

Velledits Felicitász

**Középső-triász karbonátplatformok fejlődése
az Aggteleki-hegységben, az Északi Mészőalpokban, és a Cirkum-Pannon-térségben**

MTA doktori értekezés

Miskolci Egyetem

Ásványtani-Földtani Intézet

2017

TARTALOM

I. Bevezetés – probléma felvetés, módszerek.....	3
II. Az Aggteleki-platform fejlődése a középső-triászban.....	5
II.1. Bevezetés	5
II.2. Zátonyok	6
II.3. Geológiai háttér.....	7
II.4. Részletesen tanulmányozott szelvények	10
II.5. A tanulmányozott litosztratigráfiai egységek (formációk) és a Reiflingi esemény leírása.....	18
II.5.1. Steinalmi Mészkő Formáció (vastagsága 145-155 m).....	18
II.5.2. Reiflingi Esemény.....	20
A Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra lévő terület fejlődése	23
II.5.3. Schreyeralmi Mészkő Formáció (0-5,3 m 2.14-15. ábrák).....	23
II.5.4. Ramingi Mészkő Formáció.....	25
II.5.5. Wettersteini Mészkő Formáció	28
A Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő terület fejlődése.....	31
II.5.6. Schreyeralmi Mészkő Formáció	31
II.5.7. Ramingi Mészkő Formáció.....	36
II.5.8. Wettersteini Mészkő Formáció, 2. zátonystádium.....	41
II.6. Fossziliák	42
II.6.1 Fossziliák az 1. és 2. zátonystádiumból.....	42
II.6.2. Az 1. és 2. zátonystádium kora	66
II.6.3. Az 1. és 2. zátonystádium összehasonlítása.....	68
II.6.4. Új őslénytani eredmények	69
II.7. Neptuni telérek.....	70
II.8. Az Aggteleki-platform fejlődése a középső-anisusi–kora-ladin időszakban.....	71
II.8.1. A Reiflingi esemény és következményei.....	72
II.8.2. Az ÉNy-i terület fejlődése	73
II.8.3. A DK-i terület fejlődése.....	77
II.9. Az aggteleki-zátony helye a P/T kihalást követő zátony újraépülés folyamatában	78
III. A Reiflingi esemény hatása a Neotethys-óceán északi karbonát platformjainak fejlődésére az Északi-Mészkőalpokban.....	83
III.1. Bevezetés – probléma felvetés, módszerek	83
III.2. A vizsgálati eredmények feltárásonkénti összefoglalása.....	84
III.2.1. Juvavikum.....	84
III.2.2. Bajuvarikum	86
III.3. Eredmények	88

IV. A Cirkum-Pannon-térség anisusi–karni karbonátplatformjainak összehasonlítása	90
IV.1. Morfológia.....	91
IV.1.1. A típusú platformok	91
IV.1.2. B típusú karbonát platformok.....	93
IV.2. Az anisusi–ladin szárazföldi üledékek jelenléte, vagy hiánya	97
IV.2.1. A típusú platformok	97
IV.2.2. B típusú platformok.....	98
IV.3. Süllyedéstörténet	99
IV.3.1. A típusú platformok	99
IV.3.2. B típusú platformok.....	103
IV.4. Riftesedés	106
IV.5. Konklúzió	108
Köszönetnyilvánítás	111
Irodalomjegyzék	113

I. BEVEZETÉS – PROBLÉMA FELVETÉS, MÓDSZEREK

A Pannon-medence aljzatát különböző szerkezeti főegységekhez tartozó egységek építik fel, melyek eltérő fejlődésen mentek keresztül, és a miocén tektonikai mozgások során kerültek egymás mellé (Haas & Budai szerk. 2010, 2014).

Az Aggteleki-hegység jelenleg az Alcapa-főegység, a Bükk hegység a Középmagyarországi-főegység részét képezi. Mindkét hegység Magyarország északkeleti részén található. Az Aggteleki-hegység triász kőzetei a Neotethys-óceán északi selfjén, míg a Bükk hegység triász kőzetei a déli selfen ülepedtek le (Kovács 1982, Tollmann 1987, Haas et al. 2001).

Az óceán két ellentétes selfjén létrejött karbonátplatformok az oligocén–kora-miocén során kerültek egymás közelébe.

Az Aggteleki-hegységet felépítő triász korú formációk a Belső-Nyugati-Kárpátok takaróihoz tartoznak. A középső–késő-triászban a Nyugati-Kárpátok az Északi-Mészköalpokkal együtt a Neotethys-óceán Vardar-Meliáta ágának északi selfjén helyezkedett el. (Kovács 1982, 1997, Tollmann 1987, Haas ed. 2001).

A Bükk hegység karbon–késő-triász sorozata szoros hasonlóságot mutat a Dinaridák Jadar és a Sana-Una egységeivel. Protić et al. (2000), Kovács (1984), Tollmann (1987) Haas et al. (2001, 2010, 2014) ösföldrajzi rekonstrukciója szerint a Bükk a triászban a Júliai-Alpok és a Déli-Karavankák közelében helyezkedett el, és csak a késő-oligocén–kora-miocénben került mai helyére a Középmagyarországi-vonal mentén, több száz kilométeres strike-slip vetők mentén.

A Bükk és az Aggteleki-hegységben található feltárások minősége messze elmarad a Dolomitokban, az Északi-Mészköalpokban, vagy a Nyugati-Kárpátokban található azonos korú feltárások minősége mellett. A Bükk hegységben nemcsak a növényzettel fedettség, hanem a kőzeteket ért utólagos deformációk (Csontos 1988) is nagymértékben megnehezítik a szedimentológus munkáját. Ha azonban valaki hosszú éveket tölt el a Bükk és az Aggteleki-hegység középső–felső-triász rétegsorainak tanulmányozásával, akkor a feltárások gyenge minőségének ellenére is jelentős előnyre tehet szert azon kellégekkel szemben, akik csak a Dolomitokban, az Alpokban, vagy a Kárpátokban kutatnak. Saját kutatásain keresztül megismerheti Neotethys-óceán két ellentétes oldalán lévő, és jelentős eltéréseket mutató selfek fejlődését.

A dolgozat felépítése:

A II. fejezetben az északi selfen leülepedett Aggteleki-platform anisusi-ladin fejlődését ismertetem, amit a III. fejezetben az Északi-Mészköalpokban, az osztrák kollégákkal együtt végzett kutatási eredményekkel egészítek ki.

Végül a IV. fejezetben rámutatok a két ellentétes selfen létrejött karbonátplatformok morfológiájában, a szárazföldi és vulkáni kőzetek jelenlétében, vagy hiányában és a süllyedéstörténetükben mutatkozó különbségekre. A IV. fejezet első részében leírom a Bükkben és a Dolomitokban lévő karbonátplatformok hasonló tulajdonságait. Mivel bükki kutatási eredményeimet PhD disszertációmban (Velledits 1998) és számos publikációban (Velledits 1999, 2000, 2004, 2006; Velledits et al. 1999, 2003) ismertettem, jelen dolgozatban ezekre nem térek ki részletesen, csak az óceán kinyílásának a bükki platformok fejlődésére tett hatását ismertetem röviden.

Dolgozatom több évtizedes kutatómunka eredményeit foglalja össze. Szakdolgozatomat és PhD disszertációm a bükki triász karbonátplatformok kutatási eredményeiből írtam (Velledits 1985, 1998). Ezt követte az Aggteleki-platform tanulmányozása, ami egy OTKA projekt keretében történt. Én voltam a projekt vezetője.

Feladatomból volt a szakemberek kiválasztása és a kutatás irányítása. A térképező geológusok (Péró Csaba, Pocsai Tamás, Simon Hajnalka) munkájának irányítása mellett aktívan részt vettem a mintagyűjtésben, a minták feltárásában, kiértékelésében. Én készítettem a mikrofácies elemzést. A zátony felépítésében jelentős szerepet játszó microproblematikumokat is magam határoztam. A térkép, és a szelvények szerkesztésében is jelentős munkát vállaltam. A saját és az őslénytani specialisták eredményeit felhasználva rekonstruáltam a platform fejlődését (Velledits et al. 2011, Péró et al. 2015).

A dolgozat II. fejezetében a conodontákat néhai Kovács Sándor, a szegmentált mészsivacsokat Baba Senowbari-Daryan, a dasycladaleákat Piros Olga, a foraminiferákat Joachim Blau, a radioláriákat Paulian Dumitrică, a brachiopodákat dr. Pálffy József, a crinoideákat Han Hagdorn határozta.

A Reiflingi eseménynek az Északi-Mészkőalpok karbonátplatformjainak fejlődésére gyakorolt hatását osztrák kollégákkal (Richard Lein, Leopold Krystyn, Hans-Jürgen Gawlick, Gerhard Bryda, Michael Moser) egy magyar-osztrák kutatási projekt keretében vizsgáltuk. A III. fejezetben közölt conodontákat Leopold Krystyn, a dasycladaleákat Piros Olga határozta. A kutatásoknak én voltam a vezetője. Az anyagi eszközök megszerzésén túl részt vettem a mintagyűjtésben, a csiszolatok kiértékelésében és a szintézis felállításában. Az Északi Mészkőalpok vizsgált platformjainak és az Aggteleki platform fejlődésének összehasonlítása is az én munkám. Kutatásainkat az Osztrák-Magyar Akció Alapítvány, valamint az ASO (Austrian Science and Research Liaison Office) támogatta.

A középső–felső-triász Alp-Kárpáti karbonát platformjainak fejlődéséről szerzett ismereteimet jelentősen gyarapították a Dolomitokban, a Déli-Karavankákban, a Kamnik-Savinja-Alpokban, a Júliai-Alpokban, a Dinaridákban és a Nyugati-Kárpátokban tett terepbejárások, valamint a szakirodalomból gyűjtött ismeretek. Mindezen kutatási eredmények és információk mögött rejlő összefüggéseket foglalja össze a jelen dolgozat.

II. AZ AGGTELEKI-PLATFORM FEJLŐDÉSE A KÖZÉPSŐ-TRIÁSZBAN

II.1. Bevezetés

Jelen ismereteink alapján Aggtelek–Jósvafő–Égerszög közötti területen az Aggteleki-karszton található az Alp–Kárpáti–Dinári rendszer legidősebb triász korú, platformperemi metazoa zátonya, amely jelentős helyet foglal el a zátonyok P/T globális kihalást követő zátony újraépülés folyamatában (Flügel 2002; Velledits 2008, Martindale in press.). A triász zátonyok fejlődéséről írt összefoglaló tanulmányok (Flügel 1982a, 2002; Velledits 2008, Martindale in press) megemlítik az anisusi korú Aggteleki-zátonyt. Hivatkoznak Scholz (1972, 1973) cikkeire, melyek fosszília határozásai egyértelműen bizonyítják az Aggteleki-zátony anisusi korát. Ennek ellenére több neves kutató (Senowbari-Daryan, Gawlick, Lein szóbeli közlés) megkérdőjelezte annak anisusi korát, cáfolva ezzel azt az állítást, hogy Aggteleken alakult ki a Neotethys nyugati térségének legidősebb triász korú jelentős kiterjedésű zátonya.

Kutatásaim fő célja az Aggteleki-platformon kialakult zátony komplex őslénytani és szedimentológiai vizsgálata volt.

Mindenekelőtt a zátony pontos korát kellett meghatározni. Mivel a zátonyt felépítő fossziliák erre nem alkalmasak, különös hangsúlyt fektettünk a zátony feküjének és a zátonyban található pelágikus, valamint lagúna fáciesű betelepülések korának pontos meghatározására conodonták, radioláriák, brachiopodák, dasycladaleák és foraminiferák segítségével.

A platform üledékek között jelentősek voltak a neptuni telérek. Ezek korának meghatározásával közvetett információt kapunk a platform üledékek koráról, mivel a neptuni telér koránál a platform mészkő, amiben a hasadék kialakult, csak idősebb lehet.

Mivel az Aggteleki-zátony jelentős helyet foglal el a zátonyok P/T globális kihalást követő zátony újraépülés folyamatában, vizsgálataink jelentős része a zátonyasszociáció minél pontosabb és részletesebb meghatározása és leírása volt. Az Aggteleki-zátony faunájának újrafeldolgozása a szegmentált mészszivacsok evolúciójának szempontjából is fontos. Meg akartam állapítani, hogy vannak-e olyan fajok és genuszok, melyek túléltek a P/T kihalást.

Az Aggteleki-zátonyasszociációt összehasonlítottam az azonos korú zátonyok faunájával és flórájával.

Érdekes, hogy míg számos cikk foglalkozik a triász zátonyok faunájával és flórájával (részletes felsorolást lásd Flügel 2002), kevés cikk foglalkozik a tektonika és a zátony újraépülés kapcsolatával. A szakirodalomban csak néhány említést találunk erre vonatkozóan. Flügel 2002-es, a triász zátonyokról írt összefoglalójában találunk egy rövid utalást bővebb kifejtés nélkül, miszerint a perm végi kihalást követő zátonyújraépülés és a triász riftesedés között kapcsolat van. Berra et al. (2005) utal arra, hogy az anisusiban Lombardiában azért nem alakulhatott ki nagy kiterjedésű platformperemi zátony, mert az aljzat nem volt kellő mértékben differenciálva.

A fenti kérdés megválaszolásához rekonstruálni kellett az Aggteleki-platform fejlődését a zátony kialakulását megelőző, a kialakulás idején, valamint a zátony létezése alatti periódusban. Elkészült a terület 1:10 000 arányú térképe, amely részletesen ábrázolta az anisusi–ladin fáciesek eloszlását. A térképezés kiegészítéseként öt keresztshelvény szedimentológiai, paleontológiai, geokémiai vizsgálatát végeztük el. Mivel a feltártsági

viszonyok nem mindenhol voltak kedvezőek, ezért ahol szükséges volt ott összetett szelvényeket tanulmányoztunk.

Különös hangsúlyt fektettünk a zátony feküjének részletes szedimentológiai vizsgálatára, így lehetséges volt azon geológiai folyamatok megismerése, melyek megelőzték, és lehetővé tették a zátony kialakulását.

A neptuni telérek korának meghatározása adatot szolgáltatott a vizsgált terület tektonikailag aktív periódusainak meghatározására is, míg az oldási maradékukban talált nehézasványok elemzése távoli vulkáni működésről szolgáltatott információt.

Vizsgálataink során 250 db nagyméretű csiszolatot (7x10cm) készítettünk és 79 mintát oldottunk fel ecetsavban. A vékonycsiszolatok kiértékelését én végeztem, a minták oldási maradékát én válogattam.

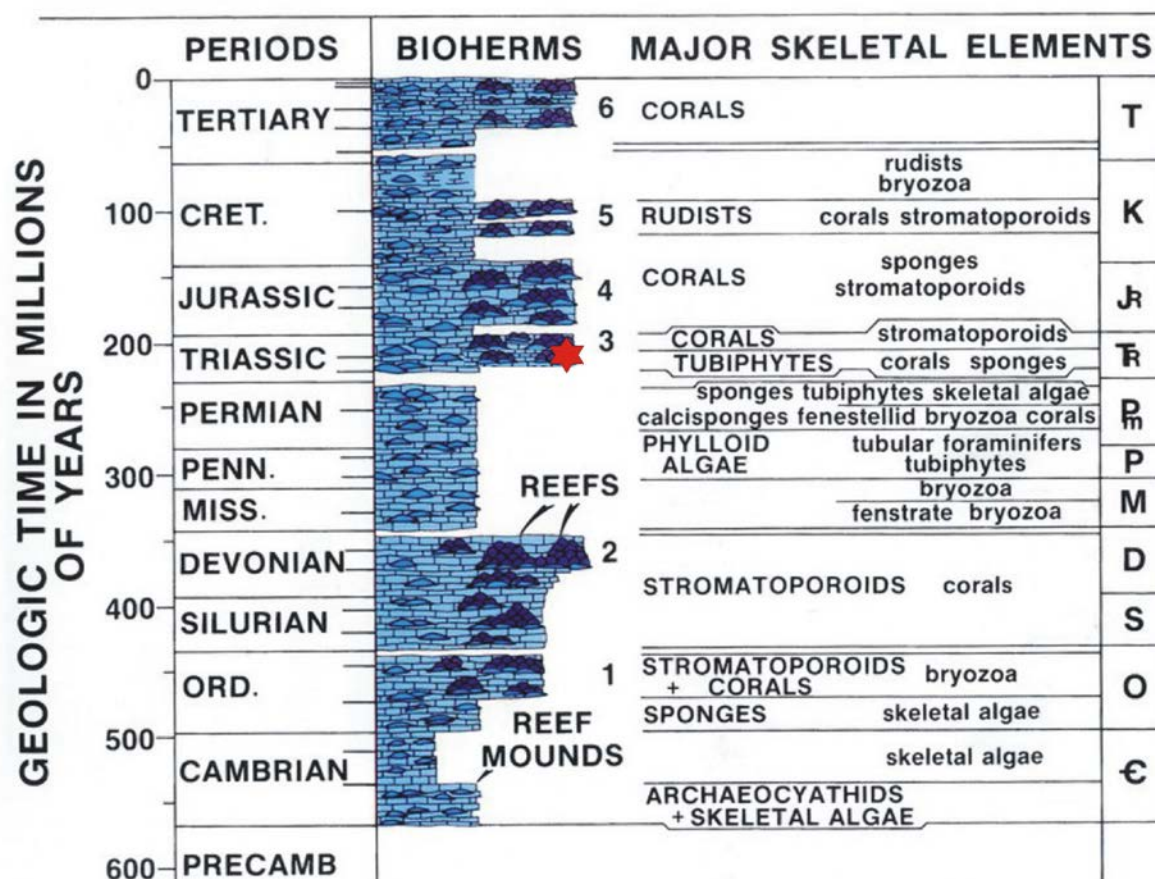
II.2. Zátonyok

A szakirodalomban számos megfogalmazást találunk a zátony fogalmára (pl. Flügel 1982/b, 2004, Scoffin 1987, Tucker & Wright 1990), melyekben közös, hogy a zátony egy hullámverésnek ellenálló biogén szerkezet, amit mészvázú élőlények építettek fel.

A fanerozoikumban nagyon sok gerinctelen csoport alkotott zátonyt (2.1. ábra). A korallak a földtörténet több időszakában voltak „ügyeletes” zátonyalkotók. A prekambriumban az archaeocyathusok, a devonban a stromatopórák, később a bryozoák és az algák, sőt a kagylók (Hippuriteszek) is építettek zátonyokat. A fanerozoikum során csak négy olyan időszakasz ismert, amikor hiányoztak a zátonyok (James 1983). Ezek közül a legmarkásabb a P/T kihalást követő időszak, amikor hiányoztak a metazoa zátonyok, mivel a perm végi kihalás a metazoa zátonyok globális eltűnését is eredményezte.

A triász zátonyok fejlődésében 3 stádiumot lehet megkülönböztetni (Flügel 2002, Velledits 2008, Weidlich et al. 2003). A P/T kihalást követően nemsokára megjelennek a mikrobiális biosztrómák (Weidlich et al. 2003), de a metazoa zátonyok, amelyeket fejlettebb élőlények építenek fel, még 6-8 millió évig hiányoznak. A triászban két metazoa zátony-asszociációt különböztetünk meg: az anisusi–karni Wettersteini zátonyokat, ahol a szegmentált mész-szivacsok a fő zátonyépítők, és a nori–rhaeti korú Dachsteini zátonyokat, ahol a koralloké a vezető szerep. A késő-karni–kora-nori során a zátony felépítésében részt vevő fajok 90%-a kihalt, és helyüket később új fajok töltik be (Riedel 1990, Velledits 2008).

A Neotethys-óceán nyugati részén, a Meliata óceánág déli selfjén (Dolomitok: Senowbari et al. 1993, Lombardia: Gaetani & Gorza 1989, Berra et al. 2005) és a Germán-, vagy Északi Peri Tethys Medencében (Szulc 2000) a pelsőiban jelennek meg újra a metazoa zátonyok, de ezek csak néhány tíz méter átmérőjű foltzátonyok, melyeket szivacsok, korallak, vagy crinoideák és kagylók építettek fel. Az első jól fejlett sánczátony Aggteleken jelenik meg a késő-anisusi–kora-ladin időszakban.



2.1. ábra. Zátonyalkotó közösségek a fanerozoikumban. Az ábrán jól látszik a négy időszak, amikor nem léteztek zátonyok. A piros csillag az aggteleki-zátont ábrázolja. James 1983 után módosítva.

II.3. Geológiai háttér

Az Aggtelek-Rudabányai-hegység ÉK-Magyarországon helyezkedik el (2.2.a. ábra), és az Alcapa főegység részét képezi (Haas & Budai 2010, 2014). Az Aggteleki-karsztot felépítő triász formációk a Szilicei-takaróhoz tartoznak, ami a Belső-Nyugati-Kárpátok (Kozur & Mock 1973; Mello et al. 1997) legfelső takarója. Litosztratigráfiai felépítését tekintve a Szilicei-takaró az Északi-Mészkőalpok „Juvavikum” egységevel rokon (Lein 1987; Tollmann 1987; Kozur 1991), amit Gawlick et al. (1999) „Hallstatti melanzs”-ként értelmez.

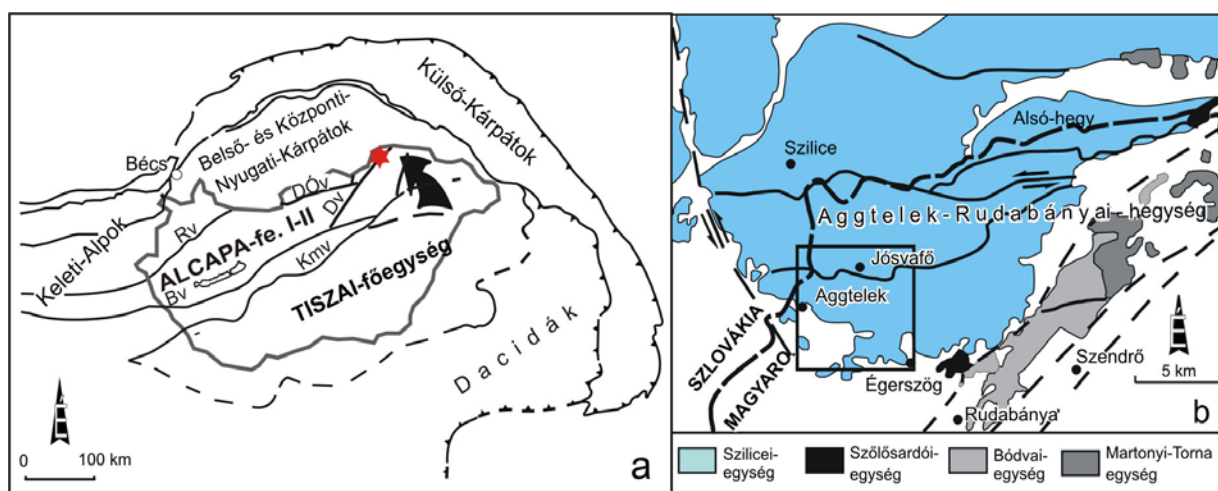
Arra vonatkozóan, hogy a középső- és felső-triászban hogyan helyezkedtek el az óceánok és a kontinensek, és a kontinenseket milyen egységek építették fel, valamint hány óceánág létezett megoszlik a kutatók véleménye. Kovács (1984, 1997), Tollmann (1987), Haas et al. (2001), Schmid et al. (2008) ösföldrajzi rekonstrukcióikban egy óceánággal számolnak, Vörös (2000), Stampfli et al. (2002) viszont több óceánággal. Azonban mindegyik modellben közös, hogy az Aggteleki-egység a triászban a Nyugati-Kárpátok legbelső egységét képezte, és az Északi-Mészkőalpokkal együtt a kinyíló Neotethys-óceánág északi peremén helyezkedett el.

A triász riftesedésnek alapvető befolyása volt a Szilicei-takaró fejlődésére, és így az Aggteleki-platform fejlődésére is.

Az üledékképződés a késő-permben shabka fáciesű vastag anhidrit és finomtörmelékcs rétegekkel (Perkupai Anhidrit Formáció) kezdődött, amit a kora-triászban a Bódvaszilasi Homokkő és a Szini Márga formációk rétegei követtek. Az üledékképződés rámpán folyt.

A középső-triász kezdetén a törmelék beszállítás megszűnt és a Gutensteini Formáció kőzetei ülepedtek le. Alsó részét, a vihar bázis alatt lerakódott sötétszürke mudstone (iszapközet) és bioklasztos packstone (sűrűszemcsés) rétegek váltatozása alkotja (Jósvafői Mészke Tagozat). Míg a felső része ciklusos üledék, mely hipersalin környezetben, a rámpa belső részén keletkezett (Hips 1998, 2007). Ezt követően sekély, jól szellőző tengerben ülepedtek le a Steinalmi Mészke Formáció rétegei.

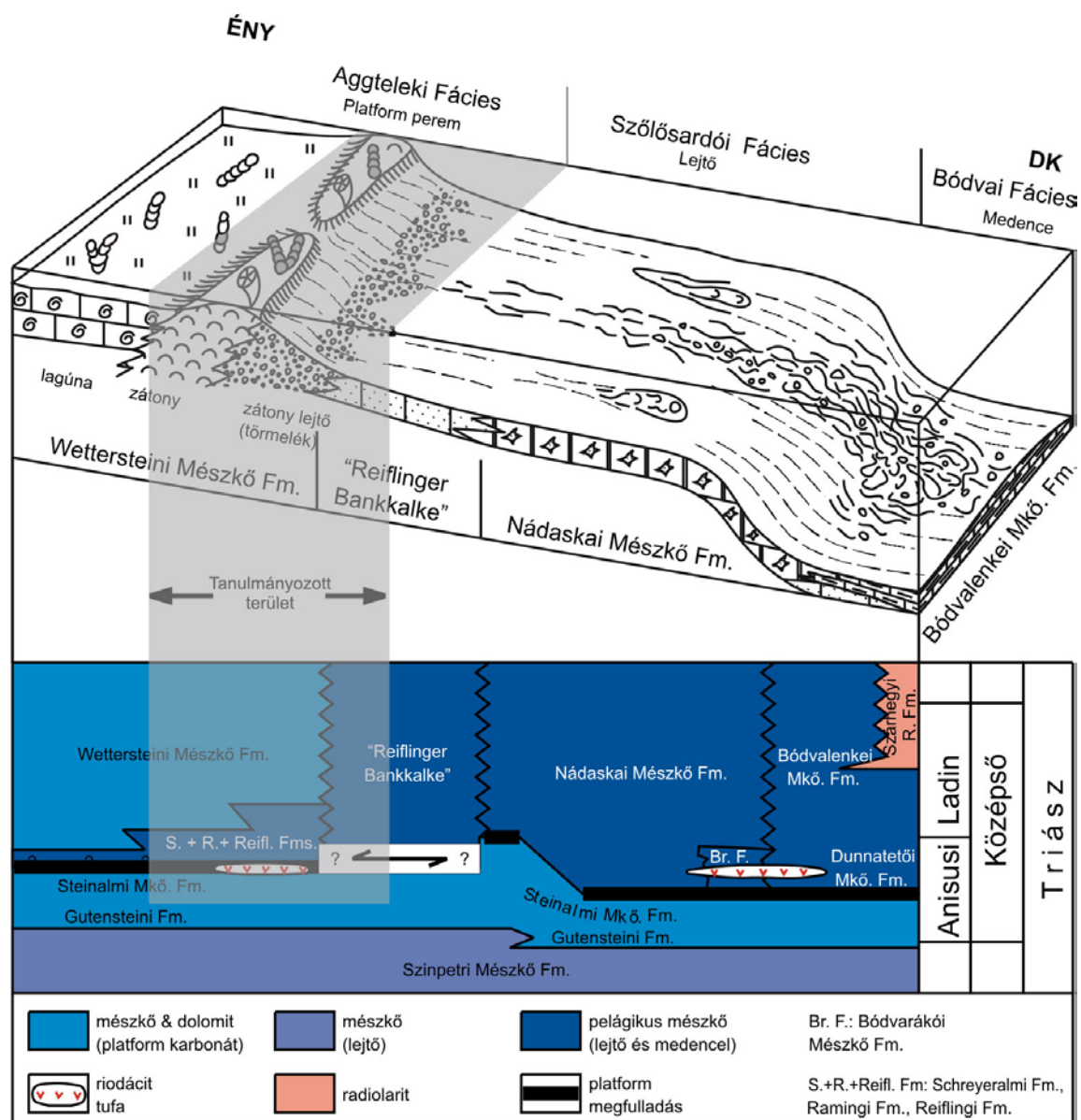
A pelsőiban a riftesedés következtében az aljzat differenciálódott. Ettől kezdve három fáciesegység különböztethető meg: (1) Aggteleki-egység, ami platform maradt a tuvali-ig. (2) A Szőlősdő-egység képviseli a selflejtőt, (3) a Bódvai-egység pedig a kinyíló óceánt szegélyező pelágikus medencét (Kovács 1997). A jelen tanulmányban tárgyalt képződmények az Aggteleki-egység részét képezik (2.2.b. és 2.3. ábrák).



2.2. ábra.

a). Főbb tektonikai egységek az Aggtelek-Rudabányai-hegység tágabb környezetében. A csillag a tanulmányozott területet ábrázolja. Kmv: Közép-magyarországi-vonal, Bv: Balaton-vonal, Dv: Darnó-vonal, Rv: Rába-vonal, DÓv: Diósjenő-Ógyalla-vonal.

b) Az Aggtelek-Rudabányai-hegység tektonikai egységei (Kovács 1989 után módosítva). A négyszög a tanulmányozott területet, a szaggatott vonal a magyar/szlovák határt ábrázolja.

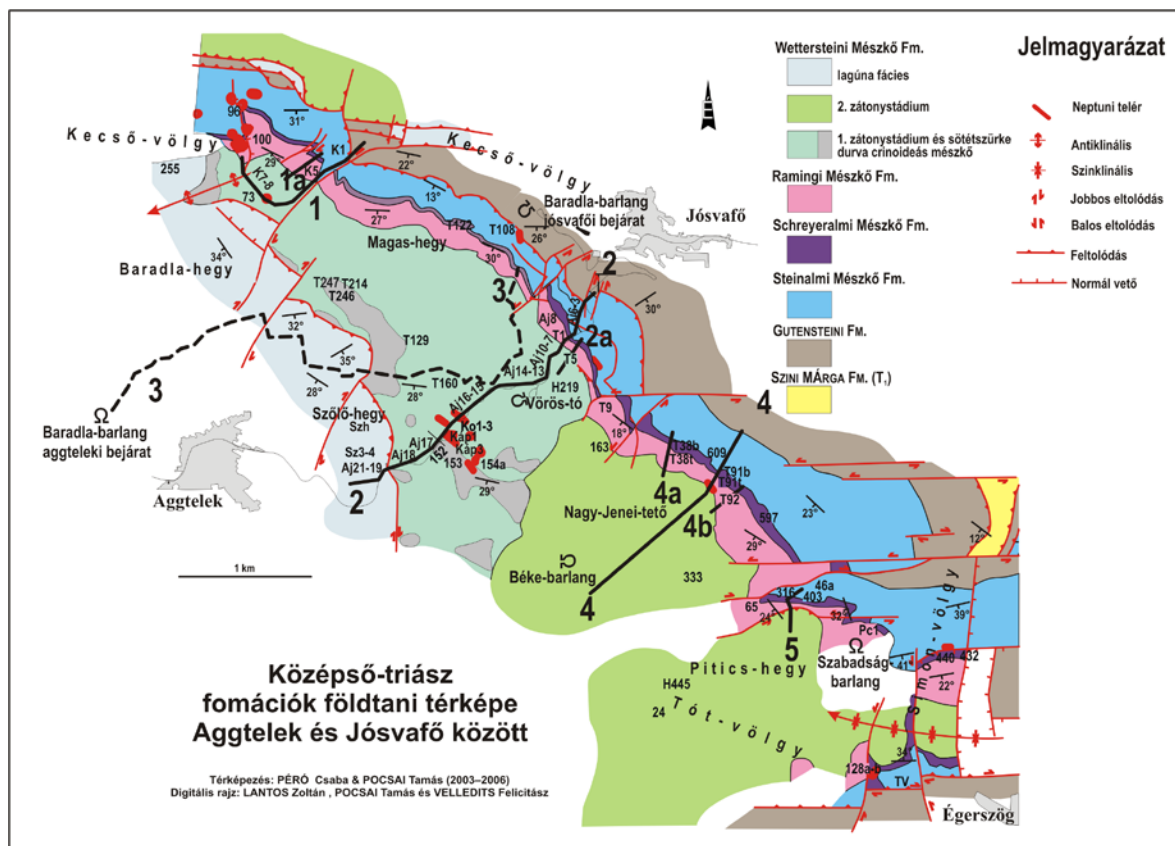


2.3. ábra. Középső-triász fácieseloszlás (Kovács 1997 után módosítva). A szürke árnyalat a tanulmányozott területet jelöli.

II.4. Részletesen tanulmányozott szelvények

A vizsgált képződmények ÉNy-DK csapására merőlegesen ÉK-DNy irányban 5 keresztshelvényt vettünk fel (2.4, 2.6-2.10. ábrák). Az 1,2,4. shelvények esetében kiegészítő shelvények felvételére volt szükség.

Mind az öt shelvény a Gutensteini és a Steinalmi Formációk határáról indul. A Steinalmi Formáció alja tektonikailag el van nyírva a Gutensteini Formáció tetejéről, amit egy rauwacke szint jelöl.



2.4. ábra. Földtani térkép. A számok (1-5) a részletesen vizsgált shelvények nyomvonalát ábrázolják. A szaggatott vonal a Baradla-barlang általunk vizsgált shelvényének felszínre vetített nyomvonal.

Jelmagyarázat

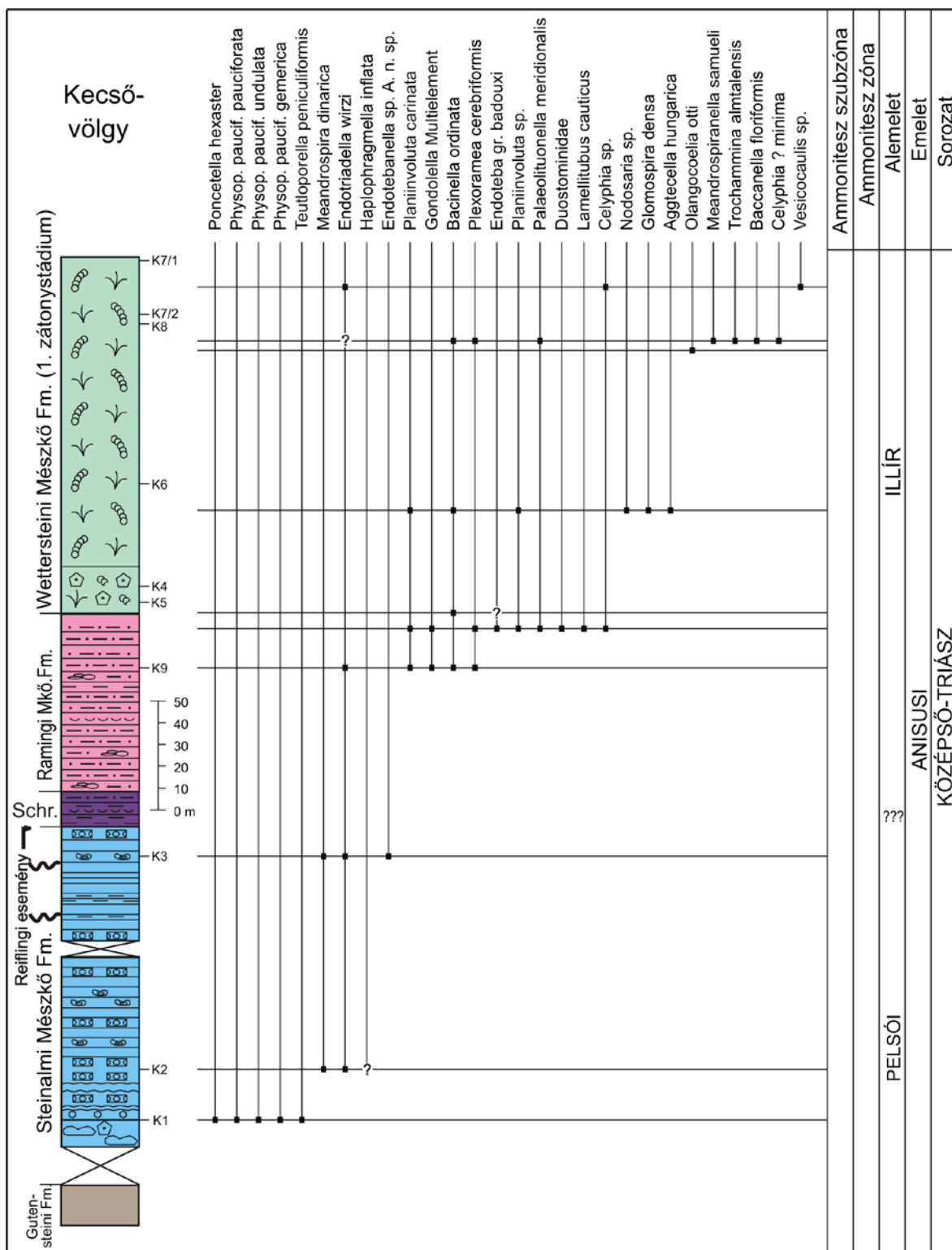
Fosszília vagy
fosszília töredék

	neptuni telér
	tufit mállás terméke
	bitumenes dolomikrit/mikrit
	plasztoklaszt
	mikrit
	3-10m cm átmérőjű üreg durvakristályos kalcit kitöltéssel

	brachiopoda
	kokvina (brachiopoda és kagyló)
	ammonitesz
	csiga
	crinoidea
	zátony törmelék

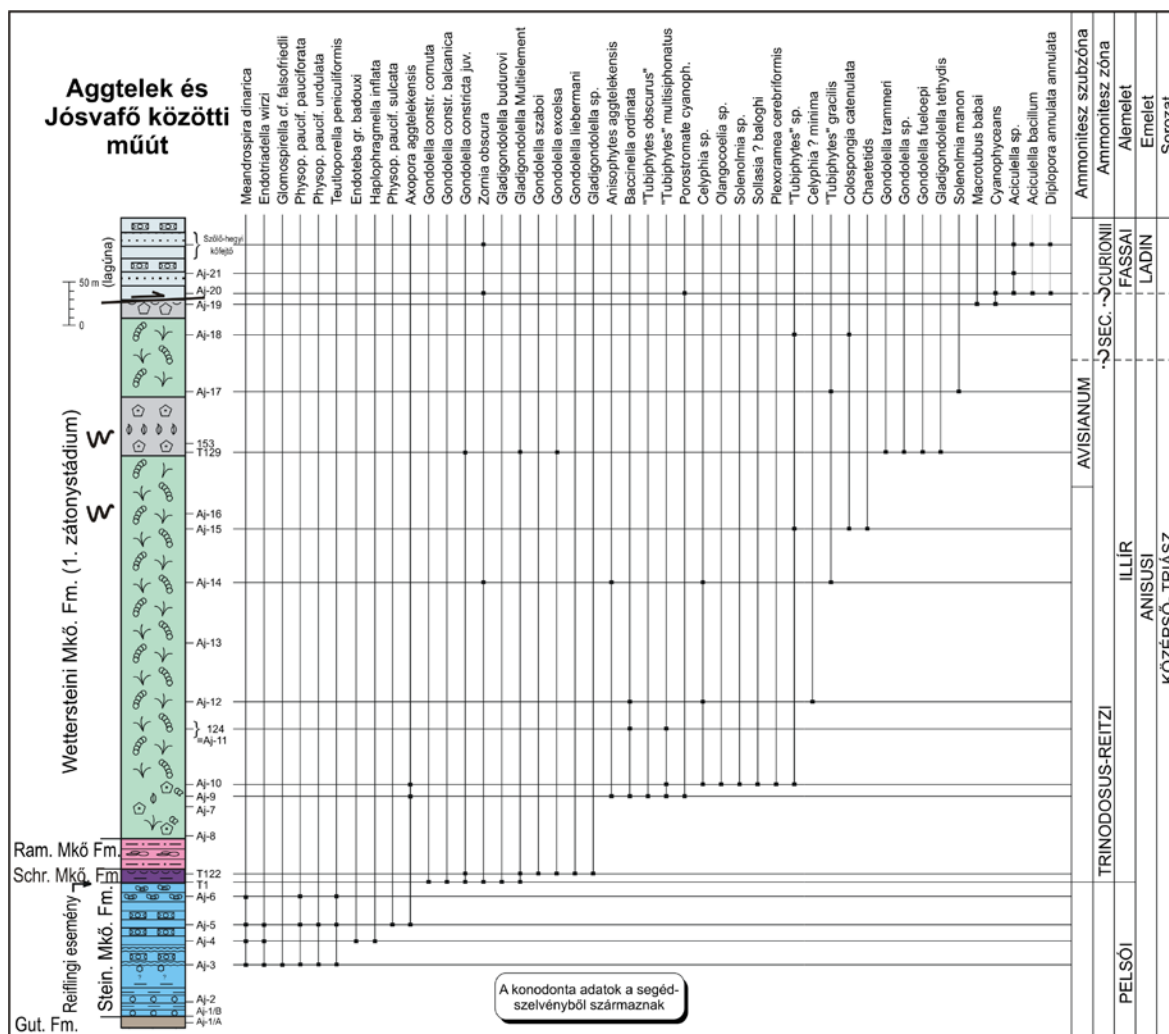
	zátony (sphinctozoa, "Tubiphytes")
	radiolaria
	foraminifera
	onkoid
	dasycladalea
	algagyep

2.5. ábra Jelmagyarázat a 2.6-10, 2.12, 2.33. ábrákhoz.



2.6. ábra. Kecső-völgy: 1, 1a szelvények (összetett szelvény).

A Kecső-völgy középső részén, Jósfaftól nyugatra vettük fel. A terület erősen tektonizált, ezért az öt szelvény közül ez a legkevésbé pontos. Vető miatt a Schreyeralmi és a Ramingi Mésző Formációk hiányoznak, de 200 m-el északra, a kiegészítő szelvényben mindkét formáció teljes vastagságban tanulmányozható. Schr.= Schreyeralmi Mésző Formáció.



2.7. ábra. Aggtelek-Jósavfő műút: 2, 2a szelvények (összetett szelvény).

Az Aggtelek-Jósavfő közötti műút mentén felvett szelvény, a 2a kiegészítő szelvény a műút déli oldalán.

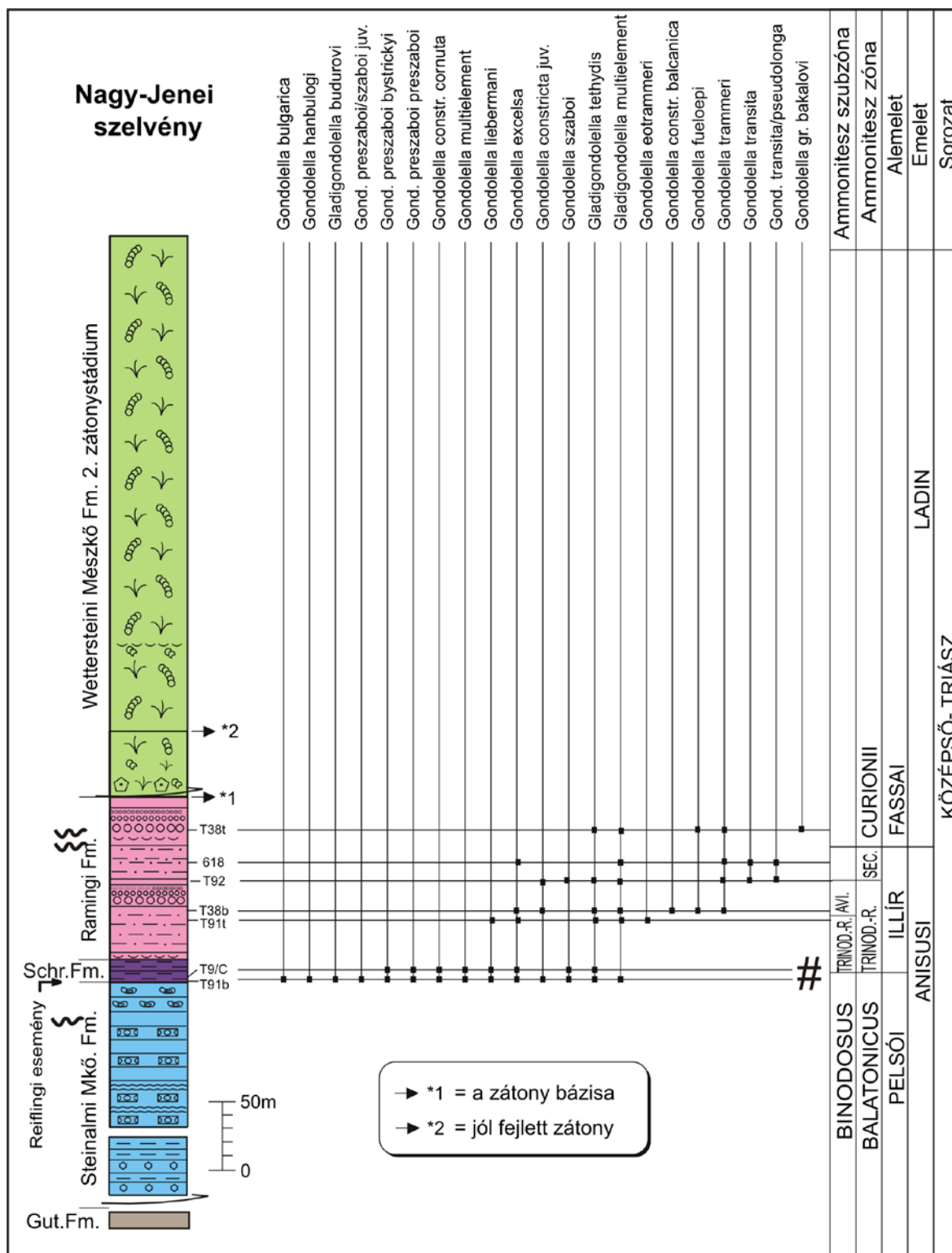
Gut. Fm. = Gutensteini Formáció, Stein. Mkő. Fm. = Steinalmi Mészke Formáció,
Schr-Mkő. Fm. = Schreyeralmi Mészke Formáció, Ram. Mkő. Fm. = Ramingi Mészke Formáció.

KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ KARBONÁTPLATFORMOK

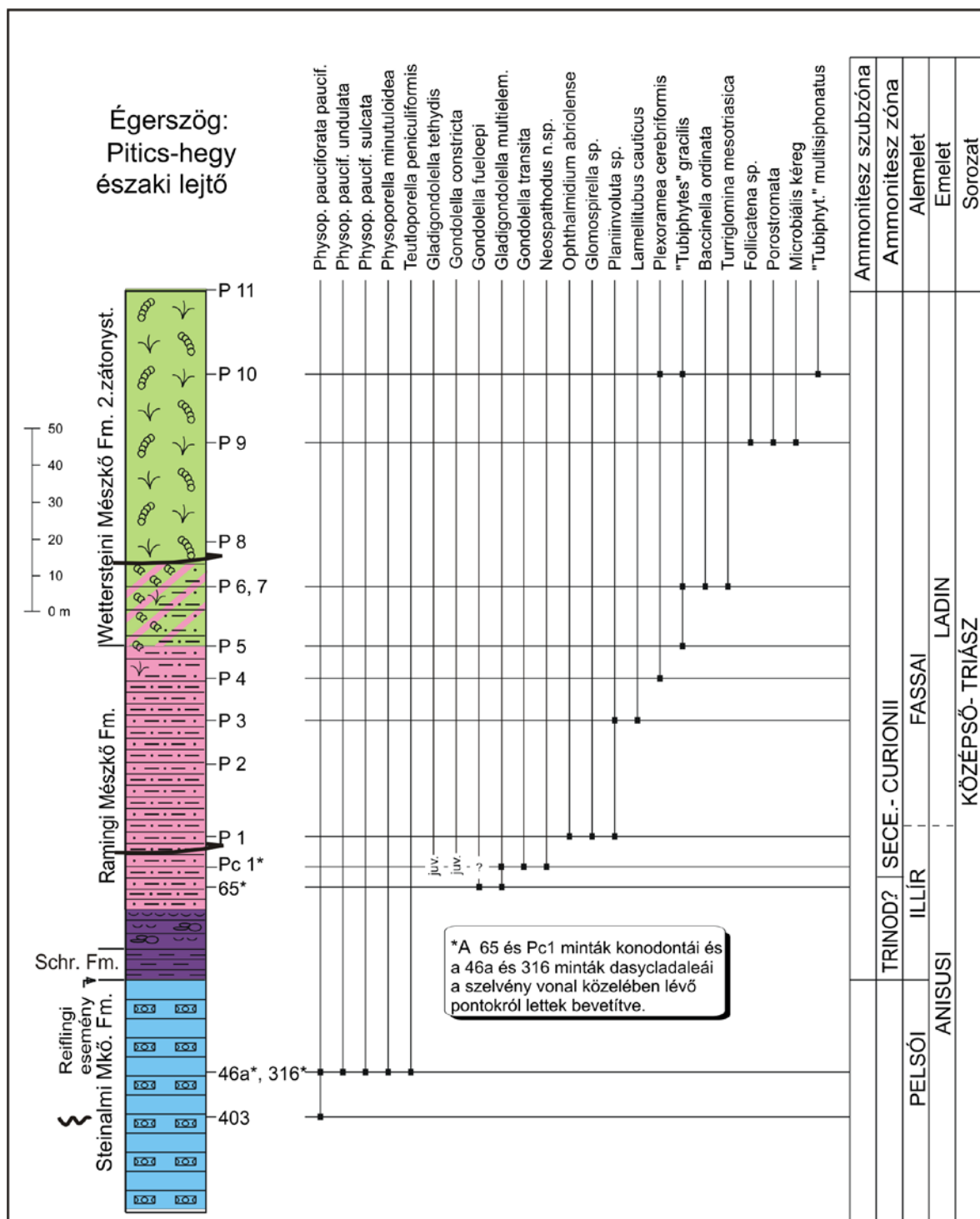
2.8. ábra. A Baradla-barlang szelvénye.

A Baradla-barlang főágában felvett szelvény (6,6 km). Az általunk tanulmányozott szelvény a barlang jósvafői bejáratánál kezdődik és az aggteleki bejáratnál végződik.

Schr.=Schreyeralmi Mészke Formáció.



2.9. ábra. Nagy-Jenei szelvény: 4, 4a, 4b szelvények (összetett szelvény).
A Nagy-Jenei-tető ÉK-i oldalán, két szomszédos töbrőben felvett szelvény.
Schr.=Schreyeralmi Mész. Formáció.
T9C és T91b minták kevert faunát tartalmaztak.
Gut.Fm.= Gutensteini Formáció, Schr.Fm. = Schreyeralmi Formáció.



2.10. ábra. Pitics-hegy.

