



144/2, 125–142., Budapest, 2014

A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései

Régi problémák újragondolása újabb ismeretek alapján

HAAS JÁNOS¹, BUDAI TAMÁS²

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

²Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Stratigraphic and facies problems of the Upper Triassic in the Transdanubian Range Reconsideration of old problems on the basis of new results

Abstract

International developments in stratigraphy and the results of stratigraphic researches and facies studies performed in the Transdanubian Range during recent decades make a critical review of the stratigraphic subdivision of the Upper Triassic of this region relevant and timely. It also justifies the presentation of proposals for the modification of earlier suppositions. Such a review on the stratigraphic system and facies relationships could also reinforce the conclusion that in the evaluation of the north-eastern part of the Transdanubian Range a significant displacement of the facies zones along the Vértessomló-line should not be neglected. On the basis of the arguments presented in this paper, the assignment of dolomites formed in the internal part of a Carnian isolated platform to the Gémhegy Dolomite Formation is proposed. Progradation wedges of remarkable thickness, which formed on the basin-ward foreslope of the platform, can be evaluated as members - that is, the Kádárta Dolomite, Sédvölgy Dolomite and Henye Dolomite Members. Limestones deposited on an isolated platform and their dolomitised variants (which are known in the Keszthely Mts. and in the western part of the Bakony Mts.) can be assigned to the Ederics Formation. This study suggests that Carnian basin facies of the Vértes Hills, typified by carbonate rocks, cannot be classified as belonging to the predominantly argillaceous Veszprém Marl Formation; instead, they should be defined as an individual lithostratigraphic unit. It is the Lower Carnian Hajdúvágás Member which should be considered as the marginal facies of the basinal Füred Limestone Formation. It is overlain by the platform carbonates of the Gémhegy Formation that is followed by the basinal succession of the Csákberény Formation. North of the Vértessomló-line, in the south-eastern foreground of the Gerecse Mts. and in the Pilis area, the Carnian basin facies show closer lithological affinity with the development of the Vértes than is the case with the Buda Hills; accordingly it can be assigned to the Csákberény Formation. The cyclic peritidal-lagoon facies of the Fődolomite (Hauptdolomit) and the Dachstein Limestone is characteristic in the Bakony Mts., in the Vértes Hills in the southern belt, and in the Gerecse Mts. and Pilis Hills in the northern belt of the Transdanubian Range. External platform facies of the two formations represent the eastern parts of both belts: that is, the Vadaskert Member of the Fődolomite Formation and the oncolidal development of the Dachstein Limestone Formation (for which the name Remetehegy Member is proposed in the present paper).

Keywords: Upper Triassic, stratigraphy, facies, Transdanubian Range, Hungary

Összefoglalás

A rétegtan nemzetközi fejlődése, továbbá az elmúlt évtizedekben a Dunántúli-középhegységben folyt rétegtani kutatások és fáciesvizsgálatok eredményei indokoltá és időszerűvé tették a felső-triász sorozat rétegtani tagolásának kritikai áttekintését és módosítási javaslatok felvetését. A rétegtani tagolás és a fácieskapcsolatok áttekintése arra a következtetésre is vezetett, hogy a Dunántúli-középhegység északkeleti részének értékelésénél nem lehet figyelmen kívül hagyni a fácieszónák jelentős utólagos elmozdulását a Vértessomló-vonal mentén. A cikkben vázolt indokok alapján javasoljuk a jelentős kiterjedésű karni szigetplatform belső részén képződött dolomit Gémhegyi Dolomit Formációba sorolását. A platform és a medence közötti lejtőn létrejött három, jelentős vastagságú progradációs ék képződményei tagozat szinten különíthetők el (Kádárta Dolomit, Sédvölgyi Dolomit és Henyei Dolomit Tagozat). A Keszthelyi-hegységben és a Déli-Bakony nyugati részén ismert karni szigetplatformon képződött mészkőfajták és ezek dolomitizált változatai az Edericsi Formációba sorolandók. A Vértes karbonátos kőzetekkel jellemezhető karni medence fáciesei nem sorolhatók bele az alapvetően márga kifejlődésű Veszprémi Formációba, litológiai jellegük alapján önálló litosztratógráfiai egységeket képeznek. Az alsó-karni Hajdúvágási Tagozat a medence fáciesű Füredi

Mészko Formáció peremi kifejlődése. Erre települ a Gémhegyi Dolomit platformkarbonátja, majd a medence fáciesű Csákberényi Formáció. A Vértessomló-vonaltól északra, a Gerecse DK-i előterében és a pilisi területen ismert karni medence kifejlődésű rétegsor — litológiai jellegei alapján — szorosabb kapcsolatot mutat a Vértes, mint a Budai-hegység felé, és ennek megfelelően a Csákberényi Formációba sorolandó. A Földolomit és a Dachsteini Mészko ciklusos, peritidális lagúna fáciesű rétegsora a déli vonulatban a Bakony és a Vértes, az északi vonulatban a Gerecse és a Pilis területére jellemző. A két vonulat keleti részén — a Budai-hegységben és a Duna-balparti rögökben — a két formációt platformperemi fácies képviseli: a Földolomit a Vadaskerti Tagozat, a Dachsteini Mészkovet pedig annak onkoidos kifejlődése, melyet Remetehegyi Tagozatként javasolunk elkülöníteni.

Tárgyszavak: felső-triász, rétegtan, fácies, Dunántúli-középhegység

Bevezetés

Éppen fél évszázad telt el azóta, hogy ORAVECZ János nagy ívű összefoglalást adott a Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek a rétegtani tagolással és fáciesviszonyaival kapcsolatos problémáiról (ORAVECZ 1963). Kiváló és rendkívül előremutató munkája a megelőző évszázad, és különösen cikke megírása előtti évtized eredményeinek értékelő, elemző összegzésén alapul. Alapvető megállapításainak zömét az elmúlt ötven év kutatásai, a felszíni szelvények és fúrások részletes vizsgálata, továbbá a Dunántúli-középhegység uralkodó részére kiterjedő földtani térképezés megfigyelései igazolták. A felső-triász képződmények nagy múltra visszatekintő és az elmúlt évtizedekben is intenzíven folyó kutatása ellenére számos rétegtani, továbbá a fáciesek tér- és időbeli kapcsolatait illető probléma maradt, amely nagymértékben megnehezíti e rendkívül nagy vastagságú és gyakorlati szempontból is kiemelkedő jelentőségű öszlet értékelését, képződési körülményeinek elemzését.

Összehasonlító fáciesvizsgálatok alapján az elmúlt évtizedekben a Dunántúli-középhegységi-egység triász időszaki helyzetét illetően megalapozott értelmezések születtek. Valószínűsíthető, hogy az egység a Tethys-óceán délnyugati szegélyén, a Déli-Alpok régiójában, és Felső-Ausztrálpai-takarókban megőrződött szegmensek közötti helyzetben lehetett. Az eredetileg egymás szomszédságában, és hasonló lemeztektonikai pozícióban lévő egységekben, hasonló klimatikus feltételek között természetesen hasonló öszletek keletkeztek. Tudománytörténeti tény, hogy e régiók kutatása lényegében azonos alapokról indult, és a szemléletileg hasonló megítélést, rétegtani tagolást, a kőzetrétegtani nevek átvételét a kutatók közötti szoros személyes kapcsolat is segítette. A későbbiek során a területek különböző iskolákhoz tartozó kutatócsoportok általi részletesebb kutatása eltérően fejlődő rétegtani tagoláshoz vezetett. A korai kutatási szakasz egyes rétegtani elnevezései gyakran megmaradtak ugyan, de már kisebb-nagyobb mértékben eltérő tartalommal bírnak. Ez azt jelenti, hogy a dunántúli-középhegységi felső-triász rétegtani és fáciesértelmezési kérdései nem közelíthetők meg csupán a hegységre vonatkozó ismeret alapján, figyelembe kell venni azokat az ismereteket, illetve rétegtani tagolási megoldásokat is, amelyek az ősföldrajzilag releváns — több ország területére eső — teljes régióra vonatkoznak. Ha ezt nem tesszük, akkor nem tudjuk rétegtani és szedimentológiai kutatásaink eredményeit szélesebb alapra helyezni. Így azok korlátozott érvényűek lehetnek, és nemzetközi fóru-

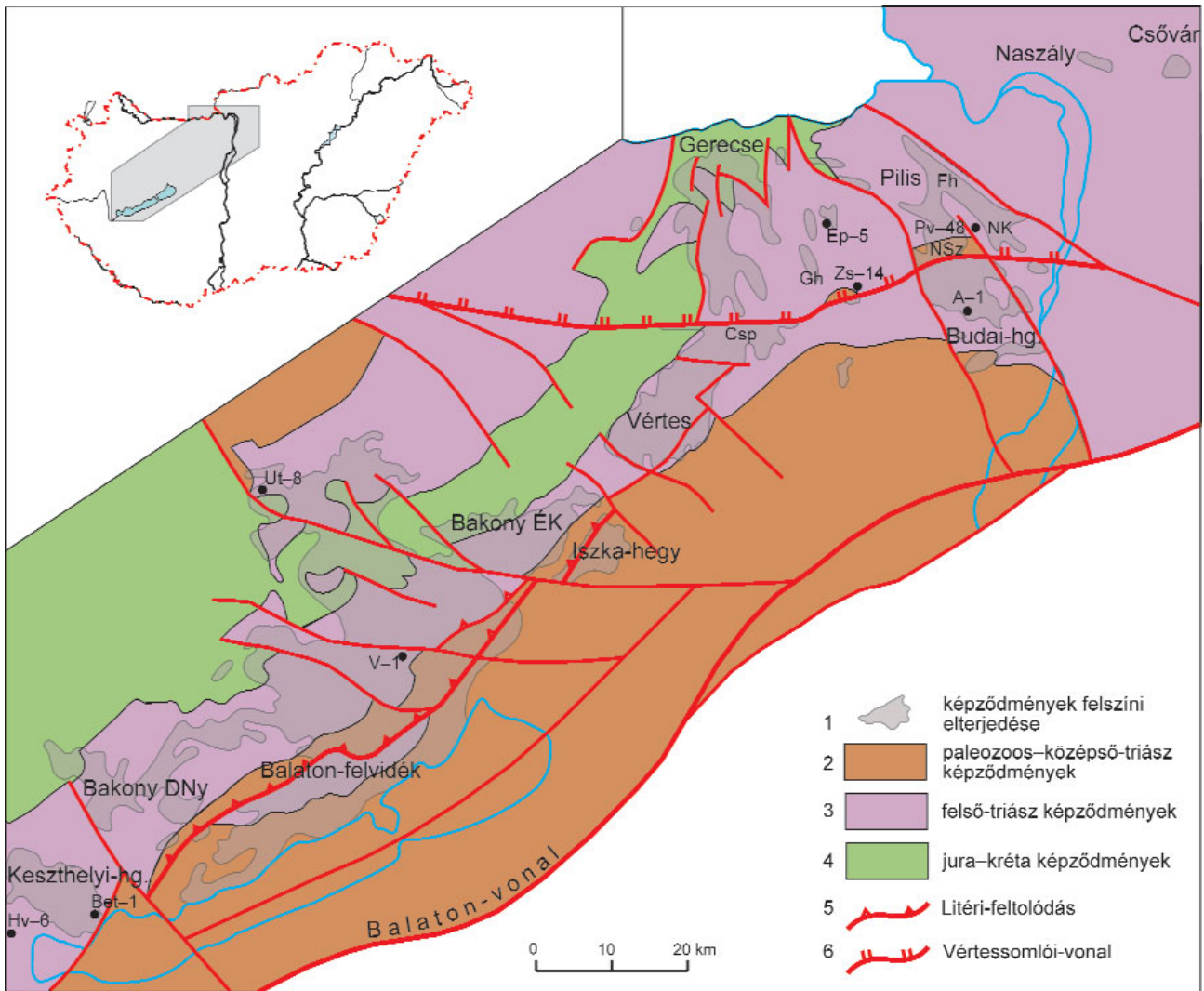
mokon való közzétételük is korlátokba ütközhet. Cikkünk célja az, hogy egyes elméleti problémák elemzését követően, a régióra vonatkozó régi és újabb ismeretek alapján, valamint a régióban kialakult tagolási rendszereket és a fáciesekre vonatkozó ismereteket is figyelembe véve tegyünk javaslatot a felső-triász képződmények rétegtani tagolásának és korrelációjának módosítására. A jelen tanulmányunkban tárgyalt terület pretercier térképét az elemzések során részletesen ismertetett szelvények feltüntetésével az 1. ábrán mutatjuk be.

A rétegtani tagolás és nevezéktan kialakulásának áttekintése

A felső-triász képződmények meghatározó szerepet játszanak a Déli-Alpok, az Északi-Mészkoalpok és a Nyugati-Kárpátok felépítésében, ezért térképezésük, behatóbb tanulmányozásuk a régió rendszeres geológiai kutatásának kezdetén, már a 19. század közepén megkezdődött. A bécsi Birodalmi Földtani Intézet geológusai a geológiai felvételező munkát az Alpokban kezdték meg, majd rövidesen — 1869-től már az önállósodott Magyar Királyi Földtani Intézet szakembereivel megosztva a feladatokat — a Kárpátok és a Dinaridák térségében és a Kárpát-medence hegységeiben folytatták.

