

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 porphyrotoppic, 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-dolomitization 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 legerjedtebb 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 aniszi 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 diagenézis zónájába. Ezen zónákban a képződmények feltehetően többfázisú, részben szövetmegőrző, részben szövetromboló dolomitodási folyamatokon mentek keresztül. A petrográfiai alapon elkülönített dolomitípusok közül közepes vagy mély betemetődési környezetet jeleznek a porfirotopos és cukorszövetű dolomitok, valamint a póruskítóly nyereg dolomit, de ezek szerepe alárendelt a korábbi dolomitodási 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 kőolaj-tartalmú fluidumzárványokat csapdáztak. A dolomittek felszínközeli helyzetét középső-miocén, abráziósparti környezetben leülepedett fedőkőzetek jelzik, továbbá dedolomitoidosodás 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 diagenézis- és deformációtörténetéhez többfázisú szénhidrogén-migrációs események kapcsolhatók, melyek pontosabb megismerése és elhelyezése a medence fejlődéstörténetében kulcsfontosságú. Az erősen átalakult nyeregdolomit tartalmú minták további vizsgálata rezervoargeológiai szempontból a jövőben szintén fontos feladat.

Tárgyszavak: Szegedi-medence, Szegedi Dolomit Formáció, nyeregdolomit, diagenézistörténet, 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 (anyagkőzetek, 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 diagenézistörténeti 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 — projekt címe: Az Algyői-aljzatmagaslat és a környező mélymedencék (Dorozsmai-medence, Makói-árok) integrált diagenézis-történeti és fluidumevolúciós rekonstrukciója — kapcsolódik. Ennek a célja a preneogén aljzat-kőzetek (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 diagenézistörténeti modelljének pontosításához.

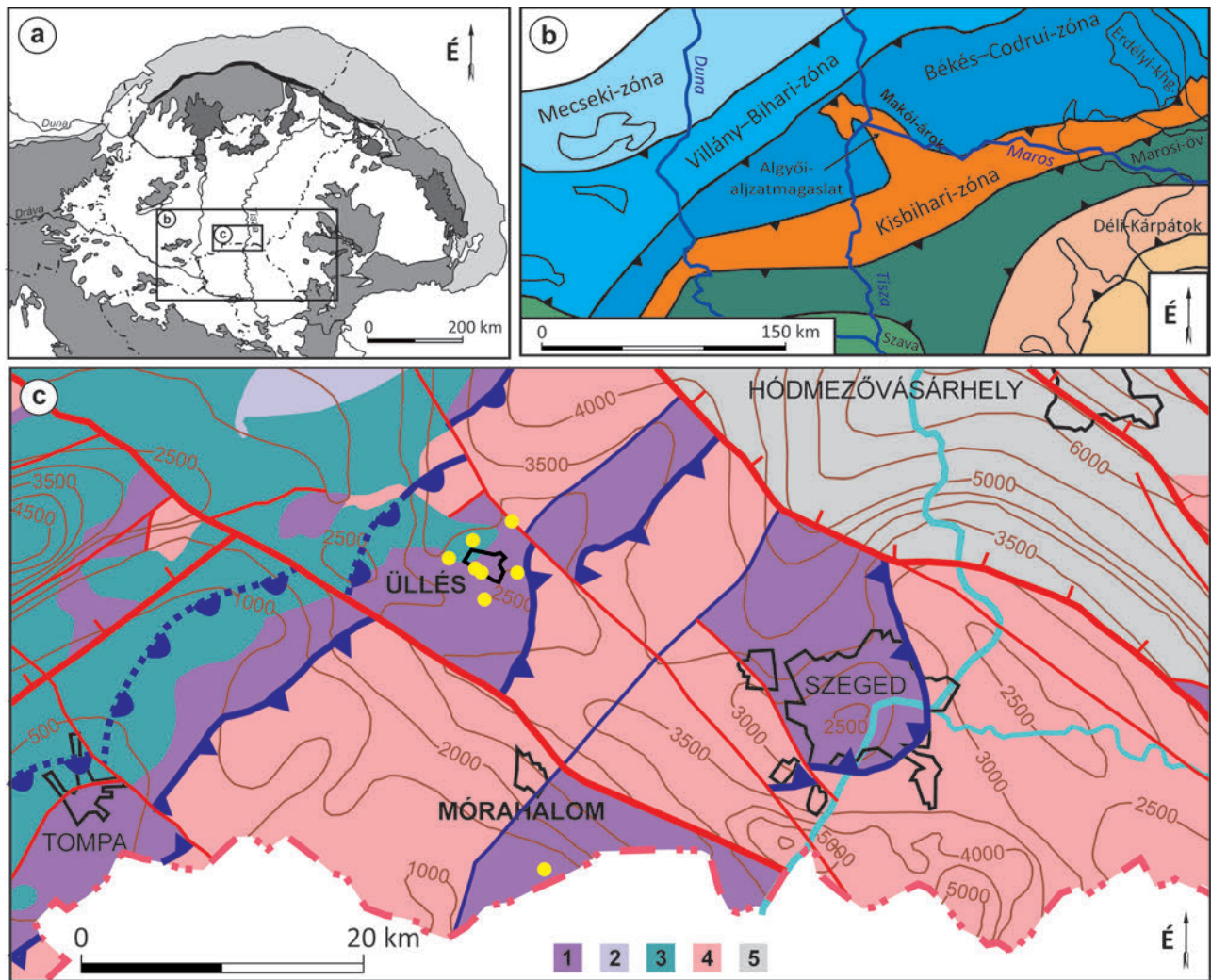
Földtani háttér

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 laposságú 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, sötét-szürke, alsó harmadán erősen breccsásodott dolomit, mely a



1. ábra. A mórhalomi 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 mészkáli vulkáni képződmények; fekete: Pienini-szírtöv
 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) Meozoikumnál idősebb képződmények és metamorfitek; 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 rétegméltól 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) abrázis, parti képződményeket, melyek kőzetanyaga a környező alaphegységéből származik, és kifejlődésüket tekintve analógok a Békési Konglomerátum Formációval. Ezek legnagyobb vastagságukat a szerkezeti magaslatok szárnyhelyeze-

tében 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 diagenesztörténeti vizsgálatát HORVÁTH A. (1990) végezte üllési, ruzsai, forráskúti és szegedi fúrásokból származó mintákon. Tanulmányában az üledékképződési környezet

meghatározásához WILSON (1975) standard mikrofaciás típusait vette alapul, és az így beazonosított mikrofaciéseket helyezte el egy elméleti homoklinális rámpán READ (1985) modellje szerint. A következő áttekintő részben — a szöveg-hűség 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 mikrofaciésekként azonosította a finoman laminált mudstone, peloid-alga bindstone és rétegzetlen mudstone típusokat. A sekélyvízi pad-komplexum és homokzátványok jellemző képződményeként azonosította a bioklaszt-intraklaszt-peloid packstone és peloid grainstone mikrofaciéseket, továbbá a mélyebb vízi, vihartüledékeket tartalmazó középső rámpa képződményekhez sorolta a bioklaszt wackestone-mudstone mikrofaciésű 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 jellemezett, 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 zónáságot mutató dolomittípust sorolt.

A tanulmány azonban leszögezi, hogy a fentiekben kívül több lokális jellegű, nehezen besorolható hasadékkitöltési fázis lehetett, és a sztilolitiképződés is több fázisban zajlott. HORVÁTH A. (1990) véleménye szerint a nyeregdolomit-

típus a hasadékkitöltő fázisokon kívül póruskitöltési-átkristályosodási folyamatok eredményeként szintén megjelenik.

