

## A Dachsteini Mészko szedimentológiai jellegei és képződésének körülményei a Budai-hegységben

HORVÁTH RÉKA<sup>1,2</sup>, HAAS JÁNOS<sup>1</sup>

<sup>1</sup>MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány s. 1/c

<sup>2</sup>Miskolci Egyetem, Ásványtani–Földtani Intézet, 3515 Miskolc–Egyetemváros, A/3 III. 3.

e-mail: horvathreka88@gmail.com, haas@caesar.elte.hu

### *Sedimentological characteristics and genetic conditions of the Dachstein Limestone of oncoidal facies, based on studies in the Buda Hills, Hungary*

#### Abstract

A peculiar oncoid-bearing facies of the late Norian – early Rhaetian Dachstein Limestone was studied in outcrops and quarries in the Remete Hill and its surroundings in the north-eastern part of the Buda Hills. In the Late Triassic the Transdanubian Range was located at the western margin of the Neotethys Ocean, where a huge carbonate platform came into existence in the latest Carnian. In the continent-ward south-western part of the Transdanubian Range cyclic peritidal-lagoonal successions were deposited, whereas in its north-eastern part — representing the outer platform belt that was segmented by intraplatform basins — oncoidal facies were formed coevally. Based on microfacies analysis of the oncoidal facies in the studied sections, the following lithofacies types were distinguished: stromatolite; peloidal grainstone; calcimicrobial-, aggregate grain-, and oncoidal boundstone; wackstone/boundstone with bioclasts; and pelletal wackstone. Most of these lithofacies types were formed by microbial mediation near to the basin-ward edge of the platform where microbial reefs, and behind them more or less protected shallow subtidal environments, were developed.

*Keywords: Buda Hills, Dachstein Limestone, microfacies, environment of formation, sedimentological cycle*

#### Összefoglalás

A Dunántúli-középhegységi-egység északkeleti részén elhelyezkedő Budai-hegységben található Remete-hegy és a vele szomszédos hosszúerdő-hegyi kőfejtő a késő-nori–kora-rhaeti korú Dachsteini Mészko sajátos onkoidos kifejlődésének jelentős vastagságú rétegsorát tárja fel. A késő-triászban a Dunántúli-középhegységi-egység a Neotethys nyugati elvégződésénél helyezkedett el, ahol a karni késői szakaszában hatalmas karbonátplatform jött létre. A Dunántúli-középhegységi-egység délnyugati területein, amelyek a platform szárazföld felé eső részéhez tartoztak, ciklusos peritidális lagúna fáciesű rétegsorok rakódtak le, míg az északkeleti, az óceán medencéjéhez közelebbi, intraplatform medencékkel tagolt külső részén ezzel egy időben onkoidos fáciesek képződtek. A vizsgált rétegsorok mikrofacies-elemzése alapján a következő litofácies-típusok voltak elkülöníthetők: sztromatolit, peloidos grainstone, kalcimikrobás, szemcse-aggregátumos és onkoidos boundstone, bioklasztos wackstone/boundstone, pelletes wackstone. A legtöbb litofácies-típus mikroba közreműködéssel képződött a platform intraplatform medence felőli pereméhez közel, ahol mikrobazónatok és mögöttük többé-kevésbé védett sekély szubtidális környezetek alakultak ki.

*Kulcsszavak: Budai-hegység, Dachsteini Mészko, mikrofacies, képződési környezet, üledékképződési ciklus*

#### Bevezetés

A felső-triász Dachsteini Mészko elterjedését és vastagságát tekintve meghatározó szerepet játszik a Dunántúli-középhegység és ezen belül a Budai-hegység felépítésében.

A dolgozat a Budai-hegység északnyugati részén, a Remete-hegyen és környékén előforduló, sajátos kifejlődésű Dachsteini Mészko karbonátszedimentológiai vizsgálatának

eredményeit és a kőzet keletkezési körülményeit mutatja be. A mikroszkópos vizsgálatok során a minták jellemző tulajdonságai alapján történt az egyes típusok meghatározása és azok értékelése, illetve a faciéstípus-változásokban mutatkozó szabályszerűségek azonosítása.

A Dunántúli-középhegységben igen nagy felszíni elterjedésű, tipikusnak tekinthető, Lofér-ciklusokból álló Dachsteini Mészko vizsgálata több mint egy évszázada

folyik. Az 1950-es évektől a mikrofáciesek és a ciklusok dokumentálása, elemzése számos tanulmány tárgyát képezte (VÉGHNÉ NEUBRANDT 1957, 1960; FÜLÖP 1975; HAAS & DOBOSI 1982; SCHWARZACHER & HAAS 1986; HAAS 1994, 2004; BALOG et al. 1997). A Budai-hegységben és a Duna-balparti rögökben jellemző onkoidos kifejlődésű változatának részletes mikrofácies vizsgálatára azonban eddig nem került sor. Jelen tanulmány célja e hiány pótlása a Remeteszurdok környékének vizsgálatával, ahol ez a kőzettípus számos helyen található a felszínen.

### A vizsgált képződményre vonatkozó rétegtani ismereteket megalapozó korábbi kutatások

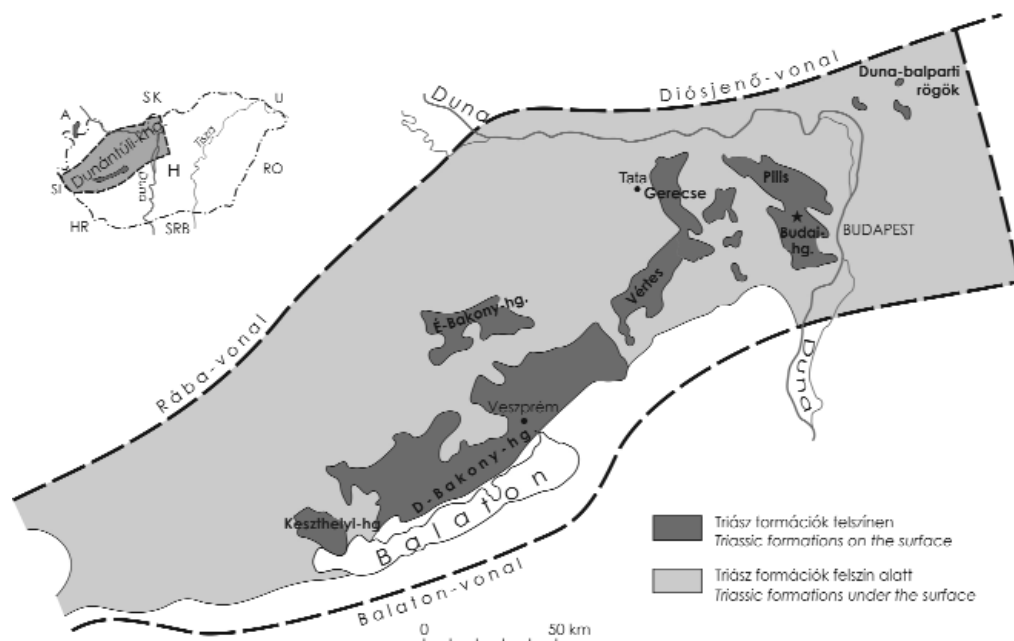
Rövid idővel azután, hogy SIMONY (1847) a Megalodusokat tartamazó vastagpados mészkövet az Északi-Mészkö-alkok Dachstein-hegységéről „Dachsteinkalk”-nak nevezte el, PETERS (1859) már említi a Dachsteini Mészkövet a Budai-hegység területéről. A fazekas- és remete-hegyi faunák alapján FERENCZI (1925) a Budai-hegység Dachsteini Mészkövét a karni és nori emeletbe sorolta. KUTASSY (1925) az alpi térség leggazdagabb nori korú gastropoda-faunáját írta le a Remeteszurdok vastagpados Dachsteini Mészkövéből. Később KUTASSY (1927) a *Rhabdoceras suessii* HAUER fajba sorolt heteromorf ammoniteszt határozott meg a lelőhelyről. GÓCZÁN (1961) a csigafauna vizsgálata alapján a Remete-hegy és Hosszúerdő-hegy Dachsteini Mészkövét a felső-noriába sorolta. ORAVECZ (1963) szerint a Budai-hegységben a Dachsteini Mészkö teljes rétegsora a nori korszakban képződött. VÉGHNÉ NEUBRANDT E. (1964) a Megalodontacea fauna vizsgálata alapján a nori korbesorolást megerősítette.