A „Dachsteinkalk” nevet — a mai Dachsteini Mészko Formációba sorolt kőzetek megnevezésére — 1847-ben említi először SIMONY a Dachstein-hegység földtani leírásánál (SIMONY 1847). Az osztrák PETERS Karintia területéről írta le ezt a képződményt (PETERS 1855), és amikor ahhoz nagyon hasonló képződménnyel találkozott a Budai-hegység és a Pilis területén, természetesen azt is „Dachsteinkalk” néven említette (PETERS 1857), és az akkori felfogás szerint a liászba sorolta. HANTKEN (1861) a „Dachstein mész” korát az időközben bevezetett rhaeti korszakra tette, később HOFMANN (1871) már azt is feltételezte, hogy annak — miként az Alpokban — a rhaetnél idősebb szakasza is lehet.

A „Hauptdolomit” nevet GÜMBEL (1857) használta először a Bajor-Alpok geológiai leírásánál, pontosabb közzétani jellemzés nélkül, ami később sok gondot okozott. A Budai-hegység PETERS (1857) által eocénbe sorolt dolomitjának — akkori értelemben vett — liász, illetve triász korát HANTKEN (1865) állapította meg. STACHE (1866) „Dachsteindolomit” néven említette ezt a képződményt (ez a név, elsősorban PIA 1923 nyomán, máig használatos az osztrák szakirodalomban), HOFMANN (1871) pedig az alpi „Hauptdolomit”-nak feleltette meg. A „Hauptdolomit” nem egészen korrekt



1. ábra. A Dunántúli-középhegység prekainozoos felszínének egyszerűsített földtani térképe a fontosabb felső-triász fúrások és feltárások feltüntetésével (HAAS et al. 2010 alapján)

A = Adyliget; Bet = Balatonederics; Csp = Csákányospuszta; Ep = Epöl; Fh = Fekete-hegy; Gh = Göré-hegy; Hv = Hévíz; Nk = Nagy-Kevély; NSz = Nagy-Szénás; Piv = Pilisvörösvár; Út = Ugod; V = Veszprém; Zs = Zsámbék

Figure 1. Simplified Pre-Cenozoic map of the Transdanubian Range showing some important boreholes and outcrops of the Upper Triassic sequence (after HAAS et al. 2010)
1 – Pre-Cenozoic rocks on the surface; 2 – Palaeozoic-Middle Triassic formations; 3 – Upper Triassic formations; 4 – Jurassic-Cretaceous formations; 5 – Litéri overthrust; 6 – Vértessomlói line

fordításaként jelent meg a Déli-Alpok olasz nyelvű irodalmában a Dolomia Principale elnevezés. Hasonlóképpen, a Dunántúli-középhegység magyar nyelvű irodalmában is a „földolomit” név terjedt el, HOFMANN (1871) és BÖCKH (1872) nyomán. BÖCKH, majd az ő munkáját alapul vevő LÓCZY (1913) a „felső márgacsoport” felső részét képező „Sándorhegyi-mészakő” felett települő dolomitösszletet nevezte „földolomit”-nak. Ugyanilyen értelemben használta a terminust LACZKÓ (1911) is, míg a karni márgarétegsorral egyidős dolomitokat „raibli dolomit”-ként említette.

A „Kössener Schichten” terminust LIPOLD (1852) vezette be az osztrák irodalomba, amelyet hosszú ideig az *Avicula contorta* tartalmú képződmények megnevezésére használtak. Már BÖCKH (1872) említett a „kösseni rétegekre emlékeztető” faunát és LÓCZY (1913) a Keszthelyi-hegység „kösseni rétegei”-ről írt. Mivel a „Kössener Schichten” litológiai tartal-

ma hosszú ideig nem volt lényeges szempontja a terminus definíciójának, a név használata mind az alpi régióban, mind számos más területen, így a Dunántúli-középhegységben is, értelmezési problémákat okozott.

A dunántúli-középhegységi triász korai kutatói — különböző okok miatt — nem minden esetben vették át az alpi neveket, helyi neveket is használtak. A felső-triászt illetően ilyen a BÖCKH (1872) által bevezetett és helyesen a karniba sorolt „felső márgacsoport”, amelynek alsó részét a wengeni, felső részét a tori rétegekkel párhuzamosította. LÓCZY (1913) — megtartva az elnevezést — pontosította a tagolást. A képződményeket a dél-tiroli „sct-cassiani” és a „raibli” rétegekkel vetette össze, megjegyezve, hogy ezek elválasztása a Balaton-felvidéken nem lehetséges.

A múlt század 20-as és 30-as éveiben VÍGH Gyula munkái (1925, 1928, 1933, 1935) kiemelkedő jelentőségűek

a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén felszínre bukkanó felső-triász képződmények rétegtani helyzetének és fáciesjellegeinek pontosítását illetően. 1925-ben leírta a Földolomit és a Dachsteini Mészko közötti, a dolomit és mészko váltakozásából álló átmeneti rétegcsoportot. Kimutatta, hogy a Gerecsében a Dachsteini Mészko alsó része nori, és ezt a szakaszt a „földolomit” heteropikus fácieseként értelmezte, míg felső része a rhaetibe sorolható.

Az 1950-es években VÉGHNÉ NEUBRANDT Erzsébet és ORAVECZ János terepi megfigyeléseken, szedimentpetrográfiai és paleontológiai vizsgálatokon alapuló munkái vitték lényegesen előbbre a felső-triász képződmények fáciesjellegeire és rétegtanára vonatkozó ismereteket elsősorban ugyancsak a Dunántúli-középhegység ÉK-i részére vonatkozóan. VÉGHNÉ NEUBRANDT (1957) a felső-triász platformkarbonát összletet 3 részre: alsó dolomit, középső dolomit mészko és felső mészko egységekre tagolta, továbbá — az osztrák SANDER (1936) alpi megfigyeléseit is szem előtt tartva — felismerte a rétegsorok ciklusos jellegét. ORAVECZ (1961) és ORAVECZ & VÉGHNÉ NEUBRANDT (1961) jórészt a Megalodontidae faunák alapján tagolta a Vértes és a Gerecse, valamint a Bakony keleti részének sekélytengeri karbonátos rétegsorait. Ezt követte ORAVECZnek a felső-triász fáciesek időbeli változását a Bakonytól a Duna-balparti rögökig bemutató dolgozata 1963-ban, amelynek legfontosabb megállapítása az, hogy „földolomit” és a „dachsteini mészko” keletkezése között szoros kapcsolat van, az utóbbi képződése a Duna-balparti rögökben már a karniban megkezdődött, és innen nyugat felé egyre később váltotta fel a dolomitképződést a mészko lerakódása. Ezt úgy értelmezte, hogy a dolomit mélyebb vízben képződött, mint a nyilvánvalóan sekélyvízi „dachsteini mészko”, tehát a kapcsolat regressziós folyamatot tükröz.

Az 1970-es évektől a Nemzetközi Rétegtani Bizottságnak a terminológiát és a nevezéktant egységesítő és megújító törekvéseinek hatására a Magyar Rétegtani Bizottság BALOGH Kálmán által vezetett Triász Albizottságában is újraértékelték a korábbi rétegtani tagolást, megkísérelve az új elvek szerinti litosztratigráfiai egységek definiálását, rétegtani helyzetük megállapítását, a litosztratigráfiai egységek kritériumait kielégítő korábbi térképezési egységek átemelésével és esetenként új nevek bevezetésével. Az egységek rövid leírása rétegtani lexikonban (Lexique Stratigraphique International, Hongrie, 1978) jelent meg, majd BALOGH (1981) táblázatokat tartalmazó összefoglaló cikkében és a Triász Albizottság által szerkesztett táblázatban (1983). A sekélytengeri karbonátos képződmények biosztratigráfiáját illetően rendkívül nagy előrelépést jelentett VÉGHNÉ NEUBRANDT Erzsébet Megalodontacea monográfiája (1982) és ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna triász foraminiferákat tárgyaló dolgozata (1987), amely a Megalodontacea és foraminifera-együttesek összevetését is bemutatta. Az 1990-es években tovább folytatódott az élénk szakmai vita és konzultáció az egységek definícióját, tartalmát, elnevezését, rétegtani helyzetét, tér- és időbeli kapcsolatait illetően. Közben intenzíven folyt a kiemelkedő jelentőségű alapszelvények feltárása és vizsgálata, továbbá a Balaton-

felvidék földtani térképezése, és ezekhez a munkálatokhoz kapcsolódóan a felső-triász képződményekről is születtek fontos tanulmányok (HAAS 1989, VÖRÖS et al. 1990, BUDAI 1991, CSILLAG 1991). Ezt a szakaszt a litosztratigráfiai egységek tömör jellemzését közreadó kötet zárta (HAAS szerk. 1993). Az egységek részletesebb jellemzése, a formáció rangú egységek rétegtani helyzetének további pontosításával, egy évtizeddel később jelent meg (HAAS & BUDAI 2004). Közben közreadásra került a Balaton-felvidék földtani térképezésének eredményeit összegző kötet (BUDAI et al. 1999), és folytak a felső-triász képződmények szempontjából kiemelkedő jelentőségű Gerecse és Vértes felvételi munkái. Az utóbbiról a tájegységi térkép mellett monográfia jellegű összefoglaló kötet is megjelent (BUDAI et al. 2008), a gerecsei térkép és magyarázó kiadása pedig folyamatban van. A Vértes térképezése során komoly problémák merültek fel a platform fáciesű, vastag dolomitösszlet és a medence fáciesű agyagosdolomit-képződmények litosztratigráfiai és kronosztratigráfiai besorolását és vastagságukat illetően. A problémák megoldása érdekében új litosztratigráfiai egységek bevezetésére is sor került (BUDAI et al. 2005). 2010-ben a középhegységi késő-perm-triász dolomitok tanulmányozását célul kitűző kutatási program indult meg, amely előtérbe helyezte a dolomitok, illetve a részben vagy teljesen dolomitodott karbonátösszletek litosztratigráfiai tagolásának kérdéseit.

Természetesen a nemzetközi szintéren folyó triász rétegtani munkák sem szüneteltek az elmúlt évtizedekben, és éppen a felső-triász tekintetében rendkívül fontos események történtek. A sztratotípus kijelölésével hivatalosan „aranyzóggel” (GSSP) rögzítették a karni emelet (egyben a felső-triász) alsó határát az olaszországi Stuores Wiesen szelvényben (MIETTO et al. 2012). Rövidesen definiálva lesz, conodonta esemény alapján, a nori emelet alsó határa is Kanadában (ORCHARD 2010, 2013), vagy Sziciliában a Pizzo Mondello szelvényben (MAZZA et al. 2009; BALINI et al. 2010, 2012). A rhaeti emelet bázisának definiálására is van megalapozott javaslat az ausztriai Steibergkogel szelvényében, ammonitesz- és conodonta-biosztratigráfia alapján (KRYSZYN et al. 2007). Ezek a fejlemények természetesen befolyásolják a dunántúli-középhegységi formációk kronosztratigráfiai besorolását, de a pelágikus rétegsorokban kijelölt határok korrelálása nagy gondot jelent a platformkarbonátokon belül. Nehezíti a helyzetet, hogy a nemzetközi rétegtani skála határainak radiometrikus kormeghatározásokon alapuló, években megadott kora a fanerozoikumon belül talán a felső-triász tekintetében a legbizonytalanabb.

A problémák megoldásának elméleti háttere

A fent vázolt problémák miatt indokoltnak és időszerűnek véljük a dunántúli-középhegységi felső-triász rétegtani tagolás kritikai áttekintését és módosítási javaslatok felvetését. Mielőtt azonban ezt megtennénk, célszerű tisztázni néhány, a problémával szorosan összefüggő elméleti kérdést.

A litosztratigráfiai egységek kijelölése, tartalmuk meghatározása és elnevezésük egyik sarkalatos kérdése a tudománytörténeti szempontok és az azokat esetenként felülíró elméleti, illetve gyakorlati szempontok mérlegelése. Rövid történeti összefoglalásunkban bemutattuk a legfontosabb egységek kijelölésének és elnevezésének előzményeit. A Földolomit, a Dachsteini Mészkö és a Kösseni Formáció esetében alpi eredetű nevekről van szó, amelyek használata mélyen beivódott a hazai és nemzetközi szakirodalomba. Ezeket a neveket akkor is célszerű megtartani, ha tartalmukat a nemzetközileg kialakult álláspontok figyelembe vételével pontosítani szükséges. A legtöbb problémát a Földolomit név használata okozza. Nem elsősorban azért, mert formailag nem felel meg tökéletesen az előírásoknak (ti. nem földrajzi név), hanem azért, mert az idegen nyelvű publikációkban mindig tisztázni kell viszonyát a színonimáival (Hauptdolomit, Dolomia Principale, Main Dolomite). A dunántúli-középhegységi eredetű egységek elnevezése esetében a prioritási elv általában érvényesül. Az 1970-es években bevezetett litosztratigráfiai rendszer több esetben átvette a BÖCKH által bevezetett egységeket és neveket (pl. „füredi mészkö, megyehegyi dolomit” stb.), de újakat is bevezettek. Az 1990-es évektől a rendszer a formációk szintjén lényegében alig változott. A térképezés tapasztalatai nyomán azonban újabb tagozatokat vezettek be, vagy a korábbiakat néhány esetben átértelmezték.

