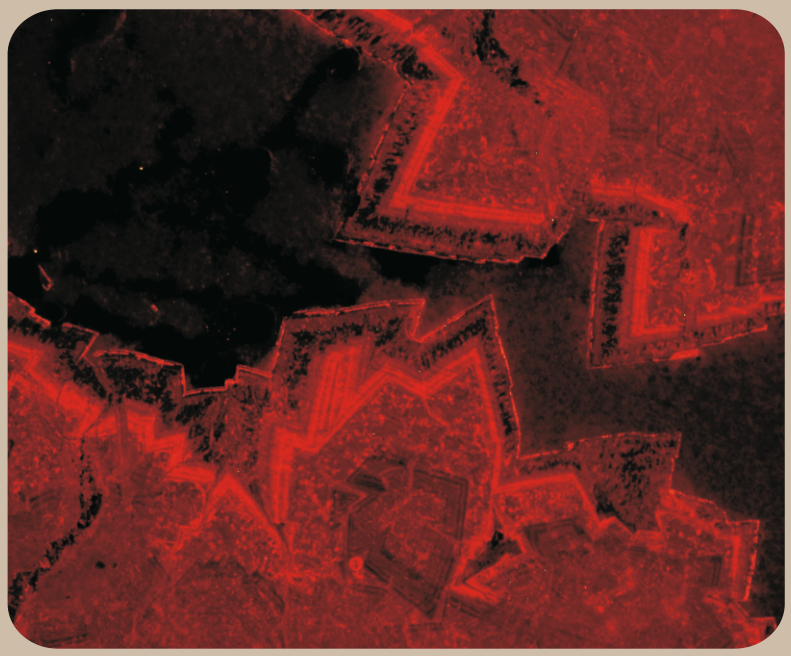
Földtani Közlöny

147/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2017

Felelős kiadó
BAKSA Csaba,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő
SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők
PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Nyelvi lektor
Philip RAWLINSON

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

Főtámogató
Mol Nyrt.

Támogatók
Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Hungária Kft., O&G Development Kft., Perlit-92 Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni
PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.
e-mail: piros.olga@mfgi.hu

* * *

Responsible publisher
Csaba BAKSA,
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief
Orsolya SZTANÓ

Technical editors
Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Language editor
Philip RAWLINSON

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

Sponsors
Mol Nyrt.
Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Hungária Kft., O&G Development Kft., Perlit-92 Kft., Terrapeuta Kft. VIKUV Zrt.

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

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in

Scopus
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
EPA, MTA REAL (Budapest)



Tartalom — Contents

VELLEDITS Felicitász, Richard LEIN, Leopold KRYSTYN, PÉRÓ Csaba, PIROS Olga & Joachim BLAU: A Reiflingi esemény hatása az Északi-Mészkőalpok és az Aggteleki-hegység középső-triász fejlődésére. — *The Reifling event in the Northern Calcareous Alps and in the Aggtelek Mountains (Middle Triassic).* 3

FARICS Éva & JÓZSA Sándor: A Keleti-Bakony triász időszaki vulkanogén képződményeinek petrográfiai vizsgálata és képződési körülményeik értelmezése. — *Petrographic investigation of the Triassic volcanogenic formations of the Eastern Bakony and interpretation of their genesis.* 25

GARAGULY István, RAUCSIK Béla, VARGA Andrea & SCHUBERT Félix: Középső-triász dolomitok képződésének története és töréses deformációja a Szegedi-medence területén. — *Diagenetic and brittle deformation history of Middle Triassic dolomites in the Szeged Basin, Southeast Hungary.* 39

VARGA Andrea, BARANYI Viktória, RAUCSIK Béla & SCHUBERT Félix: Az Endrődi Formáció kőzettani és palinológiai vizsgálata a Hódmezővásárhely–I fúrásban (Makói-árok) — őskörnyezeti és diagenezis-történeti értékelés. — *Petrography and palynology of the Endrőd Formation, Hódmezővásárhely–I well, Makó Trough (Pannonian Basin, SE Hungary): palaeoenvironmental and diagenetic consequences.* 61

SZUJÓ Gábor Lajos, SEBE Krisztina & SIPOS György, Pozsgai Emília: Pleisztocén folyóvízi kavics a Villányi-hegységben. — *Pleistocene fluvial gravel in the Villány Hills (SW Hungary).* 85

In memoriam

PUZDER Tamás: In memoriam dr. BOGNÁR Lászlóné SOPRONI Jolán 99

RAPKAYNÉ FÖLDESSY Anna, PUZDER Tamás: In memoriam dr. HUNYADI László 101

Hírek, ismertetések (összeállította CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára) 103

Első borító: Üregkitöltő nyeregdolomit a Szegedi Dolomit kőzetanyagában. Katódlumineszcens mikroszkópi felvétel (Fotó: GARAGULY István). Hátsó borító: A villányi Templom-hegy és környéke keletről. Előtérben a Templom-hegy kőfejtője (Fotó: SEBE Krisztina).

Budapest, 2017 ISSN 0015-542X

Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

j) Köszönetnyilvánítás

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

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

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

FORMAI KÖVETELMÉNYEK

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

147/1, 3–24., Budapest, 2017
DOI: 10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.3

A Reiflingi esemény hatása az Északi-Mészkőalpok és az Aggteleki-hegység középső-triász fejlődésére

VELLEDITS Felicitász[1], Richard LEIN[2], Leopold KRYSTYN[3], PÉRÓ Csaba[4], PIROS Olga[5], Joachim BLAU[6]

[1]foldfeli@uni-miskolc.hu, Miskolci Egyetem, Ásványtani–Földtani Intézet,
H–3515 Miskolc, Egyetemváros utca 1, Magyarország
[2]richard.lein@univie.ac.at. University of Vienna, Department of Geodynamics and Sedimentology, Althanstraße 14, A–1090 Vienna, Austria
[3]leopold.krystyn@univie.ac.at. University of Vienna, Department of Paleontology. Althanstraße 14, A–1090 Vienna, Austria
[4]perocs@caesar.elte.hu. H–1116 Budapest, Sáfrány u. 44, Magyarország
[5]piros.olga@mfgi.hu. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14, Magyarország
[6]joachim.blau@geolo.uni-giessen.de. Institut für Geowissenschaften Altenhöferallee 1, D–60438 Frankfurt /Main, Germany

The Reifling event in the Northern Calcareous Alps and in the Aggtelek Mountains (Middle Triassic)

Abstract

Based on selected sections of the Northern Calcareous Alps (NCA) and Aggtelek Mountains, this study compares the time and the reason for the drowning of the Steinalm ramp. The investigated sections were chosen from the NCA (Upper Austoalpine Nappes),

1) Juvavikum: Schreiergraben, Schreierkogel/Schreyeralm

The Steinalm Limestone Formation is light grey, bedded and in dasycladaleans (*Physoporella pauciforata, Poncetella hexaster, Oligoporella pilosa, Teutloporella peniculiformis*) rich grainstone, *Meandrospira dinarica* is also present. This formation is Pelsonian in age and signs of terrestrial influence (meteoric diagenesis, carstification) were not detected.

In the Schreiergraben outcrop the lowermost layers of the Schreyeralm Limestone Formation consist of breccia. The lithoclasts originate from the Steinalm Limestone Fm. Above the breccia the limestone, bedded, homogenous "filament" wackestone can be found. This might represent a sediment of the lower slope or toe-of-slope. Conodonts from the matrix (*Gondolella bulgarica, Nicoraella germanica*) indicate a Pelsonian age. 20 m above the base *Gondolella cornuta, G. liebermanni* and *Gladigondolella tethydis* suggest a Lower–Middle Illyrian age (age interval between Trinodosus–Liepoldti Subzones)

Schreierkogel: the lower part of the Schreyeralm Limestone Fm was preserved only in red neptunian dykes of the Steinalm Limestone. The microfacies is "filament" wackestone. The ages are Late-Pelsonian (*Gondolella bulgarica, G. bifurcata*) and Early Illyrian (*Gondolella cornuta, G. praeszaboi, G. excelsa, Gladigondolella budurovi*).

2) Bajuvaricum:

Bajuvaricum: Nixhöhle/Frankenfels. The Annaberg Limestone is thick-bedded, light grey, slightly dolomitized limestone with pelsparitic microfacies. Upsection it is followed by 10 m- thick, thick-bedded Reifling Limestone. The microfacies is "filament" wackestone. The *Gondolella bulgarica* at its base is indicative of a Pelsonian age.

Hocheck/Annaberg. The grey, thick bedded Annaberg Limestone consists of an alternation of mudstones and packstones containing *Teutloporella peniculiformis. Meandrospira dinarica* indicates a Pelsonian age. At the base of the overlaying Reifling Limestone *Gondolella bulgarica* also suggests a Pelsonian age.

Palfau. The uppermost part of the Steinalm Limestone consists of light grey, oncoidal beds. Above it can be found thin-bedded cherty limestone (Reifling Limestone); this is very rich in conodonts although only one species (*Gondolella bifurcata*) is present. The age is Pelsonian.

In the Aggtelek Mountains (Silica Nappe, Alcapa Megaunit), the drowning of the Steinalm platform was studied in two sections 1) Baradla Cave, 2) Nagy-Jenei Hill.

The thickness of the Steinalm Limestone and the succession of the microfacies is identical across the whole area. The microfacies succession can be followed along a strike. The lower part is represented by cyclic peritidal sediments; in the upper part there are calcarenites which are rich in dasycladaleans (*Physoporella pauciforata, Teutloporella peniculiformis, Poncetella hexaster, Anisoporella anisica*) and foraminifera (*Meandrospira dinarica, Glomospirella semiplana*) alternate with oncoidal layers. The fossils indicate a Pelsonian age.

The Steinalm Limestone is dissected by numerous neptunian dykes. According to conodont findings three age intervals can be determined: 1) Binodosus Subzone (late Pelsonian). In the insoluble residue idiomoph orthopyroxene, magnetite, ilmenite and limonite were found these indicate coeval volcanic activity, 2) conodonts of upper Pelsonian and early–middle Illyrian ages occur together. 3) Trinodosus – and Reitzi Zones.

In the Baradla Cave above the Steinalm Limestone the Schreyeralm Limestone starts with a 25 cm-thick "filament" mudstone, followed by crinoidal packstone and an ammonoid layer. The formation contains two conodont associations: 1) in the lowermost part there are species of the *Gondolella bulgarica* group (*G. bulgarica, G. hanbulogi, G. bifurcata*),

Neospathodus kockeli, G. preszaboi bystrickyi, G. presz. preszaboi occur, indicating the Binodosus Subzone. The age is also confirmed by globose Ptychitid ammonites. In the insoluble residue of the lowermost part of the Schreyeralm Limestone idiomoph orthopyroxene, magnetite, ilmenite and limonite were found. In the upper part of the ammonoid layer, there are conodonts (*Gondolella liebermani, G. constricta cornuta, G. szaboi, G. excelsa*) which indicate an early–middle Illyrian age (Trinodosus Zone — most part of Reitzi Zone). The gladigondolelloids in the samples are younger than the Trinodosus Subzone and suggest a connection with the open sea. On the NE slope of the Nagy Jenei Hill, above the uneven surface of the Steinalm Limestone, a red, micritic, "filament"-rich Schreyeralm Limestone was deposited and this indicates condensated sedimentation.

In both the investigated areas -- which today lie several km apart from each other -- the Steinalm ramp was drowned coevaly in the Late Pelsonian. Due to the rifting of the Neotethys Ocean the crust was thinned and the basement subsided. This caused the drowning of the Steinalm ramp in the Nothern Calcareous Alps and in the Aggtelek Mountains. Coevally with the subsidence, the upper part of the crust was dissected and the blocks were rotated, and half grabens were also formed. The Schreyeralm and Reifling Limestones were deposited on a morphologically differentiated basement.

Keywords: Northern Calcareous Alps, Aggtelek Mountains, Reifling event, Steinalm Limestone Formation, Reifling Limestone Formation, Schreyeralm Limestone Formation, platform drowning

Összefoglalás

A Neotethys-óceán északi selfjének üledékképződésében jelentős változás következet be a középső-triász Binodosus szubzónájában (anisusi korszak, pelsói alkorszak). A sekélytengeri karbonátokat éles határral pelágikus mészkövek váltották fel, melyek bázisán gyakran tufitok is megjelennek (Reiflingi esemény). Az üledékképződésben bekövetkezett változás a pelsói korú karbonátrámpa ideiglenes megfulladását jelentette. Bár a jelenséget az Alp–Kárpáti–Dinári-térség számos feltárásából leírták, a rámpa megfulladásának időpontját illetően megoszlik a kutatók véleménye.

Kutatásainkban két, jelenleg egymástól több száz km távolságra lévő területen, az Északi-Mészkőalpokban és az Aggteleki-hegységben vizsgáltuk a Steinalmi rámpa megfulladásának időpontját, és megállapítottuk, hogy mi okozta a karbonátrámpa megfulladását.

Az Északi-Mészkőalpokban vizsgált szelvények: a Juvavikumban Schreiergraben, Schreierkogel, a Bajuvarikumban pedig Nixhöhle, Hocheck és Palfau. A karbonátrámpa (Steinalmi, illetve Annabergi Mészkő) megfulladása mindenütt a pelsói során következett be. Szárazföldi kitettségre (meteorikus diagenezis, karsztosodás) utaló nyomokat nem találtunk. A Bajuvarikum szelvényeiben a sekélytengeri képződményeket fedő pelágikus medencében képződött Reiflingi Mészkő legalsó része is pelsói korú. A schreiergrabeni feltárásban a Schreyeralmi Mészkő legalsó részén lévő mélytengeri lejtőbreccsa szintén pelsói korú. Schreierkogelnél a Schreyeralmi Mészkő alsó szintje csak a Steinalmi Mészkő felső részét harántoló késő-pelsói és kora-illír korú hasadékkitöltésekben őrződött meg.

Az Aggteleki-hegységben (Szilicikum) a pelsói korú Steinalmi Mészkő vastagsága (145–155 m) és az egymást követő mikrofáciesek sorozata a vizsgált területen azonos. A Baradla-barlangban a Steinalmi Mészkövet harántoló neptuni telérekben talált conodonták három különböző időszakot jeleznek: 1) Binodosus szubzóna (késő-pelsói), 2) késő-pelsói, kora–középső-illír, 3) Trinodosus–Reitzi zóna (kora–középső-illír). A Schreyeralmi Mészkő a késő-pelsói–középső-illír időszak alatt ülepedett le.

A Nagy-Jenei-tető ÉK-i részén felvett szelvényben a Steinalmi Mészkő egyenetlen felületére települő Schreyeralmi Mészkő bázisán pelsói és kora–középső-illír korú conodonták együtt fordulnak elő (kondenzált üledékképződés).

A Steinalmi rámpa befulladása mindkét területen a késő-pelsóiban következett be. A Neotethys-óceán riftesedése miatt a kéreg kivékonyodott, az aljzat lesüllyedt, a kéreg felső része szegmentálódott, a blokkok kibillentek és félárkok jöttek létre. A pelágikus mészkövek mindkét területen a differenciálódott aljzaton ülepedtek le.

Tárgyszavak: Északi-Mészkőalpok, Aggteleki-hegység, Reiflingi esemény, Steinalmi Mészkő, Reiflingi Mészkő, Schreyeralmi Mészkő, platform megfulladás

Bevezetés

SCHLAGER és SCHÖLLNBERGER (1974) az Északi-Mészkőalpok mezozoos üledékképződését tanulmányozva megállapította, hogy az üledékképződésben 6 jelentős változás következett be, melyeket sztratigráfiai fordulatoknak (németül „stratigraphische Wende") neveztek el. Egy ezek közül a pelsói végi Reiflingi „fordulat", amikor a pelsói korú platform karbonátokat, a Steinalmi és Annabergi Mészkövet éles határral pelágikus mészkő váltotta fel az Északi-Mészkőalpokban. A pelágikus mészkő bázisán számos feltárásban tufit is megjelenik. Mivel az Északi-Mészkőalpokban a fedőt képező pelágikus képződmény nagyon gyakran a Reiflingi Mészkő, ezért ez a „fordulat" a Reiflingi „fordulat" nevet kapta.

A szerzők megállapítják, hogy a változás gyorsan, mindössze egy ammonitesz zóna alatt következett be a pelsóiban, és rövid ideig tartó tektonikus mozgásokkal van kapcsolatban.

LEIN (1987) angol nyelvű cikkében használja először a Reflingi esemény („Reifling event") kifejezést. Az üledéksorokban a pelsói végén bekövetkezett változást a Neotethys-óceán kinyílásával magyarázza. Mint cikkében írja, a riftesedés a kontinentális kéreg tágulását, kivékonyodását, majd a kéreg felső részének feldarabolódását, később differenciációját okozta.

Az üledékképződésben a pelsói végén bekövetkezett változást, ami egyben a pelsói korú karbonátrámpa ideiglenes megfulladását jelentette, később a Nyugati-Kárpátokból (KOCHÁNOVÁ & MICHALÍK 1986, MELLO et al. 1997), az Északi-Mészkőalpokból (GALLET et al. 1998, MANDL 2000, KRYSTYN et al. 2008), a Belső-Dinaridákból (SUDAR 1982, SUDAR et al. 2013), a Hellenidák Eohellenid takaróiból (GAETANI et al. 1992) is leírták. Néhány esetben jelentős

üledékképződési hiányt említettek a Steinalmi és a Reiflingi Mészkő, illetve a velük egyidős mészkövek között (GALLET et al. 1998, KRYSTYN et al. 2008).

A Steinalmi karbonátrámpa megfulladásának időpontját illetően megoszlik a kutatók véleménye. PIA (1930), TOLLMANN (1976) és LEIN (1987) azt a véleményt képviselték, hogy a Steinalmi rámpa épülése a késő-pelsóiban befejeződött. Ezzel szemben RÜFFER (1994), RÜFFER & BECHSTÄDT (1998) szerint a Steinalmi Mészkő képződése még az illírben is, az Avisianum szubzóna végéig folytatódott. A szakirodalmat alaposan tanulmányozva kiderült azonban, hogy a Steinalmi rámpa pontos megfulladási időpontját illetően csak kevés biosztratigráfiai adattal rendelkeztünk.

Kutatásunk célja az volt, hogy két, jelenleg egymástól több száz km távolságra lévő területen, az Északi-Mészkőalpokban és az Aggteleki-hegységben (*1. ábra*) megvizsgáljuk és összehasonlítsuk a Steinalmi platform megfulladásának időpontját, és megállapítsuk, hogy mi okozta a karbonátrámpa megfulladását.

A két területen a feltárások jellege és minősége, a kutatási módszerek és az eredmények minősége lényegesen eltér. Az Északi-Mészkőalpokban kisebb, izolált, egymástól jelentős távolságokra lévő feltárásokat vizsgáltunk, ahol a fekü és a fedő lényegesen eltér. Aggteleken viszont egy nagyobb terület fejlődését sikerült rekonstruálni. Itt két feltárásban követtük nyomon a Reiflingi esemény hatását az üledékképződésre. Aggteleken a két feltárás vizsgálatán túlmenően lehetőségünk nyílt a Reiflingi esemény hatását vizsgálni a tengeraljzat morfológiai változására és az egész terület fejlődésére. Az utóbbi témát cikkünk második felében külön fejezetben tárgyaljuk, ami értelemszerűen hiányzik az első részből. Ezt követi a két terület vizsgálati eredményeinek összehasonlítása, majd a következtetések tárgyalása.

Északi-Mészkőalpok

Az Északi-Mészkőalpokban (Felső-Ausztroalpi takarórendszer) a Juvavikumból (GAWLICK et al. 1999 „Hallstatti melanzs"-ként értelmezte), és a Bajuvarikumból választottunk szelvényeket. Lehetőleg olyan feltárásokat kerestünk, ahol a Steinalmi, illetve Annabergi Mészkő és fedője folyamatos rétegsorban tanulmányozható.

A vizsgált feltárások leírása, rétegtani besorolása és a kőzetek lito- és biofácies jellegei

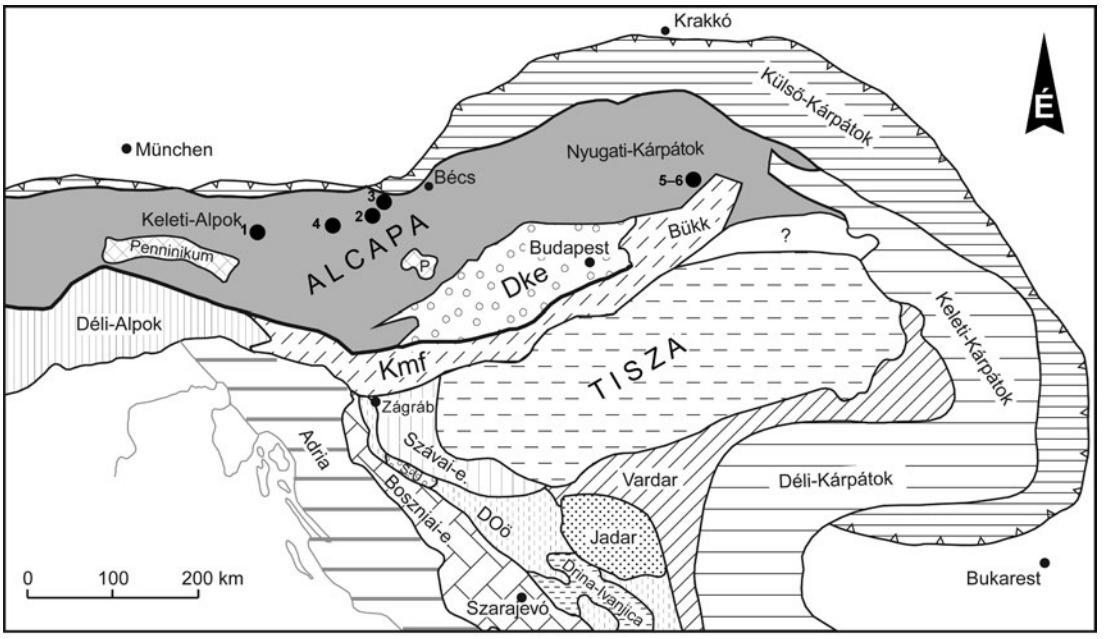
Juvavikum: Schreiergraben, Schreierkogel/Schreyeralm (*2., 3. ábra, I–IV. tábla*)

A Steinalmi Mészkő és a Schreyeralmi Mészkő határa ezen a területen több, egymáshoz közeleső feltárásban is tanulmányozható.

Steinalmi Mészkő

A Schreyeralmi Mészkő feküje a Steinalmi Mészkő, ami alatt a Gutensteini Mészkő található. Vastagsága Schreyeralm környékén 100–120 m.

Világosszürke, fehér, pados mészkő. A padok vastagsága pár dm, de egyes szintekben a fél métert is elérheti. Mikrofáciese dasycladaleákban gazdag grainstone, ahol foraminiferák is megjelennek. A flóra összetétele a pelsói alemeletre jellemző dasycladalea együttest tartalmaza: *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata*, *Ph. pauciforata* var. *undulata*, *Pontecella hexaster*, *Oligoporella pilosa*, *Teut-*

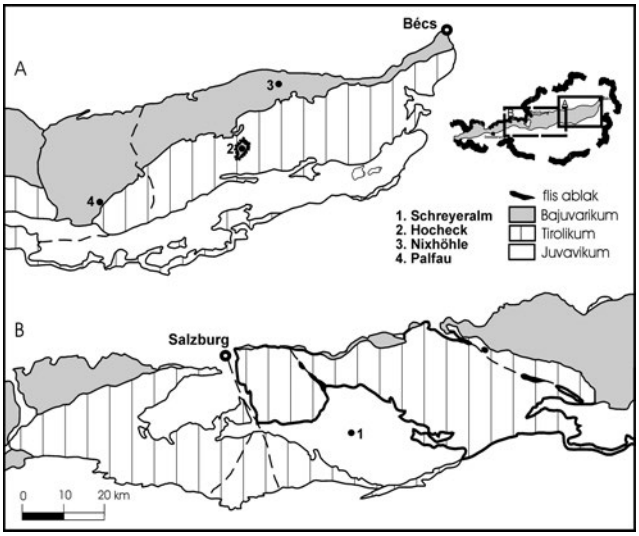


1. ábra. A vizsgált szelvények földrajzi elhelyezkedése és földtani hovatartozása HAAS szerk. (2012) felhasználásával.

Dke: Dunántúli-középhegységi-egység, Kmf: Közép-magyarországi-főegység, DOö: Dinári ofiolit öv, S–U: Sana–Una-egység, Szávai-e: Szávai-egység, Boszniai-e: Boszniai-egység. 1–6: vizsgált feltárások

Figure 1. *Geographical and geological situation of the studied outcrops using HAAS (ed.) 2012*

DKe: Transdanubian Range Unit, Kmf: Mid-Hungarian Mega-unit: DOö: Dinaric Ophiolite Belt, Szávai-e: Száva Unit, Boszniai-e: Bosznia Unit. 1–6: investigated



2. ábra. Az Északi-Mészkőalpokban vizsgált szelvények földrajzi elhelyezkedése és földtani hovatartozása

A 2. feltárás (Hocheck) tektonikai ablakban található, és a Bajuvarikum része

Figure 2. *Geographical and geological situation of the investigated sections from the Northern Calcareous Alps*

Note: outcrop 2 (Hocheck) can be found in a tectonic window belonging to Bajuvaricum

loporella peniculiformis (I. tábla). A vékonycsiszolatokban gyakori foraminifera a *Meandrospira dinarica* (*III. tábla*). A Steinalmi Mészkő vékonycsiszolataiban nem találtunk szárazföldi kitettségre (meteorikus diagenezis, karsztosodás) utaló nyomokat.

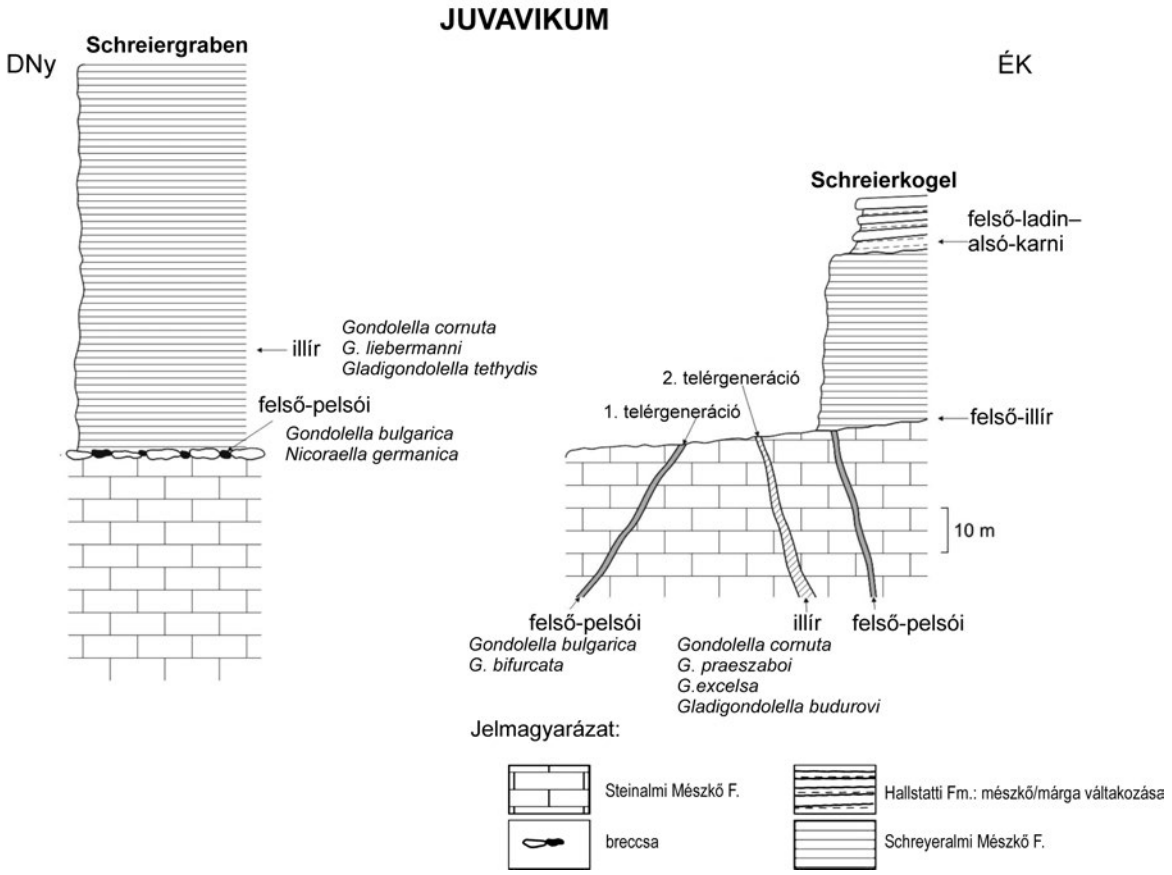
A Steinalmi Mészkő algában gazdag rétegei a rámpa szubtidális részén, jól szellőzött, a Gutensteini Mészkőnél nyíltabb környezetben ülepedtek le. A Steinalmi Formáció legfelső rétegeiben a fúrásnyomokba és a kioldott foraminifera-vázakba a Schreyeralmi Mészkő mészíszapja szivárgott be.

Schreyeralmi Mészkő

A schreiergrabeni feltárásban (*3. ábra*) a sekélytengeri Steinalmi Mészkövet kb. 30 cm vastag breccsa fedi. Sötétrózsaszínű, vörös, kissé agyagos, meszes kötőanyagban 3–8 cm-es, kissé kerekített, a Steinalmi Mészkőből származó, dasycladalea grainstone mikrofáciesű litoklasztok találhatók. A mátrix mikrit néhány vékonyhéjú kagylóhéjtöredékkel. A breccsa mátrix vázú.

A breccsa fölött a kőzet pados, a padok vastagsága 10–20 cm, makroszkóposan homogén. Mikrofáciese vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone, melyben radioláriák és ostracodák is előfordulnak.

A breccsa lejtőn alakult ki, amikor a Steinalmi rámpa blokkokra tagolódott, a blokkok kibillintek, lesüllyedtek,

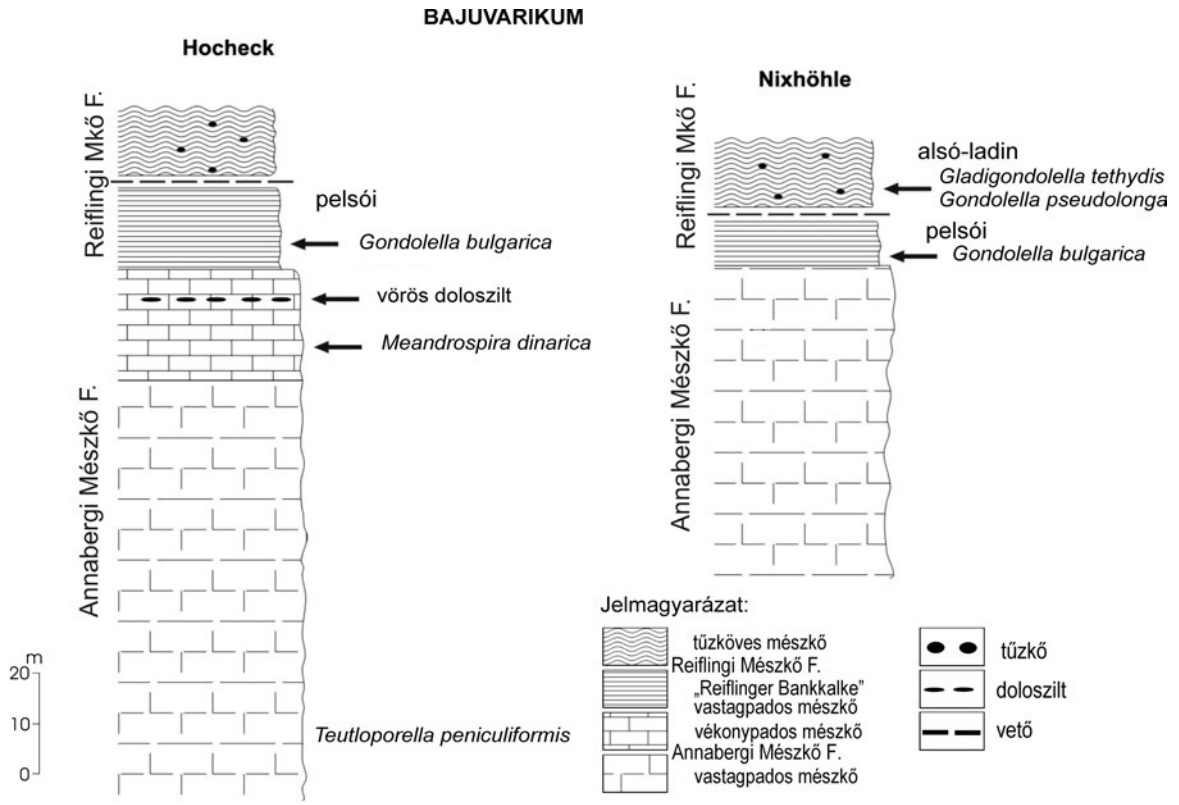


3. ábra. A Steinalmi és a Schreyeralmi Mészkő határa Schreieralm környékén (Juvavikum)

A schreiergrabeni feltárásban a késő-pelsói korú conodonták az A3761-es mintából, az illír korúak az A3762-es mintából származnak. A schreierkogeli feltárás késő-pelsói korú neptuni teléreinek mintaszáma A3254, a késő-illír korúaké A3260

Figure 3. *Boundary between Steinalm and Schreyeralm Limestones in the neighbourhood of Schreieralm (Juvavicum)*

Samples from ourcrop Schreiergraben: Upper Pelsonian A 3761, Illyrian: A 3762. Samples from neptunian dykes of outcrop Schreierkogel: Upper Pelsonian A3254. Upper Illyrian A3260



4. ábra. Vizsgált szelvények a Bajuvarikumból (Hocheck, Nixhöhle)
Mintaszámok: Hocheck: T*eutloporella peniculiformis* A210, *Meandrospira dinarica* A208, *Gondolella bulgarica* A205
Nixhöhle: *Gondolella bulgarica:* A1063, *G. pseudolonga, Gladigondolella tethydis*: A1062

Figure 4. *Investigated sections from Bajuvaricum (Hocheck, Nixhöhle)*
Samples: Hocheck: Teutloporella peniculiformis A210, Meandrospira dinarica A208, Gondolella bulgarica A205
Nixhöhle: Gondolella bulgarica: A1063, G. pseudolonga, Gladigondolella tethydis: A1062

közben a konszolidálódott Steinalmi Mészkőből keletkezett kavicsok a kibillent blokkok által képzett lejtők lábánál a pelágikus mésziszappal keveredtek. A pados, pelágikus Schreyeralmi Mészkő MANDL (2000) értelmezése szerint a Steinalmi rámpa megfulladását követő medencében a kiemeltebb blokkokon, élénk vízcirkulációjú területeken rakódott le, ellentétben a Reiflingi Mészkővel, ami a medence mélyebb részein elzártabb viszonyok között keletkezett. A vörös, kissé agyagos kötőanyagból két conodonta fajt (*Gondolella bulgarica* és *Nicoraella germanica)* sikerült azonosítani, ami pelsói kort jelez. 20 m-rel a bázis fölött *Gondolella cornuta*, *G. liebermanni* és *Gladigondolella tethydis* került elő, ami kora–középső-illír (Trinodosus–Liepoldti szubzónák közötti intervallum) kort bizonyít.

Schreierkogelnél, a schreiergrabeni feltárástól 250–300 m-re északkeletre, a Schreyeralmi Mészkő legalsó része csak a Steinalmi Mészkő felső részét harántoló vörös hasadékkitöltésekben őrződött meg. Mikrofáciese vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone. Két hasadékkitöltési generációt lehet megkülönböztetni: egy idősebbet *Gondolella bulgarica* és *G. bifurcata* fajokkal, ami késő-pelsói korú, és egy fiatalabbat *Gondolella cornuta*, *G. praeszaboi*, *G. excelsa* és *Gladigondolella budurovi*val, ami kora-illír korú. Mindkét hasadékrendszer térbeli elhelyezkedése hasonló, K–Ny-i csapású. A neptuni telérekkel harántolt Steinalmi Mészkövet a késő-anisusi–kora-ladin korú Schreyeralmi Mészkő fedi.

Bajuvarikum: Nixhöhle (Lunzi takaró), Hocheck és Palfau (Sulzbachi takaró *2., 4. ábra*)

Nixhöhle /Frankenfels (Lunzi takaró)

A rétegsor bázisa tektonikusan elnyírt, ezért Nixhöhle közelében, Natterbachtól délre csak a rétegsor legfelső 60 m-e van feltárva.

Az Annabergi Mészkő Formáció vastagpados, világos, részlegesen dolomitosodott mészkő. Pelpátit mikrofáciesű. Különböző nagyságú fekális pelletekből álló rétegek váltakoznak grainstone és packstone szövetű rétegekkel.

A litológiát és a mikrofáciest figyelembe véve ezek az üledékek sekély szubtidális környezetben jöttek létre TOLLMANN (1966). A finomszemcsés mészkőből, a bázishoz közel egy közelebbről meg nem határozható conodonta töredéke került elő.

Közvetlenül ezen rétegsor felett egy 10 m vastag, vastagpados (10–20 cm) rétegsor következik, ami sík réteglapokkal tagolt, fekete mészkő, vékony agyag-betelepülésekkel. Bár makroszkópos tulajdonságai alapján nem tipikus Reiflingi Mészkő, de mikrofáciese miatt — vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone — ezt a képződményt is a Reiflingi Mészkőhöz soroltuk. Egy, a rétegcsoport bázisáról származó *Gondolella bulgarica* pelsói kort bizonyít. A szelvény felsőbb része tektonikusan zavart. Közvetlenül a leírt rétegsor felett hullámos rétegfelszínekkel tagolt, kora-ladin

korú Reiflingi Mészkő következik (*Gladigondolella tethydis* és *Gondolella pseudolonga*).

Hocheck/Annaberg (Sulzbachi takaró; *2., 4. ábra*)

A vizsgált rétegek a „Schmelzfenster" tektonikai ablakban bukkannak a felszínre. A szelvényben a Schreyeralmi Mészkő feküje az Annabergi Mészkő.

Az Annabergi Mészkövet TOLLMANN (1966) definiálta, mint a Gutensteini Mészkő egy speciális kifejlődését. Az utóbbival ellentétben az Annabergi Mészkő vastagpados, világosbarna. Bár definíció szerint lehet bitumenes, de kevésbé, mint a Gutensteini Mészkő.

A feltárt rétegsor legidősebb részét vastagpados, közép- és sötétszürke mészkő alkotja, ahol a sztromatolitrétegek váltakoznak fosszíliamentes mudstone- és peloidos packstone-rétegekkel. Ritkán dasycladaleás grainstone mikrofáciesű mészkő fogazódik be. Az egyik grainstone-réteg a késő-pelsói–illír időtartományra jellemző *Teutloporella peniculiformis*t tartalmazott. Az Annabergi Mészkő vastagsága nehezen becsülhető meg, mivel bázisa nincs feltárva, de valószínűleg pár tíz méter vastag. A felsőbb szintben a rétegek vastagsága lecsökken. A grainstone rétegek periodikusan váltakoznak mudstone mikrofáciesű rétegekkel, ami egyes szintekben tömegesen *Meandrospira dinaricá*t tartalmaz.

Az Annabergi Mészkő felső határa alatt 8 m-rel rétegszerűen elrendezett foltokban doloszilt található.

Az Annabergi Mészkőre éles határral települ a Reiflingi Mészkő. A kőzetet szürke, 2–15 cm vastag tűzköves mészkőpadok alkotják. A zöldesszürke tűzkövek lencséket alkotnak. A padok határa hullámos, gyakran vékony agyagfilm borítja. Mikrofáciese radioláriás, vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone, melyben elszórtan crinoidea-töredékek és ostracodák is előfordulnak. A Reiflingi Mészkő elzártabb medencék üledéke (MANDL 2000). A szürke, vékonyréteges (2–15 cm) mészkő bázisán *Gondolella bulgaricá*t tartalmaz. A vékonypados, pelsói korú kőzetek fölött — tektonikailag zavart helyzetben felső-ladin tűzköves mészkő következik *Epigondolella hungarica*, *Gladigondolella tethydis* és *Gondolella trammeri* fajokkal.

Palfau (Sulzbachi takaró; *2. ábra*)

A Steinalmi Mészkő legfelső rétegeit világosszürke onkoidos padok alkotják. Fölötte éles határral következik a sötétszürke, tűzköves, vékonypados (3–8 cm), vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone mikrofáciesű Reiflingi Mészkő.

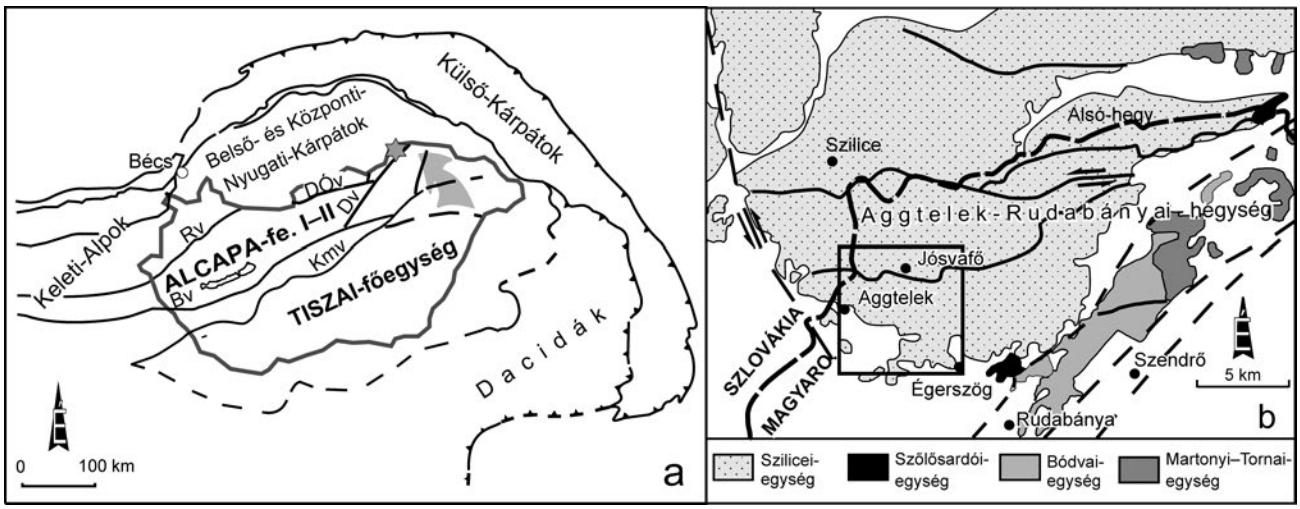
Ennek bázisa nagyon gazdag conodontában, de kizárólag *Gondolella bifurcatá*t (A4715-es minta) tartalmaz. A Reiflingi Mészkő fölött, a késő-ladin kezdetén progradáló Wettersteini platform mészkövei következnek (LEIN et al. 2012).

A Reiflingi esemény hatása a tengeraljzat morfológiájának változására

A Schreyeralmi Mészkő vastagsága a szinszediment tektonika következtében nagyon különböző. Ez arra utal, hogy a Steinalmi platform lezökkenésével egyidőben a kéreg feldarabolódott, és a kéregblokkok a tágulás következtében kibillentek. Pontos vastagságadatok a fiatal tektonika miatt alig adhatók. Csak Schreieralmon (Juvavikum) tudtuk megállapítani, hogy két kilométer távolságon belül KÉK-i irányban a Schiechlinghöhe irányában a vastagság 150 m-ről pár cm-re csökken.

Aggteleki-hegység (5. ábra)

Az Aggteleki-hegység Magyarország északkeleti részén az Alcapa-főegység részét képezi (HAAS & BUDAI 2014). Az Aggteleki-karsztot felépítő triász formációk a Szilicei-takaróhoz tartoznak, ami a Belső-Nyugati-Kárpátok (KOZUR &



5. ábra. a) Főbb tektonikai egységek az Aggtelek–Rudabányai-hegység tágabb környezetében. A csillag a tanulmányozott területet ábrázolja. Kmv: Közép-magyarországi-vonal, Bv: Balaton-vonal, Dv: Darnó-vonal, Rv: Rába-vonal, DÓv: Diósjenő–Ógyalla-vonal. b) Az Aggtelek–Rudabányai-hegység tektonikai egységei (KOVÁCS 1989 után módosítva). A négyszög a tanulmányozott területet, a vastag szaggatott vonal a magyar–szlovák határt ábrázolja

Figure 5. *a) Main tectonic units in the wider surroundings of the Aggtelek–Rudabánya Hills. The asterisk depicts the studied area. Kmv: Mid-Hungarian Lineament, Bv: Balaton Line, Dv: Darnó Line, Rv: Rába Line, DÓv: Diósjenő–Ógyalla Line. b) Tectonic units of the Aggtelek–Rudabánya Hills (modified after KOVÁCS 1989). The quadrangle depicts the studied area. Thick dashed line: Hungarian/Slovakian border*

MOCK 1973, MELLO et al. 1997) legfelső takarója. Litosztratigráfiai felépítését tekintve a Szilicei-takaró az Északi-Mészkőalpok „Juvavikum" egységével (LEIN 1987, TOLLMANN 1987, KOZUR 1991), azon belül a Mürzalpi-takaróval rokon.

Az Aggteleki-hegységben a Steinalmi rámpa megfulladásának vizsgálata egy, az Aggteleki-platform középső-triász fejlődését vizsgáló projekt része volt. Ennek keretében elkészült az Aggtelek–Jósvafő–Égerszög közötti terület 1:10 000 földtani térképe (*6. ábra*), valamint a csapásra merőlegesen 5 szelvény részletes szedimentológiai, őslénytani és geokémiai vizsgálata történt (VELLEDITS et al. 2011, PÉRÓ et al. 2015).

A Steinalmi Mészkő megfulladását két szelvényben (Baradla-barlang, Nagy-Jenei-tető ÉK-i része) tudtuk részletesen tanulmányozni.

A vizsgált feltárások leírása, rétegtani besorolása és a kőzetek lito- és biofácies jellegei

Baradla-barlang (*7. ábra*)

Steinalmi Mészkő

A formáció vastagsága (145–155 m). Az egymást követő mikrofáciesek sorozata az egész területen azonos, a vizsgált területen csapás mentén jól követhető (VELLEDITS et al. 2011).

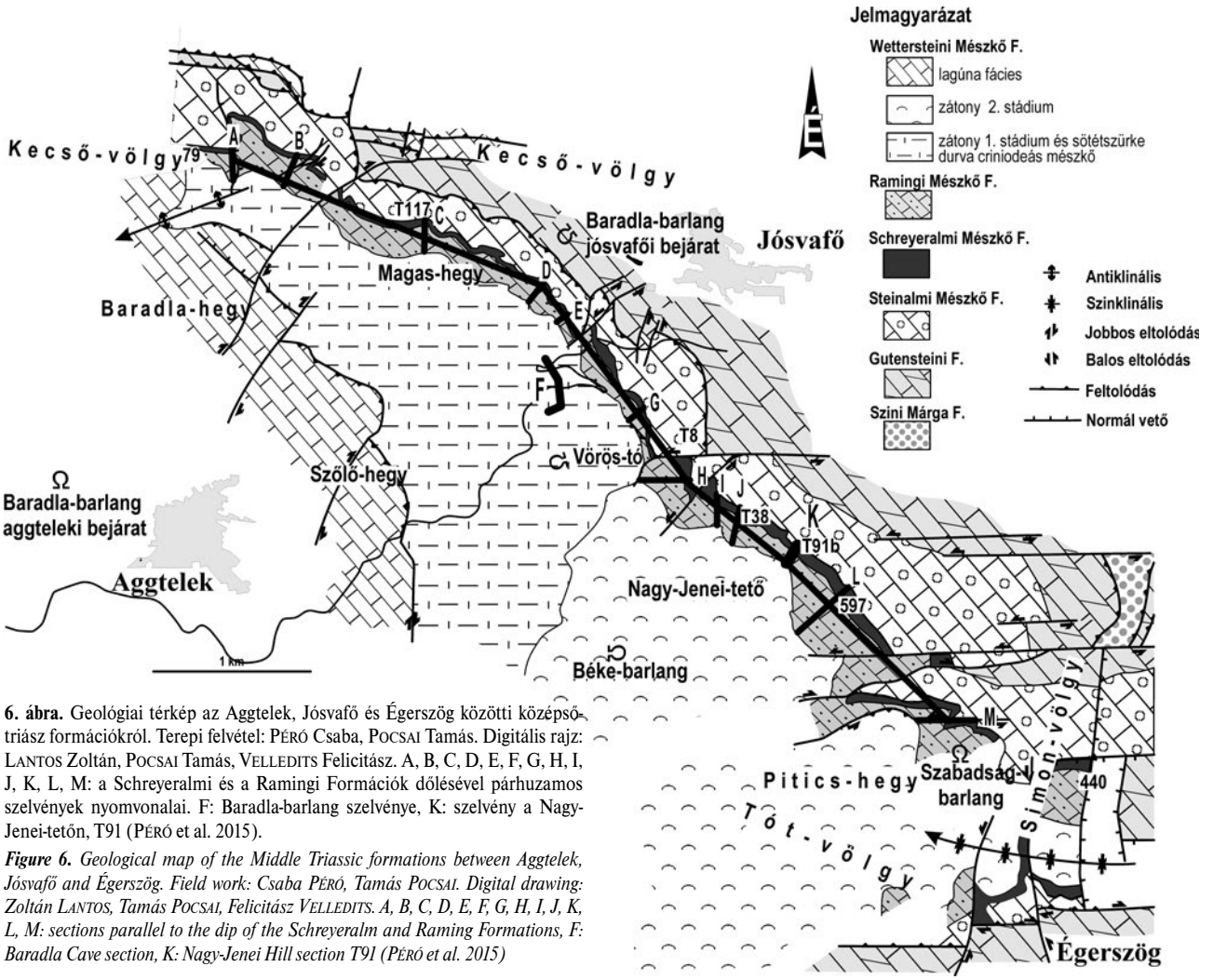
A formáció alsó 50 m-ét ciklikus üledékek alkotják: dasycladaleákban gazdag kalkarenit váltakozik rózsaszínű, a rétegzéssel párhuzamos fenesztrális pórussorokat tartalmazó sztromatolit-padokkal.

A formáció felső részén dasycladaleákban és foraminiferákban gazdag kalkarenit váltakozik onkoidokban gazdag rétegekkel, amit felfelé óriás (2–4 cm) onkoidokban gazdag mészkő követ.

A Steinalmi Mészkő kifejlődése felfelé mélyülő tendenciát mutat. Az üledékképződés előbb az árapály övben, majd a mélyebb régiókban, állandóan tengerrel borított környezetben folytatódott.

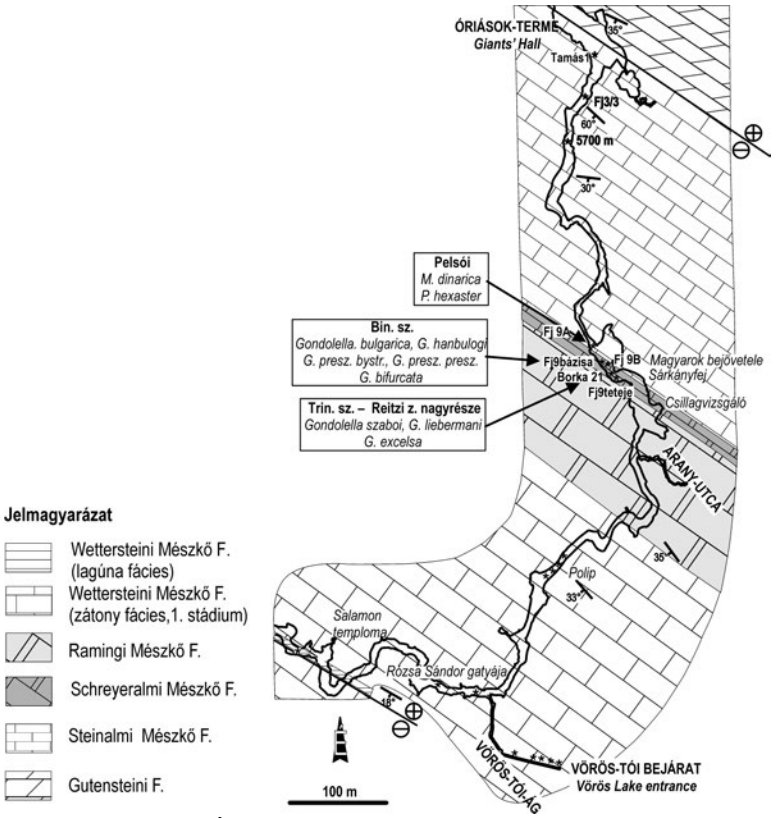
A dasycladaleák *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Ph. pauciforata undulata*, *Ph. pauciforata sulcata* és *Teutloporella peniculiformis* pelsói–középső-illír idő intervallumot jeleznek, míg a *Poncetella hexaster*, *Anisoporella anisica,* a foraminiferák közül a *Meandrospira dinarica* és a *Glomospirella semiplana* a pelsói alemeletre korlátozzák a Steinalmi Mészkő korát.

A Steinalmi Mészkő legfelső rétegeiben egyes csiszola-



6. ábra. Geológiai térkép az Aggtelek, Jósvafő és Égerszög közötti középső-triász formációkról. Terepi felvétel: PÉRÓ Csaba, POCSAI Tamás. Digitális rajz: LANTOS Zoltán, POCSAI Tamás, VELLEDITS Felicitász. A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M: a Schreyeralmi és a Ramingi Formációk dőlésével párhuzamos szelvények nyomvonalai. F: Baradla-barlang szelvénye, K: szelvény a Nagy-Jenei-tetőn, T91 (PÉRÓ et al. 2015).

Figure 6. *Geological map of the Middle Triassic formations between Aggtelek, Jósvafő and Égerszög. Field work: Csaba PÉRÓ, Tamás POCSAI. Digital drawing: Zoltán LANTOS, Tamás POCSAI, Felicitász VELLEDITS. A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M: sections parallel to the dip of the Schreyeralm and Raming Formations, F: Baradla Cave section, K: Nagy-Jenei Hill section T91 (PÉRÓ et al. 2015)*



7. ábra. Baradla-barlang Óriás-terem–Vörös-tói kijárat közti térképe a korhatározó ősmaradványok lelőhelyeivel (VELLEDITS et al. 2011)

Figure 7. *Baradla Cave map between Giants' Hall and Vörös Lake entrance with the locations of the most important age indicative fossils (VELLEDITS et al. 2011)*

tokban megfigyelhető, hogy a részben visszaoldott csigaház üregébe vékonyhéjú kagylóhéjtöredékekben gazdag Schreyeralmi Mészkő mésziszapja szivárgott be. Hasonló jelenséget figyeltünk meg az Északi-Mészkőalpokban, a schreyiergrabeni feltárás Steinalmi Mészkövének legfelsőbb részén, ahol a fúrásnyomokat és a kioldott fosszília vázakat töltötte ki a Schreyeralmi Mészkő vékony kagylóhéjakat tartalmazó mésziszapja *(IV. tábla)*.

Neptuni telérek: a Steinalmi Formációt számos neptuni telér keresztezi. Némelyik 130 m mélységig is lehatol. Szélességük néhány cm és pár deciméter között változik. A Baradla-barlangban két típust tudtunk megfigyelni.

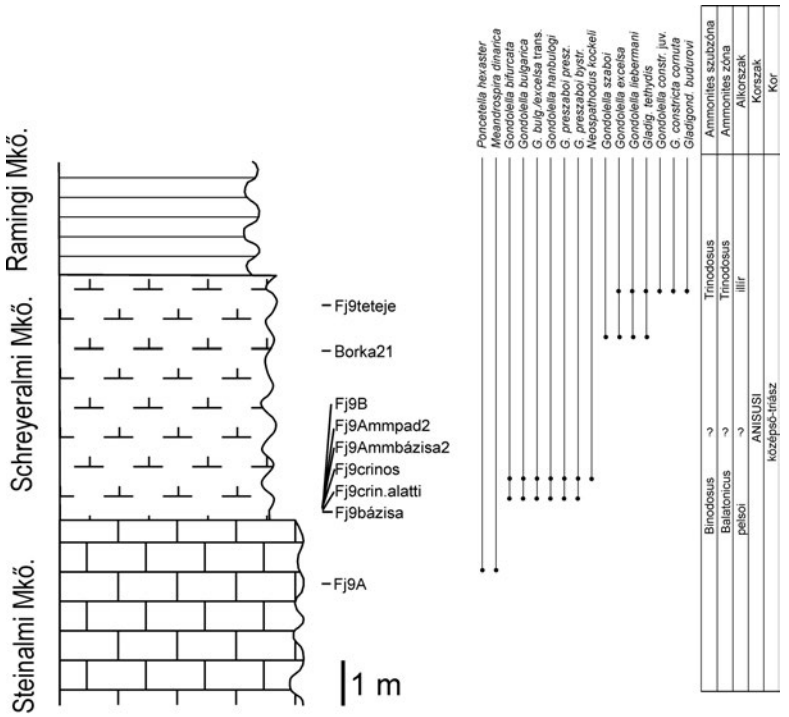
1) Az aggteleki bejárattól 5700 m-re talált, a barlang mennyezetéről leesett kőzettömb sötétvörös mészköve brachiopodákban és conodontákban *(Gondolella bulgarica, G. hanbulogi)* gazdag. A conodonták pelsói kort jeleznek. A brachiopodák héja szétesett. Egyedi, kisméretű vázak jelennek meg, melyek nagyság szerint osztályozódtak, ami a fosszíliák szállítására és reszedimentációjára utal. Az együttes gazdag a kisméretű, sima vázú rhynchonellidaékben (*Norella, Austriellula*? PÁLFY J. határozása), ami nagyobb vízmélységet jelez. A neptuni telér oldási maradékában idiomorf nehéz ásványokat: ortopiroxént, magnetitet és limonitot találtunk (JÓZSA S. határozása). Mivel az ortopiroxén nem szállítódhat messzire (MANGE & MAURER 1992, MORTON & HALLSWORTH 1999), ezek a nehéz ásványok egyidejű vulkáni tevékenységre utalnak, melyek kemizmusa valószínűleg ultramafikus–mafikus–neutrális volt.

2) A kedvezőtlen feltárási viszonyok miatt a vékonyhéjú kagylóhéjakban gazdag, mudstone–wackestone–packstone mikrofáciesű neptuni teléreket nem mindig könnyű megkülönböztetni a befoglaló kőzettől, mivel mind megjelenésük, mind mikrofáciesük azonos az anyakőzetével. Ilyenkor az oldási maradékban talált conodonták fiatalabb kora utal arra, hogy neptuni telérről van szó. A mikrites, pelmikrites alapanyagban gyakoriak a vékony kagylóhéjak, az ostracodák, a radioláriák, a foraminiferák (lagenidák) és a szivacstűk. A telér mikrofáciese nyílt vízi, alacsony energiájú, pelágikus üledékképződési környezetre utal. A conodonták késő-pelsói korra (*Neospathodus kockeli, Gondolella bulgarica, G. hanbulogi, G. bifurcata, G. preszaboi bystrickyi, G. presz. preszaboi*: Binodosus szubzóna) és korai–középső-illír korra utalnak (*Gondolella constricta cornuta, G. szaboi, G. liebermani, Gladigondolella budurovi:* Trinodosus zóna – a Reitzi zóna nagy része).

Schreyeralmi Mészkő (5,3 m; 7., 8. ábra)

A Steinalmi Mészkő tetején erózióra, vagy karsztosodásra utaló bélyegeket nem találtunk.

A Steinalmi Mészkőre 25 cm vastag, vékony kagylóhéjakat tartalmazó mudstone, majd crinoideás packstone település, amit ammoniteszekben gazdag réteg követ.



8. ábra. *A Steinalmi rámpa megfulladása a Baradla-barlang szelvényében*
Figure 8. *Drowning of the Steinalm ramp in the Baradla Cave*

Az ammoniteszes réteg alsó részének mikrofáciese vékony kagylóhéjakat tartalmazó, radiolináris wackestone, amiben foraminiferák is előfordulnak, a felső része vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone–packstone ostracodákkal (*V. tábla d, e, f, g, h*).

A formáció két conodonta asszociációt tartalmazott:

1) az alsó részén, közvetlenül a Steinalmi Mészkő fölött (Fj9/B, Fj9/bázisa) a *Gondolella bulgarica* csoport (*G. bulgarica, G. hanbulogi, G. bifurcata*), *Neospathodus kockeli, G. preszaboi bystrickyi, G. presz. preszaboi)* jelenik meg (*8. ábra)*. Ez az asszociáció a pelsói alemelet felső részét (Binodosus szubzóna) jelzi, amit a globózus Ptychitidaek megjelenése is megerősít (Krystyn, L. szóbeli közlés). Az „Fj9 bázisa" jelű minta oldási maradékában idiomorf ortopiroxént, magnetitet és ilmenitet találtunk, ami egyidejű vulkáni tevékenységre utal (Józsa S. szóbeli közlés).

2) Az ammoniteszes pad felső részén (Borka21, Fj9/teteje jelű minták) vett mintából kora–középső-illír korú (Trinodosus zóna – Reitzi zóna nagy része) conodonták (*Gondolella liebermani, G. constricta cornuta*, *G. szaboi*, *G. excelsa*) kerültek elő**.** A gladigondolelloid genuszba tartozó (*Gladigondolella tethydis, Gl. budurovi)* megjelenése a nyílt óceánnal való kapcsolatot jelzi, és azon mintákban jelennek meg, melyek a Binodosus–Trinodosus szubzónák határától fiatalabbak.

Nagy-Jenei-tető ÉK (Nagy-Jenei-tető ÉK-i lejtője: T91-es töbör, Jósvafőtől 2 km-re D-re, *9. ábra*)

Steinalmi Mészkő

A Steinalmi Mészkő vastagsága, és az egymást követő mikrofáciesek sorozata az egész területen azonos, ezért a szelvényben megjelenő Steinalmi Mészkő kifejlődése azonos a Baradla-barlangnál leírtakkal.

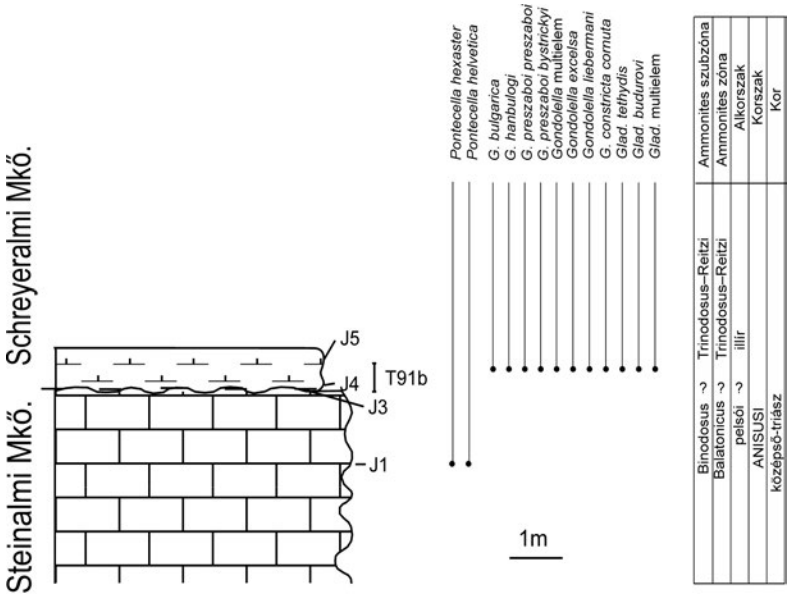
Schreyeralmi Mészkő

A Steinalmi Mészkő egyenetlen felületére vörös, vörösesbarna, mikrites, vékony kagylóhéjakban gazdag mészkő települ. A héjtöredékek mérete 1–2 mm. A padok vastagsága 5 és 35 cm között változik, átlagos vastagságuk 13 cm (J4–J5 minták). Néhány rétegnek jelentős a kovatartalma, ezért szilánkosan törik.

Vastagsága a típusszelvényben 18,8 m.

Mikrofáciese vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone–packstone. Mikrites, pelmikrites alapanyagban, nagy mennyiségben vékony kagylóhéjak jelennek meg, melyek főleg kagylók héjai, vagy héjtöredékei. A héjak vagy párhuzamosak a rétegzéssel, vagy fészkekben koncentrálódnak. A vékony kagylóhéjak mellett pelletek, kalcittal kitöltött radiolária, foraminifera és ostracoda is előfordul. A kőzet vörös színe a szelvényben felfelé fokozatosan szürkére változik. Tipikus medence üledék.

A Nagy-Jenei-tető szelvényében a Schreyeralmi Mészkő bázisán pelsói *(Gondolella bulgarica, G. hanbulogi)* és illír *(G. constricta cornuta, G. liebermani, G. excelsa*) korú conodonták együtt fordulnak elő, ami kondenzált üledékképződésre utal.



9. ábra. A Steinalmi rámpa megfulladása a Nagy-Jenei-tető ÉK-i részén felvett szelvényben
Figure 9. *Drowning of the Steinalm ramp in the section on the NE part of Nagy Jenei Hill*

A Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő medencében további mikrofáciesek jelennek meg *(VI. tábla).*

1. Protointraklasztos mészkő (VI. tábla, e)

A rózsaszínű, vagy a szürke mikrites mészkövet egymást keresztező repedések szabdalják, amiket részben szürke pát, részben rózsaszínű mikrit tölt ki.

A félig konszolidálódott mésziszapban a lejtőn való csúszás következtében repedések keletkeztek, amit később vagy durvakristályos pát, vagy mikrit töltött ki. Ezáltal a kőzetnek breccsás szerkezete alakult ki.

Ez a kőzettípus a Pitics-hegy közelében gyakori.

2. Rózsaszínű vagy szürke mikrites mészkő sztromataktisszal

Rózsaszínű, vagy szürke, kokvinákban gazdag mészkő elnyúlt sztromataktiszokkal, melyek maximális nagysága 10 cm. A nagyobb sztromataktiszok alsó része egyenes és párhuzamos a rétegzéssel. A Pitics-hegy DK-i részén gyakori ez a kőzettípus.

A mésziszap lejtőn való csúszása közben az anyagban üregek keletkeznek, amit később pát tölt ki.

3. Talus breccsa

A különböző nagyságú (0,8–2 cm) és eredetű (többékevésbé kerekített) litoklasztok között pátos kötőanyag jelenik meg. A litoklasztok mikrofáciese eltérő a) vékony kagylóhéjakat tartalmazó radioláriás wackestone, b) foraminiferás, peloidos wackestone, ahol az áthalmozott alkotók felfelé finomodó tendenciát mutatnak, c) sztromatolit fenesztrális pórusokkal.

Az a) és b) típusú litoklaszt a medence üledékből, míg a c) a szub-intertidális környezetből származik.

A törmelékfolyásból származó konglomerátumok és breccsák a lejtő és a lejtőláb jellegzetes üledékei, melyek mozgatórugója a gravitáció. Az aktív riftesedő zónákban ezen túl a kéreg állandó tektonikai mozgásával is számolnunk kell, ami jelentősen hozzájárul az üledékek áthalmozódásához. CREVELLO & SCHLAGER (1980) hasonló jelenséget ír le a Bahamák egyik intraplatform medencéjéből, az Exuma Soundról, ahol szintén sekélytengeri és pelágikus eredetű litoklasztok keverednek. A jelenség mozgatórugóját a platformperem és a felső lejtő „leszakadásában" látja. Tenger alatti csuszamlások során a platformperem „hátrál", a platform peremről nagy darabok válnak le. Részben ezek a leváló darabok szolgáltatják a litoklasztokat, amelyek a lejtőláb és a medence üledékeiből felszakadó intraklasztokkal együtt a medence mélyebb részein ülepednek le.

4. Tűzköves mészkő

Szürke vagy rózsaszín mikrites mészkő sötétszürke vagy vörös tűzkőgumókkal. A tűzkőgumók gyakran elnyúltak és a rétegzéssel párhuzamosan helyezkednek el. Ez a kőzettípus a Schreyeralmi Mészkő Formáció legalsó részén fordul elő. Üledékmozgásra utaló jelek nincsenek, ezért valószínűleg a medencének a lejtőktől távoli területén rakódott le. Ezt a kőzettípust csak törmelékben találtuk meg a Nagy-Jenei-tetőtől északra (T38-as szelvény alja) és keletre (597-es minta: *6. ábra*).

Reiflingi esemény hatása az aljzat morfológiájának változására, és a terület fejlődésére (10. ábra)

A Steinalmi Mészkő Formáció vastagsága (145–155 m) és az egymást követő mikrofáciesek sorozata az egész területen azonos, ami arra utal, hogy a Steinalmi Mészkő leülepedése egyetlen tagolatlan aljzatú üledékgyűjtőben történt.

A sekélytengeri Steinalmi Mészkőre települő, medencében leülepedett mészkövek (Schreyeralmi és Ramingi Mészkő, PÉRÓ et al. 2015) vastagsága és mikrofáciese kis területen belül is jelentős változást mutat. Az aljzat morfológiájának tagolódásáról a részletes (1:10 000) földtani térkép adatainak felhasználásával kaptunk információt. A medencében leülepedett mészkövek, a pelágikus Schreyeralmi és a hemipelágikus Ramingi Mészkő együttes vastagság-értékeit 13 dőlés irányú szelvényben kiszerkesztettük (*6., 10. ábra*). A vastagságértékeket egy csapás irányú (ÉNy–DK) szelvény mentén ábrázolva kirajzolható az aljzat félárokszerkezete (*10. ábra*). A Vörös-tói-vetőtől ÉNy-ra a medencében lerakódott mészkövek vastagsága kis távolságokon, akár néhány 100 méteren belül is jelentősen változik. A mélyvízi üledékképződés itt két részmedencében a pelsói végétől a középső-illírig tartott.

A Vörös-tói-vetőtől DK-re viszont a vastagság viszonylag állandó, ami egyetlen nagyobb medence létezésére utal. A pelágikus/hemipelágikus mészkövek típusa a medencében attól függ, hogy a félárok melyik részén keletkezett. A mikrofácies-típusokat a Nagy-Jenei-tető ÉK-i részén felvett szelvényleírás után ismertettük.

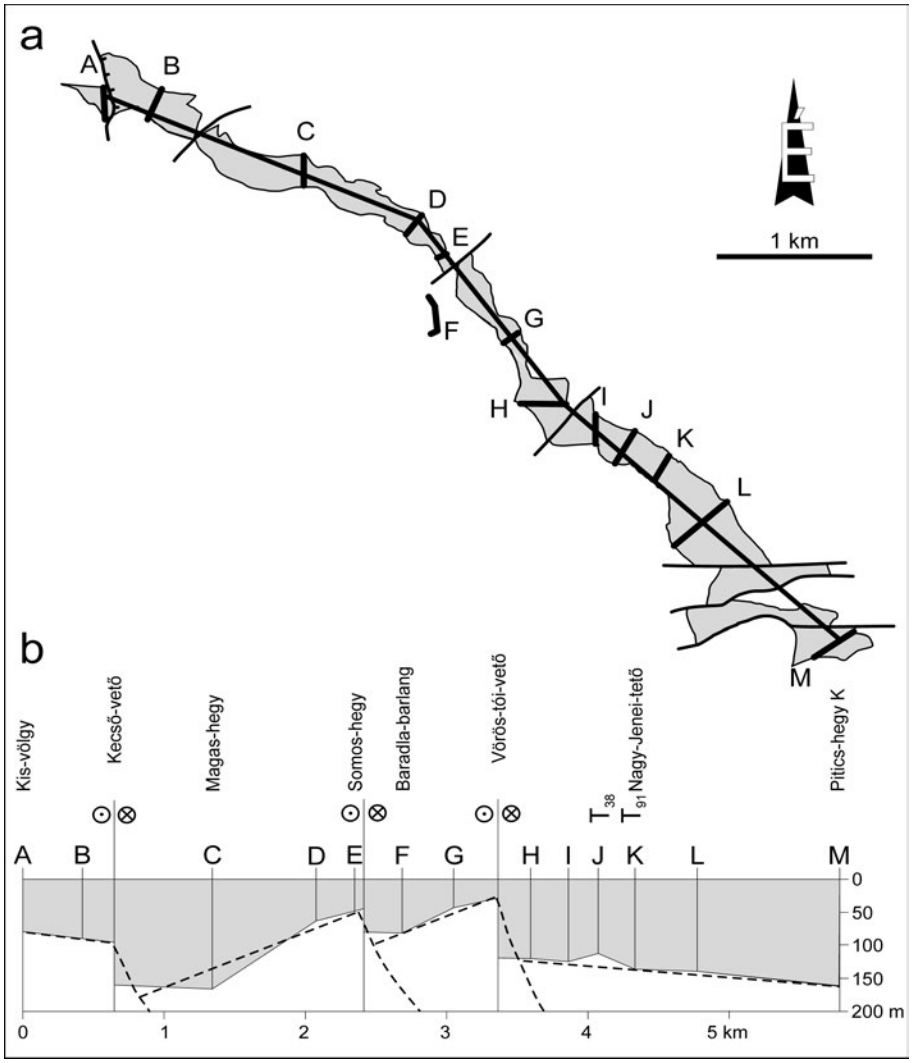
A pelsói végétől a Vörös-tói-vetőtől ÉNy-ra lévő terület fejlődése jelentősen eltér a Vörös-tói-vetőtől DK-re eső terület fejlődésétől (VELLEDITS et al. 2011).

A Vörös-tói-vetőtől ÉNy-ra lévő területen, a Baradla-barlangban felvett szelvényben a pelsói végétől a középső-illírig terjedő intervallumban a mészkövek (Schreyeralmi és Ramingi Mészkő) medencében rakódtak le, aminek a fedőjét 700 m vastag, középső-illír korú zátonymészkő képezi.

A Baradla-barlang szelvénye egy félárok mélyebb részén helyezkedik el. A zátonyok először valószínűleg a félárok peremét képező magaslatokon (Somos-hegy, Vörös-tói vető; *10. ábra*) alakultak ki, és a középső-illírben progradáltak a medencébe.

A Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő területen a medence tovább maradt fenn. A Steinalmi platform késő-pelsói megfulladását követően a késő-pelsóitól a kora-fassaiig (Binodosus szubzóna — Curionii zóna) pelágikus (Schreyeralmi Mészkő Formáció), majd hemipelágikus üledékek (Ramingi Mészkő Formáció) rakódtak le.

A Schreyeralmi Mészkő az első pelágikus mészkő, amely a differenciált aljzaton, közvetlenül a Steinalmi rámpa megfulladása után rakódott le. Rózsaszínű, mikrites, vékonyhéjú kagylóhéjakban gazdag. Hiányoznak belőle a Ramingi Mészkő Formációra oly jellemző áthalmozott zátonyalkotó fosszíliák töredékei.



10. ábra. A Schreyeralmi és a Ramingi Formációk együttes vastagságának változása a Kecső-völgy és Pitics-hegy között. Szelvényvonalat l. a 6. ábrán is (PÉRÓ et al. 2015)

a) A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M: a Schreyeralmi és a Ramingi Formációk dőlés irányú szelvényeink nyomvonalai. F: Baradla-barlang szelvénye, K: Nagy-Jenei-tető szelvénye T91–es többr, b) A Schreyeralmi és a Ramingi Formációk együttes vastagságának csapás menti változása a mért, illetve szerkesztett adatok alapján. Ötszörös vertikális magasítás. Szaggatott vonal: a mért, illetve szerkesztett adatok alapján interpretált félárok szerkezet

Figure 10. *Total thickness of Schreyeralm and Raming Fms between Kecső Valley and Pitics Hill. See Figure 6 as well (PÉRÓ et al. 2015)*

a) A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M: sections in dip directions in the Schreyeralm and Raming Fms. F: Baradla Cave section, K: Nagy Jenei Hill section, sinkhole T91, b) Thickness variety of Schreyeralm and Raming Fms. along strike.Vertical scale exaggerated 5×. Dashed line: the interpreted basement morphology refers to half graben system.

A Ramingi Mészkőben a szürke, pelágikus mészkőpadok közé disztális turbiditek települnek, melyek a platformról származó fosszíliatöredékeket (microproblematikumok: *Baccinella ordinata*, *Ladinella porata*, *Plexoramea cerabreformis*, „*Tubiphytes*" sp., Sphinctozoa töredékek a Jenei szelvényben) tartalmaznak.

