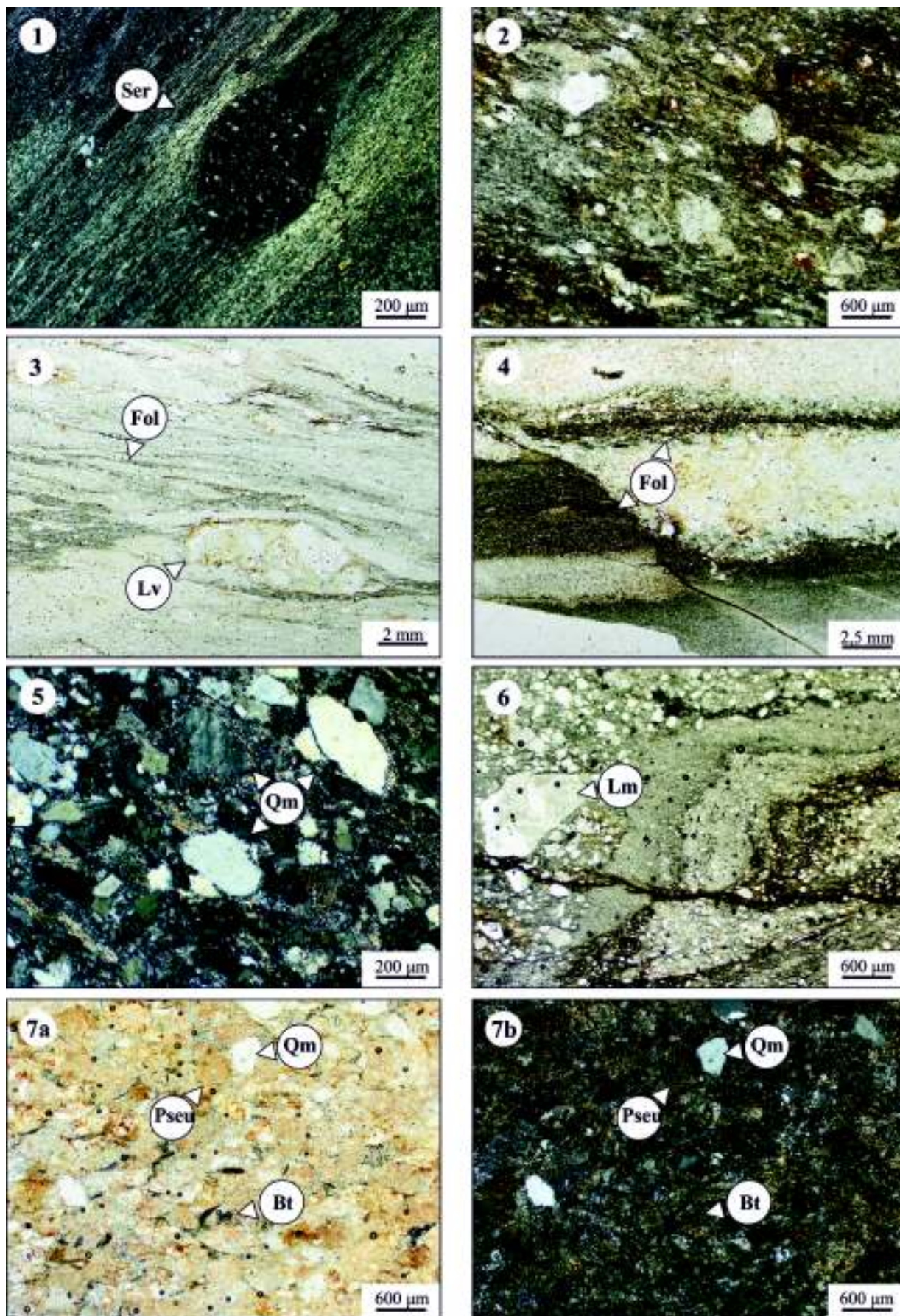
IV. tábla — Table IV

Jellegzetes szemcsetípusok a Hh-1 fúrásban — *Thin-section photomicrographs of characteristic clast types in the core Hh-1*

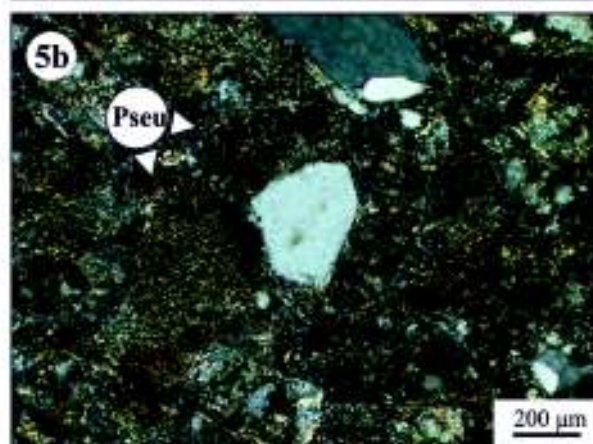
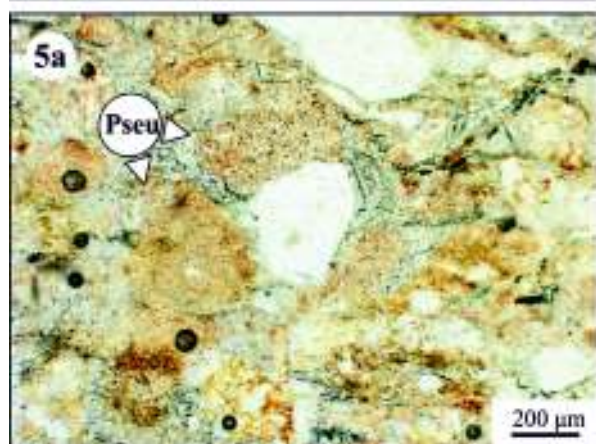
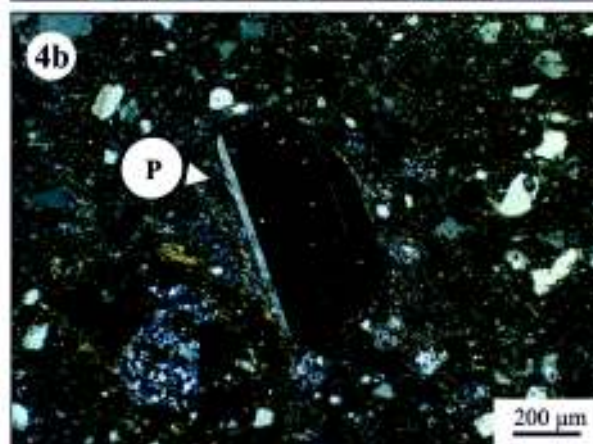
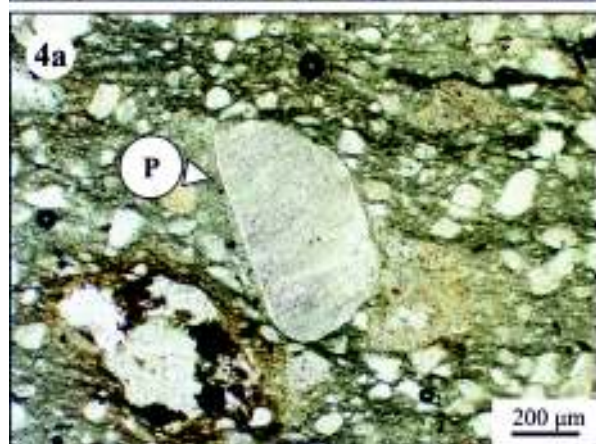
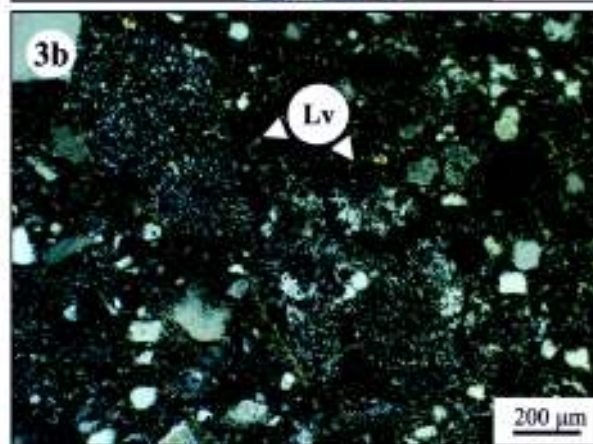
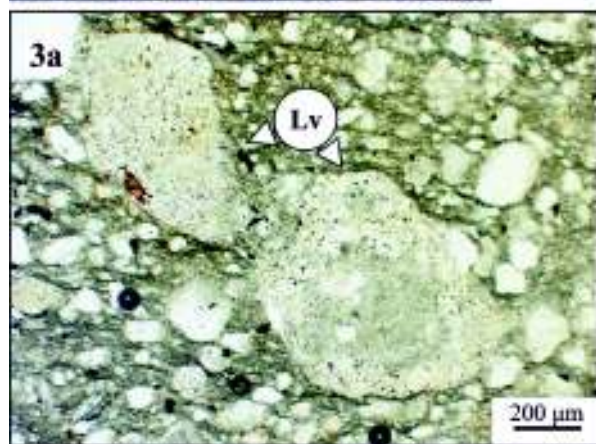
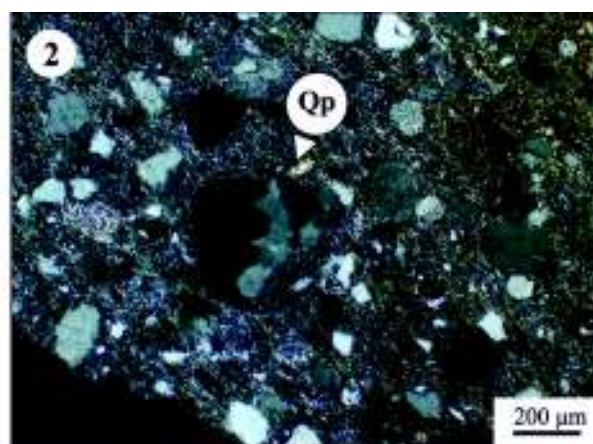
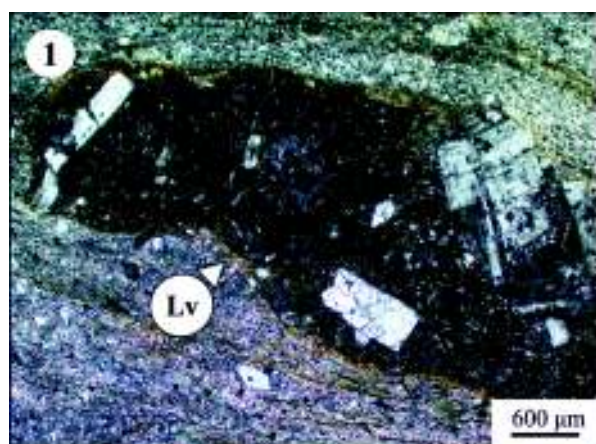
1. Intermediér vulkanitszemcse (Lv) plagioklász fenokristályokkal agyagpalában, 776,7 m, (+N), 2. Kvarc szemcsék metagrauwackében, 790 m. (+N). Rövidítés: Qp: polikristályos kvarc, 3a-b. Vulkanitszemcsék metagrauwackében, 790 m (1N és +N), 4a-b. Plagioklász szemcse metagrauwackében, 790 m (1N és +N) 5a-b. A vörös arkóza jellegzetes szemcsetípusai, 780,7 m (1N és +N)

1. Intermediate volcanic rock fragment (Lv) with plagioclase phenocrysts in slate, 776.7 m, (+N), 2. Quartz grains in metagrauwacke, 790 m, (+N). Abbreviation: Op: polycrystalline quartz, 3a-b. Volcanic rock fragments in metagrauwacke, 790 m (PPL and +N), 4a-b. Detrital plagioclase in metagrauwacke, 790 m (PPL and +N), 5a-b. Characteristic grain types of the red arkose, 780.7 m (PPL and +N)

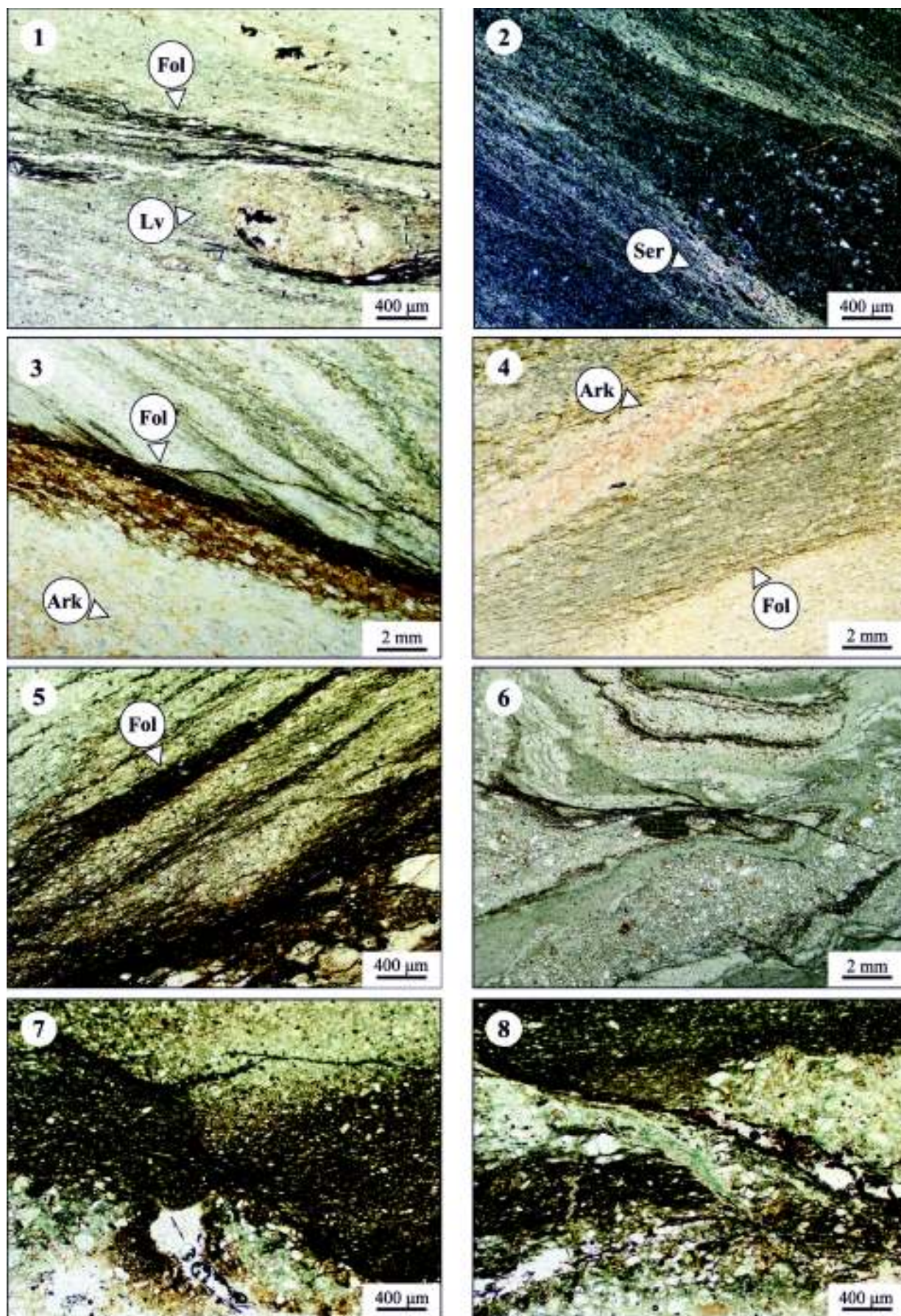
I. tábla — Plate I



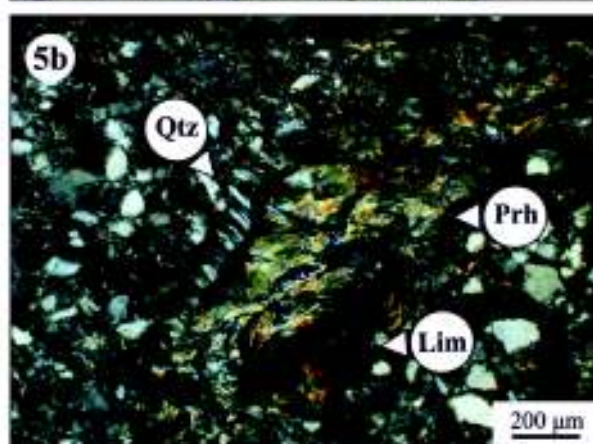
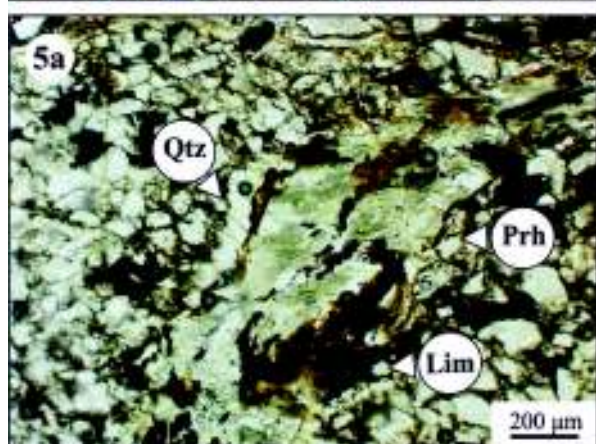
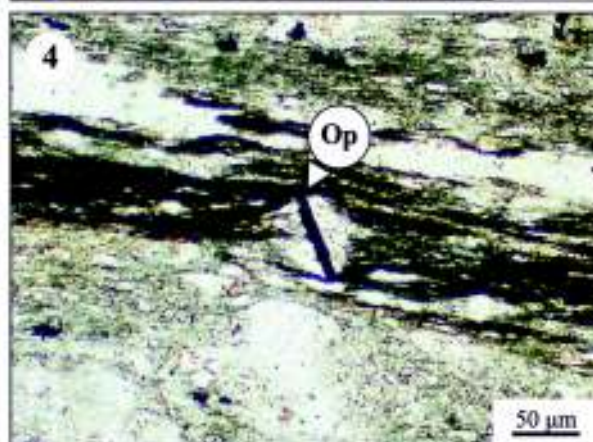
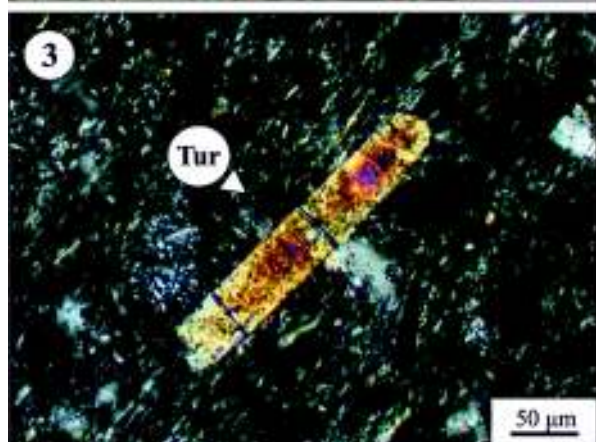
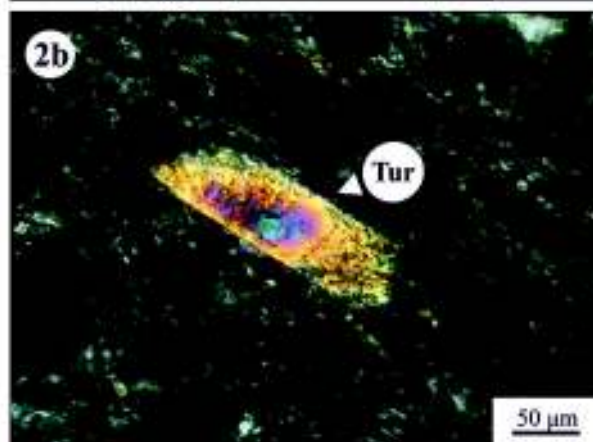
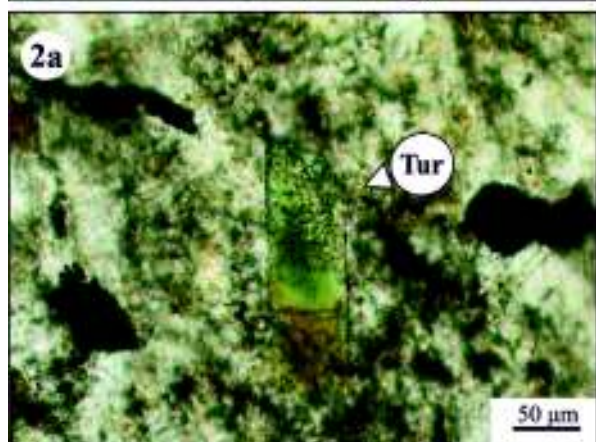
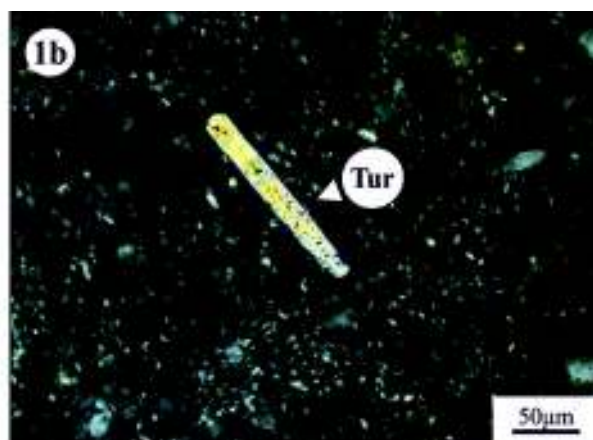
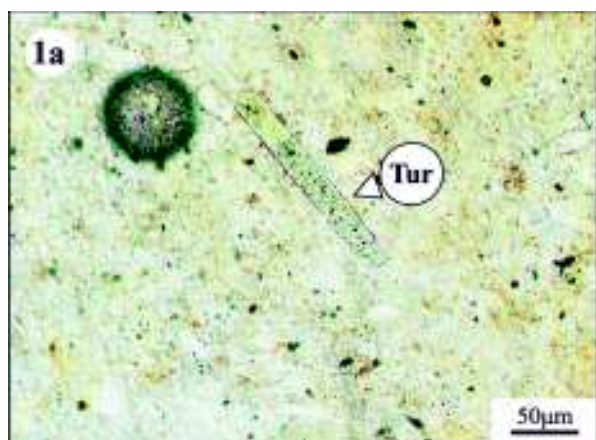
II. tábla — Plate II



III. tábla — Plate III



IV. tábla — Plate IV



Amfibolok petrogenetikai jelentősége a Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteiben

ALMÁSI Enikő Eszter^{1*}, BATKI Anikó^{1,2}, KISS Balázs^{1,2}

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

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

*levelező szerző, e-mail: almasieniko@geo.u-szeged.hu,

Petrogenetic significance of amphiboles in ultramafic cumulates from the Ditrău Alkaline Massif

Abstract

Amphiboles are the main rock-forming minerals in the ultramafic cumulates of the Ditrău Alkaline Massif, Eastern Carpathians, where they appear both as cumulus and intercumulus phases. In olivine-pyroxene hornblende amphibole represents an intercumulus phase, in plagioclase-bearing pyroxene hornblende it is both intercumulus and cumulus phases, while in plagioclase-bearing hornblende it becomes a cumulus phase.

We used the composition of amphiboles to estimate the pressure and temperature conditions of their crystallization. The best results were given by the thermobarometer calibrated also for alkaline systems. Cumulus and intercumulus amphiboles of the Ditrău ultramafic cumulates are supposed to have crystallized at mid to lower crust levels in ~25 km depth indicated by the calculated crystallization temperature and pressure of 900–1050 °C and 6±1 kbar, and 950–1050 °C and 7±1 kbar, respectively, from a magma containing 6–7% H₂O. Based on their composition, the amphiboles are inferred to have crystallized from a Si-undersaturated, differentiated basaltic-basanitic melt. Intercumulus amphiboles and the enclosed olivine and clinopyroxene cumulus crystals of the Ditrău ultramafic cumulates crystallized from a more primitive melt (mg#amp=0.46–0.48; mg#ol=0.43–0.46; mg#cpx=0.42–0.58), while cumulus amphibole phases were formed from a more fractionated melt (mg#=0.24–0.33).

Keywords: amphibole, thermobarometry, ultramafic cumulate rock, hornblende, Ditrău Alkaline Massif

Összefoglalás

A Ditrői alkáli masszívum (Keleti-Kárpátok) ultramafikus kumulátumközeteinek (olivin-piroxén hornblenditek, plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditek és plagioklász-tartalmú hornblenditek) fő közetalkotó ásványa az amfibol, amely kumuluszfázisként és interkumuluszfázisként egyaránt megjelenik. Az olivin-piroxén hornblenditekben az amfibol interkumuluszfázis, a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditekben az interkumulusz- és kumuluszfázis is, míg a plagioklász-tartalmú hornblenditekben a kumuluszfázis.

Az amfibolok kristályosodási nyomás- és hőmérsékletviszonyainak becslésére termobarometriai számításokat végeztünk. Az alkáli rendszerekre is kalibrált termobarométerrel kapott eredmények alapján a kumulusz amfibolok 6±1 kbar nyomáson és 900–1050 °C hőmérsékleten, míg az interkumulusz amfibolok 7±1 kbar nyomáson és 950–1050 °C-on jöttek létre. Mindkét amfibolcsoport 6–7 t% H₂O-t tartalmazó olvadékból kristályosodott középső–alsó kéreg régióban, kb. 25 km mélységben. Kémiai összetételük azt bizonyítja, hogy Si-telítetlen differenciált bazalt–bazanitos olvadékból származnak. A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek interkumulusz amfiboljai és az általuk bezárt olivin és klinopiroxén kumulusz-kristályok primitívebb olvadékból (mg#amp=0,46–0,48; mg#ol=0,43–0,46; mg#cpx=0,42–0,58), míg a kumulátum amfibolok egy frakcionáltabb olvadékból kristályosodtak (mg#=0,24–0,33).

Tárgyszavak: amfibol, termobarometria, ultramafikus kumulátumközlet, hornblendit, Ditrői alkáli masszívum

Bevezetés

A mafikus és ultramafikus kumulátumok fontos információt hordoznak a magmafejlődés mélybeli folyamatairól, körülményeiről (pl. NEUMANN et al. 2000; DAVIDSON et al.

2007; TIEPOLO & TRIBUZIO 2008; TIEPOLO et al. 2011, 2012; LAROCQUE & CANIL 2010; AZZONE et al. 2013; LARREA et al. 2014), Az amfibolban gazdag kumulátumok különösen fontosak, mivel a magmás differenciáció során kulcsszerepük lehet mind a kémiai összetétel, mind a magma illótartal-

mának alakulásában (pl. DAVIDSON et al. 2007, LAROCQUE & CANIL 2010, TIEPOLO et al. 2011). Az amfibol kémiai összetétele érzékenyen reagál a hőmérséklet, nyomás, redox viszonyok, illótartalom és, az olvadékösszetétel változására (pl. RUTHERFORD & HILL 1993, SCAILLET & EVANS 1999, BACHMANN & DUNGAN 2002, RIDOLFI et al. 2010), így az amfibolok részletes vizsgálatával nyomon követhetjük a magmás rendszerben végbement folyamatokat és a magmafejlődés körülményeit. Az amfibol összetételén alapuló termobarometerek (pl. JOHNSON & RUTHERFORD 1989, ANDERSON & SMITH 1995, RIDOLFI et al. 2010) lehetővé teszik a magmafejlődés körülményeinek számszerűsítését és a magmatározó-rendszerek felépítésének megismerését.

A Ditrói alkáli masszívum [DAM] amfibolban gazdag ultramafikus kőzetei kumulátumot képviselnek (MOROGAN et al. 2000, PÁL-MOLNÁR 2000, PÁL-MOLNÁR et al. in press).

A kumulátumok a kristályok akkumulálódása során jönnek létre (WAGER et al. 1960). Kialakulásuk a kristályoknak az olvadéktól történő elkülönüléséhez köthető az elsődleges magmában. A kumulátumkőzeteket két fő összetevő alkotja: a kumulált fázis (az angol cumulus crystal kifejezés után a továbbiakban kumulusz-kristály) és az interkumulusz-fázis (a további használatban az angol intercumulus crystal után interkumulusz-kristály). Az elsődleges magmából először kiváló kristályok a kumulusz-kristályok. Az interkumulusz-kristály a kumulusz-fázisok közötti szemcseközi térben, a kumulusz-fázisok kristályosodása utáni frakcionálódott olvadékból, vagyis az interkumulusz-olvadékból alakul ki. A DAM ultramafikus kumulátumkőzeteivel (hornblenditekkal) kapcsolatos korábbi kutatások eredményei meggyeznek abban, hogy ezek a kőzetek a masszívum fejlődésének korai szakaszában jöttek létre, de keletkezési körülményeik vitatottak. STRECKEISEN (1938) szerint a masszívum hornblenditjei egy alkáli gabbrós olvadékból jöttek létre. Szintén STRECKEISEN (1960) a hornblenditek kialakulását alkáli szienit szülőmagma frakcionált kristályosodási — „in situ” differenciációja során elsőként elkülönült — összetevőiként értelmezte. KRÄUTNER & BINDEA (1995, 1998) szerint a hornblenditek képződése olivin-tartalmú piroxenitekhez köthető. Ezeket a piroxeniteket ultramafikus felső köpeny xenolitokként értelmezték. Véleményük szerint ezeket a köpeny eredetű kőzeteket egy felemelkedő gabbró típusú magma szállította a kéregbe. Kéreg körülmények között a magma részlegesen hidratálódott, és a benne lévő xenolitok is metasomatikus átalakulást szenvedtek, amfibolosodtak és részlegesen vagy teljesen átalakultak hornblenditté. PÁL-MOLNÁR (1998, 2000) szerint a hornblenditek alkáli-szubalkáli, lemezen belüli kőzetek, amelyek utólagos folyamatok során Na-ban dúsultak és erős alkáli (miaszkitos) jelleget kaptak. MOROGAN et al. (2000) szerint az ultramafikus kőzetek egy autolitot képviselnek és elsődleges kumulátumból származnak.

Az alpi takaróképződés során a masszívum elnyíródott eredeti helyzetéből, a nyírási zóna mélysége (Bukovinai-takará síkja) kb. 2000 m. A masszívumban mélyített kutatófúrások nem érték el a Bukovinai-takará alatti Szubbukovinai-takarót (PÁL-MOLNÁR 2000, 2010a). Ennek eredmé-

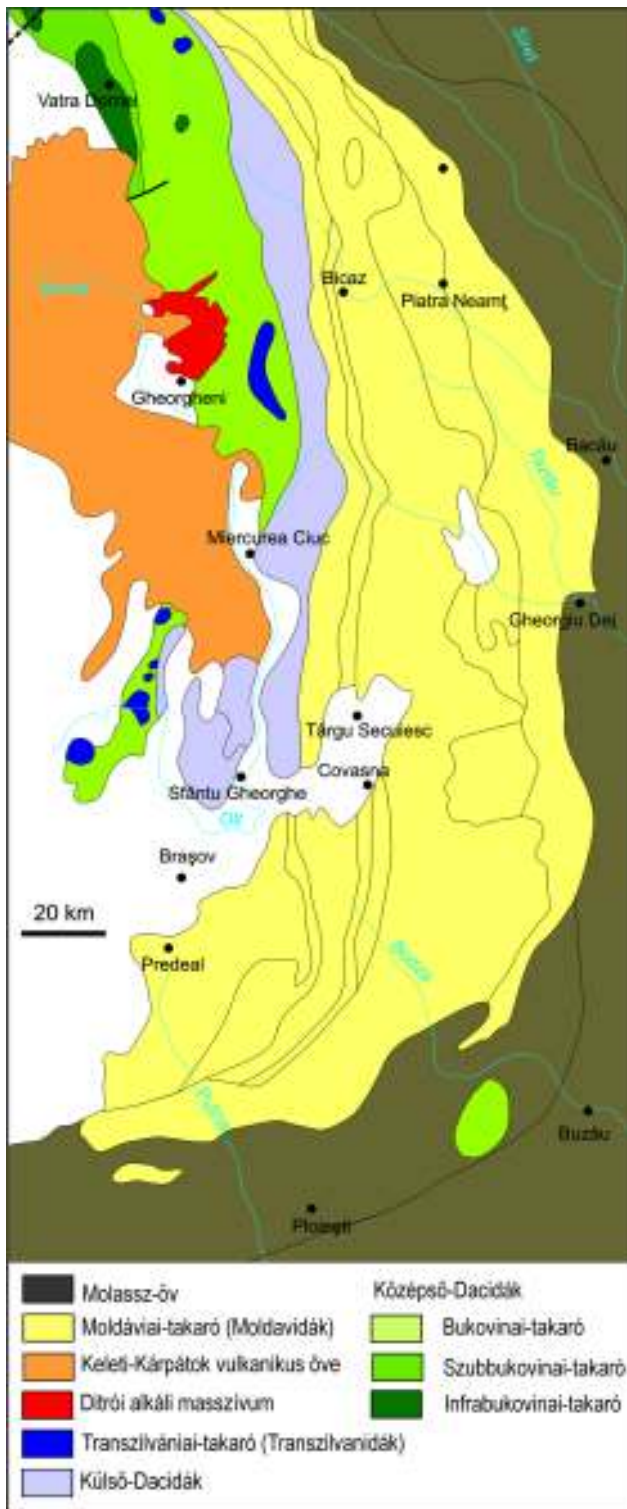
nyeként bármilyen információ az eredeti összlet mélységét illetően csak termobarometriai számításokból származhat. Kutatásunk célja, hogy a DAM ultramafikus kumulátumkőzeteit alkotó amfibolok átfogó szöveti, geokémiai és termobarometriai vizsgálatával meghatározzuk ezeknek a kőzetek keletkezési körülményeit (p-T) és a kőzeteket létrehozó olvadék összetételét, amelyek hozzájárulnak a DAM közel 180 éve tisztázatlan kialakulásának pontosabb megismeréséhez.

Földtani háttér

A Ditrói alkáli masszívum a Keleti-Kárpátok kristályos zónájának déli részén található. A Kelemen–Görgény–Hargita neogén–kvarter mészkalkáli vulkáni vonulattól keletre, a Bukovinai-takará prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre (SÂNDULESCU 1984; KRÄUTNER & BINDEA 1995, 1998; PÁL-MOLNÁR, 2010a) (1. ábra). A masszívumot a vulkáni ívhez köthető andezites piroklasztitok és lávafolyamok, illetve a Gyergyói- és Orotvai-medence fiatal (pliocén–pleisztocén) üledékei fedik. A DAM egy allochton test, amely az alpi Bukovinai-takará része (CODARCEA et al. 1957; KRÄUTNER & BINDEA 1995, 1998; PÁL-MOLNÁR 2010a).

A masszívum felszínén látható részének átmérője ÉNy–DK irányban 19 km, DNy–ÉK irányban 14 km, területe a határvonalakkal együtt megközelítőleg 200 km². Keletkezése a középső triász Meliata–Hallstatti-óceán kinyílásához (riftesedéséhez) köthető (HOECK et al. 2009, PÁL-MOLNÁR 2010, PÁL-MOLNÁR et al. in press), kora K-Ar koradatok alapján 196±6 (BAGDASARIAN 1972), illetve 216±8,8 és 237±9,1 millió év (PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 1995).

A DAM kőzettanilag nagyon változatos felépítésű alkáli magmás komplexum: ultrabázitok, gabbrók, dioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszenitek, szienitek, nefelinszenitek, kvarcszenitek, alkáliföldpát szienitek, gránitok és az ezeket átszelő lamprofir- és tinguaittelérek építik fel. Az ultramafikus kumulátumkőzetek a masszívum É-i, ÉNy-i részén — a Csibi Jakab-patak és a Tászk-patak között — gabbrókkal és dioritokkal együtt (Tarnița Komplexum; PÁL-MOLNÁR 1992, 1994a, 2000) bukkannak a felszínre (PÁL-MOLNÁR 1994b). A kumulátumkőzetek a gabbrókban és dioritokban lencse alakban és tömbök formájában vannak jelen. Szabálytalan kőzettestekről van szó, amelyek a szomszédos kőzetek felé is fokozatos átmenetet mutatnak. A kumulátumkőzetek mérete néhány cm-től a több száz méterig terjedhet (2. ábra). A bezáró gabbró-diorit (főleg diorit) kőzetek és a kumulátumok között ásványos összetételben nincs nagy különbség, az ásványok mennyiségi arányának változása akár kézipéldány szintjén is több kőzet-típust eredményezhet (Tarnița Komplexum). Az ultramafikus kumulátum, gabbró, diorit, monzodiorit, monzonit, kvarcmonzonit, szienit, kvarcszenit és gránit kőzetek egymáshoz viszonyított térbeli helyzete az Orotva-patak mentén — Ny–K irányban — 9 km-en át követhető (1. később 3. ábra). Ez, egyrészt azt jelenti, hogy a masszívum északi részének kőzetsorozata kibillent eredeti helyzetéből,



1. ábra. Alpi tektonikai egységek a Keleti-Kárpátokban (PÁL-MOLNÁR 2010, SÁNDULESCU et al. 1981 után módosítva)

Figure 1. Alpine structural units of the Eastern Carpathians (PÁL-MOLNÁR 2010 modified after SÁNDULESCU et al., 1981)

másrészt az ultramafikus kumulátumközetek eredeti helyzetükben vannak és a magmatározó rendszer alsó részét képezik. A terepi szerkezeti kép a gravitációs akkumuláció folyamatát erősíti.



2. ábra. A Ditrău alkáli masszívum ultramafikus kumulátum köze-
teinek megjelenése a Tarnița Komplexumban (Felső-Pietrăriei-
patak, Orotva)

Figure 2. Field relationship of the ultramafic cumulate rocks from the
Tarnița Complex, Ditrău Alkaline Massif (Pietrăriei de Sus Creek,
Jolotca)

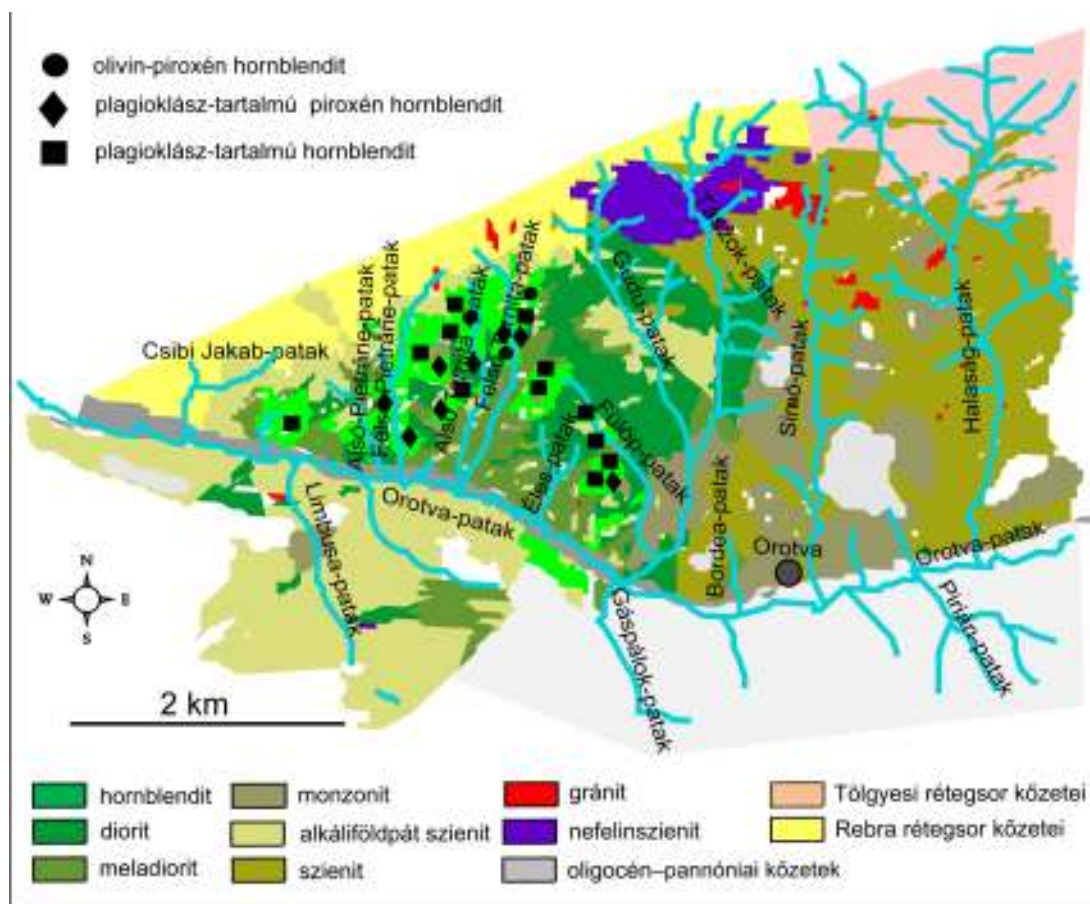
Alkalmazott vizsgálati módszerek

A vizsgált kőzetmintákat a masszívum É-i, ÉNy-i részéről (Tarnița Komplexum; PÁL-MOLNÁR 2000), a Csibi-Jakab (Cibi-Jacob)-, Alsó-Pietrăriei (Pietrăriei de Jos)-, Felső-Pietrăriei (Pietrăriei de Sus)-, Alsó-Tarnica (Tarnița de Jos)-, Felső-Tarnica (Tarnița de Sus)-, Orotva (Jolotca)-, Fülöp (Filep)- és Éles (Ascuțit)-patak völgyéből gyűjtöttük (3. ábra). Az 55 minta vékonycsiszolati vizsgálatát a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük.

A petrográfiai vizsgálatok alapján 17 reprezentatív mintát választottunk ki a kőzetekből geokémiai elemzésekhez. A minták egy részének (hat minta) teljes kőzet főelem összetételét a Stockholmi Egyetem Geológiai Tanszékén Finnigan MAT Element tömegspektrométerrel (HR-ICP-MS módszerrel), míg nyomelem- és ritkaföldfém-tartalmukat Varian Vista AX spektrométerrel (ICP-AES módszerrel) határoztuk meg. Nyolc kőzetminta fő- és nyomelem geokémiai összetételének meghatározása az Edinburghi Egyetem Földtudományi Intézetében, Panalytical PW2404 hullámhosszdiszperzív XRF-fel történt, valamint három minta esetében a teljes kőzet-geokémiai vizsgálatok az AcmeLabs Ltd. akkreditált vancouveri (Kanada) laboratóriumában készültek (ICP-MS). Az eredmények ellenőrzése belső és nemzetközi standardokkal zajlott.

Az optikai mikroszkópos vizsgálatokat pásztázó elekt-

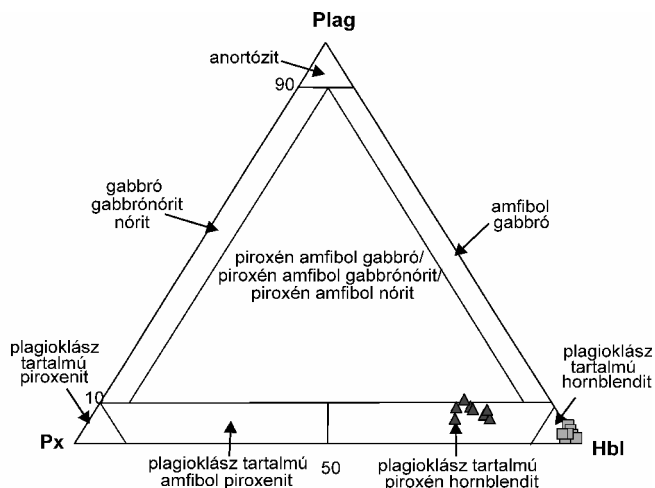
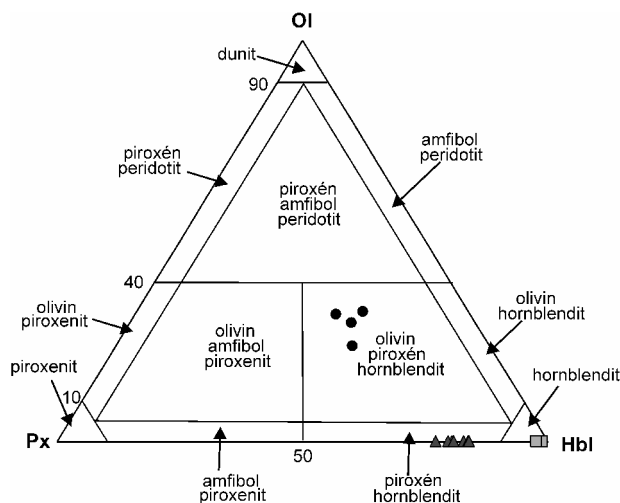
ronmikroszkópos vizsgálatokkal egészítettük ki az ELTE Köztesztan-Geokémiai Tanszékén üzemelő AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal (20 kV gyorsítófeszültségen és 1 nA áramerősséggel). A kisméretű ásványfázisok meghatározásához kémiai elemzést is végeztünk a készülékre szerelt EDAX PV9800 típusú energiadisziperzív spektrométerrel. Az egyes ásványfázisok (amfibol, klinopiroxén, földpát, olivin, titanit, biotit) in situ kémiai összetételét Cameca SX-50 típusú elektronmikroszkóppal, természetes standardok segítségével (kvarc [Si], korund [Al], gránát [Fe], olivin [Mg], rodonit [Mn], wollastonit [Ca], jadeit [Na], adulár [K], titanit [Ti]) határoztuk meg a Berni Egyetemen. A gyorsítófeszültség 15kV, míg a mintaáram 20nA volt. Az ortopiroxének kémiai összetételének meghatározását JEOL 8900 típusú elektronmikroszkóppal (természetes és mesterséges standardok segítségével; diopszid (Si, Ca, Mg), hematit (Fe), plagioklász (Al), albit (Na), szanidin (K), rodonit (Mn), SrTiO₃ (Ti)) a Tübingeni Egyetem Földtudományok Tanszékén végeztük. A gyorsítófeszültség 20kV, míg az áramerősség 20 nA volt. A kumulusz amfibol, orto- és klinopiroxén, biotit, valamint a plagioklász földpát kristályokon vonalmenti mérések készültek. Az amfibol és a biotit esetében a pontok közötti távolság 10 μm, míg a piroxének és plagioklász földpátok esetében 50, illetve 100 μm volt. Az olivin, titanit, és az interkumulusz amfibol kristályokon pontmérések készültek.



3 ábra. A Ditrői alkáli masszívum Tarnița Komplexumának földtani térképe (BATKI et al. 2014 alapján)
 Figure 3. Geological map of the Tarnița Complex in the Ditrău Alkaline Massif (after BATKI et al. 2014) with the sample locations

Petrográfia

A vizsgált ultramafikus kumulátumkőzetek fekete színűek, holokristályosak és irányítatlan szövetűek. Modális összetételüknek akár 90 térfogat%-át amfibol alkotja. Szövetük poikilites és szemcseméretváltozást mutatnak (közép- és durvaszemcsések). Az ultramafikus kumulátumkőzetek a masszívumban háromféle kőzettípusként jelennek meg: olivin-piroxén hornblendit, plagioklász tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász tartalmú hornblendit (4. ábra).



4. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátumkőzeteinek petrográfiai besorolása (STRECKEISEN 1973, 1976 alapján)

Figure 4. Classification diagrams of ultramafic rocks from the Diträu Alkaline Massif (after STRECKEISEN 1973, 1976)

A DAM ultrabázisos kőzeteiben a kumuluszfázisokat az olivin, piroxén, amfibol és biotit, míg az interkumulusz-fázisokat az amfibol és plagioklász földpát képviseli.

Az olivin-piroxén hornblendit ortokumulátum (>25% interkumulusz fázis; IRVINE 1982), a kőzetnek akár a 45%-át interkumulusz amfibol alkotja. A plagioklász tartalmú piroxén hornblendit mezokumulátum (7–25% interkumulusz-fázis; IRVINE 1982), összetételének 21%-át interkumulusz amfibol és plagioklász teszi ki. A plagioklász-tartalmú hornblendit pedig adkumulátum (0–7% interkumulusz-fázis; IRVINE 1982) ugyanis az interkumulusz plagioklászok aránya 1–4% között változik (1. táblázat, 5. ábra).

Kőzettípusok

Olivin-piroxén hornblendit

Ez a kőzet poikilites és irányítatlan szövettel jellemezhető. Olivin, ortopiroxén, klinopiroxén és amfibol alkotja, kisebb mennyiségben esetenként biotit és plagioklász földpát is előfordul (5. ábra, a). Akcessóriaként apatit és magnetit jelenik meg (1. táblázat). Ennél a kőzetváltozatnál a kumuluszfázisokat az olivin- és a klinopiroxénkristályok, míg az interkumuluszfázist az amfibol képezi. Az olivin xenomorf szemcsék formájában jelenik meg, amely gyakran lekerekített és minden esetben szerpentinisedett. A

klinopiroxén hipidiomorf, kissé lekerekített vagy szabálytalan szemcsék formájában fordul elő, mérete 800–1300 µm között változik. Az ortopiroxén xenomorf, lekerekített, erősen töredezett és mállott, mérete 500 µm körüli. A szemcsék körül 40–50 µm vastagságú finomszemcsés reakcióperem van jelen, amelyet döntően talk, kevés plagioklász és kis mennyiségű magnetit alkot. Az ortopiroxén nem egyensúlyi szöveti jellemzői xenokristály eredetét bizonyítják. Az amfibol hipidiomorf–xenomorf és zöldesbarna–sötétbarna színű. Interkumuluszként jelenik meg, körbeveszi a lekerekített olivin és piroxén kumuluszkristályokat. A biotit szóró-

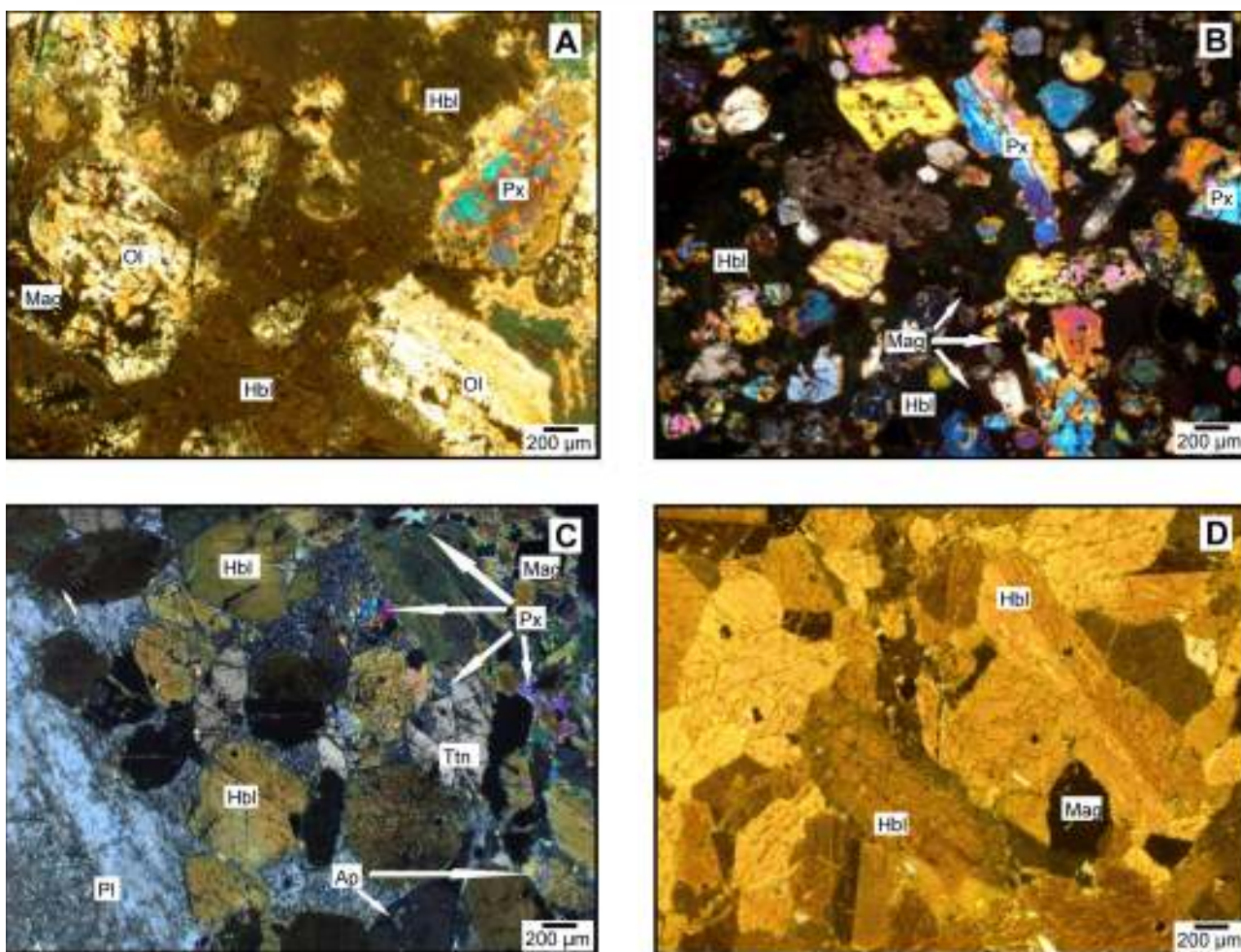
ványosan fordul elő, xenomorf megjelenésű és a peremén klorit átalakulás figyelhető meg. A plagioklász xenomorf, nagyon kis mennyiségben és alig fordul elő. Az olivin magnetitzemcsék veszik körül, amelyek csomókba tömörülnek, vagy fűzerszerűen az olivin repedései mentén jelennek meg. Az apatit gyakran az amfibolban vagy a szemcsék közötti térben van jelen.

Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit

A kőzet szöveté poikilites és irányítatlan. Jellemzően nagyméretű (1,5–1,8 mm) amfibolkristályokat tartalmaz. Klinopiroxén, amfibol és kis mennyiségben biotit alkotja (1. táblázat). Akcessóriaként apatit, titanit és magnetit jelenik meg (5. ábra, b). A piroxén nagy (0,7–1,1 mm), megnyúlt kristályok vagy apró (150–300 µm) zömök prizmák formájában van jelen idiomorf kőzetalkotó ásványként vagy amfibolban, xenomorf zárványként. Apatit- és magnetitzárványokat tartalmaz, peremén klorit jelenik meg, valamint esetenként hipidiomorf amfibolzárványokat (50–100 µm) tartalmaz. A kőzetek egy részében az amfibol interkumulusz-fázisként jelenik meg, míg másik részében kumuluszfázis. Gyakran klinopiroxén-, titanit-, magnetit- és apatitzárványokat tartalmaz. A kumulusz amfibolkristályok peremén klorit és/vagy epidot átalakulás figyelhető meg. A plagioklász interkumulusz fázisként kis mennyiségben van jelen,

I. táblázat. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus közeteinek modális összetétele**Table I.** Modal abundances of the minerals in the studied ultramafic cumulate rocks from the Diträu Alkaline Massif

Kőzet Ásvány	Olivin-piroxén hornblendit	Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit	Plagioklász tartalmú hornblendit
Olivin	22–30	0	0
Piroxén	20–26	9–18	1–2
Amfibol	39–45	60–66	90–93
Biotit	0–1	0–2	1–5
Plagioklász földpát	0–1	1–10	1–4
Titanit	0	1–3	1–3
Apatit	1	0–5	1–5
Opak ásványok	1–4	1–5	1–3

**5. ábra.** A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteinek szöveti jellemzői (optikai mikroszkópos képek)

a) kumulusz olivin és klinopiroxén kristályok interkumulusz amfibolba zárva az ortokumulátum olivin-piroxén hornblenditben (+N), (b) kumulusz klinopiroxén és interkumulusz amfibol kristályok plagioklász tartalmú piroxén hornblenditben (+N), (c) kumulusz amfibol kristályok és titanit interkumulusz plagioklászba zárva a mezokumulátum plagioklász tartalmú piroxén hornblenditben (+N), (d) -adkumulátum szövetű plagioklász-tartalmú hornblendit kumulusz amfibol kristályokkal (+N). (a rövidítések WHITNEY & EVANS 2010 alapján történtek).

Figure 5. Photomicrographs of ultramafic cumulate rocks from the Diträu Alkaline Massif

a) cumulus olivine and clinopyroxene crystals enclosed in intercumulus amphibole showing orthocumulate texture in olivine-pyroxene hornblendite, (b) cumulus clinopyroxene and intercumulus amphibole crystals in plagioclase-bearing pyroxene hornblendite, (c) cumulus amphibole crystals and titanite enclosed in intercumulus plagioclase displaying mesocumulate texture in plagioclase-bearing pyroxene hornblendite, (d) cumulus amphibole crystals showing adcumulate texture in plagioclase-bearing hornblendite. (mineral abbreviations are after WHITNEY & EVANS 2010)

xenomorf és a kristályok közti teret tölti ki (5. ábra, c). A biotit félig sajtálatakú, piroxén-, apatit- és magnetit-zárványokat tartalmaz, valamint peremén kloritátalakulás fi-

gyelhető meg. Szórványosan vagy ritkán amfibollal összenőve fordul elő. A titanit félig sajtálatakú és kőzetalkotó mennyiségben (2–3%), egyrészt nagyméretű (1–2 mm),

idiomorf kristályként, másrészt amfibolban zárványként van jelen. Esetenként a titanitkristályok fészkekbe tömörülnek, illetve ritkán apatitot és magnetit tartalmaznak. Az apatit idiomorf, a kőzetalkotó ásványok közötti térben jelenik meg, vagy zárványként fordul elő piroxénben, amfibolban és magnetitben. A magnetit nagyméretű (500 μm), szabálytalan alakú szemcsék formájában van jelen, nagyon ritkán idiomorf és szórványosan apatitot vagy cirkont tartalmaz.

Plagioklász tartalmú hornblendit

A sötét színű kőzet szövete holokristályos, ekvigranuláris, irányítatlan. (I. táblázat, 5. ábra, d). A kumuluszfázist az amfibolkristályok, míg az interkumuluszfázist a plagioklász földpátok alkotják. Az amfibol nagyméretű (1–11 mm), prizmás habitusú. Zárványként magnetit-, apatit- és piroxén szemcséket tartalmaz. A klinopiroxén kis mennyiségben, a szemcsék közötti térben vagy amfibolban zárványként jelenik meg. A biotitkristályok mérete helyenként eléri a 4 mm-t is. A kristályok peremén klorit átalakulás figyelhető meg. Zárványként az összes mafikus ásvány megtalálható bennük. A plagioklász xenomorf megjelenésű, és az ásványok közötti teret tölti ki. A titanit, apatit és magnetit kőzetalkotó mennyiségben vannak jelen (I. táblázat). A titanit két populációba sorolható: 1.) idiomorf, nagyméretű (~2 mm), sárgásbarna színű kristályok, amelyek magnetit- és apatitzárványokat tartalmaznak; 2.) hipidiomorf, kisméretű (~500 μm) kristályok, amelyek aprószemcsés halmazokat alkotnak, és amfibolok, esetenként biotitok körül jelennek meg. A magnetit a szemcsék közötti térben vagy zárványként fordul elő, főként xenomorf, de ritkán idiomorf megjelenésű. Az apatit idiomorf vagy hipidiomorf, megnyúlt prizma alakú, és leggyakrabban amfibolban fordul elő zárványként. Továbbá, kisebb mennyiségben, a többi ásványban (titanit, klinopiroxén, biotit) zárványként vagy a kőzetalkotók közötti térben is megjelenik, és ritkán magnetitzárványokat tartalmaz. A titanittal szoros összenövésben ritkán xenomorf kalcit is előfordul.

Teljes kőzet fő- és nyomelem geokémia

A DAM ultramafikus kumulátum kőzetei alkáli jellegűek, nagyrészt metalumíniosak és káliumban gazdagok. Alumínium telítettség indexük ($ASI = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) széles tartományban mozog: 0,50–1,01. A kőzetek miaszkitosak ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 = 0,18–0,63$). A vizsgált kőzetek SiO_2 -tartalma nagy változatosságot mutat (31–45 t%) (II. táblázat). Az olivin-piroxén hornblenditeknek a legnagyobb a mg# száma (0,73) ($\text{mg\#} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$). A plagioklász tartalmú piroxén hornblenditek ($\text{mg\#} = 0,45–0,63$) és a plagioklász tartalmú hornblenditek ($\text{mg\#} = 0,43–0,61$) hasonló, továbbá az olivin-piroxén hornblenditekéhez képest jóval kisebb mg# számmal jellemezhetőek.

A masszívum ultramafikus kőzetei a primitív köpenyhez képest nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE=large-ion-lithophile-elements), nagy térerejű nyomelemekben (HFSE

= high-field-strength elements) és könnyű ritkaföldfémekben gazdagodtak. A DAM olivin-piroxén hornblenditjeinek nagy mg# száma, Ni- (150–390 ppm) és Cr- (220–509 ppm) tartalma a modális olivin és piroxén jelenlétét tükrözi a kőzetek kémiai összetételében. A plagioklász tartalmú piroxén hornblenditek Ni- (<116 ppm) és Cr- (<231 ppm) tartalma az előzőekhez képest kisebb, míg a plagioklász tartalmú hornblenditek 32–157 ppm Ni és 3–354 ppm Cr koncentrációval rendelkeznek.

Az ásványok kémiai összetétele

Amfibol

Az amfibol a DAM ultrabázisos kumulátumkőzeteinek fő kőzetalkotó ásványa. Legkisebb mennyiségben az olivin-piroxén hornblenditekben (38 tf%), legnagyobb mennyiségben (93 tf%) a plagioklász tartalmú hornblenditekben van jelen.

LEAKE et al. (1997) és HAWTHORNE et al. (2012) osztályozási kritériumai alapján a DAM ultrabázisos kumulátumkőzeteinek interkumulusz amfibolja magneziohastingsit, pargazit és kaersutit, míg a kumulusz amfibolja magneziohastingsit, pargazit, ferropargazit és kaersutit összetételű (6. ábra, III. táblázat). A zárvány amfibol pargazitossal rendelkezik.

Az interkumulusz amfibolnak átlagosan nagyobb az MgO - (14,2 t%) és kisebb az FeO^{tot} - (10,2 t%) tartalma, illetve nagyobb a mg# száma (0,71–0,77) ($\text{mg\#} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$), mint a kumulusz amfibolnak (MgO 10,2 t%, FeO^{tot} 15,2 t%, $\text{mg\#} = 0,47–0,68$). A zárvány amfibol mg# száma (0,54–0,64) átfedést mutat a kumulusz amfibol mg# számával. A interkumulusz amfibol Fe-ban, Mn-ban és K-ban szegényebb, illetve Si-ban gazdagabb, mint a kumulusz amfibol. A zárvány amfibol Al^{IV} -ben és Ti-ban szegényebb, Si-ban és Al^{VI} -ban pedig gazdagabb a kumulusz amfibolhoz képest. Az amfibolokban összességében a K, Al, Fe és Mn koncentrációja nő, a Ti- és a Si-tartalom pedig csökken a mg# csökkenésével (7. ábra).

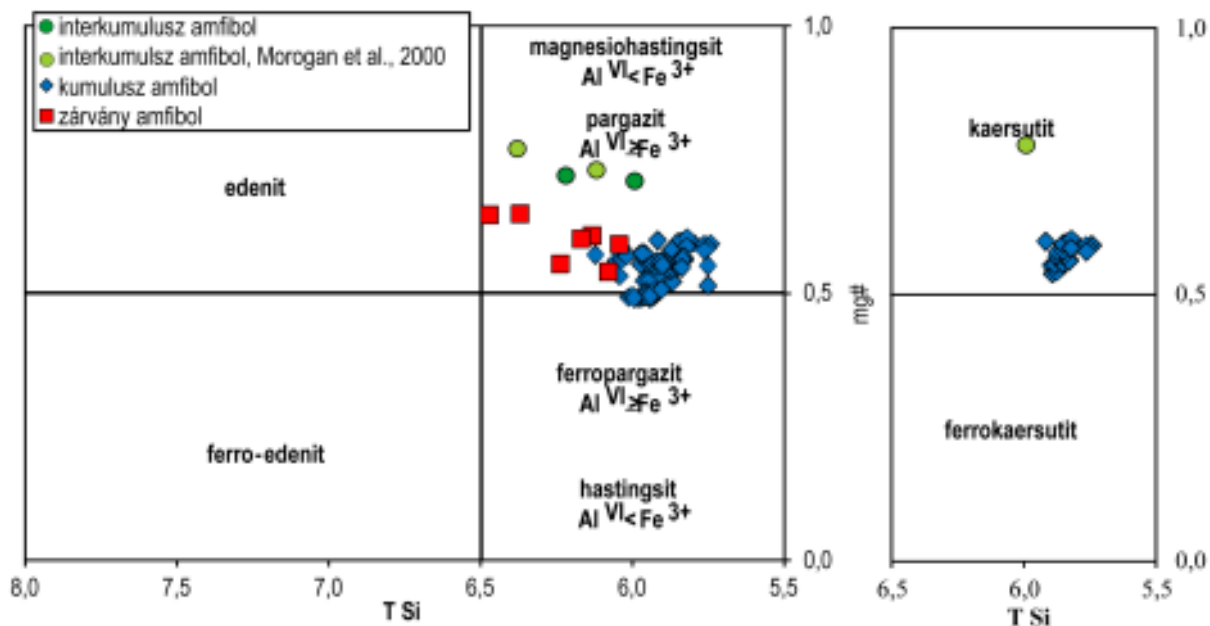
Kémiai sztratifráfiájuk alapján a kumulusz amfibolok között vannak homogén (kaersutit és pargazit/magneziohastingsit) és zónás kristályok is (kaersutit mag és magneziohastingsit perem, valamint magneziohastingsit mag és kaersutit perem) (8. ábra). A kaersutit kristályokban a FeO -tartalom növekedése figyelhető meg a magtól a perem felé haladva (8. ábra a, b).

Piroxén

Ortopiroxén az olivin-piroxén hornblenditekben fordul elő. Az ortopiroxén összetétele, MORIMOTO (1988) alapján, ensztatit ($\text{Wo}_{2-3}\text{En}_{67-69}\text{Fs}_{29-30}$). A kristályok homogének, mg# számuk 0,70–0,72 ($\text{mg\#} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$), Al_2O_3 -tartalmuk 1,1–1,3 t%, és CaO -tartalmuk 0,95–1,3 t% között változik.

II. táblázat. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteinek reprezentatív fő-és nyomelem összetétele**Table II.** Representative major and trace element compositions of the ultramafic cumulate rocks from the Diträu Alkaline Massif

Kőzettípus	Olivin-piroxén hornblendit		Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit				Plagioklász tartalmú hornblendit	
Mintaszám	VRG 6749	VRG 6757	VRG 6713	VRG 7452	VRG 6706	VRG 6546	VRG 6547	VRG 7434
Mintavételi hely	Felső-Tarníta- patak	Alsó-Tarníta- patak	Alsó-Tarníta- patak	Felső-Tarníta- patak	Orotva, 6-os táró	Felső Pietrăriei- patak	Felső Pietrăriei- patak	Fülöp-patak
Főelemek (t%)								
SiO ₂	43,46	44,07	40,15	31,39	32,36	39,41	36,43	45,40
Al ₂ O ₃	9,47	9,00	12,60	8,78	9,88	12,86	11,13	15,46
TiO ₂	3,35	2,07	4,15	5,671	5,25	9,00	4,93	3,499
FeOt	14,67	12,46	16,31	22,44	20,73	14,54	17,65	11,78
MgO	16,82	16,40	10,57	9,23	9,06	9,65	9,54	5,77
MnO	0,17	0,19	0,25	0,32	0,26	0,23	0,26	0,163
CaO	11,44	10,84	12,88	15,49	13,55	11,55	12,44	8,49
Na ₂ O	1,17	1,33	2,37	1,21	1,77	2,54	2,12	4,00
K ₂ O	0,54	1,04	1,43	0,73	1,38	1,6	1,38	2,41
P ₂ O ₅				3,15	2,72		1,32	0,862
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,03			0,02	0,02	
LOI				1,46	2,60		2,30	2,00
mg#	0,74	0,74	0,61	0,45	0,53	0,59	0,54	0,49
Nyomelemek (ppm)								
Be	0,24	0,67	1,11			1,07	1,00	
Sc	29,76	22,76	20,42	22,40	24,00	21,32	25,00	16,60
V	248,15	144,14	250,00	202,90	356,00	252,53	324,00	250,20
Cr	509,44	487,90	221,79	2,50		170,65		37,10
Co	76,81	63,25	46,46		63,20	46,47	56,6	
Ni	390,03	355,06	116,29	24,60	28,00	91,65	114,00	42,30
Cs					1,20		0,40	
Ga					19,10		20,50	
Cu	141,71	131,82	41,27	63,00	57,80	44,34	45,00	35,00
Zn	90,05	108,59	156,55	278,20	142,00	146,66	119,00	132,00
Sr	267,93	191,86	645,63	1144,30	777,50	692,49	899,40	1201,80
Ba	139,34	165,13	363,33	788,40	418,00	441,55	476,00	709,90
Rb	11,27	45,59	38,88	63,60	28,80	60,12	18,00	66,20
Sn					3,00		3,00	
Zr	54,50	109,08	179,10	358,00	159,60	169,36	215,90	362,40
Pb	4,40	11,17	3,42	4,20	2,60	3,02	3,90	6,20
Nb	37,27	34,70	78,83	154,30	48,40	79,24	76,70	118,30
Y	12,58	12,09	24,50	61,30	36,30	23,90	36,80	33,00
Hf	9,27	8,05	10,15		4,90	6,91	6,30	
Ta					3,20		4,00	
Mo	13,98	2,22	22,90		1,40	2,55	1,73	
S	353,44	234,13	210,50			313,35	8,32	
La	10,97	19,19	36,79	194,30	71,40	35,06	1,34	74,50
Ce	18,72	34,64	86,44	327,50	155,3	79,60	145,2	135,20
Pr					20,28		18,68	
Nd	19,82	24,43	51,37	128,90	88,20	45,68	82,2	59,20
Sm	5,14	4,51	11,75		17,32	11,34	15,5	
Eu	1,88	1,19	3,26		5,18	3,40	4,92	
Gd					15,33		13,2	
Tb					1,94		1,73	
Dy	3,33	3,89	6,21		8,89	6,12	8,32	
Ho					1,36		1,34	
Er					3,07		3,06	
W					1,10		1,20	
Lu					0,31		0,32	
Yb	2,22	2,12	3,28		2,21	3,18	2,24	
U				0,40		1,00	0,90	2,30
Th				7,20	2,70		2,30	11,80



6. ábra. A ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeiben található amfibolok összetétele a LEAKE et al. (1997) nevezéktani diagramon (interkumulusz amfibol olivin-piroxén hornblenditből, kumulusz amfibol plagioklász tartalmú piroxén hornblenditből és plagioklász tartalmú hornblenditből, zárvány amfibol plagioklász tartalmú piroxén hornblenditből)

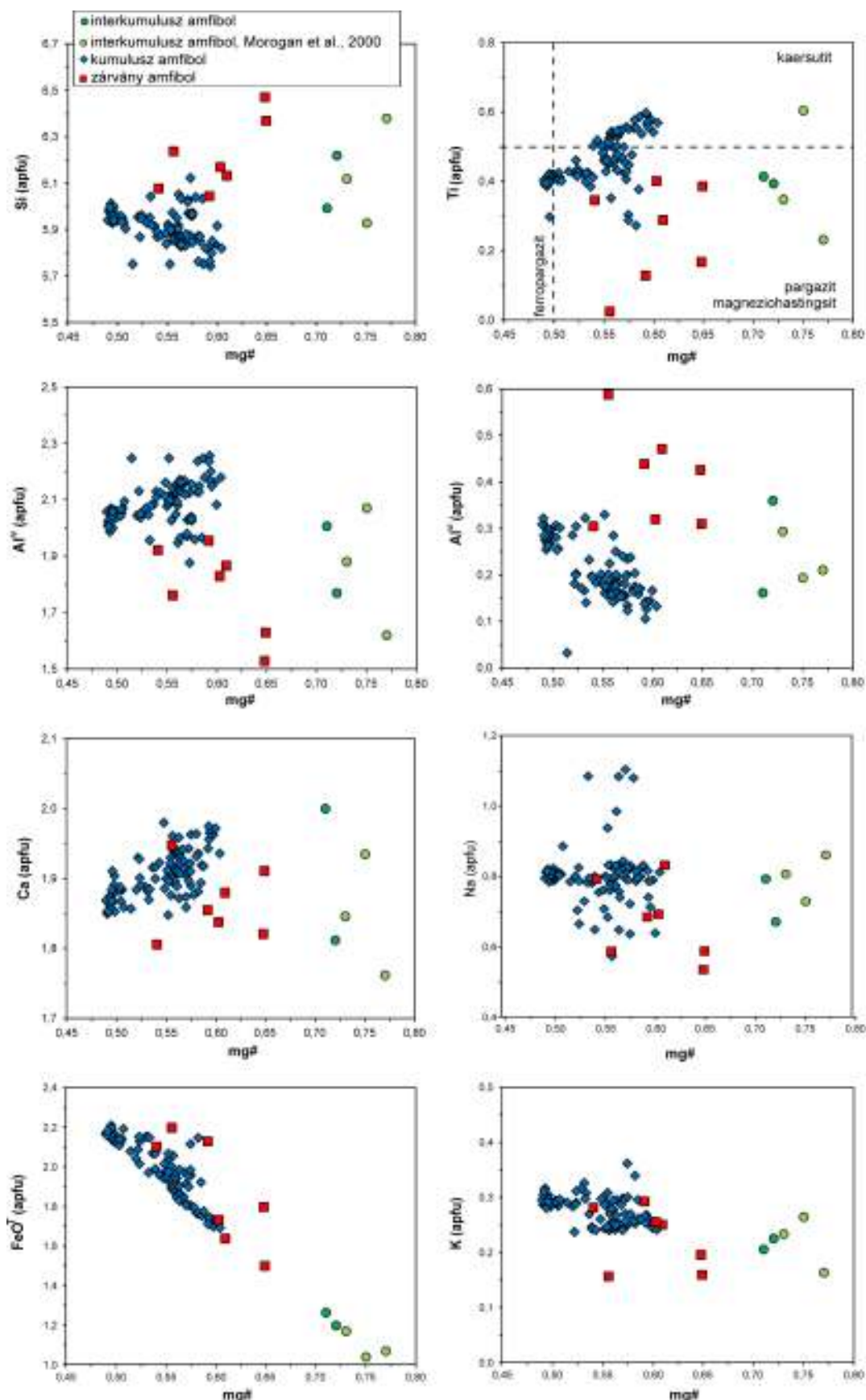
Figure 6. Classification of amphiboles in the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulates (after LEAKE et al. 1997) (intercumulus amphibole from olivine-pyroxene hornblende, cumulus amphibole from plagioclase-bearing pyroxene hornblende and plagioclase-bearing hornblende, amphibole inclusion from plagioclase-bearing pyroxene hornblende)

III. táblázat. A Ditrő alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeiben előforduló amfibolok reprezentatív kémiai összetétele

Table III. Representative analyses of amphiboles from the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulate rocks

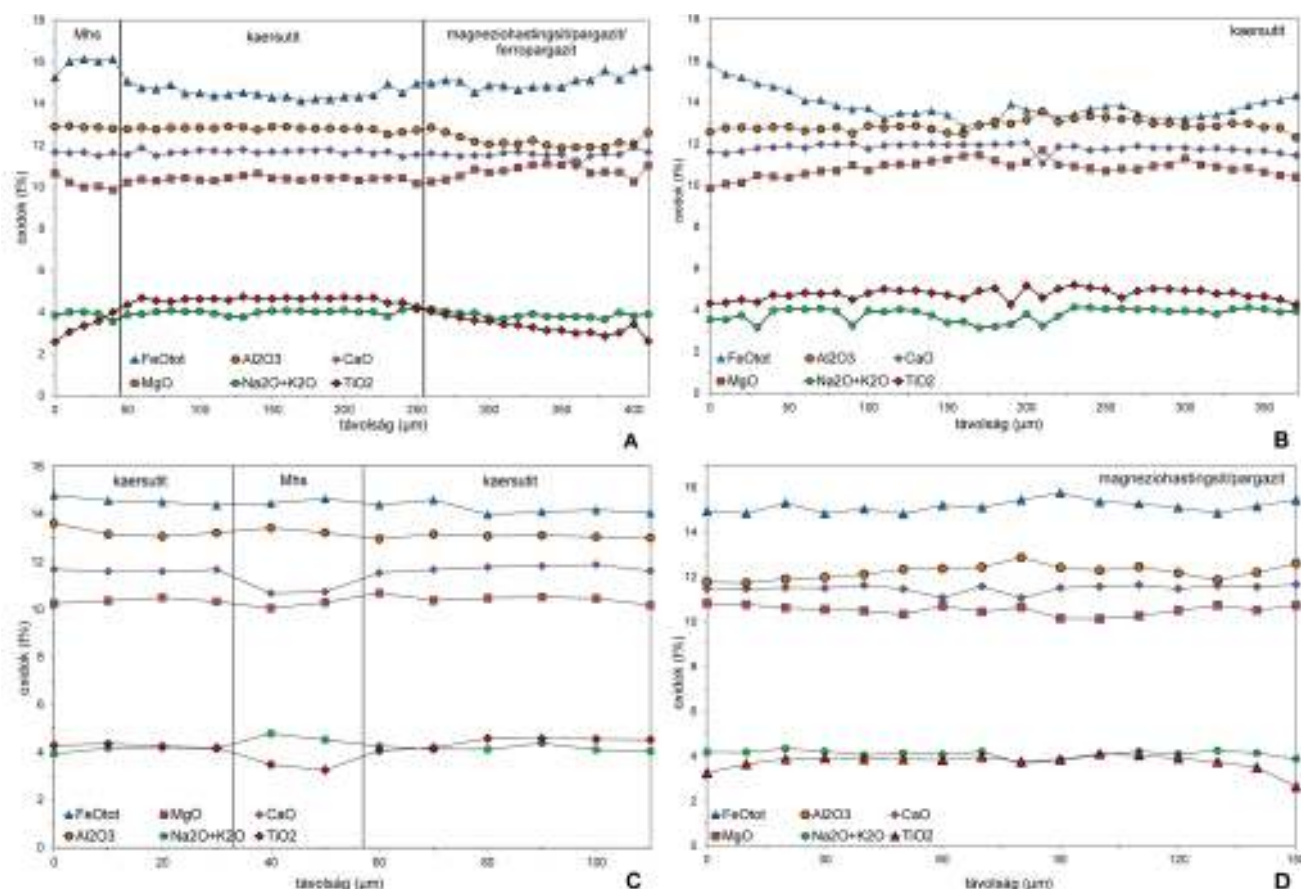
Kőzettípus	Olivin-piroxén hornblendit		Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit				Plagioklász tartalmú hornblendit								Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit	
Ásvány	Prg	Prg	Fprg	Prg	Mhs	Prg	Prg	Prg	Mhs	Mhs	Prg	Krs	Krs	Krs	Prg	Prg
Mintaszám	VRG23a	VRG23b	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6706	VRG 6706
Mérési pont	I	I	19/35	118/1	18/21	19/29	23/2	23/3	22/1	21/1	22/3	21/5	21/31	22/12	17/6	17/9
Megjelenés	interkumulusz amfibol		kumulusz amfibol				kumulusz amfibol								zárvány amfibol	
SiO ₂	40,48	42,25	38,62	40,35	39,67	39,51	39,19	39,13	38,86	38,30	38,67	38,25	38,05	38,13	40,48	41,79
Al ₂ O ₃	12,43	12,26	13,30	12,78	13,20	13,24	11,78	11,74	12,88	12,56	12,85	12,79	12,83	12,81	12,59	11,36
FeO ^j	10,21	9,72	17,20	15,28	17,56	17,09	14,94	14,84	15,26	15,86	16,12	14,74	13,21	14,36	16,75	14,03
MgO	14,17	13,81	8,92	9,42	9,85	9,36	10,83	10,77	10,65	9,85	9,99	10,41	11,29	10,30	9,79	11,36
MnO	0,18	0,10	0,49	0,41	0,60	0,46	0,34	0,25	0,26	0,33	0,32	0,22	0,21	0,31	0,43	0,37
CaO	12,83	11,47	11,39	11,27	10,77	11,58	11,48	11,47	11,67	11,60	11,66	11,81	11,80	11,73	11,23	11,62
Na ₂ O	2,64	2,60	3,00	2,83	1,87	2,72	2,68	2,66	2,45	2,30	2,63	2,69	2,74	2,68	2,72	2,42
K ₂ O	1,09	1,20	1,53	1,32	1,82	1,46	1,51	1,52	1,40	1,25	1,38	1,29	1,24	1,26	1,47	1,37
TiO ₂	3,72	3,55	3,49	4,08	3,17	3,58	3,26	3,65	2,58	4,32	3,34	4,72	4,95	4,63	3,02	3,61
Összesen	97,76	96,96	97,94	98,25	98,50	98,32	95,99	96,03	96,02	96,36	96,96	96,93	96,30	96,23	98,49	97,93
Kationok 23 oxigénre																
T Si	5,993	6,220	5,905	6,015	5,895	5,943	6,034	6,028	5,754	5,887	5,916	5,852	5,820	5,860	6,078	6,25
T Al ^{iv}	2,007	1,770	2,095	1,985	2,105	2,057	1,966	1,972	2,246	2,113	2,084	2,148	2,180	2,134	1,922	1,75
C Al ^{vi}	0,162	0,360	0,302	0,261	0,206	0,315	0,171	0,16	0,111	0,162	0,233	0,157	0,133	0,189	0,305	0,25
Σ Al	2,169	2,130	2,397	2,246	2,311	2,372	2,137	2,132	2,357	2,275	2,317	2,305	2,313	2,323	2,23	2,00
C Ti ^{iv}	0,414	0,390	0,401	0,458	0,354	0,407	0,377	0,423	0,43	0,499	0,385	0,544	0,569	0,537	0,346	0,40
C Fe ²⁺	1,264	1,170	1,969	1,912	2,238	2,139	1,765	1,868	1,562	1,833	1,974	1,888	1,692	1,853	1,863	1,75
C Fe ³⁺	0,000	0,030	0,223	0,000	0,000	0	0,158	0,045	0,436	0,205	0,095	0,000	0,000	0	0,240	0,000
C Mg ²⁺	3,128	3,040	2,026	2,324	2,239	2,082	2,485	2,475	2,403	2,258	2,284	2,379	2,578	2,370	2,191	2,534
C Mn ²⁺	0,023	0,010	0,064	0,052	0,077	0,070	0,044	0,033	0,042	0,043	0,041	0,029	0,027	0,040	0,055	0,047
B Ca ²⁺	2,000	1,810	1,859	1,888	1,760	1,897	1,894	1,859	1,941	1,910	1,916	1,940	1,936	1,940	1,806	1,862
B Na ⁱ	0,000	0,120	0,141	0,112	0,240	0,103	0,106	0,141	0,059	0,090	0,084	0,060	0,064	0,052	0,194	0,138
A Na ⁱ	0,793	0,550	0,745	0,708	0,312	0,676	0,694	0,653	0,765	0,594	0,697	0,738	0,748	0,750	0,598	0,564
A K ⁱ	0,206	0,230	0,297	0,253	0,353	0,281	0,296	0,299	0,282	0,244	0,270	0,253	0,242	0,248	0,282	0,261
Össz. kation	15,99	15,700	16,00	16,00	16,00	16,00	15,99	15,96	16,00	15,84	15,98	15,99	15,99	15,98	15,89	15,82
mg#	0,71	0,72	0,51	0,54	0,50	0,49	0,58	0,57	0,62	0,55	0,54	0,56	0,60	0,56	0,54	0,59

mg#=(Mg²⁺)/(Mg²⁺+Fe²⁺)



7. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok összetételének változékonysága a mg# függvényében

Figure 7. Compositional variations in amphiboles for the Ditrő ultramafic cumulates



8. ábra. A Ditrău alkáli masszívum plagioklász-tartalmú ultramafikus kumulátum kőzeteiben megjelenő különböző amfibol típusok kémiai profiljai
a) zónás kumulusz amfibolkristály, (b) homogén kumulusz kaersutitkristály, (c) zónás kumulusz amfibolkristály, (d) homogén kumulusz magnesiohastingsit/pargazitkristály
Figure 8. Zoning profiles for the different amphibole types in the plagioclase-bearing ultramafic cumulate rocks from the Ditrău Alkaline Massif
a) zoned cumulus amphibole crystal, (b) unzoned cumulus kaersutite crystal, (c) zoned cumulus amphibole crystal, (d) unzoned cumulus magnesio-hastingsite/pargasite crystal

A klinopiroxén a vizsgált ultramafikus kumulátumokban túlnyomó részben diopszidos összetételű ($\text{Wo}_{46-68}\text{En}_{23-42}\text{Fs}_{9-18}$). Ritkán, a plagioklász tartalmú piroxén hornblenditekben a klinopiroxén magja diopszid, míg pereme augit ($\text{Wo}_{28-44}\text{En}_{54-65}\text{Fs}_{13-33}$). A klinopiroxén mg# száma ($\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+})$) 0,66–0,85 között változik. Az augit Al_2O_3 -tartalma 2,3–5,1 t%, míg a diopszid 1,2–7,3 t%. Az augit TiO_2 -tartalma 0,36–0,78 t%, míg a diopszid jóval nagyobb TiO_2 -tartalommal (0,97–2,9 t%) jellemezhető.

Egyéb ásványok

Az olivin csak az olivin-piroxén hornblenditekben fordul elő. Összetétele Fo_{73-79} és 0,00–0,30 t% CaO-tartalommal jellemezhető. A plagioklász földpát a plagioklász tartalmú piroxén hornblenditekben oligoklász ($\text{Ab}_{87}\text{Or}_0\text{An}_{13}$), míg a plagioklász-tartalmú hornblenditekben albit-oligoklász ($\text{Ab}_{98-62}\text{Or}_{0-14}\text{An}_{2-30}$) összetételű. A biotit sziderofillit-annit összetétel jellemző (mg#=0,59–0,62). Nagy Al_2O_3 - (<16,3 t%) és FeO^{tot} - (<18,1 t%) tartalommal, valamint kis TiO_2 - (0,35–1,1 t%) tartalommal rendelkezik.

Diszkusszió, következtetések

A továbbiakban röviden összefoglaljuk és összehasonlítjuk az amfibol összetételén alapuló barométereket és termométereket és alkalmazzuk azokat, amelyek a DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljaira a legjobban megfelelnek. Annak eldöntésére, hogy mely barométer eredményeit fogadjuk el a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira összehasonlítottuk az ismert körülmények között kísérletileg előállított amfibolok és az általunk vizsgált DAM amfibolok összetételét. A kísérleti adatoknál NEKVASIL et al. (2004) munkáját vettük alapul, amelyben ismert összetételű kőzetekben, meghatározott kristályosodási körülmények között vizsgálták a keletkezett amfibolok összetételét. A NEKVASIL et al. (2004) munkájában használt közettípusok és azok amfibol adatai nagy hasonlóságot mutatnak a DAM kőzeteivel és amfibol összetételeivel, így megfelelő referenciaforrás egy alkáli rendszer nyomás- és hőmérsékletbecslésének megállapítására. A kísérleteik arra utalnak, hogy az olyan alkáli kőzetösszetételekben, mint a DAM az amfibolok kristályosodása 430–930 MPa közötti nyomáson és 920–1040 °C közötti hőmérsékleten zajlanak.

Barometria

A nyomás meghatározásához a következő tanulmányokban szereplő egyenleteket használtuk (IV. táblázat): HOLLISTER et al. (1987), JOHNSON & RUTHERFORD (1989), SCHMIDT (1992), ANDERSON & SMITH (1995), RIDOLFI et al. (2010), LAROCQUE & CANIL 2010, RIDOLFI & RENZULLI (2012), KRAWCZYNSKI et al. (2012).

A hornblende Al-tartalma magmás rendszerekben

IV. táblázat. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeiteiben megjelenő amfibolok kristályosodási nyomás értékei a különböző barométerekkel számolva

Table IV. Estimated crystallization pressures of the amphiboles in the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulate rocks obtained from the different barometers

Geobarometria szerzője	Hibahatár (kbar)	Kumulusz amfibol (kbar)	Interkumulusz amfibol (kbar)	Zárvány amfibol (kbar)
HAMMARSON & ZEN (1986)	±3	6,0–9,0	5,3–7,5	7,5–9,0
HOLLISTER et al. (1987)	±1	6,3–9,8	5,6–8,0	6,2–8,7
JOHNSON & RUTHERFORD (1989)	±0,5	4,9–7,4	4,3–6,1	4,7–6,7
SCHMIDT (1992)	±0,6	6,3–9,3	5,7–7,3	6,0–8,4
LARACQUE & CANIL (2010)	±1,42	2,0–6,2	3,0–5,4	5,6–8,5
RIDOLFI et al. (2010)	±1	3,2–5,8	4,3	3,1–6,0
KRAWCZYNSKI et al. (2012)	±1,41	1,4–5,4	2,2–4,4	4,6–7,4
RIDOLFI & RENZULLI (2012)*	±0,5 és ±0,9**	4,2–8	5,7–7,6	7,8–7,8

*a táblázat a két egyenlet (eq 1a és eq 1b) átlagolása során kapott értékeket tartalmazza.

**a DAM ultramafikus kumulátum közeiteinek amfiboljai esetén a 11,5%.

egyensúlyi körülmények között lineárisan korrelál a kristályosodás nyomásviszonyaival, így a hornblende Al-tartalma geobarométerként használható (HAMMARSTROM & ZEN 1986). Ezt alapul véve HAMMARSTROM & ZEN (1986) a mészkalkáli plutoni kőzetek kalcium amfiboljaira kifejlesztettek egy barométert, amely az amfibol teljes Al-tartalmán alapul. HOLLISTER et al. (1987) finomítottak ezen az összefüggésen, közepes nyomáson (2–8 kbar), mészkalkáli rendszerben kristályosodott intrúziók hornblende összetételbeli adatainak bővítésével, így sokkal kisebb (1 kbar) hibahatárt értek el. A barométert olyan gránitintrúziókra kalibrálták, amelyek különböző mélységben szilárdultak meg, ásványos összetételük amfibol + kvarc + plagioklász + ortoklász + biotit + magnetit + titanit (szöveti egyensúlyban), és a plagioklászok An-tartalma 25–35 mol%. Ezek együttesen pufferek az amfibol Al-tartalmát. Kísérleti úton szintén sikerült alátámasztani az amfibol Al-tartalmára épülő („Al-in-hornblende”) geobarométer alkalmazhatóságát ±0,5 kbar pontossággal (JOHNSON & RUTHERFORD 1989, SCHMIDT 1992).

RIDOLFI et al. (2010) mészkalkáli magmákból származó kalcium amfibolokra egy újabb oxo-hygro-termobarométert dolgoztak ki. E nyomákszámítás szintén az amfibolok Al-tartalmán alapul továbbá lehetőség van relatív oxigénfugacitás és az olvadék víztartalmának kiszámítására is. Később RIDOLFI & RENZULLI (2012) újrakalibrálta ezt az oxo-hygro-termobarométert, amelynek köszönhetően e ba-

rométer már az alkáli magmák kalcium amfiboljaira is használható 1130 °C és 2,2 GPa értékekig. A Ridolfi-féle számításokhoz az amfibol elemzéseket először egy kritériumrendszer alapján meg kell szűrni ($[Mg]/[Mg+Fe^{2+}] > 0,5$; $Al\# \leq 0,21$ [$Al\# = Al^{VI}/Al^{IV}$]; oxidok összege < 98 t%), és amelyik mért amfibolösszetétel nem felel meg akár csak egy kritériumnak is, úgy az nem használható fel a számításokhoz. A DAM kumulátumközeiteinek amfiboljai eseté-

ben eltávolítottuk a $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,5$ kritériumot, mert alkáli rendszerekben fejlettebb magmákban az amfibolok ezen értéke lehet kisebb, mint 0,5. A barométer 11,5%, az olvadék víztartalma 0,78 t%, az oxigénfugacitás pedig (ΔNNO) 0,37 logaritmusos egység hibával adható meg. A kristályosodási nyomás kiszámításához öt egyenletet ismeretnek a szerzők.

Bazaltos és andezites rendszerben kristályosodott amfibolok Al^{VI} -tartalma lineáris kapcsolatban van a kristályosodási nyomással (SIMAKIN et al. 2009, 2012; LAROCQUE & CANIL 2010; KRAWCZYNSKI et al. 2012), így az amfibolok Al^{VI} -tartalma felhasználható a kristályosodási nyomás becslésére. Az Al^{VI} barométert kísérletileg szintetizált amfibolok összetételét felhasználva kalibrálták. A legújabb kalibráció hibája, 142 MPa (KRAWCZYNSKI et al. 2012).

A DAM ultramafikus kumulátumközeiteinek amfiboljaira nem alkalmazhatóak a szakirodalomból ismert amfibol-plagioklász barométerek (BLUNDY & HOLLAND 1990, HOLLAND & BLUNDY 1994, ANDERSON et al. 2008), mivel az amfibol és a plagioklász nem egyszerre kristályosodott.

A különböző barométerekkel számolt nyomásértékeket összehasonlítottuk, a barométereket csoportosítottuk. Az amfibol teljes Al-tartalmával számoló barométerek („Al-in-hornblende”) egy csoportba kerültek, míg RIDOLFI et al. (2010) és RIDOLFI & RENZULLI (2012) barométerei egy másik csoportba, továbbá az amfibol Al^{VI} értékét használó barométereket (LAROCQUE & CANIL 2010, KRAWCZYNSKI et

al. 2012) egy harmadik csoportba soroltuk. A számított nyomásértékek széles tartományban változnak (IV. táblázat). A legkisebb értékeket (<5 kbar) az Al^{VI} barométert használva kaptuk, amelyek valószínűleg alulbecsültek és csak egy abszolút minimumként kezelhetők. SIMAKIN et al. (2012) szerint az alkáli magmákban kristályosodó amfibolok esetében az alumínium elsősorban a tetraéderes (Al^{IV}) pozícióba épül be, így adott nyomáson az alkáli magmák amfiboljait várhatóan kisebb Al^{VI}-tartalom jellemzi, mint a szubalkáli magmák amfiboljait, így a számolás során alkáli magmák esetében alulbecsüli a kristályosodási nyomást. Erre utal a kísérleti adatokkal való összehasonlítás is, amely nagyobb nyomástartományt jelez, az általunk vizsgált amfibolkristályokra.

A Ridolfi-féle barométerek (RIDOLFI et al. 2010, RIDOLFI & RENZULLI 2012) közül, az alkáli rendszerekre is kalibrált RIDOLFI & RENZULLI (2012) 5 db egyenlete közül a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel a „eq1a” és „eq1b” egyenletek nyújtották. Az eq1a egyenlet nagy nyomásra, míg az eq1b egyenlet kis nyomásra van kalibrálva. A barométerrel jobb eredményt, a kísérletek által jelzett (430–930 MPa) nyomás intervallumban, az eq1a és eq1b egyenletek nyomás értékeinek átlagolásával érhetjük el, ami azt eredményezi, hogy kissé alábecsült nyomásértéket kapunk, azonban a szórás mértéke a felére csökken.

Ezek alapján a DAM kumulátumközeteinek amfiboljaira is ennek a 2 egyenletnek az átlagértékeit használtuk. A kumulusz amfibol 6±1 kbar nyomásviszonyok mellett kristályosodott, míg az interkumulusz amfibol 7±1 kbar kristályosodási nyomást mutat. A zárványamfibol szintén 7±1 kbar kristályosodási nyomást jelez.

Termometria

A DAM ultramafikus kumulátum amfiboljai kristályosodási hőmérsékletének meghatározásához a következő tanulmányok egyenleteit használtuk (V. táblázat): FÉMENIAS et al. (2006); RIDOLFI et al. (2010), ill. RIDOLFI & RENZULLI (2012).

FÉMENIAS et al. (2006) mészkalkáli magmából származó kalcium amfibolokra egy termométert dolgozott ki, amely az amfibol Ti-tartalmán alapul. A kalcium amfibolba bepülő Ti pozitív korrelációban áll a hőmérséklettel (ALONSO-PEREZ et al. 2009), amennyiben az amfibol mellett Ti-tartalmú fázisok is kristályosodtak (pl. Fe-Ti-oxidok). A termométer hibája 15–55 °C. A Ridolfi-féle termométerek (RIDOLFI et al. 2010, RIDOLFI & RENZULLI 2012) az amfibol

összes kationját felhasználják a kristályosodási hőmérséklet becslésére, a termométer hibahatára 23,5 °C.

A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljaira, a három különböző termométerrel (FÉMENIAS et al. 2006, RIDOLFI et al. 2010, RIDOLFI & RENZULLI 2012) számolt képződési hőmérséklet értékei közel megegyeznek. FÉMENIAS et al. (2006) termométere a kersutitokba épülő magasabb Ti-tartalom miatt nagyobb értékeket mutat, mint a bazaltos rendszerben kristályosodó amfibolok maximum hőmérsékleti stabilitási értéke (1050 °C).

A termométereknél is alkalmaztuk NEKVASIL et al. (2004) munkájának kísérleti eredményeit, ahol szintén RIDOLFI & RENZULLI (2012) termométere mutatta a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel. A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek kumulusz amfiboljainak a termométerek 900–1050 °C kristályosodási hőmérsékletet becsülnek. Az interkumulusz amfibol 950–1050 °C hőmérsékleten, míg a zárvány amfibol valamivel kisebb, 825–1000 °C hőmérsékleti értékeket mutat.

Elmondható, hogy mindhárom termométer használható a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira és reális hőmérsékleti értékeket adnak, amelyek megfelelnek egy bazaltos olvadékból kristályosodó kumulátum hőmérsékletének.

Kristályosodási körülmények és keletkezési környezet

A RIDOLFI & RENZULLI (2012) termométerrel számított adatok alapján meghatározható az amfibolok kristályosodási mélysége, ezáltal a DAM ultramafikus kumulátumközeteinek keletkezési helye (9. ábra). Ennek oka, hogy az amfibolba beépülő elemek mennyisége korrelációt mutat az adott nyomás- és hőmérsékletviszonyokkal. Ha a kontinentális kéreg 2,8 g/cm³-es átlagos közetsűrűségével számolunk, akkor 100 MPa (1 kbar) litosztatikus nyomás körülbelül 3,7 km-es mélységnek felel meg.

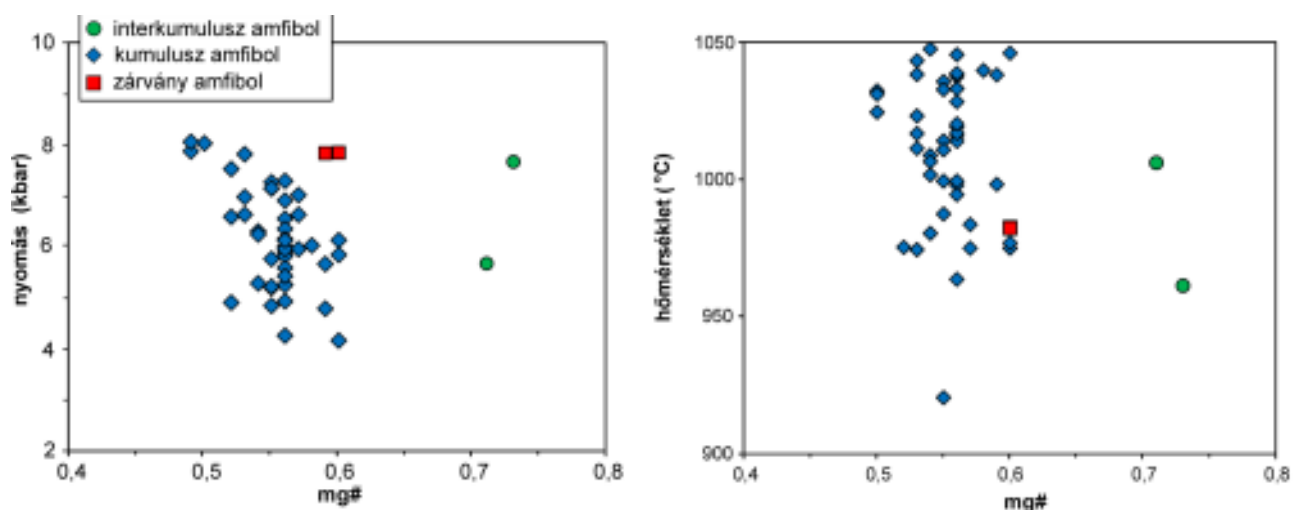
A barometriai eredmények azt mutatják, hogy a DAM ultramafikus kumulátum közetei 22,4 ± 3,9 km mélységben jöttek létre, amely átlagos kéregvastagság esetén (30 km) középső–alsó kéreg régiót jelez. Ez a mélység megegyezik azzal a megállapítással, miszerint ultramafikus kőzetek (pl. Bonanza-ív, Brit Columbia, Kanada, LARACQUE & CANIL. 2010; Adamello, Olaszország, TIEPOLO et al. 2011) jellemzően a középső–alsó kéreg régióban jönnek létre.

RIDOLFI & RENZULLI (2012) egyenleteit használva lehetőség van az amfibolt kristályosító olvadék víztartalmának meghatározására. E számítások szerint a DAM ultramafikus

V. táblázat. A Ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok kristályosodási hőmérséklet értékei a különböző termométerekkel számolva

Table V. Estimated crystallization temperatures of the amphiboles in the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulate rocks obtained from the different thermometers

Termometria szerzője	Hibahatár (°C)	Kumulusz amfibol (°C)	Interkumulusz amfibol (°C)	Zárvány amfibol (°C)
FÉMENIAS et al (2006)	±15/±55	866–1088	823–1180	750–995
RIDOLFI et al. (2010)	±22	942–1020	1033	903–996
RIDOLFI & RENZULLI (2012)	±23,5	920–1047	961–1006	900–100



9. ábra. A Ditrői alkáli masszívum kumulátum közeiben megjelenő amfibolok kristályosodási nyomás- (a) és hőmérsékletértékei (b) az amfibolok mg#-ának függvényében. A paraméterek számolása RIDOLFI & RENZULLI (2012) egyenletei alapján történtek

Figure 9. Crystallization pressure (a) and temperature (b) values of amphiboles vs amphibole mg# in the ultramafic rocks from the Ditrői Alkaline Massif. The parameters were calculated based on the equation of RIDOLFI & RENZULLI (2012)

kumulátumközeteiben az interkumulusz amfibolok egy 6–7 t% H₂O-t, míg a kumulusz amfibolok egy 6–8 t% H₂O-t tartalmazó olvadékból kristályosodtak ki.

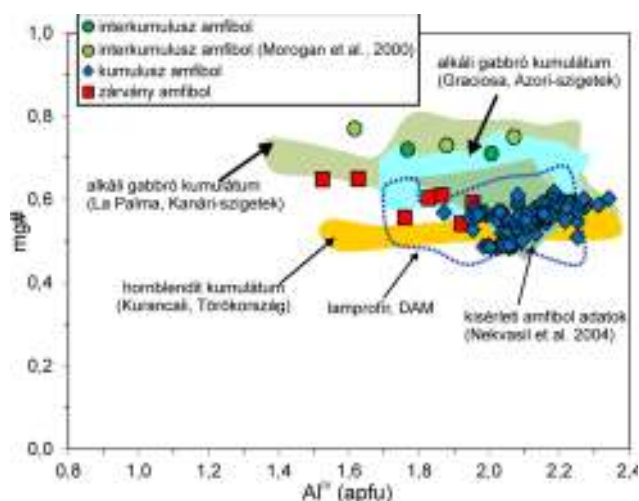
A DAM ultramafikus kumulátumközetei amfiboljai nagyon hasonlóak a masszívum lamprofír közeiben megjelenő amfibolok összetételéhez.

A DAM ultramafikus kumulátum közeiben megjelenő amfibolok összetétele hasonlóságot mutat olyan hornblendit kumulátumok amfiboljaival amelyek H₂O-ban gazdag magmából kristályosodtak (Kurancali, Törökország, TOKSOY-KÖKSAL & OBERHAENSLI 2009), valamint olyan alkáli gabbro kumulátumok amfiboljaival, amelyek lemezen belüli tektonikai környezetben, alkáli mafikus olvadékokból képződtek frakcionációs kristályosodás útján (La Palma, Kanári-szigetek, NEUMANN et al. 2000; Graciosa, Azori-szigetek, LARREA et al. 2014) (10. ábra).

Si-ban túltelített és telítetlen alkáli rendszerek Ca-amfiboljainak fejlődési trendjét vizsgálva GIRET et al. (1980) megállapították, hogy az amfibolok kristályosodása a magmafejlődés során a Ca+Al^{IV}-ben gazdag és Si+Na+K-ban szegény összetételtől a Ca+Al^{IV}-ben szegény és Si+Na+K-ban gazdag összetétel felé halad. Ezen összefüggés alapján a DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljai Si-telítetlen primitív, alkáli bazaltos olvadékból kristályosodtak. Ez összhangban van MOROGAN et al. (2000) és BATKI et al. (2014) eredményeivel, miszerint a DAM szülőmagmája bazanitos összetételű és az alkáli ultramafikus kőzetek bazanitos magma frakcionációs kristályosodása révén keletkeztek. BATKI et al. (2014) vizsgálatai szerint a DAM ultramafikus kumulátum közei és alkáli lamprofírok között szembetűnő az ásványtani és geokémiai hasonlóság, ami szoros petrogenetikai kapcsolatukat jelzi (10. ábra). Továbbá az említett tanulmányban a szerzők arra a következtetésre jutottak, hogy az alkáli lamprofírok az egyetlen olyan bazanitos összetételű kőzetek, amelyek a masszívum teljes területét átjárják, és olvadék fázist képviselnek, ezért a

DAM szülőmagmája a lamprofíros magma lehetett. BATKI et al. (2014) szerint a lamprofíros szülőmagma 4 térfogat% amfibolt tartalmazó gránát-lherzolit kisfokú (1–4%) parciális olvadásával keletkezett, ami magyarázatot adhat a szülőmagma illókban való gazdagságára.

Az olivin és a klinopiroxén kémiai összetételét (pl. Fe/Mg arányát) az egyensúlyi olvadék összetétele határozza meg (pl. Sisson & GROVE 1993). Így az olivin és a klino-



10. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeiben megjelenő amfibolok AIFV-mg# diagramja

Összehasonlításként feltüntetjük a törökországi Kurancali hornblendit kumulátumainak (TOKSOY-KÖKSAL & OBERHAENSLI 2009), a kanári-szigeteki La Palma alkáli gabbro kumulátumainak (NEUMANN et al. 2000) és az azori-szigeteki Graciosa alkáli gabbro kumulátumainak (LARREA et al. 2014), kísérleti (NEKVASIL et al. 2004) valamint a Ditrői alkáli masszívum lamprofíroinak (BATKI et al. 2014) amfibol összetételi adatait is

Figure 10. AIF vs mg# plot of the amphiboles from the ultramafic cumulate rocks of the Ditrői Alkaline Massif

Amphibole compositions of the hornblendite cumulates from Kurancali, Turkey (TOKSOY-KÖKSAL & OBERHAENSLI 2009), alkaline gabbro cumulates from La Palma, Canary Islands (NEUMANN et al. 2000), alkaline gabbro cumulates from Graciosa, Azores (LARREA et al. 2014), experimental data (NEKVASIL et al. 2004) and those of the lamprophyres from the Ditrői Alkaline Massif (BATKI et al. 2014) are also shown for comparison

piroxén összetételét, valamint az ásvány/olvadék megoszlási együtthatót felhasználva megbecsülhetjük, hogy a vizsgált ásványok milyen összetételű olvadékból kristályosodtak.