A kialakított szisztema problémáinak jelentős része az egységek litológiai definiálásának elvi problémájából következik. A litosztratigráfia alapelvei szerint ugyanis a definiálás alapját litológiai jellegek képezik, tehát nem a képződési feltételek, melyek a megfigyelések, vizsgálatok értelmezésével nyerhetők. A definiálás lényeges szempontja a közzettett eredeti (azaz a képződést követő tektonikai és lepusztulási folyamatok előtti) folytonossága, habár az eredetileg laterálisan nem folytonos, de közzettanilag hasonló közzettettek (pl.: platformkarbonátok) is képezhetnek egyetlen litosztratigráfiai egységet. A gyakorlatban azonban ezek a kérdések nem egyszerűek. Az üledékes kőzetek esetében a közzettani jellegeket az üledékképződési körülmények mellett a közzetté válási folyamatok határozzák meg. A diagenézis korai szakaszai igen szorosan kapcsolódnak az üledékképződési folyamatokhoz, sokszor azoktól el sem választhatók, és geológiai értelemben azzal egyidősnek tekinthetők. A késői diagenetikus folyamatok viszont, bár a litológiai jellegeket esetenként alapvetően meghatározhatják, nincsenek kapcsolatban az üledékképződéssel, azt lehet mondani, hogy nincs rétegtani üzenetük.

A dunántúli-középhegységi felső-triász esetében a dolomit kőztfajták litosztratigráfiai kezelése jelent komoly problémát. A karbonátos kőzetek két nagy családja — a dolomitok és a mészkövek — litológiai jellegeiben nyilvánvalóan lényegesen különböznek egymástól, és ezek a különbségek a terepen, térképezés során is megállapíthatók. A dolomit közzettettek egy része az üledékképződési folyamatok során jön létre (szingenetikus dolomitképződéssel), vagy közvetlenül a karbonát lerakódás után keletkezik korai diagenetikus dolomitossal. E dolomitfajták litosztrati-

gráfiai kezelésével elvileg nincs probléma. Más dolomitfajták azonban mészkövek késői diagenetikus dolomitossal, vagy korai diagenetikusan már valamilyen mértékben dolomitossá vált mészköfajták további dolomitossá válásával keletkeznek. Nem ritka az sem, hogy egy közzettett változó mértékben dolomitossodik. Ezeknek az eseteknek a kezelése már igencsak problematikus, ráadásul a dolomitképződés oka, folyamata csak beható vizsgálatokkal tisztázható. Javaslatunk az, hogy a mészkö és dolomitossá vált változata egyetlen litosztratigráfiai egységet alkosson azokban az esetekben, amelyekben a közös eredet a szöveti jellegek alapján kideríthető, és egyik litológiai típus sem domináns (pl. Tagyoni Formáció — az üledékképződés és a dolomitossá válás körülményeit HAAS et al 2014b tanulmánya elemzi).

A másik lényeges probléma a platformkarbonát összeletkező egymáshoz és az egyidős medence fáciesekhez viszonyított helyzetével kapcsolatos. Ha ezek a közzettettek viszonylag kis kiterjedésű szigetplatformokon keletkeztek (ez jellemző a Dunántúli-középhegységben az anisusitól a karniig), ahol hasonló körülmények között hasonló kőztfajták képződtek, az eredetileg laterálisan elkülönült közzettettekre vonatkozó megengedő irányelvek lehetővé teszik egyetlen egységként való kezelésüket, azonos formációba sorolásukat, vagy a kisebb fokban különböző tagozatokat való elkülönítésüket is. A régió fejlődéstörténete során azonban a platformok elterjedése az egyes medencék kialakulásával majd feltöltődésével lényegesen változott. A karni végén a korábbi kisebb platformok és köztes medencék helyén egyetlen hatalmas platformrendszer jött létre (Dachsteini platform). Egyes területeken („platformmagok” — BOSELLINI 1991) azonban a platformok szinte megszűnés nélkül, az anisusitól a triász végéig fennmaradtak. Ezen a helyeken a sekély szubtidális és peritidális fáciesek váltakozásából álló ciklusos rétegsorok lerakódása folyamatos volt. A platformtestek tagolását ezért egy-egy részterületen aligha lehet kielégítően megoldani. Javaslatunk az, hogy a leginkább elfogadható megoldást a Dunántúli-középhegység egészének áttekintésével próbáljuk megtalálni.

A Dunántúli-középhegység medence fáciesű felső-triász rétegsorai biosztratigráfiai módszerekkel kielégítően tagolhatók, és korrelálhatók más medence fáciesű összeletkezővel, jóllehet a részletes vizsgálatok több fontos medencében nem történtek meg. Rétegtani szempontból lényeges eredményeket adott LÓCZY (1913) és LACZKÓ (1911) által közölt makrofosszília adatokon túl, a Veszprémi és Sándorhegyi Formáció rétegsorainak részletes palinológiai és foraminifera vizsgálata (GÓCZÁN et al. 1983, 1991; GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER 1996). A kevés conodonta vizsgálati adat a jövőben kiegészíthető. Igen fontos új eredményeket hozott a Csövéri Formáció conodonta vizsgálata (PÁLFY et al. 2001, KARÁDI et al. 2013). A Budai-hegységben a Mátyáshegyi Formációból csak átnézetes conodonta vizsgálatok eredményeit publikálták (KOZUR & MOCK 1991), a részletesebb vizsgálatok folyamatban vannak. A rétegsor legfelső részén palinológiai és radiolária vizsgálatok ered-

ményei teszik lehetővé a kielégítő pontosságú kronosztratiográfiai besorolást. A karbonátplatform fáciesű összletek esetében a fő gondot az okozza, hogy a biosztratiográfiai módszerek felbontóképessége erősen korlátozott, és kevés lehetőség van a pelágikus medencék rétegsoraival való biosztratiográfiai alapú korrelációra. A sekélytengeri rétegsorokban ammoniteszek csak elvétve fordulnak elő. A helyenként gazdag csiga- és kagylófauna részletesebb tagolást nem tesz lehetővé. Kétségtelen, hogy a kiválóan feldolgozott Megalodontaceae fauna kínálja a makrofossziliákon alapuló tagolásra a legjobb esélyt. A rendelkezésre álló anyag teljes áttekintése alapján VÉGH-NEUBRANDT (1982) által összeállított táblázat szerint a teljes felső-triászt 5 egységre lehet tagolni. ORAVECZNÉ SCHEFFER (1987) szerint a felső-triász platformkarbonát-összleten belül 4–5 jellemző foraminifera-asszociációból álló szukcessziót lehet felismerni. Pontosabb tagolásra a Dasycladalea algák sem adnak lehetőséget. A nagy vastagságú platformkarbonát-összletekben a biosztratiográfiai tagolás kis felbontóképessége miatt a rátolódás okozta ismétlődés általában nem ismerhető fel, ami a képződmények vastagságának megítélését is nehezítheti.

Kronosztratiográfiai szempontból az emelethatárok újradefiniálásából következő változások követésének nincs elvi akadály a medence fáciesek esetében, a korrelációt lehetővé tevő fossziliák a dunántúli-középhegységi rétegsorokban megtalálhatók. A karni emelet közelmúltban elfogadott alsó határa például sporomofák alapján megfelelő pontossággal kijelölhető a Veszprémi Marga Mencshelyi Tagozatában. Problémát jelent ugyanakkor a többi emelet és az összes alemelet végleges definiálásának hiánya, a biozónák alapján azonban a szelvények közötti korreláció többnyire megoldható. A medence fáciesekben nagy gondot kijelölt határok átvitele a platform-összletekre viszont a mai ismeretek alapján szinte megoldhatatlan feladat. Vannak ugyan a platform és medence fáciesek térbeli kapcsolatára épülő litosztratiográfiai, vagy a medencékbe áthalmazott sekélytengeri fossziliákon alapuló biosztratiográfiai, valamint ciklussztratiográfiai, kemosztratiográfiai módszerek is, de ezek sikeres alkalmazására a Dunántúli-középhegységben még kevés példa van. A fentiekből az következik tehát, hogy a sekélytengeri képződményeket emelet szinten is csak nagy bizonytalansággal tudjuk kronosztratiográfiai egységekbe sorolni.

Nagy gondot jelent a késő-triász geokronológiai tagolása. Erre a közel 30 millió éves időtartamra vonatkozó korolás — a radiometrikus kormeghatározásra alkalmas képződmények szinte teljes hiánya miatt — alig támaszkodhat mért adatokra, és így igen pontatlan. A Nemzetközi Rétegtani Bizottság égisze alatt megjelenő skálákban ráadásul évről-évre számottevően, esetenként több millió évvel változik a korszakhatárok különböző módszerekkel meghatározott kora (v.ö.: GRADSTEIN et al. 2004, 2012; LUCAS et al. 2012). Ennek következménye, hogy a lerakódási sebességek számítása pontatlan és bizonytalan, így a ciklussztratiográfiai módszerek alkalmazása is nagy bizonytalansággal terhelt.

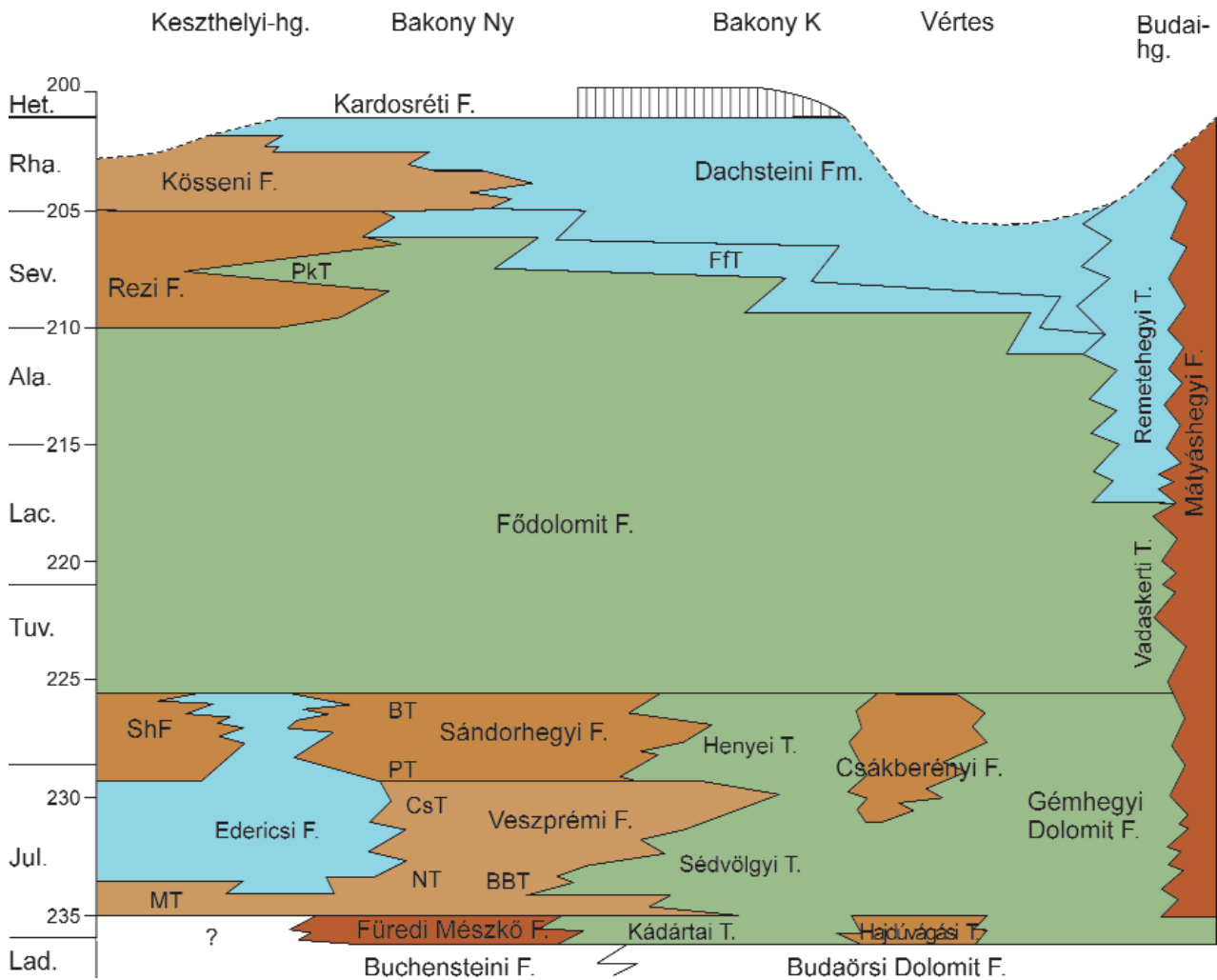
Megoldási javaslat a hazai újabb eredmények és a nemzetközi megközelítések alapján

A fenti elvek szem előtt tartásával, a jelenleg rendelkezésre álló ismeretek áttekintésével, újraértelmezésével teszünk javaslatot a dunántúli-középhegységi felső-triász litosztratiográfiai tagolásának, és nevezéktanának módosítására. A módosított litosztratiográfiai táblázatot a 2. és a 3. ábra mutatja. A korábbi táblázatoktól (ORAVECZ 1963, BALOGH 1981, HAAS & BUDAI 2004) eltérően, amelyek a Keszthelyi-hegységtől a Duna-balparti rögökig terjedő, a Dunántúli-középhegység csapásával párhuzamos egyetlen szelvényre vetített ábrázolást adtak, ebben a cikkben két szelvény mentén mutatjuk be a litosztratiográfiai egységek korát és térbeli kapcsolatait. Ezt azért tartottuk szükségesnek, mert a Vértessomló-vonal mentén a fácieszónák jelentős elmozdulása észlelhető, amit feltétlenül figyelembe kell venni a litosztratiográfiai egységek térbeli kapcsolatainak értékelésénél. Ezt a fontos tektonikai elemet a Vértessomló már TAAGER (1909) felismerte, Szár-Somlyói-vonalként említette. MAROS (1988) a vonal összetettségét hangsúlyozta, BALLA & DUDKO (1989) a Nagykovácsi-vonallal kötötte össze, és Vértessomló–Nagykovácsi-vonalként említette. Fodor (in BUDAI et al. 2008) a vértési térképezés és tektonikai vizsgálatok alapján részletesen elemezte kinematikáját és az elmozdulások történetét.