Hasonlóan az Északi-Mészkőalpokban (MANDL 1999, 2000, 2001, 2006), és a Nyugati-Kárpátokban leírtakkal (MELLO 1974, 1975, MELLO et al. 1997) a platform progradációja során leülepedett képződményeket Aggteleken is a Ramingi Mészkő képviseli.

Aggteleken a késő-anisusi–kora-ladinban a terület ÉNy-i részén lévő zátony a DK-en lévő medencébe progradált. A progradáció idején a medencében lévő lejtő lábánál a Ramingi Mészkő ülepedett le. Ezzel egyidejűleg a DK-en felépült zátony hátterében, a terület ÉNy-i részén, lagúna alakult ki (VELLEDITS et al. 2011).

Az Északi-Mészkőalpokban és az Aggteleki-hegységben végzett kutatások eredményeinek összehasonlítása

Azonosságok

— A Steinalmi illetve Annabergi Mészkő leülepedése mindkét területen tagolatlan felszínű, homoklinális rámpán, sekély vízmélységben történt.

— A sekélytengeri Steinalmi, illetve Annabergi Mészkőre mindkét területen éles határral pelágikus mészkövek, az Északi-Mészkőalpokban Reiflingi Mészkő vagy Schreyeralmi Mészkő, Aggteleken Schreyeralmi Mészkő települ.

— A sekélytengeri mészkövek tetején, illetve felső részén egyetlen feltárásban sem találtunk szárazföldi kitettségre (karsztosodás, meteorikus diagenezis) utaló nyomokat.

— A rámpa megfulladása mindkét, ma egymástól több száz km-re lévő területen egyidőben, a késő-pelsóiban (Binodosus szubzóna) következett be. Ahol ennél fiatalabb medence üledékek települnek a Steinalmi Mészkőre, ott vagy üledékképződési hiány van, vagy az utólagos tektonika következtében a Steinalmi Mészkő fölötti üledékek hiányoznak. Azonban ebben az esetben is a hasadékkitöltések üledékei bizonyítják, hogy a Steinalmi platform megfulladása még az illír előtt, a késő-pelsóiban következett be (Schreierkogel).

— Míg a Steinalmi Mészkő vastagsága mindkét területen viszonylag állandó, addig a fedőt képező medence üledékek vastagsága horizontálisan, kis távolságokon belül is jelentős különbségeket mutat. Az Északi-Mészkőalpokban ezt csak a Schreyeralmon lévő feltárások (Juvavikum) esetében tudtuk bizonyítani, mivel csak ott volt lehetőségünk egymáshoz közel álló feltárásokban tanulmányozni a Schreyeralmi Mészkő vastagságát.

Az Aggteleki-hegységben az 1:10 000 méretarányú térképezés eredményeit felhasználva lehetőség nyílt az aljzat félárokszerkezetének rekonstruálására a késő-pelsói platform megfulladást követő időszintre vonatkozóan.

— Mindkét területen nyilvánvaló, hogy a Steinalmi/Annabergi rámpa megfulladása kiemelkedési esemény, szárazföldi erózió nélkül történt.

— A Steinalmi Mészkő felső részén mindkét területen neptuni telérek jelennek meg, melyeket késő-pelsói–koraillír korú pelágikus üledékek töltenek ki.

Különbségek

— Aggteleken késő-pelsói (Binodosus szubzóna) korú neptuni telér, illetve az ammoniteszes pad bázisának oldási maradékában idiomorf nehézásványokat: ortopiroxént, magnetitet, ilmenitet találtunk (JÓZSA S. határozása), mely egyidejű vulkáni tevékenységre utal. Ennek kemizmusa valószínűleg ultramafikus–mafikus–neutrális volt.

— Aggteleken a Reiflingi eseményt követően a Vöröstói vetőtől ÉNy-ra és DK-re lévő területek fejlődése jelentősen eltér.

Következtetések

A Steinalmi/Annabergi rámpa megfulladását mindkét területen a Neotethys-óceán riftesedése okozta.

A késő-pelsóiban a Neotetys-óceán riftesedése következtében az extenzió következtében, a kéreg kivékonyodása miatt az aljzat lesüllyedt. Ez vezetett a rámpa megfulladásához mind az Északi-Mészkőalpokban, mind az Aggteleki-hegységben.

A Steinalmi rámpa megfulladásával egy időben neptuni telérek keletkeztek, melyeket pelágikus üledékek töltöttek ki.

A gyors, tektonikus süllyedéssel egy időben a kéreg felső része feldarabolódott majd a kéregblokkok kibillentek. A Schreyeralmi és Reiflingi Mészkő már egy morfológiailag tagolt felszínen ülepedett le.

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a középső-triász korábbi szakaszában történt karbonátrámpa megfulladási események több helyről ismertek. 1) A Dunántúli-középhegységből BUDAI & VÖRÖS (2003, 2006) írták le a Megyehegyi rámpa megfulladását, feldarabolódását és félárkok kialakulását, ami a bithyniai alkorszakban történt. 2) Az Északi-Mészkőalpokból a Gutensteini Mészkő megfulladását írta le TATZREITER (2001) az Ismidicus zónából (felső-bithyniai), a Rahnbauerkogel, Tiefengraben és a Großtanglau feltárásokból (Bajuvarikum, Großreifling). 3) KOVÁCS et al. (2004) a Rudabányai-hegység Bódvai-takarójából a Dunna-tető D-i oldaláról említ bithyniai pelágikus mészkövet a Gutensteini Mészkő fölött.

Köszönet

A kutatások a T 037747 számú OTKA, és az Osztrák-Magyar Akció Alapítvány 59öu5-ös számú projekt támogatásaiból valósultak meg.

Köszönjük lektoraink, HAAS János és LESS György alapos munkáját. Kritikai észrevételeik jelentősen javították a cikk szerkezetét, áttekinthetőbbé és érthetőbbé téve azt.

Irodalom — References

BUDAI, T. & VÖRÖS A. 2003: Geological setting. In: VÖRÖS A. (szerk.): The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55,** 9–12.

BUDAI, T. & VÖRÖS A. 2006: Middle Triassic platform evolution on the Southern Bakony Mountains (Transdanubian range, Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **112/3,** 359–371.

CREVELLO, P. D. & SCHLAGER W. 1980: Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma sound, Bahamas. — *Journal of Sedimentary Petrology* **50/4,** 1121–1148. http://dx.doi.org/10.1306/212F7B99-2B24-11D7-8648000102C1865D

FLÜGEL, E. 2004: *Microfacies of Carbonate Rocks.* — Springer, 976 p. https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8

GAETANI, M., JACOBSHAGEN, V., NICORA, A., KAUFFMANN, G., TSELEPIDES, V., FANTINI-SESTINI, N., MERIMANN, D. & SKOURTSIS-CORONEOU, V. 1992: The Early–Middle Triassic boundary at Chios. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **98/2,** 181–204.

GALLET, Y., KRYSTYN, L. & BESSE, J. 1998: Upper Anisian to Lower Carnian magnetostratigraphy from the Northern Calcareous Alps (Austria). — *Journal of Geophysical Research* **103,** 605–621. https://doi.org/10.1029/97jb02155

Gawlick, H. J., Frisch, W., Vecsei, A., Steiger, T. & Böhm, F. 1999: The change from the rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. — *Geologische Rundschau* **87,** 644–657. https://doi.org/10.1007/s005310050237

Haas, J. (szerk.) Hámor, G., Jámbor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A. & Szederkényi, T. 2012: *Geology of Hungary.* — Springer, 244 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8

Haas J., Budai T. (szerk) Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. & Koroknai B. 2014: Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez" (1:500 000). — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.

Hagenguth, G von., Pober, E., Gotzinger, M. A. & Lein, R. 1982: Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **125/1–2**, 155–218.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. — In: Wilgus, C. K., Hasings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & van Wagoner, J. C. (eds.): Sea-level changes: An integrated approach. *SEPM Special Publications* **42,** 71–108, Tulsa. https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0071

Kochánová, M. & Michalík, J. 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie Limestones (Upper Pelsonian – Lower Illyrian) of the Choč Nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). — *Geologický Zborník: Geologica Carpathica* **37,** 501–531.

Kovács, S. 1989: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terraines. — XXI[st] European Micropaleontological Colloquium, Guidebook, Budapest, 15–36.

Kovács, S., Less Gy., Hips K., Piros O. & Józsa S. 2004: Aggteleki–Rudabányai egységek. — In: Haas J. (szerk.): Magyarország geológiája Triász. ELTE, Eötvös Kiadó, 197–299

Kozur, H. 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **87/1–4,** 109–135. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90132-b

Kozur, H. & Mock, R. 1973: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. — *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* **3/2,** 1–14.

Krystyn, L. & Schöllnberger, W. 1972: *Führer zu Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz.* — Graz 61–107.

Krystyn, L., Lein, R. & Richoz, S. 2008: Der Gamstein: Werden und Vergehen einer Wettersteinkalk-Plattform. Fieldguide. — *Journal of Alpine Geology* **49,** 157–172.

Lein, R. 1987: Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. — In: Flügel, H. W. & Faupl, P. (ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps.* Wien, Franz Deuticke, 85–102.

Lein, R., Krystyn, L., Richoz, S. & Liebermann, H. 2012: Middle Triassic platform/basin transition along the Alpine passive continental margin facing the Tethys Ocean — the Gamsstein: the rise and fall of a Wetterstein Limestone Platform (Styria, Austria). — *Journal of Alpine Geology* **54,** 471–498.

Mandl, G. W. 1999: Geology of the central and eastern sector of the Northern Calcareous Alps (NCA). — In: Mandl, G. W. (ed.), FOREGS '99 Field trip guide Vienna–Dachstein–Hallstatt–Salzkammergut (UNESCO World Heritage Area). — *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* **49**, 36-53.

Mandl, G. W. 2000: The Alpine sector of the Tethyan shelf-examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **92,** 61–77.

Mandl, G. W. 2001: Die östlichen Kalkhochalpen: Stratigraphie und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura. — In: Mandl, G. W. (ed.): Geologische Karten 1: 50.000 Blatt ÖK 103/Kindberg und Blatt OK 104/ Mürzzuschlag: Grundlagenforschung, Angewandte Geologie: Neuberg an der Mürz 3–7. September 2001, 71–87, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Mandl, G. W. 2006: Explanatory notes to the digital geological map of the Rax–Schneeberg Region. KATER II Geology of the Rax-Schneeberg-Region. — Geological Survey of Austria, Wien, 26 p.

Mange, M. A. & Maurer, H. F. 1992: *Heavy Minerals in Colour.* — Chapman & Hall, London, 147 p. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2

Mello, J. 1974: Facial development and facial relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern part of Gemerids). — *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen* **2,** 147–155. https://doi.org/10.1007/978-3-7091-4497-8_18

Mello, J. 1975: Pelagic and reef sediment relations of the middle Triassic in the Silica Nappe and transitional strata nature (the Slovak Karst, West Carpathians). — *Geologický Zborník: Geologica Carpathica* **26,** 21–46.

Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. & Steiner, A. 1997: *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského Krasu 1:50 000.* — Explanatory notes: Slovak Karst Bratislava, Vydavatel'stvo Dionýza Štúra, 255 p.

Morton, A. C. & Hallsworth, C. R. 1999: Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. — *Sedimentary Petrology* **124/1–4,** 3–29. https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00118-3

Péró, Cs., Velledits, F., Kovács, S. & Blau, J. 2015: The Middle Triassic post-drowning sequence in the Aggtelek Hills (Silica Nappe) and its Tethyan context – first description of the Raming Formation from Hungary. — *Newsletters on Stratigraphy* **48/1,** 1–22. https://doi.org/10.1127/nos/2014/0051

Pia, J. 1930: *Grundbegriffe der Stratigraphie.* — Leipzig, Wien,. Deuticke, 252 p.

Rüffer, T. 1994: Entwicklung einer Karbonat-Plattform: Fazies, Kontrollfaktoren und Sequenzstratigraphie in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Bayern). — *Gaea Heidelbergensis* **1,** 1–288.

Rüffer, T. & Bechstädt, T. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). — In: Graciansky, P., De Hardenbol, J., Jaquin, T. & Vail, P. R. (eds): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* **60,** 751–761. https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0751

Schlager, W. & Schöllnberger, W. 1974: Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **66–67,** 165–193.

Sudar, M. 1982: Conodonts from Bulog Limestones of the Inner Dinarides in Yougoslavia and their Biostratigraphic importance. — *Annales Géologiques Péninsule Balkanique* **46,** 263–282.

SUDAR, M., GAWLICK, H. J, LEIN, R., MISSONI, S., KOVÁCS, S. & JOVANOVIĆ, D. 2013: Depositional environment, age and facies of the Middle Triassic Bulog and Rid formations in the Inner Dinarides (Zlatibor Mountain, SW Serbia): evidence for the Anisian break-up of the Neotethys Ocean. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie — Abhandlungen* **269/3,** 291–320. https://doi.org/10.1127/0077-7749/2013/0352

TATZREITER, F. 2001: *Noetlingites strombecki* (GRIEPENKERL 1980) und die stratigraphische Stellung der Großreiflinger Ammonitenfaunen (Anis, Steiermark/Österreich). — *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich.* **45,** 143–162.

TOLLMANN, A. 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **58** (1965), 103–207.

TOLLMANN, A. 1976: *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Statigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen.* — Wien, F. Deuticke, 580 p.

TOLLMANN, A. 1987: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **80,** 47–113.

VELLEDITS, F., PÉRÓ, CS., BLAU, J., SENOWBARI-DARYAN, B., KOVÁCS, S., PIROS, O., POCSAI, T., SIMON, H., DUMITRICĂ, P. & PÁLFY, J. 2011: The oldest Triassic platform margin reef from the Alpine–Carpathian Triassic, Aggtelek, NE Hungary. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **117/2,** 221–268.

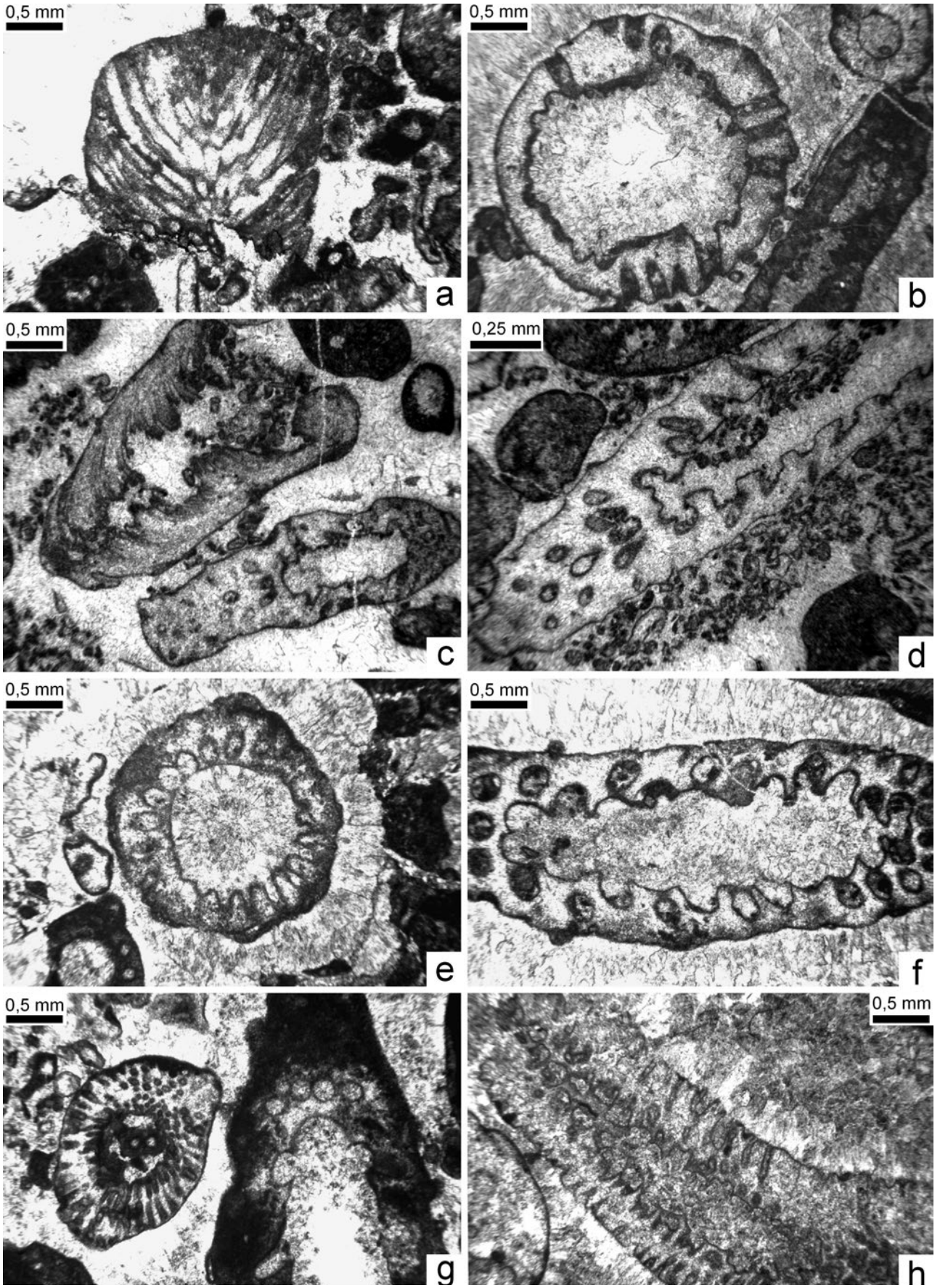
Kézirat beérkezett: 2016. 08. 31.

I. tábla — Plate I.

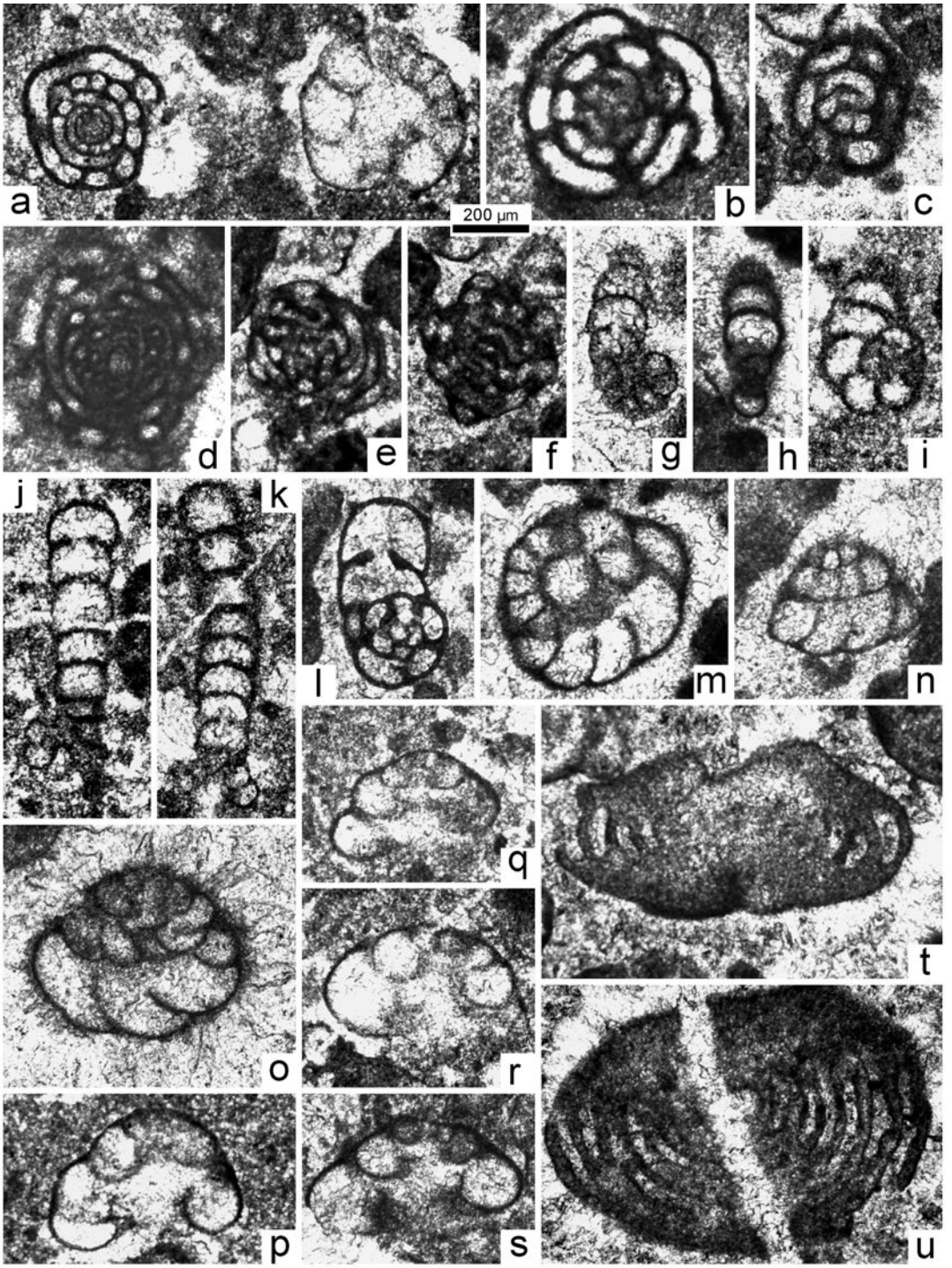
Dasycladeleák az Északi-Mészkőalpokból (minden Schk jelű minta a Schreierkogelről, az Su jelű Sulzkogelről származik)
a) *Teutloporella peniculiformis* OTT (Schk1)
b) *Oligoporella pilosa pilosa* PIA (Schk3)
c) *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Physoporella pauciforata* (Gümbel) *pauciforata* BYSTRICKÝ (Su2)
d) *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *sulcata* BYSTRICKÝ (Su2)
e, f) *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *pauciforata* BYSTRICKÝ (Su3)
g, h) *Pontecella (Diplopora) hexaster* PIA (GÜVENÇ), *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *undulata* BYSTRICKÝ (g) (Su4)

Dasycladaleans from the Northern Calcareous Alps. (every sample with Schk originates from Schreierkogel, with Su from Sulzkogel)
) *Teutloporella peniculiformis* OTT (Schk1)
b) *Oligoporella pilosa pilosa* PIA (Schk3)
c) *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Physoporella pauciforata* (Gümbel) *pauciforata* BYSTRICKÝ (Su2)
d) *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *sulcata* BYSTRICKÝ (Su2)
e, f) *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *pauciforata* BYSTRICKÝ (Su3)
g, h) *Pontecella (Diplopora) hexaster* PIA (GÜVENÇ), *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *undulata* BYSTRICKÝ (g) (Su4)

I. tábla — Plate I



II. tábla — Plate II



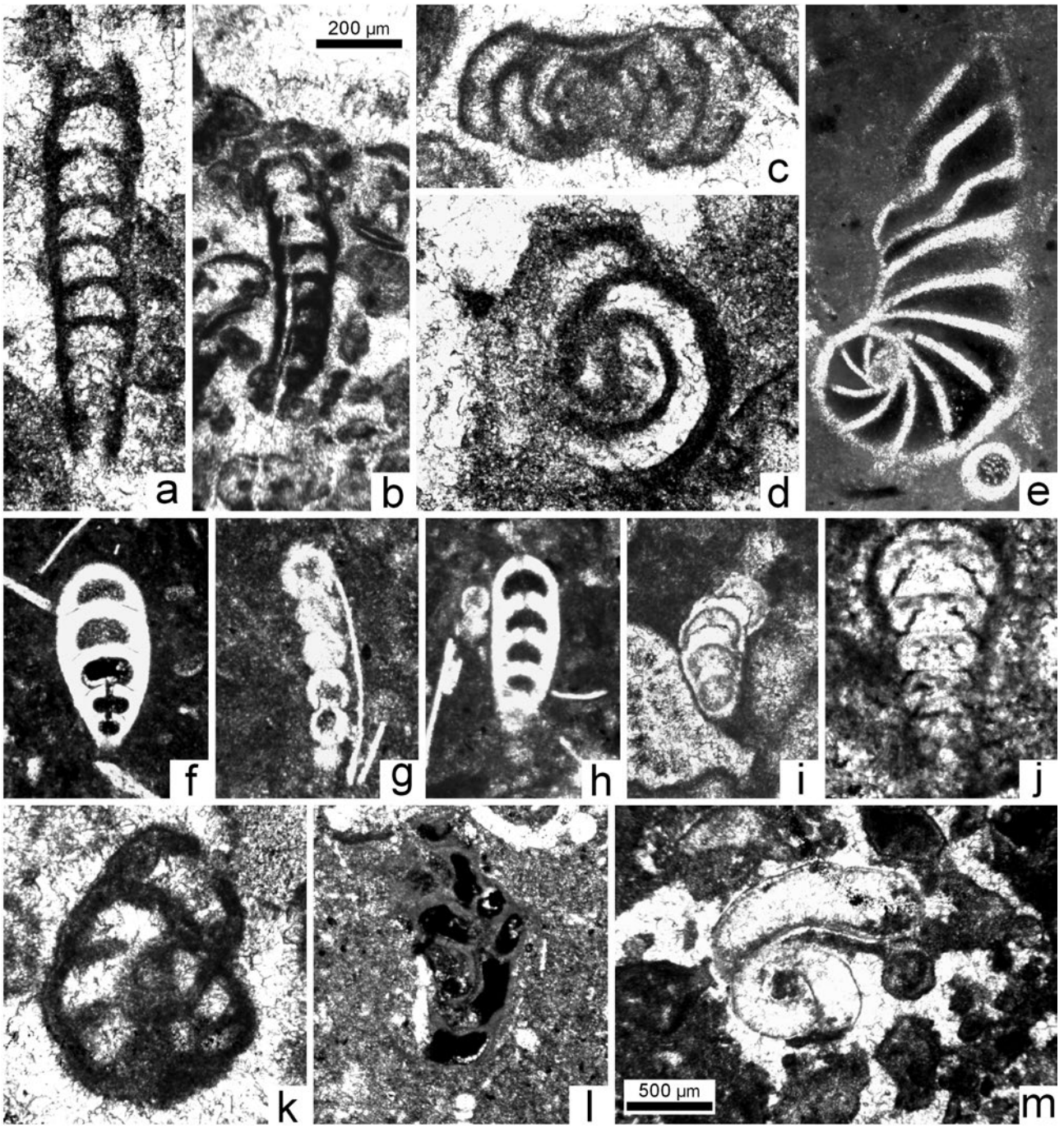
Foraminiferák az Északi-Mészkőalpokból 1

a, b, c: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ 1965 (bal oldalon), a: schk4, b: schk4, c: schk3, d, e, f: *Glomospira densa* (PANTIĆ 1965), d: su4, e: su4, f: su4, g, h, i, j, k: *Endotriadella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI 1969), g: schk5, h: schk1, i: schk5, j: schk5, k: schk5, l: gen. et sp. ind., schk3, a (jobb oldalon), m, n, o, p, q, r, s: *Diplotremina* gr. *astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN 1960, a (jobb oldalon): schk4, m: schk1, n: schk3, o: schk5, p: schk4, q: schk, r: schk5, s: schk5, t, u: , *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK 1956, t: su4, u: su4. A méretarány minden fényképre vonatkozik.

Foraminifera from the Northern Calcareous Alps 1

Fig. a, b, c: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ 1965 (left specimen), a: schk4, b: schk4, c: schk3, Fig. d, e, f: *Glomospira densa* (PANTIĆ 1965), d: su4, e: su4, f: su4, Fig. g, h, i, j, k: *Endotriadella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI 1969), g: schk5, h: schk1, i: schk5, j: schk5, k: schk5, Fig. l: gen. et sp. ind., schk3, a (right specimen), m, n, o, p, q, r, s: *Diplotremina* gr. *astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN 1960, a (right specimen): schk4, m: schk1, n: schk3, o: schk5, p: schk4, q: schk, r: schk5, s: schk5, Fig. t, u: *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK 1956 t: su4, u: su4,. The scale is for all specimens.

III. tábla — Plate III



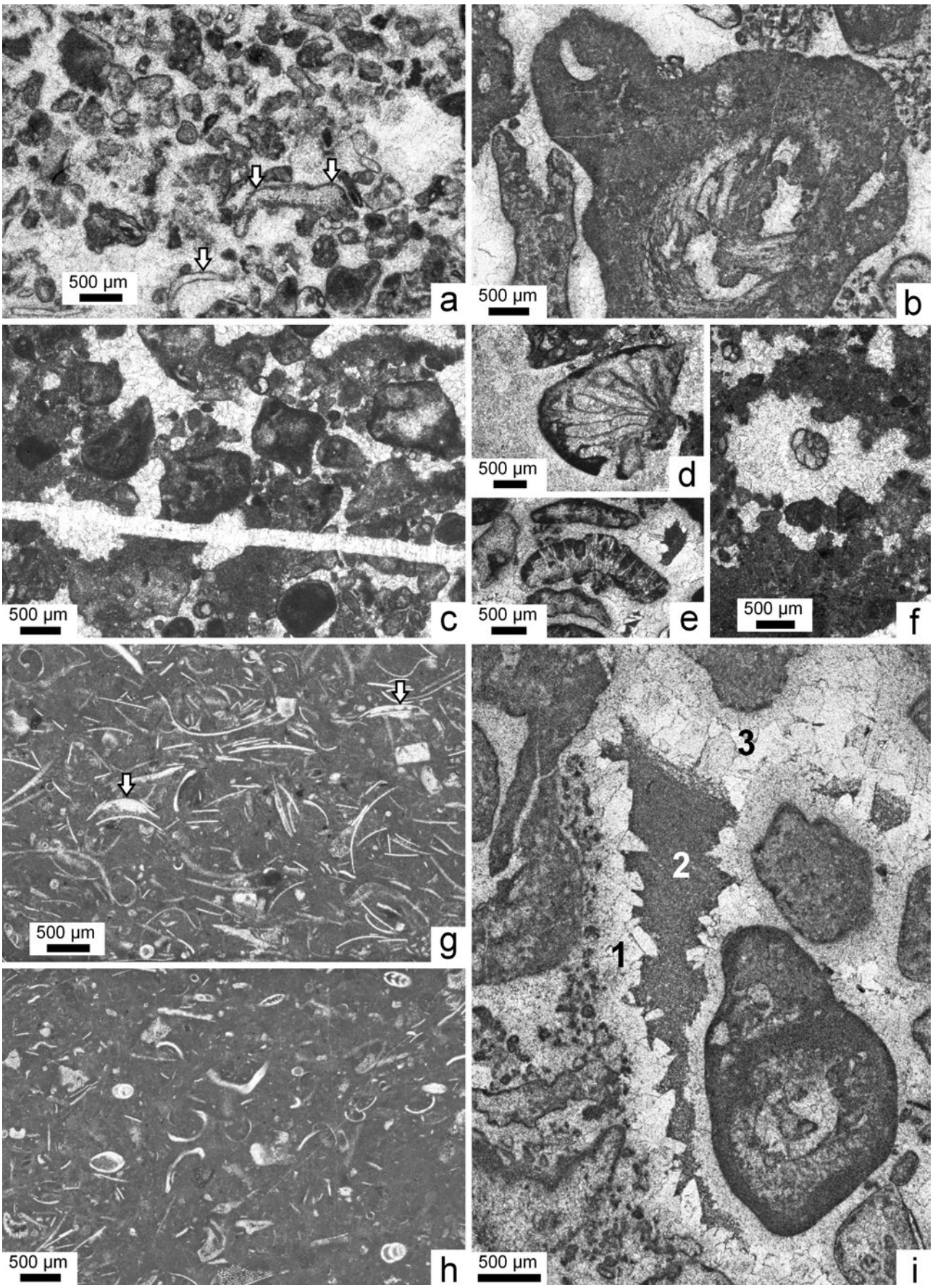
Foraminiferák az Északi-Mészkőalpokból 2

a, b: „*Earlandinita*"cf. *elongata* Salaj 1967, a: schk5, b: schk1, c: *Glomospirella* sp. schk1, d: ? *Cyclogyra* sp. A héj szerkezete nem jól látszik. schk5, e: *Lenticulina* sp.schk2, f, g, h, i, j: Nodosariids. f: schk2, g: schk2, h: schk2, i: su1, j: su4, k: *Endoteba* gr. *badouxi* (Zaninetti & Brönnimann in Zaninetti, Brönnimann & Baud 1972). schk1, l: fixosessile miliolid, gen. et sp. ind. schk2, m: *Spirorbis* sp. schk4, A b fényképen lévő méretarány az m fénykép kivételével mindegyikre vonatkozik

Foraminifera from the Northern Calcareous Alps 2

a, b: *"Earlandinita"*cf. *elongata* Salaj 1967. a: schk5, b: schk1, c: *Glomospirella* sp. schk1, d: ?*Cyclogyra* sp. Note that it is difficult to recognize the ultrasructure of the shell. schk5, e: *Lenticulina* sp. schk2, f, g, h, i, j: Nodosariids. f: schk2, g: schk2, h: schk2, i: su1, j: su4, k: *Endoteba* gr. *badouxi* (Zaninetti & Brönnimann in Zaninetti, Brönnimann & Baud 1972). schk1, l: fixosessile miliolid, gen. et sp. ind. schk2, /m: *Spirorbis* sp. schk4. The scale in b is for all specimens expcept Figure m

IV. tábla — Plate IV



IV. tábla — Plate IV

A Steinalmi Mészkő mikrofáciesei, diagenezise, néhány fosszíliája, és a Steinalmi Mészkőben lévő lévő neptuni telérek mikrofáciesei

a–c) A Steinalmi Mészkő leggyakoribb mikrofácies-típusai

a) Peloidos grainstone. A peloidokat mikrites kéreg szegélyezi. A mikrites kéreg cianobaktériumok, algák és gombák fúró tevékenysége által jön létre. A fent említett élőlények megfúrják a szemcsék felületét, így mikroszkópikus méretű (1 μm és 50 μm átmérőjű) csövecskék jönnek létre. A fúró szervezetek elhalása után az üres csövecskékben mikrokristályos kalcit cement halmozódik fel, ami a mikroszkópban mint vékony fekete szegély jelenik meg (Flügel 2004). A nyíllal jelölt szemcséket vastagabb mikrites kéreg veszi körül, a szemcsék a mikrofúró tevékenység hatására peloidokká kezdenek átalakulni (schk1)

b) Összetett onkoid. A dasycladalea töredéket (*Teutloporella peniculiformis* Ott) a bekérgező szervezetek (mikrobák, algák, gombák) kalcitkéreggel vonják be, a kéreg tovább növekedése során újabb fosszíliatöredékek épültek a kéregbe (su2),

c) Grainstone. A feltöredezett litoklasztokat mikrites kéreg veszi körül. A szemcsék között az alapanyag pát (schk4),

d) Koralltöredék. A Steinalmi Mészkőben ritkán előforduló fosszília (su1),

e) Bryozoa töredék (su2),

f) Foraminifera (*Diplotremina* gr. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann) egy „madárszem" közepén. A mésziszap a diagenezis alatt szupratidális környezetbe került, ahol a száradás következtében zsugorodási üregek (madárszemek) keletkeztek, amit később pátos kalcit töltött ki. Valószínűleg a kiszáradás után, de a madárszem cementtel való kitöltése előtt került a foraminifera az üregbe (schk5),

g–h) A Steinalmi Mészkőben lévő neptuni telérek mikrofáciesei:

g) „Filamentumos" wackestone. Mikrites alapanyagban, nagy mennyiségben vékony kagylóhéjak és néhány crinoidea töredéke és foraminifera látható. A nyilak a kagylóhéjak alatt kialakult geopetális szerkezetet, vagy találó néven esernyő szerkezetet mutatják. A kagyló elpusztulása után váza szétesett, és a mésziszapba ágyazódott. A kagylóhéj belső oldala és a mésziszap felülete közötti üres tér a diagenezis alatt páttal töltődött ki. A neptuni telér mikrofáciese pelágikus üledékképződési környezetre utal (schk2)

h) Ostracodás, foraminiferás wackestone. Mikrites mátrixban artikulált és diszartikulált ostracoda vázak, foraminiferák és crinoidea töredékek jelennek meg. A neptuni telér mikrofáciese pelágikus üledékképződési környezetre utal. Összehasonlítva a lagúnában lerakódott sekély tengeri (a, b, c) és a neptuni telérek (g, h) pelágikus üledékei jelentős különségek mutatkoznak (schk2),

i) Diagenezis a meteorikus–freatikus zónában. Az üreg falára kutyafog cement (1) rakódott, majd az üresen maradt teret kristályos szilt (2) töltötte ki. Az üreg felső, üresen maradt részében a diagenezis későbbi fázisában blokkos cement (3) vált ki. Mindhárom cementtípus a meteorikus–freatikus zónában történt diagenezisre utal, és édesvíz hatását tükrözi. A kép közepén lévő szemcse egy összetett onkoid. A bekérgező szervezetek (mikrobák, algák, gombák) előbb egy dasycladalea töredéket kérgeztek be, majd ehhez a bekérgezett szemcséhez később egy litoklaszttöredéket is hozzáragasztottak, és az így kialakult összetett szemcsét egy újabb kéreggel vették körül. Mivel az onkoidok az intertidális–szubtidális zónára jellemzőek, a mésziszap ott ülepedett le, a kőzetté válás pedig édesvíz hatása alatt, sekély vízben történt (Flügel 2004) (su2)

Microfacies, diagenesis and some fossils of the Steinalm Limestone and microfacies of the neptunian dykes in the Steinalm Limestone

a–c) Most common microfacies of the Steinalm Limestone:

a) Peloidal grainstone. Peloids are crusted by micritic envelope. The micritic crust were formed by the boring activity of cyanobacteria, algae and fungi. They bore the surfaces of the clasts, and in that way tiny (1 μm to about 50 μm) tubes originate. Vacant tubes originating after the death of the endoliths are filled with microcrystalline carbonate cement, appearing in the microscope as black envelope (Flügel 2004). Arrows show clasts with thicker envelope. The clasts started to alter to peloids due to the extended boring activity (schk1),

b) Compound oncoid. The endolithic cyanobacteria, algae or fungi coated the fossil fragments with calcite crust, during the further growing of the crust fossil fragments were built in to the crust (su2),

c) Grainstone. The lithoclasts are coated by micritic envelope. The matrix is sparite (schk 4),

d) Coral fragment. It is a rare fossil in the Steinalm Limestone (su1),

e) Bryozoa fragment (su2),

f) Foraminifera (*Diplotremina* gr. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann) in the middle of a birdseye. During diagenesis the calcareous mud became into supratidal environment. Due to desiccation shrinking pores (birdseyes) were formed, which were filled later by sparitic calcite. The foraminifera fell into the cavity most probably after the dessication and before cementation (schk 5),

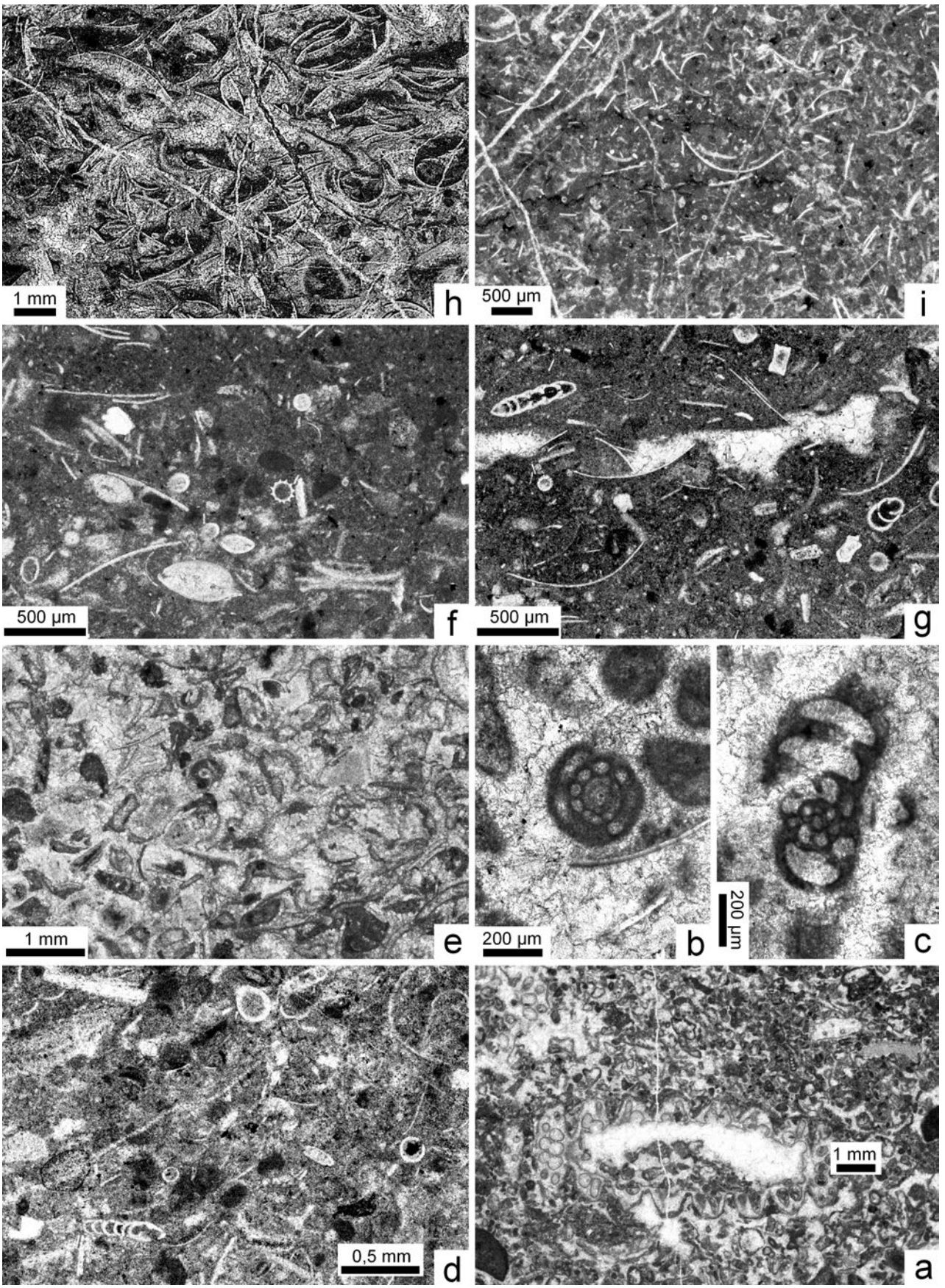
g–h) Microfacies of neptunian dykes in the Steinalm Limestone:

g) "Filament" wackestone. In micritic matrix "filaments", thin bivalve shells, crinoid fragments and foraminifera appear. Arrows show the geopetal structure, or with other words umbrella structure below the bivalve shells. After the death of the bivalve the shell disintegrated and fell into the lime mud. During diagenesis the empty space between the inner wall of the shell and the surface of the lime mud was filled by sparite. Microfacies of the neptunian dyke refers to pelagic environment (schk 2),

h) Ostracoda, foraminifera wackestone. In micritic matrix articulated and disarticulated ostracoda shells, foraminifera, crinoid fragments appear. Microfacies of the neptunian dyke refers to pelagic environment. Comparing the sediments of lagoon (a, b, c) and those of neptunian dykes (g, h) the difference is significant (schk 2),

i) Diagenesis in the meteoric-freatic environment. On the wall of the cavity dog tooth cement precipitated (1), the empty space was filled later by crystal silt (2). The upper, empty remained part of the cavity was filled by blocky cement in the later stage of diagenesis (3) The three cement types refer to meteoric-freatic diagenesis under fresh water effect. In the middle of the picture a composite oncoid can be seen. The encrusting organisms (cyanobacteria, algae, fungi) incrusted a dasycladalea fragment, later a lithoclats was sticked to it. This composite grain was encrusted again. Oncoids live in intertidal-subtidal zone. The rock was deposited in the inter-subtidal zone, but lithification was influenced by fresh water in shallow depth (Flügel 2004) (su2)

V. tábla — Plate V

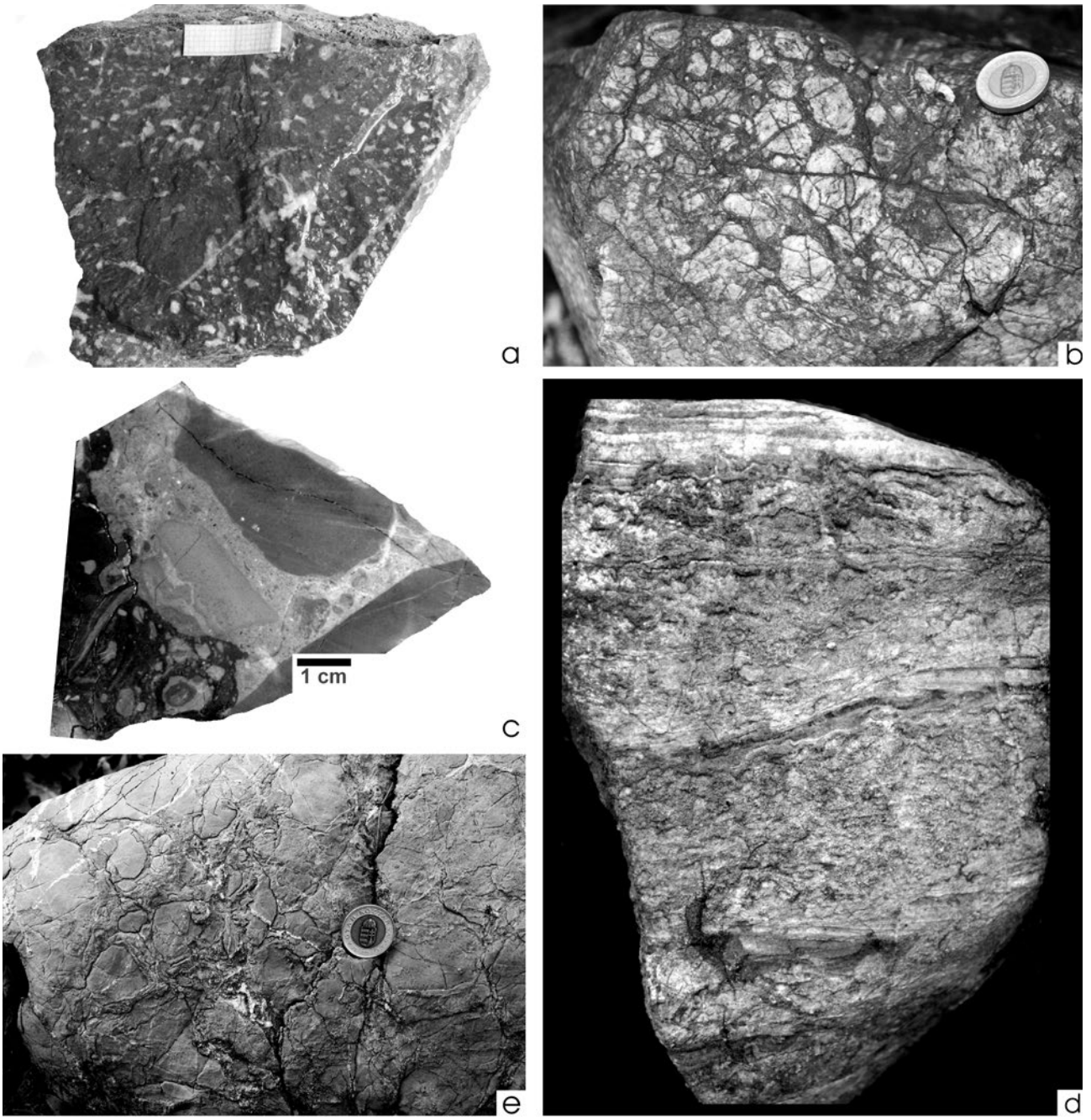


V. tábla — Plate V

A Steinalmi mészkő ősmaradványai és a Schreyeralmi Mészkő mikrofácies típusai
a) *Physoporella dissita* Pia. A Steinalmi Mészkő legfelső szintje, Baradla-barlang, mintaszám: Fj9,
b) *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić 1965. Steinalmi Mészkő, Baradla-barlang: Óriások terme, mintaszám: Tamás 1.,
c) *Endotebanella* sp. Steinalmi Mészkő, Baradla-barlang, mintaszám: mintaszám: Fj3/6. A fénykép megjelent a Velledits et al. 2011-ben is,
d–h) A Steinalmi rámpa megfulladásának tükröződése a mikrofáciesekben:
d) Foraminifera–radiolára wackestone. A Steinalmi rámpa megfulladását követő első üledék. Schreyeralmi Mészkő. Baradla-barlang: Sárkányfej, mintaszám: Fj9crinoalatti2,
e) Crinoideás packstone. A crinoideatöredékek mellett más, mikrites kéreggel körbevett, átkristályosodott fosszília töredék is nagy számban jelenik meg, jelezve, hogy az üledékképződés nem túl nagy vízmélységben történt. Schreyeralmi Mészkő. Baradla-barlang: Sárkányfej, mintaszám: Fj9 crinos2,
f–g) Azonos szintből származó minták:
f) „Filamentumos", radiolériás, ostracodás wackestone. A mikrites alapanyagban a vékony kagylóhéjak, radioláriák, és a diszartikulált ostracodák mellett pelletek is megjelennek (sötétszürke, ovális foltok). Schreyeralmi Mészkő. Baradla-barlang: Sárkányfej, mintaszám: Fj9bazisa1,
g) „Filamentumos" wackestone. A filamentumok (pelágikus kagylóhéjmetszetek) mellett néhány foraminifera és radiolériametszet is látható. A kép közepén átkristályosodott molluscahéj metszet. Schreyeralmi Mészkő. Baradla-barlang: Sárkányfej, mintaszám: Fj9. Ammbazisa2,
h) „Filamentumos" packstone. A pelágikus kagylók elpusztulása után a vékony héjak a mésziszapban halmozódtak fel. A kagylóhéjak alatti üres tér a diagenezis alatt páttal töltődött ki. A vékony kagylóhéjak száma jelentősen megnőtt, ami azt jelzi, hogy a szedimentáció pelágikus környezetben folyt. Schreyeralmi Mészkő. Baradla-barlang: Sárkányfej, mintaszám: Fj9ammpad2, i) „Filamentumos" wackestone. Mikrites alapanyagban pelágikus, vékony kagylóhéjak és azok töredékei. Schreyeralmi Mészkő: Nagy-Jenei-tető szelvénye, mintaszám: J3

Fossils of the Steinalm Limestone and microfacies types of the Schreyeralmi Limestone
a) Physoporella dissita Pia. A Steinalmi Mészkő legfelső szintje, Baradla Cave: Dragon's Head, sample number: Fj9,
b) *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić 1965. Steinalm Limestone, Baradla Cave: Giants' Hall, sample number: Tamás 1,
c) *Endotebanella* sp. Steinalm Limestone, Baradla Cave, sample number Fj3/6. Refigured from Velledits et al. 2011,
d–h) Drowning of the Steinalm ramp:
d) Foraminifera-radiolaria wackestone. First sediment following the drowning of the Steinalm ramp. Schreyeralm Limestone. Baradla Cave: Dragon's Head, sample number: Fj9crinoalatti2,
e) Crinoidal packstone. Beside crinoid fragments fossil fragments with micritic envelope also appear indicating a not very deep sedimentation environment. Schreyeralm Limestone. Baradla Cave: Dragon's Head, sample number Fj9 crinos2,
f–g) Samples from the same level:
f) "Filament"-radiolaria-ostracoda wackestone. In micritic matrix next to filaments (thin bivalve shells) radiolarians and disarticulated ostracod pellets appear as well (dark grey oval patches). Schreyeralm Limestone. Baradla Cave: Dragon's Head, sample number: Fj9bazis1,
g) "Filament" wackestone. Next to the "filaments" (pelagic bivalve shells) some foraminfera and radiolaria appear. In the middle of the picture recristallised mollusc shell can be seen Schreyeralm Limestone. Baradla Cave: Dragon's Head, sample number: Fj9. Ammbazisa2,
h) "Filament" packstone. After the death of pelagic bivalves the shells accumulate in the calcareous mud. During diagenesis the space below the shells are filled with sparit. The number of filaments (thin bivalve shells) increase considerably, referring to a pelagic sedimentation environment. Schreyeralm Limestone. Baradla Cave: Dragon's Head, sample number: Fj9ammpad,
i) "Filament" wackestone. In micritic matrix shells of pelagic bivalves, and their fragments. Schreyeralm Limestone: Nagy Jenei Hill section, sample number: J3

VI. tábla — Plate VI



A Steinalmi Mészkő és a Schreyeralmi Mészkő kőzettípusai. (Minden minta lelőhelye a 6. ábrán látható)

a) Fenesztrális szerkezetű mészkő. Steinalmi Mészkő. A Vörös-tótól K-re, T8as minta. A méretarány 2 cm
b) Onkoidos mészkő. Steinalmi Mészkő. A Schreyeralmi Mészkő közvetlen feküje. Magas-hegy É, T117
c) Neptuni telér. Jól látszik, hogy a telért többféle üledék töltötte ki. Baradla-barlang, Fj3/3
d) Sztromatolit. A Steinalmi Mészkő alsó szintjének jellegzetes kőzettípusa. Kecső-völgy, 79. A kőzet legnagyobb átmérője 15 cm
e) Breccsa. A szögletes mészkőklasztok között pátos cement vált ki. Schreyeralmi Mészkő. Égerszög É, Simon-völgy, 440

Different rock types of the Steinalm and Schreyeralm Limestones. (For sampling points see Figure 6)

a) Limestone with fenestral fabric. Steinalm Limestone. East from Vörös-tó, T8. Scale 2 cm
b) Oncoidal limestone. Steinalm Limestone. Uppermost layer of the Steinalm Limestone. Magas-hegy N part, T117
c) Neptunian dyke. The dyke is filled with sediments of different origin. Baradla Cave Fj3/3
d) Stromatolite. A specific type from the lower part of Steinalm Limestone. Kecső Valley, 79. The largest width of the sample is 15 cm
e) Breccia. Between the angular limestone clasts sparitic cement precipitated. Schreyeralm Limestone. Égerszög N part, Simon Valley 440

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

147/1, 25–38., Budapest, 2017
DOI: 10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.25

A Keleti-Bakony triász időszaki vulkanogén képződményeinek petrográfiai vizsgálata és képződési körülményeik értelmezése

Farics Éva[1], Józsa Sándor[2]

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C,
eva.gyorfy@gmail.com
[2]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C

Petrographic investigation of the Triassic volcanogenic formations of the Eastern Bakony and interpretation of their genesis

Abstract

A Middle and Late Triassic (Ladinian – Lower Carnian) volcanogenic clastic succession can be found in the Eastern Bakony, in the Transdanubian Range of Hungary. The aim of this study is to present and evaluate the petrographic characteristics of the rocks of this succession and compare them to some coeval volcanic formations of the Transdanubian and Southern Alps. The rocks can be investigated in the surface outcrops of the Hideg Valley of Inota as well as in the boreholes of Bakonykúti Bút–2 and Várpalota Vpt–3. The volcanogenic succession can be subdivided into two main parts with reference to the the boreholes. Its lower, fine-grained part contains predominantly volcanic rocks, numerous carbonized plant remnants, and a few crinoidea fragments. Its upper, coarse-grained part contains a lot of volcanic and limestone pebbles and *Daonella* fragments. The following rock types have been identified by macroscopic, polarization and electron microscopic investigations: a large amount of intermediate volcanic rocks (andesite), mafic volcanic rocks (scoria basalt, basalt and microdolerite), a smaller amount of silicic volcanic rocks (rhyolite / rhyolite tuff, aplite), and some related crystal fragments.

The source area probably consisted of some kind of Middle and Late Triassic volcanic rocks (mafic-intermediate lava rocks and depositions from a phreatomagmatic explosion); today, the related representatives of the latter are located in the Transdanubian Range (the closest location is the area of Balatonfő) and in the Southern Alps (especially the Dolomites). At this time the Southern Alps were located close to the area of the Transdanubian Range Unit and the volcanic event was the most intensive and extensive to occur there. The upper part of the volcanogenic conglomerate/pebbly sandstone was formed in a similar way to the Wengen and Marmolada Formation in the Southern Alps. The volcanic material originated from nearby terrestric sources and these consist of mostly intermediate and mafic rocks. It was transported under sea by mass movements and was deposited in the surrounding basin of platforms. The formation of the lower part of the succession was different from the above. The first step was a phreatomagmatic explosion which resulted in a mafic-intermediate deposit in a shallow marine / terrestrial environment. Immediately after this event the volcanic material was re-deposited in a basin by mass movements.

Keywords: Eastern Bakony, volcanogenic sandstone, petrography, ladin volcanism, Southern Alps, palaeogeography

Összefoglalás

A Tethys közép-európai triász időszaki fejlődéstörténetének nyomozása az egymástól távolabbi területeken található nem vulkanogén üledékes kőzetek összehasonlító vizsgálatával régóta eredményesen zajlik. A térben és időben is sokkal változatosabb kifejlődésű vulkanogén képződmények ezirányú vizsgálatában rejlő lehetőségek még messze nincsenek kihasználva. Ennek leginkább az lehet az oka, hogy ezeknek a hazai kőzeteknek a részletes kőzettani leírása még nem történt meg. Ladin vulkanogén törmelékes képződmények a Dunántúli-középhegységen belül a Keleti-Bakony területéről ismertek. Az itt található középső–késő-triász vulkanogén kőzetek részletes petrográfiai vizsgálata lehetőséget teremtett arra, hogy kőzettani alapon is összevessük más hasonló korú, képződésük idején egymáshoz sokkal közelebb elhelyezkedett Dunántúli-középhegységben és Déli-Alpokban megtalálható vulkáni képződményekkel.

A vizsgált keleti-bakonyi összletek az inotai Hideg-völgy útbevágásában lévő egykori felszíni feltárásban, valamint a Várpalota Vpt–3 és a Bakonykúti Bút–2 fúrások anyagában tanulmányozhatók. A vulkanogén összlet két részre tagolható: az alsó részben uralkodóan vulkanit törmelékszemcsékből álló, szenesedett növénymaradványt és elszórtan crinoidea váztöredékeket tartalmazó finomszemcsés üledékes kőzetet, fölül vulkanit- és mészkőkavicsokat nagy mennyiségben tartalmazó, *Daonella* vázelemekben gazdag durvaszemcsés rétegcsoportot találhatunk. A vulkáni

törmelékszemcsék között döntően intermedier (andezit), kisebb mennyiségben bázisos (bazaltsalak, bazalt és mikrodolerit) és savanyú (riolit, aplit) vulkanitok és ezekhez kapcsolódó kristálytörmelékek jelennek meg.

A vulkanogén összlet forrását olyan középső- és felső-triász vulkáni kőzetek (bázisos-intermedier lávakőzetek és freatomagmás kitörések termékei) szolgáltatták, melyeknek mai rokon képviselői a Dunántúli-középhegységben (legközelebb a balatonfői területen), de legnagyobb kiterjedésben a vele ezen időszakban szomszédos Déli-Alpokban fordulnak elő. A felső vulkanogén konglomerátum / kavicsos homokkő képződésére jó analógia a déli-alpi Wengeni Formáció és Marmoladai Konglomerátum keletkezése. E formációk nagy vastagságú törmelékes összlete szárazulatra került, döntően mészkő és bázisos-intermedier kőzetek lepusztulásával, majd tenger alatti tömegmozgásokkal üledékgyűjtő medencékbe történő felhalmozódásával keletkezett. Az alsó vulkanogén homokkő keletkezése ettől némiképp eltér. Bázisos-intermedier összetételű törmelékanyaga első lépésben sekélytengeri/szárazföldi környezetben freatomagmás kitörés eredményeként halmozódott fel, majd közvetlen ezután tenger alatti lejtő mentén történő áthalmozódás után ülepedett le véglegesen.

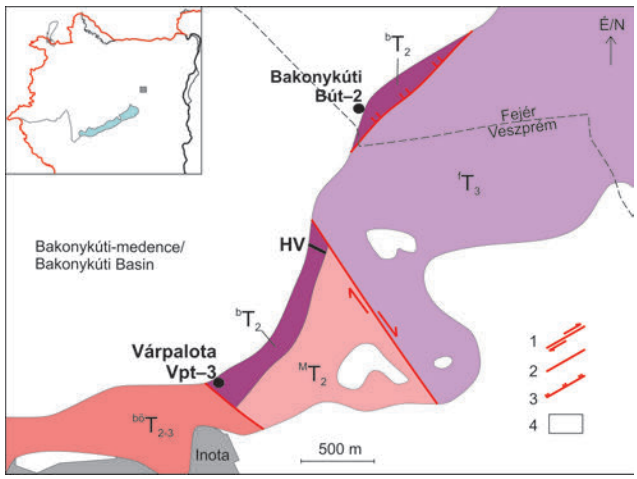
Kulcsszavak: Keleti-Bakony, vulkanogén homokkő, petrográfia, ladin vulkanizmus, Déli-Alpok, ősföldrajz

Bevezetés

Az eurázsiai térség Alp–Himalájai-hegységrendszeréhez tartozó területek mezozoos földtani fejlődéstörténetét lényegében a Tethys-óceán fejlődéstörténete határozta meg. Ennek a triásztól a krétáig tartó időszaknak egy-egy mozgalmas szakaszában a magmás, illetve kimondottan a vulkáni események jelentős szerepet játszottak. Hazánkban a Dunántúli-középhegységi-egységen belül legjobban a Balaton-felvidéken és a Keleti-Bakonyban tanulmányozhatók olyan középső- és felső-triász rétegsorok, amelyek vastagabb vulkáni eredetű rétegeket tartalmaznak. Ezen időszakban a Dunántúli-középhegységi-egység a Déli-alpi-egység szomszédságában helyezkedett el, a Neotethys Vardar-óceánágának ÉNy-i végénél (HAAS et al. 1995, VÖRÖS 2000). Mindkét egységben nagy elterjedésben jelennek meg az anisusi–kora-ladin intermedier-savanyú finomszemcsés vulkáni rétegek, ún. „pietra verde" képződmények (SZABÓ & RAVASZ 1970, RAVASZ 1973, BRUSCA et al. 1981, OBENHOLZNER 1991, STAMPFLI et al. 1991, PÁLFY et al. 2003, BUDAI 2004). A késő-ladin–kora-karni korszakban a bázisos-intermedier kőzeteket produkáló vulkanizmus vált uralkodóvá a Neotethys-óceán kinyílásához kapcsolódva. A láva platformokat borított el, illetve azokon belül telérek formájában jelent meg. A lávaömléseket freatomagmás kitörések is kísérték (NÉMETH & BUDAI 2009). A vulkanitok lepusztulása során keletkezett törmelék a platformokat körülvevő üledékgyűjtő medencékbe hordódott és ülepedett le (PISA et al. 1980, BOSELLINI et al. 2003).

Az általunk vizsgált ladin vulkanogén törmelékes összletet BUDAI et al. (2001) Inotai Formáció néven különítette el, és azt — rétegtani alapon — a déli-alpi Wengeni Formációval rokonította. Az összlet a Dunántúli-középhegységen belül csak a Keleti-Bakonyban, azon belül is a Bakonykúti-medencétől DK-re bukkan felszínre és fúrásokból (Várpalota Vpt–3 [13,3–71,4 m] és Bakonykúti Bút–2 [4,5–93,7 m]) ismert. Korábban az inotai Hideg-völgy útbevágásában volt tanulmányozható, amely később megsemmisült (*1. ábra*). A képződmény a fúrási rétegsorokban a tufabetelepüléseket tartalmazó kovás karbonátkőzetekből álló, medence fáciesű Vászolyi Formáció fölött következik, fedőjében a „berekhegyi mészkő kezdő tagja" (Füredi Mészkő) települ (*2. ábra*, BUDAI et al. 2001).

A középső- és felső-triász vulkáni képződmények vizsgálatának eredményeit számos publikáció foglalja össze, azonban a Keleti-Bakony vulkanogén törmelékes rétegének kőzettani és üledékföldtani jellegeivel igen kevesen foglalkoztak. RAINCSÁK (1980) után az ezidáig legrészletesebb petrográfiai elemzéseket BUDAI et al. (1985) végezte. A Hideg-völgy feltárásában, valamint a két fúrási rétegsor felső részében nagy méretű vulkanit és mészkő anyagú kavicsokat írtak le, melyek anyagát közeli, szárazulatra került vulkanit és karbonátkőzetből felépülő képződmények lepusztulás termékeként értelmeztek. Jelen tanulmánnyal alapvető célunk a vulkanogén képződmények részletes petrográfiai jellemzése, beleértve a kavics méretű elegyrészek mellett, a fúrásokban található, korábban még részletesen nem vizsgált finomabb szemcsés kőzetváltozatokat is. Az eredmények alapján megkíséreljük a petrográfiai alapú korrelációt a dunántúli-középhegységi és déli-alpi területek késő-anisusi–kora-karni triász vulkanitjai között, továbbá kísérletet teszünk a vulkanogén képződmények leülepedési környezetének meghatározására is.

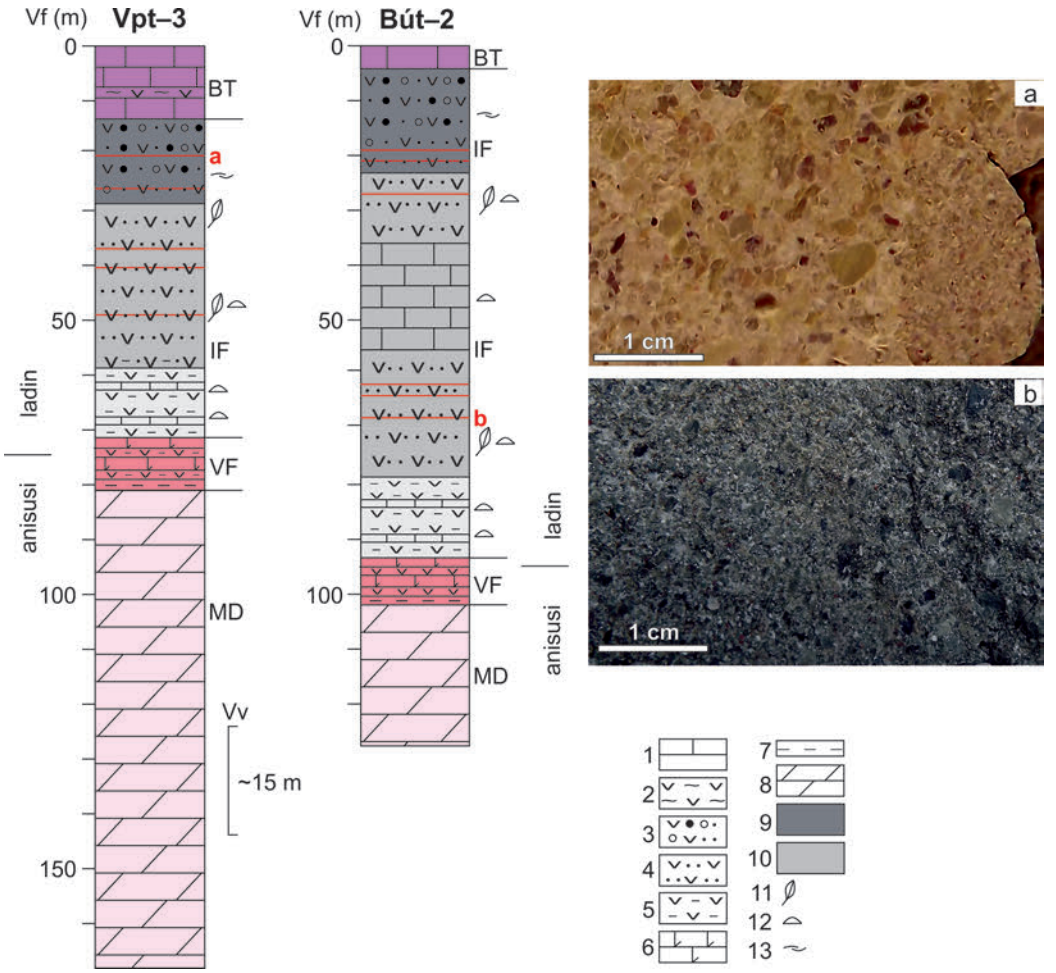


1. ábra. A Keleti-Bakony vizsgált területének egyszerűsített földtani térképe a mintavételi helyek feltüntetésével (GYALOG & CSÁSZÁR 1990 és BUDAI et al. 2001 alapján). HV = Hideg-völgy, alapszelvény

1 – horizontális vető; 2 – szerkezeti vonal általában; 3 – Bakonykúti-feltolódás; 4 – kainozoos fedőképződmények; középső-triász: MT_2 – Megyehegyi és Tagyoni Dolomit; $^bT_2$ –Vászolyi és Inotai Formáció; $^{bö}T_{2-3}$ – Budaörsi Dolomit Formáció; felső-triász: $^fT_3$ – Fődolomit

Figure 1. *Simplified geological map of the investigation range of the Eastern Bakony Mts (the boreholes were marked with circles and the outcrop was marked with a line) (after GYALOG & CSÁSZÁR 1990 and BUDAI et al. 2001). HV = key-section of Hideg Valley*

1 – strike-slip fault; 2 – tectonic line in general; 3 – Bakonykúti overthrust; 4 – Cenozoic formations; Middle Triassic: MT_2 – Megyehegy and Tagyon Dolomite; $^bT_2$ – Vászoly and Inota Formation; $^{bö}T_{2-3}$ – Budaörs Dolomite Formation; Upper Triassic: $^fT_3$ – Hauptdolomite



2. ábra. A Várpalota Vpt-3 és a Bakonykúti Bút-2 fúrás egyszerűsített rétegsora a mintavételi helyek feltűntetésével (piros vonalak) és két jellemző makroszkópos fényképpel (a, b) (RAINCSÁK 1980 és BUDAI et al. 2001 alapján)
MD = Megyehegyi és Tagyoni Dolomit; VF = Vászolyi Formáció; IF = Inotai Formáció; BT = Berekhegyi Tagozat (Füredi Mészkő Formáció); 1 – mészkő; 2 – tufás márga; 3 – vulkanogén konglomerátum/kavicsos homokkő; 4 – vulkanogén homokkő; 5 – tufa/tufit; 6 – dolomitos mészkő; 7 – kovás karbonátos kőzet; 8 – pados dolomit; 9 – felső vulkanogén rétegcsoport; 10 – alsó vulkanogén rétegcsoport; 11 – szenesedett növénymaradvány; 12 – crinoidea; 13 – *Daonella*

Figure 2. *The simplified section of the boreholes of the Várpalota Vpt-3 and Bakonykúti Bút-2 showing the location of the sampling sites (red lines). The a and b images are typical macroscopic photos of the samples (after RAINCSÁK 1980 and BUDAI et al. 2001)*
MD = Megyehegy and Tagyon Dolomite; VF = Vászoly Formation; IF = Inota Formation; BT = Berekhegy Member (Füred Limestone Fm); 1 – limestone; 2 – tufitic marl; 3 – volcanogenic conglomerate/pebbly sandstone; 4 – volcanogenic sandstone; 5 – tuff/tuffite; 6 – dolomitized limestone; 7 – siliceous carbonate rock; 8 – bedded dolomite; 9 – the upper volcanogenic layer; 10 – the lower volcanogenic layer; 11 – carbonized plant remnants; 12 – crinoidea; 13 – Daonella

Földtani környezet

A Dunántúli-középhegységi- és a Déli-Alpi-egység fejlődéstörténetét a középső- és késő-triász időszakban a Neotethys-óceán Vardar-óceánágának riftesedése határozta meg (DOGLIONI 1987, DOGLIONI & NERI 1988, BUDAI & VÖRÖS 1992, HAAS et al. 1995). Az extenziós tektonika hatására a kora-anisusi sekélytengeri karbonátrámpa feldarabolódott, melynek következtében karbonátplatformok és hemipelágikus medencék jöttek létre (pl. GAETANI et al. 1981, BUDAI & VÖRÖS 1992, DE ZANCHE et al. 1993, VÖRÖS et al. 1997, GIANOLLA et al. 1998, BUDAI 2006). A Balaton-felvidék–Keleti-Bakony területén az anisusiban nagyobb kiterjedésű (Baglyas- és Szentkirályszabadjai-) és kisebb izolált (Vörösi- és Tagyoni-) karbonátplatformok alakultak ki, ahol a Tagyoni Formáció képződött. A platformok közötti hemipelágikus medencéket (Felsőörsi-medence) a Felsőörsi Mészkő anyaga töltötte ki (VÖRÖS et al. 1997, PÁLFY et al. 2003). A Keleti-Bakony a középső-triász során kiemelt helyzetű selfterület volt, amely a Balaton-felvidék hemipelágikus medencéje felé a Veszprémi-fennsík paleolejtőjén keresztül kapcsolódott (HAAS & BUDAI 1999). Az anisusi karbonátplatformoknak megfelelő képződmény a Dolomitokban a Felső Serla, a lombardiai területen a Dosso dei Morti és Camorelli Mészkő Formáció (PISA et al. 1978, GAETANI et al. 1998), a medenceképződményekkel pedig az alábbiak rokoníthatók: Dolomitok — Dont és Morbiac Formáció; Lombardia — Angolo Formáció felső szakasza és Prezzo Mészkő (BUDAI 1992, GIANOLLA et al. 1998).

A karbonátplatformok a Balaton-felvidéken a relatív vízszintemelkedés következtében a késő-anisusi folyamán tenger alatti magaslatokká alakultak, a közöttük lévő me-

dencék mélyebb pelágikus medencékké váltak. A Keleti-Bakony Baglyas-platformja azonban az anisusi késői szakaszában is tovább épült, az idősebb platform felett a *Dasycladalea* flórát tartalmazó Budaörsi Formáció Piramita Tagozata fejlődött ki, melynek megfelelői a Dolomitokban is megtalálhatók (Contrin Formáció) (BUDAI 1992, 2006). A platformot enyhe hajlású lejtő köthette össze az azt körülvevő hemipelágikus medencével. A medencékben a Vászolyi Formáció képződése zajlott, mely a Balaton-felvidéken nagy kiterjedésben, a Keleti-Bakonyban csak a Baglyas-platformtól DNy-ra és ÉK-re lévő üledékgyűjtőben jelenik meg (BUDAI 1992, BUDAI et al. 1999, BUDAI et al. 2001). Ezen kifejlődéssel a Dolomitokban a Felső Serla Formációra települő Bivera Formáció rokonítható (BUDAI 1992). A késő-anisusi–kora-ladin során intenzív vulkanizmus játszódott le a Tethys nyugati területén. Ennek a savanyú–intermedier vulkanizmusnak a finomszemcsés tufarétegei („pietra verde") igen nagy területi elterjedésben ismertek a Déli-Alpok (elsősorban a Dolomitok és a Karni-Alpok) területén (többek közt BRUSCA et al. 1981, OBENHOLZNER 1991, STAMPFLI et al. 1991), és a Dunántúli-középhegységben is megtalálhatók (többek közt SZABÓ & RAVASZ 1970, RAVASZ 1973, PÁLFY et al. 2003, BUDAI 2004).

A ladin során tovább mélyültek a platformok közötti pelágikus medencék, amelyekben döntően kovás karbonátokból álló, egyre kevesebb vulkáni anyagot tartalmazó rétegsorok rakódtak le (MAURER & SCHLAGER 2003). A Balaton-felvidéken nagy kiterjedésű medence alakult ki, melynek üledékei a Buchensteini Formációt építik fel. Ennek déli-alpi megfelelője a Dolomitokban az Ambata és Livinallongo Formáció (BUDAI 1992). Az alsó-karniba is felnyúló Budaörsi Dolomit Formáció által felépített platformok a Dunántúli-középhegység jelentős területén megtalálhatók (Keleti-Bakony, Vértes, Budai-hegység). A hasonló korú platformokat a Dolomitokban, a Karni-Alpokban és a Júliai-Alpokban a Sciliar (Schlern) Formáció alkotja (BUDAI 1992). A platformokon a ladinban intenzív vulkáni működés zajlott, mely jelentős mennyiségű bázisos és intermedier lávaömléseket (BECHSTÄDT et al. 1978, VIEL 1979, FARABEGOLI & GUASTI 1980, PISA et al. 1980, CASTELLARIN et al. 1988, SLOMAN 1989, ARMIENTI et al. 2003, BOSELLINI et al. 2003, BUDAI et al. 2005, CASSINIS et al. 2008), valamint freatomagmás kitöréseket produkált (NÉMETH & BUDAI 2009). A Keleti-Bakonyban nem alakult ki a Balaton-felvidékihez hasonlóan mély medence. A Baglyas-platformtól DNy-ra lévő medence folyamatosan feltöltődött vulkanoszediment rétegekkel (Inotai Formáció), míg az attól ÉK-re lévő üledékgyűjtőbe csak a feltöltődés utolsó szakaszában jutott sziliciklasztos törmelék (BUDAI et al. 2001). Az Inotai Formáció a déli-alpi Wengeni Formációnak feleltethető meg (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993, BUDAI et al. 2001). A medencék végső feltöltődése és a környező platformok erőteljes előrenyomulása nyomán a késő-karniban kiegyenlített térszín jött létre, amelyen igen nagy kiterjedésű karbonátplatform alakult ki (Fődolomit Formáció) (BUDAI & HAAS 1997, HAAS & BUDAI 1999).