WEIN (1977a, b) négy fáciesövre osztotta a Budai-hegység triász kifejlődési területeit. Alapvetően két felső-triász kifejlődést különített el: a tűzköves-dolomitot és a mészköves-dolomitot. A tűzköves mészkő- és dolomit-kifejlődés medence fáciest képvisel, míg a tűzkömentes, vastagpados mészkő és dolomit sekélyvízi platform fáciésű. HAAS szerk. (2004) munkájában a Budai-hegység triászáról rendelkezésre álló addigi ismereteket összefoglalva úgy vélte, hogy a hegység központi részén (a WEIN szerinti Jánosjegyi-vonulatban) a késő-triászban folyamatos volt a platformfejlődés. Itt a Fődolomit Formáció (Vadaskerti Dolomit Tagozat) felett egy átmeneti egység után következik az onkoidos Dachsteini Mészkö, amely a középső-nori–rhaeti intervallumot képviseli. A Remete-hegy rétegsora a felső-nori (sevati) és az alsó-rhaeti szakaszt foglalja magába.

SZABÓ (2011) rámutatott, hogy a KUTASSY (1927) által jó szintjelzőnek vélt ammonitesz, a *Rhabdoceras suessii* biosztratigráfiai jelentősége kisebb, mint korábban vélték. GRADINARU & SOBOLEV (2010) a világ számos pontjáról, így a Budai-hegységből is leírt *Rhabdoceras suessii* elterjedésére vonatkozó adatok áttekintése alapján megállapította, hogy viszonylag hosszú, késő-nori–rhaeti fajöltőjű alakokról van szó. Ezek az újabb rétegtani értékelések tehát nem mondanak ellent a fent idézett korbesorolásnak.

### Ősföldrajzi helyzet

A Budai-hegység a Dunántúli-középhegységi-egység északkeleti részén helyezkedik el (1. ábra). A késő-perm és triász fácieszónák összerendezésén alapuló geodinamikai



1. ábra. A Dunántúli-középhegység triász képződményei a vizsgált terület megjelölésével (HAAS et al. 2009 után, módosítva)  
Figure 1. Triassic formations of the Transdanubian Range showing location of the study area (after HAAS et al. 2009, modified)

rekonstrukció szerint, hogy a Dunántúli-középhegységi egység a kora-alpi ciklus kezdetén, a triász időszakban elfoglalt helyzetéből (HAAS et al. 1995) a késő-kréta idején szakadt ki, majd a paleogén–kora-miocén tektonikai mozgásai során került a mai helyzetébe (HAAS et al. 1995). A késő-triászban a Dunántúli-középhegységi-egység a Déli-Alpok és a Felső-Ausztróalpi-egységek között (HAAS & BUDAI 1995, HAAS et al. 1995) helyezkedhetett el a Neotethys Vardar-ágának nyugati elvégződésénél.

A késő-triászban a Dunántúli-középhegységi-egység határozott fácies polaritással jellemezhető terület volt: az északkeleti részek a Neotethys medencéjéhez, míg a délnyugati területek a szárazföldre voltak közelebb (HAAS 2002). A késő-karni során létrejött kiegyenlített topográfia, néhány száz kilométer széles karbonátplatform-rendszer kialakulását tette lehetővé (Dachstein-típusú karbonátplatform). A késő-karnitól a rhaetiig tartó intervallumban a nyugodt tektonikai helyzet és a platform süllyedésével lépést tartó üledékképződés nagy vastagságú karbonátos összlet, a Földolomit, majd a Dachsteini Mészke lerakódását eredményezte (HAAS 2002).

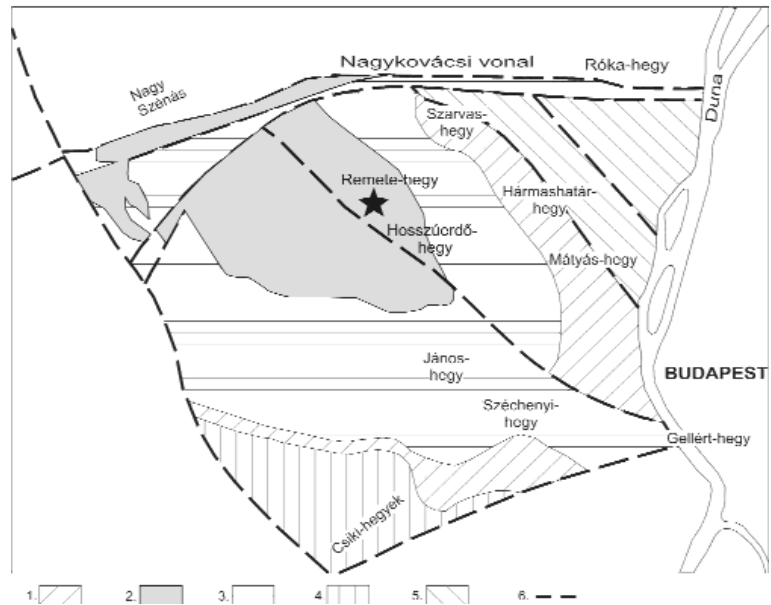
A Dunántúli-középhegységi-egység északkeleti pereme a self külső, nyílt óceán felőli részén helyezkedett el a késő-triászban. A karniban a külső platform topográfiája tagolttá vált, intraplatform medencék alakultak ki, melyek a kora-juráig maradtak fenn. A nyílt tengerhez közeli medencében képződött a Csővári-blokkban ismert Csővári Formáció, míg a nyílt tengertől távolabbi, jobban elzárt medencében jött létre a Budai-hegységben feltárt Mátyáshegyi Formáció (HAAS 2002). A platform szegmentált külső övében ezalatt uralkodóan sekély szubtidális környezetben a Dachsteini Mészke onkoidos fácies képződött, helyenként foltzationokkal (HAAS 2002).

A késő-karni késői szakaszától a triász időszak végéig a belső platformon peritidális és sekély szubtidális fácieseket képviselő rétegek váltakozásából álló ciklusos karbonátos rétegsor rakódott le (Lofer-ciklusos fácies). A platformfejlődés korai szakaszában, szemiárid klímán dolomit képződött (Földolomit Formáció). Később a klíma humidabbá válásával a teljes dolomitot képződés részleges dolomitot váltotta fel (a Dachsteini Mészke alsó, mészke–dolomit váltakozásából álló, ún. átmeneti, Fenyőfői Tagozata), majd a dolomitképződés szinte teljes megszűnésével indult meg a típusos Dachsteini Mészke képződése (HAAS 2004).

### A vizsgált szelvények helyzete, a rétegsor makroszkópos jellege

A Budai-hegységben az onkoidos kifejlődésű Dachsteini Mészke legteljesebb, összefüggő rétegsora a Remete-hegy környékén (2. ábra), a Hosszúerdő-hegyi kőfejtőben és a Remete-szurdokban található (3. ábra).

A hosszúerdő-hegyi kőfejtőben a formáció 500 m vastag rétegsorából (HAAS, 2004) mintegy 30 m vizsgálható közel

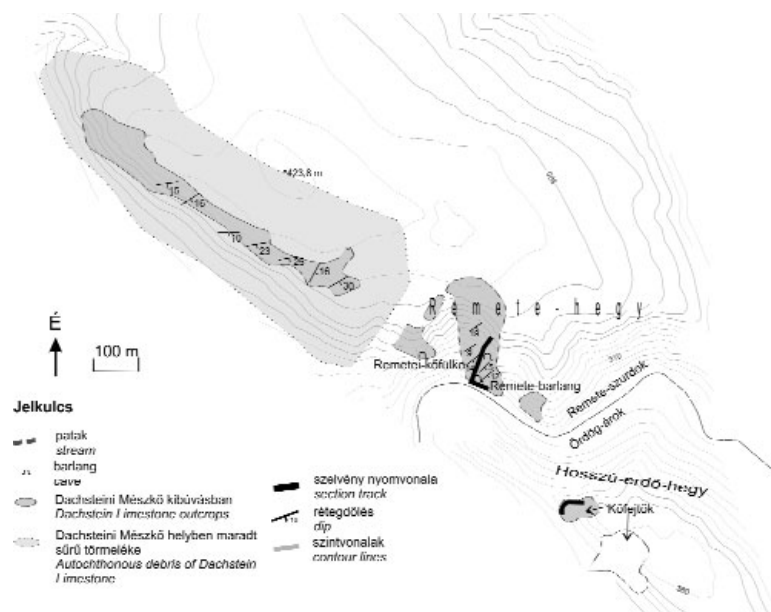


2. ábra. A Budai-hegység triász képződményei a vizsgált terület megjelölésével (HAAS et al. 2000 után, módosítva)