A litosztratiográfiai rendszer módosításának indoklásánál abból indulunk ki, hogy a Tethys (Neotethys) nyugati peremének egységes, rámpa jellegű sekély self övezete a középső-triászban indult tektonikai folyamatok eredményeként morfológiailag tagoltá vált, kisebb-nagyobb platformok (szigetplatformok) és közöttük mélyebb medencék alakultak ki. Ezt követően a késő-triász fejlődéstörténete két nagy fejezetre osztható. A késő-triász korai szakaszában, a karni kezdetétől a késő-karni késői szakaszáig a medencék nagyobb része vulkanogén, terrigén, továbbá átülepített karbonát üledékekkel töltődött fel. Ez tette lehetővé, hogy a késő-karni késői szakaszában hatalmas kiterjedésű platformrendszer jöjjön létre („Dachsteini platformrendszer”), ami azután igen hosszú ideig (mintegy 20 millió évig) fennmaradt, és rendkívül nagy vastagságú karbonátos összlet felhalmozódásának színhelye volt. A hivatkozott ősföldrajzi régióban ezt a határozottan kétosztatú fejlődéstörténetet minden litosztratiográfiai tagolás tükrözi (BOSELLINI et al. 2003; GIANOLLA et al. 2003, MANDL 2000, KOVÁCS et al. 2011). A tagolt tengeralfjzat-morfológiával jellemezhető korai szakasz litosztratiográfiai egységei többnyire helyi elnevezéseket kaptak, míg a késői szakasz többnyire nagy térbeli elterjedésű, nagyjából egységes litológiai jellegekkel leírható formációi megtartották a 19. századi alpi eredetű elnevezésüket az ősföldrajzi régióban.

A Bakonyi centrális része — Veszprém környéke

Kezdjük a litosztratiográfiai rendszer kérdéseinek áttekintését ott, ahol a késő-triász fejlődéstörténetnek ez a kétosztatú jellege a legnyilvánvalóbb, azaz a Dunántúli-



2. ábra. A felső-triász képződmények litosztratigráfiai tagolása a Dunántúli-középhegység déli vonulatában (jelmagyarázat a 3. ábrán)

Rövidítések jelölik azokat a korábban definiált tagozatokat, amelyeket változatlan tartalommal és névvel javasolunk használni a továbbiakban is: Veszprémi Márga Formáció: MT = Mentshelyi Márga; NT = Nosztori Mészke; BBT = Buhimvölgyi Breccsa; CsT = Csicsói Márga; Sándorhegyi Formáció: PT = Pécselyi T.; BT = Barnagi T.; Fődolomit Formáció: PKT = Padkői T.; Dachsteini Mészke Formáció: FfT = Fenyőfői T.

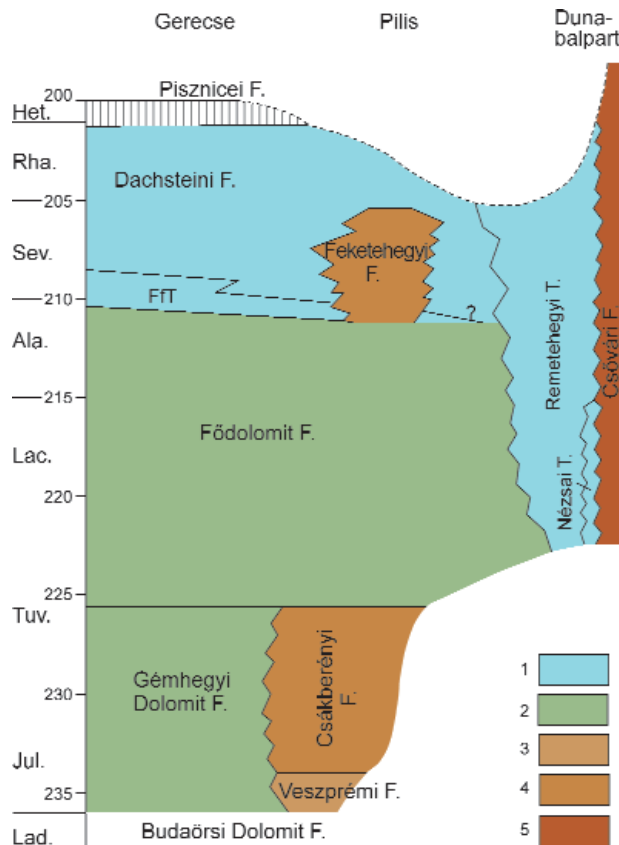
Figure 2. Lithostratigraphic chart of the Upper Triassic formations in the southern belt of the Transdanubian Range (for legend see Figure 3)

Abbreviations designate the formerly defined and still valid members: Veszprémi Marl Fm: MT = Mentshelyi Márga; NT = Nosztori Limestone; BBT = Buhimvölgy Breccia; CsT = Csicsói Marl; Sándorhegy Fm: PT = Pécselyi Mb; BT = Barnagi Mb; Fődolomit (Hauptdolomit) Fm: PKT = Padkői Mb; Dachstein Limestone Fm: FfT = Fenyőfői Mb

középhegység középső szegmensében, Veszprém környékén! Ezen a területen volt a középső-triászban kialakult viszonylag nagy medence (Balatonfüredi-medence) peremvidéke, az a lejtő, amely a ladin medencét egy ugyancsak nagy kiterjedésű karbonátplatformtól (Vértes–Várpalotai-platform) elválasztotta (HAAS & BUDAI 1999). A karni kezdetén a medencében pelágikus faciést képviselő tűzköves mészkő (Füredi Mészke Formáció), majd uralkodóan márga rakódott le, amelynek agyagtartalma távoli szárazulati forrásterületről származtatható (ROSTÁSI et al. 2011). Ez a jórészt a kora-karni (juli alkorszak) idején felhalmozott nagy vastagságú (500–800 m) képződmény a Veszprémi Márga Formáció, melynek alsó, Mentshelyi Márga Tagozatát, a Balaton-felvidéken mintegy 10 m vastag pelágikus mészkő, a Nosztori Mészke Tagozat választja el a felső, Csicsói Márga Tagozattól. A Csicsói Márga felső határa GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER (1996) szerint az alsó-karni

(juli) legfelső részére tehető. Felette a medence feltöltődésének végső, elsőkélyesedő szakaszát képviselő Sándorhegyi Formáció következik, amely a tuvali közepéig képződött. Helyenként a formáció elzárt medence faciést képviselő alsó (Pécselyi) és felső, sekély medencében lerakódott márgával induló, felfelé sekélytengeri mészkőbe átmenő (Barnagi) tagozata közé a környező platform progradációs nyelvét képviselő egység (Henyeti Dolomit Tagozat) iktatódik (CSILLAG 1991, BUDAI & CSILLAG 1998, NAGY & CSILLAG 2002). A Sándorhegyi Formációra települ a karni Megalodontacea faunát tartalmazó Fődolomit Formáció. A formáció nosztori-völgyi alapszelvényében, valamint néhány egyéb feltárásban és fúrásban a határnál szárazra kerülés nyomai ismerhetők fel (CSILLAG 1991, BUDAI & HAAS 1997, NAGY 1999, NAGY & CSILLAG 2002).

A Veszprémi Aranyos-völgyben mélyült Veszprém V–1 fúrás a medenceperem, azaz a medencét a platformmal



3. ábra. A felső-triász képződmények litosztratigráfiai tagolása a Dunántúli-középhegység északi vonulatában

1 – platform fáciesű mészkő; 2 – platform fáciesű dolomit; 3 – intraplatform medence fáciesű sziliciklasztit; 4 – intraplatform medence fáciesű karbonát; 5 – pelágikus medence fáciesű karbonát

Figure 3. Lithostratigraphic chart of the Upper Triassic formations in the northern belt of the Transdanubian Range

1 – limestone of platform facies; 2 – dolomite of platform facies; 3 – fine siliciclastics of intraplatform basin facies; 4 – carbonates of intraplatform basin facies; 5 – carbonates of pelagic basin facies

összekötő lejtő teljes karni rétegsorát feltárta. A ladin–karni határintervallumot képviselő autigén breccsás lejtő fáciesű dolomitra (Kádártai Dolomit) a Mencshelyi Márga 110 m vastag rétegsora települ, amely, sporomorfa-együttese alapján (GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER 1996), a jelenlegi kronosztratigráfiai rendszer szerint egyértelműen a legalsó karniba sorolható (BROGLIO LORIGA et al. 1999, ROGHI et al. 2010, MIETTO et al. 2012). Erre 100 m vastag, uralkodóan platformelőtéri lejtő fáciesű dolomit települ. Ezután ismét márga szakasz következik, a Csicsói Márga 130 m vastagságban, majd 90 m vastag a Sándorhegyi Formáció. Erre települ az a dolomitrétegsor, amelyet a fúrás 130 m vastagságban harántolt, és amely azután a felszínen az aranyosvölgyi kőfejtő karni Megalodontacea faunát tartalmazó rétegsorában folytatódik. A fúrásban a Veszprémi Márga alsó és felső tagozata közt feltárt dolomit a veszprémi Benedek-hegyen, illetve a Séd völgyében kibukkanó lejtő és platform lagúna fáciesű dolomittal azonosítható. Ezt a középső-karni dolomitot a korábbi irodalom „raibli dolomit”-ként említette (LACZKÓ 1911), amelyet később Sédvölgyi

Dolomitnak neveztek el, először az Edericsi Formáció tagozataként (CSILLAG & HAAS, in HAAS szerk. 1993), majd a legújabb összefoglaló munkában már önálló formációként (HAAS & BUDAI 2004). Az aranyosvölgyi kőfejtőben feltárt belsőplatform fácieset képviselő Lofer-ciklusos dolomitot valamennyi kutató „fődolomit”-ként említette (BÖCKH 1872, LACZKÓ 1911, LÓCZY 1913, PEREGI 1979), illetve később a Fődolomit Formációba sorolta (HAAS 1989), és ez a szelvény lett a Dunántúli-középhegységi Fődolomit alsó, még a karniba (a tuvai felső részébe) sorolható szakaszának alapszelvénye.

A fenti litosztratigráfiai tagolás az alpi rendszereknek is jól megfeleltethető. A Dolomitokban a karni medencékben a Veszprémi Márgához hasonló kifejlődésű San Cassiani Formáció, az azzal egyidős szigetplatformokon a Cassiani Dolomit képződött. A medencékben a késői feltöltődési szakaszban a Heiligkreuzi Formáció („Dürrensteini” F.) rakódott le, amely a Cassiani Dolomit karsztos felszínére is transzgradál (BREDA et al. 2009, ROGHI et al. 2010). Az ezt követő kiemelkedés során a közeli kontinentális forrasterületről származó számottevő vastagágú szárazföldi üledék halmozódott fel (Travenanzesi, korábban Raibli F.). Ezt követte a kiegyenlített térszínen annak a hatalmas méretű platformnak a létrejötte, amelyen a Lofer-ciklusos Dolomia Principale Formáció képződött.

Veszprém környékéről kiindulva érdemes áttekinteni a Bakony nyugati része és a Keszthelyi-hegység rétegsorát, az Északi-Bakony szegmensét, majd a Bakony keleti részét és a Vértést.

A Keszthelyi-hegység és a Déli-Bakony nyugati része

A Keszthelyi-hegységben ismert és annak nyugati előterében a Hévíz Hv-6 fúrásban feltárt karni képződmények a Balatonfüredi-medence nyugati oldalán nyomozható egykori szigetplatformhoz köthetők. Az Ederics-hegy K-i oldalán és a Balatonederics Bet-1 fúrásban feltárt, részben dolomitosodott zátonymészkő (CSILLAG et al. 1995, NAGY et al. 1999) a platformnak a medence felőli peremén képződhetett. A Bet-1 fúrás részletes vizsgálata alapján egyértelmű, hogy a fúrás felsőbb szakaszán harántolt és az Ederics-hegyen előbukkanó dolomit a zátonymészkő több fázisú, részben korai diagenetikus, részben betemetődéses késői diagenetikus dolomitosodásával képződött (HAAS et al. 2014a). Ha pusztán a dolomitosodás lenne a litosztratigráfiai egységbe sorolás kritériuma, akkor azt mondhatnánk, hogy az Edericsi Mészkő itt átmegy a Sédvölgyi Dolomitba. Ha azonban a dolomitosodás anyagvizsgálatok alapján értelmezhető folyamatát is figyelembe vesszük, akkor helyesebb az Edericsi Formáció platformmészkővének dolomitosodott változatáról beszélni, hiszen a dolomitosodás jelentős részben nem rétegtanilag meghatározott. A Keszthelyi-hegység és a Déli-Bakony nyugati része feltehetően olyan „platformmag” lehetett, ahol a Veszprémi Márgával és a Sándorhegyi Formációval egyidős platformkarbonátokra közvetlenül (esetleg kis vastagságú márgás

szakasz beiktatásával) települ a peritidális–szubtidális fáciesű rétegek váltakozásából felépülő Fődolomit Formáció. A Hévíz Hv–6 fúrásban feltárt onkoidos mészkő, amely a Veszprémi Márga Mencshelyi Tagozata és Sándorhegyi Mészkő közé települ, az edercis platform területének növekedését, a korábbi medenceüledékekre történt progradációját jelzi (GÓCZÁN et al. 1983).