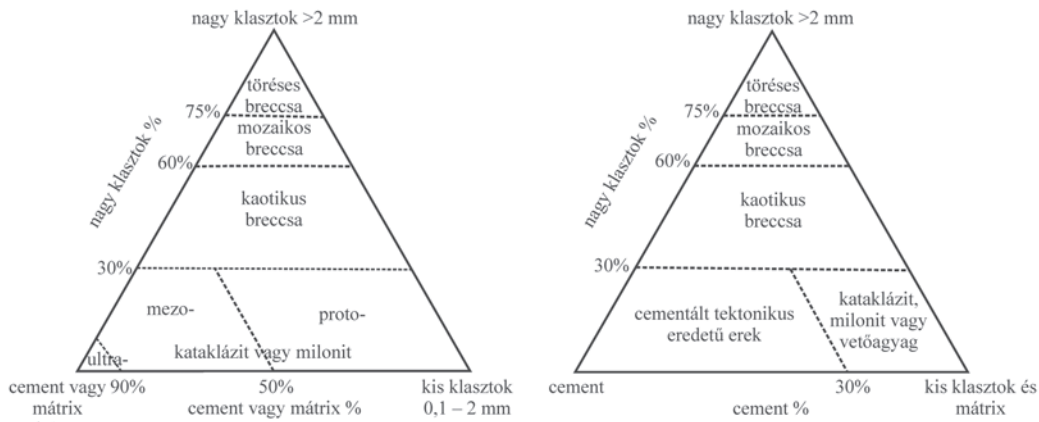
Minták és vizsgálati módszerek

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 mórhalmi előfordulásokból származó mintákat vizsgáltunk. Jelen tanulmány összesen 20 üllési és 7 mórhalmi mélyfúrásból származó magminta vizsgálati eredményein alapul. Az üllési minták jellemzően 2300–3300 méter, míg a mórhalmiak 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) megállapításával. Ahol a szövetmegőrző dolomitosodás azt lehetővé tette, ott DUNHAM (1962) mikrofaciás 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 karbonát-ásványok 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 sötétzöld dolomit (22 db mórhalmi 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 rózsaszínűre.

A mórhalmi 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 törésses porozitás (I. tábla, 1. és 2. kép), ami a vizsgált fúrás nagyobb mélységből származó mintáiban breccsa-porozitásba megy át (I. tábla, 2. kép). A fentiekben túl csatornás és üreges pórusok is elkülöníthetők (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 szövettű dolomitfajták) breccsaként sorolható be. Petrográfiai alapon törésses breccsa, mozaikos breccsa és kataklázit sávokat tartalmazó kaotikus breccsa egyaránt előfordul. Egy-két kivételtől eltekintve a sötét színű, nagyon finomkristályos alapközeten nem figyelhető 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 mátrix-

tartalmú mozaikos breccsáig egymást többszörösen felülbélyegző viszonyban is megjelenhetnek (I. tábla, 4. kép).

A tektonikusan leginkább érintett dolomitbreccsában a mátrixot többnyire a kőzet saját örleménye adja. A kézi-példányokon 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 figyelhető 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 mórhalmi minták mikroszkópos jellemzése

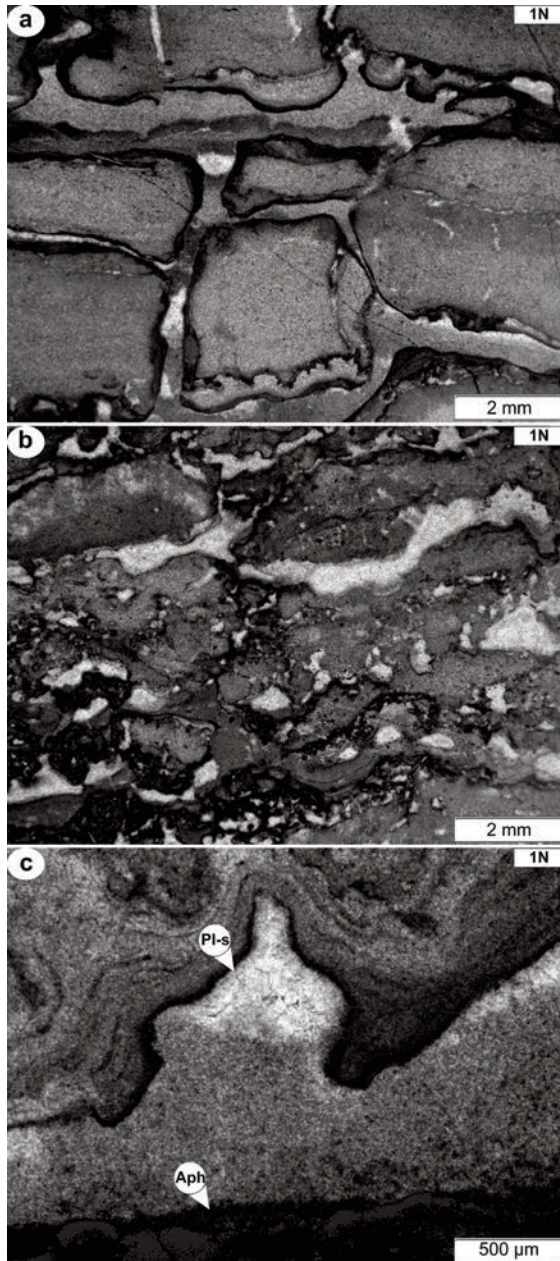
A kőzetszövet jellemzése

A mórhalmi 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, bioklasztkok, intraklasztkok) felépülő mészkő-

üledék dolomitizálásával 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 bekéregzésben (ami mikrobás szövetekre utalhat) mikritcsomók, peloidok különíthetők el. A lemezességgel közel párhuzamosan kerek-



3. ábra. A mórahalmi sztromatolitos dolomit jellemző szöveti képei. a) Sztromatolitos dolomit száradási repedésekkel; b) Sztromatolitos boundstone fenesztrális pórusokkal; c) Geopetális póruskitöltés afanokristályos (Aph) dolomittal és világos, zárvány-szegény planáris-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 aphanocrystalline dolomite (Aph) and planar subhedral dolomite (Pl-s) crystals

ded 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), zárvány-szegény, planáris-s (szubhedrális) típusú dolomit szűkíti le a pórussteret 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.

A szemcsés dolomitban az uralkodó szemcsetípus az intraklaszt, a peloid és a bekéregzett szemcse, továbbá kisebb arányban bioklasztöredék 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, bekéregzett szemcsék [4. ábra, b]), de jellemzően átkristályosodott, finom-középkristályos planáris-s típusú dolomitból állnak. Néhány intraklasztban 100–300 µm-es kristálméretű planáris-p (porfirotopos) vagy planáris-e dolomitot azonosítottunk, melynek kristálylapjai helyenként ívelt jellegűek (4. ábra, c és d). A bekéregzett szemcsék között egyértelműen azonosíthatók az onkoidok, melyek mérete néhány milliméterestől centiméteresig terjed (4. ábra, e). Számos esetben azonban az afanokristályos szegélytől eltekintve a bekéregzett 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 mészalgaramaradvány. 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 nyereg-dolomitba megy át (4. ábra, a).