A Pitics-hegy északi oldalán, Égerszögtől ÉNY-ra felvett szelvény. Schr.=Schreyeralmi Mésző Formáció, 2. zátóny. = 2. zátóny. stádium.

II.5. A tanulmányozott litosztratigráfiai egységek (formációk) és a Reiflingi esemény leírása

II.5.1. Steinalmi Mészkö Formáció (vastagsága 145-155 m)

A formáció vastagsága és az egymást követő mikrofáciesek sorozata az egész területen azonos. Az alsó 50 m-t peritidális, ciklikus üledékek alkotják: dasycladáleákban gazdag szubtidális kalkarenit váltakozik rózsaszínű, laminált inter-szupratidális fenesztrális szerkezetű mészkö padokkal.

A felső részen dasycladáleákban és foraminiferákban gazdag kalkarenit váltakozik onkoidokban gazdag rétegekkel, amit felfelé oolitos-onkoidos mészkö követ.

A Steinalmi Mészkö kifejlődése felfelé mélyülő tendenciát mutat. Előbb az ár-apály övben, majd az üledékképződés a mélyebb régiókban folytatódott.

Ösmeradványok

A dasycladáleák *Physoporella pauciforata pauciforata* (2.21/2. ábra), *Ph. pauciforata undulata* (2.21/3. ábra), *Ph. pauciforata sulcata* és *Teutloporella peniculiformis* pelsői-középső-illír idő intervallumot jeleznek, míg a *Poncetella hexaster*, *Anisoporella anisica*, a foraminiferák közül a *Meandrospira dinarica* és a *Glomospirella semiplana* a pelsői alemeletre korlátozzák a Steinalmi Mészkö Formáció korát. (2.22/6. ábra).

Neptuni telérek a Steinalmi Formációban

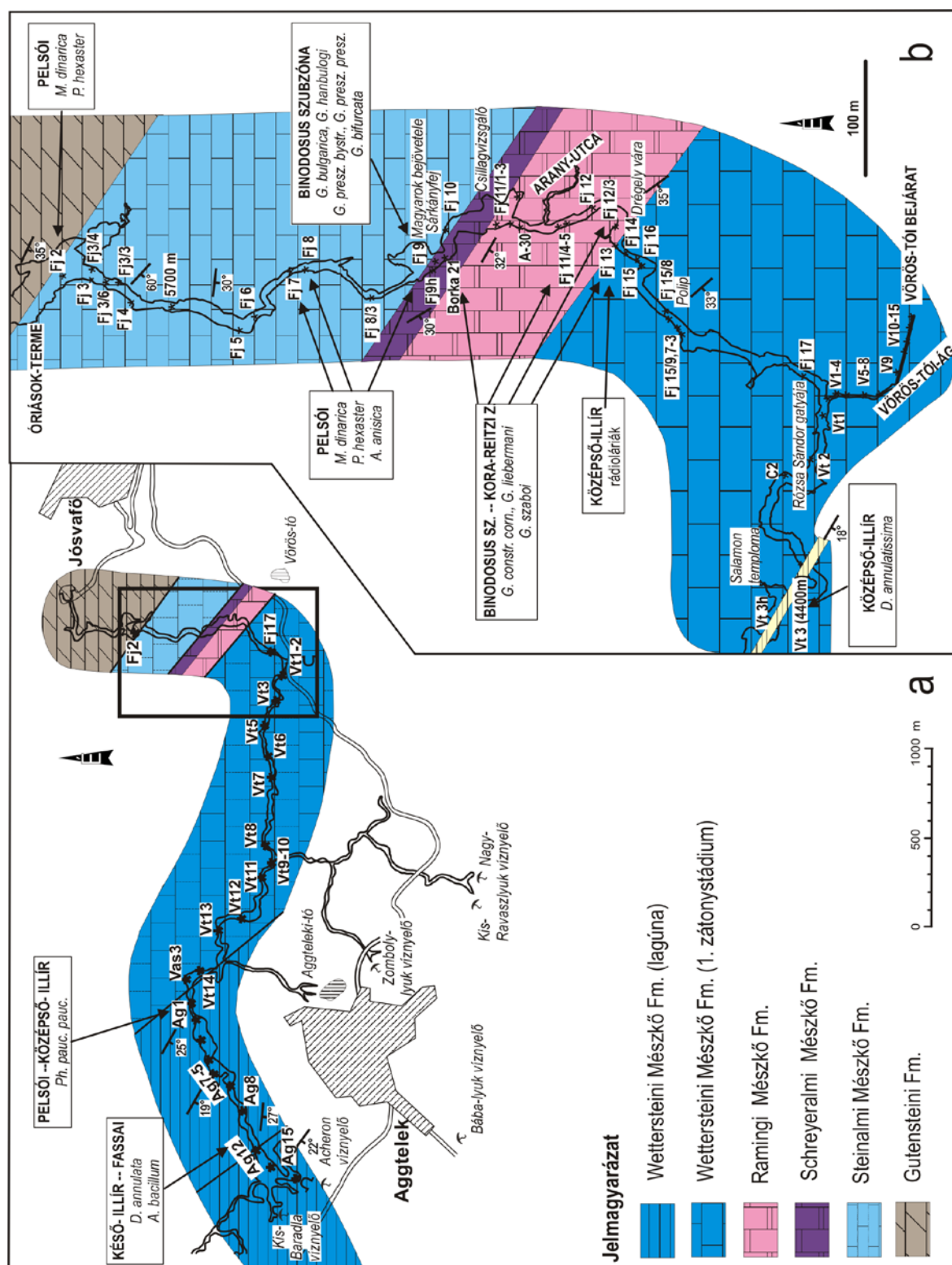
A Steinalmi Formációt számos neptuni telér keresztezi. Némelyik 130 m mélységig is lehatol a Steinalmi Mészköben. Maximális vastagságuk, és szélességük a pár cm-től a pár deciméter között változik.

1) A Baradla-barlangban az aggteleki bejárattól 5700-re lévő minta (2.11. a,b ábrák, 1. táblázat, 2.26/1–3,5–7,11–12). Sötétvörös, a barlang mennyezetéről leesett kőzet brachiopodákban, és conodontákban (*Gondolella bulgarica*, *G. hanbulogi*) gazdag.

A conodonták pelsői kort jeleznek. A brachiopodák héja szétesett. Egyedi, kisméretű vázak jelennek meg, melyek nagyság szerint vannak osztályozva, ami a fossziliák szállítására és reszementációjára utal. Az együttes gazdag a kisméretű, sima vázú rhynchonellidaekben [*Norella* (2.26/1–2. ábrák), *Austriellula* ?], ami nagyobb vízmélységre jelez.

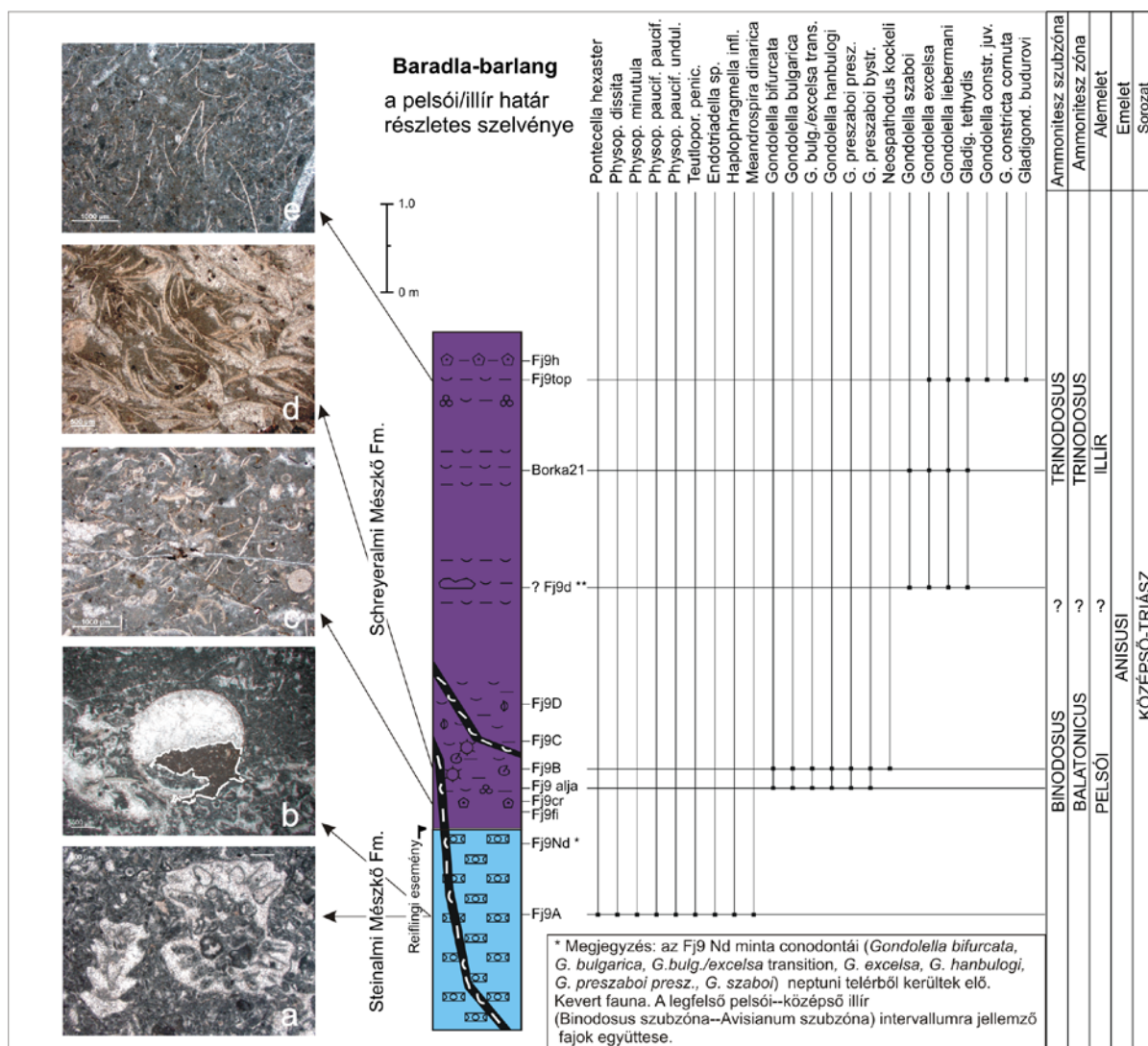
2) A kedvezőtlen feltárási viszonyok miatt a vékonyhéjú kagylóhéjakban gazdag, mud-wacke-packstone mikrofáciesű neptuni teléreket nem mindig könnyű megkülönböztetni a befoglaló kőzettől. A mikrites, pelmikrites alapanyagban gyakoriak a filamentumok, az ostracodák, a radioláriák, a foraminiferák (lagenidák) és a szivacsstűk. A telér mikrofáciese nyílt vízi, alacsony energiájú, pelágikus üledékképződési környezetre utal. A conodonták késő-pelsői korra (*Neospathodus kockeli*, *Gondolella bulgarica*, *G. hanbulogi*, *G. bifurcata*, *G. preszaboi bystrickyi*, *G. presz. preszaboi*: Binodosus szubzóna, Fj3/3, Fj3/4, Fj4, Fj9Nd minták) és korai-középső-illír korra utalnak (*Gondolella constricta cornuta*, *G. szaboi*, *G. liebermani*, *Gladigondolella budurovi*: Trinodosus zóna–a Reitzi zóna nagyrésze, Fj6, Fj9d minták).

Néhány neptuni telér oldási maradékában (Fj3/3, Fj4, Fj9d), késő-pelsői (Binodosus szubzóna) nehéz ásványokat: ortopiroxént, magnetitet, ilmenitet és limonitot találtunk (Józsa S. határozása). Mivel az ortopiroxén nem szállíthat messzire (Mange & Maurer 1992; Morton & Hallsworth 1999), ezek a nehéz ásványok egyidejű vulkáni tevékenységre utalnak, melyek kemizmus valószínűleg ultramafikus–mafikus–neutrális volt.



II.5.2. Reiflingi Esemény

A **Steinalmi platform megfulladását** egy tektonikai esemény, az ún. **Reiflingi esemény** (Schlager & Schöllnberger 1974) **okozta a pelsői végén**. A platform fáciesű mészköveket mélyvízi, medence fáciesű mészkövek (Schreyeralmi és Ramingi Mészkő Formáció) követték (2.12. ábra). Ezek részletesen két szelvényben (a Baradla-barlangban: 2.14. ábra és a Nagy-Jenei-tetőn felvett szelvényben: 2.17. ábra) tanulmányozhatók. A szelvényekben megismert kőzettípusokat a felszínen, a térképezés során megismert típusokkal kellett kiegészíteni.



2.12. ábra. A Steinalmi Mészkő megfulladása a Baradla-barlang szelvényében (pelsői/illír határ).

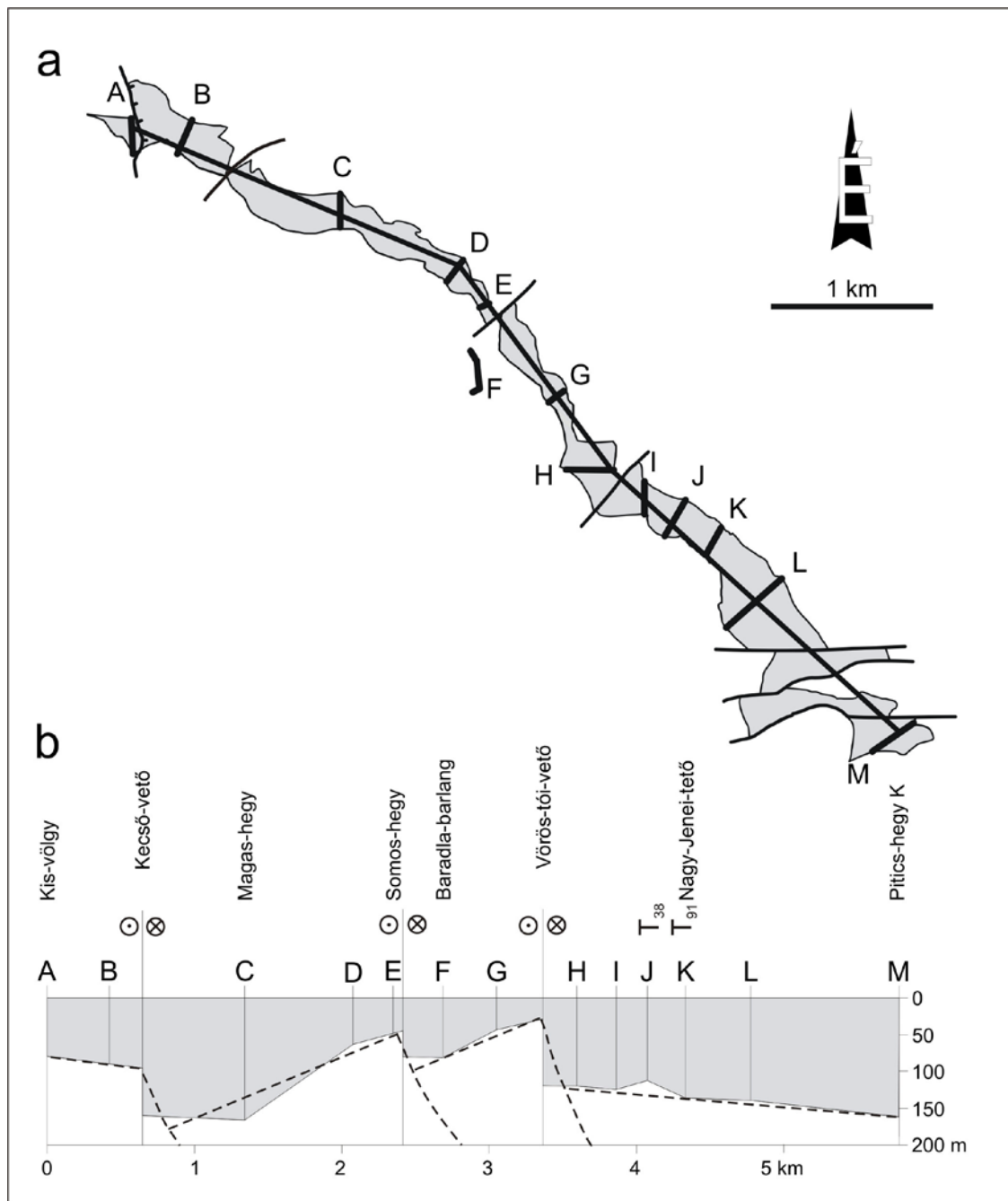
A platform fáciesű Steinalmi Mészkő Formáció (a-b) és a pelágikus Schreyeralmi Mészkő Formáció (c-e) üledékei között jelentős különbség van:

- Két dasycladalea a Steinalmi Mészkő Formációból: *Physoporella pauciforata* var. *undulata* Pia a kép jobboldalán, és *Oligoporella minutula* [= *Physoporella minutula* (Gümbel) Pia 1912] a kép bal oldalán.
- A gastropoda eredeti kitöltése geopetális szerkezetet mutat (az alsó rész mikrittel, a felső rész páttal van kitöltve). Később a mikrit részben visszaoldódott és a visszamaradt üreget a felsőbb szintről beiszapolódott barna filamentumos wackestone mikrofáciesű mészszipa töltötte ki (szaggatott vonallal jelölt terület).

- c. Vékonyhéjú kagyló héjtöredékes-crinoideás packstone, közvetlenül az ammoniteszes réteg bázisa fölött.
 - d. Filamentumos packstone az ammoniteszes réteg alsó részéből.
 - e. Filamentumos packstone ostracodával.
 - * Fj9Nd: minta a neptuni telérből.
 - ** Fj9d a mintát egy, a mennyezetről leesett mészkő tömbből vettük, ami az Fj9D szint fölötti szintből származik.
- Jelmagyarázat a 2.5. ábrán.

A részletes (1:10.000) földtani térkép, és a medence fáciesű formációk (Schreyeralmi és Ramingi Mészkő Formációk) együttes vastagságainak felhasználásával ábrázoltam ezen formációk csapás menti (ÉK-DNY) vastagság változásait (2.13.a. ábra). Az így kiserkesztett szelvényben kirajzolódott **az aljzat félárok szerkezete** (2.13.b. ábra). Mivel a Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra a medence fáciesű mészkövek vastagsága jelentősen változik, ott több félárok rajzolódik ki, ettől DK-re viszont a vastagság viszonylag állandó, ami egy nagyobb medence létezésére utal.

A Reiflingi esemény hatására az addig egységesen fejlődő területen (a Steinalmi Mészkő az egész területen egységes kifejlődésű, és vastagsága mindenhol 150 m körüli) két különböző fejlődésű terület különíthető el. A pelsői végétől a Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra lévő terület fejlődése jelentősen eltér a Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő terület fejlődésétől, ezért ezeket külön fejezetben tárgyalom.



2.13. ábra. Az aljazat félárok szerkezete, ami a Reiflingi esemény következtében alakult ki.
 a. A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M: dőlésirányú szelvények nyomvonalai a Schreyeralmi és a Ramingi Mészke Formációkban.
 F: a Baradla-barlangban felvett szelvény (paratípus) Schreyeralmi és a Ramingi Mészke Formáció rétegeinek felszíni vetülete (2.8, 14. ábrák), J: a T₃₈-as pontnál felvett szelvény, K: Nagy-Jenei-tető típuszelvénye: T₉₁ (2.9, 17. ábrák).
 5b. A Schreyeralmi és a Ramingi Mészke együttes vastagságának csapás menti változása. Ötszörös függőleges nagyítás.
 A szürke terület a kiszerkesztett adatokból kirajzolódó aljazat morfológiáját ábrázolja, ami kirajzolja az aljazat félárok szerkezetét (szaggatott vonal).

A Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra lévő terület fejlődése

A medence fáciesű üledékek leülepedése az itt található két részmedencében a pelsői végétől a középső-illírig tartott.

II.5.3. Schreyeralmi Mészkő Formáció (0-5,3 m 2.14-15. ábrák)

A Schreyeralmi Mészkő az első pelágikus, medence fáciesű mészkő, amely a differenciált ajzaton, közvetlenül a Steinalmi rámpa megfulladása után ülepedett le. Jellemző, hogy hiányoznak belőle a Ramingi Mészkő Formációra oly jellemző áthalmozott zátonyalkotó fossziliák, és azok töredékei. A Steinalmi Mészkő tetején erózióra, vagy karsztosodásra utaló bélyegeket nem találtunk.

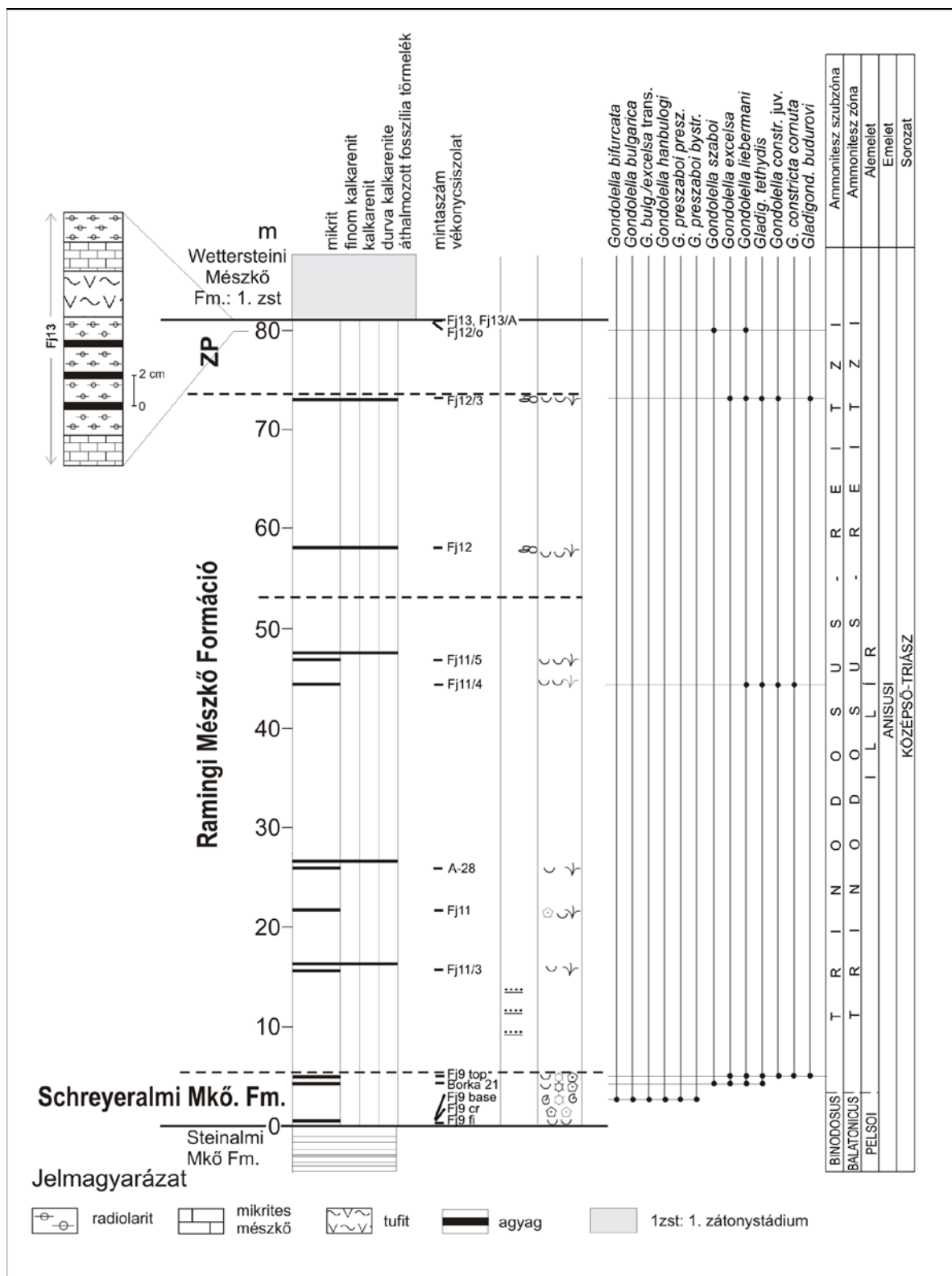
A Steinalmi Mészkőre 25 cm vastag filamentumos mudstone, majd crinoideás packstone települ, amit az ammoniteszekben gazdag réteg követ.

Az ammoniteszes réteg alsó részének mikrofáciese filamentumos, radioláriás wackestone, ami foraminiferákat is tartalmaz, a felső része filamentumos wacke-packstone ostracodákkal (2.12. ábra).

A formáció két conodonta asszociációt tartalmazott:

Az alsó részén, közvetlenül a Steinalmi Mészkő fölött (Fj9/B, Fj9/bázis) a *Gondolella bulgarica* csoport (*G. bulgarica*, *G. hanbulogi*, *G. bifurcata*: 2.29/1a–d, 4, 5a–d, 8a–b. ábrák), *Neospathodus kockeli*, *G. preszaboi bystrickyi*, *G. presz. preszaboi*) jelenik meg. Ez az asszociáció a pelsői alemelet felső részét (Binodosus szubzóna) jelzi, amit a globózus Ptychitidaek megjelenése is megerősít (Krystyn szóbeli közlés). Az "Fj9 bázis" nevű minta oldási maradékában ortopiroxént, magnetitet és ilmenitet találtunk, ami egyidejű vulkáni tevékenységre utal (Józsa Sándor szóbeli közlés).

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



2.14. ábra A Schreyeralmi és Ramingi Mésző Formációk a Baradla-barlang szelvényében. A jelkulcs azonos a 2.17. ábra jelmagyarázatával. ZP: zátóny progradáció.

II.5.4. Ramingi Mészkö Formáció

A formációba tartozó kőzetek jellemzője, hogy a pelágikus (filamentumos mud-wackestone) rétegek között megjelennek az áthalmozott zátonyalkotó fossziliák töredékei (*Tubiphytes* sp., *Plexoramea cerebriformis*, *Ladinella porata*, porosztromata alga). Hangsúlyozni kell azonban, hogy a Ramingi Mészköben áthalmozott szegmentált mészsivacs, ami a Wettersteini zátonyok fő zátonyalkotója, nem jelenik meg.

Ez az üledék a medence mélyebb részén, de a platformhoz közelebb ülepedett le. A pelágikus/hemipelágikus üledékek közé a platform peremről származó zagyárok szállították a zátonyalkotó fossziliákat, illetve azok töredékeit.

Általánosságban elmondható, hogy a zátonyalkotó fossziliák töredékei a szelvényben felfelé egyre nagyobb számban jelennek meg.

A zagyárok közötti üledékeket a filamentumos wackestone képviseli.

Gyakori a plasztoklasztos szövet. A kőzet rózsaszínű és szürke néhány cm átmérőjű foltokból áll, melyek körvonala éles. Mikrofaciése filamentumos packstone. A mikrites mátrixban filamentumok dominálnak, melyek nagysága (1-3 mm). Alárendelten zátonyalkotó fossziliák töredékei (*Plexoramea cerebriformis*, *Tubiphytes* sp.), ostracodák és radiolariák jelennek meg. A filamentumok elhelyezkedése szabálytalan. Vékonycsiszolatban jól látszik, hogy a különböző színű foltok körvonala sztilolitos.

Ez a kőzettípus a lejtő tipikus üledéke. A konszolidálatlan, vagy a félig konszolidált mészsivacs a lejtőn instabillá válik és lefelé csúszik, miközben a lejtő mélyebb részein ülepedett mészsivaccal keveredik. A különböző eredetű és összetételű foltok határán a diagenezis során, a nyomásos oldódás hatására stilolit alakul ki.

Kb. 81 m-el a Schreyeralmi Mészkö Formáció bázisa fölött egy 15 cm vastag, öt db 2 cm vastag radiolarit rétegekből álló pad zárja a medence fáciesű mészkő kifejlődését. A negyedik radiolarit réteget egy 3 cm vastag tufit réteg követi, majd egy 2 cm vastag mészkő jelenik meg, amit a legfelső radiolarit réteg követ. A radiolarit kora P. Dumitrică határozása alapján középső-illír.

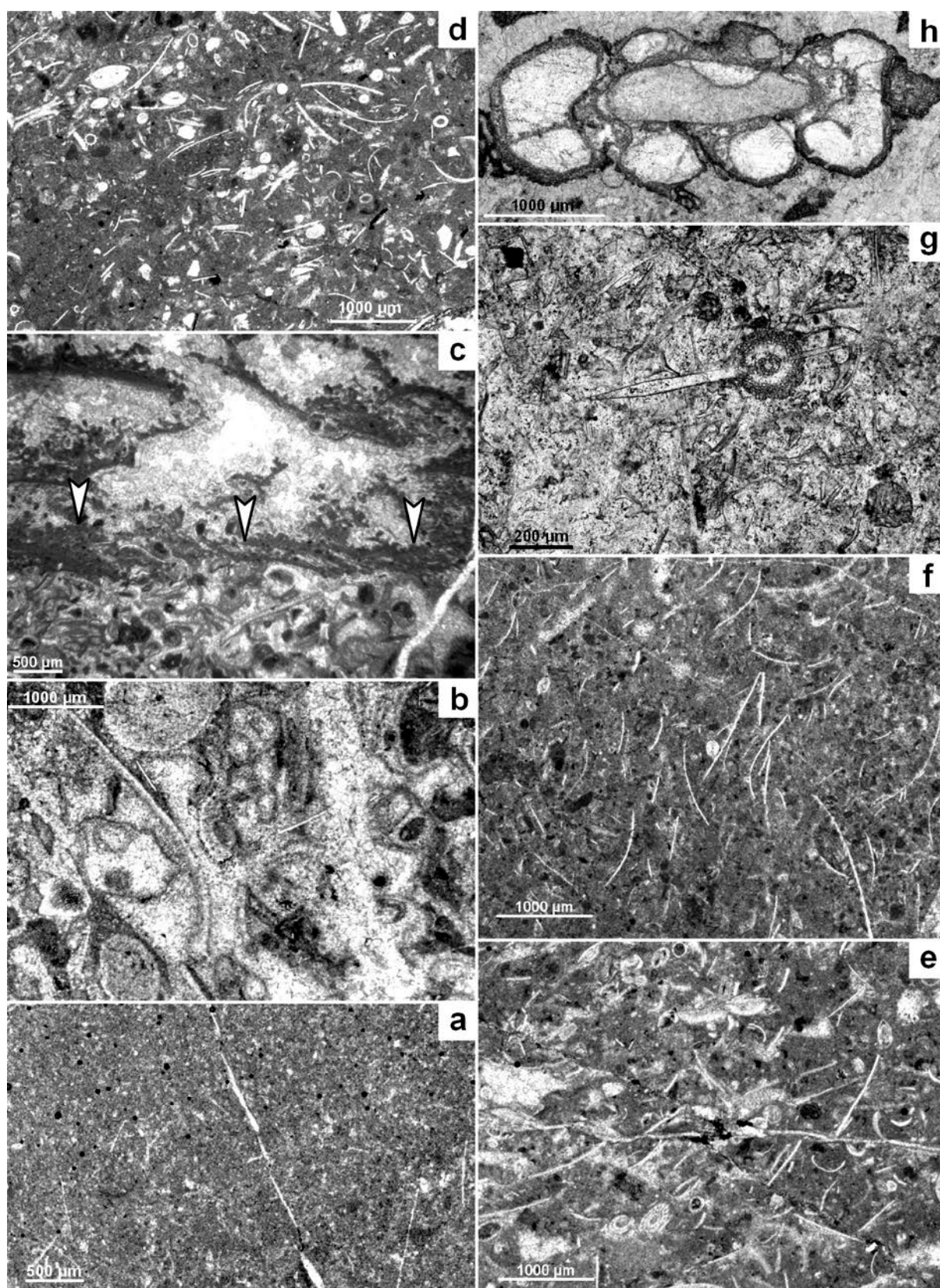
Ugyanebből a szintből *Gondolella liebermanii* és *G. szaboi* szintén korai-középső-illír kort jelez (Trinodosus zóna–a Reitzi zóna nagyrésze=*Gondolella constricta cornuta* conodont range zóna. Kovács S. határozása).

Kovács-Pálffy Péter röntgendifrakciós vizsgálata szerint a tufit savanyú vulkanitból (riolit-riodácit-dácit) származik, ami vagy helyben keletkezett halmiolízis útján, vagy a szárazföldről került oda erózió útján.

2.15. ábra Schreyeralmi és Ramingi Mészke Formációk mikrofáciesei a Baradla-barlangban

A fényképek jelölése (a→h) rétegtani sorrendben, alulról felfelé történt.

- a) Mudstone néhány filamentummal és peloiddal. A megfulladást követő első réteg. Schreyeralmi Mészke Fm., Fj9fi.
- b) A mudstone-t követő crinoideás packstone. Schreyeralmi Mészke Fm., Fj9cr.
- c) A crinoideás packstone (alsó rész) és filamentumos wackestone (felső rész) határa. Schreyeralmi Mészke Fm., Fj9.
- d) Bioklasztos (filamentumos, ostracodás, radioláriás) wackestone. Az ammoniteszes bad bázisa. Schreyeralmi Mészke Fm., Fj9base.
- e) Filamentumos és radioláriás wacke – packstone echinoidea tüskével. Schreyeralmi Mészke Fm., Fj9.
- f) Filamentumos wackestone ostracodával és peloiddal. Az ammoniteszes réteg legfelső része. Schreyeralmi Mészke Fm., Fj9top.
- g) A radiolarit mikrofáciese (Fj13/A). Az öt radiolarit réteg a vulkáni tufával a Ramingi Mészke Formáció legfelsőbb részét reprezentálja. Fj13.
- h) *Vesicocaulis oenipontanus* (Ott), az első (áthalmazott) szegmentált mészszivacs, ami közvetlenül a legfelső radiolarit fölött jelenik meg. Wettersteini Mészke Formáció bázisa, Fj13/B.



II.5.5. Wettersteini Mésző Formáció

II.5.5.1. 1. Zátónyastádium (Wettersteini Mésző Formáció)

Vastagsága 650–700 m; a Kecő völgyben 165 m.

Kutatásaink során kiderült, hogy az Aggtelek-Jósvafő és Égerszög közötti területen elkülöníthető a zátónak egy alsó (idősebb) és egy felső (fiatalabb) része (2.4, 2.35, 2.37. ábrák). Az idősebb zátón a terület ÉNy-i részén a Vörös-tői-vetőtől ÉNy-ra alakult ki a középső-illírben, és ez a zátón a késő-illír-kora-ladinban a terület DK-i részére progradált (2.37. ábra). Mivel mindkettőt ugyanazon fajokba és genuszokba tartozó fossziliák építik fel, megkülönböztetésükre bevezettük a Wettersteini Formáció 1. zátónyastádium és Wettersteini Formáció 2. zátónyastádium elnevezést.

A Baradla-barlang szelvényében a radiolarit (2.25. ábra) és a tufit rétegekre durva crinoideás, kb. 80 m vastag mésző következik (2.8. ábra: Fj 13-as minta). Gyakoriak a jó megtartású crinoidea nyelvek, krinoidea kelyhek, és az autochton crinoideák (Hagdorn & Velledits 2006).

Az első határozható áthalmozott szegmentált mészszivacs (*Vesicocaulis oenipontanus*: 2.15/h. ábra), mikroproblematikumokkal (*Radiomura cautica* és "*Tubiphytes*" *gracilis*) együtt már a radiolarit közvetlen fedőjében megjelenik (Fj13/2). 25 m-el feljebb (Fj15) további mészszivacsok (*Colospongia catenulata*, *Solenolmia* sp.) és mikroproblematikumok jelennek meg. Ebben a szintben a zátónyalkotó fossziliák, illetve töredékei áthalmozottak.

A szelvény ezen részén gyakoriak a neptuni telérek.

Felfelé a zátónyépítő szervezetek (*Colospongia catenulata*, *Solenolmia manon*, *Olangocoelia otti*, *Plexoramea cerebriformis*, "*Tubiphytes*" sp, *Radiomura cautica*, porostromata alga, *Anisophytes aggtelekensis*, *Aggtecella hungarica*) egyre gyakoribbá válnak, és ezzel párhuzamosan a crinoideák fokozatosan eltűnnek (Vt1). A crinoideák számának csökkenésével párhuzamosan az áthalmozott zátónyalkotó fossziliákat felváltják az autochton zátónyépítők. A zátón mésző alsó részén egy dasycladalea-ban gazdag rétegből (2.8. ábra, Vt3=4400 m) *Diplopora nodosa* és *Diplopora annulatissima* együttesen került elő, ami középső-illír kort jelez. A dasycladalea-k mellett ebben a szintben még néhány szegmentált mészszivacs: *Colospongia catenulata*, *Solenolmia manon*, *Celyphia zoldana*, *Celyphia?* sp., valamint *Tubiphytes* sp, *Aggtecella hungarica*, bryozoa, brachiopoda és ostracoda is megjelent.

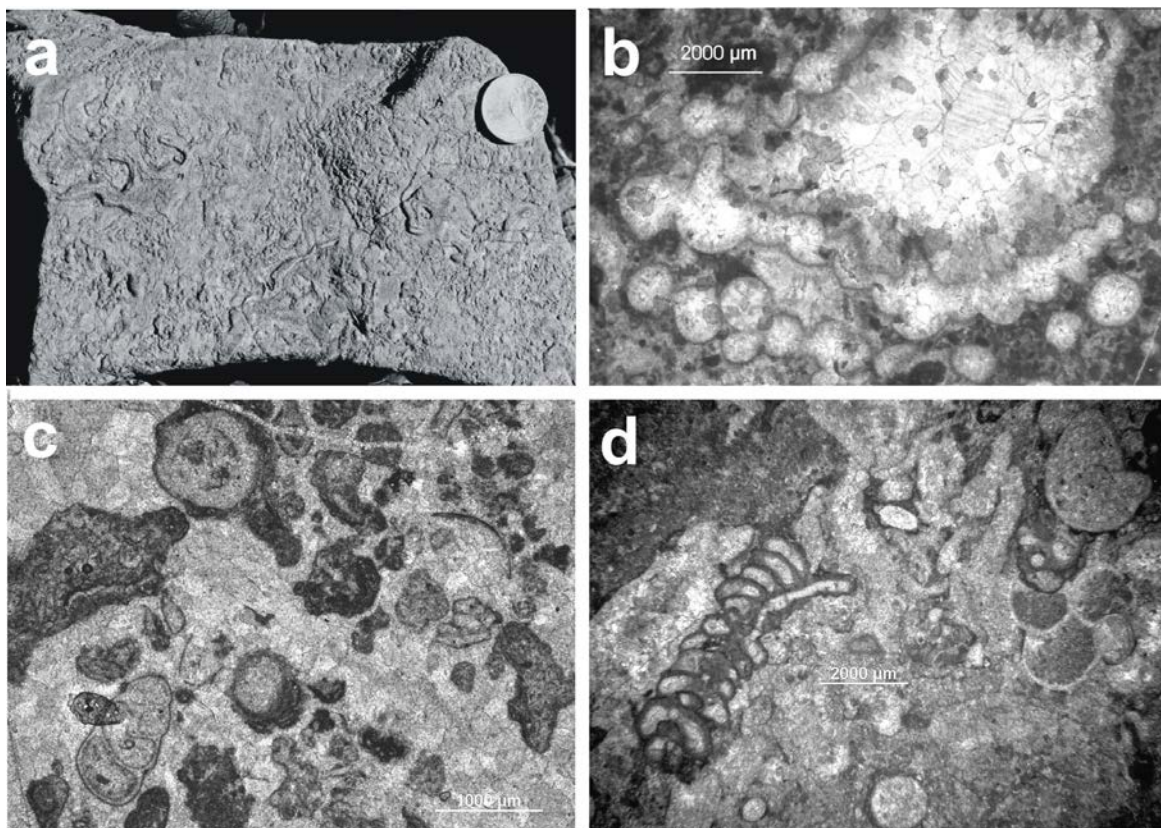
A kőzet kipreparálódott felületén sokszor jó megtartású fossziliák láthatók (2.16/a. ábra), amiknek a csiszolatban a belső szerkezete az átkristályosodás miatt sokszor nem látszik.

A zátónymészőben két mikrofácies típus különíthető el:

1. Bafflestone-bindstone: ahol mikrites-pelmikrites mátrixban zátónyépítő szervezetek, szivacsok, mikroproblematikumok, porostromata algák, bryozóák, csigák, foraminiferák találhatóak (2.16/a-b,d. ábrák). A zátónyalkotó szervezeteket néha különböző eredetű kéreges vonják be. A mészőben lévő nagyobb üregeket több generációs cement tölti ki.

Ez a mikrofácies típus képviseli az autochton zátón üledékeit.

2. Rudstone: pátos kalcit cementben fosszilia töredékek ("*Tubiphytes*", *Plexoramea cerebriformis*, echinodermata töredékek mikrites kéreggel, csigák, kagylók, foraminiferák, ostracodák, dasycladaleák, és ritkábban szegmentált mészszivacsok) és intraklasztok fordulnak elő (2.16/c. ábra). A 2. mikrofácies típus képviseli a zátón törmelékeny fáciest.



2.16. ábra. A Wettersteini zátony mikrofácies típusai

- a. Első típus: a kőzet kipreparálódott felületén jó megtartású zátonyalkotó fossziliák láthatók. A fossziliák közötti teret pátos cement tölti ki. Ez a mikrofácies típus az autochton zátonyra jellemző. K8.
- b. *Olangocoelia* sp. pelmikrites mátrixban. 336.
- c. Második mikrofácies típus: A fosszília töredékek (*Plexoramea cerebriformis*, gasztropoda) közötti teret pát tölti ki. Az a mikrofácies típus az autochton zátonymag körül kialakult törmelékes fáciest jellemzi. K7/14.
- d. *Vesicocaulis* sp. és egy catenulat szegmentált mészszivacs az első mikrofácies típusból. Mindkettő autochton helyzetben van. A szivacsok közötti teret részben pátos kalcit, részben pelmikrit tölti ki. K7/11.

A zátonyközösség főleg szegmentált mészszivacsokból (Sphinctozoa: *Celyphia* ? *minima*, *C. zoldana*, *Colospongia catenulata*, *Follicatena cautica*, *Olangocoelia otti*, *Solenolmia manon manon*, *Kovacsia baloghi*, *Thaumastocoelia dolomitica*, *Vesicocaulis oenipontanus*) és mikroproblematikumokból (*Baccanella floriformis*, *Bacinella ordinata*, *Ladinella porata*, *Plexoramea cerebriformis*, *Radiomura cautica*, „*Tubiphytes*” *gracilis*, „*T.*” *multisiphonatus*, „*Tubiphytes*” sp.), porostromata algákból, bryozoából, csigából és foraminiferából áll.

Az 1. zátonymésző teteje tektonikusan érintkezik a Wettersteini lagúna fáciesű mészkővel. A lagúna fáciesű mészkő a zátonymészőre van rátolva, és a zátonymésző különböző szintjeit (mind a zátony fáciesű mészkövet, mind a crinoideás-brachiopodás mészkövet) metszi.

Az 1. zátonystádium kora:

A Kecő-völgyi szelvényben az 1. zátonyból előkerült *Glomospira densa* (K6-os minta) és *Meandrospiranella samueli* (K7/2-es minta: 2.22/17. ábra) pelsői–korai–középső–illír intervallumra utal. A 73-as mintában *Celyphia? minima* együtt fordult elő *Physoporella pauciforata pauciforata* –val. Az utóbbi pelsői–kora–középső–illír kort jelez.

Az 1. zátonystádium fejlődését kétszer szakította meg kimélyülés, amit sötétszürke crinoideában és brachiopodában gazdag mészkő közbetelepülése jelez (2.7. ábra). Az idősebb közbetelepülésből előkerült conodonták (T129 minta) Avisianum szubzónát, vagy fiatalabb kort jeleznek (*Gondolella fueloepi* és *G. trammeri*). A brachiopodák szintén pelsői–korai–középső–illír intervallumra utalnak.

A második mélyvízi betelepülésből nem sikerült korhatározó fossziliákat kinyerni.

Az 1. zátonymészkő fölött lévő lagúna üledékből a Piros O. által határozott *Ph. pauciforata* var. *pauciforata* legfeljebb középső–illír kort jelez (Ag1-es minta).

A fentieket figyelem véve megállapítható, hogy az 1. zátonystádium kora: **középső–illír**.

Neptuni telérek az 1. zátonyban:

A 700 m vastag zátonymészkő alsó 150 méterén gyakoriak a neptuni telérek. Följebb hiányoznak a neptuni telérek, illetve csak a felső crinoideás-brachiopodás szintben jelennek meg újra.

A neptuni telérek minimum pár tíz méter mélyek és maximum egy méter szélesek. Kétféle üledék tölti ki:

1) filamentmos wacke-packstone.

Mikrites, pelmikrites mátrixban vékonyhájú kagylóhéjak jelennek meg nagy mennyiségben. A filamentumok mellett ostracoda, radiolária foraminifera (lagenida) és szivacstű jelenik meg. Ez a típus nyíltvízi, alacsony energiájú környezetet, mély(ebb) vízi környezetet jelez.

Ebbe a típusba tartoznak azok a neptuni telérek, amelyek kora Binodosus-, Trinodosus szubzóna.

2) A másik mikrofaciális típus a crinoideás wacke-packstone, ahol mikrites alapanyagban crinoidea töredékek láthatók, ezek gyakran tartalmazzák a zátonymészkő breccsáját. Az üledékek szerkezete vagy laminációt mutat, vagy kaotikus elrendeződésű. Sokszor megfigyelhető gradáció is. Ez a típusú üledék a neptuni telérekben cirkuláló áramlásokkal magyarázható. (Velledits & Blau 2003). Ennek a típusnak a kitöltése sekélyebb környezetet jelez. A második típus kora a neptuni telérekből származó conodonta fauna alapján Avisianum szubzóna, vagy fiatalabb: *Gondolella excelsa* (2.29.7a-b. ábra), *G. cf. szaboi* és *G. trammeri*. Kovács Sándor tapasztalata szerint valószínűleg középső–illír (Avisianum szubzóna), mivel a később megjelenő fajok, mint a *Gondolella transita* vagy a *G. gr. bakalovi* hiányoznak.

A neptuni telérek tektonikai hatásra kialakult közetrepedések, melyek tengeri környezetben keletkeztek. A repedéseket tengeri üledékek, általában pelágikus mészsizap tölti ki.

II.5.5.2. Lagúna üledékek (Wettersteini Mészkő Formáció, 2.8a ábra)

A lagúna üledékek vastagsága 480 m. Kétféle kifejlődést lehet megkülönböztetni.

1) Az alsó 340 m szürke, sötétszürke mészkő, ami esetenként madárszem szerkezetű pórusokat tartalmaz. Porosztromata algák, dasycladaleák, molluszkák, brachiopodák, crinoideák és foraminiferák vannak jelen pelmikrites mátrixban, de a zátonyalkotók hiányoznak. Az alsó részen a porosztromata algák gyakoriak. Mennyiségük felfelé

jelentősen csökken, míg a dasycladaleák egyre nagyobb számban jelennek meg. Ezen üledékek szedimentációja a zátony háttérében, a lagúna mélyebb részén történt.

A lagúna üledékek bázisán megjelenő *Ph. pauciforata* var. *pauciforata* legfeljebb középső-illír kort jelez (Ag1-es minta).

2) A felső 140 m világosszürke, szürke, pados kifejlődésű mészkő. Mikrofaciése durva kalkarenit, ahol a dasycladaleák uralkodnak. A rétegek vastagsága 20-50 cm között változik, de a rossz feltártság, a cseppkövel fedettség miatt a lagúna üledékekre jellemző ciklusok nem láthatók. A vizsgált szelvény nagyrészen *Diplopora annulata* (Ag12-15-es minta: 2.21/7-8. ábrák és az Aj20-es minta) fordul elő nagy mennyiségben *Aciculella bacillum*-al együtt, ami **késő-illír-fassai** kort jelez. A *D. annulatissima* hiánya kora-ladin korra utal (Piros & Preto 2008). A kőzet egy zátony mögötti lagúnában ülepedett le.

A Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő terület fejlődése

II.5.6. Schreyeralmi Mészkő Formáció

Vastagsága 1-18.8 m.

A típusszelvényben (Nagy-Jenei-tető ÉK-i lejtője: T91-es töbör, Jósvafőtől 2 km-re D-re) a Steinalmi Mészkő egyenetlen felületére vörös, vöröses barna mikrites, vékonyhájú kagyló héjakban gazdag mészkő települ. A héjtöredékek mérete 1-2 mm. A padok vastagsága 5 és 35 cm között változik, átlagos vastagságuk 13 cm (J4-J5 minták). Néhány rétegnek jelentős a kova tartalma, ezért szilánkosan törik.

Mikrofaciése filamentumos wacke-packstone.

Mikrites, pelmikrites alapanyagban nagy mennyiségben filamentumok jelennek meg, melyek főleg kagylók héjai, vagy héjtöredékei. A filamentumok vagy párhuzamosak a rétegzéssel, vagy fészkekben koncentrálnak. A filamentumok mellett pelletek, radiolária, foraminifera és ostracoda is előfordul.

A kőzet vörös színe a szelvényben felfelé fokozatosan szürkére változik

A J5B mintában *Meandrospira dinarica* fordult elő.

Keletkezés: medence üledék.

Egyéb microfacies típusok, a Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő medencében

1. Prototintraklasztos mészkő (2.18/a.ábra).

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

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

Ez a kőzettípus a Vörös-tói-vetőtől DK-re fordul elő, a Pitics-hegy közelében gyakori.

2. Rózsaszínű vagy szürke mikrites mészkő sztromataktisszal.

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

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

3. Tűzköves mészkő (2.18/b, c. ábrák):

Szürke vagy rózsaszín mikrites mészkő sötétszürke vagy vörös tűzkő gumókkal. A tűzkő gumók gyakran elnyúltak és a rétegzéssel párhuzamosan helyezkednek el.