A Keszthelyi-hegységben és a Déli-Bakony nyugati részén a Fődolomit Formációra a sekély szubtidális, többé-kevésbé elzárt medence fáciesű Rezi Dolomit Formáció következik. A Keszthelyi-hegység K-i részén és Sümeg környékén megfigyelhető a két formáció összefogazódása is (CSILLAG et al. 1995). A Rezi Dolomit alsó részének kora a középső- és a késő-nori határa közelébe tehető (BUDAI & KOVÁCS 1986) és erre következik a Fődolomit legfelső, a Rezi Dolomitba beékelődő progradációs nyelve (Padkői Tagozat, BUDAI et al. 1999), amely tehát késő-nori. Ugyanezen a területen a Rezi Dolomitra a legfelső-nori-rhaeti Kösseni Formáció települ, amely nyugat felé a Dachsteini Formációval fogazódik össze, majd teljesen kiékelődik (HAAS 1993).

Az Északi-Bakony

Az Északi-Bakonyban a Veszprémi Márga a hegység ÉNy-i előterében, az általános csapásiránnyal párhuzamos 2–4 km széles zónában fúrásokban és néhány felszíni feltárásban ismert (DETRE 1972). A Fődolomit Formáció ettől DK-re egy hasonló szélességű és az előbbivel párhuzamos övben jelenik meg. A két formáció határa mindenhol tektonikusnak látszik, a Fődolomit karni szakaszának meglétére utaló őslénytani adatot nem ismerünk. Ezt támasztja alá TAEGER (1915) megfigyelése is, amely szerint a Fődolomit vastagsága ebben a pásztaban mindössze 680 méterre tehető. A határtól délészé irányban 2 km-re mélyített Ugod Ut–8 alapfúrás mintegy 120 m vastagságban tárta fel a Fődolomit Lofer-ciklusos legfelső részét és az arra települő Dachsteini Mészkő átmeneti tagozatát (Fenyőfői Tagozat). A Fődolomitban talált foraminifera fauna nori korra utal, a mintegy 150 m vastag Fenyőfői Tagozat Megalodontacea faunája és foraminifera együttese a nori középső részébe sorolást valószínűsíti (HAAS & DOBOSI 1979). Erre települ a Dachsteini Mészkő késő-nori-rhaeti rétegsora, a Porva Po–89 és a Zirc Zt–62 fúrás alapján mintegy 700 m vastagságban (HAAS 1995a).

A Dachsteini Mészkő felső részén több szintben a Kösseni Formáció peremi kifejlődése jelenik meg betelepülésként (CSÁSZÁR 1984, HAAS 1995).

A Déli-Bakony keleti része

Veszprémtől ÉK-re a Déli-Bakony K-i részének legteljesebb felső-triász rétegsora az Iszka-hegy környékén ismert. A Bakony és a Vértes triász képződményeinek kapcsolatában kulcsfontosságú terület első részletes leírása TAEGER (1913) nevéhez fűződik. Legfontosabb felismerései közé tartozik a mintegy 1000 m vastag „gyroporellás dolo-

mit” (=Budaörsi Dolomit) elkülönítése az idősebb „megye-hegyi dolomit” és a fiatalabb „fődolomit” között. Megállapította, hogy az alapvetően dolomitokból álló iszkahegyi felső-triász rétegsor párhuzamosítható a túlnyomó részben márga kifejlődésű Balaton-felvidéki kifejlődésekkel. ORAVECZ & VÉGH-NÉ NEUBRANDT (1961) szerint az Iszka-hegy csoportban a latin „Diplopora annulata tartalmú dolomit”-ra (=Budaörsi Dolomit) karni márga, mészmárga, tűzköves mészkő és márgás dolomit települ. Erre lilás és barna dolomit következik karni Megalodontaceákkal (*Neomegalodom triquetra pannonicus*, *N. hoernesi hoernesi* – VÉGH-NEUBRANDT 1982), majd a karni-nori „fődolomit”. RAINCSÁK (1980) szerint a karni emeletet márgás szintekkel tagolt dolomit alkotja a Várpalota és Iszkaszentgyörgy közötti vonulatban.

A Vértes hegység

A Vértes közelmúltban befejezett földtani térképezésének eredményeit összefoglaló monográfia szerint (BUDAI et al. 2008) a hegység területén a Budaörsi Dolomit mintegy 50 m vastag, litológiai változatos összetételű települ. A vékony (cm-es) zöld, vagy vörös agyagrétegeket tartalmazó vékonyréteges dolomitba vastagabb, olykor sztromatolitos dolomitpadok, brachiopodákat (*Crurātula* spp.) tömegesen tartalmazó rétegek, valamint radioláris tartalmú mikrokristályos dolomitrétegek iktatódnak be. Ezt a rétegcsoportot a Veszprémi Márga Formációba sorolták, de megjelölésére — a típusos Veszprémi Márgától való jelentős litológiai különbség miatt — új egység bevezetését javasolták, Hajdúvágási Tagozat néven. A rétegsor brachiopoda faunája korakarni korbesorolást tesz lehetővé (GYALOG et al. 1993). A jól rétegzett rétegcsoport fölött 400–500 m vastag szürke, lilás-szürke, platform fáciesű dolomitrétegsor következik, amely jellemzően lemezes (sztromatolitos) és finomkristályos padok ciklusos váltakozásából épül fel (BUDAI et al. 2008). Az egység Megalodontacea faunája késő-karni kort jelez (VÉGH-NEUBRANDT 1982). Ezt a rétegcsoportot a Sédvölgyi Dolomit Formációba sorolták, pontosabb megnevezésére a Gémhegyi Dolomit Tagozat elnevezést javasolva (BUDAI et al. 2008). Felette a Vértes Ny-i részén vékonyréteges, lemezes, tűzköves dolomit és mészkő települ, a legfelső részen késő-karni Megalodontaceákkal (VÉGH-NEUBRANDT 1982). Ezt a képződményt a Veszprémi Márga ugyancsak újonnan javasolt Csákberényi Tagozatába sorolták (BUDAI et al. 2008).

A Csákberényi Tagozat fölött megjelenő, ciklusos, platform fáciesű, kb. 1–1,5 km vastagságúnak becsült dolomit-összetételű Sédvölgyi Formáció Sédvölgyi Dolomit Tagozataként írták le, és a karniba sorolták (BUDAI et al. 2008). A fedőjében települő Fődolomittól a Horog-völgyben észlelt onkoidos betelepülés alapján különítették el, amelyet a Balaton-felvidék Sándorhegyi Formációjában ismert „nagy-onkoidos” fáciessel korreláltak. A tagozat Megalodontacea faunája azonban — VÉGH-NEUBRANDT (1982) rétegtani táblázata szerint — késő-karni, illetve uralkodóan nori fajokat tartalmaz, az onkoidos betelepülés rétegtani értéke pedig

kérdéses. A „nagyonkoidos” szint feletti, Fődolomit Formációba sorolt összlet vastagságát 1,5 km-re becsülték, amelynek fedője a Dachsteini Mészke Fenyőfői Tagozata.

A fentiekben összefoglalt tagolás — a vázolt rétegtani problémákon és korrelációs bizonytalanságon túl — nem könnyen illeszthető a Balaton-felvidék, illetve a Bakony vizsgálata alapján korábban létrehozott rendszerbe, jóllehet erre történt kísérlet (BUDAI et al. 2005). Induljunk ki a Budaörsi Dolomit Formációból, amely a Vértestől a Keleti-Bakonyon át Veszprém környékéig követhető! Az egykori lejtő területén, Veszprém környékén, a 8-as út mentén megfigyelhető a Budaörsi Dolomitra települő ladin medencefáciesű Buchensteini Mészke, továbbá az utóbbira következő Berekhegyi Mészke lejtő fáciése és az arra progradáló alsó-karni platformkarbonát összlet (Kádártai Dolomit). A Vértes területén a platformkarbonát rétegsorra betelepülő brachiopoda-kokvina és különösen a radiolária tartalmú medencefáciest képviselő rétegek köthetők ehhez a relatív tengersizint-emelkedési eseményhez, illetve annak maximális előntési szakaszához. A Hajdúvágási Tagozat elkülönítése tehát — a mélyebb rámpa és a medencefáciesű képződményekre szűkített értelemben — elfogadható, de a fentieknek megfelelően, a Füredi Formáció medenceperemi kifejlődését képviselő tagozatként. Erre a Vértesben belső platform – lagúna fáciésű, peritidális és szubtidális rétegek ciklusos váltakozásából álló, uralkodóan szingenetikus-korai-diagenetikus dolomit rétegsor települ. Ez a kifejlődés képezi a karni platformkarbonát-összlet uralkodó részét, így a Gémhegyi Dolomitot célszerű formáció rangú egységnek tekinteni. A Veszprém környékén rekonstruált platformlejtő övezetében a Gémhegyi Dolomit Formáció progradációs nyelveiként jelennek meg a dolomitodott lejtő és platformperemi egységek, melyeket transzgressziós szakaszokat képviselő márgabetelepülések választanak el egymástól (Veszprém V–1 fúrás). Javaslatunk szerint a késő-ladin-kora-karni progradációs nyelvet képviselő egység lenne a Gémhegyi Dolomit Formáció Kádártai Tagozata, a karni középső részén történt progradáció során felhalmozódott egység a formáció Sédvölgyi Tagozata, és a késő-karni progradáció során a Sándorhegyi Formációval összefogazódó egység pedig a Gémhegyi Formáció Henyei Tagozata. A Vértes területének nyugati részén a kora-karni késői szakaszában létrejött intraplatform medencében képződött tűzköves dolomit és mészke önálló litosztratigráfiai egység, amelyet nem célszerű a Veszprémi Márga Formáció tagozatának tekinteni. Indokoltnak tartjuk a formáció rangú elkülönítését, Csákberényi Formációként. A Csákberényi Formáció alsó része a Veszprémi Márga Csicsói Tagozatával, míg a felfelé sekélyesedő környezetre utaló felsőbb szakasza a Sándorhegyi Formációval korrelálható. Ezt támasztja alá az alsó részből előkerült foraminifera fauna, ami az alsó-karni (juli) felsőbb szakaszát jelzi (ORAVECZNÉ SCHEFFER 2004). Az erre a rétegsorra települő, belső dolomit a második nagy fejlődéstörténeti szakaszt képviselő képződmény, tehát a Fődolomit Formációba sorolható. A formáció alsó része — Megalodontacea faunája alapján — a

késő-karni idején képződött, és a veszprémi Aranyos-völgy Fődolomitjával korrelálható. Alapvetően változatlan litológiai jelleget mutató felsőbb része már a noriba sorolható, legfiatalabb része (pl. Csákányospusztai környékén) a felső-noriba is átnyúlhat a foraminifera-faunája alapján. Megítélésünk szerint tehát a Fődolomit Formációba sorolható az az összlet is, amelyet a vértesi térképezés során a Sédvölgyi Formáció Sédvölgyi Dolomit Tagozatába soroltak (BUDAI et al. 2008). Ha ez így van, akkor a Fődolomit Formáció becsült, a térképen és a keresztzelvényen ábrázolt vastagsága 2,5–3 km lenne. Érdemes megvizsgálni azt a kérdést, hogy ez a rendkívül nagy rétegtani vastagság reálisnak tekinthető-e, vagy esetleg tektonikai okokra vezethető vissza a konzekvensen ÉNy-felé dőlő Fődolomit pász-tájának térképen megjelenő jelentős szélessége, amely a vastagságbecslés alapjául szolgált. A rétegtani vastagság megállapítása rendkívül fontos lenne, de erre csak közvetett és közelítő eredményt adó módszerek kínálnak lehetőséget. Azt tudjuk, hogy a Tethys-óceán passzív peremén létrejött rendkívül kiterjedt Dachsteini platformrendszer belső részén igen hosszú ideig képződtek olyan ciklusos karbonátos rétegsorok, amelyek lerakódása lépést tartott a süllýedéssel úgy, hogy a periodikus vízszintváltozás miatti ciklusok vastagsága is csak kis mértékben változott (1–5 m között, 3 m körüli átlaggal, SCHWARZACHER & HAAS 1986). A platformfejlődés késői szakaszában létrejött ciklusos Dachsteini Mészke vastagsága fúrásokból jó közelítéssel megadható, az Északi-Bakonyban és a Gerecsében is 700–1000 m közé esik (HAAS 1995a, b). Képződésének időtartama LUCAS (2013) korskálaja alapján 8 M évre tehető. Az ebből kiszámolható süllýedési sebességet extrapolálva, a kb. 14 M év időtartamot képviselő Fődolomit Formáció egészére mintegy 1600 m vastagság kalkulálható. Ilyen adatokkal számolva a Lofér-ciklusok átlagos vastagságára 2,2 m jön ki, ami teljesen reálisnak látszik és semmilyen megfigyelés nem támasztja alá, hogy a Fődolomit Lofér-ciklusai a Dachsteini Mészkeben megfigyeltnél vastagabbak lennének. A fenti levezetésből következően tehát aligha lehet a Fődolomit 2,5–3 km-es rétegtani vastagságával számolni. Véleményünk szerint a formáció pász-tájának extrém kiszélesedését oldaleltolódások idézik elő a Gánti-medencétől É-ra lévő vonulatban (FODOR et al. 2008).