Mintagyűjtés és vizsgálati módszerek

A mintákat a Várpalota Vpt–3 (1978-ban mélyült, 168 m mély, N47°12' 30,64", E18°11' 02,19") és a Bakonykúti Bút–2 (1978-ban mélyült, 128 m mély, N47°13'30,27", E18°11'46,62") fúrások anyagából gyűjtöttünk (*2. ábra, 1. táblázat*). A két fúrás anyagának petrográfiai leírását a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal magmintagyűjteményében tárolt fúrómagoknak a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet munkatársai közreműködésével végzett mintázása tette lehetővé. Az inotai Hideg-völgy feltárásából BUDAI gyűjtésének köszönhetően nyolc vulkanitkavicsból állt rendelkezésünkre vékonycsiszolat. Bár ez nem tekinthető reprezentatív mennyiségnek, de a fúrásokkal együtt értékelhető eredményt ad. A vékonycsiszolatokat és a minták előkészítését az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában készítettük. A polarizációs mikroszkópos vizsgálatokat Olympus BH2 típusú mikroszkóppal, az elektronmikroszkópos méréseket az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékének AMRAY 1830i típusú, EDAX PV 9800 energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt pásztázó elektronmikroszkópjával végeztük 20 kV gyorsító feszültség és 1 nA sugáráram mellett. Az elektronmikroszkópos méréseket döntően a plagioklászok, ritkábban az előforduló üde színes elegyrészek összetételének meghatározása céljából végeztük. A röntgen-pordiffrakciós (XRD) méréseket a <2 μm ülepített frakción végeztük, a kalcit 5%-os ecetsavval történő előzetes kioldásával. A felvételek Siemens D5000 típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével, Θ–Θ üzemmódban, Cu-Kα gerjesztő sugárzással készültek.

1. táblázat. A fúrások mintavételi helyei és az elvégzett anyagvizsgálatok típusai
Table I. *The sample sites of the boreholes and the types of the petrographic methods*

Fúrás *Borehole*	Mintavétel *Sample sites (metre)*	Polarizációs mikroszkóp *Polarization microscope (No of thin sections)*	Elektron mikroszkóp *Electron microscope (No. of thin sections)*	Röntgen pordiffrakció *X-ray diffraction (No. of samples)*
Vpt–3	20	3	1	–
	26	3	–	–
	37	3	1	–
	40,4	2	–	–
	49	4	1	1
Bút–2	19	2	1	–
	21	3	–	–
	27	2	–	–
	62	4	1	–
	64	1	–	–
	68	2	–	–

A vulkanogén képződmények meghatározására FISHER (1961), SCHMIDT (1981) és MCPHIE et al. (1993) nevezéktanát használtuk, a lávakőzetek elnevezése pedig STRECKEISEN (1978) alapján történt.

Litológiai jellemzés

A Bakonykúti Bút–2 és a Várpalota Vpt–3 fúrások által feltárt rétegsort RAINCSÁK (1980) és BUDAI et al. (2001) alapján a *2. ábrán* mutatjuk be. A fúrások által ért legidősebb képződmény a karbonátplatform fáciesű Megyehegyi Dolomit. Erre a Vászolyi Formáció települ, amely kovás dolomitból, dolomitos mészkőből és tufás–crinoideás mészkőből áll, vékony tufa-közbetelepülésekkel. BUDAI et al. (2001) megállapítása szerint a képződmény lejtőn történő képződésére utal a benne található átülepített bioklasztok nagy mennyisége és a mészkő iszaprogyásos szerkezete. Ez a rétegsor folyamatosan megy át a vulkanogén törmelékes rétegekből felépülő összletbe (Inotai Formáció). Alsó, kb. egyharmad részét BUDAI et al. (2001) alapján tufa és márgás tufa alkotja, melyben crinoidea vázelemek találhatók, valamint egyes szintekben crinoideás mészkőrétegek fordulnak elő. Ezeket a rétegeket petrográfiailag nem vizsgáltuk. Az erre folyamatosan települt, általunk is vizsgált összlet alapvetően két részre osztható: egy alsó finomszemcsés és egy felső durvaszemcsés rétegcsoportra (*2. ábra*).

Az alsó vulkanogén rétegcsoport makroszkóposan fekete vagy sötétszürke, finomszemcsés (maximális szemcseméret 2 mm) törmelékből áll. A kőzet szemcsevázú, vizuális becsléseink alapján a fúrási mintákban az alapanyag menynyisége többnyire kevés, maximum 5–15%. Jól, esetenként közepesen jól osztályozott (*2. ábra, b*). Polimikt, a klasztok uralkodóan különböző típusú, közepesen-rosszul, igen ritkán jól koptatott vulkanitok, közepesen és jól koptatott mészkő és agyagkő csak elvétve jelenik meg. A rétegcsoportban sok a szenesedett növénymaradvány. A Bakonykúti Bút–2 fúrásban egy kb. 15 m valós vastagságú, brachiopodákat és crinoideákat tartalmazó mészkő (*2. ábra*, DETRE in: KÓKAY & RAINCSÁK 1983, BUDAI et al. 2001) közbetelepülése figyelhető meg. A mészkő kontaktusa a vulkanogén törmelékes rétegekkel a rossz magkihozatal miatt nem állapítható meg. Annyi azonban egyértelműen megfigyelhető, hogy a mészkő vulkáni törmelékszemcséket nem tartalmaz.

A felső durvaszemcsés rétegcsoport kontaktusa az alsó rétegcsoporttal — a rendelkezésre álló fúrómagok hiánya miatt — sajnos nem figyelhető meg. Az összlet legfelső szakasza volt tanulmányozható az inotai Hideg-völgy útbevágásában. BUDAI et al. (1985) megfigyelései alapján a homokkőből és aleurolitból felépülő rétegek több szintben tartalmaznak kavics- és konglomerátum-rétegeket és -lencséket. Itt maximum 20 cm-es méretű, gyengén vagy közepesen koptatott mészkő- és vulkanitkavicsok is jellemzőek, míg a fúrásokban az észlelt kavicsok mérete kisebb, maximum 2 cm (*2. ábra, a*). A kőzet a fúrási rétegsorokban makroszkóposan sárgásbarna, többnyire szemcsevázú. Az alapanyag mennyisége többnyire kevés, maximum 5–15%, az inotai Hideg-völgy esetén — minták híján — az alapanyag mennyiségét nem tudtuk megbecsülni. A többnyire rosszul vagy közepesen osztályozott törmelékes kőzet polimikt. Az uralkodó vulkanit mellett a mészkő-törmelékszemcsék mennyisége számottevő, egyes rétegekben 50%, máshol 80% is lehet. A rétegekben *Daonella* kagylók héjtöredékei — az alsó réteggel ellentétben — nagy mennyiségben jelennek meg, viszont szenesedett növénymaradványok nem észlelhetők.

Az Inotai Formációt mind a fúrásokban, mint a felszíni feltárásban a Füredi Mészkő Berekhegyi Tagozata fedi, amelyben az átülepített bioklasztok szintén lejtő környezetet jeleznek (BUDAI et al. 1985). Az üledékgyűjtő medence az Inotai Formációval folyamatosan töltődött fel, amely folyamat a Berekhegyi Tagozat képződésével is tovább folytatódott.

Petrográfiai jellemzés

Az általunk részletesen vizsgált alsó és felső vulkanogén rétegben az egyes kristály- és kőzettörmelék-típusok hasonló petrográfiai képet mutatnak, így azok jellemzését az egész összletre vonatkozóan összevontan ismertetjük. A kőzetek mikroszkópi leírásánál nagyobb részben a törmelékszemcsék kőzettani azonosítására, kisebb részben az azokat leülepedésükig ért utóhatásokra fektettük a hangsúlyt. A véglegesen leülepedett és betemetődött törmelékes rétegeket ért diagenetikus hatások (kompakció, ásványos átalakulások stb.) jelentősen nehezítették egyes törmelékes alkotók pontos meghatározását, de ezen bélyegek ismertetése nem volt célunk.

A kőzettörmelékek mikropetrográfiai jellemzői

Az alsó, finomszemcsés rétegben a törmelékszemcsék mérete maximum 2 mm, általában 0,1–0,5 mm közötti. Ezen belül a kőzettörmelék aránya 80–85%, azt kb. 55–65%-ban intermedier jellegeket mutató, kb. 20–25%-ban mafikus és kb. 10–15%-ban savanyú megjelenésű vulkanitklasztok alkotják. Ezen túlmenően kb. 5%-ban teljesen átalakult, nehezen, vagy nem felismerhető kőzettörmelékek, és kevesebb, mint 1%-ban mészkőklasztok, valamint szenesedett növénymaradványok és crinoidea-vázelemek fordulnak elő.

A fúrási anyagban a felső vulkanogén rétegben a kb. 45–55%-ot képviselő intermedier és a kb. 35–40%-ot kitevő mafikus összetételű kőzetekre jellemző megjelenésű vulkanitklasztok mérete 0,5 mm-től 2 cm-ig változó, átlagosan 1–5 mm-es. BUDAI et al. (1985) az inotai Hideg-völgyből maximum 20 cm-es intermedier-mafikus jellegeket mutató klasztokat írt le. A savanyú megjelenésű vulkanit-törmelékszemcsék mennyisége kb. 10–15%. Méretük a fúrásokban 0,1 mm – 1 cm közötti, általában 2–5 mm-esek, míg BUDAI et al. (1985) az inotai Hideg-völgyből maximum 3 cm-es klasztokat írt le. A fúrások anyagában maximum 10–15%-ot képviselnek a kagyló- és csiga-, ritkán crinoidea-vázelemek (*3. ábra, a*). A mészkőklasztok mennyisége kb. 5%, méretük maximum 2 cm, míg az inotai Hideg-völgyben maximum 20

cm-esek fordulnak elő és egyes szintekben a mennyiségük is jóval több (akár 50%-nál is több) a fúrásban lévőknél (BUDAI et al. 1985). A fúrási mintákban, kb. 2–3%-nyi mennyiségű, maximum 2 mm-es méretű teljesen átalakult, nehezen, vagy nem felismerhető kőzettörmelék jelentkezett.

Mafikus összetételű kőzetek szöveti jellegeit mutató vulkáni törmelékszemcsék

A mafikus csoportba sorolt törmelékszemcsék rosszul koptatottak, köztük bazaltsalak, bazalt és elenyésző mennyiségben mikrodolerit különíthető el. A kőzettípusok mindegyike megtalálható mindkét vulkanogén szintben.

Bazaltsalak. A kőzet vörös vagy barna kőzetüvegből és benne legfeljebb 5% porfíros elegyrészből áll, mely eredetileg kb. 95%-ban plagioklászból és 5%-ban színes elegyrészekből állt. A plagioklász utáni álalakok általában idiomorfok, gyakran vázkristályosak, lépcsős végződésűek, uralkodóan 0,2–0,3 mm hosszúak (*3. ábra, b*), főleg kaolinitté, alárendelten kalcittá vagy zöld színű agyagásvánnyá alakultak. A színes elegyrészek utáni álalakok többnyire hipidiomorfok, ritkán idiomorfok, jellegzetes nyolcszögű keresztmetszeteik egykori piroxénre utalnak. Egyes szemcsék egykori olivinre emlékeztető álalakot mutatnak. A színes elegyrészek utáni álalakokat klorit, illetve barna színű agyagásvány, ritkábban kalcit tölti ki. A kb. 30–40%-ot kitevő, maximum 1 mm-es kerekded mandulakövek zömmel karbonáttal, alárendelten klorittal kitöltöttek (*3. ábra, b*).

Bazalt. Az ide sorolt kőzetek szinte teljesen opak ásványná alakult, interszertális, néhol variolitos megjelenésű, apró plagioklász tűk álalakjait tartalmazó alapanyagból, és maximum 1%-nyi teljesen átalakult plagioklász és kevés színes elegyrész porfíros szemcséiből állnak. A plagioklász utáni álalakok léces termetűek, hipidiomorfok, hosszuk legfeljebb 0,1 mm, kaolinittel kitöltöttek. A teljesen agyagásványosodott színes elegyrészek hipidiomorfok, maximum 0,05 mm-esek. A jellemző alaki bélyegek hiánya miatt nehezen azonosíthatók, bár köztük egy-két esetben olivin utáni álalakok ismerhetők fel a koporsó alakú metszet alapján. A kőzetben maximum 1%-nyi mennyiségben közel kerekded, agyagásvánnyal vagy kalcittal kitöltött kis méretű mandulakő jelenik meg. Az alapanyagban maximum 0,06 mm hosszú, vékony, átalakult plagioklászok észlelhetők, többnyire rendezetlenül.

Mikrodolerit. Ez a kőzettípus mikroholokristályos intergranuláris szövetű. Vázát 60%-ban maximum 0,1 mm-es, erősen kalcitosodott plagioklászlécek alkotják, a közöttük lévő maradék teret döntően kloritból és agyagásványból álló, xenomorf, pontosan nem meghatározható egykori színes elegyrészek töltik ki.

Intermedier összetételű kőzetek szöveti jellegeit mutató vulkáni törmelékszemcsék

A vizsgált kőzetekben az intermedier összetételű vulkáni törmelékszemcsék a legváltozatosabbak, mindkét vulkanogén szintben előfordulnak. Szemcséi rosszul vagy közepesen koptatottak, anyaguk andezit (*3. ábra, c–e*). Fő típusaik a következők.

Andezit–1. Ez a kőzettípus porfíros pilotaxitos, illetve trachitos szövetű, esetenként kalcittal vagy agyagásvánnyal kitöltött mandulakövet is tartalmaz. Alapanyagát 90–95%-ban vékony plagioklászlécek alkotják (*3. ábra, c, d*), melyek zömmel ikerlemezesek, andezin/oligoklász összetételűek, egyesek kaolinitesedtek. A közöttük lévő kőzetüveg teljesen agyagásványosodott, illetve kalcitosodott, igen ritkán részben vagy teljesen átkovásodott. A 10–20%-nyi hipidiomorf, idiomorf porfíros elegyrésznek kb. 80%-a plagioklász, 20%-a hipersztén, és nyomokban opakásvánnyá alakult biotit volt (*3. ábra, c, d*). A porfíros plagioklászok egy részét mikrokristályos kvarc, illetve kaolinit tölti ki, az üde szemcsék jól láthatóan zónásak és ikerlemezesek, labradorittól oligoklászig terjedő összetételűek (*3. ábra, c, d*). A hipersztén 0,1–0,2 mm hosszú szemcséi igen ritkán üdék, álalakjait kalcit, illetve barna színű agyagásvány-kitöltés jellemez (*3. ábra, c, d*). Opakásvány zárványokat (ilmenit, magnetit) gyakran tartalmaznak, amelyek az alapanyagban önállóan is megjelenhetnek. Az akcesszóriákat apatit és cirkon képviseli.

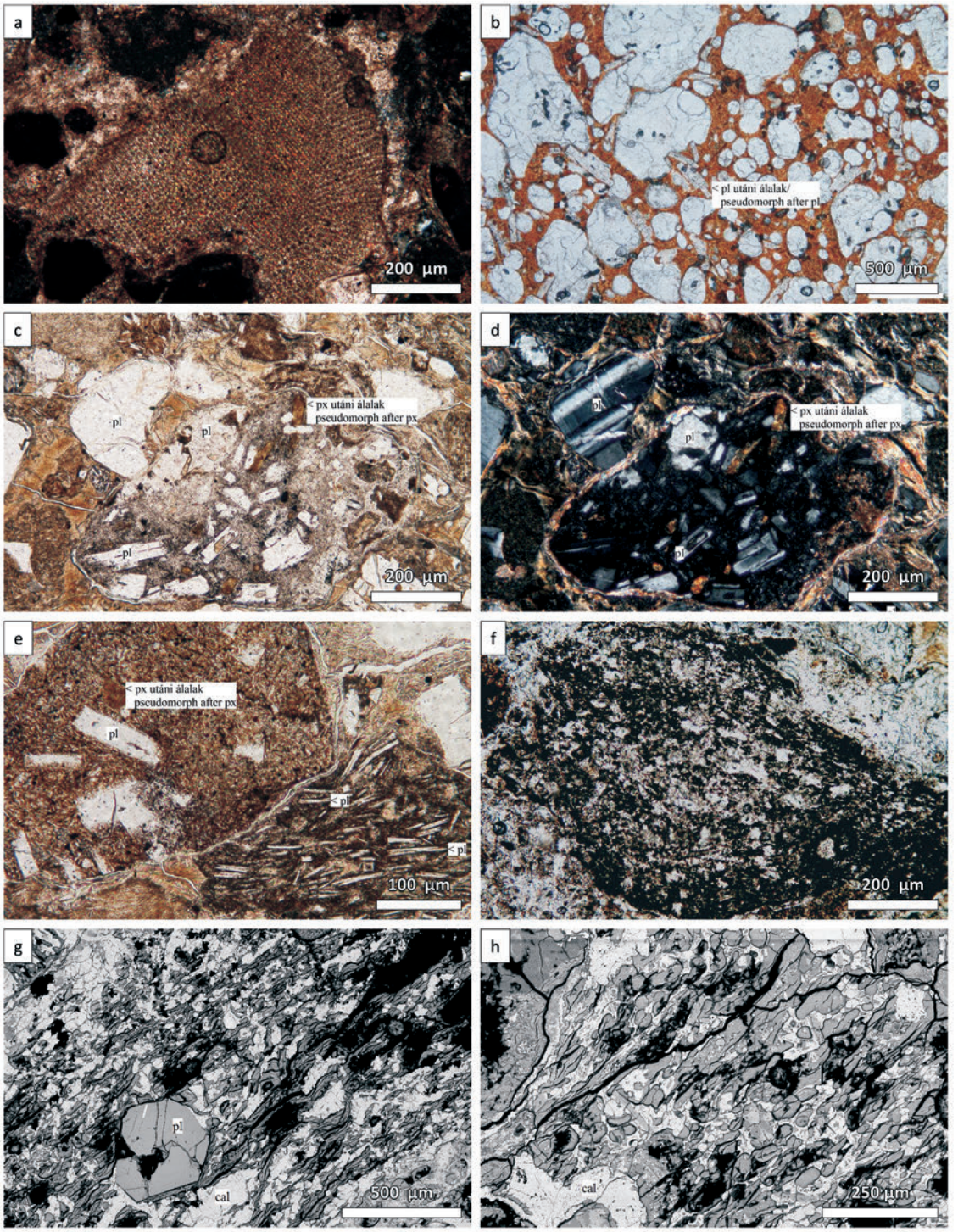
Andezit–2. Ebben az amafitos, porfíros trachitos szövetű lávakőzettípusban az agyagásványosodott kőzetüvegben csak labradorit/andezin összetételű hipidiomorf és idiomorf, vékony tűs plagioklászok láthatók. Maximum 0,1 mm hosszú (*3. ábra, e*) szemcséit gyakran kaolinit tölti ki. Egyes törmelékszemcsékben kis mennyiségben és méretben agyagásvánnyal vagy klorittal kitöltött mandulakövek (*3. ábra, e*) is megjelennek.

Az amafitos andezitnek elkülöníthető egy változata, melyben az irányított szövet nem mindig ismerhető fel, a pórusok mennyisége 20–30% közötti, méretük maximum 0,15 mm (*3. ábra, f*). A kőzet erőteljes átalakulása miatt az eredeti szöveti bélyegek — esetenként még a plagioklászlécek utáni álalakok is — teljesen megsemmisültek. A kőzet jellemzően sötétbarna az egykori kőzetüveg átalakulási termékei (titanit és agyagásvány) miatt. Ezen kőzetváltozat sok üveget tartalmazó salakos amafitos andezitnek határozható.

Savanyú összetételű kőzetek szöveti jellegeit mutató vulkáni törmelékszemcsék

A savanyú összetételű vulkáni törmelékszemcsék többnyire közepesen-jól koptatottak. A folyásos szerkezetű riolit csak a felső vulkanogén szintben, a többi mindkettőben előfordul.

Kőzetüvegben gazdag riolit és riolittufa. Három típusa különíthető el. Az első típus nagyrészt, vagy teljesen agyagásványosodott horzsakőből, vagy ritka esetben üvegtörmelékből áll. Szemcséi részben az utólagos kompakció miatt hullámos, vékony, erősen nyúlt, akár több mm hosszú alakzatot vesznek föl. Egyes szemcsék kevés labradoritos összetételű plagioklászfenokristályt vagy plagioklászfenokristály után képződött kalcittal kitöltött álalakot, valamint az alapanyagban andezines / bázisos oligoklászos összetételű, maximum 0,1 mm-es plagioklászléceket tartalmaznak (*3. ábra, g*). A másik típus perlites szövetű, benne a gömbhéjas szerkezetű kőzetüveg agyagásványosodott (*3. ábra, h*). A



3. ábra. Vulkanogén törmelékes kőzetek mikropetrográfiai jellemzői. a) Ősmaradvány váztöredék (+N, Vpt-3 20 m); b) Bazaltsalak klaszt szöveti képe porfíros plagioklász utáni álalakkal (1N, Hideg-völgy); c) és d) Andezitklaszt plagioklásszal és piroxén utáni álalakokkal (d., 1N; e., +N, Bút-2 62 m); e) A kép felső részén porfíros pilotaxitos szövetű andezitklaszt, alsó részén trachitos szövetű amafitos andezitklaszt (1N, Bút-2 64 m); f) Sok üveget tartalmazó salakos amafitos andezitklaszt, melynek eredeti szöveti jellegei szinte teljesen megsemmisültek (1N, Vpt-3 37 m); g) Agyagásványosodott és kalcitosodott horzsakőben lévő labradoritos összetételű plagioklász (BSE kép, Vpt-3 20 m); h) Perlites szerkezetű vulkáni kőzetüveg (BSE kép, Vpt-3 20 m)

Rövidítések: pl=plagioklász, px=piroxén, cal=kalcit

Figure 3. *The petrographic features of the volcanogenic clastic rocks. a) Fossil fragment (+N, Vpt-3 20 m); b) The texture of the scoria basalt clast with pseudomorph after porphyric plagioclase (1N, Hideg Valley); c) and d) Andesite clast with plagioclase and pseudomorph after pyroxene (d., 1N; e., +N, Bút-2 62 m); e) The andesite clast with porphyric pilotaxitic texture in the upper section of the image and amafitic andesite with trachytic texture in the lower section of the image (1N, Bút-2 64 m); f) Amafitic andesite with a lot of glasses. The originally texture was almost completely destroyed (1N, Vpt-3 37 m); g) The caly minerals and calcite formed by the alteration of the pumice. There is a labradorite plagioclase in this pumice (BSE image, Vpt-3 20 m); h) Glass with perlite structure (BSE image, Vpt-3 20 m)*

Abbreviations: pl=plagioclase, px=pyroxene, cal=calcite

harmadik típusban többnyire elmosódott alakú szferolitos kőzetüveg látható.

Riolit. Folyásos szerkezetű kőzettípus, 1 mm körüli vastagságú színtelen és barna színű sávokból áll (*4. ábra, a*). A kevés, néhány tized milliméteres porfíros elegyrészt xenomorf kvarc, üde, hipidiomorf káliföldpát és hipidiomorf, vagy idiomorf, üde biotit képviseli. A világos színű sávokban kvarc és benne káliföldpát, a sötét színűekben mellettük feltehetően biotit után képződött finomszemcsés vas-oxid/ hidroxid anyagú mikrolitek és klorit jelennek meg. A kőzet szövete mikropoikilites, de egyes részeken agyagásványosodott, kis mennyiségű alapanyag is megjelenik. Egyes sok karbonátot tartalmazó törmelékszemcsékben szferolitok észlelhetők.

Aplit. Ebben a kőzettípusban a 25–35%-nyi xenomorf, maximum 0,2 mm-es kvarc és a bennük lévő 65–75%-nyi, maximum 0,05 mm-es idiomorf-hipidiomorf földpátlécek mikroholokristályos, mikropoikilites és mikroofitos szövetet alkotnak (*4. ábra, b*). A földpát kétféle. A gyakoribb változat két ikertagból álló káliföldpát, gyakran szericitesedik. A ritkább változat poliszintetikus ikerlemezes, albitos/oligoklászos összetételű plagioklász, amely gyakran teljesen kaolinitesedett. Ebben az anyagban 1%-nál kisebb mennyiségben porfíros, hipidiomorf, maximum 1 mm hosszú, zónás üde albitos/oligoklászos összetételű plagioklász jelenik meg (*4. ábra, b*). Az opak elegyrészek hipidiomorfok, maximum 0,05 mm-esek.

Egyéb törmelékszemcsék

Agyagásványosodott vulkáni üveg(?): Csak a fúrási anyagokból került elő egy viszonylag ritka, sajátos, egységes megjelenésű, erősen átalakult, többnyire jól koptatott kőzetfajta. Szinte kizárólag 0,02 mm alatti szemcseméretű, kévésen legyező alakzatokban tömören megjelenő, színtelen vagy halványzöld, élénk interferencia színű agyagásványból áll (*4. ábra, c*). Általában irányítatlan, de egyes mintákban jól kifejlett szemcsealaki irányítottságot mutat. A törmelékszemcsék peremén sok esetben vastag, kívülről befelé, a szemcsefalra merőlegesen repedezett, sötétbarna színű, limonitban gazdag szegély figyelhető meg (*4. ábra, c*). Eredete bizonytalan, feltehetően egy teljesen agyagásványosodott mikropórusos vulkáni üvegből álló kőzetfajta szemcséiről van szó.

Karbonátok. Nagy részük mészkőklaszt, melyek közepesen koptatottak, méretük a kisebb vulkanitszemcsék méretével megegyezik, többségük szövete mudstone (mikrit, de előfordul mikropátit is). Egy-két durva kalcitpátból álló szemcse is fölfedezhető, valószínűleg ősmaradványok töredékei. Egyes meszes törmelékszemcséken marószivacs nyomai, másokon ritkán finomszemcsés, közel sugaras felépítésű kalcitkéreg figyelhető meg.

A megfigyelt vulkáni törmelékszemcsék egy részének és a kérdéses eredetű agyagásványosodott, csillámdús törmelékszemcsék mindegyikének a széle vékony limonitos kérgű, amelynek a határa befelé nem éles (*4. ábra, c*). Megfigyelhető néhány szemcse, amelynek a szegélyén finomszemcsés kalcitból álló, egyenletes vastagságú bekérgezés látható (*4. ábra, d*).

A kristálytörmelékek petrográfiai jellemzői

Az alsó finomszemcsés rétegben előforduló kristálytörmelék aránya a törmelékszemcséken belül kb. 15–20%, eredeti összetételét tekintve kb. 95%-ban plagioklászból, 3–5%-ban hiperszténből, 1–2%-ban hornblendéből, 1–2%-ban biotitból és kevesebb, mint 1%-ban augitból, olivinből és egyéb akcesszóriákból áll. A kristályok petrográfiai jellemzőit a mennyiségi arányuk sorrendjében ismertetjük, kezdve a leggyakoribbal.

A plagioklászok alapvetően kétfélék. Az első változat labradoritos összetételű. Hipidiomorf és idiomorf, átlagosan 0,3–0,5 mm hosszú táblái ritkán álló ikerlemezességet mutatnak és csak ritkán zónásak (*4. ábra, e*). Kisebb-nagyobb mértékben kalcitosodik. A második változat andezines/oligoklászos összetételű. Hipidiomorf és idiomorf, maximum 0,2–0,6 mm hosszú táblás kristályai vékony poliszintetikus ikerlemezességet és határozott zónásságot mutatnak (*4. ábra, f*). Helyenként szericitesedése megfigyelhető. Az egyik szemcsében apró, zöld színű, saját alakú (szabályos négy- és hatszöges metszetű) spinellek csoportja volt látható (*4. ábra, g*). A hipersztének hipidiomorfok, ritkán üdék (*4. ábra, f*), legtöbbször csak kalcit és/vagy klorit kitöltésű álalakokként észlelhetők. A hornblende szintén hipidiomorf, maximum 0,6 mm hosszú. Sok esetben csak agyagásvánnyal kitöltött álalakja maradt meg, de a jellemző hasadás alapján jól azonosítható (*4. ábra, h*). A biotit hipidiomorf, metszetei maximum 0,2 mm hosszúak. Pleokroizmusa és hasadása jól látható, de előbbi mértéke az erőteljes limonitosodása miatt csökkent. Az augit üde, hipidiomorf, maximum 0,2 mm hosszú. Előfordulnak olyan kalcit és/vagy agyagásvány kitöltésű színes elegyrészek utáni álalakok, amelyeknek koporsóra emlékeztető metszetei és hálós szerkezete egykori olivinre utalnak. Akcesszóriaként ilmenit, apatit, gránát, továbbá cirkon észlelhető.

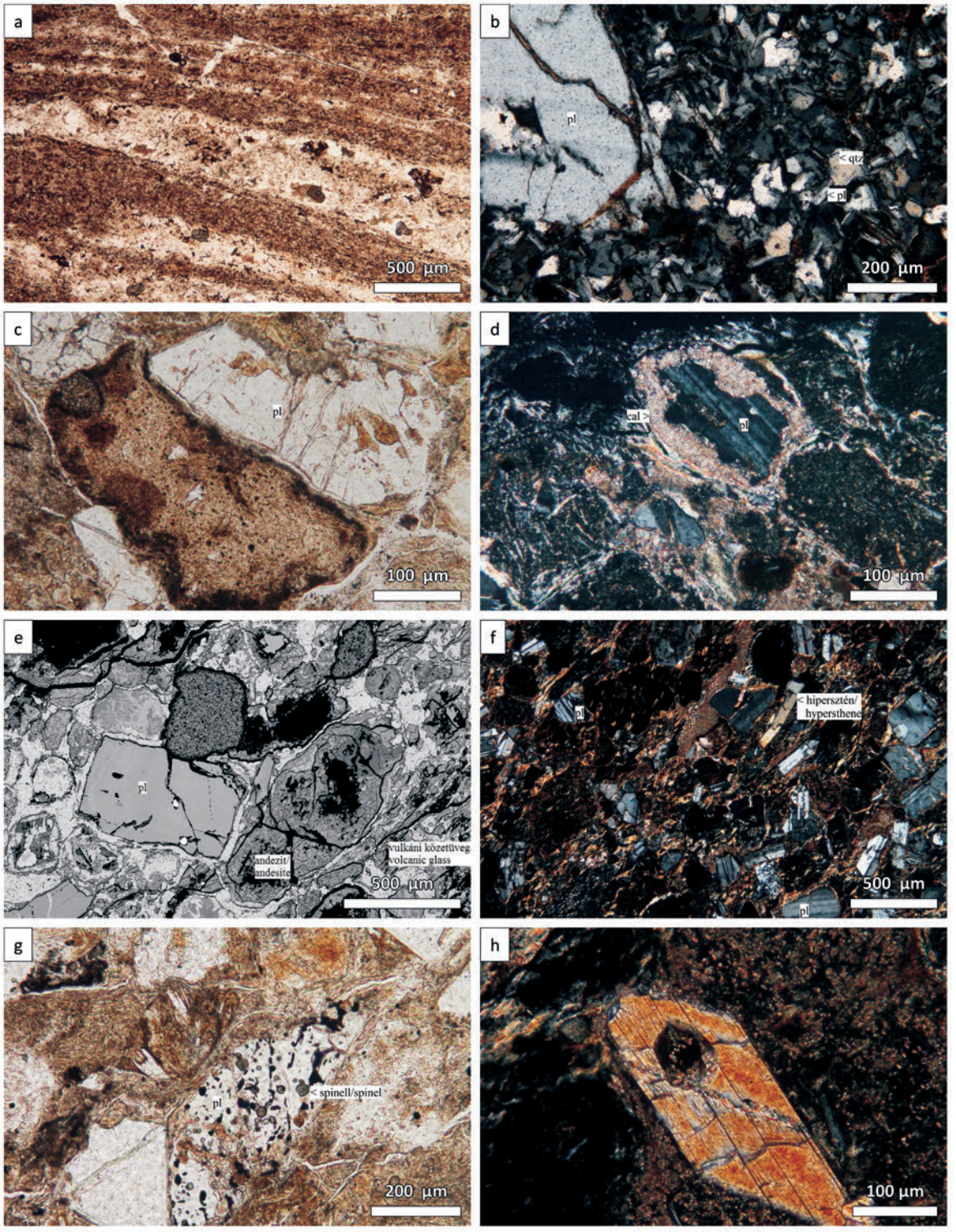
Az alapanyag petrográfiai jellemzői

Az alapanyagot az alsó vulkanogén rétegben 10–15%-os mennyiségben agyagásványosodott kőzetüveg alkotja (*4. ábra, f*). A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye szerint a <2 μm ülepített frakcióban az agyagásványok kaolinit/ szmektit kevert szerkezetűek. A mintákban sok esetben az alapanyag karbonáttá alakult, a törmelékszemcsék szegélyén pedig a fentebb már említett módon finomkristályos kalcitból, máshol limonitból álló vastag perem figyelhető meg (*4. ábra, c, d*).

FISHER (1961), SCHMIDT (1981) és MCPHIE et al. (1993) nevezéktana alapján a fúrásokban lévő mindkét szint kőzetét jól vagy közepesen osztályozott, gyengén koptatott, szemcsevázú, polimikt vulkanogén homokkőnek (litarenit), illetve konglomerátumnak neveztük el.

Értékelés és diszkusszió

A petrográfiai vizsgálatok arra utalnak, hogy az általunk vizsgált rétegsor alsó és felső vulkanogén törmelékes kőzetei számottevően eltérnek egymástól. A felső durvaszem-



4. ábra. Vulkanogén törmelékes kőzetek mikropetrográfiai jellemzői. a) Fluidális szerkezetű riolitklaszt szöveti képe (1N, Hideg-völgy); b) Mikroholokristályos porfiros riolit klaszt szöveti képe (+N, Bút-2 19 m); c) Agyagásványosodott vulkáni üveg (?) törmelékszemcse limonitos kéreggel (1N, Bút-2 64 m); d) Plagioklászt finomszemcsés kalcitból álló vastag perem vesz körül (+N, Bút-2 64 m); e) Labradoritos összetételű plagioklász (BSE image, Vpt-3 20 m); f) Alsó vulkanogén réteg szöveti képe labradoritos/oligoklászos összetételű plagioklásszal és hiperszténnel (+N, Bút-2 62 m); g) Spinell szemcsés plagioklász (1N, Bút-2 62 m); h) Üde hornblende kristálytörmelék (+N, Bút-2 64 m)

Rövidítések: qtz=kvarc, pl=plagioklász, cal=kalcit

Figure 4. *The petrographic features of the volcanogenic clastic rocks. a) The texture of the rhyolite clast (1N, Hideg Valley); b) The texture of microholocrystalline porphyritic rhyolite (+N, Bút-2 19 m); c) Limonite crust surround very altered volcanic grains (1N, Bút-2 64 m); d) Thick, fine crystalline calcite surround the plagioclase (+N, Bút-2, 64 m); e) Labradorite Plagioclase (BSE image, Vpt-3 20 m); f) The texture of the lower volcanogenic layer with labradorite/oligoclase plagioclase and hypersthene (+N, Bút-2 62 m); g) Plagioclase with spinel grains (1N, Bút-2 62 m); h) Fresh hornblende (+N, Bút-2 64 m)*

Abbreviations: qtz=quartz, pl=plagioclase, cal=calcite

csés összletben jelentős mennyiségben vannak jelen kavics méretű törmelékszemcsék; egyes rétegekben nagy arányt (több mint 50%) képviselnek a mészkő anyagú kavicsok; a rétegben sok *Daonella* vázelem található. Az alsó finomszemcsés összletben nincs, vagy csak elvétve jelenik meg kavics méretű elegyrész; a vulkáni törmelék részaránya uralkodó (90–95%), egyéb törmelékszemcsék csak elszórtan jelennek meg; a rétegben sok szenesedett növénymaradvány, elvétve crinoidea vázelemek és az igen ritka agyagkő találhatók; egy crinoideás mészkő-közbetelepülés a rétegsorban figyelhető meg. Ezen bélyegek alapján a két összlet képződési körülményeit külön elemezzük.

A felső vulkanogén összlet képződési körülményeinek értékelése

A felső vulkanogén összlet petrográfiai értékeléséhez és üledékföldtani értelmezéséhez jó analógiaként szolgál a hasonló rétegtani helyzetű, a képződménnyel rokonítható déli-alpi Marmoladai Konglomerátum és Wengeni Formáció (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993, BUDAI et al. 2001). Ezek kialakulása a késő-ladin–kora-karniban a Neotethys-óceán kinyílásához köthető bázisos-intermedier vulkáni működéssel és a vulkanitok lepusztulásával hozható összefüggésbe. A vulkanizmus termékei legnagyobb kiterjedésben a Dolomitok Ny-i területén nyomozhatóak, ahol a láva platformokat borított el, vagy azokba telérek formájában nyomult be (BECHSTÄDT et al. 1978, VIEL 1979, FARABEGOLI & GUASTI 1980, PISA et al. 1980, CASTELLARIN et al. 1988, SLOMAN 1989, ARMIENTI et al. 2003, BOSELLINI et al. 2003, BUDAI et al. 2005, CASSINIS et al. 2008). Robbanásos kitörés során diatréma szerkezetek is keletkeztek (pl. a Latemar-platformon — BUDAI et al. 2005, NÉMETH & BUDAI 2009). A Marmoladai Konglomerátumot és a Wengeni Formációt számos kutató vulkanoklasztos mélytengeri turbiditnek minősítette, és a szárazulatra került vulkáni területek lepusztulási termékeként értelmezte (DE ZANCHE et al. 1993, BOTTOLI & TROMBETTA 1998, GIANOLLA et al. 1998, BOSELLINI et al. 2003). Megítélésük szerint a vulkáni területekről a törmelék tenger alatti lejtőkön keresztül jutott a nagy kiterjedésű ún. wengeni üledékgyűjtő medencébe, amely ezáltal folyamatosan töltődött fel. A vulkáni törmelék mészkő és dolomit anyagú szemcsékkel keveredett, és jelentős vastagságú, egyes helyeken 1–2 km vastag rétegsorban halmozódott fel (YOSE 1991). A homokkő és aleurolit váltakozásából álló Wengeni Formáció egyes szerzők szerint heteropikus kifejlődésű a finom- és durvaszemcsés vulkáni eredetű törmelékszemcsék mellett idősebb kőzetek nagyobb törmelékdarabjait is tartalmazó Marmoladai Konglomerátummal (SACERDOTI & SOMMAVILLA 1962, ROSSI et al. 1977, BOSELLINI et al. 2003, TROMBETTA 2011). A kőzetekben jelentős mennyiségben jelenhetnek meg szenesedett növénymaradványok is (KUSTATSCHER & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT 2005).

BUDAI et al. (2001) megítélése szerint a medence fáciesű Vászolyi Formációra folyamatos átmenettel települő Inotai Formáció képződési környezete a wengeni medence platformközeli részéhez lehetett hasonló (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993). Az üledékgyűjtő medence folyamatosan feltöltődött a vulkanoklaszit behordódása nyomán, és ezáltal egyre sekélyebbé vált a ladin késői szakaszában (BUDAI et al. 2001, BUDAI 2006). Értelmezésüket az inotai Hidegvölgyből előkerült maximum húsz cm-es vulkanit, valamint fúró-maró szervezetek nyomait is tartalmazó mészkő törmelékszemcsék és szenesedett növénymaradványok jelenlétére alapozták. Megállapításuk szerint a kavicsösszlet döntően mészkőből, alárendelten bázisos-intermedier vulkanitból felépülő sekélytengeri partszakasz anyagából származik (BUDAI et al. 1985, 2001). Megfigyeléseink ezen megállapításokat alátámasztják, a forrásterületen lévő vulkanitok a klasztok petrográfiai vizsgálata alapján bazaltsalakból, bazaltból és andezitből állhattak. A kisebb méretű és jobban koptatott savanyú kavicsok (riolit, aplit) feltehetően kissé távolabbi területről származhatnak, de ennek a meghatározása további vizsgálatokat igényel. A vulkanogén törmelékes összlet elterjedési területe a Dunántúli-középhegységben igen csekély, mai ismereteink szerint a Keleti-Bakonyra korlátozódik. Ezt több kutató azzal magyarázta, hogy a vulkáni területek felől beáramló törmelék nem érte el a Dunántúli-középhegység medencéjét, amely északabbra helyezkedhetett el a Déli-Alpokhoz viszonyítva (CROS & SZABÓ 1984, PISA et al. 1980). A törmelékszemcsék nagy mérete és rossz koptatottsága alapján azonban BUDAI et al. (2001) és a jelen tanulmány szerzői szerint is a Keleti-Bakonyhoz közeli szárazulatot kell feltételezni, amelynek helyére és kiterjedésére azonban nincsenek közvetlen bizonyítékaink.

A Keleti-Bakonyhoz legközelebb a balatonfői területen, a Polgárdi Mészkőben ismertek középső-triász andezittelérek (Szár-hegy) (DUNKL 1990, DUNKL et al. 2003). Ásványos összetételük az andezit anyagú törmelékszemcsékével jó egyezést mutat (fenokristályai a labradoritos / bázisos oligoklászos összetételű plagioklász, a hipersztén, a kevés augit és a biotit, valamint a hornblende, az alapanyagban plagioklászlécek), de az erős propilitesedés miatt, melynek következtében albit, aktinolit/tremolit, epidot, klinozoisit, klorit, nontronit, biotit, glaukonit, karbonát és rutil paragenezisévé alakultak, eredeti szöveti bélyegeik nem tanulmányozhatók jól (DUNKL 1990, DUNKL et al. 2003). A Keleti-Bakony andezit anyagú törmelékei ugyanakkor kőzettani rokonságot és petrográfiai hasonlóságot mutatnak azokkal az andezittelérekkel, amelyek a Budai-hegység területén a középső-triász Budaörsi-platformba nyomultak (KUBOVICS 1985, HORVÁTH & TARI 1987, KUBOVICS et al. 1990, HARANGI et al. 1996, FARICS et al. 2015). A folyásos szerkezetű riolitkavicsok pedig a FARICS et al. (2015) által ismertetett eocén báziskonglomerátumban lévő, feltehetően szintén középső–késő-triász korú, savanyú lávakőzetekhez hasonlítanak. Ezen túlmenően a vulkanit törmelékszemcsék (bazaltsalak, bazalt, mikrodolerit, andezit, mikrodiorit, riolit és aplit) petrográfiailag a Dolomitokban lévő Latemar-platform telérkőzeteihez és az ezen vulkáni rendszerhez kapcsolódó Predazzo Komplexum egyes vulkáni kőzetsorozatai sorába is beilleszthetők, de azok petrográfiailag sokkal

változatosabbak (Gallitelli & Simboli 1971, Castellarin et al. 1988, Sloman 1989, Visonà 1997, Marrocchino et al. 2002, Carraro & Visonà 2003). A Keleti-Bakony és a Dunántúli-középhegység egyéb területeinek, valamint a Déli-Alpok ladin vulkáni kőzeteinek összehasonlító elemzése tehát további kutatásokat igényel a hasonlóságok és eltérések értelmezése céljából.

Az alsó vulkanogén összlet képződési körülményeinek értékelése

Petrográfiai vizsgálatainkkal kimutattuk, hogy a vizsgált rétegsor alsó tagjának finomszemcsés részét alkotó üledékanyag nagy része különböző kitörésekből (szubvulkáni és vulkáni események) származó, már korábban megszilárdult, döntően bázisos-intermedier összetételű vulkáni kőzetek összekevert, jól osztályozott, finomszemcsés törmelékszemcséiből áll. Ez az anyag eredetileg egy vastag elsődleges vulkanoklasztit rétegsort alkothatott, amely a megfigyelt petrográfiai bélyegek (a juvenilis elegyrészek kis mennyisége, a litikus elegyrészek túlsúlya, a vulkáni törmelékszemcsék vegyes összetétele, az 1 mm-nél kisebb méretű és szegletes szemcsék nagy részaránya) alapján valószínűleg egy korábbi freatomagmás kitörés során képződhetett. Hasonló petrográfiai jellemzők más freatomagmás vulkáni kitörés termékeinél is megjelennek, többek közt izlandi területeken (pl. Vatnaöldur — Jónsdóttir (2015); Eyjafjallajökull — Dellino et al. (2012), Gudmundsson et al. (2012).

A freatomagmás vulkánkitörés egy uralkodóan különböző magmás kőzetekből felépült területen történt meg, amihez jó analógiaként szolgál a Déli-Alpokban a lávakőzetek által elborított Latemar-platformon megfigyelt hasonló litológiájú és korú freatomagmás kitörésekhez kötődő diatréma szerkezetek jelenléte (Németh & Budai 2009). A kitörés intermedier-bázisos jellegére utalnak az alábbi megfigyelések: a kristályok között és a kőzettöredékekben nincs kvarc, uralkodik a labradoritos/bázisos oligoklászos összetételű plagioklász; színes elegyrészként megjelenik a hipersztén, az augit, az olivin, a hornblende és a biotit; a legkülönbözőbb hólyagüreges és tömött szövetű mafikus-intermedier törmelékszemcsék nagy számban megtalálhatók. Mindezek mellett az egyik mintában egy olyan plagioklász kristályszemcsét lehetett megfigyelni, amelyben újonnan képződött, apró, sajátalakú, zöld spinell kristályok mutatkoztak. A kísérleti vizsgálatok szerint a spinell a plagioklász sülési termékeként is megjelenhet 1100–200 °C-on (Chalot-Prat et al. 2010). A szöveti megfigyelések is ezt a keletkezési módot támasztják alá. A spinellek pirometamorf úton történő keletkezéséhez esetünkben a plagioklászt nagyobb hőmérsékletű, intermedier vagy bázisos összetételű lávának kellett bekebeleznie és megsütnie.

További megfigyeléseink szerint a vizsgált összletben a vulkáni eredetű szemcsék közé viszonylag kis mennyiségben, de egyenletes eloszlásban mészkő és meszes ősmaradvány-fragmentumok is keveredtek, amelyek sekélytengeri környezet közelségére utalnak. Fontos tény emellett, hogy némelyikük a teljes szemcsét egyenletes vastagságban körbevevő olyan finomszemcsés kalcitkéreggel rendelkezik, amely leginkább tengerparti környezetben (pl. beach rock) kialakuló bekérgezésekre emlékeztet (Scholle & Ulmer-Scholle 2003). Ugyanilyen kérget figyeltünk meg kis számban különböző vulkanitszemcséken is. Mindezek mellett a legnagyobb mértékben agyagásványosodott, jobban koptatott, feltehetően szintén vulkanit eredetű szemcsék szélén vékony, egyenletes limonitos átitatást figyeltünk meg, ami ezen szemcsék bizonyos ideig tartó felszín közeli kitettségére és esetleges talajba ágyazottságára utalhat (Scholle & Ulmer-Scholle 2003).

A felsorolt érvek alapján egyértelműen arra lehet következtetni, hogy az alsó rétegösszlet anyagának forrása olyan tengerparti környezetből származhat, ahol a frissen hullott vulkáni törmelékanyag kizárólagosan és nagy tömegben borította a part közeli akár szárazföldi, akár sekély vízzel borított felszínt. A vulkáni törmelékanyagon a talajképződés, valamint a tengervízből a mészanyag kiválása egyaránt megtörténhetett. A kitörést követően a nagy tömegű, laza állagú, sekély vízben elsődlegesen felhalmozódott és oda akár a szárazföldről is átülepített vulkáni törmelékanyag végül a tengeraljzati lejtőn nagy tömegben lecsúszva állapodott meg véglegesen. Itt, a tenger alatti lejtő környezetben képződött fekü (Vászolyi Formáció) és fedő (felső vulkanogén réteg és efelett települő Berekhegyi Tagozat) rétegek felé folyamatos átmenetet mutat. A vulkánkitörés és a vulkáni törmelékanyag áthalmozódása és végleges betemetődése között csak nagyon rövid idő telhetett el, amire egyebek mellett a vizsgált rétegekben megtalálható szénült famaradványok utalnak. Ugyancsak a rövid szállítást támasztja alá a törmelékszemcsék közötti kevés, finomszemcsés, tisztán vulkáni eredetű, eredetileg üveges alapanyag jelenléte, továbbá a törmelékszemcsék gyenge koptatottsága és a rétegzettség hiánya. Hasonló bélyegeket figyelt meg kis mértékben átülepített freatomagmás rétegsorokban pl. Sohn et al. (2008) Koreában, Jeju szigetén. Az átalakulási termékek nem csak szemcsefajtánként megfigyelt különbözősége (intermedier szemcsék kevésbé átalakultak, míg a savanyú törmelékszemcsék erőteljesen) szintén jelezheti a különböző környezetekben, különböző időkben leülepedett, ezért különbözőképpen mállott törmelékanyag későbbi összekerülését.

Következtetések

Az Inotai Formáció vulkanogén képződményeinek fúrásokból (Várpalota Vpt–3 és Bakonykúti Bút–2) és felszíni feltárásból (inotai Hideg-völgy) származó anyagának petrográfiai vizsgálata alapján az alábbi megállapítások tehetők:

Az általunk vizsgált vulkanogén összlet a vulkáni anyag mennyiségi arányának növekedésével folyamatos átmenettel fejlődik ki az Inotai Formáció alsó rétegeiből, és megy át a vulkáni anyagot alárendelten tartalmazó Berekhegyi Mészkő Tagozatba.

A vizsgált összlet egy alsó, döntően vulkanit-törmelékszemcséket tartalmazó, szenesedett növénymaradványban gazdag finomszemcsés és egy felső, vulkanit- és mészkőkavicsokat is nagy arányban tartalmazó, kagyló vázelemekben gazdag durvaszemcsés rétegcsoportra osztható fel.

Az alsó és felső réteg eltérő jellemzői miatt más módon keletkezhettek, de forrásukat a középső- és késő-triászban legintenzívebben a Déli-Alpokban, de a Dunántúli-középhegységben is megjelenő bázisos-intermedier vulkanizmus szolgáltatta, lávaöntések vagy freatomagmás kitörések által.

A törmelékanyagban lévő, uralkodó mennyiségű intermedier kavics méretű elegyrészek több petrográfiai bélyeg tekintetében is hasonlóságot mutatnak más, Dunántúli-középhegységben (balatonfői terület, Budai-hegység) előforduló középső- és késő-triász vulkanitokkal. A Budai-hegység eocén báziskonglomerátumában lévő, hasonló korúnak vélt andezit és savanyú lávakőzetklasztok petrográfiailag hasonlóak a Keleti-Bakony andezit és riolitkavics méretű kőzeteihez.

A durvaszemcsés felső vulkanogén réteg képződési körülményei a déli-alpi Wengeni és Marmoladai Konglomerátum képződményeinek kialakulásával rokoníthatók, azaz képződésük a döntően mészkőből és bázisos-intermedier vulkáni kőzetekből felépülő partszakasztok lepusztulásához köthető, amely során a klasztok tenger alatti tömegmozgásokkal kerültek a platformokat körülvevő medencékbe.

A finomszemcsés alsó vulkanogén összlet anyaga eredetileg egy uralkodóan különböző magmás kőzetekből felépült területen történt intermedier-bázisos freatomagmás kitörés során keletkezhetett. A frissen hullott vulkáni törmelékanyag a part közeli, akár szárazföldi vagy sekély vízzel borított felszínt borította el nagy tömegben, majd tenger alatti lejtőn lecsúszva ülepedett le véglegesen. A vulkánkitörés és a vulkáni törmelékanyag áthalmozódása és végleges betemetődése között csak nagyon rövid idő telhetett el.

Köszönetnyilvánítás

A cikk FARICS Éva PhD kutatásának keretében készült. Köszönettel tartozunk NÉMETH Tibornak (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, ELTE) az agyagásványok röntgen-pordiffrakciós mérésének elvégzéséért, HAAS Jánosnak a munka folyamatos koordinálásáért és BUDAI Tamásnak a minták hozzáférésének biztosításáért. Az elektronmikroszkópos vizsgálatokban nyújtott segítségéért köszönettel tartozunk BENDŐ Zsoltnak. Köszönjük a lektoroknak, BUDAI Tamásnak, NÉMETH Károlynak és VELLEDITS Felicitásznak, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek a tanulmány alapos átnézést és hasznos tanácsaikat, melyek nagyban emelték annak színvonalát.

Irodalom — References

ARMIENTI, P., CORAZZATO, C., GROPPELLI, G., NATOLI, E. & PASQUARÉ, G. 2003: Geological and Petrographic Study of Montecampione Triassic Subvolcanic Bodies (Southern Alps, Italy). Preliminary Geodynamic Results. — *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, Special Volume **2,** 67–78.

BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. 1978: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. — *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* **156/2,** 157–178.

BOSELLINI, A., GIANOLLA, P. & STEFANI, M. 2003: Geology of the Dolomites. — *Episodes* **26,** 181–185.

BOTTOLI, S. & TROMBETTA, G. L. 1998: Analisi di facies ed ambiente deposizionale del Conglomerato della Marmolada: un sistema torbiditico dominato da flussi ad alta densitŕ (Gruppo Col Rossi-Porta Vescovo, Dolomiti Occidentali). — *Mem. Soc. Geol. It.* **53,** 341–357.

BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOUL, F. & VIEL, G. 1981: Paleogeografia Ladinico-Carnica e metallogenesi del Sudalpino. — *Memorie della Societa Geologica Italiana* **22,** 65–82.

BUDAI T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphie correlation. — *Acta Geol. Hung*. **35/3,** 217–236.

BUDAI T. 2004: Középső-triász medencefáciesek és vulkanitok a Zsámbéki-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002,** 189–194.

BUDAI T. 2006: Medencék és platformok kialakulása és fejlődése a Bakony középső-triász története során. — *Kézirat,* Akadémiai doktori értekezés, Országos Földtani Szakkönyvtár, Budapest, 79 p.

BUDAI, T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **40/3,** 307–335.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **35/3,** 237–250.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **36/1,** 3–13.

BUDAI T., CSÁSZÁR G. & HORVÁTH I. 1985: Jelentés a Buchensteini Formáció inotai szelvényének vizsgálatáról. — *Kézirat*, magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár (T. 13397), Budapest, 18 p.

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., CSILLAG G., VÖRÖS A. & LELKES Gy. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Keleti-Bakonyban. — *Földtani Közlöny* **131/1–2,** 71–95.

BUDAI T., NÉMETH K. & PIROS O. 2005: Középső-triász platformkarbonátok és vulkanitok vizsgálata a Latemar környékén (Dolomitok, Olaszország). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004,** 175–188.

Carraro, A. & Visonà, D. 2003: Mantle xenoliths in Triassic camptonite dykes of the Predazzo Area (Dolomites, Northern Italy): petrography, mineral chemistry and geothermobarometry. — *Eur. J. Mineral.* **15,** 103–115. http://dx.doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0103

Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Perotti, C. R. & Buzzi, L. 2008: Permian to Triassic geodynamic and magmatic evolution of the Brescian Prealps (eastern Lombardy, Italy). — *Boll. Soc. Geol. It.* **127/3,** 501–518.

Castellarin, A., Lucchini, F. A, Rossi, P. L., Selli, L. & Simboli, G. 1988: The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. — *Tectonophysics* **146/1–4,** 79–89. http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(88)90083-2

Chalot-Prat, F., Falloon, T. J., Green, D.H. & Hibberson, W. O. 2010: An Experimental Study of Liquid Compositions in Equilibrium with Plagioclase + Spinel Lherzolite at Low Pressures (0·75 GPa). — *Journal of Petrology* **51/11,** 2349–2376. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq060

Cros, E. & Szabó, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4,** 265–276.

De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, Ch. & Vail, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). — *Memorie Scienze Geologiche* **45,** 1–27.

Dellino, P., Gudmundsson, M. T., Larsen, G., Mele, D., Stevenson, J. A., Thordarson, T. & Zimanowski, B. 2012: Ash from Eyjafjallajökull eruption (Iceland): Fragmentation processess and aerodynamic behavior. — *Journal of Geophysical Research* **117,** http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008726

Doglioni, C. 1987: Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). — *Journal Structural Geology* **9/2,** 181–193. http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(87)90024-1

Doglioni, C. & Neri, C. 1988: Anisian tectonics in the Passo Rolle Area. — *Rend. Soc. Geol. Ital.* **11,** 197–204.

Dunkl,I. 1990: A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. — *Kézirat*, kandidátusi értekezés, MTA, Budapest, 177 p.

Dunkl I., Horváth I. & Józsa S. 2003: A polgárdi Szár-hegy andezittelérei és szkarnos képződményei. — In: Szakáll S. & Fehér B. (szerk.): *A polgárdi Szár-hegy ásványai.* — Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 179 p.

Farabegoli, E. & Guasti, M. 1980: Anisian litostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, Southeastern Dolomites). — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/3–4,** 909–930.

Farics,É., Józsa S. & Haas J. 2015: A Budai-hegység felső-eocén összletének bázisán települő lávakőzet- és tufaklasztokat tartalmazó törmelékes üledékes kőzetek petrográfiai jellegei. — *Földtani Közlöny* **145/4,** 331–350.

Fisher, V. R. 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. — *Geological Society of America Bulletin* **72,** 1409–1414. http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1961)72[1409:PCOVSA]2.0.CO;2

Gaetani, M., Fois, E., Jadoul, F. & Nicora, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate Buildup int he Dolomites (Italy). — *Marine Geology* **44,** 25–57. http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(81)90112-2

Gaetani, M., Gnaccolini, M., Jadoul, F. & Garzanti, E. 1998: Multiorder sequence stratigraphy in the Triassic system of the western Southern Alps. — In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. — *SEPM Special Publication* **60,** 701–717.

Gallitelli, P. & Simboli, G. 1971: Petrological and Geochemical Research on the Rocks of Predazzo and Monzoni (North Italy). — *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **2,** 326–343.

Gianolla, P., De Zanche, V. & Mietto, P. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. — In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* **60,** 723–751. http://dx.doi.org/10.2110/pec.98.02.0719

Gyalog L. & Császár G. 1990: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe M = 1 : 50 000. — *A Magyar Állami Földt. Int. kiadv.,* Budapest

Gyalog L. & Horváth I. (szerk.) 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25000) és a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000). *Magyarország tájegységi térképsorozata.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 316 p.

Gudmundsson, M. T., Thordarson, Th., Höskuldsson, Á., Larsen, G., Björnsson, H., Prata, F. J., Oddsson, B., Magnússon, E., Högnadóttir, Th., Petersen, G. N., Hayward, C. L., Stevenson, J. A. & Jónsdóttir, I. 2012: Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland. — *Scientific Reports* **2, 572,** http://dx.doi.org/10.1038/srep00572

Haas, J. & Budai, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **50/6,** 459–475.

Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L. & Lein, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242,** 19–40. http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(94)00157-5

Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S. & Szolidán, Zs. 1996: Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys. — *International Geology Review* **38,** 336–360. http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465339

Horváth, E. & Tari, G. 1987: Middle Triassic volcanism in the Buda Mountains. — *Annales Universitas Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sect. Geol.* **27,** 3–16. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00499.x

Jónsdóttir, T. 2015: Grain size distribution and characteristics of the tephra from the AD 871±2 Vatnaöldur and Katla 1918 eruptions, Iceland. — *Manuscript,* M.Sc. dissertation, University of Iceland, Reykjavik, 166 p.

Kókay, J. & Raincsák, Gy. 1983: Földtani leírás a Várpalota és Hajmáskér (Lőtér) jelű 20 000-es földtani térkép területéhez. — *Kézirat*, Földt. Int. Középhegységi Adattár (1. sz. Vp32), 37–53.

Kubovics, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **28/3–4,** 141–164.

Kubovics, I., Szabó, Cs., Harangi, Sz. & Józsa, S. 1990: Petrology and petrochemistry of mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas – an overview. — *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* **25/3–4,** 345–371.

Kustatscher, E. & Van Konijnenburg-van Cittert, J. 2005: The Ladinian Flora (Middle Triassic) of the Dolomites: palaeo-environmental reconstructions and palaeoclimatic consideratieons. — *Geo. Alp.* **2,** 31–51.

Marrocchino, E., Coltorti, M., Visoňk, D. & Thirwall, M. F. 2002: Petrology of Predazzo magmatic complex (Trento, Italy). — *Geochim. Cosmochim. Acta* **66/15A,** Suppl. 1, A486–A486.

Maurer, F. & Schlager, W. 2003: Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). — *Sedimentology* **50,** 1–22. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00499.x

McPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: *Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks.* — National Library of Australia, 198 p.

NÉMETH, K. & BUDAI, T. 2009: Diatremes cut through the Triassic carbonate platforms in the Dolomites? Evidences from and around the Latemar, Northern Italy. — *Episodes* **32/2,** 74–83.

OBENHOLZNER, J. H. 1991: Triassic Volcanogenic Sediments from the Southern Alps (Italy, Austria, Yugoslavia) – a Contribution to the Pietra Verde Problem. — *Sedimentary Geology* **74,** 157–171. https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90038-f

PÁLFY, J., PARRISH, R. R., DAVID, K. & VÖRÖS, A. 2003: Middle Triassic integrated U-Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary). — *Journal of the Geological Society* (London) **160,** 271–284. http://dx.doi.org/10.1144/0016-764902-029

PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. 1978: Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo a dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). — *Memorie Societa Geologica Italiana* **18,** 63–92.

PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. 1980: Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. I.: A review of general data in the Dolomites. — *Riv. Ital. Pal.* **85/3–4,** 1093–1110.

RAINCSÁK Gy. 1980: A Várpalota-Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulat szerkezete és földtani felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978,** 187–196.

RAVASZ, Cs. 1973: Mineralogical Petrographical studies on Middle Triassic tuffs of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Acta Min.-Petr. Szeged* **21/1,** 123–139.

ROSSI, P. L., VIEL, G. & SIMBOLI, G. 1977: Significato paleogeografico e magmatico-tettonico delia serie vulcanica, vulcano-clastica ladinica superiore nell'area del Monte Civetta. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **95,** 433–458.

SACERDOTI, M. & SOMMAVILLA, E. 1962: Pillowlave, ialoclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche nella Regione Dolomitica occidentale. — *Studi Trent Sc. Nat.* **39,** 423–473.

SCHMIDT, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. — *Geology* **9,** 41–43. http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9%3C41:dnacop%3E2.0.co;2

SCHOLLE, P. A. & ULMER-SCHOLLE, D. S. 2003: A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. — The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A. *AAPG Memoir* **77,** 474 p. http://dx.doi.org/10.1306/13521924m1093637

SLOMAN, L. E. 1989: Triassic shoshonites from the Dolomites, Northern Italy: alkaline rocks in a strike-slip setting. — *Journal Geophysical Research* **94,** 4655–4666. http://dx.doi.org/10.1029/jb094ib04p04655

SOHN, Y. K., PARK, K. H. & YOON, S-H. 2008: Primary versus secondary and subaerial versus submarine hydrovolcanic deposits in the subsurface of Jeju Island, Korea. — *Sedimentology* **55/4,** 899–924. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00927.x

STAMPFLI, G., MARCOUX, J. & BAUD, A. 1991: Tethyan margins in space and time. — In: CHANNEL, J. E. T., WINTERER, E. L. & JANSA, L. F. (ed.): Paleogeography and paleoceanography of Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **87,** 373–410. http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-e

STRECKEISEN, A. L. 1978: IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* **141,** 1–14.

SZABÓ, I. & RAVASZ, Cs. 1970: Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Ann. Hist. Natur. Mus. Nat. Hung.* **62,** 31–51.

TROMBETTA, G. L. 2011: Facies analysis, geometry and architecture of a Carnian carbonate platform: The Settsass/Richthofen reef system (Dolomites, Southern Alps, Northern Italy). — *Geo. Alp*. **8,** 56–75.

VIEL, G. 1979: Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico–Cadorina (Alpi-Meridionali). I–II. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/1,** 85–125, **85/2,** 297–352.

VISONÀ, D. 1997: The Predazzo multipulse intrusive body (Western Dolomites, Italy). Field and mineralogical studies. — *Memorie di Scienze Geologiche, Padova* **49,** 117–125.

VÖRÖS, A. 2000: The Triassic of the Alps and Carpathians and its interregional correlation. — In: HONGFU YIN, J. M. DICKINS, G. R. SHI & JINNAN TONG (eds): *Permian–Triassic Evolution of Tethys and Western Circum–Pacific*. — Elsevier, 412 p. http://dx.doi.org/10.1016/s0920-5446(00)80011-4

VÖRÖS, A., BUDAI, T., LELKES, Gy., MONOSTORI, M. & PÁLFY, J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoöklógiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közlöny* **127/1–2,** 145–177.

YOSE, L. Y. 1991: Sequence stratigraphy of Mixed Carbonate/ Volcanoclastics Slope Deposits Flanking the Sciliar (Schlern)–Catinaccio Buildup, Dolomites, Italy. — In: BRANDNER, R., FLÜGEL, E., KOCH, R. & LYNDON, Y. A.: *The Northern Margin of the Schlern/Sciliar–Rosengarten/Catinaccio Platform).* — Guidebook Excursion A, Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei, 17–39.

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 21.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

147/1, 39–60., Budapest, 2017
DOI: 10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.39

Középső-triász dolomitok képződésének története és töréses deformációja a Szegedi-medence területén

GARAGULY István*, RAUCSIK Béla, VARGA Andrea, SCHUBERT Félix
Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged Egyetem u. 2–6.
*levelező szerző, e-mail: garagulyistvan@gmail.com

Diagenetic and brittle deformation history of Middle Triassic dolomites in the Szeged Basin, Southeast Hungary

Abstract

The Pannonian Basin consists of several deep sub-basins separated by uplifted basement highs. One of these sub-basins is the Szeged Basin. A significant part of its pre-Cenozoic basement comprises Triassic dolomite rocks. In numerous cases these carbonates are good hydrocarbon reservoirs and hydrocarbon production is significant in this region of Hungary. Nonetheless, the detailed petrology of the Triassic reservoir rocks has not been investigated for decades. This study attempts to reconstruct the formation and brittle deformation history of the studied reservoir rocks — belonging dominantly to the Szeged Dolomite Formation — using petrographic observations including fluorescence and cathodoluminescence microscopy. The investigations were performed on core samples collected from wells in the western part of the Szeged Basin. The aforementioned investigations reveal that the Triassic dolostones have been noticeably altered by several brittle deformation and cementation events. The original depositional environment can be reconstructed only for samples exhibiting a relic texture after dolomitization and which were affected by slight fragmentation. The formation of most of the examined sediments occurred in a shallow water marine environment with depositional conditions ranging from peritidal to subtidal.

After the deposition and the early near-surface diagenesis, an extensional regime began and the subsidence continued during the Jurassic-to-Early Cretaceous interval, while the studied succession reached the deep-burial zone. During this period the rock bodies were completely dolomitized by fabric-preserving and fabric-destructive processes. Differences among the observed dolomite fabrics suggest multiple dolomitization episodes. The main dolomitization events were followed by the formation of porphyrotopic, sucrosic and saddle dolomite under intermediate or deep burial conditions. During the Middle Miocene, the Triassic rocks were uplifted and subaerially exposed and this is indicated by abrasional sediments. De-dolomization could have been connected to this uplifting phase. The formation of a fluorescent sparry dolomite generation and bituminous veins seems to be related to the Neogene extensional regime and deformation. Remnants of organic matter (hydrocarbon inclusions and bituminous veins) suggest the occurrence of multiphase migration events. Recognition of the different hydrocarbon migration phases could provide the basis for the analysis of their relationship to the depositional, diagenetic and tectonic processes, and subsequent stages of the evolution of the basin.

Keywords: Szeged Basin, Szeged Dolomite Formation, Saddle dolomite, diagenetic history, fluid migration

Összefoglalás

A Pannon-medence aljzatának egyik részmedencéje a Szegedi-medence, mely szénhidrogén-földtani szempontból hazánk egyik kiemelt fontosságú területe. A prekainozoos aljzat legelterjedtebb mezozoos képződményei a középső-triász dolomitok, melyek fontos szerepet töltenek be a terület szénhidrogén-rendszerének felépítésében. Jelen tanulmány célja, hogy az évtizedek óta nem vizsgált képződmények képződéséről és deformációtörténetéről új, korszerű leírást nyújtson. Értelmezésünket általános petrográfiai leírásra, fluoreszcens és katódlumineszcens vizsgálati módszerekre, valamint a területről szóló szakirodalomra alapozzuk.

A vizsgált anisusi képződmények változatos partszegélyi, sekélytengeri környezetben ülepedtek le. Ezek a leülepedést követő süllyedés következtében, a sekély és közepes betemetődés után, a kora-krétára juthattak a mély betemetődési diagenezis zónájába. Ezen zónákban a képződmények feltehetően többfázisú, részben szövetmegőrző, részben szövetromboló dolomitosodási folyamatokon mentek keresztül. A petrográfiai alapon elkülönített dolomittípusok közül közepes vagy mély betemetődési környezetet jeleznek a porfirotópos és cukorszövetű dolomitok, valamint a póruskitöltő nyeregdolomit, de ezek szerepe alárendelt a korábbi dolomitosodási folyamatokhoz viszonyítva.

A középső-miocént megelőzően a kőzeteket többször is töréses deformáció érte, melynek hatására breccsa, ezt követően pedig üreg- és repedéskitöltő nyeregdolomit képződött. A nyeregdolomit kristályai több esetben kőolajtartalmú fluidumzárványokat csapdáztak. A dolomittestek felszínközeli helyzetét középső-miocén, abráziósparti környezetben leülepedett fedőkőzetek jelzik, továbbá dedolomitosodás is kapcsolódhat ehhez a szakaszhoz. A Pannon-medence kialakulásával párhuzamos süllyedés és eltemetődés hatására a képződmények ismét nagy mélységbe kerültek, mely során újabb töréses deformáció és cementáció folyt. A legfiatalabb repedéskitöltő ásványegyüttest fluoreszcens tulajdonságú dolomit, valamint pirit és szilárd bitumen alkotja.

A vizsgált dolomitok többfázisú diagenezis- és deformációtörténetéhez többfázisú szénhidrogén-migrációs események kapcsolhatóak, melyek pontosabb megismerése és elhelyezése a medence fejlődéstörténetében kulcsfontosságú. Az erősen átalakult nyeregdolomit tartalmú minták további vizsgálata rezervoárgeológiai szempontból a jövőben szintén fontos feladat.

Tárgyszavak: Szegedi-medence, Szegedi Dolomit Formáció, nyeregdolomit, diagenezistörténet, fluidummigráció

Bevezetés

A Pannon-medence DK-i részének egyik alaphegységi szinten jól elkülöníthető neogén szerkezeti egysége a Szegedi-medence. A medence — és közvetlen környezete — hazánk legjelentősebb szénhidrogén-termelő területe (HORVÁTH I. 2003, HORVÁTH Z. & MAROS 2012), melyen belül a szénhidrogénrendszer elemeinek (anyakőzetek, migrációs útvonalak, tárolókőzetek, csapdák, záró képződmények) megismerése kulcsfontosságú. A Szegedi-medence területén a repedezett metamorfit, dolomit, bazalt, valamint változó kifejlődésű mátrixporozitású üledékes kőzetek egyaránt megtalálhatók a szénhidrogéntelepek tároló kőzeteként (HORVÁTH Z. & MAROS 2012, KISS et al. 2015). A középső-triász sekélytengeri karbonátok közül a Szegedi Dolomit Formációba sorolt litológiai egység jelentőségét kell kiemelni (BÉRCZINÉ MAKK 1986), mely döntően repedezett tárolók felépítésében vesz részt. A Szegedi Dolomit Formáció eddigi egyetlen, átfogó diagenezistörténeti vizsgálatát HORVÁTH A. (1990) végezte. Mivel a képződményről — a medence szénhidrogén-rendszerében betöltött kulcsfontosságú szerepe ellenére — csak igen kisszámú és több évtizedes szakirodalom áll rendelkezésre, ezért indokolt annak komplex reambulációs vizsgálata.

Jelen tanulmányunk az NKFI (OTKA) K 108375 kutatáshoz — projektcím: Az Algyői-aljzatmagaslat és a környező mélymedencék (Dorozsmai-medence, Makói-árok) integrált diagenezis-történeti és fluidumevolúciós rekonstrukciója — kapcsolódik. Ennek a célja a preneogén aljzatkőzetek (kristályos képződmények, feltételezett karbon breccsa, triász homokkő, márga és dolomit), valamint azok repedéskitöltő fázisainak kutatása. Munkánkban a Szegedi-medencében mélyült fúrásokból választottunk ki a Szegedi Dolomit Formációba sorolt kőzeteket komplex vizsgálatra (ásványos összetételi és szöveti vizsgálatok, zárványpetrográfia, mikrotermometria, stabilizotóp-geokémia). Ennek első lépéseként adjuk közre a jelen tanulmányt, melynek az a célja, hogy az Üllés és Mórahalom környéki mélyfúrásokból származó középső-triász karbonátkőzetekről, illetve az azokat harántoló karbonátos érkitöltésekről új, korszerű dokumentációval ellátott leírást adjon, továbbá összevesse azokat HORVÁTH A. (1990) korábbi megállapításaival. E kőzetek, illetve azok töréses deformációjának részletes petrográfiai vizsgálatát az indokolja, hogy az Alföld aljzatában nagy területen ismert dolomitkőzetek képződési körülményeiről rendkívül hiányosak az ismeretek. A makroszkópos és polarizációs mikroszkópos vizsgálatok alapján felvázolt betemetődéstörténet kiindulási alapul szolgál e kőzetek diagenezistörténeti modelljének pontosításához.

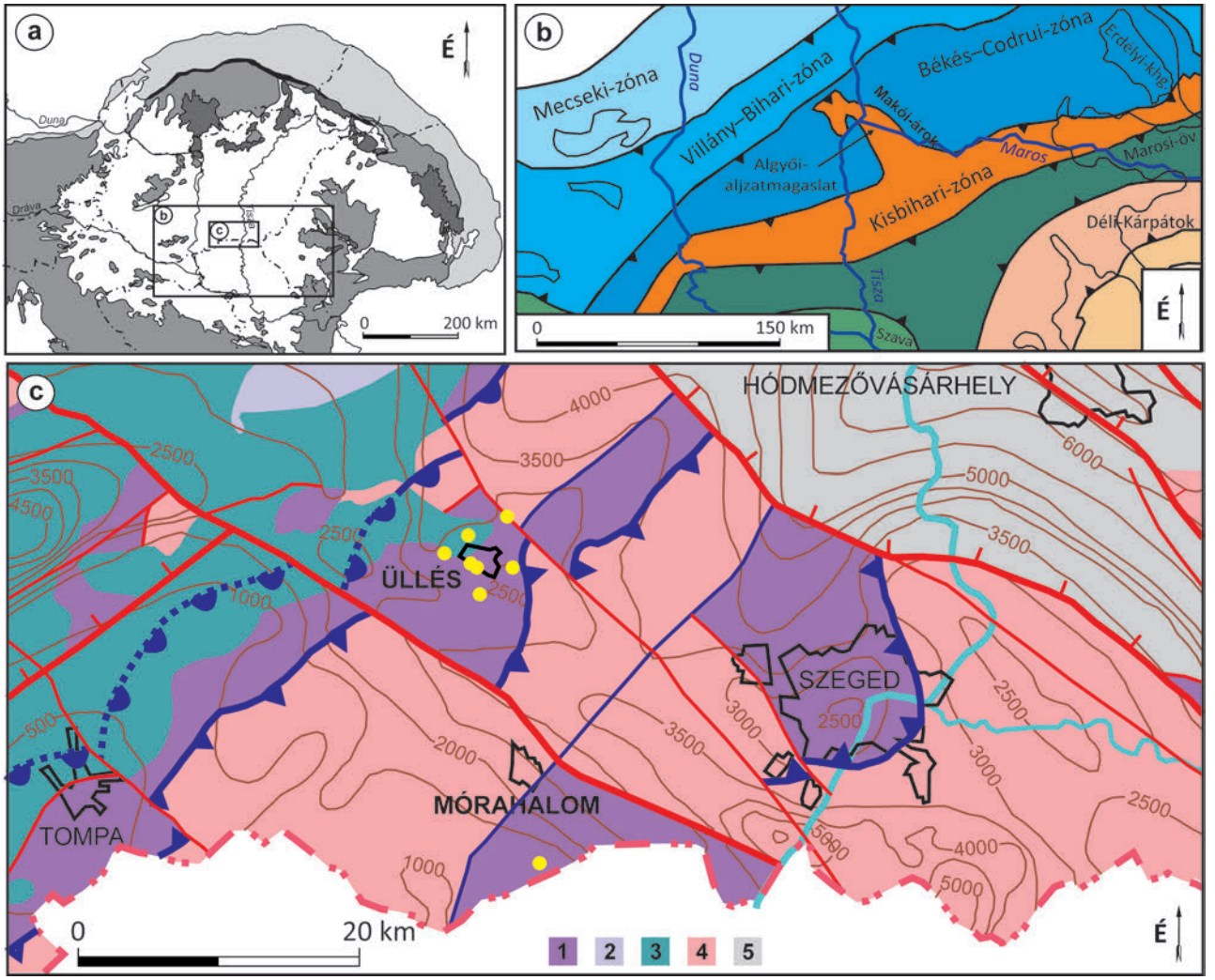
Földtani háttér

A jelenleg érvényben lévő nagyszerkezeti beosztás szerint (HAAS et al. 2010) a Szegedi-medence a Tiszai-főegység aljzatának egyik részmedencéje, melyet döntően a Békés–Codrui-zóna gyűrt takarós szerkezete alkot, ami a terület ÉNy-i részén a Villány–Bihari-zónára tolódott. A terület aljzatszerkezetét döntően ÉNy-i vergenciájú mezozoos kompressziós szerkezetek (pikkelyek, áttolódások) és azokra merőleges, ÉNy–DK-i csapású kainozoos normálvetők határozzák meg. Az elmúlt években több olyan értelmezés jelent meg a nemzetközi szakirodalomban (SCHMID et al. 2008, MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012), amelyek a Szegedi-medencét keletről határoló Algyői-aljzatmagaslatot a Kisbihari-zóna részeként kezelik (*1. ábra*).