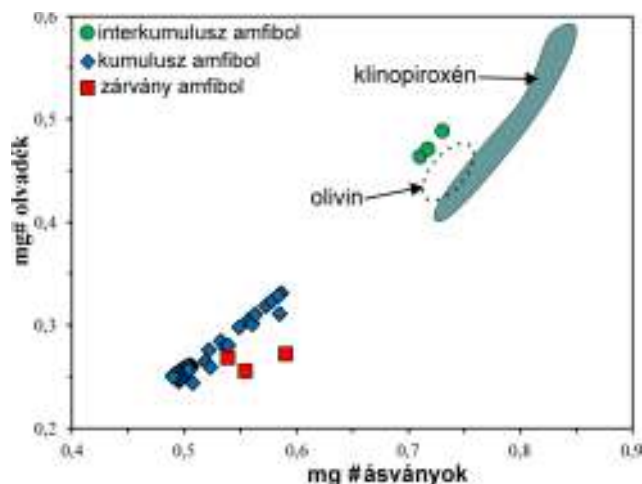
Az olivin esetében, a $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{olivin} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,29$ (Sisson & Grove 1993) megoszlási együtthatót használtuk. A számítások során arra az eredményre jutottunk, hogy a DAM ultramafikus kumulátum közeteinek olivinjével egyensúlyt tartó olvadék mg#száma 0,43–0,46 lehetett.

A modellszámításhoz klinopiroxén esetében $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{klinopiroxén} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,26$ (Akinin et al. 2005) megoszlási együtthatót használtunk. A klinopiroxén azt mutatja, hogy annak az olvadék mg-száma, amellyel egyensúlyt tartott: 0,42–0,58 volt. Mind az olivin, mind a klinopiroxén közepes mg# számú olvadékkal tartott egyensúlyt, ami azt jelenti, hogy egy differenciált olvadékból kristályosodtak ki.

Pargazitos amfibol esetében az ásvány/olvadék megoszlási együttható $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{amfibol} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,29$ (Sisson & Grove 1993). A modellszámítás során kapott eredmények azt mutatják, hogy az interkumulusz amfibol, az olivinnel és a klinopiroxénnel egyensúlyt tartó olvadékhoz hasonló olvadékkal (mg#=0,46–0,48) tartott egyensúlyt. A kumulusz amfibol egy sokkal differenciáltabb olvadékból (mg#=0,24–0,33) kristályosodott. A zárvány amfibol, a kumulusz amfibolhoz hasonlóan, szintén egy jóval fejlettebb olvadékkal (mg#=0,26–0,39) tartott egyensúlyt (11. ábra).

Interkumulusz amfibol keletkezhet olivin-tartalmú kumulátumban, a bazaltos olvadék és a korábban kikristályosodott olivin, ortopiroxén és ritkán klinopiroxén reakciójának eredményeként (Laracque & Canil 2010). A DAM ultramafikus kumulátumközeteiben a kumulusz és interkumulusz amfibol összetétele hasonló kristályosodási nyomás- és hőmérsékletviszonyokra utalnak, de az őket létrehozó olvadék összetétele különbözik. A zárvány amfibol és a kumulusz amfibol összetétele, valamint a velük egyensúlyt tartott olvadék összetétele hasonló. A zárványok a kumulusz amfibolkristályokkal azonos közettípusokban vannak jelen, és mivel a klinopiroxén hasadási síkjában jelennek meg, így valószínűsíthető, hogy ugyanabból az olvadékból kristályosodott ki, mint a kumulusz amfibol.

Továbbá valószínűsíthető az is, hogy az interkumulusz amfibol az olivinnel és klinopiroxénnel közös olvadékból kristályosodott, H₂O-ban gazdag differenciált bazaltos magmából, az olvadék és az olivin, illetve klinopiroxén reakciója során létrehozva az olivin-piroxén hornblenditeket. Az Fe-Mg-gazdag ásványok kristályosodása és akkumulálódása során az olvadék összetétele megváltozott. A plagioklász tartalmú piroxén hornblenditek és plagioklász tartalmú hornblenditek kumulusz amfibolja már egy fejlettebb, frakcionált olvadékból kristályosodott, amelynek a mg# száma sokkal kisebb (0,24–0,33) volt, mint az elsődleges olvadéknak. A kétféle amfiboltípus hasonló kristályosodási hőmérsékleti és nyomás viszonyokat mutat, kelet-



11. ábra. A Ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteiben megjelenő amfibolokkal egyensúlyt tartott olvadék mg# számának becslése, feltüntetve az olivin és klinopiroxén adatokat is

Figure 11. Calculated mg# of the melt which was in equilibrium with amphiboles, olivine and clinopyroxene of the ultramafic cumulate rocks from the Ditråu Alkaline Massif

kezésük ugyanazon régióban történt, a középső–alsó kéregben.

Következtetések

A Ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljai interkumulusz- és kumuluszfázisként, valamint zárványként jelennek meg. Az amfibolok kristályosodási nyomás és hőmérsékletviszonyainak meghatározása érdekében számos termobarométert használtunk, amelyek közül az alkáli rendszerekre is kalibrált RIDOLFI & RENZULLI (2012)-féle termobarométer bizonyult legmegfelelőbbnek a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira. A termobarometriai számítások azt mutatják, hogy az amfibolok, középső–alsó kéreg régióban, H₂O-ban gazdag (7–8 térfogat% H₂O) olvadékból kristályosodtak, 7–8 kbar nyomáson és 900–1050 °C hőmérsékleten.

Olyan amfibolokkal mutatnak hasonlóságot, amelyek középső–alsó kéregbeli mélységben, H₂O-ban gazdag magmából kristályosodtak, valamint olyanokkal is, amelyek lemezen belüli környezetben, alkáli mafikus olvadékokból frakcionációs kristályosodás révén képződtek.

Az elsődleges olvadékból kivált korai olivin- és klinopiroxén-kristályok akkumulációja és az interkumulusz amfibol kristályosodása során az olvadék összetétele megváltozott, ezért az interkumulusz amfibollal egyensúlyt tartó olvadék primitívebb összetételű lehetett (mg#=0,46–0,48), míg a kumulusz amfibol egy frakcionált olvadékból kristályosodhatott (mg#=0,24–0,33).

A DAM ultramafikus kumulátumközeteiben megjelenő amfibolok Si-telítetlen differenciált bazaltos–bazanit magmából kristályosodtak, amelynek összetétele közel áll a masszívumban megjelenő lamprofir olvadék összetételéhez.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén dolgozó Vulcano kutatócsoport tagjainak. Külön köszönet illeti PÁL-MOLNÁR Elemért a témavezetésért, az analitikai

mérések anyagi háttérének biztosításáért és a kézirat átdolgozása során nyújtott segítségével. Köszönjük KÓBOR Balázsnak az ásványkémiai mérésekben, HEINCZ Adriánnak pedig a termobarometria számításokban nyújtott segítségét. Köszönjük DOBOSI Gábornak a kézirat rendkívül alapos és építő jellegű véleményezését.

Irodalom — References

- ANDERSON, J. L. & SMITH, D. R. 1995: The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. — *American Mineralogist* **80**, 549–559.
- ANDERSON, J. L., BARTH, A. P., WOODEN, J. L. & MAZDAB, F. 2008: Thermometers and thermobarometers in granitic systems. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69/1**, 121–142.
- AKININ, V. V., SOBOLEV, A. V., NTAFLIS, T. & RICHTER, W. 2005: Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **150**, 85–101.
- ALONSO-PEREZ, R., MÜNTENER, O. & ULMER, P. 2009: Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **157/4**, 541–558.
- AZZONE, R. G., ENRICH, G. E. R., GOMES, C. de B. & RUBERTI, E. 2013: Trace element composition of parental magmas from mafic-ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic-ultramafic alkaline-carbonatite massif, SE Brazil. — *Journal of South American Earth Sciences* **41**, 5–21.
- BACHMANN, O. & DUNGAN, M. A. 2002: Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. — *American Mineralogist* **87/8–9**, 1062–1076.
- BAGDASARIAN, G. P. 1972: Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România — *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie, Seria Geologie* **17/11**, 13–21.
- BATKI, A., PÁL-MOLNÁR, E., DOBOSI, D. & SKELTON, A. 2014: Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos* **200–201**, 181–196.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104/2**, 208–224.
- CODARCEA, A., CODARCEA, D. M. & IANOVICI, V. 1957: Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. — *Buletin Stiințific Secția de Geologie și Geografie* **II/3–4**, 385–446.
- DAVIDSON, J., TURNER, S., HANDLEY, H., MACPHERSON, C. & DOSSETO, A. 2007: Amphibole „sponge” in arc crust? — *Geology* **35/9**, 787–790.
- FÉMÉNIAS, O., MERCIER, J.-C. C., NKONO, C., DIOT, H., BERZA, T., TATU, M. & DEMAÏFFE, D. 2006: Calcic amphibole growth and composition in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). — *American Mineralogist* **91**, 73–81.
- GIRET, A., BONIN, B. & LEGER, J. M. 1980: Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. — *The Canadian Mineralogist* **18**, 481–495.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E.-AN. 1986: Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. — *American Mineralogist* **71**, 1297–1313.
- HAWTHORNE, F. C., OBERTE, R., HARLOW, G. E., MARESCH, W. V., MARTIN, R. F., SCHUMACHER, J. C. & WELCH, M. D. 2012: Nomenclature of the amphibole supergroup. — *American Mineralogist* **97**, 2031–2048.
- HOECK, V., IONESCU, C., BALINTONI, I. & KOLLER, F. 2009: The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. — *Lithos* **108**, 151–171.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. 1994: Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 433–447.
- HOLLISTER, L. S., GRISSON, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H. & SISSON, V. B. 1987: Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. — *American Mineralogist* **72**, 231–239.
- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J. 1989: Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. — *Geology* **17**, 837–841.
- IRVINE, T. H. 1982: Terminology for Layered Intrusions, — *Journal of Petrology* **23/2**, 127–162.
- KRÄUTNER, H. G. & BINDEA, G. 1995: The Ditrău alkaline intrusive complex and its geological environment. — *Romanian Journal of Mineralogy* **77/3**, 1–44.
- KRÄUTNER, H. G. & BINDEA, G. 1998: Timing of the Ditrău alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). — *Slovak Geological Magazine* **4**, 213–221.
- KRAWCZYNSKI, M., GROVE, T. & BEHRENS, H. 2012: Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H_2O content, and oxygen fugacity. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **164/2**, 317–339.
- LARACQUE, J. & CANIL, D. 2010: The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**, 475–492.

- LARREA, P., GALÉ, C., UBIDE, T., WIDOM, E., LAGO, M. & FRANÇA, Z. 2014: Magmatic evolution of Graciosa (Azores, Portugal) — *Journal of Petrology* **55/11**, 2125–2154.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W. & YOUZHI, G. 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. — *Mineralogical Magazine* **61**, 295–321.
- MORIMOTO, N. 1988: Nomenclature of pyroxenes. — *Mineralogy and Petrology* **39/1**, 55–76.
- MOROGAN, V., UPTON, B. G. J. & FITTON J. G. 2000: The petrology of the Ditrău alkaline complex, Eastern Carpathians. — *Mineralogy and Petrology* **69**, 227–265.
- NEKVASIL, H., DONDOLINI, A., HORN, J., FILIBERTO, J. & LONG, H. 2004: The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: an experimental study. — *Journal of Petrology* **45**, 693–721.
- NEUMANN, E. R., SORESENSEN, V. B., SIMONSEN, S. L. & JOHNSEN K. 2000: Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **103**, 313–342.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1992: Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) hornblendites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania): a preliminary description. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **33**, 67–80.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1994a: Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) diorites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania). — *Acta Mineralogica-Petrographica* **34**, 95–109.
- PÁL-MOLNÁR E. 1994b: A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. — A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged, 85 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1997: Composition of pyroxenes in hornblendites from the northern part of the Ditró Syenite Massif — *Acta Mineralogica-Petrographica* **38**, 123–130.
- PÁL-MOLNÁR E. 1998: A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditok és dioritok kialakulására. — PhD értekezés, Szeged.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2000: Hornblendites and diorites of the Ditró Syenite Massif. — Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2010a: Geology of Székelyland. — In: SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. (eds): *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 33–43.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2010b: Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. — In: SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. (eds): *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 63–88.
- PÁL-MOLNÁR, E. & ÁRVA-SÓS, E. 1995: K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrău Syenite Massif and its petrogenetic implications. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **36**, 101–116.
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ALMÁSI, E., KISS, B., UPTON, B. G. J., MARKL, G. & ODLING, N. 2015: Origin of cumulate hornblendites from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos*, in press.
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ÓDRI, Á., KISS, B. & ALMÁSI, E. 2015: Geochemical implications for the magma origin of granitic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (Eastern Carpathians, Romania). — *Geologia Croatica* **68/1**, 51–66.
- PUTIRKA, K. 2014: Amphibole-liquid equilibria: barometers and thermometers for volcanic systems. — 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia — *Geological Society of America Abstracts with Programs* **46/6**, 180–4.
- RIDOLFI, F. & RENZULLI, A. 2012: Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **163**, 877–895.
- RIDOLFI, F., RENZULLI, A. & PUERINI, M. 2010: Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160**, 45–66.
- RUTHERFORD, M. J. & HILL, P. M. 1993: Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruption. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **98(B11)**, 19667–19685.
- SĂNDULESCU, M. 1984: *Geotectonica Romăniei*. — Editura Tehnică, 336 p.
- SĂNDULESCU, M., KRÄUTNER, H.G., BALINTONI, I., RUSSO-SĂNDULESCU, M. & MICU, M. 1981: The Structure of the East Carpathians (Moldavia – Maramures Area). — *XII. Congress Carpathian-Balkan Geological Association, Institutul Geologie și geofizică, Guide to excursion*. B1, 1–92 p.
- SCAILLET, B. & EVANS, B.W. 1999: The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of the dacite magma. — *Journal of Petrology* **40/3**, 381–411.
- SCHMIDT, M. W. 1992: Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 304–310.
- SIMAKIN, A., SALOVA, T. P. & BABANSKY, A. D. 2009: Amphibole crystallization from a water-saturated andesite melt: experimental data at P=2 kbar. — *Petrology* **17/6**, 591–605.
- SIMAKIN, A., ZAKREVSKAYA, O. & SALOVA, T. 2012: Novel amphibole geobarometer with application to mafic xenoliths. — *Earth Science Research* **1/2**, 82–97.
- SISSON, T. W. & GROVE, T. L. 1993: Experimental investigations of the role of H₂O in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113/2**, 143–166.
- STRECKEISEN, A. 1938: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differenzierung und Assimilation. — *Verhandlungen der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft* 159–161.

- STRECKEISEN, A. 1960: On the structure and origin of the Nephelinsyenite Complex of Ditró (Transylvania, Roumania). — 21st *International Geological Congress, Rep. 21st Session Norden, 13, Petrographic provinces igneous and metamorphic rocks*, 461 228–238.
- STRECKEISEN, A. L. 1973: Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. — *Geotimes* **18/10**, 26–30.
- STRECKEISEN, A. L. 1976: Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* **1**, 1–15.
- TIEPOLO, M. & TRIBUZIO, R. 2008: Petrology and U-Pb zircon geochronology of amphibole-rich cumulates with Sanukitic affinity from Husky Ridge (Northern Victoria Land, Antarctica): Insights into the role of amphibole in the petrogenesis of subduction-related magmas. — *Journal of Petrology* **49/5**, 937–970.
- TIEPOLO, M., TRIBUZIO, R. & LANGONE, A. 2011: High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). — *Journal of Petrology* **49**, 937–970.
- TIEPOLO, M., LANGONE, A., MORISHITA, T. & YUHARA, M. 2012: On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the arc crust: evidence from Shikanoshima island (Kyushu, Japan). — *Journal of Petrology* **53/6**, 1255–1285.
- TOKSOY-KÖKSAL, F. & OBERHAENSLI, R. 2009: Hydrous aluminosilicate metasomatism in an intra-oceanic subduction zone: Implications from the Kurancali (Turkey) ultramafic-mafic cumulates within the Alpine Neotethys Ocean. — *Mineralogy and Petrology* **95**, 273–290.
- WAGER, L. R. 1960: The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. — *Petrology* **1**, 364–398.
- WHITNEY, D.L & EVANS, B.W. 2010: Abbreviation for names of rock-forming minerals. — *American Mineralogist* **95**, 185–187.

Kézirat beérkezett: 2015. 03. 02.

Új rétegtani adatok a Zsámbéki-medence triász aljzatából – szerkezetföldtani következtetések

BUDAI Tamás¹, HAAS János², PIROS Olga¹

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

²MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport,
Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c.

New stratigraphic data on the Triassic basement of the Zsámbék Basin — tectonic inferences

Abstract

Middle Triassic basinal carbonates and volcanites (“Buchenstein Group”) representing the oldest formations encountered in the Mesozoic basement of the Zsámbék Basin has been recently exposed in a quarry at the Strázsa Hill near Zsámbék. This succession is overlain by Ladinian to Lower Carnian platform dolomite (Budaörs Dolomite) and a Carnian basinal sequence (Csákberény Formation) exposed in the core Zsámbék Zs–14. The upper part of the Triassic succession is made up by carbonate platform facies of the Upper Carnian – Norian Fődolomit (Main Dolomite) Formation and the Norian Dachstein Limestone.

The structure of the Mesozoic basement of the Zsámbék Basin is mostly determined by the Vértessomló–Nagykovácsi Line of W–E strike. This significant structural zone that is covered by Neogene sediments in the basin is exposed in the quarry of the Strázsa Hill. Along this zone the Norian Fődolomit Formation is in contact with the Middle Triassic volcanites and basinal carbonate succession. The re-evaluation of core Epöl Ep–5 led to the conclusion that the dolomite succession below the lower part of the Dachstein Limestone (Fenyőfő Member) is not the Fődolomite Formation as it was supposed earlier, but the Pelsonian Tagyon Formation and there is a tectonic contact between them. The stratigraphic data and the generally steep dipping of the Triassic formations (40–60°) suggest that the extreme widths of the Middle – Upper Triassic dolomite belt comprising the pre-Cenozoic basement of the Zsámbék Basin is probably the consequence of tectonic repetitions of the successions.

Keywords: *Triassic, stratigraphy, tectonics, Zsámbék Basin, Transdanubian Range*

Összefoglalás

A Zsámbéki-medence mezozoos aljzatának legidősebb ismert triász képződménye a vulkanitbetelepüléseket tartalmazó, medence fáciesű karbonátokból álló „Buchensteini Formációcsoport”, amely a Zsámbék melletti Strázsa-hegy kőfejtőjében bukkan felszínre. A medence fáciesű rétegsor fölött ladin–alsó-karni platform fáciesű dolomit (Budaörsi Formáció), majd a Zsámbék Zs–14 fúrás által feltárt, karni medence fáciesű rétegsor települ (Csákberényi Formáció). E fölött felső-triász platform fáciesű dolomit (Fődolomit), majd dolomit–mészke rétegeinek váltakozásán keresztül kifejlődő platform fáciesű mészke (Dachsteini Mészke) alkotja a medencealjzatot.

A Zsámbéki-medence szerkezetét alapvetően a Ny–K-i csapású Vértessomló–Nagykovácsi-vonal határozza meg. A medence területének túlnyomó részén neogén képződményekkel fedett tektonikus zónát a Strázsa-hegy kőfejtője tárja fel. A szerkezet mentén, a déli oldalon nori Fődolomit, az északi oldalon középső-triász vulkanitból és medence fáciesű karbonátokból álló összlet („Buchensteini Formációcsoport”) érintkezik egymással tektonikusan. Az Epöl Ep–5 fúrás újrvizsgálata arra az eredményre vezetett, hogy a Dachsteini Formáció nori korú alsó szakasza (Fenyőfői Tagozat) alatt, a korábbi feltételezéssel ellentétben, nem a Fődolomit, hanem — tektonikus kontaktussal — középső-anisusi (pelsoni) mészalagát tartalmazó sekélytengeri platform fáciesű dolomit (Tagyoni Formáció) található. Az aljzatot felépítő triász képződményekre vonatkozó rétegtani adatok és a rétegsorok jellemzően meredek (40–60°) dőlése alapján valószínűsíthető, hogy a Zsámbéki-medence É-i részén is tektonikusan ismétlődhet a triász rétegsor (akár többször is), ami magyarázatot ad a középső–felső-triász dolomitösszlet pásztájának jelentős, kb. 10 km-t elérő szélességére a medence aljzatában.

Kulcsszavak: *triász, rétegtan, tektonika, Zsámbéki-medence, Dunántúli-középhegység*

Bevezetés

A dunántúli-középhegységi perm–triász dolomitok képződését vizsgáló OTKA projekt (K81296, HAAS) során olyan új földtani és őslénytani adatokat is nyertünk, amelyek pontosítják, illetve módosítják a Zsámbéki-medence aljzatát alkotó triász képződmények rétegtani besorolását és a medence szerkezeti felépítésére vonatkozó korábbi ismereteinket.¹

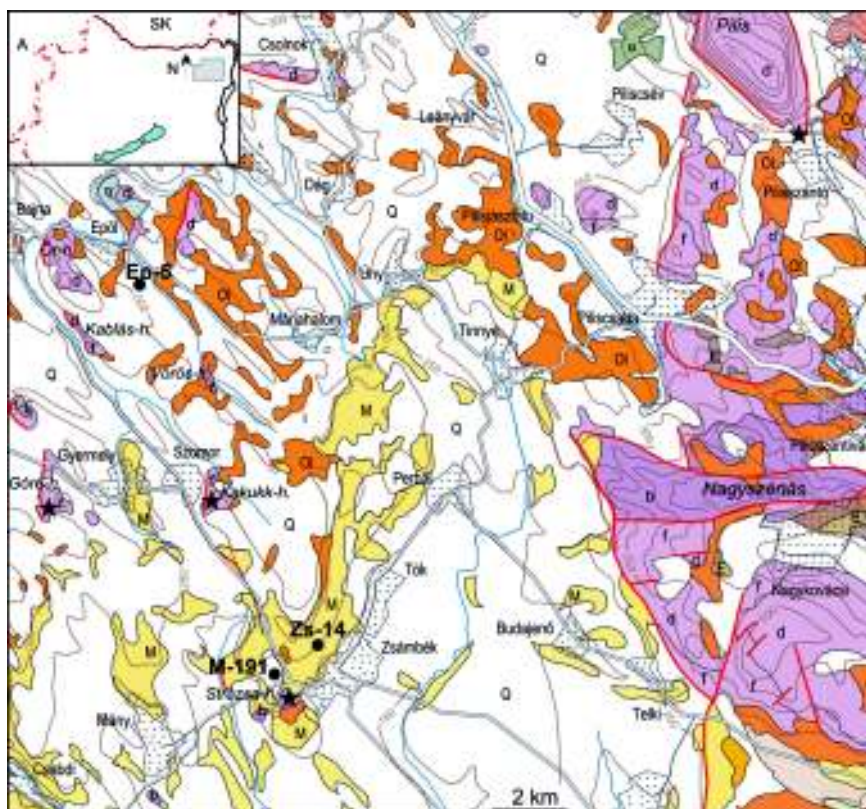
Kutatási előzmények

A Budai-hegység és a Gerecse vonulata közötti triász dolomitörögök rétegtani vizsgálata VÍGH (1914, 1933), ORAVECZ (1961) és VÉGH-NEUBRANDT (1982) nevéhez fűződik, akik a képződmények tagolását a *Diplopora annulata* alfafaj jelenléte, illetve molluszkák alapján végezték el. A Zsámbéki-medence földtani felépítésének részletesebb megismeréséhez jelentős mértékben járult hozzá az eocén kőszén és bauxit kutatása az 1970-es és 80-as években (1978; VÉGHNE et al. 1978, 1979; VÉGHNE 1988; MENSÁROS et al. 1988). E kutatások kezdeti szakaszának eredményei beépültek a Dunántúli-középhegység 1:100 000-es méretarányú bauxitföldtani térképébe (CSÁSZÁR et al. 1978), amelynek a tárgyalt területre vonatkozó része ORAVECZ J. közreműködésével készült. A több ezer méter vastag középső–felső-triász karbonátplatform fáciesű rétegsor tagolása szempontjából kiemelkedő jelentőségű volt az országos alapszelvény-program keretében 1978–79-ben mélyült Zsámbék Zs–14 fúrás, amely több száz méter vastag meden-

ce fáciesű karni rétegsort tárt fel a ladin–legalsó karni Budaörsi Dolomit és a felső-karni Fődolomit között (ORAVECZ & HAAS 1980, HAAS et al. 1981, KRISTAN-TOLLMANN et al. 1991, GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHAEFFER 1996). A terület északi részén, Epöl környékén felszínre bukkanó Fődolomit – Dachsteini Mészko átmeneti egység (Fenyőfői Tagozat) részletes szedimentológiai vizsgálatára ugyancsak az alapszelvény program keretében került sor (HAAS 1995). Idősebb, középső-triász medence fáciesű képződményeket csak később, a mányi kőszénkutató fúrások átértékelése során sikerült azonosítani a medence aljzatában (BUDAI 2004). A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeivel kapcsolatos rétegtani problémák újragondolása a tárgyalt területre vonatkozó litosztratigráfiai tagolást is új megvilágításba helyezte, és módosítását javasolta (HAAS & BUDAI 2014).

A medencealjzat földtani felépítése

Zsámbéki-medence aljzatát alkotó triász képződmények kisebb kiemelt blokkok formájában bukkannak felszínre a medencét kitöltő paleogén és neogén képződmények alól (1. ábra). Sekélytengeri platform fáciesű dolomit alkot kisebb rögtöt Zsámbék (Strázsa-hegy), Mány (Kálvária-hegy), Szomor (Kakukk-hegy) és Gyermely (Göré-hegy) határában, míg az ezektől északra lévő blokkokat a Dachsteini Mészko alsó, átmeneti rétegcsoportból álló Fenyőfői Tagozata (Kablás-hegy, epöli kőfejtő, Epöl Ep–5 fúrás rétegsorának felső szakasza), illetve Dachsteini Mészko alkotja (bajnai Ór-hegy).



1. ábra. A Zsámbéki-medence és környékének földtani térképe a triász képződményeket feltárt fontosabb fúrások (kör) és felszíni kibúvások (csillag) feltüntetésével (BUDAI, GYALOG szerk. 2010 térképének felhasználásával).

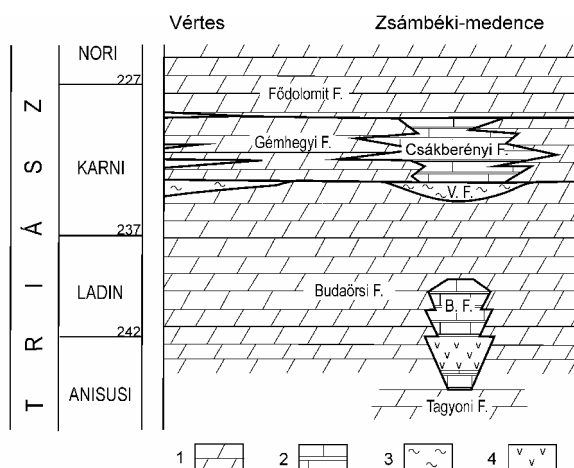
Rövidítések: Triász – b: Budaörsi Dolomit; f: Gémhegyi Dolomit és Fődolomit; d: Dachsteini Mészko. E: eocén képződmények; Ol: oligocén képződmények; M: miocén képződmények; Q: kvarter képződmények; α: andezit (középső-miocén); q: édesvízi mészkő (pleisztocén)

Figure 1. Geological map of the Zsámbék Basin and its surroundings showing the relevant boreholes (dots) and outcrops (stars) of the Triassic formations (based on the geological map of BUDAI, GYALOG ed. 2010).

Abbreviations: Triassic – b: Budaörsi Dolomite, f: Gémhegyi Dolomite and Main Dolomite (Fődolomit); d: Dachstein Limestone. E: Eocene formations; Ol: Oligocene formations; M: Miocene formations; Q: Quaternary formations. α: andesite (mid-Miocene); q: fresh-water limestone (Pleistocene)

A rétegtani besorolást pontosító új adatok, megfigyelések

A Zsámbéki-medence triász rétegsorának túlnyomó részét középső- és felső-triász platform fáciesű karbonát-összlet alkotja (2. ábra), de kisebb elterjedésben medence fáciesű képződmények is ismertek. A Zsámbéki-medence legidősebb felszíni képződményei a Zsámbék és Mátyás közöti rögök területén bukkannak elő a kainozoos üledékek alól (1. ábra), ahol a kisebb felhagyott fejtőkben feltárt dolomitot az egyes rétegekben tömegesen található *Diplo-*



2. ábra. A Zsámbéki-medence és a Vértes triász képződményeinek litosztratigráfiai kapcsolata (BUDAI 2004, valamint HAAS & BUDAI 2014 nyomán)

1 – platform fáciesű dolomit; 2 – medence fáciesű, tűzköves mészkő, dolomit; 3 – medence fáciesű márga; 4 – vulkanit. Rövidítés: B. F. – Buchensteini Formációcsoport; V. F. – Veszprémi Formáció

Figure 2. Lithostratigraphic correlation of the Triassic formations of the Zsámbéki Basin and the Vértes Hills (after BUDAI 2004 and HAAS & BUDAI 2014)

1 – dolomites of platform facies; 2 – cherty limestones and dolomites of basin facies; 3 – marls; 4 – volcanites. Abbreviation: B. F. – Buchenstein Group; V. F. – Veszprém Formation

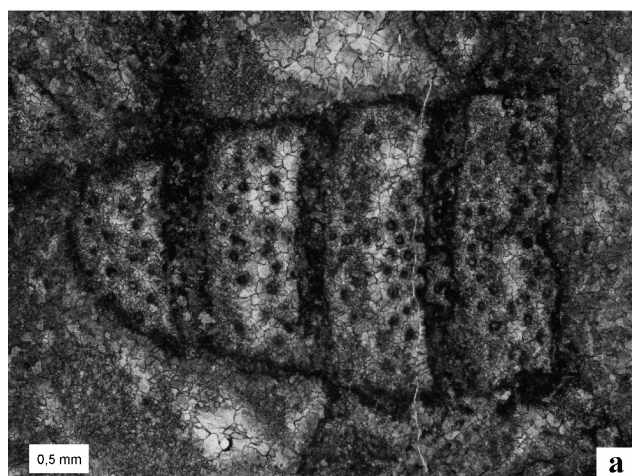
pora annulata mészalgák (3. ábra) alapján a ladinba (ORAVECZ 1961), a későbbi litosztratigráfiai tagolás szerint a Budaörsi Dolomit Formációba sorolták. A strázsas-hegyi bányában, az utóbbi évtizedekben egyre kiterjedtebben

zajló bányászat eredményeként szürke, kovás, tűzköves mészkő és dolomit (4. ábra), valamint zöld, illetve vöröses-lilás színű portufa, lapillitufa és aprókavicsos tufa alkotta képződményt tártak fel a 2000-es évek második felében. Ez az összlet egyértelműen azonosítható a mátyási kőszénkutató fúrások (pl. Mátyás M–191) átértékelése során ismertté vált középső-triász medence fáciesű rétegsorral (BUDAI 2004),



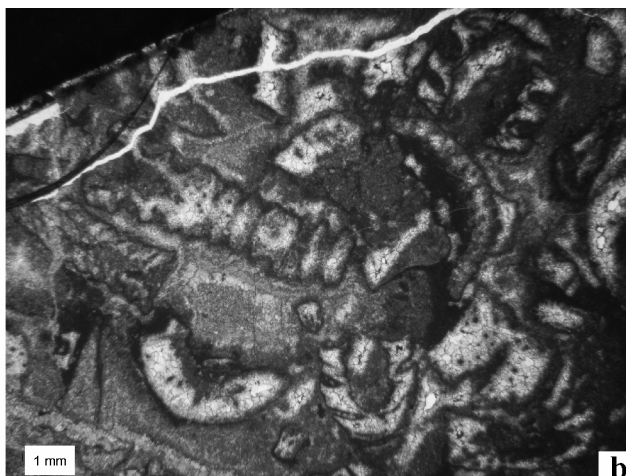
4. ábra. Kovás, pados, dolomitósodott középső-triász mészkő, tufabetelepülésekkel (Buchensteini Formációcsoport). Zsámbék, Strázsas-hegy, kőfejtő, É-i udvar

Figure 4. Siliceous, bedded, dolomitized Middle Triassic limestone with tuff interlayers (Buchenstein Group). Zsámbék, Strázsas Hill quarry, northern yard



3. ábra. *Diplopore annulata* metszetei ORAVECZ J. által Zsámbékról gyűjtött minta vékonycsiszolatában

Figure 3. *Diplopore annulata* in thin sections from samples were taken by J. ORAVECZ at Zsámbék



és a Buchensteini Formációcsoportba sorolható. Az eddig elvégzett őslénytani (oldásos és csiszolatos mikropaleontológiai) vizsgálatok nem jártak eredménnyel, a rétegsorból semmilyen korjelző fosszília nem került elő.

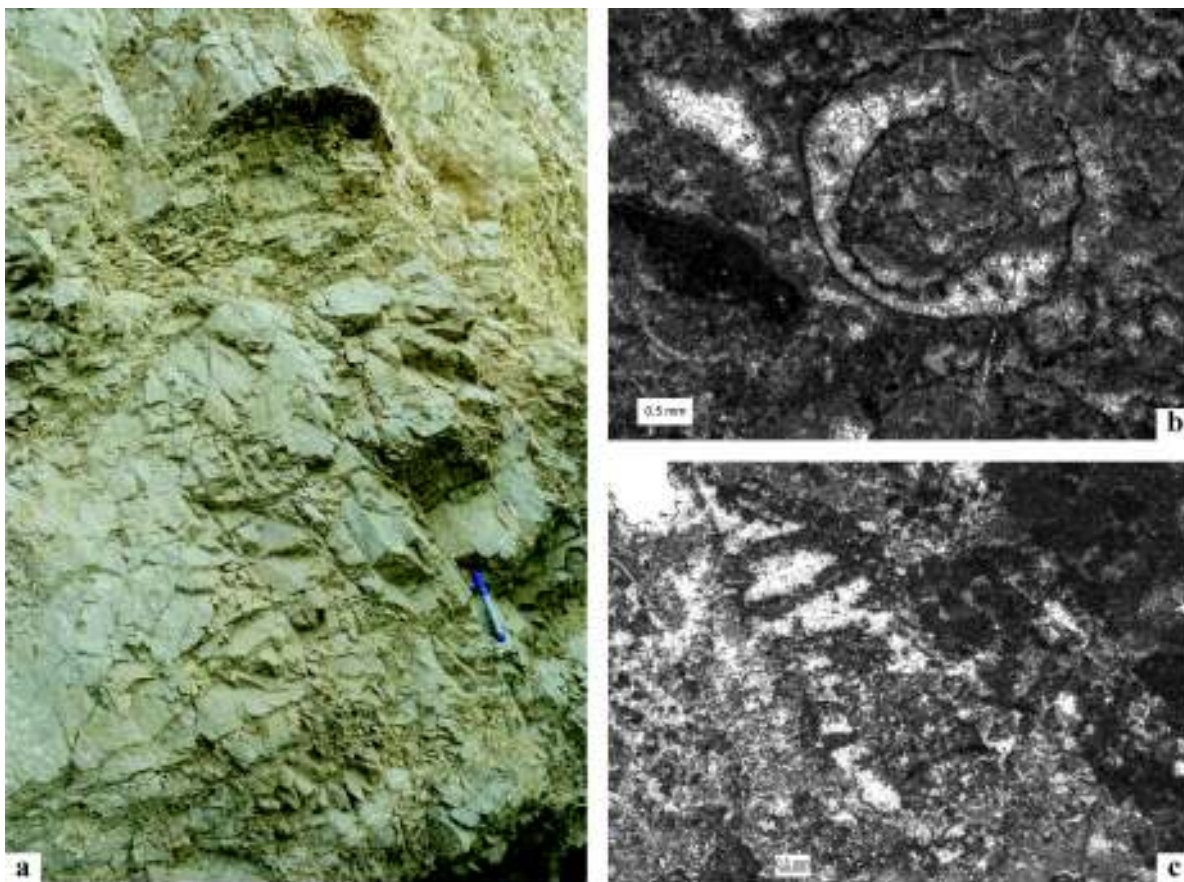
A medence fáciesű rétegsort sekélytengeri dolomitestek között, erősen tektonizált helyzetben tárja fel a kőfejtő É-i udvara (5. ábra), bár a rossz feltártság a kontaktusok közvetlen észlelését nem teszi lehetővé. Az É-i bányaudvar É-i falán feltárt vastagpados dolomit, meredek (kb. 60°)

dőléssel települ a vulkánitufa-betelepülések medence fáciesű rétegsor fölött (6. ábra, a). A dolomit közepes és durva kristályos, a dolomitosodás során eredeti üledékes szövete jórészt megsemmisült, de bioklasztok, jellemzően *Diplopora annulata* rossz megtartású töredékeinek körvonalai olykor nagy számban megfigyelhetők (6. ábra, b, c). A sekélytengeri lagúna fáciesű pados dolomitot csupán néhány cm vastagságú sztromatolit (mikrobás boundstone) szintek tagolják a feltárt szelvénytájakon (HIPS et al. 2015).



5. ábra. A zsámbéki Strázsa-hegy kőfejtőjének panorámaképe a 4., 6. és 7. ábra helyének feltüntetésével. A D-i bányaudvar nori Földolomit, az É-i bányaudvar középső-triász rétegsort tár fel, a kettő közötti tektonikus sík a Vértessomló–Nagykovácsi-vonal (V–N–v)

Figure 5. Panoramic view of the Strázsa Hill Quarry at Zsámbék showing the site of Figures 4, 6 and 7. Norian Földolomit (Main Dolomite) in the southern yard contacts with Middle Triassic sequence of the northern yard along the Vértessomló–Nagykovácsi Line (V–N–v)



6. ábra. Budaörsi Dolomit a Strázsa-hegy kőfejtőjének északi falán (a); *Diplopora annulata* zöldalgametszetekkel (b, c)

Figure 6. Budaörs Dolomite on the northern wall of the Strázsa Hill quarry (a); with *Diplopora annulata* Dasycladale algae in thin-section (b, c)

A bánya déli udvarában erősen murvásodott és porlott pados dolomit található, amely kb. 30° alatt dől az északi bányaudvarban feltárt rétegsor felé (7. ábra, a). Ebből a dolomitból *Diplopora phanerospora* alga került elő (7. ábra, b), amelynek rétegtani elterjedése karni–rhaeti (GRAINER & GRGASOVIC 2000), és ez alátámasztja a képződménynek a Földolomitba sorolását. Következésképpen az északi bányaudvarban feltárt, Buchensteini Formációcsoporthba sorolható rétegsorral való érintkezése tektonikus.

az Epöl Ep–5 fúrásban feltárt, helyenként meredek (50–70°) dőlésű és tektonikusan erősen összeűzött, breccsásodott platformkarbonát-összlet korábbi lito- és kronosztratiográfiai besorolását (HAAS 1995) lényegesen módosítanunk kell. A fúrásban feltárt rétegsor felsőbb szakasza (209–516 m) valóban a Földolomit és a Dachsteini Mészakő közötti átmenetet képviselő Fenyőfői Tagozatba sorolható, ahogy azt korábban megállapítottuk (9. ábra). A dolomit, részlegesen dolomitósodott mészkő és mészkő váltakozásából



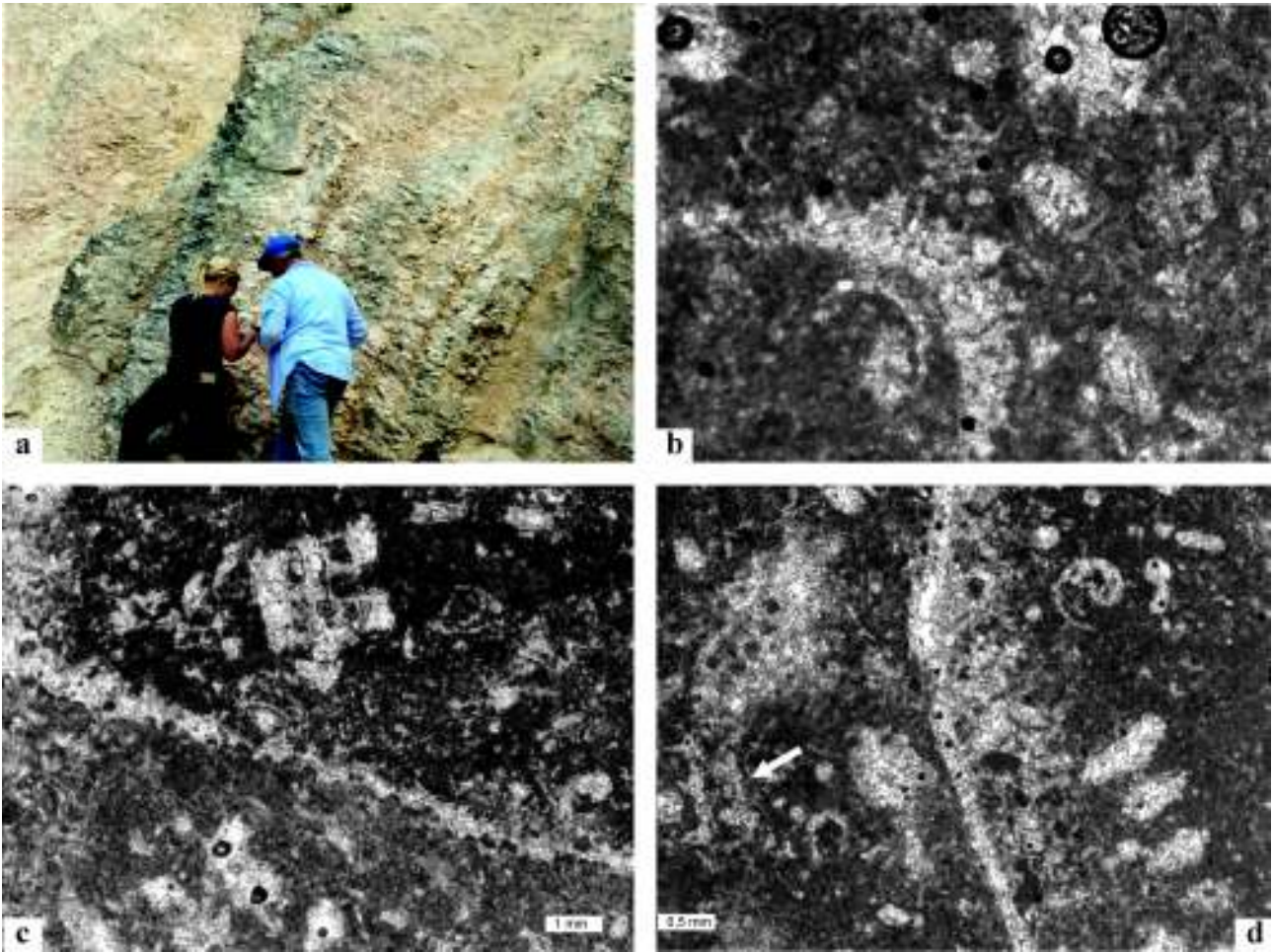
7. ábra. Murvásodott Földolomit a Strázsa-hegy kőfejtőjének déli udvarában (a) (fotó: CSILLAG G.); *Diplopora phanerospora* zöldalga-metszettel (b)

Figure 7. Brecciated Földolomit in the southern yard of the Strázsa Hill quarry (a) (photo: G. CSILLAG); with *Diplopora phanerospora dasycladalea* in thin-section (b)

A Zsámbéki-medence területén felszínre bukkanó dolomit-rögök reambulációja során a szomori Kakukk-hegy és a gyermelyi (Gyarmatpuszta melletti) Góré-hegy felhagyott fejtőjét vizsgáltuk. A dolomit-rétegsort ezekben a feltárásokban túlnyomó részben 1–2 m vastag padok építik fel, amelyek között 20–30 cm vastag sztromatolit-rétegek települnek. A Góré-hegyről ORAVECZ (1961) karni emeletre utaló *Megalodus*-faunát ismerttetett, *M. hoernesii rotundatus*, *M. vertesensis*, *Myophoria* cf. *inaequicostata* fajokkal. A Góré-hegy kőfejtőjének meredek dőlésű dolomit-rétegeiből (8. ábra, a) *Poikiloporella duplicata* (8. ábra, b), *Diplopora phanerospora* (8. ábra, c) és *Physoporella leptotheca* (8. ábra, d) fajokból álló alga-flóra került elő, amely megerősíti a dolomit karni(–nori?) besorolását (GRAINER & GRGASOVIC 2000).

A jelenleg zajló OTKA program keretében néhány fúrást is újrazvizsgáltunk. Ennek során derült fény arra, hogy

felépülő, sztromatolit-étegekkel (9. ábra, a) tagolt lofer-ciklusos rétegsor megfeleltethető az Epöltől Ny-ra lévő kőfejtőben feltárt rétegsorral (HAAS & DEMÉNY 2002). Az ez alatt mintegy 25 m vastagságban (516–540 m között) harántolt dolomit, litológiai jellegei alapján, az átmeneti egység legalsó szakaszának vagy a Földolomit legfelső szakaszának feleltethető meg. Korábban úgy véltük, hogy a fúrás mélyebb szakaszán (540–880 m) harántolt platform fáciesű, helyenként ciklusosságot mutató dolomit szintén a Földolomit Formációba sorolható. Az újrazvizsgálat során azonban az 540–620 m közti szakasz mintáiban *Physoporella pauciforata*, *Pontecella hexaster* és *Oligoporella pilosa* dasycladalea algamaradványok kerültek elő (9. ábra, b). Ez a középső-anisusi flóra (GRAINER & GRGASOVIC 2000) a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík pelsői platformkarbonátjára, a Tagyoni Formációra jellemző (BUDAI et al. 1993, 1999; PIROS in VÖRÖS et al. 2003), ennek megfelelően



8. ábra. Murvásodott Földolomit meredek dőlésű rétegei a gyermelyi Góré-hegy felhagyott fejtőjében (a); zöldalga-metszetekkel: *Poikiloporella duplicata* b, *Diplopora phanerospora* c, *Physoporella leptotheca* d

Figure 8. Steeply dipping beds of brecciated Földolomit in the abandoned quarry of Góré Hill near Gyermely (a); with *Dasycladale* algae in thin-sections: *Poikiloporella duplicata* b, *Diplopora phanerospora* c, *Physoporella leptotheca* d

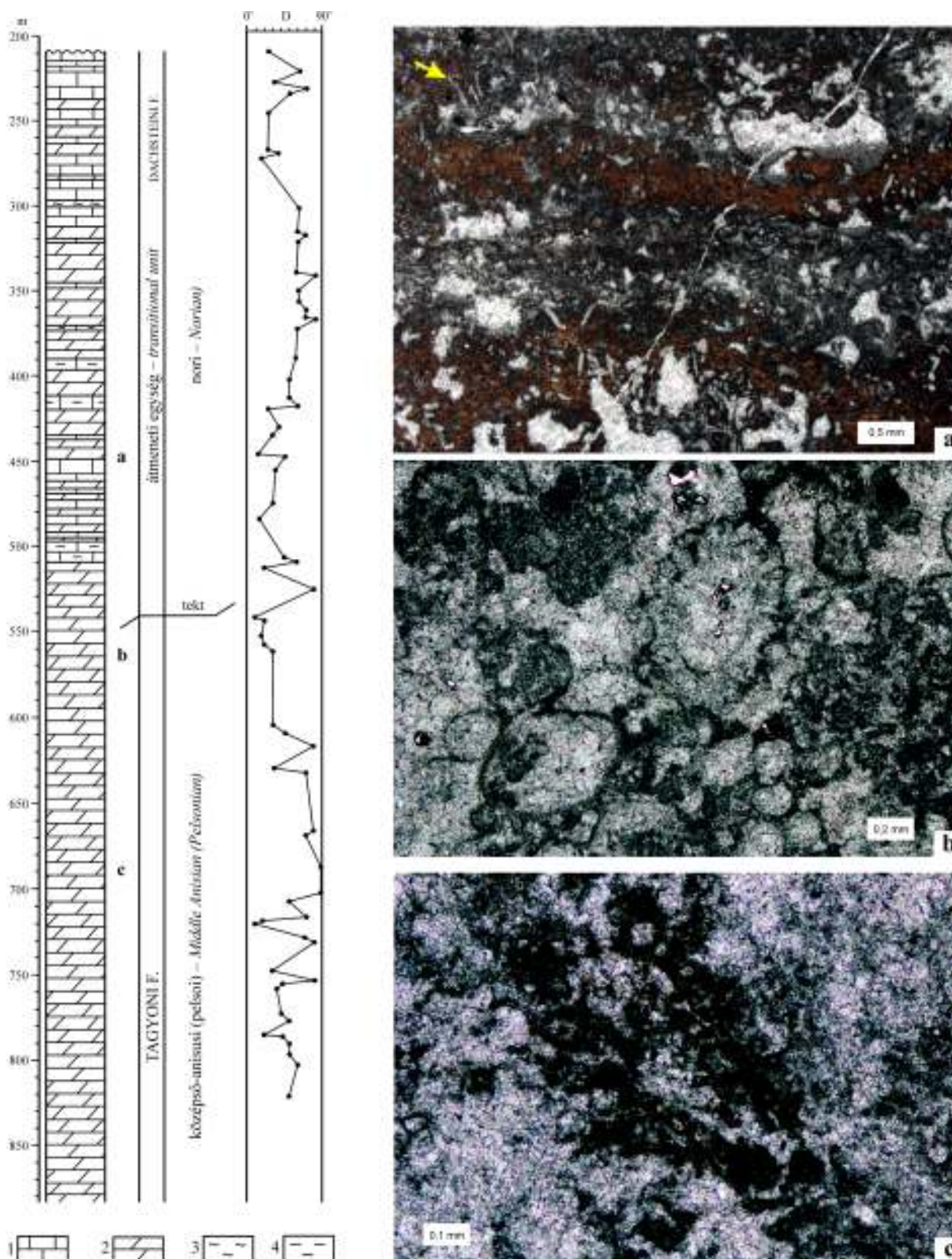
a fúrásnak ez a szakasza az anisusi emelet középső, pelsői alemeletébe sorolható. A bizonyíthatóan pelsőiba sorolható szakasz alatt ugyancsak sekélytengeri, helyenként kalcimikrobákat tartalmazó dolomit található (9. ábra, c), amelyet feltételesen ugyancsak a Tagyoni Formációba sorolhatunk. A Tagyoni Formáció dolomitja nyilvánvalóan tektonikus kontaktussal érintkezik a fúrás felső szakaszát alkotó felső-nori Fenyőfői Tagozattal.

Tektonikai megállapítások

A Zsámbéki-medencében felszínre bukkanó dolomit ÉÉNy-i irányú dőlése szinte mindegyik blokkban meglehetősen meredek: a Szomor melletti kibúvásokban 45–50°, a gyermelyi Góré-hegyen 60° (8. ábra, a), a zsámbéki Strázsa-hegy É-i pikkelyében ugyancsak 60°. Ilyen dőlésértékek mellett a térképi rajzolatban mintegy 10 km széles felső-triász dolomitest vastagsága — monoklinális dőlés esetén — mintegy 5–7 km-nek adódna, ami a legnagyobb ismert vastagságértékekkel számolva is képtelenség. A Nagygyeháza–Mányi-medence és a Zsámbéki-medence aljzatát ért

több száz fúrás alapján a triász képződmények ÉK–DNy-i csapású, pásztás elrendeződésében több szerző is feltételezett rétegismétlődéseket (VÉGHNÉ et al. 1978), illetve DK-i vergenciájú feltolódásokat (ORAVECZ & HAAS 1980; KERCSMÁR 2004), amelyek a Budaörsi Dolomittól a Földolomitig terjedő rétegsor többszöri ismétlődését eredményezhetik. Ilyen szerkezethez kapcsolódik az igen meredek (40–70°) dőlésű anisusi–ladin medencefáciesű rétegsor megjelenése is a Zsámbék és Mány közötti fúrásokban (BUDAI 2004). Feltételezhető tehát, hogy a felső-triász dolomit pásztájának jelentős szélessége a Vértes–Gerece vonulata és a Budai-hegység között, tektonikai okokra vezethető vissza, ahogy ezt korábban ORAVECZ & HAAS (1980), valamint BALLA & DUDKO (1989) is lehetségesnek tartotta.