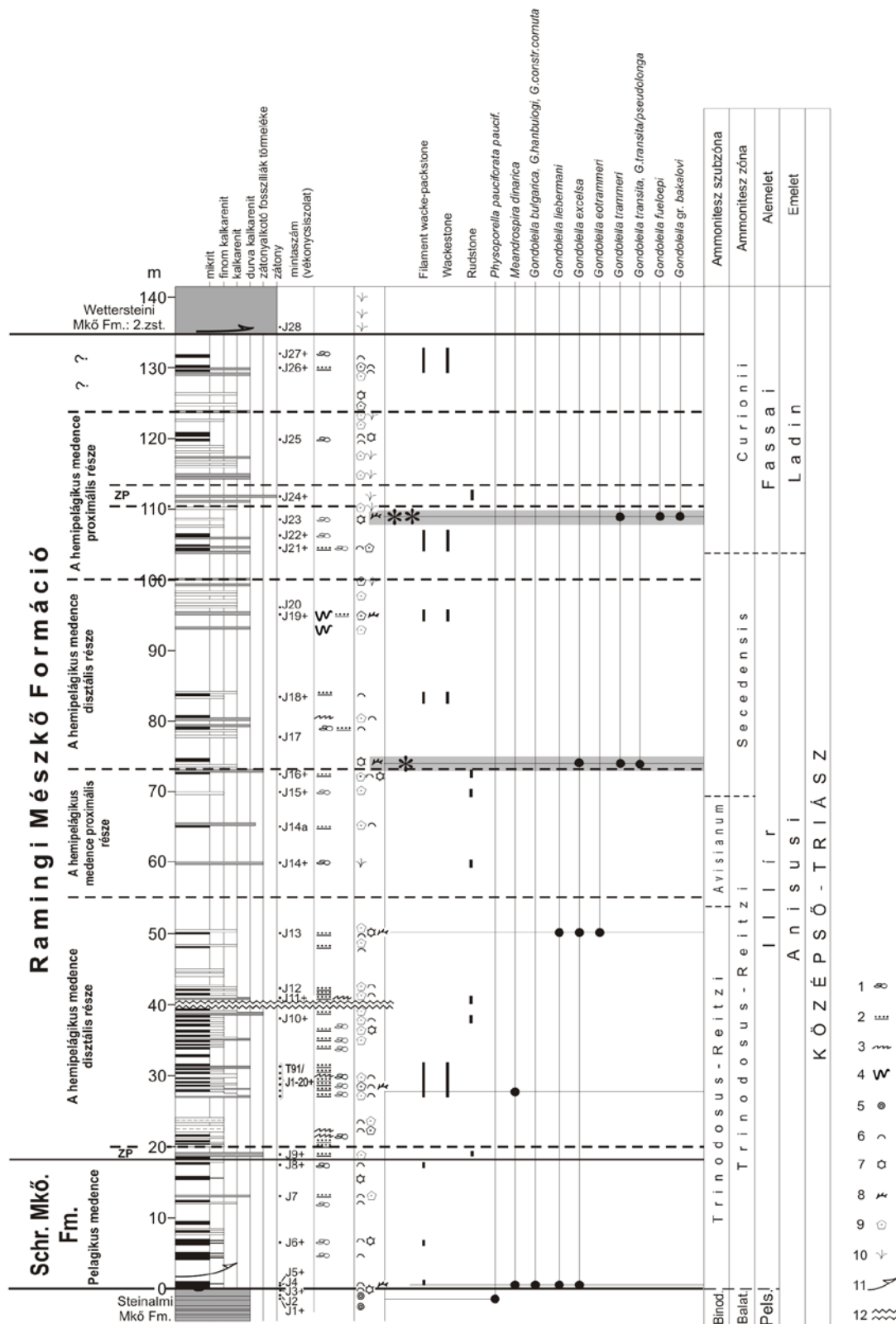
Ez a kőzettípus a Schreyeralmi Mészkő Formáció legalsó részén fordul elő.

Keletkezés: üledékmozgásra utaló jelek nincsenek, ezért valószínűleg a medence legmélyebb részén, a lejtőktől távoli területen rakódott le.

Ezt a kőzettípust csak törmelékben találtuk meg a Nagy-Jenei-tetőtől északra (T38-as szelvény alja) és keletre (597) oldalán.

A Schreyeralmi Mészkő Formáció kora:

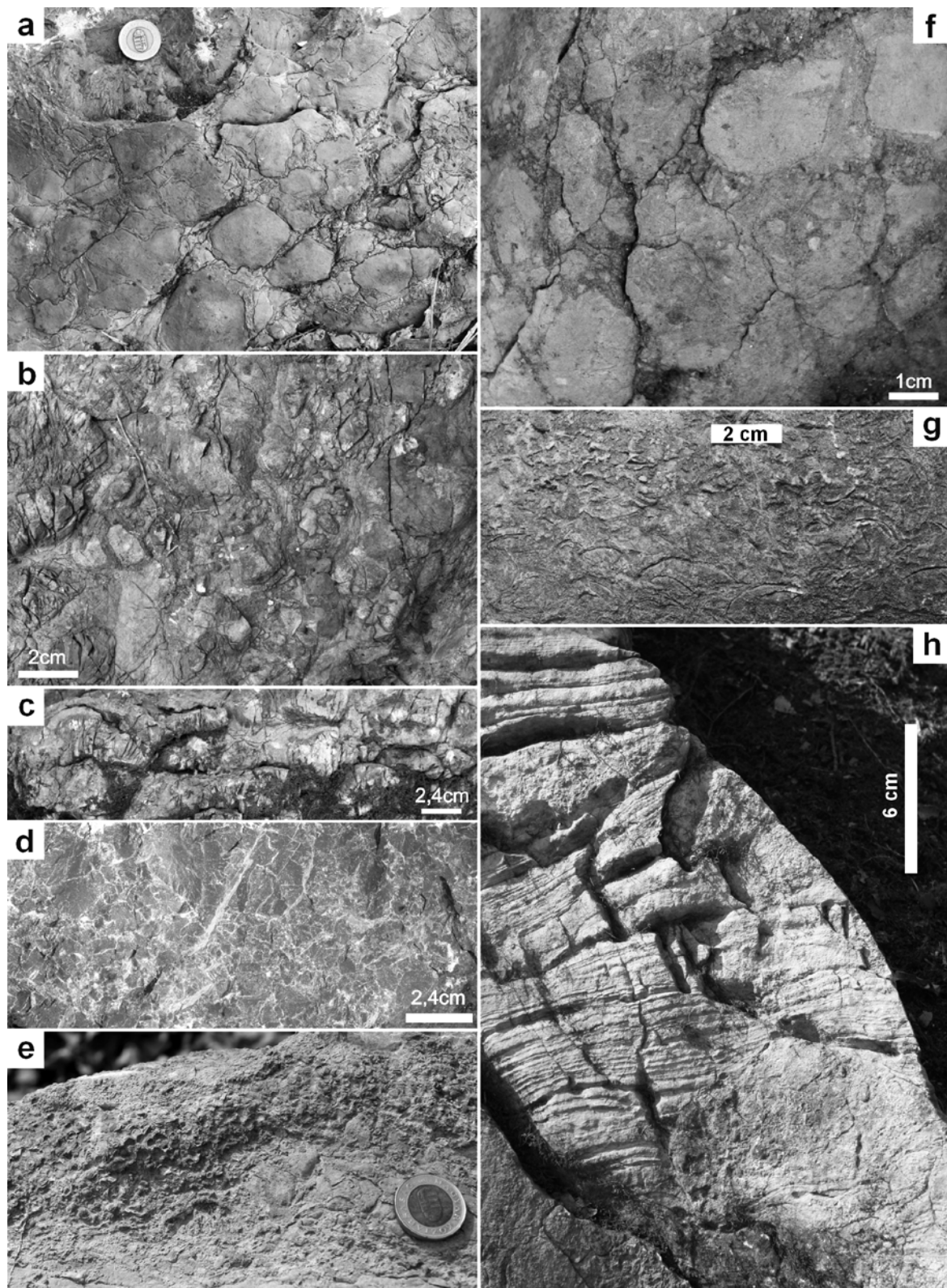
A Nagy-Jenei-tető szelvényében a Schreyeralmi Mészkő bázisán pelsői (*Gondolella bulgarica*, *G. hanbulogi*) és illír (*G. constricta cornuta*, *G. liebermani*, *G. excelsa*) korú conodonták együtt fordulnak elő, ami kondenzált üledékképződésre utal.



2.17. ábra. A Schreieralmi és a Ramingi Mészke Formációk szelvénye az Aggteleki-karszton, Nagy-Jenei-tető ÉK-i lejtő, T91-es töbör. 2.zst.= 2. zónastádium. Jelmagyarázat: 1. plasztoklaszt, 2. turbidit, 3. üledékcsúszás, 4. neptuni telér, 5. dasycladalea, 6. kokvina (brachiopoda és kagyló héjak), 7. átkovácsodott mészkő (helyenként kova szivacsstűkben és radioláriákban gazdag), 8. conodonta, 9. crinoidea, 10. áthalmozott zónalyakotó törmelék (sphinctozoa, *Tubiphytes* sp.), 11. vető zóna, 12. feltárás hiány, ZP: zóna progradáció.

2.18. ábra. Kőzettípusok a Schreyeralmi és a Ramingi Mészkő Formációkból I.

- a) Protointraklasztos mészkő a Schreyeralmi Mészkő Formáció bázisáról. Simon-völgy keleti oldal, 440.
- b) Vörös tűzköves mészkő, Schreyeralmi Mészkő Formáció. Nagy-Jenei-tetőtől keletre, 597.
- c) Szürke tűzköves mészkő, Schreyeralmi Mészkő Formáció. Nagy-Jenei-tetőtől keletre, 597.
- d) Sötétszürke, átkováódott mészkő, Schreyeralmi Mészkő Formáció. Simon-völgy nyugati oldal, 36b.
- e) Brachiopoda lumasella. A brachiopodák átmérője 2-3 mm. Ramingi Formáció, a Vörös-tőtől ÉK-re, T5.
- f) Breccsa, melyet rózsaszínű, szürke, néhány cm átmérőjű, kerekded klasztok építenek fel. Schreyeralmi Formáció alsó része. Simon-völgy nyugati oldala, 36b.
- g) Brachiopoda lumasella. A brachiopodák átmérője 3-4 cm. Ramingi Mészkő Fm., Kecő-völgy, 100.
- h) Részlet a Ramingi Mészkő Formáció felső részén lévő 70 cm széles neptuni telérből. A telért vörös laminált mikrit tölti ki, melyben szögletes zátonyépítő fosszíliák törmelékei találhatók. Nagy-Jenei-tető északi része, T38.



II.5.7. Ramingi Mészke Formáció

Vastagsága 116 m a Nagy-Jenei-tető ÉK-i lejtőjén felvett szelvényben.

A szelvény nagyrészen makroszkóposan homogén, filamentumos wacke–packstone mikrofáciesű padok (1. típus: 2.20/g. ábra) váltakoznak fossziliában gazdag wackestone mikrofáciesű padokkal (2. típus).

Az első típus mikrites mátrixában filamentumok (2-4 mm), ostracodák és foraminiferák jelennek meg. A második típusban a pelmikrites mátrixban áthalmozott zátonyalkotó fossziliák (*Tubiphytes* sp., *Plexoramea cerebriiformis*, *Axopora aggtelebensis*, *Bacinella ordinata*, sphinctozoa), bryozoa, foraminifera (*Meandrospira dinarica*), ostracoda és crinoidea töredékek jelennek meg. Az egyes padokon belül az áthalmozott fossziliák nagyságában felfelé finomodás figyelhető meg (néhány mm → 0.5 mm). Gyakran látható a második típus eróziós bázisa (2.20g. ábra).

Az első mikrofácies típus képviseli a háttér üledéket, a második disztális turbidit üledéke. A mészturbiditek vastagsága 2 és 52 cm között változik. Leggyakrabban 6-14 cm. Egyes szintekben keresztrétegzés figyelhető meg. (2.19/g. ábra).

A diagenézis során a két különböző anyag határán stilolit alakult ki.

Egyes szintekben a kétféle anyag plasztikus keveredése is megfigyelhető.

A medencének a platformhoz közelebbi (proximális) részén az áthalmozott fosszília töredékek mérete nagyobb, maximálisan az 1-2 cm-t is elérheti.

Két szintben intraklasztos mészkő közbetelepülése látható. A szögletes, illetve kissé kerekített intraklasztok (0.8-2 cm) közötti teret pátos cement tölti ki. A kőzet mikrofáciesé rudstone. Az intraklasztok nagyrészt zátonyépítő fossziliákból, illetve ezek töredékeiből állnak (*Tubiphytes* sp.: 2.20/f. ábra, *Plexoramea cerebriiformis*, sphinctozoa, bryozoa). Ezen túl echinodermata töredékek (2.20/e. ábra) és foraminiferák is jelen vannak.

Ez az üledék a relatív vízszint csökkenés hatására bekövetkezett zátony 1. progradációja idején ülepedett le.

A törmelékben néhány breccsa (2.19/f, 2/20/b, c, d. ábrák) is megjelent.

Különböző nagyságú (0.8-2 cm), és eltérő eredetű (1) fenesztrális szerkezetű, 2) wackestone zátonyalkotó fossziliákkal, 3) filamentumos, radioláriás wackestone) szögletes szemcsék között pátos cement jelenik meg.

Keletkezés: az 1-2 mikrofáciesű kavicsok a platformról, a 3. típus medencéből származik.

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

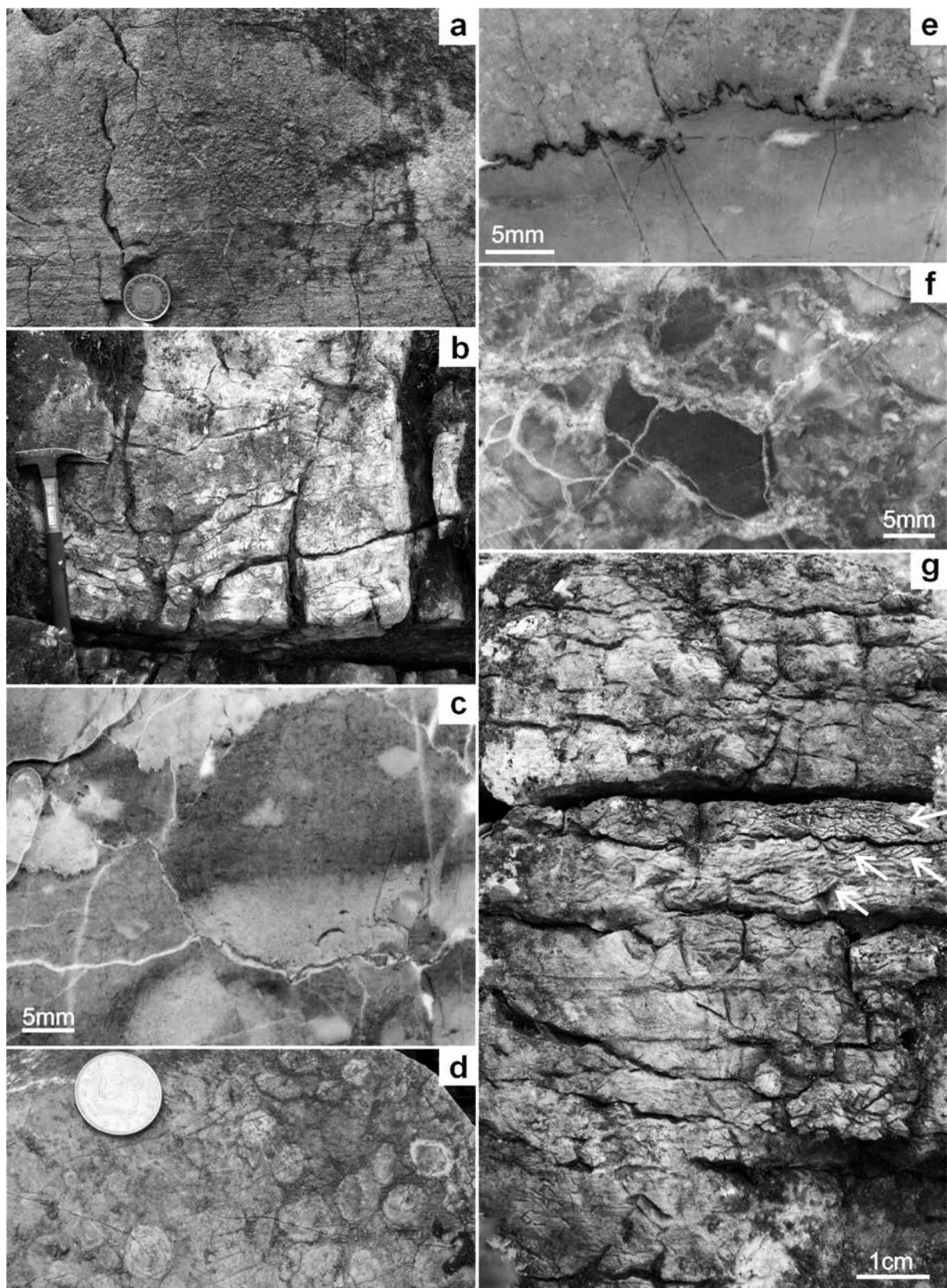
Formáció felső részén (93 – 96 m) egy 70 cm széles neptuni telér jelenik meg, amit vörös laminált mikrit tölti ki, melyben szögletes zátonyépítő fossziliák törmelékei és az anyakőzet breccsája van jelen.

Gyakoriak az üledékcsúszások (618: 2.19/b. ábra), ami a félig konszolidált mésziszap lejtőn történt mozgásának eredménye.

A Ramingi Mészke tetején az in situ zátonymészke (Wettersteini Formáció, 2. zátonystádium) éles határral jelenik meg.

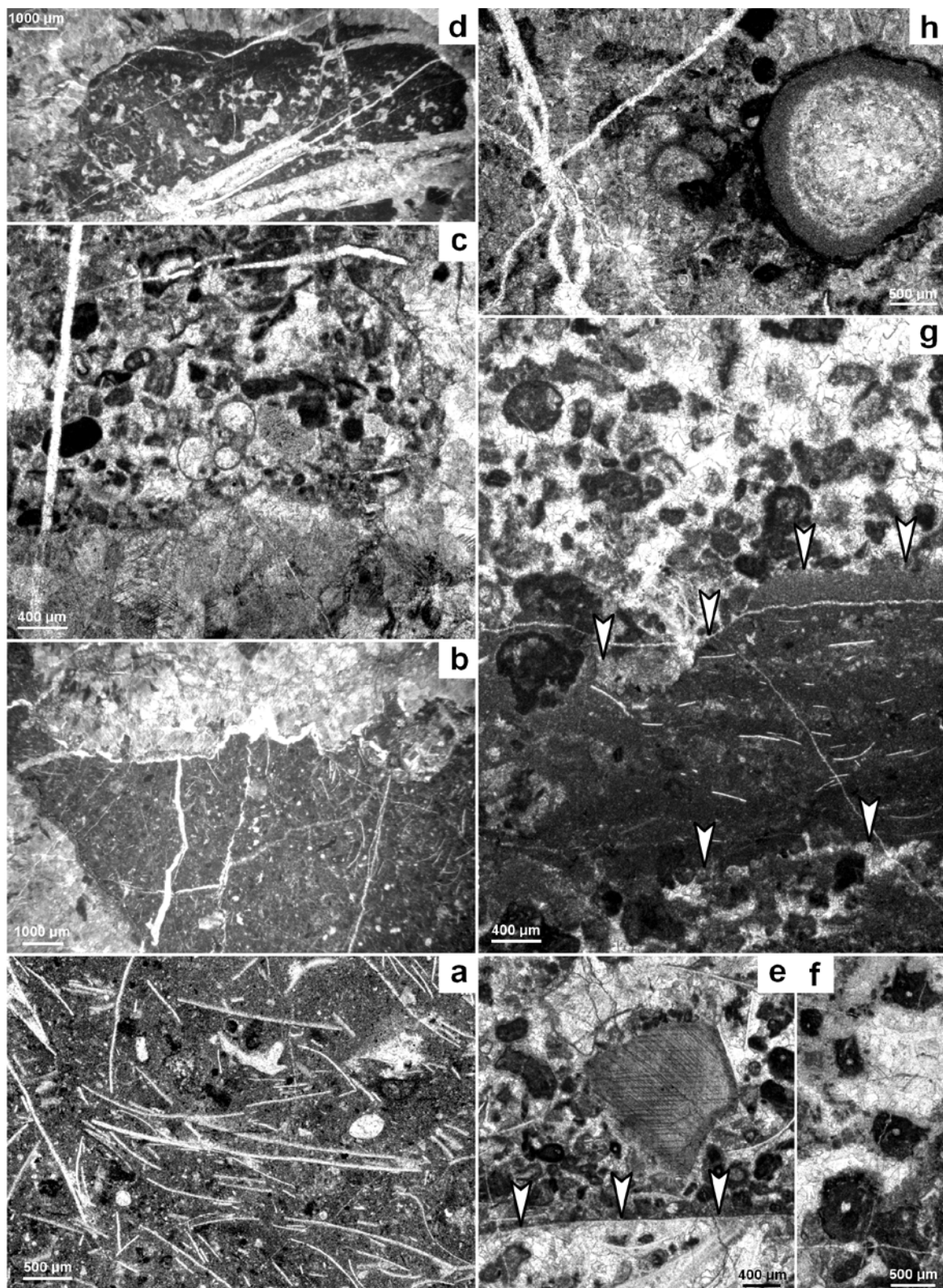
2.19. ábra. Kőzettípusok a Schreyeralmi és a Ramingi Mészke Formációkból II.

- a) Disztális mészturbidit. Jól látható a felfelé finomodó tendencia. Ramingi Formáció, Nagy-Jenei-tetőtől keletre, T92.
- b) Üledékcúszás a Ramingi Mészke Formáció középső részén. Kőfejtő a Nagy-Jenei-tetőn felvett szelvény közelében, 618.
- c) Plasztoklasztos mészke polírozott felülete. Schreyeralmi Mészke Formáció. Nagy-Jenei-tető szelvénye, J8.
- d) Onkoidos packstone a Steinalmi Mészke Formáció legfelső részéről. Az onkoidok maximális átmérője 4 cm. Nagy-Jenei-tetőtől ÉK-re, 609.
- e) A háttérüledék (alsó rész) és a mészturbidit (felső rész) sztilolitos határa polírozott felületen. Ramingi Mészke Formáció, Nagy-Jenei-tető szelvénye, J26.
- f) Különböző eredetű átülepített litoklasztok. Ramingi Mészke Formáció. Nagy-Jenei-tető szelvénye, J16. A kavicsok mikrofáciéseit lásd a 2.20/b-d ábrákon.
- g) Keresztrétegzett mészturbidit. Ramingi Mészke Formáció. Nagy-Jenei-tető szelvénye, T91 28.5-30 m közötti szakasz.



2.20. Mikrofácies típusok a Nagy-Jenei szelvényben

- a) Filamentumos wacke – packstone Mikrites mátrixban nagy számban jelennek meg a filamentumok. Néhány ostracoda és pellet is feltűnik. A Steinalmi platform megfulladását követő első üledék. Schreyeralmi Mészke Formáció, J5B.
- b-d) A 2.19/f ábra áthalmozott kavicsainak különböző mikrofáciesei. J16. b) Az áthalmozott kavics mikrofácies filamentumos, radioláriás wackestone, ami a medence mélyebb részéről származik. A kavics szögletes és pátos cement veszi körül. c) Az áthalmozott kavics egy turbiditból származik. A turbidit foraminiferát és peloidot tartalmaz. A kavicsot pátos cement veszi körbe. d) Áthalmozott kavics fenestrális mikrofáciessel. Az eredeti üledék peritidális környezetben keletkezett. A kavicsot szögletes is pátos cement veszi körbe. A kép alsó részén a kavicsot és a cementet repedések keresztezik, amit később pát töltött ki.
- e) A háttér üledék és a mészturbidit határa (nyilak). A háttér üledék (a kép alsó negyede) filamentumos packstone. A mészturbidit peloidból, crinoidea törmelékből, és filamentumból áll. Ramingi Mészke Formáció, T91/5A.
- f) *Tubiphytes* sp. töredékek mészturbiditben. Ramingi Mészke Formáció, T91/7.
- g) Háttérüledék alatt és fölött mészturbidit. Az ábra legalsó része az alsó mészturbidit felső határát ábrázolja (nyilak), amit felfelé a háttér üledék követ, melynek mikrofácies filamentumos wackestone. A kép felső része a második mészturbidit üledékeit ábrázolja. Jól látszik a mészturbidit eróziós alsó határa (nyilak). Ramingi Mészke Formáció, J18.
- h) Szegmentált mészsivacs egyetlen bekérgezett kamrája. A szelvény ezen része gazdag áthalmozott zátonyalkotó fossziliákban, ami a zátony progradációját jelzi. Ramingi Mészke Formáció, J24 (2.17.ábra).



II.5.8. Wettersteini Mésző Formáció, 2. zátonystádium

Minimális vastagsága 550 – 590 m.

A Ramingi Mésző legfelső rétege fölött egy 2 – 4 méter vastag feltáráshiány után megjelenik a világosszürke, vagy fehér színű, szegmentált mészszivacsokat (sphinctozoa) tartalmazó zátony fáciesű kőzet (bafflestone).

Az 1. zátonnyal összehasonlítva (1-3 szelvény) a zátonymagok jóval nagyobbak, és gazdagabb zátonyalkotó fossziliákban. A kb. 80 m vastag durva crinoideás összlet, ami az 1. zátony bázisát alkotta, itt hiányzik.

A kőzet kipreparálódott felületén szegmentált mészszivacsok catenulat kamrái figyelhetők meg, amiken többféle bekérgezés látható. A fossziliák közötti teret gyakran durvakristályos pát tölti ki.

Az 1. zátonystádiumnál leírt mindkét mikrofácies típus jelen van (2.16. ábra). A bafflestone-bindstone fácies itt is autochton zátonyt, a rudstone a zátony körüli törmelékes övet képviseli. A Pitics-hegy szelvényének vékonycsiszolataiban az alábbi fossziliák találhatók: a sphinctozóákat *Follicatena* sp., a mikroproblematikumokat *Bacinella ordinata*, *Lamellitubus cauticus*, *Plexoramea cerebriiformis*, "*Tubiphytes*" *gracilis*, "*T.*" *multisiphonatus*, a foraminiferákat *Turriglomina mesotriassica* képviseli, valamint porosztromáta algák és mikrobiális kérgek is hozzájárulnak a zátony közösség felépítéséhez.

Az 1. zátonystádiummal szemben a 2. zátonystádiumban nincsenek neptuni telérek

Kor:

A 2. zátony bázisa alatt kb 12 m-el vett mintából (T38t) Kovács S. *Gondolella* gr. *bakalovi* conodontákat határozott, ami Curionii szubzónát, vagy fiatalabb kort jelez, ez megegyezik a 2. zátonystádium korával.

II.6. Fosszíliák

II.6.1 Fosszíliák az 1. és 2. zátonystádiumból

Minden név után feltüntettem, hogy a fosszília melyik zátonyból származik.

Cyanophyta? (Senowbari-Velledits határozása)

Anisophytes aggtelekensis (Scholz). 1. zátonystádium

Rhodophyta (Senowbari-Velledits határozása)

Aggtecella hungarica Senowbari-Daryan & Velledits. 1. zátonystádium

Solenopora sp. (Velledits F. határozása)

Dasycladales (Piros O. határozása)

Favoporella annulata Sokać. 1. zátonystádium

Physoporella sp. 1. zátonystádium

Zornia obscura Senowbari-Daryan & Di Stefano. 1. zátonystádium

Cyanophyceae (Senowbari-Velledits határozása)

Cladogirvanella cipitensis Ott. 1. zátonystádium

Mikroba kéreg 2. zátonystádium

Foraminifera (Blau J. határozása)

? *Austrocolomia* sp. 1. zátonystádium (2.24/7. ábra)

Diploremmina gr. *astrofimbriata* Kristan-Tollman. 1. zátonystádium

Endotriadella wirzi (Koehn-Zaninetti) emend. Vachard, Martini, Rettori & Zaninetti. 1. zátonystádium

Meandrospiranella samueli Salaj in Salaj, Bielý & Bystrický. 1. zátonystádium, (2.22/17. ábra)

Ophthalmidium abriolense (Luperto). 1. zátonystádium

Palaeolituonella meridionalis (Luperto). 1. zátonystádium, 2. zátonystádium

Planiinvoluta carinata Leischner. 1. zátonystádium

Trochammina almtalensis Koehn-Zaninetti. 1. zátonystádium

Trochammina cf. *alpina* Kristan sensu Oravec-Scheffer. 1. zátonystádium

Inozoa 1. zátonystádium, 2. zátonystádium

Sphinctozoa (Senowbari-Daryan B. határozása)

Celyphia ? *minima* Senowbari-Daryan, Zühlke, Bechstädt & Flügel. 1. zátonystádium, (2.26/1. ábra)

Celyphia zoldana Ott, Pisa & Farabegoli. 1. zátonystádium, (2.26/6,8. ábrák)

Celyphia ? sp. 1. zátonystádium (2.26/5. ábra), 2. zátonystádium

Colospongia catenulata catenulata Ott. 1. zátonystádium (2.26/10. ábra),
2. zátonystádium (2.26/9. ábra)

Colospongia sp. 1. zátonystádium

Follicatena cautica Ott. 1. zátonystádium (2.26/4. ábra)

Follicatena sp. 2. zátonystádium
Kovacsia ? *baloghi* (Kovács). 1. zátonystádium
Olangocoelia otti Bechstädt & Brandner. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium (2.26/2. ábra)
Olangocoelia sp. 1. zátonystádium
Solenolmia manon manon (Münster). 1. zátonystádium (2.26/3. ábra), 2. zátonystádium
Solenolmia sp. 1. zátonystádium
Thaumastocoelia dolomitica Senowbari-Daryan, Zühlke, Bechstädt & Flügel. 1. zátonystádium
Vesicocaulis oenipontanus (Ott) 1. zátonystádium, 2. zátonystádium
Vesicocaulis sp. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium

Hexactinellida 1. zátonystádium, 2. zátonystádium

Chaetetida 1. zátonystádium

Anthozoa 1. zátonystádium, 2. zátonystádium

Féreg lakócső 1. zátonystádium

Bryozoa 1. zátonystádium, 2. zátonystádium

Crinoidea (Hagdorn H. határozása)

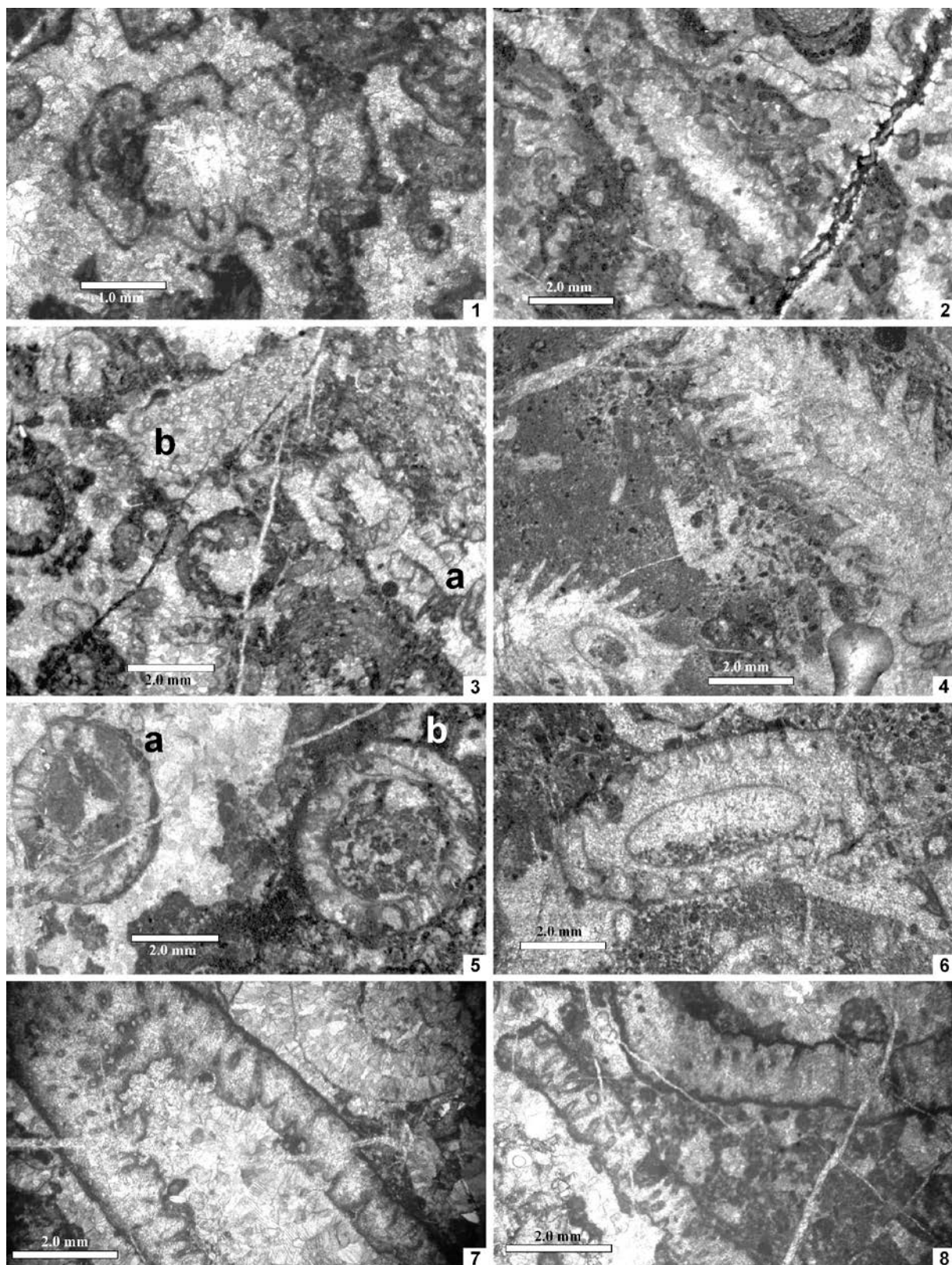
Encrinidae gen. et sp. indet. 1 (Hagdorn & Velledits; 6 a–d ábra). 1. zátonystádium
 Encrinidae gen. et sp. indet. 2 (Hagdorn & Velledits; figs. 6 e–g ábra). 1. zátonystádium
 Encrinidae gen. et sp. indet. 3 (Hagdorn & Velledits; 6c; 7i ábra.) 1. zátonystádium
 Isocrinidae gen. et sp. indet. (Hagdorn & Velledits; 8a–g ábra). 1. zátonystádium

Mikroproblematika (Velledits F. határozása)

Baccanella floriformis Pantić. 1. zátonystádium (2.31/8. ábra)
Bacinella ordinata Pantić. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium (2.31/10. ábra)
Ladinella porata Ott. 1. zátonystádium (2.31/9. ábra), 2. zátonystádium
Lamellitubus cauticus. 1968 1. zátonystádium, 2. zátonystádium
Macrotubus babai Fois. 1. zátonystádium
Plexoramea cerebriiformis Mello. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium (2.31/3. ábra)
Radiomura cautica Senowbari-Daryan & Schäfer. 1. zátonystádium (2.31/5-6. ábra)
 "Tubiphytes" *gracilis* Schäfer & Senowbari-Daryan. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium
 "Tubiphytes" *multisiphonatus* Schäfer & Senowbari-Daryan. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium
Tubiphytes cf. *obscurus* Maslov. 1. zátonystádium
Tubiphytes sp. 1. zátonystádium, 2. zátonystádium (2.31/7. ábra)

2.21. ábra. Dasycladaleák az Aggteleki-platfomról

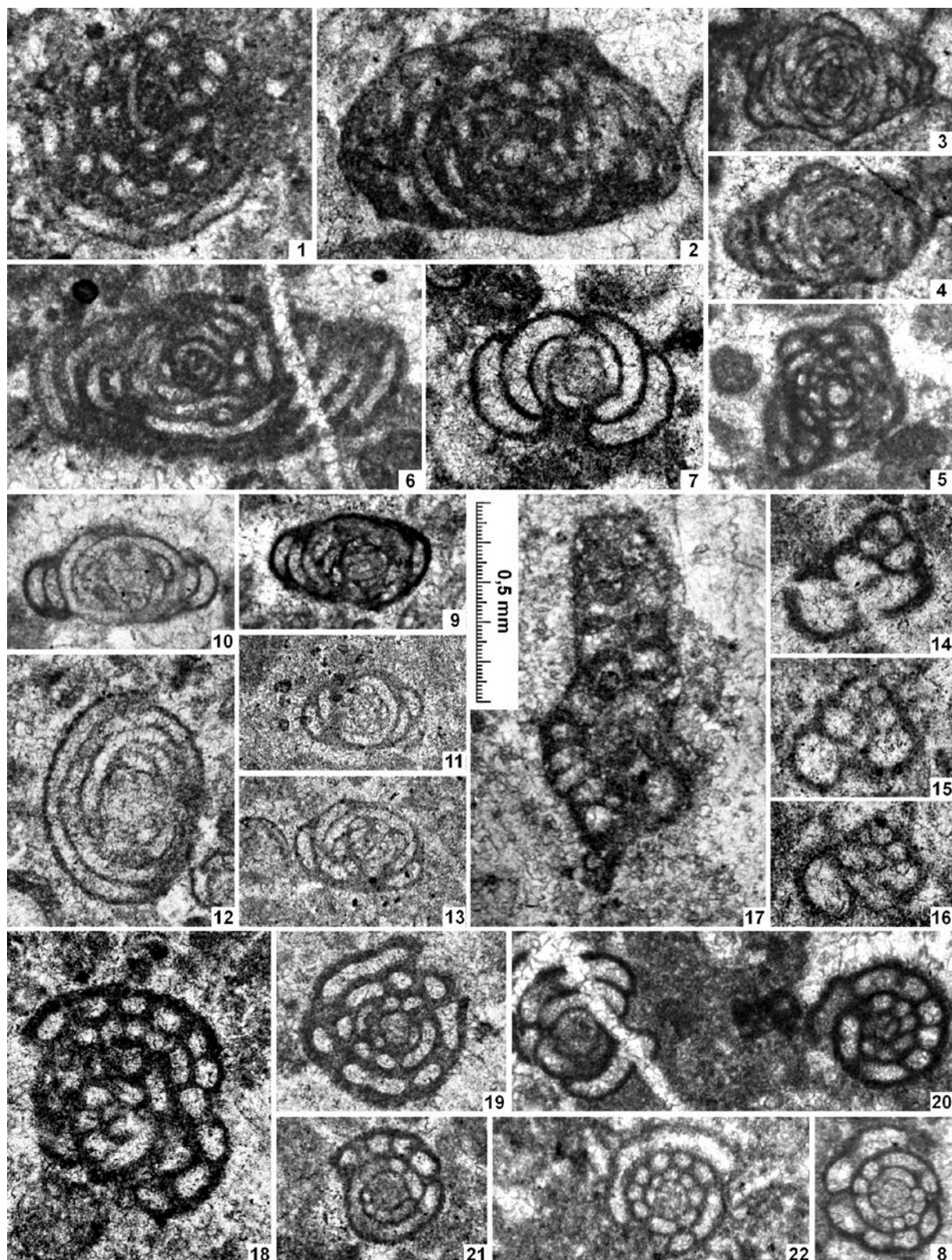
1. *Oligoporella dissita* [= *Physoporella dissita* (Gümbel) Pia 1912]. Aj3.
2. *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata* Pia ex. Bystrický 1964. Aj3.
3. (a) *Oligoporella dissita* [= *Physoporella dissita* (Gümbel) Pia 1912], (b) *Ph. pauciforata* var. *undulata* Pia. Aj3.
4. *Diplopora nodosa* Schafhäütl, emend. De Castro. TV (Tót-völgy).
5. (a) *Diplopora annulata annulata* Schafhäütl, (b) *Diplopora annulatissima* Pia. 255.
6. *Diplopora annulatissima* Schafhäütl. Vt3 (= 4400 m, Baradla-barlang).
7. *Diplopora annulata annulata* Schafhäütl. Ag13.
8. *Diplopora annulata annulata* Schafhäütl. Ag13.



2.22. ábra. Foraminiferák az Aggeleki-plaformról 1

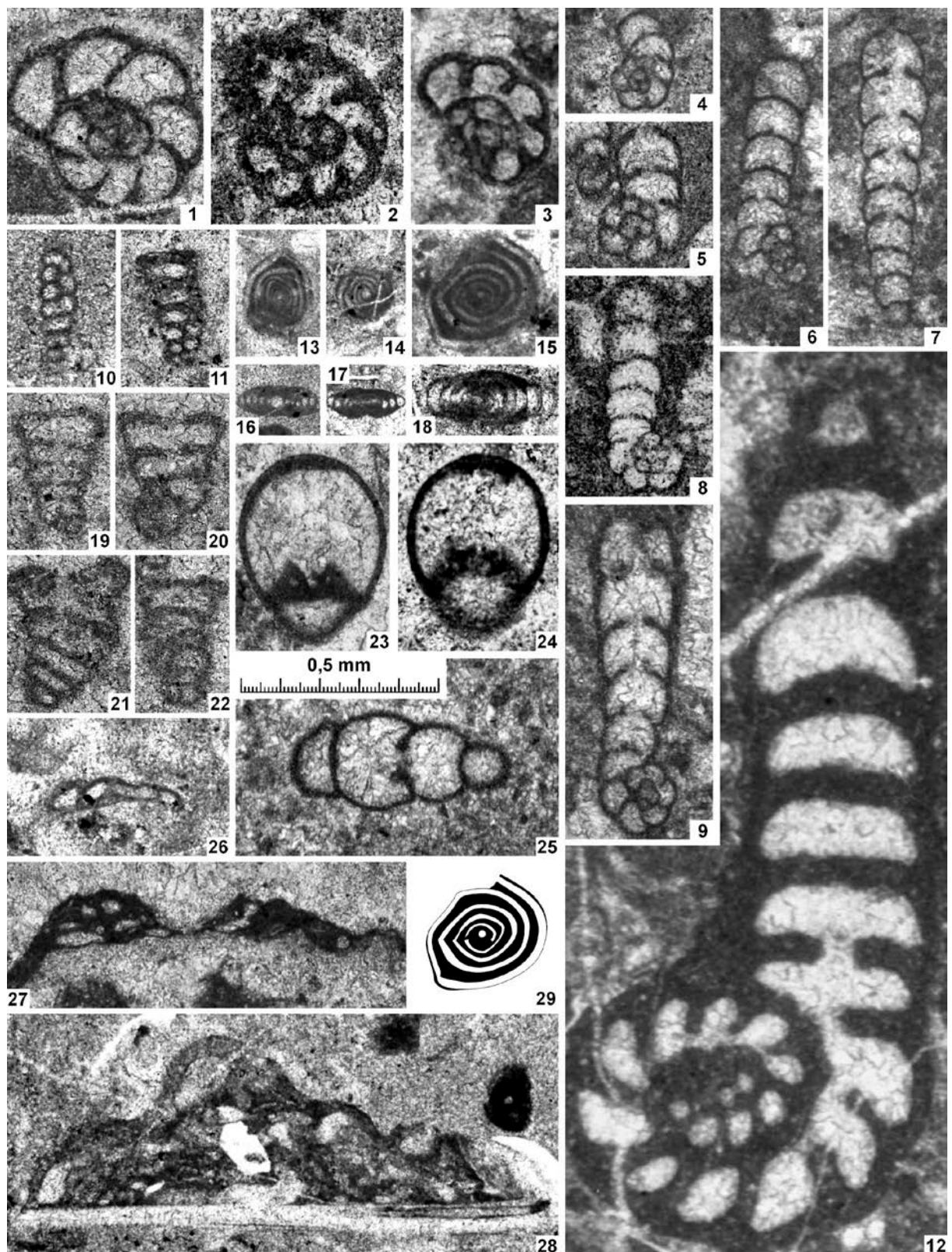
- 1-5. *Glomospira densa* (Pantić 1965). 1: Fj9; 2, 3: Fj10, 4: Fj9(=AmoA); 5: Fj8/3.
 6. *Glomospirella semiplana* (Kochansky-Devidé & Pantić). Fj8/3.
 7. *Hoyenella* gr. *sinensis* (Ho). Fj8.
 8. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić. K2.
 9-13. *Glomospirella* cf. *falsofriedli* (Salaj, Borza & Samuel). 9, 10: Fj3b; 11, 13: Aj3; 12: Fj2.
 14-16. *Trochammia almtalensis* Koehn-Zaninetti. 14, 15: Fj3b; 16: Fj2.
 17. *Meandrospiranella samueli* Salaj in Salaj, Biely & Bystrický. K7/2.
 18-22. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić. 20: K2; 18, 19: Fj2; 21: Fj3b; 22: Aj6.

A méretarány minden fényképre vonatkozik.



2.23. ábra. Foraminiferák az Aggteleki-platfomról 2

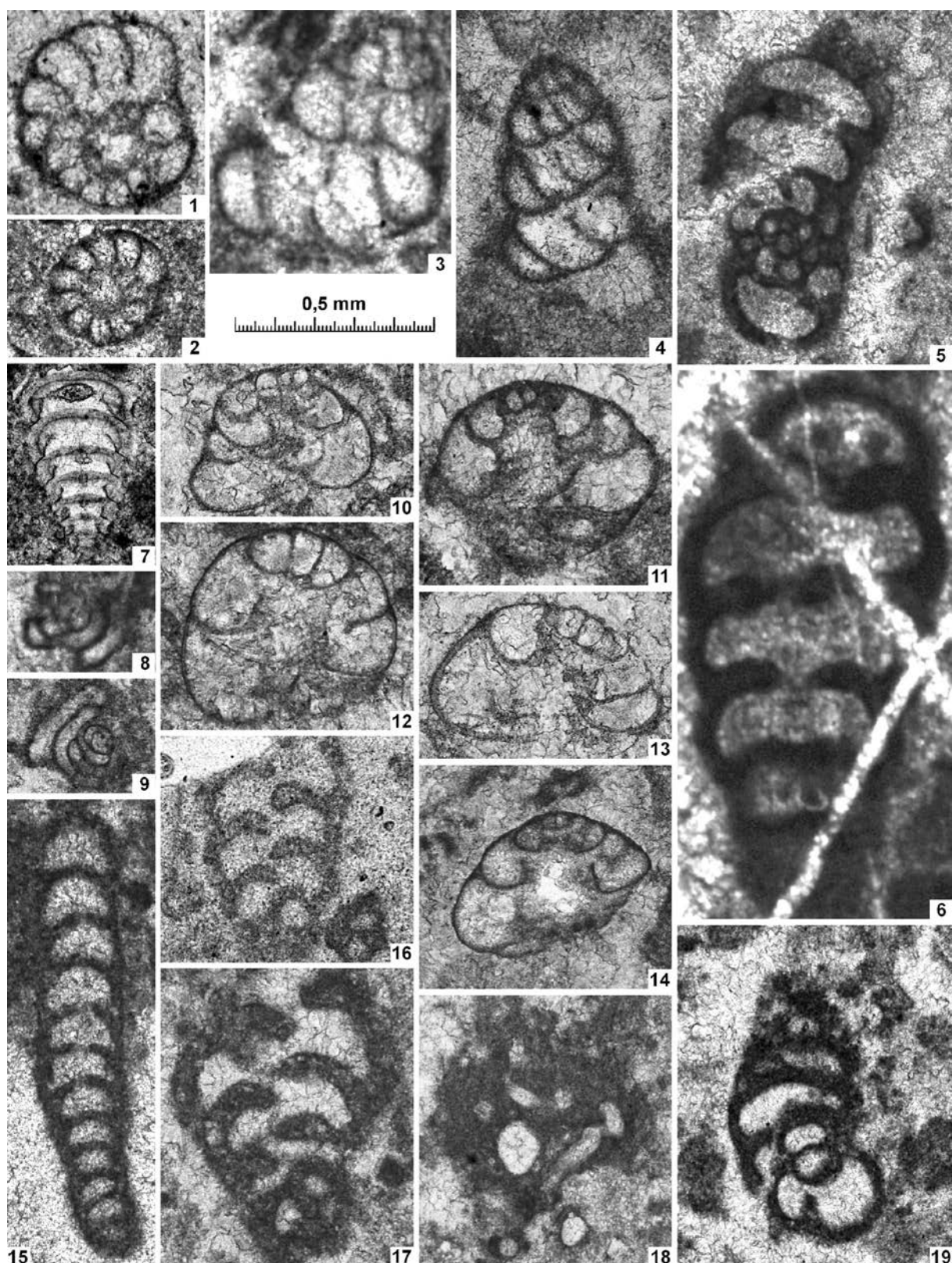
- 1-3. *Endoteba* gr. *badouxi* (Zaninetti & Brönnimann in Zaninetti, Brönnimann & Baud). 1: Ag2; 2: Fj2; 3: Fj10.
- 4-9. *Endotriadella wirzi* (Koehn-Zaninetti) emend Vachard, Martini, Rettori & Zaninetti. 4: Fj3b; 5, 8: Fj2; 6, 7: K2; 9: Aj4.
- 10-11. *Turriolomina mesotriasica* (Koehn-Zaninetti). 10: Fj12/3; 11: AmC (= Fj9).
12. *Endotribanella* sp. A sp. nov. K3.
- 13-18, 29. *Ophthalmidium abriolense* (Luperto). Fig. 17/29 is a line drawing of the specimen to Fig. 17/15. 13-14, 16-18: Fj9 (=AmC); 15, 29: Fj12.
- 19-22. *Palaeolituonella meridionalis* (Luperto). 19: K5(7); 20: K7; 21-22: K5(9).
- 23-25. *Haplophragmella inflata* Zaninetti & Brönnimann in Brönnimann, Cadet & Zaninetti. 23: Fj8; 24: AmA; 25: Aj4.
26. *Planinivoluta carinata* Leischner. Fj9 (=AmC).
- 27-28. *Planinivoluta* sp. or *Tolypammina* sp. 27: Fj11; 28: Fj9(=AmC)
- A méretarány minden fényképre vonatkozik.