1 - Mátyáshegyi F., 2 - Dachsteini Mészke F., 3 - Földolomit F., 4 - Budaörsi Dolomit F., 5 - triász tagolás nélkül, 6 - szerkezeti vonal

Figure 2. Triassic formations in the Buda Mts showing location of the study area (after HAAS et al. 2000, modified)

1 - Mátyáshegy Fm, 2 - Dachstein Limestone Fm, 3 - Földolomit Fm, 4 - Budaörs Dolomite Fm, 5 - Triassic formations without dissection, 6 - tectonic lineaments



3. ábra. A Remete-szurdok környékének észlelési térképe a vizsgált szelvények elhelyezkedésének feltüntetésével

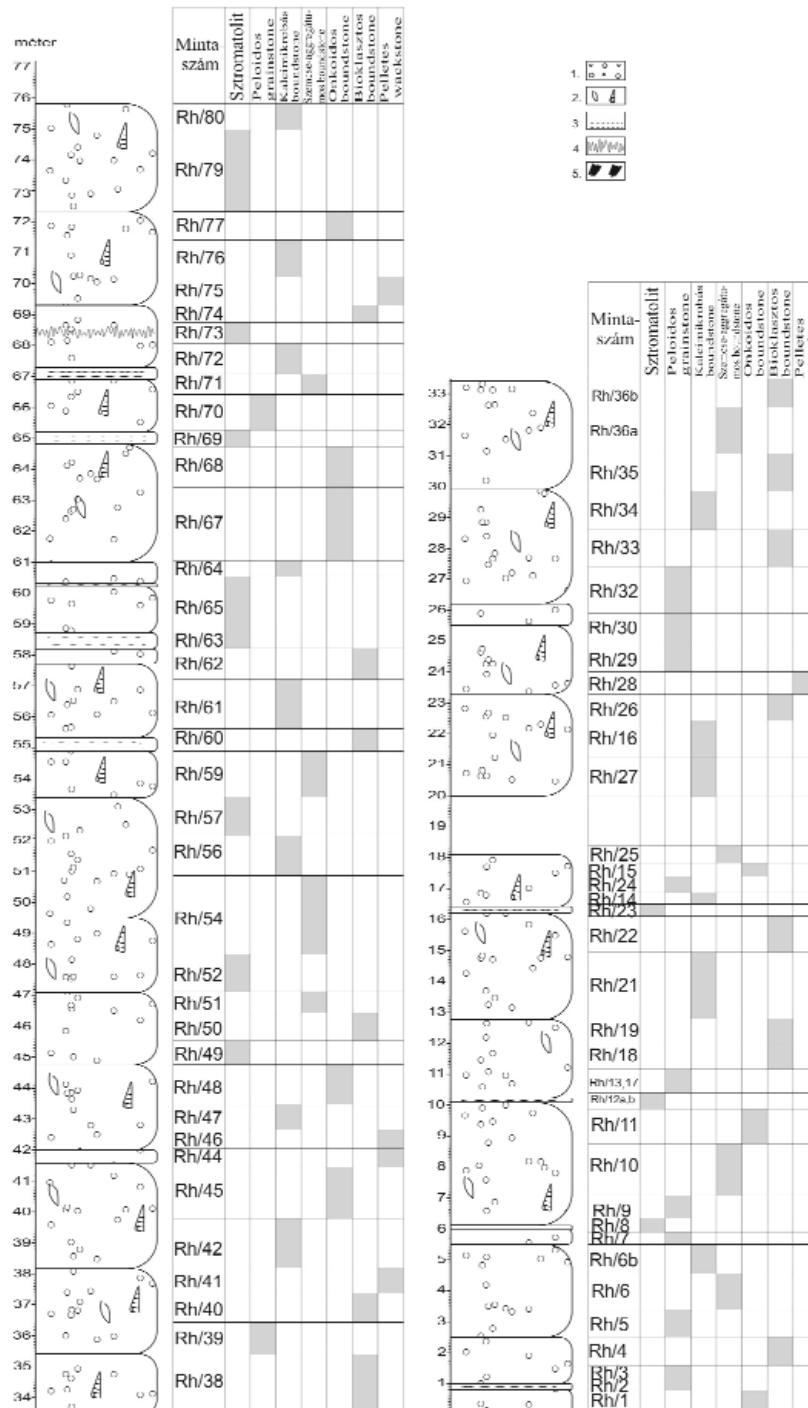
Figure 3. Reconnaissance map of the Remete creek with the localization of the two analyzed sections

folyamatos rétegsorban, míg a szomszédos Remete-hegy szurdok felőli, meredek oldalán lévő sziklakibúvások közel 80 m vastag rétegsort tárnak fel kisebb megszakításokkal.

A remete-hegyi szelvény kezdőpontjának EOY koordinátái: E641129, N246268, végpontjának EOY koordinátái: E641197, N246370. A felvett szelvény csapása kezdetben közel kelet–nyugati, majd fölfelé haladva északkelet–dél-

nyugati. A Hosszúerdő-hegyi köfjűtő EOY koordinátái: E641381, N245986. A rétegek csapása északnyugat–dél-keleti (3. ábra).

A vizsgált szelvények mentén gazdag mollusca faunát tartalmazó, vastagpados, halványszürke, onkoidos mészkő figyelhető meg. A 3–5 m vastag padok közé néhol néhányszor 10 cm vastag laminites rétegek iktatódnak be (4., 5. ábra).

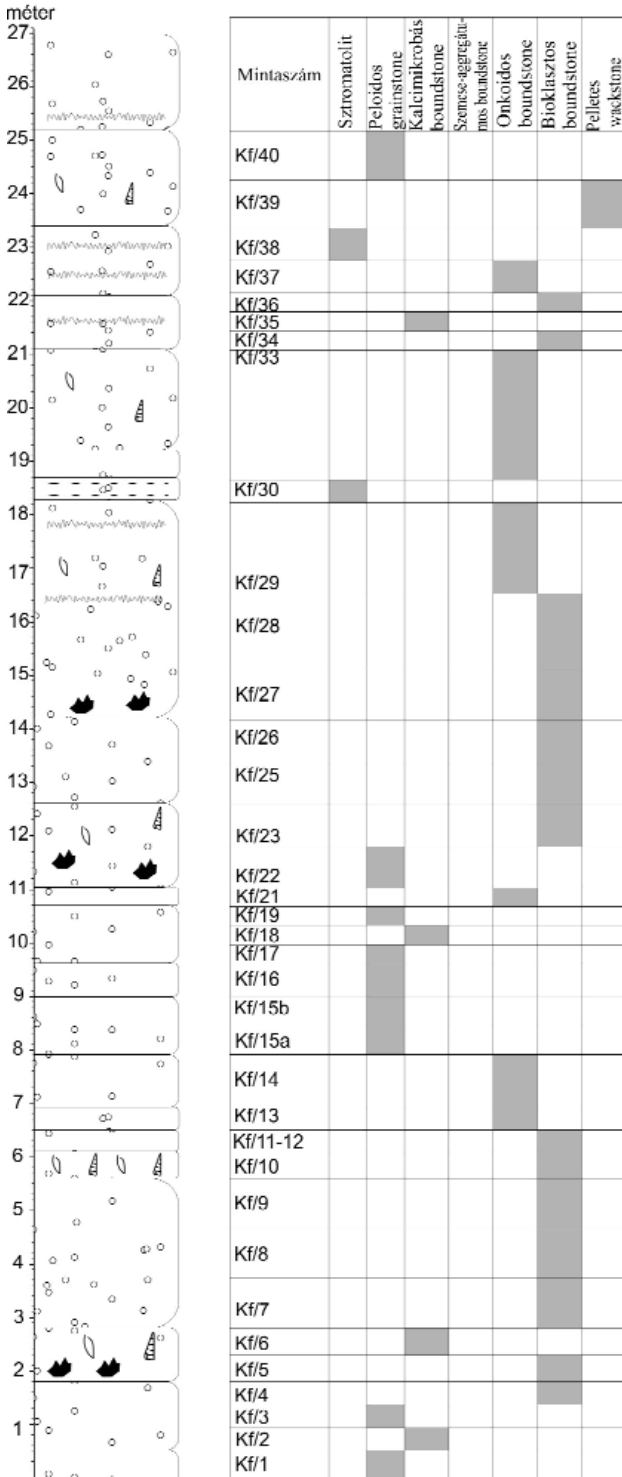


4. ábra. A Remete-hegy déli oldalán felvett szelvény rétegszlopa és a vizsgált minták mikrofáciás típusa  
1 - Onkoidok; 2 - Csiga és kagylóhéjak; 3 - Laminálttság; 4 - Sztilolite; 5 - Fekete kavicsok