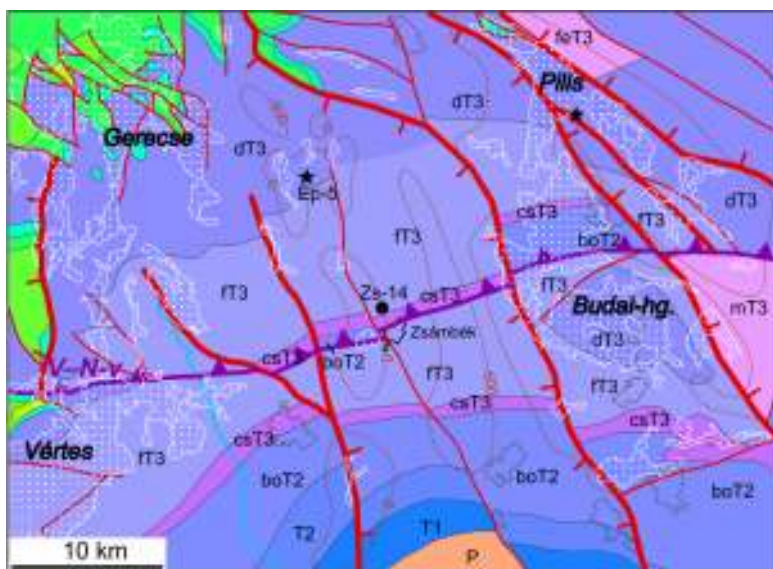
A medence aljzatát Ny–K-i irányban kettészelő Vértes-somló–Nagykovácsi-vonal a Dunántúli-középhegység ÉK-i részének egyik meghatározó szerkezeti eleme (10. ábra), amelyet a korábbi térképek közül CSÁSZÁR et al. (1978) bauxitföldtani térképe lényegében a ma is elfogadott nyomvonal szerint ábrázol. E szerkezet egyes szakaszai korábban csak a medence Ny-i peremét alkotó Vértesben (Szár–Somlyó-vonal — TAEGER 1909; MAROS 1988), illetve a K-i



9. ábra. Az Epöl Ep-5 fúrás rétegsora (HAAS 1997 nyomán) a jellemző dőlésértékek (D oszlop) és a jellemző mikrofácies-típusok bemutatásával
 1 – mészkő; 2 – dolomit; 3 – márga; 4 – agyag – Mikrofácies: a - sztromatolit fensztrális póruszorokkal, helyenként felismerhető cianobakteriális filamentumokkal (nyíl) (Fenyőfői Tagozat, 448,2 m); b - dasycladalea-algák (*Pontecella hexaster* középen) maradványait és egyéb biomoldokat tartalmazó dolomit (Tagyoni Formáció, 567 m); c - kalcimikrobákat tartalmazó mikrokristályos dolomit (Tagyoni Formáció? 690 m)

Figure 9. Column of the Epöl Ep-5 core (after HAAS 1997) with the dip (D) of the strata and with the most characteristic microfacies types

1 – limestone, 2 – dolomite, 3 – marl, 4 – clay, a - stromatolite with fenestral pores; remnants of cyanobacterial filaments (arrow) are recognisable locally (Fenyőfői Mb 448.2 m); b - dolomite containing *Dasycladalea* algae (*Pontecella hexaster*) and other biomolds (Tagyon Fm, 567 m); c - microcrystalline dolomite with calcimicrobes (Tagyon Fm? 690 m)



10. ábra. A Zsámbéki-medence és környezetének pre-kainozoos földtani térképe (HAAS et al. 2010 nyomán), a középső-anisusi illetve felső-anisusi–ladin és a nori platformkarbonátok tektonikus érintkezését feltáró objektumok (csillag) feltüntetésével

Kékkel a jura, zölddel a kréta képződmények elterjedési területe ábrázolt. Rövidítések: P – felső-perm képződmények; T1 – alsó-triász képződmények; T2 – középső-triász képződmények; boT2 – Budaörsi Dolomit (ladin–alsó-karni platform fácies); csT3 – Csákerényi F. (karni medence fácies); fT3 – Földolomit (karni–alsó-nori platform fácies); dT3 – Dachsteini Mészko (nori–rhaeti platform fácies); feT3 – Feketehegyi Mészko (nori medence fácies); mT3 – Mátyáshegyi F. (karni–nori medence fácies); V–N–v – Vértessomló–Nagykovácsi-vonal

Figure 10. Pre-Cenozoic geological map of the Zsámbék Basin area (after HAAS et al. 2010). The stars mark the observed tectonic contacts between the Middle Anisian or Upper Anisian–Ladinian and the Norian platform carbonates

Blue: Jurassic formations, green: Cretaceous formations. Abbreviations: P – Upper Permian formations; T1 – Lower Triassic formations; T2 – Middle Triassic formations; boT2 – Budaörsi Dolomite (Ladinian – Lower Carnian platform facies); csT3 – Csákerényi Fm (Carnian basin facies); fT3 – Hauptdolomit (Carnian – Lower Norian platform facies); dT3 – Dachstein Limestone (Norian–Rhaetian platform facies); feT3 – Feketehegy Limestone (Norian basin facies); mT3 – Mátyáshegyi F. (Carnian–Norian basin facies); V–N–v – Vértessomló–Nagykovácsi Line

peremét alkotó Budai-hegységben voltak ismertek a felszínen (SEMPTEY 1943, JASKÓ 1943, WEIN 1977). BALLA, DUDKO (1989) az általuk definiált Vértessomló–Nagykovácsi-vonalat egyetlen összefüggő tektonikai elemként értelmezte, összekötve annak vértesi és budai-hegységi szakaszát a Zsámbéki-medencén keresztül (kainozoos képződményekkel fedett szakaszát „Zsámbéki-vonalként” említve). A szerkezet felszíni szakaszainak részletes elemzését a Vértesben FODOR & BÍRÓ (2004), FODOR et al. (2005) és FODOR (in BUDAI, FODOR szerk. 2008) végezte el. Véleményük szerint a

Vértessomló-vonal alapvetően kréta korú rátolódás, amelynek egyes szakaszai azonban a kainozoikumban felújultak. A Budai-hegység területén FODOR et al. (1994) végzett szerkezet-elemzés szerint a Nagykovácsi-vonal kainozoos szerkezeti elem.

A Zsámbéki-medence triász rögeinek reambulációja során végzett megfigyeléseink szerint a zsámbéki Strázsa-hegy kőfejtője a Vértessomló–Nagykovácsi-vonalat tárja fel (5. ábra). A szerkezeti zóna mentén az É-i pikkely középső-triász medence fáciesű rétegsora és a fölötte települő, meredek dőlésű ladin–alsó-karni platformkarbonát rátolódással, illetve eltolódással érintkezik a D-i pikkelyt alkotó nori Földolomittal (10. ábra).

A Zsámbéki-medence É-i részén, az Epöl Ep–5 fúrásban a középső-triász Tagyoni Dolomit és a Dachsteini Mészko nori korú Fenyőfői Tagozata között, a tektonikai kontaktusnál mintegy 2000 m rétegtani vastagságot képviselő szakasz hiányzik. Hasonló jellegű, bár valamivel kisebb rétegtani hiányt eredményező szerkezet vált ismertté a Pilis déli lábánál is, ahol a nori Dachsteini Mészko felső-anisusi–ladin algákat tartalmazó „wettersteini-típusú” mészkővel érintkezik (BUDAI et al. 2012). E két (a 10. ábrán csillaggal jelölt) megfigyelési pont közötti szerkezeti kapcsolat nem tisztázott. A korábbi elemzések alapján az feltételezhető, hogy több, K–Ny-i csapásirányú tektonikai elem is tagolhatja a medence mezozoos aljzatát.

Köszönetnyilvánítás

A jelen dolgozatban ismertetett új kutatási eredmények az OTKA T.81296 számú projektjének (HAAS J.) keretében születtek. A szerzők köszönettel tartoznak FODOR Lászlónak és KERCSMÁR Zsoltnak alapos lektori véleményükért és javaslataikért.

Irodalom — References

- BALLA, Z. & DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **35/1–2**, 3–63.
- BUDAI T. 2004: Középső-triász medencefáciesek és vulkanitok a Zsámbéki-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 189–194.
- BUDAI, T., LELKES, GY. & PIROS, O. 1993: Evolution of Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 145–165.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **197**, 257 p.
- BUDAI T., FODOR L. (szerk.), CSÁSZÁR G., CSILLAG G., GÁL N., KERCSMÁR ZS. KORDOS L., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. 2008: A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, 368 p.

- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.), CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR ZS., KOLOSZÁR L., KONRÁD GY., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P. & SELMECZI I. 2010: Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000. — 2. kiadás. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa 276 p.
- BUDAI T., HAAS J. & PIROS O. 2012: A Pilis-vonulat triász képződményeinek földtani kutatása — beszámoló a 68224 számú OTKA projekt eredményeiről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2010**, 55–62.
- CSÁSZÁR G., HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELENYI E. 1978: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe, M=1:100 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. — *Földtani Közlemény* **124/2**, 129–305.
- FODOR, L., BÍRÓ, I., ALBERT, G. & LANTOS, Z. 2005: New structural observations along the Vértessomló Line and implications for structural evolution of the Transdanubian Range (western Hungary). — *Geolines* **19**, 38–40.
- GÓCZÁN, F. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1996: Tuvanian sequences of the Balaton Highland and the Zsámbék Basin. Part II: Characterization of sporomorph and foraminifer assemblages, biostratigraphic, palaeogeographic and geohistoric conclusions. — *Acta Geologica Hungarica* **39/1**, 33–101.
- GRAINER, B. & GRGASOVIC, T. 2000. Les Algues Dasycladales du Permien et du Trias. Nouvelle tentative d'inventaire bibliographique, géographique et stratigraphique. — *Geologia Croatica* **53/1**, 1–197.
- HAAS J. 1995: Az Északi-Gerecse felsőtriász karbonát platform képződményei. — *Földtani Közlemény* **125/3–4**, 259–293.
- HAAS J. & BUDAI T. 2014: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. Régi problémák újragondolása újabb ismeretek alapján. — *Földtani Közlemény* **144/2**, 445–468.
- HAAS, J. & DEMÉNY, A. 2002: Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). — *Sedimentary Geology* **151**, 225–242.
- HAAS J., ORAVECZ J. & GÓCZÁN F. 1981: Jelentés a Zsámbék, Zs–14. sz. alapszelvény fúrás vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, l.sz.: 1656/29.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa* 71 p.
- HIPS, K., HAAS, J., POROS, ZS., KELE, S. & BUDAI, T. 2015: Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): Origin of microcrystalline dolomite. — *Sedimentary Geology* **318**, 113–129.
- JASKÓ S. 1943: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. — *Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet vitauilésinek munkálatairól* **5**, 254–302.
- KERCSMÁR ZS. 2004: A tatabányai vöröskalcittelek szerkezetföldtani jelentősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 163–174.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVÁCS, S. 1991: Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék–14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). — *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarb. Österreich–Ungarn*, 193–220.
- MAROS GY. 1988: A Vértessomló Vitézy-vár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1986**, 295–310.
- MENSÁROS P., MUNTYÁN I. & VÉGH S.-NÉ: 1988: A Gerecse és Gerecse előtér szerkezeti helyzete és földtani felépítése. — In: VÉGH S.-né et al. 1988: A Gerecse előtér kutatásának földtani eredményei. Szerkesztés előtti első változat. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T15021/4.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse–Buda–Pilis hegység közötti rögtérület triász képződményei. — *Földtani Közlemény* **91**, 173–185.
- ORAVECZ J. & HAAS J. 1980: Előzetes jelentés a Zsámbék Zs–14. sz. alapfúrás vizsgálatáról. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, l.sz.: T1656/29.
- SEMPTEY F. 1943: A Nagykovácsi és Pilisszentiván közt kiemelkedő Szenás-hegycsoport földtani viszonyai. — *Földtani Szemle* melléklete, 54 p.
- TAEGER H. 1909: A Vértessomló földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **17/1**, 256 p.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. 1982: *Triassische Megalodontaceae*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 526 p.
- VÉGHNEUBRANDT E., FÁYNÉ TÁTRAY M., MENSÁROS P. & BALÁSHÁZY L. 1978: A nagygyháza–mányi terület kőszénfekvő képződményeinek és alaphegységének földtani kérdései. — *Földtani Közlemény* **108**, 7–17.
- VÉGH S.-né 1988: Az alaphegység kifejlődése, szerkezeti elhelyezkedése a kutatási területen. Az alaphegységhez kötött képződmények. — In: VÉGH S.-né et al. 1988: A Gerecse előtér kutatásának földtani eredményei. Szerkesztés előtti első változat. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T15021/5.
- VÉGH S.-né, FÁY M.-né, MENSÁROS P., HIDASI J., GULYÁS K. & NAGY I. 1979: Jelentés a Mány-K és Gerecse-előtér fúrásainak alaphegység vizsgálatáról. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.10238.
- VÍGH GY. 1914: Adatok az esztergomvidéki triász ismeretéhez. — *Földtani Közlemény* **44/10–12**, 572–577.
- VÍGH GY. 1933: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismeretéhez. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **66/13–14**, 289–293.
- VÖRÖS, A. (ed.), BUDAI, T., LELKES, GY., KOVÁCS, S., PÁLFY, J., PIROS, O., SZABÓ, I. & SZENTE, I. 2003: The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 195 p.
- WEIN Gy. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* 76 p.

Végjegyzet: ¹A cikkben közölt eredményeket a szerzők előzetesen bemutatták a Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztálya és az MTA Földtani Tudományos Bizottságának Szedimentológiai Albizottsága által szervezett terepbejáráson (2014. október 3.).

Az északi-bakonyi albai–cenomán üledékciklus tektonosedimentológiai értelmezése

HÉJA Gábor

e-mail: hejagabor@hotmail.com

The tectono-sedimentological interpretation of the albian–cenomanian basin evolution of the Northern Bakony, Hungary

Abstract

The goal of the present work is to demonstrate the relationship between the structural development and the depositional environment of the Gajavölgy Member of the Zirc Limestone Fm, and the Villóhegy, and Nána Beds of the Pénzeskút Marl Fm. On the basis of drill-core and quarry descriptions I plotted the thickness maps of the Gajavölgy Member and the Villóhegy and Nána Beds. I also mapped two local hiatuses, bordering the base and the top of the Gajavölgy Member. Based on these results, I found a few evidence for the syn-sedimentary (N)NW–(S)SE compression, which is coincident with the structural data of Kiss (2009).

The Gajavölgy Member, which was formed in toe-of-slope environment, has a basin-ward (NNW) decreasing thickness. This direction could be the trend of the progradation as well. Therefore the hiatus at the base of the member can be considered as a downlap surface. The resedimented Triassic extraclasts of the Gajavölgy Member derive from the southern limb of the Transdanubian syncline. These fact show the uplift of the southern limb of the Transdanubian syncline, caused by reactivation of the Early Cretaceous thrusts (e.g. Litér thrust).

During the next transgression, the hemipelagic Pénzeskút Marl was deposited. A gap between the Zirc and Pénzeskút Fm was developed in the NNW part of the basin. This hiatus is located along the deep part of the basin, where continuous transition between the two formations is expected. Therefore the NNW part of the basin, where the hiatus is located, could have been uplifted. I suggest a working model, in which I explain this uplift by the activation of a supposed thrust ramp, whose upper detachment is in the underlying Tés Clay Fm. The related ramp-anticline could be the same, which was mapped on the Hajag Hill by GYALOG & CSÁSZÁR (1982).

The maximal thicknesses of the Villóhegy and Nána Beds are measured in the axis of the basin. These basin-fill sediments reached the maximal thicknesses in a supposed syncline, located between two ramp-anticlines. In this scenario, the Litér thrust would have been reactivated again.

Keywords: thickness map; submarine hiatus; piggyback basin

Összefoglalás

Jelen dolgozatban a Zirci Mészkő Gajavölgyi Tagozata, valamint a Pénzeskúti Márga Villóhegyi és Nánai Rétegtagja üledékképződési viszonyának a szerkezetalakulással való kapcsolatát vizsgálom. Fúrási rétegsorok, valamint felszíni feltárások leírása alapján megszerkesztettem a Gajavölgyi Tagozat, illetve a Villóhegyi és a Nánai Rétegtag vastagság-térképét. Két lokálisan megjelenő üledékhézag elterjedését szintén térképen ábrázoltam. Eme két hiátus a Gajavölgyi Tagozat bázisán, valamint tetőszintjén fordul elő. A kapott eredmények alapján több bizonyítékot is találtam az üledékképződéssel egyidős, (É)ÉNy–(D)DK-i kompressziós feszültségmező létrejöttére, ami jól egybevághat Kiss (2009) mezotektonikai adataival.

A lejtőlábi Gajavölgyi Tagozat vastagsága az egykori medence felé, ÉÉNy-i irányba csökken. Ez az irány lehetett az egykori lejtő progradációs iránya is, így a Gajavölgyi Tagozat talpán megjelenő üledékhézag lehetséges, hogy lelapoldási felülethez kapcsolódhat. A dunántúli-középhegységi szinklinális déli szárnya a Gajavölgyi Tagozat képződésével egyidőben kiemelkedett, s szárazra került. Erre a Gajavölgyi Tagozatban megjelenő áthalmozott triász extraklaszt a bizonyíték. Ez a kiemelkedés a kora-kréta rátolódások (Litéri-rátolódás) reaktiválódásával magyarázható.

A következő transzgresszió során a hemipelágikus Pénzeskúti Márga képződése folyt. A Zirci Mészkő és a Pénzeskúti Márga között fellépő hiátus a medence ÉÉNy-i részére korlátozódik. Ez az egykori medence mélyvonala lehetett, ahol folyamatos átmenet lenne várható a két formáció közt. Ennek következtében a medence ÉÉNy-i részének (ahol hézagos a település) ki kellett emelkednie. Modellem alapján ez egy rámpaantiklinális kialakulásával/reaktiválódásával magyarázható, melynek felső lenyесése a fekvő Tési Agyagmárgában valószínűsíthető.

Ez a rámpaantiklinális azonos lehet a hajag-hegyi antiklinálissal, ami GYALOG & CSÁSZÁR (1982) térképén is szerepel. A Villóhegyi és a Nánai Rétegtag maximális vastagsága a medence tengelyében nyomozható. Eme medencekitöltő üledékek maximális vastagságú rétegsorai alapján kijelölhető egy feltételezett szinklinális, amely a hajag-hegyi antiklinális és a Litéri-törés rátolt blokkjában megjelenő antiklinális közt jöhetett létre.

Kulcsszavak: vastagságtérkép; tengeralatti üledékházag; háton hordott medence

Bevezetés

A Zirci Mészke Formáció legfelső, Gajavölgyi Tagozatának alsó és felső kontaktusa egyaránt mutathat folyamatos üledékképződést és hézagos települést (KNAUER 1967, CSÁSZÁR 1986, KNAUER 1988). KNAUER (1966) szerint az üledékházagok szárazra kerüléshez köthetők, aminek a hátterében az üledékgyűjtő differenciált kiemelkedése áll. CSÁSZÁR (2002) tenger alatti hiátus mellett érvel, ami indokolatlanná teszi a medencetagolódást. Bár a települési viszonyok fúrások és felszíni feltárások alapján jól dokumentáltak, pontos térképi ábrázolásuk nem történt meg. Dolgozatomban fő célja a Gajavölgyi Tagozatot határoló üledékházagok elterjedésének térképi ábrázolása. Emellett még elkészítettem a Gajavölgyi Tagozat, és a fedő Villóhegyi és a Nánai Rétegtag vastagsági térképét. Az ebből levonható következtetésekből megpróbálok az előzőekben vázolt problémára választ adni.

Az albai–cenomán üledékciklus képződményeinek rövid bemutatása

A Dunántúli-középhegységi-egység alsó-kréta üledékei kéreghajlásos (flexurális) medencében rakódtak le, melynek felboltozódása (forebulge) a Bakonyban, míg előtéri mélymedencéje (foredeep) a Gerecsében volt (1. ábra) (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994, MINDSZENTY et al. 1994, TARI 1994, TARI & HORVÁTH 2010). Nem tisztázott, hogy a kapcsolódó ÉK–DNy-i kompresszióval jellemezhető deformációs front meddig progradált DNy-i irányba. FODOR et al. (2013) szerint csak a Gerecse vonaláig találhatóak meg a kapcsolódó szerkezetek, ugyanakkor POCSAI & CSONTOS (2006) értelmezése alapján a Bakonyban több, a Tatai Mészkevel szinszediment, DNy-i vergenciájú pikkely valószínűsíthető.

Az apti végén, és/vagy az albai elején történt a középhegység szinklinálisba gyűrődése, ÉNy–DK kompresszió hatására (CSÁSZÁR 1986, FODOR 2010). Ennek során a Dunántúli középhegység nagy része szárazra került, kivéve a Gerecsét és a Vértes-előtér, ami az ott uralkodó eltérő szerkezetfejlődés eredménye lehet (CSÁSZÁR 2002). Az albai–cenomán üledékciklus képződményei diszkordánsan lefedik a szinklinális kialakulásához köthető szerkezeteket (FODOR 2010), azonban a képződmények elterjedését valószínűleg erősen megszabhatta az előző gyűrődési fázis által kialakított morfológia. A tengeralattjáró a gerecsei mélymedence felől, azaz ÉK-ről érkezhettek, ugyanakkor a medence hossz tengelye ezzel közel párhuzamos, ÉK–DNy-i lehetett. A képződmények mai elterjedésükön messze túlnyúltak: MAJZON (1966) zalai fúrásban (Nagylengyel NI-7) említ albai orbitolinás mészkövet, bár itt a senon kor sem kizárt

(KNAUER J. szóbeli közlés). A Keszthelyi-hegységben a miocén korú Cserszegtomaji Kaolinit tartalmaz áthalmozott késő-albai nannoplankton (BÁLDINÉ BEKE 1984).

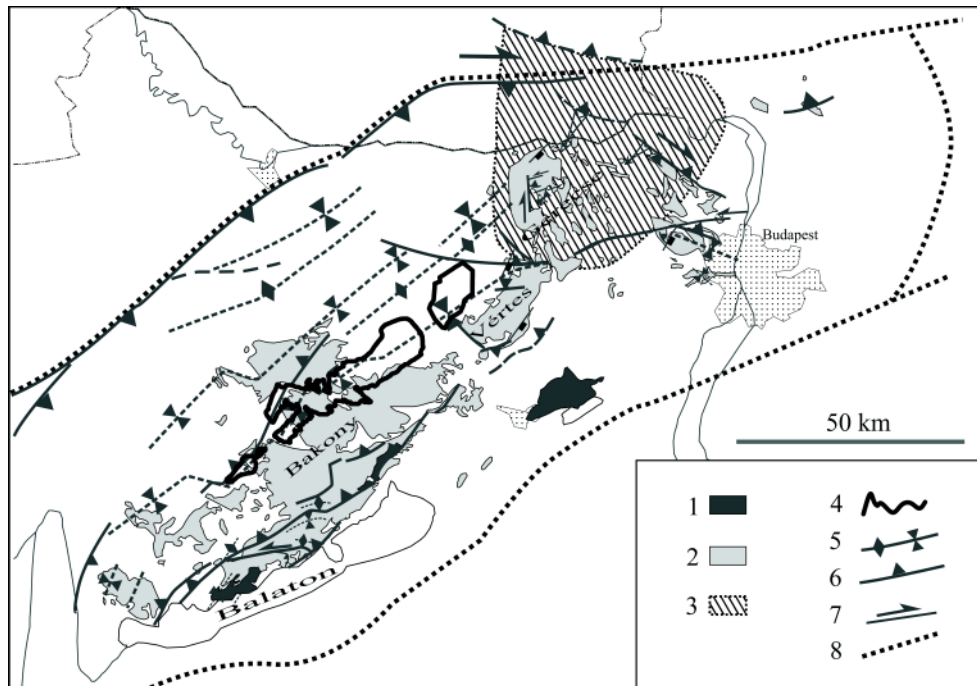
Az üledékciklus kezdőtagja a Tési Agyagmárga, melynek képződése a középső-albaiban kezdődött meg a Vértes-előtérben, valamint a Bakonyban (CSÁSZÁR 1986, GÖRÖG 1995). A formációt többnyire tavi, folyóvízi, alárendelten mocsári, csökkent sós vízi és tengeri lagunáris üledékek képviselik (CSÁSZÁR 1986, GYALOG et al. 1996).

Az északkelet felől érkező transzgresszió következtében a Tési Formációra a túlnyomórészt sekélytengeri platform-karbonátok alkotta Zirci Mészke települt a késő-albaiban (CSÁSZÁR 1986, GÖRÖG 1995). A formációt négy tagozat-rangú egység építi fel (2. ábra). A Déli-Bakonyban a belső-platformi Úrkúti Tagozat képviseli a formációt (CSÁSZÁR 1986, 2002). Az Északi-Bakonyban a belső-platformi Eperkéshegyi Mészke Tagozat felett a külső-platformi Mesterhajagi Mészke Tagozat, majd a lejtőlábi Gajavölgyi Tagozat települ (CSÁSZÁR 1986, 2002). A dél-bakonyi kifejlődés észak-bakonyihoz viszonyított kivastagodása szinszediment szerkezeti mozgásokkal magyarázható (CSÁSZÁR 1986), bár az sem kizárt, hogy az Úrkúti Tagozat képződése átnyúlt a cenománba (GÖRÖG 1995), így míg az Észak-Bakonyban hemipelágikus üledékek rakódtak le, addig a Déli-Bakonyban folytatódott a sekélytengeri üledékképződés (CSÁSZÁR 1986). Az első opció mellett szólnak KISS (2009) által a Tési Agyagmárgában mért üledékképződéssel egyidős szerkezetek. Az üledékes telérekből, és vetőkapcsolt redőkből KÉK–NyDNy extenzió becsülhető, mellyel jól magyarázható a Zirci Formáció medencetengellyel párhuzamos vastagságváltozása. A késő-albai legvégén és a cenománban a hemipelágikus Pénzeskúti Márga üledékei rakódtak le (BODROGI 1985). A formáció alsó tagozatát a Zsidóhegyi Márga képviseli, melynek bázisán általában megjelenik két jellegzetes rétegtag, a Villóhegyi és a Nánai Rétegtag. A cenomán végén vagy azt követően a növekedő ÉÉNy–DDK-i rövidüléssel deformáció következtében a terület ismét szárazra került, ami üledékciklus végét is jelentette egyúttal (KISS & FODOR 2005, KISS 2009). TARI & HORVÁTH (2010) ugyanakkor a kompressziós deformáció lelassulásával magyarázza a Pénzeskúti Márga képződését követő kiemelkedést.

A vizsgált képződmények bemutatása

Zirci Mészke Formáció, Gajavölgyi Tagozat

A Gajavölgyi Tagozat szürke, szürkésbarna, közép-, durvakristályos allodapikus mészkő alkotja (KNAUER 1989). Gyakori benne a homokméretű mész- és dolomit-extra-



1. ábra. A Zirci Mészko Formáció elhelyezkedése a Dunántúli-középhegységi-egység gyűrt-pikkelyes övében FODOR (2010) alapján

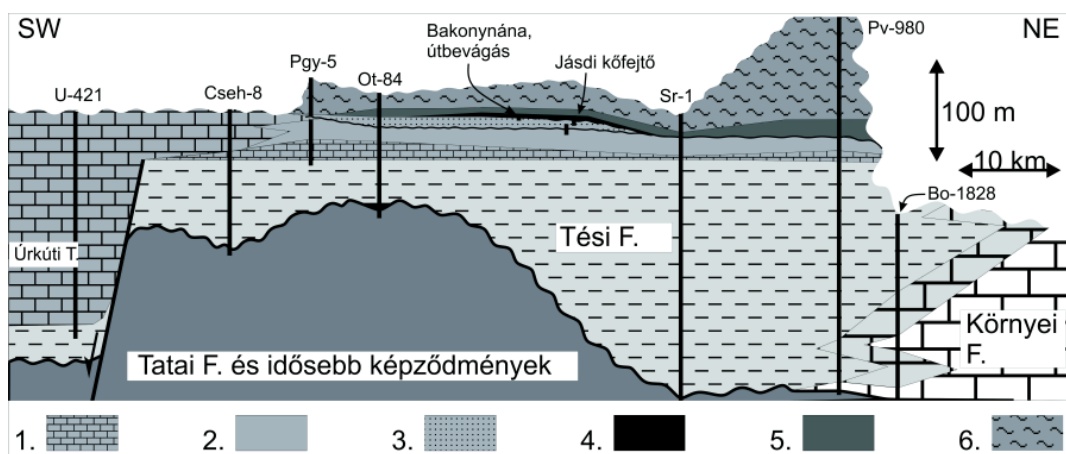
1 - paleozoos kibukkanások; 2 - mezozoos kibukkanások; 3 - gerecsei kora-kréta mélymedence; 4 - Zirci F. elterjedése; 5 - kréta redők; 6 - kréta rátalódások; 7 - kréta eltolódások; 8 - a Dunántúli-középhegységi-egység határa. Az ábrázolt szerkezetek nem feltétlenül egykorúak, a Gerecseben, a Pilisben és a Budai-hegységben részben idősebbek, mint a középhegység más részein

Figure 1. Situation of the Zirc Limestone in the Cretaceous fold and thrust belt of the Transdanubian Range, after FODOR (2010)

1 - outcrops of Palaeozoic formations; 2 - outcrops of Mesozoic formations; 3 - Early Cretaceous deep-basin of the Gerecse; 4 - extension of the Zirc Limestone; 5 - Cretaceous folds; 6 - Cretaceous thrusts; 7 - Cretaceous strike-slip faults; 8 - border of the Transdanubian Range. The represented structures are probably not coeval. Structures in the Gerecse, Pilis, and Buda hills are partly older than in the other regions of the Transdanubian Range

klaszt, amely palinomorfák alapján felső-triász képződményekből halmozódott át (GÓCZÁN in NAGYNÉ 1971). Az extraklasztok között tűzkő és jura mészko is előfordul. A képződményben gyakoriak az 1–2 mm nagyságú szenesedett növényi törmelékek (JAKUS 1980), melyek vitrinit-reflexió-értékei a kréta mellett, az alsó-triászra jellemző értékeket adnak (IHAROSNÉ LACZÓ in CSÁSZÁR 1986). A

tagozatban helyenként közetalkotó mennyiségben dúsul a sekélytengerből áthalmazott Echinodermata váztöredék (MÉSZÁROS 1980, CSÁSZÁR 1986, KNAUER 1988). Néhely viszonylag jól rétegzett, „táblás”, máshol vastagpados kifejlődésű (NOSZKY 1934). Bakonyánán környékén táblás keresztrétegzés is ismert a tagozatban (CSÁSZÁR & HAAS 1989). Gyakori az agyagközös, gumós megjelenés, valamint



2. ábra. Az albai-cenoman üledékciklus képződményeinek kapcsolata CSÁSZÁR (1986, 2002) módosítva

Zirci Mészko F.: 1 - Eperkéshegyi Tagozat; 2 - Mesterhajagi Tagozat; 3 - Gajavölgyi Tagozat; Pénzeskúti Márga F.: 4 - Villóhegyi Rétegtag; 5 - Nánai Rétegtag; 6 - a Pénzeskúti Márga felsőbb szintjei

Figure 2. The relationship of the Albian-Cenomanian formations, after CSÁSZÁR (1986, 2002), modified

Zirc Limestone F.: 1 - Eperkéshegy Member; 2 - Mesterhajag Member; 3 - Gajavölgy Member; Pénzeskúti Marl Fm.: 4 - Villóhegy Bed; 5 - Nána Bed; 6 - upper part of Pénzeskúti Marl

a glaukonithintéses szövet. A bentosz foraminiferák mellett az előző tagozathoz képest itt jelennek meg először nagyobb számban plankton formák: foraminiferák, nannoplankton formák (KURUCZNÉ SIDÓ, KOVÁCSNÉ BODROGI, BÁLDINÉ BEKE, GÁL in CSÁSZÁR 1986). A Gajavölgyi Mészkő további jellegzetességei a ráknak tulajdonított, általában rétegpárhuzamos *Ophiomorpha* járatok (CSÁSZÁR 1986).

Pénzeskúti Márga Formáció, Villóhegyi Rétegtag

A Pénzeskúti Márga legalsó, bázisképződménye a Villóhegyi Rétegtag (KNAUER & CSÁSZÁR in GYALOG 1996). A kőzet egyenetlenül színezett, szürke, barnásszürke, gyakran glaukonittól sötétzöld márga, esetenként mészkő alkotja. A képződményben gyakoriak a jó megtartású ammonitesz és tengerisün fossziliák (SZÖRÉNYI 1952, KNAUER 1988). Kiemelendő, hogy a rétegtag gyakran tartalmazza a Gajavölgyi Mészkő több centiméter átmérőjű, gyengén kerekített, feltépett klasztjait (CSÁSZÁR 1986). A Gajavölgyi Tagozathoz hasonlóan, erre a képződményre is jellemző az aleurit- és homokméretű triász dolomit-extraklaszt (CSÁSZÁR 1986).

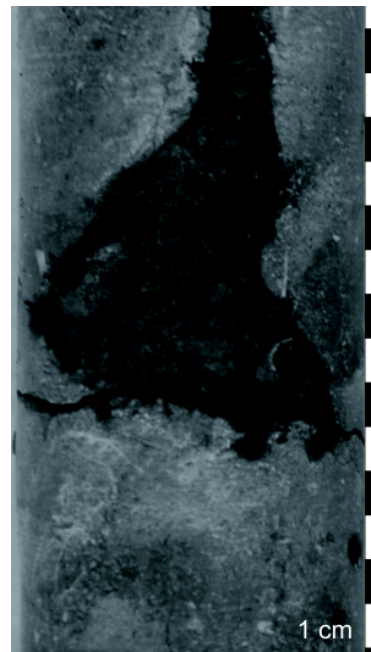
Pénzeskúti Márga Formáció, Nánai Rétegtag

A képződményt szürkészöld, barnásszürke glaukonitos márga, mészmárga alkotja (CSÁSZÁR in BUDAI & FODOR 2008). Gyakran gumós szerkezetű, ilyenkor a gumóközök nagyobb agyagtartalmúak, erősebben glaukonitosak, míg a gumók meszesebbek. Makrofossziliában szegény, néhol ammoniteszt tartalmaz (KNAUER 1988). Gyakran aleuritos, mely anyagát a Gajavölgyi Tagozathoz hasonlóan, túlnyomórészt áthalmozott triász dolomit- és mészkő-extraklaszt adja.

Települési viszonyok

A Gajavölgyi Tagozat általában üledékhézaggal települ a Mesterhajagi Tagozat fossziliákban gazdag Kőriserdei Rétegtagjára, azonban néhol folyamatos az átmenet (pl. Herend H–58 fúrás) (KNAUER 1988, CSÁSZÁR & KNAUER in GYALOG 1996). Ritkán a Kőriserdei Rétegtag kimaradásával, a Mesterhajagi Tagozat mélyebb szintjeire települ a Gajavölgyi Tagozat (pl. Eperkés-hegy ÉNy-i része) (KNAUER 1965). Hézagok település esetén, a Mesterhajagi Tagozat legfelső részén limonitos, oxidált néhány cm-es szegély mutatkozik, ilyenkor felszíne hullámos, visszaoldott (KNAUER 1988). Eme egyenetlen felszín üregeit a Gajavölgyi Tagozat kőzetanyaga tölti ki, amelynek bázisa ez esetben erősen glaukonitos (MÉSZÁROS 1980, CSÁSZÁR 1986). Folyamatos átmenetről ott beszélhetünk, ahol nem jelentkezik ez az éles visszaoldási felület a két képződmény közt. A 6. és 7. ábra (1. később) szerkesztésénél olyan fúrásokat és felszíni feltárásokat használtam fel, melynek leírója (többnyire KNAUER József, vagy CSÁSZÁR Géza) említést tesz a települési viszonyokról. Eme leírásokat, a vizsgált képződmények vastagságadataival kiegészítve, táblázatos formában, függeléknekél összesítettem (1., 2. függelék).

A Zirci Mészkő és a Pénzeskúti Márga kontaktusa igen



3. ábra. Glaukonitos hasadékkitöltés a Zirci Mészkő Mesterhajagi Tagozatában – Bokod Bo-1860 fúrás – 411,0–411,2 m

Figure 3. Glauconitic fissure filling at the top of the Zirc Limestone – drillcore Bokod Bo-1860 – 411.0–411.2m

változatos lehet. Folyamatos üledékképződés mellett a Gajavölgyi Tagozathoz a karbonáttartalom gyors csökkenésével fejlődik ki a Villóhegyi Rétegtag, mely bázisán gyakran megtalálhatóak a Gajavölgyi Tagozat több centiméter átmérőjű, gyengén kerekített, feltépett klasztjai (pl. bakony-nánai erdészeti útbevágás) (KNAUER 1988, CSÁSZÁR & HAAS 1989). A két formáció átmenete azonban általában hézagos. Ez esetben a Gajavölgyi Tagozat felett a Villóhegyi Tagozat vagy annak kimaradásával a Nánai Rétegtag települ. Ritkán a Nánai Rétegtag is kimarad, és így a Zsidóhegyi Tagozat fiatalabb rétegei települnek a Gajavölgyi Mészkőre. Egyes rétegsorokban a Pénzeskúti Márga a Gajavölgyi Tagozat kimaradásával a Mesterhajagi Tagozatra települ, szintén üledékhézaggal (KNAUER 1966). Ilyenkor általában a Pénzeskúti Márga bázisát a Nánai Rétegtag képviseli, bár előfordulhat, hogy megjelenik a Villóhegyi Rétegtag is, vagy ritkán mindkét rétegtag kimaradásával települ a Zsidóhegyi Tagozat a Mesterhajagi Tagozatra.

A hiátus megjelenése hasonló a Mesterhajag és a Gajavölgyi Tagozat közti üledékhézaghoz. A Zirci Mészkő felszíne ilyenkor hullámosan visszaoldott. A mészkő akár 10 m mély hasadékait a Pénzeskúti Formáció glaukonitos bázisrétegei töltik ki (KNAUER 1966). A hasadékkitöltésben egyes esetekben a fekvő mészkő klasztjai úsznak. Egyes hasadékok akár húzásos hasadéknak is tűnhetnek, némelyik azonban teljesen szabálytalan alakú, üregszerű (Pl. Bokod Bo-1860 fúrás – 3. ábra). KNAUER (1966) karsztos hasadékokként értelmezi eme jelenségeket, így véleménye szerint az üledékhézagok is felszíni lepusztuláshoz köthetők. Ezzel szemben CSÁSZÁR (2002) tenger alatti erózióval magya-

rázza az üledékhézagok jelenlétét, mivel szerinte, a hiátus mértéke a transzgresszióval ellentétesen, ÉK-i irányba nő, továbbá a lepusztulási felszínen nincs szárazra kerülésre utaló nyom (pl. talajosodás).

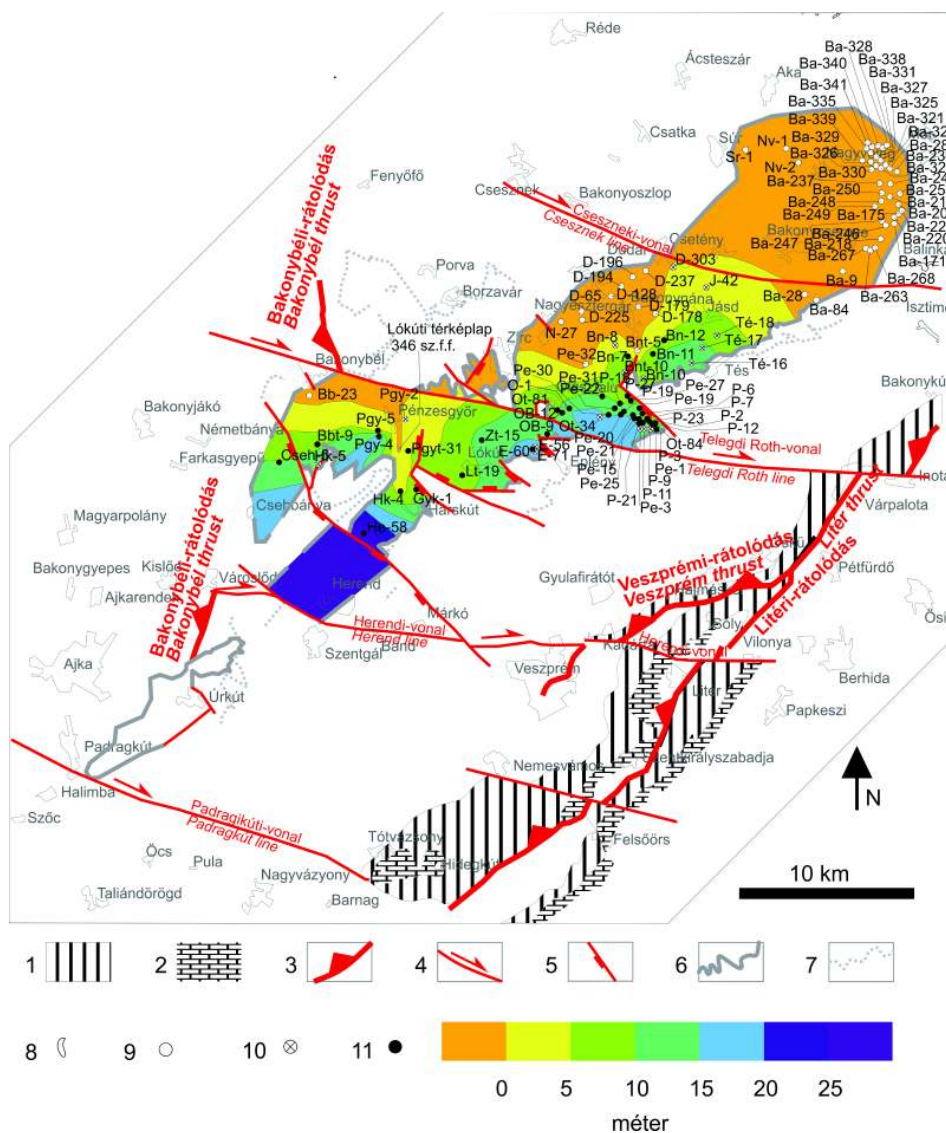
CSÁSZÁR (1986) a medenceroncs hossz tengelyéből adódóan az ÉK–DNy-i irányú változékonyságokat vázolja (2. ábra), ami szerint:

- a Gajavölgyi Tagozat ÉK-felé kivékonyodik;
- a Mesterhajagi Tagozat és a Gajavölgyi Tagozat közt jellemzően Pénzeskúttól északkeletre üledékhézag tapasztalható;
- a Zirci Mészkőre Bakonyánától északkeletre hézagosan települ a Pénzeskúti Márga.

Eredmények

A soron következő négy térképen a fúrási adatok értékelése mellett, vázoltam a környék egyszerűsített földtani térképét, amihez a következő térképek, publikációk adatait használtam fel: KNAUER 1965; KNAUER & KÖRPÁS 1968; KNAUER & VÉGH 1967; MÉSZÁROS 1978; GYALOG & CSÁSZÁR 1982; KNAUER & KÖRPÁS 1982; BIHARI et al. 1982; CSÁSZÁR 1982, 1986; TARI 1994; BUDAI et al. 1999; KNAUER 2003; FODOR 2010.

A 4. ábra a Gajavölgyi Tagozat feltételezett, eredeti vastagságtérképét mutatja. Ezért a térképhez elsősorban olyan fúrási adatot használtam fel, amiben a Gajavölgyi Tagozat



4. ábra. A Gajavölgyi Tagozat vastagságtérképe, valamint helyzete a kréta pikkelyekhez képest

1 - középső-triász képződmények; 2 - alsó-triász képződmények; 3 - kora-kréta rátolódás; 4 - miocén jobbos eltolódás; 5 - miocén normál vető; 6 - Zirci F. talpa; 7 - jura képződmények talpa; 8 - felszíni feltárás: a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat kimaradásával a Pénzeskúti Márga települ; 9 - fúrás: a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat kimaradásával a Pénzeskúti Márga települ; 10 - a Gajavölgyi Tagozatot nem eredeti vastagságában harántoló fúrás (fúrás a tagozatban állt le, vagy tektonizált a rétegsor, vagy posztalbai erózió miatt csonka a tagozat); 11 - a Gajavölgyi Tagozatot eredeti vastagságában harántoló fúrás

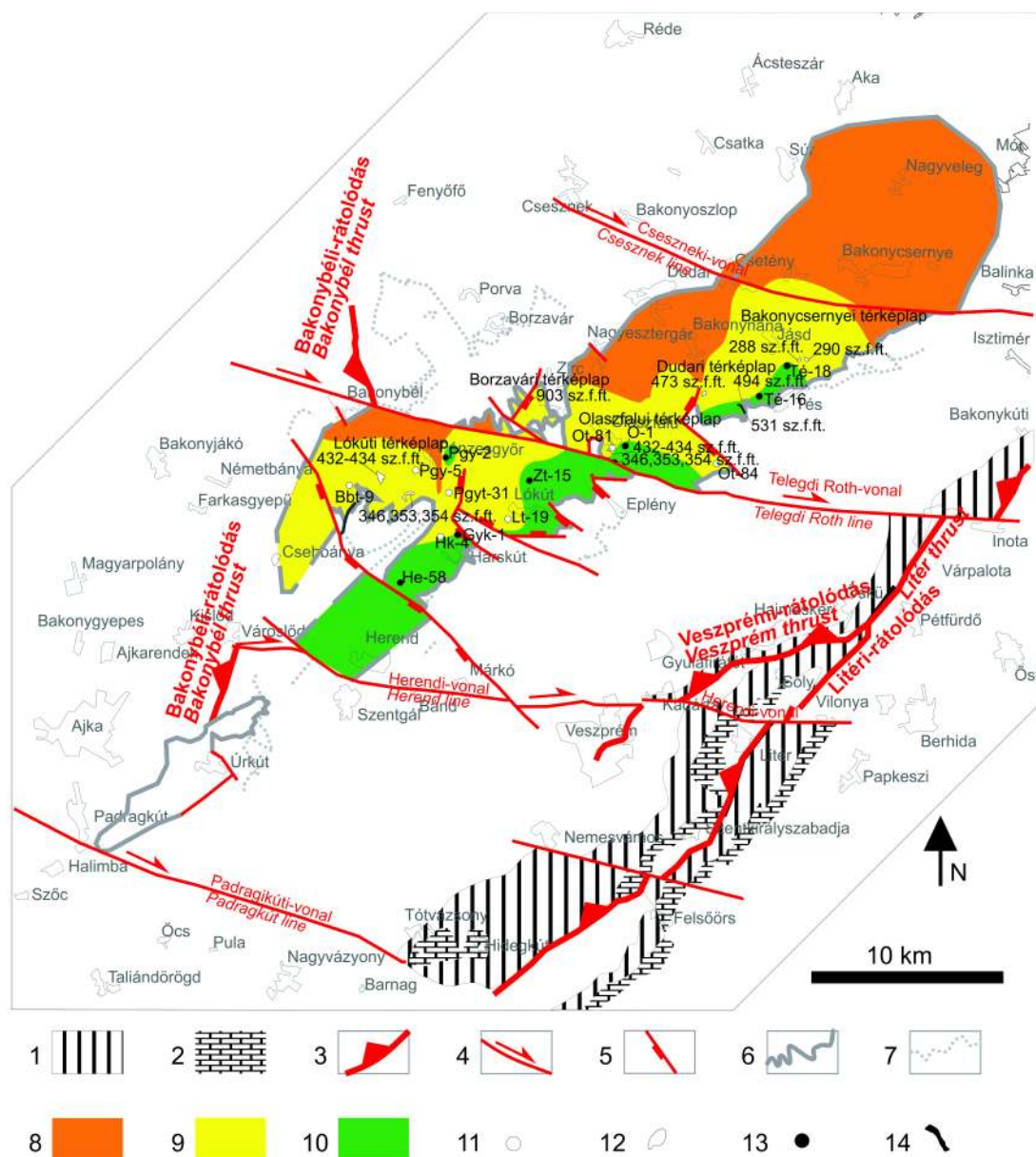
Figure 4. The thickness of the Gajavölgyi Member

1 - Middle Triassic formations; 2 - Lower Triassic formations; 3 - Early Cretaceous thrusts; 4 - Miocene dextral faults; 5 - Miocene normal faults; 6 - foot of the Zirc Fm; 7 - foot of the Jurassic formations; 8 - outcrop: Mesterhajagi Member is covered by the Pénzeskút Marl; 9 - borehole with the absence of the member; 10 - borehole with incomplete thickness of the member; 11 - borehole with the true thickness of the member

zolás a Villóhegyi Rétegtag kis vastagsága miatt láttam indokoltnak. A térkép elkészítések a Gajavölgyi Tagozat vastagságtérképénél leírtakhoz hasonlóan jártam el. A két rétegtagot maximális vastagságban harántoló fúrások (Balinka Ba-247, Dudar D-179, Hárskút Hk-4, Lókút Lt-19) az albai-cenomán medenceroncs tengelyében helyezkednek el, ettől ÉNy-ra és DK-re is kivékonyodás tapasztalható. Érdekes egybeesés, hogy a két rétegtag gyakran ott vastagodik ki, ahol a Gajavölgyi Tagozat vastagságtérképén

a benyúló völgyek tapasztalhatóak (Dudar D-179, Hárskút Hk-4, Lókút Lt-19).

A 6. ábra Gajavölgyi Tagozat fekéüterképét mutatja. A zölddel színezett területen a Mesterhajagi Tagozatról folyamatosan fejlődik ki a Gajavölgyi Tagozat, míg a citromsárgával színezett területen hézagos a két képződmény közti kontaktus. A narancssárgával színezett területen hiányzik a Gajavölgyi Tagozat a rétegsorból. A térképről leolvasható, hogy a Gajavölgyi Tagozat elterjedésének DDK-i részén

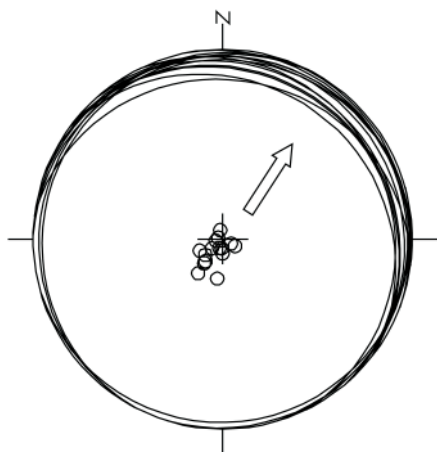


6. ábra. A Gajavölgyi Tagozat fekütképe

1 - középső-triász képződmények; 2 - alsó-triász képződmények; 3 - kora-kréta rátolódás; 4 - miocén jobbos eltolódás; 5 - miocén normál vető; 6 - Zirci F. talpa; 7 - jura képződmények talpa; 8 - a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat kimaradásával a Pénzesküti Marga teleül; 9 - a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat üledékhézzal települ; 10 - a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat üledékfoltonossággal települ; 11 - fúrás; a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat üledékhézzal települ; 12 - felszíni feltárás; a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat üledékhézzal települ; 13 - fúrás; a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat üledékfoltonossággal települ; 14 - felszíni feltárás; a Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat üledékfoltonossággal települ

Figure 6. The bedrock map of the Gajavölgy Member

1 - Middle Triassic formations; 2 - Lower Triassic formations; 3 - Early Cretaceous thrusts; 4 - Miocene dextral faults; 5 - Miocene normal faults; 6 - foot of the Zirc Fm; 7 - foot of the Jurassic formations; 8 - Mesterhály Member is covered by the Pénzeskút Marl; 9 - Mesterhály Member is covered by the Gajavölgy Member with hiatus; 10 - Mesterhály Member is covered by Gajavölgy Member with continuous transition; 11 - borehole with hiatus; 12 - outcrop with hiatus; 13 - borehole with continuous transition; 14 - outcrop with continuous transition



8. ábra. A bakonyánai szelvény keresztretezett és normál településű rétegeinek billentett sztereogramja

Figure 8. Tilted stereogram of the normal- and the cross-bedded strata near Bakonyán

Diszkusszió

A Tatai Formáció lerakódását követően történt a középhegység fő gyűrődése, a középhegységi szinklinális kialakulása (FODOR 2010). A rövidülés hatására egy gyűrtpikkelyes öv (thrust & fold belt) alakult ki, melyben a gyűr szerkezetek rátolódásokhoz kapcsolódnak (TARI 1994). Az Észak-Bakonyban a középhegységi szinklinális is nagyobb rátolódások, pikkelyek határolják: ÉNy felől a KDK-i vergenciájú Bakonybéli-rátolódás, míg DK felől DK-i vergenciájú Litéri-rátolódás és a Veszprémi-rátolódás (TARI 1994). A gyűrődés során a terület a tenger szintje fölé emelkedett, ami során intenzív lepusztulás vette kezdetét. Erre a lepusztult felszínre települ diszkordánsan a Tési F. (FODOR 2010) (9. ábra, A). Kevés mikrotektonikai adat, és a Zirci F. dél-bakonyi kivastagodása alapján az albai-cenomán üledékciklus kezdeti szakaszát extenzió alakította (CSÁSZÁR 1986, KISS 2009). Efféle gyűrődés alatti extenzió a gyűrtpikkelyes öv anomális kivastagodását követő, gravitációs szétcsúszással is magyarázható (VAN DER PLUIM & MARSHAK 2004).