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

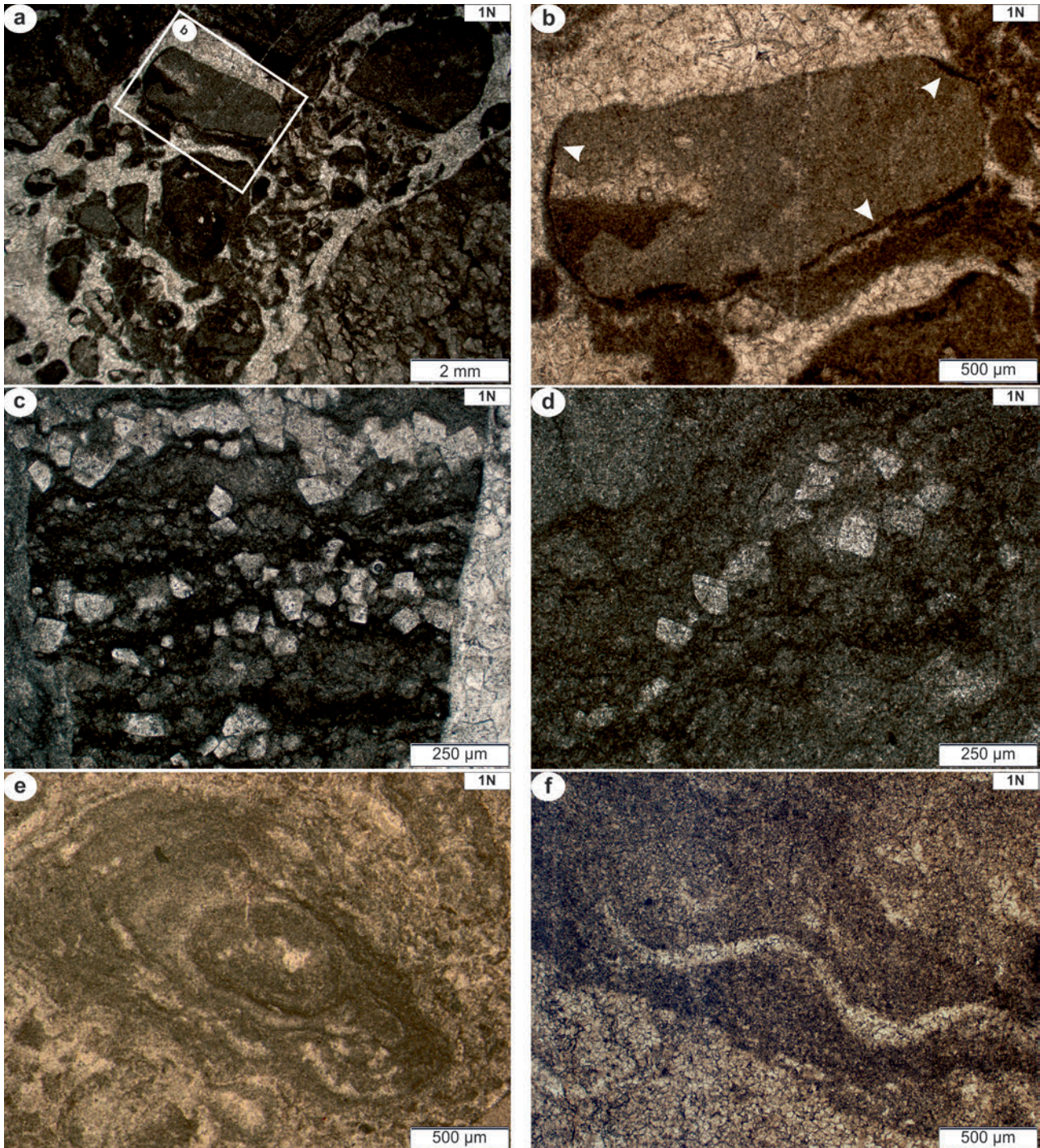
A deformációs bélyegek jellemzése

A dolomitizált kőzeteket legalább három fázisban töréses deformáció érte. A legnagyobb pórusokat, így a breccásodott képződmények repedésrendszerének döntő részét zónás, enyhén unduláló kioltású nyereg-dolomit tölti ki, ami hasonló habitusú az alapkőzet üregeit kitöltő nyereg-dolomithoz (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 érkített nyeregdolomit petrográfiai jellege alapján rokonságot mutat az intra-

klasztos mellékkőzetben helyettesítő fázisként megjelenő porfirotopos dolomittal (4. ábra, c és d).

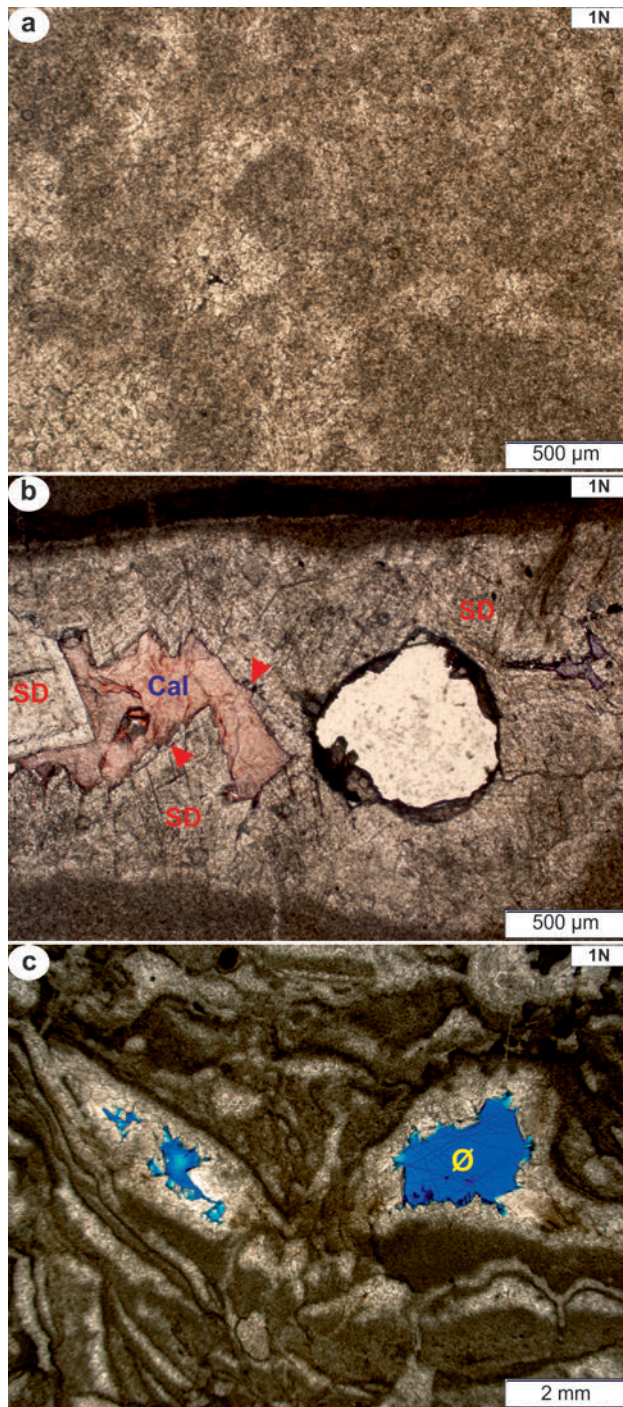
A nyeregdolomit által cementált repedésrendszert legalább két további törésgeneráció harántolja, melyek közül az első általában finomkristályos (~20–50 µm), víztiszta dolomit, a másodikat pedig finom–közepes kristálymértű



4. ábra. Szemcsés, szövetmegőrző dolomit szöveti képe a mórahalmai mintaterületről. a) Intraklasztos dolomit mikrites és pátos cementanyaggal; b) Intraklaszt mikritbevonattal (nyílak); c) Porfirotopos-euhedrális dolomitkristályok lemezes belső szerkezetű intraklasztban; d) Középkristályos porfirotopos 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 Mórhalom area. a) Intraclassic dolostone cemented by sparry and micritic dolomite; b) Intraclassic dolomite crystal with micritic dolomite rim (arrows); c) Porphyrotopos to euhedral dolomite crystals within a laminated intraclassic; d) Medium crystalline porphyrotopos dolomite within very finely crystalline dolomite; e) Oncoïd; f) Bivalve shell nucleus within an oncoïd

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



5. ábra. Szövetromboló dolomit és póruskitöltő karbonátok a mórhalmi mintákban. a) Planaris típusú, polimodális kristálméreteloszlású, 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 Mórhalom. a) Planar-s type finely to very finely dolomite characterized by polymodal 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