2.24. ábra. Foraminiferák az Aggteleki-platfomról 3

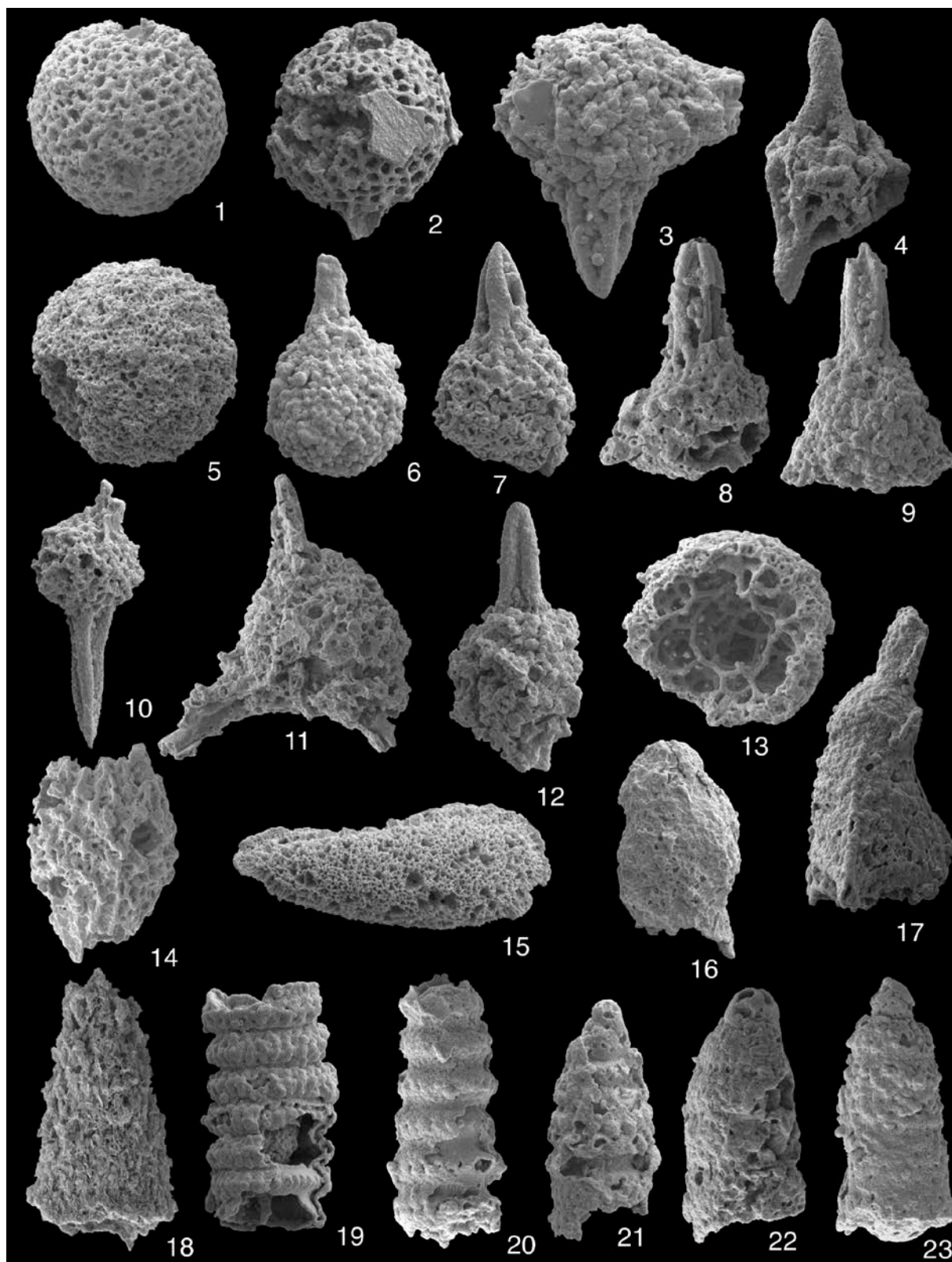
- 1-4. *Variostoma* gr. *pralongense-exile* Kristan-Tollmann. 1: K5; 2: 96, 3: Ag11; 4: Ag10.
 5-6. *Endotabanella* sp. A sp. nov. 5-6: Fj3/6.
 7. ? *Austrocolomia* sp. Vt13.
 8-9. *Planinivoluta carinata* Leischner. 8-9: Ag14.
 10-14. *Diplotremina* gr. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann. 10, 13: Sz3 (=Szölőhegy3); 11: Sz4 (=Szölőhegy4); 12: Ag14; 14: Ag1.
 15. "*Earlandinita*" *elongata*. 1967. 46E2.
 16-17. *Trochammina* cf. *alpina* Kristan sensu Oravecz-Scheffer 1987. 16: Ag10; 17: Vt5.
 18. szesszilis miliolid, gen. et sp. ind. Ag14.
 19. *Endotabanella kocaensis* Dager. Ag10.

A méretarány minden fényképre vonatkozik.



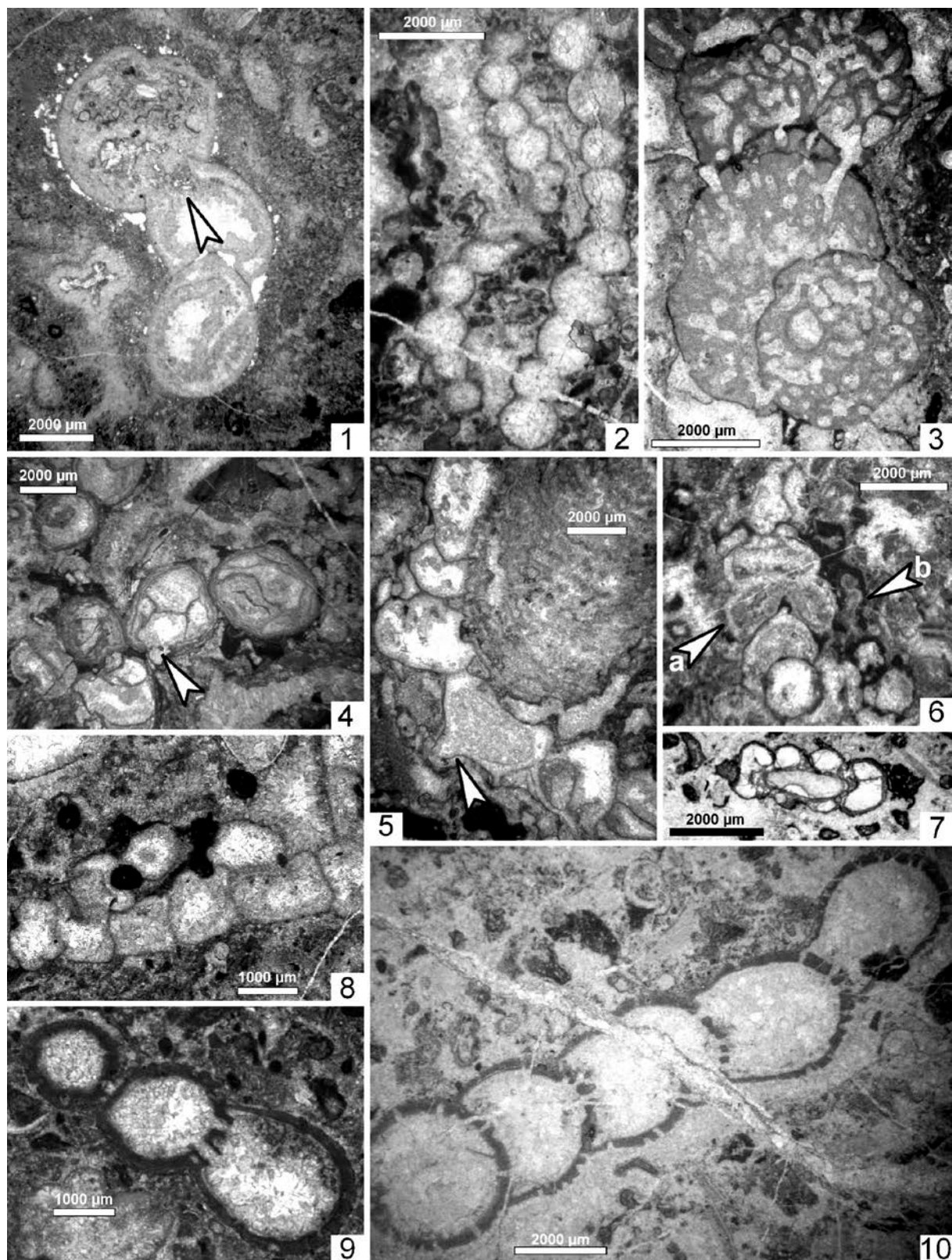
2.25. ábra Radiolaria és Ostracoda az Fj13/3-as mintából (1. zátonystádium feküje)

1. *Cenosphaera* gr. *andoi* Sugiyama. x185.
2. *Spumellaria* gen. et sp. indet. x185.
3. *Eptingium* gr. *manfredi* Dumitrică. x275.
4. *Spongostephanidium* cf. *spongiosum* Dumitrică. x275.
5. *Cenosphaera* gr. *andoi* Sugiyama. x125.
6. *Monospongella* sp. x275.
7. *Eptingium* cf. *ramovsi* Kozur, Krainer & Mostler. x185.
8. *Eptingium* gr. *manfredi* Dumitrică. x185.
9. *Eptingium* gr. *manfredi* Dumitrică. x185.
10. *Pseudostylosphaera* sp. A. x275.
11. *Eptingium* gr. *manfredi* Dumitrică. x185.
12. *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura). x185.
13. *Lobactinocapsa* cf. *ellipsoconcha* Dumitrică. x185.
14. *Pseudostylosphaera* sp. B. x185.
15. ostracoda, gen. et sp. ind. x185.
16. *Deflandrecyrtiid*, gen. et sp. ind. x185.
17. *Spongosilicarmiger scabiturritus* Sugiyama. x185.
18. *Nassellaria* gen et sp. ind. x154.
19. *Pararuesticyrtium* (?) cf. *illyricum* (Kozur & Mostler). x185.
20. *Annulotriassocampe campanilis* Kozur & Mostler. x275.
21. *Pararuesticyrtium* ? sp. x275.
22. *Anisicyrtis* sp. 2. x275.
23. *Anisicyrtis* sp. 1. x185.



2.26. ábra. Szegmentált mészszivacsok az Aggteleki-platformról

1. *Celyphia? minima* Senowbari-Daryan, Zühlke, Bechstädt & Flügel. Három kamra metszete. A nyíl az osculum-ot mutatja a középső kamra felső részén. Vas3.
2. *Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner. Számos gömb alakú kamra metszete. 333 (= H502).
3. *Solenolmia manon manon* Münster. A kamrák keresztmetszetén jól látszik a retikuláris belső váz. T160(= H516).
4. *Follicatena cautica* Ott. A kamrák belsejét vesiculáris belső váz tölti ki. A nyíl a szita alakú nyílásra (cribribullum) mutat. Vt7.
5. *Celyphia?* sp. A nyíl egy osculumra mutat. Vt10.
6. *Celyphia zoldana*-ra (nyíl a) Ott, Pisa & Farabegoli *Colospongia* sp. települt (nyíl b). Vt3E.
7. *Vesicocaulis oenipontanus* (Ott). A legelső szegmentált mészszivacs, ami közvetlenül a radiolarit fedőjében jelent meg. Fj13/2.
8. *Celyphia zoldana* Ott, Pisa & Farabegoli. Vt7.
9. *Colospongia catenulata catenulata* Ott. A kamrák felső falán jól látható a perforáció. 163 (=H133).
10. *Colospongia catenulata catenulata* Ott. Hat kamra metszete, jól látszik a kamrák perforációja. Vas1.



2.27. ábra. Brachiopodák az Aggteleki-platfomról.

1–2. *Norella* sp. Baradla-barlang 5700 m.

3. *Holcorhynchella* ? sp. Baradla 1–2. *Norella* sp. Baradla-barlang 5700 m.

4. *Decurtella decurtata* (Girard). T247.

5. *Volirhynchia* cf. *vivida* (Bittner). Baradla-barlang 5700 m.

6–7. *Piarorhynchella trinodosi* (Bittner). Hátsó héj (6) elülső nézet (7) két töredékről. Baradla-barlang 5700 m.

8–10. *Dinarispira dinarica* (Bittner). Hátsó héjak (8, 9) és elülső héj (10). T214.

11. *Schwagerispira* cf. *mojsisovicsi* (Böckh). Hátsó héj. Baradla-barlang 5700 m.

12. *Mentzelia mentzeli* (Dunker). Ventralis héj. Baradla-barlang 5700 m.

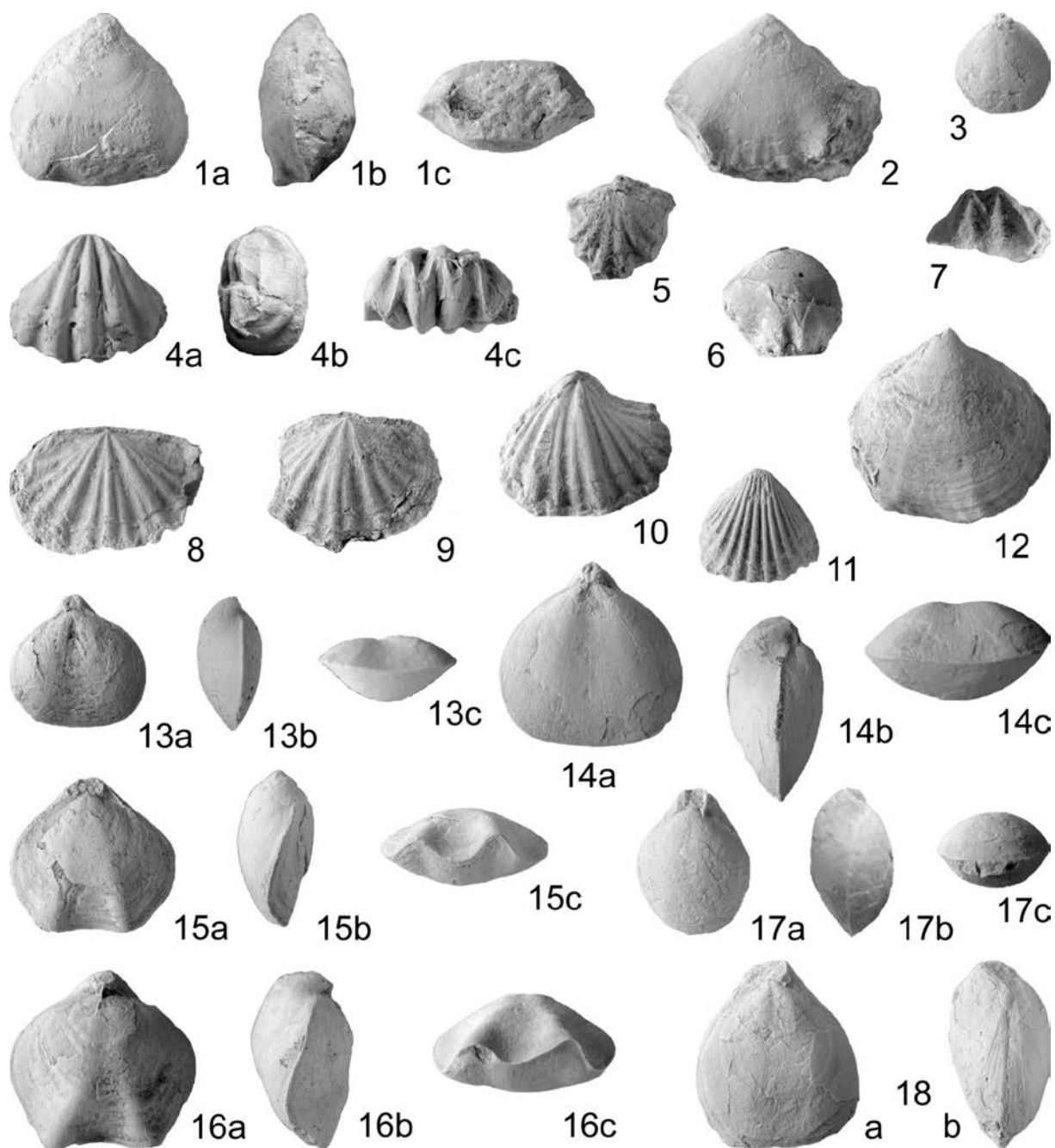
13–14. *Spirigerellina* ? sp. A. 13: T247; 14: T214.

15–16. *Spirigerellina* ? sp. B. 15: T214; 16: T247.

17–18. *Coenothyris* cf. *vulgaris* (Schlotheim). 17: 100; 18: T247.

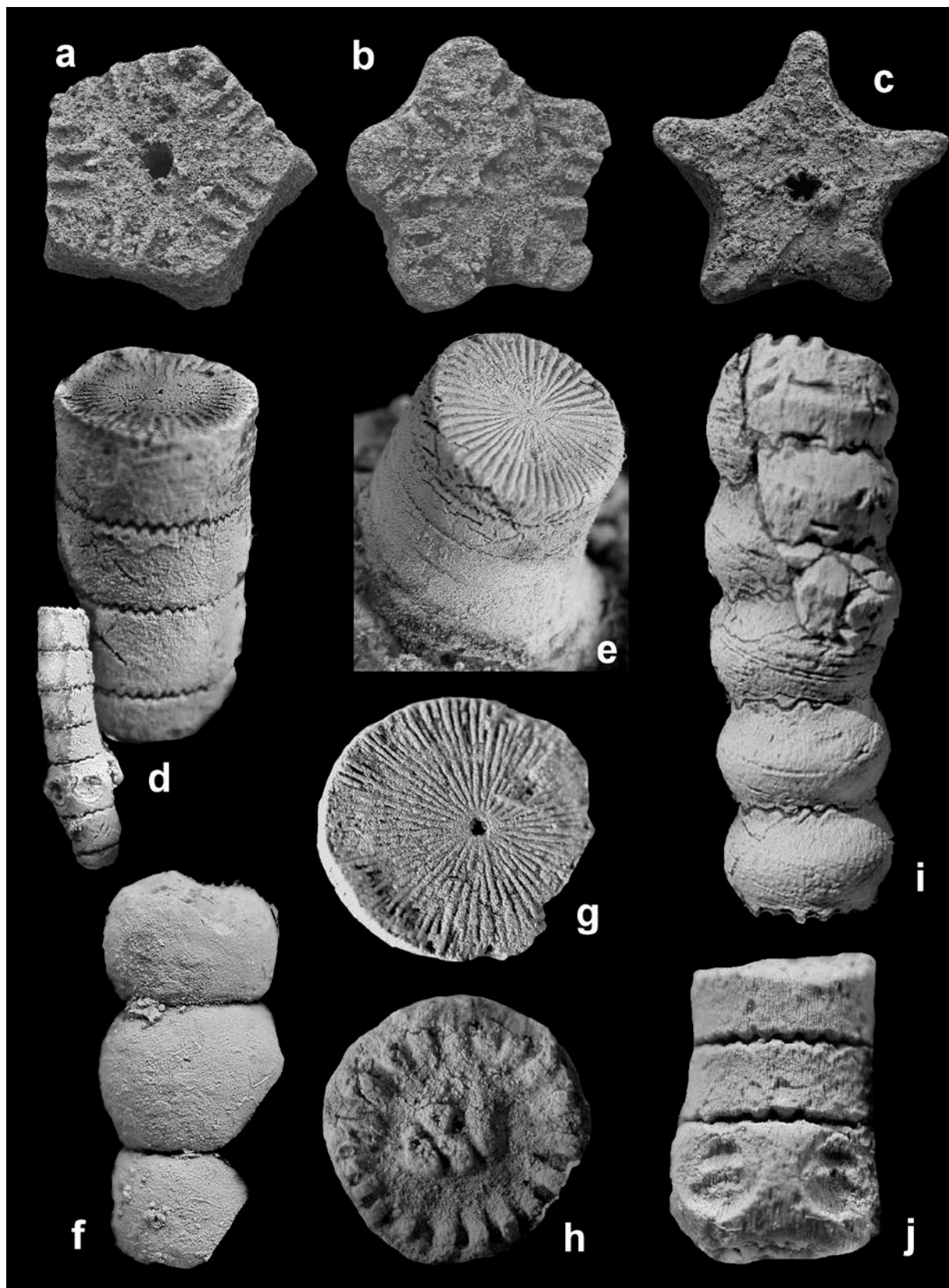
Minden fénykép eredeti nagyságban ábrázolja a brachiopodákat.

Ahol egy fajról több oldalról készült felvétel, ott ‘a’ a dorzális, ‘b’ a laterális, ‘c’ az elülső nézetet ábrázolja.



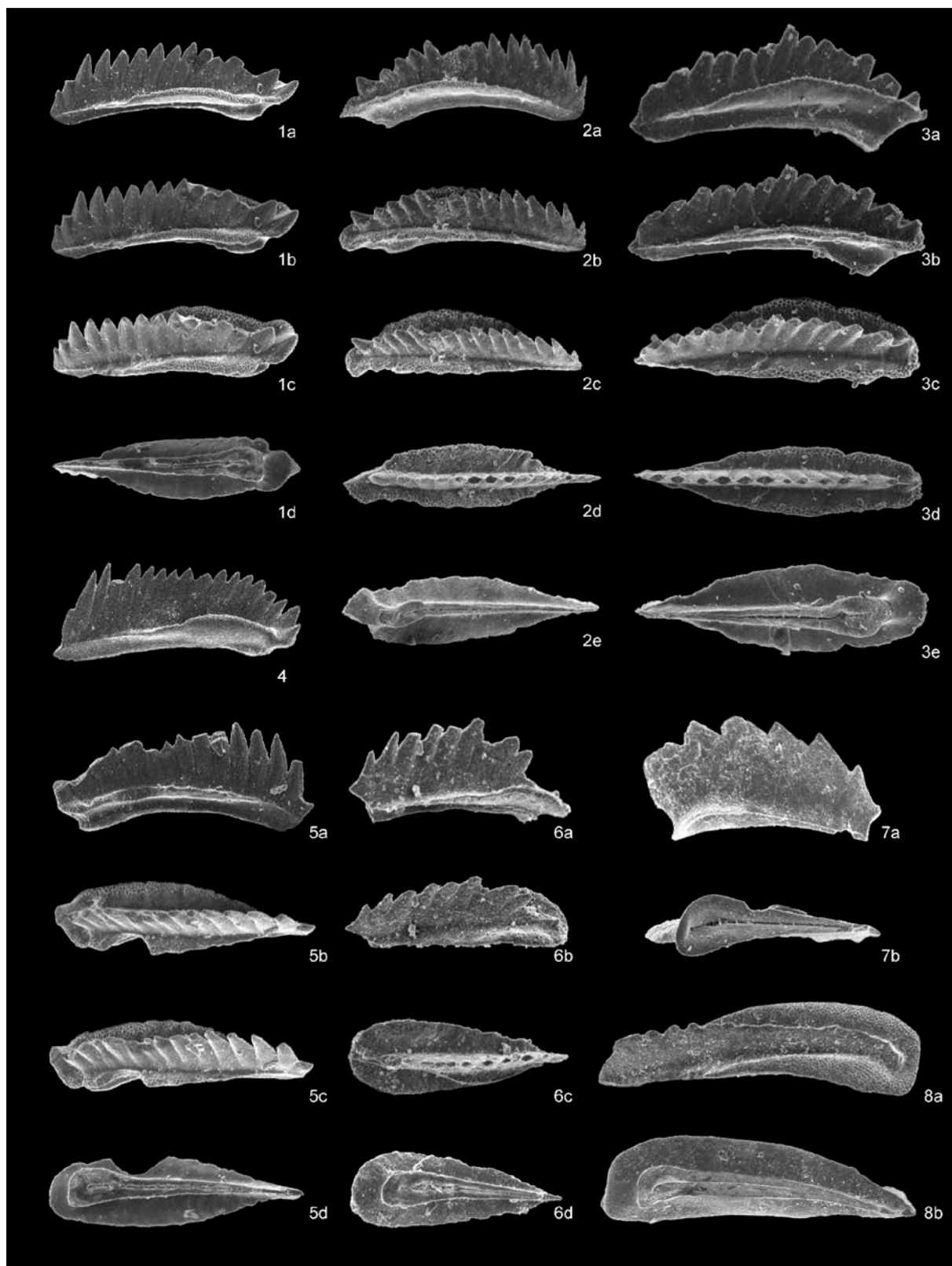
2.28. ábra. Crinoideák az Aggteleki-karsztról

- a-c: ? *Tollmannicrinus quinqu radiatus* (Bather). Neptuni telér a Baradla-barlangban (3/4).
a: Ø 1.2 mm, MÁFI Ech 2090; b: Ø 1.2 mm, MÁFI Ech 2089; Ø 0.8 mm, MÁFI Ech 2087.
- d: balra: Isocrinidae gen. et sp. indet. Hossza 6 mm. Jobbra: *Silesiacrinus* (?) *cancellistriatus*. Aggtelek–Jósvafő közötti műút. MÁFI Ech 1974.
- e, g: *Silesiacrinus* (?) *cancellistriatus* (Bather). Aggtelek és Jósvafő közötti műút. e: Ø 10 mm, MÁFI Ech 1976; g: Ø 8 mm, MÁFI Ech 1974.
- f, i: Encrinidae gen. et sp. indet. Aggtelek és Jósvafő közötti műút. f: 10 mm hosszú, MÁFI Ech 1974; i: hossza 13.7 mm, MHI 1801/11.
- h: Encrinidae gen. et sp. indet. Ø 9 mm, MÁFI 1974.
- j: Isocrinidae gen. et sp. indet. Aggtelek és Jósvafő közötti műút. Ø 3 mm, MÁFI Ech 198



2.29. ábra. Conodonták az Aggteleki-platfomról 1

- 1a-d. *Gondolella bulgarica* (Budurov & Stefanov). Sub-adult ontogenetikus állapot. Fj9 (Ammoniteszes pad). a) laterális nézet; b) felső-laterális nézet; c) laterális-felső nézet; d) alsó nézet. Mindegyik nagyítás 60x.
- 2a-e: *Gondolella praeszaboi* Kovács, Papšová & Perri. Medium ontogenetikus állapot. T108. a) laterális nézet, b) felső-laterális nézet; c) laterális felső nézet; d) felső nézet; e) alsó nézet. Mindegyik nagyítás 60x.
- 3a-e: *Gondolella szaboi* Kovács. Medium ontogenetikus állapot. T91b (bázisa).
a) ferde alsó-laterális nézet; b) ferde felső-laterális nézet; c) laterális-felső nézet; d): felső nézet; e) alsó nézet. Mindegyik nagyítás 95x.
- 4: *Gondolella bystrickyi* Kovács, Papšová & Perri. Adult ontogenetikus állapot. Fj9 (Ammoniteszes pad). Laterális nézet. Nagyítás 45x.
- 5a-d: *Gondolella bystrickyi* Kovács, Papšová & Perri. Medium ontogenetikus állapot. Fj9 (Ammoniteszes pad).
a): laterális nézet; b) ferde laterális-felső nézet; c) laterális-felső nézet; d) alsó nézet. Mindegyik nagyítás 60x.
- 6a-d: *Gondolella excelsa* (Mosher). Medium ontogenetikus állapot. 128b.
a) laterális nézet; b) laterális-felső nézet; c) felső nézet; d) alsó nézet. Mindegyik nagyítás 60x.
- 7a-b: *Gondolella excelsa* (Mosher). Platform nélküli növekedési állapot, nagy forma. Ko1.
a) laterális nézet; b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 60x.
- 8a-b: *Gondolella bifurcata* (Budurov & Stefanov). Sub-adult ontogenetikus állapot. Fj9 (Ammoniteszes pad) a) laterális-felső nézet; b) laterális alsó nézet. Mindkettő nagyítása 45x



2.30. ábra. Conodonták az Aggteleki-platfomról 2

1a-b: *Gondolella fueloepi* Kovács. Adult ontogenetikus állapot. 128b.

a) felső-laterális nézet, b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 40x.

2a-b: *Gondolella* cf. *szaboi* Kovács. Medium ontogenetikus állapot, törött forma. Ko1.

a) felső-laterális nézet, b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 90x.

3a-b: *Gondolella trammeri* Kozur. Medium ontogenetikus állapot. Ko1.

a) laterális nézet, b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 60x.

4a-d: *Gondolella excelsa* (Mosher) és *G. fueloepi* Kovács közötti átmeneti alak. Medium ontogenetikus állapot. T129. a) laterális nézet, b) felső-laterális nézet, c) laterális-felső nézet, d) alsó nézet. Mindegyik nagyítása 90x.

5a-b: *Gondolella constricta balkanica* (Budurov). Adult ontogenetikus állapot. 432.

a) laterális-felső nézet, b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 60x.

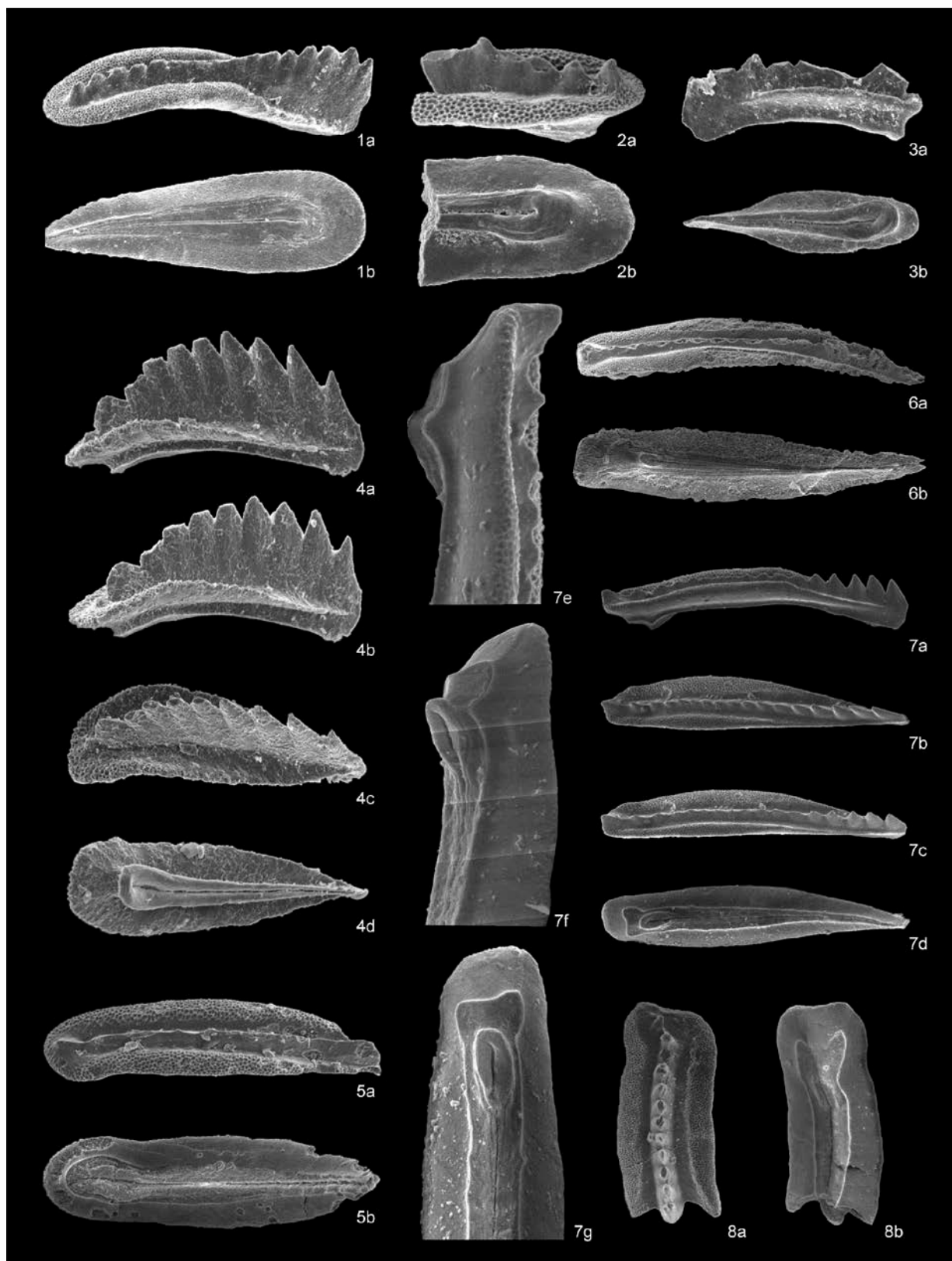
6a-b: *Gondolella* ex gr. *bakalovi* (Budurov & Stefanov). Adult ontogenetikus állapot. T38t (tető). a) felső-laterális nézet, b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 40x.

7a-g: *Gondolella* ex gr. *bakalovi* (Budurov & Stefanov). Sub-adult ontogenetikus állapot. T38t (tető). a) felső-laterális nézet, b) felső nézet, c) laterális-felső nézet, d) alsó nézet. Mindegyik nagyítása 45x.

e-g) hátsó rész e) laterális nézet, nagyítás 150x, f) alsó-laterális nézet, 115x, g) alsó nézet. f-g nagyítás 115x.

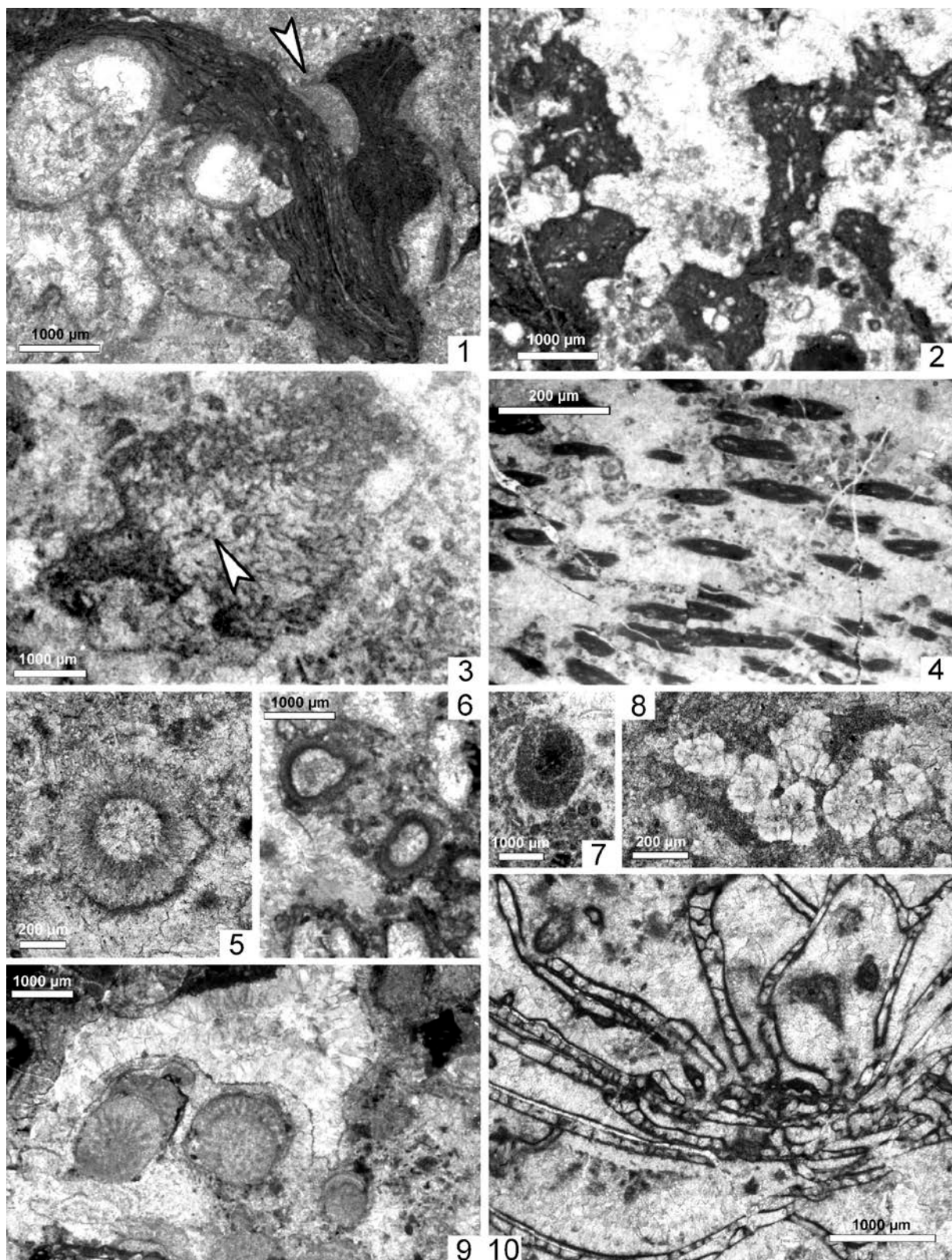
8a-b: *Gondolella transita* Kozur & Mostler. Adult ontogenetikus állapot. Pc1.

a) felső nézet; b) alsó nézet. Mindkettő nagyítása 60x.



2.31. ábra. Mikroproblematikum, cyanophycea, rhodophyta az Aggteleki-platfomról

1. Szivacs, melyre *Aggtecella hungarica* Senowbari-Daryan & Velledits települ. A nyíl egy közelebből meg nem határozható fossziliát jelöl, ami *Aggtecella*-ra települ és amit újra *A. hungarica* kérgez be. V12.
2. "*Tubiphytes*" *multisiphonatus* Schäfer & Senowbari-Daryan. Vt5.
3. *Plexoramea cerebriformis* Mello. A Wettersteini típusú korú zátonyok gyakori fossziliája. H445.
4. *Cladogirvanella cipitensis* Ott. Számos thallus ferde kersztmetszete. Aj13 (=H304).
5. *Radiomura cautica* Senowbari-Daryan & Schäfer. Vt1.
6. *Radiomura cautica* Senowbari-Daryan & Schäfer. Vt6.
7. "*Tubiphytes*" sp. 24 (=H141/3).
8. *Baccanella floriformis* Pantić. Vas1.
9. *Ladinella porata* Ott. 154a (=H311/1).
10. *Bacinella ordinata* Pantić. P7.



II.6.2. Az 1. és 2. zátonystádium kora

A triász fossziliacsoporthoz sztratifiai felbontó képessége eltérő.

A triász korú üledékek korát legpontosabban az ammoniteszek és a conodonták segítségével tudjuk elérni (pl. Krystyn 1983, Mietto & Manfrin 1995; Nicora & Brack 1995; Pálffy & Vörös 1998, Lucas 2010).

Az Aggteleki-karsztról csak az aggteleki 1. zátonystádium fekéjében ismert ammonitesz, de fajra ezek sem határozhatók. További példányok sem az 1. és 2. zátonystádiumból, sem a fedőjéből nem kerültek elő.

Ammoniteszek hiányában a pelágikus mészkövekből ecetsavas oldással nyertük ki a conodontákat. A conodonta fajok fajöltője hosszabb, mint az ammoniteszeké, de az egy mintában előforduló fajok közös előfordulásának (együtteszóna) figyelembe vételével a második legjobb időbeli felbontást lehet elérni a triász korhatározásában (Krystyn 1980, 1983; Brack & Rieber 1993; Kovács 1994).

A platform karbonátok korát dasycladaleákkal és foraminiferákkal lehet meghatározni. Ezek felbontása azonban nem olyan pontos, mint amit ammoniteszekkel, vagy conodontákkal el lehet érni.

Problémát jelent a pelágikus (ammonitesz, conodonta) és a platform (foraminifera, dasycladalea) fajok időbeli kiterjedésének korrelálása is. Történt ugyan néhány kísérlet a dasycladaleák, ammoniteszek és conodonták sztratifiai korrelálására (Piros et al. (2002), Piros & Preto (2008)), de egy átfogó, minden csoportra kiterjedő korreláció még hiányzik.

Tovább bonyolítja a pontos korhatározást, hogy az anisusi/ladin határt a Nemzetközi Sztratifiai Bizottság csak 2005-ben jelölte ki a Curionii zóna bázisán (Brack et al. 2005). A foraminiferák, dasycladaleák, brachiopodák, zátonyalkotó fossziliák időbeli elterjedése azonban a korábbi anisusi/ladin határ alapján lett meghatározva.

A triász zátonyokat felépítő fossziliák nem alkalmasak pontos korhatározásra. A szivacsok, korallak és a mikroproblematikumok alapján megkülönböztetjük az illír-késő-karni korú Wettersteini zátonyokat és a késő-karni-rhaeti korú Dachsteini zátonyokat. Ennél pontosabb korhatározásra a zátonyalkotó fossziliák nem alkalmasak.

A zátony pontosabb korát csak akkor tudjuk meghatározni, ha a relatív tengerszint ingadozás hatására lagúna üledékek (foraminifera és/vagy dasycladalea), vagy mélyvízi üledékek települnek közbe (conodonta és/vagy ammonitesz). Bár meg kell jegyezni, hogy az Aggteleki-platformon néhány csiszolatban elvéve szivacsok és dasycladaleák, és foraminiferák együtt jelentek meg, amik hozzájárultak a zátony pontos korának meghatározásához.

A 2.32. ábra táblázatos formában foglalja össze az Aggteleki-platform 1. és 2. zátonystádiumának korhatározásához felhasznált fontosabb fossziliákat.

A	dasycladalea foraminifera radiolária sphinctozoa konodonta	pelsói	illír			fassai
		Balatonicus	Trinodosus	Reitzi	Secedensis	Curionii
		Zol. Bin.		Av.		
lagúna	<i>Diplopora annulata</i> (Ag12-14) <i>Ph. pauciforata pauciforata</i> (Ag1)					
1. zátóny-stádium	<i>G. fueloepi</i> , <i>G. trammeri</i> (T129)					
	<i>Th. dolomitica</i> *	?				
	<i>Celyphia zoldana</i> *					
	<i>Diplopora annulatissima</i> (Vt3+C1)				+	
	<i>Ph. pauciforata pauciforata</i> (73)					
	<i>Glomospira densa</i> (K6)					
	<i>Meandrosplanella samueli</i> (K7/2)					
Ramiingi Mkő. Fm.	<i>C. catenulata</i> , <i>F. cautica</i> *					
	<i>S. manon</i> , <i>V. oenipontanus</i> *					
	<i>Olangocoelia otti</i> *					
	<i>Lobactinocapsa ellipsoconcha</i> (Fj13/3)					
	<i>Pararuesticyrtium</i> (?) cf. <i>illyricum</i> (Fj13/3)					
	<i>Eptingium</i> cf. <i>ramovsi</i> (Fj13/3)					
	<i>Pseudostylosphera japonica</i> (Fj13/3)					
Ramiingi Mkő. Fm.	<i>G. szabo</i> (Fj12/o)					
	<i>Gl. budurovi</i> (Fj12/o)					
	<i>G. excelsa</i> (Fj12/o)					
	<i>G. lieberman</i> (Fj12/o)					

B	dasycladalea sphinctozoa konodonta	pelsói	illír			fassai
		Balatonicus	Trinodosus	Reitzi	Secedensis	Curionii
		Zol. Bin.		Av.		
2. zátóny-stádium	<i>C. catenulata</i> , <i>F. cautica</i> *					
	<i>S. manon</i> , <i>V. oenipontanus</i> *					
	<i>Olangocoelia otti</i> *					
Ramiingi Mkő. Fm.	<i>Gondolella</i> gr. <i>bakalovi</i> (T38t)					
	<i>G. transita/pseudolonga</i> (618)					
	<i>G. transita</i> (618)					
	<i>G. trammeri</i> (T38t, 618)					

2.32. Ábra. A fontosabb korhatározó fossziliák időbeli elterjedése az 1. (A) és 2. (B) zátóny-stádiumból, az 1,2 zátóny-stádiumok feüiből és a 1. zátóny-stádium fedőjéből. A csillag a több példányban előkerült fossziliákat jelöli. +: *Diplopora annulatissima* időbeli előfordulása Piros & Preto (2008) szerint.

1. Zátóny-stádium

Az 1. zátóny-stádium crinoideás mészköve (1. zátónyfejlődési szakasz: "Stabilization stage") alatt lévő radiolaritból kinyert radioláriák (*Lobactinocapsa ellipsoconcha*, *Pararuesticyrtium* (?) cf. *illyricum*, *Eptingium* cf. *ramovsi*, *Pseudostylosphera japonica*) **kora-középső-illír** kort jeleznek, amit a conodonta (*Gondolella szabo*, *G. excelsa*, *G. lieberman*, *Gladigondolella budurovi*) adatok is megerősítettek. A conodonták együttes előfordulása a *Gondolella constricta cornuta* conodonta tartomány-zónára (Trinodosus–Reitzi ammonitesz zóna) utal.

Az 1. zátóny-stádium alsó részén (Kecső-völgy) lévő foraminiferák (*Glomospira densa* és *Meandrosplanella samueli*), valamint a *Physoporella pauciforata pauciforata* (dasycladalea) fajöltője szintén **pelsói–középső-illír**.

A zátóny alsó részén megjelenő *Diplopora annulatissima* legfeljebb az Avisianum szubzónában fordul elő.

Az 1. zátóny-stádium alsó mélyvízi betelepülésében talált conodonták (*Gondolella fueloepi* és *G. trammeri*) legelőször az Avisianum szubzónában jelentek meg. Meg kell jegyezni, hogy Kovács Sándor tapasztalata szerint az alsó mélyvízi betelepülés

legvalószínűbb kora középső-illír (**Avisianum szubzóna**), mivel a később megjelenő fajok, mint a *Gondolella transita* vagy a *G. gr. bakalovi* hiányoznak.

Ugyenebben a mélyvízi betelepülésben talált brachiopodák (*Decurtella decurtata*, *Dinarispira dinarica*) szintén kora—középső illír kort jeleznek.

Az 1. zátonystádium fölött lévő lagúna üledékek bázisán lévő *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata* legfeljebb középső-illír kort jelez (Ag1-es minta). A zátony és a lagúna határa fölött 340 és 480 m közötti lagúna üledékben tömegesen megjelenő *Diplopora annulata* Avisianum szubzónát, vagy annál fiatalabb kort jelez.

Ezek alapján a 1. zátonystádiumának kora **középső-illír**.

2. zátonystádium

A fekében talált conodonták (*Gondolella trammeri*, *G. transita*, *G. transita/pseudolonga* átmeneti alak, *G. gr. bakalovi*) együttes előfordulása Curionii zónát (kora-ladin) jelez.

A 2. zátonystádium épülése vagy a Curionii ammonitesz zónában (kora-ladin), vagy közvetlenül azt követően kezdődött.

Fedője nem ismert. Legfelső szintjét miocén üledékek fedik.

II.6.3. Az 1. és 2. zátonystádium összehasonlítása

- A zátony alsó (1. zátonystádium) és felső (2. zátonystádium) részét ugyanazokba a fajokba és genusokba tartozó fossziliák építik fel. Mindkettő a korai, még kevésbé fajgazdag Wettersteini zátonytípusba sorolható.
- A zátonymagok a 2. zátonystádium esetében nagyobbak és gazdagabbak zátonyépítő fossziliákban.
- Az 1. zátonystádium bázisát alkotó, kb. 80 m vastag durva crinoideás, brachiopodás mészkő hiányzik a 2. zátonystádiumból. A 2. zátonystádium fekéjében mikrites mészkő és finom kalkarenites mészkő váltakozik, ami áthalmazott zátonyalkotó töredékeket tartalmaz.
- Dasycladaleák csak az 1. zátonystádiumban fordulnak elő elvétve. Néhány *Physoporella pauciforata sulcata* (H219-es minta), *Ph. pauciforata pauciforata* (73-as minta) pelsői–középső-illír kort jelöl. *Diplopora annulatissima* (Vt3) középső-illír–legalsó ladin közötti intervallumot jelöl, és jelenléte a relatív vízszint csökkenés hatására bekövetkezett fáciesövek eltolódásával magyarázható.
- A brachiopodák hiányoznak a 2. zátonystádiumból.
- Neptuni teléreket sem találni a 2. zátonystádiumban.
- Az Aggteleki-zátonyt felépítő állat- és növényfajok mindegyike a Wettersteini zátony asszociációba tartozik Riedel (1990). Az aggteleki-zátonyt kevesebb genus és faj építi fel, mint a fiatalabb, a 2005 előtt anisusi-ladin-karni korúnak leírt Wettersteini típusú zátonyokat (Riedel (1990), Flügel (2002)). A legjelentősebb zátonyalkotók a szivacsok, közöttük is a sphinctozoáké (szegmentált mészszivacsok) a vezető szerep, az inozoák és a chaetetidák alárendeltek. A szivacsokat gyakorisági sorrendben a „*Tubiphytes*” szerű mikroproblematikumok, és egyéb, a mikroproblematikumokhoz sorolt fossziliák adják. Részt vesznek még a zátony felépítésében az echinodermaták, csigák, kagylók, foraminiferák, ostracodák, dasycladaleák (szórványosan, és csak az 1. zátonystádiumban).

Megjegyzés:

Itt is problémát jelent, hogy a korábban késő-anisusi–ladin–karninak leírt Wettersteini zátonyok pontos kora nem ismert (részletes felsorolás a Wettersteini zátonyokról Flügel 2002-es cikkében található). Mivel a zátonyalkotó fosszíliák nem alkalmasak pontosabb korhatározásra, ezért a legtöbb esetben nem lehet megmondani, hogy melyik ammonitesz zónába tartoznak.

Támpontot jelent viszont az aktuális zátonyasszociációt felépítő fajok száma. Riedel 1990-es tanulmányában részletesen elemzi a késő-anisusi, a ladin és a karni korú Wettersteini zátonyokat felépítő fajok számát. Leltárt készített az Alp-kárpáti térség számos zátonyának felépítésében részt vevő fajok (szivacsok, korallok, mikroproblamatikumok, hydrozoák) időbeli elterjedéséről, és arra a megállapításra jutott, hogy a zátonyt felépítő fajok száma idővel egyre gyarapodott. Bizonyos fajok megjelentek már a késő-anisusiban, mások csak a ladinban, vagy csak a kora-karniban. Ez a tendencia független a kronosztratigráfiai határok változásától. Érdekes megjegyezni, hogy a Wettersteini "időszak" (késő-anisusi–kora-karni) alatt egyetlen szivacs faj halt ki, az *Olangocoelia otti*, ami a legidősebb, azaz legelőször megjelent szivacs faj.

A Wettersteini zátony közösségekben a szivacsok dominálnak, szemben a korallok uralta Dachsteini zátonyokkal. A Wettersteini zátonyok nagyobb vízmélységben (40-60 m) alakultak ki (Senowbari 1990), mint a Dachsteini korallzátonyok. A kétféle zátony mélységében mutatkozó különbség jól magyarázható a két fő zátonyalkotó fosszília csoport eltérő életmódjával. A szivacsok aktív filtrálók, azaz testükben vákumot létesítenek, beszívják a tengervizet, és kifiltrálják a táplálékot. A korallok passzív filtrálók. Aktív hullámmozgásra van szükségük, hogy az áramló vízből ki tudják szűrni a táplálékot. Ráadásul szimbiózisban élnek a zooxantellákkal, melyeknek megfelelő fényre és hullámmozgásra van szükségük. Ezek a feltételek csak a legfelső vízrétegben adóttak.

II.6.4. Új őslénytani eredmények

- Az Aggtelek–Jósvafő–Égerszög között található zátony két időben és térben elkülönülő részből áll.
- Kovács S. conodonta, Piros O. dasycladalea, J. Blau foraminifera és Pálffy J. brachiopoda határozásaira alapozva megállapítottam, hogy az aggteleki 1. zátonystádium kora középső-illír, a 2. zátonystádium alsó része kora-ladin, felső határa nem ismert.
- Senowbari-Dariannal együtt
 - Új vörösalga fajt írtunk le (Senowbari-Daryan & Velledits 2007a) *Aggtecella hungarica* névvel, amit a Rhodophyceae Rabenhorst, 1863 osztályba, a Corallinales Silva & Johanson, 1986 rendbe, a Mastophoroideae Sechtel, 1943 családba, *Aggtecella* genusba soroltunk.
 - A Scholz által hydrozoának leírt *Axopora aggtelekensis*-t Scholz, 1972 újravizsgáltuk és átsoroltuk a Cyanophytákhoz?, ahol új genust *Anisophytes* n. gen állítottunk fel, és ide soroltuk *Anisophytes aggtelekensis* (Scholz, 1972) névvel (Senowbari-Daryan & Velledits 2007b).
 - A Kovács Sándor 1978-ban leírt *Sollasia* ? *baloghi* Kovács 1978 szegmentált mész-szivacs fajt új genuszba: *Kovacsia* n. gen soroltuk. Így ezen szivacs neve *Kovacsia baloghi* (Kovács, 1978)-ra változott (Senowbari-Daryan et al. 2011).
- Néhány tipikus, a fiatalabb (2005 előtt ladin-karni korúnak leírt) Wettersteini zátonyok felépítésében jelentős szerepet játszó mészszivacs faj (cf. Ott 1967: *Alpinothalamia bavarica*, *Uvanella irregularis*, *Stylothalamia dehmi*, *Cryptocoelia*

zitteli, és a *Vesicocaulis* genus néhány faja, kivéve a *V. oenipontanus*-t) hiányzik az aggteleki-zátonyból. Bizonyítva ezzel is, hogy az aggteleki-zátony egy korai (pionir) Wettersteini típusú zátony, amelyben még nem jelenik meg a típusos Wettersteini zátonyasszociáció minden faja.