A Gajavölgyi Tagozat képződése alatt reaktiválódhattak a Dunántúli-középhegység hosszanti pikkelyei (Litéri-rátolódás). Így a medence süllyedésével egyidejűleg (Mesterhajagi Tagozatra a Gajavölgyi Tagozat települ), a szinklinális DK-i szárnya kiemelkedett (9. ábra, b). Mivel a lejtőlábi Gajavölgyi Tagozat ÉÉNy felé vékonyodik ki, és a képződmény ott is mutatja ezt a vastagságbeli tendenciát, ahol a Pénzeskúti Márgába való átmenet folyamatos, ezért hasonló irányú általános üledékbehordási irány tételezhető fel. Ez némiképp ellentmond a bakonyánai szelvényen mért ÉK-i szállítási irányoknak. Azonban a lejtőlábi törmelék-lebenyeknél tapasztalható lejtőépítési irányok igen nagy szórást mutathatnak (PAYROS & PUJALTE 2008), és feltételezhető, hogy az irány merőleges lesz a törmelék-lebeny elvég-

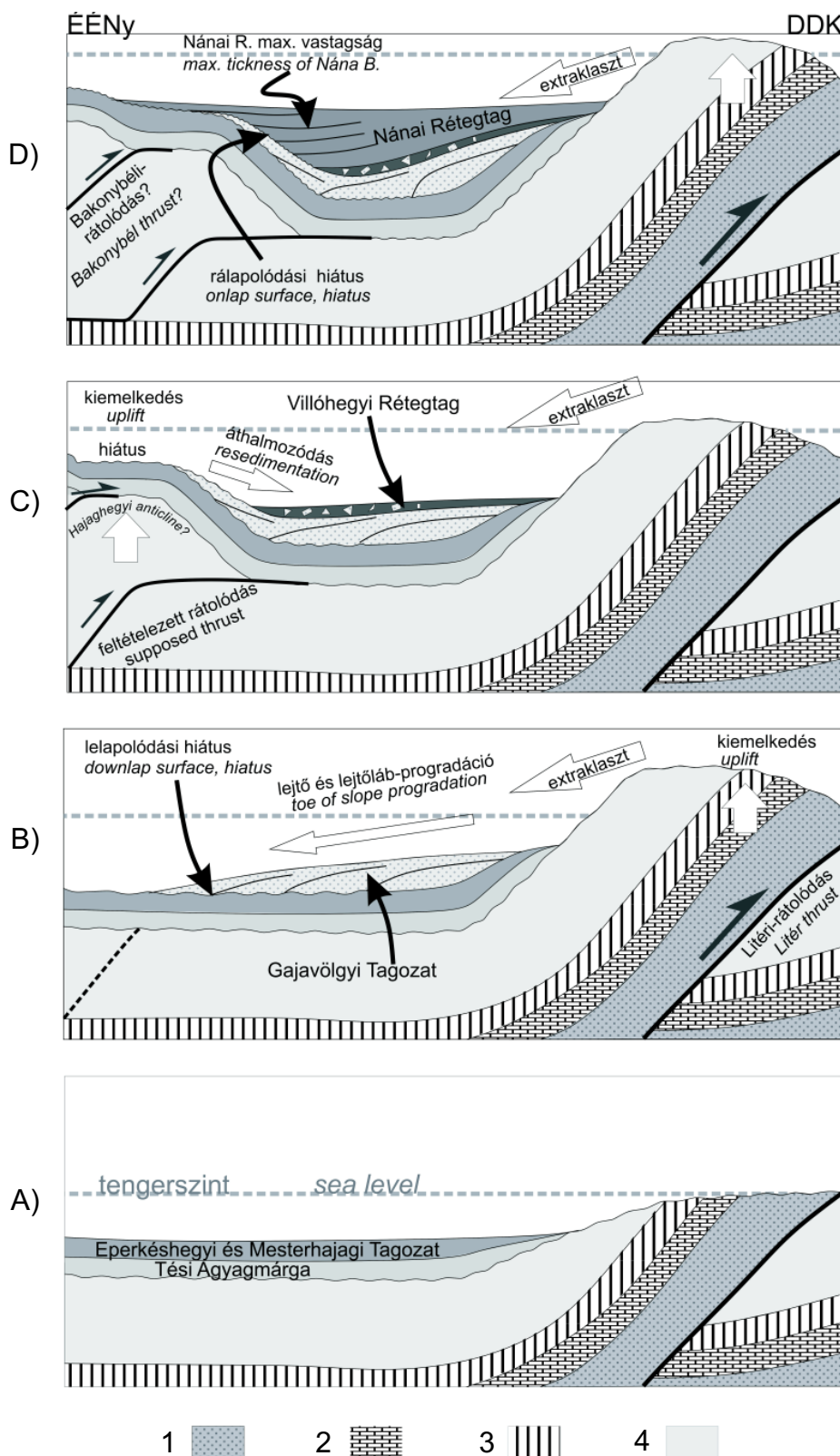
ződési vonalára. A mért feltárás a lebeny azon részén lehet, ahol a helyi lebenyépítés már ÉK felé fordult. Tehát ezek alapján a szinklinális szárazra került déli szárnyáról halmozódhattak át az idősebb mezozoos képződmények extraklaszjai a Gajavölgyi Tagozat üledékgyűjtőjébe, hasonlóan CSÁSZÁR (1986) véleményéhez, miután átszállítottak egy DDK-re levő, sekélytengeri térszínen, ami a későbbi lepusztulás miatt ma már nem látható.

A Gajavölgyi Tagozat vastagságtérképén látható „völgyeket” több folyamat is kialakíthatta, amiknek részletes elemzése túlterjed eme dolgozat keretein. Lehet, hogy tenger alatti kanyonokként értelmezhetőek eme formák, ugyanakkor az sem kizárt, hogy a Gajavölgyi Tagozat két épülő lebenye közti területről van szó.

Mivel a belső-platformi Eperkéshegyi Tagozatra a külső-platformi Mesterhajagi Tagozat települ, ezért a két képződmény transzgressziós rendszeregségként fogható fel. Amennyiben elfogadjuk, hogy a Gajavölgyi Tagozat lejtőlábi törmelék-kúpjai ÉÉNy felé progradáltak, úgy a Mesterhajagi és Gajavölgyi Tagozat közt fellépő üledékhézag lelapolódási felületként értelmezhető (downlap surface). Ilyen esetben fordulhat elő, hogy a medencében hézagos, a medenceperemen folyamatos a két tagozat közti átmenet (9. ábra, B). A külföldi szakirodalom alapján gyakori jellemzője eme felületeknek a glaukonitos keményfelszín (GLENN et al. 1993).

A következő transzgresszió következtében a Zirci Mész-kőre a hemipelágikus Pénzeskúti Márga települ. Ezért a két képződmény határa egy transzgressziós felület (transgression surface), ami szintúgy kedvez a glaukonit képződésének és a kondenzált üledékképződésnek (EMERY & MYERS 1996). Ilyen esetben a Gajavölgyi Tagozatra rálapolódna a Pénzeskúti Márga, így a medencében folyamatos, míg a medenceperemen hézagos átmenet lenne várható, hasonlóan a külföldi analógiákhoz (ZAGRARNI et al. 2008). Esetünkben azonban fordított a helyzet, mivel a Gajavölgyi Tagozat medenceperemi részén folyamatos, míg medencefelőli részén hézagos az átmenet a fedő márgába. Ezért feltételezem, hogy a Gajavölgyi Tagozat ÉÉNy-i része kiemelt helyzetbe került, ezzel párhuzamosan a medence mélyvonala dél (délkelet) felé tolódott, oda, ahol folyamatos az átmenet a Gajavölgyi Tagozat és a Pénzeskúti Márga közt. Így a képződmény ÉÉNy-i peremén tenger alatti (CSÁSZÁR 2002), vagy akár szárazulati lepusztulás történt (KNAUER 1966). A lepusztuló Gajavölgyi Tagozat feltépett klasztjai az üledékgyűjtő DDNy-i peremére halmozódtak át, oda, ahol folyamatos a Villóhegyi Rétegtagba való átmenet (9. ábra, C).

Az üledékgyűjtő ÉÉNy-i részének kiemelkedése többféle módon is magyarázható. A korábbi irodalmi adatok, valamint KISS (2009) szerkezetföldtani adatai alapján (É)ÉNy-(D)DK-i összenyomósos feszültségmező lehet a „felelős”. Modellemben ezt egy olyan flat-ramp-flat geometriájú rámparátolódással oldottam meg, amelynek felső lenyesési felülete a Tési Agyagmárgában van, így fedő albai-cenomán rétegsort a rátolódás már nem szakítja meg, de a rámpaantiklinális megemeli az egykori mélymedencét (9. ábra, C). Nyilván más megoldás is lehetséges: lehet, hogy a



9. ábra. Az késő-albai üledékképződés egyszerűsített, elvi modellje, ÉÉNy-DDK-i szelvényen

1 - paleozoos képződmények; 2 - alsó-triász képződmények; 3 - középső-triász képződmények; 4 - felső-triász, jura, alsó-kréta képződmények összefonat; A) - üledékképződés közvetlenül a Gajavölgyi Tagozat képződését megelőzően; B) - üledékképződés a Gajavölgyi Tagozat lerakódásakor; C) - üledékképződés a Villóhegyi Rétegtag lerakódásakor; D) - üledékképződés a Nánai Rétegtag lerakódásakor

Figure 9. Schematic model of the Late Albian environments on a NNW-SSE cross-section.

1 - Palaeozoic formations; 2 - Lower Triassic formations; 3 - Middle Triassic formations; 4 - Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous formations; A) - environments before the formations of Gajavölgy Member; B) - environments during the formations of Gajavölgy Member; C) - environments during the formations of Villóhegy Beds; D) - environments during the formations of Nána Beds

rámparátolódás mélyebb szintekben, például a Kösseni Formációban vagy jura képződményekben csatlakozik, vagy pedig emelkedő vak rátolódásról van szó. A rámpaantiklinális DDK-i peremét (frontját) a Gajavölgyi Tagozat és a Pénzeskúti Márga közti hiátus előfordulásának déli peremén (Jásd–Olaszfalu–Lókút vonala mentén) lehetne esetleg keresni. Eme vonal mentén tovább haladva DNy felé, Hárskút és Csehbánya között, lehet, hogy ez a rámpaantiklinális bukkán felszínre az Alsó-Hajag-hegyen, magjában Dachsteini Mészkövel, ami GYALOG & CSÁSZÁR (1982) térképén is jól kivehető (7. ábra). Nyilván ezek a kisebb redők, melyek középhegységi szinklinális magját bonyolítják, egy sekélyebb talpi lenyeséshez kapcsolhatók (FODOR 2010). Szerintem eme lecsatlakozási felület a Veszprémi Márgában lehet, így a 9. ábra C részén ábrázolt feltételezett feltolódás akár egy szekvenciába tartozhat a Bakonybéli-rátolódással (így annál fiatalabb), melynek talpi lenyesése szintén a karni márgában valószínűsíthető (TARI 1994).

Az előző gondolatmenetet folytatva a hemipelágikus Nánai Rétegtagnak az egykori paleomorfológiai mélyedésekben kellene a legvastagabbnak lennie, ott ahol az átmenete a Gajavölgyi Tagozattól folyamatos, tehát a medence mélyvonalában. Ehhez képest Hárskút környékén a Villóhegyi és a Nánai Rétegtag maximális vastagságú rétegsorai a Gajavölgyi Tagozatra üledékhézaggal települnek. Bakonyháza és Balinka környékén már a Mesterhajagi Tagozatra települnek hiátussal a két rétegtag maximális vastagságú kifejlődései. Tehát a Nánai Rétegtag képződése alatt a medence mélyvonalának kissé észak felé kellett tolnia, oda ahol maximális a két rétegtag vastagsága (Hárskút–Bakonyháza–Mór vonala). Lehetséges, hogy az egész medence ÉÉNy felé billent, ami a Litéri-rátolódás felüljúló mozgásával vagy a Bakonybéli-rátolódás felfelé harapódzásával magyarázható (9. ábra, D). Az így aktívvá vált két rámpaantiklinális közti szinklinálisban éri el a Villóhegyi és Nánai Rétegtag a maximális vastagságát.

Az Eredmények fejezetben már említettem, hogy sokszor, a Nánai Rétegtag a Gajavölgyi Tagozat „völgyei” felett vastagszik ki. Tehát a paleomorfológiát és vastagságviszonyokat a Gajavölgyi Tagozat lebenyei is befolyásolták — a pikkelyeződéshez kapcsolódó gyűrődés mellett.

Összefoglalva, a Tési Agyagmárga és a Zirci Mészko alsóbb tagozatának képződésekor extenzióval számolhatunk, hasonlóan KISS (2009) véleményéhez. Azonban a Gajavölgyi Tagozat és a Pénzeskúti Márga képződése úgynevezett hátont hordott medencében (piggyback basin) történhetett, hasonlóan TARI & HORVÁTH (2010) vélemény-

nyéhez. Modellem alapján először a Litéri-rátolódás reaktiválódott, majd ezután a Bakonybéli-rátolódás és a feltételezett Hajaghegyi-rátolódás, így az utóbbi kettő esetében out-of-sequence rátolódásokról beszélhetünk. Az egyes események alatt aktív rátolódások és kapcsolódó antiklinálisok időbeli viszonyát még további nagyobb kiterjedésű vizsgálatokkal lehetne pontosabbá tenni.

Konklúzió

A Gajavölgyi Tagozat képződését megelőzően, a medence tengelyével párhuzamos extenzió uralkodhatott, ami az Úrkúti Tagozat kivastagodását okozta

A Gajavölgyi Tagozat képződésével egyidőben az összenyomódásos deformáció mértéke megnőhetett, amit az idősebb mezozoos képződményekből származó extraklaszt, valamint a Gajavölgyi Tagozat Villóhegyi Rétegtagban található áthalmozott klasztjai is bizonyítanak

A Gajavölgyi Tagozat, a Villóhegyi és Nánai Rétegtag vastagságeloszlása, valamint a hézagok település elterjedése jó összhangban van KISS (2009) által a cenomán–turon időintervallumra számított ÉÉNy–DDK-i kompresszióval

A Gajavölgyi Tagozat kivékonyodása az intraalbai erőző mellett a lejtőlábi üledékképződés jellegéből is adódhat

Modellem a Gajavölgyi Tagozatot alulról határoló hiátus tenger alatti mivoltát valószínűsíti (downlap surface).

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm CSÁSZÁR Géának a téma kijelölését, a dolgozat többszöri részletes áttekintését, hasznos javaslatait. FODOR László hasznos észrevételei mellett, a szerkesztéssel kapcsolatos kérdéseimben nyújtott széleskörű segítségét. Köszönöm KÖVÉR Szilviának a kézirat átolvasását, és praktikus tanácsait.

Köszönettel tartozok GÖRÖG Ágnesnek és KISS Adának, a kézirat gondos lektorálásáért. Külön köszönöm harmadik lektorom, KNAUER József építő jellegű kritikáit, valamint a hiányzó adatok aprólékos összegyűjtését. Köszönöm SZTANÓ Orsolya javaslatait. Köszönöm SELMECZI Ildikónak és PALOTÁS Klárának az adatgyűjtésben nyújtott segítségüket. HIRMONDÓ Nóra a terepi munkában nyújtott segítséget. A tanulmány végső formáját a FODOR László által vezetett 113013 számú OTKA kutatás során nyerte el.

Irodalom – References

- BÁLDINÉ BEKE M. 1984: Jelentés a Kővágóörs Kő–59 fúrás nannoplankton vizsgálatáról. — *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BIHARI D., KNAUER J., KOPEK G. & VÉGH S. 1981: A Bakony hegység földtani térképe, észlelési térkép, 1:20 000 Dudari lap. — Magyar Állami Földtani Intézet.
- BODROGI, I. 1985: Die stratigraphische Unterliederung der Pénzeskút Mergel formation mit Hilfe von Foraminiferen. — *Österr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erd. Wiss. Komm.* 7, 93–118.

- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet.
- BUDAI T., FODOR L. (szerk.), CSÁSZÁR G., CSILLAG G., GÁL N., KERCSMÁR ZS., KORDOS L., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. 2008: *A Vértes földtana*. — Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyarázó a Vértes földtani térképéhez, a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- CSÁSZÁR G. 1982: *A Bakony hegység földtani térképe, 1:20 000, Borzavári lap*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSÁSZÁR G. 1986: A Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* **23**, 295 p.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* **25**, 209 p.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1989: Shallow-marine Cretaceous Carbonates in the Transdanubian Midmountains. — In: CSÁSZÁR (ed.): *Excursion Guidebook 10th IAS Meeting, 24–26 April, 1989, Hungarian Geological Society*, Budapest, p. 202.
- CSÁSZÁR, G. & B. ÁRGYELÁN, G. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* **15**, 417–434.
- EMERY, D. & MYERS, K. J. 1996: *Sequence stratigraphy*. — Blackwell, Oxford, UK, 297 p.
- FODOR L. 2010: Mezozoos–kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés. — *Akadémiai doktori értekezés, kézirat* 129 p.
- FODOR, L., SZTANÓ, O. & KÖVÉR, SZ. 2013: Mesozoic deformation of the northern Transdanubian Range (Gerecse and Vértes Hills). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series* **31**, 1–52.
- GLENN, C. R., JR. KRONEN, J. D., SYMONDS, P. A., WEI, W. & KROON, D. 1993: High-resolution sequence stratigraphy, condensed sections, and flooding events of the Great Barrier Reef: 0–1.5. — *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **133**, 353–364.
- GÖRÖG Á. 1995: A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratifráiai értékelése. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 85–94.
- GYALOG L. 1996: A Földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, **187**, 171 p.
- GYALOG L. & CSÁSZÁR G. (szerk.) 1982: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet.
- JAKUS P. 1980: Magyarázó a Bakony hegység 1:20 000-es földtani térképsorozatához, Márkó. — Magyar Állami Földtani Intézet 58 p.
- KISS A. 2009: Az Északi-Bakony szerkezetalakulása. — *PhD Doktori értekezés, kézirat, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 120 p.
- KISS, A. & FODOR, L. 2005: Cretaceous structural evolution of the Bakony Mts., Hungary. — *Geolines* **19**, 61–63.
- KNAUER J. 1965: Alapadatok az olaszfalui 25 000-es térképhez. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KNAUER J. 1966: Hézagos rétegsor Balinkán. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, 221–231.
- KNAUER J. 1967: Bakonyi munkánk néhány eredményéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1965-ről*, 29–33.
- KNAUER J. 1989: Magyarázó a Bakony hegység 1:20 000-es földtani térképsorozatához, Lókút. — *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest* 101 p.
- KNAUER J. 2003: *A Bakony hegység földtani térképe, 1:20 000, Lókúti lap*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KNAUER J. & VÉGH S. 1967: *A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata, Olaszfalu*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KNAUER J. & KÖRPÁS L. 1968: Bakonycsérnye, földtani alapadatok. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KNAUER J. & KÖRPÁS G. 1982: *A Bakony hegység földtani térképe, 1:20 000, Bakonycsérnyei lap*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MAJZON L. 1966: *Foraminifera vizsgálatok*. — Akadémiai Kiadó, Budapest 939p.
- MÉSZÁROS J. 1969: *A Bakony-hegység földtani térképe, 1:20 000, Szentgál*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MÉSZÁROS J. 1978: *A Bakony-hegység földtani térképe, 1:20 000, Farkasgyepű*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MÉSZÁROS J. 1980: *Magyarázó a Bakony hegység 1:20 000-es földtani térképsorozatához Farkasgyepű*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 101 p.
- MINDSZENTY, A., KNAUER, J. & MÁTEFI STEFFLER, M. 1994: Superimposed paleokarst phenomena in the Halimba Basin (South-Bakony, Hungary) – The anatomy of a multiple regional unconformity. — 15th IAS Regional Meeting, Abstracts, 285–286.
- NAGY GY-NE 1971: A Jásd 41 számú fúrás földtani adatai. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NOSZKY J. 1934: Adatok az Észak-Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. — *Földtani Közöny* **64**, 99–136.
- PAYROS, A. & PUJALTE, V. 2008: Calciclastic submarine fans: An integrated overview. — *Earth-Sciences Reviews* **86**, 203–246.
- POCSAI, T. & CSONTOS, L. 2006: Late Aptian – Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geol. Carpathica* **57**, 15–27.
- SZÖRÉNYI E. 1952: Kövületgyűjtés a Gaja-völgyben és Dudaron — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1949-ről*, 37–40.
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. — *PhD. Thesis*, Rice University, Texas, USA, 501 p.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 2010: Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years tectonic model. — *Földtani Közöny* **140/4**, 483–510.
- VAN DER PLUJUM, B. A. & MARSHAK, S. 2004. *Earth structure, an introduction to structural geology and tectonics. 2nd edition*. — W. W. Norton and Company, Inc. 656 p.
- ZAGRARNI, M. F., NEGRA, M. H. & HANINI, A. 2008: Cenomanian–Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. — *Sedimentary Geology* **204**, 18–35.

Kézirat beérkezett: 2015. 01. 27.

Függelék

I. táblázat. A 4–7. ábrához felhasznált fúrási rétegsorok adatai

Table I. Data of the boreholes, which were used in Figure 4–7

Település- Town	Fúrás jele- Borehole	EOV Y	EOV X	GVT	VHRT+NRT	MHT-GVT kontaktus	ZMF-PMF kontaktus
Balinka	Ba-15	581059,5	219645,8	1,4*	10,4*		hézagos*
Balinka	Ba-171	583486,3	221527	0	10,3		hézagos
Balinka	Ba-175	583747,1	222076	0	7		hézagos
Balinka	Ba-204	583724,2	222615,9	0	7,3		hézagos
Balinka	Ba-217	583243,5	223037,5	0	7		hézagos
Balinka	Ba-218	582732,1	220657,2	0	8,5		hézagos
Balinka	Ba-220	583493,1	221887,9	0	9,3		hézagos
Balinka	Ba-221	583937,1	222268,7	0	6,2		hézagos
Balinka	Ba-236	583665,7	224450,4	0	9,9		hézagos
Balinka	Ba-237	582657	223820,3	0	13,5		hézagos
Balinka	Ba-240	583270,3	223784	0	7,9		hézagos
Balinka	Ba-246	582988,1	221422,2	0	30		hézagos
Balinka	Ba-247	582776,7	221669,2	0	31,5		hézagos
Balinka	Ba-248	582744,1	222773,6	0	16,3		hézagos
Balinka	Ba-249	582383,4	222547,6	0	14,1		hézagos
Balinka	Ba-250	582775,6	223243,7	0	12,8		hézagos
Balinka	Ba-252	583799,4	223229,5	0	6,8		hézagos
Balinka	Ba-253	583275	223310,9	0	19,5		hézagos
Balinka	Ba-254	582056,9	224351,5		~27,3		
Balinka	Ba-263	582107	219968,5	0	11,4		hézagos
Balinka	Ba-267	581871,7	220107,5	0	26,2		hézagos
Balinka	Ba-268	582406,9	220131,6	0	13,1		hézagos
Balinka	Ba-269	582277,4	220633,2	0	10,7		hézagos
Balinka	Ba-28	578375,8	217454,9	0			hézagos
Balinka	Ba-283	583256	224660,6	0	11,5		hézagos
Balinka	Ba-284	583247	225145,3		~9,3		hézagos*
Balinka	Ba-320	583398,7	224069,7		~0,5		hézagos*
Balinka	Ba-321	582728,2	225103,2	0	10,4		hézagos
Balinka	Ba-322	582988,5	224884,1	0	14,2		hézagos
Balinka	Ba-323	582763,4	224645,4	0	0,5		hézagos
Balinka	Ba-325	582470,6	225336,5	0	12,8		hézagos
Balinka	Ba-326	582430	224817	0	15,5		hézagos
Balinka	Ba-327	582174,6	225588,4	0	22,2		hézagos
Balinka	Ba-328	582563,4	225963,4	0	4,8		hézagos
Balinka	Ba-329	582172,5	225040,1	0	13,5		hézagos
Balinka	Ba-330	582219,6	224596	0	13		hézagos
Balinka	Ba-331	582855,9	225817,2	0	5,4		hézagos
Balinka	Ba-335	581918,5	225810,5	0	15,6		hézagos
Balinka	Ba-338	583057,7	225972,2	0	0,5		hézagos
Balinka	Ba-339	581712,7	225122,4	0	14,4		hézagos
Balinka	Ba-340	582214,3	225927,2	0	16		hézagos
Balinka	Ba-341	581962,6	226136,5	0	14		hézagos
Balinka	Ba-8	581478,6	219077,6	0*	~10,4		hézagos*
Balinka	Ba-9	580538,1	218775	0	0,1		hézagos
Balinka	Ba-94	580317,9	218301,1		~4,1		
Bakonybél	Bb-23	550049,6	211681,4	0			hézagos
Bakonybél	Bbt-9	550500?	208890?	5,8*	0		hézagos*
Bakonycsérnye	Bcs-24	574662	222383,6		~3,2		
Bakonyánána	Bn-10	569147,1	212630	~3,5			
Bakonyánána	Bn-11	569697,2	214077,2	10,5	4,4		hézagos?*
Bakonyánána	Bn-12	570350,1	214835,6	7	13,4	hézagos*	
Bakonyánána	Bn-6	567573,6	214533,9	~5			
Bakonyánána	Bn-7	568285,9	213927,6	7	~10,7	hézagos*	hézagos*

I. táblázat (folyt.)

Table I. (cont.)

Település - Town	Fúrás jele - Borehole	EOV Y	EOV X	GVT	VHRT+NRT	MHT-GVT kontaktus	ZMF-PMF kontaktus
Bakonynána	Bnt-10	568074,6	212968,9	~8,7	2,1		
Bakonynána	Bnt-5	568801,3	214252,3	0			hézag
Csehbánya	Cseh-5	548330,8	207857,7	10			
Dudar	D-128	567290,2	217340,3	0	6,5		hézag
Dudar	D-178	569866,5	216364,6	0			hézag
Dudar	D-179	568883,8	216740,9	0	30,6		hézag
Dudar	D-188	568429,6	217373,8		~10,1		
Dudar	D-194	567906,1	217929,3	0			hézag
Dudar	D-196	568524,7	218462,5	0			hézag
Dudar	D-221	567954,9	218693,3		~1,5		
Dudar	D-225	565648,6	216023,9	0			hézag
Dudar	D-226	565261,9	216294,2		~22,9		
Dudar	D-237	569277,4	218813,6	0	8,6		hézag
Dudar	D-245	568209	218277,3		~4,7		
Dudar	D-303	570864,5	218991,5	~1,7			
Dudar	D-53	566308	217042,8		6,7		hézag*
Dudar	D-54	566180,7	217527,1		~6,6		
Dudar	D-65	565621,3	216495,3	0	11		hézag
Eplény	E-56	562959,1	208722,9	~4,4		folyamatos*	
Eplény	E-60	562809,6	208603,8	18,3		folyamatos*	hézag
Eplény	E-71	562965,6	208463	~6		folyamatos*	
Hárskút	Gyk-1	556171,6	206300,6	9,8	1,9*	folyamatos*	folyamatos? *
Herend	He-58	553170,1	203800,4	31,9*	~1*	folyamatos	folyamatos
Hárskút	Hk-4	555251,2	206205,7	1,9	40	hézag	hézag
Hárskút	Hk-5	550544,6	207734,8	~10		hézag*	
Jásd	J-42	572741,9	217812,8	~4,2	5,3		
Lókút	Lt-19	558792,9	207115,1	5,5?*	27,5	hézag	hézag?*
Nagyesterháza	N-27	564443,2	215892,4	0	7,6		hézag
Nagyveleg	Nv-1	577329,7	225802,5	0	0		hézag
Nagyveleg	Nv-2	577997,5	224981,4	0	6,8		hézag
Olaszfa	O-1 (OB-4)	564922,7	210945,1	15,2	2,5	folyamatos*	hézag*
Olaszfa	OB-12	564517,8	210686,1	10,6	0,9		hézag
Olaszfa	OB-9	563651,7	209484,3	11,8	12,3		folyamatos
Olaszfa	Ot-81	564235,6	210845,3	8,1	12,1	hézag*	hézag
Olaszfa	Ot-84	569763	209887,7	11,1*	8		hézag*
Olaszfa	P-1	569772,2	209887,7	10,7	9,2		
Olaszfa	P-11	569178,5	209764	~6,2			
Olaszfa	P-12	569827,8	210076,7	12,2	5,8		
Olaszfa	P-14/a	569701	209966,5	9,4*	7,1		
Olaszfa	P-15	568638	210360,6	12,2			
Olaszfa	P-16	567813,3	211217,6	11,5	5,4		
Olaszfa	P-19	568437,7	211368	4,9	1,9		
Olaszfa	P-2	569631,1	210041,7	8,2	10,3		
Olaszfa	P-21	568912,8	210061,2	15,2	4,1		
Olaszfa	P-23	569491,5	210192,8	8	2,5		
Olaszfa	P-25	568908,9	210323,2	10			
Olaszfa	P-26	569856,6	209842,5	18,6	~2,6		
Olaszfa	P-27	568047,9	210747,2	12,7	1,8		hézag?*
Olaszfa	P-3	569911,2	209742,1	9,2	~4,6		
Olaszfa	P-4	569737,9	209820,7	12,6			hézag?*
Olaszfa	P-5	569668,2	209861,9	11,8	3,1		hézag?*
Olaszfa	P-6	569098	210634,5	9,1	5,5		
Olaszfa	P-7	569365,7	210337,3	9,3	1,5		

I. táblázat (folyt.)

Table I. (cont.)

Település- Town	Fúrás jele- Borehole	EOV Y	EOV X	GVT	VHRT +NRT	MHT-GVT kontaktus	ZMF-PMF kontaktus
Olaszfalu	P-9	569106,2	210109,9	12,9	8,9		
Olaszfalu	Pe-1	569548,4	209752,9	~7,1			
Olaszfalu	Pe-14	569970,9	209928,4	~14			
Olaszfalu	Pe-19	568931,3	210936,9	13,7	10,7		
Olaszfalu	Pe-20	567879,1	210599,5	16,8			
Olaszfalu	Pe-21	568559,8	210553,8	17,3			
Olaszfalu	Pe-22	567509,6	210933,6	10,1			hézagos*
Olaszfalu	Pe-27	568237,9	211663,7	11,3*	4,3		
Olaszfalu	Pe-3	568974	209780	~4,7			
Olaszfalu	Pe-30	567158,6	210570,4	12,2*	5,4*		
Olaszfalu	Pe-31	566795,6	211630,7	10,8	2,6	hézagos	hézagos*
Olaszfalu	Pe-32	565830,6	213480,3	0	1,3		hézagos
Pénzesgyőr	Pgy-2	555557,1	210324,7	~0,4		folyamatos	
Pénzesgyőr	Pgy-4	554038,3	209322,7	~21		hézagos*	
Pénzesgyőr	Pgy-5	553978,3	209659,7	2		hézagos	hézagos
Pénzesgyőr	Pgyt-31	555699	208506	5,8	1,4	hézagos*	hézagos
Olaszfalu	RO-1	565208,2	213042,7		~11,9 v.0?*		hézagos*
Súr	Sr-1	574986,3	225741,9	0	4,6		hézagos
Szentgál	Sztg-19	549230?	209460?	0	0		hézagos*
Tés	Té-14	573788,9	212834,5	~8,9		hézagos*	
Tés	Té-16	571921,2	213515,4	~15,5		folyamatos?*	
Tés	Té-17	572524,2	214383	~12			
Tés	Té-18	573355,9	215104,8	~7		folyamatos*	
Zirc	Zt-15	559915,7	209112,9	12,6	4,2	folyamatos	hézagos

Rövidítések: GVT= Gajavölgyi Tagozat vastagság adatai, VHRT+NRT= Villóhegyi és Nánai Rétegtag összevont vastagság adatai, MHT-GVT kontaktus = a Mesterhajagi Tagozat és a Gajavölgyi Tagozat kontaktusa, ZMF-PMF kontaktus = a Zirci Mészko és a Pénzeskúti Márga kontaktusa; megjegyzés: a vastagság adatok előtt a „~” hiányos fúrási rétegsort jelöl; a „*” jellel ellátott adatok Knauer J. szóbeli közlése alapján

GVT = tickness of the Gajavölgy Member; VHRT+NRT= contracted tickness of the Villóhegy and Nána Beds; MHT-GVT kontaktus = contact of the Mesterhajagi and Gajavölgy Member; ZMF-PMF kontaktus = contact of the Zirc Limestone and the Pénzeskúti Marl; remarks: the „~” before the data mean incomplete tickness of the borehole; „folyamatos” means continuous transition; „hézagos” means transition with hiatus

II. táblázat. A 4-7. ábrához felhasznált felszíni feltárások adatai

Table II. Data of the outcrops, which were used in Figure 4-7

1:20 000-es térképlap neve	Feltárás száma	Földrajzi név	GVT-PM kontaktus	MHT-GVT kontaktus
Olaszfalu	35	Eperkés-hegy ÉK		hézagos
Olaszfalu	65	Villó-hegy É	folyamatos	
Bakonycsernye	233	Alma-kúttól Dny-ra		folyamatos?
Bakonycsernye	290	Jásdi nagy kőbánya	hézagos	hézagos
Bakonycsernye	288	Jásdi kis kőbánya		hézagos
Bakonycsernye	494	Kis-Csepegő árok nyiladék		hézagos
Bakonycsernye	531	Csepegő-árok baloldali mellékvölgy		folyamatos
Borzavár	903	Cigány-árok		hézagos
Lókút	432-434	Égett-hegy		hézagos
Lókút	346, 353, 354	Tilos-erdő	MHT-re a PM települ GVT kimaradásával!	
Lókút	319	Mesterhajag		hézagos
Dudar	327	Gaja-szurdok		hézagos
Dudar	473	Zsidó-hegy		hézagos
Dudar	414	Gaja-völgy	folyamatos	

Rövidítések: MHT-GVT kontaktus = a Mesterhajagi T. és a Gajavölgyi T. kontaktusa, GVT-PM kontaktus = a Gajavölgyi T. és a Pénzeskúti Márga kontaktusa

MHT-GVT kontaktus = contact of the Mesterhajagi and Gajavölgy M.; GVT-PM kontaktus = contact of the Gajavölgy M. and the Pénzeskúti Marl; remarks: „folyamatos” = continuous transition; „hézagos” = transition with hiatus

Ártéri szintek és paleo-medrek: ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén

HERNESZ Péter¹, KISS Tímea¹, SIPOS György¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.,
herneszpeti@gmail.com, kisstimi@gmail.com, gysipos@geo.u-szeged.hu

Floodplain levels and palaeo-channels: floodplain development along the Lower Tisza River

Abstract

Different floodplain levels developed along the Lower Tisza River, in connection with incisions since the Late Pleistocene. The present study aimed to classify the palaeo-channels based on their morphometry, to determine their bankfull discharge, to measure their OSL age, and to identify the floodplain levels based on their height. From the collected data-set we aimed to reconstruct the Late Pleistocene and Holocene development of the Lower Tisza Region.

Three phases of floodplain formation and two phases of incision were defined. However, significant time-span was found between the southern and northern parts of the region. The highest (C) morphological level was active from the beginning of the Late Pleniglacial (25.6 ± 1.4 ka) in the southern part of the study area, thought in the middle and northern part of the study area the C-level was formed later (20.1 ± 2.4 – 13.2 ± 0.9 ka). At this time the Tisza had 4–5 times greater bankfull discharge ($Q_{bf}=8615$ m³/s). The first major incision started in the Ságvár–Lascaux interstadial (16.4 ± 1.3 ka) around the Danube and Tisza confluence, but the incision reached the present-day confluence of the Maros River (ca. 175 km upstream) during the Late Glacial (13.1 ± 1.2 ka). There is no great difference between the size of the paleo-channels on the C and B levels, so the incision was probably induced by tectonic activity. The B floodplain level was short-lived ca. 13 ka ago. During the last, but strongest incision phase (in south: 13.4 ± 0.7 ka; north: 10.8 ± 0.7 ka) the Tisza had smaller discharge ($Q_{mk}=3306$ m³/s), however the downstream divergence of the floodplain levels and the avulsions on the active floodplain (Level A) support the importance of the tectonic movements on the floodplain development. On the lowest, active A floodplain level 3.2 ± 1.1 – 1.1 ± 0.7 ka old meanders remained.

Keywords: floodplain development, incision, palaeo-discharge, OSL dating, Tisza

Összefoglalás

Az Alsó-Tisza menti ártéri területeken különböző magasságú ártéri szintek alakultak ki, amelyek felszínén változatos méretű kanyarulatok őrződtek meg. Célunk, hogy az egykori kanyarulatok morfológiai csoportosításával, vízhozamuk és koruk meghatározásával, valamint az egyes ártéri szintek lehatárolásával a folyóvízi fejlődés utolsó szakaszát rekonstruáljuk az Alsó-Tisza vidékén.

Eredményeink alapján az Alsó-Tisza mentén három ártérképződési és két bevágódási fázist lehet elkülöníteni, bár jelentős késéssel érték el a folyamatok a mintaterület északi részét. A legmagasabb C-szint a kutatási terület déli részén a késő-pleniglaciális kezdetén (25.6 ± 1.4 ka) volt aktív ártér, ugyanakkor a középső és északi területeken 20.1 ± 2.4 – 13.2 ± 0.9 ezer éve. Ekkor a Tisza mederkitöltő vízhozama a mai érték 4–5-szöröse lehetett ($Q_{mk}=8615$ m³/s). Az első bevágódás a torkolat környékén már a Ságvár–Lascaux interstadiális végén megindulhatott, majd a mai Maros torkolatának környékét a késő-glaciálisban (13.1 ± 1.2 ka) érte el. Mivel a C és B szinteken a kanyarulatok mérete hasonló, így a bevágódás nem köthető a vízhozam jelentős megváltozásához. A következő ártérképződési időszak (B szint) a déli területeken 13.0 ± 1.3 ezer évig, míg a középső és északi részeken 10.8 ± 0.7 ezer évig tartott, melyet egy újabb, ám a korábbinál erőteljesebb bevágódás zárt le. Ekkor már jóval kisebb volt a Tisza vízhozama ($Q_{mk}=3306$ m³/s). A csökkenés a kanyarulatok méretei és elhelyezkedése alapján fokozatosan történt meg. A torkolat felé divergáló ártéri szintek és az aktív ártér (A szint) formálódásában nagy szerepet játszó avulziók egyrészt a tektonikai hatások nagyobb jelentőségét, másrészt a Dunán lezajlott folyamatok hatását mutatják. A legalacsonyabb szinten (A) 3.2 ± 1.1 – 1.1 ± 0.7 ezer éves kanyarulatok őrződtek meg.

Tárgyszavak: ártérfejlődés, bevágódás, egykori vízhozam, OSL-kormeghatározás, Tisza

Bevezetés

A Tisza vízrendszerének kialakulása a pliocén végén kezdődött el, de a felszíni formakincs alapján csak a késő-pleniglaciális óta tartó időszak morfológiai és környezeti változásai tanulmányozhatók. Azonban az egységes felszínfejlődési kép megrajzolása nehézkes, mert a Tisza egyes szakaszai és mellékfolyói mentén az elkülöníthető bevágódási és feltöltődési fázisok száma eltérő, azaz a felszínfejlődést irányító klimatikus és tektonikai hatások változó mértékben hatottak.

A felszínfejlődés mozaikosságát jól mutatják az ártéri szintek, a maradványfelszínek és az eltérő méretű kanyarulatgenerációk. A Felső-Tisza mentén (BORSY et al. 1989, VASS 2014) és a Körös-medencében (NÁDOR et al. 2007) az ártér egységes, nem tagolódik szintekre, és rajta változatos méretű és korú kanyarulatgenerációk őrződtek meg. Ezeken a területeken a folyamatos süllyedés felülírta az éghajlati ingadozások hatásait és főleg a feltöltés jellemezte a folyókat és ártereiket. Ugyanakkor a Közép-Tisza mentén az egymást követő bevágódások miatt négy ártéri szint alakult ki a késő-pleniglaciális óta (GÁBRIS & NÁDOR 2007, GÁBRIS et al. 2012), amelyek létrejötté elsősorban a klímaváltozásokhoz kapcsolódik, és csak a legfiatalabb, szubboreális korú bevágódást okozhatta tektonikus hatás (GÁBRIS & NÁDOR 2007).

A klímaváltozás és az emelkedés–süllyedés mellett a hirtelen meder-áthelyeződéseknek (avulzió) is fontos szerepe volt. Például a Tisza Körös-torkolat feletti szakaszán a morfológiai és hidrológiai folyamatokat, így az egykori medrek méretét is befolyásolta a Tisza áttevődése az Érmellék–Körös-medence vidékéről a Beregi-sík és a Bodrogköz irányába (kb. 14–16 ezer év, TIMÁR et al. 2005, NÁDOR et al. 2007). Ugyanakkor a Csongrádtól délre eső folyószakasz mentén a csaknem folyamatos süllyedés hatására jelentős mederátrendeződésre nincs bizonyíték (SOMOGYI 1961, RÓNAI 1985). Ezzel szemben a Dél-Alföldön a Maros gyakran változtatta folyásirányát hordalékkúpjának felszínén, így torkolata időről-időre áthelyeződött, ami a víz- és hordalékhozam révén befolyásolhatta a Tisza mederalakulását is (KISS et al. 2014a, b).

Az egységes felszínfejlődési kép megrajzolását az is nehezíti, hogy a pleisztocén végén és a holocén folyamán végbement bevágódás(ok), és az azok hatására kialakult ártéri szintek kiterjedése, magassága változó, ráadásul a változatos méretű paleo-medrek átfogó vizsgálata sem történt meg. Osztályozásuk és vízhozamuk meghatározása csak bizonyos területeken készült el (GÁBRIS 1985, 1986, POPOV et al. 2008, KATONA et al. 2012, HERNÉSZ et al. 2013, SÜMEGHY 2014), és kormeghatározás is csak néhány ponton történt (BORSY et al. 1989, FÉLEGYHÁZY & TÓTH 2003, SIPOS et al. 2009, KASSE et al. 2010, VASS & TÚRI 2010, KISS et al. 2012, SZABÓ et al. 2012, HERNÉSZ & KISS 2013).

Jelen kutatásban célunk a klasszikus értelemben vett Alsó-Tisza (Csongrád és a torkolat közötti szakasz) mentén kialakult ártéri szintek és felszíni képződményeik vizsgálata. A céljaink között szerepel az itt lévő paleo-medrek

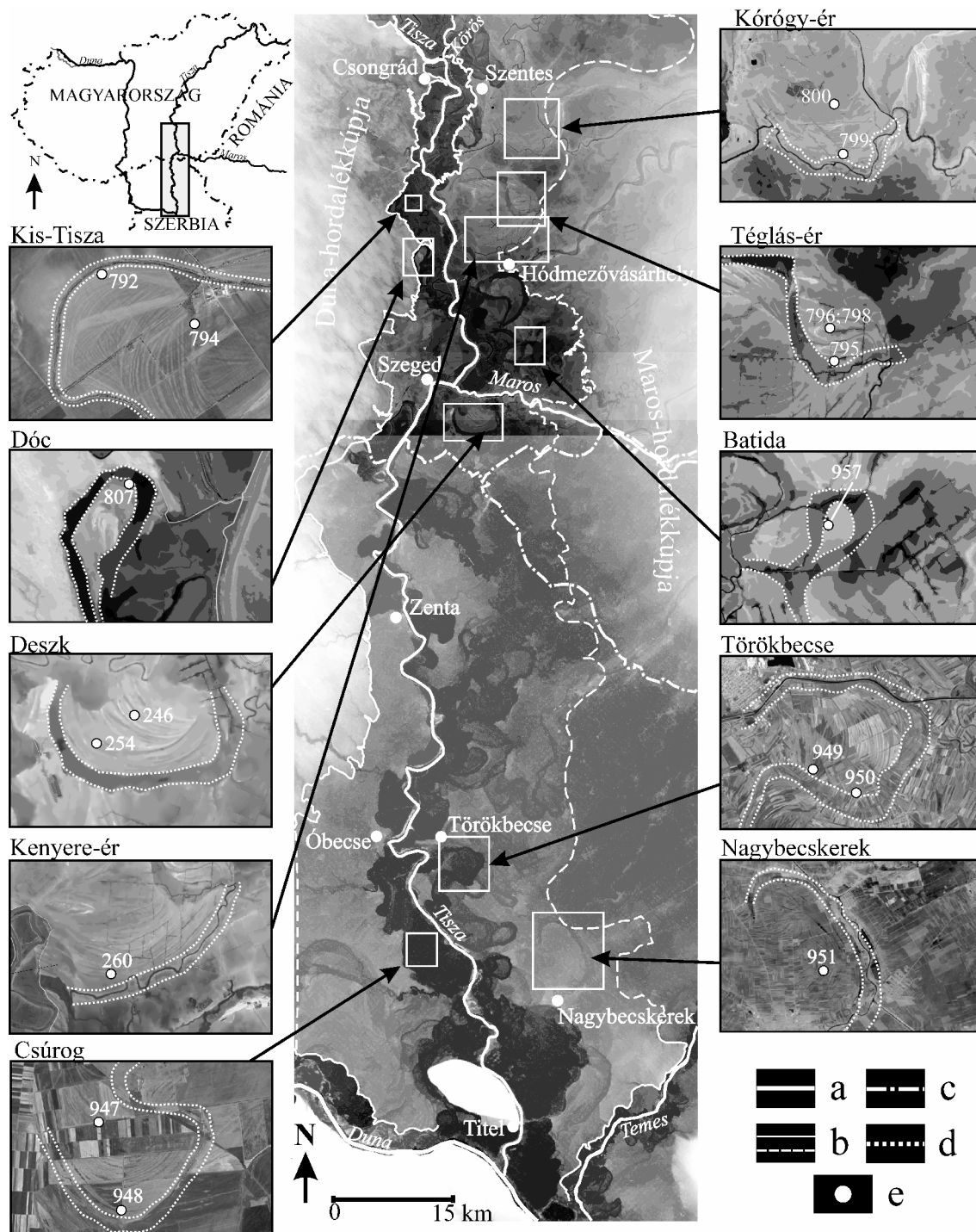
azonosítása, horizontális kanyarulati paramétereik alapján csoportosításuk és egykori mederkitöltő vízhozamuk kiszámítása. Az így elkülönített medergenerációk térbeliségét összevetve az ártér magassági viszonyaival célunk az, hogy az egyes szintekre (= ártérképződési időszakokra) jellemző hidrológiai és morfológiai folyamatokat rekonstruáljuk. A medrek övzátonyainak kormeghatározásával pedig a különböző magasságú ártéri felszínnek aktivitásának idejét, valamint az azokat létrehozó bevágódások korát határoztuk meg. Összességében arra is keressük a választ, hogy az Alsó-Tisza menti ártér felszínfejlődése mennyiben kapcsolható a teljes vízrendszert érintő klímaváltozásokhoz vagy a dunai torkolat közelségéhez, illetve mennyiben függött a helyi tektonikai mozgások hatásaitól.

A vizsgálati terület

Vizsgálatainkat az Alsó-Tisza Csongrád és Tittel közötti ártéri felszínein végeztük. A mintaterület észak-déli irányban kb. 180 km hosszan nyúlik el, míg szélessége csupán 15–40 km (1. ábra). Északi határánál a Tisza és a Körös ártere összekapcsolódik. Az ártéri felszín lehatárolását nehezítette, hogy a területhez nyugat felől a Duna, míg kelet felől a Maros hordalékkúpja simul, és formáik gyakran a tiszai formákat fedik be. Például a Duna–Tisza közti homokhátságról a homokmozgások idején a buckák benyomultak az ártérre, magasítva annak felszínét és eltemetve a folyóvízi formákat. Ugyanakkor a vizsgálati terület keleti peremén a Maros fiatalabb üledékei fedhették el a Tisza korábbi ártéri formáit, mivel a Maros hordalékkúpjának aktív épülése a holocénben is tartott (SÜMEGHY et al. 2013). Itt a hordalékkúp SÜMEGHY & KISS (2012) által meghatározott határvonalát vettük figyelembe.

A vizsgálati terület a pliocén óta az Alföld egyik legintenzívebben süllyedő fiókmedencéje volt, így a negyedidőszak nagy részén is ez jelentette a folyók erózióbázisát (SOMOGYI 1961, GÁBRIS & NÁDOR 2007). Ennek hatására mintegy 1800–2000 m vastagságú, folyamatos átmenettel rendelkező tavi–folyóvízi (pliocén), majd folyóvízi (pleisztocén) üledéksor halmozódott fel (NÁDOR & SZTANÓ 2011). Mivel a Duna már nagyjából a würm közepén felvette mai, észak–déli irányú folyásirányát (SOMOGYI 1961), így a kutatási terület késő-pleisztocén és holocén folyóvízi felszínfejlődése a Tisza vízrendszeréhez köthető.

A kutatási terület északi részén, a Körös-torkolat környékén NAGY (1954) és MÁTYUS (1968) két morfológiai szintet különböztetett meg. Hozzá hasonlóan SOMOGYI (1967) is úgy vélte, hogy Szegedtől északra már nem, vagy csak igen csökevényesen ismerhető fel a magasabb ártéri szint, így itt az aktív ártér felett csak az ármentes térszín különíthető el. MIHÁLTZ (1967) rétegtani adatokra támaszkodva úgy vélte, hogy egy 10–20 m-es bevágódás során vált kétszintűvé az Alsó-Tisza menti ártér. Véleménye szerint ezt egyetlen felhalmozódási ciklushoz tartozó üledéksor töltötte fel, további bevágódás pedig nem szakította meg az akkumulációt. Bár SOMOGYI (1967) csak az ártér szerbiai



1. ábra. A vizsgálati terület az Alsó-Tisza menti ártér, ahol több kanyarulat korát meghatároztuk OSL mérésekkel.

a = jelenlegi vízfolyások; b = ártéri felszín felső határa; c = országhatár; d = egykori kanyarulatok; e = OSL mintavételi pontok

Figure 1. The floodplain along the Lower Tisza River was studied, where several sites were chosen for OSL dating.

a = active river; b = border of the study area; c = country border; d = bankline of a palaeo-channel; e = OSL sampling site

szakaszán feltételezte, LÁNG (1960) és MEZŐSI (1983) szerint már Szeged térségében is kimutatható az ármentes felszín és az aktív ártér között egy időszakosan elárasztott, magas ártéri szint is. Ezzel szemben POPOV et al. (2008, 2012) a még dunai torkolat feletti ártéri szakaszon is csupán egyetlen szintet különítettek el az aktív ártér felett.

Az ártéri szinteket létrehozó bevágódás(ok) megindulását a kutatók eltérő időszakokra teszik. Míg BORSY (1989)

már a késő-glaciálistól kezdődően bevágódást valószínűsített, addig SOMOGYI (1962) csak a pleisztocén és holocén határán feltételezte a folyók nagyobb erózióját. Ő a Tisza legdélebbi szakaszát kísérő ármentes térszint — a Duna színtje azonos korú teraszához hasonlóan — II/a számmal jelölte. POPOV et al. (2008, 2012) is a holocén kezdetére tették a pleisztocén terasz és a holocén ártér elkülönülését. Azonban NAGY (1954) és MIHÁLTZ (1967) óholocén korú

bevágódásról írtak, míg MÁTYUS (1968) a preboreális fázisra tette az ártéri szintek elkülönülését idejé, bár ezt pontos mérésekkel ő sem támasztotta alá. Az első bevágódási fázist LÁNG (1960) és MEZŐSI (1983) is a holocén kezdetére tették, ám szerintük ezt később egy újabb eróziós időszak követi a szubboreálisban, mely a mai ártér kialakulását eredményezte.

Ahogy nincs egységes álláspont a kutatók között a Tisza alsó szakasza mentén létrejött ártéri szintek számával és korával kapcsolatban, így ezek kialakulásának okairól is megoszlanak a vélemények. LÁNG (1960) szerint a holocén kezdetén jelentkező felmelegedés idején és az erősen csapadékos szubboreális fázisban az Alföld folyóinak vízhozama legalább 50%-kal meghaladta a mait, ami bevágódáshoz vezetett. Ugyancsak főleg klimatikus okokra vezette vissza a bevágódási és feltöltési időszakokat az Alsó-Tisza mentén SOMOGYI (1967), MEZŐSI (1983) és POPOV et al. (2008) is. Ezzel szemben a tektonikai mozgások fontosságára hívta fel a figyelmet MIHÁLTZ (1967), aki szerint a terület a pleisztocén végéig folyamatosan süllyedt. Ugyanakkor SOMOGYI (1967) feltételezése szerint a süllyedés már az utolsó interglaciálistól kezdődően erősen mérséklődött, majd meg is szűnt, mert véleménye szerint csak így magyarázható a Tisza bevágódása a pleisztocén üledékekbe. Ezzel szemben LÁNG (1960) a kéregmozgások folyamatosságát valószínűsítette a holocénben. BORSY (1989) szintén az erózióbázis süllyedésére vezette vissza a Tisza bevágódását.

Alkalmazott módszerek

A paleo-medrek azonosítását topográfiai térképlapok (Magyarország: M=1:10 000, Szerbia: M=1:25 000) alapján végeztük, illetve a szerbiai részen SRTM felvételeket (90 m-es felbontás) is felhasználtunk. Ez utóbbi alkalmazását az alacsony erdőszűrség is indokolta, ezért az SRTM jól tükrözi a felszín magassági viszonyait. A mintaterületen 417 db kanyarulatot azonosítottunk ArcGis 10. szoftverkörnyezetben. A középvonal megrajzolását követően 281 esetben számítottuk ki a horizontális kanyarlati paramétereiket (W: szélesség; Rc: görbületi sugár; L: ívhossz és H: húrhossz), majd méretük alapján csoportosítottuk a medreket.

A paleo-medrek vízhozamának kiszámításához regionális érvényességű, az adott vízrendszerre kidolgozott képletekre van szükség, hiszen a vízgyűjtők közettani és domborzati felépítése, klimatikus viszonyai és növényzeti borítottsága különböző, így a lefolyás mértéke is folyónként eltérő (WILLIAMS 1984). A Tisza vízrendszerére kidolgozott képletek (I. később II. táblázat) különböző paramétereket vesznek figyelembe és különböző jellegű vízhozamok kiszámítására alkalmasak. Mivel az elhagyott medrek mérete a mederkitöltő vízhozammal (Q_{mk}) mutatja a legszorosabb kapcsolatot (DURY 1961), így elsősorban a SÜMEGHY (2014) által felállított egyenleteket használtuk a Tisza paleo-medreinek vízhozam-bebecsléséhez. A számítások során GÁBRISHOZ (1985, 1986) és SÜMEGHYHEZ (2014) hasonlóan csak a fejlett kanyarulatokat vettük figyelembe ($L/H=1,4-$

2,0). Ennek alapján a vizsgált 281 kanyarulat közül 174 volt alkalmas a vízhozamszámítások elvégzésére. Fontos azonban megjegyezni, hogy az egyenletek pontos adatokat csak meghatározott mérettartományon belül adnak, ezért kiterjesztésük a nagyobb és kisebb paleo-medrekre alul- vagy felülbecslést eredményezhet, így ilyen esetekben a vízhozamszámítások csak hozzávetőleges értékeknek tekinthetők. A képletek ugyanakkor a mai mélységviszonyok mellett érvényesek, tapasztalataink szerint viszont a paleo-medrek általában sekélyebbek voltak. Ezért néhány kanyarulat jelenlegi keresztmetszetét nagy pontosságú RTK GPS segítségével is felmértük, míg mélységüket fúrásokkal állapítottuk meg, így lehetőség nyílt a vízhozam szélesség/mélység aránnyal való korrekciójára.