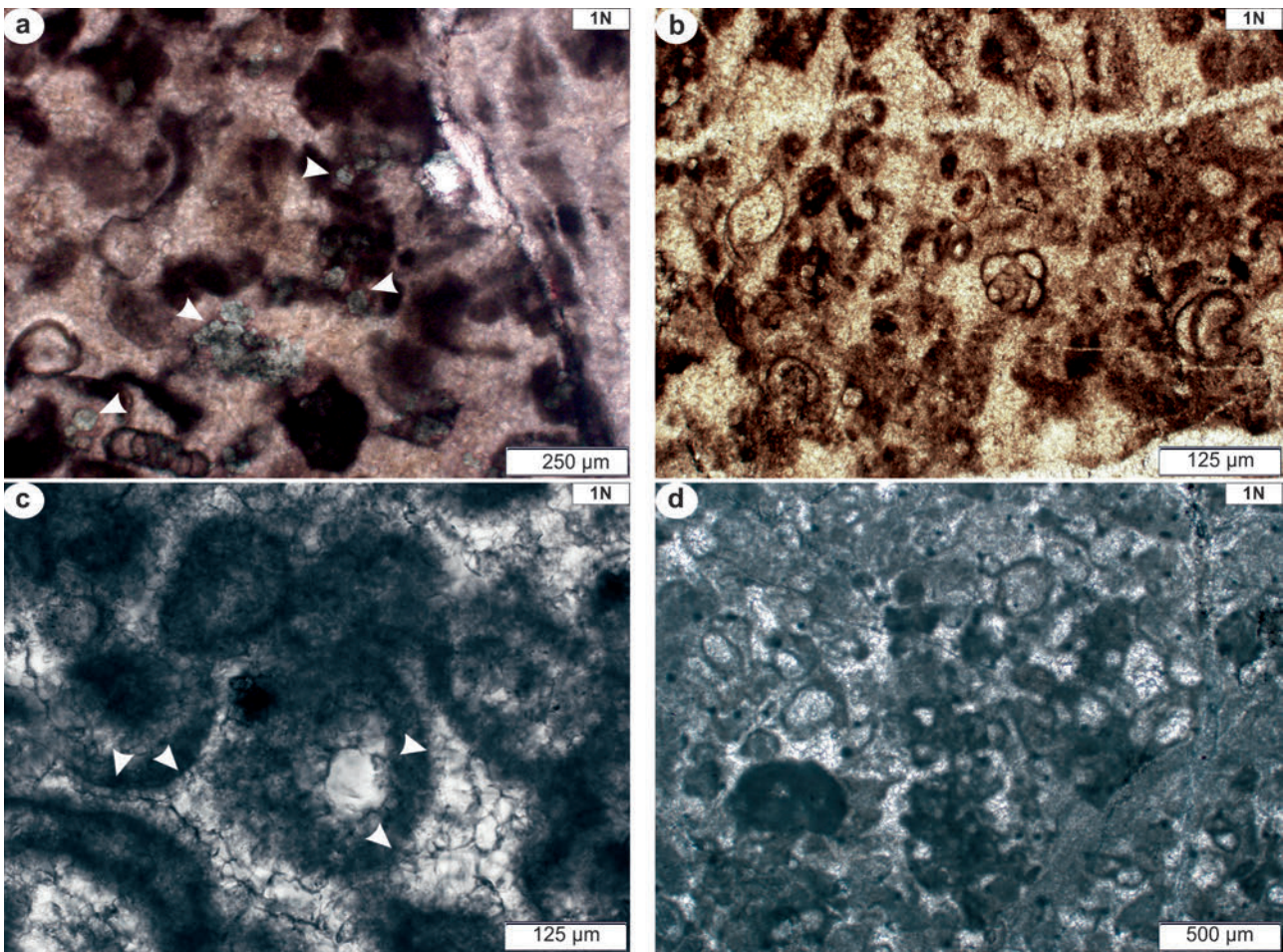
A kőzetszövet jellemzése

Az üllési területről származó középső-triász kőzetekben a prekursor 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 mikrofációs osztályozási rendszereit kombinálva a szövetmegőrző, illetve a szövetromboló dolomitosisodást szenvedett mintákat két-két csoportba soroltuk, továbbá elkülönítettünk egy részben szövetmegőrző, átmeneti típust.

Egy minta esetében a dolomitos rétegsorban repedezett, részlegesen dolomitosisodott mészkő fordult elő. A mészkő-minta mikrofáciése peloidos, bioklasztos grainstone-packstone, mely hintetten planaris-p dolomitkristályokat és halmozokat tartalmaz (6. ábra, a). A szemcsék túlnyomóan rosszul osztályozott peloidok, továbbá juvenilis kagylóhéjtöredékek, ostracoda- és foraminiferavázak (6. ábra, b), alárendelten egy-egy gastropoda- és mészalgotörredék is felismerhető. A foraminifera együttest felső-anisusi–ladini primitív agglutinált Glomospira-félék alkotják (SZUROMINÉ KÖREZ 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 dolomitosisodást 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 planaris-s típusú dolomitból áll. Helyenként a peloidokon rostos-tűs cement relikta figyelhető meg (6. ábra, c). A szemcsék közötti térben afanokristályos – nagyon finomkristályos és finom–középkristályos planaris-s típusú dolomit szabálytalanul oszlik el (6. ábra, d).

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



6. ábra. Mészko és szövetmegőrző dolomit szöveti képe üllési mintákon. a) Grainstone szövétű mészko hintett, euhedrális dolomitkristályokkal (nyilak); b) Grainstone szövétű mészko kagylóhéjtöredékekkel, foraminiferákkal és mikritesedett bioklasztokkal; c) Visszaoldódott magvú peloid sugaras, szálal cementtel (nyilak); d) Megőrződött szövétű 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 kristálméret-eloszlása többnyire unimodális, de helyenként polimodális, változó kristálméretű 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 reliktv 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 cukor-

szövétű (*sucrosic*) dolomitként hivatkozunk erre az átmeneti dolomit típusra.

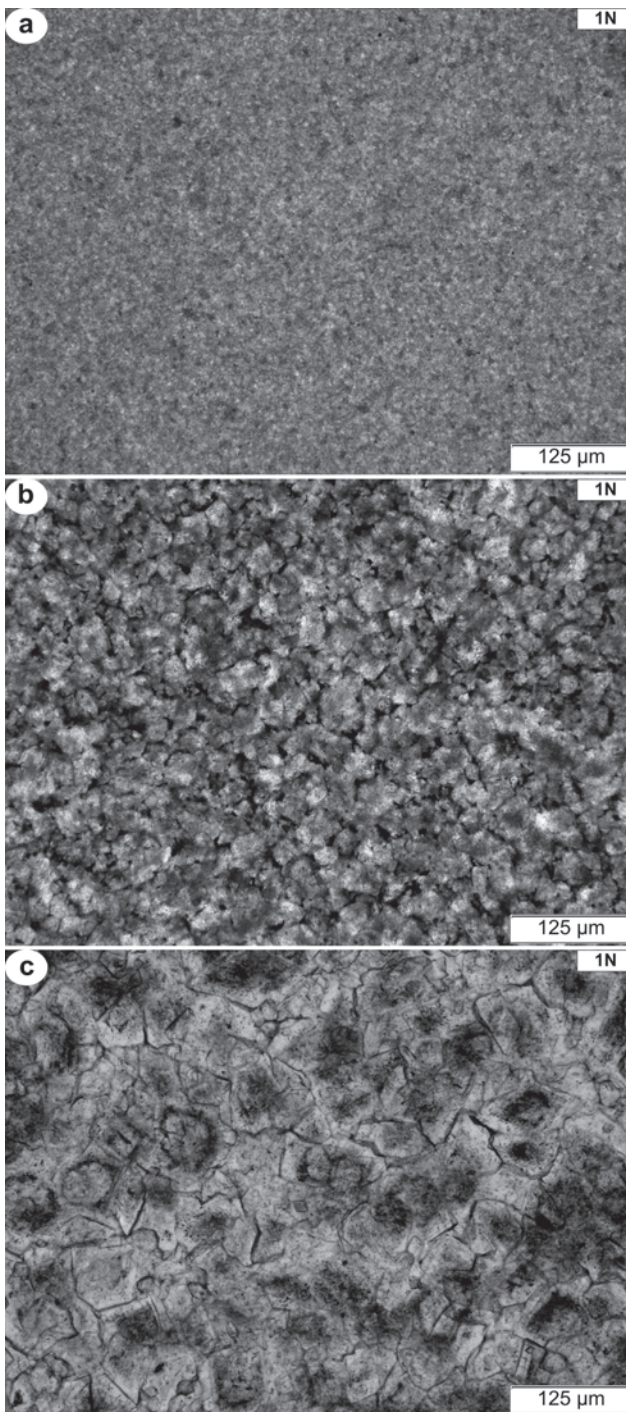
A deformációs bélyegek jellemzése

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 határu 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 magzszakaszban megfigyelhetőek olyan breccsák, melyeket mikrokristályos dolomit, helyenként agyag-