Több publikáció (PIGOTT & RADIVOJEVIĆ 2010, RADIVOJEVIĆ et al. 2010, MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012) a fiatal szerkezeti mozgások jelentőségére hívja fel a figyelmet. A korábbi modellekhez hasonlóan ezek a tanulmányok a takaróképződést követő laposszögű normálvetők szerepét emelik ki a szerkezetalakulás legjelentősebb bélyegeiként, amelyek ún. aljzati magkomplexumok kialakulásához vezettek (pl. TARI et al. 1999, M. TÓTH 2008). Megállapításaik szerint a Szegedi-medence egy nyugati irányba dőlő normálvető fejlődésével egyidejűleg kialakult aszimmetrikus félárokként fogható fel.

A 2500–7000 m vastag neogén üledéksorral kitöltött medence preneogén aljzatát variszkuszi metamorfitok, perm törmelékes és vulkáni kőzetek, germán jellegű alsó-triász sziliciklasztos összlet, valamint középső-triász platform fáciesű dolomitok alkotják. A területen fiatalabb mezozoos képződmények nem ismertek, az aljzatra jelentős eróziós diszkordanciával középső-miocén durvatörmelékes rétegsor települ (HORVÁTH Z. & MAROS 2012).

A Szegedi-medence legáltalánosabban elterjedt mezozoos képződménye a középső-triász sekélytengeri, sötétszürke, alsó harmadán erősen breccsásodott dolomit, mely a



1. ábra. A mórahalmi és az üllési terület elhelyezkedése (a) a Pannon-medence felszíni és (b) szerkezeti (MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012, módosítva), valamint (c) a Szegedi-medence aljzatának földtani térképén (HAAS et al. 2010, módosítva)

Jelkulcs (a): világosszürke: Alp–Kárpáti-flisöv; középszürke: Belső-alp–kárpáti egységek és Dinaridák; sötétszürke: Neogén mészalkáli vulkáni képződmények; fekete: Pienini-szirtöv

Jelkulcs (c): 1) Középső-triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos kőzetek; 2) Alsó-triász folyóvízi és delta fáciesű, sziliciklasztos képződmények; 3) Jura és kréta képződmények; 4) Mezozoikumnál idősebb képződmények és metamorfitok; 5) Ismeretlen medencealjzat; Sárga kitöltött körök: mintázott fúrások

Figure 1. *Location of the study area on the geologic (a) and structural (b) map of the Pannonian Basin (modified after MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012), (c) Generalized geologic map of basement formations of the Szeged Basin (HAAS et al. 2010, modified)*

Legend (a): light grey: Alpine-Carpathian flysch belt; medium grey: Inner Alpine - Carpathian Mountain belt and the Dinarides; dark grey: Neogene calc-alkaline volcanic rocks; black: Pieniny klippen belt

Legend (c): 1) Middle Triassic shallow marine siliciclastic and carbonate formations; 2) Lower Triassic siliciclastic formations of fluvial and delta facies; 3) Jurassic and Cretaceous formations; 4) Pre-Mesozoic and metamorphic complexes; 5) Unknown basement; Yellow filled circles: sampled wells

Szegedi Dolomit Formáció nevet viseli (*1. ábra, c*). Előfordulási területének jelentős részén közvetlenül a kristályos aljzatra, néhol az alsó-triász összletre települ. Álvastagsága a lepusztulás mértékétől és a szegedi, valamint az üllési területen kimutatott rétegismétlődésektől függően 20–670 m között változik (BÉRCZINÉ MAKK 1986, BÉRCZINÉ MAKK et al. 2004). Fedőjében a Szegedi-medence területén mindenhol jelentős eróziós diszkordanciával települ a neogén rétegsor.

A fedőképződmények közül meg kell említeni azokat a bizonytalan korú (középső-miocén vagy pannóniai) abráziós, parti képződményeket, melyek kőzetanyaga a környező alaphegységből származik, és kifejlődésüket tekintve analógok a Békési Konglomerátum Formációval. Ezek legnagyobb vastagságukat a szerkezeti magaslatok szárnyhelyzetében érik el, míg a tetőzónák és a mélyzónák irányában elvékonyodnak és kiékelődnek (JUHÁSZ 1992, 1998).

Kutatási előzmények

A Szegedi-medence területén a múlt század hatvanas éveitől kezdődően számos szénhidrogénkutató fúrás feltárta azt a sötétszürke dolomittípust, melyet a Szegedi Dolomit Formáció elnevezésű litosztratigráfiai egységbe sorolnak (BÉRCZINÉ MAKK 1986, 1998, BÉRCZINÉ MAKK et al. 2004).

A Szegedi Dolomit Formáció eddigi legátfogóbb diagenezistörténeti vizsgálatát HORVÁTH A. (1990) végezte üllési, ruzsai, forráskúti és szegedi fúrásokból származó mintákon. Tanulmányában az üledékképződési környezet

meghatározásához WILSON (1975) standard mikrofácies típusait vette alapul, és az így beazonosított mikrofácieseket helyezte el egy elméleti homoklinális rámpán READ (1985) modellje szerint. A következő áttekintő részben — a szöveghűség érdekében — valamennyi megnevezést HORVÁTH A. (1990) munkájában szereplő módon, változtatás nélkül közöljük, még akkor is, ha az a ma elfogadott nevezéktannak már nem felel meg.

A sekélytengeri-partközeli régióban HORVÁTH A. (1990) az árapályöv és lagúna környezetre jellemző mikrofácies-ként azonosította a finoman laminált mudstone, peloid-alga bindstone és rétegzetlen mudstone típusokat. A sekélyvízi pad-komplexum és homokzátonyok jellemző képződményeként azonosította a bioklaszt-intraklaszt-peloid packstone és peloid grainstone mikrofácieseket, továbbá a mélyebb vízi, viharüledékeket tartalmazó középső rámpa képződményekhez sorolta a bioklaszt wackestone-mudstone mikrofáciesű mintákat.

Az üledékképződési környezet meghatározását követően HORVÁTH A. (1990) felvázolta a képződmény eltemetődésének történetét, amelyben három, átkristályosodással létrejött dolomittípust írt le SIBLEY & GREGG (1987) dolomitszövetre vonatkozó nevezéktanát alkalmazva. Értelmezése szerint az első dolomitosodással járó esemény a sekély eltemetődés zónájában érte a képződményt, ekkor „unimodális, aprószemcsés (0,01 mm), nem-planáris szövetű dolomit" képződött. A leírás szerint a második generációs dolomittípus „unimodális, változó szemcsenagyságú (0,01–0,1 mm) általában planáris szövetű dolomit, gyakran CCCR jelleggel (*cloudy-centered, clear-rimmed*), azaz a kristályokban egy zavaros magot tiszta továbbnövekedési köpeny vesz körül". Az első két dolomitosodási–átkristályosodási fázison kívül egy harmadik, mélyeltemetődési dolomittípust is megkülönböztetett, amit „polimodális, változó szemcsenagyságú (0,01–1 mm), nem planáris, gyakran poikilites szövetű dolomit"-ként jellemzett, azonban ez csak a Forráskút–10 fúrásban, „erősen átdolgozott breccsákban" fordult elő.

A Szegedi Dolomit Formáció eltemetődés-történetéhez kapcsolódóan HORVÁTH A. (1990) négy „hasadékkitöltési" és breccsásodási fázist különített el. A töréses deformációval és cementációval járó események közül az első repedésgenerációba sorolta azokat a korai diagenetikus eredetű, pátos, mikropátos, nem fluoreszcens dolomitereket, melyeket a mélyebb eltemetődés során végbemenő dolomitosodási fázisok átkristályosítottak. Megállapításai szerint ezt követően intenzív töréses deformáció következett, mely breccsásodással járt. A harmadik generációs hasadékkitöltési fázisba sorolta a zónásan fluoreszcens, unduláló kioltású nyeregdolomit típust, mely mindig megelőzi az erősen fluoreszcens negyedik fázist. A legfiatalabb, negyedik generációs hasadékkitöltési csoportba egy erősen fluoreszkáló, finomszemcsés, helyenként zónásságot mutató dolomittípust sorolt.

A tanulmány azonban leszögezi, hogy a fentieken kívül több lokális jellegű, nehezen besorolható hasadékkitöltési fázis lehetett, és a sztilolitképződés is több fázisban zajlott. HORVÁTH A. (1990) véleménye szerint a nyeregdolomit-típus a hasadékkitöltő fázisokon kívül póruskitöltési-átkristályosodási folyamatok eredményeként szintén megjelenik.

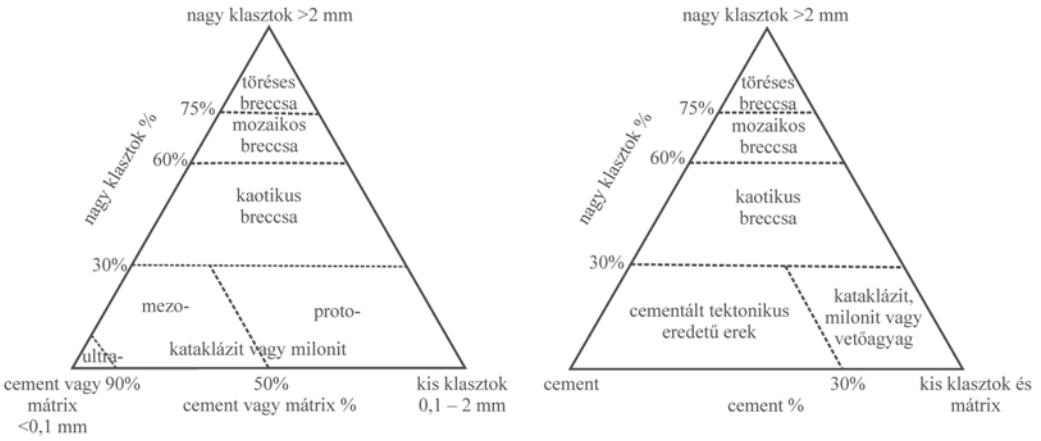
Minták és vizsgálati módszerek

A Szegedi-medence területén, valamint annak közvetlen környezetében a középső-triász képződményeknek négy fő előfordulása ismert, melyeket aljzatmagaslatok kutatásához kapcsolódóan tártak fel (*1. ábra*). Eddigi kutatásaink során a medence nyugati részén található üllési és mórahalmi előfordulásokból származó mintákat vizsgáltunk. Jelen tanulmány összesen 20 üllési és 7 mórahalmi mélyfúrásból származó magminta vizsgálati eredményein alapul. Az üllési minták jellemzően 2300–3300 méter, míg a mórahalmiak 1200–1400 méteres mélységből származnak, ami a rendkívül tagolt aljzatmorfológia következménye. A fúrások neveit a MOL Nyrt.-vel kötött együttműködési megállapodásnak megfelelően nem közöljük, hozzávetőleges helyüket az *1. ábra* „c" jelű térképe szemlélteti.

A mikropetrográfiai vizsgálatokat 30 μm vastag, polírozott vékonycsiszolatokon végeztük. A különböző karbonáttípusok elkülönítése céljából a csiszolatokat Dickson-féle oldattal festettük meg (DICKSON 1966). A dolomit szöveti nevezéktana MACHEL (2004) összefoglaló munkáján alapul, ami GREGG & SIBLEY (1984) és SIBLEY & GREGG (1987), rendszerének kiegészítése WRIGHT (2000) megállapításaival. Ahol a szövetmegőrző dolomitosodás azt lehetővé tette, ott DUNHAM (1962) mikrofácies osztályozási rendszerébe soroltuk be a mintákat. Amennyiben ez nehézségekbe ütközött, RANDAZZO & ZACHOS (1984) osztályozási módszerét alkalmaztuk. A különböző breccsa- és kataklázit-típusok leírásához WOODCOCK & MORT (2008) osztályozási rendszerét vettük figyelembe, amely a cement ,a mátrix és a különböző méretű szemcsék alapján osztályozza a tektonikus kőzeteket (*2. ábra*). Az érkitöltések morfológiai alapú osztályozása BONS (2000) és PASSCHIER & TROUW (2005) alapján történt.

A makroszkópos és normál mikroszkópi vizsgálatokat követően fluoreszcens és katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatokat végeztünk, hogy az esetleges rejtett szöveti bélyegeket feltárjuk. A fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatok során UV (Olympus U-MNU-2 szűrőkocka) illetve a kék–ibolya (Olympus U-MWBV2 szűrőkocka) gerjesztő hullámhosszt alkalmaztunk. A rövidebb hullámhosszúságú (360–370 nm) gerjesztés a szervesanyag-tartalmú képződmények esetében bizonyult hatékonyabbnak, míg a nagyobb hullámhosszú gerjesztésre (400–440 nm) egyes karbonátásványok mutattak intenzív fluoreszcenciát.

A petrográfiai feldolgozást, illetve a fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatokat egy higanygőzlámpával felszerelt Olympus BX-41 típusú mikroszkóppal, a katódlumineszcens mikroszkópi vizsgálatokat pedig egy Olympus BX-43 típusú mikroszkópra szerelt Reliotron típusú, hidegkatódos műszerrel végeztük, 7–7,5 keV gyorsítófeszültség mellett.



2. ábra. WOODCOCK & MORT (2008) vetőkőzet-osztályozási rendszerének háromszögdiagramjai

Figure 2. *Ternary diagrams of fault rock classification proposed by WOODCOCK & MORT (2008)*

A Szegedi Dolomit Formációba sorolt kőzetek petrográfiai jellemzése

Makroszkópos megfigyelések

A kiválasztott minták döntő többsége átkristályosodott szürke dolomit (22 db mórahalmi és üllési minta), kisebb része mészkő (2 db üllési minta), néhány minta a mezozoos aljzatra települő középső-miocén abráziós konglomerátum kavicsanyagából származó dolomittörmelék (3 db üllési minta). A karbonátfestés alapján a minták majdnem mindegyike vasmentes dolomitnak bizonyult, csak néhány kalcit anyagú repedéskitöltés, illetve a mészkő festődött rózsa-, illetve mályvaszínűre.

A mórahalmi terület vizsgált kőzetei világosszürke, sötétszürke színű, változó mértékben töredezett, többnyire inhomogén mikrokristályos dolomitból állnak. A kevésbé töredezett mintákon világosszürke, szabálytalan elrendeződésű foltok, illetve világosszürke-sötétszürke, közel párhuzamos és hullámos lefutású sávok váltakozása figyelhető meg (*I. tábla, 1. kép*). Általánosan jellemző a változó mértékű töréses porozitás *(I. tábla, 1.* és *2. kép)*, ami a vizsgált fúrás nagyobb mélységből származó mintáiban breccsaporozitásba megy át (*I. tábla, 2. kép*). A fentieken túl csatornás és üreges pórusok is elkülöníthetőek (*I. tábla, 3. kép*). A különféle pórusokat részlegesen vagy teljesen fenn-nőtt, fehér, milliméteres méretű kristályok töltik ki.

Az üllési fúrásokból származó középső-triász minták mindegyikén megfigyelhető valamilyen fokú töredezettség. A vizsgált minták többsége monomikt vagy oligomikt (a klasztok különböző színű és szövetű dolomitfajták) breccsaként sorolható be. Petrográfiai alapon töréses breccsa, mozaikos breccsa és kataklázit sávokat tartalmazó kaotikus breccsa egyaránt előfordul. Egy-két kivételtől eltekintve a sötét színű, nagyon finomkristályos alapkőzeten nem figyelhetőek meg elsődleges üledékszerkezeti jegyek, ugyanakkor már makroszkóposan több utólagos repedéskitöltő karbonátfázis különíthető el. A leggyakoribb póruskitöltő cement a fehér pátos dolomit, ami több generációs repedéseket és üregeket egyaránt kitölthet. Ezek a diszkrét törésektől a nagy mátrixtartalmú mozaikos breccsákig egymást többszörösen felülbélyegző viszonyban is megjelenhetnek (*I. tábla, 4. kép*).

A tektonikusan leginkább érintett dolomitbreccsában a mátrixot többnyire a kőzet saját őrleménye adja. A kézipéldányokon belül a klasztok méreteloszlása és a mátrix aránya alapján szabálytalan sávok rajzolódnak ki, melyekben a méret csökkenésével párhuzamosan a klasztok alakja egyre nagyobb szögszámú poligonnal (>5) közelíthető. A nagyobb mátrix-tartalmú és kisebb klasztméretű tartományok (proto) kataklázitnak minősíthetők (*I. tábla, 5. és 6. kép*). Egyes mintákban (*I. tábla, 7. kép*) a mátrix vörösbarna színű, ami vastartalmú cementfázis (pl. sziderit és/vagy vas-oxid-hidroxid) jelenlétére utal, ezt erősíti meg néhány sajátalakú piritkristály megjelenése.

Gyakori szöveti elemek a fekete szutúrás sztilolitok, melyek finomszemcsés piritkiválásokat tartalmaznak. Ezek néhol csak a breccsa klasztjain belül, míg máshol a mátrixot harántolva figyelhetők meg. Az egyetlen azonosítható makrofosszília egy akár centiméteres nagyságrendű vastag héjú kagylótípus (Megalodus?), melyet azonban csak a bizonytalan rétegtani helyzetben megjelenő sötétszürke mészkőben figyeltünk meg (*I. tábla, 8. kép*). Számos mintán fényes vetőkarcokat, néhol ásványlépcsőket tartalmazó vetősíkokat dokumentáltunk.

A mórahalmi minták mikroszkópos jellemzése

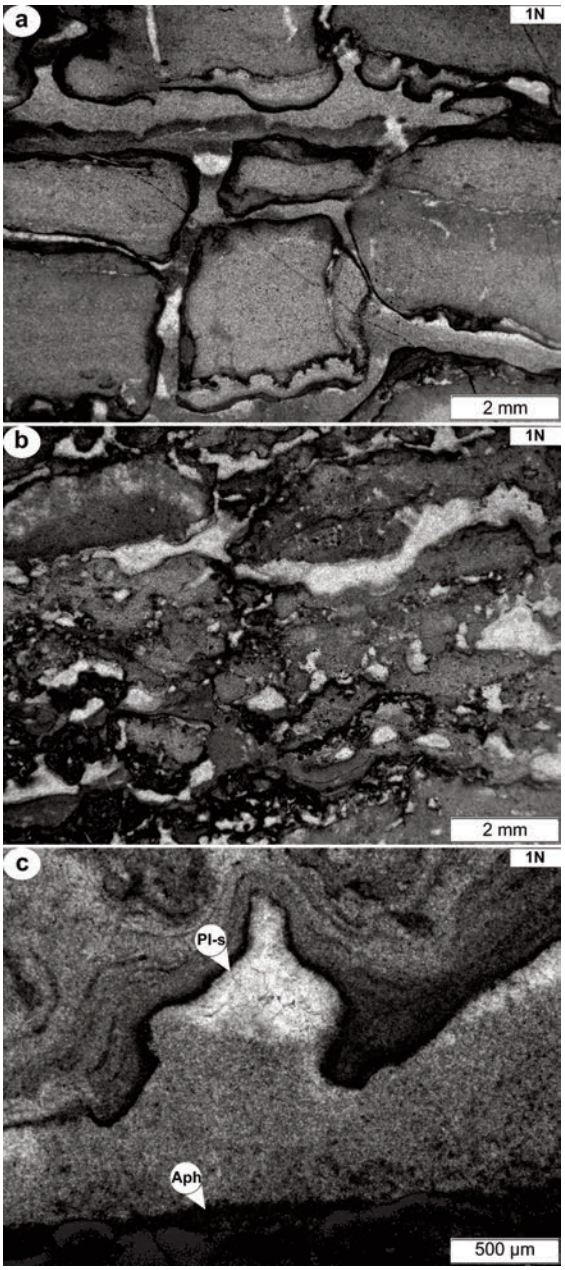
A kőzetszövet jellemzése

A mórahalmi előfordulásból származó dolomit, illetve dolomitbreccsa klasztjai vékonycsiszolatban megfigyelhető szövetük alapján részben szövetmegőrző, részben szövetromboló dolomitosodásról tanúskodnak. A karbonátfestés alapján minden minta teljesen dolomitosodott, vasmentes dolomitból épül fel. Kalcit kizárólag néhány mintában érkitöltésként fordul elő.

A szövetmegőrző dolomitosodást szenvedett minták uralkodóan sztromatolitos és szemcsékből (pelletek, peloidok, onkoidok, bioklasztok, intraklasztok) felépülő mész-

üledék dolomitosodásával létrejött dolomitból (a továbbiakban: szemcsés dolomit) állnak.

A sztromatolitos dolomitban a lemezes szerkezet egyértelműen felismerhető (boundstone szövet), azt afanokristályos és nagyon finom kristályos dolomit váltakozása adja (*3. ábra, a*). A helyenként hullámos bekérgezésben (ami mikrobás szövedékre utalhat) mikritcsomók, peloidok különíthetőek el. A lemezességgel közel párhuzamosan kerekded vagy lencseszerű fenesztrális, illetve lemezrepedéssel létrejött szabálytalan alakú pórusok figyelhetők meg (*3. ábra, b*). Ezek eredeti, geopetális kitöltése szintén megőrződött, így megállapíthatóak a leülepedéskori függőleges és vízszintes irányok. A pórusok alsó részén afanokristályos, feljebb nagyon finomkristályos, barnás árnyalatú, zárványgazdag kitöltés észlelhető, majd a pórusok felső részén finom-középkristályos (50–200 μm-es), zárványszegény, planáris-s (szubhedrális) típusú dolomit szűkíti le a pórusteret drúzás jelleggel (*3. ábra, c*). A nagyobb méretű pórusokban ez a planáris-s típusú dolomit gyakran fokozatos átmenetet mutat durvakristályos, nem-planáris-a (anhedrális) dolomitba.



3. ábra. A mórahalmi sztromatolitos dolomit jellemző szöveti képei. a) Sztromatolitos dolomit száradási repedésekkel; b) Sztromatolit-boundstone fenesztrális pórusokkal; c) Geopetális póruskitöltés afanokristályos (Aph) dolomittal és világos, zárványszegény planáris-s típusú dolomittal (Pl-s)

Figure 3. *Typical textures of the stromatolitic dolomite from Mórahalom area. a) Stromatolitic dolomite with desiccation cracks; b) Stromatolitic boundstone with fenestral pores; c) Geopetal structure in a pore filled by aphanotocrystalline dolomite (Aph) and planar subhedral dolomite (Pl-s) crystalls*

A szemcsés dolomitban az uralkodó szemcsetípus az intraklaszt, a peloid és a bekérgezett szemcse, továbbá kisebb arányban bioklaszttöredék jelenik meg. Az intraklasztok ritkán érintkeznek, méretük néhány millimétertől centiméteres nagyságrendig terjed, felületükön helyenként mikritbevonat figyelhető meg (*4. ábra, a*). Az intraklasztok belső felépítése változatos: helyenként azonosíthatók az elsődleges szöveti elemek (pl. lemezes szerkezet, bekérgezett szemcsék [*4. ábra, b*]), de jellemzően átkristályosodott, finom–középkristályos planáris-s típusú dolomitból állnak. Néhány intraklasztban 100–300 μm-es kristályméretű planáris-p (porfirotópos) vagy planáris-e dolomitot azonosítottunk, melynek kristálylapjai helyenként ívelt jellegűek (*4. ábra, c és d*). A bekérgezett szemcsék között egyértelműen azonosíthatók az onkoidok, melyek mérete néhány milliméterestől centiméteresig terjed (*4. ábra, e*). Számos esetben azonban az afanokristályos szegélytől eltekintve a bekérgezett szemcse belső része teljesen átkristályosodott, azt finom–középkristályos planáris-s típusú dolomit alkotja. A bioklasztok között gyakori a crinoidea, a kagyló — esetleg brachiopoda — héjtöredéke (*4. ábra, f*), valamint a mészalgamaradvány. A szemcsék közötti teret nagyon finomkristályos, barnás árnyalatú dolomit, illetve finom–középkristályos planáris-s típusú dolomit tölti ki, melyek között éles, szabálytalan lefutású a határvonal. A planáris-s típusú dolomit a nagyobb pórusok, repedések felé fokozatosan nagyon durvakristályos nyeregdolomitba megy át (*4. ábra, a*).

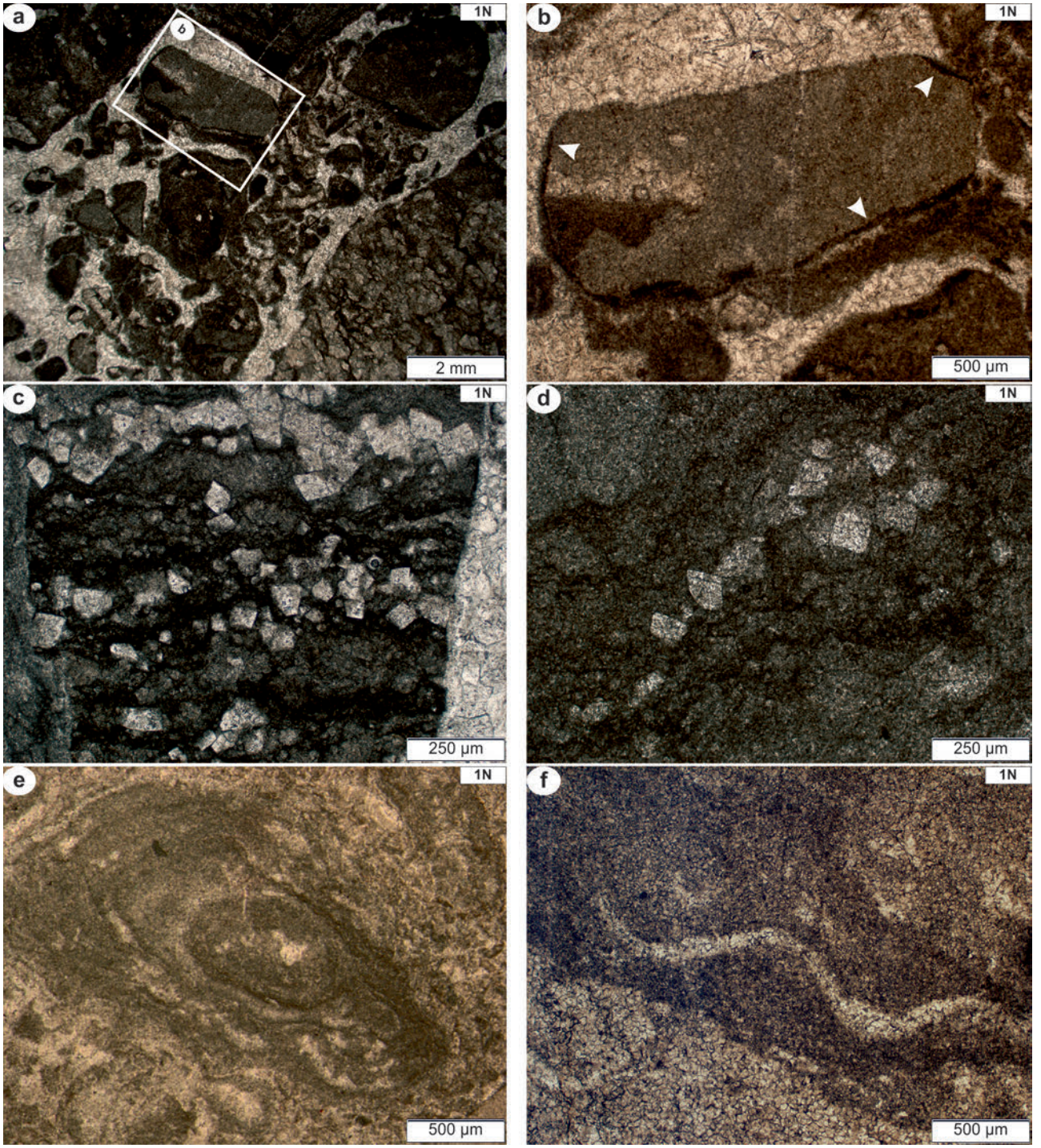
A mórahalmi mintákra általánosan jellemző a szövetromboló dolomitosodás. Ezeket a kőzeteket planáris-s típusú, polimodális kristályméreteloszlású, mozaikos szövetű dolomit építi fel, amely nem tartalmaz relikt szöveti elemeket. Szövetükben szabálytalan alakú, általában diffúz határú, nagyon finomkristályos tartományok váltakoznak zárványgazdag, finomkristályos planáris-s dolomitból álló területekkel (*5. ábra, a*).

A deformációs bélyegek jellemzése

A dolomitosodott kőzeteket legalább három fázisban töréses deformáció érte. A legnagyobb pórusokat, így a breccsásodott képződmények repedésrendszerének döntő részét zónás, enyhén unduláló kioltású nyeregdolomit tölti ki, ami hasonló habitusú az alapkőzet üregeit kitöltő nyeregdolomithoz (*5. ábra, b és c*). A kristályok zónásságát zárványokban gazdagabb és zárványokban szegényebb növe-

kedési zónák egymásra következése adja. Ez a dolomitcement a kitöltetlen pórusok falán fenn-nőtt formában jelenik meg, kitöltött üregekben drúzás, illetve szintaxiális jellegű. Az utóbbi esetben a kristályok a repedés fala felől annak belseje felé növekedtek. Ez az érkitöltő nyeregdolomit petrográfiai jellege alapján rokonságot mutat az intraklasztos mellékkőzetben helyettesítő fázisként megjelenő porfirotópos dolomittal (*4. ábra, c és d*).

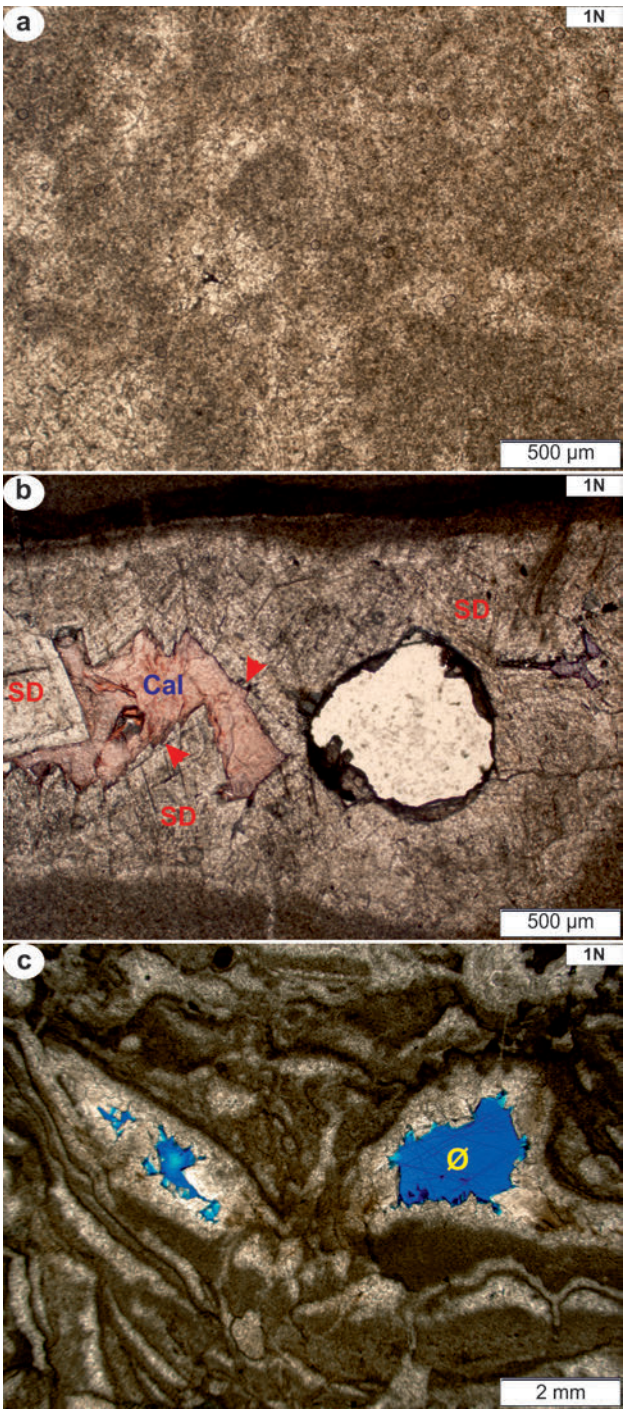
A nyeregdolomit által cementált repedésrendszert legalább két további törésgeneráció harántolja, melyek közül az elsőt általában finomkristályos (~20–50 µm), víztiszta dolomit, a másodikat pedig finom–közepes kristályméretű



4. ábra. Szemcsés, szövetmegőrző dolomit szöveti képe a mórahalmi mintaterületről. a) Intraklasztos dolomit mikrites és pátos cementanyaggal; b) Intraklaszt mikritbevonattal (nyilak); c) Porfirotópos–euhedrális dolomitkristályok lemezes belső szerkezetű intraklasztban; d) Középkristályos porfirotópos dolomit nagyon finomkristályos dolomitban; e) Onkoid; f) Onkoid magvaként szolgáló átkristályosodott kagylóhéj

Figure 4. *Thin section photomicrographs of fabric retentive dolomite sample composed of crystals and grains from Mórahalom area. a) Intraclastic dolostone cemented by sparry and micritic dolomite; b) Intraclast with micritic dolomite rim (arrows); c) Porphyrotopic to euhedral dolomite crystals within a laminated intraclast; d) Medium crystalline porphyrotopic dolomite within very finely crystalline dolomite; e) Oncoid; f) Bivalve shell nucleus within an oncoid*

(~10–100 µm) dolomit mellett opak fázisok (pirit, illetve szerves anyag, valószínűleg szilárd bitumen) töltik ki.



5. ábra. Szövetromboló dolomit és póruskitöltő karbonátok a mórahalmi mintákban. a) Planáris-s típusú, polimodális kristályméreteloszlású, felhős, mozaikos szövetű, nagyon finomkristályos–finomkristályos dolomit; b) Nyeregdolomit cementet (SD) követő vasas kalcit (Cal), a dolomiton oldási nyomokkal (piros nyilak); c) Kék műgyantával kitöltött oldásos üregek (Ø) sztromatolitos dolomitban, az üregek falát nyeregdolomit vonja be

Figure 5. *Thin section photomicrographs of fabric-destructive dolomite and pore filling carbonates in samples from Mórahalom. a) Planar-s type finely to very finely dolomite characterized by polimodal crystal size distribution and fogged mosaic texture; b) Saddle dolomite (SD) with dissolved crystal faces (red arrows) and subsequent ferrous calcite (Cal) cement; c) Stromatolitic dolomite with blue epoxy filled open pore space (Ø) and pore-lining saddle dolomite cement*

Némely nagyméretű, másodlagos üreges pórus belsejében — utolsó cementáló fázisként — zárványszegény kalcit, illetve vasas dolomit, helyenként sziderit figyelhető meg. A kalcit és a dolomit határfelületénél a nyeregdolomit visszaoldódására utaló beöblösödések jelentkeznek (*5. ábra, b*). A nyeregdolomit kiválását követően számos üreg kitöltetlen maradt, így a kőzetek makroporozitása jelentős (*5. ábra, c*).

Az üllési minták mikroszkópos jellemzése

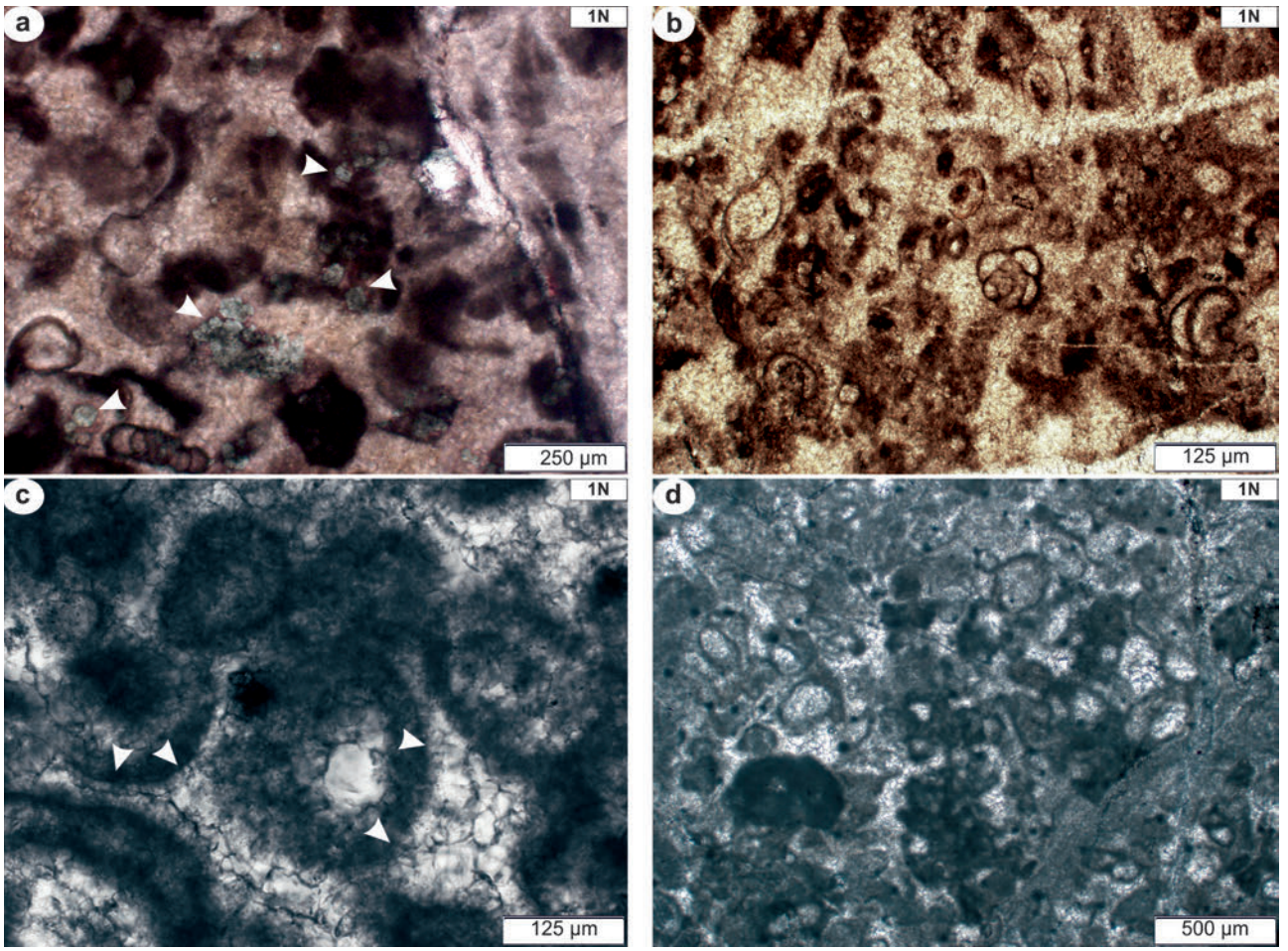
A kőzetszövet jellemzése

Az üllési területről származó középső-triász kőzetekben a prekurzor üledék eredeti szövetének besorolását megnehezíti azok nagyfokú töredezettsége és átkristályosodottsága. Mikroszkópos megfigyelés alapján több olyan minta erősen tektonizáltnak bizonyult, ami makroszkóposan nem látszott deformáltnak. A breccsát alkotó dolomitklasztok mikroszövete gyakran teljesen megegyező, de előfordulnak különböző szövetű klasztokat tartalmazó, azaz polimikt dolomitbreccsák. A vizsgált mintákban a mátrix/klaszt arány nagyfokú változatosságot mutathat. A dolomitok szöveti, valamint a karbonátok mikrofácies osztályozási rendszereit kombinálva a szövetmegőrző, illetve a szövetromboló dolomitosodást szenvedett mintákat két-két csoportba soroltuk, továbbá elkülönítettünk egy részben szövetmegőrző, átmeneti típust.

Egy minta esetében a dolomitos rétegsorban repedezett, részlegesen dolomitosodott mészkő fordult elő. A mészkőminta mikrofáciese peloidos, bioklasztos grainstone-packstone, mely hintetten planáris-p dolomitkristályokat és halmazokat tartalmaz (*6. ábra, a*). A szemcsék túlnyomóan rosszul osztályozott peloidok, továbbá juvenilis kagylóhéjtöredékek, ostracoda- és foraminiferavázak (*6. ábra, b*), alárendelten egy-egy gastropoda- és mészalgatöredék is felismerhető. A foraminifera együttest felső-anisusi–ladini primitív agglutinált Glomospira-félék alkotják (SZUROMINÉ KORECZ A. szóbeli közlés, 2016). Ez a minta tartalmazza a makroszkópos leírásnál említett vastag héjú kagyló (Megalodus?) maradványát. Az alapanyagban a mikrites–mikropátos és a pátos kalcit szabálytalanul oszlik el (*6. ábra, b*).

A szövetmegőrző dolomitosodást szenvedett vasmentes dolomit fő szemcsetípusai a peloidok és a bioklasztok, de ritkábban intraklasztok is megfigyelhetők. Számos esetben az afanokristályos szegélytől eltekintve a szemcsék belső része teljesen átkristályosodott, az finom–középkristályos planáris-s típusú dolomitból áll. Helyenként a peloidokon rostos-tűs cement reliktuma figyelhető meg (*6. ábra, c*). A szemcsék közötti térben afanokristályos – nagyon finomkristályos és finom–középkristályos planáris-s típusú dolomit szabálytalanul oszlik el (*6. ábra, d*).

Szövetmegőrző dolomitosodást szenvedhettek azok az átmeneti jellegű minták is, melyek uralkodóan afanokristályos – nagyon finomkristályos dolomitból állnak (*7. ábra, a*). Ezek egyes mintákban teljesen homogének, alárendelten finomlemezes szerkezet, míg néhol intraklasztok ismerhetők fel bennük.



6. ábra. Mészkő és szövetmegőrző dolomit szöveti képe üllési mintákon. a) Grainstone szövetű mészkő hintett, euhedrális dolomitkristályokkal (nyilak); b) Grainstone szövetű mészkő kagylóhéjtöredékekkel, foraminiferákkal és mikritesedett bioklasztokkal; c) Visszaoldódott magvú peloid sugaras, szálas cementtel (nyilak); d) Megőrződött szövetű peloidos dolomit

Figure 6. *Thin section photomicrographs of limestone and fabric-retentive dolomite from Üllés area. a) Limestone with grainstone fabric and euhedral dolomite crystals (arrows); b) Limestone with grainstone fabric containing mollusc shells, foraminifers and micritized bioclasts; c) Peloid with dissolved core and remnants of fibrous radial cement coating (arrows); d) Dolomite characterized by preserved peloidal fabric*

Az üllési területről származó kőzetekben a leggyakoribb azonosítható szövettípus a planáris-s típusú, finom–középkristályos, zárványgazdag (barnás mikroszkópi árnyalatú) dolomit. Ennek kristályméret-eloszlása többnyire unimodális, de helyenként polimodális, változó kristályméretű területek is előfordulhatnak bennük. Néhol felsejlik egy-egy kerekded, vagy megnyúlt, egykori szemcsére emlékeztető alakzat, de többnyire a dolomitosodás teljesen szövetrombolónak tekinthető *(7. ábra, b)*.

Néhány mintában megfigyelhető, hogy a fenti szövettípusok közép–durvakristályos euhedrális dolomitot tartalmaznak. Ezek részarányának növekedésével a kőzetszövet fokozatosan megy át planáris-s és nem planáris-a dolomit közötti átmeneti típusba. Ebben már semmilyen relikt szöveti elemet nem lehet felfedezni. A dolomitkristályok magva gyakran különféle szilárd és fluidumzárványokban gazdag, és általában egy tiszta továbbnövekedési szegély veszi körül. A kristályok helyenként unduláló kioltást mutatnak, és a kristálylapok között gyakori az opak fázis (*7. ábra, c*). A továbbiakban a könnyebb áttekinthetőség érdekében cukorszövetű (*sucrosic*) dolomitként hivatkozunk erre az átmeneti dolomittípusra.

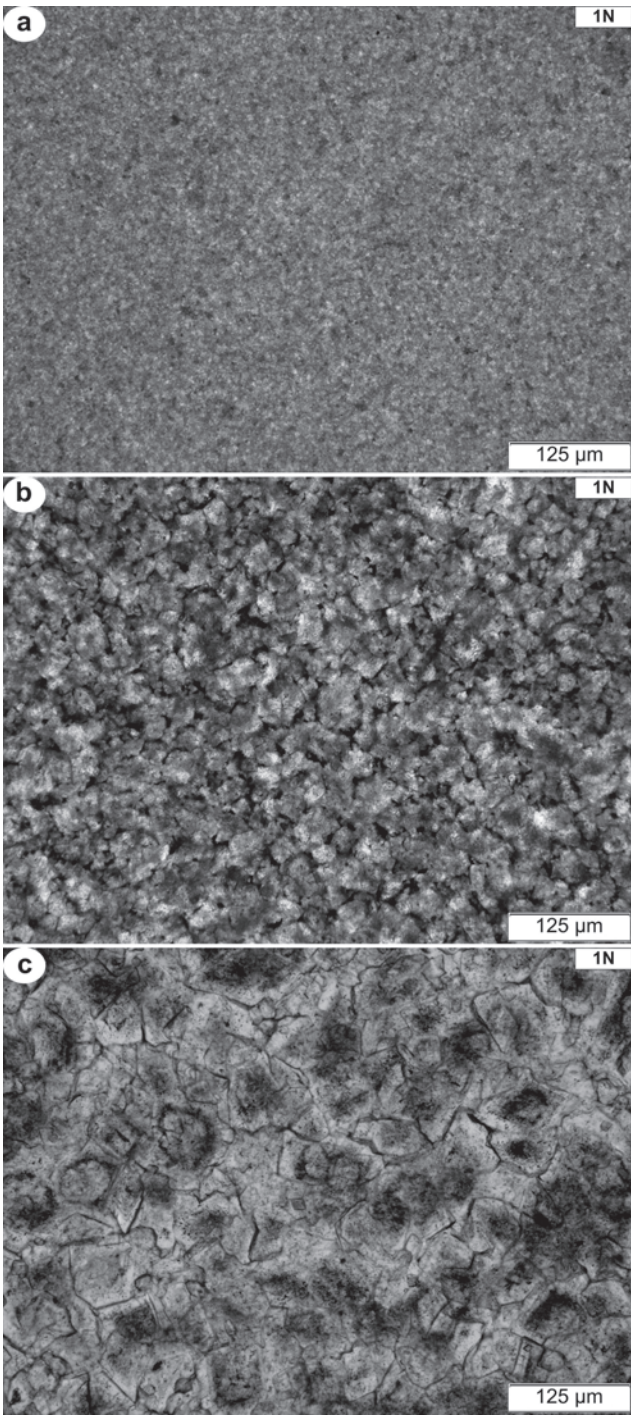
A deformációs bélyegek jellemzése

A dolomitosodást követően több fázisban töréses deformáció érte a kőzeteket. Az így létrejött másodlagos pórusokat különböző anyagú karbonátok (dolomit, kalcit, sziderit) cementálják. Egyes mintákban akár nyolc-tíz különféle repedéskitöltő generáció különíthető el, melyek többsége azonban csak egy-egy esetben volt megfigyelhető, így feltehetően lokális jelentőségű. Mindezeket figyelembe véve a következőkben csak azokat a repedéskitöltő típusokat mutatjuk be részletesen, melyek általánosan elterjedtek az üllési mintaterületen. A repedéskitöltések egymáshoz viszonyított korát azok átmetszési viszonyai alapján határoztuk meg.

Megfigyelésünk szerint az első generációt azok a diffúz határú repedéskitöltések képviselik, melyek a kőzet alapszövetével együtt átkristályosodtak. Ezeket csak az alapkőzetnél jóval világosabb mikroszkópi árnyalatuk és zár-

ványokban szegényebb kristályaik teszik felismerhetővé (*II. tábla, 1. kép*).

Számos magszakaszban megfigyelhetőek olyan breccsák, melyeket mikrokristályos dolomit, helyenként agyagásványok cementálnak. A breccsaklaszt és a mátrix (<0,1 mm) anyaga a dolomitosodott kőzet saját őrleménye, ami bizonyos sávokban kataklázitnak tekinthető (*II. tábla, 2. kép, I. tábla, 5. és 6. kép*). A nagyobb klasztokban többnyire csak néhány korábbi repedéskitöltő fázis, illetve sztilolit figyelhető meg. Ezt a breccsásodási eseményt a nyeregdolomithoz viszonyított helyzete alapján legalább két csoportba sorolhatjuk. Az egyiknél a breccsás szövetet harántoló repedésekben és üregekben cementként jelenik meg a nyeregdolomit, míg a másik — ritkábban előforduló — típusnál klasztként.



7. ábra. Szövetromboló dolomitosodáson átment dolomitok jellegzetes szöveti képei az üllési mintákban. a) Afanokristályos – nagyon finomkristályos dolomit; b) Planáris-s típusú, finom–középkristályos dolomit; c) „Cukorszövetű" dolomit planáris-s és nem planáris-a közötti átmeneti típusú dolomitszövettel, zárványgazdag, felhős magvú kristályokkal

Figure 7. *Fabric-destructive dolomite textures in samples from Üllés area. a) Aphanocrystalline – very finely crystalline dolomite; b) Finely to medium crystalline planar-s type dolomite; c) Sucrosic dolomite with transitional texture (planar-s to nonplanar-a) and incusion rich cloudy cores*

Az üllési mintákban általánosan elterjedt a fehér, durvakristályos, akár néhány milliméteres kristályméretű, üreg- és repedéskitöltő nyeregdolomit. A nyeregdolomit kristályai leggyakrabban szabálytalan alakú — feltehetően oldódásos eredetű — üregek falára nőttek. A nyeregdolomit kristályosodását követően fennmaradt pórusok gyakran megőrződtek, de helyenként későbbi cementfázisként változatos ásványegyüttes (pl. kalcit, sziderit, kvarc, agyagásványok) csökkenti a porozitást. A nyeregdolomit kristályainak kioltása unduláló, alakjuk metszettől függően a romboéderestől (*II. tábla, 3. kép*) a torzult, görbült lapú „barokk"-jellegű kristályokig terjedhet (*II. tábla, 4. kép*). A legtöbb esetben növekedési zónásságot mutatnak, amit zárványokban gazdag, illetve zárványszegény zónák váltakozása definiál. A növekedési zónákban, illetve a kristályok felhős magjában szilárd- és fluidumzárványok egyaránt előfordulnak. Megjegyzendő, hogy a nyeregdolomit repedéskitöltést a középső-miocén abráziós konglomerátumból mintázott sötétszürke dolomitkavicsokon belül is megfigyeltük.

A nyeregdolomit generációt átmetsző repedésekben egy fehér, víztiszta, mikropátos–pátos dolomittípust különítettünk el. Ez fluidumzárványokat csak igen ritkán tartalmaz, leginkább másodlagos zárványegyüttesek formájában. Szöveti jellemzői alapján ez a típus jól korrelálható a mórahalmi mintákban leírt fiatal, víztiszta, pátos dolomiterekkel (*II. tábla, 5. kép*).

Az üllési minták egyik jellegzetes cementfázisa a téglavörös színű, mikrokristályos, szideritcement. Ez a cementtípus agyagásványokkal együtt a nyeregdolomittal részlegesen kitöltött erek belső részén, illetve vetőbreccsák cementanyagaként is megjelenik, (*I. tábla, 4.* és *7. kép*).

A mórahalmihoz hasonlóan az üllési területen is megjelenik, továbbá felülbélyegez szinte minden más képződményt az a repedésgeneráció, mely mikropátos–pátos dolomitot, piritkristályokat és opak szerves anyagot tartalmaz (*II. tábla, 6. kép*). Ez az ásványegyüttes hajszálrepedésektől a breccsás mátrixig sokféle szöveti helyzetben előfordul, és szinte minden vizsgált mintában megfigyelhető volt.

A kőzetekben számos nyomásoldódási bélyeget megfigyeltünk a mikrosztilolit kötegektől a jól fejlett, centiméteres amplitúdójú varratvonalszerű, fűrészfogas lefutású sztilolitokig. A legtöbb előfordulásukhoz opak szerves anyag, illetve pirit dúsulása kapcsolódik. A többi képződményhez való viszonyuk alapján legalább két csoportra bonthatóak. Az első csoport sztilolitjait a legtöbb repedéskitöltő fázis harántolja, gyakran jelennek meg breccsák

klasztjain belül (*II. tábla, 7. kép*). A másik csoportot azok a sztilolitok alkotják, melyek a legtöbb repedéskitöltő fázist felülírják, gyakran breccsaklasztok között is megjelennek (*II. tábla, 8. kép*). Ezek helyzete csak a legutolsó pirites–bitumenes repedéskitöltéshez viszonyítva bizonytalan, de általában felülbélyegzik azokat is.

Lumineszcens mikroszkópián alapuló vizsgálatok

A karbonátásványok katódlumineszcens, illetve fluoreszcens mikroszkópos vizsgálata segítségével kimutathatók rejtett — normál megvilágítással nem látható — mikroszerkezeti elemek. A továbbiakban csak a mindkét vizsgált területen megjelenő, ezáltal egymással feltehetően korrelálható szöveti elemek jellegzetes lumineszcens tulajdonságait mutatjuk be.

Fluoreszcens mikroszkópi megfigyelések

Az UV és kék–ibolya fényű besugárzás hatására fluoreszcens jelenséget mutatott az a legfiatalabb repedéskitöltő dolomit, amely a kristálylapok között szilárd bitument és piritet tartalmaz (*III. tábla, 1. kép*). A fluoreszcens jelenséget minden esetben a karbonátkristályok mutatták, a szerves anyag maradványok nem fluoreszkáltak. Ehhez a típushoz kapcsolódóan néhány mintában olyan breccsás szövet vált láthatóvá, ami normál mikroszkóp alatt nem, vagy csak nagyon bizonytalanul volt dokumentálható (*III. tábla, 2. kép*). Hasonló kifejlődésű pirithintéses, fluoreszkáló karbonátos cementfázist figyeltünk meg a vizsgált középső-miocén breccsák homokköves mátrixának cementanyagaként.

Kék–ibolya fény hatására zölden fluoreszkáltak azok a pátos dolomitkristályok, melyek fenesztrális pórusokat, illetve visszaoldódott magvú peloidokat töltenek ki drúzás jelleggel (*III. tábla, 3. kép*).

Az UV-fluoreszcens vizsgálatok során a nyeregdolomitokhoz kapcsolódóan mindkét előfordulási területen dokumentáltuk kőolajzárványok jelenlétét. Az olajzárványok többnyire — a nyeregdolomit növekedési zónáiban megfigyelt — elsődleges zárványegyüttesekben jelennek meg (*III. tábla, 4. kép*), de másodlagos zárványegyüttesekben szintén előfordulnak.

Katódlumineszcens mikroszkópi megfigyelések

A nyeregdolomit növekedési zónáihoz kapcsolódóan figyeltük meg a legmarkánsabb katódlumineszcens jelenséget. A különböző kőzetmintákból származó nyeregdolomit minták katódlumineszcens képe egymáshoz nagyon hasonló. Ezekben általában keskeny (néhányszor 10 μm-es), nem lumineszkáló, és fényes, narancssárga lumineszcenciájú, illetve tompa lumineszcenciával jellemezhető növekedési zónák váltakoznak (*IV. tábla, 1. kép*). A nyeregdolomitok kiválását követően szabadon maradt pórusokat helyenként kitöltő agyagásványok egy része tompa, ibolyaszínű lumineszcenciát mutatott, ami alapján a kaolinit csoport tagjaként határozhatók meg.

Néhány víztiszta pátos dolomitérben az elsődleges, nem lumineszkáló kristályok kiválása után visszamaradt pórustérben a kristálylapok alakját megőrző, utólagos cementációra utaló alakzatok váltak láthatóvá (*IV. tábla, 2. kép*).

Halvány narancsvörös színnel lumineszkál a bitumenes, pirites dolomiterek néhány mikropátos kristálya. Ezekben a mintákban a fluoreszcenciához hasonlóan a katódlumineszcens mikroszkóp alatt is kirajzolódik a rejtett breccsás szövet (*IV. tábla, 3. kép*). Azonban itt jellemzően a mátrixanyag olyan kristályai mutattak lumineszcenciát, amelyek kék–ibolya fény hatására nem gerjesztődtek.

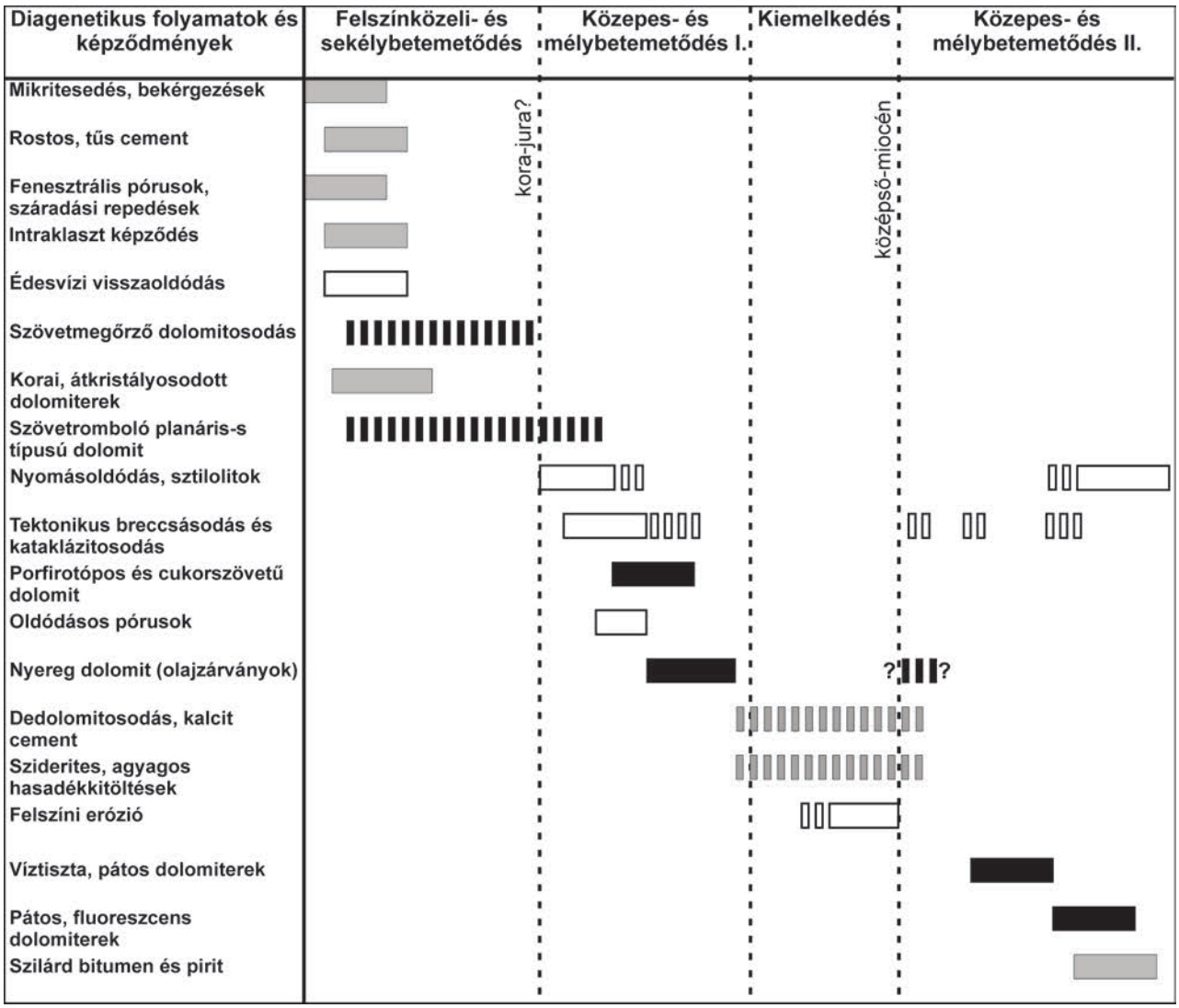
A repedéskitöltő típusokon kívül a bekérgezett szemcsék és a mikrobiális szövedék mikrites anyaga mutatott nagyon halvány lumineszcenciát (*IV. tábla, 4. kép*). A kék–ibolya fluoreszcens és a katódlumineszcens módszereket kombinálva az tapasztalható, hogy amelyik ásványfázis az egyik gerjesztési módszer hatására lumineszkál, az a másik típusú sugárzás hatására inaktív marad (*III. tábla, 3. kép* és *IV. tábla, 4. kép*).

Az eredmények értelmezése

A Szegedi Dolomit Formáció kőzetanyagának részletes petrográfiai vizsgálata alapján felállítható a képződmény diagenezistörténeti vázlata, illetve jellemezhetők töréses deformációjának legfontosabb állomásai. A betemetődéstörténet folyamán fennálló diagenetikus környezetek elkülönítése Machel (1999) által javasolt rendszer alapján történt. Ennek megfelelően megkülönböztettünk felszín közeli, sekély, közepes és mély betemetődési zónákat. Az értelmezés eredményeként felállított paragenetikai sorrendet a *8. ábrá*n mutatjuk be.

Üledékképződés, felszínközeli és sekély betemetődéses folyamatok

A mórahalmi területen a szövetmegőrző dolomitosodást szenvedett minták — a sztromatolitos és a felismerhető szemcséket (pelletek, peloidok, onkoidok, bioklasztok, intraklasztok) tartalmazó dolomit — elsődleges bélyegei alátámasztják a korábbi vizsgálati eredmények alapján Horváth A. (1990) által feltételezett sekélytengeri–partközeli árapályöv, lagúna és homokzátony üledékképződési környezeteket. Munkájában a sztromatolitos dolomitot a peloid-alga bindstone csoportba sorolta, míg az általunk bemutatott szemcsés dolomitváltozatok Horváth A. (1990) bioklaszt-intraklaszt-peloid packstone és peloid grainstone mikrofácies-besorolásának feleltethetők meg. Az intenzív breccsásodás és a szövetromboló dolomitosodás ellenére az üllési területen is lehetőségünk nyílt az üledékképződés jellegének felvázolására. A részlegesen dolomitosodott mészkőminta mikrofáciese peloidos, bioklasztos grainstone–packstone (*6. ábra, a*). A bioklasztszemcsék (*Megalodus*-maradvány, juvenilis kagylóhéjtöredékek, gastropoda- és mészalgatöredék, primitív agglutinált Glomospira-félékből álló foraminifera-együttes) sekélytengeri lagúna fáciest jeleznek (Szurominé Korecz A. szóbeli közlés, 2016).



8. ábra. A Szegedi Dolomit Formáció képződményeinek paragenetikai sorrendje. A fekete téglalapok különféle dolomitokat jelölnek, az üres téglalapok jelölik a töréses és oldódásos eseményeket, a szürke négyszögek pedig az egyéb diagenetikus képződményeket vagy folyamatokat

Figure 8. *Paragenetic sequence of the Szeged Dolomite Formation. Black rectangles represent different types of dolomites; open rectangles indicate different dissolution and fracturing events; grey rectangles represent other diagenetic events and phases*

A munkánkban bemutatott szöveti elemek közül peritidális környezetre utalnak a száradási repedéseket és fenesztrális pórusokat tartalmazó sztromatolitok. Feltehetően tengeri diagenetikus folyamatok eredményeként jött létre a bekérgezett szemcsék mikritburka, a szemcsék közötti mikrites cement és a szemcsék körül radiálisan megjelenő rostos-tűs cement. A fenesztrális pórusokban megfigyelt, gravitációsan rétegzett geopetális póruskitöltések alapján a leülepedett képződmények időszakosan a vadózus zónába kerültek (HAAS 1998, FLÜGEL 2004). Meteorikus hatást jelezhetnek továbbá a visszaoldott magvú bioklasztok és peloidok (FLÜGEL 2004), ezek kialakulása a tengeri üledékek időszakos szárazra kerülésével magyarázható, amelyet követően a dolomitosodás a burok szellemképét őrizte meg. A fent leírt képződmények kialakulása valószínűleg egymással párhuzamosan (*8. ábra*), illetve váltakozva zajlott a felhalmozódási terület különböző részein.

A mikrobás boundstone (sztromatolit) és a felismerhető szemcséket tartalmazó kőzetekben a korai, felszínközeli dolomitosodás magyarázhatja azt, hogy a későbbi dolomitosodási események során ezek megőrizték eredeti szövetüket. Az afanokristályos – nagyon finomkristályos dolomitváltozatok, melyek szinte teljesen homogének (néhol felismerhető finomlemezes szerkezet) feltehetően szintén szövetmegőrző dolomitosodáson mentek keresztül, és az elsődleges üledékszövet mudstone vagy finomlemezes mudstone lehetett. Véleményünk szerint ez az afanokristályos – nagyon finomkristályos dolomit feleltethető meg a HORVÁTH A. (1990) által elkülönített, a sekély eltemetődés zónájában kialakult első dolomittípusnak, az „unimodális, aprószemcsés (0,01 mm), nem planáris szövetű dolomit”-nak. Az eredeti szövet megőrződése felszínközeli dolomitosodással létrejött, nagyon finomkristályos dolomitokra jellemző különösen akkor, ha az eredeti üledék uralkodóan Mg-kalcit összetételű volt (HAAS 1998, MACHEL 2004).

A mindkét vizsgált területre általánosan jellemző fi-

nom–középkristályos planáris-s típusú dolomit korai diagenetikus eredetére utalhat, hogy olyan mikrittel bekérgezett intraklasztokban is megfigyeltük ezt a szövetromboló dolomittípust, melyek környezetében levő többi szemcse megőrizte elsődleges szövetét (*4. ábra, a és b*). Értelmezésünk szerint ez úgy jöhetett létre, hogy az üledékgyűjtőben a már szövetromboló dolomitosodáson átesett intra/litoklasztok és a belső szövetüket megőrző (kalcit vagy dolomit anyagú) intra/litoklasztok keveredtek, ezt követően pedig mikritburok vált ki a szemcsék körül. Ez a korai dolomittípus reflux dolomitosodással, vagy tengervíz cirkuláció útján is létrejöhetett a felszín közelében (Warren 2000, Machel 2004), de a kialakító folyamat jellegének pontosítása további vizsgálatokat igényel. A finom–középkristályos planáris-s típusú dolomittípuson belül megfigyelt unimodális kistályméret eloszlás egyfázisú dolomitosodásra utal (Sibley & Gregg 1987). Az ilyen szövet egyrészt az egykori mészüledék homogén jellegét jelezheti, vagy olyan szövetromboló dolomitosodást tükröz, mely során az üledék eredeti szövete teljesen felülíródott (Randazzo & Zachos 1984). A vizsgált mintákban gyakori polimodális kristályméreteloszlású dolomit képződését az eredeti üledék heterogén szövete eredményezheti, vagy a több nukleációs fázissal járó, többfázisú dolomitosodás hozhatja létre (Sibley & Gregg 1987). Mivel a vizsgált minták fő tömegét ez a dolomittípus alkotja feltételezhető, hogy az ezt létrehozó dolomitosodási folyamat volt a legmeghatározóbb a Szegedi Dolomit Formáció litológiai bélyegeinek szempontjából. Horváth A. (1990) azonban nem különítette el önálló csoportként ezt a dolomitváltozatot, leírását figyelembe véve az a második generációs dolomittípus — „unimodális, változó szemcsenagyságú (0,01–0,1 mm) általában planáris szövetű dolomit, gyakran CCCR jelleggel" — része lehet.

A fentebb részletezett megfigyelések arra utalnak, hogy a finom–középkristályos planáris-s típusú dolomit már a diagenezistörténet igen korai szakaszában megjelenhetett. A kristályméretben, továbbá annak eloszlásában tapasztalt különbségek azonban többfázisú dolomitosodási folyamatokat sejtetnek. A rendelkezésre álló szöveti bizonyítékok alapján nem dönthető el egyértelműen, hogy a finom–középkristályos planáris-s típusú dolomit csak a felszínközeli és sekély betemetődés tartományában, vagy a felszínközeli környezettől a közepes betemetődésig folyamatosan képződött (*8. ábra*).

A felszíni és felszín közeli — döntően tengervíz hatására végbement — dolomitosodási folyamatokat követően a betemetődési dolomitképződéshez ideális környezet 0,5–2 km mélységben, 50–60 °C körüli környezeti hőmérséklet mellett van (Machel 2004). Ennél nagyobb mélységekben már túlságosan korlátozott a fluidumok mozgása ahhoz, hogy nagyobb méretű kőzettesteket teljesen átható dolomitosodást okozzanak. Mivel a Szegedi-medence területén nem ismertek a középső-triász és a középső-miocén között keletkezett üledékek (Bérczine 1986, Horváth Z. & Maros 2012), ezért a Békés–Codrui-egység más részeit, illetve a Villány–Bihari-egység süllyedéstörténetét alapul véve valószínűsíthető, hogy a vizsgált képződmények a leülepedést követő süllyedésnek köszönhetően a középső-jura–alsó-kréta folyamán túlhaladhattak a közepes betemetődés (~600–2000 m) zónáján és a késő-krétáig jelentősebb mélységbe süllyedhettek (Horváth A. 1990, Haas & Péró 2004). A triász képződmények kréta–paleogén során elért betemetődési mélységét jelzi, hogy több tanulmány (Póka et al. 1987, Nagy et al. 2012, Hatalyák 2002) szerint ekkorra már túlhaladtak az olajablakon (>150 °C).

Az eddigieket összegezve valószínűsíthető, hogy a középső-triász üledékképződést követően, a kora-juráig tartott a sekély betemetődés, ezt követően pedig legkésőbb a kora-krétáig a közepes betemetődés szakasza. A vizsgált képződmények jelentős része már a felszínközeli és sekély betemetődési diagenezis során dolomittá válhatott, de nem zárható ki, hogy ezek a folyamatok a közepes betemetődés tartományában is folytatódtak, aminek köszönhetően csaknem a teljes kőzettest átkristályosodott dolomittá.

Közepes és mély betemetődés I.

Mikroszkópi megfigyeléseink alapján a diagenezistörténet következő állomását jelezheti a porfirotópos és cukorszövetű dolomit megjelenése. Ebbe a csoportba azokat a kőzeteket soroltuk, melyek minden esetben a már korábban kialakult szövetmegőrző dolomitot, a szövetromboló, finom–középkristályos planáris-s típusú dolomitot, illetve a vizsgált mészkőmintát bélyegzik felül. A szövet kialakulása általában közép–durva mérettartományba sorolható egyedi dolomitkristályok megjelenésével kezdődhetett. Az átkristályosodás során ez euhedrális, majd szubhedrális típusba ment át. Ebben a dolomitváltozatban egyaránt előfordulhatnak planáris és nem planáris kristályok, ami alapján leginkább a Wright (2000) által javasolt átmeneti szövettípusba sorolhatjuk be. A közepes és durva kristályméret, valamint a nem planáris, unduláló kristályok megjelenése alapján valószínűsíthető, hogy ez a dolomittípus betemetődési környezetben, 50 °C feletti hőmérsékleten keletkezett helyettesítési dolomit (Sibley & Gregg 1987). Horváth A. (1990) nem különítette el önálló csoportként ezt a dolomitváltozatot, azt szintén a második generációs dolomittípusba sorolta. Megfigyeléseink szerint az oldódási üregek és repedések felé fokozatos átmenet észlelhető a cukorszövetű és a nyeregdolomit között, ami genetikai kapcsolatukra utalhat.

A közepes és mély betemetődési környezet jellemző képződményei a kémiai kompakció eredményeként létrejövő sztilolitok, melyek a többi szöveti elemhez való viszonyuk alapján szintén több fázisban képződhettek (*8. ábra*).

A repedéskitöltő dolomittípusok többsége szintén a közepes, illetve mély betemetődés zónájában keletkezhetett, azonban mivel az összlet fejlődéstörténetében két jelentős süllyedési fázis (középső-triász–kora-kréta és középső-miocén–holocén) és közöttük a késő-kréta–paleogén idején több, jelentős kiemelkedéssel és kisebb süllyedéssel járó periódus feltételezhető (Haas & Péró 2004, Haas et al. 2014c), ezért ezek időbeli elhelyezése bizonytalan.

A két különböző területről származó mintákat össze-

hasonlítva a legszembetűnőbb különbség, hogy Üllésről szinte kizárólag repedezett dolomitot vagy dolomitbreccsát ismerünk, míg a vizsgált mórahalmi minták kevésbé töredezettek, csak a nagyobb mélységből származó kőzetek breccsásodtak. Ez összhangban van azzal, hogy jelen ismereteink szerint az üllési terület északnyugati részén húzódik a Békés–Codrui-takarórendszer áttolódási frontja (*1. ábra*; HAAS et al. 2010). A többszöri töréses deformáció hatásának köszönhetően számos repedéskitöltési generáció megfigyelhető, melyek közül csak azokat helyeztük el a paragenetikai sorrendben (*8. ábra*), melyek mindkét területen jól korrelálhatóak egymással.

A közepes és mély betemetődés során valószínűleg több szakaszban, nagy területre kiterjedően zajlott olyan vetőműködés, melynek következtében breccsa és kataklázit képződött. A breccsák tektonikus eredetét támasztja alá azok mozaikos szövete, illetve az, hogy a kataklázitokban a különböző mértékben lekerekedett klasztok térbeli eloszlása szabályszerűségeket mutat. Tektonikus eredet esetén a fokozatosan aprózódó klasztok alakja egyre nagyobb szögszámú poligonnal közelíthető, így azok a vetőzónák közepén már teljesen lekerekítetté válhattak (STORTI et al. 2003).

Az intenzív breccsásodást követően fennmaradó vagy újonnan keletkező töréses és oldásos pórusokban nyeregdolomit kristályosodott ki (*8. ábra*). A nyeregdolomit kristályaiban gyakoriak a növekedési zónákhoz vagy a felhős maghoz kapcsolódó kőolajtartalmú fluidumzárványegyüttesek. Amennyiben feltételezzük, hogy a hasonló tulajdonságokat mutató nyeregdolomitok nagyjából azonos időben és azonos körülmények között keletkeztek, akkor ezek kialakulása a középső-miocén előttre tehető, mivel ezt a repedéskitöltő típust megfigyeltük a miocén abráziós konglomerátum kavicsanyagában előforduló dolomitklasztokban is.

HORVÁTH A. (1990) a nyeregdolomitot „eltemetődési", „póruskitöltő dolomitcementként" írta le, amelynek képződése az intenzív breccsásodást követően zajlott. Ez utóbbi megállapítását saját megfigyeléseink is megerősítik (*8. ábra*).