Az ártér magassági viszonyainak meghatározását és az ártéri szintek elkülönítését a fent említett topográfiai térképek és SRTM felvételek alapján végeztük. Kelet–nyugati keresztmetsvények rajzolásával azonosítottuk a markáns (>1,5–2 m) eróziós peremeket, majd magasságuk alapján különítettük el az egyes ártéri szinteket.

A mintaterület paleo-medreinek övzónaiból vett mintákon optikailag stimulált lumineszcens (OSL) kormeghatározást alkalmaztunk. Nyolc kanyarulatból együttesen 14 mintavételi pontban gyűjtöttünk mintát, 85–545 cm közötti mélységekből. A mintavételezés során célunk volt, hogy az adott kanyarulathoz tartozó legidősebb és legfiatalabb övzónát is megmintázzuk, mellyel az adott kanyarulat aktivitási időszakát határoztuk meg. A minták feltárása során finom és durvaszemcsés eljárást is alkalmaztunk. Folyóvízi környezetből származó minták esetében a két módszer eltérő korokat adhat, melynek oka, hogy a finomabb frakciójú szemcsék természetes fény általi nullázódása nem garantált, ami idősebb kort eredményezhet. A két módszer közötti eltérés ugyanakkor SIPOS et al. (2009) vizsgálatai alapján nem jelentős. Az közetliszt és agyag minták 4–11 μm közötti frakcióját desztillált vizes, majd acetonos ülepítés segítségével választottuk le, míg a homokos minták 90–150 μm közötti szemcséit szitálással. A kvarcsemmek elkülönítését a finomszemcsék esetében hexa-fluoro-szilícium savas maratással, míg a durvaszemcsés eljárásnál nehézfolyadékos szeparálással és hidrogén-fluoridos maratással végeztük. A mérésekhez a finomabb frakciót ülepítéssel acélkorongokra vittük fel, a durvaszemcsés mintákat pedig acélkorongokra szórtuk.

A méréseket az SZTE OSL Laboratóriumában végeztük RISO DA-15 típusú automatizált TL/OSL rendszerű műszerrel, mely $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ sugárforrással van felszerelve. A tesztmérések alapján az OSL méréseket 200–220 °C-os előmelegítés mellett hajtottuk végre. A finomszemcsés minták esetében 18–24 korongot, a durvaszemcsés eljárásnál 48–72 korongot állítottunk elő. A minták ekvivalens dózist az egymintas regenerációs dózis (SAR) protokoll szerint végeztük (WINTLE & MURRAY 2006). A kapott és a korrigált OSL adatokat RISO Anyalyst 3.24 szoftverrel számítottuk ki. A dózisteljesítmény kiszámításához a minták környezetéből vett, majd kiszárított üledékek gamma spektroszkópiás elemzéséből származó ^{232}Th (ppm), ^{238}U (ppm) és ^{40}K

(%) koncentrációt vettük figyelembe (ADAMIEC & AITKEN 1998), illetve az *in situ* nedvességtartalmat.

Eredmények

A paleo-medrek osztályozása

A mintaterületen azonosított 417 mederrészlet mindegyike meanderező mintázatú. Közülük 281 kanyarulat maradt meg olyan épségben, hogy horizontális kanyarulati paramétereik lemérhetőek voltak. A paramétereket eloszlási görbéken ábrázoltuk, és a görbék töréspontjai alapján csoportokba soroltuk a kanyarulatokat (I. táblázat, 2. ábra A). Az osztályozás elsősorban a görbületi sugár eloszlási görbéjén alapszik, és az osztályközők pontos megállapításához vettük figyelembe a másik három paramétert.

A legkisebb kanyarulatok (109 db) a mai Tiszánál kisebb

I. táblázat. Az azonosított kanyarulatok csoportjainak főbb jellemzői

Table I. The morphometric features of the classes of palaeo-channels

Csoport	Kanyarulati paraméter (m)			
	ív hossz	húr hossz	görbületi sugár	átlagos szélesség
I.	<1550	<955	<450	<120
II.	1550–2540	955–1525	450–710	120–185
III.	2540–4800	1525–2950	710–1355	185–425
IV.	>5126	>2695	>1355	>425
Tisza napjainkban	2064	1145	502	172

méretekkal rendelkeznek ($L_{\text{atl}}=1015$ m, $H_{\text{atl}}=588$ m, $Rc_{\text{atl}}=275$ m, $W_{\text{atl}}=80$). A mintaterület 19%-án (1250 km²), három régióban fordulnak elő: a Körös és a Kurca mentén, a Maros hordalékkúpjának délnyugati előterében egy 60–70 km hosszúságú és 10–15 km szélességű sávban, illetve a Duna hordalékkúpjáról érkező kisebb vízfolyások mentén (pl.: Csík-ér, Ferenc-csatorna).

A II. csoportba sorolható 75 kanyarulat mérete a Tisza jelenlegi (szabályozások előtti) paramétereirehöz hasonló, illetve azoknál valamivel nagyobb ($L_{\text{atl}}=2040$ m, $H_{\text{atl}}=1220$ m, $Rc_{\text{atl}}=580$ m, $W_{\text{atl}}=152$). A mintaterület felszínének 20%-án (1310 km²) fordulnak elő, elsősorban a Tisza jelenlegi futásvonala menti szűk (3–10 km-es) sávban. Ezen kívül még a terület északi részén, a Körös ártere és Maros hordalékkúpja között találhatók ebbe a csoportba tartozó medrek.

Jóval nagyobbak viszont a III. csoportba tartozó kanyarulatok (71 db), hiszen átlagos ívhosszuk (3475 m) és húrhosszuk (2100 m) 1,5–2-szer nagyobb, mint a Tisza jelenlegi értékei. Ezeknek a kanyarulatoknak az átlagos görbületi sugara (995 m) és közepes szélessége (269 m) is jóval magasabb. Nem összefüggő területeken maradtak fenn, hanem a II. csoporthoz tartozó kanyarulatok sávja mentén fordulnak elő vagy a legnagyobb medrekhez illeszkednek. Gyakoribbak a Zentától délre lévő területen, míg ettől északabbra, a mintaterület felső kétharmadán csupán egy-egy kanyarulat képviseli ezt a csoportot. Így összességében ezek a kanyarulatok a kutatási terület legkisebb részét (8%, 495 km²) fedik le.

A legnagyobb kanyarulatok csoportjába csupán 24

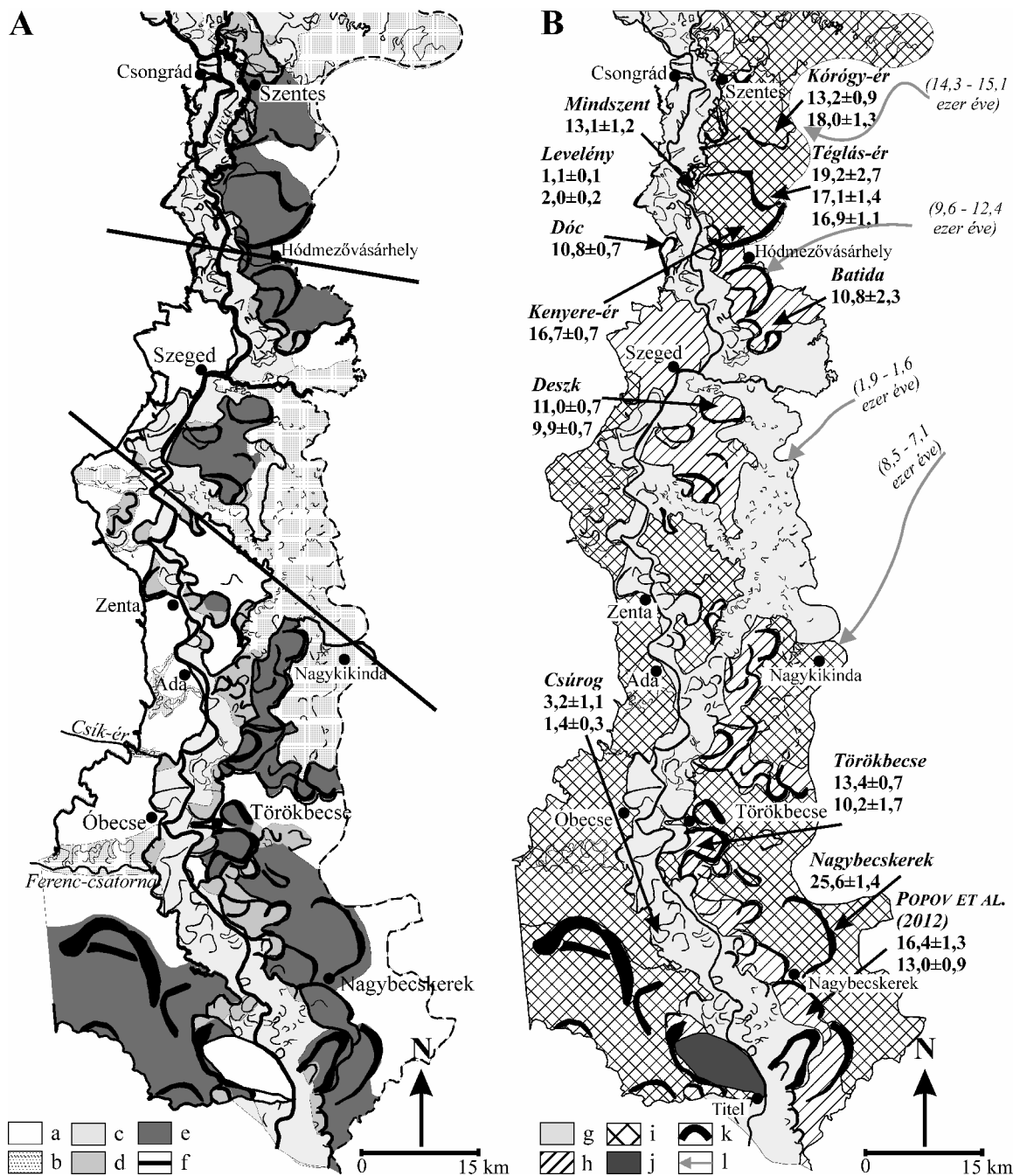
paleo-meder sorolható. Méreteik a mai Tisza paramétereit legalább 4–5-ször meghaladják ($L_{\text{atl}}=6430$ m, $H_{\text{atl}}=4325$ m, $Rc_{\text{atl}}=2140$ m, $W_{\text{atl}}=560$ m). A mintaterület felszínének 28%-án (1835 km²) meghatározóak ezek a formák. Szembetűnő, hogy a Tisza jelenlegi vonalától nyugatra csupán a kutatási terület legdélebbi részén találhatók meg, bár itt a nagyméretű kanyarulatok létrehozásában már a Duna is szerepet játszhatott. A Tisza mai futásától keletre ugyanakkor nagy területeken jellemzőek ezek a medrek, csupán a Csongrád–Szentest vonaltól északra, illetve a Maros hordalékkúpjának előterében hiányoznak. E medergeneráció előfordulása alapján tehát a Tisza folyamatosan nyugatra tevődik, melyet TIMÁR et al. (2005) a Közép-Tisza mentén is kimutattak, és az Alföld egyenlőtlen süllyedésének, nyugatkeleti irányú billenésének tulajdonítottak.

A mintaterület középső és déli egységeiben nagy területekről (a mintaterület 25%-áról, 1600 km²) szinte teljesen hiányoznak a paleo-medrek, ugyanakkor övzátöny-maradványok kirajzolódnak a műholdfelvételeken. Mindez utalhat arra, hogy itt a fluvialis tevékenységet követően más folyamatok (pl.: löszképződés) a felszín kiegyenlítődéset okozták.

A kanyarulatok vízhozama

A kanyarulatok közepes vízhozamát a különböző képletek segítségével kiszámítottuk (II. táblázat), majd eredményeinket összevetettük a Tisza jelenlegi közepes vízhozam-értékeivel. A legkisebb kanyarulatok (2. ábra A, I. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama 565 m³/s körüli. Ez az érték jóval kisebb a Tisza Szegednél mért jelenlegi mederkitöltő (1970 m³/s) vízhozamánál, inkább a Tisza mellékfolyóinak vízhozam-értékeihez hasonló (Maros Q_{mk} : 680 m³/s; Körös Q_{mk} : 450 m³/s). A közepes méretű kanyarulatok (II. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama (2007 m³/s) megfelel a Tisza mai értékeinek, míg a nagyméretű kanyarulatok (III. csoport) mederkitöltő vízállásnál átlagosan 3306 m³/s vizet szállíthattak. Ez az utóbbi érték a Tisza mai vízhozamának a másfélszerese, míg a Maros hasonló értékének csaknem hatszorosa. Az Alsó-Tisza mentén található legnagyobb paleo-medrek (IV. csoport) mederkitöltő vízhozama (8615 m³/s) ugyanakkor a mai Tisza értékeit is 4–5-szörösen is meghaladta. Az adatokat korrigáltuk a meder szélesség/mélység arányával. A nagyobb kanyarulatok (III. és IV. csoport) átlagosan háromszor szélesebbek voltak, mint a szabályozások előtti Tisza meder, ugyanakkor 64%-kal sekélyebbek. Ezért a kiszámított vízhozamértékeket e két csoport esetében a szélesség/mélység aránnyal korrigáltuk, így képletek alapján számított vízhozamot 21,3%-kal csökkentettük.

A fenti adatokat SÜMEGHY (2014) képleteit felhasználva számítottuk ki. A GÁBRIS (1995) féle egyenletek alapján közepes vízhozam az I. és a II. kanyarulatok esetében 25–37%-kal kisebb, mint a mederkitöltő vízhozam, ugyanakkor a nagyobb méretű paleo-medrekénél (III. és IV. csoport) 1,9–5,4-szer magasabbak. A jelentős felülbecslés valószínűleg



2. ábra. A különböző morfológiai csoportokba tartozó kanyarulatok előfordulása (A) és az Alsó-Tisza mentén elkülöníthető ártéri szintek kiterjedése és a vizsgált medrek kora (B).

a = kanyarulatmentes területek; Kanyarulatok morfológiai csoportjai b = I. csoport; c = II. csoport; d = III. csoport; e = IV. csoport; f = jelenlegi vízfolyások; g = A-szint/aktív ártér; h = B-szint; i = C-szint; j = Titeli-lőszfennsík; k = egykori kanyarulatok; l = Maros egykori futásvonalai SÜMEGHY (2014) alapján

Figure 2. Spatial distribution of the morphometric categories of the paleo-channels (A), the extension of the floodplain levels along the Lower Tisza and the OSL age of the paleo-channels (B).

a = channel-free area; Morphometric classes of the meanders: b = class I; c = class II; d = class III; e = class IV; f = active channel; g = level A/active floodplain; h = level B; i = level C; j = Titel Loess Plateau; k = paleo-channel; l = the former flow directions of the Maros River, after SÜMEGHY (2014)

azért következett be, mert a nagyméretű medrek kanyarlati paramétereinél az összefüggés a jelentős méretbeli különbség miatt nem alkalmazható. A TIMÁR & GÁBRIS (2008) képletei alapján számított értékek még alacsonyabb közepes vízhozamot mutatnak minden kanyarlatcsoport esetében (II. táblázat).

Az ártér magassági viszonyai

Az Alsó-Tisza menti ártér területén húzódó markáns eróziós peremek (szintkülönbség: 2–9 m) három ártéri szintet különítenek el, amelyek magassági viszonyaiban, kiterjedésükben és morfológiai tulajdonságaikban is jelentősen különböznek (2. ábra B).

II. táblázat. A különböző képletekkel kiszámított vízhozam-értékek; *: W/D aránnyal korrigált vízhozam**Table II.** The discharge values calculated by regional equations; * discharge corrected by W/D ratio

Szerző	Egyenlet	Számított átlagos vízhozam csoportonként (m ³ /s)			
		I.	II.	III.	IV.
SÜMEGHY (2014)	$Q_{mk} = 0,0004 \times Rc^2 + 2,6724 \times Rc - 64,676$	680	1435	2407	5810
	$Q_{bk} = 0,00006 \times L^2 + 0,846 \times L - 407,41$	564	3217	7619	24250
	$Q_{mk} = -0,0004 \times H^2 + 2,4607 \times H - 864,37$	450	1370	2233	2660
	átlag	565	2007	3306*	8615*
GÁBRIS (1995)	$H = 80,3 \times K_0 Q^{0,86}$	351	1538	6322	46645
TIMÁR & GÁBRIS (2008)	$Q_m = 0,0009 \times (L/2)^{1,8}$	238	686	1652	5199

A legmagasabb térszín (C) az Alsó-Tisza menti ártéri területeknek csaknem a felét alkotja (47,4%, 3070 km²). Magassága folyásirányban 84–86 m-ről 80–82 m-re csökken. Ezt az ártéri szintet a szabályozások előtt feltehetően a legmagasabb árvizek sem érték el, amit bizonyítanak a peremén sorakozó régészeti lelőhelyek (pl. Szegvár–Tűzköves) és a települések. Ez a szint a mintaterület északi felében összefüggően csak az északkeleti peremterületen maradt fenn, délebbre a Maros hordalékkúpja és a Duna–Tisza közének eolikus formái temették be. A déli egységben a C szint az ártér mindkét oldalán csaknem folyamatosan fut, bár Zenta környékén a fiatalabb medrek oldalazó eróziója szinte teljesen megsemmisítette. A C szinthez soroltuk azokat a szigetszerű formákat is, amelyek a B vagy az A ártéri szintből emelkednek, de tetejük a C szinttel esik egybe. Ezek a szigetszerű formák lehetnek minden oldalról körbe erodáltak (pl. Szentés és Csongrád között), vagy a B és C szint közötti bevágódás során létrejött meandermagok (pl. Szegvárnál).

A C szint felszínén található kanyarulatok az I. és a IV. csoporthoz tartoznak (2. ábra A). A legkisebb kanyarulatok (I. csoport) három helyen fordulnak elő: (1) a C térszín északi részén, ahol valószínűleg a Körös korábbi medrei lehetnek, (2) Nagykikindától délre, ahol a Maros lépett a Tisza árterére, illetve (3) a nyugati részen, ahol a Duna–Tisza közéről érkező kisebb vízfolyások maradványai öröződtek meg a felszínen. A C szinten található legnagyobb medrek (IV. csoport) leginkább Szentés és Hódmezővásárhely, valamint a Törökbecse–Óbecse vonaltól délre maradtak meg. Ugyanakkor ezen a morfológiai felszínen nagy területekről hiányoznak a paleo-medrek, tehát ezek a felszínek lehettek a fennmaradt legidősebb ártéri területek.

A C szintnél átlagosan 1,5–3 m-rel alacsonyabb B szint változatos kiterjedésű foltokban maradt fenn. A mintaterületnek ez csupán 17,8%-át (1160 km²) alkotja. Míg Szentés térségében még 82–83 m magasságban található, addig Szegednél már 79,5–80,5 méteren, míg Nagybecskerek környékén 77–78 méteren. A C szinthez viszonyított magasságkülönbsége dél felé nő, hiszen míg a mintaterület északi részén 2 m körüli a különbség, addig a középső részen már 2,5–3 m, míg a torkolat közelében már 3–4 m. Ezt a térszint a legmagasabb árvizek még előlthették, ugyanis a települések csak a B szint magasabb térszínein jöttek létre (pl.

Dóc, Maroslele). A B szint a kutatási terület északi és déli részén viszonylag keskeny (4–7 km) sávban fordul elő, jellegzetesen a Tisza vonalától keletre, míg a mintaterület középső részén kiszélesedik (10–15 km). A B szint magasságával egyező magasságú meandermagok (pl. Dóc, Batida) a B és A szint közötti bevágódás idején jöttek létre.

A B szinten található kanyarulatok legtöbbje a III. és IV. csoportba sorolható. A nagyméretű medrek (III. csoport) a kutatási terület északi és déli részén tagolják ezt a szintet, a legalacsonyabb A szinthez közel eső területeken. A legnagyobb kanyarulatok (IV. csoport) Hódmezővásárhely és a torkolat között megmaradt felszínen fordulnak elő, ahol a C szinten található medrek szomszédságában ismerhetők fel. Ugyanakkor a Szegedtől nyugatra lévő (170 km²) területen elhagyott medrek nem, csak fokok és ártéri mocsarak jellemzik a B szint felszínét.

A legalacsonyabb, A szint elsősorban a mai Tiszát, a Köröst és Marost kíséri 6–15 km-es szélességben, és a szabályozások megkezdéséig rendszeresen előtörték az árvizek. Területe 2160 km², mely a kutatási terület egészének egyharmadát (33,3%) teszi ki. Csaknem teljes hosszában markáns perem (3–6 m) határolja, különösen a nyugati oldalon, ahol többnyire közvetlenül a C térszínhez kapcsolódik. A mintaterület északi részén magassága 80–81 m, majd a középső részen 77–78 m, míg a déli területeken már csak 72–74 m tszf magasságon fekszik. A magasabb, B és C szintekhez viszonyított szintkülönbsége a torkolat felé haladva emelkedik: északon (Szentés környékén) a B szintnél 2–3 m-rel, a C szintnél pedig 4–5 m-rel alacsonyabb, míg délen (Nagybecskerek környékén) már 3–4 m, illetve 7–8 m a különbség. A mintaterület északi határáról Szegedig az A szint csupán egy keskeny (5–7 km széles) sávot alkot, mely néhány helyen (pl. Csongrád és Szentés között) erősen összehúzik (<2,5 km). Folyamatosságát ezen a szakaszon kis területű ártéri szigetek szakítják meg (pl. Mindszentnél). A mintaterület középső részén az A szint kiszélesedik (12–18 km), és két sávra különül, amelyek két nagy ártéri szigetet fognak közre. Itt a megnövekedett szélességet a Maros és a Tisza árterének összekapcsolódása okozza. Az Ada–Nagykikinda vonaltól délre ismét egységesebb (8–12 km) válik az A szint, és helyenként szűkületek is jellemzik (<4,5 km).

Az alacsony ártér területén minden méretű kanyarulat-csoport megtalálható. A legkisebb kanyarulatok (I. csoport) főként a mellékfolyók (Körös, Kurca, Maros) jelenlegi medre mentén, illetve a Maros hordalékkúpjának délnyugati előterében jelennek meg nagy számban. Ezek egy része a szabályozások idején levágott kanyarulat. Ugyancsak számos, a Tisza jelenlegi paramétereivel megegyező méretű kanyarulat (II. csoport) helyezkedik el az alacsony ártér középső sávjában, a folyó jelenlegi medre mentén. Ezek részben természetes úton, részben pedig szintén a 19. századi szabályozások idején létrejött holtágak kanyarulatai. Az A szinten kevés kanyarulat tartozik a nagy medrek közé (III. csoport), és ezek leginkább a szint peremei mentén, a magasabb térszínhez közelebb helyezkednek el. Csúpn egyetlen, a legnagyobb kanyarulatokhoz (IV. csoport) tartozó paleo-meder található az A szinten közvetlenül a torkolat felett, így kialakításában már a Duna is szerepet játszott.

Közvetlenül a Tisza torkolatától északra, a Duna és a Tisza által közrezárt területen található a *Titeli-löszfennsík*, mely egyik szinthez sem sorolható, hiszen az A szintnél 45–50 m-rel magasabb képződmény. Korábban a Szerémségi-löszfennsík folytatását képezte, melyről a folyóvízi eróziós folyamatok választották le. Ennek megfelelően több mint 50 m-es vastagságban lösz- és paleotalaj-rétegek építik fel (POPOV et al. 2008).

A kanyarulatok OSL kora és a fluviális formálódás fázisai

A legidősebb kanyarulat 25,6±1,4 ezer éves, míg a legfiatalabb 1,1±0,1 ezer éves, tehát az Alsó-Tisza menti

ártéri területek fejlődése a késő-pleniglaciálisról rekonstruálható (III. táblázat).

A legmagasabb, C szint medrei közül a legnagyobb kanyarulatokból háromnak a korát határoztuk meg (2. ábra B). A legidősebb a mintaterület déli részén, Nagybecskerek-től északra elhelyezkedő kanyarulat idősebb övzátónya 25,6±1,4 ezer éves, tehát a késő-pleniglaciális idején, az utolsó glaciális maximumot (LGM) megelőző interstadiálisban formálódott. Ettől jóval fiatalabb, de ugyancsak késő-pleniglaciális korú a Téglás-ér menti kanyarulat, melynek legidősebb övzátónya 19,2±2,7 ezer éve, míg a legfiatalabb 16,9±1,1 ezer éve jött létre. Az idősebb övzátónyt fedő 2–2,5 m vastag futóhomokrét 17,1±1,4 ezer éve rakódott le. A Téglás-értől északabbra, Szentestől délkeletre elhelyezkedő Kórógy-ér menti paleo-meder fiatalabb, övzátóny-sora 18,0±1,3 – 13,2±0,9 ezer éve alakult ki. A SIPOS et al. (2009) által ugyancsak ezen a szinten vizsgált Kenyere-ér kanyarulata hasonló korú (16,7±0,7 ka). Ugyanennek a kenyere-éri kanyarulatrendszernek az övzátóny-sorát tárja fel a jelenlegi Tisza partfala Mindszent közelében, amelynek kora 13,1±1,2 ezer év (HERNÉSZ & KISS 2013). Tehát az OSL kormeghatározások alapján a legfelső, C szint a késő-pleniglaciálisban és a késő-glaciálisban volt aktív ártér. Az ekkor képződött medrek a mai Tiszánál 4–5-ször nagyobbak voltak, és a mainál jóval nagyobb vízhozamot (átlagos $Q_{mk} = 8615 \text{ m}^3/\text{s}$) szállíthattak. A C szinten található, nagyméretű medrek kialakításában viszont a Maros által szállított vízmennyiség is szerepet játszott, mely ekkor a hordalékkúpjának északi-északnyugati részét építette, így torkolata a mainál kb. 30–50 km-rel északabbra lehetett (SÜMEGHY et al. 2014).

A késő-pleniglaciálisban a Kárpát-medence klimatikus

III. táblázat. Az Alsó-Tisza mentén a paleo-medrek övzátónyaiból gyűjtött minták főbb jellegzetességei

Table III. Main features of the collected OSL-samples

Mintavételi hely	Minta száma	Mélység (cm)	Ártéri szint	Kanyarulat-csoport	w (%)	U (ppm)	²³² Th (ppm)	K (%)	D* (gy/ka)	D _e (gy)	Kor (90-150 μm)	Kor (4-11 μm)
Kórógy-ér	OSZ799	225	C	IV	17±2	2,24±0,22	9,67±0,97	1,82±0,09	3,50±0,24	46,28±0,92		13,2±0,9
	OSZ800	545			33±3	2,27±0,22	9,05±0,91	1,75±0,09	2,87±0,17	51,84±1,83		18,0±1,3
Téglás-ér	OSZ795	95	C	IV	4±1	1,63±0,16	5,96±0,59	1,05±0,06	1,95±0,09	33,43±2,55	17,1±1,4	
	OSZ796	425			2±1	1,43±0,09	5,27±0,38	1,02±0,05	1,86±0,09	35,63±0,94	19,2±2,7	
	OSZ798	135			25±3	2,08±0,20	8,14±0,81	1,65±0,08	2,87±0,17	48,56±0,87		16,9±1,1
Kenyere-ér*	OSZ260	260	C	IV	16±5	2,25±0,15	8,20±0,82	1,57±0,07	2,37±0,08	39,56 ±0,88	16,7 ±0,7	
Nagybecskerek	OSZ951	275	C	IV	14±1	1,58±0,10	5,90±0,44	1,26±0,06	1,88±0,05	48,36±2,01		25,6±1,4
Deszk*	OSZ254	380	B	IV	18±2	2,41±0,19	8,34±0,94	1,37±0,07	3,33±0,17	36,77±1,18	11,0±0,7	
	OSZ246	130	B	IV	6±1	1,73±0,15	6,28±0,74	1,11±0,06	2,80±0,14	27,68±1,22		9,9±0,7
Törökbecse	OSZ949	185	B/A	IV	6±1	1,98±0,20	7,05±0,70	1,05±0,05	2,04±0,06	27,42±1,23	13,4±0,7	
	OSZ950	215			16±2	2,69±0,27	10,3±1,03	1,80±0,09	2,79±0,08	28,43±4,72	10,2±1,7	
Dóc	OSZ807	135	B/A	III	5±1	1,09±0,11	3,21±0,32	0,80±0,04	1,37±0,04	29,42±1,64	10,8±0,7	
Batida	OSZ957	325	B/A	III	6±1	0,96±0,07	3,44±0,27	1,13 ± 0,05	1,56±0,04	16,89±3,62	10,8±2,3	
Csürog	OSZ947	155	A	II	18±2	1,92±0,19	7,36±0,74	1,08±0,05	1,85±0,05	6,00±2,02	3,2±1,1	
	OSZ948	215			30±3	1,85±0,19	6,80±0,68	1,27±0,06	1,75±0,05	2,52±0,53	1,4±0,3	
Levelény	OSZ792	85	A	II	7±1	2,04±0,20	9,36±0,93	1,46±0,08	2,57±0,12	2,82±0,23	1,1±0,10	
	OSZ794	175			14±2	2,58±0,25	9,77±0,97	1,59±0,08	3,55±0,25	7,27±0,26		2,0±0,2

w: nedvességtartalom (%); U (ppm), Th (ppm), K (%): környezeti dózis értékek; D*: dózisteljesítmény; D_e: egyenérték dózis (*SIPOS et al. 2009)

W: moisture content (%); environmental dose rates of U (ppm), Th (ppm), K (%); D*: dose rate; D_e: equivalent dose (*SIPOS et al. 2009)

és környezeti viszonyai gyakran és jelentősen megváltoztak. A középső- és a késő-pleniglaciális közötti interstadiális végén jelentős lehűlés következett be (NÁDOR et al. 2007, 2011, CSERKÉSZ-NAGY 2014, FÁBIÁN et al. 2014), amelynek hatására a fás vegetáció erőteljesen visszahúzódott és a felnyílt, szétszórt tűlevelű erdőfoltok mellett már a tundra jellegű növényzet is megjelent (WILLIS & ANDEL 2004, NÁDOR et al. 2011). Ezt követően (25–23 ezer éve) egy valamivel enyhébb interstadiális következett, melyben a csapadék mennyisége is megnőtt és a boreális erdők ismét kiterjedtebbé váltak (GÁBRIS & NÁDOR 2007, CSERKÉSZ-NAGY 2014). A nagybecskereki kanyarulat formálódása tehát a mainál jóval hidegebb és szárazabb klimatikus viszonyok mellett ment végbe. A késő-pleniglaciális kezdetén a hirtelen gyérülő vegetáció miatt erőteljesen megnövekedett a lefolyás mértéke, mely a kevesebb csapadék ellenére is hozzájárulhatott a nagyméretű kanyarulatok és a tekintélyes mederkitöltő vízhozam kialakulásához.

Az utolsó glaciális maximum idején a hőmérséklet és a csapadék ismét erőteljesen csökkent (BORSY et al. 1989, GÁBRIS & NÁDOR 2007), melynek hatására a Kárpát-medence nagy részén ismét megjelent a permafrost (FÁBIÁN et al. 2014) és hidegkedvelő fajokból álló sztyepp, helyenként pedig zárt tajga alkotta a növényzetet (NÁDOR et al. 2007). A löszképződés az utolsó glaciális maximum végén (~19 ezer éve) érte el a legnagyobb intenzitását ($>1200\text{--}1400\text{ g/m}^2/\text{év}$; SÜMEGI et al. 2014). A gyér vegetáció miatt továbbra is nagy lefolyás jellemezte a vízgyűjtőket, sőt a nagyobb kiterjedésű permafrost következtében a vízhozam és az eróziós képesség még növekedhetett is. Ezt mutatja a téglás-éri kanyarulat is, mely horizontális kanyarulati paraméterei alapján a nagybecskereki mederhez hasonlóan a legnagyobb medrek közé sorolható (IV. csoport).

Az Alsó-Tisza mentén kimutatott eredményekhez képest más jellegű folyamatok jellemezték a Tisza felső szakaszait és mellékfolyóit. BORSY et al. (1989) szerint alacsony vízhozamú, kis görbületi sugarú medrek alakultak ki ekkor a Bodrogi-közben, bár ezek tiszai eredetét nem sikerült igazolni. GÁBRIS & NAGY (2005) az utolsó glaciális maximum idejéből származó, fonatos mintázatú medreket írtak le a Sajó–Hernád hordalékkúpján, amit a gyér vegetáció miatt a folyókba jutó nagyobb mennyiségű hordalékkal magyaráztak. A Körös-medencében és a Maros-hordalékkúpján ilyen korú folyóvízi felszínformálás nyomait nem sikerült azonosítani. Mindez azt mutatja, hogy a klíma erőteljes lehűlése és a felnyíló vegetáció hatása leginkább a Tisza nagyobb esésű felső szakaszain és mellékfolyóin érezte morfológiai hatását.

Az utolsó glaciális maximumhoz képest jelentős felmelegedést és több csapadékot hozó Ságvár–Lascaux interstadiálisban (NÁDOR et al. 2007, GÁBRIS et al. 2012) az Alföld déli részén némileg szárazabb és melegebb klíma uralkodott, mint az északi és nyugati területeken (SÜMEGI et al. 1998). Erősen kiterjedt a fás vegetáció, az erdős sztyepp és a zárt erdők keveréke volt a meghatározó (NÁDOR et al. 2007), miközben a löszképződés az interstadiális elején még továbbra is nagy intenzitással zajlott (1000–1200

$\text{g/m}^2/\text{év}$), majd fokozatosan csökkent (SÜMEGI et al. 2014). Bár az interstadiális idején formálódó kanyarulatok horizontális paraméterei (IV. medergeneráció) és a vízhozam-értékek nem mutatnak nagyobb változásokat az utolsó glaciális maximumhoz képest, korábbi vizsgálataink alapján (KISS et al. 2012) a Tisza hordaléka jelentősen finomodott. Egyrészt az egyre sűrűbb és zártabb vegetáció (GÁBRIS & NÁDOR 2007) hatására kevesebb hordalék jutott a mederbe, másrészt pedig a löszképződés nagy intenzitású, ekkor már 3–4 ezer éve tartó folyamata (SÜMEGI et al. 2014) már a folyók hordalékának finomodásában is megmutatkozott.

A kanyarulatok formálódása során az idősebb, magasabb helyzetű övzátányok szárazra került felszínén homokmozgás indult meg, melyet a Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátányánál azonosítottunk. Valószínűleg ugyanezt a homokmozgást mutatta ki DOMOKOS & KROLOPP (1997) a téglás-éri meder egy másik kanyarulatához tartozó övzátányán (Mindszent: Koszorús-halom) is. Ők azonban a futóhomok képződését 18 ezer évnél korábbra tették, bár pontos kormeghatározást nem végeztek. Az interstadiális enyhébb és nedvesebb klímáján a futóhomok mozgása csak egy rövid, szárazabb periódussal magyarázható, és nagy valószínűséggel csak lokális folyamatról van szó.

A kormeghatározások azt mutatják, hogy a kutatási terület középső és északi részén a késő-glaciális idején (Kórogy-ér: $13,2 \pm 0,9$ ka; Mindszent: $13,1 \pm 1,2$ ka), a Bölling–Alleröd interstadiálisban indulhatott meg az a bevágódás, mely a B szint kialakulásához vezetett. Ez összefüggésben állhat azzal, hogy a Bölling–Alleröd interstadiális kezdetén enyhébb és nedvesebb klíma alakult ki (BORSY et al. 1989, GÁBRIS & NÁDOR 2007), mely a növényzet záródását okozta.

A késő-glaciális kezdetén bevágódást azonosítottak a Közép-Tiszán is (GÁBRIS & NAGY 2005, GÁBRIS & NÁDOR 2007), amelyet a mintázat jelentős átalakulása követett. A zártabb növénytakaró és a több csapadék miatt megnövekedett a vízhozam, amely a hordalékhozam csökkenése miatt meanderező mintázatot eredményezett. A Körös-medencében ekkor alakultak ki a legnagyobb meanderek, melyek még az Érmelléken áthaladó Tiszához tartoztak (NÁDOR et al. 2011). Bevágódás zajlott a Dunán is, hiszen GÁBRIS (2007) szerint a késő-glaciális kezdetén jelentkező felmelegedés hatására a folyó II/a teraszának a Ságvár–Lascaux interstadiálisban megkezdett formálódása tovább folytatódott. Az Alsó-Tiszán ekkor kimutatott nagyméretű meanderek és a jelentős vízhozam megegyezik a Közép-Tiszán és a Körös-medencében tapasztaltakkal.

A B szint ártérképződési időszakában alakult ki a deszki kanyarulat, melynek kora $11,0 \pm 0,7\text{--}9,9 \pm 0,7$ ezer év (SIPOS et al. 2009). Az erre a szintre jellemző medrek továbbra is a mai Tisza méreteinél 4–5-ször nagyobbak voltak (átlagos $Q_{mk} = 8615\text{ m}^3/\text{s}$), így a C- és a B szintek közötti bevágódás megindulása nem köthető egyértelműen a vízhozam megváltozásához. Fontos azonban megemlíteni, hogy a B szint területén csak Hódmezővásárhelytől délre találhatók meg a nagyméretű paleo-medrek. Ez azzal magyarázható, hogy a

holocén kezdetén (kb. 12,5–9,5 ezer éve) a mainál kétszer-háromszor nagyobb vízhozamú Maros torkolata Hódmezővásárhelynél volt (SÜMEGYH et al. 2013), és a Maros jelentősen (kb. 2000 m³/s-mal) megemelte a Tisza vízhozamát. Az egykori Maros-torkolattól északra viszont a mai Tisza méreteit csupán 1,5–2-szeresen meghaladó medrek találhatók (átlagos $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$).

A legalacsonyabb ártéri szintet (A) kialakító újabb bevágódás kezdetét az A szintből kiemelkedő, a B szinttel azonos magassággal rendelkező meandermagok (umlaufergek) övzátányainak kora jelzi. Ugyanis az umlaufergek legfelső övzátányja még a B szint formálódásának utolsó vagy a bevágódás első időszakát képviseli, míg a legalsó övzátány képződése a bevágódás végét mutatja. A meandermagok közül a kutatási terület déli részén található törökbecsei eróziós sziget kora $13,4 \pm 0,7$ – $10,2 \pm 1,7$ ezer év, a középső részen fekvő batidai kanyarulat alsó övzátányáé pedig $10,8 \pm 2,3$ ezer év. Hozzájuk hasonló korú a Hódmezővásárhelytől nyugatra található dóci umlauferg is, melynek utolsó övzátányja $10,8 \pm 0,7$ ezer éve formálódott. Ekkor viszont már jóval kisebb vízhozamot szállítottak a folyók, hiszen a bevágódáskor képződött kanyarulatok már a Maros torkolatától délre is a mai Tiszánál csak 1,5–2-szer voltak nagyobbak (átlagos $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$).

A lecsökkent vízhozam kialakulását segíthették a preboreális fázisban uralkodó klimatikus viszonyok. A pleisztocén–holocén határán az éghajlat a száraz és hideg Dryas III-ból hirtelen váltott át a nedves és enyhe preboreális fázisra (GÁBRIS & NÁDOR 2007). SÜMEGYH et al. (2008) szerint az erdők kiterjedése a korábbi klimatikus átmenetekhez képest gyorsabban nőtt, miközben az Alföld területén erdős sztyepp, a magasabb területeken pedig lombergyes tajga-erdők alakultak ki (JÁRAINÉ-KOMLÓDI 2000). A hirtelen kiterjedő növényzet csökkentette a felszíni lefolyás mértékét, melyet a kisebb vízhozamú medrek bizonyítanak (III. csoport). Ez a folyók bevágódását indította el, melyet a Közép-Tiszán (KASSE et al. 2010) azonosítottak.

Vizsgálataink alapján tehát a B szint aktivitása csak rövid ideig tartott (délen: $16,4 \pm 1,3$ – $13,0 \pm 0,9$ ka; POPOV et al. 2012; északon $13,1 \pm 1,2$ – $10,8 \pm 0,7$ ka), ugyanis délen $13,4 \pm 0,7$ ezer éve már megkezdődött az A szint kialakulása (törökbecsei meandermag fiatal övzátányja), ugyanakkor a kutatási terület középső és északi részén ez csak $10,8 \pm 0,7$ ezer éve indult meg. Mindez azt mutatja, hogy a B és A szintek közötti bevágódás is a torkolat felől lassan haladt felvízi irányba.

Az A szint ártérképződése már a holocén elején ($10,8 \pm 0,7$ ka) megindult, fejlődése pedig a szabályozások megkezdéséig tartott. A területén található változatos méretű kanyarulatok ezért a holocén során zajlott vízhozam-változásokat tükrözik. A legnagyobb kanyarulatokhoz (IV. csoport) tartozó egyetlen paleo-meder a dunai torkolat közelében található, így kialakulásában a Duna hatása is érvényesülhetett. A mai Tiszától távolabb helyezkednek el azok a kanyarulatok (III. csoport), melyek mérete hasonlít a B és A szintek közötti bevágódáskor jellemző paleo-medrek méretéhez (átlagos $Q_{mk} = 3306 \text{ m}^3/\text{s}$). Elhelyezkedésük és

méretük alapján valószínűleg a holocén középső részében alakultak ki, de kormeghatározásuk nem történt meg. Mind ez azt mutatja, hogy ezt a bevágódást sem a vízhozam megváltozása okozhatta. Ugyanakkor Tisza vízhozamának fokozatos csökkenését mutatják az A szint központi sávjában, a folyó mai futásvonala mentén elhelyezkedő medrek (II. csoport), amelyek vízhozama (átlagos $Q_{mk} = 2007 \text{ m}^3/\text{s}$) már a Tisza mai értékéhez hasonló. Ennek a kanyarulatgenerációnak egy tagja található Csúrognál, amely az idősebb és a fiatalabb övzátányok kora alapján $3,2 \pm 1,1$ és $1,4 \pm 0,3$ ezer éve volt aktív. Ugyancsak közéjük sorolható a $2,0 \pm 0,2$ – $1,1 \pm 0,7$ ezer éve formálódó levelényi kanyarulat (Kis-Tisza) is. A kormeghatározások tehát azt mutatják, hogy a subboreális második felétől ($3,2 \pm 1,1$ ka) kialakult a Tisza jelenlegi vízhozama.

Az A szint formálódásában nagy szerepet játszhattak a hirtelen bekövetkező mederáthelyeződések (avulziók), melyek kialakulása a nagyon kis eséssel rendelkező, süllyedő területeken gyakoribb (COHEN et al. 2002). A mintaterület középső részén (Szeged–Nagykikinda között) az igen jelentős (15–20 km) avulziók következtében különült két sávra az A szint, melyek között a magasabb térszínek (B és C szint) ártéri szigeteket alkotnak. Ettől északra és délre is előfordultak mederáthelyeződések, hiszen a csúrogi ($1,4 \pm 0,3$ ka) és a levelényi kanyarulat ($1,1 \pm 0,7$) lefűződése is avulzió következménye. Ezeknek a paleo-medreknek a hossza viszont már jóval kisebb (4–5 km), ami a középső területek aktívabb tektonikai mozgásával hozható összefüggésbe.

Az A szint északi részén található legkisebb medrek (I. csoport) főleg a Körös és a Kurca mentén fordulnak elő, így azok lefűződött, vagy a szabályozások idején mesterségesen levágott fiatal kanyarulatok lehetnek. A Maros-hordalékkúp előterében található a Maros középső- és késő-holocén medrei, melyek a folyásirány-változások nyomán alakultak ki (2. ábra).

Összegzés

A Tisza alsó, 260 km-es szakasza mentén csaknem 6500 km²-es területen tanulmányozhatók a felszínen az egykori és jelenlegi ártéri formák. Összesen 281 kanyarulat horizontális paramétereit határoztuk meg, majd a kanyarulatokat méreteik alapján csoportosítottunk. A fejlett kanyarok mederkitöltő vízhozamát regionális érvényességű képletek segítségével határoztuk meg, amelyet a szélesség/mélység adatokkal korrigáltunk. A különböző méretű kanyarulatok elhelyezkedését összevetettük az ártér magassági viszonyai-val, míg az övzátányokból vett minták korát OSL módszerrel határoztuk meg. A kapott adatok alapján az Alsó-Tisza vidék késő-pleisztocén–holocén fejlődését rekonstruáltuk.

Eredményeink alapján az Alsó-Tisza mentén három ártérképződési és két bevágódási fázist lehet elkülöníteni, ugyanakkor ezek kora térben jelentős különbségeket mutat. A legmagasabb morfológiai szint (C szint) a kutatási terület

déli részén a késő-pleniglaciális kezdetén ($25,6 \pm 1,4$ ka) volt aktív ártér, míg a középső és északi területeken $20,1 \pm 2,4$ – $13,2 \pm 0,9$ ezer éve, tehát a Bölling–Alleröd interstadiális idejéig tartott a C szint ártérképződési időszaka. Ekkor a Tisza a mainál jóval nagyobb horizontális kanyarulati paraméterekkel rendelkező meandereket fejlesztett IV. csoport), és mederkitöltő vízhozama a mai érték 4–5-szöröse lehetett ($Q_{mk}=8615$ m³/s). Medrei ugyanakkor a mainál sekélyebbek voltak, hordalékkúpjának jelentős része pedig az intenzív löszképződésből származott (SÜMEGI et al. 2014). A kevés csapadék és a gyér vegetáció hatására a magasabbra került övzónafelszíneken lokálisan megindulhatott a futóhomok képződése (pl.: Téglás-ér, $19,2 \pm 2,7$ – $17,1 \pm 1,4$). Hasonló korú homokmozgásokat a Közép-Tisza magasabb ártéri szintjein is kimutattak (KASSE et al. 2010).

A B és C szintek közötti bevágódás megindulása a déli területeken összekapcsolható POPOV et al. (2012) adataival, melyek szerint a B szintet felépítő üledékek $16,4 \pm 1,3$ – $13,0 \pm 0,9$ ezer éve rakódtak le. Így a torkolat környékén már a Ságvár–Lascaux interstadiálisban ($16,4 \pm 1,3$ ka) megindulhatott a bevágódás, ami a kutatási terület középső és északi részeit a késő-glaciális ($13,1 \pm 1,2$ ka) idején érte el. Bár az időszak jelentős klimatikus változásai (BORSY 1989, GÁBRIS & NÁDOR 2007) is okozhatták a megnövekedett eróziós képességet, viszont a kanyarulatok folyamatosan nagy mérete (és vízhozama) ezt nem támasztja alá. Valószínűbb, hogy a Duna II/a teraszának a Ságvár–Lascaux interstadiálisban megindult bevágódása (GÁBRIS 2007) miatt a Tisza erózióbázisa is lejjebb került, így hátravágódás indult meg felvízi irányba. Erre utal a C és B szintek közötti magasságkülönbség növekedése is a torkolat felé (1–2 m-ről 3–4 m-re).

A következő ártérképződési időszak (B szint) a déli területeken $13,0 \pm 1,3$ ezer évig, míg a középső és északi részeken $10,8 \pm 0,7$ ezer évig tartott. Ekkor a Tisza továbbra is a mainál 4–5-ször nagyobb vízhozammal rendelkezett (átlagos $Q_{mk}=8615$ m³/s).

Bár a B és az A szintek elkülönülése idején (délen: $13,4 \pm 0,7$ ka; északon: $10,8 \pm 0,7$ ka) már lecsökkent a Tisza vízhozama (átlagos $Q_{mk}=3306$ m³/s), a bevágódást ez esetben sem a klímaváltozás irányíthatta. Erre utal, hogy azonos méretű kanyarulatok (III. csoport) formálódtak a bevágódáskor kialakult umlaufberghez kapcsolódóan, illetve az A szint ártérképződésének kezdeti időszakában, így ekkor is leginkább a Dunán bekövetkezett morfológiai változások írhatták felül az esetleges klímaváltozások következményeit. GÁBRIS (2007) szerint ugyanis a II/a terasz formálódása a késő-glaciális kezdetén jelentkező klímaváltozások idején is felgyorsulhatott. A bevágódás az előzőhöz hasonlóan, viszonylag lassan, mintegy 3–4 ezer évig haladt észak felé. Ezt támasztja alá, hogy a Maros jelentős

irányváltása is ezt követően ($8,5 \pm 0,9$ ezer éve) következett be, amikor az erózióbázisának (Tisza ártér) süllyedése miatt lecsúszott a hordalékkúpjáról és délnek fordult (KISS et al. 2014a). A hátravágódás hatását ezen kívül az egyes szintek egymáshoz viszonyított divergens futása mutatja, hiszen az A és B szint közötti szintkülönbsége is a torkolat felé növekszik (2–3 m-ről 3–4 m-re).

Az A szint formálódása a holocén jelentős részét felöleli, mely során a Tisza kanyarulatainak mérete és vízhozama fokozatosan csökkent a mai értékekre (átlagos $Q_{mk}=2007$ m³/s). Az ártér formálódásában az avulziók szerepe jelentős lehetett, mely a kis esés és a kevésbé beágyazott, sekély medrek következménye lehet.

Összevetve az eredményeket a Tisza ártérével foglalkozó korábbi kutatásokkal megállapítható, hogy (1) az Alsó-Tisza mentén nem két (POPOV et al. 2008), hanem három morfológiai szint is elkülöníthető, amelyek egyre kifejezettebbé válnak dél felé haladva, (2) a paleo-medrek méretei alapján nem hirtelen, hanem fokozatosan csökkent a Tisza vízhozama a holocénben, és (3) a bevágódások viszonylag lassan, felvízi irányban haladtak, melyeket elsősorban a Dunán zajlott morfológiai változások irányítottak. A klimatikus tényezők által kiváltott, a Tisza felső szakaszairól induló morfológiai változások csupán kisebb hatással lehettek az Alsó-Tisza eróziós tevékenységére. A folyó egyes szakaszain az ártérfejlődésre ható tényezők eltérő súlya miatt lehetséges az, hogy míg a Felső-Tisza mentén nem találhatók különböző magasságú ártéri szintek (VASS 2014), addig a Közép-Tisza négy (KASSE et al. 2010), az Alsó-Tisza mentén pedig három szint alakult ki.

A két bevágódás (3,5–8 m) már teljesen ármentessé tette a legmagasabb, C morfológiai szintet, mely így már terasznak tekinthető. Ezt már SOMOGYI (1962) is felvetette, hiszen a Duna II/a teraszával egykorúnak vélte az Alsó-Tiszát kísérő ármentes térszínt. GÁBRIS (2007) a Ságvár–Lascaux és a Bölling interstadiálisok között (19–14 ezer éve) bekövetkezett jelentős klímaingadozásoknak tulajdonítja a Duna II/a teraszának kialakulását, ami tehát korban is a Tisza mentén kialakult ármentes térszínnel kapcsolható össze.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 100761 számú pályázata és a HURO/0901/266/2.2.2/01 számú pályázata, és a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatták. A vizsgálatok továbbá az Európai Unió és Magyarország támogatásával a TÁMOP 4.2.42A/2-11-1-2012-0001 „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program” c. kiemelt projekt keretei között valósultak meg.