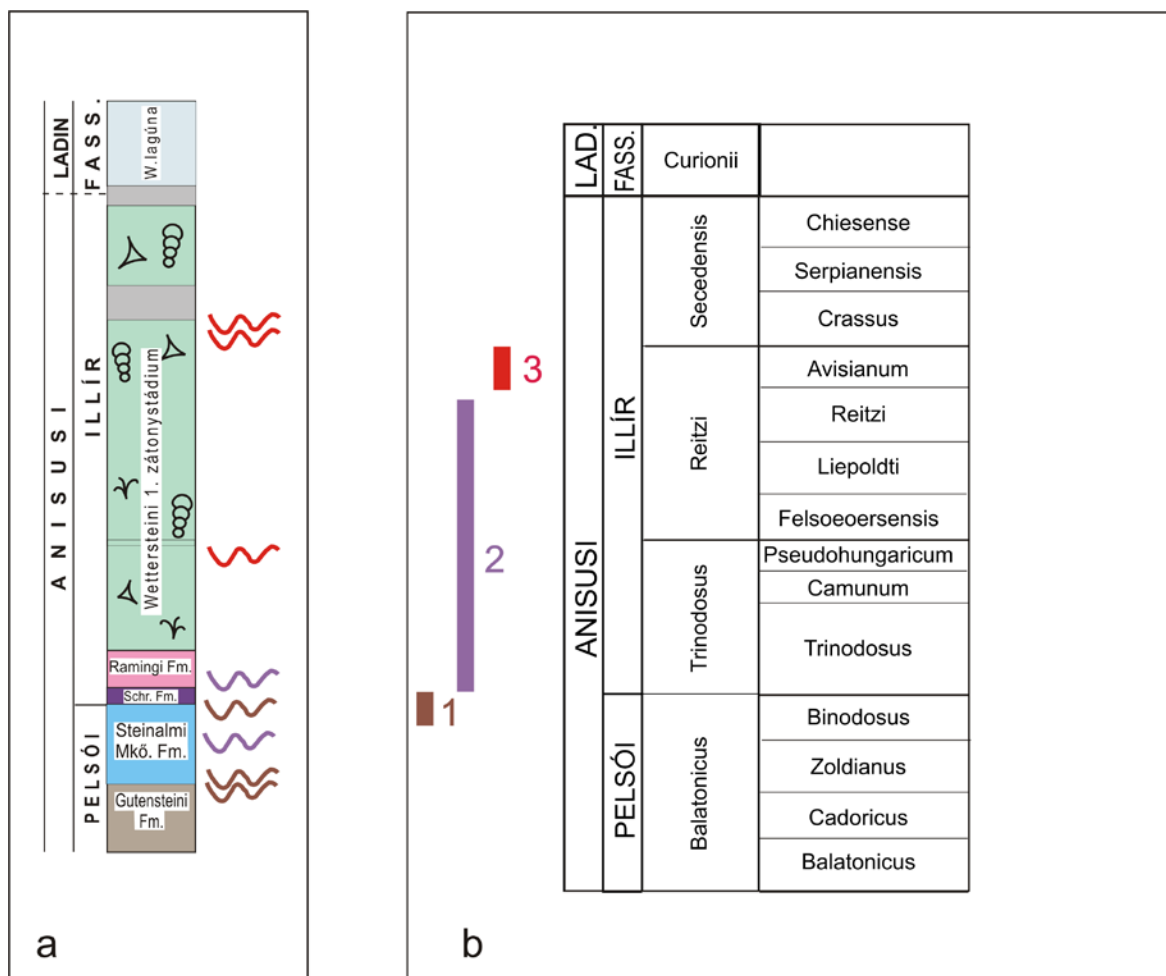
- Az Aggteleki zátony faunáját és flóráját alkotó fajokat összehasonlítottam a késő perm zátonyokat felépítő fajokkal, és megállapítottam, hogy a két zátony asszociációban egyetlen közös faj sincs. Ezzel igazoltam Senowbari et al. 1993-as állítását, miszerint a perm végi kihalást egyetlen zátonyalkotó faj sem élte túl.

II.7. Neptuni telérek

A mészkövekben található neptuni telérek keletkezése tektonikai folyamatokhoz, extenzióhoz, vagy oldalirányú elmozdulásokhoz kötődik Montenat et al. (1991). A tádulás során a vetők mentén hasadékok keletkeznek, amiket az extenzióval közel egyidős, vagy fiatalabb üledék tölt ki. A hasadékok lehetnek közel függőlegesek, a rétegzéssel párhuzamosak, közel párhuzamosak, vagy szöget zárnak be azzal (pl. Wendt 1971, Montenat et al. 1991, Łuczyński 2001, Šmuc 2010). Az Aggteleki-platformon talált neptuni telérek a Neotethys-óceán kinyílását eredményező extenzió következtében jöttek létre.

Az 18 neptuni telér korát sikerült conodontákkal meghatározni: (1) késő-pelsói (*Binodosus* szubzóna), (2) kora-középső-illír (*Trinodosus* zóna–a Reitzi zóna nagyrésze), és (3) legfelső középső-illír (*Avisianum* szubzóna). Sok esetben kevert conodonta fauna került elő ugyanazon neptuni telérből. *Binodosus*–*Trinodosus* szubzónát, vagy *Trinodosus*–*Avisianum* szubzónát jelölő fajok együtt kerültek elő.

A fenti típusokon túlmenően egy 30 cm széles neptuni telér található a Nagy-Jenei-tetőn, a Ramingi Mészkő felső részén, a 2. zátonystádium bázisa alatt 35 m-el, de ennek korát nem sikerült meghatározni.



2.33. ábra. A neptuni telérek a vizsgált terület ÉNy-i részén

a. A neptuni telérek előfordulása a rétegsoron belül (barna: Binodosus szubzóna, lila: Trinodosus zóna–a Reitzi zóna nagyrésze, piros: Avisianum szubzóna),

b. a neptuni telérek időbeli előfordulása.

II.8. Az Aggteleki-platform fejlődése a középső-anisusi–kora-ladin időszakban

A pelsói korú Steinalmi Mészkő vastagsága a vizsgált területen mindenhol konzekvensen 150 és 160 m között van, és kifejlődése is egységes. A formáció alsó részén a rózsaszínű feneztrális szerkezetű sztramatolit és alga kalkarenit váltakozik 50 m vastagságban, ami csapás mentén az egész területen, kb. 7 km hosszan követhető.

A Steinalmi Mészkőre éles határral települnek a pelágikus mészkövek, melyek vastagsága, és a kifejlődése csapás mentén jelentősen változik. A Vörös-tói-vetőnél pár tíz méter, míg a Magas-hegyen ill. a Pitics-hegyen 160 m vastag.

A pelágikus mészkövek fáciese kis területen belül is jelentősen változik, tükrözve az aljzat morfológiáját. A protointraklasztos mészkövek, valamint a plasztoklasztos szövetű mészkő típus, és a mikrites sztramatiktizos mészkő a lejtők üledékei, amik a lejtőn történt gravitációs anyagmozgás következtében jöttek létre. A disztális turbidit a vetőktől távolabb a pelágikus régiókban ülepedett le. A tűzköves mészkövek képviselik a medence legmélyebb részének képződményeit.

II.8.1. A Reiflingi esemény és következményei

A Reiflingi esemény a Neotethys riftesedésével kapcsolatos. A kéreg extenziója miatt jelentős relatív tengerszint növekedés következik be. A (Steinalmi) karbonátrámpát felépítő mészvázú organizmusok ilyen méretű relatív tengerszint emelkedéssel nem tudnak lépést tartani, ezért 1) **a karbonátrámpa megfullad**. A peritidális üledékképződést éles határral pelágikus üledékek váltják fel.

A kéreg extenziója miatt a lesüllyedt, szétdarabolódott kéregdarabok kibillennek és így 2) **kialakul a** riftesedő területekre jellemző **félárok szerkezet**. Az Aggteleki-platformon három féláróban folytatódik az üledékképződés, a Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra két kisebb féláróban, míg DK-re egy nagyobb féláróban (2.13.ábra).

Bár mindenhol mélyvízi üledékek rakódtak a Steinalmi Mészkő tetejére, de ettől fogva 3) **a Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra lévő, és a Vörös-tói-vetőtől DK-re eső terület más-más fejlődésen ment keresztül**.

4) A Steinalmi-platform megfulladását követő ammoniteszes pad bázisából származó minták oldási maradéka a conodonták mellett saját alakú nehézasványokat is tartalmazott, többek között ortopiroxéneket, magnetiteket, ilmenitet és limonitot. Mivel az ortopiroxén nem szállítható messzire (Mange & Maurer 1992, Morton & Hallsworth 1999), a közelben **egyidejű vulkáni tevékenységnek** kellett lennie (Józsa S. szóbeli közlés).

5) A conodonták további információkat hordoznak:

Az ammoniteszes pad bázisából *Gondolella hanbulogi*, *G. bulgarica* és *G. bifurcata* került elő. Ezek a fajok tipikus alsó-középső-anisusi fajok, melyek közül kettő a pelsői végén kihal, a *G. bifurcata* kicsit tovább él. Az egyedek nagyrésze medium és adult ontogenetikus állapotban volt, azaz nagyrészüket elérte vagy majdnem elérte a felnőtt kort, amiből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy közvetlenül a platform megfulladása után **a környezeti feltételek kedvezőek voltak** a conodonták számára.

A másik fontos információ, hogy a fajok mindegyike a *Gondolella* genusba tartozik, az igazi mélyvízi alakok még hiányoznak szemben a Bódvai és a Szőlősdarói egység azonos korú képződményeivel.

6) Pár méterrel feljebb viszont teljesen eltűnnek az előbb említett fajok és egy új conodonta asszociáció jelenik meg. Megjelenik a *Gondolella szaboi*, *G. excelsa*, *G. liebermani*, és a *Gladigondolella tethydis*. A megváltozott asszociáció már az illír-re jellemző. Ezen alakok között viszont nagyon sok a juvenilis, azaz fiatal egyed, ami azt jelzi, hogy **a megváltozott környezeti feltételek már nem voltak olyan kedvezőek a conodonták számára**, mint a pelsői végén.

A Steinalmi Mészkő és a Wettersteini Mészkő között lévő mélyvízi képződményekben a vizsgált területen mindenhol két eltérő kifejlődést lehet elkülöníteni: egy alsó szakaszt, ahol az áthalmazott zátonyalkotó fossziliák és fosszília töredékek hiányoznak (Schreyeralmi Mészkő Formáció), és egy felsőbb szakaszt, ahol a pelágikus háttér üledékek közé zátonyalkotó fossziliák, vagy azok töredékei települnek (Ramingi Formáció). Ezek alapján az első pelágikus, a második hemipelágikus fáciesű.

Az első formáció leülepedése idején a félárkok kiemelt részein valószínűleg még nem alakultak ki a zátony kezdemények (2.36. ábra)

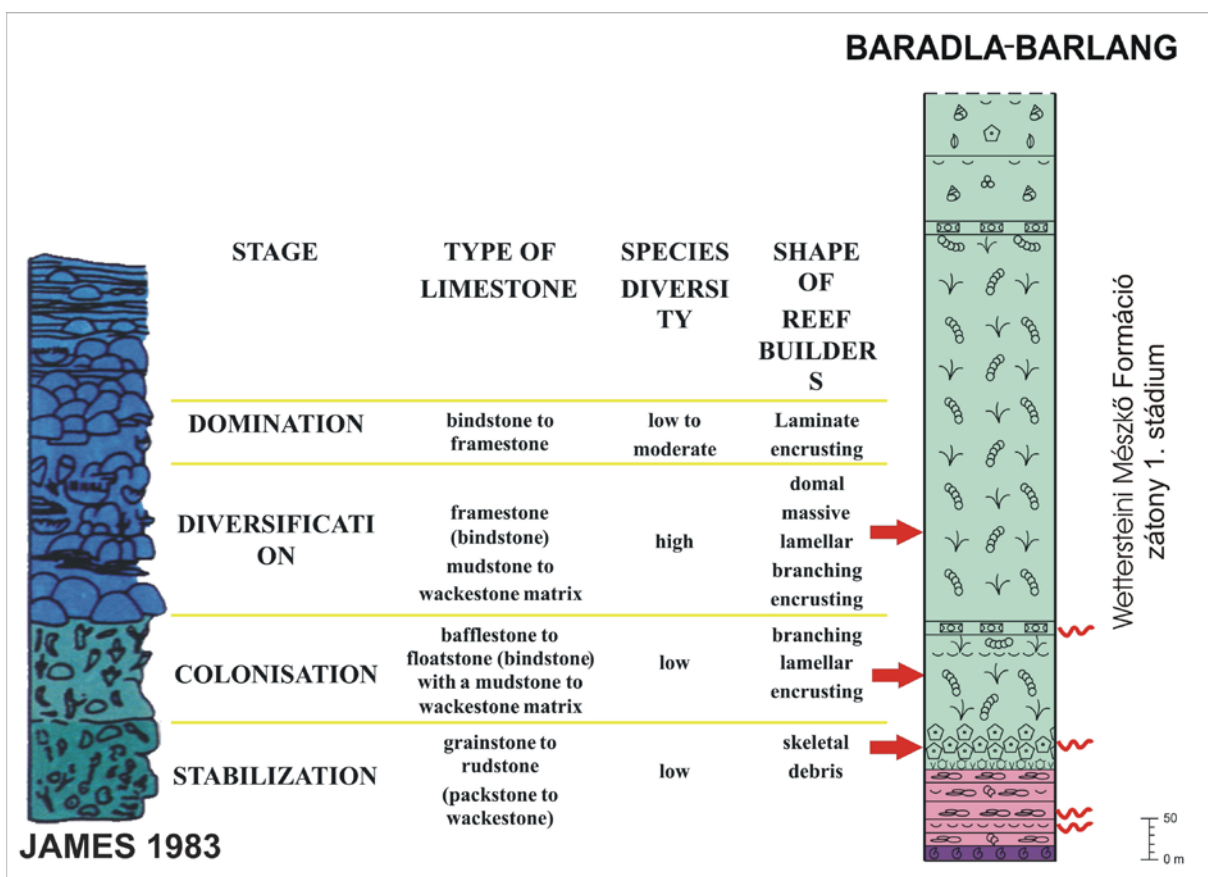
II.8.2. Az ÉNy-i terület fejlődése

(A Vörös-tói-vetőtől ÉNY-ra: Kecő-völgy, Baradla-barlang, Aggtelek és Jósvalő közötti műút mentén felvett szelvény)

A platform fáciesű, pelsői korú Steinalmi Mészkő tetejére, a mélyvízi medence, pelsői–kora-illír korú Schreyeralmi Mészkő és a lejtő fáciesű kora–középső-illír korú Ramingi Mészkő ülepedett le. A barlang szelvényének ezen része neptuni telérekkel sűrűn átjárt (2.8. ábra). A Ramingi Formáció tetején megjelenő vulkáni tufa távoli, egyidejű vulkanizmusra utal (Kovács-Pálffy P. szóbeli közlés).

A mélyvízi mészköveket 700 m vastag zátonymészkő követi.

A Baradla-barlang szelvényében a radiolarit és a tufit rétegekre durva crinoideás, kb. 80 m vastag mészkő települ, ami a zátony stabilizációs fázisát reprezentálja (2.34. ábra).



2.34. ábra. Párhuzam James (1983) általános zátonyfejlődési modellje és az aggteleki-zátony fejlődése stádiumai között.

A szakirodalomban számos tanulmány foglalkozik a zátonyok kialakulásával, és időbeli fejlődésével (James 1983, Tucker & Wright 1991, Flügel 2004). Walker & Alberstad (1975) számos zátonyt tanulmányozott a kora-ordovícium és késő-kréta közötti időszakból, és arra a következtetésre jutottak, hogy egy zátony élete során több fejlődési szakaszon ("1. Stabilization stage, 2. Colonization stage, 3. Diversification stage, 4. Domination stage") megy keresztül. Minden fejlődési szakaszban más-más fauna és flóra asszociáció van jelen. Az első "Stabilization/Pioneer" szakaszban az ún. pioneer szevezetek (crinoideák, algák, bryozoák) uralkodnak. A crinoideák gyökereikkel és kacsáikkal átszövik az ajzatot, és stabilizálják azt, előkészítve az igazi zátonyalkotók megtelepedését, ami a 2. un. Colonization szakasz alatt következik be. Ezt követi a 3.

Diversification szakasz, amikor mind az egyedek, mind a fajok száma rohamosan nő. A fosszilis zátonyoknál ebben a szakaszban keletkezik a zátony mészkő nagyrésze. Végül a 4. Domination szakaszban néhány faj veszi át az uralmat. Ez a szakasz fosszilisán ritkán tanulmányozható.

Ezt a modellt számos tanulmány (Frost 1977, Schäfer 1979, James & Macintyre 1985 in Tucker & Wright 1991) igazolta.

Az Aggteleki-platform ÉNYi részén az autochton zátonyalkotók tömeges megjelenését a kb. 80 m vastag crinoideákat, és crinoidea törmelékeket tartalmazó réteg előzi meg. Ez a zátony fejlődés első ("Stabilization stage") szakaszát reprezentálja.

Az 1. zátonystádium fejlődésében megfigyelhető az 1,2, és 3. fejlődési szakasz (2.34. ábra).

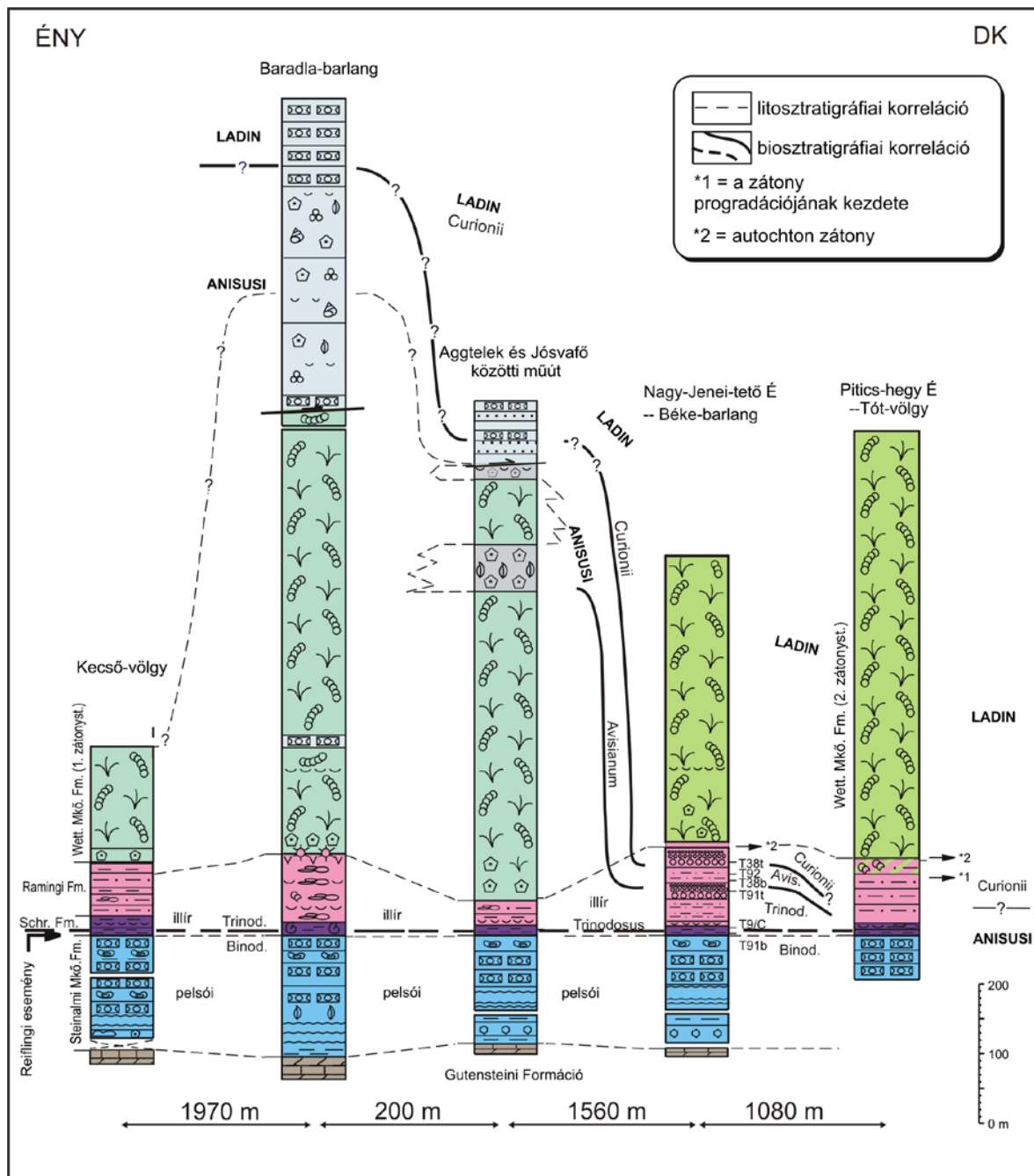
Az első határozható áthalmozott szegmentált mészszivacs (*Vesicocaulis oenipontanus*), mikroproblematikumokkal (*Radiomura cautica* és "*Tubiphytes*" *gracilis*) együtt már a radiolarit közvetlen fedőjében megjelenik az autochton crinoideák, a crinoidea kelyhek és nyelvek mellett. 25 m-el feljebb további áthalmozott mészszivacsok (*Colospongia catenulata*, *Solenolmia* sp.) és mikroproblematikumok jelennek meg.

Felfelé a szelvényben a zátonyépítő szervezetek (*Colospongia catenulata*, *Solenolmia manon*, *Olangocoelia otti*, *Plexoramea cerebriiformis*, "*Tubiphytes*" sp, *Radiomura cautica*, Porostromata algae, *Anisophytes aggtelekensis*, *Aggtecella hungarica*) egyre gyakoribbá válnak, és ezzel párhuzamosan a crinoideák fokozatosan eltűnnek. A zátonymészkő alsó részén egy dasycladalea-ban gazdag réteg jelenik meg, ami a relatív tengerszint csökkenés hatására bekövetkező fácies övek eltolódásával magyarázható (2.8. ábra, Vt3=4400 m). Ebben a rétegben *Diplopora nodosa* és *Diplopora annulatissima* együttesen fordult elő, ami középső-illír kort jelez.

A 700 m vastag zátonymészkő alsó 150 m-re gazdag neptuni telérekben. Feljebb hiányoznak a neptuni telérek, csak a felső crinoideás-brachiopodás szintben jelennek meg újra (2.8. ábra). A zátonymészkő fekvésében lévő vulkáni tufit, valamint a neptuni telérek arra utalnak, hogy a zátony kialakulása egy tektonikailag aktív periódusban zajlott, míg a zátony virágzása egy nyugodt, szerkezeti mozgásoktól mentes, vagy kevésbé jelentős időszakban történt.

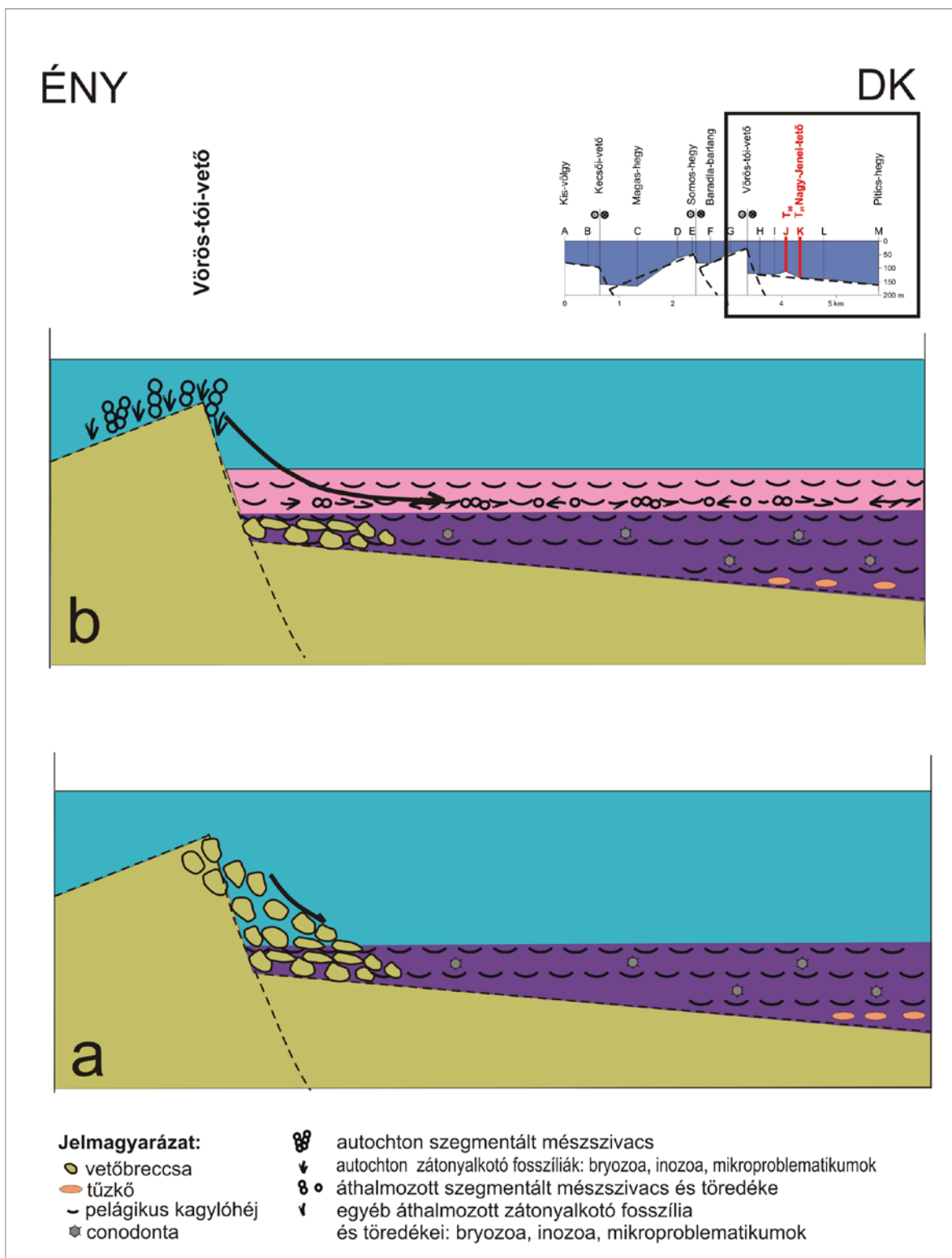
Az 1. zátonystádium fejlődését kétszer szakította meg kimélyülés, amit sötétszürke crinoideában és brachiopodában gazdag mészkő közbetelepülése jelez (2.7. ábra). Az idősebb közbetelepülésből előkerült conodonták (T129 minta) Avisianum szubzónát, vagy fiatalabb kort jeleznek (*Gondolella fueloepi* és *G. trammeri*). A második mélyvízi betelepülésből nem sikerült fossziliákat kinyerni.

Az 1. zátonystádium a medence peremén 3,5 km hosszan követhető, tehát valóban egy platform peremi sánc-zátonyról van szó (2.4. ábra).



2.35. ábra. Az öt részletesen tanulmányozott szelvény bio- és litosztratigráfiai korrelációja.

Az egységes sekélytengeri self (Steinalmi platform) a Reiflingi esemény következtében megfulladt és differenciálódott. A terület ÉNY-i részén (Kecső-völgy, Baradla-barlang, Aggtelek és Jósvalő közötti műút szelvénye) a középső-illírben a mélyvízi üledékek (Schreyeralmi és Ramingi Mészkő) fedőjében zátony alakult ki (1. zátonystádium). Ezzel szemben a terület DK-i részén (Nagy-Jenei-tető, Pitics-hegy) továbbra is medence üledékek rakódtak le. A medence a terület DK-i részén a kora-ladinig állt fenn. A késő-illír–kora-ladin folyamán a zátony DK-re progradált. A kora-ladintól a terület DK-i részén található a zátony (2. zátonystádium), és ezzel egyidőben a terület ÉNY-i részén egy lagúna jött létre a 2. zátonystádium háttérében. A rajz horizontális távolságai nem méretarányosak. Schr.=Schreyeralmi Mészkő Formáció.



2.36. ábra. Szedimentáció a Vörös-tói ároktól DK-re lévő árokban.

a. A Schreyeralmi Mészkő leülepedése idején a félárok kiemelt szárnyain még nem alakultak ki a zátonyok. A vetők szomszédságában vetőbreccsák, távolabb pelágikus üledékek (filamentumos, radioláriás wackestone) üledett le.

b. A Ramingi Mészkő leülepedése alatt a félárok kiemelt szárnyán kialakult a zátony. A vetőhöz közel durvább mészturbiditek, távolabb kalkarenitek települtek a háttérüledékek (filamentumos, radioláriás wackestone) közé.

A jobboldali ábrán a négy szög a Jenei-félárok helyzetét mutatja.

II.8.3. A DK-i terület fejlődése

(A Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő terület: Nagy-Jenei-tető, Pitics-hegy).

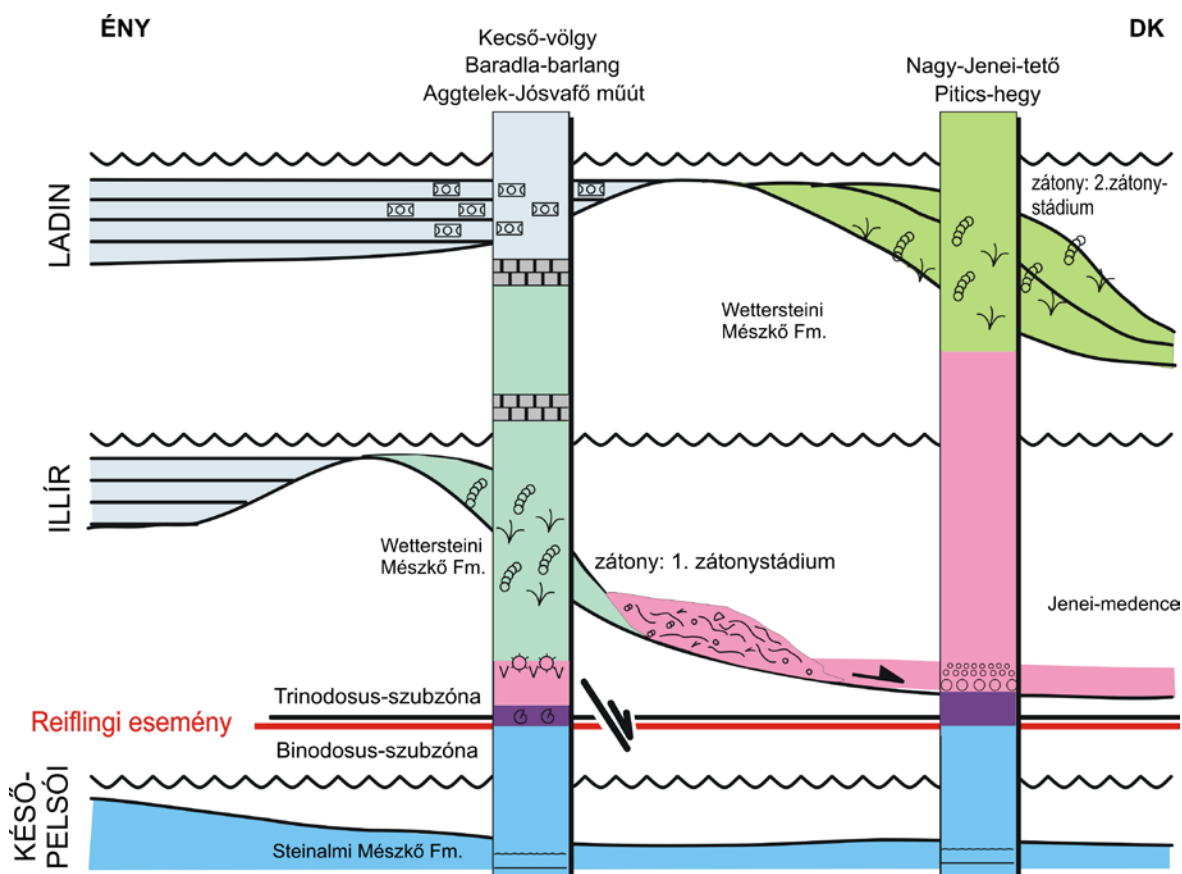
A Steinalmi platform késő-pelsői megfulladását követően a késő-pelsőtől a fassai-ig (Binodosus szubzóna–Curionii zóna) pelágikus (Schreyeralmi Mésző Formáció), majd hemipelágikus üledékek (Ramingi Mésző Formáció) rakódtak le. Az utóbbiban a háttérüledékek közé a medence proximális részén durvább mészturbiditek, a disztális részen finom kalkarenitek fogazódtak (2.20/g. ábra).

Conodonták alapján az ÉNy-i 1. zátonystádium idősebb mélyvízi betelepülése egyidős a DK-i medence turbidites sorozatának középső részével (2.35. ábra). Mindkettő kora az Avisianum szubzónába esik. Ez az adat egyértelműen bizonyítja, hogy míg a terület DK-i részén medence uralkodott, addig vele egyidőben az ÉNy-i részen zátonyképződés folyt.

A késő-anisusi–kora-ladinban az 1. zátonystádium a DK-en lévő medencébe progradált. A kora-ladintól a terület DK-i részén található a zátony (2. zátonystádium), ami szintén nagy területen, közel négy km hosszan nyomozható (2.4 ábra). A zátony (2. zátonystádium) háttérében, a terület ÉNy-i részén ezzel egyidőben lagúna alakult ki.

A 2. zátonystádium (időbeli) felső határa nem ismert, mivel diszkordánsan érintkezik miocén korú üledékekkel.

Az Aggteleki-zátony déli irányú progradációja megegyezik a Szilicei-platform progradációjának irányával.



2.37. ábra. Az Aggteleki-platform fejlődése a középső-anisusi–kora-ladin időszakban.

A késő-pelsőiban a Steinalmi platform megfulladt és az aljzat differenciálódott.

A pelágikus Schreyeralmi, és a hemipelágikus Ramingi Mésző leülepedése után a vizsgált terület ÉNy-i részén a középső-illírben kialakul a platform peremi zátony (1. zátonystádium). A késő-illír–kora-ladin folyamán a zátony a Vörös-tói-vetőtől DK-re lévő

területre progradál (2. zátonystádium). Ezzel egyidőben a 2. zátonystádium mögött a terület ÉNY-i részén lagúna üledékek rakódnak le.

Meg kell jegyezni, hogy az illír korú ösföldrajzi rekonstrukción ábrázolt lagúna nem található meg a tanulmányozott területen, mégis azért tüntettem fel, mert a lagúna jelenléte a fácieseloszlásból logikusan következik.

Ez mind ábramagyarázat.

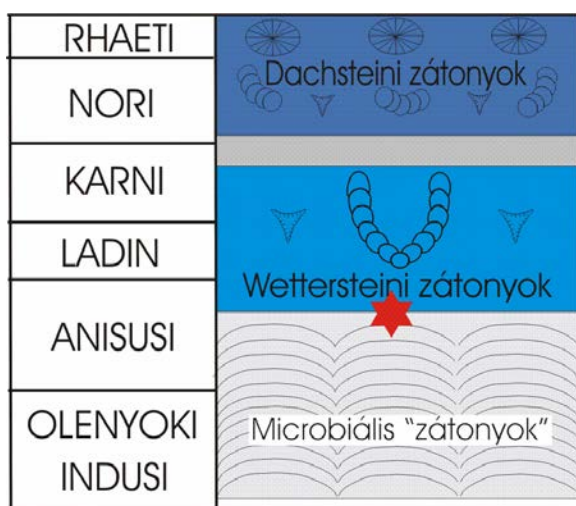
Az Aggteleki-platform fejlődését rekonstruálva világossá válik, hogy a pelsői végi tektonikai esemény, a Reiflingi esemény, ami a Neotethys-óceán riftesedésének következtében alakult ki, jelentős szerepet játszott az aljzat lesüllyedésében, széttagolódásában, és a félárkok kialakulásában. A tagolt morfológia tette lehetővé a zátony kialakulását. Természetesen a megfelelő hőmérséklet, sótartalom, áramlások is adottak voltak.

II.9. Az aggteleki-zátony helye a P/T kihalást követő zátony újraépülés folyamatában

A fanerozoikumban csupán négy olyan időszakot ismerünk, amikor hiányoznak a metazoa zátonyok (2.1. ábra, James 1983). A legmarkánsabb a P/T kihalást követő alsó-középső-triász időszak, amikor 7-8 millió évig hiányoztak a metazoa zátonyok a Föld élővilágából (Wedlich et al. 2003).

Összehasonlítva az aggteleki és a permi zátonyokat felépítő fajokat, megállapíthatjuk, hogy egyetlen közös faj sincs az aggteleki és a permi szivacsok között. Tehát egyetlen szivacs faj sem élte túl a P/T határt.

A triász zátonyok fejlődésében 3 fő stádiumot lehet megkülönböztetni (Flügel 1982a, 2002; Velledits 2008). A P/T kihalást követően nemsokára megjelennek a mikrobiális biosztrómák, de a metazoa zátonyok, amelyeket fejlettebb élőlények építenek fel, még több millió évig hiányoznak.



2.38. ábra. A triász korú "zátonyok" fejlődése. A piros csillag az aggteleki-zátony helyét jelöli.

Eltekintve az alsó triász mikrobiális felépítményeitől a triász folyamán két jelentős zátony-asszociációt lehet megkülönböztetni. Az ún. Wettersteini zátonyokat és a Dachsteini zátonyokat. Mindkét zátonyt bizonyos szivacs és korall együttes jellemzi (Riedel 1990). Mindkét típusra jellemző, hogy az idősebb zátonyokat kevesebb faj építi fel, majd idővel egyre több faj és genus jelenik meg a zátony-asszociációban.

Az aggteleki-zátony faunáját és flóráját tekintve egy korai Wettersteini típusú zátony, aminek a felépítésében 15 szivacs faj és 11 mikroproblematikum vesz részt (II.6. fejezet). A fiatalabb Wettersteini típusú zátonyokban háromszor-négyszer annyi szivacs faj vesz részt.

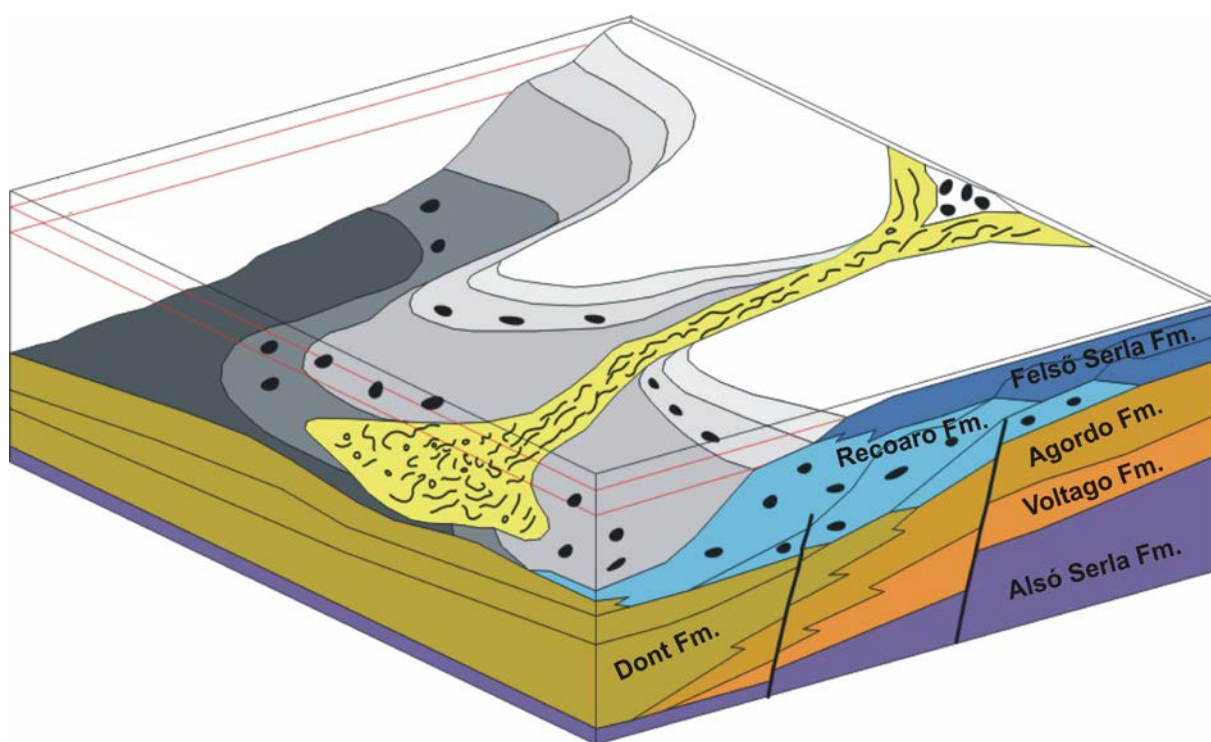
Jelen ismereteink szerint az Aggteleki-zátony a Neotethys-óceán nyugati részének a legidősebb platform peremi zátonya, ami a perm/triász kihalás után ~8-9 millió évvel jött létre.

Szoros összefüggés van az ajzat morfológiája, a középső-triász zátonyok méretei, valamint a tektonika (a Neotethys-óceán kinyílása) és a zátonyújraépülés között.

1. Foltzátonyok, biosztrómák, „mud mound”-ok

A pelsői-kora-illírből kis foltzátonyok, biosztrómák, "mud mound"ok ismertek a riftesedő Neotethys-óceán ÉNy-i részének déli selfjéről a Dolomitokból (Fois & Gaetani 1984; Senowbary-Daryan et al. 1993). Ezen foltzátonyok átmérője pár 10 méter, de soha sem haladja meg a 100 m-t. A zátony asszociációt néhány belső váz nélküli, alacsony növésszerű szegmentált mészsivacs, bryozoa, porostromata alga, és féreg lakócsövek alkotják. (Fois & Gaetani 1984; Senowbary-Daryan et al. 1993).

Az aljzat, amin ezek a kis foltzátonyok kialakultak, nem volt jelentős mértékben differenciálva. A foltzátonyok főleg a rámpa alsó és középső részén alakultak ki (2.39. ábra). Ezen zátonyok élettartama nagyon rövid, csupán pillanatszerű földtani értelemben.



2.39. ábra. Rainer Zühlke rekonstrukciója az Északi-Dolomitok késő-pelsői korú foltzátonyairól. Az ábrán a fekete foltok jelölik a foltzátonyok helyzetét a rámpa alsó és középső részén (Senowbary-Daryan et al. 1993).

2. Kisbb korall telepek ismertek Lombardiából (Berra et al. 2005).

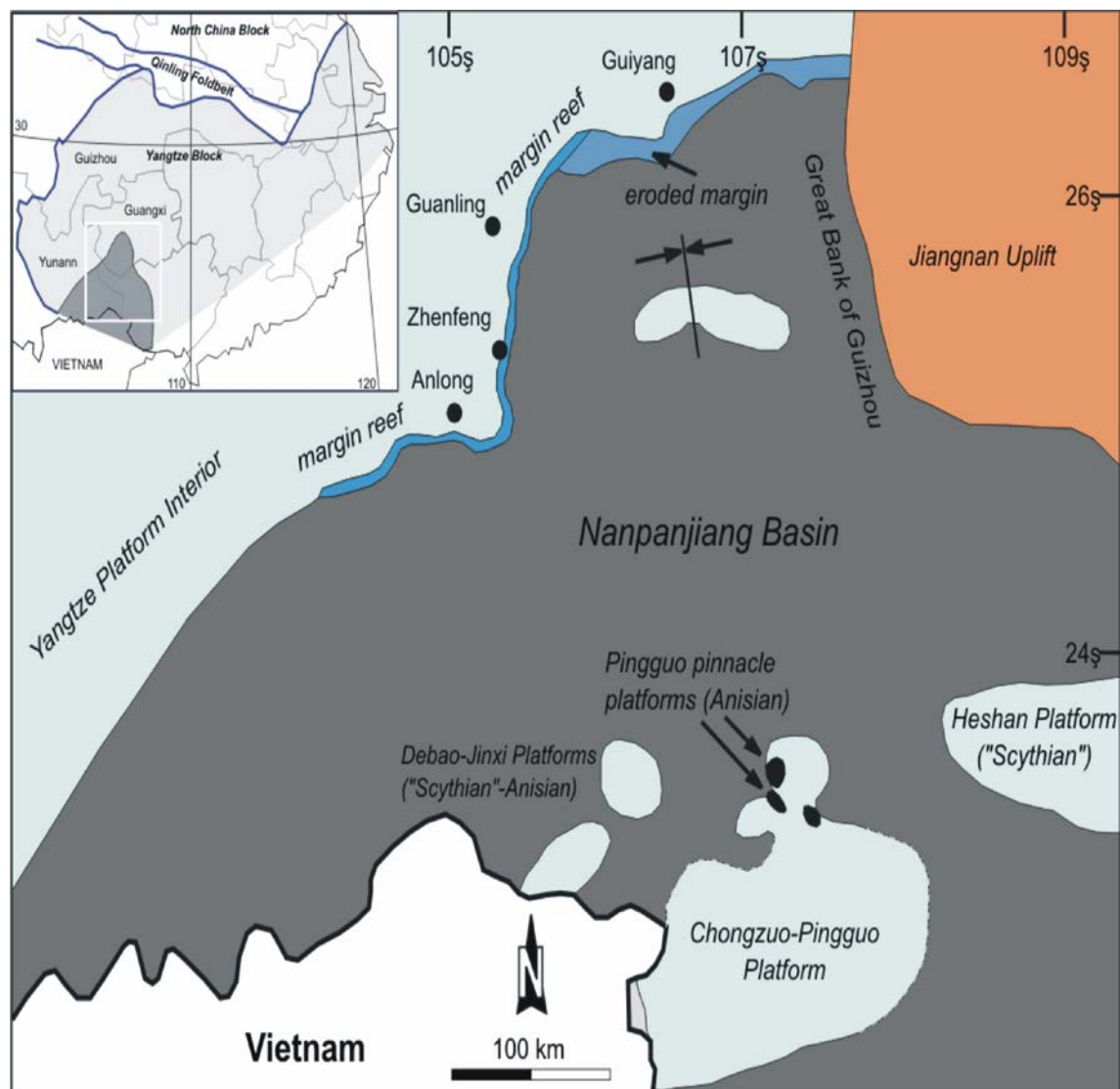
Lombardiában a pelsői szinszediment tektonika következtében morfológiai magaslatok, és mélyebb medencék jöttek létre. A kiemelt részeken sekélytengeri üledékképződés folyt homokos mészkő és peritidális dolostone lerakódásával (Camorelli Mészkő Formáció), míg a mélyebb részeken neritikus körülmények között bioturbált mészkő keletkezett (Angolo Formáció). A két terület ajzata között csak pár 10 méter mélységkülönbség volt. A két terület határa kedvező ökológiai feltételeket kínált egy zátonyalkotó közösség megtelepedéséhez, azonban Lombardiában csak kisebb, maximum 20 cm magas korall bokrok jelentek meg, amikre bekérgező foraminiferák települtek. A zátony közösségből leírtak még közelebbről meg nem határozott vörös algát, és foraminiferákat. Igazi zátony közösség azonban nem tudott kialakulni, amit a szerzők a két különböző fáciesű terület aljzatának kis morfológiai különbségével magyaráznak (Berra et al. 2005).

Az illír kezdetén történt regionális tengerszint emelkedés hatására mindkét területen a Prezzo Formáció ammoniteszekben gazdag neritikus márgája és mészköve települ mind a Camorelli Formáció, mind az Angolo Formáció rétegei fölé. A vízmélység jelentősen megnőtt, és ezzel megszűntek a zátonyépüléshez szükséges környezeti feltételek.

3. Nagy platform peremi zátonyok (késő-olenyoki—kora-ladin) ismertek a Paleotethys és a Neotethys területéről. A legidősebb platform peremi zátony DNy-Kínából (Payne et al. 2006a, b) ismert, ami a Paleotethyst szegélyezte. Ez a zátony a Nanpanjiang medencében, egy késő-perm—késő-triász korú izolált karbonát platform peremén alakult ki. A zátonyalkotó fossziliák között dominálnak a "Tubiphytes"-ek és a cement a zátonymészkő jelentős részé teszi ki (Martindale et al. 2017).

A Neotethys területéről az alábbi területekről ismerünk jól dokumentált középső-triász platform peremi zátonyokat: a Nyugati-Kárpátokból (Aggteleki-zátony Velledits et al. 2011), az Északi-Mészkőalpokból (Rüffer & Zamparelli 1997; Piller et al. 2004; Nittel 2006), a Dolomitokból (Fois & Gaetani 1981; Brandner et al. 1991; Bosellini 1991; Harris 1993, 1994; Emmerich et al. 2005; Russo 2005. További felsorolást lásd Flügel 2002). Ezek a zátonyok mind platform peremeken, mély medencék szomszédságában alakultak ki, és a kínai zátonnyal ellentétben jelentős a zátonyközösséget alkotó fajok száma. A Dél-Kínából leírt zátony esetében a medence és a zátony közötti mélység különbséget 400 m-re becsülik (Payne et al. 2006a, b). Az Aggteleki-zátony esetében a Jenei-medence mélysége szintén pár száz méter. Bosellini (1991) szerint a Dolomitokban a medence, amiben a Buchensteini Formáció kőzetei ülepedtek le, 700-800 m mély volt, Brack & Rieber 1993 szerint az 1 000 m-t is elérhette. Ezek a zátonyok hosszú időn keresztül, 6-8 millió éven keresztül léteztek.

A platform peremi zátonyok kialakulását minden esetben megelőzte az aljzat differenciációja. (1) DNy-Kínában ez a késő-olenyokiban (Payne et al. 2006a, b), a (2) Nyugati-Kárpátokban és az Északi-Mészkőalpok keleti és középső részén a késő-pelsőiban, a Binodosus zóna végén (Reiflingi esemény, Schlager & Schöllnberger 1974), (3) az Északi-Mészkőalpok nyugati részén és a Dolomitokban a középső-illírben, a Reitzi szubzónában (Brack & Muttoni 2000) vagy az Avisianum szubzónában (Rüffer & Zamparelli 1997).