Kiemelkedéshez kapcsolódó képződmények

Miként a Tiszai-főegység jelentős részén, a Szegedi-medence területén is hiányoznak, feltehetően lepusztultak a felsőkréta–paleogén képződmények. A Szegedi Dolomit Formációra leggyakrabban középső-miocén transzgressziós rétegsor települ, ami közvetlenül igazolja az azt megelőző felszíni kitettséget (BÉRCZINÉ MAKK et al. 2004, HAAS [ed.] 2013).

A felvázolt paragenetikai sorrend szerint (*8. ábra*) a nyeregdolomit által részlegesen kitöltött pórusok belsejében megjelenő ásványfázisok lehetnek azok, amelyek keletkezése telogenetikus környezetben, a képződmény újbóli kiemelkedésének idején történhetett. Ezek az ásványfázisok a reduktív környezetet jelző sziderit és vasas kalcit, valamint különféle agyagásványok (részben biztosan kaolinit vagy dickit).

A nyeregdolomit kristályok visszaoldódása, és a vasas kalcit általi helyettesítése a dedolomitosodás folyamatát jelzi, amelyet okozhatott hidrotermás hatás, de ez a folyamat a felszínközeli, meteorikus-freatikus zónában is gyakori (FLÜGEL 2004). A sziderit gyakori cementtípus meteorikus vizekkel átjárt felszínközeli környezetben (MORAD et al. 2000), de hidrotermás eredete is lehetséges. Ásotthalom környéki mélyfúrásokban, metamorf kőzetekhez kapcsolódóan telogenetikus eredetű szideritet írtak le (FISER-NAGY et al. 2015), melynek kora és kialakulási körülményei hasonlóak lehettek az általunk megfigyelt szideritéhez. A különféle agyagásványok felszínközeli környezetben, sziliciklasztos üledékek mállása révén jönnek létre legnagyobb tömegben (MORAD et al. 2000), ahonnan esetleg bemosódással kerülhettek a középső-triász dolomit üregeibe. Azonban agyagásványok (pl. illit, kaolinit vagy dickit) hidrotermális úton, illetve vetők magzónájában is kialakulhatnak (ESTEBAN & TABERNER 2003, STORTI et al. 2003). Mindezek alapján nem dönthető el pontosan a vizsgált ásványok eredete, csupán a nyeregdolomitnál fiatalabb relatív koruk állapítható meg.

HORVÁTH A. (1990) megemlíti, hogy a képződményben feltételezhető egy karsztosodási esemény. Ennek egyértelmű bizonyítékát nem találtuk meg, azonban a gyakran lekerekített klasztok, makroszkóposan is érzékelhető oldódásos felszínek, illetve az oldódási felszíneket és szideritcementet tartalmazó breccsák mátrixában nyomokban megjelenő sziliciklaszt utalhat ilyen folyamatokra (LOUCKS 2007).

Közepes és mély betemetődés II.

A miocéntől kezdődően süllyedésnek indult a terület (TARI et al. 1999, M. TÓTH 2008), aminek köszönhetően ismét a közepes majd a mély betemetődés zónájába (>2000 m) kerültek a vizsgált kőzetek. A fázis korai szakaszában — dominánsan lokális jelleggel — ismét mikrokristályos dolomittal cementált tektonikus breccsa és kataklázit keletkezett, de a nyeregdolomit keletkezésének lehetőségét sem tudjuk kizárni ebben a szakaszban. Ezt követően még legalább két fázisban átható töréses deformáció érte a kőzeteket (*8. ábra*). Ehhez kapcsolódva előbb víztiszta, érkitöltő pátos dolomit keletkezett, majd az ezt követően kialakult töréseket intenzív fluoreszenciát mutató dolomitból, szilárd bitumenből és piritkristályokból álló repedéskitöltő ásványtársulás töltötte ki. Ez a legfiatalabb repedéskitöltő ásványtársulás egy olyan törésgenerációhoz kapcsolható, mely szinte minden szöveti elemet felülbélyegez, és általánosan elterjedt a területen. HORVÁTH A. (1990) szintén a legfiatalabb repedéskitöltési generációként írta le az intenzív fluoreszcenciát mutató dolomitereket. Hasonló tulajdonságú cementanyagot, valamint pirit és bitumen együttes jelenlétét figyeltük meg néhány középső-miocén sziliciklasztos fedőkőzetben is, ami arra utalhat, hogy ez a generáció már akkor alakulhatott ki, amikor a triász dolomit és a miocén abráziós képződmények közös hidrológiai rendszert alkottak. A közepes és mély betemetődés II. folyamán sem zárhatók ki több fázisban lejátszódó, nyomásoldódással és sztilolitképződéssel járó események, melyek oka a betemetődési rétegterhelés, vagy tektonikus stresszhatás lehetett. A felvázolt paragene-

tikai sorrend (*8. ábra*) legfiatalabb képződményei ezek a sztilolitok, de a piritet és szilárd bitument tartalmazó fluoreszcens dolomiterekhez való viszonyuk gyakran bizonytalan.

Szénhidrogénföldtani következtetések és a nyeregdolomit genetikája

Viszonylag jelentős szervesanyag-tartalma miatt felmerült annak lehetősége, hogy a Szegedi Dolomit Formáció anyakőzetként is számításba vehető a szénhidrogénrendszerben. Üllés környéki mintákon végzett vizsgálatok alapján Póka et al. (1987) megállapították, hogy a középső-triász képződmények jelenleg a száraz gáz zónájában találhatóak, kerogénjeik túlérettek. Horváth A. (1990) szerint az esetlegesen belőlük generálódott szénhidrogének a kréta–paleogén folyamán eltávoztak.

A Szegedi Dolomit Formáció szénhidrogénföldtani szempontból elsősorban repedezett tárolókőzetként vehető számításba (Horváth Z. & Maros 2012, Kiss et al. 2015), amit saját megfigyeléseink is alátámasztanak. A mellékkőzetben az átkristályosodott dolomitokra jellemző kristálylapok közötti porozitás csak alárendelten figyelhető meg (*7. ábra*), azonban a változó mértékben cementált repedések mellett számottevő lehet az oldódásos eredetű, csatornás és üreges, *„vuggy"* jellegű porozitás (*5. ábra, c, I. tábla, 3. kép*). A repedések, csatornák és üregek leggyakoribb kitöltő ásványa a nyeregdolomit, melynek jelenléte viszonylag magas hőmérsékletű (80–235 °C) képződési környezetet jelez (Radke & Mathis 1980, Warren 2000). Machel & Lonnee (2002) szerint képződése háromféle környezetben lehetséges: 1) advekciós áramlásokból, 2) korábbi dolomitok átkristályosodása révén és 3) termokémiai szulfátredukció melléktermékeként. Mivel a Szegedi Dolomit Formáció vizsgált mintáiban a nyeregdolomit elterjedése jellemzően olyan mintákhoz kapcsolódik, melyek intenzív töréses deformáción mentek keresztül, és maga a nyeregdolomit is jellemzően repedéskitöltő cementként van jelen, ezért feltételezhető, hogy képződése áramló fluidumokhoz köthető.

A nemzetközi szakirodalomban a nyeregdolomitot leggyakrabban az úgynevezett „hidrotermás dolomit rezervoárokkal" kapcsolatosan említik (Smith & Davies 2006). Definíció szerint a hidrotermás dolomitosodás olyan kőzetátalakulás, melyet a befogadó kőzetnél magasabb hőmérsékletű fluidummal való reakció eredményez (Machel & Lonnee 2002). Hazánk területén már több tanulmányban leírtak geotermikus hőmérsékletnek megfelelő körülmények között keletkezett nyeregdolomitot (Haas et al. 2014a, b), de bizonyítottan hidrotermás eredetű keletkezése is ismert (Hips et al. 2015). Tehát a „hidrotermás" elnevezés alkalmazásához mindenképpen szükséges lenne a képződési körülmények pontosabb ismerete, ezek hiányában csupán lehetséges analógiaként tekinthetünk a hidrotermás dolomitrezervoárokkal foglalkozó szakirodalmakra. Ebben a rezervoártípusban jellemzően extenziós tektonikához kapcsolódó vetők és oldalelmozdulások mentén feláramló magas hőmérsékletű fluidumok oldó hatásának következtében növekszik meg a kőzetek porozitása. Az így létrejövő pórustérben megjelenő leggyakoribb ásványtípus a nyeregdolomit, melyet további változatos ásványegyüttes kiválása követhet (pl. *Mississippi Valley*-típusú Pb-Zn ércesedések), de a pórustér megőrződése esetén ezek jelentős fluidumtároló potenciállal bírhatnak (Esteban & Taberner 2003, Davies & Smith 2006). Általában igen komplex geokémiai és szerkezetföldtani vizsgálatok szükségesek az átalakult, nagy porozitású dolomittestek kiterjedésének és tárolókapacitásának előrejelzéséhez (Davies & Smith 2006).

Az általunk vizsgált minták esetében annyi állapítható meg nagy bizonyossággal, hogy viszonylag korai diagenetikus folyamatok révén a karbonátüledékek, illetve -kőzetek valószínűleg teljesen dolomittá váltak. Ezt követően a dolomit kőzetet olyan hatások érték, melyek következtében törések mentén intenzív oldódás mehetett végbe, majd pedig nyeregdolomit vált ki. Kutatásaink további célját képezi, hogy pontosabb képet kapjunk a nyeregdolomitot létrehozó folyamatokról. Ezek ismeretében nagyobb biztonsággal lehetne előre jelezni a megnövekedett porozitású dolomittestek elterjedését. Az ilyen irányú új ismeretek a medence hőtörténeti modelljének is fontos részét képezhetnék.

Megfigyeléseink alapján a nyeregdolomit egy részének már a középső-miocén eróziós folyamatokat megelőzően ki kellett alakulnia, mivel lepusztulási termékként megtalálható az ilyen korú üledékekben. Tekintettel arra, hogy a fentiekben felvázolt képződési feltételek többször is fennállhattak a medence fejlődéstörténete folyamán, így nem zárható ki egy fiatalabb képződési fázis sem (*8. ábra*).

Szénhidrogénföldtani szempontból további jelentőséggel bírnak a nyeregdolomit kristályokban csapdázódott kőolajtartalmú elsődleges fluidumzárványok. Ezen olajzárványok anyaga származhat a mellékkőzet kerogénjeinek termikus éréséből, vagy jelezhetik azt, hogy egy, a medence más anyakőzetéből generálódott szénhidrogén migrált, illetve tárolódott a pórustérben a nyeregdolomit kristályosodásának idején. A csapdázott szénhidrogének eredetének pontosítása további részletes szerves geokémiai vizsgálatokat igényel.

A fiatal érkitöltésekben kristálylapok között megjelenő, valamint a sztilolitok egy részéhez kapcsolódó szabálytalan, kristályszerkezet nélküli, opak szervesanyag feltehetően szilárd bitumen. A szilárd bitumenek többnyire nagy molekulatömegű szénhidrogének (policiklusos aromás szénhidrogének, aszfaltének, karbonsavak stb.) keverékei. Szilárd bitumen kialakulhat az anyakőzetekben kőolajképződés melléktermékeként, illetve a szénhidrogén migrációja során úgynevezett rezervoár bitumen formájában (Suárez-Ruiz 2012). A vizsgált mintákban a legtöbb esetben repedésekhez, illetve sztilolitokhoz kapcsolódik a bitumen, melyek feltehetően az egykori migrációs útvonalat vagy a tárolóporozitást jelzik.

Összefoglaló következtetések

A Szegedi Dolomit Formáció vizsgált képződményei változatos partszegélyi, sekélytengeri környezetben ülepedtek le. Eredményeink alapján leggyakoribbak a különböző szupra- és intertidális, valamint mozgatott vízi biogén karbo-

náthomok mikrofáciesek, azaz megerősíthetőek HORVÁTH A. (1990) leülepedési környezetre tett megállapításai. A felszínközeli és sekély eltemetődési környezetben végbement diagenetikus folyamatok magukba foglalják a tengeri freatikus cement kiválását, a mikritesedést, a kiemelt helyzethez köthető édesvízi vadózus és freatikus kioldódást és póruskitöltő cementképződést, valamint nagy valószínűséggel a dolomitosodási folyamatok számottevő részét.

Értelmezésünk szerint többféle dolomitosodást okozó folyamat feltételezhető, de ezek pontos elkülönítése további, szöveti alapon végzett stabilizotóp-geokémiai vizsgálatokat igényel. A petrográfiai alapon elkülönített dolomittípusok közül már biztosan közepes vagy mély betemetődési környezetet jeleznek a porfirotópos és cukorszövetű dolomitok, valamint a póruskitöltő nyeregdolomit, de ezek szerepe alárendelt a korábbi dolomitosodási folyamatokhoz viszonyítva.

A többfázisú betemetődési és kiemelkedési események során többszöri töréses deformáció érte a kőzeteket, aminek következtében az összlet meghatározó része (különösen Üllés környékén) tektonitnak minősíthető. A betemetődési szakaszokhoz kapcsolható nyeregdolomit regionális előfordulása miatt felvetődik a kérdés, hogy az egyes minták egymással hogyan korrelálhatóak. Mivel a nyeregdolomit képződéséhez jelentős másodlagos porozitás-növekedés kapcsolható, ezért a kialakító folyamatok pontosítása rezervoárgeológiai szempontból is fontos. Ezen kérdések megválaszolásához további részletes vizsgálatok elvégzésére van szükség. A középsőmiocénnél mindenképpen fiatalabb szénhidrogén-migrációs eseményeket jeleznek a fluoreszcens dolomittípushoz kapcsolódó pirit és szilárd bitumennyomok.

Az alkalmazott módszereknek köszönhetően számos esetben igazoltuk a tektonitok jelenlétét és a töredezettség magas fokát olyan kőzetekben, ahol ez az előzetes leírások és a hagyományos mikroszkópi vizsgálatok alapján sem volt egyértelmű. Így valószínűsíthető, hogy a régi kútkönyvi leírásokra épülő rétegoszlopokban, földtani szelvényeken a tektonitok általában alulreprezentáltak. Mindez felveti egy szerkezetföldtani felülvizsgálat szükségességét a területen.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás különböző fázisaiban (mintagyűjtés, szakmai konzultáció) nyújtott segítségéért Dr. KISS Balázsnak (MOL Nyrt.) mondunk köszönetet. Köszönet illeti továbbá Dr. M. TÓTH Tivadart (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) a munkánk elkészítéséhez szükséges feltételek biztosításáért. Köszönetünket fejezzük ki SZUROMINÉ KORECZ Andreának mikropaleontológiai vizsgálatok elvégzéséért. SZIGETI Máté és BENCSIK Attila a vékonycsiszolatok elkészítésekor volt pótolhatatlan segítségünkre. Köszönettel tartozunk Dr. MINDSZENTY Andreának és Dr. HAAS Jánosnak a kézirat bírálata során végzett munkájukért.

A Szegedi Dolomit Formáció reambulációja az SZTE Földtudományi Doktori Iskola keretein belül folyó PhD téma részét képezi (GARAGULY István). Ez a munka a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alap (korábban OTKA) K 108375 nyilvántartási számú témája keretében (vezető kutató: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), valamint a MOL Nyrt. támogatásával készült.

Irodalom — References

BÉRCZINÉ MAKK A. 1986: Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4,** 261–282.

BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* — MOL–MÁFI, Budapest, 281–298.

BÉRCZINÉ MAKK A., KONRÁD GY., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. & TÖRÖK Á. 2004: Tiszai Egység. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája, Triász.* — Eötvös Kiadó, Budapest, 303–354.

BONS, P. D. 2000: The formation of veins and their microstructures. — *Journal of the Virtual Explorer* **2,** p. 12 (http://dx.doi.org/10.3809/jvirtex.2000.00007)

DAVIES, G. R. & SMITH, L. B. JR. 2006: Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoirs facies: an overview. — *AAPG Bulletin* **90,** 1641–1690. (http://dx.doi.org/10.1306/05220605164)

DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Research* **36**, 491–505. (http://dx.doi.org/10.1306/74d714f6-2b21-11d7-8648000102c1865d)

DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. — In: HAM, W. E. (ed): *Classification of Carbonate Rocks. — AAPG Memoir* **1,** 108–121.

ESTEBAN, M. & TABERNER, C. 2003: Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. — *Journal of Geochemical Exploration* **78,** 355–359. (http://dx.doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00111-0)

FISER-NAGY Á., MÉSZÁROS E., VARGA A., M. TÓTH T. & SCHUBERT F. 2015: Az Ásotthalom környéki metamorf aljzat kőzettani felépítése és átalakulási folyamatai. — *Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formáló folyamatokig: 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés*, Ópálos (Paulis), Románia, 47–50.

FLÜGEL, E. 2004: Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis. Interpretation and Application. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 924 p. (http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8)

GREGG, J. M. & SIBLEY D. F. 1984: Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. — *Journal of Sedimentary Petrology* **54,** 908–931. (http://dx.doi.org/10.1306/212f8a35-2b24-11d7-8648000102c1865d)

HAAS, J. 1998: *Karbonátszedimentológia*. — ELTE Eötvös kiadó, Budapest, 147 p.

HAAS, J. (ed) 2013: *Geology of Hungary.* — Eötvös University Press, Budapest, 246 p. (http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8)

HAAS J. & PÉRÓ CS. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93,** 297–313. (http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0384-9)

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L. & Konrád Gy. 2010: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest*

Haas, J., Budai, T., Győri, O. & Kele, S. 2014a: Multiphase partial and selective dolomitization of Carnian reef limestone (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentology* **61,** 836–859. (http://dx.doi.org/10.1111/sed.12088)

Haas, J., Budai, T., Győri, O. & Kele, S. 2014b: Similarities and differences in the dolomitization history of two coeval Middle Triassic carbonate platforms, Balaton Highland, Hungary. — *Facies* **60,** 581–602. (http://dx.doi.org/10.1007/s10347-014-0397-1)

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. & Koroknai B. 2014c: Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez"(1:500 000). — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 71 p.

Hatalyák, P. 2002: A Duna–Tisza köze középső részének mezozóos-kainozóos süllyedés- és éréstörténetének kétdimenziós modellezése. — Diplomamunka, Budapest, 115 p.

Hips K., Haas J. & Győri O. 2015: Hydrothermal dolomitization of basinal deposits controlled by a synsedimentary fault system in Triassic extensional setting, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **105,** 1215–1231. (http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1237-4)

Horváth A.1990: Szedimentáció- és diagenezis vizsgálatok D-alföldi szénhidrogénkutató fúrások anizuszi dolomit (Szegedi terület) és nagyharsányi mészkő (Bácskai terület) képződményein. — *Doktori értekezés, kézirat*, ELTE, Budapest, 107 p.

Horváth I. 2003: A Szeged környéki szénhidrogénelőfordulások felkutatásának, feltárásának és termeltetésének tapasztalatai. — *Kőolaj és Földgáz* **36 (136)/7–8,** 85–95.

Horváth Z. & Maros Gy. (szerk.) 2012: Szegedi-medence szénhidrogén koncessziós terület: Komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati tanulmány. — ELGI–MÁFI–MBFH–NeKI jelentés, Budapest, 182 p.

Juhász Gy. 1992: A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. — *Földtani Közlöny* **122,** 133–165.

Juhász Gy. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. — In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* — MOL Rt., MÁFI, Budapest, 469–484.

Kiss, K., Horváth, Zs. & Kiss, B. 2015: Szia TISIA, avagy miért szeretjük a Szegedi-medencét? — In: Dálnay V. & Sámson M. (szerk.): *Tisia konferencia kiadványa.* 51–53.

Loucks, R. G. 2007: A review of coalesced, collapsed-paleocave systems and associated suprastratal deformation. — *Acta Carsologica* **36/1,** 121–132. (http://dx.doi.org/10.3986/ac.v36i1.214)

Machel, H. G. 1999: Effects of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers. — *Hydrogeology Journal* **7.** 94–107. (http://dx.doi.org/10.1007/s100400050182)

Machel, H. G. 2004: Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. — In: Braithwaite, C. J. R., Rizzi, G. & Darke,G. (eds) The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs. — *Geol. Soc. London Spec. Publ*. **235,** 7–63. (http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02)

Machel, H. G. & Lonnee J. 2002: Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. — *Sedimentary Geology* **152,** 163–171. (http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00259-2)

Matenco, L. & Radivojević, D. 2012: On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and the Dinarides. — *Tectonics* **31,** (TC6007), 31. (http://dx.doi.org/10.1029/2012TC003206)

Morad, S., Ketzer, J. M. & De Ros, L. F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. — Sedimentology **47,** 95–120. (http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x)

M. Tóth T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. — *MTA Doktori értekezés*, Szeged, 399 p.

Nagy, Zs., Pogácsás, Gy., Juhász, Gy., Hatalyák, P., Milota, K., Csizmeg, J., Laukó, Á. & Gombos, Cs. 2012: Calculation of unconformity related eroded stratal thicknesses along the Mid-Hungarian Mobile Belt in the Danube–Tisza interfluve area, Hungary. — *Geosciences and Engineering: A publication of the University of Miskolc* **1(2),** 117–122.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 2005: *Microtectonics* — Springer, 366 p. (http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3)

Pigott, J. D. & Radivojević, D. 2010: Seismic Stratigraphy Based Chronostratigraphy (SSBC) of the Serbian Banat Region of the Pannonian Basin. — *Central European Journal of Geosciences* **2/4,** 481–500. (http://dx.doi.org/10.2478/v10085-010-0027-2)

Póka, T., Árkai, P., Sajgó, Cs., Horváth, Z. A., Tóth, M. N. & Völgyi, L. 1987: Thermal history of Mesozoic basement in Pannonian Basin (S-Hungary). — *Acta Geologica Hung*arica **30/1–2,** 197–229.

Radivojević, D., Rundić, L. & Knežević, S. 2010: Geology of the Čoka structure in northern Banat (Central Paratethys, Serbia). — *Geologica Carpathica* **61/4,** 341–352. (http://dx.doi.org/10.2478/v10096-010-0020-5)

Radke, B. M. & Mathis, R. L. 1980: On the formation and occurrence of saddle dolomite. — *Journal of Sedimentary Petrology* **50/4,** 1149–1168. (http://dx.doi.org/10.1306/212f7b9e-2b24-11d7-8648000102c1865d)

Randazzo, A. F. & Zachos, L. G. 1984: Classification and description of dolomitic fabrics of rocks from the Floridan aquifer, USA. — *Sedimentary Geology* **37,** 151–162. (http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(84)90005-8)

Read J. F. 1985: Carbonate Platform Facies Models — *AAPG Bulletin* **69/1,** 1–21. (http://dx.doi.org/10.1306/ad461b79-16f7-11d7-8645000102c1865d)

Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1,** 139–183. (http://dx.doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3)

Sibley, D. F. & Gregg, J. M. 1987: Classification of dolomite rock textures. — *Journal of Sedimentary Petrology* **57,** 967–975. (http://dx.doi.org/10.1306/212f8cba-2b24-11d7-8648000102c1865d)

Sibson, R. H. 1977: Fault rocks and fault mechanisms. — *Journal of Geological Society London* **133,** 191–213. (http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191)

Smith, L. B. Jr. & Davies, G. R. 2006: Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: introduction. — *AAPG Bulletin* **90,** 1635–1640. (http://dx.doi.org/10.1306/intro901106)

Storti, F., Billi, A., Salvini, F. 2003: Particle size distributions in natural carbonate fault rocks: insights for non-self-similar cataclasis. — *Earth and Planetary Science Letters* **206,** 173–186 (http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01077-4)

SUÁREZ-RUIZ, I. 2012: Organic Petrology: An Overview — In: ALJUBORY, A. (ed.): *Petrology– New Perspectives and Applications*, 199–224. (http://dx.doi.org/10.5772/23431)

TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data.— In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156,** 215–250. (http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.12)

WARREN, J. K. 2000: Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. — *Earth-Science Reviews* **52,** 1–81. (http://dx.doi.org/10.1016/s0012-8252(00)00022-2)

WILSON, J. L. 1975: *Carbonate Facies in Geologic History*. — Springer-Verlag, Berlin, 471 p. (http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8)

WOODCOCK, N. H. & MORT, K. 2008: Classification of fault breccias and related fault rocks. — *Geological Magazine* **145,** 435–440. (http://dx.doi.org/https://doi.org/10.1017/S0016756808004883)

WRIGHT, W. R., JOHNSON, A. W., SCHELTON, K. L., SOMERVILLE, I. D., GREGG, J. M. 2000: Fluid migration and rock interactions during dolomitsation of the Dinantian Irish Midlands and Dublin Basin. — *Journal of Geochemical Exploration* **69–70,** 159–164. (http://dx.doi.org/10.1016/s0375-6742(00)00019-4)

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 16.

I. tábla — Plate I

A Szegedi Dolomit Formáció jellegzetes kézipéldányai

1) Sötétebb és világosabb szürke, közel párhuzamos sávokból (nyilak) álló sztromatolitos dolomit; 2) Fehér pátos dolomittal cementált mozaikos breccsa; 3) Oldódásos üreg falán fennőtt nyeregdolomit kristályok; 4) Dolomit breccsa többgenerációs dolomiterekkel (Dol1, Dol2), és sziderit kitöltésekkel (Sid); 5) Homogén szemcsevázú dolomitbreccsa, néhány centiméteres kataklázitos sávval (Cat); 6) Az 5. képen kijelölt kataklázitos szövet részletesebb képe, melyen a sárga számok különböző koptatottsági fokú klasztokat jelölnek; 7) Mátrixvázú dolomitbreccsa lekerekített klasztokkal, agyagos-sziderites mátrixanyaggal és piritkristályokkal (Py); 8) Vastag héjú kagylófosszília

Characteristic hand specimens of Szeged Dolomite Formation

1) Stromatolitic dolomite composed by dark and white parallel bands (arrows); 2) Mosaic dolomite breccia cemented by white sparry dolomite; 3) Dissolution vug partially filled by saddle dolomite; 4) Dolomite breccia with polyphase dolomite veins (Dol1, Dol2) and siderite (Sid) cement; 5) Clast-supported dolomite breccia with cataclasite band (Cat); 6) A detail of cataclastic fabric shown in 5. Yellow numbers represent clasts with different degree of surface abrasion; 7) Matrix-supported breccia with rounded clasts cemented by siderite, clay minerals, and pyrite (Py); 8) Thick walled bivalve shell

II. tábla — Plate II

Az üllési dolomitbreccsák és erek jellemző cementtípusai

1) Kora-diagenetikus átkristályosodott repedés (sárga nyilak) és a mellékkőzet planáris-s típusú finomkristályos dolomitja; 2) Tektonikus eredetű dolomitbreccsa mikrites dolomitcementtel; 3) Üregkitöltő, enyhén görbült kristálylapú nyeregdolomit (SD), valamint pórusteret elzáró agyagásványok (Clay); 4) Repedéskitöltő, erősen torzult kristálylapokkal határolt, „barokk" vagy nyeregdolomit, „dárdahegy" alakú kristályokkal; 5) Víztiszta, pátos dolomitér másodlagos fluidumzárvány együttessel (piros nyilak); 6) Opak pirittel, bitumennel, valamint pátos dolomittal kitöltött erek (piros nyilak); 7) Korai diagenetikus sztilolitok (sárga nyilak), melyet fiatalabb nyeregdolomittal kitöltött repedések harántolnak; 8) Breccsa klasztjai között áthatoló, kései diagenetikus sztilolit (sárga nyilak)

Typical cements of breccias and veins collected from Üllés area

1) Recrystallized early diagenetic vein (yellow arrows) and host dolostone composed of finely crystalline planar-s type dolomite; 2) Fault breccia consists of dolomite clasts and cemented by micritic dolomite; 3) Pore filling saddle dolomite (SD) with slightly curved crystal faces and pore-occluding clay minerals (Clay); 4) Vein filling saddle or baroque dolomite with strongly deformed crystal faces and spear-forms; 5) White sparry dolomite vein with secondary fuid inclusion assemblege (red arrows); 6) Veins filled by sparry dolomite, opaque pyrite and bitumen (red arrows); 7) Early diagenetic stylolites (yellow arrows) cross-cutted by saddle dolomite veins (SD); 8) Breccia fabric crossed by late diagenetic stylolite (yellow arrows)

III. tábla — Plate III

Jellegzetes cementtípusok normál áteső (1N) és fluoreszcens mikroszkópi képe (Fluo)

1a) és b) Fluoreszkáló pátos dolomittal, bitumennel és pirittel kitöltött repedés; 2a) és b) Peloidos dolomit kőzet rejtett breccsás szövettel. A nyilak ugyanarra a pontra mutatnak; 3a) és b) Mikritburokkal körbevett peloid; 4a) és b) Nyeregdolomit növekedési zónájában csapdázódott elsődleges olajzárványok

Photomicrographs (1N) and fluorescence images (Fluo) of the characteristic cement phases

1a) and b) Sparry fluorescent dolomite veins with bitumen and pyrite; 2a) and b) Peloidal dolostone with hidden breccia fabric. Arrows show to the same point; 3a) and b) Peloid with micritic envelope; 4a) and b) Primary petroleum inclusions trapped in growth face of saddle dolomite

IV. tábla — Plate IV

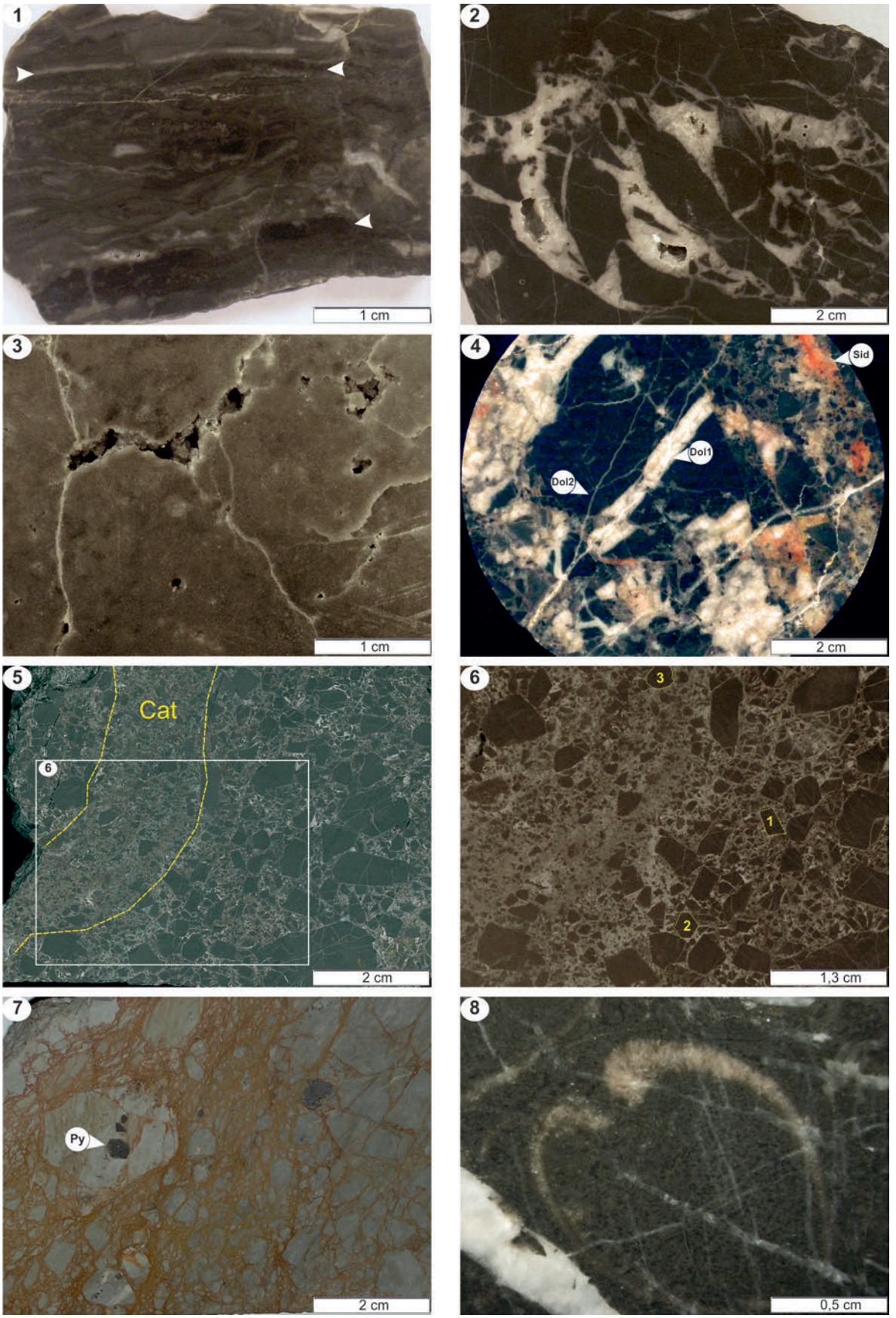
Jellegzetes cementtípusok normál áteső (1N) és katódlumineszcens (CL) mikroszkópi képe (CL)

1a) és b) Zónás nyeregdolomit, tompa és élénken lumineszkáló zónákkal, valamint szilárd zárványokkal; 2a) és b) Víztiszta pátos dolomitér nem lumineszkáló dolomitfázisának kristálylapjai között negatív kristályformát felvevő másodlagos dolomitcementtel; 3a) és b) Polimikt, kaotikus szövetű breccsa rejtett szövettel. A nyilak ugyanazokra a pontokra mutatnak; 4a és b) Szemcse lumineszkáló mikrites bekérgezéssel

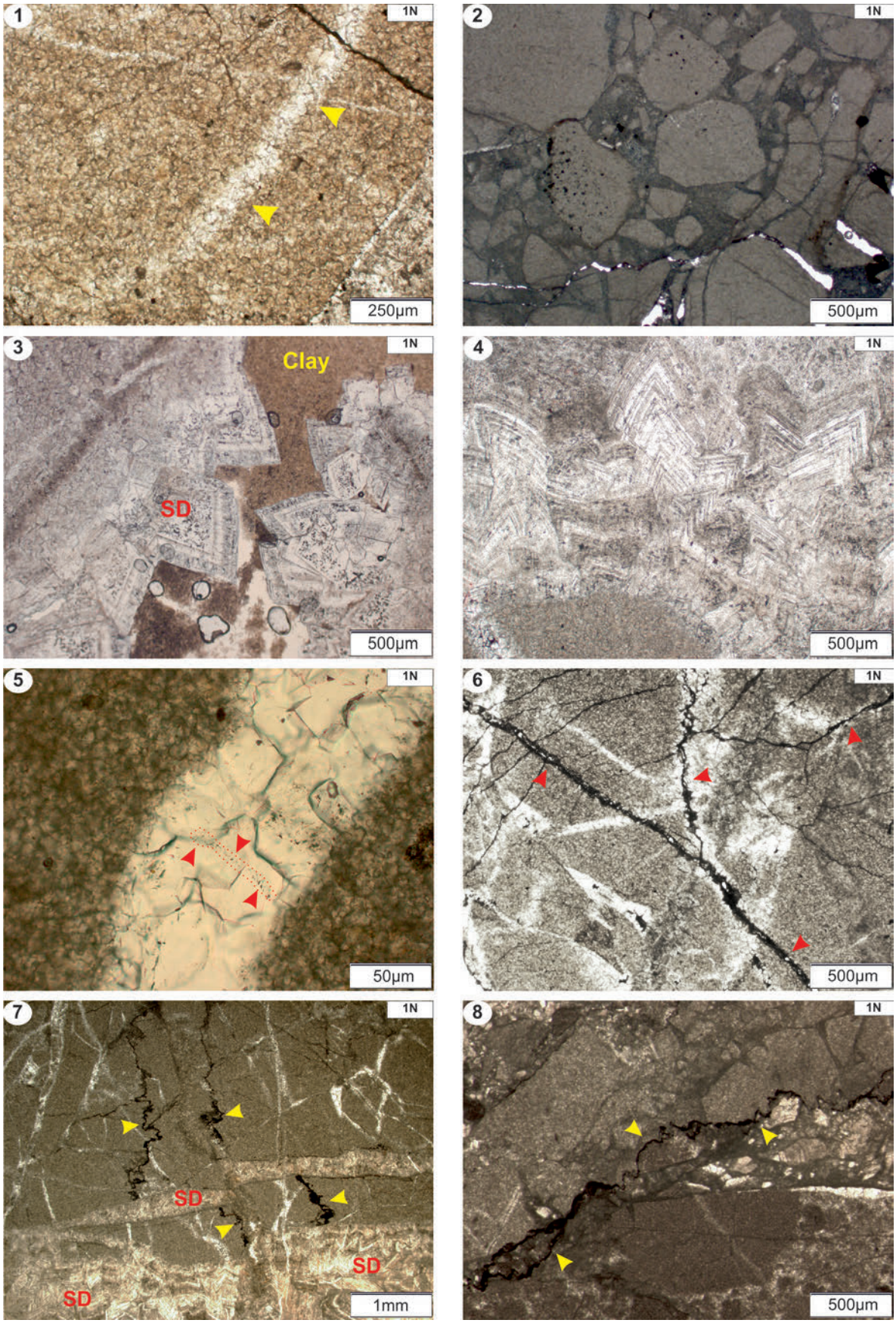
Photomicrographs (1N) and cathodoluminescence (CL) images of the characteristic cement phases

1a and b) Zoned saddle dolomite crystal showing dull and bright luminescent zones and solid inclusions; 2) White sparry non-luminescent dolomite vein contains secondary bright luminescent negative crystal shape dolomite phase; 3) Polymictic, chaotic breccia with hidden fabric. Arrows show to the same points; 4) Grain with luminescent micritic envelope

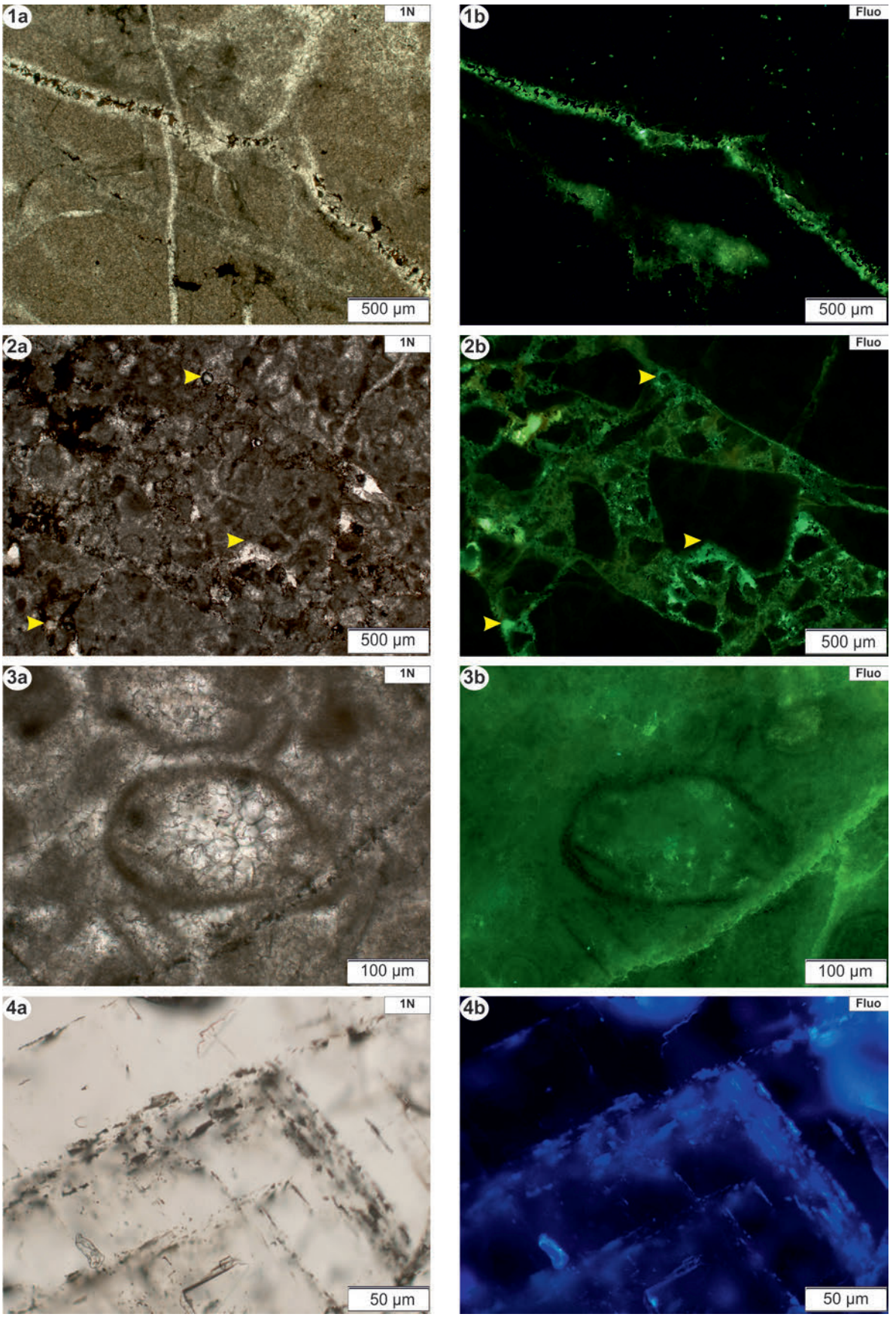
I. tábla — Plate I



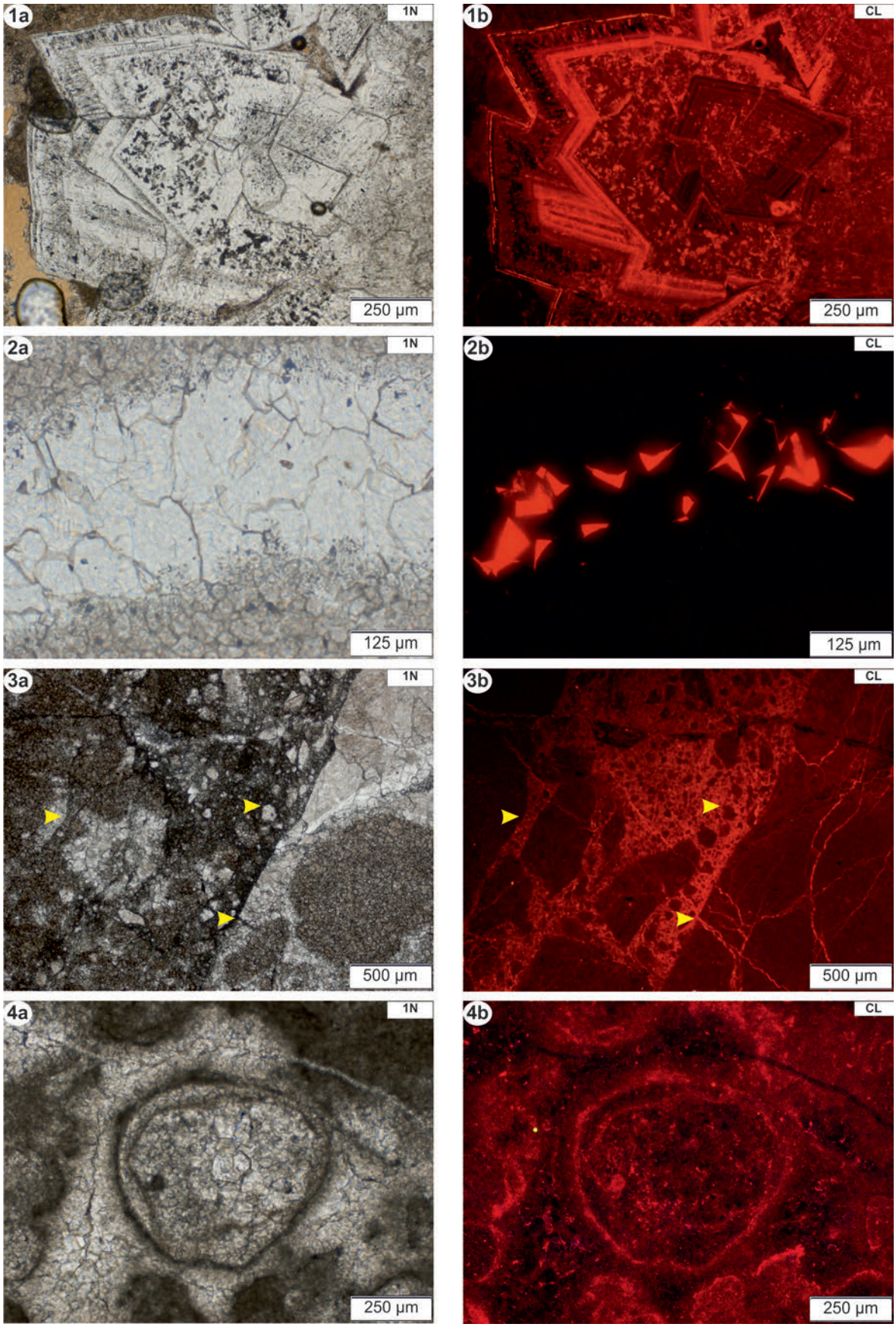
II. tábla — Plate II



III. tábla — Plate III



IV. tábla — Plate IV



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

147/1, 61–84., Budapest, 2017
DOI: 10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.61

Az Endrődi Formáció kőzettani és palinológiai vizsgálata a Hódmezővásárhely–I fúrásban (Makói-árok) — őskörnyezeti és diagenezis-történeti értékelés

VARGA Andrea[1,*], BARANYI Viktória[2,3], RAUCSIK Béla[1], SCHUBERT Félix[1]
[1]SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.
[2]ELTE TTK Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.
[3]University of Oslo, Department of Geosciences, P.O. Box 1047, 0316 Oslo (viktoria.baranyi@geo.uio.no)
*levelező szerző, e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

Petrography and palynology of the Endrőd Formation, Hódmezővásárhely–I well, Makó Trough (Pannonian Basin, SE Hungary): palaeoenvironmental and diagenetic consequences

Abstract

This paper presents the results of a mineralogical, petrographic and palynological study of selected Pannonian calcareous marl and sandstone samples penetrated by the Hódmezővásárhely–I (Hód–I) well, Endrőd Formation (Tótkomlós Member, cores 35 and 40, 5167.0–5183.0 m and 5468.0–5486.0 m, respectively); this formation is part of the Makó Trough of the Pannonian Basin, SE Hungary. The studied sections comprise mixed carbonate-siliciclastic rocks with abundant silt- to sand-sized angular grains such as monocrystalline and polycrystalline quartz, muscovite, biotite, chlorite, carbonate and metamorphic rock fragments. This polymictic and immature clast composition reflects the importance of local provenance, suggesting that intrabasinal structural highs represent additional source areas to the basin. Palynological analysis was carried out on selected core segments of the well in order to provide a biostratigraphic framework and palaeoenvironmental interpretation for the studied interval. In the investigated samples two biozones were distinguished: the *Spiniferites bentorii oblongus* Zone and the *Spiniferites paradoxus* Zone. The successive changes of the dinocyst assemblages reflect changes in the distance from the shoreline or the terrestrial input from the margin of the Makó Trough. The older assemblage indicates a more proximal setting in relation to the shoreline and/or a higher terrestrial input; the younger dinocyst assemblage — with a more open-water taxa point in relation to a greater distance from the shoreline — represents an increase in the water level, and/or decreased terrestrial input. The predominance of membranous dinocysts in this assemblage indicates a fluctuation in the lake surface salinity, or possibly a shift to a holoplanktonic lifestyle due to periodical oxygen depletion in the water column. The assemblages of both zones demonstrate their regional distribution throughout the whole Pannonian Basin and therefore they can be used to document regional scale trends in phytoplankton communities, as well as implying the communication of water bodies. The colour and preservation of the palynomorphs suggests significant burial heating and the high maturity of the sedimentary organic matter. In the studied samples a series of paragenetic events have been identified using petrographic methods. Early diagenesis was generally represented by cementation (i.e. of framboidal pyrite and carbonates with variable iron content) and weak mechanical compaction. On the other hand, late diagenesis involved pressure solution (chemical compaction), cementation (late pyrite) and, occasionally, dolomite replacement and mineral transformation (smectite to illite) processes. It is noteworthy that in these two core sections neither significant macroporosity nor microporosity were observed, this being due to pervasive cementation.

Keywords: Pannonian, endemic, dinocysts, Spiniferites, diagenesis, paragenetic sequence

Összefoglalás

Munkánkban a Hódmezővásárhely–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszaiból (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) kiválasztott, az Endrődi Formációba sorolt kőzeteket (Tótkomlósi Tagozat, mészmárga és homokkő) vizsgáltuk. A minták általános jellemzője, hogy mikrites–mikropátos kalcitot, agyagásványokat, továbbá kőzetliszt–homok méretű, szögletes törmelékszemcséket (monokristályos és polikristályos kvarc, muszkovit, biotit, klorit; karbonáttörmelék, metamorf kőzettörmelék) tartalmaznak. A polimikt, éretlen üledékanyag lokális forrást jelez, ami a környező aljzatmagaslatok kőzeteinek eróziójára hívja fel a figyelmet. A fúrás válogatott mintáin palinológiai vizsgálatok készültek az egyes magszakaszok biosztratigráfiai és őskörnyezeti értékelése céljából. A vizsgált mintákból két biozónát: az idősebb *Spiniferites bentorii oblongus* és a fiatalabb *Spiniferites paradoxus* Zónát lehetett kimutatni. A *Spiniferites bentorii oblongus* Zónára jellemző dinociszta-együttes egy a parthoz közelebbi környezetet és/vagy nagyobb tápanyagbeáramlást jelez, míg a fiatalabb együttesben több olyan alak található, ami disztális környezetre, a vízszint megnöve-

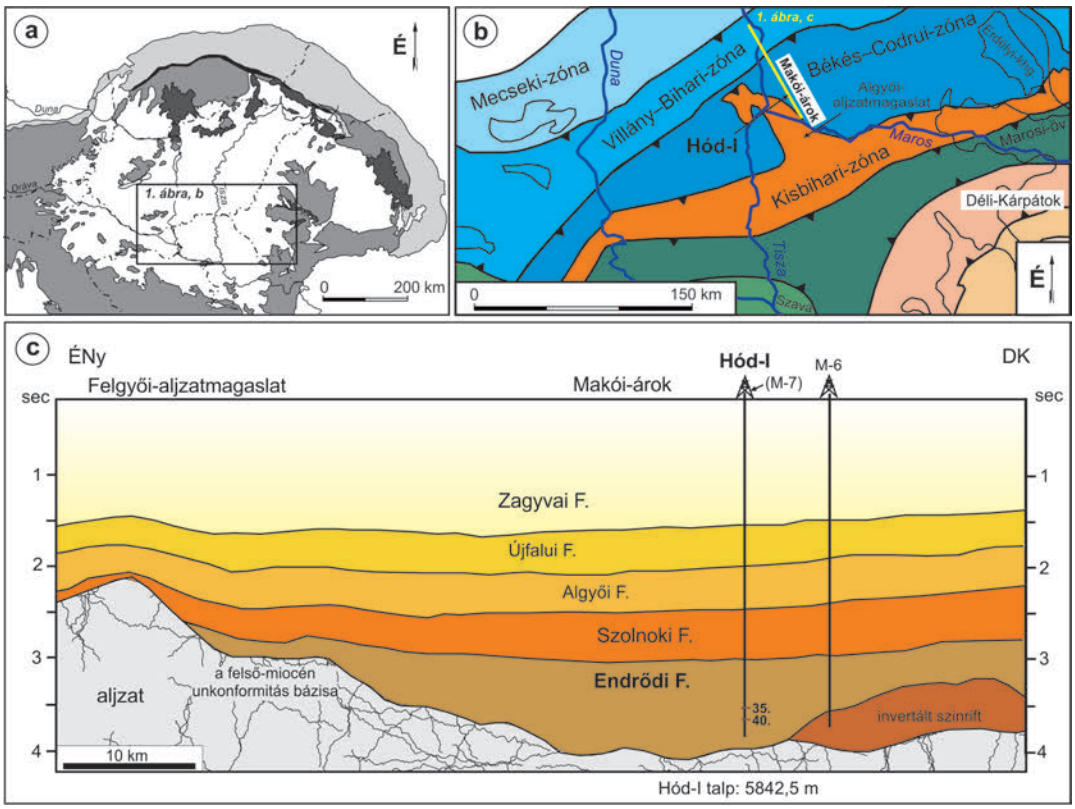
kedésére és/vagy a szárazföldi eredetű törmelékbehordódás csökkenésére utalhat. A membrános dinociszták jelenléte a felszíni vizek ingadozó sótartalmára és bizonyos dinoflagellaták esetén a holoplankton életmódra való áttérésre utal, amit a vízoszlopban bekövetkező ideiglenes oxigénszegény állapotok tehettek szükségessé. Mindkét zónaegyüttes regionális, az egész Pannon-medencére kiterjedő előfordulása alapján a planktonközösségekben lejátszódó regionális folyamatokra és a víztestek kommunikációjára lehet következtetni. A palinomorfák falának színe és megtartása a betemetődés során bekövetkező jelentős hőmérsékleti hatásra, valamint az üledékes szerves anyag nagyfokú érettségére utal. Az intenzív diagenetikus átalakulási folyamatokat mind az ásványtani, mind a petrográfiai vizsgálatok megerősítették. A korai diagenezis során bakteriális szulfátredukcióra utaló pirit, majd vasmentes kalcitcement vált ki, amit Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement követett. A laza szemcseilleszkedés a mechanikai kompakció alárendelt szerepét jelzi, a vázszemcsék korai mechanikai átrendeződésével, rotációjával párhuzamosan a karbonátos cementáció a rendelkezésre álló pórustérfogatot szinte teljes egészében redukálta (a vizsgált kőzetek makro- és mikroporozitása elhanyagolható). A mély betemetődési diagenezis során elkülönített események a kémiai kompakció (szerves anyagos/pirites nyomási oldódási filmek megjelenése), az agyagásványok illitesedése, dolomithelyettesítés a kalcitcementben, valamint késői pirit megjelenése.

Tárgyszavak: pannóniai, endemikus, dinociszta, Spiniferites, diagenezis, paragenetikai sorrend

Bevezetés

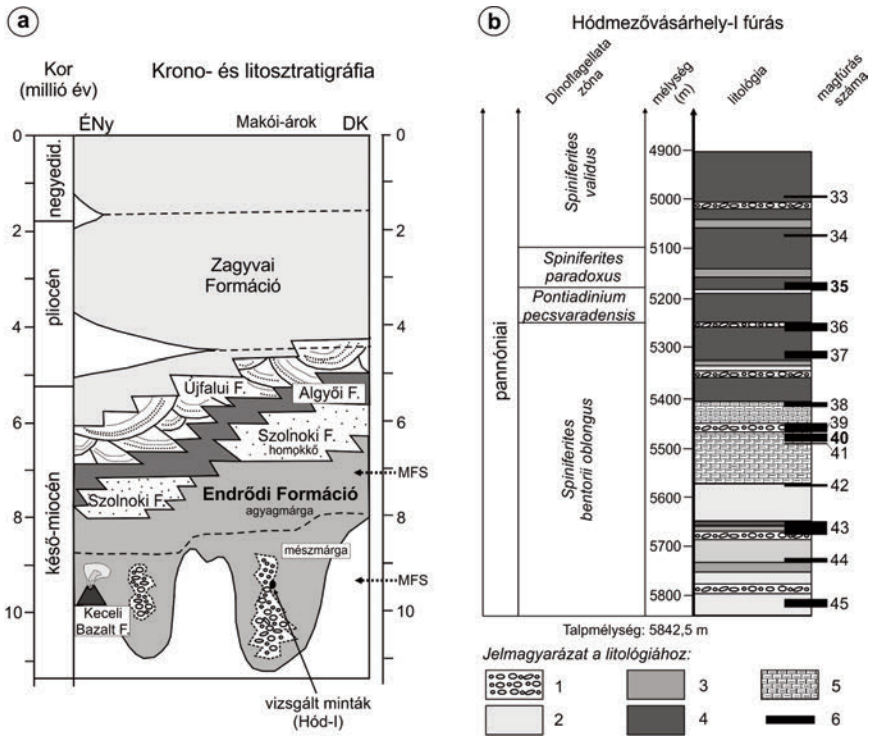
A Makói-árokban (Pannon-medence, Dél-Alföld) mélyült Hódmezővásárhely–I (a továbbiakban Hód–I) fúrás hazánk második legmélyebb fúrása (talpmélység: 5842,5 m; *1. ábra*). Mélységén túl a feltárt rétegsor is különleges: a részletes kutatások bizonyították, hogy a fúrás nem érte el a pannóniai bázisát (SZUROMI-KORECZ et al. 2004), azaz a közel 6 km vastag üledékösszlet felhalmozódása viszonylag rövid időintervallumot fog át (*2. ábra*).

A Pannon-medence feltöltődésével kapcsolatban számos tanulmány született (pl. BÉRCZI & PHILLIPS 1985, BÉRCZI 1988, JUHÁSZ Gy. 1992, 1994, 1998; JUHÁSZ & THAMÓNÉ BOZSÓ 2006, THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2006, MAGYAR 2010, JUHÁSZ Gy. et al. 2013, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013, BADA et al. 2014). Döntően két fő beszállítási irányt feltételeznek a korábbi kutatások: a Pannon-tó részmedencéiben az ÉNy felől érkező folyódelták szerepe emelhető ki a durvaszemcsés törmelékanyag forrásaként, amihez ÉK felől pelitgazdag üledékszállítás



1. ábra. Földtani felépítés. a) és b) A vizsgált terület regionális elhelyezkedése (CSONTOS et al. 1992, SCHMID et al. 2008); c) A Makói-árok rétegsora a paleoszállítási iránnyal közel párhuzamos szelvényen SZTANÓ et al. (2013) alapján egyszerűsítve. A jelölt mélyfúrások: Hódmezővásárhely-I (Hód-I), Makó-7 (M-7), Makó-6 (M-6)

Figure 1. *Geological setting. a) and b) Regional position of the studied territory (CSONTOS et al. 1992, SCHMID et al. 2008); c) Cross section parallel to palaeo-transport direction in the Makó Trough simplified after SZTANÓ et al. (2013). Indicated wells: Hódmezővásárhely-I (Hód-I), Makó-7 (M-7), Makó-6 (M-6)*



2. ábra. Rétegtani tagolás. a) A Makói-árok és környezetét felépítő kőzetek krono- és litosztratigráfiai tagolása SZTANÓ et al. (2013) alapján egyszerűsítve. b) A Hódmezővásárhely–I fúrás alsó szakaszának rétegsora a magfúrások bejelölésével (vizsgált tartományok: 35. és 40. magfúrás) SZUROMI-KORECZ et al. (2004) alapján egyszerűsítve.

Rövidítések: F. = Formáció; MFS = maximális elöntési felület; Jelmagyarázat a litológiához: 1 = kavicsos üledékek, konglomerátum; 2 = homok, homokkő; 3 = kőzetliszt, aleurolit; 4 = agyagmárga; 5 = mészmárga; 6 = magfúrás

Figure 2. *Stratigraphical subdivision. a) Chrono- and lithostratigraphy of the Makó Trough and adjacent areas simplified after SZTANÓ et al. (2013). b) Lithological column of the well Hódmezővásárhely–I (lower part) simplified after SZUROMI-KORECZ et al. (2004), core sections and sample locations (core 35 and 40) are also indicated*

Abbreviations: F. = Formation; MFS = Maximum Flooding Surface; Key to lithology: 1 = pebbly deposits, conglomerate; 2 = sand, *sandstone; 3 = silt, siltstone; 4 = claymarl; 5 = calcareous marl; 6 = core*

társult (JUHÁSZ 1992, JUHÁSZ & THAMÓNÉ BOZSÓ 2006, THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2006). A mély részmedencék közül a Makói-árok két aljzatmagaslat között húzódik (Algyői- és Battonya–Pusztaföldvári-hát), azonban részleteiben nem ismert, hogy ezek kőzetanyaga milyen mértékben járult hozzá az árok feltöltéséhez. Az aljzati hátak szintén fontos szerepet játszanak a kapcsolódó medencék hidrogeológiai és diagenetikus folyamatainak kialakításában (pl. BÉRCZI 1988, MÁTYÁS & MATTER 1997, JUHÁSZ A. 1999, JUHÁSZ A. et al. 2002). Ezekről a folyamatokról azonban a Makói-árok nagy mélységben található pannóniai képződményei tekintetében (Endrődi és Szolnoki Formáció) kevés — és helyenként ellentmondásos — az információnk.

Munkánkban az NKFI (OTKA) K 108375 kutatáshoz — projektcím: Az Algyői-aljzatmagaslat és a környező mélymedencék (Dorozsmai-medence, Makói-árok) integrált diagenezis-történeti és fluidumevolúciós rekonstrukciója) — kapcsolódva a Hód–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszaiból (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) választottuk ki az Endrődi Formáció Tótkomlósi Tagozatába sorolt kőzeteket komplex vizsgálathoz.

A fenti projekt elsődleges célja a preneogén aljzatkőzetek (kristályos képződmények, feltételezett karbon breccsa, triász homokkő, márga és dolomit), valamint azok repedéskitöltő fázisainak kutatása. Ezt egészíti ki a neogén medencekitöltések (Endrődi és Szolnoki Formáció) kőzettani és geokémiai jellemzőinek feltárása (mállási folyamatok, lehordási terület, diagenetikus események) annak érdekében, hogy a területen jellemző víz-kőzet kölcsönhatásokat részleteiben és összefüggéseiben (pl. fluidummigrációs kapcsolatok) egyaránt fel tudjuk tárni.

A komplex szemléletű megközelítés lehetőséget teremt arra, hogy a mélységgel összefüggő diagenetikus eseményeket a víz-kőzet kölcsönhatások és a medence hidrodinamikájának tükrében elemezzük. Ehhez szükségesnek láttuk, hogy a vizsgált kőzetek korát is minél pontosabban megadjuk, ezért munkánkat palinológiai vizsgálattal egészítettük ki, mely a diagenezis-történethez szintén értékes adatokkal járult hozzá (pl. minimális felfűtési hőmérséklet, szárazföldi törmelékbeáramlás mértéke).

A terület földtani felépítése

A Kárpátok, a Dinaridák és a Nyugati-Alpok által körülölelt Pannon-medencében a neogén során elnyúlt árkok és kiemelt hátak mozaikja alakult ki. Az üledékgyűjtőt kitöltő összletet a rétegtan az Endrődi, a Szolnoki, az Algyői, az Újfalui és a Zagyvai Formációba sorolja (JUHÁSZ Gy. 1998). A kiterjedt kutatások eredményeként (JUHÁSZ Gy. 1992, 1994, 1998; MAGYAR 2010, JUHÁSZ Gy. et al. 2013, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013, 2015; BADA et al. 2014 és az általuk hivatkozott irodalmak) nyilvánvalóvá vált, hogy a lerakódó üledék minőségét a pelágikus karbonát és a szárazföldi eredetű hordalék egymáshoz viszonyított aránya, illetve a terrigén anyag szemcsemérete határozta meg. Ennek megfelelően a behordástól távoli, vagy a környezetéből kiemelt területeken, ahová nem, vagy legfeljebb szuszpenzióban érkezett szárazföldi eredetű üledék, mészkő vagy mészmárga képződött (Endrődi Formáció Tótkomlósi Tagozata). A lebegtetve szállított szárazföldi hordalék arányának növekedése az üledékben márga, majd agyagmárga képződéséhez vezetett. Ahogy a medence feltöltődése előrehaladt, és a folyótorkolatok egyre közelebb kerültek az adott területhez, a rétegsorban a kőzetlisztes és finomhomokos, vékonypados turbiditek jelenhettek meg. A részmedencék központi, legmélyebb zónáiban finomhomokos turbiditek képződése szakította meg a lebegtetett üledék háttér-szedi-

mentációját (Szolnoki Formáció). A fenti szerzők alapján szedimentológiai szempontból a főleg agyagból és kőzetlisztből felépülő lejtőüledékeket Algyői Formációként különítjük el, míg a delta környezet változatos üledékeit összefoglalóan Újfalui Formációnak, a már tisztán folyóvízi rétegeket pedig Zagyvai Formációnak nevezzük.

A Makói-árok — a neogén Pannon-medence egyik legfiatalabb részmedencéje — felnyílása és süllyedése nagy valószínűséggel az Algyői-aljzatmagaslat, mint metamorf magkomplexum kiemelkedéséhez kapcsolódott (TARI et al. 1999, MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012, BADA et al. 2014). Az erősen differenciált morfológiájú aljzaton brakkvízi üledékképződési környezetben indult meg a tanulmányunkban tárgyalt Endrődi Formáció kőzetanyagának felhalmozódása (JUHÁSZ Gy. 1998, SZTANÓ et al. 2013). A viszonylag nagy szerves anyag tartalmú, kevert karbonátos–sziliciklasztos üledék felhalmozódását időszakosan a környező aljzatmagaslatokról induló gravitációs tömegmozgások durvább szemcseméretű törmelékanyaga szakította meg, ami homokkő- és konglomerátumbetelepüléseket tartalmazó mészmárga-rétegsor kialakulását eredményezte (BÉRCZI 1988, SZTANÓ et al. 2013).

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A jelen tanulmányban közölt eredmények az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéke és a MOL NyRT. közötti K+F projekt (projektcím: A Hód–I. sz. fúrás mintáinak komplex kőzettani értelmezése diffúziós mérések értelmezése céljából, 2013) részeredményeire épülnek. A mintagyűjtés során elsődleges szempont volt, hogy a Hód–I fúrás kiválasztott két mélységtartománya (35. és 40. magfúrási szakasz; 5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) párhuzamosítható legyen a közeli Makó–7 fúrás (talpmélység: 6054 m) magfúrási szakaszaival, így a vizsgálatok során nyert információk felhasználhatók a lokális, illetve az erre épülő medence-léptékű korrelációkban. Tanulmányunkban valamennyi minta jelölése megegyezik a minták eredeti, a szolnoki magraktárban a MOL munkatársai által alkalmazott megjelölésével.

A K+F projekt keretein belül nyert ásvány- és kőzettani alapadatokat egészítettük ki az OTKA kutatáshoz kapcsolódva palinológiai és diagenezis-történeti megfigyelésekkel. Munkánkban a kiválasztott minták ásványtani és kőzettani összetételét, valamint szöveti jellemzőit használtuk fel a képződmény őskörnyezeti viszonyainak (lehordási terület, pórusvíz-összetétel) és jellemző diagenetikus folyamatainak felvázolására. Ehhez a kiegészítő palinológiai vizsgálat szolgáltatta a biosztratigráfiai hátteret, és hozzájárult az őskörnyezeti viszonyok (pl. minimális felfűtési hőmérséklet, szárazföldi törmelékbeáramlás mértéke) jellemzéséhez. A Hód–I fúrás Endrődi Formációba sorolt mintáiból (*I. táblázat*) az ásványos összetétel, a kőzettani jellemzés és a szöveti dokumentáció érdekében röntgen-pordiffrakciós (XRD), polarizációs mikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatokat végeztünk, majd ezek eredményeit integráltuk.

Valamennyi mintából egy-egy kék műgyantával vákuumimpregnált, polírozott vékonycsiszolatot készítettünk. Ugyanezen vékonycsiszolatokat Na-alizarin-szulfonát és káliumhexaciano-ferrát színezőanyagok felhasználásával festettük (DICKSON 1966). E festési eljárás alkalmazásával elkülöníthetővé váltak a vastartalmú (Fe-kalcit: bíbor; Fe-dolomit, ankerit: kék), illetve vasmentes (kalcit: rózsaszín/piros; dolomit: színtelen) karbonátok.

I. táblázat. A Hódmezővásárhely-I fúrás Endrődi Formációba sorolt szakaszából kiválasztott minták (35. és 40. magfúrási szakasz: 5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) rövid makroszkópos jellemzése az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével

Table I. *Short macroscopic description of the selected samples from the Endrőd Formation, well Hódmezővásárhely-I (core 35, 5167.0–5183.0m; core 40, 5468.0–5486.0 m). Methodology related to this study is also indicated*

Minta	Makroszkópos jellemzés	Vizsgálati módszerek
35/4	Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga (agyagmárga) finom–aprószemcsés homokkő betelepüléssel	Petrográfia, XRD, SEM, Palinológia
35/7	Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga	Petrográfia, Palinológia
35/10	Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga homokkő betelepüléssel	Petrográfia, SEM
35/13	Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga	Petrográfia, Palinológia
35/18	Sötétszürke, gyengén lemezes márga	Petrográfia, XRD, SEM, Palinológia
35/21	Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga	Petrográfia
35/24	Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga homokkőlencsékkel	Petrográfia, Palinológia
35/27	Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga	Petrográfia
35/30	Sötétszürke, gyengén lemezes, szórtan csillámos márga keresztlemezes homokkő betelepüléssel	Petrográfia, SEM
40/9	Világos- és sötétszürke színű, finomhomok és márga lemezek váltakozásából épül fel. Keresztlemezes, áramlási fodrok, terhelési szerkezetek (lángszerkezet) jellemzőek. A rétegek vastagsága 3–4 cm és 2–5 mm között változik. Csillámtartalma jelentős	Petrográfia, XRD, SEM
40/19	Sötétszürke, lemezes, szórtan csillámos márga (agyagmárga)	Petrográfia, Palinológia

Az XRD vizsgálatkor az előzőleg achátmozsárral őrölt, makroszkóposan homogén mintákból 0,2–0,2 grammot kimértünk, majd kézi achátmozsárban porítottunk a ~10 μm-es szemcsenagyság elérése érdekében. A kapott porpreparátumokat normál hátterű standard üveg mintatartón mértük Rigaku Ultima IV készülékkel (sugárforrás: CuK_{α}, monokromátor: hajlított grafit egykristály). A <2 μm-es szemcseméretű frakció (a továbbiakban agyagfrakció) orientált preparátumainak elkülönítéséhez desztillált vizes szuszpenzió készült, majd ultrahangos deflokkulációt és ülepítést követően a szuszpenzió pipettával került fel normál hátterű standard üveg mintatartókra, ahol a beszárítás szobahőmérsékleten, közel állandó páratartalom mellett történt. A légszáraz, orientált preparátumok etilén-glikolos kezelését 60 °C-on, 16 órán keresztül végeztük. A klorit elkülönítése, illetve az esetleges klorit/duzzadó fázis közberétegzés kimutatása céljából 350 és 550 °C-on, 1 óra hőntartással kezeltük az előzőleg etilén-glikollal szolvatált mintákat.

A teljes minták minőségi kiértékelése a Rigaku PDXL 1.8 szoftvercsomag ICDD (PDF2010) adatbázisa alapján, a félmennyiségi kiértékelés pedig RIR (Reference Intensity Ratio) módszerrel történt. Az agyagfrakció félmennyiségi kiértékelését Rischák & Viczián (1974) korrekciós faktorainak, valamint az illit±muszkovit 002 (~17,7°2 Θ), a klorit és a 7 Å-ös fázis 004 csúcsa (~25°2Θ), etilén-glikolos kezelést követő felvételen számított integrált területeinek felhasználásával végeztük, hogy elkerüljük a <12°2 Θ tartományban jelentkező, instrumentális intenzitásvesztésből fakadó problémákat. A ~25°2 Θ-nál található eredő reflexió integrált területét felosztottuk a kandit és a klorit csúcs magasságának arányában.

Az agyagásványok (rétegszilikátok) pontosításához, illetve a minták diagenezis-történetének felvázolásához SEM vizsgálatokat végeztünk a minták friss törési felületein, illetve a polírozott vékonycsiszolatokon. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok Hitachi S-4700 téremissziós elektronmikroszkópon készültek, másodlagos- (szekunder, SE), visszaszórt- (BSE) és energiadiszperzív (EDS) detektorok alkalmazásával.

A kiválasztott minták palinológiai célú feltárása a Comenius Egyetem (Pozsony, Szlovákia) pollenlaborjában készült standard palinológiai feltárási módszerek alkalmazásával (Wood et al. 1996). A kőzetet először apróbb darabokra törtük, majd mintánként 20 g anyaggal folytatódott a feltárás. Első lépésben tömény sósav hozzáadásával eltávolítottuk a karbonátfrakciót. A reakció lezajlása után a mintákat pH semlegesre mostuk, centrifugáztuk, majd tömény HF hozzáadásával megkezdtük a szilikátfrakció eltávolítását. A mintákat a HF-ban egy napig állni hagytuk, majd ismét neutrálisra mostuk és centrifugáztuk. Ezután újabb sósavas kezelés következett, melyet azonban már nem semlegesítettünk. A még meglévő ásványszemcsék (pl. pirit) és a szerves frakció tömeg szerinti szétválasztása érdekében a felesleges sósav leöntése után $ZnCl_2$-ot adtunk a mintákhoz. Egy napig tartó $ZnCl_2$-os kezelést követően a kémcső felső részében maradó szerves anyagot egy pipetta segítségével áthelyeztük egy másik kémcsőbe, amelyben tisztára mostuk. A palinológiai vizsgálathoz üveglemezre cseppentettük a szerves maradékot, majd Kaiser glicerin zselé (víz, glicerin, zselatin keveréke) hozzáadása után fedőlemezzel fedtük az egyes preparátumokat. A maradék szerves anyag szintén Kaiser zselében került tárolásra. A mikroszkópi vizsgálatok Zeiss Axioscope mikroszkóppal, a fotók 5MP kamerával készültek a Comenius Egyetemen. A palinomorfák mennyiségi eloszlását bemutató diagram Tilia/TiliaGraph programmal készült (Grimm 1991–2001).

Az ásvány- és kőzettani vizsgálatok eredménye

Ásványos összetétel (XRD)

Munkánk során három reprezentatív minta teljes kőzetből meghatározott, minőségi és félmennyiségi összetételi adatait, valamint azok agyagfrakciójának összetételi adatait határoztuk meg (*II. táblázat*).

Minden mintában a kvarc, a 10 Å-ös fázis (valószínűleg jól rendezett $2M_1$ muszkovit) és a kalcit a domináns alkotók. Járulékos elegyrészként albithoz közeli összetételű plagiok-

II. táblázat. A röntgen-pordiffrakciós (XRD) ásványtani analízis eredménye

TableII. *Result of the mineralogical analysis using X-ray powder diffraction (XRD)*

Teljes kőzetből meghatározott összetétel (XRD)		
Minta	Lényeges elegyrészek	Járulékos elegyrészek
35/4	10A (~40%), cal (~20–30%), q (~10–20%)	chl (~5–10%), dol (ny), pyr (ny), ab (ny)
35/18	10A (~30–40%), cal (~30–40%), q (~10–15%)	chl (~5–10%), dol (ny), pyr (ny), sm? (ny), ML? (ny)
40/9	10A (~30–40%), q (~20–30%), cal (~20–30%)	ab (~5%), chl (~5%), dol (ny), pyr (ny), sm? (ny)
Az agyagfrakció összetételi adatai (<2 μm)		
Minta	Rétegszilikátok	Nem rétegszilikátok
35/4	chl (~60%), 10A (~40%), ML (?)	q (ny), ab (ny), pyr (ny)
35/18	10A (~75%), chl (~25%), ML (?)	q (ny), ab (ny), dol (ny), pyr (ny)
40/9	10A (~60%), chl (~40%), ML (ny)	q (ny), ab (ny), dol (ny), pyr (ny)

Rövidítések: q: kvarc; 10 A: 10 Å-ös fázis (illit±muszkovit±biotit); chl: klorit; sm: szmektit; ML: kevert-szerkezetű fázis (illit/szmektit vagy illit/vermikulit); cal: kalcit; dol: dolomit; ab: albit; pyr: pirit; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás

Abbreviations: q: quartz; 10 A: 10 Å phase (illite±muscovite±biotite); chl: chlorite; sm: smectite; ML: mixed-layer phase (illite/smectite or illite/vermiculite); cal: calcite; dol: dolomite; ab: albite; pyr: pyrite; ny: trace amount; ?: ambiguous determination

lász földpát, klorit, dolomit, valamint pirit biztonsággal azonosítható volt. A mintákban található kalcit minden esetben kis Mg-tartalmú; a 100-as intenzitású 104 csúcs 29,44–29,46°2 Θ pozíciója maximum 3–5% magnézium beépülésére utal. Minden mintában azonosítható dolomit is, ami a 35/18 és a 40/9 mintákban a dolomit és az ankerit közötti átmeneti összetételt mutat (I_{104}=30,86–30,87°2 Θ). Figyelemre méltó, hogy a 35/4 minta esetében a kettős csúcsú jelalak a vasas és a vasmentes dolomit együttes jelenlétét sugallja.