Irodalom — References

- ADAMIEC, G. & AITKEN, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. — *Ancient TL* **16/2**, 37–49.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. — *Földrajzi Értesítő* **38**, 211–224.
- BORSY, Z., FÉLEGYHÁZI, E. & CSONGOR, É. 1989: A Bodrogek kialakulása és vízhálózatának változásai. — *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, 65–81.
- COHEN, K. M., STOUTHAMER, E. & BERENDSEN, H. J. A. 2002: Fluvial deposits as a record for Late Quaternary neotectonic activity in the Rhine–Meuse delta, the Netherlands. — *Geologie en Mijnbouw, Netherlands Journal of Geosciences* **81/3–4**, 389–405.
- CSEKÉSZ-NAGY, Á. 2014: Egy Tisza-völgyi pleisztocén folyó rekonstrukciója ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján. — *Kézirat*, Doktori (Ph.D.) értekezés, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 1–140.
- Domokos T. & Krolopp E. 1998: A Mindszent melletti Koszorú-halom és Szőlő-part negyedidőszaki képződményei és Mollusca-faunájuk. — *A Mátra Múzeum Közleményei* **22**, 25–41.
- DURY, G. H. 1961: Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. — *International Association of Scientific Hydrology* **6/3**, 48–55.
- FÁBIÁN, S. Á., KOVÁCS, J., VARGA, G., SIPOS, G., HORVÁTH, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E. & TÓTH, G. 2014: Distribution of relict permafrost features in the Pannonian Basin, Hungary. — *Boreas* **43**, 722–732.
- FÉLEGYHÁZI E. & TÓTH Cs. 2003: A Halas-fenék lefűződött medermaradvány üledékanyagának szedimentológiai, mikromineralógiai és palinológiai vizsgálata. — *Acta Geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* **36**, 21–30.
- GÁBRIS Gy. 1985: Az Alföld holocén paleohidrológiai vázlata. — *Földrajzi Értesítő* **34/4**, 391–409.
- GÁBRIS Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. — *Alföldi Tanulmányok* **10**, 35–48.
- GÁBRIS Gy. 1995: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. — *Földrajzi Értesítő* **44/1–2**, 101–109.
- GÁBRIS Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatokról és folyóvízi teraszokról példánként. — *Földtani Közlemények* **137**, 515–540.
- GÁBRIS, Gy. & NAGY, B. 2005: Climate and tectonically controlled river style changes on the Sajó–Hernád alluvial fan (Hungary). — In: HARVEY, A. M., MATHER, A. E. & STOKES, M. (eds): *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications* **251**, 61–67.
- GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á. & RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. — *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences* **91**, 111–128.
- HERNESZ P. & KISS T. 2013: A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. — *Hidrológiai Közlemények* **93/2**, 13–19.
- HERNESZ, P., KISS, T. & SIPOS, Gy. 2013: Late-Glacial and Holocene floodplain development along the lower section of the Tisza River, Hungary. — *Carpatho–Balkan–Dinaric Conference on Geomorphology*, Stara Lesna, Slovakia.
- JÁRAINÉ-KOMLÓDI M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. — *Tilia* **9**, 5–59.
- KASSE, C., BOHNCKE, S. J. P., VANDENBERGHE, J. & GÁBRIS, Gy. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). — *Proceedings of the Geologists' Association* **121**, 180–194.
- KATONA, O., SIPOS, Gy., ONACA, A. & ARDELEAN, F. 2012: Reconstruction of paleo-hydrology and fluvial architecture at the Orosháza paleo-channel of River Maros, Hungary. — *Journal of Environmental Geography* **5/1–2**, 29–38.
- KISS, T., HERNESZ, P. & SIPOS, Gy. 2012: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. — *Journal of Environmental Geography* **5/1–2**, 1–10.
- KISS, T., HERNESZ, P., SÜMEGHY, B., GYÖRGYÖVICS, K. & SIPOS, Gy. 2014a: The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system – Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. — *Quaternary International* 1–14. In press.
- KISS, T., SÜMEGHY, B. & SIPOS, Gy. 2014b: Late Quaternary paleo-drainage reconstruction of the Maros River Alluvial Fan. — *Geomorphology* **204**, 49–60.
- LÁNG S. 1960: A Délkelet-Alföld felszíne. — *Földrajzi Közlemények* **84**, 31–43.
- MÁTYUS J. 1968: Szeged földrajzi energiái és felszíne. — *Földrajzi Értesítő* **17**, 161–182.
- MEZŐSI G. 1983: Szeged geomorfológiai vázlata. — *Alföldi Tanulmányok* **7**, 59–74.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. — *Földtani Közlemények* **97**, 294–307.
- NAGY M. 1954: Talajföldrajzi megfigyelések a Tiszazugban. — *Földrajzi Értesítő* **3**, 507–542.
- NÁDOR, A. & SZTANÓ, O. 2011: Lateral and vertical variability of channel belt stacking density as a function of subsidence and sediment supply: field evidence from the intramontane Körös Basin, Hungary. — *SEPM Spec. Publ.* **97**, 375–392.
- NÁDOR, A., SINHA, R., MAGYARI, Á., TANDON, S.K., MEDZIHRADSKY, Zs, BABINSZKI, E., THAMÓ-BOZSÓ, E., UNGER, Z. & SINGH, A. 2011: Late Quaternary (Weichselian) alluvial history and neotectonic control on fluvial landscape development in the southern Körös plain, Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **299**, 1–14.
- NÁDOR, A., THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). — *Sedimentary Geology* **202**, 174–192.
- POPOV, D., MARKOVIC, S. M. & STRBAC, D. 2008: Generations of meanders in Serbian part of Tisa valley. — *Serbian Geographical Institute Jovan Cvijic (Collection of Papers)* **58**, 29–42.
- POPOV, D., VANDENBERGHE, D. A. G. & MARKOVIC, S. B. 2012: Luminescence dating of fluvial deposits in Vojvodina, N Serbia: First results. — *Quaternary Geochronology* **13**, 42–51.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **21**, 446 p.
- SIPOS Gy., KISS T., KOROKNAI L. & HORVÁTH Zs. 2009: Pleisztocén és holocén medrek vizsgálata az Alsó-Tiszavidéken. — In: *100 éves a Jégkorszak. Tudományos Konferencia*, PTE TTK Földrajzi Intézet.

- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. — *Földrajzi Közlemények* **85**, 25–50.
- SOMOGYI, S. 1962: A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai), értékelése. — *Földrajzi Értesítő* **11**, 185–202.
- SOMOGYI S. 1967: Ösföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. — *Földrajzi Értesítő* **16**, 319–337.
- SÜMEGHY B. 2014: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. — *Kézirat*, Doktori (Ph.D.) értekezés, SZTE Földtudományok Doktori Iskola, Szeged, 1–106.
- SÜMEGHY, B. & KISS, T. 2012: Morphological and hydrological characteristics of paleo-channels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. — *Journal of Environmental Geography* **5/1–2**, 11–19.
- SÜMEGHY B., KISS T., SIPOS Gy. & TÓTH O. 2013: A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek geomorfológiája és kora. — *Földtani Közlöny* **143/3**, 265–278.
- SÜMEGI, P., JUHÁSZ, I., MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E., SZÁNTÓ, Zs. & MOLNÁR, M. 2008: A keleméri Mohos-tavak fejlődéstörténetének rekonstrukciója paleobotanikai vizsgálatok alapján. — *ANP füzetek* **4**, 35–57.
- SÜMEGI, P., KROLOPP, E. & HERTELENDI, E. 1998: A Ságvár-Lascaux interstadiális paleoökológiai rekonstrukciója. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **34**, 165–180.
- SÜMEGI, P., NÁFRÁDI, K., MOLNÁR, D. & SÁVAI, Sz. 2014: Results of paleoecological studies in the loess region of Szeged-Öthalom (SE Hungary). — *Quaternary International* 1–13. In press.
- SZABÓ, J., VASS, R. & TÓTH, Cs. 2012: Examination of fluvial development on study areas of Upper-Tisza region. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/4**, 241–253.
- TIMÁR, G. & GABRIS, Gy. 2008: Estimation of water conductivity of natural flood channels on the Tisza flood-plain, the Great Hungarian Plan. — *Geomorphology* **98**, 250–261.
- TIMÁR, G., SÜMEGI, P. & HORVÁTH, F. 2005: Late Quaternary dynamics of the Tisza River: evidence of climatic and tectonic controls. — *Tectonophysics* **410**, 97–110.
- VASS R. & TURI Z. 2010: Morfometriai vizsgálatok a Felső-Tisza Vásárosnamény és a Túr torkolata közötti szakaszán. — In: LÓKI J. (szerk): *Interdiszciplinaritás a természet és társadalomtudományokban*. Tiszteletkötet Szabó József geográfus professzor 70. születésnapjára. Debreceni Egyetem, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék. 337–343.
- VASS R. 2014: Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken. — *Kézirat*, Doktori (Ph.D.) értekezés, DE Földtudományok Doktori Iskola, Debrecen, 1–184.
- WILLIAMS, G. P. 1984: Paleohydrological Equations for Rivers. — In: COSTA J. E., FLEISHER P. J. (eds): *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, 343–367.
- WILLIS, K. J. & ANDEL, T. H. 2004: Trees or no trees? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. — *Quaternary Science Reviews* **23**, 2369–2387.
- WINTLE, A. G. & MURRAY, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single – aliquot regeneration dating protocols. — *Radiation Measurements* **41**, 369–391.

Kézirat beérkezett: 2015. 01. 27.

Szemelvények a magyarországi területi geokémiai kutatásokból — történeti áttekintés

FÜGEDI Ubul, GYURICZA György, TOLMÁCS Daniella

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

Selections of regional geochemical research in Hungary — historical review

Abstract

Geochemical surveys in Hungary for a long time aimed to help mineral exploration. It was found that instead of using methods tested elsewhere, it is more effective to develop own methods best matching the specific research objectives. In the preliminary and exploratory research phase the study of the dispersion train, while in case of detailed explorations, the study of the dispersion halos proved to be more effective. The background (so-called baseline values) has been determined since the beginning of the 1990s, both separately and in the frame of Pan-European programs. On the basis of soil-forming sediments, four geochemical regions have been distinguished; the differences and possible causes have been determined, along with the expected values of the most important toxic and nutrient elements. High-density surveys (ore mineral & agrochemical research programs) were used to determine the areal representativity of soil samples. Our current research task is to determine the variability of soil samples for each geochemical region.

Keywords: *geochemical exploration, chemical analysis, dispersion halos, mineral exploration, stream sediments, agrogeochemistry, baseline studies, background level, statistic methods*

Összefoglalás

Magyarországon a területi geokémiai kutatás sokáig az ércutatásra korlátozódott. Eközben igazolódott, hogy a máshol bevált eljárások átvételénél sokkal hatékonyabb a konkrét kutatási célokhoz alkalmazkodó módszeregyüttesek kifejlesztése. Az előzetes és felderítő kutatásban a szóródási nyelvek, a részletező kutatásban a szóródási udvarok kutatása bizonyult célravezetőbbnek. A háttér (az ún. „alapszint értékek”) meghatározását az 1990-es évek elején kezdtük el önállóan, illetve a páneurópai programok részeseként. A talajképző üledékek alapján elkülönítettük az ország négy geokémiai nagytáját; meghatároztuk különbözőségük jellegét és okait, nagytájanként a fontosabb toxikus, illetve tápelemek várható értékeit. Részletező (érckutató, illetve agrogeokémiai) programokkal meghatároztuk a talajminták területi reprezentativitását. Jelenlegi feladatunk a talajminták változékonyságának meghatározása nagytájanként.

Kulcsszavak: *geokémiai kutatás, analitikai módszerek, szóródási udvarok, szóródási nyelvek, ércutatás, agrogeokémia, geokémiai nagytájak, háttér, adatfeldolgozó módszerek*

Bevezető

A hazai geokémia már a 19. század óta sokféle irányban fejlődött, jelentős eredményekkel, amint ezeket a különböző tudománytörténeti összesítők (HORVÁTH 1994, GONDI et al. 2004) rendszeresen számba is veszik. A geokémiai ércutatás hazai történetét a publikált eredmények alapján csaknem negyedszázada foglalta össze KOVÁCS et al. (1993). Mostani összesítésünkben az MFGI adattárában őrzött kéziratokat is figyelembe vettük, de a lista így sem teljes: hiányoznak belőle a MÉV vizsgálatait (légi U-Th-K-felvételek, az anomá-

liák részletező litogeokémiai mintázása). A területi jellegű vizsgálatok a KFH (most: MFGI) és a MÉV „profiljába” tartoztak. Az egyéb intézményekben, kisebb területeken végzett, többnyire speciális célú felvételeket magunk is csak a publikációkból ismerjük, ezért munkánkban a MÁFI kutatásai erősen fölülreprezentáltak. Ez annak is köszönhető, hogy (azok túlzott lokalitása miatt) egyáltalán nem térünk ki az utóbbi időben rohamosan gyarapodó környezeti hatásvizsgálatok többségére. Nem tárgyaljuk az egyes lelőhelyek (pl. Szarvaskő, Vashegy, Gyöngyösoroszi, Recsk, Rudabánya–Martonyi, Nagyborzsöny, bauxit és mangánérc) részle-

tező, illetve bányabeli kutatásait, a kőzet, a bio- és a településgeológia geokémiai eredményeit sem.

Az áttekintést a szilárd fázisok (kőzet, laza üledék, talaj, hordalék) mintázásával végzett felvételekre korlátozzuk; a vízkémiai vizsgálatokat csak érintőlegesen, az érckutató módszeregyüttes részeként említjük. A felszíni és felszín alatti vizeinkről összegyűlt hatalmas adattömeg több nagyságrenddel múlja felül a szorosan értelmezett geokémiai elemzéseket. Összeállításunkban nem törekszünk a teljességre, de be kívánjuk mutatni a téma szempontjából fontosnak ítélt törekvéseket és tevékenységeket; ez óhatatlanul némi szubjektivitással jár. Mind a geokémiai (és például a talajtani, a vízkémiai vagy a kőzettani), mind a területi jelleg (és a lokalitás) határait önkényesen vontuk meg; álláspontunk bírálható.

Általános tudnivalók

A területi geokémiai kutatás módszeregyüttese a kutatási cél függvénye: mást és máshogyan kell mintázni, mást és máshogyan kell meghatározni a földtani térképezéshez, a különböző ércek felderítő- és előkutatásához (CSALAGOVITS & FÜGEDI 1983, SOMOS et al. 1989), az ún. alapszintek meghatározásához, a környezetvédelmi hatásvizsgálatokhoz stb. Korunkban, amikor többféle anyagvizsgálati módszer közül választhatunk, ennek alapja is a kutatás célja: a háttér és különösen a hiányelemek (KERÉK et al. 2011) felderítéséhez érzékeny és pontos elemzésekre van szükség, az erős anomáliák (pl. szennyeződések) kimutatására és lehatárolására pedig az olcsó, gyors terepi módszerek optimálisak. Nagyjából az ezredfordulóig, a korszerű műszerek elterjedéséig ez éppen fordítva volt: azt, hogy mit és milyen eredménnyel kutathattunk, döntően szabta meg az, hogy mivel tudtuk mintáinkat elemezni.

A mintázott közeg megválasztását erőteljesen befolyásolja a felszín tagoltsága és jellege. Az anomális képződmények körüli kőzetek ún. elsődleges szóródási udvarai a mállás, lepusztulás és áthalmazódás következtében szóródási nyelvkekké, illetve másodlagos szóródási udvarokká alakulnak a hordalékban, illetve a helyben maradó vagy az allúviumból kifejlődő talajokban (GRIGOR'JAN & MOROZOV 1985). Hordalékminták gyűjtéséhez megfelelő vízhálózatra, a talajmintákhoz talajosodásra (növénytakaróra) van szükség — a sziklás, sivatagos, illetve fagyos felszínek hatékonyan csak kőzetmintákkal jellemezhetők (az egykor jégtakaróval borított területek tüllel, de ilyenek Magyarországon nincsenek).

A mintázott közeg tervezésénél alapvető szempont a vizsgálat léptéke. A hordalékminták területi reprezentativitása a talajmintáknál lényegesen nagyobb, tehát változékonyságuk lényegesen kisebb. Ezért az áttekintő vizsgálatokat célszerű inkább hordalék-, a részletezőket inkább talajmintákra alapozni.

Az optimális mintasűrűség függ még az elemzések módszerétől (felbontóképességétől, pontosságától, reprodukálhatóságától) is. Kevésbé érzékeny és pontos, kevésbé

reprezentatív elemzésekkel lényegesen több mérésből juthatunk ugyanannyi információhoz, mint amennyit a korszerű, költséges laboratóriumi vizsgálatok adnak. Az olcsó analitikához tehát viszonylag drágább mintavétel kell és viszont; a költséghatékony tervezéshez célszerű figyelembe venni azt a tényt, hogy a sok, pontatlan adat információ-tartalmának kinyeréséhez alapos, többnyire többlépcsős statisztikai feldolgozásra (FÜGEDI et al. 1991) van szükség.

Mielőtt rátérnénk a konkrét programok ismertetésére, még egy nevezetani kérdést emelnénk ki: a „metallometria” szó eredeti (szűkebb) értelmében a hálózatos talajmintavétel jelenti az orosz szaknyelvben. Magyarországon egyes szerzők metallometriának nevezték minden olyan geokémiai felvételt, amellyel valamiféle ércelőfordulást kívántak kimutatni. Ezért műveikben a kőzet-, sőt, a hidrometallometria szóösszetétel is előfordul (ezeket helyesen lito-, illetve hidrogeokémiának nevezzük).

Területi érckutató felvételek (1956–1993)

A geokémiai érckutatás elméleti alapjait skandináv és szovjet tudósok rakták le az 1930-as években; módszereit Észak-Amerikában és Nyugat-Európában az 1940-es évek óta alkalmazzák. Jelentőségére Magyarországon KOCH (1953) és SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) hívta fel a figyelmet.

A geokémiai érckutatás merőben közgazdasági okokból a 20. sz. második felében két, drasztikusan eltérő irányban kezdett fejlődni. A „kapitalista országokban” a kevés élőmunkát, de fejlett műszereket igénylő módszereket részesítették előnyben, míg az ún. szocialista táborban az 1980-as évek végéig a félmenyiségi optikai emissziós színkép-elemzés (OES) maradt a meghatározó analitikai módszer, és ennek kiszolgálására tömegesen gyűjtöttek mintákat az olcsó munkaerőre alapozva. A kvantitatív adatokat főleg egyszerű (majd egyre bonyolultabb, többdimenziós) parametrikus statisztikákkal értékelték, a geokémia „szovjet iskolája” viszont korszakos eredményeket ért el rossz minőségű adatok hatékony feldolgozásával (vertikális és horizontális zonalitási indexek stb.). Magyarország eközben mondhatni, két szék között a pad alá esett: a hanyagul, kontrollok nélkül (FÜGEDI & CSALAGOVITS 1977) végzett félmenyiségi elemzéseket a legegyszerűbb parametrikus statisztikákkal (átlag, szórás) próbáltuk meg értelmezni (BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1973, 1974).

A területkutató geokémia elszakadt a földtani térképezéstől. A földtani térképezésnek Magyarországon — a számos szempontból példának tekintett szovjet gyakorlattól eltérően — nem volt kötelező eleme a geokémiai minták gyűjtése, vizsgálati eredményeik értelmezése. Ezért a mind részletesebb földtani felvételek közben geokémiai mintákat vagy egyáltalán nem gyűjtöttek, vagy ha igen, az elemzéseket értéketlenül mellékeltek a jelentésekhez, monográfiákhoz (pl. NAGY E. 1968). OES-sel csak az erős felszíni anomáliákat lehetett kimutatni, Magyarországon azonban mind ezeket, mind forrásaikat, a különféle érctelepeket már korábban megtalálták. Fenti okokból az 1960-as évektől

sorra indított, változatos léptékű „ritkafémkutató” felvételek: Velencei-hegység — 1,5 km², 595 minta, OES (KUBOVICS 1956); Velencei-hegység — 0,2 km², 373 minta, OES (RISCHÁK 1964); Kőszegi-hegység + Vashegy — 1000 minta, OES (BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1964); Kőszegi-hegység — 40 km², 114 minta, OES (GEDEON 1967); Zempléni-hegység — víz: 450 km², OES, — kőzet: 163 km², 193 minta, OES (ZENTAI 1964, 1965); Zempléni-hegység — víz: 150 km², 68 minta, nedves kémia, — hordalék: 150 km², 318 minta, OES (ELSCHOLZ & NÉMETH 1969); Börzsöny (Nagyirtáspuszta–Kóspallag) — 22 km², 297 állomás, kőzet Eh-pH (NAGY G. 1973); Börzsöny (Rózsabánya) — 1,6 km² 206 minta, OES (SINGH 1975); Börzsöny — 40 km², 650 állomás, kőzet Eh-pH (NAGY G. 1976); Velencei-hegység — talaj: 11 km², 1745 minta, OES; kőzet: 11 km², 914 minta, OES (ÓDOR et al. 1982); sorra eredménytelenül értek véget, bár a régóta ismert érctelepek (meddőhányók és dúsítók) erős anomáliáit rendre jelezték. A nagy kivétel a MÁELGI geokémiai munkacsoportjának mátrai kutatása volt. Az ezt vezető GEDEON Arzén ugyanis szakított a más környezetben eredményes eljárások félig-meddig átvételének gyakorlatával, és a konkrét földtani feladathoz (teléres polimetallikus ércesedés kimutatásához) szükséges, egyedi módszeregyütttest rendelt meg (ezt ZENTAI Péter fejlesztette ki). Az 1950-es évek mátrai érc kutatása a magyar geokémia sikertörténete.

A munka első szakaszában (1956–1958) a hegység felszíni vízfolyásait mintázták végig (BERGH et al. 1956, 1957; GEDEON et al. 1959). Az eredményességet folyamatosan értékelték, a módszert több szakaszban is fejlesztették. Az anomáliaterületeket minősítették, és a második fázisban az addig ismeretlen forrású anomáliák vízgyűjtőinek felső részein (a vízvásztók környezetében) 100×10 m-es hálóban metallometriai mintákat gyűjtöttek (GEDEON 1964). Szelvényekben egymással jól összeköthető, erős anomáliákat mértek, és azokat árkolva meg is találták a közép-mátrai (nagyfápafői), illetve a nagytölgyesbérci teléreket (GEDEON 1962, GEDEON et al. 1959).

Hasonló módszeregyüttessel, a felszíni vízfolyások mintázását a forrásokéval kiegészítve kezdték el a Zempléni- és a Kőszegi-hegység (GEDEON 1967) felvételét is. A Zempléni-hegység északi részén (Mikóháza–Pálháza–Nagybózsza–Telkibánya vonalától északra) ELSCHOLZ & NÉMETH (1969) Magyarországon elsőként kombinálta a hidrogeokémiai felvételt a hordalékok mintázásával. A forrásvizek bepárlási maradékainak OES-elemzéseivel kimutattak öt anomáliaterületet — ezek egyike volt az a Korom-hegy, amin harminc évvel később az aranyércesedést megtaláltuk. A Tokaji hegység déli részén (GEDEON 1960a, b, c; ZENTAI 1964, 1965) érdekes módszertani kísérletként a terepi, ditizonos mérések (1. a „Módszertani fejlesztések, Elemzések” alcím alatt) mellett a források vizének fémtartalmát laboratóriumban, OES-sel határozták meg — ezek a munkák azonban félbeszakadtak, amikor GEDEON Arzén kivándorolt Ausztráliába.

A területi érc kutatás módszertani alapjait főként a külföldi szakirodalom alapján BENKŐ et al. (1970) foglalta össze.

A Börzsöny geokémiai kutatását természetes és mesterséges feltárásokból szelvények mentén vett litogeokémiai

mintákkal NAGY B. (1971b) kezdte el. A hegység részletes földtani térképezését és vulkanológiai-ércföldtani újraértékelését csak elektrokémiai (NAGY G. 1973) és hidrogeokémiai (NAGY B. et al. 1973) vizsgálatok segítették.

A „Darnó szerkezeti öv vizsgálata” program (FÖLDVÁRYNÉ et al. 1972) a Bükkből az Aggteleki-karsztig húzódó sáv ércföldtani problémáit próbálta tisztázni geokémiai módszerekkel. A programot 1972-ben kezdte el a MÁFI Északmagyarországi Osztálya (BÖJTÖSNÉ 1972, BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1973). Az első szakaszban a Bükkben a menetvonalak mentén végzett, főleg a paleozoos kőzetek jellemzését célzó litokémiai mintázást (BÖJTÖSNÉ 1972, BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1973) források vizének elemzéseivel egészítették ki. Ezzel párhuzamosan VETŐ I. az Aggtelek–Rudabányai-hegységben patakok alluviumának finom frakcióját mintázták (FÖLDVÁRYNÉ et al. 1972). Ezután a teljes területről metallometriai mintákat gyűjtöttek 800×800 m-es hálóban (helyenként 250×200 m-ig besűrítve) a gyökérszóna alól, a talaj „A” szintjének aljából (VETŐ & PELIKÁN 1973). A gyakorlatban a motiválatlan technikusok, akik munkáját nem ellenőrizték, nem mindig a kijelölt helyeken mintáztak. Ez és az OES alkalmatlansága elegendő volt ahhoz, hogy az eredmények gyakorlatilag értelmezhetetlenek legyenek, bár ezzel többen is próbálkoztak (FÖLDVÁRYNÉ VOGL 1970, BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1974). A terület 1:100 000 méretarányú metallometriai térképét 1975-ben szerkesztették meg. Az „észak-bükki hidrotermális ásványosodás” ennek alapján kidolgozott koncepciója egy értelmezési félreértés eredménye volt (a Ca egyik színképvonala a Zn detektálásához használt vonalhoz túlságosan közel van, ezért mészkövekben azt zavarja). Ezt a koncepciót a későbbi földtani adatok semmilyen szempontból nem támasztották alá.

Részleges eredményeket hozott a Mátra újabb kutatása: Mátra — talaj: 123 km², 4000 minta, OES (NAGY G. 1988); szér: 225 km², 253 minta, mikromineralógia és OES; hordalék finom frakció: 48 km², 387 minta, OES (FÜGEDI in NAGY G. et al. 1986)

A Középső- és Nyugat-Mátra ércföldtani előkutató programjának (1980–1986) azt kellett tisztáznia, van-e az adott körzetben az addig megismert „gyöngyösoroszi típusú” teléres polimetallikus ércesedéstől különböző, lehetőleg masszív szulfidos színesfém-ércesedés. A kutatás fő módszere kb. 500×50 m-es hálóra alapozott metallometria volt; a terület nagy részén a talaj „C”, kisebb részén „A” szintjéből.

Az eredményeket kétféle eljárással: szelvény menti regresszió-analízissel (Nagy G., Ország Gy.), illetve csúszóablakos átlagolással (Csalagovits I., Lelkes P.) dolgozták fel (CSALAGOVITS I. & NAGY G. in NAGY G. et al. 1986) — előbbi módszer a nagy-, utóbbi a kisfrekvenciás hatók kimutatására alkalmas. E módszerekkel egyrészt több új telért mutattak ki, másrészt valószínűsítették a földtani értelemben vett Nyugat- és Középső-Mátrát elválasztó, az érchordozó oldatokat felvezető főtörés helyzetét. A geokémiai módszerekkel kimutatott teléreket árkokkal, illetve kutatófúrásokkal is feltárták (NAGY G. 1988); tömeges ércesedésnek azonban semmiféle nyomát nem találtuk. E fő tevékenység mellett nyílt mód a hordalék-geokémiai módszerek kipróbálására.

A területi geokémiai kutatások közben, az 1980-as évek végéig szerzett tapasztalatokat az Ipari Minisztérium kezdeményezésére és finanszírozásával módszertani kézikönyvekben foglaltuk össze (BERNHARDT et al. 1989, SOMOS et al. 1989).

Magyarországon tisztán geokémiai módszerekkel ércelőfordulásokat először (és eleddig utoljára) a Zempléni-hegységben (1989–1993) találtunk (HORVÁTH et al. 1993, 1994, 1999). A kutatás első fázisában (1989–90) a Finn Földtani Intézettel együttműködve (HARTIKAINEN et al. 1992) végeztük el azokat a módszertani munkákat (l. „Kombinált módszer; alapszint értékek meghatározása” fejezet), amelyekkel tisztáztuk, hogy az egyes léptékekben milyen mintázás az optimális; egyúttal kijelöltük a továbbkutatásra érdemesnek tekintett részterületeket. A második fázisban (1992–93) a perspektivikusnak ítélt területek sűrítő mintázásával megtaláltuk a korom-hegyi (Füzérkajata; talajmintákkal) és a bomboly-hegyi (Mád; hordalékmintákkal) aranyelőfordulást.

A Magyarországon az 1990-es években feltűnt, kvantitatív vizsgálatokra alkalmas műszerekkel (lángtechnikás, később grafitkemencés AAS, ICP AES, majd ICP MS) már nem csak az erős anomáliákat lehetett kimutatni. Ennek megfelelően változott a területi vizsgálatok stratégiája: a sok, kevésbé reprezentatív talajmintát kevés, de a területeket jellemző hordalékminta váltotta fel. A másodlagos szóródási udvarokra összpontosító érc kutatás helyett a környezetvédelem, a háttér és a szóródási nyelvek vizsgálata került előtérbe. Már kvantitatív módszerekkel vizsgálták a zempléni kutatást kiegészíteni hivatott hidrogeokémiai felvétel (325 helyről 374 minta, zömmel forrásokból; ELSCHOLZ 1994); mintáit is, de a két vizsgálatosor eredményeit nem integrálták.

Magyarország első, metallogenetikainak nevezett térképét MORVAI & PANTÓ (1967) állította össze. Magyarország 1:500 000 léptékű földtani atlaszának részeként a valamennyi, addig megismert érces indikációt feltüntető, „metallogéniai” térkép RAINCSÁK GY. (1993) munkája.

Az 1990-es években a szakirodalomban mind több publikáció jelent meg a Carlin típusú Au-ércesedésről. Mivel ezt a teletípust makroszkópos módszerekkel csak a megfelelő ércgeológiai képzettségű és célzottan ércföldtani céllal térképező terepi geológusok veszik észre, KÖRPÁS L. kezdeményezésére 1996–97-ben szerte az országban kőzetmintákat gyűjtöttünk (KÖRPÁS et al. 1997) a külföldi szakirodalom alapján perspektivikusnak ítélt litosztratigráfiai formációkból. Sajnos, a felvétel eredményeként (KÖRPÁS & HOFSTRA 1999, KÖRPÁS 2000) továbbkutatásra érdemes indikációt nem találtak.

Országos ritkafémkutató program (1966–1979)

Az 1966-ban elkezdett Országos Ritkafémkutató Program hivatalos indoklása szerint további érc kutatásának előkészítését szolgálta; fő tevékenysége az adatgyűjtés volt. A különböző bányavállalatoktól beérkezett litokémiai adatokat a MÁFI Geokémiai Osztályán peremlyukkártyákra rögzítették, majd összesítették. Azokon a tájegysé-

geken, amelyekről nem volt elég adat, kiegészítő mintákat gyűjtöttünk:

— Nagybörzsöny és környékének hidrotermális ércesedése — meddőhányók ércesedett kőzetei és múzeumi kézipéldányok (NAGY B. 1971a);

— DK-Mecsek (Mórággy-rög, kristályos alaphegység) — talaj- és litokémia (CSALAGOVITS et al. 1976);

— Ny- és Középső-Mecsek (alsó- és középső-triász, fonolit, helvét andezit, gyűrűfűi kvarcporfír) — litokémia (FÜGEDI & CSALAGOVITS 1977);

Felszíni mintavételünket mecseki alapfúrások mintázásával egészítettük ki. Számos új elemzést a különböző gyűjteményekből (leginkább Nagy Elemérből) bekért, illetve felajánlott mintákból készítették (CSALAGOVITS 1968).

Az első szakasz fő eredményeit FÖLDVÁRINÉ VOGL (1970) ismertette; mivel azonban ezek az érc kutatás szempontjából negatívak voltak, alapvetően külföldi irodalomra hivatkozó monográfiájában (FÖLDVÁRINÉ VOGL 1975) gyakorlatilag meg sem említette őket. A magyarországi mezozoos képződmények „alapszint” értékeit CSALAGOVITS I. (1968, 1979) határozta meg.

Részben ezekre az eredményekre alapozva értékelték (CSALAGOVITS & VIRÁGH 1968) egyes lelőhelytípusok hazai előfordulásának lehetőségét is.

E munkákkal semmiféle, továbbkutatásra érdemes ércindikációt nem találtunk, bár felhívtuk a figyelmet a mecseki fonolit Nb-tartalmára (FÜGEDI & CSALAGOVITS 1977). A program végtermékeként csaknem egy évtizedes adatgyűjtéssel létrehozott Országos Ritkafém Adattár (CSALAGOVITS 1979) több mint harmincezer kartont tartalmazott.

Módszertani fejlesztések (1955–)

Elemzések

Az 1950-es években érkeztek meg Magyarországra az első, a földtani minták nyomelem-tartalmának meghatározását (elvileg) lehetővé tevő készülékek. Ugyanebben az időszakban Gedeon Arzén megbízásából a MÁFI Geokémiai Osztályán ZENTAI Péter adaptálta HUFF (1948) vízminták összes nehézfém-tartalmának terepi meghatározására szolgáló módszerét, ami az 1950-es évek mátrai érc kutatásának alapja lett.

Abból a felismerésből indultak ki, hogy az ilyen telepekből kémiaiilag hasonlóan viselkedő és közel állandó arányokban dúsuló elemeket (cink, ólom, alárendelten réz, ezüst, kadmium) bányásznak. Ezért az anomália megítéléséhez elegendő ezek összmenyiségét megismerni, az egyes koncentrációk külön-külön meghatározására nincs szükség. Ezért a mintához (a pH beállítása után) szén-tetrakloridban oldott ditizont (difenil-tiokarbazont) adtak, és a nehézfémek cink-egyenértékben kifejezett mennyiségét kolorimetriásan határozták meg. Ezzel a gyors, terepi módszerrel nemcsak a minták hosszadalmas és költséges előkészítését spórolták meg, de ráadásul kvantitatív adatokhoz is jutottak. „Menet közben” végzett módszertani vizsgálatokkal

megállapították, hogy a minták üvegpalackban nem szállíthatók, mert az üvegből a minta eredeti nehézfém-tartalmával összevethető mennyiségű kation oldódik a vízbe. A szennyeződések miatt a ditizon hajlamos volt az oxidálódásra. A reagens illetően előregedése erősen befolyásolta az észlelt koncentrációkat, ezért 1958-tól a vegyszerhez az oxidálódást gátló oldatot adagoltak (GEDEON 1958).

A ditizonos mérések GEDEON Arzén kivándorlásával megszűntek; ezután az 1990-es évek végéig minden mintát OES-sel vizsgáltak. A MÁFI-ba a Jobin-Yvon spektroszkóp 1958 decemberének végén érkezett meg (GEDEON et al. 1959). Ezzel megnyílt az elvi lehetőség arra, hogy az egyes elemek koncentrációit külön-külön határozzák meg; a műszer beüzemelése azonban elhúzódott, így a koncentrációk helyett néhány évig csak 1–4 kereszttel jelölték, hogy az egyes elemekből milyen sokat vélnek látni. 1964-től (GEDEON 1965) ez a spektroszkóp, majd a 70-es évek második felétől a szovjet gyártmányú, DFSZ-36 típusú kvantométer már elvileg félmennyiségi eredményeket adott, de változatos okok miatt megengedhetetlenül nagy, előre jelezhetetlen véletlen és szisztematikus hibával. Különböző szerzők (FÜGEDI & CSALAGOVITS 1977, KUTI & FÜGEDI 1987, ÓDOR et al. 1996, FÜGEDI et al. 1996, HARANGI in FÜGEDI et al. 2004) változatos statisztikai módszerekkel egyaránt azt mutatták ki, hogy az OES-elemzések a földtani formációk jellemzésére, alapszint-értékeik meghatározására nem alkalmasak. Félmennyiségi elemzéseiből nemcsak a többdimenziós eljárások (főkomponens, faktor) adnak irreális eredményeket, de azokból már az egyes paraméterek változékonysága sem ítéhető meg. Ezért az Országos Ritkafém Adattárát leselejteztük, a kartonokat kidobtuk.

Az utolsó, OES-sel végzett felvétel a Zempléni-hegység geokémiai kutatásának első szakasza (HARTIKAINEN et al. 1992) volt, de az aranyat és a kimutatni remélt ércesedés fő indikátor-elemének tekintett ezüstöt, arzént, antimont és higanyt már ekkor is kvantitatív módszerekkel határoztattuk meg a MÁFI, illetve a GTK (Geológiai Kutatási Központ – Finn Földtani Szolgálat) laboratóriumában. Ennek valószínűleg nagy szerepe volt abban, hogy a kutatás pozitív eredménnyel zárult.

Az OES és a kvantitatív módszerek eredményei nemcsak mérés-technikai okokból különböztek egymástól, de azért is, mert az OES a porított mintaanyag teljes nyomelem-tartalmát mérte, az atomabszorpció és ICP-elemzéseket viszont a minta különböző módokon végzett, gyakran csak részleges feloldása után készítik. Ez a probléma akkor jelentkezett újra, amikor az analitikai rutinban feltűntek a roncsolásmentes kvantitatív vizsgálatok (röntgen-színkép: XRF, neutronaktivációs analízis: NAA). A MÁFI-ban XRF-vizsgálatokra 1963 óta volt elvi lehetőség, tömegessé azonban sosem vált, mert a két röntgenkészülethez (a diffraktométerhez és a spektroszkóphoz) csak egy gerjesztő volt. NAA-méréseket a területi kutatásban sehol sem alkalmaztak Magyarországon, bár erre a gyakorlati lehetőség megvolt, mivel az analitikai eljárást a BME tanreaktorában kidolgozták (BÉRCZI J.) — sőt, az NAA analízis földtani alkalmazása az ELTE geológusképzésében évekig felvehető tantárgyként szerepelt.

A különféle kvantitatív módszerek eredményeinek egybevetése (pl. BERTALAN et al. 2002) kimutatta, hogy bár a tömény savas kivonatoló módszerek a legtöbb nyomelem (leginkább a Cr és a Ba kivételével) „teljes” mennyiségének nagy többségét mobilizálják, a kétféle eredmény többdimenziós statisztikai módszerekkel csak külön-külön dolgozható fel, mert a roncsolásmentes vizsgálatok eredményeiben — bár alárendelt súllyal — a torlatásványok felhalmozódására jellemző faktorok is feltűnnek.

Ennél sokkal lényegesebb, bár csak a mezőgazdasági geokémiában okoz problémákat a különböző típusú kivonatoló szerek hatékonyságának elemenként változó, de mindenképpen jelentős különbsége. A szervesetlen savas (hideg vagy forró királyvíz, illetve salétromsav hiperoxiddal vagy anélkül) és a komplexképző szerekkel (ammónium-acetát, KCl + EDTA, illetve ezek utódként a Lakanen-Erviö-oldat stb.) végzett kivonatolások eredményei közötti tetemes különbség együttes értékelésüket gyakorlatilag lehetetlenné teszi: előbbieket ugyanis a talajok hosszu, utóbbiak pedig a rövid távon kioldható elem-tartalmait jellemzik (a rövid és a hosszú táv mibenlétével ehelyett nem foglalkozunk). Mivel a rövid távon kioldott elem-mennyiséget a talaj a hosszú távon mobilizálható készletből pótolja (a különböző fázisok egyensúlyban vannak), agrogeokémiai munkáinkban a kezdeti bizonytalankodás (BARTHA et al. 1987) után egyértelműen a tömény savas kivonatokra tértünk át (pl. BARTHA et al. 1989). Egyértelműen eljárásunk mellett szól az a tény, hogy tapasztalataink szerint a komplexképző szerekkel kapott eredmények kevésbé reprodukálhatóak. Eképpen a TIM (Talajvédelmi Információs Monitoring; MARTH & KARKALIK 2004) és a MÁFI laboratóriumában készült Lakanen-Erviö oldatos elemzések összemérése (ÓDOR et al. 1995a, b) teljes kudarcnak bizonyult — olyannyira, hogy bár az országos geokémiai atlasz (első változat; ártéri üledékek) mintáiból készült egy-egy sorozat ilyen elemzés is, ezeket le kellett selejteznünk; a savas kioldások eredményei viszont kiválóan egyeztek. A MÁFI laboratóriumának EDTA-s elemzéseit önállóan vizsgálva, (KUTI & FÜGEDI 1987) is azt tapasztaltuk, hogy az egyes időpontokban kapott eredmények jobban különböznek egymástól, mint a mégoly eltérő földtani képződmények adatsorai.

További problémaként számolhatunk azzal, hogy meglehetősen tisztázatlan, minek a mennyiségét is rögzítik a jogszabályok — úgy voltaképpen. A toxikusnak minősített anyagok mennyiségét szabályozó rendeletek (6/2009; korábban 10/2000) ugyanis valamiféle teljes elem-tartalmakra utalnak. Ennek azonban egyrészt nem sok értelme van, másrészt (bár ettől nem függetlenül) az ilyen mintákat vizsgáló laboratóriumok eleve tömény savas kivonatokkal elemeznek. Ezért széles, többé-kevésbé hallgatolagos konszenzus alakult ki arról, hogy a környezetvédelmi célú vizsgálatokban a „teljes” elem-tartalom a savoldható mennyiséget jelenti.

A MÁFI-ban 1989 után az ICP-OES vált a területi vizsgálatok vezető analitikai módszerévé — a hidridképző elemeket (As, Sb) és a higanyt eleinte atomabszorpciósan határozták meg. 1994 óta a higanyt továbbra is atomab-

szorpciósan, de porított mintából, AMA 254 típusú higany-analizátorral elemzik — ezzel a műszerrel, a MÁFI laboratóriumában vizsgálták valamennyi, Európa Geokémiai Atlaszához gyűjtött szilárd minta higanytartalmát is (SANDSTRÖM et al. 2005).

Szóródási udvarok kutatása

A szóródási udvarok kutatásának fő módszere sokáig a metallometriai mintavétel volt. Ennek módszeregyüttesét a Szovjetunióban dolgozták ki, és mi változtatás nélkül vettük át. A Mátra első kutatásához ezt annyiban módosították, hogy a felszíni vizek terepi vizsgálatára kidolgozott, összes nehézfém-tartalmat mérő ditzonozis eljárását ZENTAI P. a talajmintákra is adaptálta.

Az érc kutatás hatékonyságának növelésére GEDEON Arzén a Nagy-Tölgyes-bérc mintaterületen megpróbálta meghatározni, mi lehet adott éghajlati és talajviszonyok mellett a mintavétel optimális mélysége. A legkontrasztosabb anomáliákat kb. 25 cm mélyen kapta (GEDEON et al. 1959), ezért mintákat 20–40 cm mélyről vették. Tapasztalatait utódai nem hasznosították — eképpen például a Mátra következő kutatásában (NAGY G. et al. 1986) a talajmintákat éppen hogy a talaj „C”, illetve „A” szintjéből vették. A gyakorlatban ezt azt jelenti, hogy éppen a 20–40 cm közötti intervallumot hagyták ki maradéktalanul: az „A” szint mintáit (CSALAGOVITS I. irányításával) 5–15 cm-ről, a „C” szintűeket (NAGY G. szervezésében) a talaj vastagságának megfelelően, de általában 1 és 1,5 m között, a közvetlenül a mállott szálkőzet fölötti 10 cm-es intervallumból gyűjtötték.

A metallometria az 1980-as évek közepéig a területi geokémiai kutatás vezető módszere maradt. Litogeokémiai mintázással rövidebb időszakokban (1971, 1976–77, 1989) próbálkoztunk, de a módszer egyik kutatási célunk eléréséhez sem bizonyult kellőképp hatékonyak. 1993 óta Magyarországon érc kutatással csak magánvállalkozások foglalkoznak, ezért a szóródási udvarok (illetve nyelvek) vizsgálata kikerült az állami intézetek illetékességéből.

Szóródási nyelvek kutatása

A Mátra 1956-ban megkezdett rendszeres vizsgálatát GEDEON Arzén (1957b) 1955-ben, a Parádi-Tarna vízrendszérének módszertani mintázásával alapozta meg (GEDEON 1957a). Csepegtetési kísérletekkel állapította meg, milyen távon kötődnek meg a nehézfémek az allúvium agyagásványain — eredményül kb. 200 métert kapott, ezért a felszíni vízfolyásokat 200 méterenként mintázta. Többször is vizsgálta, hogy mennyire csökken a patakok vizének nehézfém-tartalma a vízhozam növekedésével. A Mátrában (GEDEON 1962) meglepetésére nem talált ilyen összefüggést, a Zempléni-hegységben (GEDEON 1960c) viszont igen. Úgy találta (GEDEON 1962), hogy a felszíni vizek mintázására legkedvezőbb időszak a tél, amikor szinte minden vízfolyás aktív, de a vízhozam nem túl nagy.

A szóródási nyelvek és udvarok egyidejű mintázásával először 1980–85 között, a Mátra-programban próbálkoztunk

(FÜGEDI in NAGY G. et al. 1986): 1980 — szér mintázás, 1985 — finom frakció mintavétel.

Akár csak GEDEON Arzén kutatásaiban, ezúttal is igazolódott, hogy a szóródási nyelvek vizsgálata gyorsan és olcsón szelektálja a területeket, töredékére csökkentheti a metallometriával mintázandó részt. Kellő gyakorlatra szert téve a leginformatívabbnak a szér mintavétel bizonyult, a mikromineralógiai vizsgálatok szűk kapacitása és emiatt hosszú átfutási ideje miatt azonban eredményeit a metallometriai hálózat tervezésénél nem hasznosították; tömeges alkalmazása nem tűnt lehetségesnek. Módszertani eredményként megkülönböztettük a hordalék elemkoncentrátor fázisait (nehézasványok, agyagásványok, szervesanyag).

A mátrai munkákkal párhuzamosan hasonló következtetésekre jutottunk a magyar–amerikai együttműködés tapasztalataiból is. Eközben megállapítottuk, hogy a nagy folyóink ártereiről a jégkorszakban kifűjt, finomszemű hordalék a szóróványos arany pikkelyek alapján hazánk gyakorlatilag minden felszíni és felszínközeli laza üledékéből kimutatható (GROSZ et al. 1985).

Kombinált módszer; alapszintértékek meghatározása

Az 1980-as évek végéig egyáltalán nem vizsgáltuk azt a kérdést, hogy milyen (tájegységenként) az egyes mintafajták változékonysága: mi az a távolság, ameddig a szomszédos minták még „összeköthetők” egymással (közjük földtani szempontból értelmes izovonalakat húzhatunk). Az ehhez szükséges módszertani vizsgálatokat 1989–93 között, a Zempléni-hegységben kezdtük el a Finn Geológiai Szolgálattal együttműködve. Ez volt az első olyan, területi geokémiai kutatás Magyarországon, amely az érc kutatáson túl környezetvédelmi célokat (a területi háttérértékek meghatározását) is céljául tűzte. Részben ezért a feladatot úgy terveztük (HORVÁTH et al. 1988), hogy az első szakaszban optimalizáljuk a területi geokémiai kutatás módszeregyüttesét. A hegységet vízgyűjtő területekre („cellákra”) osztottuk, és ezekből négyféle mintát gyűjtöttünk:

- „finomfrakció” mintát a kifolyási ponton;
- „nehézasvány” mintát a kifolyási ponton;
- 2–10 részmintából összetett talajmintát lehetőleg a vízvázalástól közeli negatív felszínformákból;
- 2–10 részmintából összetett közetmintát lehetőleg a talaj részmintákhoz közeli, természetes kibúvásokból (HARTIKAINEN et al. 1992).

A nehézasvány-vizsgálatokhoz 20 l allúviumot gyűjtöttünk a meder sodorvonalhoz közeli részéről. A nehézasványokat nedves szitálás után csőmosó spirállal, illetve tálalás szélreléssel, majd bromoformmal választottuk le (HORVÁTH et al. 1990). A hordalék minták előkészítésénél megpróbálkoztunk azok száraz, illetve nedves szitálásával is — eredményeik között szisztematikus különbséget nem találtunk, de előbbi sokkal termelékenyebb volt.

Az egyes elemek várható értékei a különböző mintatípusokban gyakorlatilag azonosak voltak, változékonyságaik

között azonban jelentős különbségeket mutattunk ki. Érckutató célra a leginformatívabbnak — akárcsak a Mátrában — ezúttal is a nehézsavány minták bizonyultak, de a mederüledékek jóval olcsóbban és gyorsabban gyűjthető finomfrakciójának informativitása alig maradt el mögöttük.

Kimutattuk (HARTIKAINEN et al. 1992), hogy Magyarországon a közepes léptékű (kb. 1:50 000) geokémiai kutatáshoz a legfeljebb néhány km^2 -es vízgyűjtőjű patakok hordalékát célszerű mintázni a finom frakció száraz leválasztásával. A vízgyűjtő alapú (a szóródási nyelveket kimutató) mintavétel hegyvidékeinken kb. 2 minta/ km^2 -ig süríthető, ezután át kell térni a talajmintákra. A korom-hegyi ércesedés kimutatásához a metallometria 200×40 m-es hálójára elégségesnek bizonyult.

Az áttekintő felvételhez (Magyarország geokémiai atlaszának első változatához) a nagyobb vízfolyások ártéri üledékeit választottuk — döntően azért, mert a folyók túl mélyek ahhoz, hogy gyalogosan mintázhatnánk a sodorvonalban.

Az eredmények statisztikai feldolgozása

Mind külföldön, mind Magyarországon a területi geokémiai kutatás kezdeteitől hatalmas probléma volt az adatok feldolgozására alkalmas statisztikai módszerek helyes megválasztása. A főalkotók jellemzésére megfelelően bizonyult parametrikus módszerek a nyomelemek koncentrációinak leírására rendre alkalmatlannak bizonyultak. Ennek legegyszerűbben belátható oka az volt, hogy míg a főalkotók többé-kevésbé követték a tőlük „elvárt” normál eloszlást, a nyomelemzések eloszlása (AHRENS 1954) mindig szélsőségesen aszimmetrikusnak bizonyult, a nagyobb koncentrációk felé hosszan elnyúló „farokkal” — ráadásul úgy, hogy az ellenkező irányban ferde eloszlásra egész egyszerűen nem volt példa. Ezért a nyomelemek jellemzéséhez eleinte „megduplázták” a változékonyságot, azaz külön számoltak „pozitív szórást” az átlag feletti és „negatív szórást” az átlag alatti értékekből (AHRENS 1963, ZENTAI 1965). A kizárólag szimmetrikus és pozitív ferdeségű eloszlásokból álló rendszer azonban logikai képtelenség volt (pl. ha egy kétkomponensű rendszerben az egyik alkotó eloszlása pozitív ferdeségű, a másiknak negatívnak kell lennie).

A legtöbb ilyen eloszlást logaritmikus transzformációval sikerült nagyjából Gauss-típusúvá alakítani, ez azonban az elvi lehetetlenséget jótánnival sem csökkentette. A probléma elkenésére olyan, romantikus elgondolásokat vezettek be, mint hogy „sok lognormál eloszlás összege normál eloszlású” — valójában az összegzett eloszlások várható értékeinek eloszlása volt normális. E sajátos jelenség okait SZMIRNOV et al. (1979) tisztázták, kimutatva, hogy az elemzési eredmények eloszlásai mindig a földtani eloszlások és a „laboratóriumi eloszlás”, azaz az analitikában használt műszer mérési hibaeloszlásának eredői, márpedig minden szinképanalitikai módszer véletlen hibája lognormál eloszlású. Azokban az esetekben,

— amikor a földtani eloszlás változékonysága lényegesen nagyobb az elemzés hibájánál, az eredményekben (kevésbé torzítva) azt látjuk viszont,

— amikor pedig az elemzés hibája jóval nagyobb a földtani változékonyságnál, az eredmények eloszlása (jóformán) lognormális,

— a köztes esetekben, amikor a kétféle hiba nagyságrendileg összevethető, szabálytalan, kevert eloszlásokkal kell megküzdünk.

Az OES-elemzések véletlen hibája általában nagyobb volt a földtani változékonyságnál. A különféle komponensek eloszlásait azonban a kvantitatív analitikai módszerek bevezetése sem tette normálissá — sőt, gyakorlatilag megszűnt a főkomponensek eloszlásának véleményezett normális jellege is (a meghatározásokra korábban használt nedves kémiai eljárások hibája Gauss-típusú). STEINER (1990) kimutatta, hogy a földtani gyakorlatban mért változók tényleges eloszlásai csak kivételesen ritkán szabályosak. Egyes eloszlások különböző módszerekkel (STEINER 1997, KGST 1987) normálissá traszformálhatók, de ezt az esetek nagy többségében eleve lehetetlenné teszik a háttér különböző típusú (FÜGEDI et al. 2006) heterogenitásai. Ezért az adatfeldolgozás általánosan használható eszközei a robusztus statisztikák. Ezek földtani alkalmazását Magyarországon GEDEON (1967) kezdte el.

A geokémia, de különösen az érc kutatás alapkérdése a háttér és az anomáliák szétválasztása (FÜGEDI 2004). Ennek módszere már csak azért sem egyértelmű, mert e fogalmakat mindmáig még csak konszenzussal definiálni sem sikerült — amint ezt REIMANN & GARRETT (2005) kimutatta, a földtani szakirodalomban jelenleg mintegy tíz meghatározást használnak párhuzamosan. Az egységes definíció hiányából értelemeszerűen a háttér számítására használt módszerek zavaró változatossága következik (REIMANN et al. 2005). Az általunk érc kutatáshoz elfogadott koncepció (FÜGEDI et al. 2012) alapjait a moszkvai IMGRE intézetben dolgozták ki (pl. GRIGOR'JAN 1974) a többmaximumos hisztogramok elemzésére. Ezeket a gyakorisági minimumok közötti szakaszokra daraboljuk, és e populációk közül a legszámosabbat tekintjük háttérnek. Az előlotti mintacsoport a pozitív anomália — ha több ilyen csoport van, ezeket számozzuk (anomália1, anomália2 stb.). Az egyes ércesedésekben közösen dúsuló elemek koncentrációit ilyen részpopulációkra bontottuk, és valamennyi populációhoz egy-egy perspektivitási indexet (0–5 közötti természetes számot) rendeltünk. A módszert ezen perspektivitási indexek összeadásával tettük többdimenzióssá, és az így kapott, ún. additív index alapján ítéltük meg, hogy egy-egy részterület mennyire reménytel. A módszert a gyakorlatban igazolta a mádi Bomboly-hegyen és környezetében így kijelölt aranyércesedés. Ezután hasonló alapokon additív indexeket számoltunk az Északi-középhegység további, zömmel vulkanikus hegységeire (Mátra, Börzsöny — ÓDOR et al. 1997b, 1999) is. A bányászat nyomait ezeken a tájegységeinken is sikerült kimutatni, de újabb, a jelenlegi jogrendben perspektivikusnak számító területet nem találtunk.

A robusztus statisztikák többdimenziós változatait először Magyarország geokémiai atlaszában (ÓDOR et al. 1997a) összeállításához használtuk, majd annak utómunkálatai (FÜGEDI et al. 2010) közben tökéletesítettük.

Torlatprogram (1986–1992)

Magyarországon szérmentavételt elsőként VETŐ I. tervezett a Darnó-program első szakaszához. Az ehhez használni kívánt, szibériai típusú aranyosó ládát le is gyártatta, ám nem találtak senkit, aki azt használni tudta volna. Ezért az első rendszeres szérmentavételre csak 1980-ban, a Mátra-program első szakaszában kerülhetett sor.

A programszintű munkát — a USGS hatékony támogatásával — 1986-ban kezdtük el. Először a Csepel-sziget déli részén vettek mintákat a mintavételi, előkészítő és vizsgálati módszerek kialakításához — a teljes vertikumot 1988-ra alakítottuk ki.