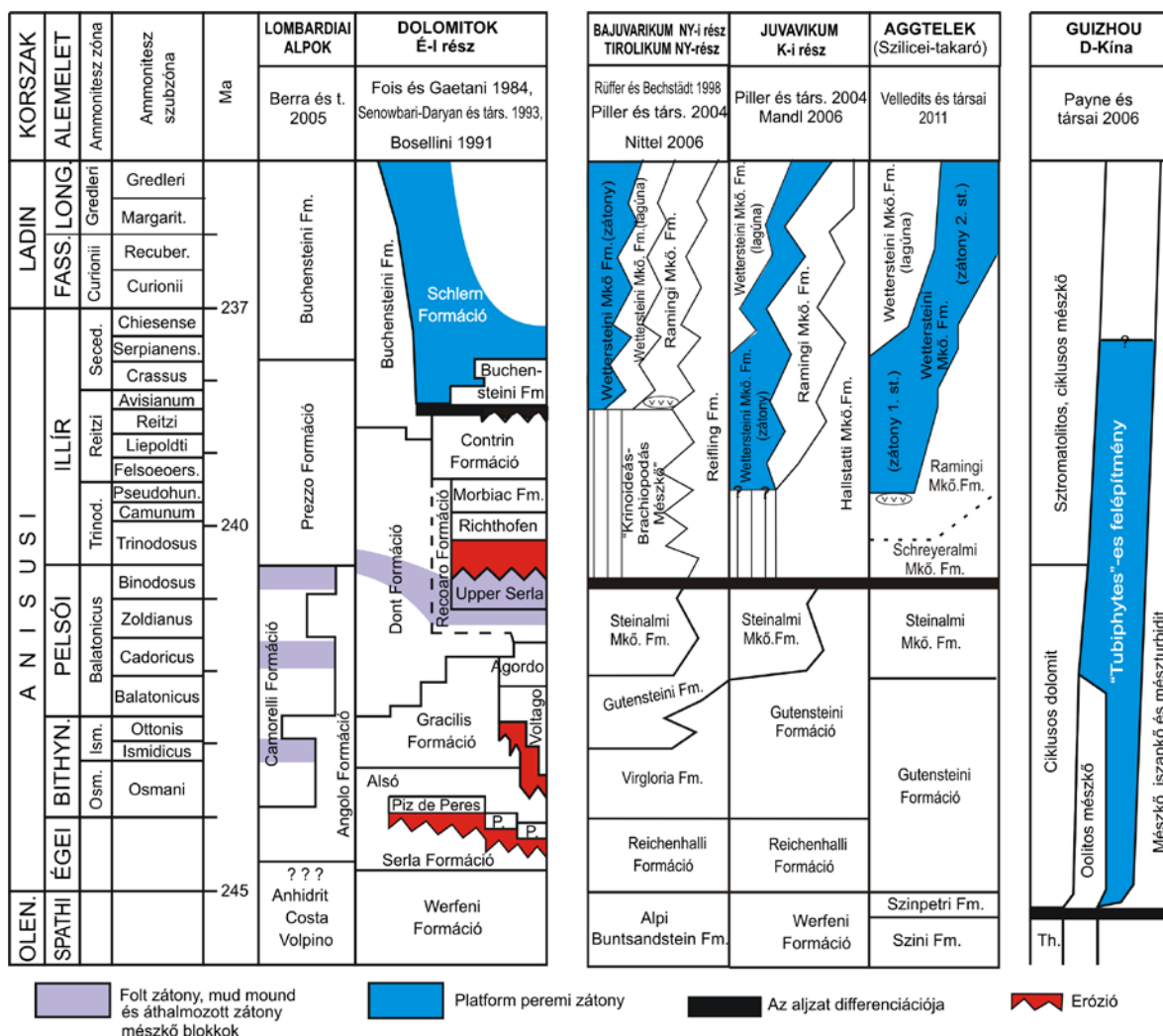


2.40. ábra. A Nanpanjiang medence (DNy-Kína) peremén kialakult, platform peremi zátony. Jelenlegi ismereteink szerint a legidősebb triász korú metazoa zátony (Payne t al. 2006a)

Flügel (2002) a Triász zátonyokból szóló tanulmányában leírja, hogy kapcsolat van az kora-középső-triász zátony újraépülési folyamat és a Neotethys kinyílása között. Állítását azonban részletesen nem indokolta, nem fejtette ki és példákkal sem igazolta.

Platform peremi zátonyok csak az aljzat jelentős differentációja után jelennek meg. Scoffin (1987) rámutatott, hogy kiterjedt platform peremi sánczátonyok nagyon gyakran meredek, tektonikailag preformált vetők szomszédságában alakulnak ki. A hideg, tápanyagban gazdag víz a platform peremeknél felfelé áramlik, amit a hullámmozgás átmozgat, és felmelegít. A hullámverés kiűzi a vízből a CO_2 -t, így módon elősegíti a mész (CaCO_3) kicsapódását. Ez az oka annak, hogy mind a szerves, mind a szervetlen mészkicsapódás a legjelentősebb a trópusi platform peremeken. Nem véletlen, hogy a trópusi platform peremeket legtöbbször zátony borítja, és a fordítottja is igaz, nagy sánczátonyok általában trópusi területeken, meredek lejtők mentén alakulnak ki. Természetesen egyéb előfeltételeknek, mind pl. megfelelő hőmérséklet, megfelelő szélirány és sótartalom is teljesülnie kell ahhoz, hogy egy nagy kiterjedésű platform peremi sánczátony kialakuljon.

A Neotethys nyugati elvégződésénél az első jelentős aljzat differenciáció a Reiflingi esemény volt a pelsói végén. Addig az aljzat csak kismértékben volt differenciálva (Berra et al. 2005), vagy rámpa morfológia uralkodott (Hips 1998). A nem kellőképpen differenciált aljzat magyarázhatja, hogy a pelsóiban csak kis foltzátonyok alakultak ki a Dolomitokban a rámpa alsó–középső részén, és a nem kellőképpen differenciált platformot miért nem népesítették be valódi zátony közösségek Lombardiában.



2.41. ábra. A P/T kihalást követő zátony újjáépülés folyamata néhány jól dokumentált szelvény alapján. A jelentős kiterjedésű és hosszú ideig létező zátonyok kialakulása mindig differenciált aljzaton történt. Velledits et al. 2011 után módosítva.

III. A REIFLINGI ESEMÉNY HATÁSA A NEOTETHYS-ÓCEÁN ÉSZAKI KARBONÁT PLATFORMJAINAK FEJLŐDÉSÉRE AZ ÉSZAKI-MÉSZKŐALPOKBAN

III.1. Bevezetés – probléma felvetés, módszerek

SCHLAGER és SCHÖLLNBERGER (1974) az Északi-Mészkőalpok mezozoós üledékképződését tanulmányozva megállapították, hogy az üledékképződésben 6 jelentős változás következett be, melyeket sztratigráfiai fordulatoknak (németül "stratigraphische Wende") neveztek el. Egy ezek közül a pelsói végi Reiflingi "fordulat", amikor a pelsói korú platform karbonátokat, a Steinalmi és Annabergi Mészköveket éles határral pelágikus mészkő váltotta fel az Északi-Mészkőalpok egész területén. Mivel az Északi-Mészkőalpokban a fedőt képező pelágikus képződmény legtöbbször a Reiflingi Mészkő, ezért ez a "fordulat" a Reiflingi "fordulat" nevet kapta.

A szerzők megállapítják, hogy a változás gyorsan, mindössze egy ammonitesz zóna alatt következett be a pelsóiban, és rövid ideig tartó tektonikus mozgásokkal van kapcsolatban. Rámutattak arra is, hogy a pelágikus mészkövek megjelenése a kontinentális kéreg első feldarabolódása miatt bekövetkezett tektonikai süllyedés következménye volt.

LEIN (1987) angol nyelvű cikkében használja először a Reiflingi esemény ("Reifling event") kifejezést. Az üledéksorokban a pelsói végén bekövetkezett változást a Neotethys-óceán kinyílásával magyarázza. A riftesedés a kontinentális kéreg tágulását, kivékonyodását, majd a kéreg felső részének feldarabolódását és differenciációját okozta. A Reiflingi eseményt az óceán riftesedésének egyik csúcspontjaként értékelte.

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

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

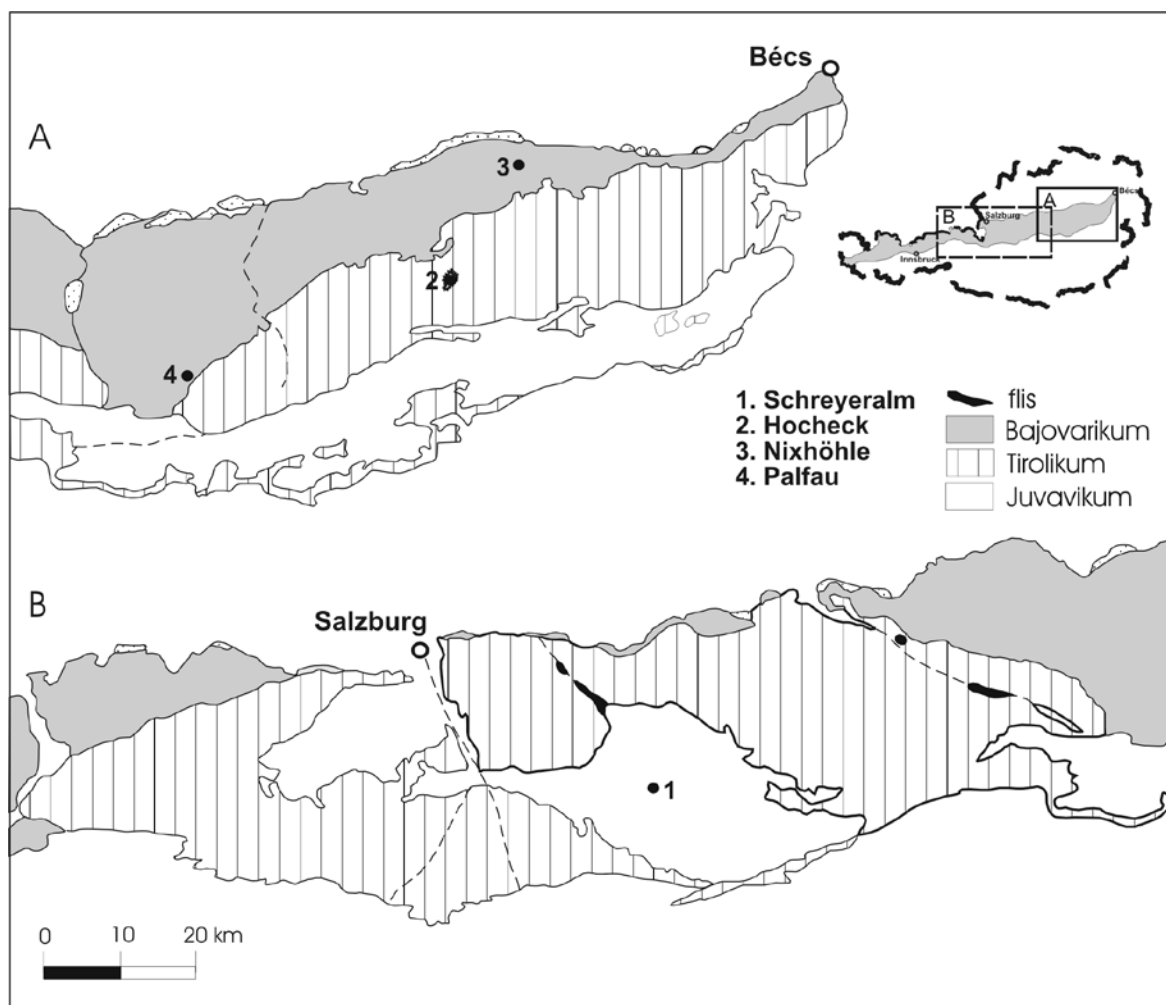
Egy osztrák-magyar közös kutatási projekt keretében azt szerettük volna megvizsgálni, hogy az Északi-Mészkőalpokban (1) a sekélyvízi Steinalmi karbonát rámpa megfulladása egyidőben történt, vagy időben eltolódott, (2) mi az a mechanizmus, ami ezt a megfulladást okozta, (3) az alpi megfulladások időpontját össze akartam hasonlítani a Steinalmi rámpának az Aggteleki területen történt megfulladásával.

A vizsgált szelvények kiválasztásának szempontjai a következők voltak: 1) a szelvények, mind a Juvavikumból (Gawlick et al. (1999) „Hallstatti melanzs”-ként értelmezte), mind a Bajuvarikumból származzanak (3.1. ábra), 2) lehetőleg olyan feltárásokat kerestünk, ahol a Steinalmi Mészkő és fedője folyamatos rétegsorban tanulmányozható. Ez utóbbi feltétel az igen jelentős utólagos tektonika miatt nem minden

esetben sikerült, mivel a tektonikai deformációk legtöbbször a két eltérő kompetenciájú kőzetegyüttes határán jelentkeznek. A Steinalmi Mésző vastagpados, masszív, míg a fedőben lévő medence üledékek vékonypados kifejlődésűek.

A Steinalmi Mésző és a fedő (Reiflingi Mésző, Schreyeralmi Mésző) mikrofáciesét vékonycsiszolatokban én vizsgáltam. Piros O. a dasycladaleákat, Krystyn L. a fedőben lévő conodontákat és ammoniteszeket határozta. Vizsgálati eredményeinket, ahol erre lehetőség adódott, irodalmi adatokkal egészítettem ki.

III.2. A vizsgálati eredmények feltárásonkénti összefoglalása



3.1. ábra. A vizsgált szelvények földrajzi elhelyezkedése és földtani hovatartozása

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

III.2.1. Juvavikum

III.2.1.1. Schreyeralm, Schreyerkogel (3.1, és 3.2. ábrák)

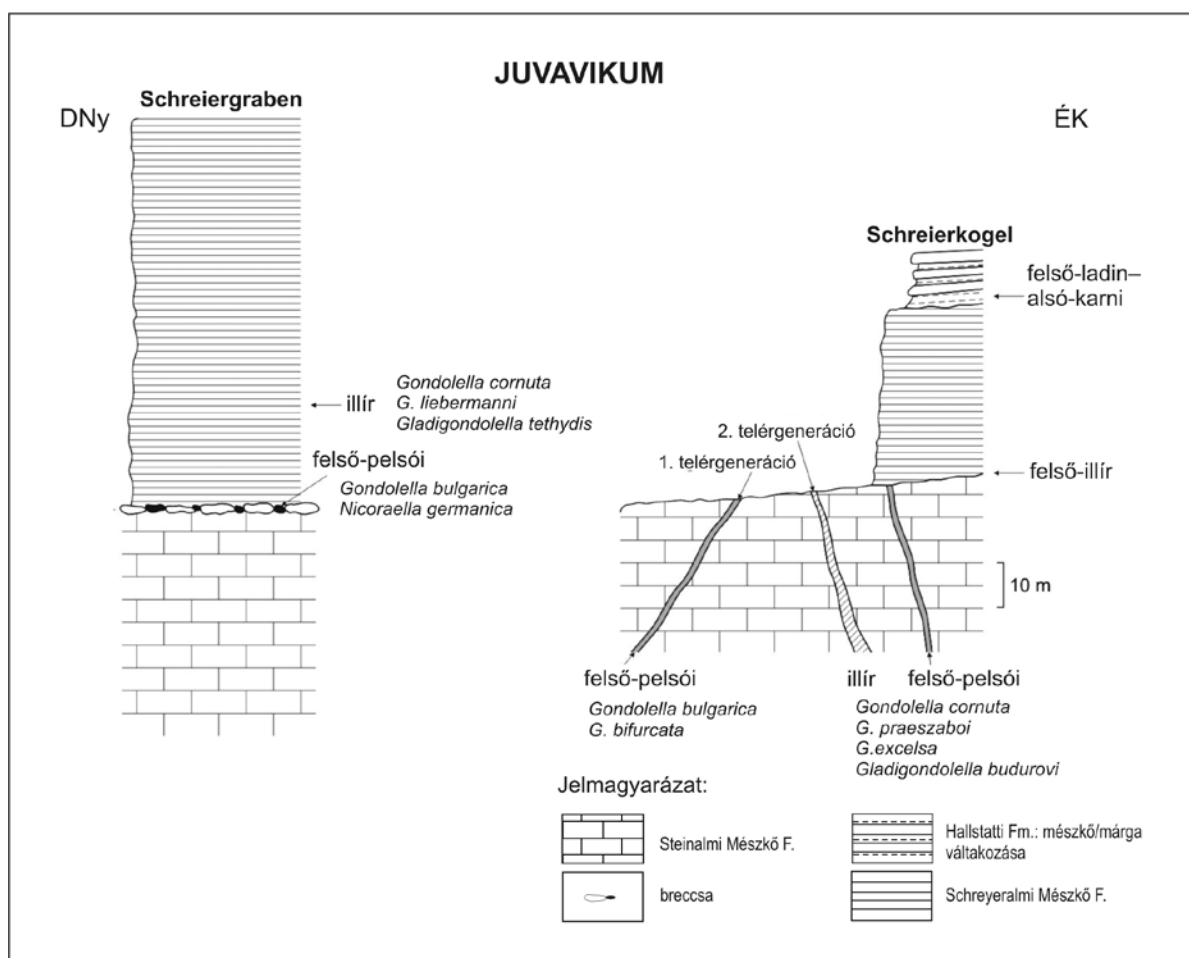
A Steinalmi Mésző és a Schreyeralmi Mésző átmenete ezen a területen több, egymáshoz közeleső feltárásban is tanulmányozható.

Steinalmi Mésző

A Schreyeralmi Mésző fekszik a Steinalmi Mésző, ami alatt a Gutensteini Mésző található. Vastagsága Schreyeralm környékén 100-120 m.

Világos szürke, fehér, pados mésző. A padok vastagsága pár dm, egyes szintekben a fél métert is elérheti. Mikrofaciése dasycladaleákban gazdag grainstone, ahol foramiiferák is megjelennek. A flóra összetétele a pelsői alemeletre jellemző dasycladaleákat tartalmaz: *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata*, *Ph. pauciforata* var. *undulata*, *Poncetella hexaster*, *Oligoporella pilosa*, *Teutloporella peniculiformis*. A vékonycsiszolatokban gyakori a *Meandrosira dinarica*. A Steinalmi Mésző vékonycsiszolataiban nem találtam szárazföldi kitettségre (meteorikus diagenézis) utaló nyomokat. A terepen karsztosodás sem látszott. A Steinalmi Formáció legfelsőbb rétegeiben viszont a fúrónyomokba és a kioldott foraminifera vázakba a Reiflingi Mésző mészszipja szivárgott be. Hasonló jelenséget tapasztaltam az Aggteleki-platformon a Steinalmi Mésző legfelsőbb rétegeiben is, ahol a részben visszaoldott csigaház üregébe szivárgott be a filamentumokban gazdag Reiflingi Mésző mészszipja (2.12b. ábra).

A Steinalmi Mésző aljában gazdag rétegei a rámpa szubtidális részén, jól szellőzött, a Gutensteini Mészőnél nyíltabb környezetben ülepedtek le.



3.2. ábra. A Steinalmi és a Schreyeralmi Mésző határa Schreyeralm környékén (Juvavikum)

Schreyeralmi Mészkö

A Schreiergraben-i feltárásban (3.2. ábra) a sekélytengeri Steinalmi Mészkövet kb. 30 cm vastag breccsa fedi. Sötétrózsaszín-vörös, kissé agyagos kötőanyagban 3-8 cm-es, kissé kerekített, a Steinalmi Mészköből származó, dasycladalea grainstone mikrofáciesű kavicsok találhatók. A mátrix mikrit néhány filamentum töredékkel. A breccsa mátrix vázú.

A breccsa fölött a kőzet pados, a padok vastagsága 10-20 cm, makroszkóposan homogén. Mikrofáciese filamentumos wackestone, melyben radioláriák és ostracodák is előfordulnak.

A breccsa lejtőn alakult ki, amikor a Steinalmi rámpa blokkokra tagolódott, a blokkok kibillantak, lesüllyedtek és közben a konszolidálódott Steinalmi Mészköből keletkezett kavicsok a kibillant blokkok által képzett lejtők lábánál a pelágikus mészsizsappal keveredtek.

A pados, pelágikus Schreyeralmi Mészkö Mandl (2000) értelmezése szerint a Steinalmi rámpa megfulladását követő medencében a kiemeltebb blokkokon, élénk víz cirkulációjú területeken rakódott le szemben a Reifling Mészkövel, ami a medence mélyebb részein elzártabb viszonyok között keletkezett.

A vörös, kissé agyagos kötőanyagból két conodonta fajt (*Gondolella bulgarica*-t és *Nicoraella germanica*) sikerült azonosítani, ami pelsői kort jelez. 20 m-el a bázis fölött *Gondolella cornuta*, *G. liebermanni* és *Gladigondolella tethydis* került elő, ami alsó-középső-illír (Trinodosus-Lieboldti szubzónák közötti intervallum) kort bizonyít.

A neptuni telérekkel harántolt Steinalmi Mészkövet a felső-anisusi—alsó-ladin korú Schreyeralmi Mészkö fedi.

Schreierkogel-nél, a schreiergrabeni feltárástól északkeletre a Schreyeralmi Mészkö idősebb része csak a Steinalmi Mészkö felső részét harántoló vörös hasadékkittöltésekben őrződött meg. Mikrofáciese filamentumos wackestone.

Két hasadékkittöltési generációt lehet megkülönböztetni: egy idősebbet *Gondolella bulgarica* és *G. bifurcata*-val, ami késő-pelsői korú, és egy fiatalabbat *Gondolella cornuta*, *G. praeszaboi*, *G. excelsa* és *Gladigondolella budurovi*-val, ami korai-illír korú. Mindkét hasadékrendszer térbeli elhelyezkedése azonos (Ny-K-i csapás). A neptuni telérekkel harántolt Steinalmi Mészkövet a felső-anisusi—alsó-ladin korú Schreyeralmi Mészkö fedi.

A Schreyeralmi Mészkö vastagsága a szinszediment tektonika következtében nagyon különböző. Pontos vastagságadatokat a fiatal tektonika miatt alig adhatók, de mégis megállapítható, hogy két kilométer távolságon belül KÉK-i irányban a Schreyeralmon a Schiechlinghöhe irányában a vastagság 150 m-ről pár cm-re csökken. A Schiechlinghöhe-n az egyik kondenzációs horizontból gyűjtött ammoniteszek alapján a fauna kora (Krystyn & Schöllenger 1972) a középső—felső anisusi (a 2005-ös beosztásnak megfelelően).

III.2.2. Bajuvarikum

III.2.2.1. Hocheck/Annaberg (Sulzbach takaró) (3.3. ábra)

A vizsgált rétegek a "Schmelzfenster" nevű tektonikai ablakban bukkannak a felszínre. A szelvényben a Schreyeralmi Mészkö fekszik az Annabergi Mészkö.

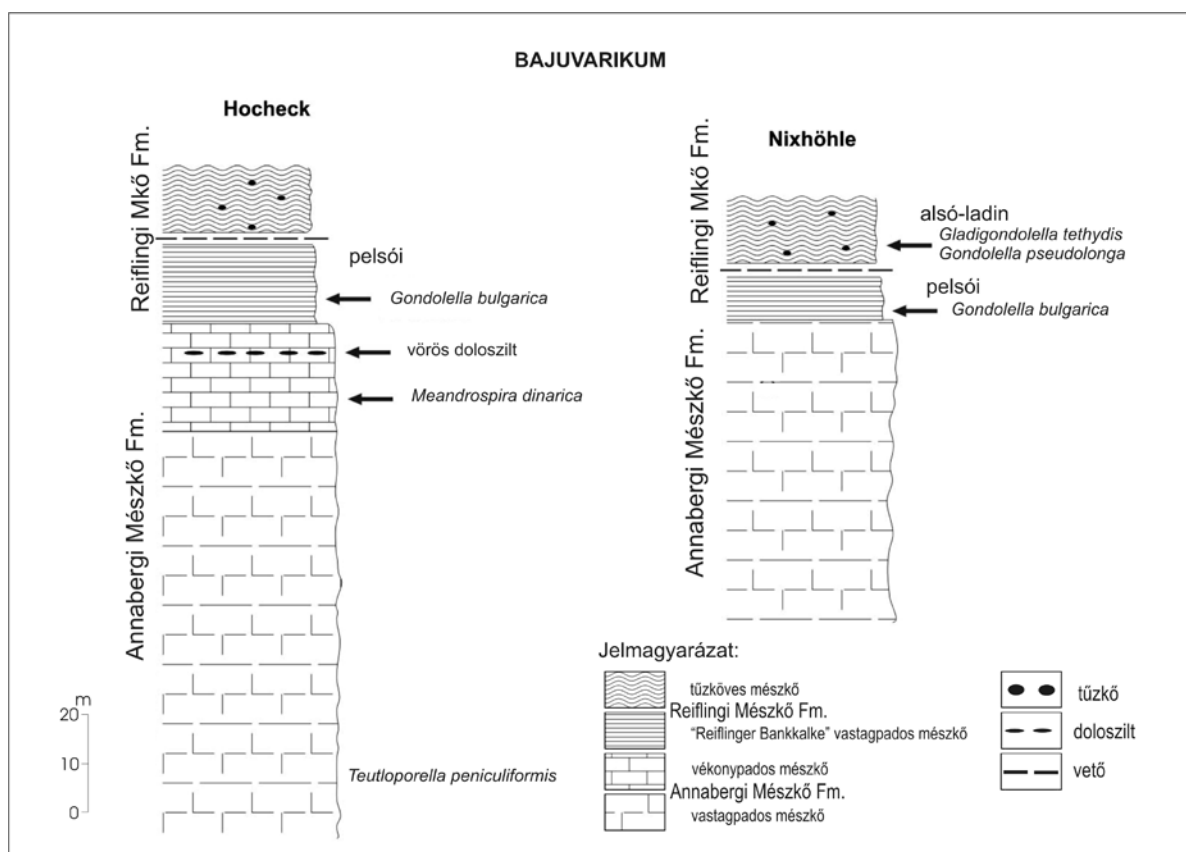
Az Annabergi Mészkövet TOLLMANN (1966) definiálta, mint a Gutensteini Mészkö egy speciális kifejlődését. Az utóbbival ellentétben az Annabergi Mészkö vastagpados, világosbarna. Bár definíció szerint lehet bitumenes, de kevésbé, mint a Gutensteini Mészkö.

A feltárt rétegsor legidősebb részét vastagpados, közép- és sötétszürke mészkő alkotja, ahol a sztromatolit rétegek váltakoznak fosszíliamentes mudstone és peloidos packstone

rétegekkel. Ritkán dasycladaleás-grainstone mikrofaciális mészkő fogazódik be. Az egyik grainstone réteg *Teutloporella peniculiformis* tartalmazott. Az Annabergi Mészkő vastagsága nehezen becsülhető meg, mivel bázisa nincs feltárva, de valószínűleg pár tíz méter vastag. A felsőbb szintben a rétegek vastagsága lecsökken. A grainstone rétegek periodikusan váltakoznak mudstone mikrofaciális rétegekkel, ami egyes szintekben tömegesen *Meandrospira dinarica* tartalmaz.

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

Az Annabergi Mészkőre éles határral települ a Reiflingi Mészkő. A kőzetet szürke 3–10 cm vastag tűzköves mészkőpadok alkotják. A zöldesszürke tűzkövek lencséket alkotnak. A padok határa hullámos, gyakran vékony agyagfilm borítja. Mikrofaciése radioláriás, vékony kagylóhéjakat tartalmazó wackestone, melyben elszórtan crinoidea töredékek és ostracodák is előfordulnak. A Reiflingi Mészkő elzártabb medencék üledéke (MANDL 2000). A szürke, vékonyréteges (2–15 cm) mészkő bázisán *Gondolella bulgarica* tartalmaz. A vékonypados rétegek fölött — tektonikailag zavart helyzetben felső-ladin tűzköves mészkő következik *Epigondolella hungarica*, *Gladigondolella tethydis* és *Gondolella trammeri* fajokkal.



3.3. ábra. Szelvények a Bajuvarikumból (Hocheck, Nixhöhle)

III.2.2.2. Nixhöhle (Lunzi takaró) (3.3. ábra)

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

Az Annabergi Mészkő Formáció vastagpados, világos, részlegesen dolomitosodott mészkő. Pelpátit mikrofaciális, különböző nagyságú fekális pelletékből álló rétegek váltakoznak grainstone és packstone szövetű rétegekkel.

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

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

III.2.2.3. Palfau (Sulzbachi takaró, 3.1. ábra)

A Steinalmi Mészkő legfelső rétegeit, világosszürke onkoidos padok alkotják.

Fölötte éles határral következik a sötétszürke, tűzköves, vékonypados (3-8 cm), filamentumos wackestone mikrofáciesszerű Reiflingi Mészkő.

Ennek bázisa nagyon gazdag conodontában, de kizárólag *Gondolella bifurcata*-t tartalmaz. A Reiflingi Mészkő fölött, a késő-ladin kezdetén progradáló Wettensteini platform mészkövei következnek.

III.3. Eredmények

A Steinalmi Mészkő leülepedése az Északi Mészkőalpokban is egy homoklinális rámpán történt.

Ennek a rámpának a megfulladása mind a Juvavikumban, mind a Bajuvarikumban hirtelen és többé-kevésbé egyidőben következett be a késő-pelsőiban. Ahol ennél fiatalabb medence üledékek települnek a Steinalmi Mészkőre, ott vagy üledékképződési hiány van, vagy az utólagos tektonika következtében a Steinalmi Mészkő fölötti üledékek hiányoznak. Azonban ebben az esetben is a hasadékkitöltések üledékei bizonyítják, hogy a Steinalmi platform megfulladása még az illír előtt, a késő-pelsőiban következett be.

A legtöbb szelvényben nyilvánvaló, hogy a Steinalmi rámpa megfulladása kiemelkedési esemény nélkül történt.

Összehasonlítottam az Északi-Mészkőalpok és az Aggteleki-platform középső-triász platformjainak fejlődését és megállapítottam, hogy mindkét, ma egymástól több száz km-re lévő területen a Steinalmi rámpa megfulladása egyidőben, a késő-pelsőiban következett be (Velledits et al. 2017).

A Steinalmi/Annaberg-i rámpa megfulladását mindkét területen a Neotethys-óceán riftesedése okozta. A felső-pelsőiban a Neotethys-óceán riftesedése következtében az extenzió miatt a kéreg kivékonyodása következtében az aljzat lesüllyedt. A süllyedéshez valószínűleg a tengerszint emelkedés is hozzájárult. A jelentős süllyedés vezetett a rámpa megfulladásához mind az Északi-Mészkőalpokban mind az Aggteleki-hegységben.

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

A gyors, tektonikus süllyedéssel egy időben a kéreg felső része feldarabolódott majd a kéregblokkok kibillentek. A Schreyeralmi és Reiflingi Mészkő már egy morfológiailag tagolt felszínen ülepedett le (Pérol et al. 2015, Velledits et al. 2017).

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a középső-triász korábbi szakaszában történt karbonátrámpa megfulladási események több helyről ismertek. 1) A Dunántúli-

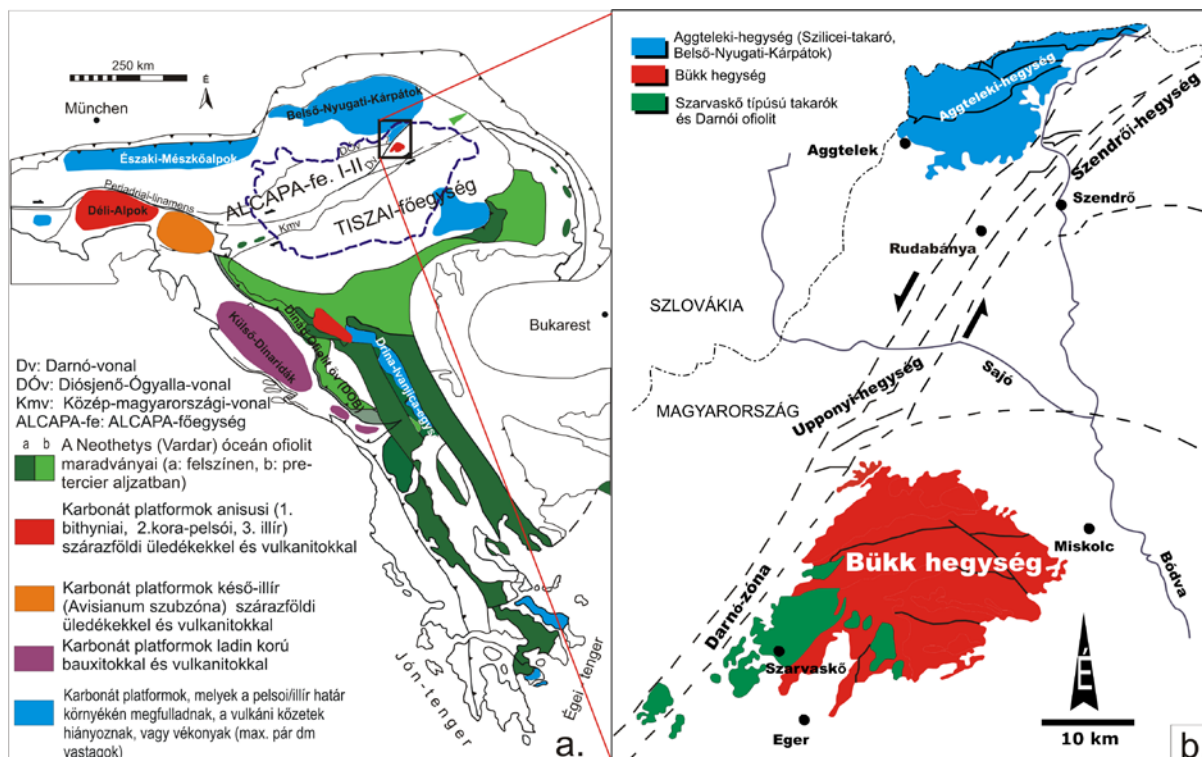
középhegységből BUDAI & VÖRÖS (2003, 2006) írták le a Megyehegyi rámpa megfulladását, feldarabolódását és félárkok kialakulását, ami a bithyniai alkorszakban történt. 2) Az Északi-Mészkőalpokból a Gutensteini Mészkő megfulladását írta le TATZREITER (2001) az Ismidicus zónából (felső-bithyniai), a Rahnbauerkogel, Tiefengraben és a Großtanglau feltárásokból (Bajuvarikum, Großreifling). 3) KOVÁCS et al. (2004) a Rudabányai-hegység Bódvai-takarójából a Dunna-tető D-i oldaláról említ bithyniai pelágikus mészkövet a Gutensteini Mészkő fölött.

IV. A CIRKUM-PANNON-TÉRSÉG ANISUSI-KARNI KARBONÁTPLATFORMJAINAK ÖSSZEHOSONLÍTÁSA

Kutatásaim során alkalmam volt a kinyíló Neotethys-óceán déli selfjén leülepedett Bükk hegységi triász karbonátplatformokat, majd az északi selfen leülepedett Aggteleki platform középső-triász fejlődését tanulmányozni. A két kutatás eredményeinek összehasonlításával kirajzolódtak a két különböző típusú platform fejlődésében mutatkozó különbségek. Később ismereteim tovább bővültek az Északi-Mészőalpokban folytatott kutatásokkal és számos a Dolomitokban, Lombardiában, a Nyugati-Kárpátokban, a Déli-Karavánokban, a Kamnik-Savinja-Alpokban, a Júliai-Alpokban, a Dinaridákban, a Dunántúli-középhegységben tett terepbejárások megfigyeléseivel, valamint a szakirodalomból szerzett ismeretekkel.

Bár nem minden karbonátplatformról rendelkezünk kellő ismerettel (pl. részletes fácieseloszlás térképpel), de az összegyűjtött adatok mégis lehetővé teszik, hogy ebben a fejezetben rámutassak a két különböző típusú karbonátplatform késő-anisusi-ladin-karni korú fejlődésében mutatkozó eltérésekre.

A Bükk hegység és az Aggteleki-hegység (4.1. ábra) karbonátos triász üledékei a Neotethys-óceán két ellentétes selfjén ülepedtek el (Kovács 1984, 1997, Tollmann 1987, Vörös 2000, Haas et al. 2001, 2012, Schmid et al. 2008). Jelenlegi helyzetüket a késő-oligocén-kora-miocén kor alatt érték el, amikor a Közép-magyarországi-vonal mentén eredeti helyzetükhöz képest néhány száz km-es oldalirányú elmozdulás történt (Haas et al. 2012).



4.1.a ábra. A Cirkum-Pannon-térség főbb szerkezeti egységei Haas & Budai 2010 után módosítva.

4.1.b ábra. A Bükk hegység, a Darnó-zóna és az Aggtelek-Rudabányai-hegység egyszerűsített geológiai térképe. Kovács 1989 után módosítva.

A Darnó zónától ÉNy-ra található az Aggteleki-hegység (4.1.b ábra). A triász mészkövek, melyek az Aggteleki-karsztot építik fel a Szilicei-takaróhoz tartoznak, ami a Belső-Nyugati-Kárpátok legfelső takarója (Kozur, Mock 1973, Mello et al. 1997). Litosztratigráfiai felépítését tekintve a Szilicei takaró az Északi-Mészkőalpok "Juvavikumával" mutat szoros hasonlóságot (Lein 1987, Tollmann 1987, Kozur 1991), amit Gawlick (et al 1999) "Hallstatti mélange"-ként értelmez. A középső-késő-triászban mind a Nyugati-Kárpátok (Kovács 1982, 1997; Tollmann 1987; Haas et al. 2001, 2012; Schmid et al. 2008) mind az Északi-Mészkőalpok a kinyíló Neotethys-óceán északi selfjén volt, vagy ha több óceáni ágat tételeznek fel (Vörös 2000, Stampfli et al. 2002), akkor a Neotethys-óceán Meliáta-óceáni ágának északi selfjén helyezkedett el.

A Bükk hegység triász közetei a kinyíló óceán déli selfjén üledtek le a Déli-Alpok, Dolomitok, Júliai-Alpok, és a Dinaridák Sana-Una és a Jadar blokk szomszédságában (Kovács 1984; Tollmann 1987; Protić et al. 2000 és Haas et al. 2001, 2012). A Neotethys-óceán selfjein kialakult triász karbonátplatformok fejlődését döntően a riftesedés befolyásolta. Összehasonlítva a Neotethys-óceán két ellentétes selfjén létrejött középső-triász platformokat kétféle kifejlődés rajzolódik ki. Különbségek vannak 1) a platformok morfológiájában, a fáciesek térbeli elterjedésében és egymáshoz való viszonyában, 2) a szárazföldi üledékek és vulkanitok jelenlétében, vagy hiányában, és 3) a platformok süllyedéstörténetében.

IV.1. Morfológia

A karbonátos fáciesek elterjedését döntően az aljzat morfológiája befolyásolja. Ezért ha megrajzoljuk egy terület karbonát fáciesének elterjedését, akkor következtethetünk az aljzat hajdani morfológiájára.

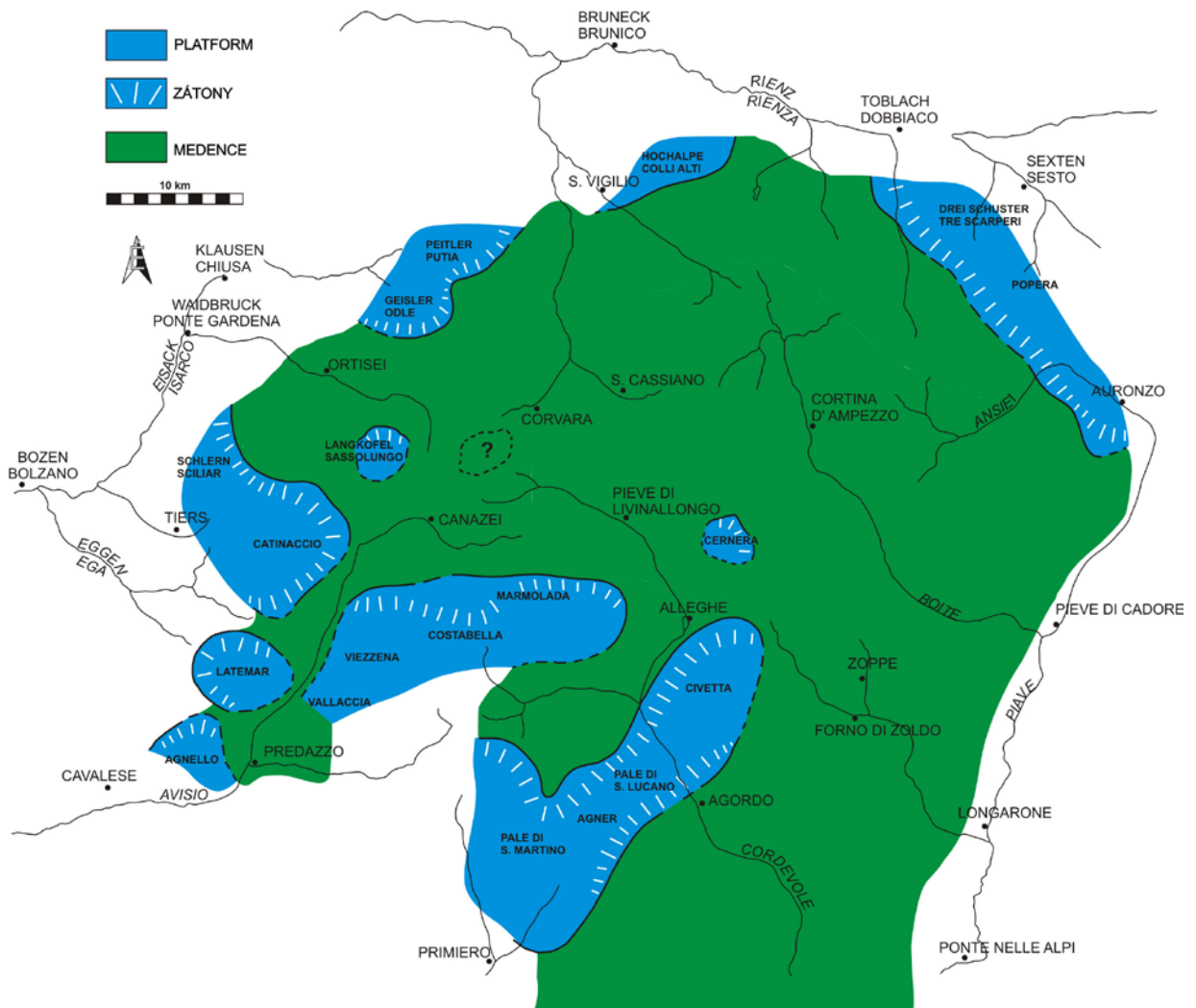
IV.1.1. A típusú platformok

A középső-késő-triász karbonát platformjait legjobban a Dolomitokban lehet tanulmányozni. Valószínű ez az oka, hogy középső-triász fáciesek eloszlását ábrázoló részletes térképeket a kinyíló Neotethys-óceán déli selfjéről főleg a Dolomitokból publikáltak (pl. Bosellini 1991, 1998, Hardie et al. 1999, Emmerich et al. 2005). Ezen a területen az alpi-orogenezis alatt nem történt jelentős deformáció, ezért a terepen megfigyelhető a platformok geometriája, valamint a platformkarbonátok és a velük heteropikus medence üledékek összefogazódása. Ezért válhatott a Dolomitok a karbonát platformok és medencék tanulmányozásának klasszikus területévé, és a ciklus- és szekvencia-sztratigráfia egyik típusú területévé.

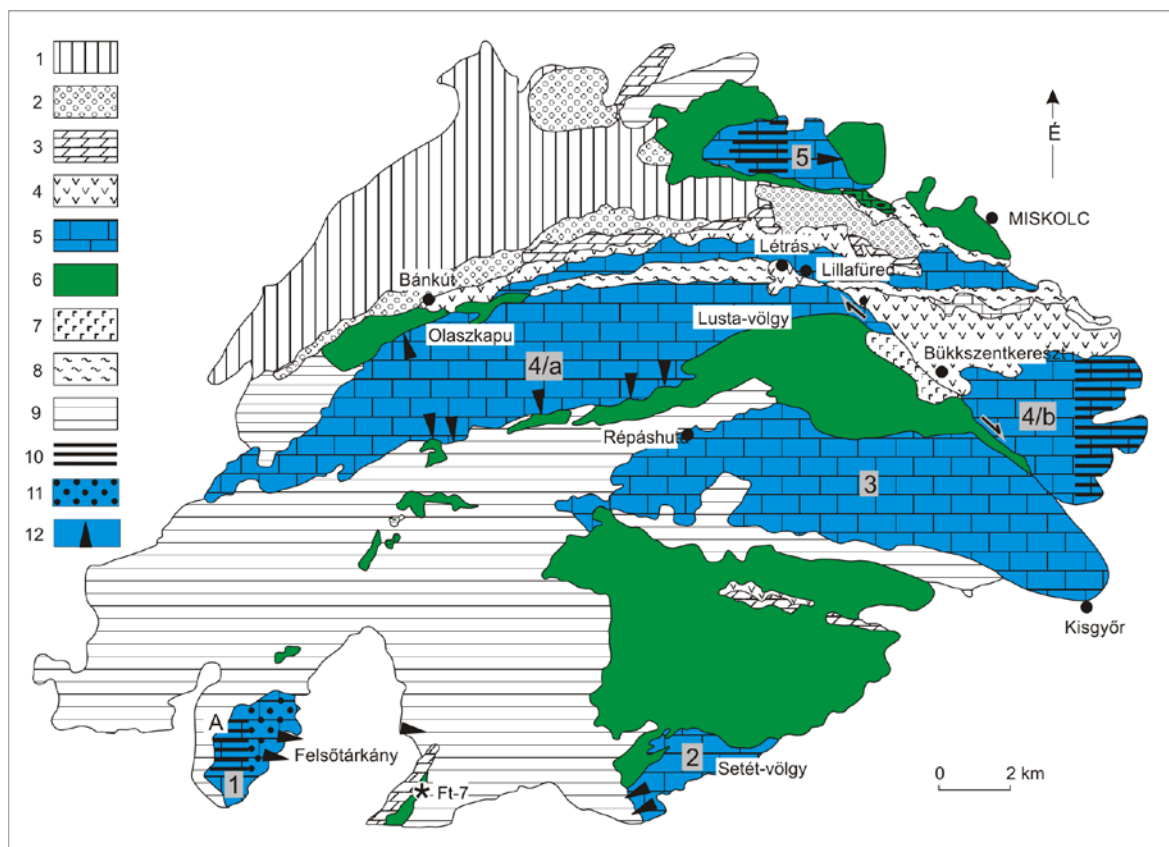
A Dolomitokban kis, 4-25 km átmérőjű, többé-kevésbé kerekded, vagy elnyúlt, vagy szabálytalan körvonallú szigetplatformok alakultak ki, melyek peremén (általában körben) zátonyok jöttek létre belső részüket több száz méter vastag ciklusos lagúna üledékek alkotják (4.2. ábra). A terület nagy részén medence üledékek (Buchenstein Fm.) képződtek (Bosellini 1991, Vörös 2000). A medencék mélysége 800-1 000 m is lehet (Bosellini 1991, Brack P. & Muttoni G. 2000) A platformok mint "szigetek" álltak ki a medencékből (4.7. ábra).

A Bükk hegység középső-késő-triász korú platform és medence üledékeinek térbeli elrendezése hasonló a Dolomitokéhoz. Bár a triász szedimentációt követő 9 deformációs fázis (Csontos 1988) jelentősen módosította a hajdani platformok alakját, és a középső-

késő-triász fáciesek elterjedése sem térképezhető sok helyen az utólagos kis fokú metamorfózis miatt, azonban a szigetplatformok és a medencék (Felsőtárkányi Formáció: tűzköves mészkő) üledékeinek térbeli fácies-eloszlásában mégis felismerhetők a hajdani többé-kevésbé kerekded szigetplatformok és a közöttük lévő, jelentős területeket borító medencék (4.3. ábra).



4.2. ábra. A Dolomitok kora-ladin platformjai és medencéi. Bosellini 1991 után módosítva.

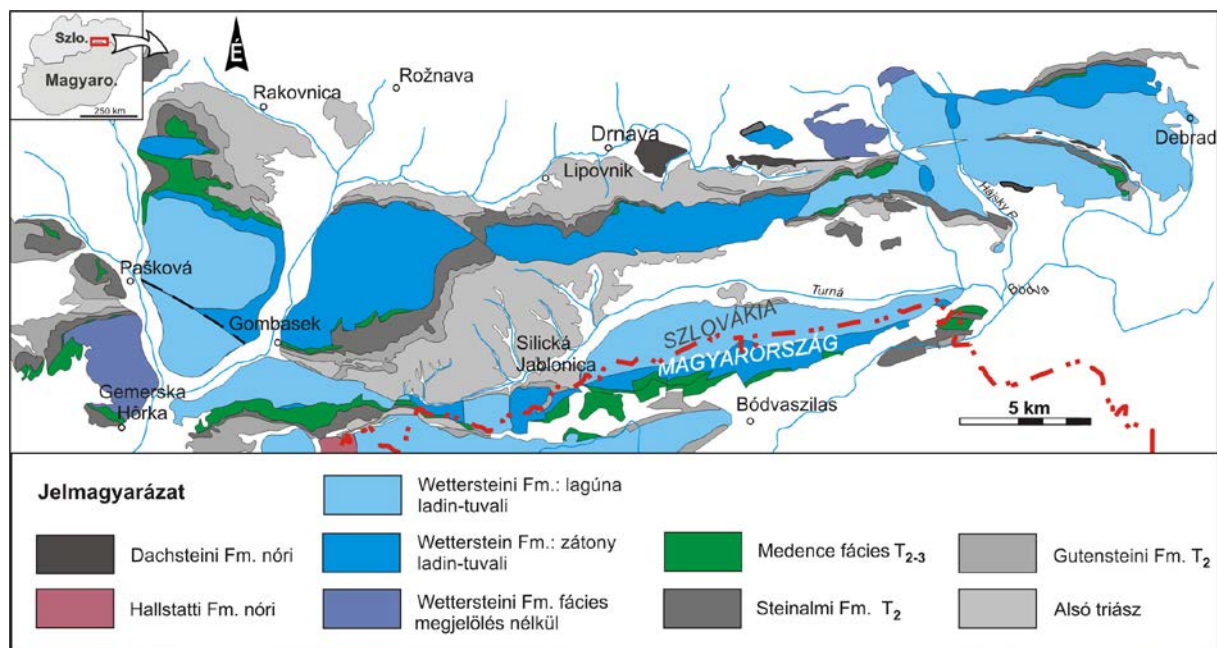


4.3 ábra. A Bükk hegység középső–felső-triász platformjainak és medencéinek elterjedése és az ismert fáciesek. Platformok: 1. Bervai, 2. Hór völgyi, 3. Répáshuta-Kisgyőr közötti platform, 4/a. Fennsíki platform, 4/b. Nagykőmázsa. Csontos (1988) szerint a Bükk fennsík és a Nagykőmázsa platform a triászban egy platformot alkotott, és csak később, oldalirányú vető mentén került mai helyére, 5. Kisfennsík.

Jelmagyarázat: 1. paleozoós kőzetek, 2. alsó-triász kőzetek, 3. Hámori Dolomit Fm. (pelsői), 4. Szentistvánhegyi Metaandezit Fm. (késő-anisusi–kora ladin), 5. középső–felső-triász platform mészkövek, 6. középső–felső-triász tűzköves mészkő, 7. felső-triász metabazalt, 8. felső-triász márga tűzköves mészkő betelepüléssel, 9. Lőkvölgyi Aleurolitpala Fm., jura, 10. lagúna, 11. platform peremi mozgó mészhomok domb, 12. zátony. Velledits 2006 és Csontos 1988 után módosítva.