7. ábra. Szövetromboló dolomitodáson átment dolomitok jellegzetes szöveti képei az üllési mintákban. a) Aphanokristályos - nagyon finomkristályos dolomit; b) Planáris típusú, finom-középkristályos dolomit; c) „Cukorszövetű” dolomit planáris- 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 inclusion rich cloudy cores

ásványok cementálnak. A breccsaklaszt és a mátrix (<0,1 mm) anyaga a dolomitodott kőzet saját örleménye, ami bizonyos sávokban katakláztinak tekinthető (II. tábla, 2. kép, I. tábla, 5. és 6. kép). A nagyobb klasztkokban 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.

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 ásványgyűttes (pl. kalcit, sziderit, kvarc, agyagásványok) csökkenti a porozitást. A nyeregdolomit kristályainak kioltása unduláló, alakjuk metszettől függően a romboédertől (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 zárványzegény zónák váltakozása definiál. A növekedési zónákban, illetve a kristályok felhős magjában szilárd- és fluidumzárványok egyaránt előfordulnak. Megjegyzendő, hogy a nyeregdolomit repedéskitöltést a középső-miocén abrázációs 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 zárványgyűttesek 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 ásványgyűttes 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 varratvonalyszerű, 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 sztíloilitok 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 bitumént 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 homokkőves 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 pórusérben a kristálylapok alakját megőrző, utólagos cementációra utaló alakzatok váltak láthatóvá (IV. tábla, 2. kép).

Halvány narancsvörös színnel lumineszkáló 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.

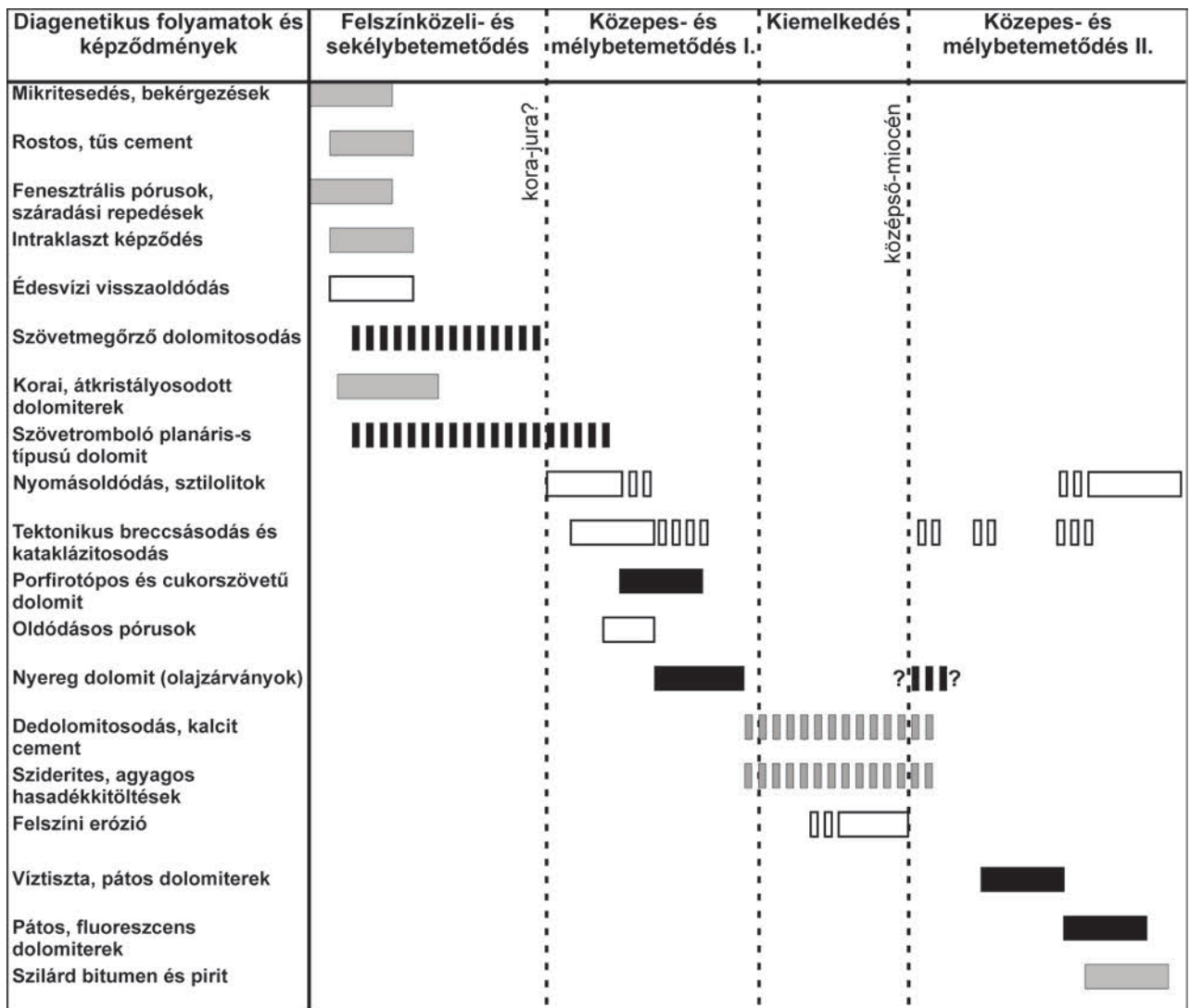
A repedéskitöltő típusokon kívül a bekérgezett szemcsék és a mikrobiális szövetek mikrites anyaga mutatott nagyon halvány lumineszcenciát (IV. tábla, 4. kép). A kék-ibolya fluoreszcens és a katódlumineszcens módszereket kombinálva az tapasztalható, hogy amelyik ásványfázis az egyik gerjesztési módszer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

Az eredmények értelmezése

A Szegei Dolomit Formáció kőzetanyagának részletes petrográfiai vizsgálata alapján felállítható a képződmény diagenesztörténeti vázlata, illetve jellemezhető a töréses deformációjának legfontosabb állomásai. A betemetődés-történet 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. ábrán mutatjuk be.

Üledékképződés, felszínközeli és sekély betemetődéses folyamatok

A mórahalmi területen a szövetmegőrző dolomitot szövetes 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 mikrofaciális-besorolásának feleltethetők meg. Az intenzív breccsásodás és a szövetromboló dolomitot ellenére az üllési területen is lehetőségünk nyílt az üledékképződés jellegének felvázolására. A részlegesen dolomitot mészkőminták mikrofaciális peloidos, bioklasztos grainstone-packstone (6. ábra, a). A bioklasztos szemcsék (*Megalodus*-maradvány, juvenilis kagylóhéjtöredékek, gastropoda- és mészalgatöredék, primitív agglutinált *Glomospira*-féléből álló foraminifera-együttes) sekélytengeri lagúna faciést 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-tús 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 finomlemez szerkezet) feltehetően szintén szövetmegőrző dolomitosodáson mentek keresztül, és az elsődleges üledékszövet mudstone vagy finomlemez 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 eredetűre utalhat, hogy olyan mikrittel bekergezett 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 kristályméret 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 diagenesztörténet 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 (BÉRCZINÉ 1986, HORVÁTH Z. & MAROS 2012), ezért a Békés–Codruu-egység más részeit, illetve a Villány–Bihari-egység süllyedéstörténetét alapul véve valószínűsíthető, hogy a vizsgált képződmények a leülepedést követő süllye-

désnek 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 & PÉRO 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 diagenézis 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 diagenesztörténetet követező állomását jelezheti a porfirotopos 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 kezdődött. Az átkristályosodás során ez euhedrális, majd szubehedrális típusba ment át. Ebben a dolomitváltozatban egyaránt előfordulhatnak planáris és nem planáris kristályok, ami alapján leginkább a WRIGHT (2000) által javasolt átmeneti szövetípusba 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 kapcsolatokra utalhat.