1988 és 1991 között az ország valamennyi jelentős vízfolyásának medrét és adott esetben a teraszaikon a miocéntől napjainkig lerakott üledékeket művelő bányákat is megmintázták. Egyes területeket (Deszk, Győrzámoly) a Csepel-szigethez hasonlóan, nagy átmérőjű fúrásokkal is feltártak. Az egyenként 20 kg-os mintákat először a miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem, később — mintegy 90%-ukat — a Központi Bányászati Fejlesztési Intézet készítette elő vizsgálatra. A kb. 1000 mintát rostálás után mosóasztalon szétválasztották. A leválasztott anyagot mágneses szeparátoron öt (egy ferromágneses, három paramágneses és egy diamágneses) frakcióra bontották, majd a diamágneses frakciót bromoformos leválasztással megtisztították a könnyű komponensektől.

A mintánként öt frakció előzetes ásványvizsgálatát az Országos Érc- és Ásványbányák egri laboratóriuma és a Mecseki Szénbányák komlói laboratóriuma végezte, részletes vizsgálatukra a Magyar Állami Földtani Intézetben került sor. Az újszerű, binokuláris mikroszkóppal végzett területbecslést és a gyakoriságok hagyományos, polarizációs mikroszkóppal végzett megállapítását az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma mikroszondás ellenőrzéssel pontosította. Mivel a programot a tervezett befejezés előtt három évvel leállították, csak az ásványtani vizsgálatok mintegy 70–80%-a készült el. Valamennyi minta 0,05 mm alatti frakciójából készült színképelemzés, ezeket azonban nem értékelték ki.

Az eredményeket csaknem minden év végén rövid jelentésben (KUTI et al. 1987; MOLNÁR et al. 1989a, b, 1990; THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 1990; CSIRIK & GYURICZA 1991) foglaltuk össze. A vizsgálatok folytatását (OTKA, intézeti tervfeladat) többször is javasoltuk, de nem találtunk támogatást. Zárójelentés nem készült; az eredményekre csak néhány publikáció (THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000; THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2002, 2014; THAMÓNÉ BOZSÓ & Ó. KOVÁCS 2007) utal röviden.

A háttér heterogenitása, geokémiai nagytájak

Magyarország geokémiai atlaszát összeállítva az ártéri üledékek elemzéseiből kiderült, hogy a Kárpát-medencében a geokémiai háttér nem egységes; eképpen hazánkra egységes várható értékek és anomáliaküszöbök sem adhatók meg. E felvétel kb. 1:500 000 léptékében elkülönítettük Magyarország geokémiai nagytájakat; meghatároztuk ezekre a várható értékeket; becsültük az ártéri üledékek változékonyságát. E tagolás és számértékeink helyességét az összeurópai felvételek (FOREGS Atlasz — SALMINEN ed. 2005, GEMAS Program — DE VIVO et al. 2013) messzeemenően igazolták.

A recens allúviumok változékonyságát hegy- és dombvidékeink patakhordalékainak vizsgálata alapján becsülhetjük. A hordalékok finom frakcióját 1992–98 között mintáztuk a MÁFI Geokémiai Főosztályán. Az áttekintő felvételek befejezése (FÜGEDI et al. 2007) óta fokozatosan ellenőrizzük az országos felvételek anomáliáit, és eközben lehetőségeinkhez mérten kiegészítjük, illetve összekötjük a részletesebben vizsgált területeit (pl. MARTH et al. 1998, BOROS 2008, FÜGEDI et al. 2010); ez a munka még tart. Többszöri próbálkozással sem találtunk megfelelő statisztikai eljárást az OES-sel vizsgált zempléni minták rendszerbe illesztésére, ezért 2013-ban újrazvizsgáltuk az 1989-ben gyűjtött hordalékmintákat, egyúttal újakat gyűjtöttünk a hegység lába körül, illetve a hiányzó pótlására. Az új elemzéseket 2015-ben kezdtük el (TÖRÖK et al. 2015) adatbázisunkba és térképsorozatunkba integrálni.

Kiseb, közel lokális területi vizsgálatokat más intézmények is végeztek, így pl. az MTA FKK Geokémiai Kutatólaboratóriumában a Kelet-Cserhát, a Karancs és a Mátra hegylábi területén vizsgáltak emberi hatástól viszonylag érintetlen erdei talajszelvényeket (pl. SIPOS 2003, SIPOS et al. 2005).

A talajminták változékonyságának tisztázására a TIM rendszer volt hivatott. Ennek eredményeit azonban sohasem publikálták, mert adatbázisában nemcsak az egyes laboratóriumok eredményei között vannak igen jelentős szisztematikus hibák, de az egyes laboratóriumok egyes évjáratai között is (TÖRÖK & FÜGEDI 2014). A négy évjáratban összegyűlt hatalmas adattömeg feldolgozásával jelenleg is próbálkozunk.

Agrogeokémiai mintaterületek (1978–)

Az agrogeológia az alkalmazott földtannak az az ága, amely a mezőgazdasági termelés (és erdészet stb.) szempontjából jelentős földtani tényezőket kutatja. Ezen belül az agrogeokémia döntően a (mezo- és mikro)-tápelemek át- és felhalmozódásával, azok táplálékláncba kerülésével foglalkozik. A megfelelő analitikai módszerek hiánya miatt földtani rész tudománnyá csak viszonylag későn (Magyarországon az 1980-as évek második felében) válhatott; odáig e

kérdéseket (jóval kisebb mélységintervallumban) csak talajtani (pl. VÁRALLYAY 1967) és agrokémiai (pl. KÁDÁR 1991, 1992; CSATHÓ 1994) szempontból vizsgálták.

A nagyobb mélységintervallumot (a felszíntől a két-fázisú zóna felső részéig) átfogó agrogeokémiai kutatás sokáig az egyéb földtani adatok járulékos értelmezésére korlátozódott — így például GEDEON (1960b) a Zempléni-hegységben kimutatta, hogy a szőlőművelés mérhetően befolyásolja a patakvíz nehézfém-tartalmát. A mezőgazdasági talajok és az alattuk települő fiatal, laza üledékek mikrotápelem-készletét az Alföld térképezése közben mélyített fúrásokból először KUTI L. próbálta meghatározni Mórahalom környékén (FÜGEDI & KUTI 1982). Hamarosan kiderült, hogy ezen az úton az elégségest még csak megközelítő információ sem nyerhető. A módszertani kutatásokhoz olyan, viszonylag kis (pár száz négyzetmétertől 20–50 km²-ig terjedő) területeket kell vizsgálni, amelyeket sűrűn (egymástól 50–500 méterre) telepített fúrásokkal tárnak fel. Ezen, úgynevezett agrogeológiai mintaterületek (KUTI ed. 2009) közül egyeseken geokémiai vizsgálatokra is gyűjtöttek mintákat: Cigánd: BARTHA et al. (1987b); Gáspárszék: FÜGEDI (1987); Csabacsüd–Eperjes–Nagyszénás: BARTHA et al. (1989); Bugac: KERÉK & KUTI (2000); KUTI et al. (2002); FÜGEDI et al. (2009); Fülöp: KUTI et al. (2002); Fülöpháza: FÜGEDI et al. (2008); Hortobágy (Nyíró-lapos): KERÉK et al. (2009); Zánka, Szőlőskislak, Lovas, Balatonudvari, Visz: TOLMÁCS & KUTI (2013).

A módszertan leírása BARTHA et al. (1987a) óta változatlan. E vizsgálatokkal sikerült tisztázni a felszínközeli rétegek anyagforgalmának némely jellegzetességeit, kimutatni azt, hogy mindazokban az esetekben, amelyekben a gyökerek a talajvizet elérhetik, a növények ásványi anyagforgalmának megértéséhez vizsgálni kell a teljes rétegsort a kétfázisú zóna felső részéig (pl. KUTI 2009).

Hasonló elvi alapokon, mintaterületekre telepített tartamkísérletekkel vizsgálják a növények tápanyag-felvételét az agrokémikusok (BUZÁS 1987; KÁDÁR 1991, 1992). A vizsgálati közegek és a módszerek kölcsönös átfedése okán az agrogeológia, a talajtan és az agrokémia együttműködése

mintegy húsz éve folyamatos (pl. MOLNÁR et al. 1995; NÉMETH et al. 1997; TÓTH et al. 2001, 2009).

Tájgeokémia és környezeti hatásvizsgálatok (1985–)

Az agrogeológiához hasonlóan részterületek vizsgálatára összpontosít a tájgeokémia is. E tudományág alapjait PERELMAN (1972, 1986) rakta le. Ezeket az elveket a hazai gyakorlatba ANDÓ (1993) ültette át; az általa megkezdett kutatást BERECSNÉ HORVÁTH E. folytatta (pl. BERECSNÉ HORVÁTH & ANDÓ 1999). A Naszály mintaterületen figyelemre méltó eredményeket értek el, de anyagi és emberi erőforrásaik szűkössége miatt országos hálózat kiépítése a közeljövőben nem várható.

A geokémiai háttér meghatározása alapvetően a környezeti hatásvizsgálatok miatt fontos; az uniós jog ugyanis annak alapján minősít egy-egy területet szennyezettnek, hogy felhalmozódtak-e azon valamiféle antropogén folyamatok eredményeként e bizonyos háttérnél nagyobb koncentrációkban a jogszabályokban (6/2009 stb.) toxikusnak tekintett anyagok.

A konkrét környezeti hatásvizsgálatokat nemcsak azért nem tudjuk országos rendszerünkbe illeszteni, mert többnyire túl lokálisak túl kevés mintával — a nagyobb baj az, hogy eredményeik nem nyilvánosak, kevésbé hozzáférhetőek. Így például amikor a NATO ASI számára összeítettük a Magyarország antropogén higanyterheléséről elérhető tudnivalókat, az érintett szervezetek többsége (és a Környezetvédelmi Minisztérium is) megtagadta a közreműködést, így összeállításunk (FÜGEDI et al. 1996) meglehetősen csonka maradt. Így ehelyütt csak megemlíjtük, hogy az utóbbi évtizedek valamennyi, nagy nyilvánosságot kapott környezetszennyezése (Gyöngyös-orszi, Metallochemia, tiszai ciánszennyezés, kolontári baleset) kellően tanulmányozott: okaikat és következményeiket egyaránt jól ismerjük.

Irodalom — References

- 10/2000. (VI. 2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelet a felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről. — *Magyar Közlöny* **2000. június**.
- 6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendelet a földtani közeg és a felszín alatti víz szennyezéssel szembeni védelméhez szükséges határértékekről és a szennyezések méréséről. — *Magyar Közlöny* **2009**.
- AHRENS, L. H. 1954: The lognormal distribution of the elements. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **5**, 49 p.
- AHRENS, L. H. 1963: Element distribution in igneous rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **27**, 929–938.
- ANDÓ J. 1993: Regionális környezetgeokémiai értékelés, mint az aktív környezetvédelmi stratégia része. — In: VERRASZTÓ Z. (szerk.): *Pest megye környezeti jellemzői I. Közép-Dunavölgyi Környezetvédelmi Felügyelőség*, Budapest, 30–38.
- BENKŐ F. (szerk.) 1970: *Ásványkutatás és bányaföldtan*. — Műszaki Kiadó, Budapest, 451 p.
- BARTHA A., FÜGEDI P. U. & KUTI L. 1987a: A felszínközeli rétegsorok mozgékony mikroelem háztartásának vizsgálatára kidolgozott „BFK” módszer és alkalmazásának tapasztalatai. — *Mérnökgeológiai Szemle* **36**, 91–106.
- BARTHA A., FÜGEDI P. U. & KUTI L. 1987b: Fiatal, laza üledékek mikrotápelem vizsgálata a Bodrogházban. — *MÁFI Évi Jel. az 1985. évről*, 165–186.
- BARTHA A., FÜGEDI P. U. & KUTI L. 1989: Agrogeológiai vizsgálatok Szarvas térségében. — *Agrokémia és Talajtan* **38**, 280–282.

- BERECZNÉ HORVÁTH E. & ANDÓ J. 1999: A geokémiai csapadék és gátak környezetgeokémiai szerepe és térképi ábrázolási lehetőségük bemutatása a Naszály térségi mintaterületen. — *Földtani Közöny* **129/1**, 61–81.
- BERGH Á., GEDEON A. & STEGENA L. 1956: A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló kutató eljárásról. — *Geofizikai Közlemények* **5**, p. 4.
- BERGH Á., GEDEON A. & STEGENA L. 1957: On the geochemical investigation method utilizing the heavy metal content of running waters. — *Acta Geologica* **4**, 3–4.
- BERNHARDT B., CSÁSZÁR G., RADÓCZ GY., FÜGEDI P. U., KNAUER J., CSEH NÉMETH J., ZELENKA T. & SOMOS L. 1989: A kőszénprognózis, elő- és felderítő kutatás irányelvei. Színesfémérc elő- és felderítő kutatásának módszerei, érctechnológiai elővizsg. Bauxitprognózis és bauxitellő kutatás módszerei és eszközei Mo-n. A hazai feketefémérc (Fe, Mn) elő- és felderítő kutatásának módszertana. Ásványbányászati nyersanyagok elő- és felderítő kutatásának módszertana. Kockázati tényezők matematikai-statisztikai alapjai. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 17607, 131 old. + mellékletek.
- BERTALAN, É., BARTHA, A., BALLÓK, M. & VARGA-BARNA, ZS. 2002: The influence of experimental leaching conditions for the determination of the soluble element content of soil and stream sediment samples. — *International Journal of Environmental Analytical Chemistry* **82 (11–12)**, 771–784.
- BOROS A. 2008: A Gyöngyös patak hordalékának környezet-geokémiai vizsgálata. — *Kézirat*, TDK dolgozat. Miskolci Egyetem.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1964: A nyugatmagyarországi kristályospalák geokémiai vizsgálata. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 1294.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1972: Jelentés a Bükk-hegységi paleozoos képződmények geokémiai vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 3956.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1973: Az észak-magyarországi paleozoos képződmények geokémiai vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel. 1971-ről*, 91–98.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1974: Metaszomatikus ércesedés nyomai a Bükk-hegység északi részén. — *MÁFI Évi Jel. 1972-ről*, 49–53.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K., CSALAGOVITS I., VETŐ I., FÖLDVÁRYNÉ VOGL M., PELIKÁN P. & VETŐNÉ ÁKOS É. 1973: Rudabánya–Recsk (Darnó-öv) ércesedett tektonikai övezet geokémiai vizsgálata. 5. füzet, — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 4866.
- BUZÁS I. 1987: Műtrágyázási kísérletek a gyakorlatban. — In: BUZÁS I. (szerk.): *Bevezetés a gyakorlati agrokémiába*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 228–233.
- CSALAGOVITS I. 1968: A mecseki triász ritkafémvizsgálata. 1967–68. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 3942, 39 p.
- CSALAGOVITS I. 1972: Beszámoló a rudabányai nagymélységű szerkezetkutató mélyfúrások mintaanyagának 1972. évi vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 3956.
- CSALAGOVITS I. 1979: Ritkafém-vizsgálatok (KPH 2. sz. célprogram, 1. témacsalád). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 8759, 67 p.
- CSALAGOVITS I. & FÜGEDI P. U. 1983: Geokémiai kutatások tervezése. Irányelvek a terepi mintavételre és mintaelőkészítésre. 2. füzet. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 12385.
- CSALAGOVITS I. & NAGY G. 1986: Metallometriai térképezés. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 17160, 182–208.
- CSALAGOVITS I., & VIRÁGH K. 1968: Rétegtani szinthez kötött réz és ólom-cink indikációk a Magyar Népköztársaság területén. I–II. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 1965.
- CSALAGOVITS I., DIENES I., FÜGEDI P., HETÉNYI R., HETÉNYI R.-NÉ, JANTSKY B. & ZENTAI P. 1976: A Dél-dunántúli érc kutatás geokémiai előkészítése. B-téma. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 5873, 229 p.
- CSATHÓ P. 1994: *A környezet nehézfém szennyezettsége és az agrár-termelés*. — Tematikus szakirodalmi szemle. MTA-TAKI, Budapest, 182 p.
- DE VIVO, B., ALBANESE, S., LIMA, A., CICCHELLA, D., DINELLI, E., VALERA, P., REIMANN, C., BIRKE, M., DEMETRIADES, A. & GEMAS Project Team 2013: GEMAS: The geochemical mapping of agricultural and grazing land soils of Europe. — *E3S Web of Conferences Volume 1, 2013. Proceedings of the 16th International Conference on Heavy Metals in the Environment*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1051/e3sconf/20130138004>
- ELSCHOLZ L. 1994: Hidrogeokémiai felvétel a Zempléni-hegységben. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 16725, 6 p. + mell.
- ELSCHOLZ L. & NÉMETH L. 1969: Ércfeldúsulások szórásudvarának felderítésére alkalmas módszer. — *Hidrológiai Közöny* **6**, 258–272.
- FÖLDVÁRYNÉ VOGL M. 1970: *Összefoglaló értékelő jelentés a területi ritkafémkutatás tájékoztató jellegű kutatási fázisának eredményeiről*. — MÁFI, Budapest, 95 p.
- FÖLDVÁRYNÉ VOGL M. 1975: *A területi geokémia kutatás elméleti és gyakorlati módszerei*. — Akadémiai kiadó, Budapest, 272 p.
- FÖLDVÁRI A.-NÉ, BÖJTÖS Á.-NÉ, CSALAGOVITS I. & VETŐ I. 1972: Beszámoló jelentés a Rudabánya–Recsk (Darnó-öv) ércesedett tektonikai övezet geokémiai vizsgálata című állami kutatási szerződés 1972. évi teljesítéséről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 3956.
- FÜGEDI U. 1986: A szóródási nyelvek vizsgálatának eredményei. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 17160, 128–141. (+ mellékletek),
- FÜGEDI P. U. 1987: Jelentés a Gáspárszék területén gyűjtött, agrogeokémiai minták anyagvizsgálatának tapasztalatairól. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 14091, p. 5. (+ mellékletek).
- FÜGEDI U. 2004: Geokémiai háttér és nehézfém-szennyezés Gyöngyösorszi térségében. — *Földtani Közöny* **134/2**, 291–301.
- FÜGEDI P. & CSALAGOVITS I. 1977: A Mecsek-hegységi ritkafémkutatás eredményei. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 6885, 27 p.
- FÜGEDI P. U. & KUTI L. 1982: Kísérleti mikroelem vizsgálatok a Mórahalom környéki talajokon. — *MÁFI Évi Jel. az 1978. évről*, 93–102.
- FÜGEDI U., SZEBÉNYI G., GASZTONYI É., CSILLAG J., BERTALAN É., CSALAGOVITS I., SÁSDI L., NÁDOR A. & VÍG A.-NÉ 1991: A recski mélysínt színesfémérc-lelőhely geokémiai etalonvizsgálata. „Szkaros” réz- és cinktelepek (É-i bányamező). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 15737, 255 p. + mellékletek.

- FÜGEDI, U., MOYZES, A., ÓDOR, L. & VETŐ-ÁKOS, É. 1996: Case studies on mercury related environmental problems in Hungary. — In: BAEYENS, W., EBINGHAUS, R. & VASILIEV, O. (eds): *Regional and Global Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances. — Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Regional and Global Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances, Novosibirsk, Russia, July 10–14, 1995* Series: Nato Science Partnership Subseries: 2 (closed), Vol. 21. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- FÜGEDI P. U., SCHAREK P., HARANGI SZ., SZAKMÁNY GY., Ó. KOVÁCS L., KOVÁCS P. G. & ÓDOR L. 2004: Földtani formációk elemtartalom adatbázisának összeállítása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 21163, 265 + 193 p.
- FÜGEDI U., HORVÁTH I. & ÓDOR L. 2006: Geokémiai háttér és a természetes eredetű környezeti terhelés Magyarország felszíni képződményeiben. — In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*. Innova Print Kft., Budapest, 11–21.
- FÜGEDI U., HORVÁTH I. & ÓDOR L. 2007: Geokémiai háttérértékek Magyarország hegyvidéki területein. — *Földtani Közlemény* **137/1**, 63–74.
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L., HORVÁTH I. & VATAI J. 2008: A mészfelhalmozódás földtani okai Közép-Magyarország talajaiban. — *Agrokémia és Talajtan* **57/2**, 239–260.
- FÜGEDI U., KERÉK B. & KUTI L. 2009: A bugaci mintaterület sekélyfúrásainak geokémiai értékelése. — *Kézirat*, MFGI, Budapest, 20 p.
- FÜGEDI, U., SZENTPÉTERY, I., CHIKÁN, G. & VATAI, J. 2010: The Rudabánya–Martonyi mineralization: possible geochemical reconstruction. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **5/2**, 81–88.
- FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J., MÜLLER T., SELMECZI I. & KERÉK B. 2012: No unique background in geochemistry. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/4**, 89–96.
- FÜGEDI U., KUTI L., SZENTPÉTERY I., KERÉK B. & TOLMÁCS D. (in press): Generalities and outliers in the microelement spectrum of Hungarian soil samples. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*.
- GEDEON A. 1957a: Jelentés a Mátra hegységben 1955-ben végzett ércutató geokémiai kutatásokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 099–Gf. 290, 13 p. + mell.
- GEDEON A. 1957b: Időszaki jelentés a Mátra hegységben 1956 és 1957-ben végzett geokémiai kutatásokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 5677, 3 p. + mell.
- GEDEON A. 1958: Kísérletek hidrogeokémiai és nyomelem spekroszkópiai eljárások bevezetésére. — Jelentés az 1958/III.b/2 témáról, 4 p.
- GEDEON A. 1960a: Időszaki jelentés a Zempléni hegységben végzett hidrogeokémiai mérésekről. 4. sz. Bózsza és Tolcsa vízrendszer. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, G. 342, 2 p. + mell.
- GEDEON A. 1960b: Időszaki jelentés a Zempléni hegységben végzett hidrogeokémiai mérésekről. 5. sz. Bózsza Tolcsa vízgyűjtője közötti terület. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, G. 343, 2 p. + mell.
- GEDEON A. 1960c: Időszaki jelentés a Zempléni hegységben végzett hidrogeokémiai mérésekről. 6. sz. Hernád-vízrendszer. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, G. 344, 2 p. + mell.
- GEDEON A. 1962: Geokémiai mérések a Mátra hegységben. Előadás kivonata. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 1303, 2 p.
- GEDEON A. 1964: Geokémiai mérések a Mátrahegységben. — *MÁFI Évi Jel. 1962-ről*, 337–348.
- GEDEON A. 1965: Jelentés a Mátra hegységi geokémiai mérésekről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 1480, 15 p. + mell.
- GEDEON A. 1967: A Kőszegi-hegység prognosztikus hidrogeokémiai térképe. — *MÁFI Évi Jel. 1965-ről*, 517–531.
- GEDEON A., KOVÁCS B. & VIDACS A. 1959: Hidrogeokémiai és metallometriai felvételek a Mátrában. 1956–1958. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 4900, 9 p. + mell.
- GONDI F., HARTYÁNI ZS., NEMECZ E., SIPOS P. & SZENDREI G. 2004: A hazai környezet-geokémiai kutatások néhány eredménye. — *Magyar Kémiai Folyóirat — Összefoglaló közlemények* **109–110/4**, 204–210.
- GRIGOR'JAN, SZ. V. 1974: Geohimический метод при поисках эндогенных рудных месторождений. Москва, — *IMGRE*, 208 p.
- GRIGOR'JAN, SZ. V. & MOROZOV, V. I. 1985: Вторичные литохимические ореолы при поисках скрутого орugenения. — *Izd. „Naika”*, Moscow, 238 p.
- GROSZ, A. E., SIKHEGYI, F. & FÜGEDI, U. P. 1985: Economic heavy minerals of the Danube river floodplain sediments and fluviolacustrine deposits of northwestern and central Hungary. — *Geophysical Transactions* **31/1–3**, 157–167.
- HARTIKAINEN, A., HORVÁTH, I., ÓDOR, L., Ó. KOVÁCS, L. & CSONGRÁDI, J. 1992: Regional multimedia geochemical exploration for Au in the Tokaj Mountains, northeast Hungary. — *Applied Geochemistry* **7**, 553–545.
- HORVÁTH I. 1994: *Geokémiai tevékenység*. — 125 éves a magyar Állami Földtani Intézet — tanulmánykötet, 93–98.
- HORVÁTH I., ÓDOR L. & FÜGEDI P. U. 1988: A Tokaji hegység áttekintő geokémiai felvételezése. (Nemesfém- és higanykutatás.) Programjavaslat. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 17275, p. 12. (+ mellékletek).
- HORVÁTH I., ÓDOR L. & FÜGEDI P. U. 1990: A Tokaji hegység áttekintő geokémiai felvétele. — Kutatási zárójelentés (1989–1990). 93 p. + mell.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., FÜGEDI U. & HARTIKAINEN, A. 1993: Aranyindikációk a Tokaji-hegységi geokémiai ércutatóban. Gold indications in the regional-scale geochemical survey of the Tokaj Mts. (Hungary). — *Földtani Közlemény* **123/4**, 363–378.
- HORVÁTH I., FÜGEDI U., ÓDOR L. & TUNGLI GY. 1994: Telkibánya környékének felszíni geokémiai vizsgálata. — *Topographia Mineralogica Hungariae* **2**, 133–139.
- HORVÁTH, I., FÜGEDI, U., GRILL, J., ÓDOR, L. & TUNGLI, GY. 1999: A detailed soil-geochemistry survey for gold concentrations in the area between Füzerkajata and Vilyvitány, the Tokaj range, NE Hungary. — *Ann. Rep. of the Geological Institute of Hungary* **1992–1993/II**, 93–102.
- HUFF, L. C. 1948: A sensitive field test for heavy metals in water. — *Economic Geology* **43**, 675–684.

- KÁDÁR I. 1991: A talajok és növények nehézfém-tartalmának vizsgálata. — Környezetvédelmi Miniszt., MTA TAKI. Akaprint, 104 p.
- KÁDÁR I. 1992: A növénytáplálás alapelvei és módszerei. — MTA TAKI (Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet). Budapest. 398 p.
- KERÉK, B. & KUTI, L. 2000: Ecogeological research on the western part of the Danube–Tisza Interfluve. — *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, Abstract Volume (CD)*
- KERÉK, B., FÜGEDI, U., KUTI, L. & VATAI, J. 2009: Spatio-temporal changes of the nitrate-ion concentration in the groundwater. — *Geophysical Research Abstracts Vol. 11., EGU2009-11244. EGU General Assembly.* <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-11244.pdf>
- KERÉK, B., FÜGEDI, U. & JORDÁN, GY. 2011: Environmental geochemical problems in Hungary. — *GEOMED 2011, September 20–25 2011, Bari, Italy*, p. 67.
- KGST, T 80 csoport, 1987: Metódika izgotovlénijija i atesztácii sztandártnük obrascóv szosztáva górnüh poród i minerál' nogo szür"ja. [Kőzet- és ásványi nyersanyag standard mindák elkészítésének és hitelesítésének módszertana — oroszul.] — KGST szabvány 5892–87, 44 p.
- KOCH S. 1953: A geokémia szerepe a földtani kutatásokban. — *Földtani Közöny* **83**, 78–86.
- KORPÁS L. 2000: Carlin arany Magyarországon. — *Kézirat*, Akadémiai Doktori értekezés. MÁFI, Budapest.
- KORPÁS L., ÓDOR L., HORVÁTH I., CSIRIK GY., HAAS J., HOFSTRA, A. & LEVENTHAL, J. 1997: Carlin arany Magyarországon. — *Földtani Kutatás* **34/4**, 3–8.
- KORPÁS, L. & HOFSTRA, A. 1999: Carlin Gold in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **24**, 331 p.
- KOVÁCS P. G., ÓDOR L. & HORVÁTH I. 1993: Geokémiai érckutatás Magyarországon — történeti áttekintés. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 19388, 8 p. + mell.
- KUBOVICS I. 1956: A Velencei-hegység talajának nyomelemvizsgálata. — *Földtani Közöny* **86**, 217–243.
- KUTI, L. (ed.) 2009: *Agrogeology*. — Dura Stúdió, Budapest, 99 p.
- KUTI L. & FÜGEDI P. U. 1987: A felszínközeli rétegek mozgékony mikroelem-háztartásának vizsgálata. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 14091, 11 p. + mell.
- KUTI L., MOLNÁR P., GYURICZA GY., ELEK I., VERMES J. & SALLAI M. 1987: Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 14090, 12 p.
- KUTI L., ZENTAI T. & KERÉK B. 2002: A Bugaci- és Fülöpi-mintaterületek felszín-közeli üledékeinek kalcium-karbonát tartalma. — *MÁFI Évi jelentés 1997–1998-ról*, 107–117.
- MARTH P. & KARKALIK A. 2004: A Talajvédelmi Információs és Monitoring (TIM) rendszer módszertana, működése, informatikai rendszere. — *Kézirat*, MTA-TAKI, 29 p. http://www.google.hu/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0CDEQFjAA&url=http%3A%2F%2Fwww.kep.taki.iif.hu%2Ffile%2FTalaj_Marth.doc&ei=PJBPU6ubNYeJywO0goDwCg&usg=AFQjCNH0dBnGCxSF7xK6jqh0Zd8UwfmFdQ&sig2=ZICGJatnOlv1q9iY3XYSbA&bvm=bv.64764171,d.bGQ
- MARTH P., KARKALIK A., SZALAI L., ÓDOR L., HORVÁTH I. & FÜGEDI U. 1998: A szomszédos országokból belépő folyók határközeli árterének vizsgálata szervesen és szerves szennyező anyagokra. A Sajó ártere. — *Központi Környezetvédelmi Alap, támogatási megállapodás*, p. 44.
- MOLNÁR, B., FÉNYES, J., NOVOSZÁTH, L. & KUTI, L. 1995: Application and Comparison of the Results of Optical and Scanning Electron Microscopic Methods for Grain-Shape Examination on Quaternary Formations. — *GeoJournal* **36/2**, 157–168.
- MOLNÁR P., GYURICZA GY. & RADÓCZ GY. 1989a: Jelentés a „Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása” c. program 1988. évi teljesítéséről (Győrzámoly). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, NyMo0394.
- MOLNÁR P., GYURICZA GY. & THAMÓNÉ BOZSÓ E. 1989b: Jelentés „Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása” című program 1988. évi teljesítéséről. (Gönyű, Győrzámoly). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 14806
- MOLNÁR P., GYURICZA GY. & THAMÓNÉ BOZSÓ E. 1990: Jelentés a „Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása” c. program 1989. évi munkálatairól. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 15078.
- MORVAI G. & PANTÓ G. 1967: Magyarország metallogenetikai térképe. — *MÁFI Évi Jel. 1965-ről*, 481–493.
- NAGY B. 1971a: Jelentés a nagybörzsőnyi hidrotermális ércesedés geokémiai vizsgálatáról. — *MÁFI Évi Jel. 1969-ről*, 245–269.
- NAGY B. 1971b: A Börzsöny hegységi földtani képződmények áttekintő geokémiai vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel. 1970-ről*, 35–38.
- NAGY B., PELIKÁN P. & VIG-FEJES M. 1973: A Börzsöny hegységi források hidrometallometriai vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel. 1971-ről*, 47–59.
- NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — *MÁFI Évkönyv* **51/1**, 198 p.
- NAGY G. 1973: Elektrokémiai módszerek alkalmazása a Börzsöny hegység áttekintő geokémiai térképezésénél. — *MÁFI Évi Jel. 1971-ről*, 237–244.
- NAGY G. 1988: A Középső- és a Nyugati-Mátra ércelő kutatása (1980–1985). — *MÁFI Évi Jel. 1986-ről*, 129–136.
- NAGY G., CSALAGOVITS I., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., FÜGEDI P. U., KALAFUT M., NAGY B. & VETŐNÉ ÁKOS É. 1986: Ércföldtani előkutatás a Középső- és Nyugat-mátra területén, 1980–85. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 17160, 341 p.
- NÉMETH T., SZABÓ J., PÁSZTOR L., BAKACSI ZS., ÓDOR L., HORVÁTH I., FÜGEDI U., MARTH P. & SZALAI L. 1997: A magyarországi talajok alapterheltségi szintjének leírása, a talajok környezeti háttértértékeinek (az emberi tevékenységekkel közvetlenül nem érintett talajok minőségi értékeinek) megadása. — Budapest, 46 p.
- ÓDOR L., DUDKO A. & GYALOG L. 1982: A Velencei-hegység északi részének metallometriai értékelése. — *MÁFI Évi Jel. 1980-ról*, 211–227.
- ÓDOR L., HORVÁTH I. & FÜGEDI U. 1995a: Az Országos Geokémiai Felvételek kontrollmintái. Előzetes értékelés. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 17009, 18 p. + mellékletek.
- ÓDOR L., HORVÁTH I. & FÜGEDI U. 1995b: Magyarország geokémiai térképe. (Jelentés a témában, 1995 végéig elért eredményekről.) I. Magyarország geokémiai térképsorozata, II. A regionális környezeti terhelés. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T. 17058, 54 p. + mellékletek.

- ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1996: Low-density Geochemical Survey of Hungary. — *Environmental Geochemical Baseline Mapping in Europe Conference, Spiška Nova Ves, Slovakia, May 21–24, 1996, Volume of Abstracts*, 53–57.
- ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1997a: Low-density geochemical mapping in Hungary. — In: MARSINA, K. & VRANA, K. (eds): *Environmental Geochemical Baseline Mapping in Europe*. — *Journal of Geochemical Exploration* **60/1**, 55–66. DOI: 10.1016/S0375-6742(97)00025-3.
- ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1997b: Észak-Magyarország nemesfém perspektívái a patakhordalékok geokémiai felvétele alapján. (Precious metal perspectives of northern Hungary based on stream sediment survey). — *Földtani Kutatás* **34/2**, 9–12.
- ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1999: Environmental signatures of mineral deposits and areas of regional hydrothermal alteration in Northeastern Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* **24**, 107–139.
- PERELMAN, A. I. 1972: *Geochemistry of elements in the supergene zone*. — “Nyedra”, Moszkva, 266 p.
- PERELMAN, A. I. 1986: Geochemical barriers: theory and practical application. — *Applied Geochemistry* **1**, 669–680.
- RAINCÁS, GY. 1993: *Metallogenic Map of Hungary. Geological Atlas of Hungary*. — MÁFI, Budapest.
- REIMANN, C. & GARRETT, R. G. 2005: Geochemical background — concept and reality. — *Sci. Total Environ.* **350**, 12–27.
- REIMANN, C., GARRETT, R. G. & FILZMOSER, P. 2005: Background and threshold — critical comparison of methods of determination. — *Sci. Total Environ.* **346**, 1–16.
- RISCHÁK, G. 1964: A velencei-hegységben végzett alkalmazott geokémiai kutatások, 1962. — *MÁFI Évi Jel. 1962-ről*, 481–493.
- SALMINEN, R. (chief-editor) 2005: *Geochemical atlas of Europe. Part 1. Background information, methodology and maps*. — Geological Survey of Finland, Espoo, 526 p.
- SANDSTRÖM, H., REEDER, S., BARTHA, A., BIRKE, M., DAVIDSEN, B., GRIMSTVEDT, A., HAGEL-BRUNNSTRÖM, M.-L., KANTOR, W., KALLIO, E., KLAVER, G., LUCIVJANSKY, P., MACKOVYCH, D., MJARTANOVA, H., VAN OS, B., PASLAWSKI, P., POPIOLEK, E., SIEWERS, U., VARGA-BARNA, Zs., VAN VILSTEREN, E. & ØDEGÅRD, M. 2005: Sample Preparation and Analysis. — In: SALMINEN, R. (Chief-editor): *Geochemical atlas of Europe. Part 1. Background information, methodology and maps*. — Geological Survey of Finland, Espoo.
- SINGH, A. K. 1975: A talajgeokémiai vizsgálatok, mint alkalmazható geokémiai kutató-módszer a rózsabányai területen. — *Földtani Közlöny* **105**, 193–207.
- SIPOS, P. 2003: Distribution of Cu, Ni, Pb and Zn in forest soil profiles from the Cserhát Mts., NE Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **44**, 43–50.
- SIPOS, P., NÉMETH, T. & MOHAI, I. 2005: Distribution and possible immobilization of lead in a forest soil (Luvisol) profile. — *Environmental Geochemistry and Health* **27/1**, 1–10.
- SOMOS, L., BERNHARDT, B., CSÁSZÁR, G., RADÓCZ, GY., FÜGEDI, P. U., KNAUER, J., CSEH, NÉMETH, J., ZELENKA, T. & Ó. KOVÁCS, L. 1989: Elő- és felderítő kutatási módszerek. (Kőszénprognózis, színesfémérc, bauxitprognózis és bauxitellő kutatás, feketefémérc (Fe, Mn), ásványbányászati nyersanyagok, matematikai statisztika és geostatistika, kockázati tényezők matematikai-statisztikai alapjai). — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár*, T. 17168, 141 p. + mellékletek.
- STEINER, F. 1990: *A geostatistika alapjai*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 363 p.
- STEINER, F. (ed.) 1997: *Optimum Methods in Statistics*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 370 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1955: A geokémia közvetlen gyakorlati alkalmazásai. — In: SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: *Geokémia*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 29–31.
- SZMIRNOV, A. A., RUDNYIK, V. A., DINKOV, N. M. & PANAJTOV, A. I. (eds) 1979: *Principi i metodü geohimicseszkij isszledovanyij (oroszul)*. — Leningrád, Nyédra, 247 p.
- THAMÓ-BOZSÓ, E. & Ó. KOVÁCS, L. 2007: Evolution of Quaternary to modern fluvial network in the Mid-Hungarian Plain, indicated by heavy mineral distributions and statistical analysis of heavy mineral data. — In: MANGE, M. A. & WRIGHT, D. (eds): *Heavy minerals in use. Development in sedimentology* **58**, 491–514.
- THAMÓNÉ BOZSÓ, E., SIKHEGYI, F., MOLNÁR, P., KAISER, M., GYURICZA, GY. & SALLAY, M. 1990: A Szigetköz folyóvízi formái és nehézasvány torlatai. Kiválasztott mintaterületek torlatkutatási célú elemzése (Győrzámoly, Horvátkimle, Lovadi-rét – Ács). Győrzámolyi fúrások nehézasvány vizsgálati eredményei. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár*, T. 15059.
- THAMÓNÉ BOZSÓ, E. & KERCSMÁR, Zs. 2000: A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányainak változása a homokok ásványi összetétele és a tektonikai háttéresemények alapján. — *Földtani Közlöny* **130/4**, 647–671.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., KERCSMÁR, Zs. & NÁDOR, A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply: Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. — In: JONES, S. J. & FROSTICK, L. E. (eds): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Geological Society, London, Special Publication* **191**, 37–53.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., Ó. KOVÁCS, L., MAGYARI, Á. & MARS, I. 2014: Tracing the origin of loess in Hungary with the help of heavy mineral composition data. — *Quaternary International* **319**, 11–21.
- TOLMÁCS, D., KUTI, L. 2013: A szőlőművelés hatása a talajok réztartalmára agrogeológiai mintaterületeken. — „A réz bio- és környezet-geokémiája” *ankét, MTA Kutatóház, 2013. június 4.* p. 4.
- TÓTH, T., KUTI, L., KABOS, L. & PÁSZTOR, L. 2001: Use of digitalized hydrogeological maps for evaluation of salt-affected soils of large areas. — *Arid Land Research and Management* **15**, 329–346.
- TÓTH, T., PÁSZTOR, L., KABOS, S. & KUTI, L. 2009: *Saline soils of Hungary: the prediction of their distribution on the basis of hydrogeological maps*. — ISBN 978:59274 0395:0 Petrozavodszk. (In Russian.)
- TÖRÖK, K. & FÜGEDI, U. 2014: Magyarország geokémiai atlasza. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár*, 15 p.
- TÖRÖK, K., FÜGEDI, U. & BARCZIKAYNÉ SZEILER, R. 2015: 7.4. Magyarország geokémiai atlasza. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár*, 48 p.
- VETŐ, I. 1972: Jelentés az Aggteleki és Rudabányai hegység területén 1972-ben végzett geokémiai ércutatásról. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár*, Ter. 3956.

- VETŐ I. & PELIKÁN P. 1973: Jelentés az Aggteleki- és a Rudabányai-hegység területén 1973-ban végzett geokémiai érckutatásról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 4866. 7+8 p.
- VÍG A.-NÉ, ZENTAI P., BERTALAN É., FÜGEDI P., ROZS J.-NÉ, KLOTZ I. & CSALAGOVITS I. 1978: „A ritkafémkataszter kiegészítése és fejlesztése” című állami kutatási szerződés 1978. évi teljesítése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ter. 7576, 15 p.
- VÁRALLYAY Gy. 1967: A Dunavölgyi talajok sófelhalmozódási folyamatai. — *Agrokémia és Talajtan* **16/3**, 327–349.
- ZENTAI P. 1964: Geokémiai térképezés a Tokaji-hegységben. — *MÁFI Évi Jel. 1962-ről*, 437–447.
- ZENTAI P. 1965: A tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai. — *MÁFI Évi Jel. 1963-ról*, 265–278.

Események, rendezvények

Beszámoló a „6th Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe” nemzetközi konferenciáról

2015. május 31. és június 3. között az orfűi Rácz-tanya adott otthont a „6th Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe” című nemzetközi konferenciának. Ez a rendezvénysorozat hamisítatlan „alulról jövő” kezdeményezésként indult 10 évvel ezelőtt. Az első konferencia szervezői szerettek volna rendszeres szakmai fórumot teremteni a Paratethys-kutatók számára, és sikerrel is jártak: Újvidék (2005), Kapfenstein (2007), Kolozsvár (2009), Besztercebánya (2011) és Várna (2013) után idén Magyarországon rendeztük meg a találkozót. Amint az a felsorolt helyszínekből is kiolvasható, a rendezvényeken általában a Középső-Paratethys kutatása állt a fókuszban.

A kezdeményezést közben felkarolta az IUGS RCMNS (International Union of Geological Sciences, Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy), így a workshop „RCMNS interim colloquiumként”, azaz a négyévente megrendezett RCMNS kongresszusok közötti rendezvényként került be a nemzetközi programnaptárba.

A konferencia megszervezését a Magyarhoni Földtani Társulat vállalta magára, egy 12 tagú szervezőbizottság életre hívásával. Az előzetes várakozásokat felülmúlva végül 77 regisztrált résztvevőt fogadtunk Orfűn. A konferenciára kiadott 124 oldalas kötet, amely a programot, az előadás- és poszter kivonatokat, és a kirándulásvezetőt tartalmazza, ISBN-számmal ellátva jelent meg. Szerkesztői BARTHA István Róbert, KRIVÁN Ágnes, MAGYAR Imre és SEBE Krisztina voltak.

A háromnapos workshop két nap előadóülésekből és egy nap terepbejárásból állt. A program HÁMOR Tamás, a Magyarhoni Földtani Társulat társelnökének megnyitója után meghívott előadásokkal indult. HORVÁTH Ferenc, NAGYMAROSY András és HARANGI Szabolcs a Pannon-medence tektonikai, üledékképződési és vulkáni folyamatait mutatták be, SEBE Krisztina pedig a konferencia szűkebb környékének, a Mecseknek a neogén rétegtanáról tartott ismertetőt.

A Paratethys területén folyó rétegtani kutatásban talán a legfontosabb új fejlemény a geokronológiai adatok látványos szaporodása. A második szekció előadói a mágnesrétegtani, Sr-izotóp rétegtani, és radiometrikus kormeghatározási vizsgálataik legfrissebb, nagyrészt még publikálatlan eredményeit mutatták be. Ezek az adatok részben pontosítják a korábbi rétegtani elképzeléseket, pl. a regionális emelet határainak vagy a rétegtani korreláció szempontjából fontos vulkáni képződményeknek a korát, másrészt rámutatnak a korábbi rétegtani korrelációk és az azokra alapozott regionális emelet-definíciók ellentmondásaira, hiányosságaira.

A bádeni és szarmata emeletekkel foglalkozó szekcióból újdonságuknál fogva kiemelkedtek SELMECZI Ildikó és SZUROMINÉ KORECZ Andrea, illetve BÁLDI Katalin és szerzőtársainak előadásai, melyekben a Pannon-medence (középső) bádeni és szarmata

evaporit előfordulásait ismertették. A nagyrészt még publikálatlan adatokból kiderült, hogy a korábbi elképzelésekkel szemben a „bádeni sókrízis” a Pannon-medencét is érintette, és egyes medencékben ugyancsak nagy vastagságú evaporitos összlet őrződött meg.

Külön szekció foglalkozott a Pannon-tó szedimentológiájával és rétegtanával. Meghívott előadóként SZTANÓ Orsolya adott átfogó képet a pannóniai üledékképződési rendszerekről. Rendkívül nagy figyelem kísérte Michal ŠUJAN előadását, amelyben egy eddig kevésbé ismert radiometrikus korhatározási módszer (autigén $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$) alkalmazásának ígéretes eredményeit mutatta be a Kisalföld pannóniai korú agyagjain.

Külön szekciót kaptak a térség kisebb medencéinek vagy rész-medencéinek tektonikai és szedimentológiai fejlődését bemutató tanulmányok, illetve a Paratethys faunájával, flórájával és biodiverzitásával foglalkozó előadások és poszterek.

A konferencia terepi napján hat feltárást tekintettünk meg: pannóniai korú mészmárgát és homokot Pécs-Danitzpusztán, kárpáti-bádeni korú Congeria-lumassellát Lovászhetényben, bádeni korú abrázios konglomerátumot és mészhomokot Fazekasbodán, szarmata korú sekélyvízi mészkövet a pécsi Havi-hegyen, és ősmaradványokban gazdag bádeni homokot Hetvehelyen. A terepbejárást SEBE Krisztina vezette, és ugyancsak ő szerkesztette a kirándulásvezetőt is.

A konferencia Valentina HAJEK-TADESSE prezentációjával zárult, amelyben a horvát szervezők nevében meghívta a résztvevőket a 2017-ben esedékes következő NCSEE konferenciára, és bemutatta a workshop tervezett szlavóniai helyszínét.

MAGYAR Imre

Beszámoló az V. Összegytemi terepgyakorlatról

Idén ötödik alkalommal táboroztak együtt a fiatal földtudományi hallgatók és ifjú oktatók. Augusztus 24–28-ig egy felejthetetlen hetet töltött el a több mint 30 résztvevő a Gyöngyösorszi telephelyű Biocentrum Kft. Oktatási Bázisán. A hét egyetemet (ANU, BBTE, DE, ELTE, ME, PTE, SZTE) összefogó terepgyakorlat résztvevői már nagy izgalommal, sokak barátként, érkeztek meg vasárnap az Eötvös Collegiumba, ahol egy ismerkedési est várta a résztvevőket.

A 2011-ben létrejött program célja, hogy kiemelkedő hazai földtani szaktekintélyek együttműködése révén a hazai földtudományi képzésben résztvevő egyetemi hallgatók részére évente változó helyszínnel közös nyári földtani terepgyakorlatot szervezzünk. A program során a biztos elméleti háttérrel bíró hallgatókat komplex gondolkodásra és gyakorlati feladatok megoldására ösztönözzük a terepen, mellyel egyrészt látásmódjuk és problémamegoldó készségük fejlődik, másrészt a szakmában nélkülözhetetlen terepi tapasztalatra tesznek szert. A programmal célunk továbbá a hallgatók kapcsolati rendszerének bővítése is, valamint egy olyan szakmai műhely létrehozása, amely szervesen kötődik a Magyarhoni Földtani Társulathoz, a földtannal foglalkozó szakemberek szakmai közösségéhez.

Az 5. Összegytemi terepgyakorlat augusztus 24-én, hétfőn reggel az ELTE TTK Lágymányosi kampusza elől indult neki az öt

napos programnak. Első napon Salgótarján környékének kultúr-történeti emlékhelyeit néztük meg. A Bányásmúzeumban SZILVESZTER Tibor elmesélte nekünk a nógrádi szénkitermelés történetét és megnézhattuk, hogyan bányászták a föld alatt a kőszén a József lejtős aknában. Ezután az Európa Diplomás ipolytarnóci geológiai tanösvény ősmaradványait csodálhattuk meg SZARVAS Imre vezetésével és a XXI. század technológiai vívmányaiával. A végül a lenyugvó napban Somoskő várát, a bazalt-oszlopokat és a kőtegyetert tekintettük meg. A vacsoránk az esték többségében a gyöngyösi Aranypince Vendéglőben volt, ahol sosem maradt éhes a megfáradt csapat. A szállást a késő esti órákban foglaltuk el, ahol nagyon jó szívvel fogadták a csapatot, a jól felszerelt és nyugalmas környezetben fekvő oktatási bázison. A keddi napon a Nógrád-Gömöri alkáli bazalt vulkanizmus fontosabb képződményeivel ismerkedtünk meg SÁGI Tamás vezetésével. A szlovák Sátorosbánya, Bolgárom, Csomatelke, Ajnácskő és Sőreg települések geológiai látnivalói és bányái mindenkit lenyűgöztek. A csodás sziklaalakzatok, az elvási formák, a maar üledékek, a környék földtani sajátosságai mindenkit rabul ejtettek. Az esti órákban felvontuk a terepgyakorlat zászlóját és játékos Geo kvízzel mulattuk az estét. Szerdán Pásztó és környékének földtani felépítését fedeztük fel Dr. Hír János vezetésével. A Pásztói Múzeumban rövid tájékoztató előadást kaptunk majd a tari Fehérkő bánya felé vettük utunkat. Ezután Sámsonházán az út menti kőfejtő kialakulását próbáltuk megérteni és a Buda-hegyi ősmaradványokkal és őskörnyezetüket ismerkedtünk meg. Ezután a lelkes vulkanológus palánták és ásványgyűjtők a jobbágyi község határára található Nagy-hársas kőfejtőben tombolhatták ki a kalapálási ösztöneiket. Az ősmaradványok kedvelői nagyokat csodálkoztak a Kozárd Formáció típusszelvénye mellett újonnan épülő tanösvény leletgazdagságát látván, hiszen tavaly óta, már nemcsak a puhatestűek százai, hanem kis gerincesek fogai is várják az erre tévedt paleontológusokat. A harmadik napot a Bujáki homokbánya és a Pappenheim-barlang szépségével zártuk. Csütörtökön a Mátra hegység nyersanyagaival ismerkedtünk meg. Elsőként Visontára látogattunk, ahol PÁNCZÉL János tartott előadást a Mátrai Erőműről, majd körbevezetett minket a gyár területén és megmutatta az egyes technológiai egységeket. Ezután egy nagyon finom ebédre invitáltak minket, amit mindenki jó étvágygal fogadott. A kora délutáni órákban bányabuszok segítségével lejutottunk a visontai lignitbányába, ahol megérthettük, miből lesz az a villamos áram, amit az erőműben állítanak elő. Mind a bánya, mind a bányában dolgozó gépek monumentalitása megragadta a tekintetünket. Sajnos gyorsan tovább kellett haladnunk, mivel Recsken már vártak ránk a Metallochemia munkatársai, hogy bemutassák az egykori rézbányászatot és a mai rekultivációs munkálatokat. A búcsúestén vendéglátóink egy bográcsos gulyással és finom borokkal vártak bennünket. A hangulat nagyon jó volt, hiszen a több nap alatt nagyon jól összekovácsolódott a csapat. Utolsó napon a Gyöngyösesorszi térségében zajló környezetgeológiai és geofizikai munkálatokba csatlakozhattak be a lelkes hallgatók. A MAGYAR Balázs, CSERNY Tibor, PÖSCH Dániel, Dr. DRASKOVITS Pál és STICKEL János vezette utolsó nap előadások sokaságát hallgattuk meg a gyönyörű Ásványok háza termében a környék munkálatairól és technológiai ismereteiről. Ezek után a résztvevők megtekinthették a terepgyakorlat öt éves múltjának kisfilmjét. A délutáni órákban három mérést is megtekinthettünk, melyeket a lelkes hallgatók ki is próbálhattak. A terepgyakorlat végén nehéz volt a búcsú, hiszen nagyon sok szép napot töltöttünk el együtt. Alig várjuk már, hogy jövőre az erdélyi barátaink hazájának geológiáját is megismerhessük.

A terepgyakorlat nem jöhetett volna létre, ha nincsenek a

következő lelkes támogatóink: Magyarhoni Földtani Társulat, Biocentrum Kft, MOL, Geomega, Hantken Miksa Alapítvány, Mátrai Erőmű Rt., salgótarjáni Bányászati kiállítóhely, Pásztói Múzeum, Ipolytarnóci Ősmaradványok TT., Eötvös Collegium, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Miskolci Egyetem.

Szeretnék köszönetet mondani a tábor szervezőinek is: LANGE Thomasnak, PALOTÁS Dávidnak és SIMON Istvánnak! Köszönjük az áldozatos munkájukat!

A terepgyakorlat további beszámolóit, képeket, videókat, a terepgyakorlat kirándulásvezetőjét és az elhangzott előadásokat megtalálhatják az MFT Ifjúsági Bizottságának blogján: mftib.blogspot.hu

SIMON István

Személyi hírek

2015. július 1-től Dr. SZTANÓ Orsolya, az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének docense vette át Dr. CSÁSZÁR Gézától a főszerkesztői teendőket a Földtani Közlönynél. Gratulálunk a kinevezéshez és sok sikert kívánunk!

Gyász hírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy Dr. ALFÖLDI László 2015. május 5-én, életének 87. évében elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. BÖCKER Tivadar tagtársunk méltósággal viselt hosszú betegség után elhunyt.

Szomorú szívvel tudatjuk, hogy Dr. CSALOGOVITS István geológus, társulati tagunk, számos geológus óta szerzője életének 80. évében, 2015. június 25-én elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy tagtársunk, Dr. BARABÁS Andor, a Mecseki Ércbányászati Vállalat nyugalmazott főgeológusa életének 88. évében elhunyt.

Fájdalommal tudatjuk, hogy Dr. SZENDREI Géza tagtársunk 2015. augusztus 7-én tragikus hirtelenséggel elhunyt.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él

Könyvismertetés