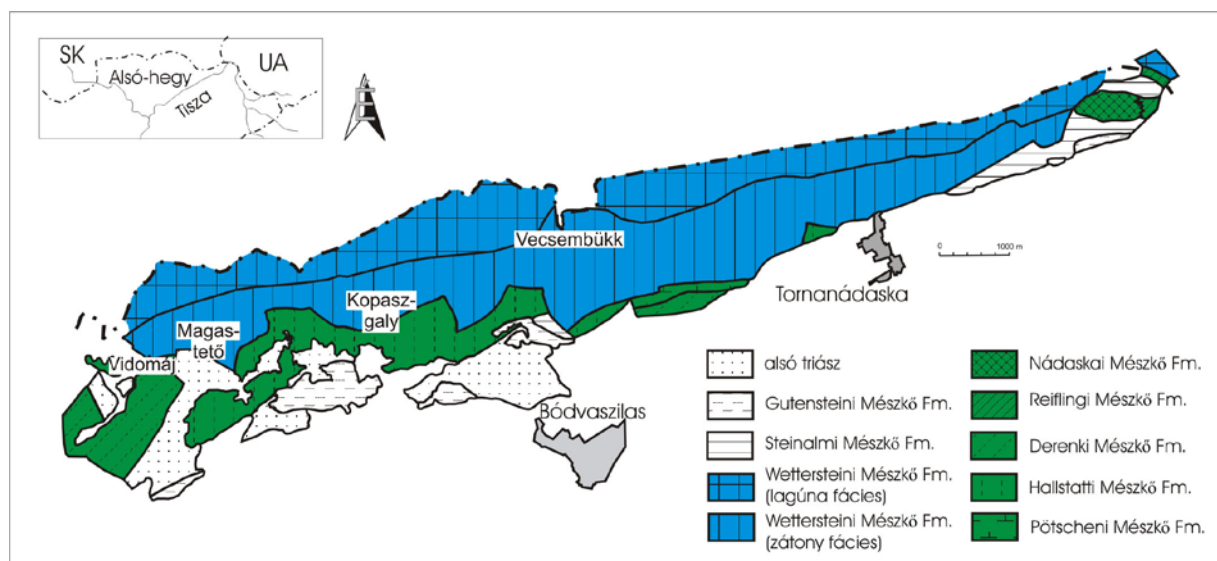
IV.1.2. B típusú karbonát platformok

A fentiekkel ellentétben a Nyugati-Kárpátokban a ladin-tuvali korú Wettersteini platformoknak hosszú, elnyúlt alakjuk van. A zátony és a lagúna üledékek egymással párhuzamos pásztákban rendeződtek. A Nyugati-Kárpátok Dehrad (Debród) és Pásková (Páskaháza) közötti platformja 48 x 8-12 km (4.4. ábra). A Dolomitokkal ellentétben a platformok borítanak be hatalmas területeket, és a medencék csak 1-1,5 km széles sávban szegélyezik azokat.



4.4. ábra. A Nyugati-Kárpátok ladin-karni karbonát platformjai és medencéi Debrød (Debrød) és Pásková (Páskaháza) között. Less & Mello 2004 után módosítva.

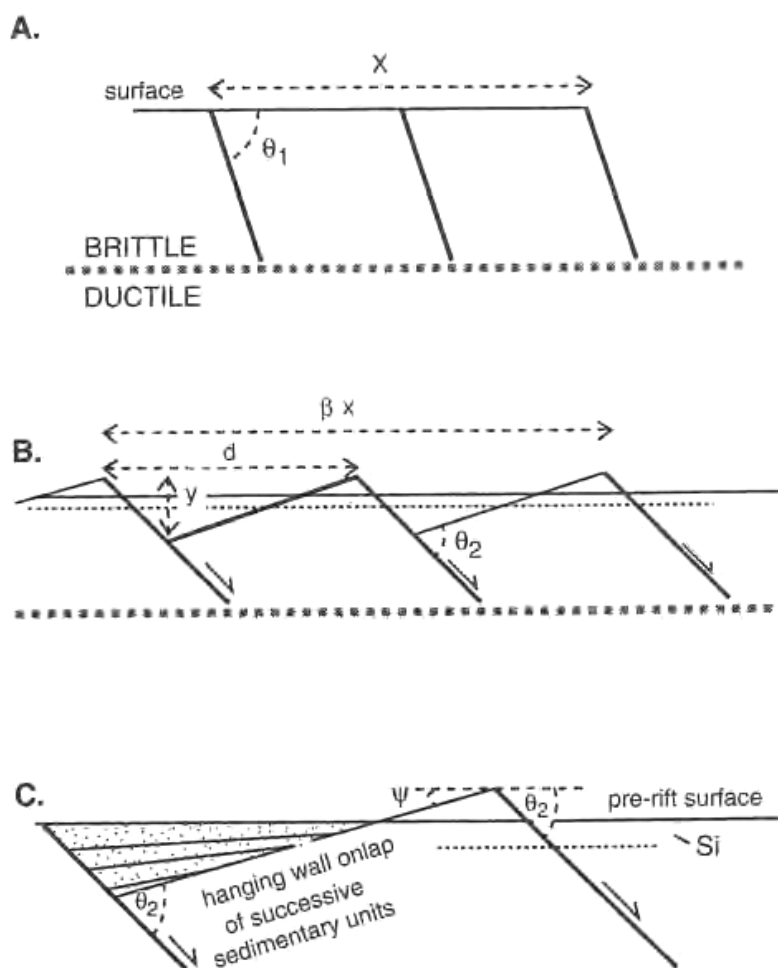
A karbonát fáciesek párhuzamos elrendezése figyelhető meg az Alsó-hegyen is Kovács 1977, 2004-es térképén. A zátony és a lagúna üledékek 14 x 0,2-1 km-es sávban helyezkednek el (4.5. ábra), és velük párhuzamos sávban a medence fáciesű mészkövek. (Amennyiben figyelembe vesszük a hegy É-i felét is – a magyar-szlovák határtól északra – (4.4. ábra) akkor a platform szélessége elérheti a 2,5 km-t is). Az Aggtelek környékén végzett kutatásokból kiderült, hogy a Reiflingi esemény (pelsői) során a Steinalmi platformok megfulladtak, lesüllyedtek, a kéreg felső része feldarabolódott, és a kéregdarabok a kéreg tágulása következtében kibillentek. Így alakult ki az aljzat dominó szerkezete (Pérol et al. 2015, valamint II. fejezet).



4.5. ábra. Az Alsó-hegy triász képződményeinek egyszerűsített geológiai térképe. Jól látszik a ladin-karni korú platform és medence hosszú, elnyúlt alakja. Kovács 1977, Kovács et al. 2004 nyomán.

A Nyugati-Kárpátok középső–késő-triász fácies eloszlása jól tükrözi az aljzat dominó szerkezetét, ami az extenziós területek széttagolódó részére jellemző.

Az aljzat dominó szerkezete a kéreg tágulása, a vetők menti feldarabolódása, és a kéregdarabok rotációs elfordulása következtében alakult ki (4.6. ábra). Szeizmológiai megfigyelések alapján megállapították, hogy extenziós területen előbb 40-60°-os dőlésű vetők szabdalják a kérget (4.6.A ábra). Ezek a vetők a kéreg törékeny/duktilis határáig hatolnak le. Később az extenzió hatására a blokkok elfordulnak (4.6.B ábra). Így alakul ki az aljzat dominó szerkezete (4.6.C ábra), ami döntően befolyásolja az üledékes fáciesek térbeli elterjedését.

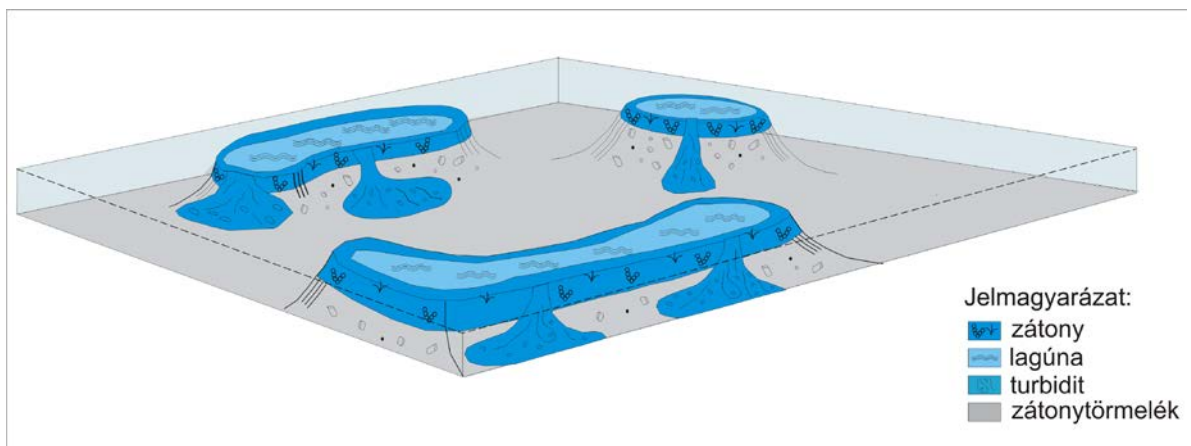


4.6. ábra. Az aljzat dominó szerkezetének kialakulása Leeder (1998)

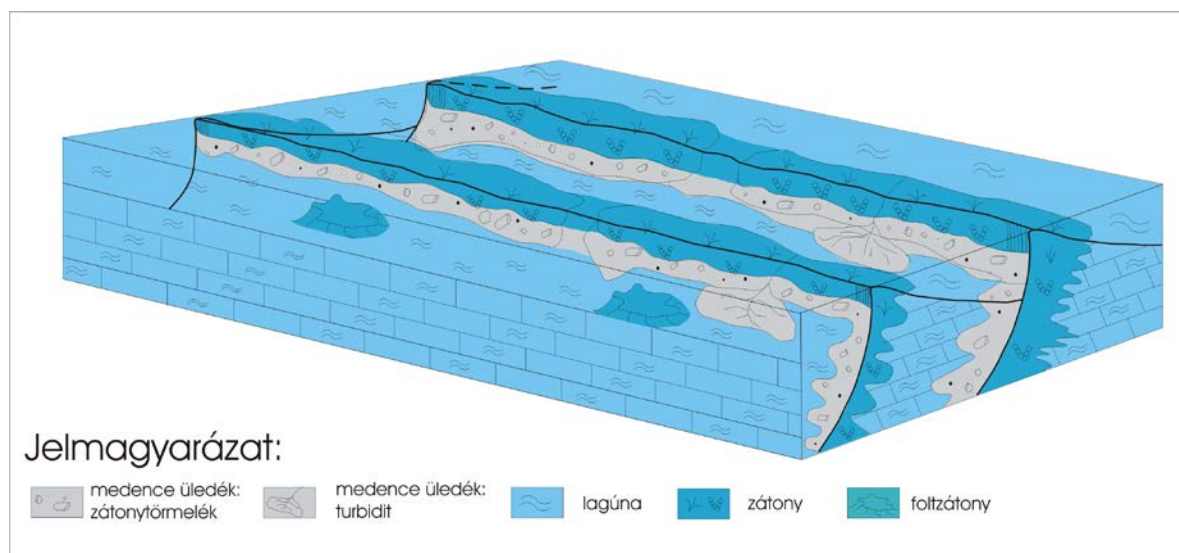
Az Északi-Mészkőalpok, Nyugati-Kárpátok karbonátjai a késő-pelsői-ig rampán ülepedtek le. A késő-pelsőiben, az aljzat jelentős mértékben lesüllyedt (Reiflingi esemény sensu Schlager & Schöllnberger 1974), feldarabolódott, differenciálódott, és kialakult dominó szerkezete. Az így kialakult aszimmetrikus medencék mélyebb részein pelágikus/hemipelágikus mészkövek, míg kiemelt részein platform karbonátok ülepedtek le, melyek később (ladin) a medencébe progradáltak.

Megrajzolva az A és a B típusú karbonátplatformok fácies eloszlásait kirajzolódik a déli és az északi selfek aljzatának morfológiájában mutatkozó különbség. A déli selfen a platformok alakja kerekded, vagy elnyúlt. A platformok peremét körben zátony szegélyezi, míg belsejében lagúna üledékek jelennek meg. A platformok szigetként állnak ki a terület nagy részét borító medencékből. Ezzel szemben az északi selfen a zátony, lagúna és

medence fáciesek elrendezkedése egymással párhuzamos pászták mentén történt. A medencék kisebb területet borítanak, mint a déli selfen. A fáciesek elrendezése tükrözi az aljzat dominó szerkezetét.



4.7 ábra. Neotethys déli selfjén kialakult platformok és medencék sematikus modellje a 4.2. ábra alapján.



4.8 ábra. A Neotethys északi selfjén kialakult platformok és medencék sematikus modellje a 4.4.a és 4.5 ábrák után.

Meg kell jegyezni, hogy részletes fácieseloszlás térképekkel csak a Dolomitokból, és a Nyugati-Kárpátokból rendelkezünk, ezért további vizsgálatokat igényel a kétféle platform morfológia igazolása, vagy elvetése a Neotethys-óceán többi selfje esetében.

IV.2. Az anisusi–ladin szárazföldi üledékek jelenléte, vagy hiánya

IV.2.1. A típusú platformok

A Dolomitok, Karni-Alpok, Júliai-Alpok, Déli-Karavankák, Bükk hegység, és a Külső-Dinaridák középső triász rétegsoraiban a vastag karbonát platform mészkövek között szárazföldi üledékek (alluviális fan, folyóvízi konglomerátumok, tavi agyagok) jelennek meg, jelezve ezen területek kiemelkedését (Velledits 1998, 2004, 2006; Vörös 2000; Haas et al. 2004; Giannola et al. 1998, 2008, Péro et al. 2015). A szárazföldi üledékek gyakran jelentős üledékhézaggal települnek permi és karbon üledékekre (Placer & Car 1977, Fois & Jadoul 1983, Brandner 1984, Jadoul & Nicora 1986, Gianolla et al. 1998, Velledits 2004). A konglomerátum vastagsága egyes helyeken az 500 m-t is elérheti (Čar & Skaberne 2003). A szárazföldi üledékekkel egy időben, vagy kicsit később vulkanitok jelennek meg, melyek vastagsága lokálisan a néhány száz métert is elérheti.

A Dolomitokból három szintben írtak le szárazföldi üledékeket (Bechstädt & Brandner 1970; Assereto et al. 1977; De Zanche et al. 1992; De Zanche et al. 1993; Senowbari-Daryan et al. 1993; Gianolla et al. 1998). Ezek az idősebbtől a fiatalabbak felé haladva a következők: **1.** Piz da Peres Konglomerátum (bithyniai); **2.** Voltago Konglomerátum (kora-pelsói); **3.** Richthofen Konglomerátum (illír, Trinososus zóna/Trinodosus szubzóna). A legjelentősebb lepusztulás a Richthofen Konglomerátum leülepedése idején történt, amikor főleg a Dolomitok nyugati részén anisusi, alsó triász és perm korú üledékek pusztultak le. A Richthofen Konglomerátumot felépítő kavicsanyag vizsgálata során Bechstädt & Brandner (1970) szerint ekkor több mint 400 m vastag üledék erodálódott.

Felvetődik a kérdés, hogy vajon minden szárazföldi üledék tektonikus hatásra keletkezett, vagy volt, amelyik tengerszint ingadozás következtében jött létre. A kérdés megválaszolásához Rüffer & Zühlke (1995) és Zühlke (2000) numerikus medence-modellezést végeztek. Feltételezésük szerint a szekvencia határok a Déli-Alpok nagy részén (a Dolomitok keleti részén és Lombardiában), az európai epikontinentális tengerben (DNy-Németország), a Barrents tengeren, és Kínában is korrelálnak egymással. Numerikus modellezésük alapján megállapították, hogy a Keleti-Dolomitok nagy részén a Piz da Peres Konglomerátum és a Voltago Konglomerátum leülepedését az alacsony tengerszint okozta. A Richthofen Konglomerátum a Dolomitok nyugati részén, és a Voltago Konglomerátum a Dolomitok déli részén viszont tektonikai hatásra jött létre.

A Dolomitoktól keletre a Karni-Alpokban, a Júliai-Alpokban, a Karavankákban (a Dinaridák északi részén) egy fiatalabb konglomerátum szint is megjelenik a késő illírben az Avisianum szubzónában, amit "Ugovizza Breccsa 2"-nek neveznek (4.9. ábra) (Farabegoli & Levanti 1982; Fois & Jadoul 1983; Farabegoli et al. 1985; Jadoul & Nicora 1986; Krainer & Lutz 1995; Gianolla et al. 1998). A Külső-Dinaridákból a Svilaja-hegységből Balini et al. (2006), a Lika-hegységből (Trubelja 2003) bauxitokat írt le, amik vulkanitokkal együtt fordulnak elő. Ezek a ladin korú mészkövek karsztosodott felületére települnek (4.1.a és 4.9. ábrák). A bauxitokat mindkét területen felső triász platformmészkövek fedik.

[illegible]

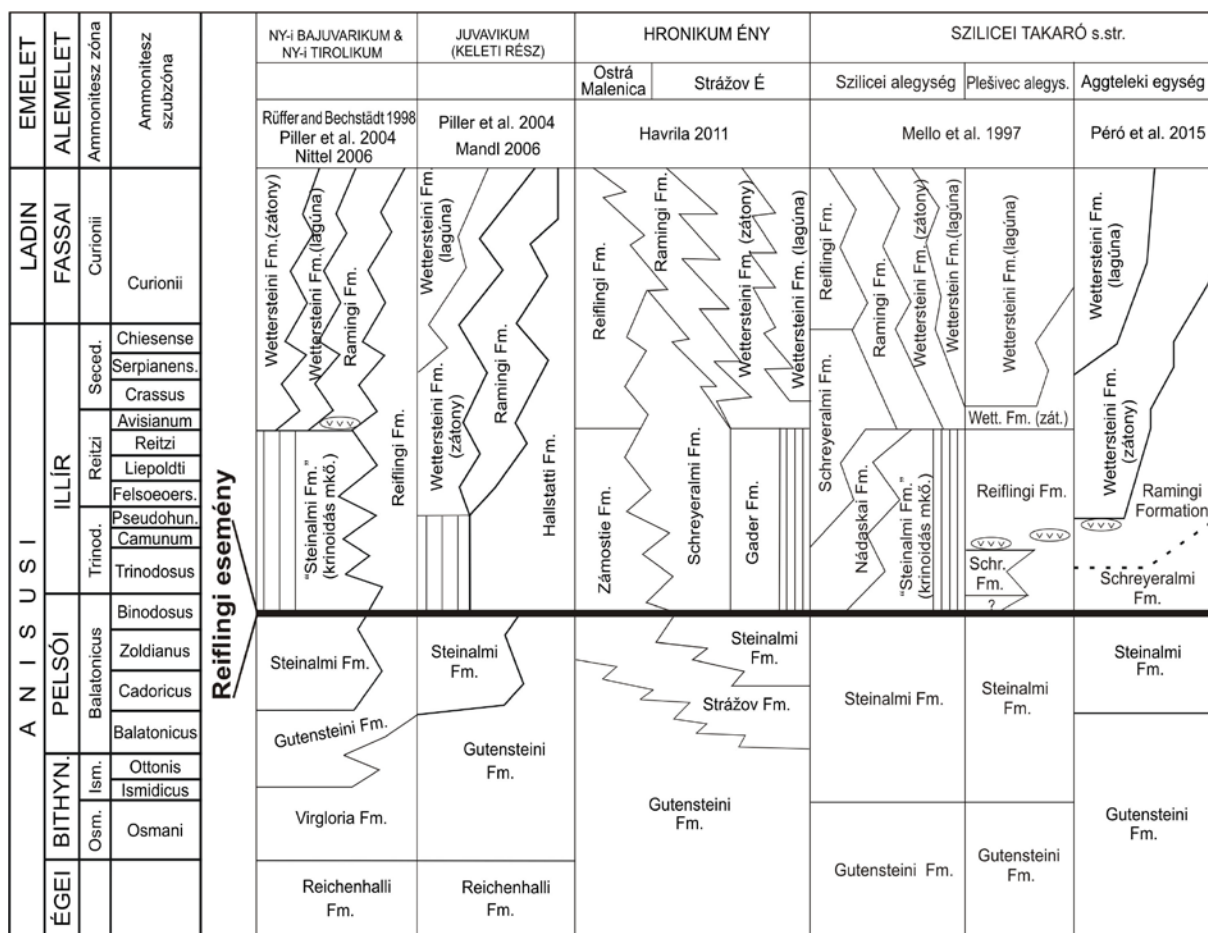
4.9. ábra. Anisusi–ladin szárazföldi üledékek. (Az ammonitesz szubzóna beosztás Vörös et al. 2003 és Gianolla et al. 2008 alapján készült).

A szárazföldi üledékek korát tekintve feltűnő, hogy délkelet felé koruk egyre fiatalabb: a Dolomitokban a Richthofen Konglomerátum kora illír, a Karni-Alpokban, a Júliai-Alpokban és a Karavankákban késő-illír: Avisianum szubzóna (Ugovizza Breccsa 2), a Déli-Karavankákban Secedensis Zóna, és dél-keleti irányban a Külső-Dinaridákban késő-ladin?–karni–nóri korú.

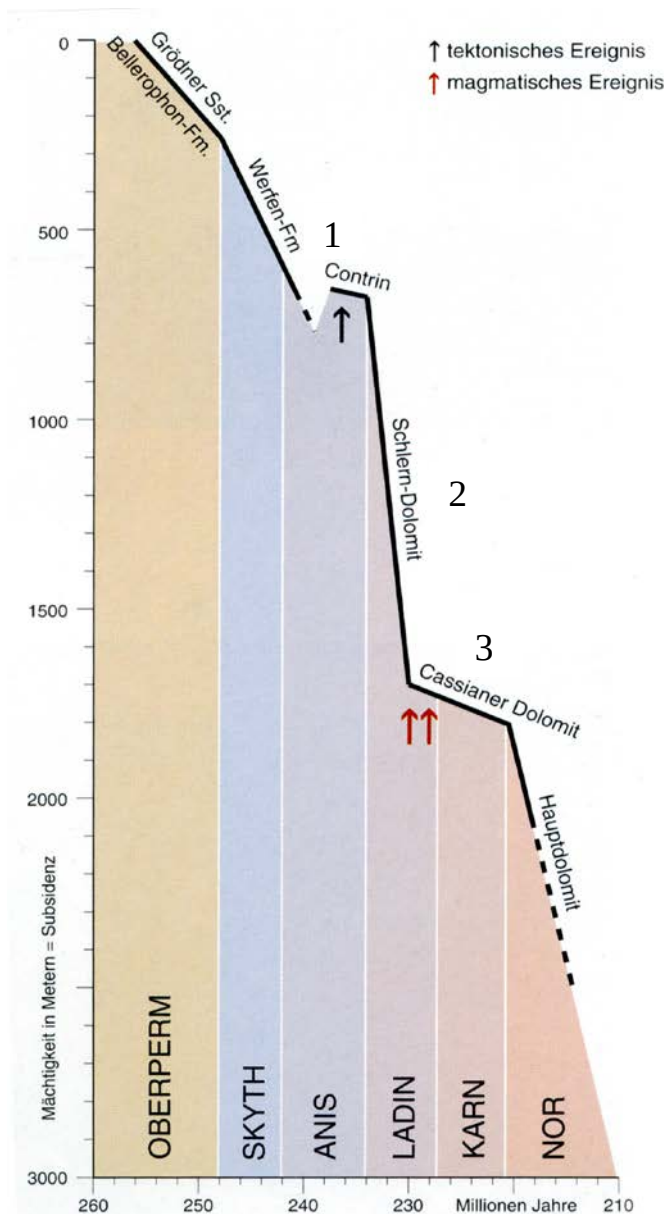
IV.2.2. B típusú platformok

Az Északi-Mészkőalpok (Rüffer & Bechstädt 1998; Piller et al. 2004; Nittel 2006; Mandl 2006, Krystyn et al. 2008), Nyugati-Kárpátok (Mello et al. 1997; Havrila 2011) és a Belső-Dinaridák Drina-Ivanjica egysége (Sudar, Budurov 1983; Sudar et al. 2013), Hellenidák: Hydra sziget (Richter & Füchtbauer 1991, Dürkoop et al. 1986). A platformok a késő-pelsóban megfulladnak, és a platform fáciesű mészkövek tetejére éles határral hemipelágikus, pelágikus mészkövek települnek (Reiflingi esemény). Richter & Füchtbauer (1991) a Hydra szigetén végzett tanulmányaik során megállapítják, hogy az Eros Mészkő (platform fácies) ugyanakkor fullad meg, amikor az Északi Mészkőalpok Steinalmi platformjai.

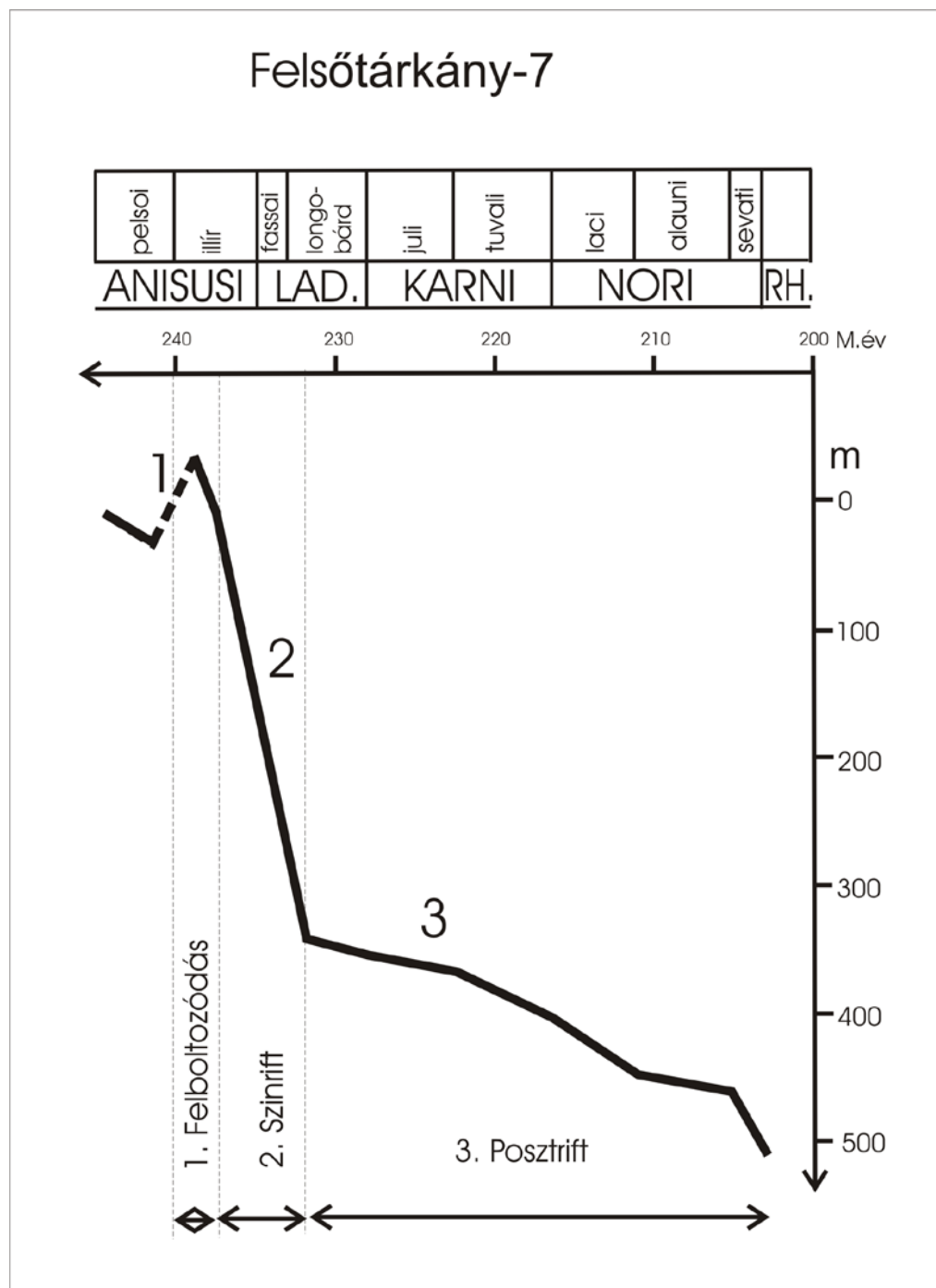
Szárazföldi üledékek hiányoznak a B típusú platformok esetében. A vulkáni közbetelepülések vagy nem jelennek meg (Aggtelek: Velledits et al. 2011), vagy csak pár cm, esetleg pár dm vastagok (Mendlingbauer szelvénye az Északi-Mészkőalpokban: Krystyn et al. 2008).



elérte a 200 Bubnoff (m/Ma) értéket, a Dolomitok nyugati részén 600-700 m, a központi részén és Karniában 900-1050 m volt. A Bükk hegységben lévő feltárások és a rendelkezésre álló ősmaradványok nem teszik lehetővé ilyen pontos adatok kiszámolását, de a süllyedés tendenciája hasonló. A késő-pelsói–illír kiemelkedést követő süllyedés sebessége a kora ladinban elérte a 200–300 m/Ma-t. A ladinban a gyors süllyedés mindkét területen megállt. Bosellini (1998) mutatott rá először, hogy „A terület erős és általános kora- és középső-ladin süllyedése után a süllyedés a Dolomitok egész területén hirtelen leállt”. Maurer (2000) szerint a gyors süllyedés a Gredleri és az Archelaus zónákban (longobárd, késő-ladin) már csak 50 Bubnoff volt. A Bükk hegységben a gyors süllyedés a fassai végén–longobard elején lassult le (Velledits 2006).



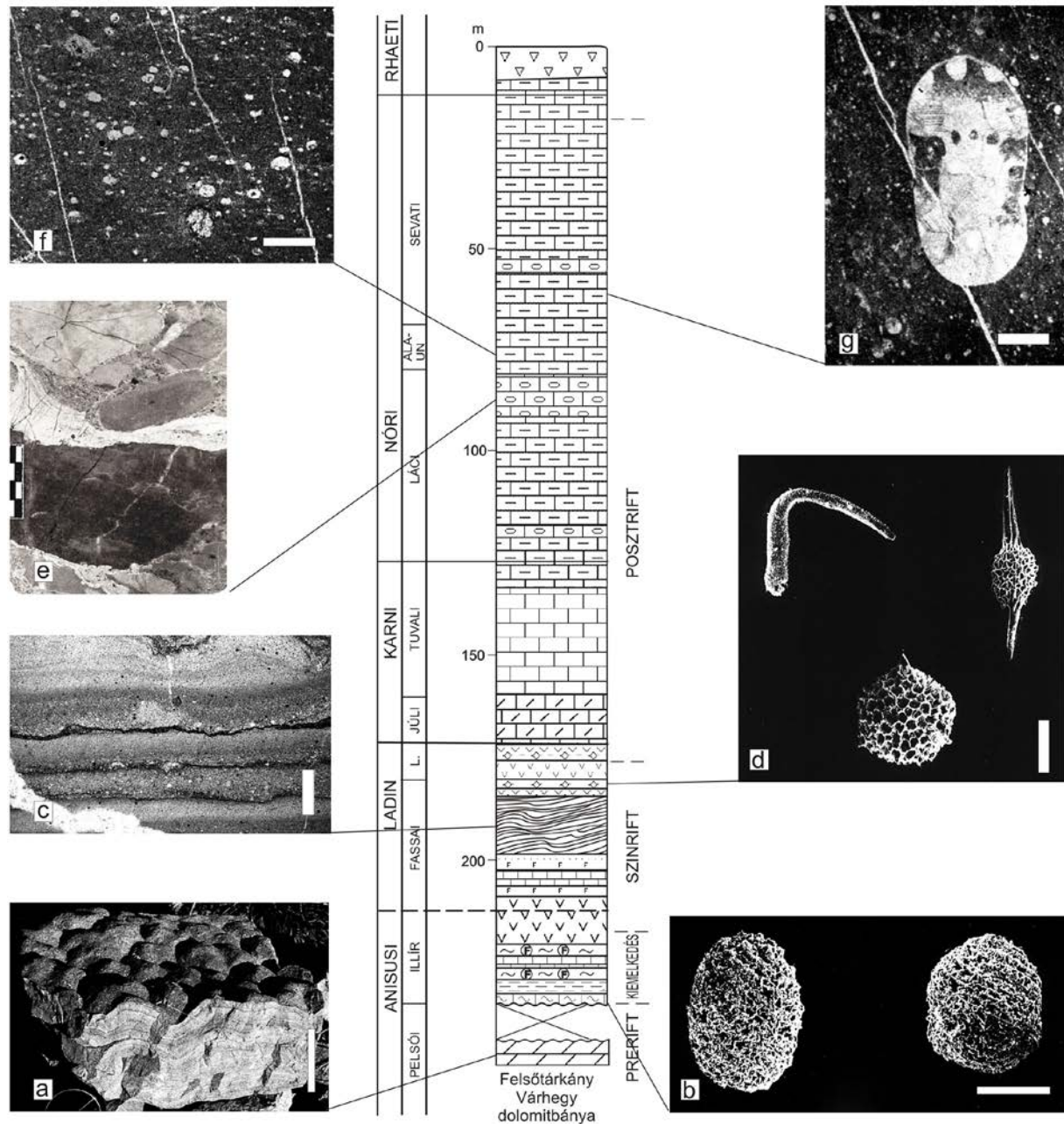
4.11. ábra. A Dolomitok P₃-T süllyedéstörténete. Bosellini 1998. Megjegyzés: az ábra emeletbeosztása a „régí”, klasszikus, 2005 előtti annisusi/ladin határt tükrözi.



4.12. ábra. A Bükk hegység T₂₋₃ süllyedéstörténete

Mindkét görbén (4.11 és 4.12 ábrák) jól látszik az aljzat késő-anisusi kiemelkedése, amit gyors süllyedés követ a kora-ladinban, majd a késő-ladinban a gyors süllyedés mindkét területen lelassult.

Felsőtárkány-7



Jelmagyarázat:

Szárazföldi
üledékek:



márga



Háromi Dolomit Fm.



kovás, tufás
mállott agyag



Felsőtárkányi Mkő. Fm.
konglomerátum réteg



vörös agyag



Szentistvánhelyi
Metaandezit Fm.



átdolomitósodott
mészkő



információ hiány



áthalmazott
vulkáni törmelék



laminites
mészmárga



Felsőtárkányi Mkő. Fm.
tűzkő mentes változat



tavi karbonát



radiolarit



Felsőtárkányi Mkő. Fm.
tűzköves mészkő

4.13. ábra. A riftesedési fázisok a Felsőtárkány-7-es fúrás rétegsorában.

Prerift fázis: a: Háromi Dolomit Fm.: alga laminit, méretarány 5 cm.

Kiemelkedés/felboltozódás: b: tavi üledékek (chara), méretarány 0,1 mm.

Szinrift: c: laminit mikrofáciése, méretarány 1 mm, d: radiolarit (*Oertlispongos inaequispinosus* KOZUR & MOSTLER, *Pseudostylosphaera coccostyla* – *Pseudostylosphaera longispinosa* közötti átmeneti forma, *Cenosphaera* sp.) méretarány 0,1 mm.

Posztrift: tűzköves mészkő: e-g: e: konglomerátum a 13,7 m vastag áthalmozott kavicsokat tartalmazó rétegből. Crinoideás mátrixban különböző eredetű és nagyságú kavicsok úsznak. Lejtőlábi üledék. Méretarány 2 cm. f: radiolária wackestone, méretarány: 1 mm. g: Ammonitesz embrió. Méretarány: 1 mm.

L: longobárd, AL: alauni

1: Hámori Dolomit Fm., 2: szárazföldi márga, 3: vörös agyag, 4: áthalmozott vulkáni törmelék, 5: tavi mészkő, 6: Szentistvánhegyi Metaandazit Fm., 7: Várhegyi Fm. (laminites mészmárga), 8: radiolarit, 9: kovás, tufás mállott agyagkő, 10: átdolomitósodott mészkő, 11: pelágikus mészkő tűzkő nélkül, 12: Felsőtárkányi Mészkő Fm.: tűzköves mészkő, 13. konglomerátum, 14: információ hiány.

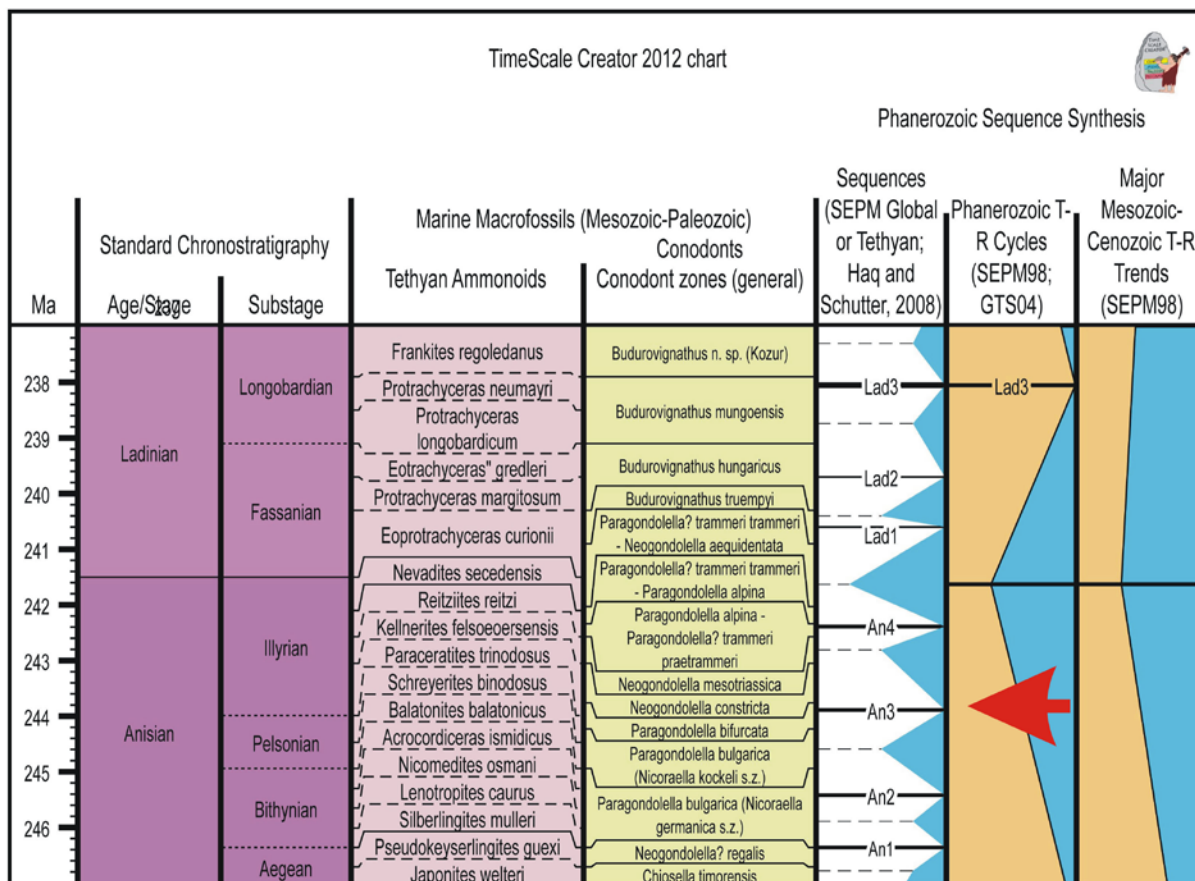
IV.3.2. B típusú platformok

Az északi selfen leülepedett karbonátplatformok süllyedéstörténete a középső-triászban a fentiekől jelentősen eltér. Kiemelkedés helyett a platformok a pelsői végén (*Binodosus* szubzóna) lesüllyedtek. A sekélytengeri Steinalmi és Gutensteini mészkövek és dolomitok leülepedését éles határral pelágikus/hemipelágikus mészkövek követik. Az üledékképződésben bekövetkezett változást először Schlager & Schöllnberger (1974) írta le, és a jellegzetes északalpi mélyvízi Reiflingi Mészkőről **Reiflingi eseménynek** nevezte el.

A Nyugati-Kárpátokban és az Északi-Mészkőalpokban a különböző megjelenésű pelágikus/hemipelágikus mészkövek Reiflingi Mészkő, Hallstatti Mészkő, Nádaskai Mészkő, Schreyeralmi Mészkő-nek (stb.) nevezik (Kovács 1984; Lein 1987; Mello et al. 1997; Tatzreiter 2001; Piller et al. 2004; Péro et al. 2015), vagy a crinoideás mészkövet, ami a platform megfulladását jelzi, szintén besorolják a "Steinalmi Formáció"-ba (Nittel 2006, Mello et al. 1997). A Belső-Dinaridák Drina-Ivanjica egységében, és a Hellenidák eoHELLÉN takarójában (Richter & Füchtbauer 1981, Dürkopop et al 1986) szintén megfulladnak a karbonátplatformok a késő-pelsőiben (4.1. ábra), és éles határral pelágikus mészkövek (Han Bulog Mészkő Fm.) ülepednek le (Sudar & Budurov 1983, Muttoni et al. 1994, Sudar et al. 2013). Ezek a platformok a gyors süllyedés és a tektonika miatt nemcsak megfulladnak, hanem feldarabolódnak, kibillennek és kialakul az aljzat dominó szekezete, ami a későbbi karbonátos fáciesek térbeli eloszlását döntően befolyásolja.

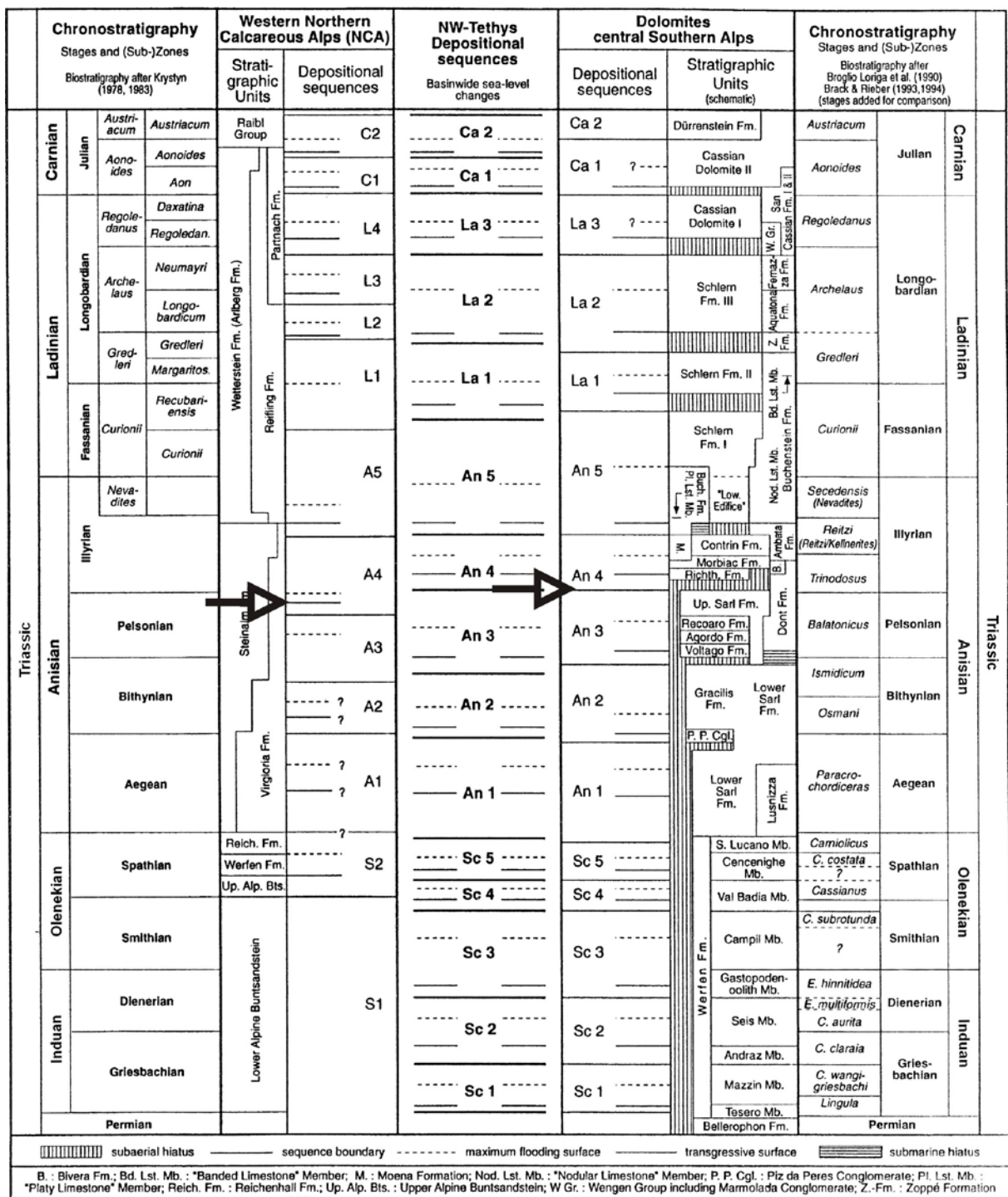
Felvetődik a kérdés, hogy a platformok késő-pelsői megfulladásánál a tektonika játszotta a fő szerepet, vagy a tengerszint emelkedés?

Gianolla (et al 1998) a Déli-Alpok számos rétegsorának tanulmányozása után az An3/An4 sequenciák határát a pelsői/illír határra helyezi, a Richthofen Konglomerátum idején történt jelentős erózió idejére. A nemzetközi gyakorlatban használt Haq & Schutter (2008) szekvenciák az anisusi–ladin időszakban gyakorlatilag megegyeznek a Gianolla et al. (2008) által definiált szekvenciákkal (4.14. ábra).



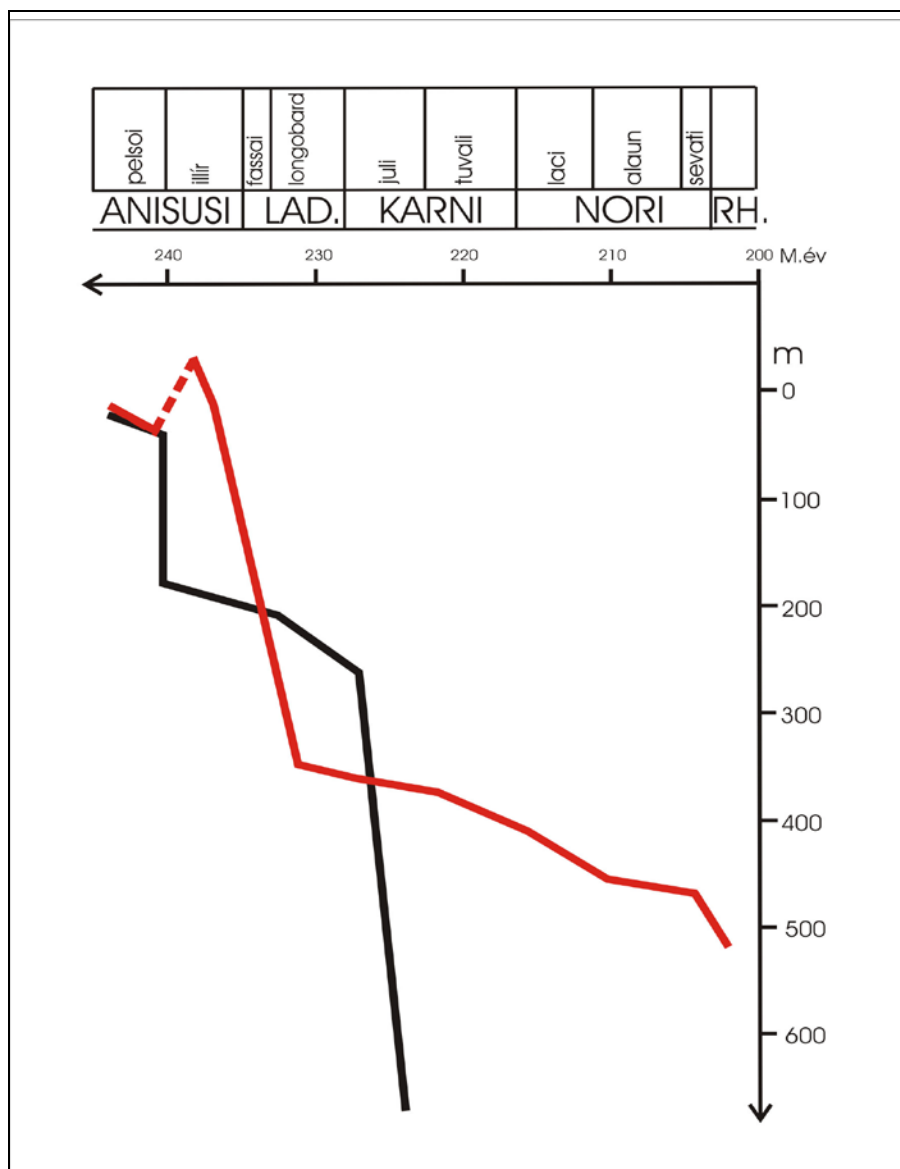
4.14. ábra. Time Scale Creator programmal előállított táblázat (<http://www.tscreator.org>).
Geologic TimeScale Foundation (2005-2016).

Rüffer & Zühlke (1995) az Északi-Mészkőalpokban és a Dolomitokban kb. 100 szelvény részletes tanulmányozásával arra a kérdésre kereste a választ, hogy a transzgresszív/regresszív tendenciák korrelálnak-e mindkét tektonikailag és paleogeográfiaiailag különböző egységben. Széleskörű vizsgálataik eredményeként megállapították, hogy kora—késő-triász üledékes szekvenciák a lokális tényezők (pl. különböző süllyedési ráta) ellenére jól korrelálnak. A Tethys nyugati elvégződésénél az üledékképződést döntően a tengerszint ingadozás befolyásolta. Ezalól csupán az A3-A4 (Északi-Mészkőalpok) és az An3-An4 (Dolomitok, ÉNY-i Tethys) középső—felső anisusi üledékes szekvenciái jelentenek kivételt. Cikkükben hangsúlyozzák, hogy ezek a szekvenciák egyáltalán nem korrelálnak: "These sequences are definitely not correlatable within the Alps". Míg az Északi-Mészkőalpokban a pelsői végén következik be a "transzgresszió", azaz relatív tengerszint emelkedés, addig a Déli-Alpokban az illír középső részén (Trinodosus zóna). Míg a pelsői/illír határon az Északi Mészkőalpokban a maximális vízszint jellemző, addig a Dolomitokban és a Déli Alpok központi részén a rétegsorokban szekvenia határ jelenik meg, ami (jelentős) erózióra utal (4.15. ábra: Rüffer & Zühlke 1995 módosított 22. ábrája).