A közepes és mély betemetődési környezet jellemző képződményei a kémiai kompakció eredményeként létrejövő sztillolitok, 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 & PÉRO 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 mórakalmi minták kevésbé töredeztettek, 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 nyereg-dolomit kristályosodott ki (8. ábra). A nyereg-dolomit kristályokban gyakoriak a növekedési zónákhoz vagy a felhős maghoz kapcsolódó kőolajtartalmú fluidumzárvány-együttesek. Amennyiben feltételezzük, hogy a hasonló tulajdonságokat mutató nyereg-dolomitok nagyjából azonos időben és azonos körülmények között keletkeztek, akkor ezek kialakulása a középső-miocén előttre tehető, mivel ezt a repedéskitöltő típust megfigyeltük a miocén abrázios konglomerátum kavicsanyagában előforduló dolomitklasztokban is.

HORVÁTH A. (1990) a nyereg-dolomitot „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 kitérítést (BÉRCZINÉ MAKK et al. 2004, HAAS [ed.] 2013).

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

A nyereg-dolomit kristályok visszaoldódása, és a vasas kalcit általi helyettesítése a dedolomitósodás 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 lehetnek az általunk megfigyelt szideritéhez. A különféle agyagásványok felszínközeli környezetben, sziliciklasztos üledékek mállása révén jönnek létre legnagyobb tömegben (MORAD et al. 2000), ahonnan esetleg bemosódással kerülhetnek 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 nyereg-dolomitnál 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 lekerített 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 nyereg-dolomit 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, érkítöltő pátos dolomit keletkezett, majd az ezt követően kialakult töréseket intenzív fluoreszcenciát 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 abrázios képződmények közös hidrológiai rendszert alkottak. A közepes és mély betemetődés II. folyamán sem zárhatók ki több fázisban lejátszódó, nyomásoldódással és sztilolitiképződéssel járó események, melyek oka a betemetődési rétegerhelés, vagy tektonikus stresszhatás lehetett. A felvázolt paragene-

tikai sorrend (8. ábra) legfiatalabb képződményei ezek a sztílitok, de a piritet és szilárd bitument tartalmazó fluoescens 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 túlretek. 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) advékciós 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 dolomitoidosítás olyan kőzetátalakulás, melyet a befogadó kőzetenél 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 szakirodalomra. 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 érceledések), 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 dolomitestek 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 nyeregdolomit létrehozó folyamatokról. Ezek ismeretében nagyobb biztonsággal lehetne előre jelezni a megnövekedett porozitású dolomitestek 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 terméként 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 kőolaj-tartalmú elsődleges fluidumzárványok. Ezen olajzárványok anyaga származhat a mellékkőzet kerogénjeinek termikus érésebből, 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 sztílitok egy részéhez kapcsolódó szabálytalan, kristályszerkezet nélküli, opak szervesanyag feltehetően szilárd bitumen. A szilárd bitumenek többnyire nagy molekula-tömegű 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 sztílitokhoz 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 mozgatót vízi biogén karbo-

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

Értelmezésünk szerint többféle dolomitodást okozó folyamat feltételezhető, de ezek pontos elkülönítése további, szöveti alapon végzett stabilizotóp-geokémiai vizsgálatokat igényel. A petrográfiai alapon elkülönített dolomit típusok közül már biztosan közepes vagy mély betemetődési környezetet jeleznek a porfirotopos és cukorszövetű dolomitok, valamint a póruskitöltő nyeregdolomit, de ezek szerepe alárendelt a korábbi dolomitodási 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 porozítás-növekedés kapcsolható, ezért a kialakító folyamatok pontosítása rezervoargeológiai szempontból is fontos. Ezen kérdések megválaszolásához további részletes vizsgálatok elvégzésére van szükség. A középső-miocénnél mindenképpen fiatalabb szénhidrogén-migrációs eseményeket jeleznek a fluoreszcens dolomitpushoz 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 segítségével Dr. Kiss Baláznak (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 Szegei 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–MAFI, 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](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 mezozoos–kainozoos 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 diagenézis 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 Közlemények* **122**, 133–165.
- JUHÁSZ GY. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratiográfiája. — 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: DÁLYAY 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. & LONNÉE 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](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 interfluvial 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 Hungarica* **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](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/10.1306/212f8c8a-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](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](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 dolomitisation 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](http://dx.doi.org/10.1016/s0375-6742(00)00019-4))

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 16.

I. tábla — Plate I

A Szegei Dolomit Formáció jellegzetes kézpéldányai

- 1) Sötétebb és világosabb szürke, közel párhuzamos sávokból (nyilak) álló sztromatolitos dolomit; 2) Fehér pátos dolomittal cementált mozaikos breccsa; 3) Oldódásos üreg falán fennőtt nyereg dolomit 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 cataclastic 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 planaris-típusú finomkristályos dolomitja; 2) Tektonikus eredetű dolomitbreccsa mikrites dolomitcementtel; 3) Üregkitöltő, enyhén görbült kristálylapú nyereg dolomit (SD), valamint pórusteret elzáró agyagásványok (Clay); 4) Repedéskitöltő, erősen torzult kristálylapokkal határolt, „barokk” vagy nyereg dolomit, „dárdahegy” alakú kristályokkal; 5) Víziszta, pátos dolomitér másodlagos fluidumzárvány együttesel (piros nyilak); 6) Opak pirittel, bitumennel, valamint pátos dolomittal kitöltött erek (piros nyilak); 7) Korai diagenetikus sztilolitok (sárga nyilak), melyet fiatalabb nyereg dolomittal kitöltött repedések harántolnak; 8) Breccsa klaszjtjai 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 fluid inclusion assemblage (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) Nyereg dolomit 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