A 40/9 (és kevésbé kifejezetten a többi) mintában a ~14 Å-ös reflexió kis szögértéknél (~6°2 Θ-nál) jelentkező válla bizonytalanul kis mennyiségű szmektit jelenlétét valószínűsíti. Duzzadóképes kevert szerkezetű fázisra (illit/szmektitre vagy illit/vermikulitra) utal a 35/18 mintában a ~10 Å-ös reflexió kis szögértékű oldalán (~7,8–8,5°2 Θ-nál) jelentkező diffúz váll.

A minták szeparált agyagfrakciójában a 10 Å-ös (illit± muszkovit) fázis és a klorit az uralkodó elegyrész; mennyiségi viszonyaik szeszélyesen változnak, bár többnyire az előbbi dominál. Kivételt képez a 35/4 minta, amelyben a klorit valamelyest nagyobb mennyiségben fordul elő. Lényegesen kevesebb kevert szerkezetű, duzzadóképes fázis alkotja még a preparátumokat. Minden minta agyagfrakciója tartalmaz járulékos elegyrészként kvarcot, albitot, piritet, továbbá a 35/18 és a 40/9 minta dolomitot.

A petrográfiai vizsgálatok eredménye

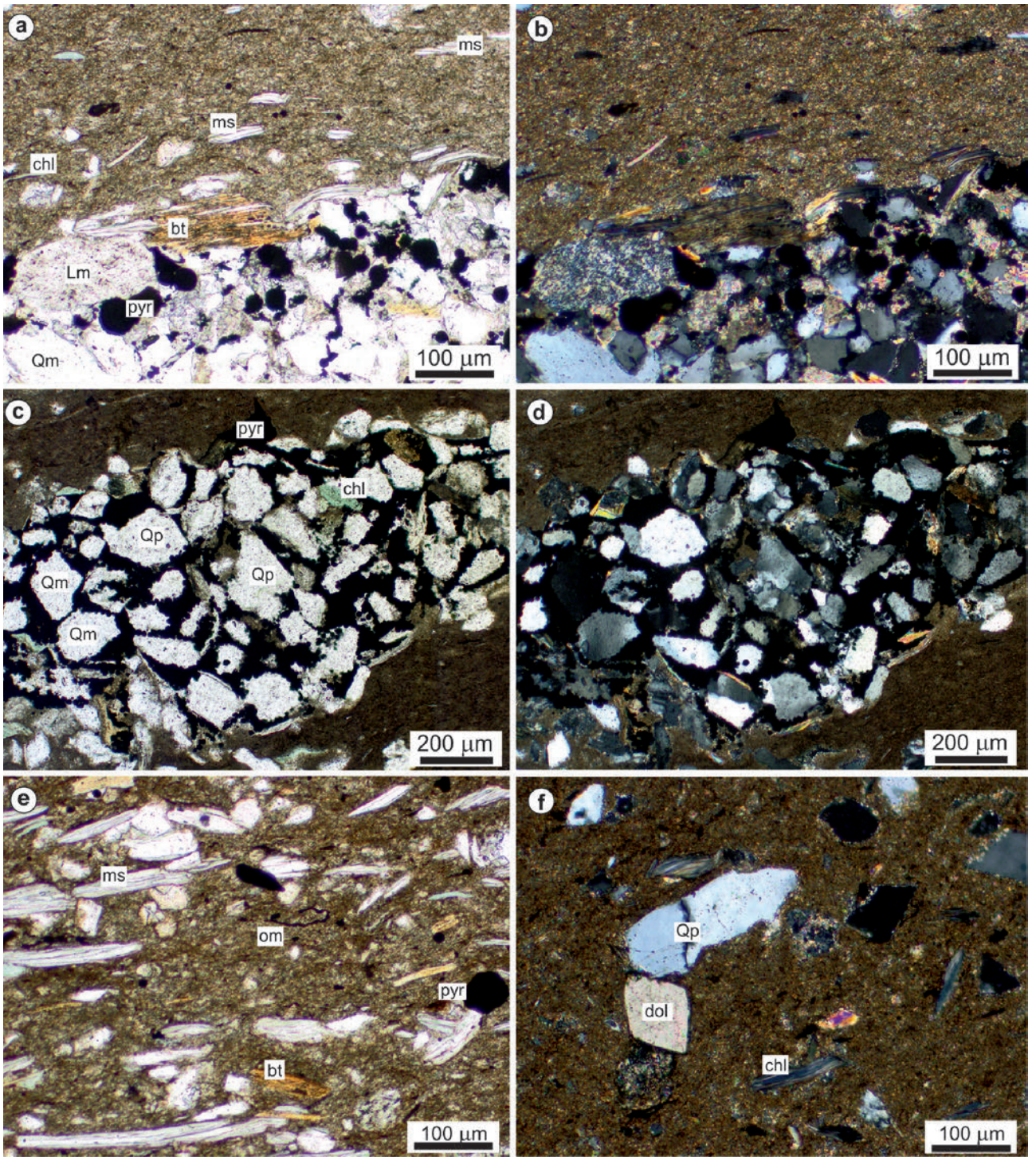
Az Endrődi Formáció finomszemcsés kifejlődésének kőzettani összetétele nagyon hasonló a vizsgált két magfúrási szakasz mintáiban. Az uralkodóan sötétszürke márga- és agyagmárga minták többnyire homogének, változó mértékben kifejlődött lemezességgel. Világosszürke, párhuzamos vagy keresztlemezes homokkő vékony betelepülések formájában néhány mintában figyelhető meg (40/9; 35/30; 35/10; 35/4). A vizsgált kőzetekre általánosan jellemző, hogy azok elválási felületein homok–kőzetliszt méretű csillámlemezek dúsulnak.

A vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata alapján a kevert sziliciklasztos–karbonátos minták általános jellemzője, hogy mikrites–mikropátos kalcitból, agyagásványokból és kőzetliszt–homok méretű, szögletes törmelékszemcsékből (monokristályos és polikristályos kvarc, muszkovit, biotit, klorit; karbonáttörmelék, metamorf kőzettörmelék) állnak (*3.* és *4. ábra*). Törmelékes eredetű kalcit- és dolomittöredékek egyaránt előfordulnak. Kis mennyiségben ívelt lapokkal határolt, rombuszmetszetű dolomit figyelhető meg (*3. ábra*, *f*). Akcesszóriaként rutil, turmalin és cirkon fordul elő. A törmelékszemcsék elrendeződése nagyon gyakran irányított, a lemezességet követi. A rétegszilikátok (csillámok, klorit) mechanikai deformációja alárendelt (*3. ábra*, *e*; *I. tábla*, *a*). A finomszemcsés mátrixban különböző megtartású, pirittel és/vagy kalcitpát cementtel kitöltött ősmaradványok vagy ősmaradvány-töredékek (foraminifera, ostracoda, vörös alga?, echinoidea tüske) azonosíthatók (*4. ábra*, *d–f*; *I. tábla*, *a–d*). Szórtan framboidális pirithalmazok, valamint szervesanyag-töredékek jellemzőek (*3. ábra*, *a–e*; *4. ábra*, *b*, *e* és *f*; *II.* és *III. tábla*, *a–d*). A szemcsék közötti agyagásványos mátrix a morfológiai bélyegek alapján uralkodóan illit, illetve illitgazdag kevert szerkezetű fázis (*III. tábla, e* és *f*), amit alátámaszt az XRD vizsgálat eredménye.

A homokkőlemezekben és homokkőlencsékben a sziliciklasztos szemcsék (különösen a szögletes kvarc és a sajátalakú csillámok) dúsulása figyelhető meg a mátrix rovására (*3. ábra*, *a–d*; *4. ábra*, *c*; *I. tábla*, *b–g*). A szemcseméret növekedésével ezek mellett törmelékes plagioklász, valamint üledékes (mészkő, dolomit) és metamorf kőzettörmelék-szemcsék figyelhetők meg. A homokkő vázalkotó szemcséi többnyire lazán rendeződve, pontszerűen érintkeznek, továbbá vonalmenti szemcseilleszkedések jelennek meg (*4. ábra*, *c*; *I. tábla*, *b* és *g*). A nem plasztikus, rideg szemcsék között nem jellemző a konkáv–konvex, illetve a szutúrás illeszkedés. A rétegszilikátok a rideg kvarcszemcsékkel érintkezve helyenként meghajoltak, rugalmasan deformálódtak, alárendelten kinkes deformációt szenvedtek (*III. tábla*, *a*). A 40/9 mintában tömegesek a különböző megtartási állapotú ostracoda vázelemek: kalcit anyagú (helyenként perforált), deformálatlan, illetve törött félteknők; pirittel helyettesített félteknők; továbbá pátos kalcittal cementált, ép teljes ostracodavázak (*I. tábla*, *c* és *d*), vagy részlegesen cementált, kompaktált, törött teljes vázak egyaránt megfigyelhetők a lemezekben.

Mind a lemezes márgamintákban, mind azok vékony homokkő betelepüléseiben cementként legnagyobb arányban karbonát vált ki. Az uralkodó karbonátcement a mátrixgazdag mintákban egyértelműen lilára és kékre festődő, azaz Fe-tartalmú (*4. ábra*, *c*), a mátrixszegény homokkő-betelepülések vázalkotó szemcséi között azonban a festést követően rózsaszín a pátos cement, ami vasmentes kalcitra utal (*I. tábla*, *c*, *d*, *f* és *g*). Ez utóbbi megjelenésekor a kalcitpáttal érintkező kvarcszemcsék helyenként parányi kiszögelléseket, illetve szokatlan beöblösödéseket tartalmaznak, ami a kvarc vázszemcsék szállítást és leülepedést követő korrózióját jelzi, azaz részleges kalcit szemcsehelyettesítést sugall (*I. tábla*, *f–h*). A SEM vizsgálatok a mátrixgazdag mintákban a törmelékes dolomitszemcsék autigén továbbnövekedésére, Fe-tartalmú dolomit/ankerit szegélycement megjelenésére mutattak rá (*III. tábla, 5–6. ábra*). Ettől eltérően a 40. magfúrás homokkőmintájában (és a kapcsolódó, jelen tanulmányban nem részletezett konglomerátumban) a metamorf és a dolomit kőzettörmelék szemcséi felületén, illetve izoláltan a kalcitpát cementben olyan romboéderes dolomitkristályok figyelhetők meg, amelyek a festést követően színtelenek maradtak, azaz vasmentesek (*I. tábla*, *f* és *h*).

Valamennyi vizsgált mintában további cementként és szemcsehelyettesítésként pirit jelenik meg, ez részben — a kalcitcementet megelőzve — gömbszerű, framboidális halmazokat alkot, részben sajátalakú pirit figyelhető meg (*3–4. ábra, III. tábla*). Az elektronmikroszkópos megfigyelések alapján ez utóbbi piritcement jellegzetessége, hogy a piritkristályok hexaéderes morfológiájúak, gyakran kvarczárványokat tartalmaznak, a vázalkotó szemcséket (csillám, kvarc) részlegesen helyettesítik (*II. tábla*).

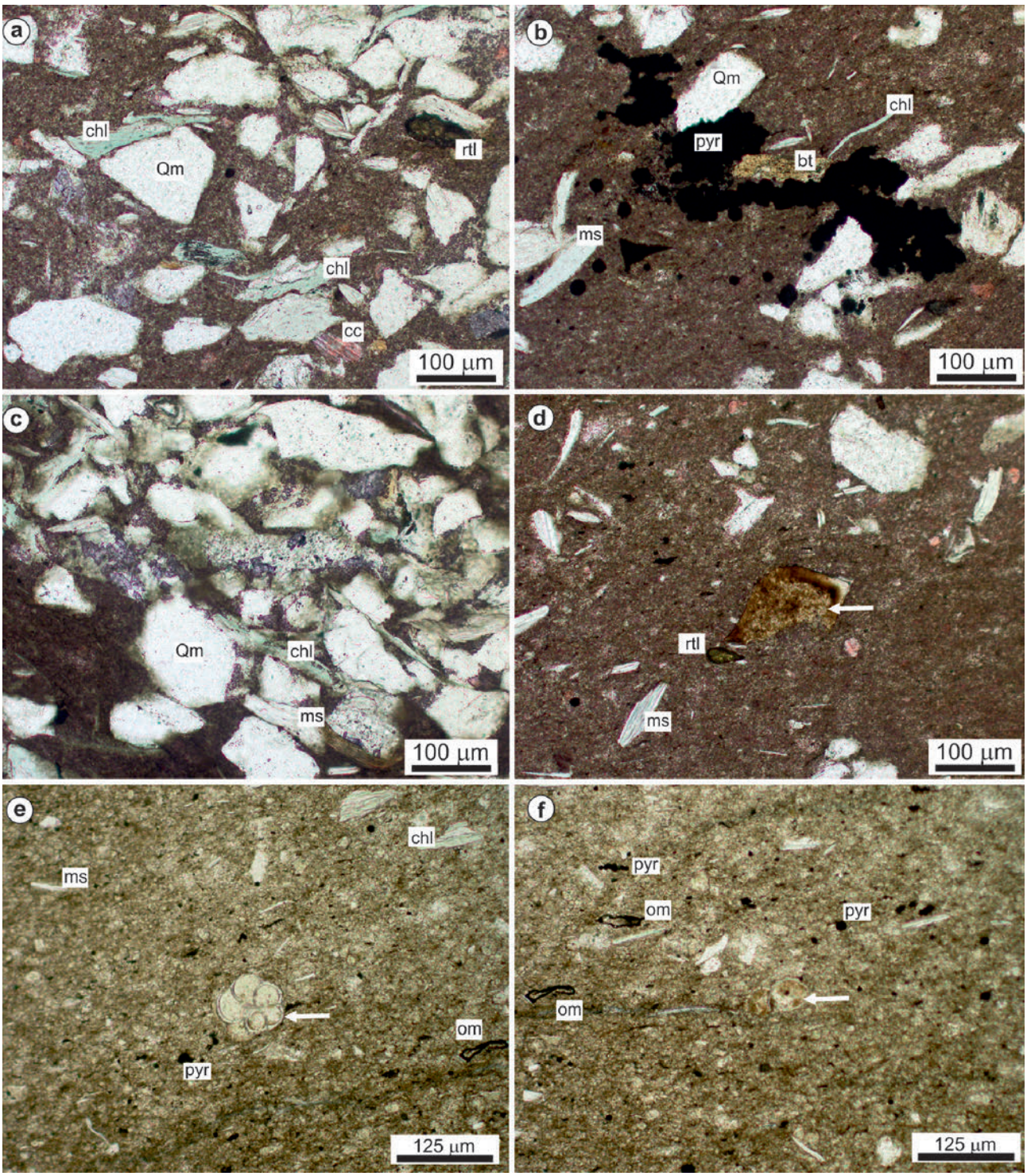


3. ábra. A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m) képviselő márgaminták ásványos összetétele és szöveti jellemzői. a) és b) A csillámokat tartalmazó márga és a homokkő-betelepülés határa (35/4 minta; 1N és +N). A homokkőben a framboidális pirithalmazok dúsulása figyelhető meg; c) és d) Cementként és helyettesítésként megjelenő framboidális pirithalmazok a sziliciklasztos vázalkotó szemcsék között (35/24 minta; 1N és +N); e) és f) Szórtan elhelyezkedő törmelékes kvarcszemcsék, illetve csillámok a márgában (35/10 minta; 1N; 35/4 minta; +N)

Jelmagyarázat: Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc; Lm = metamorf kőzettörmelék; ms = muszkovit; bt = biotit; chl = klorit; pyr = pirit; om = szerves anyag; dol = dolomit

Figure 3. *Mineralogical and textural features of the studied marl samples derived from core 35 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m). a) and b) Mica-bearing marl with sandstone intercalation (sample 35/4; parallel and crossed nicols). Note enrichment of framboidal pyrites in the sandstone; c) and d) Pyrite as pervasive cement and replacive phase (sample 35/24; parallel and crossed nicols); e) and f) Detrital quartz grains and mica flakes in the marl samples (sample 35/10, parallel nicols; sample 35/4, crossed nicols)*

Abbreviation: Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; Lm = metamorphic rock fragment; ms = muscovite; bt = biotite; chl = chlorite; pyr = pyrite; om = organic matter; dol = dolomite

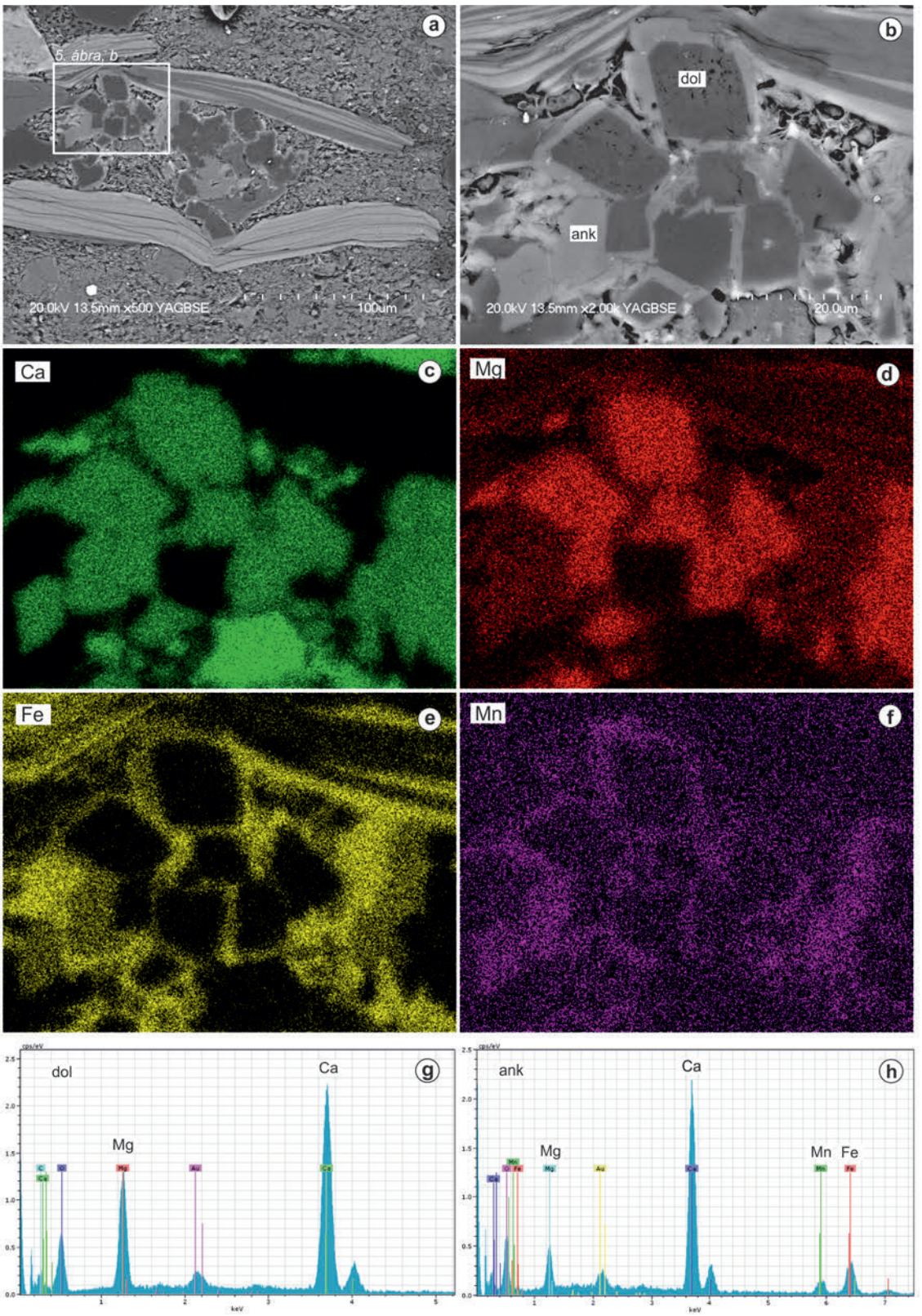


4. ábra. A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m) képviselő márgaminták ásványos összetétele és szöveti jellemzői. a) és b) Kőzetliszt–finomszemcsés homok méretű törmelékes szemcséket tartalmazó márga. Mikrites kalcitban (rózsaszín) különböző Fe-tartalmú (kékeslila) karbonátfázisok, továbbá framboidális pirithalmazok (35/13 minta; 1N, festett vékonycsiszolat); c) Fe-tartalmú karbonátcement (lila) a vázalkotó kvarc és rétegszilikát szemcsék között (35/24 minta; 1N, festett vékonycsiszolat); d) Bentosz foraminifera-töredék (nyíl) és akcesszórikus rutil (35/13 minta; 1N, festett vékonycsiszolat); e) és f) Kalcitpát cementtel kitöltött plankton foraminiferaváz (nyíl), kőzetliszt méretű sziliciklaszt szemcsék, pirithalmazok, valamint szervesanyag-töredékek a márgamintában (35/18 minta; 1N)

Jelmagyarázat: Qm = monokristályos kvarc; cc = kalcitpát kristálytöredék; ms = muszkovit; bt = biotit; chl = klorit; pyr = pirit; om = szerves anyag; rtl = rutil

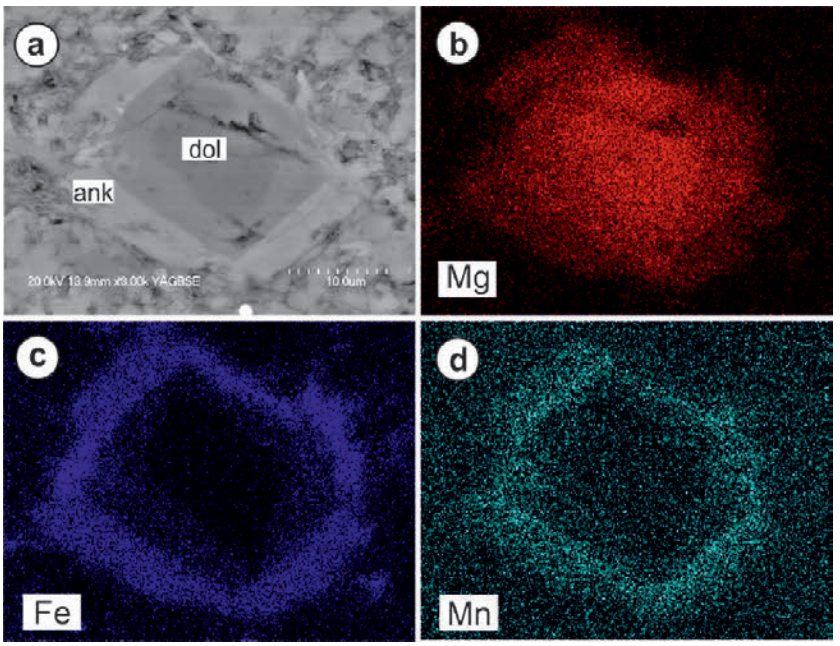
Figure 4. *Mineralogical and textural features of the studied marl samples derived from core 35 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m). a) and b) Silt- to sand-sized detrital grains in a marl sample (sample 35/13; parallel nicols, stained thin section). Fe-rich carbonates (lilac) and framboidal pyrites in micritic calcite (pink); c) Fe-bearing calcite cement (lilac) among the quartz and phyllosilicate framework grains (sample 35/24; parallel nicols, stained thin section); d) Benthic foraminifera fragment (arrow) and rutile as accessory mineral (sample 35/13; parallel nicols, stained thin section); e) and f) Planktonic foraminifera filled with calcite spar cement (arrow), silt-sized detrital grains, framboidal pyrites and organic matter fragments in a marl sample (sample 35/18; parallel nicols)*

Abbreviation: Qm = monocrystalline quartz; cc = calcite spar crystal fragment; ms = muscovite; bt = biotite; chl = chlorite; pyr = pyrite; om = organic matter; rtl = rutile



5. ábra. A 35/10 minta (Hódmezővásárhely–I fúrás, 5167,0–5183,0 m) karbonátfázisának kémiai összetételi jellemzői elektronmikroszkópi vizsgálatok alapján. a) Romboéderes kristályokból álló dolomithalmazok Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedéssel (visszaszórt elektronkép, SEM/BSE); b–f) Dolomitkristályok (dol) körüli ankerit (ank) továbbnövekedés (visszaszórt elektronkép, SEM/BSE, illetve SEM/EDS elemtérképek); g) és h) A dolomitkristályok (dol) és ankerit (ank) továbbnövekedésük SEM/EDS energiadiszperzív spektruma (energia–beütésszám)

Figure 5. *Qualitative chemical composition of the carbonate phases from the sample 35/10 (core Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m) using scanning electron microscopy (SEM). a) Euhedral-subhedral dolomite crystals with Fe-dolomite/ankerite overgrowth (BSE image); b–h) Ankerite (ank) overgrowth around dolomite (dol) crystals (BSE image and EDS elemental maps with EDS spectra)*



6. ábra. A 35/18 minta (Hódmezővásárhely-I fúrás, 5167,0-5183,0 m) karbonátfázisának kémiai összetételi jellemzői elektronmikroszkópi vizsgálatok alapján. a) Dolomittöredék (dol) autigén Fe-dolomit, majd ankerit (ank) továbbnövekedési zónákkal (visszaszórt elektronkép, SEM/BSE); b-d) Jellemző SEM/EDS elemeloszlási térképek a karbonátkristályban

Figure 6. *Qualitative chemical composition of the carbonate phases from the sample 35/18 (core Hódmezővásárhely-I, 5167.0-5183.0 m) using scanning electron microscopy (SEM). a) Dolomite fragment (dol) with zones of Fe-dolomite and ankerite (ank) overgrowth (BSE image); b-d) EDS elemental maps of the carbonate crystal*

A 35. és a 40. magfúrásból származó mintákban sem számottevő makroporozitás, sem mikroporozitás nem jellemző. A finomszemcsés kőzetekben horizontális hajszálrepedések jelenhetnek meg, ezek azonban nagy valószínűséggel utólagos, dekompressziós eredetűek.

A palinológiai vizsgálat eredménye és értelmezése

A kőzettani vizsgálatot követően palinológiai feltárás azokból a homogén márgamintákból készült, amelyek nem tartalmaztak homokkő-betelepüléseket. Valamennyi kiválasztott minta tartalmazott palinomorfákat, a 35. magfúrási szakasz mintái különösen gazdagok voltak palinomorfákban, a 40. magfúrás 7. magszakaszának (4,1 m mészmárga) mintája kevésbé. Az elkülönített 28 taxonból négy szárazföldi palinomorfa, a többi dinoflagellata (*7.* és *8. ábra*).

A palinomorfák megtartási állapota

Az egyes palinomorfák megtartása egyveretű: a fal anyaga sötétbarna vagy opak fekete; a fal díszítettsége, felszíni bélyegei, valamint a dinoflagellaták tabulációja nem őrződött meg, ellenben az egyes formák körvonala és a dinoflagellaták függelékei épen maradtak. A fal színe és megtartása nagy hőmérsékleti hatásra és a szerves anyag nagyfokú érettségére utal (*8. ábra*). A palinomorfák falának színe az érettséggel párhuzamosan változik a sárgászöld–narancssárgától a sötétbarnán át a feketéig. Ez a folyamat progresszív és irreverzibilis, minél érettebb a szerves anyag, annál sötétebb lesz a színe (YULE et al. 1999). A fal színe alapján a szerves anyag érettsége BATTEN (1996) színskáláján (TAS/Thermal Alteration Scale) az 5–7 érték közé esik. A TAS skála értéke 1 és 7 között változik, így ez nagymértékű átalakulásnak felel meg. STAPLIN (1969) TAI (Thermal Alteration Index) skáláján 3,7–5 közé esnek a maradványok a fal színe alapján, ami szintén nagymértékű átalakulásra utal (a TAI skála értéke 1 és 5 között változik). Ezek az értékek 1,2–4% vitrinit reflektanciának (R_o) feleltethetőek meg (BATTEN 1996). Laboratóriumi kísérletek eredményeivel összevetve (FRASER et al. 2014) a Hód–I fúrásban megfigyelt színváltozatok 200–350 °C-os felfűtésre is utalhatnak.

A palinomorfák színelváltozása alapján javasolható hőmérsékleti és vitrinitreflexió tartományok meglehetősen tágak, és mindkét esetben felülbecslik a Hód–I fúrás 5000–5500 m közötti szakaszából publikált hőmérsékleti (~170–220 °C) és R_o (~1–2%) adatokat (SAJGÓ et al. 1988, BADICS et al. 2011). Egyes tanulmányok azonban kimutatták, hogy a dinociszták falát alkotó dinosporin érzékenyen reagál a diagenezis során a hő, vagy más kémiai behatásra (RIDING & KYFFIN-HUGHES 2004), és a dinoflagellaták fala már kisebb hőmérsékletre is ilyen színelváltozással reagálhat. Figyelembe véve, hogy a Hód–I fúrás 35. és 39. magfúrási szakaszait képviselő minták reflexiója alapján 206–217 °C (R_o=1,60–1,69%, illetve R_o=1,79–1,96%; bitumenen mérve; SAJGÓ et al. 1988) maximális átalakulási hőmérséklet feltételezhető, a TAS és a TAI skála alapján javasolt hőmérsékleti tartomány alacsonyabb hőmérsékletet jelző értéke tekinthető reálisnak, azaz a szerves anyagot ért felfűtés biztosan elérte a 200–220 °C-ot.

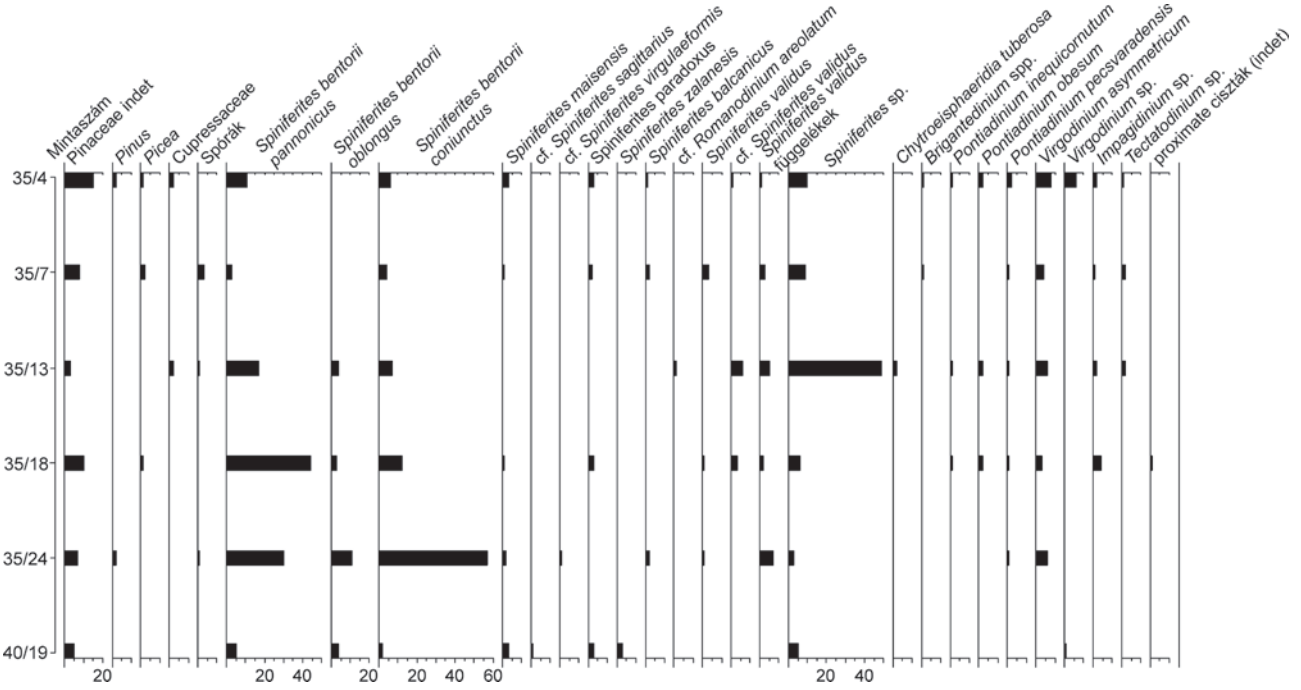
Biosztratigráfiai értékelés

40/19 minta (~5481 m; 7. magszakasz) Spiniferites bentorii oblongus Zóna

Biosztratigráfiai korreláció:

Spiniferites bentorii oblongus Zóna (SÜTŐ-SZENTAI 1988, 2000, 2012, MAGYAR et al. 1999a, b, MAGYAR 2010)

Spiniferites bentorii oblongus Zóna (Horvátország, BAKRAČ et al. 2012)



7. ábra. A meghatározott palinomorfák mennyiségi eloszlása (darabszámban) a vizsgált mintákban

Figure 7. *Distribution of the palynomorphs in the investigated samples. The abundance is given counts*

A *Spiniferites bentorii oblongus* Zóna a Pannon-medence teljes területén a pannóniai korai szakaszának (sensu MAGYAR et al. 1999a, b, MAGYAR 2010) középső részére tehető. Hasonló együttes megtalálható a horvátországi pannóniaiban is (BAKRAČ et al. 2012). Az ausztriai és a szerbiai pannóniai rétegekből szintén ismertek hasonló együttesek, de az érintett kifejlődésekben nem különítettek el külön zónákat (RUNDIĆ et al. 2011, KERN et al. 2012). Ezt a biozónát MAGYAR et al. (1999a) a C5r és a C5n kronnal korrelálják, ami 11,3–10,8 millió év közé tehető (MAGYAR 2010).

A 35. magfúrási szakasz mintái (5167–5183,0 m; 35/4; 35/7; 35/13; 35/18; 35/24 minták) Spiniferites paradoxus Zóna

Biosztratigráfiai korreláció:

Spiniferites paradoxus — *Spiniferites bentorii coniunctus* Zóna (SÜTŐ-SZENTAI 1988)

Spiniferites paradoxus Zóna (SÜTŐNÉ SZENTAI 2012)

Spinferites paradoxus Zóna (MAGYAR et al. 1999a)

Spiniferites validus Zóna (Horvátország, BAKRAČ et al. 2012)

A korbesorolást a *Spiniferites paradoxus*, *S. validus* és *S. balcanicus* fajok jelenléte határozta meg. A *Spiniferites bentorii coniunctus* kiugró mennyiségére ebben a szakaszban már SÜTŐNÉ SZENTAI (publikálatlan adatok, 2004) is felfigyelt. Ez a faj magyarországi anyagban a *Pontiadinium pecsvaradanesis* Zóna legfelső részén és a *Spiniferites paradoxus* Zóna alján található. Szlovákiában szintén előfordul a pannóniai összletben, de ott a *Spiniferites paradoxus* Zóna idején már lokálisan olyan erős volt a kiédesedés, hogy csak szegényes szerves vázú mikroplankton együttesekkel rendelkeznek. A *Spiniferites bentorii coniunctus* nagyon gyakori Horvátországban is, de ott a *Spiniferites paradoxus* mennyisége valamivel kisebb (BAKRAČ et al. 2012).

MAGYAR et al. (1999a) és MAGYAR (2010) szerint a *Spiniferites paradoxus* Zóna a C5n felső és C4Ar kron alsó részével korrelálható. Bázisa körülbelül 10,6 millió évre tehető, és egészen 8,9 millió évig tart (MAGYAR 2010).

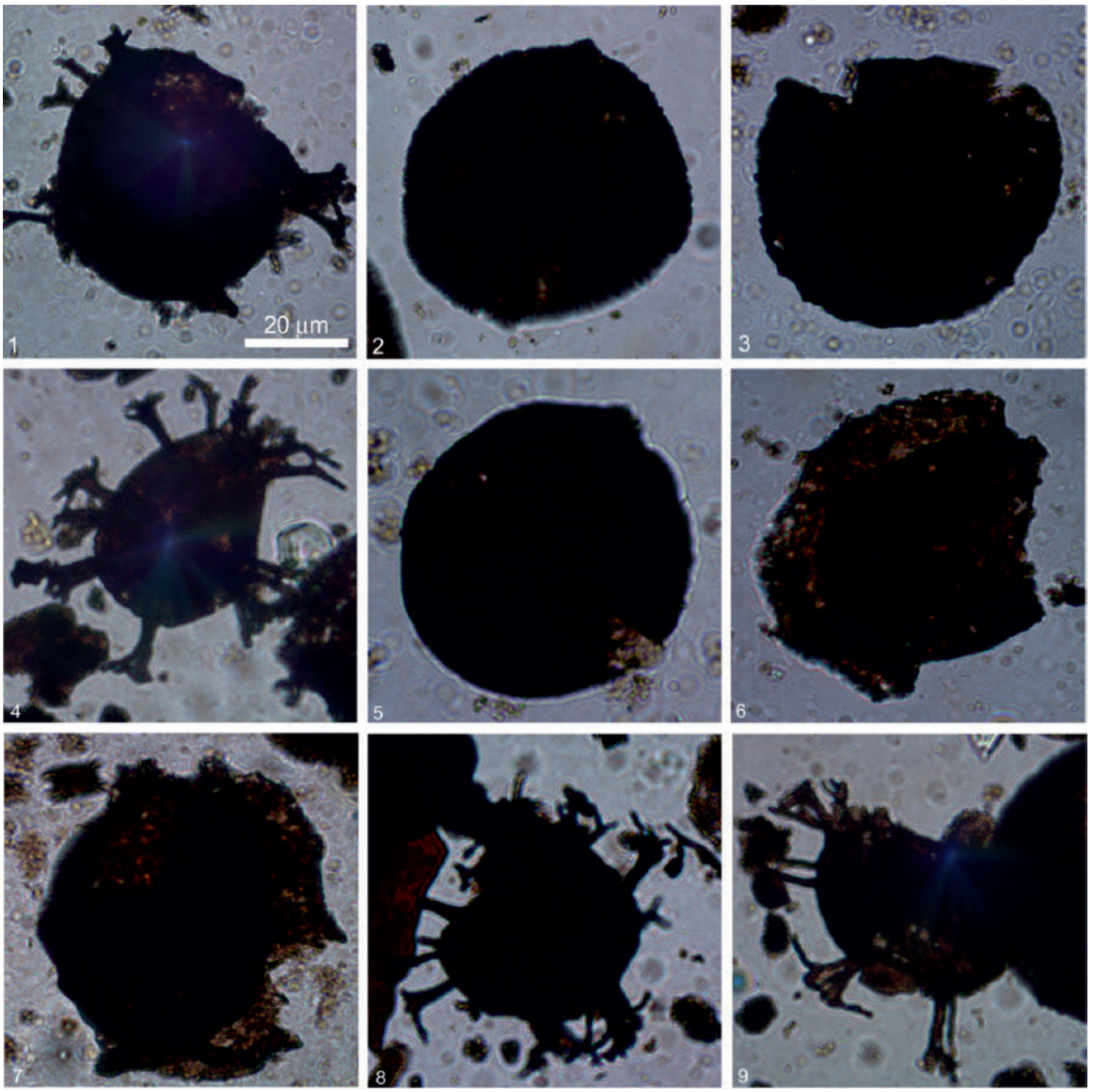
A fentiek alapján a vizsgált magszakaszok korbesorolása összhangban van SZUROMI-KORECZ et al. (2004) korábbi biosztratigráfiai eredményeivel.

Őskörnyezeti értékelés

A dinoflagellatákat széles körben alkalmazzák őskörnyezeti rekonstrukciók során, mert kiváló indikátorai a felszíni víz hőmérsékleti és tápanyagviszonyainak, jelezhetik a sótartalmat, a parttól való távolságot és a vízoszlop oxigénellátottságát. Plankton szervezetek révén azonban a vízmélységről keveset árulnak el (WALL & DALE 1968, DALE & DALE 2002, MARRET & ZONNEVELD 2003).

A pannóniai dinoflagellaták endemikus brakkvízi közösséget képviselnek, melynek legtöbb faja máshonnan nem ismert, ezért ökológiájukról, környezeti igényeikről viszonylag keveset tudunk (MAGYAR 2010). A legtöbb Pannon-tavi dinoflagellata valamilyen tengeri ősből fejlődött ki, vagy a Pannon-tóban alakult ki a tó fejlődéstörténete során. Az endemikus dinoflagellata fajokból ma egyedül a *Spiniferites cruciformis* található meg, a Kaszpi-tóban él (MARRET et al. 2004).

A 40/19 mintában a *Spiniferites* genus különböző ende-



8. ábra. Jellemző dinociszták a Hódmezővásárhely–I fúrás vizsgált mintáiból (35. magfúrás). Az 1. képen szereplő méretarány 20 µm (mindegyik fotóra vonatkozik). 1. *Spiniferites bentorii pannonicus* SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/13); 2. *Pontiadinium obesum* SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/18); 3. *Chytroeisphaeridia tuberosa* SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/13); 4. *Spiniferites bentorii oblongus* SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/24); 5. *Virgodinium asymmetricum* SÜTŐNÉ SZENTAI 2010 (35/4); 6. *Spiniferites balcanicus* SÜTŐ-SZENTAI 2000 (35/4); 7. *Spiniferites paradoxus* (COOKSON & EISENACK, 1968) SARJEANT, 1970 (35/7); 8. *Spiniferites bentorii coniunctus* SÜTŐ-SZENTAI 1990 (35/4); 9. *Spiniferites maisensis* SÜTŐ-SZENTAI 1994 (35/4)

Figure 8. *Characteristic dinocysts from the investigated samples of the core Hódmezővásárhely–I (core 35). Scale: 20 µm (same for each photograph). 1. Spiniferites bentorii pannonicus SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/13); 2. Pontiadinium obesum SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/18); 3. Chytroeisphaeridia tuberosa SÜTŐNÉ SZENTAI 1982 (35/13); 4. Spiniferites bentorii oblongus SÜTŐNÉ SZENTAI 1986 (35/24); 5. Virgodinium asymmetricum SÜTŐ-SZENTAI 2010 (35/4); 6. Spiniferites balcanicus SÜTŐ-SZENTAI 2000 (35/4); 7. Spiniferites paradoxus (COOKSON & EISENACK, 1968) SARJEANT, 1970 (35/7); 8. Spiniferites bentorii coniunctus SÜTŐ-SZENTAI 1990 (35/4); 9. Spiniferites maisensis SÜTŐ-SZENTAI 1994 (35/4)*

mikus fajai és alfajai dominálnak (*S. bentorii pannonicus* és *S. bentorii oblongus*). A *Spiniferites bentorii oblongus* Zónában leggyakrabban előforduló dinociszták mind a *Spiniferites bentorii* faj endemikus alakjai, a pannon-tavi endemikus alakok közül azonban egy sem ismert mai vízi környezetekben. Ezek tengeri ősének megfeleltethető faj a *Spiniferites bentorii* napjainkban is tengerekben él, elsősorban partközeli vizekben található meg a trópusoktól egészen a mérsékelt övig. Tág hőmérsékleti és sótartalomingadozásokat is elvisel, általában oligotróf-mezotróf vizeket kedvel (MARRET & ZONNEVELD 2003). A *Spiniferites* függelékes ciszta, ezért dominanciája általában parthoz közelebbi, esetleg sekélyebb vízi kifejlődésre utalhat (MARRET & ZONNEVELD 2003, ZONNEVELD et al. 2012). Recens megfigyelések alapján ugyanis a függelékes (pl. *Spiniferites* spp.) és függelék nélküli (proximat, pl. *Virgodinium* spp., *Impagidinium* spp.) dinociszták arányából sok esetben következtetni lehet a parttól való távolságra. Általában a selfterületek belső részén sokkal gyakoribbak a függelékes formák, mint a függelék nélküli alakok

(Martin Head szóbeli közlés, 2012). Ez a tápanyagigénynyel, illetve a tűrőképességgel hozható összefüggésbe. A part közelében élő dinoflagellata fajok sok esetben kedvelik a szárazföldi eredetű tápanyagbeáramlást, és jobban elviselik a sótartalom ingadozásait édesvízbeáramlás, vagy vízszintváltozás következtében (Wall & Dale 1968, Dale & Dale 2002, Sluijs et al. 2005).

A proximális és disztális közösségek eltérését modern tengeri alakoknál figyelték meg, és bár néhány fosszilis példa is ugyanezt igazolja (pl. Brinkhuis 1994, Sluijs et al. 2005), nem feltélenül alkalmazható a Pannon-tóra. Emellett ez a trend sokkal inkább a dinociszta együttesek egymáshoz való relatív viszonyát írja le, és nem feltétlenül vonatkozik az üledékképződési környezetre, hiszen plankton szervezetek révén a dinoflagellaták fő élettere a vízoszlop felső része. Ennek megfelelően a szárazföldi törmelék-, illetve tápanyagforráshoz viszonyított proximális-disztális helyzetet inkább jelezheti. A Hód–I fúrás rétegsorának kialakulásakor a „partvonalat", illetve a „szárazulatot" a Makói-árok peremei alkothatták, ahonnan ebben a magszakaszban jelentős volt az áthalmozódás az idősebb képződmények eróziója miatt. Erre a jelentős mennyiségű badeni mikrofosszília jelenléte utal (Szuromi-Korecz et al. 2004). Az intenzív áthalmozás addig tarthatott, amíg az árok peremeit el nem borította a Pannon-tó (Szuromi-Korecz et al. 2004, Magyar 2010).

Mivel a dinoflagellaták plankton szervezetek, a közösségek nem csak a legközelebbi lokális biotikus eseményeket és környezeti változásokat tükrözhetik, hanem regionális trendeket is mutathatnak. A *Spiniferites bentorii oblongus* Yóna dinoflagellata együttese az egész Pannon-medence területén azonosítható (pl. Magyar et al. 1999a, Sütő-Szentai 2000, Bakrač et al. 2012), ami egyrészt a víztestek kommunikációjára, másrészt regionálisan olyan vízi környezetek megjelenésére utal, ami kedvező feltételeket biztosított a *Spiniferites bentorii oblongus* Zóna dinociszta közösségének.

A 35. magfúrási szakaszból származó mintákban jóval gyakoribbak a proximat, függelék nélküli ciszták (pl. *Virgodinium*, *Pontiadinium*, *Impagidinium* vagy *Tectatodinium*). A *Spiniferites* plexust a *Spiniferites bentorii pannonicus* mellett membránós alakok is képviselik (pl. *S. paradoxus, S. zalaensis, S. balcanicus*). Ezek a nagy felületű, szivacsos membránok általános közös fiziológiai bélyegei sok paratethysi/pannon-tavi dinoflagellatának (Popescu et al. 2007, 2009). A Pannon-tavon kívül megtalálható paratethysi membránós dinociszták (pl. *Galeacysta etrusca*, *S. cruciformis* vagy *Pterocysta cruciformis*) ökológiájából esetleg lehet következtetni arra, hogy milyen környezeti faktorok befolyásolták a pannon-tavi membránós dinocisztákat. Ezek megjelenése legtöbb esetben a felszíni vizek sótartalmának csökkenésével vagy ingadozásával hozható összefüggésbe (Mudie et al. 2001, Marret et al. 2004, Popescu et al 2007, 2009). Uhrin (2011) számításai alapján a tó sótartalma 8–15‰ között egy szűkebb tartományon belül változott. Ennél azonban jóval kisebb ingadozás is elég lehetett ahhoz, hogy a dinoflagellata közösségben már morfológiai változást idézzen elő (Barrie Dale szóbeli közlés, 2016).

Számos nyíltvízi dinocisztánál megfigyelték a különböző méretű membránok létrehozását, ami a lebegést segíti elő. A *Spiniferites paradoxus* Zóna idejére esik a tó felületének nagymértékű megnövekedése, vízszintemelkedés és a Makói-árok peremeinek elöntése. Pross (2001) a *Thalassiphora pelagica* fajra feltételezte, hogy az a paleogénben a cisztát körülvevő membránok felületének növelésével képes volt áttérni holoplanktonikus életmódra. Ezt az epizódikusan anoxikus környezet a rétegzett víztest tette szükségessé, ami akadályozza a dinoflagellaták életciklusát (Anderson et al. 1987). Laboratóriumi kísérletek ugyanis kimutatták, hogy az oxigénszegény aljzati körülmények gátolják a dinocisztá kinyílását, és az újonnan formálódó motilis (mozgékony; spontán, független mozgásra képes) alak nem képes újra a plankton régióba jutni (Anderson et al. 1987). Egyes elméletek szerint a rétegzett víztestben az új motilis alak nem képes áthaladni a piknoklinen, ami fizikai gátat képez a dinoflagellaták számára (Lewandowsky & Kaneta 1987). Valószínűleg ezek a faktorok járultak hozzá a *Spiniferites paradoxus* és *S. balcanicus* fajoknál megjelenő membránokhoz. A pannon-tavi dinoflagellatáknál a holoplanktonikus életmódra való áttérést valószínűleg a sótartalom ingadozása és a tó életében feltételezett időnként bekövetkező vízrétegzettség, oxigénszegény, illetve anoxikus periódusok idézték elő (Kázmér 1990, Babinszki et al. 2007).

A Hód–I fúrás rétegsorában az áthalmozott, idősebb miocén mikrofosszíliák csökkenő mennyisége szintén arra utalhat (Magyar et al. 2004, Szuromi-Korecz et al. 2004), hogy a tó vízszintje megemelkedett, és a Makói-árok peremeit elöntötte a Pannon-tó. Ez a fúrás rétegsorában magyarázhatja a membránós dinociszták mennyiségének növekedését a fiatalabb zónában. Elképzelhető továbbá, hogy ezek a formák a parttól távolabbi, nyíltabb és/vagy kisebb törmelékbeáramlással jellemzett környezeteket kedvelték. Ugyanezt támaszthatja alá, hogy a szintén membránós *Pterocysta cruciformis* esetében a Fekete- és a Márványtenger pleisztocén együtteseiből kimutatták, hogy a faj olyan környezetekben fordult inkább elő, ahol a szilicziklasztos behordás kicsi volt (Rochon et al. 2002).

A 35. magfúrási szakaszban szintén domináns *Spiniferites bentorii coniunctus* faj bár nem membránós forma, Bakrač et al. (2012) szerint Horvátországban kifejezetten a disztális, parttól távolabbi környezetekben gyakori. Ott a kísérő együttese a *Spiniferites paradoxus* fajból és főleg proximat, függelék nélküli cisztákból áll. Bakrač et al. (2012) a *Spiniferites bentorii coniunctus* dominanciájával jellemzett együttest egykorúnak tekinti a *Spiniferites validus*-os együttesekkel, de azokat heteropikus fácies ként értékeli. A *Spiniferites bentroii coniuctus* disztális, míg a *S. validus* kifejezetten partközeli, proximális környezetekben gyakori. Ezt erősíti meg Bakrač et al. (2012) szerint az, hogy az utóbbi mellett az édesvízi algák mennyisége (*Botryococcus*) szintén kiemelkedő volt. Ezzel szemben a magyarországi zónációban a *Spiniferites validus* Zóna

fiatalabb, a *Spiniferites paradoxus* Zónát követi (MAGYAR et al. 1999a, SÜTŐ-SZENTAI 2000). A Hód–I fúrásban vizsgált együttesben a *Spiniferites validus* csak kisebb mennyiségben és főként töredékek formájában van jelen, melyek a parthoz közelebbi régióból mosódhattak be. Ez a tó feltöltődése miatt egyaránt utalhat a vízmélység későbbiekben bekövetkező általános csökkenésére vagy a tó területének csökkenésére. SÜTŐNÉ SZENTAI (publikálatlan adatok, 2004) a *Spiniferites paradoxust* tartalmazó együtteseket partközeli, lagunáris élettérrel azonosította a Hód–I fúrásban, mely azonban a nagy mennyiségű terrigén palinomorfa (spóra, pollen) hiányában és a dinoflagellata együttesek (proximat ciszták és a *Spiniferites bentorii coniunctus* jelenléte) ismeretében kétséges.

A mintában jelen lévő proximat *Virgodinium asymmetricum* ciszta endemikus nemzetség és faj, a Pannon-tóban alakult ki valószínűleg a csökkent sótartalom hatására, pontos ökológiai igényeiről keveset tudunk. A pannóniai teljes időtartama alatt jelen van a dinoflagellata közösségekben.

A *Pontiadinium* nemzetség felvirágzása a Pannon-tóban a *Pontiadinium pecsvaradensis* Zóna időtartamára esik, ami a két vizsgált szakasz közé tehető a Hód–I fúrásban. A *Pontiadiniumok* dominanciájával jellemzett asszociációt SÜTŐNÉ SZENTAI (1995) általánosságban kifejezetten „transzgressziós" együttesnek értékelte. Első megjelenésük és felvirágzásuk a *Pontiadinium pecsvaredensis* Zónában egy olyan intervallumban jelentkezik, ami a tó területének nagyméretű kiterjedésével esik egybe.

A *Tectatodinium pellitum* jellegzetes vastag szivacsos falú, proximat ciszta. Gyakorisága csak lokálisan a rétegsorok tetején, általában a pannóniai legvégén nő meg, a helyi folyóvízi beáramlásnak és a jelentős kiédesedésnek köszönhetően. A ma élő, tengeri *T. pellitum* a sótartalomra nézve tágtűrésű, szubtrópusi-trópusi parti oligotróf-eutróf vizekben él (MARRET & ZONNEVELD 2003).

A disztális környezetet erősíti meg a szárazföldi frakcióban a két légzsákos fenyőpollen (Pinaceae indet, *Pinus*, *Picea*) egyeduralma. A légzsákoknak köszönhetően a fenyők pollenje általában messzebbre szállítódik; míg a zárvatermők pollenszemcséi, valamint a spórák hamarabb kiülepednek. Ennek köszönhetően egy általános parti proximális-disztális szelvény mentén a zárvatermő pollen és a spórák aránya a szárazföldi forrástól távolodva csökken, míg a fenyőpollen aránya relatíve megnő a partvonaltól távolodva (a palinológiában ezt „Neves hatásnak" hívják, CHALONER & MUIR 1968). A Cupressaceae pollen a parti mocsári vegetáció jelenlétére utal.

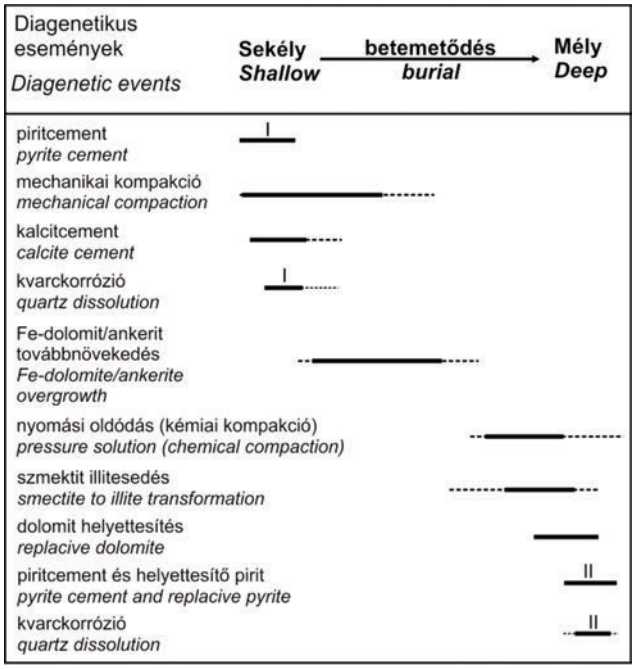
Diagenezis-történeti értékelés

A diagenezis-történet felvázolásakor munkánkban MORAD et al. (2000) és WORDEN & BURLEY (2003) beosztását követtük. Ezeknek megfelelően a diagenezis három szakasza különböztethető meg: eogenezis, vagyis sekély betemetődési, mezogenezis, vagyis mély betemetődési és telogenezis, a kiemelkedéshez kapcsolódó diagenezis. Az eogenezis során a pórusfolyadék összetételét döntően az üledékes környezet határozza meg. Ez az a diagenetikus rendszer, ahol az eredeti üledékes pórusvíz dominál, beleértve kontinentális környezeteknél a mállást és a talajképződést; a tengeri környezetekben pedig a bakteriálisan befolyásolt redox-reakciókat. A mély betemetődési diagenezis azon folyamatok összességét jelenti, amelyek a betemetődő üledékkel vagy kőzettel akkor történnek, amikor már az eredeti üledékes környezet hatása alól kikerül, de még nem éri el a metamorfózis kezdetére jellemző paramétereket. A telogenezis a kiemelkedés során olyan felszíni, meteorikus vizekkel való kölcsönhatásokat ölel fel, amelyek nem kapcsolódnak az üledékes kőzet eredeti, a kialakulásakor jellemző üledékes környezetéhez.

Döntően az üledékes medence (és a lehordási terület) éghajlati viszonyai, a szedimentációs ráta és a redox környezet függvényében játszódnak le a különböző diagenetikus folyamatok (pl. kompakció, cementáció). A pórusfolyadékkal kölcsönhatásban lévő instabil vagy metastabil ásványok oldódása folyamatosan alakítja a pórusfolyadék összetételét, és ezáltal döntően meghatározza a diagenetikus folyamatokhoz rendelkezésre álló reagenseket (MORAD 1998, MORAD et al. 2000, WORDEN & BURLEY 2003, APPELO & POSTMA 2009, BOGGS 2009, BJØRLYKKE 2014).

Kőzettani megfigyeléseink alapján nyilvánvaló, hogy a Hód–I fúrás törmelékanyaga polimikt; mind ásványos összetételét, mind szövetét tekintve éretlen üledékes kőzetváltozatokat tartalmaz. A vázalkotó szemcsék között előforduló, nagy mennyiségű törmelékes karbonátkőzet (mészkő, dolomit), metamorf kőzettörmelék, törmelékes rétegszilikát (biotit, klorit, muszkovit), valamint áthalmozott tengeri ősmaradvány (pl. foraminifera, echinoidea) alapján a közeli, lokális forrás dominanciája feltételezhető. Ezt a 40. magfúrási szakasz palinológiai eredményére épülő őskörnyezeti megállapítás megerősíti, hiszen a domináns endemikus dinociszta együttes a szárazföldi törmelék-, illetve tápanyagforráshoz közelebbi (proximális) kifejlődésre utal.

A paragenetikai sorrendben (ami a diagenetikus események egymásutániságának értelmezett sorozata, relatív időbeli bemutatása) a diagenezis-történet első állomását mind a finomszemcsés mészmárga-, mind a homokkőmintákban a gömbös megjelenésű pirithalmazok képviselik (*9. ábra*). Pirit anyagú cement az eogenezis és a mezogenezis során egyaránt keletkezhet (MORAD 1998, WORDEN & BURLEY 2003, APPELO & POSTMA 2009). A framboidális (szub-mikrométeres nagyságú, szederre emlékeztető szerkezetű) pirit azonban tipikusan eogenetikus forma (<60–80 °C) és általában a szulfátion, valamint a törmelékes Fe^{3+} bakteriális redukciójával keletkezik akár a betemetődés legkorábbi stádiumában (kis, általában néhány méteres mélységben) a félig konszolidált üledékben (WORDEN & BURLEY 2003, MACHEL et al. 1995, MACHEL 2001, KRAJEWSKI & WOŹNY 2009). A bakteriális szulfátredukció folyamata során a rendelkezésre álló szerves anyag oldott oxigént nem tartalmazó (azaz anoxikus) pórusvízben oxidálódik. Ez a folyamat döntően tengeri vagy brakkvízi környezetben játszódik le, ahol a pórusvíz számottevő



9. ábra. A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) képviselő, az Endrődi Formációból származó minták diagenezistörténetét leíró paragenetikai sorrend. A szaggatott vonal az adott esemény lehatárolásának bizonytalanságát tükrözi

Figure 9. *Paragenetic sequence for diagenesis of the studied samples from Endrőd Formation, core Hódmezővásárhely–I (core 35, 5167.0–5183.0m; core 40, 5468.0–5486.0m). Stippled lines display uncertainty of process duration*

mennyiségű oldott szulfátiont tartalmaz (Machel et al. 1995, Machel 2001, Morad 1998). A szulfátredukció eredményeként keletkező szulfidion a rendelkezésre álló reaktív vassal (ami a korábbi szuboxikus zónában a Fe^{3+}-ionok redukciója során keletkezett Fe^{2+}-iont, illetve a Fe-tartalmú törmelékes ásványokat jelenti) Fe-szulfid fázist (mackinawit, greigit, pirit) hoz létre, amivel párhuzamosan megnövekszik a pórusfluidum alkalinitása (Morad 1998). A vizsgált mintákban a piritframboidok gyakori megjelenése ezért kiváló bizonyítéka annak, hogy a felhalmozódott üledék diagenezise jelentős szulfáttartalmú, azaz tengeri vagy brakk pórusvíz mellett indult meg. A Pannon-tó üledékeinek diagenetikus greigittartalmára már Babinszki et al. (2007) is felhívták a figyelmet, illetve a korai diagenetikus eredetű pirit több korábbi értelmezésben megjelent (pl. Magyar et al. 2004, Földvári et al. 2008, Lelkes & Thamó-Bozsó 2008, Vető 2008, Varga 2010, Zajzon et al. 2010, Nádasi 2011). Meg kell azonban említeni, hogy az idősebb üledékekből kis mennyiségben áthalmozott framboidális pirit szintén kerülhetett az Endrődi Formáció üledékgyűjtőjébe (pl. badeni ősmaradványok kitöltéseként, mészkőtörmelék alkotójaként), azonban ezek mennyisége a szöveti vizsgálatok alapján alárendelt (*I. tábla*, *a* és *b*).

Az általános megfigyelések szerint a megnövekedett alkalinitás a bakteriális szulfátredukció zónájában vasmentes vagy vasban szegény karbonátcement (kalcit, dolomit) kicsapódásának kedvez. A dolomitképződést a pórusvíz lecsökkenő szulfáttartalma szintén elősegíti (Morad 1998 és az általa hivatkozott irodalmak). Ebben a zónában viszonylag kis mennyiségű dolomit fordul elő, döntően a törmelékes dolomitszemcséken továbbnövekedési cementet alkotva (Morad 1998). Ennek megfelelően a vizsgált minták diagenezis-történetének következő cementációs eseményét a kalcitcement, illetve — megfelelő törmelékes összetétel mellett — a Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement kialakulása jelenti (*9. ábra*). Ez utóbbi arra utal, hogy az anoxikus pórusvíz szulfidtartalma lecsökkent, ennek megfelelően a rendelkezésre álló Fe^{2+}-ion felesleg a karbonátrácsba épült be (*III. tábla, 5–6. ábra*). Miután a törmelékes csillám a mechanikai kompakció hatására rugalmas deformációval kaptafaszerűen ráhajlik az ankerit szegélyű dolomitra (*5. ábra*, *a* és *b*), a vizsgált mintákban mind a Fe-dolomit-, mind az ankerit szegélycement a betemetődés mechanikai kompakcióval társuló szakaszához köthető.

A sekély betemetődési karbonátcementáció (döntően kalcit) közvetett bizonyítéka a korábban részletezett pontszerű, illetve vonalmenti szemcseilleszkedés, ami a mechanikai kompakció alárendelt szerepét jelzi a homokkövekben (*4. ábra*, *c*; *I. tábla, g*). A szöveti bélyegek arra utalnak, hogy az Endrődi Formáció vizsgált finomszemcsés kőzetváltozataiban, illetve azok homokkő betelepüléseiben a vázszemcsék korai mechanikai átrendeződésével, rotációjával párhuzamosan a cementáció a rendelkezésre álló pórustérfogatot szinte teljes egészében redukálta. A karbonátcement forrása nagy valószínűséggel részben az áthalmozott törmelékes karbonátszemcsék (kőzettörmelék, bioklaszt) oldódása és kiválása (azaz átrendeződése) lehetett. A kalcitcement kiválásához társuló geokémiai környezet a törmelékes kvarcszemcsék oldódásának kedvez (Hesse & Abid 1998, Morad 1998), ezért ehhez a folyamathoz kapcsoljuk a petrográfiai leírásban részletezett első kvarckorróziót (*I. tábla*, *f–h*).

A Makói-árokban az ankerit továbbnövekedést korábbi munkák vagy nem helyezték el egyértelműen a diagenezistörténetet leíró paragenetikai sorrendben (pl. Földvári et al. 2008, Lelkes & Thamó-Bozsó 2008), vagy — a Makó–6 és Makó–7 fúrások anyagának vizsgálata alapján — mély betemetődési folyamatokhoz (termokémiai szulfátredukció) kapcsolták, noha helyzetét és eredetét független módszerekkel kellően nem bizonyították (Vető 2008, Zajzon et al. 2010, Nádasi 2011). Munkánkban a Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement magját alkotó vasmentes dolomitkristályokat, illetve töredékeket egységesen törmelékes eredetűnek kezeltük. Szerves anyagot tartalmazó, finomszemcsés törmelékes rétegsorban azonban nem zárható ki, hogy a homokkő és az aleurolit elsődleges pórusaiban, illetve a lemezes agyagkőben dolomit-ankerit cement jelenjen meg parányi (20–100 μm) romboéderes kristályok formájában (pl. Krajewski & Woźny 2009). Krajewski & Woźny (2009) vizsgálatai szerint a dolomit-ankerit cement a szulfátredukció zónájához köthető autigén pirit és vasmentes kalcit kiválását követően, a szerves anyagban gazdag finomszemcsés üledék jelentős mértékű

kompakcióját kíséri. Ennek megfelelően képződése vi szonylag tág intervallumot foghat át a bakteriális szulfát redukció tartományától egészen a szerves anyag jelentős átalakulásával járó termális dekarboxiláció zónájáig (~40–100 °C). Ezen belül a kompakciós fluidumokból kiváló Fe-dolomit/ankerit cementgeneráció kristályosodása a ~80–100 °C hőmérsékleti tartományban a legintenzívebb (KRAJEWSKI & WOŹNY 2009). Annak eldöntése, hogy az Endrődi Formáció szerves anyagban gazdag kőzeteiben a törmelékes dolomitmagok mellett volt-e mód a fenti példához hasonló vasmentes dolomitcement kiválására a sekély betemetődés során, további részletes kutatást igényel (pl. stabilizotópos vizsgálatok). Az általunk vizs gált márgamintákban a palinológiai eredmények rámutat tak arra, hogy a szerves anyagot ért felfűtés biztosan elérte a 200–220 °C-ot, tehát az ankerit továbbnövekedési cement kiválását követően lehetőség volt a kerogén további degradációjára és a szénhidrogén-generációra (katagenezis tartománya). A mély betemetődési diagenezis során kémiai kompakcióra utaló bélyeg a szerves anyagos/pirites oldó dási filmek megjelenése, azonban ennek intenzitása nem lehetett számottevő.

A feni karbonátfázisokat követően a paragenetikai sorrend következő állomásait az agyagfrakció duzzadó komponenseinek csökkenése (illitesedés; *III. tábla*, *e* és *f*), illetve a mély betemetődési dolomit-helyettesítés jelentheti (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003, WORDEN & MORAD 2003, BOGGS 2009). A dioktaéderes szmektit diagenetikus illitesedése 70–90 °C felett válik intenzívvé (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003), ami többek között Ca^{2+} és Mg^{2+}-ionok felszabadulásával és karbonátfázis megjelenésével járhat (WORDEN & MORAD 2003). Ennek megfelelően feltételezzük, hogy a kalcitcementben megjelenő izolált dolomit romboéderek, illetve a dolomit kőzettörmelék felületén növekedő, a kalcitcementet helyettesítő, vasmentes dolomitkristályok ehhez a folyamathoz kapcsolódnak (*I. tábla*, *f*). Elkülönítésüket az indokolta, hogy nem társult hozzájuk a korábban részletezett Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement. Genetikájuk pontosítása azonban további kutatást igényel.

Petrográfiai eredményeink értelmezése alapján a fent bemutatott autigén fázisok közül a legutolsó eseményt a sajátalakú pirithalmazok képviselik, amelyek részben a vázalkotó szemcséket helyettesítik (*II. tábla, e–h*). A szakirodalom szerint a mezogenetikus pirit általában nagyobb kristályméretű, félig vagy teljesen sajátalakú. Gyakran az egyik utolsó cementgeneráció tagjaként jelenik meg hematit vagy goethit redukciójával, szénhidrogének jelenlétében (WORDEN & BURLEY 2003, MACHEL et al. 1995, MACHEL 2001). A késői piritgeneráció diagenetikus képződési mechanizmusa a termokémiai szulfátredukció lehetett, aminek lehetőségét a Makói-árokban már több korábbi tanulmány felvetette (VETŐ 2008, VARGA 2010, ZAJZON et al. 2010, NÁDASI 2011), bár ez a folyamat az adott területen kellően még nem bizonyított, továbbá nem befolyásolhatta jelentős mértékben a szénhidrogén-rendszert. A termokémiai szulfátredukció általában evaporitot (anhidrit, gipsz) tartalmazó rétegsorok mélybetemetődési folyamatait kíséri (~100–140 °C hőmérsékleten), ezek elsődleges jelenlétére viszont nincsenek meggyőző bizonyítékok a Makói-árok Endrődi Formációba sorolt kőzeteiben.

A késői generációs pirit kialakulásának értelmezésekor nem zárható ki az, hogy az áthalmozott idősebb üledékanyagban (pl. badeni, szarmata, triász) őrződött meg szulfátásvány, hiszen a terület alsó-triász kifejlődését evaporitos tengeri üledékes kőzetösszlet képviseli (BÉRCZINÉ MAKK 1998 és az általa hivatkozott irodalmak), illetve a környező badeni képződmények is tartalmazhatnak gipsz/anhidrit betelepüléseket (pl. PÁVEL 2015). A lokális forrás hatásának vizsgálata azonban eddig nem kapott megfelelő hangsúlyt. Alternatív lehetőség, ha a medence léptékű fluidummigrációval számolunk (MORAD et al. 2000, WORDEN & BURLEY 2003). Ebben az esetben a környező, idősebb evaporitos képződmények kompakciós eredetű formációvize kerülhetett kapcsolatba az Endrődi Formáció szerves anyag tartalmával, illetve az abban keletkezett szénhidrogénnel. Ennek tisztázása azonban célzott kutatásokat igényel. További, eddig részleteiben nem vizsgált szulfidforrás lehet a badeni–pannóniai medencekitöltéshez kapcsolódóan Üllés–Ruzsa–Bordány térségében megismert bazaltos vulkanizmus (Keceli Bazalt Formáció; SZABÓ et al. 2009 és a benne hivatkozott irodalmak). A vulkanizmus kora különböző vizsgálatok alapján 8–11 millió év közöttire tehető (CSEREPESNÉ MESZÉNA 1978, PAP 1983, BALÁZS & NUSSZER 1987). A vulkáni képződményekkel (bazalt és piroklasztit) közberétegződően, illetve annak fedőjében az Endrődi Formáció kőzetei azonosíthatók. Fontossága ellenére, a Szegedi-medence és a Makói-árok szerkezeti viszonyainak kialakulásában, illetve diagenezisében e vulkáni esemény hatása napjainkban sem ismert kielégítő szinten, noha a Makói-árok intenzív mélyülésének fő fázisa pannóniai (SZUROMI-KORECZ et al. 2004, MAGYAR 2010, PIGOTT & RADIVOJEVIĆ 2010, MATENCO & RADIVOJEVIĆ 2012, BADA et al. 2014).

A fenti gondolatmenet felhívja a figyelmet arra, hogy a Pannon-medence mélymedencéit kitöltő üledékes rétegsor lehordási területének részletes petrográfiai vizsgálata kulcsfontosságú információkat szolgáltatna a diagenezis-történet minél teljesebb megismeréséhez. A bonyolult aljzatmorfológiájú medencékben felhalmozódó üledékanyag ugyanis gyakran összetett forrásból származik (pl. CRITELLI et al. 2007). Amíg a tengeri üledékes környezetekben a tengerszint ingadozásai, illetve a különböző víz alatti áramlások erodálják a medencén belüli aljzatmagaslatok kőzetanyagát (pl. CRITELLI et al. 2007), addig az izolált Pannon-tóban a tektonikus és klimatikus okokra visszavezethető vízszintingadozások, illetve a folyóvízi hordalékszállításhoz kapcsolódó zagyárak eróziós hatásával kell számolnunk (MAGYAR 2010, JUHÁSZ Gy. et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013, TŐKÉS & SZTANÓ 2015). A szinrift extenzió következtében ugyanis a Pannon-medence tagolt aljzatában egymástól kis távolságban helyezkedtek el mélyedések és aljzatmagaslatok, a részmedencék pedig korlátozóként viselkedhettek, hiszen kiterjedésük a zagyárak lehetséges kifutásához képest viszonylag kicsi (SZTANÓ et al. 2013, 2015; TŐKÉS & SZTANÓ 2015).

Következtetések

Munkánkban a Hód–I fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszaiból (5167–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) választottunk ki az Endrődi Formációba sorolt kőzeteket (Tótkomlósi Tagozat, finomszemcsés mészmárga és homokkő) komplex palinológiai, ásvány-kőzettani és diagenezis-történeti vizsgálathoz. Valamennyi minta kőzettani összetétele nagyon hasonló, a szemcsemérettől függően a komponensek arányában figyelhető meg különbség. A kevert összetételű, sziliciklasztos–karbonátos kőzetek mikrites–mikropátos kalcitból, agyagásványokból és kőzetliszt–homok méretű, szögletes törmelékszemcsékből (monokristályos és polikristályos kvarc, muszkovit, biotit, klorit; karbonáttörmelék, metamorf kőzettörmelék) állnak. A polimikt, ásványos összetételében és szövetében éretlen üledékanyag alapján a közeli, lokális forrás dominanciája feltételezhető, ami a környező aljzatmagaslatok kőzeteinek eróziójára hívja fel a figyelmet.

A palinológiai vizsgálat során hat kőzetmintából 28 taxont sikerült meghatározni. A dinoflagellatákat elsősorban a *Spiniferites* nemzetség endemikus fajai és alfajai képviselik, valamint proximat ciszták (*Virgodinium* spp., *Pontiadinium* spp., *Impagidinium*, *Tectatodinium*) fordultak elő. A szárazföldi palinomorfákat két légzsákos fenyőpollen és Cupressaceae pollen képviseli. A palinomorfák megtartása a betemetődés során jelentős hőmérsékleti hatásra, valamint az üledékes szerves anyag nagyfokú érettségére utal.

Hasonlóan a korábbi rétegtani besoroláshoz, a 40/19 minta együttese a *Spiniferites bentorii oblongus* Zónába tartozik. A 35. magrészből származó minták a *Spiniferites paradoxus* Zóna együttesével mutatnak egyezést. Az idősebb zóna dinociszta-együttese valószínűleg a parthoz közelebbi és/vagy nagyobb tápanyagbeáramlással jellemzett környezetet jelez. A *Spiniferites paradoxus* Zóna együttesében a membránós és proximat ciszták növekvő mennyiségéből az általános vízszintemelkedésre, a felszíni vizek ingadozó sótartalmára, a vízoszlopban bekövetkező ideiglenes oxigénszegény állapotok kialakulására és/vagy csökkent tápanyagbeáramlásra lehet következtetni. A *Spiniferites paradoxus* Zóna közösségének nagy kiterjedése egybe esik a Pannon-tó legnagyobb kiterjedési periódusával, és az eddigi értelmezéssel ellentétben nem lagunáris környezetet jelez.

A paragenetikai sorrendben a diagenezis-történet első állomását mind a finomszemcsés mészmárga-, mind a homokkőmintákban a framboidális pirithalmazok képviselik. Ezek alapján az üledékképződési környezet jelentősebb mennyiségű oldott szulfátot tartalmazott, azaz a brakk jelleg megerősíthető. A megnövekedett alkalinitás következtében a bakteriális szulfátredukció zónájában vasmentes karbonátcement (kalcit) vált ki, amit Fe-dolomit/ankerit továbbnövekedési cement követett. A laza szemcseilleszkedés a mechanikai kompakció alárendelt szerepét jelzi a homokkövekben. A vázszemcsék mechanikai átrendeződésével, rotációjával párhuzamosan a karbonátos cementáció a rendelkezésre álló pórustérfogatot szinte teljes egészében redukálta (a vizsgált kőzetek makro- és mikroporozitása elhanyagolható). A karbonát legfontosabb forrása az áthalmozott törmelékes karbonátszemcsék (kőzettörmelék, bioklaszt) oldódása, majd cementként és helyettesítésként történő kiválása lehetett.

A mély betemetődési diagenezis során elkülönített események a kémiai kompakció (szerves anyagos/pirites nyomási oldódási filmek megjelenése), az agyagásványok illitesedése, dolomithelyettesítés a kalcitcementben, valamint késői pirit megjelenése. Ez utóbbi eredete az eddigi vizsgálatok alapján nem határozható meg egyértelműen.