A Budai-hegység

A Vértessomlói-vonaltól délre, a Vértes és a Budai-hegység közötti mintegy 20 km szélességű övezetben felső-triász kibúvások nincsenek, és fúrási adatok is alig állnak rendelkezésre. Tekintettel arra, hogy a budai-hegységi felső-triász kifejlődése a vértesiétől számottevően eltér, meglehetősen nehéz a képződmények kapcsolatainak megállapítása.

A Budai-hegység központi része (János-hegyi-fáciesöv — WEIN 1977) a késő-triász idején szigetplatform lehetett, míg a hegység nyugati része (Irhásárok–sashegyi- (WEIN 1977) és a Hármashatár-hegyi-fáciesöv (WEIN 1977) legalább is a noritól medence volt (HAAS et al. 2000). A hegy-

ség központi részén tűzkövet nem tartalmazó dolomitfajták ismertek, amelyek litológiai jellegeit alapvetően dolomitodási és az azt követő diagenetikus és tektonikai folyamatok határozták meg. Az Adyliget A–1 fúrásban a Dachsteini Mész-kő alatt több mint 300 m vastagságban feltárt dolomit eredeti üledékképződési jellegei teljesen megsemmisültek, és ez jellemző a Budai-hegységben ismert tűzkömentes, vastagpados, feltehetően sekélytengeri dolomitok uralkodó hányadára (POROS et al. 2013). Az Apáthy-szikla dolomitrétegsora kivételnek tekinthető, mivel itt az egyértelműen sekélytengeri kifejlődési jellegek kiválóan megőrződtek. A peritidális–szubtidális ciklusos rétegsor fölötti tömeges dolomitban helyenként csigák és apró ammoniteszek tömege található, az ammoniteszek felső-karni korra utalnak. A régebbi irodalom a különböző dolomitfajtákra a „raibli dolomit” illetve a „földolomit” terminusokat használta (WEIN 1977). HAAS (1993) a Földolomit Formációon belül a Vadaskerti Dolomit Tagozat nevet javasolta a platform fációsú, vastagpados, tömeges dolomitfajták megnevezésére. A Vadaskerti Dolomit valószínűleg egyidős a Földolomit alsó, még a karniba sorolható részével, de képződése akár a Gémhegyi Formációéval részben párhuzamosan is megkezdődhetett.

A Vadaskerti Dolomitra a Dachsteini Mész-kő Formáció onkoidos fációs települ, amely az északi-alpi típusú területen leírt belső platform fációsú, Lofér-ciklusos és a platformperemi zátonymész-kőtől egyaránt eltérő litológiai, szedimentológiai jelleget mutat (HORVÁTH & HAAS jelen kötet). Ezt a kifejlődést — az ősmaradványokban gazdag Remete-szurdok környéki klasszikus kibúvási területe után — Remetehegyi Tagozat néven javasoljuk elkülöníteni a formáció Lofér-ciklusos, belső platform – lagúna fációsú fő tömegétől. A Vadaskerti és a Remetehegyi Tagozat egymásra települése a Fazekas-hegyen a felszínen is tanulmányozható, és az Adyliget A–1 fúrás is feltárta. A fazekashegyi rétegek gazdag ammonitesz- és csigafaunája késő-karni–kora-nori korra utal (GÓCZÁN 1961, BÉRCZINÉ MAKK 1969, BALOGH 1981, SZABÓ 2011). A Remetehegyi Mész-kő kora a foraminiferák és a Megalodontacea alapján nori, az egység felsőbb részéről előkerült *Rhabdoceras suessi* (KUTASSY 1927) alapján képződése a késő-noriban esetleg rhaetiben is folytatódhatott. A Remetehegyi Mész-kő tehát a Földolomit Formáció és a Dachsteini Mész-kő Lofér-ciklusos belső platform kifejlődéseinek is heteropikus, külső platform fációsékként értelmezhető.

A Budai-hegység Hármashatárhegyi- valamint Irhás-árok–sashegyi-vonulatában ismert viszonylag mély és meglehetősen elzárt medencében képződött, nori–rhaeti korú, tűzköves, vékonyréteges, laminites dolomit és tűzköves mész-kő rétegsora a Mátyáshegyi Formációba tartozik (KOZUR & MOCK 1991, HAAS et al. 2000). A dolomit kőzetfajták ebben az esetben mész-kőből késői diagenetikus dolomitodással jöttek létre. Nem tisztázott a Hármashatárhegyi-vonulat ÉNy-i részén a pesthidegkúti Kálvária-hegyen ismert alsó-karni tűzköves dolomit és bitumenes agyagos mész-kő kapcsolata a fiatalabb medence fációsékkal.

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén a felső-triász

képződmények térbeli elterjedését jelentősen befolyásolja a Vértessomlói-vonal menti diszlokáció. Ezért a vonaltól délre található szegmensek áttekintését követően vizsgáljuk meg a vonaltól északra található területeket! Az áttekintést a Gerecsénél kezdjük, majd a Pilis tárgyalása után a Duna-balparti rögök kerülnek sorra (3. ábra).

A Gerecse hegység és déli előtere

A gerecsei szegmens legidősebb triász képződményei a Vértessomlói-vonal északi oldalán Mány és Zsámbék térségében ismertek a felszínen, ahol medence fációsú tűzköves mész-kőre (Buchensteini Formációcsoport, BUDAI 2004) Kádártai Dolomit települ. A Zsámbék Zs–14 alapfúrás az alsó-karni dolomit és a Földolomit Formáció közötti teljes rétegsort harántolta. A karni medence fációsú rétegsor az agyagtartalom növekedésével mintegy 80 m vastag, mész-kő betelepüléseket tartalmazó szürke márga egységgel, fokozatosan fejlődik ki a dolomitból (HAAS et al. 1981), és a Veszprémi Márga alsó (Mencshelyi) tagozatával korrelálható. Foraminifera és sporomorfa együttese alapján az alsó-karniba (juli alemelet) sorolható be (GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHOFFER 1996). Felette 240 m vastagságban márgabetelepüléseket tartalmazó tűzköves mész-kő, majd 50 m vastagságban tűzköves dolomit következik. A szivacsűs-ostrocódás wackestone mikrofáciessel jellemezhető képződmény elzárt medence fáciest képvisel (KRISTANTOLLMANN et al. 1991). Foraminiferák és sporomorfák alapján az alsó-karni felsőbb (felső-juli) és a felső-karni alsóbb (alsó-tuvali) részébe tehető. Ezt a képződményt korábban a Mátyáshegyi Formációba sorolták (HAAS et al. 1981), de felismerve e besorolás problematikusságát, a későbbi összefoglaló munkákban litosztratigráfiai megnevezés nélkül, tűzköves mész-kő, illetve tűzköves dolomit egységként szerepel (HAAS & BUDAI 2004). A vértesi térképezés tapasztalatait is figyelembe véve jelenleg úgy látjuk, hogy ez a rétegcsoport — litológiai jellegei, fációsé és kora alapján — a Csákberényi Formációnak feleltethető meg. Nagyon valószínű, hogy a Vértessben és a Gerecse déli előterében ugyanannak az intraplatform medencének a rétegsora jelenik meg, a vértesi kifejlődés azonban inkább medenceperemi jellegű.

A tűzköves dolomit felett mintegy 80 m vastagságban sötétszürke mészmárga települ, felső részén dolomitbetelepülésekkel. Ez a szakasz egyértelműen a felső-karniba (tuvali alemelet) tehető (GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHOFFER 1996). A nagy kiterjedésű Balatonfüredi-medence feltöltődésének záró fázisában képződött Sándorhegyi Formációval ez a képződmény egyidős, attól azonban számottevően eltérő litológiai jelleget mutat. Ezt a szakaszt jobbnak látjuk a Csákberényi Formációba sorolni, hasonlóan a vértesi kifejlődési területhez.

A Gerecse előterében lévő dolomitkibúváások közül a Gyermely és Szomor térségében ismert délebbiek (Vörös-hegy, Góré-hegy) karni Megalodontacea faunát tartalmaznak (ORAVECZ 1961, VÉGH-NEUBRANT 1982). Ez a dolomit a Földolomit Formáció legalsó — még a karniban képződött

— szakaszát képviseli, és minden bizonnyal megegyezik azzal a kőzettesttel, amelyet a Zs–14 fúrás triász rétegsorának legfelső 30 m-es szakaszán tártak fel.

Északkelet felé, a Gyermelytől ÉNy-ra eső Öregnyulas Földolomit rétegeinek Megalodontacea faunája nori korbesorolást enged meg (ORAVECZ 1961). Dőlésirányban tovább a Kablás-hegy kibúvása már a Dachsteini Mészkkő Fenyőfői Tagozatának legalsó, míg az epöli kőfejtő rétegsora annak felsőbb részét képviseli (HAAS 1995b, HAAS & DEMÉNY 2000). Ez a szakasz nagy valószínűséggel a felső-noriba sorolható. Tovább ÉNy felé, a Gerecse hegység területén a Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkkő felső-nori-rhaeti szakaszának rétegsorai ismertek. Ez az elrendeződés azt sugallja, hogy az ÉNy felé dőlő, monoklinális rétegsor lényegében folyamatos, és ennek alapján a képződmények hozzávetőleges vastagsága a térképezési adatokból kiszerezhető lenne. Az Epöl Ep–5 fúrás újra vizsgálatának meglepő eredményei azonban azt jelzik, hogy a triász rétegsoron belül jelentős tektonikai zavarokkal kell számolnunk. Ez a fúrás a Fenyőfői Dolomit meredek dőlésű rétegsora alatt, azzal tektonikus kontaktus mentén érintkező dolomitot harántolt mintegy 300 m vastagságban. A korábban Földolomit Formációba sorolt (HAAS 1995) rétegsor alsó szakaszából azonban a középső-anisusi Tagyoni Formáció jellemző *Dasycladalea* együttese került elő (PIROS, szóbeli közlés).

A Pilis hegység

A Vértessomlói-vonal kelet felé — a Nagykovácsi-medence északi pereme mentén — a Róka-hegyig követhető. Az ettől északra lévő területet soroljuk a pilisi kifejlődési területhez. Legidősebb felszínre bukkanó triász képződménye a „diploporás dolomit” (=Budaörsi Dolomit Formáció), amely a Nagykovácsitól É-re emelkedő Nagy-Szénást építi fel (HOFFMANN 1871, KUTASSY 1927, WEIN 1977). WEIN (1977) földtani térképe szerint ettől kelet felé, Pilisszentiván közelében a képződmények általános dőlése ÉK felé fordul, és Pilisvörösvárnál a ladinba sorolt dolomitra litológialag változatos karni rétegsor települ. A Pilisvörösvár Pv–48 fúrás 120 m vastagságú rétegsorának alsó részét tűzköves mészkkő, felette bitumenes mészkkő, majd ostracodás dolomitmárga építi fel, és hasonló kőzetfajták a felszínen is ismertek több feltárásban (ORAVECZ 1963, WEIN 1977). Véleményünk szerint ez a rétegsor a Csákberényi Formációnak feleltethető meg. Fölötte porlő dolomitból *Cornucardia hornigii hornigii* és *Neomegalodon carinthiacus* került elő (ORAVECZ 1963, VÉGH-NEUBRANDT 1982), ami felső-karni besorolást enged meg. A Csákberényi Formációt fedő dolomit tehát a Földolomit Formáció alsó részébe tehető. A Földolomit Formáció felsőbb, már a noriba sorolható szakasza Pilisborosjenő környékén ismert. Legfelső szakaszát a Nagy-Kevély DNy-i oldala tárja fel, ahol a rétegsor Lofer-ciklusos jellege egyértelműen látszik. A meredek (30–40°-os) ÉNy-i dőlésű dolomitra az ugyancsak Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkkő itt közvetlenül rátelepülni látszik. A Dachsteini Mészkkő a Pilis-vonulatban végig követhető. A Pilis-tető DK-i végénél a Földolomit csupán 10–20 méter

vastag átmeneti szakasszal (Fenyőfői Tagozat) települ a Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkkő, amely foraminifera- és *dasycladalea* együttese alapján a középső–felső-noriba tehető (HAAS et al. 2010). A Fekete-hegy és a Kétágú-hegy ÉK-i oldalán a Feketehegyi Formáció középső-noriba sorolható lejtő és medence fáciesű dolomit- és mészkkőrétegsora ismert (ORAVECZ 1987; KOVÁCS & NAGY 1989; HAAS et al. 2005, 2010), amelyre a Dachsteini Mészkkő zátonytörmelékcsatlakoztatási lejtő fáciesű progradál (Nagy-Strázsa-hegy). A Feketehegyi Formáció azonosítható néhány fúrásban a Pilis-vonulattól ÉNy-ra is, de elterjedésére — és így az egykori medence helyzetére — vonatkozóan kevés adat áll rendelkezésre. A Pilis-vonulat ÉNy-i végén lévő dorogi Nagy-Kőszikla a Dachsteini Mészkkő legfiatalabb, rhaeti korú szakaszát képviseli (VÉGH-NEUBRANDT 1982).

A Duna-balparti rögök

A Duna-balparti rögökben a Dachsteini Mészkkő a budai-hegységihez hasonlóan vastagpados, onkoidos kifejlődésű (HAAS & BUDAI 2004), és ennek megfelelően a Remetehegyi Mészkkő Tagozatba sorolható be.