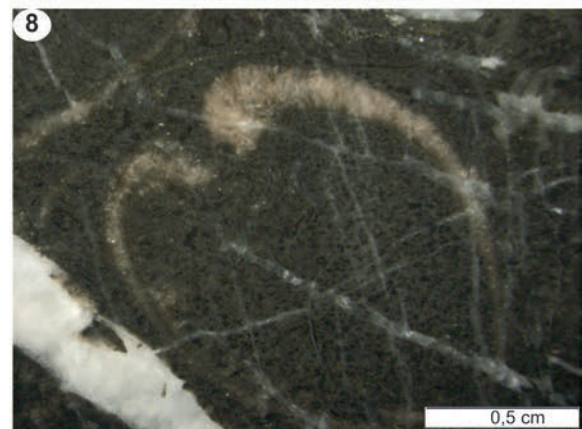
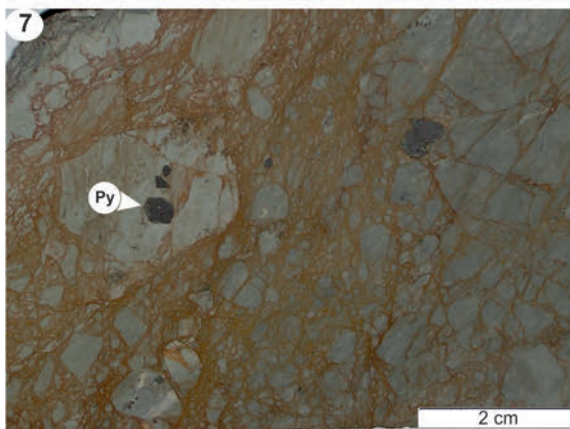
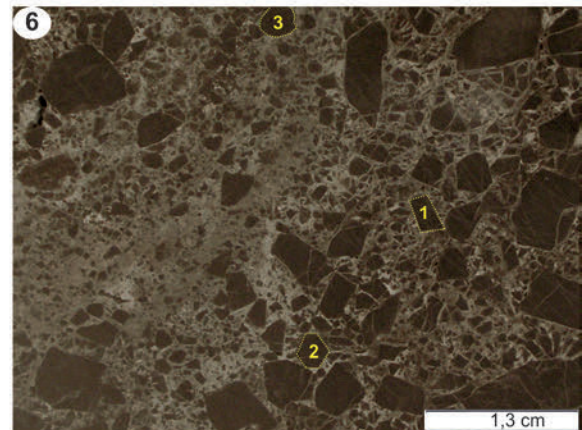
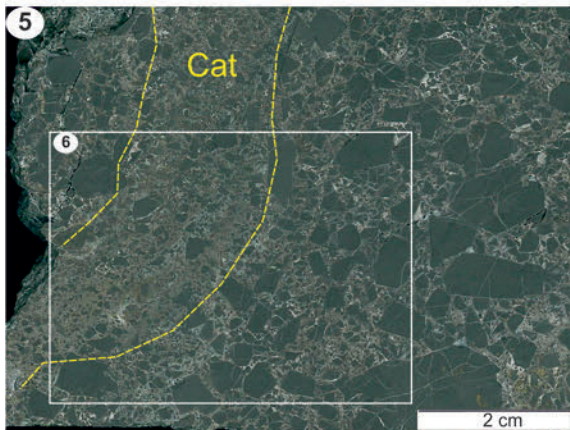
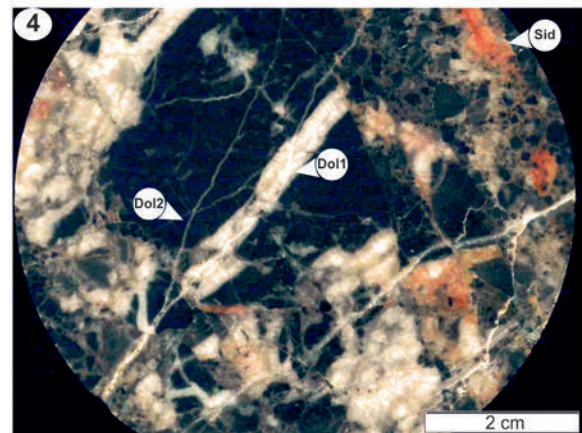
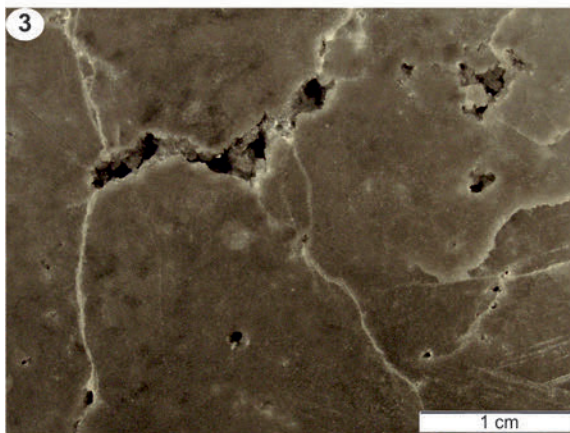
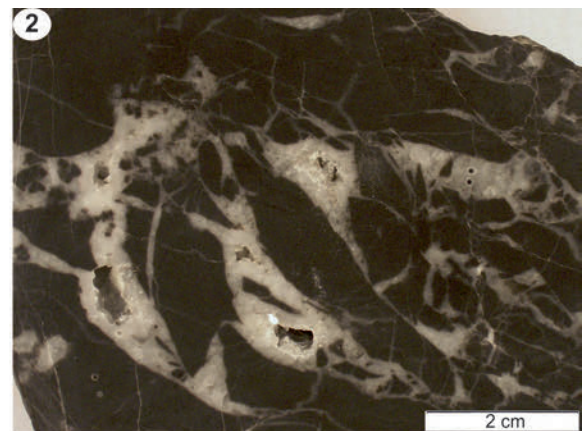
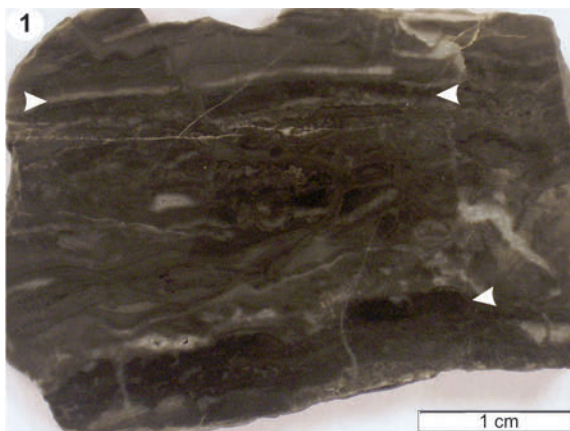
Jellegzetes cementtípusok normál áteső (1N) és katódlumineszcens (CL) mikroszkópi képe (CL)

- 1a) és b) Zónás nyereg dolomit, tompa és élénken lumineszkáló zónákkal, valamint szilárd zárványokkal; 2a) és b) Víziszta 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 bekérgézzel

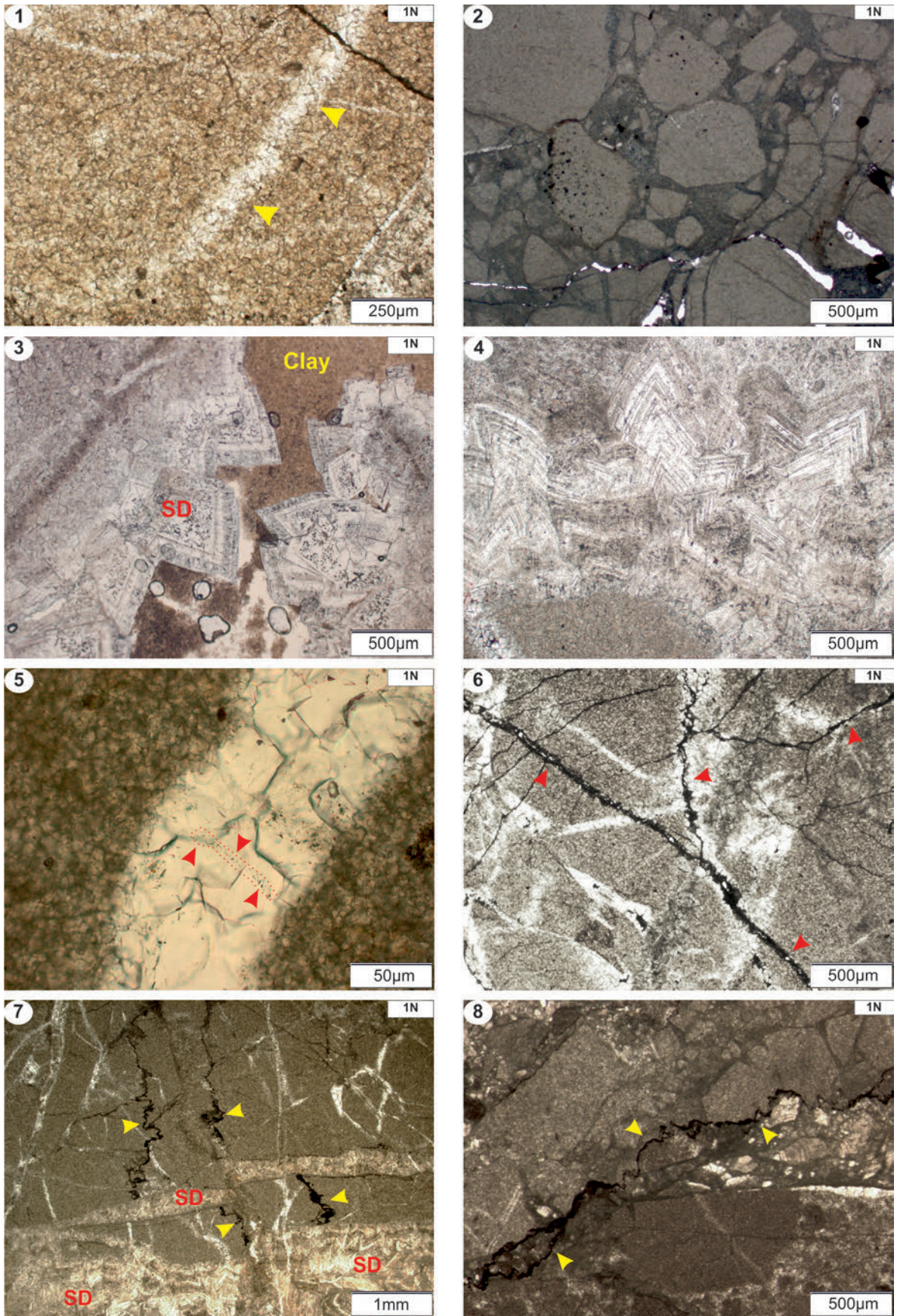
Photomicrographs (1N) and cathodoluminescence (CL) images of the characteristic cement phases