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alap (korábbi Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok, OTKA) K 108375 nyilvántartási számú projektjének keretein belül készült (vezető kutató: Raucsikné Varga Andrea). A vékonycsiszolatok elkészítéséért Bencsik Attilának, az XRD mérések során nyújtott mintaelőkészítésben Tóth Ferencnek mondunk köszönetet. Marianna Kováčová-nak a palinológiai minták preparálásában nyújtott segítségért, Barrie Dale-nek a dinoflagellaták ökológiájára vonatkozó tanácsaiért tartozunk köszönettel. Baranyi Viktória pannóniai dinoflagellata kutatásait a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal (NKFIH 116618 nyilvántartási számú projekt) és az AASP Student Award 2012 támogatja. A K+F részeredmények publikálását a MOL Nyrt. engedélyezte; munkánk különböző fázisaiban nyújtott segítségét Kiss Károlynak, Volter Györgynek, Kiss Balázsnak és Ricza Tamásnak külön köszönjük.

A kézirat gondos bírálatáért Hips Kinga és Magyar Imre lektorokat, valamint Sztanó Orsolya főszerkesztőt illeti külön köszönet.

Irodalom — References

ANDERSON, D. M., TAYLOR, C. D. & ARMBRUST, E. V. 1987: The effects of darkness and anaerobiosis on dinoflagellate cyst germination. — *Limnology and Oceanography* **32,** 340–351.

APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. 2009: Geochemistry, groundwater and pollution. — CRC Press, 2nd edition, Fourth corrected reprint, 649 p.

BABINSZKI, E., MÁRTON, E., MÁRTON, P. & KISS, L. F. 2007: Widespread occurrence of greigite in the sediments of Lake Pannon: Implications for environment and magnetostratigraphy. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **252,** 626–636.

BADA, G., DOMBRÁDI, E., HORÁNYI, A., MOLNÁR, G., SZTANÓ, O. & SHEVELEV, M. 2014: The Algyo Turbidite Gas Play in the Mako Trough, Pannonian Basin, Hungary. — *Neftyanoe Khozyaistvo* **5**, 72–76.

BADICS, B., UHRIN, A., VETŐ, I., BARTHA, A. & SAJGÓ, Cs. 2011: Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban. — *Földtani Közlöny* **141/1,** 23–40.

BAKRAČ, K., KOCH, G. & SREMAC, J. 2012: Middle and Late Miocene palynological biozonation of the south-western part of Central Paratethys (Croatia). — *Geologica Croatica* **65/2,** 207–222.

BALÁZS E. & NUSSZER A. 1987: Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **69,** 95–113.

BATTEN, D. J. 1996: Palynofacies and petroleum potential. — In: JANSONIUS, J., MCGREGOR, D. C. (Eds.): *Palynology: Principles and Applications.* — American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 1065–1084.

BÉRCZI, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression in the Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. — *AAPG Memoir* **45,** 107–116.

BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. L. 1985: Process and depositional environments within Neogene deltaic–lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31,** 55–74.

BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol–MÁFI kiadvány, Budapest, 281–295.

BJØRLYKKE, K. 2014: Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. — *Sedimentary Geology* **301,** 1–14. (http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.12.002)

BOGGS, S. JR. 2009: *Petrology of Sedimentary Rocks*. — Cambridge University Press, 600 p. (http://dx.doi.org/10.1017/cbo9780511626487)

BRINKHUIS, H. 1994: Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **107,** 121–163. (http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(94)90168-6)

CHALONER, W. G. & MUIR, M. 1968: Spores and floras. — In: MURCHISON, D. G. & WESTALL, T. S. (eds): *Coal and Coal-bearing Strata*, Edinburgh, Oliver and Boyd, 127–146.

CRITELLI, S., LE PERA, E., GALLUZZO, F., MILLI, S., MOSCATELLI, M., PERROTTA, S. & SANTANTONIO, M. 2007: Interpreting siliciclastic-carbonate detrital modes in foreland basin systems: An example from Upper Miocene arenites of the central Apennines, Italy. — In: ARRIBAS, J., CRITELLI, S. & JOHNSSON, M. J. (eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. — *Geological Society of America Special Paper* **420,** 107–133. (http://dx.doi.org/10.1130/2006.2420(08))

CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1978: A Kiskunhalas-Ny-3. szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsó-pannóniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. — *Földtani Közlöny* **108/1,** 53–64.

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

DALE, B. & DALE, A. L. 2002: Environmental applications of dinoflagellate cysts and acritarchs. — In: HASLETT, S. K. (ed.): *Quaternary environmental micropalaeontology.* Arnold, London, 207–240.

DICKSON, J. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Research* **36,** 491–505. (http://dx.doi.org/10.1306/74D714F6-2B21-11D7-8648000102C1865D)

FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. & KÓNYA, P. 2008: Determination of mineralogical composition of the investigated core samples, Makó Trough (X-ray diffraction, thermal analysis). — In UNGER, Z. (ed.): *Executive Summary on Core Analysis Data and Procedures on the Wells Drilled in Makó Trough.* — MÁFI jelentés, Budapest, Appendix 3/1, 82 p.

FRASER, W. T., WATSON, J. S., SEPHTON, M. A., LOMAX, B. H., HARRINGTON, G., GOSLING, W. D. & SELF, S. 2014: Changes in spore chemistry and appearance with increasing maturity. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **201,** 41–46. (http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.11.001)

GRIMM, E. C. 1991–2001: Tilia, TiliaGraph and TGView Software. — Illinois State Museum, Springfield, Illinois, USA

HESSE, R. & ABID, I. A. 1998: Carbonate cementation – the key to reservoir properties of four sandstone levels (Cretaceous) in the Hibernia Oilfield, Jeanne d'Arc Basin, Newfoundland, Canada. — In: MORAD, S. (ed.): Carbonate Cementation in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special Publication* **26,** 363–393. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304893.ch16)

JUHÁSZ, A. 1999: *Diagenetic constraints on Paleohydrodynamic and Thermal Reconstruction of Neogene Sediments at the Békés Basin – Battonya High Hydrocarbon Province, SE Hungary.* — PhD dissertation, University of Bern, Switzerland, 154 p.

JUHÁSZ, A., M. TÓTH, T., RAMSEYER, K., MATTER, A. 2002: Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Chemical Geology* **182,** 91–120. (http://dx.doi.org/10.1016/s0009-2541(01)00269-8)

JUHÁSZ GY. 1992: A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. — *Földtani Közlöny* **122,** 133–165.

JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124,** 341–365.

JUHÁSZ GY. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* Mol–MÁFI kiadvány, Budapest, 469–483.

JUHÁSZ GY. & THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele II. — A pannóniai s.l. homokok és homokkövek ásványi összetétel változásának tendenciái és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlöny* **136,** 431–450.

JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I. & HATALYÁK, P. 2013: The Alpar canyon system in the Pannonian Basin, Hungary – its

morphology, infill and development. — *Global and Planetary Change* **103,** 174–192. (http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.003)

Kázmér, M. 1990: Birth, life and death of the Pannonian Lake. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **79,** 171–188. (http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(90)90111-j)

Kern, A., Harzhauser, M., Soliman, A., Piller, W. E. & Gross, M. 2012: Precipitation driven decadal scale decline and recovery of wetlands of Lake Pannon during the Tortonian. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **317–318,** 1–12. (http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.11.021)

Krajewski, K. P. & Woźny, E. 2009: Origin of dolomite ankerite cement in the Bravaisberget Formation (Middle Triassic) in Spitsbergen, Svalbard. — *Polish Polar Research* **30/3,** 230–248. (http://dx.doi.org/10.4202/ppres.2009.11)

Lelkes, Gy. & Thamó-Bozsó, E. 2008: Results of microscopic study of thin-sections of Makó–6 core 3, Makó–7 core 1–6 and Magyarcsanád–1 core 1–2. — in Unger, Z. (Ed.): Executive Summary on Core Analysis Data and Procedures on the Wells Drilled in Makó Trough. — MÁFI jelentés, Budapest, Appendix 4/2, 145 p.

Levandowsky, M. & Kaneta, P. 1987: Behaviour in dinoflagellates. — In: Taylor, F. J. R. (ed.): *The biology of dinoflagellates.* Blackwell Scientific, Oxford, 330–397.

Machel, H. G. 2001: Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings — old and new insights. — *Sedimentary Geology* **140,** 143–175. (http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738(00)00176-7)

Machel, H. G., Krouse, H. R. & Sassen, R. 1995: Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. — *Applied Geochemistry* **10,** 373–389. (http://dx.doi.org/10.1016/0883-2927(95)00008-8)

Magyar, I. 2010: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. — Geolitera, Szeged, 140. p.

Magyar, I., Geary, D. H. & Müller, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147,** 151–167. (http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(98)00155-2)

Magyar, I., Geary, D.H., Sütő-Szentai, M., Lantos, M. & Müller, P. 1999b: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42/1,** 5–31.

Magyar I., Juhász Gy., Szuromíné Korecz A. & Sütőné Szentai M. 2004: A pannóniai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–pusztaföldvári-hátság környezetében. — *Földtani Közlöny* **134/4,** 521–540.

Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K. & Pócsik, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103,** 168–173. (http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007)

Marret, F., Leroy, S., Chalié, F. & Gasse, F. 2004: New organic-walled dinoflagellate cysts from recent sediments of Central Asian seas. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **129,** 1–20. (http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2003.10.002)

Marret, F. & Zonneveld, K. A. F. 2003: Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **125,** 1–200. (http://dx.doi.org/10.1016/s0034-6667(02)00229-4)

Matenco, L. & Radivojević, D. 2012: On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and the Dinarides. — *Tectonics* **31** (TC6007), 31 p. (http://dx.doi.org/10.1029/2012tc003206)

Mátyás, J. & Matter, A. 1997: Diagenetic indicators of meteoric flow in the Pannonian Basin, southeastern Hungary. — In: Montanez, I. P., Gregg, J. M. & Shelton, K. L. (eds): Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical, and Hydrologic Considerations, *Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* **57,** 281–296. (http://dx.doi.org/10.2110/pec.97.57.0281)

Morad, S. 1998: Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. — In: Morad, S. (ed.): Carbonate Cementation in Sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication* **26,** 1–26. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304893.ch1)

Morad, S., Ketzer, J. M. & De Ros, L. F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. — *Sedimentology* **47** (Millenium Reviews), 95–120. (http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x)

Mudie, P. J., Aksu, A. E. & Yasar, D. 2001: Late Quaternary dinoflagellate cysts from the Black, Marmara and Aegean seas: variation in assemblages, morphology and paleosalinity. — *Marine Micropalaeontology* **43,** 155–178. (http://dx.doi.org/10.1016/s0377-8398(01)00006-8)

Nádasi E. 2011: Szulfátredukció ásványtani vizsgálata a Makói-árok mélyebb részén. — *Szakdolgozat,* Miskolci Egyetem, Ásvány-Kőzettan Tanszék, Miskolc, 100 p.

Pap S. 1983: Alsó-pannóniai bazaltvulkanizmus Balástya és Üllés-Ruzsa-Zákányszék térségében. — *Földtani Közlöny* **113/2,** 163–170.

Pável E. 2015: Egy dél-alföldi szénhidrogén-kutatási terület neogén sorozatának geológiai és geokémiai vizsgálata és medencemodellje — esettanulmány. — Diplomamunka (Geológus MSc), ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 122 p.

Pigott, J. D. & Radivojević, D. 2010: Seismic Stratigraphy Based Chronostratigraphy (SSBC) of the Serbian Banat Region of the Pannonian Basin. — *Central European Journal of Geosciences* **2/4,** 481–500. (http://dx.doi.org/10.2478/v10085-010-0027-2)

Popescu, S.-M., Melinte M. C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Quillévéré, F. & Sütő-Szentai, M. 2007: Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the „latest Messinian" northern Appennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). — *Geobios* **40,** 359–373. (http://dx.doi.org/10.1016/j.geobios.2006.11.005)

Popescu, S.-M., Dalesme, F., Jouannic, G., Escarguel, G., Head, M. J., Melinte-Dobrinescu, M. C., Sütő-Szentai, M., Bakrač, K. & Suc, J.-P. 2009: *Galeacysta etrusca* complex: Dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes to the Mediterranean sea before and after the peak of the Messinian salinity crisis. — *Palynology* **33,** 105–134. (http://dx.doi.org/ 10.2113/gspalynol.33.2.105)

Pross, J. 2001: Paleo-oxygenation in Tertiary epeiric seas: Evidence from dinoflagellate cysts. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **166,** 369–381. (http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(00)00219-4)

Riding, J. B. & Kyffin-Hughes, J. E. 2004: A review of the laboratory preparation of palynomoprhs with a description of an effective non-acid technique. — *Revista Brasileira de Paleontologia* **7,** 13–44. (http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2004.1.02)

Rischák, G. & Viczián, I. 1974: Mineralogical factors determining the intensity of basal reflections of clay minerals. — *MÁFI Évi Jelentés 1972-ről*, 229–256.

Rochon, A., Mudie, P. J., Aksu, A. E. & Gillespie, H. 2002: Pterocysta gen. nov.: A new dinoflagellate cyst from Pleistocene

glacial stage sediments of the Black and Marmara Seas. — *Palynology* **26,** 95–105. (http://dx.doi.org/10.1080/01916122.2002.9989568)

RUNDIĆ, L., GANIĆ, M., KNEŽEVIĆ, S., SOLIMAN, A. 2011: Upper Miocene Pannonian sediments from Belgrade (Serbia): new evidence and paleoenvironmental considerations. — *Geologica Carpathica* **62,** 267–278. (http://dx.doi.org/10.2478/v10096-011-0021-z)

SAJGÓ, CS., HORVÁTH, Z. A. & LEFLER, J. 1988: An organic maturation study of the Hód–I borehole, Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution.* — *AAPG Memoir* **45,** 297–310.

SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1,** 139–183. (http://dx.doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3)

SLUIJS, A., PROSS, J. & BRINKHUIS, H. 2005: From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. — *Earth-Science Reviews* **68/3–4,** 281–315. (http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.001)

STAPLIN, F. L. 1969: Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **17,** 47–66.

SÜTŐ-SZENTAI, M. 1988: Microplankton zones of organic skeleton in the Pannonian s.l. stratum complex and in the upper part of the Sarmatian strata. — *Acta Botanica Hungarica* **34,** 339–356.

SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1994: Dinoflagellaták jelentősége a Pannon-medence globális kapcsolataihoz a mátraaljai Detk–I. sz. fúrás alapján. — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **20,** 13–29.

SÜTŐ-SZENTAI, M. 2000: Organic walled microplankton zonation of the Pannonian s.l. in the surroundings of Kaskantyú, Paks and Tengelic (Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1994–1995. évről*, 153–175.

SÜTŐNÉ SZENTAI M. 2012: Szervesvázú mikroplankton zónák a szarmata és a pannóniai emeletek határán Magyarországról. — e-*Acta Naturalia Pannonica* **4,** 5–34.

SZABÓ B., HETÉNYI M., SCHUBERT F., MILOTA K. & M. TÓTH T. 2009: Repedezett bazalt anyagú szénhidrogén rezervoárok Üllés–Ruzsa–Bordány térségében. — In: M. TÓTH (szerk.): M*agmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, Szeged, 307–323.

SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHESE, D., W. & WALLISE, R., J. 2013: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103,** 149–167. (http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026)

SZTANÓ, O., HORÁNYI, A., MOLNÁR, G. & BADA, G. 2015: One basin, three different turbidite systems: Late Miocene, Makó Trough, Pannonian Basin, Hungary. — Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology, Krakow, Poland, p. 518.

SZUROMI-KORECZ, A., SÜTŐ-SZENTAI, M. & MAGYAR, I. 2004: Biostratigraphic revision of the Hód-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian Stage. — *Geologica Carpathica* **55,** 475–485.

TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P., & TÓTH, T. 1999. Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **156,** 215–250. (http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12)

THAMÓNÉ BOZSÓ E., JUHÁSZ GY. & Ó. KOVÁCS L. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele I. — A pannóniai s.l. homokok és homokkövek jellemzői és eredete. — *Földtani Közlöny* **136,** 407–430.

TŐKÉS L. & SZTANÓ O. 2015: Zagyárak „mutatványai" és a turbiditkorlátozó medencék: szemle. — *Földtani Közlöny* **145/2,** 151–172.

UHRIN A. 2011: A Pannon-tó só- és vízháztartásának számítása. — *Földtani Közlöny* **141/4,** 383–392.

VARGA, A. 2010: Tentative diagenetic history in the Makó trough: An integrated approach based on previous mineralogical, petrographic and geochemical data. — Report for TXM Oil and Gas Exploration Ltd., Hortseed Ltd., Veszprém, 30 p.

VETŐ, I. 2008: Source rocks and hydrocarbon alteration in the Makó through. — In: UNGER, Z. (ed.): Executive Summary on Core Analysis Data and Procedures on the Wells Drilled in Makó Trough. — MÁFI jelentés, Budapest, Chapter VI, 26 p.

WALL, D. & DALE, B. 1968: Modern dinoflagellate cysts and the evolution of the Peridiniales. — *Micropaleontology* **14,** 265–304. (http://dx.doi.org/ 10.2307/1484690)

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

WOOD, G. D., GABRIEL, A. M. & LAWSON, J. C. 1996: Palynological techniques – processing and microscopy. — In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D. C. (eds): Palynology: Principles and applications. — AASP Foundation, Dallas, 1, 29–50.

WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2003: Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. — In: BURLEY S. D. & WORDEN R. H. (eds): *Sandstone diagenesis: Recent and Ancient.* — Blackwell Publishing, Oxford, 3–44. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304459.ch)

WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2003: Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (eds): *Clay Mineral Cements in Sandstones.* — Blackwell Publishing, Oxford, 3–41. (http://dx.doi.org/10.1002/9781444304336.ch1)

YULE, B., CARR, A. D., MARSHALL, J. E. A., ROBERTS, S. 1999: Spore transmittance (%St): a quantitative method for spore colour analysis. — *Organic Geochemistry* **30,** 567–581. (http://dx.doi.org/ 10.1016/s0146-6380(99)00054-6)

ZAJZON, N., VETŐ, I., DEMÉNY, A., PINTÉR, F. & FÖLDVÁRI, M. 2010: Pyrite generations and ankerite in the deepest sediments of the Makó-trench (Pannonian basin). — In: ZAHARIA, L., KIS, A., TOPA, B., PAPP, G. & WEISZBURG, T. G. (eds): IMA 2010 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, Budapest, Hungary, 21–27 August, *Acta Miner. Petr. Abstract Series (Szeged)* **6,** p. 19.

ZONNEVELD, K. A. F., MARRET, F., VERSTEEGH G. J. M., BOGUS, K., BONNET, S., BOUIMETARHAN I., CROUCH, E., DE VERNAL, A., ELSHANAWANY, R., EDWARDS, L., ESPER, O., FORKE, S., GRŘSFJELD, K., HENRY, M.,HOLZWARTH, U., KIELT, J.-F., KIM, S-Y., LADOUCEUR, S., LEDU, D., CHEN, L., LIMOGES, A., LONDEIX, L., LU, S.-H., MAHMOUD, M. S., MARINO, G., MATSUOKA, K., MATTHIESSEN, J., MILDENHAL, D. C., MUDIE, P., NEIL, H. L., POSPELOVA, V., QI, Y., RADI, T., RICHEROL, T., ROCHON, A., SANGIORGI, F., SOLIGNAC, S., TURON, J.-L., VERLEYE, T., WANG, Y., WANG, Z. & YOUNG, M. 2012: Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 datapoints. — *Review of Palaeobotany and Palynology* **191,** 1–197. (http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.003).

Kézirat beérkezett:

I. tábla — Plate I

A Hódmezővásárhely Hód–I jelű fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) képviselő minták összetétele és szöveti jellemzői.

a) és b) Kőzetliszt–aprószemcsés homok méretű törmelékes szemcséket (kvarc, klorit, muszkovit, karbonát) tartalmazó márga (35/30 minta; 1N). Bioklaszt vázelemek (nyilak), framboidális pirithalmazok és szerves anyag fragmentumok figyelhetők meg;

c) Perforált ostracoda félteknő és framboidális pirithalmazok (40/9 minta; 1N);

d) Korai pátos kalcitcementtel kitöltött ostracodaváz (40/9 minta; 1N, festett vékonycsiszolat);

e) Szenesedett növénymaradvány jól felismerhető sejtszerkezettel (40/9 minta; 1N; kék műgyantával impregnált minta). A szemcsén belüli pórusokat részlegesen pirit, majd kalcitcement tölti ki;

f–h) Kalcitcement (halványpiros), korrodált kvarcszemcsék (piros nyilak), valamint romboéderes dolomitkristályok (sárga nyíl) homokkőben (40/9 minta; 1N, festett vékonycsiszolat; h: 40/43 minta, konglomerátum)

Jelmagyarázat: Lm = metamorf kőzettörmelék; ms = muszkovit; bt = biotit; chl = klorit; pyr = pirit; om = szerves anyag

Plate I.

Mineralogical and textural features of the studied samples derived from cores 35 and 40 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m and 5468.0–5486.0 m, respectively).

a) and b) Silt- to fine-grained-sand-sized detrital grains (quartz, chlorite, muscovite, carbonate fragment) in a marl sample (sample 35/30; parallel nicols). Note bioclast fragments (arrows), framboidal pyrites and organic matter fragments;

c) Ostracod valve and framboidal pyrites (sample 40/9; parallel nicols);

d) Ostracod valves filled with calcite cement of an early diagenetic origin (sample 35/9; parallel nicols, stained thin section);

e) Coaly plant fragment showing cellular sructures. Primary pores are partly filled with pyrite and/or calcite (sample 40/9; parallel nicols, impregnated with blue-dyed epoxy resin);

f–h) Calcite (pink) cement, corroded quartz grains (red arrows) and dolomite crystals (yellow arrow) (sample 40/9; parallel nicols, stained thin section; h: sample 40/43, conglomerate)

Abbreviation: Lm = metamorphic rock fragment; ms = muscovite; bt = biotite; chl = chlorite; pyr = pyrite; om = organic matter

II. tábla — Plate II

A Hódmezővásárhely Hód–I jelű fúrás 35. és 40. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m, illetve 5468,0–5486,0 m) képviselő minták összetétele és szöveti jellemzői.

a) és b) Orientált kőzetliszt méretű, törmelékes csillámok, kvarc, framboidális pirithalmazok, továbbá pirittel és pátos kalcittal kitöltött foraminifera vázak (40/19 minta; 1N);

c) Bakteriális szulfátredukcióra utaló framboidális pirithalmazok (40/9 minta; visszaszórt elektronkép, SEM/BSE);

d) Sajátalakú piritkristályok (40/9 minta; visszaszórt elektronkép, SEM/BSE);

e) és f) Pirit cement, valamint pirit általi részleges szemcsehelyettesítés a homokkő betelepülésben (35/30 minta; 1N és +N);

g) és h) Sajátalakú piritkristályok, amelyek részlegesen a vázalkotó kvarcszemcséket is helyettesítik. A pirit belsejében látható szabálytalan alakú sötét zárványokat kvarc alkotja (35/30 minta; visszaszórt elektronkép, SEM/BSE)

Jelmagyarázat: Qm = monokristályos kvarc; ms = muszkovit; bt = biotit; pyr = pirit; qtz = kvarc

Plate II.

Mineralogical and textural features of the samples derived from cores 35 and 40 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m and 5468.0–5486.0 m, respectively).

a) and b) Oriented silt-sized detrital micas, quartz grains, framboidal pyrites and foraminifera fragments (arrows) filled with pyrite and sparitic calcite cement (sample 40/19; parallel nicols);

c) Pyrite framboids reflecting bacterial sulphate reduction (sample 40/9; SEM BSE image);

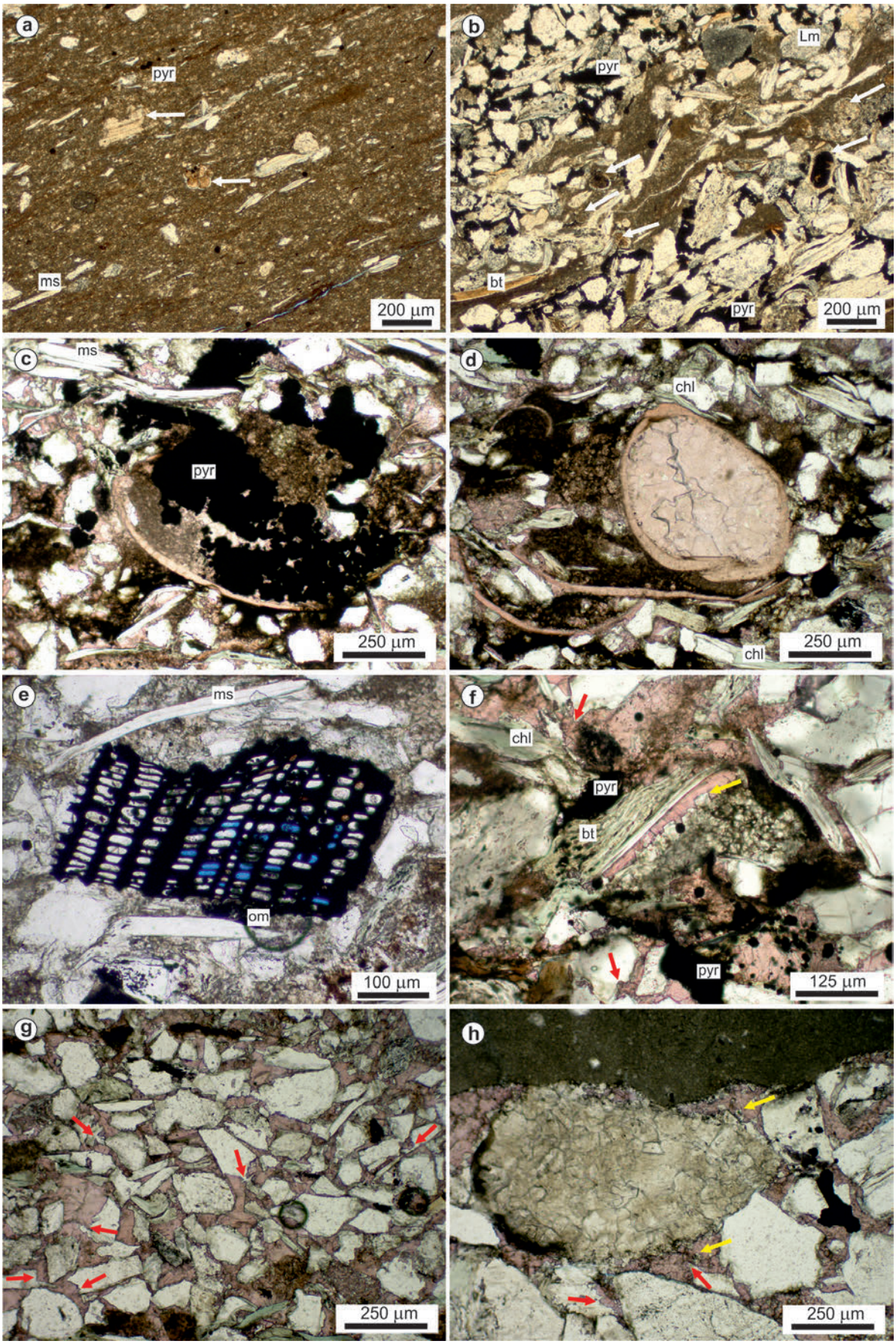
d) Euhedral pyrite crystals (sample 40/9; SEM BSE image);

e) and f) Pervasive pyrite cement and replacive pyrite in a sandstone sample (sample 35/30; parallel and crossed nicols);

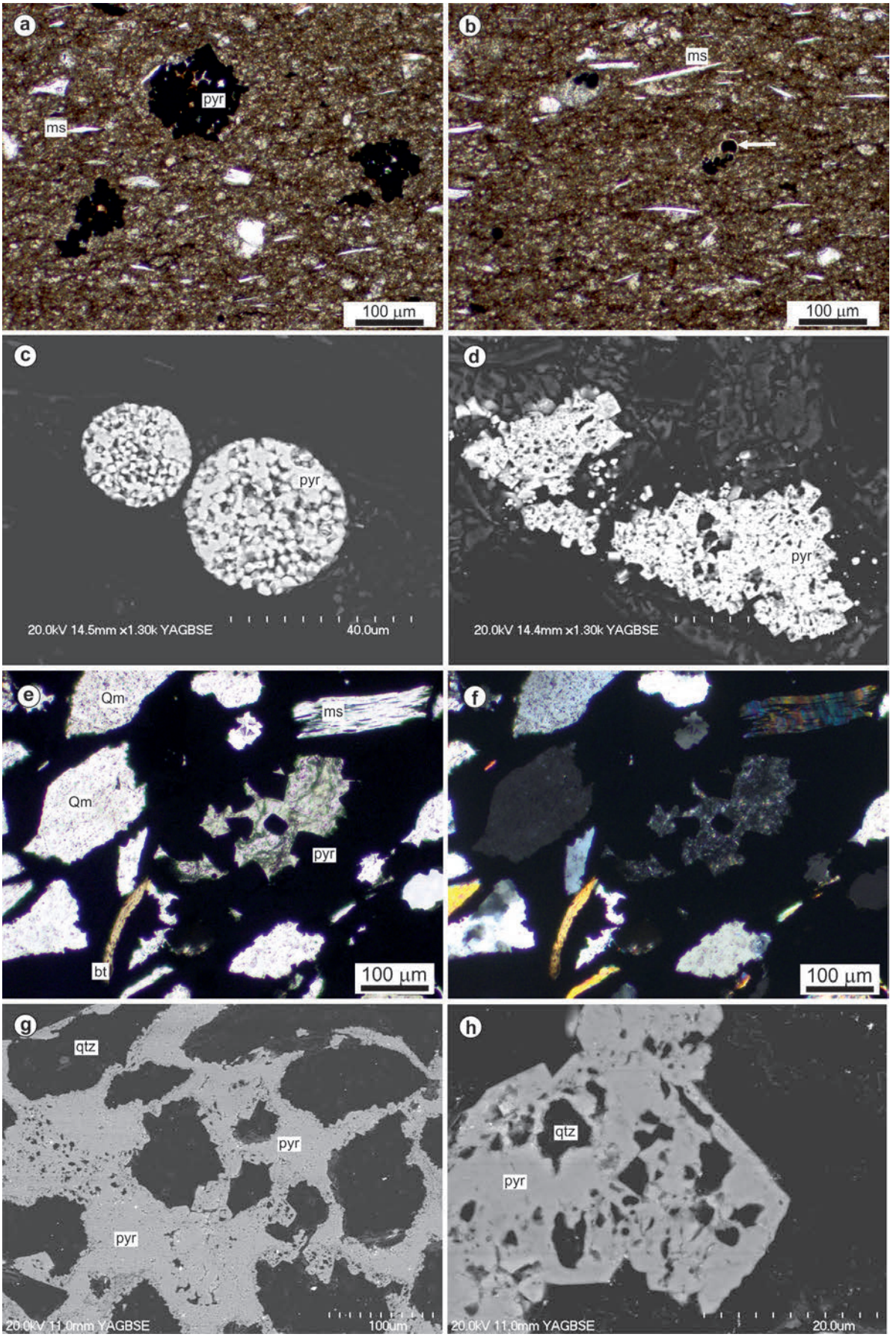
g) and h) Euhedral pyrite. Note quartz inclusions in the pyrite crystals (sample 35/30; SEM BSE images)

Abbreviation: Qm = monocrystalline quartz; ms = muscovite; bt = biotite; pyr = pyrite; qtz = quartz

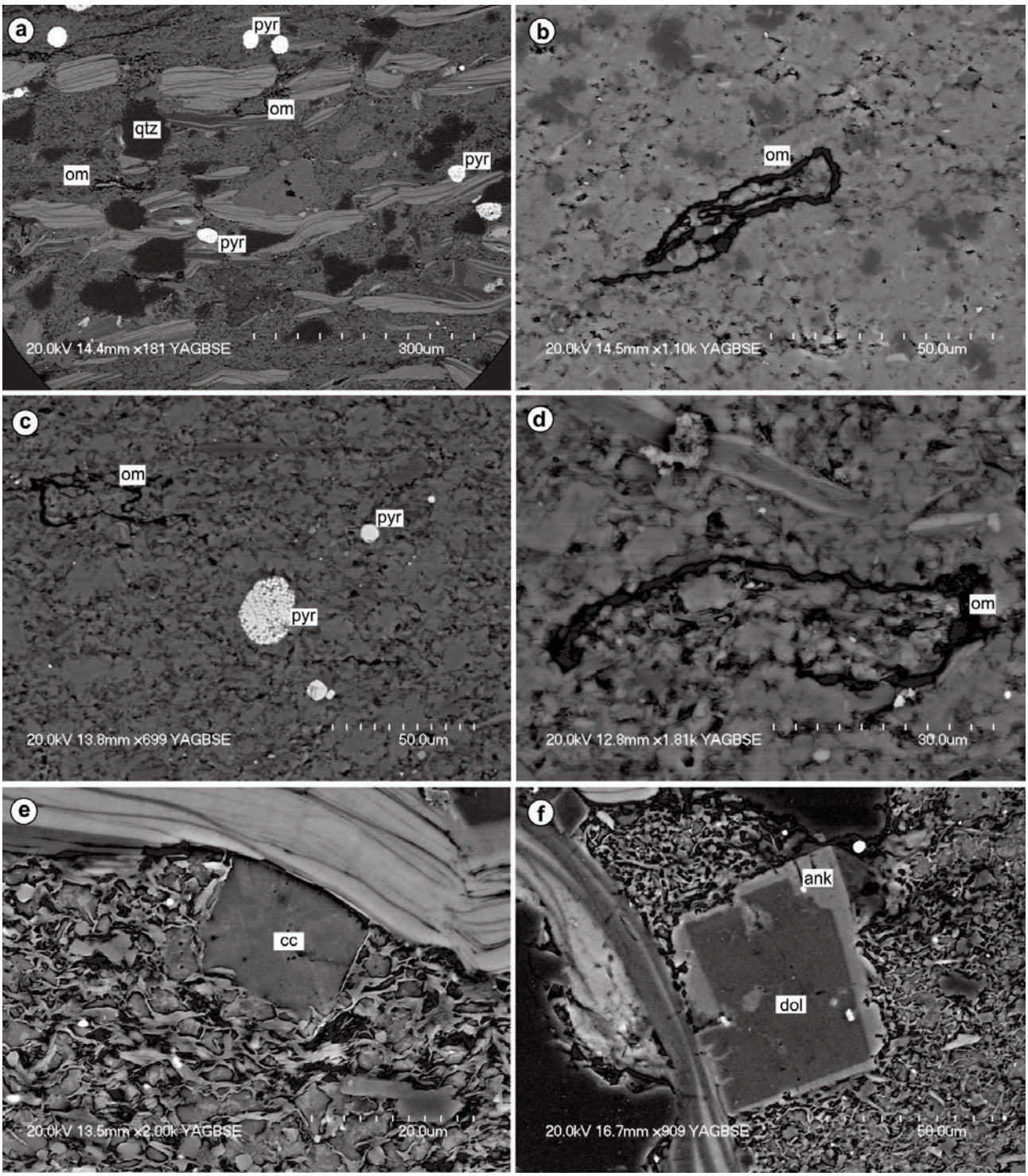
I. tábla — Plate I



II. tábla — Plate II



III. tábla — Plate III



A Hódmezővásárhely–I fúrás 35. magfúrási szakaszát (5167,0–5183,0 m) képviselő minták mikroszöveti jellemzői visszaszórt elektronképek alapján (SEM/BSE). a) Orientáltan elhelyezkedő törmelékes csillámok, framboidális pirithalmazok, valamint szögletes kvarctöredékek (35/4 minta); b) Kompaktált szervesanyag-töredék (35/4 minta); c) Kompaktált szervesanyag-maradvány, valamint framboidális pirithalmazok (35/18 minta); d) Kompaktált szervesanyag-maradvány, valamint deformált törmelékes csillám (felső rész) (35/18 minta); e) és f) Törmelékes csillámmal érintkező romboéderes karbonátkristály. A márgát rétegszilikátba (illit) burkolt mikrites kalcit alkotja (35/10 minta)

Jelmagyarázat: pyr = pirit; om = szerves anyag; qtz = kvarc; cc = kalcit; dol = dolomit; ank = ankerit

Microtextural features of the samples derived from core 35 (Hódmezővásárhely–I, 5167.0–5183.0 m) using scanning electron microscopy (SEM, BSE images). a) Oriented detrital micas, pyrite framboids and angular quartz grains (sample 35/4); b) Compacted organic matter fragment (sample 35/4); c) Compacted organic matter fragment together with pyrite framboids (sample 35/18); d) Compacted organic matter fragment and deformed detrital mica (upper part) (sample 35/18); e) and f) Detrital mica with rombohedral carbonate crystal. Note micritic calcite coated by illitic clay (35/10)

Abbreviation: pyr = pyrite; om = organic matter; qtz = quartz; cc = calcite; dol = dolomite; ank = ankerite

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

147/1, 85–98., Budapest, 2017
DOI: 10.23928/foldt.kozl.2017.147.1.85

Pleisztocén folyóvízi kavics a Villányi-hegységben

Szujó Gábor Lajos[1], Sebe Krisztina[1], Sipos György[2], Pozsgai Emília[1]

[1]Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meteorológiai Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság ú. 6; sujo21@gamma.ttk.pte.hu, sebe@gamma.ttk.pte.hu, emily.pozsgai@gmail.com,
[2] Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6; gysipos@geo.u-szeged.hu

Pleistocene fluvial gravel in the Villány Hills (SW Hungary)

Abstract

In the Villány Hills, the southernmost exposed basement block of Hungary, Cenozoic rocks have been known to be represented mostly by Late Pliocene – Quaternary terrestrial sediments, red clays and loess. Cleaning of a classic exposure, the cable-car cut on Templom Hill in the village of Villány, at the eastern termination of the Villány Hills, revealed a hitherto unknown Quaternary deposit overlying the Mesozoic basement rocks, which may add important information to the Cenozoic evolution history of the area. This paper aims at describing this deposit, identifying its sedimentary environment and concluding on the palaeogeographic conditions.

The strongly tilted Mesozoic succession is overlain by coarse gravel with a sand interbed, then after an erosional unconformity by slope loess with gravel seams. Clast lithologies indicate that the gravel has a local origin. Its source rocks are Middle Triassic Templomhegy Dolomite, Upper Triassic Mészhegy Sandstone, Lower Jurassic Somssichhegy Limestone and Pliocene–Quaternary cavity-filling red clay and calcite, all occurring within Templom Hill and along the northern side of the Villány Hills. The heavy mineral assemblage of the sand interbed in the gravel is similar to that of the directly underlying Mészhegy and Somssichhegy Formations. The wide range of the rounding of clasts (poor to good) also points to short transport. The age of the gravel is not older than Pleistocene based on the Early Pleistocene age of the cavity-filling red clays in the area; the sand interbed is older than 400 ka according to OSL dating results. Based on the above points, the gravel can be interpreted as a fluvial terrace, a deposit of a watercourse flowing in the area during the Early and/or Middle Pleistocene. This watercourse was probably the ancestor of the modern Villány-Pogány Stream, flowing along and eroding the northern margin of the Villány Hills. Due to the slow uplift of the basement, the stream incised, the gravel got exposed and eroded. A gentle-sloped small valley incised into it and became filled up during the Riss glaciation (MIS 6) with loess and sandy-gravelly sheet wash deposits. The uplift rate of the area in the younger Quaternary did not exceed ~0,05 mm/year.

Keywords: Pleistocene, fluvial terrace, uplift rate, OSL, post-IR IRSL, heavy mineral

Összefoglalás

A Villányi-hegységben eddigi ismereteink szerint a kainozoos képződményeket elsősorban késő-pliocén–kvarter szárazföldi üledékek, vörösagyagok és lösz képviselik. A villányi Templom-hegy siklóbevágásának közelmúltbeli letisztítása eddig ismeretlen kvarter képződményt tett hozzáférhetővé, amely fontos adalékot jelenthet a Villányi-hegység kainozoos fejlődéstörténetéhez. A cikk célja a mezozoos rétegekre települt fedőképződmények leírása, képződési körülményeinek, valamint korának meghatározása és ősföldrajzi viszonyainak felvázolása.

A kibillent alaphegységi rétegsorra homokbetelepüléses durva kavics, majd eróziós határral kavicszsinóros aleurit települ. A durva kavics a kőzetanyagok vizsgálata alapján a közvetlen közelből származik, a forráskőzetek nagy része azonosítható a Villányi-hegység északi részén található, főleg alaphegységi (Csukmai Formáció Templomhegyi Dolomit Tagozata, Mészhegyi Homokkő és Somssichhegyi Mészkő Formáció), kis részben fiatalabb kőzettípusokkal (üregkitöltő vörösagyag és kalcit). A kavicsba települő homok nehézásvány-összetétele a közvetlen fekü felső-triász Mészhegyi és Somssichhegyi Formációval rokonítható. Szintén rövid szállítási távolságra utal a kavicsok vegyes, gyenge-jó koptatottsága. A kavicsösszlet kora a környéken pleisztocén korú üregkitöltő kalcit és vörösagyag anyagú kavicsok alapján pleisztocénnél nem idősebb; a betelepülő homok OSL módszerrel meghatározott kora több mint 400 ezer év. A fentiek alapján a kavicsösszletet egy, a késő-pleisztocénnél korábban már létező vízfolyás üledékeként, folyóvízi teraszként értelmezhetjük. Ez a folyóvíz a mai Villány-pogányi-vízfolyás őse lehetett, amely a hegység északi előterében, annak lábánál haladva érinti az azonosított forráskőzeteket. A hegység lassú emelkedésével a vízfolyás

bevágódott, a kavicstest szárazra került és erodálódott, kis, lapos völgy vágódott bele, majd töltődött ki a riss (MIS 6) során lejtőlösszel és felületi lemosással szállítódó homok-kavics méretű törmelékkel. A terület emelkedési üteme a fiatal negyedidőszakban legfeljebb ~0,05 mm/év lehetett.

Tárgyszavak: pleisztocén, folyóvízi terasz, emelkedési ütem, OSL, post-IR IRSL, nehézásvány-vizsgálat

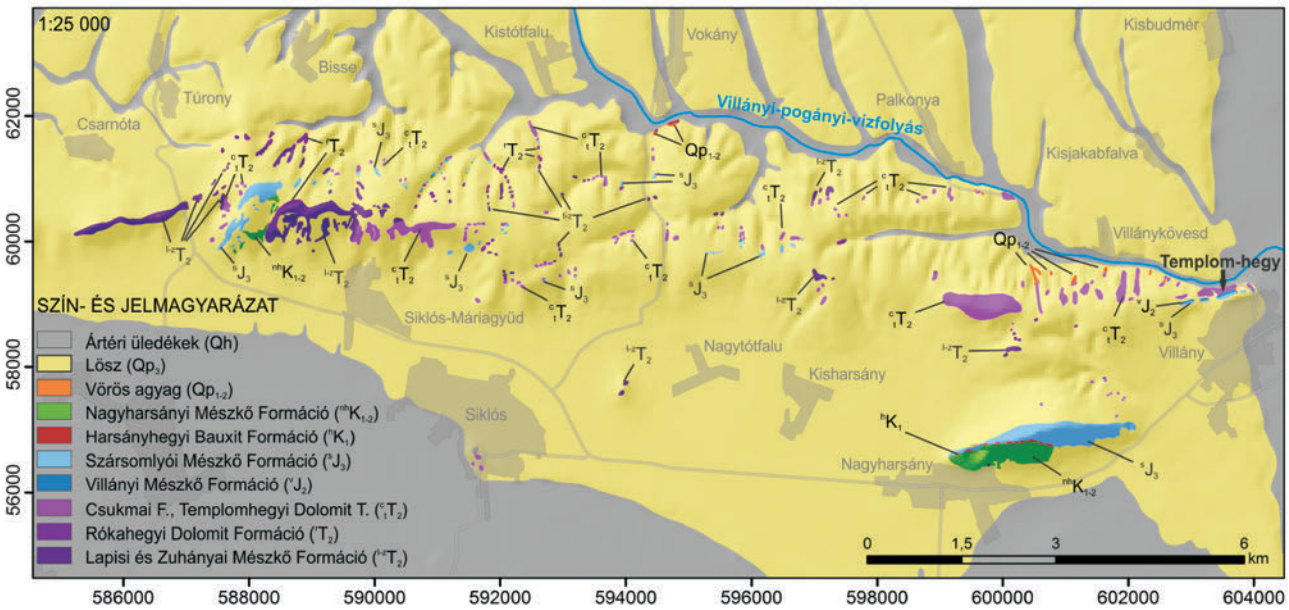
Bevezetés

Hazánk legdélebbi hegységében, a Villányi-hegységben az alaphegységet mezozoos kőzetek alkotják. Eddigi ismereteink szerint a kainozoos képződményeket a hegységben széles területen előforduló késő-pliocén–kvarter szárazföldi üledékek, elsősorban vörösagyagok és lösz képviselik (RAKUSZ & STRAUSZ 1953). Ugyan a peremi részeken és az előtérben néhány helyen kis foltokban írtak le kőzettani analógia alapján miocén korúnak tekintett homokokat (LÓCZY 1912, RAKUSZ & STRAUSZ 1953). Ezek kora a legtöbb esetben ősmaradványok híján bizonytalan. Egyes esetekben koruk tisztázott és bizonyítottan nem miocén, mint például a villányi Templom-hegy „mediterrán"-ként leírt homokja (LÓCZY 1912), mely a felső-triász Mészhegyi Formációba sorolható (ŐSI et al. 2013, VÖRÖS 2010). Az üledékek hiányából következően ismereteink a hegység kainozoos fejlődéstörténetéről igen szűkösek.

A hegység földtanilag kétségkívül legismertebb helyszíne keleti elvégződése, a villányi Templom-hegy (*1. ábra*), amelynek mind mezozoos összlete, mind kvarter, gerincesmaradványokban gazdag vörösagyagjai nemzetközi hírűek (részletesen l. VÖRÖS 1990, 2010; PAZONYI 2009 és hivatkozásaik). A hegy tetején kialakított nagy kőfejtő kitermelt anyagát az úgynevezett siklóbevágás alagútján át szállították a vasútállomás felé; ez az alagút később beomlott (LÓCZY 1945, VÖRÖS 2010). A siklóbevágás feltárását, mint fontos alapszelvényt (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1985), többször kitisztították, legutóbb 2012-ben a Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskolája, ennek eredményeképp jelenleg 30 méteres hosszon vizsgálhatók a kőzetek (ŐSI et al. 2013). A letisztított feltárásban látható volt, hogy a triász és jura rétegekre diszkordánsan bizonytalan korú és eredetű törmelékes üledékek települnek. Ezek vizsgálata még nem történt meg; a korábbi írások csak mellékesen, kvarter üledékként vagy lejtőtörmelékként említik (VÖRÖS 2010), mivel a legtöbb kutatás a mezozoos rétegsorra irányult. Közelebbi vizsgálat során arra derült fény, hogy a feltárás eddig ismeretlen kvarter képződményt tett hozzáférhetővé, amely fontos adalékot jelenthet a Villányi-hegység kainozoos fejlődéstörténetéhez. Jelen munka célja a siklóbevágás kainozoos összletének leírása, a durvatörmelékes rétegsor anyagának vizsgálata, a lehetséges forráskőzetek azonosítása, valamint az üledék korának meghatározása. Ezek alapján kísérelhető meg a képződés körülményeinek körvonalazása és az ősföldrajzi környezet és fejlődéstörténet felvázolása, beleértve a tektonikai vonatkozásokat.

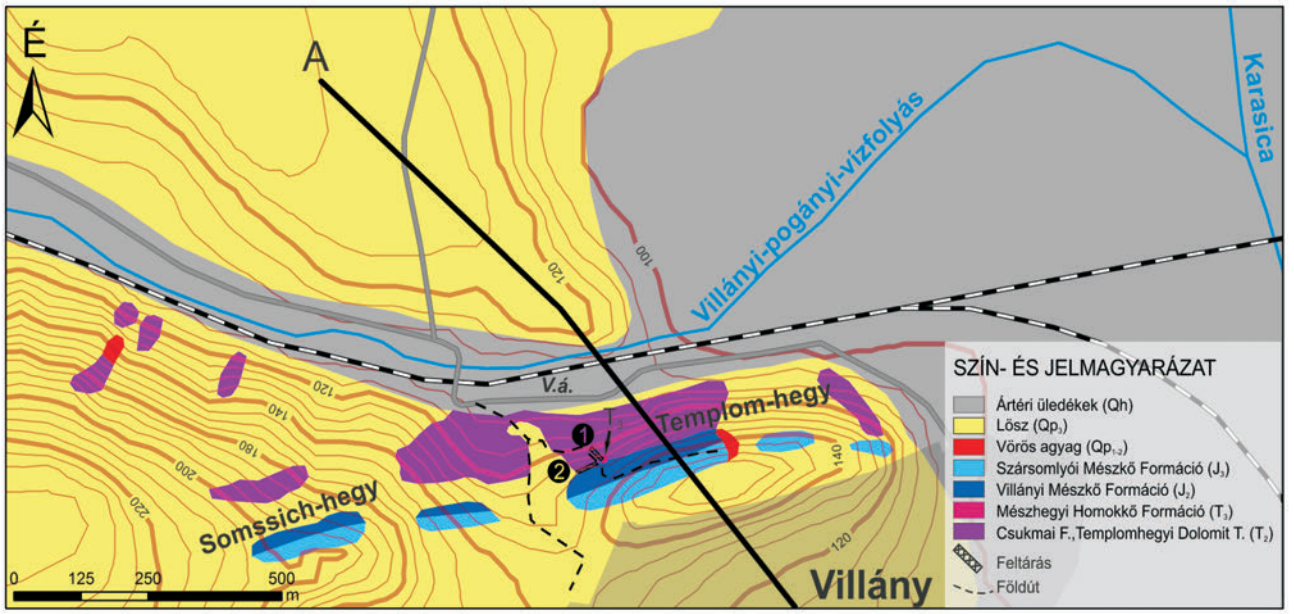
Vizsgálati terület

A vizsgált feltárások a villányi vasútállomástól délre, a Templom-hegy északi oldalán találhatók (*2. ábra*). A siklóbevágás [EOV 603479; 59171, *2. ábra* 1] a nagy kőfejtőbe



1. ábra. A Villányi-hegység földtani térképe (CHIKÁN et al. 2005 alapján)

Figure 1. *Geology of Villány Hills (after CHIKÁN et al. 2005)*



2. ábra. A templom-hegyi feltárások helyszínrajza. 1: siklóbevágás; 2: a kőfejtő északi falának feltárása; A: a 10. ábra szelvényének nyomvonala

Figure 2. *Location of exposures at Templom Hill. 1: cable-car cut; 2: northern wall of the big quarry; A: cross-section in Fig. 10*

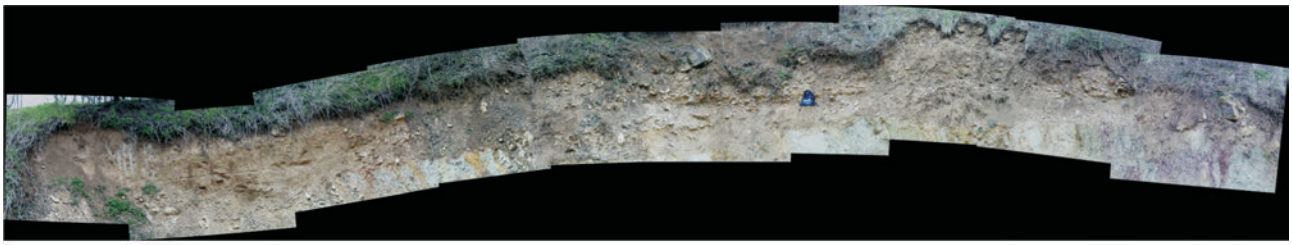
vezető bányavasút nyomvonala mentén, és másik feltárás [EOV 603458; 59154, 2. ábra 2] attól délnyugatra, a kőfejtő északi falában található. A Templom-hegy alaphegységi része középső-triásztól alsó-juráig terjedő karbonátos és törmelékes rétegsort tár fel, amely dél felé a nagy kőfejtőben középső- és felső-jura karbonátokkal folytatódik (Rálischné Felgenhauer 1985, Vörös 1990). Ebbe a jura mészkőösszletbe mélyülnek a vörösagyaggal és durva pátos, fenn-nőtt barlangi kalcittal kitöltött karsztos üregek, melyek kora- és középső-pleisztocén gerincesmaradványokat tartalmaznak (Pazonyi 2009 és hivatkozásai). A tetőket a hegység nagy részéhez hasonlóan itt is lösz fedi, amely nem típusos, hanem „lejtőlösz" (lejtőn lerakódott lösz — Lovász & Wein 1974).

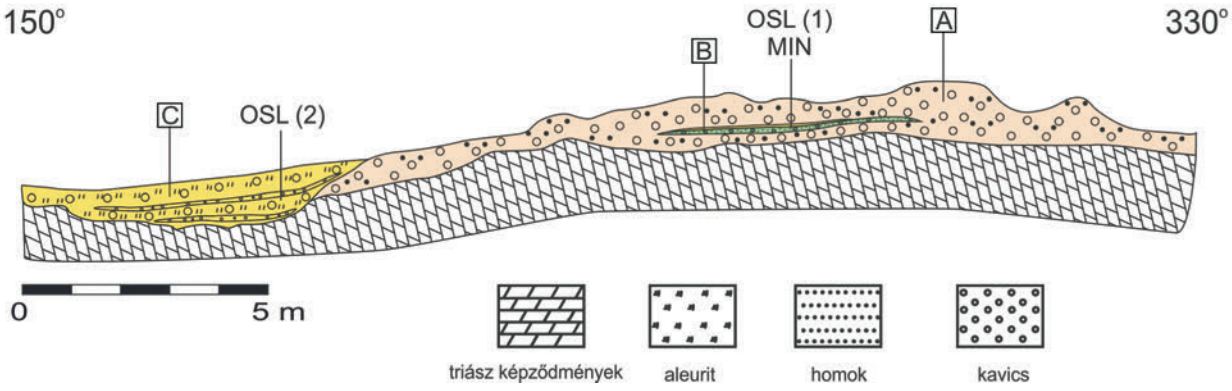
Módszerek

A terepi munka az üledékes egységek leírásából, a kavicsanyag makroszkópos vizsgálatából, valamint a kavicsanyag elterjedésének tisztázása és a földtani és geomorfológiai környezet megismerése céljából, terepbejárásokból állt. A vizsgált üledéktest lehetséges forrásterületét a kavicsanyag kőzettani, valamint a homok mikromineralógiai vizsgálatával, az ősföldrajzi környezetet a geomorfológiai viszonyok elemzésével próbáltuk meghatározni.

A kavicstestbe települő homokból nehézásvány-vizsgálatra vett mintából (helye a *3. ábrán*) a 100–200 µm-es nehézásványfrakciót bromoformos (2,85 g/cm^3) eljárás útján a Magyar Állami Földtani és Geofizikai Intézet laboratóriumában különítették el. Közel 500 db nehézásvány műgyantás szemcsepreparátumon történő binokuláris és polarizációs mikroszkópos vizsgálatát végeztük el.

OSL kormeghatározás céljából két pontról gyűjtöttünk mintát, ezek sztratigráfiai elhelyezkedését a *3. ábra* mutatja. A módszer alapjairól magyar nyelven pl. Novothny & Újházy (2000) nyújt áttekintést, a mérések segítségével az üledékek utolsó napfényre kerülésének időpontja adható meg. Az 1. jelű minta (laboratóriumi archiválási száma: 1010) a terepi megfigyelések alapján középszemű homok, a 2. jelű minta (laboratóriumi archiválási száma: 1011) homokos lösz volt. Ennek megfelelően a két mintát eltérő laboratóriumi feltárásnak vetettük alá. Az 1. minta esetében a 90–150 µm-es (durva szemcsés eljárás), a 2. minta esetében pedig a 4–11 µm-es (finom szemcsés eljárás) frakciót választottuk le szitálás, illetve ülepítés segítségével. Ezt követően eltávolítottuk a minták karbonát- és szervesanyag-tartalmát 10% HCl és 10% H_2O_2 többszöri alkalmazásával. A durva szemcsés frakción nehézfolyadékos (nátrium-heteropolivolframát — LST Fastfloat) ásványszeparációt végeztünk. Ennek kapcsán a kvarc (2,62–2,68 g/cm^3) és a K-földpát (<2,58 g/cm^3) alkotókat választottuk le. A kvarcszeparátumot 40% HF felhasználásával 45 percen át marattuk, az esetleges földpát szennyezők, valamint a kvarcszemcsék külső, az alfa sugárzási komponens által átjárt 5–10 µm-es rétegének eltávolítása céljából. Többszöri desztillált vizes átmosást követően az esetleges fluorid maradványok eltávolítása érdekében 10% HCl-t alkalmaztunk. A K-földpát szeparátumot nem marattuk, így ebben az esetben később számolni kellett az alfa komponens hatásával is. A 2. minta esetében a teljes polimineralikus anyag került a mérés során felhasználásra, így ennek esetében további maratás nem történt, a savas kezelést követően acetonos ülepítés segítségével (6 cm-es aceton oszlopban 2 min és 20 min) újból leválasztottuk a 4–11 µm-es frakciót. A mérésekhez a durvaszemcsés szeparátumokat acél, a finomszemcsés polimineralikus mintát pedig alumínium hordozókorongokra vittük fel.





3. ábra. A feltárás litológiai egységei. A: homokos kavics; B: kavicsos homok és aleurit; C: kavicsbetelepüléses aleurit; OSL: minta lumineszcens kormérésre; MIN: minta ásványtani vizsgálatra

Figure 3. *Lithological units of the exposure. A:sandy gravel;B:gravelly sand and silt; C: silt with gravel seams;OSL: sample for luminescent age measurement; MIN: sample for mineralogical investigation*

Az OSL kormeghatározás során a kort két paraméter hányadosából lehet számítani: 1) a vizsgált üledék szemcséiben az eltemetődés óta elnyelt összes radioaktív dózis (paleodózis, illetve az ezzel ekvivalens egyenérték dózis), valamint 2) a minta által egységnyi idő alatt elnyelt dózis (dózisteljesítmény vagy dózisráta). Az egyenérték dózis meghatározásához szükséges lumineszcens méréseket a durvaszemcsés 1. minta esetében RISØ TL/OSL DA-20, a finomszemcsés 1. minta esetében RISØ TL/OSL DA-15 típusú műszeren végeztük el. Előbbi műszer béta sugárforrása ($^{90}Sr/^{90}Y$) acél hordozókorongra kalibrálva ($^{90}Sr/^{90}Y$): 0,125± 0,002 Gy/s dózisteljesítménnyel utóbbié pedig alumínium hordozókorongra kalibrálva 0,078±0,002 Gy/s dózisteljesítménnyel rendelkezett. A lumineszcens jelek detektálása kvarc OSL esetében Hoya U-340, K-földpát IRSL esetében Schott BG-39 és BG-3 szűrőkön keresztül történt.

A lumineszcens mérések alapvetően az egymintás regenerációs eljárás (SAR — single aliqout regeneration) alapján (MURRAY & WINTLE 2000), illetve annak módosított változatait felhasználva történtek. A durva szemcsés 1. minta esetében a kvarcszeparátum mérése során a SAR szekvenciát termális tisztítással (hot-bleach) egészítettük ki (WINTLE & MURRAY 2006), míg a K-földpát kapcsán az ún. post-IR $IRSL_{225}$ valamint a post-IR $IRSL_{290}$ SAR protokollt alkalmaztuk, melyeket kifejezetten idős minták mérésére dolgoztak ki (THOMSEN et al. 2008, THIEL et al. 2011). A finomszemcsés 2. esetében egyrészt az ún. double-SAR protokollt, mely lehetővé teszi a polimineralikus minták kvarckomponensének elkülönített mérését (ROBERTS 2007), valamint a post-IR $IRSL_{290}$ protokollt alkalmaztuk. A vizsgálatok részeként előmelegítési, és dózis-visszamérési teszteket is végeztünk. Ezek a választott protokoll alkalmazhatóságát, megbízhatóságát tárják fel. A minták a tesztek során megfelelően viselkedtek. A dózisokra adott, érzékenység-változással korrigált lumineszcens intenzitások értékeihez exponenciális, illetve exponenciális + lineáris függvényeket illesztettük. Tekintettel arra, hogy a várakozások alapján igen idős mintákról volt szó, minden esetben meghatároztuk a dózis-lumineszcens válaszgörbék töréspontjára jellemző dózisértéket (D_0). Elviekben ennek kétszerese jelzi a mérések határát, ami hozzávetőleg a telítettségi lumineszcens intenzitás 85%-nak felel meg (WINTLE & MURRAY 2006). Másképp fogalmazva telítettség esetén a $2\times D_0$ érték alapján megadható az adott mintára vonatkozó minimum kor. A földpátokon végzett IRSL mérések kapcsán további problémát okozhat a természetes lumineszcens intenzitás spontán fakulása, valamint a nem megfelelő kioltódás az üledékképződés során. Mivel egyrészt a minták a dózistelítettség határán mozogtak, másrészt a post-IR-$IRSL_{290}$ protokoll igen stabil, fakulás által alig érintett IRSL jelek mérését teszi lehetővé (MURRAY et al. 2014) ezért ezek a tényezők elhanyagolható mértékben befolyásolták a kapott eredményeket, s így ezek pontos meghatározásával nem foglalkoztunk.

A dózisteljesítmény meghatározásához a minták környezetéből gyűjtött üledéken végeztünk gamma spekt-

roszkópiás méréseket. Az üledéket szárítást és porítást követően 550 cm^3-es marinelli edényekbe töltöttük. A méréseket Canberra típusú, 3 keV – 2 MeV tartományban alkalmazható XtRA HPGe koaxiális detektorral ellátott műszeren végeztük a Rn egyensúly beálltát követően. A vizsgált radioaktív elemek (U, Th, K) aktivitás koncentrációiból Adamiec & Aitken (1998) konverziós faktorai alapján számítottuk a különböző sugárzási komponensekre vonatkozó dózisteljesítmény-értékeket. A száraz mintára számított eredményeket 10±5%-os nedvességtartalommal korrigáltuk. Mivel az 1. minta gyűjtési helyén a homokréteg vastagsága mindössze 10 cm volt, ezért a gamma dózisteljesítményt jelentősen befolyásolta a befoglaló kavicsos összlet, így ennek hozzájárulását külön is meghatároztuk. A K-földpát szemcsék (1. minta) esetében a külső környezeti dózisteljesítmény mellett belső dózisteljesítménnyel is számolni kell, ehhez Huntley & Baril (1997) alapján 12,5±0,5%-os K-tartalmat vettünk alapul. Mindemellett a külső réteg maratásának hiányában a számított béta és gamma dózisteljesítményt 0,050±0,025 Gy/ka alfa dózisteljesítménnyel növeltük. A finomszemcsés 2. minta kapcsán a környezeti alfa sugárzás hatékonyságát a kvarcfrakció esetében a=0,06±0,02, a földpát frakció esetében 0,08±0,02 értékűnek vettük (Murray et al. 2014, Schmidt et al. 2010, Újvári et al. 2014). A kozmikus sugárzás értékét Prescott & Hutton (1994) alapján becsültük.

Eredmények

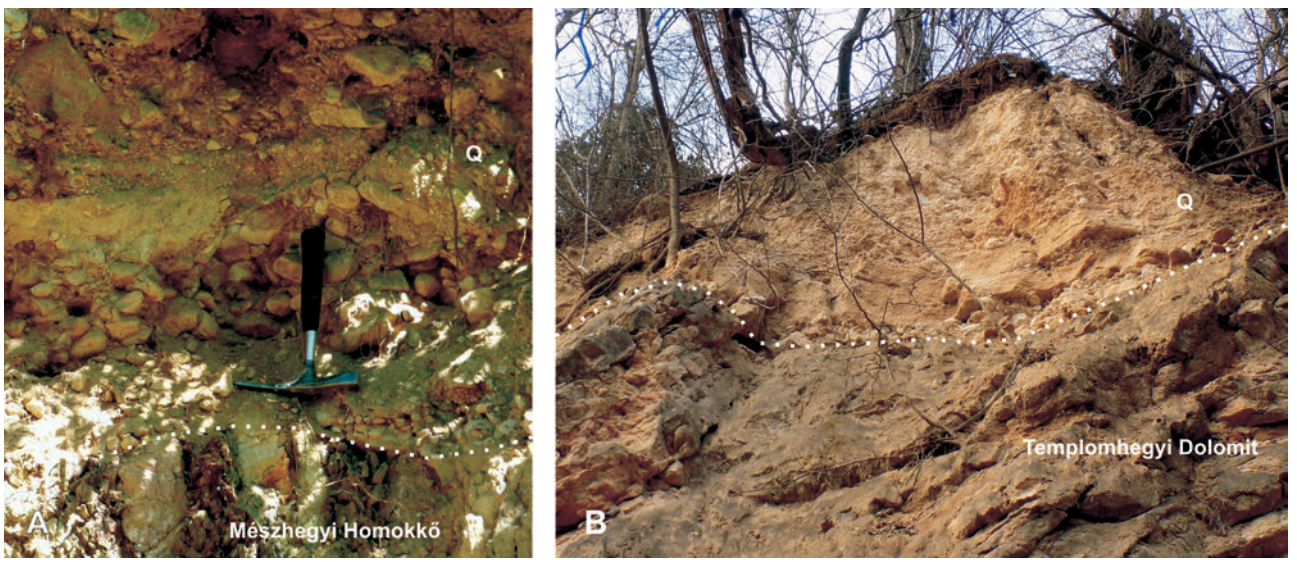
A siklóbevágás kainozoos összletének üledékes egységei

A feltárásban a mai feltártsági viszonyok közt három eltérő kőzetanyagú üledékes egységet lehetett elkülöníteni (*3. ábra*), melyek a mezozoos rétegsorra szögdiszkordanciával települnek. A feltárás legnagyobb részét kitevő homokos kavics (A) és az ebbe települő homok (B) teszi ki. A kavicszsinóros aleurit (C) ezekre egy íves felszín mentén települ. Talajosodás nyomai nem figyelhetők meg a rétegsorban; az egyes egységek eróziós felszínek mentén érintkeznek egymással. A feltárás felső részét lejtőtörmelék alkotja, éles, szögletes kavicsokkal, helyenként nagyobb tömbökkel. Ősmaradványok nem kerültek elő egyik egységből sem.

A) Homokos kavics

A feltárás nagy részén, 20 méteres szakaszon homokos durva kavics települ a triász-jura alaphegységre, egyenetlen, helyenként eróziósan kimélyülő talpfelszínnel és átlagosan 2 méteres vastagsággal (*3.* és *4. ábra*). Színe változó, világos, szürkés vagy barnás. Nem láthatók benne határozott réteghatárok, de lapos, lencseszerű testekben elkülöníthetők benne kissé eltérő szövetű részek: változó szemcseméretű kavics, homokos kavics, alárendelten kavicsos homok. A kavics az egész egységben szemcsevázú. A kavicsok mérete 1–2 cm-től a 30 cm-es átmérőig terjed, a feltárás déli részén a jellemző szemcseméret valamivel nagyobb, mint az északin. Az egyes lencsék viszonylag jól osztályozottak. A kavicsok koptatottsága változó a szögletestől a jól koptatottig, jellemzően közepes, de jelentős számban találhatók jól koptatott kavicsok is (*4. ábra*). A kavics mátrixa durva homok, amely világos vörös vagy szürke színű, egyes lencsékben hiányzik. A homokszemcsék anyaga kvarc és karbonát, kis mennyiségben földpát; a kötőanyag karbonát. Határozott zsindelyesség nem látható. Az összletben krioturbáció vagy más deformáció nem figyelhető meg.

Vörös (2010) cikkében az 1979-ben készült fényképek a mainál jobb állapotban mutatják a siklóbevágást, így a most vizsgált kainozoos képződményeket is: az idézett mű 19.



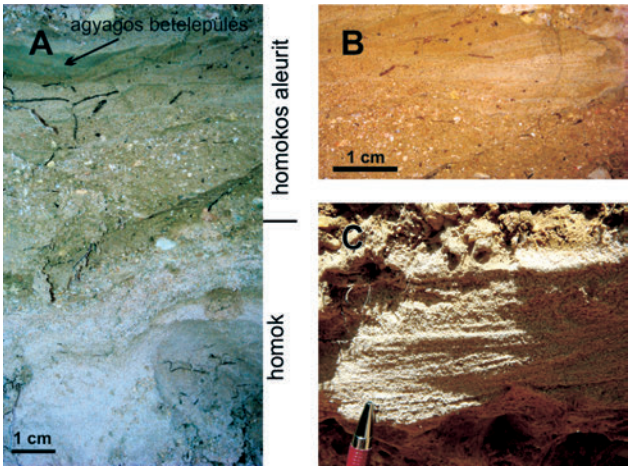
4. ábra. Homokos kavics egység. A) Mészhegyi Homokkőre települő homokos kavics a siklóbevágás déli részén; B) Templomhegyi Dolomitra települő, kb. 2 m vastag kavics a siklóbevágástól nyugatra lévő dombon

Figure 4. *Sandy gravel unit. A) Coarse gravel overlying Mészhegy Sandstone in the southern part of the cable-car cut, with weak bedding; B) Approx. 2 m thick gravel overlying Templomhegy Dolomite on the hill west of the cable-car cut*

ábrája a feltárás déli végét, a 7. ábra a déli, magasabb, a 11. ábra pedig az északi, alacsonyabb felét.

B) Kavicsos homok és aleurit

A kavicsösszletben elkülöníthető egy 8 méteres laterális kiterjedésű, legfeljebb 20 cm vastag, mindkét irányban kiékelődő betelepülés (*5. ábra*), amely párhuzamos a befogadó kaviccsal. Két részből, egy alsó, átlagosan 10 cm vastag homokból és egy felső, 5 cm vastag aleuritból áll (*5. ábra, A*), amelyek közül utóbbi hamarabb kiékelődik, mint a homok. A két réteg között a határ általában éles. A homok világos vörösesszürke, jól osztályozott, közép-durvaszemcséjű, keresztlemezes (*5. ábra, C*). Szemcséi közt kvarc, karbonát, muszkovit, földpát ismerhető fel, kötőanyaga karbonátos. A mellső lemezek dőlése a kis kiterjedés miatt nehezen mérhető, egy helyen bizonytalan 250/15 fokot mértünk. A felső, barna, túlnyomórészt aleuritból álló réteg (valójában kisebb rétegekből álló köteg) szemcsemérete fölfelé csökken: alsó 2–3 cm-ében aprókavicsos durvahomok és szórtan nagyobb (max. 5 cm-es) kavicsok figyelhetők meg, míg felül lencsékben agyagos (*5. ábra, B*).



5. ábra. Kavicsos homok és aleurit. A) Az egység jellemző szelvénye; B) közelkép a felső, homokos aleuritról; C) az alsó réteg keresztrétegzett homokja

Figure 5. *Gravelly sand and silt. A) Typical section of the unit; B) cross-bedding in the lower sand layer; C) close-up of the upper sandy silt*

C) Kavicsbetelepüléses aleurit

A feltárás északi végén mintegy 6 méteres hosszon kőzetliszt uralta kőzettest található, amely enyhén ívelt alsó határral települ részben a triász alaphegységre, részben – déli részén – a kavicsra (*3. ábra*). Az aleurit szürkésbarna színű, egy 5 és egy 10 cm vastag homokos kavicsréteg települ bele. Legnagyobb vastagsága 1,5 méter. Szerkezete lemezes, kőzetliszt- és finomhomokos kőzetlisztlemezek váltakoznak benne. Az egyes lemezek jól osztályozottak. Kötőanyaga karbonátos. A kőzetben gyakoriak a szabad szemmel is látható, 0,5 mm körüli átmérűjű, csőszerű pórusok, melyeket meszes kitöltés vagy belső bevonat jellemez, ezek hajszálgyökerek menti pórusokként, illetve kiválásként értelmezhetők. A kavicsbetelepülésekben a kavicsok anyaga megegyezik a helyi triász dolomitokkal és mészkövekkel. A betelepülések rosszul osztályozottak. A kisebb kavicsok 1–2 cm átmérőjűek, szögletesek, míg a nagyobbak 4–5 cm méretűek és elérhetik a közepes koptatottságot is. Imbrikáció a feltárás által biztosított metszetben nem figyelhető meg. A kavicsrétegekben előforduló homok jelentős hasonlóságot mutat anyagában, szövetében és színében a homokos kavicsegység mátrixaként megjelenő homokkal: szemcsemérete durva, kvarc és karbonátos szemcsék is előfordulnak benne.

Kavicstípusok

A feltárásban a kavicsok uralkodóan karbonátos kőzetanyagúak. A homokos kavicsösszletet alkotó kőzettípusok fordulnak elő kisebb mennyiségben a másik két egységben is, kivéve a homokkövet, ami csak a homoklencséből került elő. Darakavics mérettartományban, 2–3 mm-es átmérővel koptatott kvarckavicsok is előfordulnak. Az „A" egység jellemző kőzettípusai gyakorisági sorrendben az alábbiak:

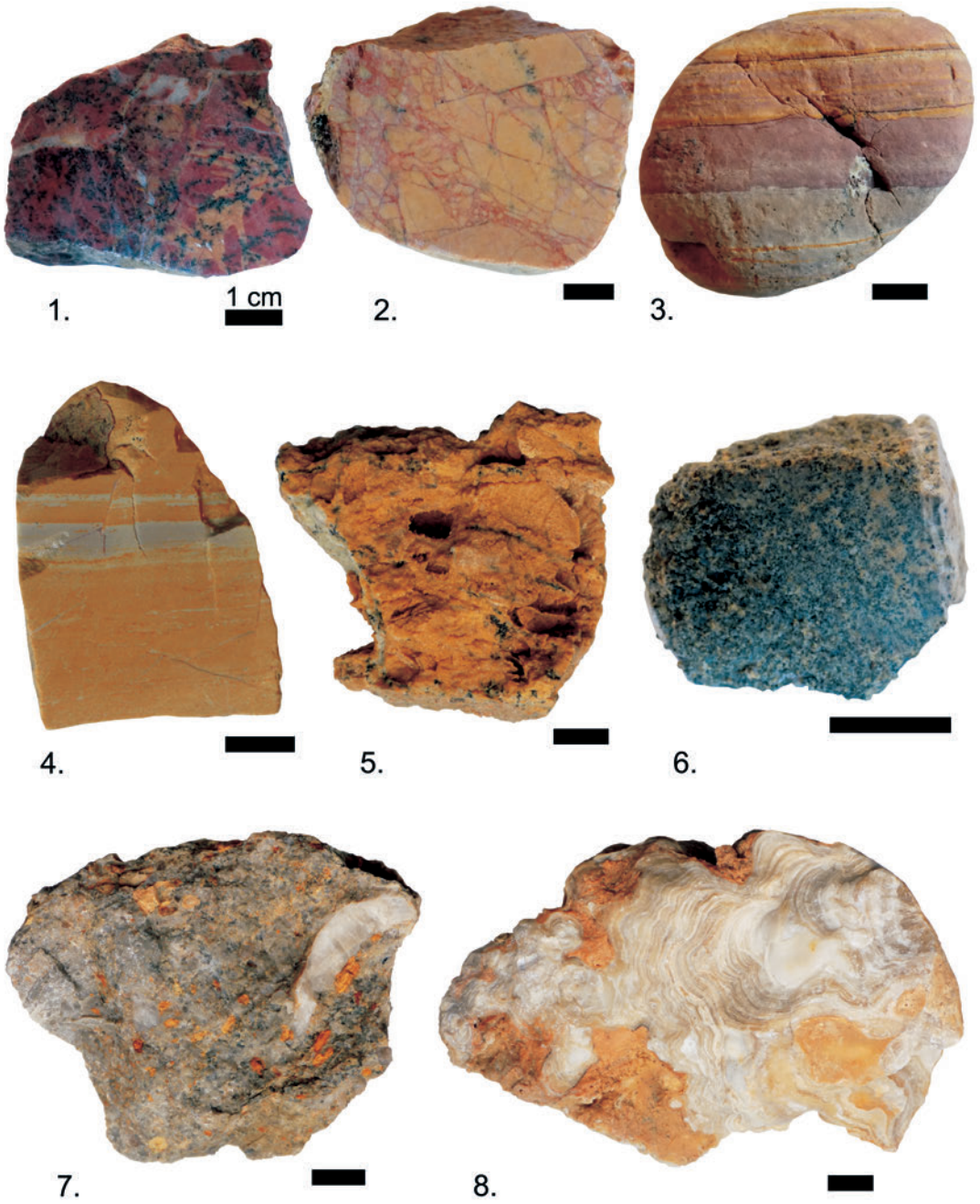
Sávos dolomit és mészkő (gyakorisága ~35%). Jellemzően világos színű, halványszürke, -vörös és/vagy -sárga sávos, néha foltos (*6. ábra, 3, 4*), szórványosan mangándendrites. A színes sávok általában, de nem mindig a rétegzést követik. Oldásos üregek és kisebb kőzetrések mentén kalcitkiválások figyelhetők meg benne. Alig-jól koptatott, kemény. Szövete tömör, mikrites. 6–10 cm-es átmérővel rendelkezik átlagosan, de a 15–20 cm-t is elérheti. Makroszkópos megjelenése alapján a középső-triász Csukmai Formáció Templomhegyi Dolomit Tagozatából származik.

