

A kesztölci mezozoos (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata

Field and geoelectric study of the Mesozoic (Upper Jurassic) occurrence at Kesztyölc

PALOTAI Márton¹ – CSONTOS László¹ – DÖVÉNYI Péter²

(12 ábra)

Tárgyszavak: olisztolit, áttolódás, felső-jura, geoelektromos szelvény, Pilis
Keywords: olistolith, overthrust, Upper Jurassic, geoelectric section, Pilis Mts

Extended abstract

Kétygú Hill near Kesztyölc, Pilis Mts., hosts one of the easternmost exposures of Jurassic rocks in the Transdanubian Range (Figs 1, 2). The badly exposed succession is composed of Liassic bedded pink pelagic limestone, crinoidal limestone, Dogger thinly layered limestone, Belemnite limestone, a Middle Oxfordian pelagic limestone breccia horizon, a Late Oxfordian – Early Kimmeridgian red radiolarite, and interesting formations above this radiolarite. Apparently directly above the radiolarite, in mid-slope position on the recent hillside, a larger block of Dachstein Limestone follows (Fig. 8). Dips of the Jurassic and Triassic successions seem to be conformable. Further downslope several isolated boulders of Dachstein Limestone can be found. North of these and a small dry valley, massive and continuous exposures of Dachstein Limestone are found. Former geological maps (NAGY 1969b – Fig. 3) considered the individual Dachstein Limestone blocks as parts of the major Dachstein exposure at Kis-hegy. However, the position of these blocks is so interesting, that BALOGH (1961) suggested a thrust fault between the Jurassic outcrops and the Dachstein blocks (Fig. 4).

We remapped this area and investigated the position of the Dachstein blocks by multielectric sections. For a brief description of this geophysical method see PALOTAI et al. (this volume). Mapping (Fig. 6) revealed that at least the higher position Dachstein block (A on Fig. 6) is not a boulder coming from uphill, because there is no such a rock exposed on top of the hill. Moreover, no small grain-size scree of similar lithology was observed. Besides very similar dips, the Dachstein block has a smaller strike-slip fault, which falls in the direct continuation of a strike-slip fault in the Jurassic succession. Even the blocks in a lower topographic position lie well above the dry creek-bed, so it is very unlikely that they were transported by gravity or by flush-floods. When individual lithologies were studied, only two horizons showed redepositional phenomena. The Middle Oxfordian carbonate layer is composed of plasticlasts of pelagic limestone (Fig. 7). Another location right above the Dachstein block “A” gave a breccia sample with Liassic matrix.

Two parallel multielectric dip sections were designed in order to reveal the extent in depth of the Dachstein blocks (Figures 9, 10). These lithologies are easily distinguished from the Jurassic pelagic sediments by their relatively higher resistivity (violet in the sections) vs. low resistivities of the latter (blue-green in the sections). The sections show that all the isolated Dachstein blocks are of limited extent and they all float above low resistivity material. The individual ranges of blocks seem to correlate in the parallel sections. The change in position of these rows of blocks is well explained by the differences in topography and by the dip of the strata. Low resistivity material directly continues into the radiolarite exposures (and their Jurassic underlayer). High resistivity material thought to be equivalent to Dachstein Limestone rises towards the north in successive steps to arrive at the Dachstein exposures of Kis-hegy at the northern limit of the sections. Eventual curved lower resistivity zones within the latter may correspond to clay-filled karstic cavities.

¹ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, e-mail: palotai@elte.hu

²ELTE Geofizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

We can interpret the obtained geological map and the multielectric sections in two different ways. In both varieties, the Dachstein blocks form a horizon above the Jurassic succession. In the first interpretation *Figures 9b, 10b, 11*), the blocks are thought to be big clasts embedded in Late Jurassic (probably radiolaritic and pelagic marly) matrix. These olistoliths may derive from a nearby source with a major topographic difference. The suggested period of redeposition in this model is Oxfordian–Kimmeridgian. In the second model *Figures 9c, 10c, 12*), the Dachstein boulders form part of a flat-lying allochthonous thrust sheet above the Late Jurassic beds. In this model, this thrust sheet is then cut up by E–W striking strike-slip faults (with normal component). Because of the long and narrow shape of the blocks, we suggest that this second model is more probable. The emplacement time of the suggested allochthon is bracketed between the youngest lower deposit and the oldest cover. The youngest lower deposit may be the Late Oxfordian – Early Kimmeridgian (DOSZTÁLY 1988) radiolarite, or a Tithonian pelagic limestone mentioned in the literature, but not found by us. The oldest cover is a silicified breccia composed mostly of radiolarite clasts. The age of this might be Aptian – Early Albian (analogy from the nearby Gerecsé Mts). or Eocene, or even Oligocene. In spite of the large bracket, we suggest, however, that emplacement occurred in the Late Jurassic – Early Cretaceous.