Figure 4. Lithologic log of the section measured on southern slope of the Remete Hill showing the microfacies types of the investigated samples

1 - Oncoids; 2 - Mollusc fragments; 3 - Lamination; 4 - Stylolite; 5 - Black pebbles

A szabad szemmel is látható onkoidok mérete néhány mm és 2–3 cm között változik. A hosszúerdő-hegyi kőfejtőben egyes padok alján többnyire 1–2 cm-t is elérő méretű, fekete, szögletes klasztokat (fekete breccsa) tartalmazott a mészkő (5. ábra).



5. ábra. A hosszúerdő-hegyi kőfejtő rétegoszlopa és a vizsgált minták mikrofaciás típusa (jelkulcsot lásd a 4. ábrán)

Figure 5. Lithologic log of Hosszúerdő Hill quarry showing the microfacies types of the investigated samples (For legend see Figure 4)

## Mikroszkópos megfigyelések

### Szemcsesfajták és képződési viszonyaik értelmezése

#### Bioklasztok

A bioklasztokat többnyire mollusca-töredékek képviselik, de esetenként az echinodermata-vázelemek és -tüskék is gyakoriak. Egyes szöveti típusokban Dasycladalea zöldalga-töredékek fordulnak elő viszonylag nagyobb gyakoriságban. Az üregekben, pórusokban megfigyelhető belső üledékben gyakran ostracoda-teknők figyelhetők meg. A bioklasztok változó mértékben töredeztettek vagy kerekítettek. Egyes szemcsék jó megtartásúak és egyáltalán nem kerekítettek, míg mások erősen koptatódtak. Gyakori a vékony mikritburok jelenléte a bioklasztok körül, tehát e szemcsék kortoidnak tekinthetők (6. ábra, A).

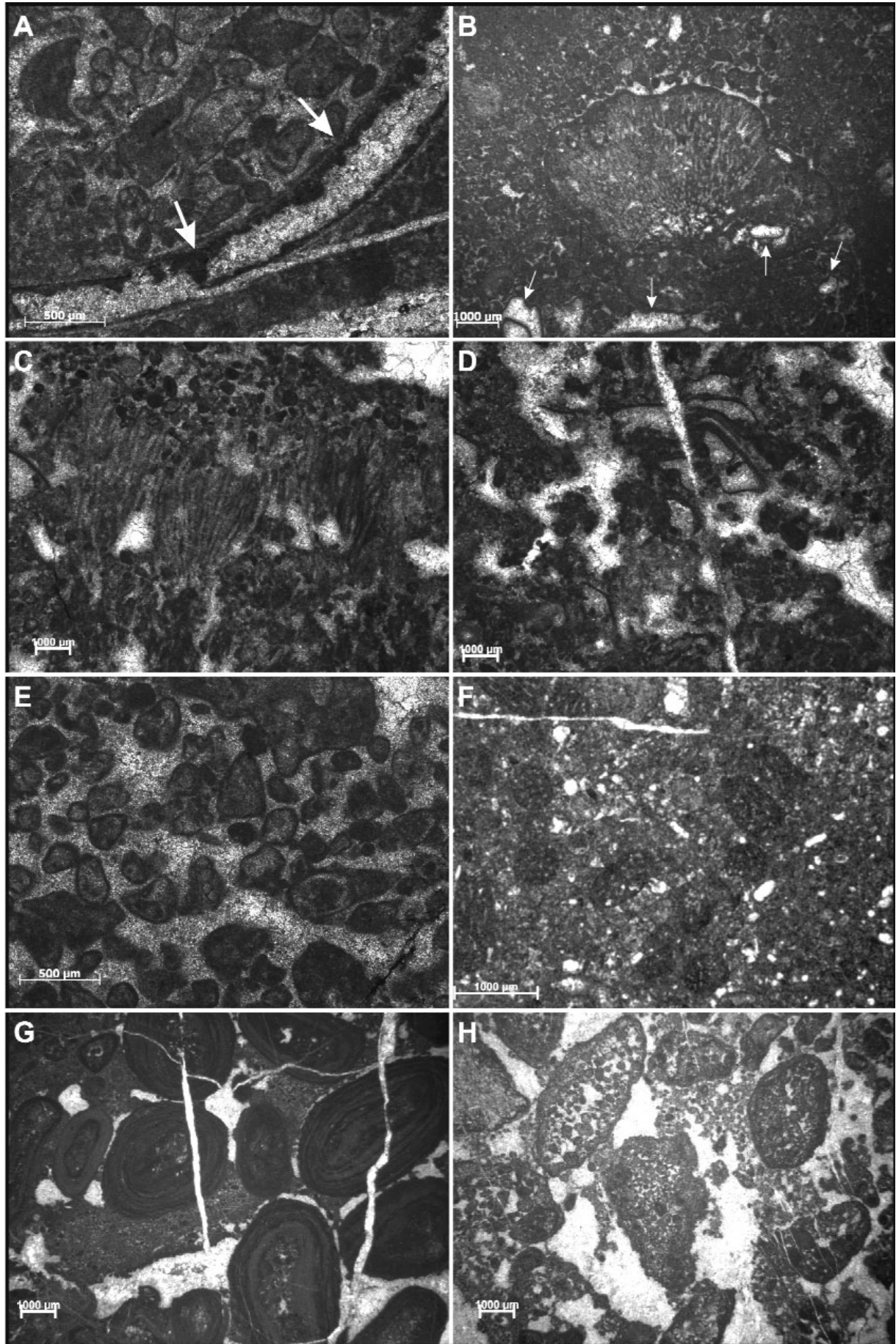
A bioklasztok százalékos aránya a mintákban változó. Egyes típusokban akár a 40%-ot is elérheti, míg más típusú mintákban <10% a becsült arány.

**Képződési környezet:** A kőzetben helyenként jelentős mennyiségben előforduló molluscák (Megalodontacea-félék, egyéb kagylók, valamint csigák) normál sótartalmú, trópusi tengerek védett belső platformjain éltek. Ahol echinodermaták is előfordulhattak. A Dasycladales rendbe tartozó bentosz zöldalgák normális tengeri sótartalmú környezetben, a platform védett, jól átvilágított, nagyon sekély (néhány méter mélységű) részén élhettek, ahol a víz oxigénellátottsága is kedvező feltételeket biztosított számukra.

Egyes bioklasztokon, elsősorban kagylóhéj-töredékeken és tüskésbőrű-maradványokon gyakori a mikrofűrő szervezetek tevékenységét jelző, kívülről befelé fejlődő mikritburok. A kortoidok képződése jellegzetesen sekély, trópusi tengerekben, jórészt cianobakteriális tevékenység hatására lezajló folyamat (FLÜGEL 2004).