A Vác melletti Naszály (Nagyszál) blokkjában a Remetehegyi Tagozat Megalodontacea faunája alapján nori korú (VÉGH-NEUBRANDT 1982). A Vác–14 mészkkőkutató fúrás szedimentológiai vizsgálata szerint a rétegsort onkoidos, esetenként peloidos, intraklasztos szövetű karbonátos kőzetek építik fel, amelybe vékony sztramatolitos rétegek iktatódnak be (BALOG & HAAS 1990). A feltárt 200 m-es rétegsor számottevő részben dolomitosodott, a dolomitosodás uralkodóan késői diagenetikus, hidrotermális folyamatokhoz köthető (VITÁLIS & HEGYINÉ 1973, 1974; BALOG & HAAS 1990). A Naszály blokkjában feltárt platformkarbonát a Budai-hegység centrális platformjához (Jánoshegyi-vonulat) hasonló kifejlődésű, és valószínűleg annak diszlokált folytatását képezi. Ha ez így van, akkor fiatal képződményekkel elfedett környezetében a Mátyáshegyi Formációval azonosítható elzárt medence fáciesű felső-triász karbonátok is jelen lehetnek a Naszály környékén, habár erre vonatkozóan nincs adat.

A Naszálytól K-re, a Keszeg–Csővár közt ismert mezozoos blokk ÉNy-i részén a Remetehegyi Tagozat található a felszínen. A naszályihoz hasonló Megalodontacea faunája alapján nori korú (VÉGH-NEUBRANDT 1982). A Nézsa mellett, kis területen felszínre bukkanó zátony és előtéri lejtő fáciesű mészkkő (Nézsa Mészkkő Tagozat) feltehetően a Remetehegyi Mészkkő alsó részének heteropikus fáciesé, de erre nincs egyértelmű bizonyíték. A medence fáciesű Csővári Formáció alsó részébe progradációs nyelvként benyúló Nézsa Mészkkő — foraminifera-együttese alapján — karni (késő-karni?) korú (ORAVECZNÉ SCHEFFER in KOVÁCS 2004), a progradációs nyelv alatti tűzköves mészkkőből a karni–nori határintervallumot jelző *conodonta* került elő (KOVÁCS S. in KOVÁCS 2004). A fentiek alapján arra lehet következtetni, hogy a Tethys sekély selfjének óceán felőli peremén a karni folyamán létrejött szigetplatformokon a sekélytengeri karbonátfelhalmozódás a késő-karni–nori

idején lényegében folyamatos volt, csak ritkán és rövid időre került a peritidális zónába. Ez lehet az oka annak, hogy — a platform belső részével ellentétben — ebben az övezetben gyakorlatilag nem folyt szingenetikus – korai diagenetikus dolomitképződés (legfeljebb alárendelt mértékben). A platform szomszédságában lévő medencében halmozódott fel a medence és lejtő–lejtőlábi fáciest képviselő, tűzköves dolomit- és mészkőretegekből felépülő Csővári Formáció. A formáció alsóbb részét a Csővár Csv–1 fúrás tárja fel, ahol alsó határa tektonikus. A fúrási rétegsor alsó, késői diagenetikusan dolomitosodott szakasza a karni–nori határintervallumot képviseli a conodonta fauna alapján, felsőbb része nori és a rhaeti alsóbb részét foglalja magába (KARÁDI et al. 2013). A felszínen a rhaeti felsőbb része ismert, ami folyamatosan megy át a formáció uralkodóan medence fáciest képviselő hejtangi–sinemuri szakaszába (HAAS et al. 1997, PÁLFY et al. 2007). A rétegsor szedimentológiai és paleontológiai jellegei arra utalnak, hogy lerakódása olyan intraplatform medencében folyhatott, amely a nyílt óceántól kevésbé volt elzárt, mint a Mátyáshegyi Formáció üledékgyűjtője (HAAS 2002).

Következtetések

A Dunántúli-középhegység felső-triász esetében a platformkarbonát-rétegsorok litosztratiográfiai egységekre sorolása és időrétegtani korrelációja jelenti a legsúlyosabb problémát. A probléma kettős. Egyrészt míg a platformok medence felőli peremi övezetében az egymást követő platformfejlődési események egyértelmű litosztratiográfiai tagolást tesznek lehetővé, addig a nagyobb platformok belső részén (a platform magjában) a képződési körülmények esetenként évtízmilliókon át lényegében változatlanok voltak, következésképpen litológiai lényegében változatlan rétegsorok jöttek létre. Másrészt a platformkarbonátok egy része mészkő, más részük részben, vagy teljesen dolomit, ami litológiai nyilvánvalóan más minőséget jelent. A dolomitok egy része az üledékképződéssel egy időben, vagy közvetlenül azt követően képződött, képződése tehát az üledékképződési folyamatokhoz kötött. Más részük azonban jóval később, diagenetikus folyamatok során dolomitosodott, és vannak több fázisban, üledékes, korai és késői diagenetikus folyamatsor eredményeként dolomitosodott kőzetek is. Ezeket az ismereteket ma már nem lehet figyelmen kívül hagyni a litosztratiográfiai egységek definiálásánál, mert az súlyos ellentmondásokhoz és esetenként a gyakorlati alkalmazást is lényegesen befolyásoló problémákhoz vezethet.

A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek áttekintése során megerősítést nyert a Vértessomlói-vonal jelentősége a fácieseloszlásban mutatkozó tendenciák értelmezésében. A vonaltól délre (Keszthelyi-hegység–

Bakony–Vértes–Budai-hegység) és az attól északra lévő vonulatban (Gerecse – Pilis – Duna-balparti rögök) a platformok felépítése és a közöttük kialakult medencék kitöltése hasonló, de az északi vonulat fáciesegységei a vonal mentén mintegy 30 km-el kelet felé elcsúsztak. Ez legmarkánsabban az északi vonulathoz tartozó Pilis és az annak közvetlen szomszédságában lévő, de a déli vonulat részét képező Budai-hegység Dachsteini Mészkővének jelentősen különböző kifejlődésében tükröződik.

Az alábbiakban azokat a javaslatokat foglaljuk össze, amelyek a jelenleg érvényben lévő litosztratiográfiai tagolástól eltérnek.

A karni során kialakult jelentős kiterjedésű platformon képződött dolomitot a Gémhegyi Dolomit Formációba soroljuk (alpi megfelelője a Cassiani Dolomit). A platformot a Balatonfüredi-medencével összekötő lejtőn három, jelentős vastagságú progradációs ék jött létre, amelyeket tagozat szinten különíthetők el: az alsó — Kádártai Dolomit; a középső — Sédvölgyi Dolomit és a felső — Henyei Dolomit Tagozat.

A Keszthelyi-hegységben ismert karni platformkarbonát kőzeteknek az Edericsi Formációba sorolását javasoljuk, tehát mind a mészkő (zátony és onkoidos platform fáciest), mind a dolomitosodott kőzetfajták ebbe a formációba tartoznak.

A Vértes karbonátos kőzetekkel jellemezhető karni medence fáciesei nem sorolhatók bele az alapvetően márga kifejlődésű Veszprémi Formációba, litológiai jellegük alapján önálló litosztratiográfiai egységeket képeznek. Az alsó-karni (alsó-juli) Hajdúvágási Tagozat a medence fáciestű Füredi Mészkő Formáció peremi kifejlődéseként értelmezhető. Erre települ a Gémhegyi Dolomit platformkarbonátja, majd a medence fáciestű Csákberényi Formáció.

A Vértessomlói-vonaltól északra, a Gerecse DK-i előterében (Zsámbék) és a pilisi területen ismert karni medence-kifejlődésű rétegsor litosztratiográfiai szempontból szorosabb kapcsolatot mutat a Vértes, mint a Budai-hegység felé, így a Csákberényi Formációba sorolandó.

A Fődolomit és a Dachsteini Mészkő ciklusos, peritidális, lagúna fáciestű rétegsora a déli vonulatban a Bakony és a Vértes, az északi vonulatban a Gerecse és a Pilis területére jellemző. A két vonulat keleti részén — a Budai-hegységben és a Duna-balparti rögökben — a két formációt platformperemi fáciest képviseli: a Fődolomitot a Vadaskerti Tagozat, a Dachsteini Mészkövet pedig a Remetehegyi Tagozat.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők nagyra értékelik VÖRÖS Attila és CSILLAG Gábor alapos lektori munkáját és gondolatébresztő javaslatait, amelyek jelentős mértékben járultak hozzá a dolgozatban tárgyalt problémák árnyalt kifejtéséhez. Jelen kutatást az OTKA T.81296 számú projektje (HAAS J.) támogatta.

Irodalom — References

- BALINI, M., BERTINELLI, A., DI STEFANO, P., GUAIUMI, C., LEVERA, M., MAZZA, M., MUTTONI, G., NICORA, A., PRETO, N. & RIGO, M. 2010: The late Carnian-Rhaetian succession at Pizzo Mondello (Sicani Mountains). — *Albertiana* **39**, 36–57.
- BALINI, M., KRZYSTYN, L., LEVERA, M. & TRIPODO, A. 2012: Late Carnian – Early Norian ammonoids from the GSSP candidate section Pizzo Mondello (Sicani Mountains, Sicily). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **118**, 47–84.
- BALLA, Z. & DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **35**, 3–64.
- BALOG A. & HAAS J. 1990: A váci Nagyszál Dachsteini Mészkövének szedimentológiai jellegei és diagenezise. — *Földtani Közlemény* **120/1–2**, 11–18.
- BALOGH K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* **24/1**, 3–48.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1969: A fazekas-hegyi felsőtriász ammonoideák. — *Földtani Közlemény* **99/1**, 351–367.
- BOSELLINI, A. 1991: Geology of the Dolomites. An introduction. — *Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei*, 1–43.
- BOSELLINI, A., GIANOLLA, P. & STEFANI, M. 2003: The Triassic carbonate platforms of the Dolomites (northern Italy): their evolution and stratigraphic framework. — *Mem. Sc. Geol.* **54**, 111–114
- BÖCKH J. 1872: A Bakony D-i részének földtani viszonyai. 1. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **2/2**, 31–166.
- BREDA, A., PRETO, N., ROGHI, G., FURIN, S., MENEGUOLO, R., RAGAZZI, E., FEDELE, P. & GIANOLLA, P. 2009: The Carnian pluvial event in the Tofane Area (Cortina D'Ampezzo, Dolomites, Italy). — *GeoAlp* **6**, 80–115.
- BROGLIO LORIGA, C., CIRILLI, S., DE ZANCHE, V., DI BARI, D., GIANOLLA, P., LAGHI, M.F., LOWRIE, W., MANFRIN, S., MASTANDREA, A., MIETTO, P., MUTTONI, C., NERI, C., POSENATO, C., RECHICHI, M.C., RETTORI, R. & ROGHI, G. 1999: The Prati di Stuares/Stuares Wiesen Section (Dolomites, Italy): a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Carnian stage. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **105/1**, 37–78.
- BUDAI T. 1991: Újabb adatok Felsőörs környékének geológiai felépítéséről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1989**, 17–33.
- BUDAI T. 2004: Középső-triász medencefáciesek és vulkanitok a Zsámbéki-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 189–194.
- BUDAI T. & CSILLAG G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana. — *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* **22**, 118 p.
- BUDAI, T. & HAAS, J. 1997. Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **40/3**, 307–335.
- BUDAI T. & KOVÁCS S. 1986: A Rezi Dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1984**, 175–191.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **197**, 257 p.
- BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G. & PIROS O. 2005: A Vértes délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004**, 189–203.
- BUDAI T., FODOR L. (szerk.), CSÁSZÁR G., CSILLAG G., GÁL N., KERCSMÁR Zs., KORDOS L., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. 2008: *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Magyarország tájegységi térképsorozata, 368 p.
- CSÁSZÁR G. 1984: *Borzavár. Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 138 p.
- CSILLAG G. 1991: Mentshely környékének földtani felépítése. — *Kézirat (egyetemi doktori értekezés)*, ELTE TTK Átlános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.
- CSILLAG, G., BUDAI, T., GYALOG, L. & KOLOSZÁR, L. 1995: Contribution to the Upper Triassic geology of the Keszthely Mountains (Transdanubian Range), western Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **38/2**, 111–129.
- DETRE Cs. 1972: Az Ugod környéki karni mészkőrétegek makrofauna vizsgálata. — *Földtani Közlemény* **102/1**, 87–91.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS L., BUDAI T., KERCSMÁR Zs. & SELMECZI I. 2008: *A Vértes hegység földtani térképe 1:50 000*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- GIANOLLA, P., DEZANCHE, V. & ROGHI, G. 2003: An Upper Tuvallian (Triassic) platform-basin system in the Julian Alps: the start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy). — *Facies* **49**, 135–150
- GÓCZÁN F. 1961: A dunántúli és az alpi csigafaunák rétegtani értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **59/2**, 303–312.
- GÓCZÁN, F. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1996: Tuvallian sequences of the Balaton Highland and the Zsámbék Basin (Part I, II). — *Acta Geologica Hungarica* **39/1**, 1–101.
- GÓCZÁN F., HAAS J., LŐRINCZ H. & ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1983: Keszthelyi-hegységi karni alapszelvény faciológiai és rétegtani értékelése (Hévíz–6. sz. fúrás). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1981**, 263–293.
- GÓCZÁN F., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & CSILLAG G. 1991: Balatoncsicsó, Csukréti árok cordevolei és juli képződményeinek biosztratigráfiai jellemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1989**, 241–323.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. & SMITH, A. G. 2004: A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. — *Episodes* **27/2**, 83–100.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., HILGEN, F. J. 2012: On the Geologic Time Scale. — *Newsletters on Stratigraphy* **45/2**, 171–188.
- GÜMBEL, C. W. 1857: Untersuchungen in den Bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **8**, 146–151.