Összefoglalás

A Kesztölc melletti Kétágú-hegyen a felső-jura előfordulásnál végeztünk földtani térképezést és geoelektromos szelvényezést. A felső-jura feletti látszólagos helyzetű Dachsteini Mészkö tömbökről a térképezés és az elektromos szelvények segítségével kiderítettük, hogy azok valóban a jura feletti helyzetűek. Korábbi szerzők (BALOGH 1961; NAGY 1969a, b) véleményével ellentétben a fiatalabb és idősebb képződményeket nem meredek feltolódás vagy egyéb törés, hanem lapos, a jura összlet rétegzésével nagyjából azonos dőlésű felület választja el. E lapos kontaktust aztán későbbi, feltehetően eitolódásos és normál elvetési összetevővel bíró törések szabdalják.

A fentiek alapján a területen két késő-jura tektonikai esemény nyomait azonosítottuk. Az első a középső-oxfordi, regionális hatású [a Gerecsében is észlelt (FÖZY 1993; DOSZTÁLY 1998)], félig konszolidált üledékeket gravitációsan áthalmozó szerkezeti mozgás. A második esemény vagy a késő-oxfordi–korakimmeridgai olisztoztolt áthalmozást előidéző mozgás, vagy – ami valószínűbb – a kimmeridgei-tithonban vagy a kora-krétában működő, déli vergenciájú áttolódás. Ez utóbbi esemény korának felső határát egy bizonytalan korú (kréta?, eocén?) breccsa adja.

Bevezetés

A pilisi jura előfordulásról a dunántúli-középhegységi jura képződmények nagy részéhez képest igen keveset tudunk. A rendkívül rossz feltártság miatt a sztratigráfiai értelmezés sem kielégítő, a felső-jura képződményeken elhelyezkedő, esetleg azok mellett található elszigetelt triász mészkőtesteket pedig összefüggő, a jurára meredeken, dél felé feltolt testként értelmezték. Munkánkban a kesztölci felső-jura előfordulás tektonikai értelmezésére tettünk kísérletet.

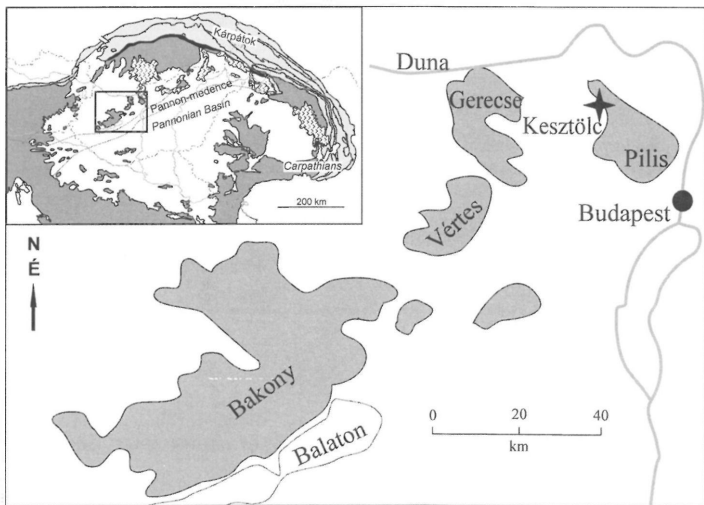
E célból részletes földtani térképezést végeztünk a Kesztölc melletti Kétágú-hegyen. A kutatás hangsúlyát a felső-jura képződményekre helyeztük. A közettani és kormeghatározást elősegítendő, vékonycsiszolatos vizsgálatok is készültek, melyekkel egyúttal az esetleges áthalmozásra utaló bélyegeket is kerestük. A nem elégséges feltártsági viszonyok miatt a képződmények mélybeli kiterjedését multi-elektrodás (geoelektromos) szelvényekkel vizsgáltuk, melyek nagymértékben elősegítették az értelmezést. E módszer az egyes közettípusokat fajlagos ellenállásuk alapján különíti el. Így például a kis agyagtartalmú Dachsteini Mészkö jóval nagyobb fajlagos ellenállással bír, mint a nagyobb agyagtartalmú, pelágikus jura mészkő, vagy a radiolarit, lösz. A módszer részletesebb leírását PALOTAI et al. (jelen kötet) közli.