Pátos meszes dolomit (~20%). Vörös-sárga színű kőzet, fekete foltokkal (*6. ábra, 1*). Pátos szövetű, a repedésekben kalcitkitöltésekkel. Jól koptatott, kemény, átlagos átmérője 8 cm. Hasonló színű durvakristályos dolomitot a siklóbevágástól északra, a villányi vasútállomástól délre fekvő kőfejtőből a Templomhegyi Dolomitból említ NAGY E. & NAGY I. (1976).

Breccsás dolomit (~15%). Világos árnyalatú, fehér, szürke, sárga, illetve vörös, tömör, mikrites dolomit, néha kalcitos erekkel. Breccsás szövetű, a világos, szögletes klasztok közt vöröses, szintén dolomit anyagú mátrix van (*6. ábra, 2*). 5-13 cm átmérőjű, közepesen-jól koptatott szemcsékként fordul elő. Ilyen kőzetanyag a Templomhegyi Dolomitot jellemzi a környéken, leginkább vetőbreccsaként, például a siklóbevágástól északra és nyugatra lévő kőfejtőkben.

Kalciteres márga (~15%). Világos, sárga vagy barna színű üledékes kőzet (*6. ábra, 5*). Repedések mentén kivált rostos, pátos kalcitból, valamint kevés agyagból vagy márgából áll, sok üreggel, melyekből a márga kimosódott vagy kioldódott. Kis keménységű. Szögletes vagy alig koptatott kavicsokként fordul elő, akár egészen nagy, akár 20 cm-es méretben. Feltehetően a Mészhegyi Homokkő alsó részéből származik.

Durva pátos kalcit vörösagyaggal (~5%). A kavicsok világossárga színű, nagy (akár 3 cm hosszú), sugaras, vagy kisebb, hullámos vagy koncentrikus lemezekben elhelyezkedő kalcitkristályokból, valamint meszes vörösagyagból állnak (*6. ábra, 8*). Koptatottak, méretük átlagosan 5–6 cm, legfeljebb 11 cm. A sugaras kalcitokra merőleges felszíne-



6. ábra. A feltárás jellemző kavicstípusai (kor szerinti sorrendben). 1 – pátos dolomit, 2 – breccsás dolomit, 3 – sávozott mészkő, 4 – réteges dolomit, 5 – kalciteres márga, 6 – homokkő, 7 – szürke, homokos mészkő molluszka héjtöredékkel, 8 – pátos kalcit vörösagyaggal

Figure 6. *Characteristic clast lithologies. 1 – sparry dolomite, 2 – brecciated dolomite, 3 – banded limestone, 4 – banded dolomite, 5 – marl with calcite veins, 6 – sandstone, 7 – grey, sandy limestone with fossils, 8 – coarse sparry calcite with red clay*

ken a cseppkövekre jellemző hullámos felületek (lemezek) figyelhetők meg. Az üregeket vörös agyag tölti ki. Ilyen kőzetanyag karsztos üregek kitöltéseként fordul elő a környéken. A legközelebbi dokumentált előfordulások a siklóbevágástól északnyugatra, alacsonyabban lévő és a délre fekvő, felső, nagy kőfejtőben, valamint a Somssich-hegyen vannak, de a feltárástisztításkor a Mészhegyi Homokkőben is találtunk vörösagyaggal kitöltött függőleges hasadékot. Az ősmaradványokat is tartalmazó közeli előfordulások kora 2 millió év (Villány–3 lelőhely) és 640 ezer év (Villány-6) között van (Kormos 1917, Pazonyi 2009).

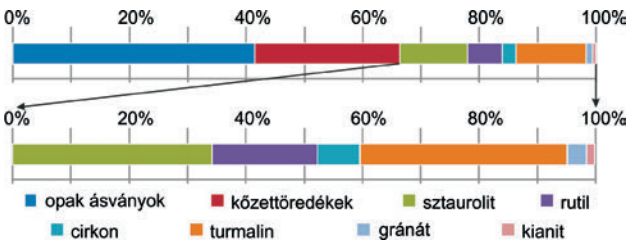
Homokos, héjtöredékes mészkő (szórványos). Szürke, tömör, homokos mészkő, molluszka- és brachiopoda-héjtöredékekkel, néhány mm-es rozsdavörös, kerekded agyagkavicsokkal (*6. ábra, 7*). Alig-közepesen koptatott, max. 15 cm-es kavicsokként fordul elő. Nagyon jellegzetes megjelenésű kőzetanyag, egyértelműen az alsó-jura Somssichhegyi Mészkőből származik.

Homokkő (szórványos). Csak a homokos betelepülésből került elő egy 20 cm-es, alig koptatott darab. Barnássárga, szürke foltos kavics (*6. ábra, 6*). Felszínét karbonátos kötőanyag cementálja, ezért a külseje sokkal keményebb, ellenállóbb a belsejénél, ami alig kötött. A szemcsék anyaga kvarc, karbonát és földpát. Kőzetanyaga makroszkópos megfigyelés alapján megegyezik a fekü felső-triász Mészhegyi Homokkő homokkőrétegeiével.

A kavicsok közül többször azok is pezsgéssel reagálnak sósavra, amelyek makroszkópos megjelenésük alapján egyértelműen a Templomhegyi Dolomitból származnak. Ennek oka az lehet, hogy a felszín közelében mállott a kőzetanyag, valamint hogy a karbonátos anyagú hegységben a talajvíz erősen meszes és ez átitatta őket. A karbonátos átitatás egyértelműen megfigyelhető a Mészhegyi Homokkő esetében.

A homokbetelepülés ásványos összetétele

A homokos kavicsba települő homokrétegben a vizsgált 100–200 µm-es szemcseosztályban a nehézásvány-frakció aránya nem éri el az 1 súly%-ot. A nehézásvány-társulás (*7. ábra*) döntően opak ásványokat (41,6 %) és kőzettöredékeket (24,9%) tartalmaz. Az opak ásványokat az ilmenit(?), a magnetit(?) és a hematit képviselik. Az átlátszó ásványok közül a legnagyobb gyakorisággal a turmalin (11,9%) és a sztaurolit (11,5%) fordul elő. A turmalin saját alakú, törött, világossárga–sötétbarna vagy színtelen–sötétbarna pleokroizmust mutat. A sztaurolitszemcsék felszíne gyakran mart, a prizmák szélein olykor fűrészfogszerű. Közel azonos arányban fordul elő a színtelen vagy szürke, saját alakú, belső zónásságot mutató, zárványos cirkon, valamint a szürke, zömök, koptatott cirkon. A rutil vörös vagy narancssárgás vörös színű, koptatott, ritkábban jól koptatott. Kevés színtelen gránát és kianit van jelen. A szemcsék többnyire kissé koptatottak, kissé bontottak. A kiértékeléskor nem számoltuk a preparátumban előforduló színtelen muszkovitot és halványzöld, kloritosodó biotitot.



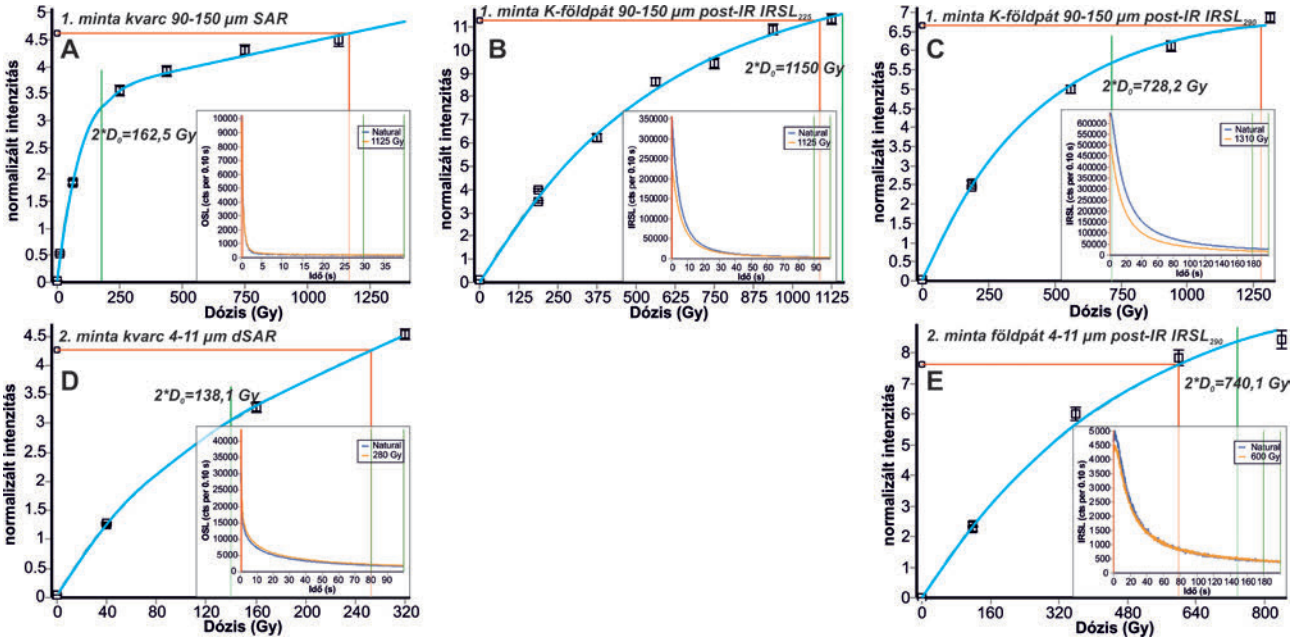
7. ábra. Az „A" egységbe települő homok nehézásvány-összetétele

Figure 7. *Heavy mineral composition of the sand interbed in the gravel*

Lumineszcens kormeghatározás

A lumineszcens mérések alapján az 1. jelű, homoklencséből vett minta kvarc frakciójában (90–150 µm) a lumineszcens jel a várakozásoknak megfelelően telített volt (*8. ábra, A*). A felállított exponenciális+lineáris függvénykombináció alapján a kvarcfrakció elvi mérési határa több részminta mérési átlagát figyelembe véve $2\times D_0$=153±16 Gy, ami megfelel a szakirodalomban máshol közölt értékeknek (WINTLE & MURRAY 2006). A kvarcra számított dózisteljesítménnyel számolva ez korban kifejezve 77,0±10,8 ezer évnek felel meg (*I.* és *II. táblázat*).

A post-IR $IRSL_{225}$ mérés esetében a természetes jel telítettséghez közeli intenzitást mutatott. Ez esetben exponenciális függvényt lehetett a dózis/lumineszcens válasz



8. ábra. Egy-egy reprezentatív részminta (korong) esetében mért dózis – lumineszcens válasz összefüggés. A természetes lumineszcens intenzitást és az egyenérték dózist piros vonal, a felső határát jelző $2\times D_0$ értéket zöld vonal jelzi

Figure 8. *Dose response curves of representative aliquots. Natural luminescence intensity and related equivalent dose is marked by red, the upper limit of measurements ($2\times D_0$) by green*

I. táblázat. A mintákra számított dózisteljesítmény-értékek

Table I. *Dose rate values calculated for the samples*

Minta	Mélység (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	w (%)[1]	D^*_{kom} (Gy/ka)[2]	$D^*_{q\ 90-150\ \mu m}$ (Gy/ka)[3]	$D^*_{kf\ 90-150\ \mu m}$ (Gy/ka)[4]	$D^*_{q\ 4-11\ \mu m}$ (Gy/ka)[5]	$D^*_{kf\ 4-11\ \mu m}$ (Gy/ka)[6]
1 (homok)	4,2	2,15±0,13	8,14±0,55	1,44±0,07	10±5	0,11±0,01	1,99±0,18	2,46±0,31	-	-
1 (kavics)		1,72±0,10	3,16±0,27	0,55±0,03						-
2	4,4	2,65±0,15	9,67±0,61	1,58±0,08	10±5	0,11±0,01	-	-	3,43±0,31	3,78±0,32

[1] a minták becsült nedvességtartalma,
[2] a kozmikus sugárzásból adódó dózisteljesítmény,
[3] a durva szemcsés (90–150 μm) kvarc frakcióra számolt dózisteljesítmény,
[4] a durva szemcsés (90–50 μm) K-földpát frakcióra számolt dózisteljesítmény,
[5] a finom szemcsés (4–11 μm) kvarc frakcióra számolt dózisteljesítmény,
[6] a finom szemcsés (4–11 μm) földpát frakcióra számolt dózisteljesítmény.

összefüggéshez a legjobban illeszteni (*8. ábra, B*). Az erre a mintára számított egyenérték dózis 1019±28 Gy-nek adódott. A számított átlagos mérési határ K-földpát esetben jóval magasabb, azaz 986±98 Gy volt (*II. táblázat*). Elvileg tehát a kapott egyenértékdózis a felső méréshatár hibahatárán belül van, ez azonban nem jelenti azt, hogy a kapott 401±64ezer év minden kétséget kizárólag elfogadható. A telítettséget támasztja alá, hogy a stabilabban teljesítő post-IR $IRSL_{290}$ mérés esetében gyakorlatilag nem lehetett egyenérték dózist meghatározni, ugyanis a természetes intenzitások jóval a maximálisan mérhető intenzitások felett voltak (*8. ábra, C*). A mérési határ ($2\times D_0$= 879±21 Gy) egyébként közel esett az előzőekben mért értékhez (*II. táblázat*). A 2. jelű, löszből vett minta finomszemcsés kvarc frakciója a double-SAR mérések kapcsán ugyancsak telítettséget mutatott (*8. ábra, C*). Ez esetben szintén exponenciális+lineáris függvénnyel lehetett a legjobban leírni a lumineszcens intenzitások alakulását. Az ezekből számolt telítődési dózis $2\times D_0$= 134±5 Gy volt, ami az adott dózsiteljesítmény mellett mindösszesen 39,1±3,9 ezer évnek felel meg (*II. táblázat*).

A polimineralikus mintán elvégzett post-IR $IRSL_{290}$ mérés kapcsán kapott elvi mérési határ 968±94 Gy volt, ami jól illeszkedik az 1. minta esetében tapasztalt telítettségi értékekhez. Mindazonáltal, ezúttal a mért egyenérték dózisok egy kivételével a határérték alattiak voltak (*8. ábra, E*), azaz ez esetben tényleges kor számítása is lehetővé vált, ennek értéke 185±17 ezer év.

II. táblázat. A mért egyenérték dózis értékek (De) és felső mérési határok ($2\times D_0$) több mérés átlaga alapján, valamint az ebből számított koradatok

Table II. *Measured equivalent doses (De) and upper measurement limits ($2\times D_0$) based on the mean of several measurements, and the calculated ages*

Minta	Protokoll	n (db)	D_e (Gy)	$2*D_0$ (Gy)	Kor (ezer év)	Minimum kor (ezer év)
1	SAR	8	827±70	154±16	-	77±11
1	postIR $IRSL_{225}$	9	1019±28	986±98	415±54	401±64
1	postIR $IRSL_{290}$	3	-	879±21	-	357±46
2	double-SAR	12	237±2	134±5	-	39±4
2	postIR $IRSL_{290}$	6	701±26	968±94	185±17	-

A kavicsos üledék elterjedése

A siklóbevágásban az alaphegységre települő durva kavics megléte régóta ismert. Szabó (1957) kéziratos szelvényén jól látszik, hogy a kavics dél felé a Somssichhegyi Mészkőig terjed, és utóbbival együtt lösz és lejtőtörmelék fedi őket. Rajzán jelöli, hogy a kavicsanyag délen, a jura mészkő mellett a legdurvább, ahogy ma is megfigyelhető. Ezt a szelvényt Vadász (1960; 66. ábra) kiegészítve, ám a fedőhegységet tekintve kissé pontatlanul veszi át. Hasonlóképpen ábrázolja a fedőhegységet Vörös (1990), míg Rálischné Felgenhauer (1985) szelvénye nem mutatja be.

A kavicsos összlet nemcsak a siklóbevágásban, hanem az annak nyugati oldalán lévő, mészkőből és dolomitból álló kiemelkedés tetején is megtalálható. A kiemelkedés déli falában a Somssichhegyi Mészkő fölött, átlagosan 1 m (maximálisan 2 m) vastagságban és 40 m hosszban figyelhető meg. A kavics itt is viszonylag jól osztályozott, durva (8–10 cm jellemző átmérőjű), változó koptatottságú, és uralkodóan karbonátos kőzetekből áll. A környék bejárása során ezen az előforduláson, a Templom-hegy nyugati oldalán kívül nem találtunk hasonló kavicsfeltárást.

Az eredmények értelmezése

Az üledék származási helye

A homokos kavics összlet kavicsanyagának makroszkópos vizsgálata alapján elmondható, hogy a kavics helyi forrásból származik. A forráskőzetként azonosított képződmények az alaphegységet alkotó középső-triász–alsó-jura formációk, a Templomhegyi Dolomit, a Mészhegyi Homokkő és a Somssichhegyi Mészkő, valamint a pleisztocén korú vörösagyag–kalcit üregkitöltései. Ezek a képződmé-

nyek mind megtalálhatók a közvetlen közelben, a Templomhegy és az attól kb. 200 méterrel nyugatra fekvő Somssichhegy területén, a hegyek északi oldalán (*2. ábra*). Távolabbról, például a Villányi-hegység délebbi részéről vagy a Mecsekből származtatható kőzetanyag nem került elő. A kavicsok vegyes, részben gyenge koptatottsága sem utal túl hosszú szállításra.

A kavicsbetelepüléses aleurit (C egység) kavicsainak kőzetanyaga szintén a helyi alaphegységből származik. Mivel itt a koptatottság sokszor kifejezetten gyenge, a kavicsoknak igen rövid szállítás során kellett mai helyükre kerülniük. A jobban koptatott törmelékanyag részben a homokos kavicsegységből történő áthalmozásból származhat.

A kavicstestbe települő homok nehézásványos összetétele alapján változatos összetételű, döntően metamorf ásványtörmelékkel jellemezhető származási terület, illetve forráskőzetek valószínűsíthetők. A homoklencse ásványos összetételét a helyben megtalálható felső-triász Mészhegyi Formációval és alsó-jura Somssichhegyi Formációval és a területtől északra meglévő pannóniai homokokéval vetettük össze.

A Villányi-hegység közvetlen északi előterében előforduló pannóniai üledékekről nem rendelkezünk mikromineralógiai ismeretekkel, az összehasonlítás alapját a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területet jellemző (Pécs-)nagyárpádi és (Pécs-)üszögpusztai homokból született adatok (HERMANN 1957, KLEB 1968) képezik. E két előfordulást döntően magnetit, cirkon, gránát, klorit, kevesebb apatit, kianit, epidot, turmalin, zöld amfibol, ilmenit jellemzi a 100–120 µm-es szemcsefrakcióban, melyek többsége megtalálható a homoklencse nehézásvány-társulásában is. Az ásványtípusok további diagnosztikus tulajdonságainak hiányában (például alak, szín, belső szerkezet) ezek az adatok korlátozottan használhatók fel.

A homoklencse nehézásvány-társulása nagyfokú hasonlóságot mutat a karni Mészhegyi Homokkőből és a pliensbachi Somssichhegyi Mészkő törmelékes alsó szakaszából megismert ásványtársuláshoz (POZSGAI et al. in press), mind az ásványok minőségét, színét, alaki tulajdonságait és mállási bélyegeit tekintve. A jó azonosíthatóság alapján arra következtetünk, hogy a lepusztulás nagy arányban érintette a közvetlen környezet mezozoos forráskőzeteit. Tekintettel a Somssichhegyi Formáció homokkőrétegeinek kötöttségére, a származás a Mészhegyi Formáció laza, gyengén cementált homokköveiből valószínűsíthető. Ezt támasztja alá a homokbetelepülésben talált, a Mészhegyi Homokkőből származó homokkő anyagú kavics is.

Lehetséges üledékképző folyamatok

A homokos kavicsegység üledékszerkezetei nem látványosak és nem túl jellegzetesek; a korábbi kutatások mezozoikumra koncentrálása mellett ez is oka lehet annak, hogy ezzel a kőzettesttel eddig kevéssé foglalkoztak. A fentiek miatt az üledéket lerakó folyamatok meghatározása sem egyszerű.

A lehetséges üledékképző folyamatok közt a kőbányák szomszédságában akár az antropogén hatás is felmerülhet. A bányameddőként való értelmezést azonban kizárják a többé-kevésbé lekerekített kavicsok, az „A" egységre települő aleurit in situ kialakult pleisztocén szerkezete (pl. gyökér menti kalcithártyák), valamint az OSL kormeghatározás eredménye.

Feltételezhető lenne az is, hogy a kavicsos összlet lejtőtörmelék. Ebben az esetben azonban a kavicsanyag jelentős része nem lenne koptatott. A feltárásban a gravitációs úton szállítódó törmeléknél várt lejtőirányú gradációt sem figyelhetjük meg: leguruló kavicsok esetén a legnagyobb darabok szállítódnak legmesszebb, a feltárásnak viszont a legfelső részén látható a legdurvább törmelékanyag. Szintén a lejtőtörmelék ellen szól, hogy a feltárástól a hegy csúcsáig a szintkülönbség nincs több 20 méternél (*2. ábra*). Emiatt az is valószínűtlen, hogy korábban koptatott kavicsok halmozódtak át lejtőmozgással, hiszen a feltárásnál magasabban fekvő lehetséges forrásterület kiterjedése nagyon kicsi.

A koptatott kavicsok hosszabb idejű szállításra utalnak, ez alapján abráziós vagy folyóvízi eredet jöhet szóba. A helyi anyagok dominanciája jellemző lenne az abráziós környezetre. Jelenlegi ismereteink szerint a területen abrázióra képes nagyobb állóvíz utoljára a késő-miocénben volt jelen (a Pannon-tó). A késő-miocén kort viszont nem teszi valószínűvé az üregkitöltő, vörösagyaggal társuló kalcitok jelenléte. Magukban a kavicsokban nem fordult elő ősmaradvány, ezért elméletileg nem zárható ki, hogy kvarternél idősebbek. Kőzetanyaguk ugyanakkor megegyezik a közvetlen közelben található, gerincesmaradványok alapján pleisztocén korú (PAZONYI 2009) üregkitöltések anyagával. A kavicsösszlet minden kőzettípusának forráskőzete előfordul a közvetlen közelben, ezért a kalcit és vörösagyag anyagú kavicsokat sem indokolt messzebbről származtatni, így analógia alapján pleisztocén korúnak tekintjük őket. A lumineszcens mérés eredménye is pleisztocén kort mutatott. Emellett a kavicsanyag vegyes, gyengétől jóig terjedő koptatottsága inkább a folyóvízi üledékekre jellemző, mint abráziós kavicsra. A homoklencse keresztlemezessége áramló vízből való ülepedésre utal. A szemcseméret feltárás menti változása folyóvízi környezetre jellemző lehet: a feltárás északi részén, a kiugró, kemény alaphegységi szirt (Somssichhegyi Mészkő) tövében található a legdurvább kavics, ahol a víz erősen áramlik és közvetlenül alámossa a sziklát. A nem kifejezett rétegzés és általában az üledékszerkezetek hiánya arra utal, hogy a kavics viszonylag sekély vízfolyásban rakódott le. A szórványosan megjelenő kevésbé ellenálló, ugyanakkor szögletes vagy alig koptatott kavicsként megjelenő kőzettípusok (pl. kalciteres márga, Mészhegyi Homokkő) nem eshettek át jelentős szállításon, ezek lejtőmozgással kerülhettek a felhalmozódás helyére és keveredhettek kis mennyiségben az üledékbe. Az üledékképződési környezet így folyóvízre határolható le, azaz a kavicstest teraszként értelmezhető. Ez a megállapítás azért jelentős, mert eddig nem volt ismert folyóvízi összlet a Villányi-hegység területén. Hasonló jellegű, szintén kis távolságból származtatott kavicsösszleteket a Báni-hegységből írtak le (BANAK 2012, PIKIJA et al. 1995).

A folyóvízi rendszerekhez kapcsolódva felmerül a hordalékkúpként való értelmezés lehetősége is. Ennek

leginkább a morfológiai viszonyok mondanak ellent. Nincs a területen olyan vízgyűjtő, aminek az anyaga itt fel tudott volna halmozódni. A vizsgált feltárások egy keskeny, változó magasságú gerinc mellett helyezkednek el, a gerincnél alig alacsonyabban (*1.* és *2. ábra*). Korábbi kutatások a pliocén–kvarter ősmaradvány-lelőhelyek alapján azt állapították meg, hogy a Villányi-hegység kb. 3 millió éve kiemelkedett fedője alól, és morfológiája azóta nem változott sokat (Sebe et al. 2014), azaz a vizsgált feltárások geomorfológiai környezete a maihoz hasonló lehetett a középső- és késő-pleisztocénben is. Emellett a kavicsos összlet kőzetanyagából hiányoznak a középső- és felső-jura formációk kőzettípusai, azoké a formációké, amelyek a kavicstestnél akár csak kicsivel is magasabban, tőle délre helyezkednek el és forrásként (lepusztulási területként) szolgálhattak volna. A hordalékkúpokon gyakori törmelékfolyásnak a legalább közepes osztályozottság, a durvahomoknál finomabb frakciók hiánya mond ellent.

A „C" egység homokos aleuritjában löszre jellemző bélyegek figyelhetők meg: a mikropórusok, illetve azok kalcitos bevonata a lágyszárú növényzet hajszálgyökerei mentén képződik. Az aleurittest alakja lapos, enyhe lejtőjű völgy kitöltésére utal. A lemezes szerkezet és a kavicszsinórok időszakonkénti felületi lemosást mutatnak. Az aleuritos összlet így „lejtőlöszként" (lejtőn lerakódott löszként) értelmezhető, ahol az anyag részben hullóporként, részben lejtőlemosással érkezett, de az egész összlet helyben diagenizálódott, elsősorban a gyökerek által kiválasztott karbonát hatására.

Ősföldrajzi viszonyok

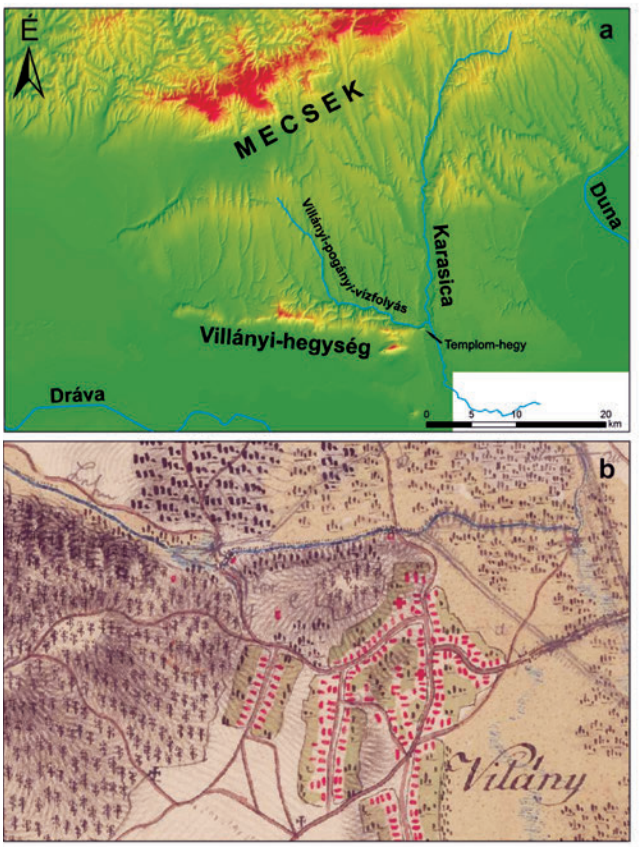
A homokos kavicsot lerakó folyó nyomozásával információkat nyerhetünk a lerakódás idején uralkodó ősföldrajzi viszonyokról. A terület mai vízhálózatát tekintve csak néhány vízfolyás jöhet szóba mint a teraszkavics szállítója.

A Dráva eddigi ismereteink szerint soha nem járt a Villányi-hegység északi oldalán. Amellett, hogy egy ekkora folyónak morfológiában is megjelenő nyomokat és nagy mennyiségű üledéket kéne hátrahagynia, a Dráva jelenlétét kizárja a távoli forrásból származó kőzetanyag és a nagy mennyiségű csillám hiánya a feltárásban; a Dráva-üledékekre mindkettő jellemző.

A templom-hegyi kavicsot lerakó vízfolyás helyi anyagokat dolgozott fel, ezért távolabbi folyásának lefutásáról nem kapunk információt. Mivel azonban messzi forrásból származó kavicsot nem tartalmaz, azt tudjuk, hogy vízhozama és ezzel vízgyűjtő területe nem lehetett túl nagy. A vizsgált feltárásban azonosított kőzettípusok megtalálhatók mind a közvetlen, igen szűk környezetben, mind a Villányi-hegység északi oldalán több helyen. A kavicsot így egy északról lefutó, de egy, a hegység északi peremén nyugat felől érkező folyó is lerakhatta. Az, hogy a kavicstest elterjedése a Templom-hegyre korlátozódik, a nyugatról érkező vízfolyás ellen szólhat, ám figyelembe kell venni azt is, hogy a meredek domborzaton kicsi egy folyóvízi kavics lerakódásának és főleg megőrződésének az esélye, ma már nem feltétlenül találjuk meg az üledékeket a folyó teljes hossza mentén.

A Templom-hegy közvetlen környezetében két vízfolyás található, amelyek szorosan a hegység előterében húzódó völgyekben futnak: a Villányi-pogányi-vízfolyás és a Karasica (*9. ábra*).

A Karasica a terület nagyobb vízfolyása. Vízgyűjtője felnyúlik a Kelet-Mecsekig, innen a folyó délnek tart, majd a Villányi-hegység legdélebbi részénél, a Beremendi-rögnél fordul keletnek és a Báni-hegység északi előterében fut a Duna felé. Mintegy 1,5 km széles, határozott peremekkel rendelkező völgyébe nyugatról belenyúlik a Templom-hegy (*2.* és *9. ábra*), azaz a folyó a széles völgy kialakításakor egyenesen nekifuthatott a Templom-hegy alaphegységi rögének. Maga a siklóbevágás és a tőle nyugat felé húzódó kavics-előfordulás ugyanakkor a Karasica mai völgyétől még nyugatabbra található (*2.* és *9. ábra*), azaz kérdéses, hogy a Karasica elérhette-e ezt a helyet. A másik szóba jöhető vízfolyás a Villányi-pogányi-vízfolyás, amely nyugatról érkezik a Villányi-hegység északi lábát követve és a Templom-hegy után torkollik a Karasicába. Az első katonai felmérés térképén (http://mapire.eu/hu; Timár et al. 2011) jól látszik, hogy a vasútépítés előtt közvetlenül a Templom-hegy alaphegységi kőzetei mellett folyt (*9. ábra, B*). Felté-



9. ábra. A) Főbb vízfolyások a Mecsektől délre eső területen; B) a Villány-pogányi-vízfolyás az I. katonai felmérés térképén (1763–1787) (http://mapire.eu/hu; Timár et al. 2011)

Figure 9. *A) Main watercourses south of Mecsek Mountains; B) the Villány-Pogány Stream in the map of the 1st Military Survey (1763–1787) (http://mapire.eu/hu; Timár et al. 2011)*

telezhetjük, hogy ez a negyedidőszak korábbi szakaszára is igaz lehetett, azaz valószínűleg ez a vízfolyás lehetett a kavicsterasz kialakítója. A Templom-hegytől nyugatra fekvő Somssich-hegy csúcsáról nyíló, megközelítőleg 900 ezer éves Somssich-hegy–2 lelőhelyen viszonylag sok vízhez kötött csiga és gerinces (kétéltűek, hüllők, kisemlősök) maradványait találták meg (KROLOPP 2000, PAZONYI et al. 2013, SZENTESI 2016), ez arra utal, hogy a negyedidőszakban már régóta létezhet nyugatról érkező, a hegység északi lábánál végigfutó vízfolyás. Ennek nem feltétlenül kellett egy tengerszint feletti magasságban lennie a lelőhellyel, ahogy egyes munkák feltételezték (KROLOPP 2000); a kétéltűek például több száz méterre eltávolodhatnak éves vándorlásukkor a szaporodási helyül szolgáló víztesttől (pl. KOVAR et al. 2009), és ez az eltávolodás magasságkülönbségben is jelentkezik.

Akár a Villány-pogányi-vízfolyás, akár a Karasica rakta le a Templom-hegy alaphegységi képződményeire a kavicsot, feltételezhetjük, hogy a vízhálózat fő vonásaiban hasonló lehetett a maihoz, nem túl nagy vízgyűjtőjű, északias irányból érkező vizekkel.

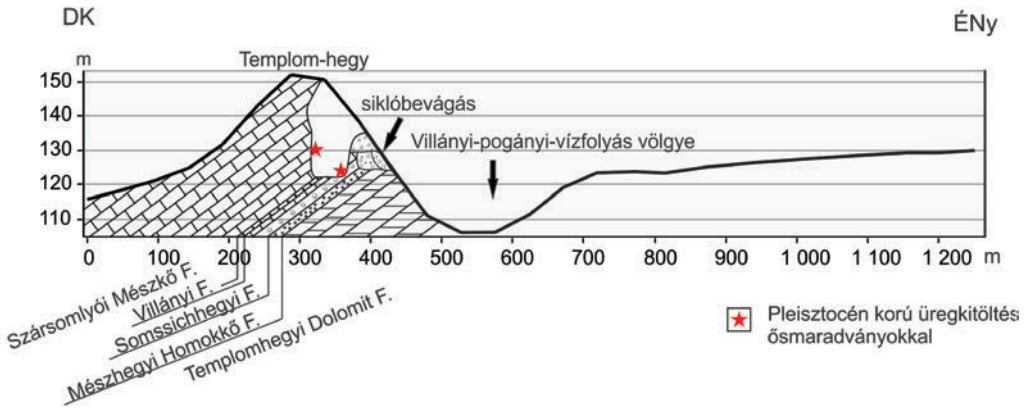
Tektonikai következtetések

A mai völgytalphoz képest magasabb helyzetben lévő kvarter folyóvízi üledék a hegység fiatal emelkedéséről szolgáltat információt. A korábbi kutatások teljes egyetértésben vannak a tekintetben, hogy a Villányi-hegység jelenleg emelkedő mozgást végez. Mikrotektonikai mérések és szeizmikus szelvények vizsgálata alapján CSONTOS et al. (2002) szerint a Villányi-hegység a késő-miocén óta ÉNy–DK-i kompresszió hatására egy jobbos eltolódási zónában emelkedik. Ez összhangban van BADA et al. (2007) azon eredményeivel, hogy a területen GPS-adatok és feszültségmérések alapján jelenleg eltolódásos-transzpressziós feszültségtér uralkodik. PETRIK (2009) a Villányi-hegység mezozoos képződményeinek mikrotektonikai vizsgálata során pliocén-kvarter ÉK–DNy-i transzpressziós feszültségteret azonosított. A Villányi-hegység HORVÁTH & CLOETINGH (1996) szerint is emelkedik. Az idézett következtetéseket jórészt mezozoos képződményeken végzett mérések és felső-miocénnél nem fiatalabb üledékeket leképező szeizmikus szelvények alapján vonták le. A vizsgált kvarter üledék segítségével ezt a képet pontosíthatjuk.

Az egykori völgytalpat jelző folyóvízi kavicstestnek a mai vízfolyáshoz viszonyított magasságából és korából megbecsülhető az adott időszakra a terület átlagos emelkedési üteme. A kavicstest homoklencséje a lumineszcens kormeghatározás szerint több mint 400 ezer éves. A feltárás a mai völgytalpnál körülbelül 20 méterrel magasabban található (*10. ábra*). Ebből kiszámítható, hogy az átlagos emelkedési ütem a negyedidőszak fiatalabb részében legfeljebb ~0,05 mm/év lehetett. Amennyiben a teraszkavics jelentősen idősebb 400 ezer évnél, ez a ráta akár jóval alacsonyabb is lehet. Ezek a számok a hegység viszonylag lassú kvarter emelkedésére mutatnak, hasonlóan a hosszabb távra, az utolsó 3 millió évre őslénytani alapon korolt lelőhelyek tengerszint feletti magassága alapján számolt, 0,016 mm/éves átlagos emelkedési ütemhez (SEBE et al. 2014).

Következtetések

A vizsgált durvakavicsos üledék nem értelmezhető antropogén felhalmozódásként, lejtőtörmelékként és tavi vagy tengeri abráziós kavicsként sem. A kőzetanyag alapján a kavicsok a közvetlen közelből származnak, a forráskőzetek nagy része azonosítható a Villányi-hegység északi részén található, főleg alaphegységi, kis részben fiatalabb kőzettípusokkal (Templomhegyi Dolomit, Mészhegyi Homokkő, Somssichhegyi Mészkő Formáció, üregkitöltő vörösagyag és kalcit). A rövid szállítási távolságot támasztja alá a kavicsok vegyes, gyenge-jó koptatottsága és a kavicsba települő homok nehézásvány-összetétele is; utóbbi leginkább a közvetlen fekü felső-triász Mészhegyi Formációval és alsó-jura Somssichhegyi Formációval rokonítható. Az összlet, a környéken pleisztocén korú üregkitöltő kalcit



10. ábra. A Templom-hegy és a Villányi-pogányi-vízfolyás völgyének domborzati keresztmetszete. Az alaphegység felépítése VÖRÖS (2010) művéből átvéve. A szelvény lefutását l. a 2. ábrán

Figure 10. *Cross-section of Templom Hill and valley of Villány-Pogány stream. Structure of basement from VÖRÖS (2010). For the location of the cross-section see Figure 2*

és vörösagyag anyagú kavicsok alapján, pleisztocénnél nem idősebb; a homok lumineszcens módszerrel mért kora legalább 400 ezer év. A fentiek alapján a kavicsösszletet egy, a késő-pleisztocénnél korábban már létező vízfolyás üledékeként, folyóvízi teraszként értelmezhetjük. Ez a folyóvíz a mai Villány-pogányi-vízfolyás őse lehetett, amely a hegység északi előterében, végig szorosan annak lábánál haladva érinti a meghatározott forráskőzeteket.

A Villányi-hegység vizsgált területén a pleisztocén fejlődéstörténet a rendelkezésre álló információk alapján a következő lehetett: A Villányi-pogányi-vízfolyás a Templom-hegy északi oldalán, alaphegységi kőzeteken futott, azokat részben erodálta, részben pedig lerakta rájuk hordalékát, mielőtt a Karasica széles völgyébe futott volna. Ez a középső-pleisztocénben történhetett. A hegység lassú emelkedésével a vízfolyás bevágódott, a kavicstest szárazra került és erodálódott, kis, lapos völgy (vízmosás vagy inkább aszóvölgy, delle) vágódott bele. Ez később, a riss eljegesedés (azon belül a MIS 6 oxigénizotóp-stádium) során viszonylag rövid idő alatt kitöltődött lösszel és felületi lemosással szállítódó homok–kavics méretű törmelékkel. A teljes összletet átjáró, a hajszálgyökerek helyét jelző kalcithártyás mikropórusok alapján a hullóporos anyag diagenezise (a lösz képződése) lépést tudott tartani az üledékfelhalmozódással. Az anyagszállítás a mai völgy (a Villány-pogányi-vízfolyás völgye) felé történt. A terület emelkedési üteme a negyedidőszak második felében legfeljebb ~0,05 mm/év, de akár ennél jóval kisebb is lehetett.

Köszönetnyilvánítás

A munkát támogatta az OTKA (PD 104937), valamint a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 Nemzeti Kiválóság Program című kiemelt projekt, az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával. A feltárás letisztítását a Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskolája finanszírozta. Hálásak vagyunk Vörös Attilának, aki korábbi fényképeit, megfigyeléseit és írásos anyagait rendelkezésünkre bocsájtotta. Köszönjük a lektorok, Thamóné Bozsó Edit és Bradák Balázs gondolatébresztő kritikáit.

Irodalom — References

Adamiec, G. & Aitken, M. J. 1998: Dose-rate conversion factors: update. — *Ancient TL* **16/2,** 37–50.

Bada, G., Grenerczy, Gy., Tóth, L., Horváth, F., Stein, S., Cloetingh, S., Windhoffer, G., Fodor, L., Pinter, N. & Fejes, I. 2007: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities, and stress transfer. — In: Stein, S. & Mazzotti, S. (eds): *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. Geological Society of America Special Paper* **425,** 243–262. http://dx.doi.org/10.1130/2007.2425(16)

Banak, A. 2012: *Rekonstrukcija klimatskih promjena u kasnom pleistocenu na temelju sedimentologije prapora te paleontološke i izotopne analize malakofaune (Baranja, istočna Hrvatska).* (Reconstruction of Late Pleistocene climate change based on loess sedimentology, malacofaunal palaeontology and isotope analysis (Baranja, eastern Croatia).) — PhD Thesis, University of Zagreb, 155 p.

Csontos, L., Márton, E., Wórum, G. & Benkovics, L. 2002: Geodynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villany Mts, SW Hungary): Inferences from a complex structural analysis. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3,** 227–245. http://dx.doi.org/10.5194/smsps-3-227-2002

Chikán G., Marsi I. & Budai T. 2005: *Magyarország földtani térképe, Siklós (L-34-73) 1:100 000 térképlap*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

Hermann M. 1957: A Mecsek hegység és pereme pannóniai homokjainak mikromineralógiai vizsgálata. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **8,** 23–29.

Horváth, F. & Cloething, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266,** 287–300. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1

Huntley, D. J. & Baril, M. R. 1997: The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. — *Ancient TL* **15/1,** 11-13.

Kleb B. 1968: A Mecsek-hegység déli előtere pannóniai képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **98/3–4,** 335–359.

Kormos T. 1917: A Villányi hegység preglaciális képződményei és faunájuk. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról,* 99–415.

Kovar, R., Brabec, M., Vita, R. & Bocek, R. 2009: Spring migration distances of some Central European amphibian species. — *Amphibia-Reptilia* **30,** 367–378. http://dx.doi.org/10.1163/156853809788795236

Krolopp E. 2000: Alsó-pleisztocén Mollusca-fauna a Villányi-hegységből. — *Malakológiai Tájékoztató* **18,** 51–58.

Lóczy L. ifj. 1912: A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. — *Földtani Közlöny* **42,** 672–695.

Lóczy L. ifj. 1945: Igazgatói jelentés a Magyar Királyi Földtani Intézet 1943. évi működéséről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1943/I,* 1–45.

Lovász Gy. & Wein Gy. 1974: Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. — *Baranya monográfia sorozat, Baranya Megyei Tanács, Baranya Megyei Levéltár kiadványa* 215 p.

Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. — *Radiation Measurements* **32,** 57–73. http://dx.doi.org/10.1016/s1350-4487(99)00253-x

Murray, A. S., Schmidt, E. D., Stevens, T., Buylaert, J.-P., Marković, S. B., Tsukamoto, S. & Frechen, M. 2014: Dating Middle Pleistocene loess from Stari Slankamen (Vojvodina, Serbia) — Limitations imposed by the saturation behaviour of an elevated temperature IRSL signal. — *Catena* **117,** 34–42. http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.029

Nagy E. & Nagy I. 1976: A Villányi-hegység triász képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **17,** 111–228.

Novothny Á. & Újházy K. 2000: A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. — *Földrajzi Értesítő* **49/3–4,** 165–187.

Ősi, A., Pozsgai, E., Botfalvai, G., Götz, A. E., Prondvai, E., Makádi, L., Hajdu, Zs., Csengődi, D., Czirják, G., Sebe, K. & Szentesi, Z. 2013: First report of Triassic vertebrate assemblages from the Villány Hills (Southern Hungary). — *Central European Geology* **56/4,** 297–335. http://dx.doi.org/10.1556/ceugeol.56.2013.4.2

Pazonyi P. 2009: A Kárpát-medence felső-pliocén és kvarter emlősfauna közösségeinek paleoökológiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 283–304.

Pazonyi P., Mészáros L., Szentesi Z., Gasparik M. & Virág A. 2013: A Somssich-hegy 2-es lelőhely gerinces faunájának új kutatási eredményei. — In: Bosnakoff M., Dulai A., Vörös A. & Pálfy J. (szerk.): *16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető.* Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 30–31.

Petrik A. 2009: A villányi-hegységi mezozoos képződmények mikrotektonikai méréseinek értelmezése. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 217–236.

Pikija, M., Šikić, K., Sarkotić-Šlat, M. & Magaš, N. 1995: Geologija hrvatskog dijela Baranje [Baranya horvátországi részének földtana]. — *Proceedings of the First Croatian Geological Congress, Opatija, 18–21/10/1995, Zagreb,* 447–451.

Pozsgai, E., Józsa, S., Dunkl, I., Sebe, K., Thamó-Bozsó, E., Sajó, I., Dezső, J. & von Eynatten, H. (in press): Provenance of the Upper Triassic siliciclastics of the Mecsek Mountains and Villány Hills (Pannonian Basin, Hungary): constraints to the Early Mesozoic paleogeography of the Tisza Megaunit. — *International Journal of Earth Sciences.* http://dx.doi.org/10.1007/s00531-016-1406-0

Prescott, J. R. & Hutton, J. T. 1994: Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depth and long-term time variations. — *Radiation Measurements* **23,** 497–500. http://dx.doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8

Rakusz Gy. & Strausz L. 1953: A Villányi-hegység földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **41/2,** 3–27.

Rálischné Felgenhauer, E. 1985: Villányi-hegység, Villány, Templomhegyi siklóbevágás. — *Magyarország geológiai alapszelvényei.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p.

Roberts, H. 2007: Assessing the effectiveness of the double-SAR protocol in isolating a luminescence signal dominated by quartz. — *Radiation Measurements* **42,** 1627–1636. http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2007.09.010

Schmidt, E. D., Machalett, B., Markovic, S. B., Tsukamoto, S. & Frechen, M. 2010: Luminescence chronology of the upper part of the Stari Slankamen loess sequence (Vojvodina, Serbia). — *Quaternary Geochronology* **5,** 137–142. http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2009.09.006

Sebe, K., Pazonyi, P., Gasparik, M. & Szujó, G. L. 2014: A Villányi-hegység emelkedéstörténete őslénytani adatok alapján. — *17. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Győr. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető.* Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 31–32.

Szabó P. 1957: *A klasszikus villányi szelvény üledékföldtani újravizsgálata. — Szakdolgozat,* ELTE, Budapest.

Szentesi, Z. 2016: Urodeles from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality (Villány Hills, Hungary). — *Földtani Közlöny* **146/1,** 37–46.

Thiel, C., Buylaert, J. P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S. & Frechen, M. 2011: Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria), — Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol — *Quaternary International* **234,** 23–31. http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018

Thomasen, K. J., Murray, A. S., Jain, M. & Bøtter-Jensen, L. 2008: Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. — *Radiation Measurements* **43,** 1474–1486. http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.06.002

Timár, G., Biszak, S., Székely, B. & Molnár, G. 2011: Digitized Maps of the Habsburg Military Surveys: Overview of the Project of ARCANUM Ltd. (Hungary). — In: Jobst, M. (ed.): *Preservation in digital cartography. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography, Springer, Berlin-Heidelberg,* 273–283. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-12733-5_14

Újvári, G., Molnár, M., Novothny, Á., Páll-Gergely, B., Kovács, J. & Várhegyi, A. 2014: AMS 14C and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): chronology for 20 to 150 ka and implications for establishing reliable age-depth models for the last 40 ka. — *Quaternary Science Reviews* **106,** 140–154. http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.009

Vadász E. 1960: *Magyarország földtana.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.

Vörös A. 1990: Villányi-hegység, Villány, Templom-hegy, felső kőfejtő. — *Magyarország geológiai alapszelvényei,* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p.

Vörös A. 2010: A villányi mezozoos rétegsor: visszatekintés új nézőpontból. — *Földtani Közlöny* **140/1,** 3–30.

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* **41/4,** 369–391. http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 07.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
147/1, 99–100., Budapest, 2017

In memoriam

Dr. Bognár Lászlóné Soproni Jolán

1936–2016



Soproni Jolán Zalaszentgróton született, édesanyja téglagyári munkás, édesapja Soproni Ede molnár volt. Az általános iskolát Zalaszentgróton végezte végig kitűnő eredménnyel.

Gimnáziumban szeretett volna tovább tanulni, de 1950-ben édesapját internálták hivatalos vád és ítélet nélkül több mint két és fél évre, mert a gazdáknak a bevitt búzáért cserébe lisztet adott vissza. Édesanyja ekkor ment a téglagyárba dolgozni, hogy nevelni tudja két kislányát.

1951-ben Nagykanizsán indult a Vegyipari, Ásványolajbányászati és Geológiai Technikum, ahol kollégiumi elhelyezést kapott és „véletlenszerűen" a geológiai osztályba írták be tanulóként, amiről akkor még semmit sem tudott. A technikum négy évét kitűnőként végezte, amely annyiban volt különleges, hogy minden tanév más-más helyen és épületben zajlott. 1955-ben érettségizett, az osztályfőnökük Vitális György volt.

A technikumi tanulmányok befejeztével geológus technikusként első munkahelye a Dorogi Szénbányászati Tröszt volt. Munkája során olyan, Venkovits István által kidolgozott, vízelemzési eljárást alkalmazott, amellyel a bányában pillanatok alatt ki lehetett mutatni, hogy a vágatokban szivárgó víz az karsztvíz-e, vagy sem. Egyedül járt le a szénbánya valamennyi karsztvíz által veszélyeztetett aknájába. Ha szivárgó vizet észleltek a bányászok, és az elemzés karsztvizet mutatott ki, azonnal leállíthatta a fejtést. 1956 novemberében, amikor még nem indult be a rendes termelés a bányákban és a tanítás az egyetemeken, vőlegényével hazautaztak Zalaszentgrótra, ahol gyors elhatározással karácsonykor összeházasodtak. 1957. elején „racionalizálás" történt szinte mindenütt az országban, így Dorogon is, ahol állítólag nem tudták, hogy ki is az a Bognár Lászlóné, ezért elbocsájtották. Ezt követően segédmunkásként dolgozott három hónapig egy asztalos műhelyben, ahol enyvet főzött, söpörte a faforgácsot és bevásárolt a munkásoknak.

A történetét ismerve Molnár Edit fotóriporter, akivel szomszédok voltak, bevitte a Parlamentbe, ahonnan akkor a rádió adásait közvetítették. Itt egyenes adásban Padisák Mihály beszélgetett vele a történtekről, amit nemcsak a szülei hallottak, hanem azok a diákok is, akikkel együtt járt a technikumba. Mivel társai tudták, hogy Ő volt az iskola legjobb tanulója, sikerült elérni, hogy a Szabó József Geológiai Technikum akkori igazgatója, Medgyes Béla felvegye technikus tanárnak. Tanárként egyetlen volt, aki közel 37 évig hű maradt az iskolához, nyugdíjazásáig itt dolgozott.

Mint technikus tanár Barátosi József tanár úr felügyelete alatt kezdett, a labor és a szertár lett a munkahelye és féligmeddig otthona is, mert imádott tanítani. A technikumban, majd a szakközépiskolában kémia, majd ásványtani, kőzettani és talajmechanikai laboratóriumi gyakorlatvezetőként végezte mindennapi munkáját.

A tanítás mellett az iskolában közönségszervező is volt, sikerült elérnie, hogy sok tanulónak színház- és operabérlete legyen. A kis létszámú iskola sok diákja akkoriban rendszeresen járt színházba és nem volt olyan előadás, ahová ne tudott volna jegyet szerezni. A tanítás mellett sokáig vezetője volt a fotószakkörnek, ahol sok diákkal szerettette meg a fényképezést.

Örömmel vállalta első osztályfőnöki megbízatását 1967-ben, amit nagy odaadással, lelkiismeretesen teljesített. Miközben tanárként dolgozott és férjével együtt nevelték két gyermeküket, 1972-ben kitüntetéssel végezte el a Budapesti Műszaki Egyetem Gépészmérnöki Karán, levelező hallgatóként a műszaki oktató szakot. A második osztályfőnöki megbízatása alatt (1971–1975) már Albertfalva mellett 1973-tól Tatabányára is járt tanítani, mert attól a tanévtől kezdve az iskolát átköltöztették a Pécs Antal Bányaipari és Aknászképző Technikum és Szakközépiskola épületébe. Tatabányán is volt osztályfőnök, utolsó osztálya 1988-ban ott érettségizett.

Az iskola jellegéből adódóan sokat vitte a diákokat évközi tanulmányi kirándulásokra és terepgyakorlatokra. Ezeken mindig lelkesen kísérte a tanítványait, néha bizony a saját gyerekeivel együtt, akik a diákokkal együtt ismerték meg az országot, a földtani értékeket és az akkori bányahelyeket.

1991-ben ment nyugdíjba. Ekkor a nevelés–oktatás érdekében végzett több évtizedes áldozatos munkájáért megkapta a Pedagógus Szolgálati Emlékérmet. Erkölcsi elismerést leginkább diákjaitól kapott nyugdíjasként is. A földtan területén végzett magas színvonalú oktató-nevelő tevékenységéért, tanítványai kezdeményezésére, a Magyarhoni Földtani Társulattól 2012-ben megkapta a Lóczy Lajos Emlékplakettet.

2002-ben egészségében kedvezőtlen változás állt be, szervezetében egy nagyon ritka szívdaganat fejlődött ki. Ezt követően egyre több, újabb és újabb egészségügyi problémával küzdött. Férje és családja odaadóan óvta, gondozta. Szervezete legyengült, 2016. május utolsó napján ismét kórházba került, ahonnan már nem térhetett haza. Erős akarata ellenére betegségei legyőzték szervezetét. 2016 októberében végleg itt hagyta családját, rokonait, ismerőseit, iskolatársait és tanítványait.

Az iskolában eltöltött több, mint negyven év alatt mindenki megismerte. A „laborban", amely „második otthona" volt, ajtaja mindig nyitva állt a problémáikkal hozzá forduló diákoknak. Osztályfőnökként, diákjaira úgy vigyázott „mint Anya gyermekeire", óvott, védett minden tanulót. Munkássága során tanárként pontosságra, precizitásra nevelt, diákjait tanácsokkal látta el. A tanulmányi kirándulásokon, terepgyakorlatokon mindenkihez volt néhány szava, gondolata, nemcsak azokhoz, akik a kegyeit keresték. Együtt tudott örülni a tanítványaival, ha valamelyikük egy különlegesen szép ásványt vagy ősmaradványt talált. Rendszeresen eljárt tanítványai osztálytalálkozóira, ameddig az egészsége megengedte. Férjével együtt gyűjtötték az iskola történetét dokumentáló fényképeket, amelyet rendszereztek, digitalizáltak, témák, évfolyamok, osztályok szerint, megírták visszaemlékezésüket, amit férje előadott a 2011-es Iskolanapon. Az oktatás–nevelés iránti elkötelezettsége, következetessége mindenkiben tiszteletet ébresztett. Emberi magatartása példamutató minden korosztály számára.

Nem felejtünk el! Nyugodj békében!

Puzder Tamás
(kiegészítve Bognár László visszaemlékezéseivel)

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
147/1, 101–102., Budapest, 2017

In memoriam

Dr. HUNYADI László

1936–2016



Mi, a tanítványai HUNYADI Lászlót mindig Pilis községhez kötöttük, ahol született, és felnőtt életében lakott, azonban saját elmondása szerint élete főbb eseményei Monorierdőhöz kötődtek, kivételt képez a házassága és a fia születése. Édesapja fodrász volt, de előtte csendőrként dolgozott, aminek kárát és hátrányát évtizedekig viselte. Ennek ellenére a lehetőséget a szüleinek köszönhette, mindig ők mondogatták, hogy neki állandóan tanulnia kell, mert csak így viheti valamire, és hogy csak így lehet más, mint a többi, és hogy számára csak ez az egyetlen lehetőség.

Apai nagyanyja szabadkai származású, német anyanyelvű, német–francia szakos tanárnő volt. Neki is sokat köszönhetett, mert ő is elég gyakran emlegette a tanulás fontosságát. László mindig igyekezett megfelelni az elvárásainak. Az akkori legjobb budapesti gimnáziumban, a Berzsenyiben érettségizett. A gimnáziumi érettségi után a geológiát választotta, de apja miatt csak két év kihagyás után vették fel az ELTE-re, melyet 1961-ben sikeresen elvégezett.

Szakmai pályáját 1961–62-ben az Országos Vízkutató Vállalatnál, hidrogeológusként kezdte meg. 1962-től mérnöktanárként dolgozott, majd elvégezte az ELTE térképészeti szakát is, így 29 évesen már két diplomával rendelkezett. Ezt követően aspiránsnak jelentkezett az MTA-nál, de jelentkezését politikailag okból elutasították. Ez nem szegte kedvét, folyamatosan tanult, tovább képezte magát. Munka mellett közel 20 évet járt különböző egyetemekre, hogy önmagának, és másoknak is bizonyítson. Elvégezte a filozófia–történelem, majd a pedagógia szakot, ezt követően egy UNESCO víz- és építésföldtani tanfolyamot angol nyelven, később építőipari és építésföldtani szakmérnöki vizsgát tett. Egyetemi doktori címét 1966-ban védte meg a földrajz szakterületén.

1962-től tanított a Szabó József Geológiai Technikumban (1971-től Szakközépiskolában) földtani és földrajzi tárgyakat (általános földtan, őslénytan, földtörténet, természet- és társadalomföldrajz stb.). A szakközépiskolában 1972–1976 között műhelyfőnök (az elméleti és gyakorlati szaktantárgyak felelőse) volt. 1962-től naponta ingázott Pilisről Albertfalvára, majd 1973–1976 között esetenként Tatabányára tanítani (a Geológiai Szakközépiskola elköltözött és integrálódott a Péch Antal Bányaipari és Aknászképző Technikum és Szakközépiskolába). A mindennapi utazást szervezete egyre kevésbé tolerálta.

1971-től a Geológiai Szakközépiskola mellett, majd az iskola 1973-ban Tatabányára történt elköltözése után a Közlekedési és Távközlési Műszaki Főiskolán tanított, ahol a Geotechnikai Tanszék adjunktusa volt. Mérnöktanárként oktatott még a BME Építőmérnöki Karán és az Építőipari Szakközépiskolában, továbbá a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Kar Földrajz–Környezettan Tanszékén, és az ELTE TTK Regionális Földrajz Tanszékén is. 1978-ban földtani szakértői jogosultságot, majd fényképész mester szakképesítést szerzett.

1980-ban jelentkezett a Pázmány Péter Hittudományi Egyetemre, ahol elvégezte a teológia szakot, majd 1985-ben a hittanári diplomát is megszerezte. Eközben 1981-től a Szentendrei Ferences Gimnáziumban a földrajzi tárgyak vezető tanára lett, azaz újra visszakerült a katedrára, ahol végre ismét megtalálta önmagát. 1996-ig, nyugdíjba vonulásáig a Katolikus Középiskolák Főigazgatóságának földrajz szakfelügyelője volt.

1996-ban megvédte kandidátusi címét földrajz tudományból. Az ELTE docense, a miskolci Pedagógiai Egyetem szakértője és a katolikus kerettanterv egyik szerkesztője lett.

Szakmai munkabírását és tehetségét igazolják az ebben az időszakban megjelent könyvei is, mint pl. A világ vallásföldrajza; Az emberiség vallásai az őskortól napjainkig; a Vallástan és a Magyarság történeti vallásföldrajza. Jelenleg folyamatban van ez utóbbi könyv aktualizálása, és újra kiadásra történő szerkesztése.

Az 1970-es évektől a középfokú geológusoktatás szaktankönyv-sorozatának szerkesztője, négy tankönyv önálló szerzője, továbbá egynek társszerzője. Munkásságát és oktatói tevékenységét összesen 14 középiskolai, főiskolai, egyetemi tankönyv dicséri a földtan, a földrajz, a térképészet és a vallásföldrajz területéről.

Nyugdíjba vonulása után nagy kedvvel folytatta sokrétű tudásának írásba foglalását, elkészült műveinek gondozását, és a kiadási lehetőségek felderítését. Természettudományi ismereteit teológiai tudásával ötvözve kilenc könyvet jelentetett

meg, amelyek ma már csak könyvtárakban, és egy-két szerencsés tanítványánál lelhetők föl. E munkáit nem csak tisztelettel őrzik, hanem sokat forgatják is őket, érdekes tartalmuk, és könnyen olvasható stílusuk miatt.

Pár éve egészsége megrendült, így a négy fal közé kényszerülve, szeretett könyvei között, ideje nagy részét olvasással töltötte. 2015. év végén, huzamosabb kórházi kezelést követően, felesége áldozatos ápolása ellenére ez az életmód már nem volt fenntartható. Ezt követően régi tanítványai segítségével kialakított „betegszobában" élte napjait, majd egy sajnálatos baleset következtében a Ceglédi Toldy Ferenc Kórház Ápolási osztályára került. Itt, több mint fél évig belső békéjét megőrizve, az ápolók szeretetét és barátságát elnyerve küzdött betegségével. Felesége, saját egészségi problémái ellenére, mindvégig szinte naponta látogatta.

Diákjait erős egyénisége magával ragadta, esetenként szokatlan oktatási módszerei a jobb megértést, az alapos felkészülést segítették elő. Óráin és a terepgyakorlatokon széleskörű földtani és földrajzi ismeretei mellett nagy hangsúlyt fektetett az általános ismeretek átadására és elsajátítására is. Munkájáért erkölcsi elismerést leginkább diákjaitól kapott. Számos tanítványával Tanár Úr szerettette meg a Föld tudományát, bevezette őket a földtan–földrajz szeretetébe és a hit megismerésébe. Egyike volt az utolsó polihisztoroknak.

A földtan–földtudományok területén végzett kiemelkedő oktató–nevelő tevékenységéért tanítványai kezdeményezésére a Magyarhoni Földtani Társulattól 2012-ben megkapta a LÓCZY Lajos Emlékplakettet.

Az életrajzi részletek (a 2001. májusában, a Monor és vidéke c. újság IX. évfolyam 21–22. számában J.-né ÖLVEDI Krisztina riportja és más források) felhasználásával összeállították volt tanítványai: RAPKAYNÉ FÖLDESSY Anna és PUZDER Tamás

Nyomtatásban megjelent jelentősebb munkái

Geológia. Egyetemi tankönyv (1972)
A világ vallásföldrajza (1993)
Csillagászati és általános természeti földrajz (1994)
Általános társadalom- és gazdaságföldrajz (1997)
Az emberiség vallásai az őskortól napjainkig (1998)
Vallástan
Magyarság történeti vallásföldrajza

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

147/1, 103–104., Budapest, 2017

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára

Események, rendezvények

Az Általános Földtani Szakosztály, a Budapesti Területi Szervezet, valamint az MTA Szedimentológiai Bizottsága őszi terepbejárása a Gerecsében, 2016. október 14–15.

2016. október 14–15-én került sor az MFT Általános Földtani Szakosztálya és Budapesti Területi Szervezete, valamint az MTA Szedimentológiai Bizottsága által szervezett, immár hagyományos, őszi terepbejárásra. A terepbejárás célja a Gerecse hegység földtani problémákat felvető kainozoos képződményeinek megtekintése és ehhez kapcsolódó földtani szakmai konzultáció volt.

A kétnapos terepbejáráson 28-an vettek részt. A terepi szakmai konzultáció első napján a Gerecse északi részének felső-miocén rétegsorát és új értelmezését láthattuk és megismerkedhettünk a hegység pannóniai fejlődéstörténetével (szakmai vezetők: BARTHA István Róbert, BUDAI Soma, CSILLAG Gábor, MAGYAR Imre, SZTANÓ Orsolya), valamint bepillanthattunk a negyedidőszaki teraszfejlődés-kutatás eredményeibe és kormeghatározási problémájába (szakmai vezetők: CSILLAG Gábor, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia).

A nap második felében, kiváló neszmélyi házi rétesek elfogyasztása után, a kevés felszíni feltárással rendelkező középső-eocén rétegsor legidősebb, szubtrópusi-trópusi klímán lerakódott törmelékes üledékes rétegsorait és édesvízimészkő-rétegeit szemlélhettük meg Lábatlan környékén (szakmai vezetők: FODOR László, KERCSMÁR Zsolt, SZTANÓ Orsolya). A biztosan középső-eocén rétegsor etalonként szolgált a következő nap látványos, ám bizonytalan korú törmelékes képződményeihez. A terepbejárás lelkes résztvevőire a lábatlani Bersek-hegy kőfejtőjében sötétedett rá. A nap az ízletes vacsorát és finom cseh sört kínáló dorogi Határcsárdában zárult, mindenki megelégedésére.

Második nap a hegység belsejében folytatódott a szakmai terepbejárás. Bikolpusztán megismerkedhettünk a pusztától Nyra eső terület legfrissebb geofizikai eredményeivel (szakmai vezetők: BERECZKI László, ZALAI Zsófia), majd a Vöröshíd kőfejtősorozatának izgalmas földtani problémái kerültek terítékre. A kérdéses korú, üledékképződés valamint diagenezis közbeni tektonikai deformációt szenvedett, triász és alsó-jura rétegek oldásos üregeit, valamint szerkezeti hasadékait kitöltő törmelékes rétegsor igazi szerkezetföldtani, kőzettani valamint rétegtani csemegét jelentett (szakmai vezetők: BEKE Barbara, FODOR László, KÖVÉR Szilvia). A napot és a terepi szakmai konzultációt a Gerecse egyik legszebb feltárásában, a Grand Canyon jura rétegsorában található, a korábbi üregkitöltésekhez csatlakozó paleokarszt-kitöltés, és a mezozoos rétegsort lefedő bizonytalan korú kavics megtekintése zárta (szakmai vezető: BEKE Barbara, FODOR László).

Az MFT Általános Földtani Szakosztályának elnöksége megköszöni a résztvevők lelkes jelenlétét, a szakmai vezetők és a terepbejárást szervezők munkáját!

KERCSMÁR Zsolt
MFT ÁFSZ és BTSZ elnöke

12. Téli Ásványtudományi Iskola, Veszprém, 2017. január 20–21.

A Téli Ásványtudományi Iskola már hagyományosan az ásványtani és rokon tudományterületek kutatóinak legnagyobb hazai rendezvénye, szakmai továbbképző műhely és egyúttal az aktuális kutatási eredmények bemutatására szolgáló konferencia.

Az idei iskola tematikája — „Újdonságok a műszeres anyagvizsgálatban" — azt a célunkat tükrözte, hogy egymásnak bemutassuk az új EU pályázati ciklusban jelentősen megújuló eszközpark kínálta lehetőségeket. Mind a sikeres kutatás, mind a műszerek megfelelő kihasználtsága szempontjából rendkívül fontos ugyanis az együttműködés a különböző kutatóhelyek és -csoportok között, különös tekintettel a projektek egyenetlen földrajzi eloszlására, a Közép-Magyarországi Régió hátrányos helyzetére.

A korábbi évektől eltérően nem Balatonfüreden, hanem Veszprémben, az MTA Veszprémi Területi Bizottságának várbeli székházában tartottuk a rendezvényt, mivel kinőttük a szokásos helyszínt. A másfél napos programban a 94 résztvevő összesen 28 előadást hallhatott. A földtudományokhoz kötődő egyetemi tanszékek (ELTE, ME, SzTE, PTE, PE) és intézetek (MTA CsFK FGI, MFGI) munkatársain kívül idén nagy számban érkeztek kollégák az anyagtudományi-fizikai kutatóintézetekből (MTA EK több intézete, MTA ATOMKI, MTA Wigner) és néhány vállalkozástól.

A program a vizsgálati módszerek szerint tagolódott blokkokra. Az első öt előadó az elektronmikroszkópia változatos módszereibe, és anyag- és földtudományi alkalmazásaiba adott betekintést (PÓSFAI Mihály, CORA Ildikó, SÁFRÁN György, HARANGI Szabolcs és ARADI László). Röntgendiffrakciós és egyéb finomszerkezeti kutatásokat érintő fejlesztésekről és eredményekről tájékoztatott három előadás (ZAJZON Norbert, SIPOS Péter, KOVÁCS Ivett), majd nukleáris módszereket (ionos és neutronos spektroszkópiai és képalkotó eljárások) mutatott be KERTÉSZ Zsófia és MARÓTI Boglárka. A szemcseelemzés problémáiba (SZALAI Zoltán és VARGA Görgy), majd a lézerablációs ICP-MS alkalmazásaiba (HARANGINÉ LUKÁCS Réka és KIRÁLY Edit) avatta be a hallgatóságot két-két előadással. A pénteki programot egy izotópgeokémiai (ÚJVÁRI Gábor), egy gyámántvizsgálatot tárgyaló (TAKÁCS József), valamint egy tudománytörténeti (PAPP Gábor) előadás zárta. A szombati nap első részét az optikai spektroszkópos/mikroszkópos — Raman, IR és UV-VIS — témáknak szenteltük (VÁCZI Tamás, KÁLDOS Réka, KOVÁCS László, SZABÓ Péter, KOVÁCS István). A program zárásaként változatos ásványtani és archeometriai előadások hangzottak el (B. KISS Gabriella, FEHÉR Béla, SZAKÁLL Sándor, DALLOS Zsolt, LEÉL-ŐSSY Szabolcs, MOZGAI Viktória). Az egyes blokkokat élénk vita követte. A teljes program megtalálható az iskola honlapján: http://mposfai.hu/TAI/tai.htm.

Az iskola szakmai gazdái az MTA Geokémiai, Ásványtani és Kőzettani Tudományos Bizottságának Nanoásványtani Albizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai valamint Agyagásványtani Szakosztálya. Az iskola anyagi hátterét a Pannon Egyetem GINOP-2.3.3 projektje („Elektronmikroszkópos laboratórium létrehozása a Pannon Egyetemen) biztosította, amelynek egyben nyitórendezvénye is volt a program első blokkja.

PÓSFAI Mihály

Személyi hírek

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönjük minden tagtársunknak, azoknak is akik nevük mellőzését kérték, hogy önkéntes jövedelemarányos tagdíjukkal, vagy egyéb adományukkal a 2016. évben is támogatták Társulatunk munkáját.

Baksa Csaba, Bernáth Zoltán, Buda György, Csontos László, Dank Viktor, Dobos Irma, Galácz András, Gombor László, Görög Ágnes, Haas János, Holoda Attila, Jámbor Áron, Kaszap András, Kiss Balázs, Kiss Péter Gábor, Kisvarsányi Géza, Kovács Endre, Kovács László, Kovács P. Gábor, Kuti László, Lemberkovics Viktor, Majoros György, Papp Lajos, Rancz Balázs, Szakály László, Szederkényi Tibor, Szegő Éva, Szurominé Korecz Andrea, Tamás Csaba, Tóth Erzsébet, Tóth Sándor, Tóthné Makk Ágnes, Turtegin Elek, Uhrin András, Varga Viktória, Vatai József, Vörös Attila, Zajzon Norbert, Zsadányi Éva

Gyászhír

Fájdalommal tudatjuk, hogy Albert Eszter tagtársunk (1934–2017) életének 83. évében elhunyt.

Emléke szívünkben és munkáiban tovább él!

Könyvismertetés

Gyalog L., Maros Gy., Pelikán P. (szerk.) 2016: Budapest geokalauza. — MFGI, Budapest.

Már közel 90 éve, hogy megjelent Schafarzik Ferenc és Vendl Aladár *Geológiai kirándulások Budapest környékén* című könyve. És már több mint fél évszázada annak is, hogy 1964-ben megjelent e könyv újabb kiadása. Talán ezért is várta mindenki olyan nagyon a 2017. január 25-ei könyvbemutatót, amelyen végre kézbe vehette a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet új kiadványát, Budapest geokalauzát.

Ez a magyar-angol kétnyelvű kötet az Intézet *Magyarország tájegységi* térképsorozatának legújabb darabja. A *Magyarország földtani atlasza országjáróknak* című kiadványhoz hasonlóan ez is elsősorban a nagyközönséget célozza meg. Ebben a könyvben is objektumról objektumra járva fedezhetjük fel Budapest és környéke földtani és vízföldtani érdekességeit.

A 75 helyszín között azonban nem csak klasszikus földtani feltárások találhatók! A területenként csoportosított leírások között vannak a vízföldtani érdekességeket bemutató fürdők (pl. „Felhévízi" fürdők, Gellért-hegyi fürdők), források és a fővárost ivóvízzel ellátó kutak is. Emellett vannak olyan földtani érdekességeket rejtő objektumok is, amelyek neve hallatán elsőre biztosan nem a geológia jut az ember eszébe, mint például az Országház, a WestEnd, a Dohány utcai zsinagóga, vagy Budapest metróhálózata.

A kiadvány szakemberek számára is értékes része Budapest és környékének 1:50 000-es méretarányú földtani térképe. Bár a teljes terület új földtani felvételére nem volt lehetőség, de az objektumok leírásánál található részlettérképek aktualizáltak, pontosan mutatják az objektumok környékének földtani felépítését. Ezek a kis térképek segítséget nyújtanak a feltárások megközelítésében is.

A könyv első részében akár egy külön kötetet is megtöltő általános földtani és vízföldtani ismertető található. Ez összefoglalja Budapest környékének elmúlt mintegy 240 millió éves történetét. Érdemes időt szentelni a táblázatokra is, melyek nagyon sok információval szolgálnak a terület barlangjairól, tanösvényeiről, földtani alapszelvényeiről, tavairól, forrásairól, kútjairól, fürdőiről. Ezek az aprólékosan összegyűjtött adatok, így együtt máshol nem találhatók meg!

Magyarország földtani atlaszához (https://map.mfgi.hu/atlasz200/) hasonlóan ez a kiadvány is megtalálható már az Intézet térképszerverén (https://map.mfgi.hu/bp50/), interaktív térképként. Ez azért is praktikus, mert kirándulás közben bármikor előkaphatjuk az okostelefonunkon és nem kell magunkkal cipelni a közel 1,5 kg-os, nagyalakú könyvet.

A kötet kereskedelmi forgalomba nem kerül, de az MFGI-ben oktatási vagy ismeretterjesztési célú példány igényelhető. Az MFGI szívesen fogad 5000 Ft/kötet felajánlást az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány (ELGA) részére.

Számlaszám: 10200892-31410618-00000000 K&H Bank

Babinszki Edit

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 147/1 (2017), 1–104.
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

Velledits Felicitász, Richard Lein, Leopold Krystyn, Péró Csaba, Piros Olga & Joachim Blau: A Reiflingi esemény hatása az Északi-Mészkőalpok és az Aggteleki-hegység középső-triász fejlődésére. — *The Reifling event in the Northern Calcareous Alps and in the Aggtelek Mountains (Middle Triassic).* 3

Farics Éva & Józsa Sándor: A Keleti-Bakony triász időszaki vulkanogén képződményeinek petrográfiai vizsgálata és képződési körülményeik értelmezése. — *Petrographic investigation of the Triassic volcanogenic formations of the Eastern Bakony and interpretation of their genesis.* 25

Garaguly István, Raucsik Béla, Varga Andrea & Schubert Félix: Középső-triász dolomitok képződésének története és töréses deformációja a Szegedi-medence területén. — *Diagenetic and brittle deformation history of Middle Triassic dolomites in the Szeged Basin, Southeast Hungary.* 39

Varga Andrea, Baranyi Viktória, Raucsik Béla & Schubert Félix: Az Endrődi Formáció kőzettani és palinológiai vizsgálata a Hódmezővásárhely–I fúrásban (Makói-árok) — őskörnyezeti és diagenezis-történeti értékelés. — *Petrography and palynology of the Endrőd Formation, Hódmezővásárhely–I well, Makó Trough (Pannonian Basin, SE Hungary): palaeoenvironmental and diagenetic consequences.* 61

Szujó Gábor Lajos, Sebe Krisztina & Sipos György, Pozsgai Emília: Pleisztocén folyóvízi kavics a Villányi-hegységben. — *Pleistocene fluvial gravel in the Villány Hills (SW Hungary).* 85

In memoriam

Puzder Tamás: In memoriam dr. Bognár Lászlóné Soproni Jolán 99

Rapkayné Földessy Anna, Puzder Tamás: In memoriam dr. Hunyadi László 101

Hírek, ismertetések (összeállította Cserny Tibor, Palotás Klára) 103