#### Kalcimikrobák

Külön kategóriába sorolhatók a kalcimikrobák, azaz a meszesedett cianobaktérium (Cyanobacteria) maradványok. A vizsgált mintákban általában, illetve azok törmelékei voltak megfigyelhetők. Ezek többnyire kerekded, ám gyakran szabálytalan alakú, átlagosan 10 mm átmérőjű szemcsék, változó megtartási állapotban. A különböző irányú metszetekből a maradványok szálas, csöves szerkezete állapítható meg. Egyes szemcsék esetében a kalcimikroba belső szerkezete jól megőrződött, míg más szemcséknél csak a szerkezet reliktumai ismerhetők fel. A jó megtartású kalcimikrobák, a Porostromata csoportba sorolhatók (FLÜGEL 2004). Ezen belül két típusa különíthető el: a szétágazó, olykor ívszerűen hajló csövecskék kéveszerű elrendeződésével jellemezhető Cayeuxia-típusúak, amelyeket egyes kutatók a recens Rivularia nemzetséggel azonosítanak (DAGASTAN 1985) (6. ábra, B) és a párhuzamos csövecskék halmazaként leírható Ortonella-típusúak (6. ábra, C). A kalcimikrobák elkülönülése a mátrixtól lehet éles határú vagy elmosódó. Az Ortonella-típusúak esetében gyakoribb az elmosódó határ, míg Cayeuxia-típusúak



←**6. ábra.** A Dachsteini Mész-kőben megjelenő szemcsetípusok. A) Mikrofűrő-maró tevékenység nyoma mollusca-töredéken. B) Cayeuxia-típusú (*Rivularia*) kalcimikroba-zátony legyező alakú törmeléke Thaumaporellával (fehér nyílak). C) *Orthonella*-típusú kalcimikroba-maradvány, csomós mikrites mátrixban. D) Thaumaporella-maradványok csomós mikrites mátrixban. E) Peloidok vékony mikritburkokban. F) Favreina-típusú rákkoproilitok. G) Onkoidok. H) Változatos méretű és alakú szemcse-aggregátumok

←**Figure 6.** Grain types of the Dachstein Limestone. A) Microborings causing micritization on a mollusc fragment. B) Fan-shaped *Cayeuxia*-type (*Rivularia*) calcimicrobial reef detritus. C) *Orthonella*-type calcimicrobe in clotted micritic matrix. D) Thaumaporella in clotted micrite. E) Peloids in thin micritic envelope. F) Favreina-type coprolites. G) Oncooids. H) Aggregated grains in various shape and size

esetében jellemzőbb az éles határvonal. *Orthonella*-típusú kalcimikrobák gyakran jelennek meg Thaumaporellákkal együtt. A Thaumaporellák változatos alakúak (6. ábra, D), lehetnek szabálytalan formájúak (amőbaszerűek), lencseszerűek belül kalcitcement-kitöltéssel vagy körív alakú töredékek. Mikrit anyagú faluk állhat egyetlen, de akár több sejtsorból is. A Thaumaporellák máig vitatott eredetű maradványok, cianobakteriális kéreg belsejében élő szervezet maradványaként való értelmezésük látszik jelenleg a legvalószínűbbnek (SCHLAGINTWEIT 2013, SCHLAGINTWEIT et al. 2013).

**Képződési környezet:** A Porostromata kalcimikrobák a paleozoikum és a mezozoikum egyes sekélytengeri karbonátos kőzeteiben gyakoriak (FLÜGEL 2004). A Cayeuxia-típusú kalcimikrobák gyakori és jellemző komponensei a dachsteini platform peremi zátonyvonalata mögötti lagúnának (FLÜGEL 1981).

### Peloidok

A peloidok, az egész rétegsort tekintve, uralkodó szemcsetípusnak tekinthetők (6. ábra, E) (átlagosan a szövet 70–80%-át teszik ki). Átmérőjük 0,1–1 mm között változik. Mikrokrisztályos karbonát (mikrit és mikropátit) anyagúak. Belső szerkezettel általában nem rendelkeznek, de — nem teljesen mikritesedett szemcsék esetében — relik szerkezet számos esetben felismerhető. A szemcsék peremén többnyire megfigyelhető egy vékony sötétebb burk. A szemcsék határvonalai többnyire éles.

A különböző méretű és alakú peloidszemcsék mellett, egyes szöveti típusokban, többnyire határozott körvonallal elkülönülő ovális metszetű fekális pelleték is gyakoriak. A belső szerkezettel rendelkező pelleték a Favreina-típusba (6. ábra, F) sorolhatók.

**Képződési környezet:** A peloidok trópusi–szubtrópusi belső platformok, lagúnák és az iszapdombok jellegzetes szemcséi. Genetikailag sokfélék, eredetük egyértelmű kiderítése sokszor nem is lehetséges (TUCKER & WRIGHT 1990, FLÜGEL 2004). A jellemzően jól osztályozott fekális pelleték különböző iszapfaló szervezetek ürülékcsomói. A fekális pelleték gyakorisága sekély tengeri – partközeli, védett környezetet, megfelelő oxigén- és nutriens-ellátottságot feltételez. A kevésbé szabályos alakú peloidok létrejöhetnek konszolidált mészszipa felszakadásával, az iszapklasztok áthalmozásával, de képződhetnek apró bioklasztok, mikritesedéssel is. Az utóbbi esetben a bioklasztok, formájuk alapján, esetenként azonosíthatók (pl.: foraminiferák).

Apró mikritcsomók kiválhatnak mikrobatevékenység hatására cementként is. Az így létrejövő mikritcsomós (clotted) szövet a meszesedett mikrobás szövetekre jellemző (TUCKER & WRIGHT 1990), a környezeti értelmezés szempontjából tehát igen lényeges megkülönböztetésük a peloid szemcséktől.

### Onkoidok

Egyes szöveti típusokban jelenlétük igen gyakori. Átmérőjük 1–8 mm között változik. Előfordulhatnak osztályozatlanul, osztályozottan, sőt olykor gradáltan is. A magot olykor szabálytalanul hajladozó mikritburkok veszik körül. Olykor a kristálméretnek megfelelően világosabb és sötétebb árnyalatú burkok váltakoznak. A „fejlett” onkoidok (6. ábra, G) mellett előfordulhatnak onkoidkezdemények is, melyekre az jellemző, hogy magjuk körül csupán néhány, vékony mikritburk észlelhető, és átmérőjük kisebb.

Onkoidok magját képezheti változó megtartású, kerekded vagy legyező alakú kalcimikroba (cianoid — RIDING 1983; Porostromata onkoid — FLÜGEL 2004), egyéb bioklasztok, elsősorban mollusca- és echinodermata-töredékek, illetve foraminiferák, de intraklaszt vagy szemcse-aggregátum is lehet mag. Foraminiferák gyakran az onkoidszemcsék mikrites burkának rétegei között is megfigyelhetők.

**Képződési környezet:** Onkoidok cianobakteriális közreműködéssel képződhetnek a jól átvilágított régióban. A magot bekérgező cianobakteriális szövetek apró szemcséket (pl.: foraminifera-vázakat) is csapdázhat (BJØRLYKKE 2010). Vízmozgás hatására időnként átfordulnak, így alakul ki a magjukat koncentrikusan körülvevő többrétegű kéreg. Az onkoidok szubtidális belső platform (lagúna) környezetben képződnek (FLÜGEL 2004), általában kis vagy közepes, de időnként erősebbé váló vízmozgatottság mellett (BJØRLYKKE 2010).

### Szemcse-aggregátumok

A szemcse-aggregátumok minden mészkőváltozatban megjelenhetnek, de a szöveti típusok egyikében igen gyakoriak. Átmérőjük széles mérettartományon belül (1–7 mm) változhat. A szemcse-aggregátumok mikrobás mikrittel cementált apró szemcsékből állnak. Ide tartoznak a grapestone szemcsék, amelyek csupán a szemcsék közötti szűkületknél cementáltak, gyakran szabálytalan alakúak. Olykor változó vastagságú mikritburk megfigyelhető meg körülöttük (6. ábra, H). A rög (lump) szemcsék erősebben cementáltak, kerekded alakúak. Körülöttük esetenként több mikritburk is megfigyelhető (TUCKER & WRIGHT 1990). Az összetett szemcséket peloidok, ritkábban kevés bioklaszt építi fel.

**Képződési környezet:** A szemcse-aggregátumok sekélytengeri karbonátplatformon képződnek, többnyire lagúna környezetben, vagy a selfperemi zátonyok háttérben. Képződésük előfeltétele az üledékképződési szünetekben történő cementáció és többszöri áthalmozódás. A szemcse-aggregátumot alkotó szemcsék (peloidok, bioklasztok) közti korai cement mikrobás eredetű (FLÜGEL 2004). A szemcse-aggregátumok tehát időszakosan mozgatott vízi környezetben jöhettek létre trópusi környezetben, ahol a

szedimentációs sebesség és a tengervíz nutriens koncentrációja alacsony volt (FLÜGEL 2004).