4.15. ábra Rüffer & Zühlke 1995 módosított 22. ábrája: az észak-alpi és a Dolomitok anisusi—karni üledékes szekvenciái. A nyílak az A3/A4 illetve az An3/An4 szekvencia határok eltérő helyzetét mutatják. Az ábrán jól látható, hogy a szekvenciák jól kerrelálnak kivéve az A3/A4 és az An3/An4 szekvenciákat.

Kiszerkesztve az északi selfen leülepedett, az Északi Mészkoálpokban található Mendlingbauer szelvény (Velledits publikálatlan adatok) és a déli selfen leülepedett Bükk hegység süllyedésgörbéjét láthatóvá válik az északi és a déli self ajzatának ellentétes mozgása (4.16. ábra).



4.16. ábra. Süllyedésgörbe a déli selfről (Bükk, Felsőtárkány-7: piros görbe) és az északi selfről (Északi-Mészköalpok, Mendlingbauer: fekete görbe). Jól látszik a kéreg ellentétes mozgása a késő-pelsóiban.

IV.4. Riftesedés

A konklúzió könnyebb megértése érdekében röviden összefoglalom a riftesedő területekre vonatkozó elméleteket.

A riftek a kéreg tágulásának azon helyei, amelyeket recens megfigyelések szerint magas hőáram és vulkáni tevékenység jellemez. Sok recens riftesedéshez a kéreg felboltozódása társul (pl. a Kelet-afrikai-árok esetében Kenya és Tanzánia területén találunk dómokat).

A húzóerők hatására (Salveson 1976, 1978 in Allen & Allen 1990) a Földkéreg felső, rideg törékeny részében törések, vetők jönnek létre, míg a kéreg alatt lévő köpeny plasztikus deformációt szenved.

Számos recens (Észak-Amerika Ny-i részén lévő Basin and Range Province, Vörös-tenger Dixon et al. 1989) a) és fosszilis rift tanulmányozása Wernike 1985 egyszerű nyírás

(simple shear) modelljét, vagy annak módosított változatát igazolta. Ezt a modellt szeizmikus mérések is alátámasztották. A modell lényege, hogy a kinyúló óceán két ellentétes selfjének fejlődése nem azonos, hanem topográfiai és vulkáni aszimmetria jellemzi.

A litoszféra (kéreg és a köpeny felső része) extenziója egy, a litoszférát lapos szögben átszelő lenyesési felszín (detachment fault) mentén megy végbe. Ez a tágulási mód egyszerű nyírást feltételez az alacsony szögű vető mentén, és aszimmetrikus medencék keletkezéséhez vezet. Ez a törésfelület laposan átszeli nemcsak az egész kérget, hanem a teljes litoszférát is, és "szállítja" az extenziót az egyik régióból (felső kéreg) a másik régióba (a köpeny felső része), így a vetők által a kéreg felső részén okozott extenzió térben elválik az asztenoszféra feláramlásának helyétől. Az elválási törés fölötti rész felső lemezként, az alatta lévő alsó lemezként szerepel a szakirodalomban.

A riftesedő terület fejlődését tekintve három részre tagolható:

1. Felboltozódási öv (doming, uplift). A feláramló asztenoszféra fölött a kéreg termikus tágulása miatt a kéreg megemelkedik (doming, uplift), elkezdődik az erózió, majd a terület később lesüllyed. A süllyedés előbb gyors (szinrift szakasz, mechanikai süllyedési fázis), később lelassul (termal subsidence). Ez összhangban van azzal a megállapítással (Pigott & Sattayarak 1991) hogy, ha egy terület extenziója olyan szintet ér el, hogy elkezdődik az óceáni kéreg keletkezése, akkor megkezdődik a kéreg termikus hűlése. A lehűlés lassú, sokáig tartó folyamat, ami több tízmillió évig is eltarthat. Wernike (1981) modelljében ez a terület ott alakul ki ahol a lenyesési felszín (detachment fault) metszi az asztenoszférát.

A riftesedésnek erre az övére az aktív, bimodális vulkanizmus jellemző, mint ahogy recens példák is igazolják (Dixon et al. 1989). Pl. a Vörös-tenger keleti részén (Szaúd-Arábiában) jelentős a kiemelkedés és a terciér vulkanizmus, ami az asztenoszféra feláramlásának helyét jelöli. A terciérben bázisos lávák és telérek gyakoriak, de jelen vannak a frakcionált lávák, a dácitok és a riolitok is. Ezek kémiai és izotóp jellegei a prekambriumi kéreggel való kölcsönhatást tükrözik (Coleman et al. 1983 in Dixon et al. 1989). A kiemelkedés és a vulkanizmus ideje durván egybeesik (25-30 Mév: késő-oligocén). A kiemelt területekről nem sokkal a kiemelkedés után megindul a törmelékes üledékek áthalmozódása. Ezek a törmelékes rétegek nem nagyon vastagok és nem terjednek ki az egész területre.

A Bükkben két vulkáni esemény különíthető el előbb savanyú, majd bázisos jelleggel (Harangi et al. 1996) jelennek meg a vulkanitok.

A riftesedő területek tanulmányozása azt is bebizonyította, hogy a köpeny diapír (mantle plume) benyomulása által okozott kéreg megemelkedés és az ahhoz kapcsolódó vulkáni tevékenység egyedül nem elegendő a kéreg szétszakadásához (Fairhead 1978, Fitton 1983, Dixon et al. 1989, minden idézet in Leeder 1998). A riftesedés tengelye tehát nem a felboltozódó részen fog kialakulni, hanem térben elkülönül attól. A Vörös tenger esetében attól 200-400 km-re keletre fekszik.

2. Széttagolódási öv (breakaway), amit a felső kéreg töredezése, a terület süllyedése és a vulkanizmus hiánya jellemez.

A Vörös-tenger nyugati részén, a felsőkéreg széttagolódási övében (upper crustal breakaway), a kéreg felső részét normál vetők szabdalják, és az egyes kéregdarabok elfordultak egymáshoz képest, az átlagos kiemelkedés kisebb, és a terciér vulkanizmus hiányzik.

3. A két szélső rész között, térben mindkettőtől elkülönülve találjuk a riftesedés tengelyét. Egyes elméletek szerint (Dixon et al. 1989) a riftesedés tengelye a korábbi "gyenge zónákban", pl. vetők mentén alakul ki.

IV.5. Konklúzió

A kinyíló Neotethys-óceánt szegélyező selfeken kialakult platformok morfológiájukat és süllyedéstörténetüket tekintve két jól elkülönülő csoportra oszlanak.

Az egyik csoportba (A típus) azon platformok tartoznak, amelyek körvonala kerek, vagy kerekded. Ezen platformok peremeit zátonyok szegélyezik, belsejüket több száz méter vastag ciklusos lagúna fáciesű karbonátok alkotják. A platformok közötti területet mély medence üledékek borítják, melyek jelentős területeket foglalnak el, és a platformok mint "szigetplatformok" állnak ki a medencéből. A vastag platform fáciesű karbonátok között szárazföldi üledékek települnek, amiket jelentős vastagságú vulkanit követ.

A másik csoportba (B típus) azok a platformok tartoznak, melyek fáciesei (lagúna, zátony, medence) hosszú, elnyúlt, egymással párhuzamos pásztákban rendeződnek. Ezen platformok rétegsoraiból hiányoznak a szárazföldi üledékek, a vulkanikus betelepülések vagy nagyon vékonyak, vagy hiányoznak.

A platformok anisusi–ladin korú vulkano-szediment rétegsoraiból arra következtethetünk, hogy az A típusú platformok az illír elején (?) kiemelkedtek (Richthofen konglomerátum), míg a B típusú platformok a pelsói végén jelentős süllyedést szenvedtek és megfulladtak (Reiflingi esemény). A két különböző platform alatt a földkéreg ellentétes mozgást végzett. Az A típus kiemelkedett, a B típus lesüllyedt. Ez a jelenség nem magyarázható tengerszint ingadozással, csak a Föld belsejében lezajlott folyamatokkal. Ezt erősíti Rüffer és Zühlke (1995) tanulmánya, miszerint az Északi-Mészköalpok nyugati részén az A3 és A4, valamint a Dolomitokban az An3 és An4 szekvencia határok nem esnek egybe (4.15. ábra).

A tektonikai okokat erősíti, hogy az A típusú platformok kiemelkedését élénk vulkáni tevékenység kísérte, ugyanakkor a B típusú platformokon a pelsói végén–illír elején megjelenő neptuni telérek szintén élénk tektonikai mozgásokra utalnak. A tektonikai okokat erősíti még az a tény is, hogy a pelsói végéig egységes B típusú platformok a Steinalmi platform megfulladása után feldarabolódtak és ekkor alakultak ki a félárkok (Péró et al. 2015). Meg kell azonban jegyezni, hogy a platformok pelsói végi megfulladásához valószínűleg a tengerszint emelkedés is hozzájárulhatott.

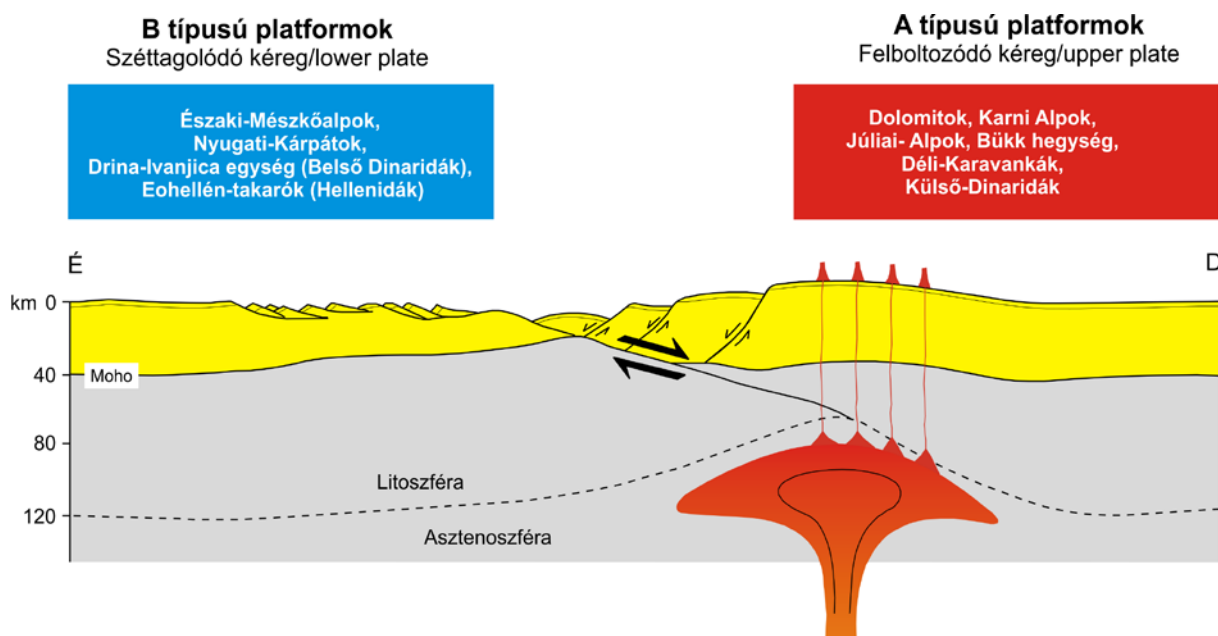
Az A típusú self fejlődése az késő-anisusi–kora-ladin időszakban jól magyarázható a mantle plume (köpeny diapír) tevékenységgel. Számos recens és fosszilis rift tanulmányozásánál megfigyelték (White és Lovell 1997, Leeder 1998), hogy a benyomuló forró köpenyanyag megemeli a kérget, amihez még hozzájárul a kéreg termikus tágulása. A benyomult olvadt köpenyanyag vulkáni kitörések formájában jut a felszínre. Ezt követi a szintrift, vagy mechanikus süllyedési fázis, amit valószínűleg a benyomult köpeny anyag gyors kristályosodása okoz, majd ezt követi, a termikus süllyedési fázis, amikor a süllyedést a kéreg hülése következtében lejátszódó süllyedés határozza meg. Mivel a lehülés hosszan tartó, lassú folyamat, ezért a kéreg süllyedése ebben a fázisban lassan, hosszan történik.

Az A típusú platformok üledékes sorazataiban a szárazföldi üledékek fiatalabb és fiatalabb korban jelennek meg (3.1.a és 3.6.a ábrák), ami jól magyarázható lenne a kéreg elmozdulásával az időnként a kéreg alsó részébe benyomuló forró köpeny eredetű anyag (mantle plume) hatásával. Ennek az állításnak a bizonyításához vagy cáfolásához azonban újabb vizsgálatokra lenne szükség, amik az asztenoszféra és a litoszférában zajló

folyamatok, valamint a kéreg felszínén zajló üledékes folyamatok egymásra hatását vizsgálják.

Számos ösföldrajzi modell (Kovács 1982, 1997; Tollmann 1987; Velledits 2006; Vörös 2000; Dercourt et al. 2000; Ziegler & Stampfli 2001; Haas et al. 2001, 2004, 2012; Péro et al. 2015) alapján a Dolomitok, Karni-Alpok, Júliai-Alpok, Karavankák, Bükk hegység, Külső-Dinaridák, azaz az A típusú platformok a kinyíló Neotethys-óceán déli selfjén, míg az Északi-Mészkőalpok, Nyugati-Kárpátok, a Drina-Ivanjica egység (Belső-Dinaridák) platformjai, azaz a B típusú platformok az északi selfen helyezkedtek el.

Az Alp-Kárpát-Dinári térség karbonátplatformjainak eltérő fejlődését jól meg lehet magyarázni Wernicke (1985), és Dixon (1989) aszimmetrikus riftesedési modelljével (4.17. ábra). Az A típusú platformok a riftesedő terület felboltozódó, a B típusú platformok a szétagoló (break-away) shelfen alakultak ki. A kinyíló óceán maradványait a Dinári Ofiolit Övben (DOB) találjuk. Pamić és Balen (2005) szerint a DOB vulkáni kőzetei a triász riftesedés során keletkeztek. Fő és nyomelem eloszlásuk igazolja azok felső köpeny eredetét. Óceáni ajzatot létrehozó bazaltos vulkanizmus nyomait találjuk Magyarországon a Darnó-egységben (Harangi et al. 1996, Kovács et al. 2011, Csontos 2014) és a Bódva völgyében (Réti 1985, 1988).



4.17. ábra. Wernicke (1985) és Dixon (1989) aszimmetrikus riftesedési modellje és a Cirkum-Pannon térség különböző típusú platformjainak kapcsolata.

Az általam felállított aszimmetrikus riftesedési modell (Velledits 1998) 2006-ban jelent meg nemzetközi folyóiratban (Velledits 2006). Tíz évvel később a zürichi egyetem (ETH: Eidgenössische Technische Hochschule Zürich) kutatói a középső-triász magmák geokémiai összetételét vizsgálták a Déli-Alpokban és a Keleti-Alpok nyugati részén. Az U-Pb geokémiai vizsgálatok, a törmelékes cirkonok Hf izotóp összetétele, valamint a gránát, krómspinell és földpát vizsgálati eredményeikre alapozva ők is arra az eredményre jutottak, hogy a középső-triász riftesedés aszimmetrikus volt. A triász magma nagyrészt a köpenyből, kisebb részt a kéregből származó komponensekből áll. Méréseik alapján a Déli-Alpokban a magmatizmus kora 240-243 Ma. Az extenzió miatt a litoszféra folyamatos nyúlása miatt a strike-slip mozgások következtében a megolvadt köpeny és kéreg anyag vulkáni tevékenység formájában jut a felszínre (Beltrán-Triviño et al. 2016).

ÉNY

DK



1.18. ábra. Tektonikai rekonstrukció a középső-triász magmatizmus idején. Beltrán-Triviño et al. (2016) 10. ábrája. A szerzők vizsgálataikra alapozva szintén arra a következtetésre jutottak, hogy a középső-triász riftesedés aszimmetrikus volt. A csillagok a mintavételi helyek valószínű helyzetét ábrázolják. A metszet nyomvonala a jobb felső sarokban lévő térképen látható.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Dolgozatom megírására Dr. Less György ösztönzött. Ezért mindenképp először neki szeretnék köszönetet mondani. Az előkészületek idején adott tanácsai, segítsége is sokat jelentettek számomra.

Köszönet illeti a Miskolci Egyetem Ásvány és Földtani Intézetének vezetőjét Dr. Márai Ferencet, aki kezdettől fogva támogatta dolgozatom megírását.

Egyetemi tanulmányaim (ELTE, Budapest) során sokat tanultam professzoraimtól, tanáraimtól.

A DAAD (Német Akadémiai Csereszolgálat)-nak egy tizenöt, és négy pár hónapos ösztöndíjért tartozom köszönettel.

Szakmai fejlődésemet jelentősen gyarapította az Erlangeni Egyetem Őslénytani Tanszékén eltöltött 15 hónap. Abban az időben néhai Flügel professzor vezetésével ott működött a világhírű zátonykutató csoport, melynek tagjai a földtörténet különböző korú zátonyait vizsgálták az egész Föld területén. Mint kezdő kutató néhai Detlef Wurmtól megtanulhattam a mészkövek mikrofácies elemzését, és Baba Senowbari-Daryantól a triász korú zátonyépítő fossziliák határozását. Ösztöndíjas tartózkodásom alatt nagyon sok klasszikus alpi mészkőfeltárást volt alkalmam a helyszínen tanulmányozni.

Az ösztöndíjak lehetővé tették számomra, hogy hosszabb-rövidebb ideig a jól felszerelt német egyetemek műszereit és könyvtárait használhattam. Tapasztalatokat cserélhettem a szakma kiváló művelőivel.

Néhai Flügel professzor tanácsokkal, útmutatásokkal segítette szakmai fejlődésemet. Sokat tanultam közös konzultációinkból is. Az aggteleki projekt elindításánál is minden segítséget megkaptam Tőle.

A dolgozat végső konklúzióinak kialakításában szerepet játszottak a Vörös Attilával, Haas Jánossal és Budai Tamással folytatott beszélgetések. Ötleteiket, hasznos tanácsaikat ezúton is köszönöm.

Haas Jánosnak a kéziratra tett kritikai észrevételeiért tartozom köszönettel.

Az alapkutatásban végzett projektek során sokat tanultam a részt vevő magyar és külföldi kollégáktól.

Köszönet illeti Péro Csabát, aki nemcsak az aggteleki kutatás térképezési részének volt meghatározó alakja, de segítségére mindig számíthattam a kutatások során felmerült számtalan technikai probléma (pl. nagymennyiségű ecetsav beszerzése és laborba szállítása, nagy mennyiségű kövek cipelése) megoldásában is. Köszönet illeti a dolgozat kéziratára tett kritikai megjegyzéseit.

Néhai Kovács Sándor sok hasznos ötlettel és precíz, pontos konklúzióval járult hozzá a projekt sikeréhez.

A többi őslény specialista (Piros Olga, Joachim Blau, Paulian Dumitrica és Pálffy József) munkái és szaktudásai nagymértékben hozzájárultak a végső következtetések kialakításához, és emelték munkánk színvonalát.

Külön köszönetet szeretnék mondani azon OKTA Bizottság tagjainak, akik 2002-ben bizalmat és pénzt szavaztak kutatásainknak, és remélem, hogy eredményeink és publikációs tevékenységünk (6 referált folyóiratban, 8,953-as kumulatív impakt faktorral, valamint további 4 nem referált folyóiratban megjelent cikk, 6 konferencia előadás 3 nyelven, 2 angol nyelvű kirándulásvezető nemzetközi terepbejárásokhoz) igazolja döntésüket.

Ugyancsak köszönetet szeretnék mondani azoknak a névtelen kollégáknak is, akik segítettek a Békésy György posztdoktori ösztöndíj elnyerésében is.

Az osztrák kollégák Richard Lein, Leopold Krystyn, Hans-Jürgen Gawlick segítségével meglátogathattam és feldolgozhattam több klasszikus alpi feltárást. Betekinthettem vékonycsiszolat gyűjteményükbe is. Szakmai beszélgetéseink nagyon hasznosak voltak. Kutatásainkat az Osztrák-Magyar Akció Alapítvány, valamint az ASO (Austrian Science and Research Liaison Office) támogatta.

Sok kiváló kollégával dolgozhattam együtt az olajipari cégek számára készített tanulmányaim során. Sokat tanultam Horváth Gabriellától, aki jelentősen bővítette a kőolajföldtani ismereteimet, és bevezetett a karotázs értelmezés világába.

A néhai Rumpler Jánossal, Márton Bélával, Lemberkovics Viktorral és Lőrincz Katalinnal folytatott beszélgetések szintén hozzájárultak szakmai fejlődésemhez.

Szeretnék köszönetet mondani az Országos Földtani Szakkönyvtár dolgozóinak Piros Olgának, Szlepák Tímeának és Gáspár Anitának, akik segítettek sok értékes szakkikk beszerzésében.

Végül, de nem utolsó sorban köszönetet szeretnék mondani családom tagjainak, akik a dolgozat megírására biztattak, és számos technikai probléma megoldásában nyújtottak segítséget.

IRODALOMJEGYZÉK

- Allen P.A. & Allen J.R. (1990) Basin Analysis, Principles & Applications. 451. Blakwells Oxford.
- Assereto R., Brusca C., Gaetani M., Jadoul F. (1977) The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. *L'industria Mineraria*, 231: 1-34.
- Balini M., Jurkovšek B., Kolar-Jurkovšek T. (2006) New Ladinian Ammonoids from Mt. Svilaja (External Dinarides, Croatia). *Rivista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia*, 112/3: 383-395.
- Bechstädt T. & Brandner R. (1970) Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olang Dolomite, Südtirol). *Festband Geol. Inst., 300-Jahr-Feier, Univ. Innsbruck*, 9-103.
- Berra F., Rettori R., Bassi D. (2005) Recovery of carbonate platform production in the Lombardy Basin during the Anisian: paleoecological significance and constrain on paleogeographic evolution. *Facies* 50: 615-627.
- Beltrán-Triviño A., Winkler W., von Quadt A. (2016) Triassic magmatism on the transition from Variscan to Alpine cycles: evidence from U-Pb, Hf, and geochemistry of detrital minerals. *Swiss J. Geosci.* 109:309-328.
- Bosellini A. (1991) Geology of the Dolomites. An introduction Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitisation Ortisei/St. Ulrich, Val Gardena/Grödenal: 1-43.
- Bosellini A. (1998) Geologie der Dolomiten. 1-192. Athesia Bozen.
- Brack P. & Muttoni G. (2000) High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlation in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 161: 361-380.
- Brack P. & Rieber H. (1993) Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 86: 415-527.
- Brack P., Rieber H., Nicora A., Mundil R. (2005) The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes*, 28: 233-244.
- Brandner R. (1984) Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B.-A.*, 126/4:435-475.
- Brandner R., Flügel E., Koch R., Yose L.A. (1991) The Northern Margin of the Schlern/Sciliar – Rosengarten/Catinaccio Platform. – Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Field Guide Book, Ortisei/St. Ulrich, Italy, Guidebook Excursion A, 1-61.
- BUDAI T. & VÖRÖS A. (2003) Geological setting. In: VÖRÖS A. (szerk.): The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 55:9–12.

- BUDAI T. & VÖRÖS A. (2006) Middle Triassic platform evolution on the Southern Bakony Mountains (Transdanubian range, Hungary). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **112/3**: 359–371.
- Bystricky J. (1964) Slovensky kras – Stratigrafia a Dasycladacea e mezozoika 'Slovenskeho krasu. – *Ustr. ustav Geol.*, 1-204. Bratislava.
- Čar J. & Skaberne D. (2003) Stopniški Konglomerati. *Geologija*, **46/1**: 49-64.
- Celarc B., Goričan S., Kolar-Jurkovšek T. (2013) Middle Triassic carbonate-platform break-up and formation of small-scale half-grabens (Julian and Kamnik-Savinja Alps, Slovenia). *Facies*, **59**:583-610.
- Crevello P.D. & Schlager W. (1980) Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma sound, Bahamas. *Jour. Sed. Petr.*, **50/4**: 1121-1148.
- Csontos L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: la massif du Bükk (Nord-Est de la Hongrie) (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). Thèse, Univ. de Lille, 1-327.
- Csontos L. (2014) Szarvaskő-Darnó Unit. In Haas J., Budai T. (szerk) Magyarország prekainozoós medencealjazatának földtana. Magyarázó "Magyarország pre-kainozoós földtani térképéhez" (1:500 000). Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.
- De Zanche V., Franzin A., Giannola P., Mietto P., Siorpaes C. (1992) The Piz da Peres section (Valdaora-Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **85/1**: 127-143.
- De Zanche V., Giannola P., Mietto P., Siorpaes C., Vai P.R. (1993) Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy): *Memorie di Scienze Geologiche*, **45**: 1-27.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandolescu M. szerk. (2000) *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, 24 maps and explanatory notes: I-XX*, 1-269.
- Dixon T.H., Ivins E.R., Franklin B.J. (1989) Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: constraints on rift models. *Tectonics*, **8/6**:1193-1216
- Dürkoop A., Richter D.K., Stritzke R. (1986) Fazies, Alter und Korrelation der triasischen Rotkalke von Epidauros, Adhami und Hydra (Griechenland). *Facies*, **14**: 105-150.
- Emmerich A., Zamparelli V., Bechstädt T., Zühlke R. (2005) The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: The Latemar (Dolomites, Italy). *Facies*, **50**: 573-614.
- Farabegoli E., Jadoul F., Martines M. (1985) Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali – Italia) *Riv. It. Paleont. Strat.*, **91/2**: 147-196.
- Farabegoli E. & Levanti D. (1982) Triassic Stratigraphy and Microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). *Facies*, **6**: 37-58.
- Flügel E. (1982a) Evolution of Triassic Reefs: Current Concepts and Problems. Entwicklung der trias-Riffe: Kenntnisstand und Probleme. *Facies*, **6**:297- 327.
- Flügel E. (1982b) Microfacies Analyses of Limestones. 1-633. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Flügel E. (2002) Triassic reef patterns. In: Kiessling W., Flügel E. & Golonka J. (szerk.) – Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Spec. Publ., **72**: 391-463, Tulsa.

- Flügel E. (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks*. 1-976. Springer.
- Fois E. & Gaetani M. (1981) The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 86/3: 469-54.
- Fois E. & Gaetani M. (1984) The recovery of reef-building communities and the role of Cnidarians in carbonate sequences of the Middle Triassic (Anisian) in the Italian Dolomites. *Palaeontogr Amer.*, 54:191-200.
- Fois E. & Jadoul F. (1983) La dorsale paleocarnica anisica de Pontebba. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 89: 3-30.
- Frost S.H. (1977) Cenozoic reef systems of the Caribbean – prospects for paleoecological synthesis. *Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geology*, 4: 93-110.
- Gaetani M. (2015) The Permian and Triassic in the Albanian Alps. *Acta geologica Polonica*, 65/3:70-295.
- Gaetani M. & Gorza M. (1989) The Anisian (Middle Triassic) carbonate bank of Camorelli (Lombardy, Southern Alps). *Facies*, 21: 41–56.
- Gaetani M., Jacobshagen V., Nicora A., Kauffmann G., Tselepides V., Fantini-Sestini N., Merimann D., Skourtsis-Coroneou V. (1992) The Early-Middle Triassic boundary at Chios. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 98/2: 181-204.
- Gallet Y., Krystyn L., Besse J. (1998) Upper Anisian to Lower Carnian magnetostratigraphy from the Northern Calcareous Alps (Austria). *Jour. Geophys. Res.*, 103: 605-621.
- Gawlick H.J., Frisch W., Vecsei A., Steiger T., Böhm F. (1999) The change from the rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geol. Rundsch.*, 87: 644-657.
- Geologic TimeScale Foundation (2005-2016). TSCreator visualization of enhanced Geologic Time Scale 2004 database (Version 6.4; 2016) James Ogg (database coordinator) and Adam Lugowski (software developer) <http://www.tscreator.org>
- Gianolla P., De Zanche V., Mietto P. (1998) Triassic sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Tulsa: SEPM Spec. Pub., 60: 719-747.
- Gianolla P., Andreetta R., Furin S., Furlanis S., Riva A., Stefani M., Hurry J. (2008) Geology of the Dolomites. Nomination of the Dolomites for inscription on the world natural heritage list UNESCO Annex A2.1 Geology 7-77. http://www.provincia.tn.it/binary/pat/banner/03_DOLOMITES_annex_jan2008.1236608333.pdf
- Haas J. (szerk.) Bércziné Makk A., Budai T., Harangi Sz., Hips K., Józsa S., Konrád Gy., Kovács S., Less Gy., Pelikán P., Pentelényi L., Piros O., Rálschné Felgenhauer E., Török Á., Velledits F. (2004) Magyarország geológiája. Triász. 1-384. Eötvös University Press, Budapest.
- Haas J., Budai T. (szerk.) Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., Koroknai B. (2010) Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez (1:500 000).). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Haas J., Budai T. (szerk.) Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., Koroknai B. (2014) Geology of the pre-Cenozoic basement of Hungary. Explanatory notes for "Pre-Cenozoic

- geological map of Hungary) (1:500 000). Geological and Geophysical institute of Hungary, Budapest.
- Haas J. (szerk.) Hámor G., Jámor Á., Kovács S., Nagymarosy A., Szederkényi T. (2001) Geology of Hungary. 1-317. Eötvös University press, Budapest.
- Haas J. (szerk.) Hámor G., Jámor Á., Kovács S., Nagymarosy A., Szederkényi T., (2012) Geology of Hungary. 1-244. Springer.
- Hagdorn H. & Velledits F. (2006) Middle Triassic crinoid remains from the Aggtelek platform (NE Hungary). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 240: 373-404.
- Haq B.U. & Schutter S.R. (2008) A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science*, 322: 64-68.
- Harangi Sz., Szabó Cs., Józsa S., Szoldán Zs. (1996) Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys. *International Geology Review*, 38: 336-360.
- Hardie L.A., Wilson E.N., Goldhammer R.K. (1991) Cyclostratigraphy and dolomitization of the Middle Triassic Latemar buildup, the Dolomites, northern Italy. 200 years Dolomite. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization. Guidebook Excursion F.
- Harris M.T. (1993) Reef Fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. *Sedimentology*, 40/3: 383-401.
- Harris M. T. (1994) A volume-based approach to reef productivity and submarine erosion rates: a case study of a Middle Triassic reef margin (Latemar Buildup, northern Italy): a volume-based approach: *Journal of Geology*, 102: 603-610.
- Havrila M. (2011) Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelson – tuval), strukturalizacia a stavba. *Geologické práce, Spravy* 117:7-103.
- Hips K. (1998) Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. In: Wright V.P., Burchette T.P. (szerk.) Carbonate Ramps. Geol. Soc. Spec. Publ., 149: 315-338 London,.
- Hips K. (2007) Facies pattern of western Tethyan Middle Triassic black carbonates: The example of Gutenstein Formation in Silica Nappe, Carpathians, Hungary, and its correlation to formations of adjoining areas. *Sed. Geol.*, 194: 99-114.
- Jadoul F. & Nicora A. (1986) Stratigrafia e paleografia ladinico-carnica delle alpi carniche orientali (versante nord della Val Canale, Friuli). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 92: 201-238.
- James N.P. (1983) Reef environment. In: Scholle P.A., Bebout D.G. & Moore C.H. (szerk.) Carbonate Depositional Environments. 346-462, AAPG, Tulsa.
- Kochánová M. & Michalík J. (1986) Stratigraphy and macrofauna of the Zámotie Limestones (Upper Pelsonian–Lower Illyrian) of the Choč Nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. Carp.*, 37: 501-531.
- Kovács S. (1977) A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtana. Egyetemi doktori értekezés. Kézirat.
- Kovács S. (1978) New sphinctozoan sponges from the North Hungarian Triassic. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11: 685-697.

- Kovács S. (1982) Problems of the „Pannonian Median Massif” and the distribution of Late Paleozoic-Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rubdschau*, 71/2: 617-648
- Kovács S. (1984) North Hungarian Triassic Facies Types: A review. *Acta Geol. Hung.*, 27: 251–264.
- Kovács S. (1989) Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terranes. In: Kecskeméti T. (szerk.) 21st Europ. Micropaleont. Colloq. Guidebook, 15-36, Hung. Geol. Society, Budapest.
- Kovács S. (1994) Conodonts of stratigraphical importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 99: 473-514.
- Kovács S. (1997) Middle Triassic Rifting and Facies Differentiation in Northeast Hungary. In: Sinha A.K. (szerk.) Geodynamic Domains in the Alpine-Himalayan Tethys, 375-397, IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., Oxford, New Delhi, Calcutta.
- Kovács S. (1992) Tethys "western ends" during the Late Paleozoic and Triassic and their possible genetic relationships. *Acta Geol. Hung.*, 35/4: 329-369.
- Kovács S., Less Gy., Hips K., Piros O., Józsa S. (2004) Aggteleki-Rudabányai egységek. In: Haas (szerk.) Magyarország geológiája Triász, 197-303. ELTE Eötvös Kiadó.
- Kovács S., Haas J., Ozsvárt P. Palinkaš L., Kiss G., Molnár F., Kövér Sz. (2011) Re-evaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparison with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides. Preliminary data. *Central European Geology*, 53/2: 205-233.
- Kozur H. (1991) The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 87: 109-135.
- Kozur H. & Mock R. (1973) Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3/2: 1-14.
- Krainer K. & Lutz D. (1995) Middle Triassic Basin Evolution and Stratigraphy in the Carnic Alps (Austria). *Facies*, 33: 167-184.
- Krainer K. & Mostler H. (1991) Neue Hexactinellide Poriferen aus der Südalpinen Mitteltrias der Karawanken (Kärnten, Österreich). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 18:131-150.
- Krystyn L. (1980) Triassic conodont localities of the Salzkammergut region. *Abh. Geol. B-A*, 35: 61–98.
- Krystyn L. (1983) Das Epidauros-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. In: Zapfe H. (szerk.) Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys. *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 5: 231-258.
- Krystyn L., Lein R., Richoz S. (2008) Der Gamstein: Werden und Vergehen einer Wettersteinkalk-Plattform. Fieldguide. *Jour. Alpine. Geol.*, 49: 157-172.
- Krystyn L. & Schöllenderger (1972) Führer zu Excursionen für 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gessellschaft in Graz, 61-107.

- Leeder M.R. (1998) Continental Rifts and Proto-Oceanic Rift Troughs. In: Busby & Ingersoll: Tectonics of sedimentary basins, 119-148. Willy Blackwell Science.
- Lein R. (1987) Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. In: Flügel H.W. & Faupl P. (szerk.) Geodynamics of the Eastern Alps, 85-102, Franz Deuticke, Bécs.
- Less Gy., & Mello J. (szerk.) Elecko M., Kovács S., Pelikán P., Pentelényi L., Peregi Zs., Pristas J., Radócz Gy., Szentpéteri I., Vass D., Vozár J., Vozárová A. (2004) Geological map of the Gemer-Bükk area. 1: 100 000.
- Lucas S.G. (2010) The Triassic timescale: an introduction. Geological Society, London, Special Publications, 334: 1-16.
- Łuczyński P. (2001) Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra mountains, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 51/3: 237-252.
- Mandl G.W. (2000) The Alpine sector of the Tethyan shelf- examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 61-77.
- Mandl, G.W. (2006) Explanatory notes to the digital geological map of the Rax-Schneeberg-Region. Geologische Bundesanstalt, KATER 11 (KArst waTER research program). Geological Survey of Austria, 1-26. Bécs.
- Manfrin S., Mietto P., Preto N. (2005) Ammonoid biostratigraphy of the Middle Triassic Latemar platform (Dolomites, Italy) and its correlation with Nevada and Canada. *Geobios*, 38: 477-504.
- Mange M.A. & Maurer H.F.W. (1992) Heavy Minerals in Colour. 1-147. Chapman & Hall, London.
- Martindale R.C., Foster W.J, Velledits F. (2017) The survival, recovery, and diversification of metazoan reef ecosystems following the end-Permian mass extinction event. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.08.014.
- Maurer F. (2000) Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). *Sedimentary Geology*, 134:275-286.
- Mello J., Elečko M., Pristaš J., Reichwalder P., Snopko L., Vass D., Vozárová A., Gaál L., Hanzel V., Hók J., Kováč P., Slavkay M., Steiner A. (1997) Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského Krasu 1:50 000. (*Explanatory notes: Slovak Karst*) 1-255. Vydavateľ'stvo Dionýza Štúra, Pozsony.
- Mietto P. & Manfrin S. (1995) A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166: 539-563.
- Montenat C., Barrier P., Ott d'Estevou P. (1991) Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. *Tectonophysics*, 194: 203-215.
- Morton A.C. & Hallsworth C.R. (1999) Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Petrology*, 124: 3-29.
- Muttoni G., Nicora A., Brack P., Kent D. (2004) Integrated Anisian–Ladinian boundary chronology. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 208: 85-102.
- Nicora A. & Brack P. (1995) The Anisian/Ladinian boundary interval at Bagolino (Southern Alps, Italy): II. The distribution of Conodonts. *Albertiana*, 15:57-65.
- Nittel P. (2006) Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). *Geo Alp*, 3:93-145.

- Oravecz-Scheffer A. (1987) A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek foraminiferái. *Geol Hung, Ser. Palaeont.*, 50: 1-331.
- Ott E. (1967) Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. *Bayerische Akad. Wiss., Math-nat. Kl. Abh., Neue Folge*, 131: 1-96.
- Pálffy J. & Vörös A. (1998) Quantitative ammonoid biochronological assessment of the Anisian-Ladinian (Middle Triassic) stage boundary proposals. *Albertiana*, 21:19-26.
- Pamić J., Balen D. (2005) Interaction between Permo-Triassic rifting, magmatism and initiation of the Adriatic-Dinaric carbonate platform (ADCP). *Acta Geologica Hungarica*. 48/2:181-204.
- Payne J.L., Lehrmann D.J., Wei J., Payne J. L., Lehrmann D.J., Christensen S., Wei J., Knoll A. (2006a) Environmental and biological controls on the initiation and growth of a Middle Triassic (Anisian) reef complex on the Great Bank of Guizhou, Guizhou province, China. *Palaios*, 21:325-343.
- Payne J.L., Lehrmann D.J., Wei J., Knoll A. (2006b) The pattern and timing of biotic recovery from the end-Permian extinction on the Great Bank of Guizhou province, China. *Palaios*, 21: 63-85.
- Pérol Cs., Velledits F., Kovács S., Blau J. (2015) The Middle Triassic post-drowning sequence in the Aggtelek Hills (Silica Nappe) and its Tethyan context—first description of the Raming Formation from Hungary. *Newsletters on Stratigraphy*, 48/1:1-22.
- Pia J. (1912): Neue Studien über die triadischen Siphonea e Verticillatae. *Beitr. Paläont. Geol. Ost.-Ung.*, 25: 25-81.
- Pia J. (1940) Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilicei fennsík im Nordungarn. *Tisia*, 4:11-18.
- Pigott J.D., Sattayarak N. (1991) Aspects of sedimentary basin evolution assessed through tectonic subsidence analysis. Example: Northern Gulf of Thailand. OGCI jegyzet: Basin Analysis Workshop. An integrated Approach. Kézirat.
- Piller W.E., Egger H., Erhart C.W., Harzhauser M., Hubmann B., van Husen D., Krenmair H. G., Krystyn L., Lein R., Lukeneder A., Mandl G.W., Rögl F., Roetzel R., Rupp C., Schnabel W., Schönlaub H.P., Summesberger H., Wagreich M., Wessely G. (2004) Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). Komm paläont strat Erforsch Öster der Öster Akad der Wiss und Öster Strat Kom Wien.
- Piros O., Pavlik W., Bryda G., Krystyn L., Moser M. & Kreuss O. (2002) The Anisian-Carnian dasycladacean biostratigraphy and an attempt for platform and basin correlation. IUGS Subcommission on Triassic Stratigraphy, STS/IGCP 467 field meeting, Veszprém, Hungary 5-8 September 2002, 56-58. *Geol. Inst. Hung., Hung. Geol. Soc., Budapest*.
- Piros O. & Preto N. (2008) Dasycladacean algae distribution in ammonoid-bearing Middle Triassic platforms (Dolomites, Italy). *Facies*, 54:581–595.
- Placer L., & Čar J. (1977) Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. (The Middle Triassic Structure of the Idrija Region.) *Geologija*, 20:141-165.
- Protić L., Filipović I., Pelikán P., Jovanović D., Kovács S., Sudar M., Hips K., Less Gy., Cvijić R. (2000) Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar block, Sana-una and „Bükkium” terranes. In: Karamata S. & Janković S.

- (szerk.) Proc. of the international symposium: Geology and metallogeny of the Dinarides and the Vardar zone. *Acad. Sci. Arts Repub. Srpska, Collect. Monogr., Dept. Nat. Math. Tech. Sci. I*: 61-69. Sarajevo.
- Rabenhorst L (1863) Kryptogamen-Flora von Sachsen, der Ober-Lausitz, Thüringen und Nordböhmen. 1: 1-653. Krummer, Leipzig.
- Réti Zs. (1985) Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, Northern Hungary. *Ofioliti*. 10/2-3: 411-422.
- Réti Zs. (1988) Triász időszaki óceáni kéregmaradványok az Aggtelek-Rudabányai-hegységben. MÁFI évei jelentés 1986-ról: 45-51.
- Richter D.K. & Füchtbauer H. (1991) Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Greichenland). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 132:451 – 501.
- Riedel P. (1990) Riffbiotope im Karn und Nor (Obertrias) der Tethys: Entwicklung, Einschnitte und Diversitätsmuster. Doktor Thesis, 1-96. Erlangen – Nürnberg.
- Russo F. (2005) Biofacies evolution in the Triassic platforms of the Dolomites, Italy. *Ann. Univ. Ferrara*, volume speciale:33–44.
- Rüffer Th. (1994) Entwicklung einer Karbonat-Plattform: Fazies, Kontrollfaktoren und Sequenzstratigraphie in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Bayern). *Gaea Heidelbergensis* 1, 1-288. Heidelberg.
- Rüffer T., & Bechstädt T. (1998) Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: Graciansky P., De Hardenbol J., Jaquin T., Vail P.R. (szerk.) Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM Special Publication 60: 751-761.
- Rüffer T. & Zamparelli V. (1997) Facies and biota of Anisian to Carnian Carbonate Platform in the Northern Calcareous Alps (Tyrol and Bavaria). *Facies*, 37: 115-136.
- Rüffer T. & Zühlke R. (1995) Sequence Stratigraphy and Sea-Level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: A Global Comparison. In: Hag B.U. (szerk.) Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. 161-207. Academic Publishers Kluwer, Dordrecht.
- Schafhauser M. (1997) Stratigraphy und Fazies in der Mitteltrias der Südkarawanken (Kärnten/Österreich). Final Thesis. 1-161. Univ. Berlin. Kézirat.
- Schäfer P. (1979) Fazielle Entwicklung und Palökologische Zonierung zweier obertriasischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberrahät" Riff-Kalke, Salzburg). *Facies* 1:3-245.
- Schlager W. (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM. Concepts in Sedimentology and Paleontology. 1-198.
- Schlager W. & Schöllnberger W. (1974) Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66-67:165-193.
- 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 J. Geosci.*, 101:139-183.
- Scholz G. (1972) An Anisian Wetterstein limestone reef in North Hungary. *Acta Min. Petr., Szeged*, 20: 337-362.

- Scholz G. (1973) Récif calcaire de la formation de Wetterstein de l' Anisien en Hongrie du Nord. *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel.*, 1971:99-115.
- Scoffin T.P. (1987) An introduction to carbonate sediments and rocks. 1-274. Blackie, Glasgow and London.
- Sechtel WA. (1943) *Mastophora* and the Mastophoreae: Genus and subfamily of Corallinaceae. *Proc Nat Acad Sci.*, 29:127–135.
- Senowbari-Daryan B. (1990) Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. *Münchner Geowiss. Abh. A.*, 21: 326.
- Senowbari-Daryan B., Kovács S., Velledits F. (2011) Sponges from the Middle Triassic reef limestone of the Aggtelek Karst (NE Hungary). *Geol. Carp.*, 62/5:397-412
- Senowbari-Daryan B. & Velledits F. (2007a) *Aggtecella*, a new genus of Corallinales (Rhodophyta) from the Anisian of the Aggtelek-Rudabánya Mountains, NE Hungary. *Facies*, 53:401-407.
- Senowbari-Daryan B. & Velledits F. (2007b) *Axopora aggtelekensis* Scholz 1972, originally described as Hydrozoa, is attributed to the new genus *Anisophytes* (Cyanophyta?). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 113:357-368.
- Senowbari-Daryan B., Zühlke R., Bechstadt T., Flügel E. (1993) Anisian (Middle Triassic) Buildups of the Northern Dolomites (Italy): The Recovery of Reef Communities after the Permian/Triassic Crisis. *Facies*, 28:181-256.
- Silva P.C., Johanson H.W. (1986) A reappraisal of the order Corallinales (Rhodophyceae). *Br Phycol J.*, 21:245–254.
- Šmuc A. (2010) Jurassic and Cretaceous neptunian dikes in drowning successions of the Julian High (Julian Alps, NW Slovenia). *Materials and Geoenvironment*, 57/2:195–214.
- Stampfli G. M., Borel G. D., Marchant R., Mosar J. (2002) Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: Rosenbaum G., Lister G.S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 75-104. http://www.unil.ch/files/live/sites/mcg/files/shared/Infos/Virtual_Explorer_2002.pdf.
- Sudar M. (1982) Conodonts from Bulog Limestones of the Inner Dinarides in Yugoslavia and their Biostratigraphic importance. *Ann. Géol. Pénins. Balkanique*, 46:263-282.
- Sudar M.N. & Budurov K.J. (1983) Conodont succession in the Illyrian of Pridvorica near Sarajevo (Inner Dinarides, Yugoslavia). *Radovi Geoinstituta*, 16:180-182.
- Sudar M., Gawlick H.J, Lein R., Missoni S., Kovács S., Jovanović D. (2013) Depositional environment, age and facies of the Middle Triassic Bulog and Rid formations in the Inner Dinarides (Zlatibor Mountain, SW Serbia): evidence for the Anisian break-up of the Neotethys Ocean. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 269/3:291–320.
- Sugiyama K. (1992) Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, 167:1180-1223.
- Szulc J. (2000) Middle Triassic evolution of the Northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70:1-48.
- Tatzreiter F. (2001) *Noetlingites strombecki* (Griepenkerl 1860) und die stratigraphischen Stellung der Grossreifling Ammonitenfaunen (Anis, Steiermark/Österreich.)

- Noetlingites strombecki (Griepenkerl 1860) and the stratigraphical position of the ammonite-faunas of Grossreifling (Anisian, Styria/Austria). *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. Österr.*, 45:143-162.
- Tollmann A. (1976) Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Statigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. 1-580. Deuticke, Bécs.
- Tollmann A. (1987) New directions on the Geology of the Eastern Alps and their connection to the Eastern Mediterranean. *Mitt der Österr Geol Ges.*, 80:47-113.
- Trubelja F. (2003) Two genetic rare bauxite deposits in the karst of the Dinarides (Bosnia and Herzegovina). 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija 2003, Abstracts Book, 210. Záhgráb.
- Tucker M.E. & Wright V.P. (1990) Carbonate sedimentology. 1-482. Blackwell Scient. Publ., Oxford.
- Velledits F. (1998) A bükki középső és felső triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése. PhD értekezés. 1-122. ELTE, Budapest.
- Velledits F. (1999) Anisusi szárazföldi üledékek az észak-bükki rétegsorokban (A Sebesvízvölgyi alapszelvény anisusi-ladin rétegei, és a Miskolc-10. fúrás=Zsófiatorony. *Földtani Közlöny*, 129/3:327-361.
- Velledits F. (2000) A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső triászban. *Földtani Közlöny*. 130/1: 47-93.
- Velledits F. (2004) Anisian terrestrial sediments in the Bükk Mountains (NE Hungary) and their role in the Triassic rifting of the Vardar-Meliata branch of the Neo-Tethys ocean. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110:659-679.
- Velledits F. (2006) Evolution of the Bükk Mountains (NE Hungary) during the Middle–Late Triassic asymmetric rifting of the Vardar-Meliata branch of the Neotethys Ocean. *Int. Jour. of Earth Sici. (Geol. Rundsch.)*, 95: 395-412.
- Velledits F. (2008) Evolution of the Triassic reef communities. In: Galácz A. (szerk.) 125th Anniversary of the Department of Palaeontology at Budapest University. A Jubilee Vol. *Hantkeniana*, 6:9-16.
- Velledits F., Bércziné Makk A., Piros, O. (1999) A Kisfennsíki Mészkkő fácieselemzése. *Földtani Közlöny*, 129/4:573-592.
- Velledits F. & Blau J. (2003) The Búdöskút olistolith, an exotic limestone block from the Bükk Mountains (NE-Hungary). *Facies*, 48:23-48.
- Velledits F., Lein R., Krystyn L., Péro Cs., Piros O., Blau J. (2017) A Reiflingi esemény hatása az Északi-Mészkkőalpok és az Aggteleki-hegység középső-triász fejlődésére. *Földtani Közlöny*, 147/1: 3-24.
- Velledits F., Péro Cs., Blau J., Senowbari-Daryan B., Kovács S., Piros O., Pocsai T., Simon H., Dumitrică P., Pálffy, J. (2011) The oldest Triassic platform margin reef from the Alpine–Carpathian Triassic, Aggtelek, NE Hungary. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117/2:221-268.
- Vörös A. (1993) Redefinition of the Reitzi Zone at its type region (Balaton area, Hungary) as the basal zone of the Ladinian. *Acta Geol. Hung.*, 36:15-38.

- Vörös A. (2000): The Triassic of the Alps and Carpathians and its interregional correlation. In: Hongfu Yin, J. M. Dickins, G. R. Shi and Jinnan Tong (szerk.) Permian–Triassic Evolution of Tethys and Western Circum–Pacific, 173-196. Elsevier.
- Vörös A. (szerk.), Budai T, Lelkes Gy, Kovács S, Pálffy J, Piros O, Szabó I, Szenté I, Vörös A (2003) The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). *Geol Hung, ser Paleont.*, 55, 1-195. Hungarian Geol. Inst., Budapest.
- Walker K.R. & Alberstadt L.P. (1975) Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. *Paleobiology*, 3:238-257.
- Weidlich O., Kiessling W., Flügel E. (2003) Permian–Triassic boundary interval as a model for forcing marine ecosystem collapse by long-term atmospheric oxygen drop. *Geology*, 31:961-964.
- Wendt J. (1971) Genese and Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. *Palaeontographica, Reihe A*, 136/1-6: 122-192.
- Wernicke B. (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645-648.
- Wernicke B. (1985) Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can J Earth Sci.*, 22:108-125.
- White N. & Lovel B. (1997) Measuring the pulse of a plume with the sedimentary record. *Nature*, 387:888-891.
- Ziegler A.P., Stampfli M. (2001) Late Palaeozoic–Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. Brescia: “Natura Bresciana” Ann. Mus. Civ. Sc. Nat.. Monografia N., 25:17-34.
- Zühlke R. (2000) Fazies, hochauflösende Sequenzstratigraphie und Beckenentwicklung im Anis (mittlere Trias) der Dolomiten (Südalpin, N-Italien). *Gaea Heidelbergensis*, 6:368.