- GYALOG, L., DETRE, CS. & CSILLAG, G. 1993: Upper Triassic brachiopodal dolomite in the Gánt region. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1993**, 175–191.
- HAAS J. 1989: *Felső-triász karbonátos táblafejlődés a Dunántúli-középhegységben*. — MTA doktori értekezés, Budapest, 220 p.
- HAAS J. 1993: A „Kösseni-medence” kialakulása és fejlődése a Dunántúli-középhegységben. — *Földtani Közlemények* **123/1**, 9–54.
- HAAS J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Triász*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 278 p.
- HAAS J. 1995a: Felsőtriász karbonát platform fáciesek az Északi-Bakonyban. — *Földtani Közlemények* **125/1–2**, 27–64.
- HAAS J. 1995b: Az Északi Gerecse felsőtriász karbonát platform képződményei. — *Földtani Közlemények* **125/3–4**, 259–293.
- HAAS, J. 2002: Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplatform basins in the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **53/3**, 159–178.
- HAAS, J. & BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range (Hungary). — *Geologica Carpathica* **50/6**, 459–475.
- HAAS J. & BUDAI T. 2004: Dunántúli-középhegységi egység. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 25–124.
- HAAS, J. & DEMÉNY, A. 2002: Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). — *Sedimentary Geology* **150/3–4**, 225–242.
- HAAS J. & DOBOSI K. 1979: Jelentés az ugodai Ut–8 sz. alapszelvény fúrás földtani vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 16 p.
- HAAS J., ORAVECZ J. & GÓCZÁN F. 1981: Jelentés a Zsámbék, Zs–14. sz. alapszelvény fúrás vizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, l.sz.: 1656/29.
- HAAS J., TARDI-FILÁCZ E., ORAVECZ-SCHEFFER A., GÓCZÁN F. & DOSZTÁLY L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár, North Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **40/2**, 111–177.
- HAAS J., KÖRPA L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDINÉ FILÁCZ E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben — a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. — *Földtani Közlemények* **130/3**, 371–421.
- HAAS J., BUDAI T., SZENTE I., PIROS O. & TARDINÉ FILÁCZ E. 2005: Felső-triász lejtő- és medencefáciesű rétegsorok a Pilisben és a Tatabányai medencében. — *Földtani Közlemények* **135/4**, 513–543.
- HAAS, J., BUDAI, T., PIROS, O., SZEITZ, P. & GÖRÖG, Á. 2010: Late Triassic platform, slope and basin deposits in the Pilis Hills, Transdanubian Range, Hungary. — *Central European Geology* **53/2–3**, 233–260.
- HAAS, J., BUDAI, T., GYÖRI, O. & KELE, S. 2014a: Mutiphase partial and selective dolomitization of Carnian reef limestone (Transdanubian Range, Hungary). — *Sedimentology*, DOI: 10.1111/sed.12088
- HAAS, J., BUDAI, T., GYÖRI, O. & KELE, S. 2014b: Similarities and differences in the dolomitization history of two coeval Middle Triassic carbonate platforms, Balaton Highland, Hungary. — *Facies* **60**, 581–602.
- HANTKEN M. 1861: Geológiai tanulmányok Buda s Tata között. — *Mathematikai Természettudományi Közlemények* **1**, 213–278.
- HANTKEN M. 1865: Az Új-Szöny–pesti Duna s az Újszöny–Fehérvár-budai vasút befogta területnek földtani leírása. — *Mathematikai Természettudományi Közlemények* **4**, 384–444.
- HOFMANN, K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1/2**, 199–273.
- HORVÁTH R. & HAAS J. 2014: A Dachsteini Mész-kő szedimentológiai jellegei és képződésének körülményei a Budai-hegységben. — *Földtani Közlemények* (jelen kötet)
- KARÁDI, V., KOZUR, H. W. & GÖRÖG, Á. 2013: Stratigraphically important lower Norian conodonts from the Csővár borehole (Csv-), Hungary — comparison with the conodont succession of the Norian GSSP candidate Pizzo Mondello (Sicily, Italy). — *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin* **61**, 284–295.
- KOVÁCS B. 2004: A Nézsa környéki felső-triász képződmények őslénytani és karbonátszedimentológiai vizsgálata. — *Kézirat (Szakdolgozat)*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék. 85 p.
- KOVÁCS S. & NAGY G. 1989: A Pilis hegység aviculálás és halobiás mészkőösszetételének kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 95–129.
- KOVÁCS, S., SUDAR, M., GRÄDINARU, E., KARAMATA, S., GAWLICK, H.-J., HAAS, J., PÉRO, CS., GAETANI, M., MELLO, J., POLÁK, M., ALJINOVIC, D., OGORELEC, B., KOLLAR-JURKOVSEK, T., JURKOVSEK, B. & BUSER S. 2011: Triassic evolution of the tectonostratigraphic units in the Circum-Pannonian region. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **151/3–4**, 199–280.
- KOZUR, H. & MOCK, R. 1991: New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **134/2**, 271–297.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVÁCS, S. 1991: Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék–14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). — LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, I*. 193–220.
- KRISTYAN, L., BOUQUEREL, H. W., KUERSCHNER, W., RICHOSZ, S. & GALLET, Y. 2007: Proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage. — In: LUCAS, S. G. & SPIELMANN, J. A. (eds): *The Global Triassic*. — *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* **41**, 189–199.
- KUTASSY, A. 1927: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Alpenen Triassschichten in der Umgebung von Budapest. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **27**, 107–175.
- Lexique Stratigraphique International, Hongrie*. 1978, Paris.
- LIPOLD, M. V. 1852: Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **3**, 91–98.
- LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/1, Geológiai Függelék I.*, 1–190.

- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **1/1**, 617 p.
- LUCAS, S. G. 2013: A new Triassic timescale. — In: TANNER, L. H., SPIELMANN, J. A. & LUCAS, S. G. (eds): The Triassic system. — *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin* **61**, 366–374.
- LUCAS, S. G., TANNER, L. H., KOZUR, H. W., WEEMS, R. E. & HECKERT, A. B. 2012: The Late Triassic timescale: Age and correlation of the Carnian–Norian boundary. — *Earth-Science Reviews* **114**, 1–18.
- 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** (1999), 61–78.
- MAROS GY. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986*, 295–310.
- MAZZA, M., RIGO, M. & CAU, A. 2009: Evolutionary patterns and phylogeny of the Carnian/Norian conodonts from the Pizzo Mondello section, GSSP candidate for the base of the Norian. — *Permophiles* **53**, suppl. **1**, 30–31.
- MIETTO, P., MANFRIN, S., PRETO, N., RIGO, M., ROGLI, G., FURIN, S., GIANOLLA, P., POSENATO, R., MUTTONI, G., NICORA, A., BURATTI, N., CIRILLI, S., SPÖTL, C., RAMEZANI, J. & BOWRING, S. A. 2012: The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Carnian Stage (Late Triassic) at Prati di Stuoress/ Stuoress Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy). — *Episodes* **35/3**, 414–430.
- NAGY, ZS. R. 1999: Platform–basin transition and depositional models for the Upper Triassic (Carnian) Sándorhegy Limestone, Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **42/3**, 267–299.
- NAGY, ZS. R. & CSILLAG, G. 2002: Correlation of Upper Julian to Lower Tuvalian (Carnian) depositional cycles from the Balatonhenye–Barnag area, Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45/1**, 45–62.
- NAGY, ZS. R., SENOWBARY-DARYAN, B. & HÍVESNÉ VELLEDETS, F. 1999: Petrography and Diagenesis of the Ederics-Reef (Upper Triassic), Keszthely Mts., Hungary: Preliminary Results. — *11th Bathurst Meeting, July 13th-15th, 1999 Cambridge, UK, J. of Conference Abstracts* **4/2**, p. 948.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse–Buda–Pilis hegység közötti rögtérület triász képződményei. — *Földtani Közöny* **91**, 173–185.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. — *Földtani Közöny* **93**, 63–73.
- ORAVECZ J. 1987: Pilis, Pilisszentlélek, Fekete-hegy. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, Magyar Állami Földtani Intézet.
- ORAVECZ J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Gerecse és Vérteshegységi felsőtriász dolomit- és mészkőösszet. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2**, 291–302.
- ORAVECZ J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes- és Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. — *Földtani Közöny* **91**, 162–169.
- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli Középhegység triász képződményeinek Foraminiferái (Triassic Foraminifers of the Transdanubian Central Range). — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **50**, 331 p.
- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 2004: Jelentés a Vértes triász szelvényeiben 2004. során végzett foraminifera-vizsgálatokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T21196, 5 p.
- ORCHARD, M. 2010: An exceptional conodont succession from the Carnian–Norian boundary of the Western Canada Sedimentary Basin, northeastern British Columbia. — *New Developments on Triassic Integrated Stratigraphy, Museo Geologico “G. G. Gemellaro,” Palermo, Italy, September 12–16, 2010*, p. 39.
- ORCHARD, M. 2013: Five new genera of conodonts from the Carnian–Norian boundary beds of Black Bear Ridge, northeast British Columbia, Canada. — In: TANNER, L. H., SPIELMANN, J. A. & LUCAS, S. G. (eds): The Global Triassic. — *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* **61**, 445–457.
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., HETÉNYI, M., ORCHARD, M. J. & VETŐ, I. 2001: Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic–Jurassic boundary from a marine section in Hungary. — *Geology* **29/11**, 1047–1050.
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., CARTER, E. S., GÖRÖG, Á., HALÁSZ, D., ORAVECZ-SCHEFFER, A., HETÉNYI, M., MÁRTON, E., ORCHARD, M. J., OZSVÁRT, P., VETŐ, I. & ZAJZON, N. 2007: Triassic/Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csővár section, Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244**, 11–33.
- PEREGI ZS. 1979: A Veszprém környéki karni képződmények. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1977**, 203–216.
- PETERS, K. 1855: Bericht über die geologische Aufnahme in Karnten. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **6**, 508–580.
- PETERS, K. 1857: Geologische Studien aus Ungarn. I. Die Umgebung von Ofen. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **8**, 308–334.
- PIA, J. 1923: Geologische Skizze des Steinernes Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. — *Sitz. Ber. Akad. Wiss., math.-naturw Kl I.* **132**, 35–79.
- POROS, ZS., MACHEL, H. G., MINDSZENTY, A. & MOLNÁR, F. 2013: Cryogenic powderization of Triassic dolostones in the Buda Hills, Hungary. — *International Journal Earth Sciences* **102**, 1513–1539.
- RAINCSÁK GY. 1980: A Várpalota–Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulat szerkezete és földtani felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 187–196.
- ROGLI, G., GIANOLLA, P., MINARELLI, L., PILATI, C. & PRETO, N. 2010: Palynological correlation of Carnian humid pulses throughout western Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **290**, 89–106.
- ROSTÁSI, Á., RAUCSIK, B. & VARGA, A. 2011: Palaeoenvironmental controls on the clay mineralogy of Carnian sections from the Transdanubian Range (Hungary). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **300**, 101–112.
- SANDER, B. 1936: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. — *Miner. Petr. Mitt.* **48**, 27–139.
- SCHWARZACHER, W. & HAAS, J. 1986: Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences. — *Acta Geologica Hungarica* **29**, 175–196.
- SIMONY, F. 1847: Winteraufenthalt im Hallstatter Schneegebirge und 3. Ersteigung der hohen Dachsteinspitze. — *Ber. Mitt. Freund. Naturw.* **2**, 207–221.

- STACHE, G. 1866: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Waitzen in Ungarn. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **16/3**, 277–328.
- SZABÓ J. 2011: A budapesti (Budai-hegység) felső-triász Dachsteini Mészkö legendás gastropoda-faunájának revíziója, és gondolatok a típusgyűjtemény hányatott sorsa okán. — *Földtani Közlöny* **141/3**, 217–232.
- TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **17/1**, 256 p.
- TAEGER H. 1913: A tulajdonképpeni Bakony délkeleti részének szerkezeti alapvonásai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1912**, 156–170.
- TAEGER H. 1915: Újabb megfigyelések a tulajdonképpeni Bakony nyugati végéről és középső részéből. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1914**, 339–355.
- VÉGHNE NEUBRANDT, E. 1957: Some characteristics of the sedimentary petrography of carbonatic Triassic rocks. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* **1**, 103–108.
- VÉGHNE NEUBRANDT E. 1960: A Gerecse-hegység felső-triász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **12**, 1–74.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. 1982: *Triassische Megalodontaceae*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 526 p.
- VÍGH GY. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecsehegységből. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1920–23**, 60–68.
- VÍGH GY. 1928: Adatok a budai és a gerecsehegységi triász ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **57**, 53–63.
- VÍGH GY. 1933: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismeretéhez. — *Bányászati Kohászati Lapok* **66**, 289–295.
- VÍGH GY. 1935: Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. Jelentés az 1925–28. évi felvételekről. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1925–28**, 87–100.
- VÖRÖS, A., HORVÁTH, F. & GALÁCZ, A. 1990: Triassic evolution of the Periadriatic margin in Hungary. — *Bollettino Società Geologica Italiana* **109**, 73–81.
- VITÁLIS GY. & HEGYI I.-né 1973: Hidrotermális kőzetváltozások a Dunai andezithegységgel határos mészkőterületeken. — *Hidrológiai Közlöny* **53**, 213–221.
- VITÁLIS GY. & HEGYI I.-né 1974: Hidrotermális kőzetváltozások a Dunai andezithegységgel határos dolomitterületeken. — *Hidrológiai Közlöny* **54/12**, 562–569.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2014. 02. 19.