### Intraklasztok

Az intraklasztok csoportjába tartoznak az ún. fekete kavicsok. Ezek vékonycsiszolatban általában vöröses színű, homogén, mikrites anyagú törmelék-ként jelennek meg, inhomogén limonitos festődéssel. Olykor ostracoda-maradványokat is tartalmazhatnak. Alakjuk szabálytalan, szögletes. Méretük átlagosan 1–10 mm.

**Képződési környezet:** Az intraklasztok a többé-kevésbé konszolidált karbonátiszap áthalmazódásával képződtek, időszakosan erősebb vízmozgás hatására. Az ún. fekete kavicsok az árapálysík szupratidális zónájában jöhetnek létre a mészüledék degradálódó szerves anyaggal való festődésével, majd viharesemények hatására áthalmazódva kerülhettek a szubtidális lerakódási környezetbe (STRASSER & DAVAUD 1983, STRASSER 1984).

### Mikrofációs-típusok

A kőzetben megfigyelhető szemcsetípusok fontos információkat adnak a kőzet képződési körülményeinek értelmezéséhez, de pontosabb kép csak a kőzetszövet vizsgálatával, azaz a szemcsék egymáshoz való kapcsolatának megfigyelésével és a szemcsék közötti teret kitöltő szöveti elemek elemzésével és értelmezésével nyerhetünk. Rendkívül lényeges, annak eldöntése, hogy szemcsés típusú mártix- vagy szemcsevázú, vagy mikroba közreműködéssel helyben cementálódott boundstone típusú kőzettel állunk-e szembe. Nehezíti az értékelést a gyakran előforduló utólagos mikritesedés, amely inhomogén módon a kőzetszövet minden elemét érintheti.

A jellemző szemcsefajták és a szöveti jelek együttes értékelésével a 7. ábrán bemutatott mikrofációs-típusokat különítettük el. Az ábra a szöveti jeleket demonstráló fotó mellett összegzi a szöveti jeleket és a képződési környezet értelmezését is tartalmazza.

### A képződési környezet értelmezése

A dolgozat bevezető részében említett ősföldrajzi rekonstrukciók alapján a vizsgált rétegsor egy kiterjedt karbonátplatform-rendszer (dachsteini-típusú karbonátplatform) intraplatóform medencékkel tagolt külső övezetében, trópusi körülmények közt képződhetett, igen sekély vízi, jól átvilágított környezetben. A Remete-hegy környéki Dachsteini Mész-kő szelvényeinek makroszkópos bélyegei, a korábbi őslénytani kutatásokból ismert biofációs jelek és a szelvények mentén gyűjtött minták mikrofációs-vizsgálatának értelmezése alapján pontosabb képet nyerhetünk az egykori képződési környezet sajátosságairól.

A vastag padokat elválasztó, közel sík, vagy enyhén hullámos rétegfelszín az üledékfelhalmozódás időszakos megszakadását jelzi, de tartós szárazra kerülésnek (karszt-

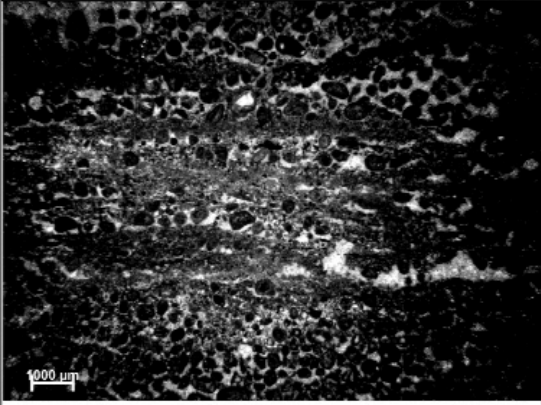
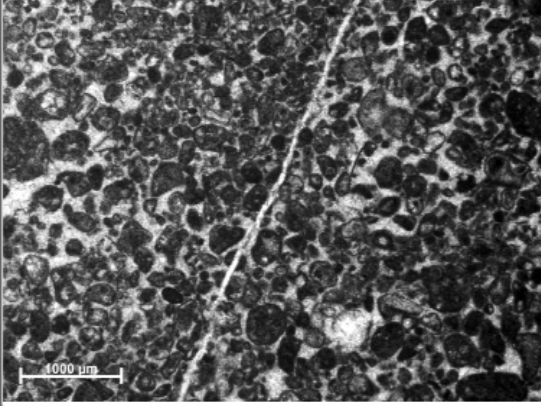
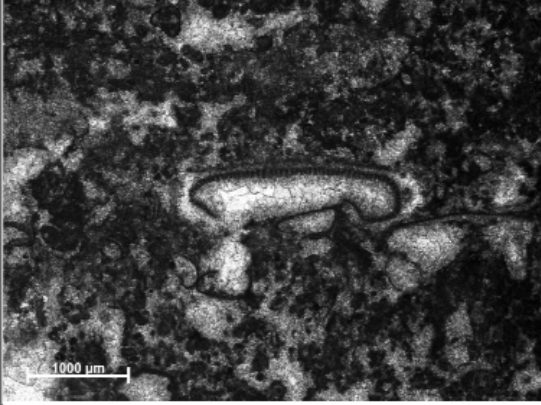
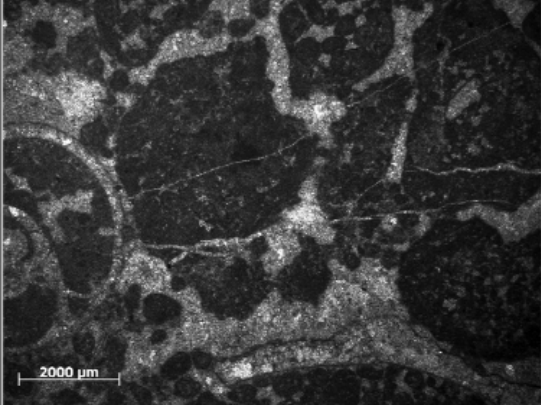
sodásnak, talajképződésnek) nincs nyoma. A rétegfelszín fölött figyelhető meg a mikroréteges szerkezetű kőzettípus, amelyben peloidos grainstone és mikrit mm vastag, enyhén hullámos lefutású mikrorétegei váltakoznak, a mikrites sávokban belső üledékekkel és páttal kitöltött fenesztrális pórusokkal. Ez a szövet mikrobaszövetek által csapdázott üledékes szemcsékben gazdag sztromatolitiként (agglutinált sztromatolit — SCHMID 1996) értelmezhető, ahol a litifikáció, a fenesztrák kialakulása, kitöltődése a szerves anyag bomlásával párhuzamosan történik. Száradási jelenségek nyomai (száradási repedésrendszer, breccsásodás) nem látszanak. Ennek alapján a sztromatolit-rétegek valószínűleg erős vízmozgással jellemezhető sekély szubtidális esetleg intertidális környezetben képződtek (DILL et al. 1986, NOFFKE & AWRAMIK 2013).

A sztromatolit-rétegek szemcsés mikrorétegeihez hasonló, de mikrobaszövetekből származó mikritlemezeket nem tartalmazó peloidos grainstone a vastag padok gyakori szöveti típusa. A peloidok jelentős része bioklasztok mikrofürtő mikroba által mikritesedéssel képződött. A szemcsék lerakódása nagy vízmozgási energiájú szubtidális környezetben történhetett.

A vastag padok közötti térben csomós mikrit található. A kőzet a mikrobaszövetekbe ágyazódott szemcsék tenger alatti litifikációjával keletkezhetett, egyfajta „mikrobazátony”. Ezek a szöveti típusok tehát a boundstone kategóriába sorolhatók. A domináns szemcsetípus alapján különíthetők el a boundstone típusok: kalcimikrobás, szöveti típusok: kalcimikrobás; szemcse-aggregátumos és; onkoidos. A kalcimikrobás típus az intraplatóform medence pereméhez közel létrejött zátonyszerű alakulat védettebb részén jöhetett létre (FLÜGEL 1981). A szemcse-aggregátumos típusnál az automikrittel összetapasztott szemcsékből álló aggregátum és a szemcsék közötti térben — a későbbi oldódással létrejött majd páttal cementált pórusok mellett — még megfigyelhető mártix szöve az aggregátumokéval lényegében megegyező. Ezt azt jelenti, hogy a kis energiájú környezetben, mikrobák által részben már cementált üledéket az epizodikus erős vízmozgás felszakíthatta. A felszakított rögökön mikrobás kéreg is létrejöhetett. Az így létrejött szemcsék azután ismét beágyazódhattak az üledékbe és mikroba-közreműködéssel újra indult a konszolidáció. Az onkoidos típus képződési folyamata hasonló lehetett, de az intenzív vízmozgás szakaszai meghatározóbbak lehettek, ami lehetővé tette a sokhjú mikrobás bekéregzés létrejöttét. A szabályos kerekded onkoidok (6. ábra, G) jelzik a legintenzívebb vízmozgást az onkoidok növekedésének szakaszában (VÉRDINE et al. 2007).