A Kétágú-hegy felépítése a földtani irodalom tükrében

Kesztőlctől északkeletre, a pilisi Kétágú-hegyen – a csővári liásztól eltekintve – a Dunántúli-középhegységi-egység legkeletibb jura előfordulása található (1. ábra). A Kétágú-hegy két, vetővel elválasztott részét a nyugati Fehér-szirt (Biela Skala) és a keleti Öreg-szirt (Velka Skala) alkotja. A jura képződmények az Öreg-szirt északi lejtőjén jelennek meg, a nyugat-északnyugat felé lejtő, helyenként löszmélyutakkal tagolt völgy déli oldalán. A völgy északi oldalán a Kis-hegy található (2. ábra).

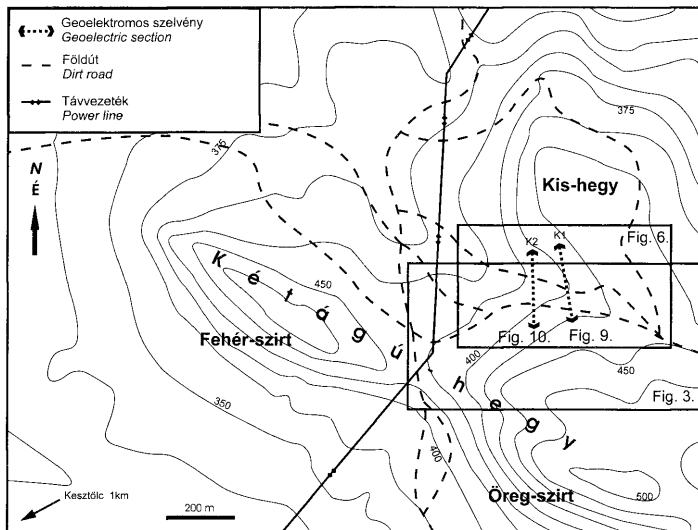
A területről először SCHAFARZIK (1884) említ jura képződményeket. VIGH (1913) korai térképező munkája után a legrészletesebb rétegtani leírást a MÁFI kesztölczi térképmagyarázója (NAGY 1969a) tartalmazza. Eszerint folyamatosnak tekinthető tithoni-tithon rétegsor található az Öreg-szirten. A változatos liász és dogger kőzetek mellett a következő, csak törmelékben megtalálható malm képződményeket különítették el:

A felső-oxfordit lilásvörös, autigén breccsás, ammoniteszes mészkő képviseli. A kimmeridgeiből barnásvörös, tömött, ammoniteszes mészköveket említenek. A tithonban elkülönítettek erősen faunatormelékes, kistermetű ammoniteszeket tartalmazó mészkövet, tömött, világosszürke, pygopés, vélhetően alsó-tithon mészkövet, valamint sárgásszürke, tömött, tűzkőgumós felső-tithon mészkövet. E képződményeket – a feltárások jelentős állagromlása miatt – csak részben találtuk meg.



1. ábra. A kesztölczi Kétágú-hegy elhelyezkedése. Szürkével a mezozoos képződmények kibukkanásai

Fig. 1 Location map of Kétágú Hill at Keszthely. Mesozoic outcrops in grey



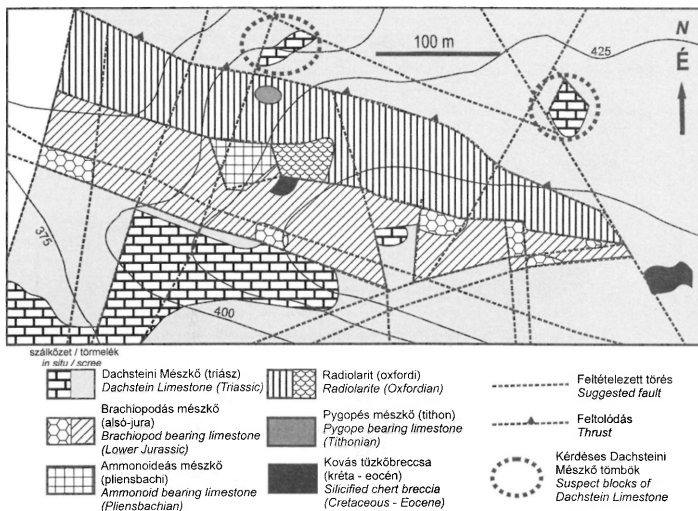
2. ábra. A Kétágú-hegy topográfiai térképe

Fig. 2 Topographic map of Kétágú Hill

A jura képződményeket a MÁFI térkép (NAGY 1969b) a triásztól törésekkel határolja. A 3. ábrán látható módosított kivágat északi részén lévő Kis-hegy Dachsteini Mészkövével egybefüggőnek ábrázol két, a völgy déli oldalán lévő, elkülönült triász kibúvást.