- 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*

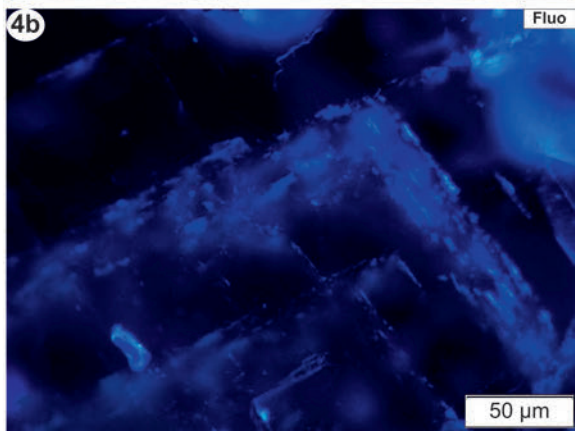
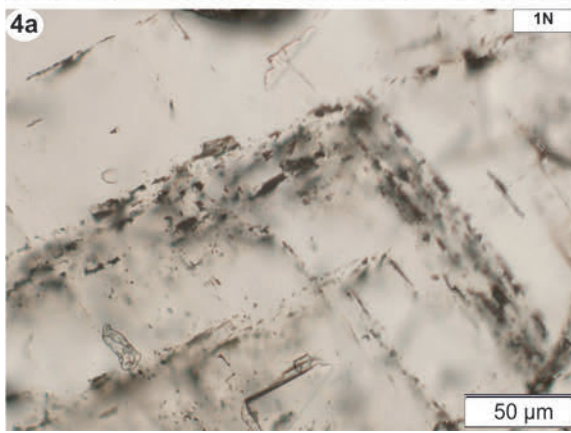
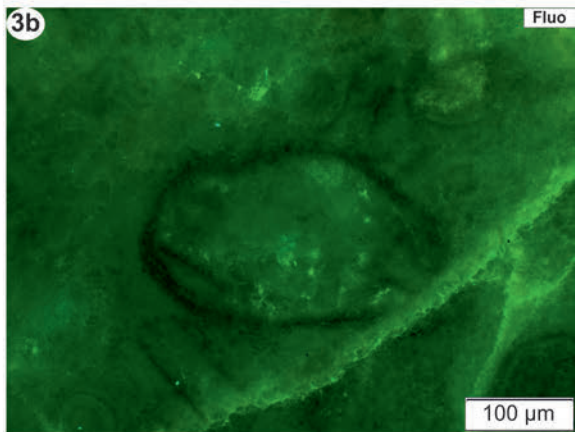
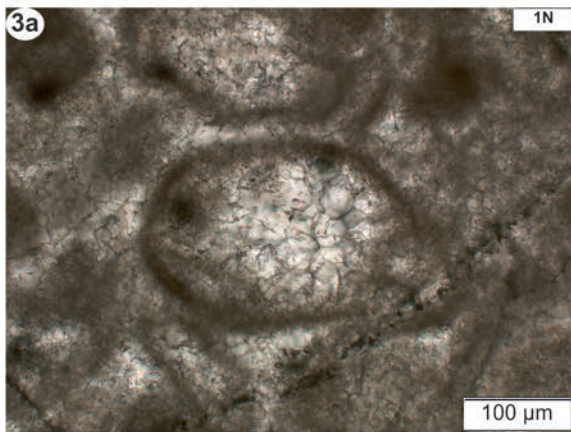
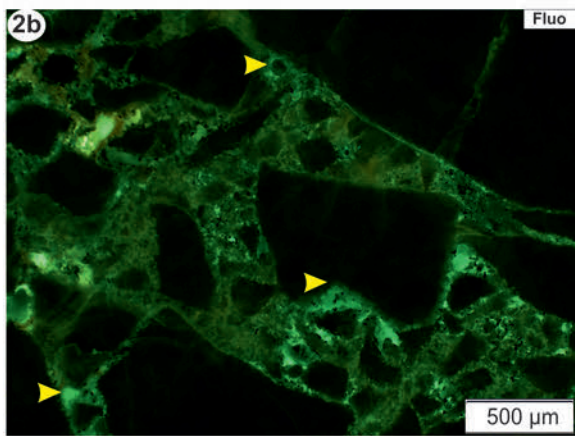
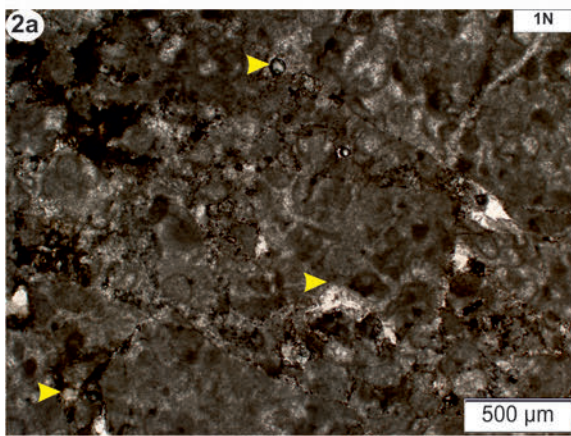
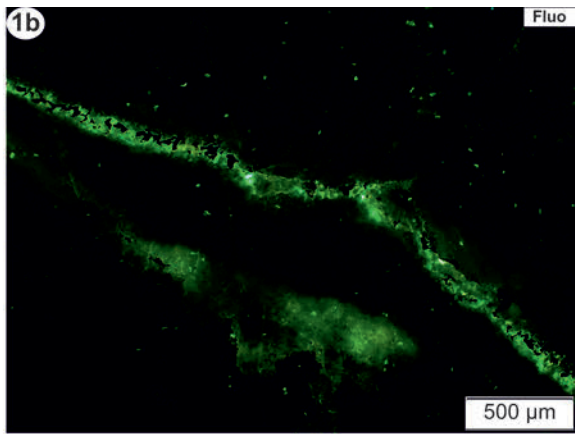
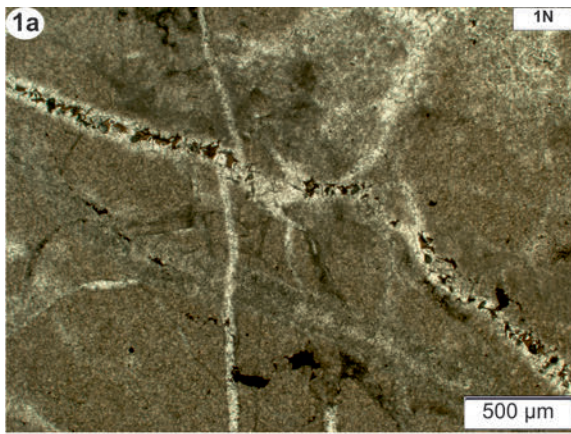
I. tábla — Plate I



II. tábla — Plate II



III. tábla — Plate III



IV. tábla — Plate IV