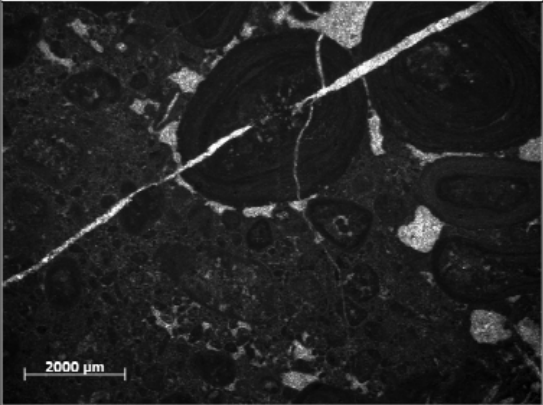
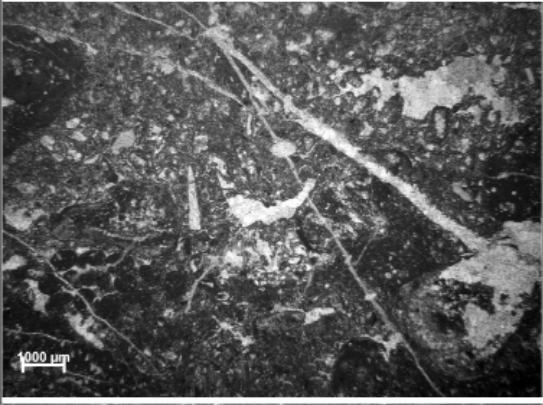
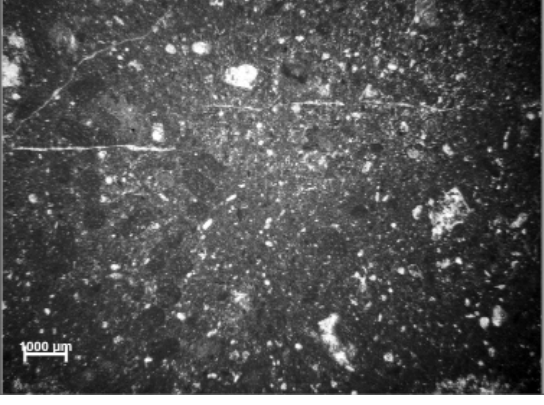
Olyan szöveti típus is előfordul, amelyben a nagyobb méretű mikrobás mikritgumók, szabálytalan alakú bekéregzett szemcsék és számottevő mennyiségű bioklaszt mellett vannak fekális pellet-halmazok is, és nem dönthető el egyértelműen a mikrit mártix eredete (üledékes, automikrit, esetleg mindkettő). A szabálytalanul hullámos felszínű onkoidok, mikrobás mikritgumók gyengébb időszakos



<i>Kőzetfáciális típusok</i>	<i>Szövet</i>	<i>Mikroszkópos kőzettani</i>	<i>Képződési környezet</i>
	Sztromatolit	<ul style="list-style-type: none"> <li>• peloidos grainstone és mikrit lemezek váltakoznak</li> <li>• feneztrális pórusok, gyakran ostracodás belső üledékkel</li> </ul>	nagy energiájú sekély szubtidális, és intertidális (?)
	Peloidos grainstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 0,2–0,3 mm átmérőjű peloidok</li> <li>• kevés bioklaszt: mollusca és Dasycladalea-töredékek, ostracoda</li> <li>• a szemcseközi térben pát</li> </ul>	nagy energiájú szubtidális
	Kalcimikrobás boundstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• csomós mikrit</li> <li>• Rivularia, Ortonella, Thaumtoporella</li> <li>• kevés bioklaszt: mollusca-fragmentumok, foraminifera, ostracoda</li> </ul>	mikrobazátony a platformperem belső, védettebb részén
	Szemcse-aggregátumos boundstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 1–7 mm átmérőjű szemcse-aggregátumok mikrobiálisan bekérgezett bioklasztok, kortoidok</li> <li>• automikrittel cementált apró szemcsés mátrix</li> <li>• pát cementtel kitöltött pórusok</li> </ul>	kis energiájú, de epizodikus erő vízmozgású környezet a mikrobazátony mögött

7. ábra. Mikrofaciális-típusok az elkülönítés alapjául szolgáló főbb szöveti jellegekkel és a képződési környezet értelmezésével

Figure 7. Microfacies-types with the main characteristics of their texture and interpretation of the depositional environments

<i>Kőzetfációs típusok</i>	<i>Szövet</i>	<i>Mikroszkópos kőzettani</i>	<i>Képződési környezet</i>
	Onkoidos boundstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Változó méretű onkoidok, kevés mollusca-töredék és foraminifera</li> <li>• csomós mikrit mátrix</li> <li>• pát cementtel kitöltött pórusok</li> </ul>	Időszakosan nagyobb energiájú környezet a mikrobazátony mögött
	Bioklasztos packstone/boundstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• fekális pelleték, peloidok</li> <li>• mollusca, echinodermata-és Dasycladacea-töredékek, Rivularia-típusú meszesedett kalcimikróba, foraminifera</li> </ul>	a mikrobazátony mögötti, közepes energiájú környezet
	Pelletes wackstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Favreina-típusú pelleték, peloidok kevés bioklaszttal</li> </ul>	a mikrobazátony mögötti, kis energiájú környezet

7. ábra. folytatás

Figure 7. continuation

vízmozgatottságot jeleznek (VÉRDINE et al. 2007). A képződési környezet átmeneti lehetett a fent említett típusok és a pelletes wackstone típus között. Ez utóbbiban jelentős mennyiségben van jelen fekális pellet. Vízmozgástól védett, sekélytengeri környezetben képződhetett.

### Következtetések

Korábbi kutatások szerint a Budai-hegységben, csakúgy, mint a Duna-balparti rögök területén a Dachsteini Mészkö kifejlődési jellegei számottevően eltérnek a Dunántúli-középhegység más területein ismerttől. Lofér-ciklusos

rétegsorok helyett, ezeken a területeken vastagpados, kalcimikrobás-onkoidos mészkő kifejlődés jellemző. A Remetehegy környékén felvett szelvények rétegsorain végzett szedimentológiai vizsgálat alapján kiderült, hogy a vastagpadokat, illetve az azok között esetenként megjelenő vékony rétegeket különböző litofációs-típusokba sorolható kőzetek építik fel.

A korábbi ismeretekhez képest új felismerés a mikrobaközreműködés igen jelentős szerepe a vizsgált mészkőfajták képződésében. Egyes litofációs-típusokban sajátos szerkezetű, elmeszesedve megőrződött cianobakteriális maradványok (Porostromata-típusú kalcimikrobák) játszanak meghatározó szerepet. A bioklasztok jelentős részét körülvevő mikritburok

mikrofűrő mikrobák intenzív tevékenységét jelzi. A kalciummikrobák törmelékét, különböző szervezetek mészvázát vagy azok töredékét gyakran mikroba eredetű mikritburok veszi körül és gyakran sokrétegű burokkal körülvett, több milliméteres átmérőjű bekérgezett szemcsék (onkoidok) tömeges kőzetalkotó elegyrészként vannak jelen. A szemcseaggregátumok apró karbonátszemcséit is feltehetően mikroba eredetű mikrit cementálja. Az említett litofációs-típusok esetében a szemcsék közötti alapanyag jellemzően csomós mikrit, ami mikroba közreműködéssel történt kiválásra utal.

Ezek a kőzetfajták a boundstone kategóriába sorolhatók, azaz a szemcsék mikrobás cementálódásával, a képződéssel szinte egyidejűleg konszolidálódtak, mikrobazátonyként értelmezhetők. A többnyire a vastag padok alján megjelenő mikrolemezes szerkezetű rétegek, mikrobaszövetek által befogott szemcséket tartalmazó agglutinált sztromatolitok. A boundstone típusú kőzetek mellett, erősen mozgatott sekélytengeri környezetben lerakódott grainstone és gyenge vízmozgású védett környezetben képződött pelletes wackestone litofációk is jelen vannak a rétegsorban.

A mikrobazátonyok a dachsteini platformrendszer intraplatform medencékkel tagolt külső övezetében, a platformperemhez közel alakulhattak ki. Az egyes litofációs-típusok a

mikrobazátony és a zátonyháttér-lagúna különböző részein képződtek, térben és időben is változó környezeti feltételek (vízmozgás intenzitás, nutriens ellátottság, átvilágítottság) mellett.

Az elvégzett kutatások alapján először készült részletes karbonátszedimentológiai elemzés és környezeti értékelés a Dachsteini Mész-kő vastagpados, onkoidos kifejlődéséről. Az üledékképződési viszonyok, illetve azok tér- és időbeli változásának pontosabb megismerése érdekében hasonló vizsgálatokra volna szükség a Budai-hegység más szelvényeinek, valamint a Duna-balparti rögök feltárásainak rétegsorain is.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti HIPS Kinga és BUDAI Tamás lektorokat, akik több ponton is rámutattak a tanulmány gyengeségeire, és SZTANÓ Orsolyát hasznos javaslataiért. Köszönjük JÓZSA Sándornak, a vékonycsiszolatok elkészítésében nyújtott segítségét és hasznos tanácsait. Köszönettel tartozunk továbbá GYÖRI Orsolyának, VELLEDEITS Felicitásznak és LESS Györgynek hasznos észrevételeikért, mellyel a dolgozat elkészítéséhez hozzájárultak.

### Irodalom — References

- BALOG, A., HAAS, J., READ, J. F. & CORUH, C. 1997: Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic carbonate platform, Hungary. — *Journal of Sediment Research* **67/4**, 661–675.
- BJØRLYKKE, K. 2010: *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*. — Springer 508 p.
- DILL, R. F., SHINN, E. A., JONES, A. T., KELLEY, K. & STEINEN, R. P. 1986: Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. — *Nature* **324**, 55–58.
- DAGASTAN, O. 1985: Review of Tethyan Mesozoic algae of Romania. — In: TOOMEY, F. D. & NITECKI, N. H. (eds): *Palaeoalgology: Contemporary Research and Applications*. — Springer, 101–161.
- FERENCI I. 1925: Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. — *Földtani Közlemények* **55**, 196–211.
- FLÜGEL, E. 1981: Upper Triassic reefs in the Northern Alps. — In: FLÜGEL, E. (ed) Permian Reefs in the Southern Alps, Triassic Reef and Lagoon Facies in the Northern Alps, Upper Triassic Basinal Facies in the Northern Alps, Upper Jurassic Platform and Basinal Facies. — *International Symposium on Triassic Reefs. Guide book*, 49–138.
- FLÜGEL, E. 2004: *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*. — Springer 984 p.
- FÜLÖP, J. 1975: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. — *Geologica Hungarica series Geologica* **16**, 121 p.
- GÓCZÁN F. 1961: A Dunántúli és Alpi triász csigafaunák rétegtani értékelése — *MÁFI Évkönyv* **49/2**, 303–312.
- GRADINARU, E. & SOBOLEV, E. S. 2010: First record of *Rhabdoceras suessi* (Ammonoidea, Late Triassic) from the Transylvanian Triassic Series of the Eastern Carpathians (Romania) and a review of its biochronology, paleobiogeography and paleoecology. — *Central European Geology* **53/2–3**, 261–305.
- HAAS, J. 1994: Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. — *Zbl. Geol. Paläont.* **11/12**, 1233–1252.
- HAAS, J. 2002: Origin and evolution of the Late Triassic backplatform and intraplatform basins in the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **53/3**, 159–178.
- HAAS, J. 2004: Characteristics of peritidal facies and evidences for subaerial exposures in Dachstein-type cyclic platform carbonates in the Transdanubian Range, Hungary. — *Facies* **50**, 263–286.
- HAAS, J. (szerk.) 2004: *Magyarország geológiája. Triász*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 94–118.
- HAAS, J. & BUDAI T. 1995: Upper Permian – Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Riv. Ital. di Paleont. e Strat.* **101**, 249–266.
- HAAS, J. & DOBOSI K. 1982: Felső-triász ciklusos karbonátos kőzetek vizsgálata bakonyi alapszelvényeken. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, 135–168.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian – Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine – North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242**, 19–40.

- HAAS, J., KORPÁS, L., TÖRÖK, Á., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., HÁMOR-VIDÓ, M., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & TARDI-FILÁCS, E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben — a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében (Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts — based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest). — *Földtani Közlöny* **130/3**, 371–421.
- HAAS, J., POMONI-PAPAIANOANNOU, F. & KOSTOULOU, V. 2009: Comparison of the Late Triassic carbonate platform evolution and lofer cyclicity in the Transdanubian Range, Hungary and Pelagonian Zone, Greece. — *Central European Geology* **52**, 153–184.
- KUTASSY E. 1925: A budavidéki triász sztratigráfiája. — *Földtani Közlöny* **55**, 231–236.
- KUTASSY, E. 1927: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Alpinen Triassschichten in der Umgebung von Budapest. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **27**, 107–175.
- NOFFKE, N. & AWRAMIK, S. M. 2013: Stromatolites and MISS — Differences between relatives. — *GSA Today* **23**, 4–9.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli-középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. — *Földtani Közlöny* **93**, 63–73.
- PETERS, K. F. 1859: Geologische Studien aus Ungarn, I. Die Umgebung von Ofen. — *Jahrb. der Geol. Reichsanst. Wien*. **10**, p. 308.
- RIDING, R. 1983: Cyanoliths (cyanoids): oncoids formed by calcified cyanophytes. — In: PERYT, T. M. (ed.): *Coated Grains*. — Springer, 277–283.
- SCHLAGINTWEIT, F. 2013: Thaumatoporella ladders unraveled. — *Studia UBB Geologia* **58/1**, 5–9.
- SCHLAGINTWEIT, F., HLADIL, J. & NOSE, M. 2013: New observations and interpretations of the enigmatic poorly known Late Paleozoic Irregularina Bykova, 1955 — *Acta Paleontologica Romaniaae* **9/1**, 3–22.
- SCHMID, D. U. 1996: Marine Mikrobiolithe und Mikroincluster aus dem Oberjura. — *Profil* **7**, 101–251.
- SCHWRZACHER, W. & HAAS, J. 1986: Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences. — *Acta Geologica Hungarica* **29**, 175–196.
- SIMONY, F. 1847: Zweiter Winteraufenthalt auf dem Hallstätter Schneegebirge und drei Ersteigungen der hohen Dachsteinspitze (am 29. Jänner, 4. und 6. Februar 1847). — *Berichte Mittheil Fre- und Natur Wien* **2**, 207–221.
- STRASSER, A. 1984: Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). — *Jour. Sediment. Petrol.* **54/4**, 1097–1109.
- STRASSER, A., & DAVAUD, E. 1983: Black pebbles of the Purbachian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. — *Eclogae Geol. Helv.* **76**, 551–580.
- SZABÓ J. 2011: A budapesti (Budai-hegység) felső-triász Dachsteini Mész-kő legendás gastropoda-faunájának revíziója, és gondolatok a típusgyűjtemény hányatott sorsa okán. — *Földtani Közlöny* **141/3**, 217–232.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (eds) 1990: *Carbonate Sedimentology*. — Blackwell, 482 p.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1957: Üledékföldtani jellegzetességek triász karbonátos kőzetekben. — *Földtani Közlöny* **87/1**, 19–25.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1960: A Gerecse-hegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — *Geologica Hungarica series Geologica* **12**, 1–130.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1964: A triász Megalodontidák rétegtani jelentősége. — *Földtani Közlöny* **94**, 195–205.
- VÉRDINE, S., STRASSER, A. & HUG, W. 2007: Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuation and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). — *Facies* **53**, 535–552.
- WEIN Gy. 1977a: A Budai-hegység tektonikája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, Budapest, 76 p.
- WEIN Gy. 1977b: A Budai-hegység tektonikája, Földtani térképek. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest.
- Kézirat beérkezett: 2013. 09. 22.