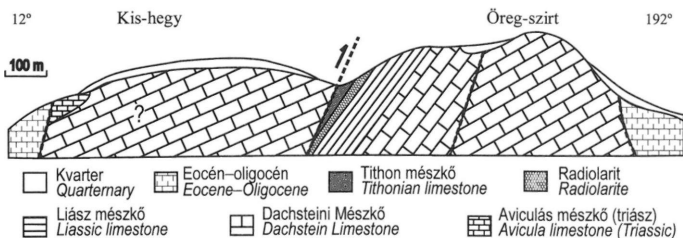
BALOGH (1961) és NAGY (1969a, b) szerkezetföldtani értelmezése szerint a Kétágú-hegy meredeken ÉÉK felé dőlő Dachsteini Mészkövére települő jura rétegsor észak felől, a völgy tengelyében egy meredek, KDK-NyÉNy-i csapású feltolódással határolt (4. ábra). E mentén ismét Dachsteini Mészkö kerül a felszínre. Megjegyzendő, hogy NAGY (1969a, b) e feltolódást az általános szokásoktól eltérően (ellentétes fogcsolással, de a 3. ábrán javított iránnyal) jelöli, és annak bizonyítékát a medenceterületen az eocén–oligocén rétegsorban észlelt ismétlődésekben látja. Sajnálatos, hogy a magyarázóban leírt, fúrásokkal bizonyított feltolódások a térképen nem felelnek meg a mezozoikumot ért feltolódásoknak. Eredeti szelvényében egymással párhuzamos, 75–80°-os északi dőlésű feltolódások és normál vetők láthatók. A feltolódások és vetők korát az eocén utáni időszakra teszi.

Az 1980-as években újra kibontottak egy korábban letesített kutatóaknát (5. ábra), amely jelenleg is látható. A feltárt rétegsor (KONDA 1988) legidősebb kőzete a barnászörös Eplényi-Tölglyháti Mészkö, amely többé-kevésbé párhuzamosan rendezett bositrákat tartalmaz. A bositrás mészkőre, attól keményfelszínnel elválasztva, 90 cm vastag sárga, alsó felében iszapmozgásra utalóan zavartan sávozott,



3. ábra. A kesztői jura-előfordulás földtani térképe (NAGY 1969b után, módosítva)

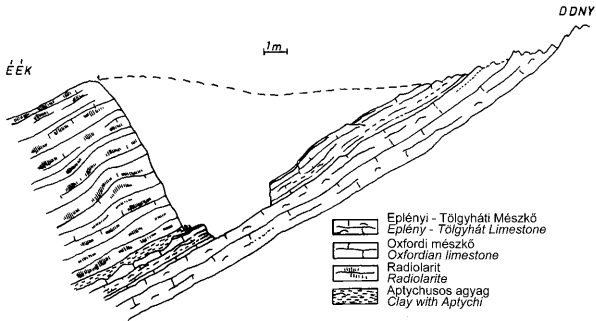
Fig. 3 Geologic map of the Jurassic occurrence at Kesztői (after NAGY 1969b, modified)



4. ábra. Földtani szelvény a Kétágú-hegyről (BALOGH 1961 után, módosítva)

Fig. 4 Geologic section on Kétágú Hill (after BALOGH 1961, modified)

helyenként plasztiklasztos, felső határán ammoniteszes mészkő települ. Vékonycsiszolati képe alapján átkarbonátosodott radiolarit, vagy „szinszediment breccsás, intraklasztos, plasztiklasztos” szövetű mészkő (KONDA 1988). Felső, erősen oldott felszínének makrofaunája GALÁ CZ A. vizsgálatai szerint középső-oxfordi korú (KONDA 1988). Erre okkersárga, Belemnites rostrumos, aptychusos agyag települ.



5. ábra. A radiarlit és fejküjének feltárása a Kétágú-hegyen (DOSZTÁLY 1987)

Fig. 5 The radiolarite and underlying formations on Kétágú Hill (DOSZTÁLY 1987)

Az oxfordi mészkőpad gazdag ammonitesz faunáját FÖZÝ (1993) vizsgálta újra. Korát középső-oxfordinak határozta, bár a felső-oxfordi alsó részét sem tartotta kizártnak.

Az agyagra 7–8 m vastagságban feltárt agyag-közbetelepüléses, tűzköves, meszes radiarlit következik. A rétegsor kora a radiolariák alapján felső-oxfordi–alsó-kimmeridegi (DOSZTÁLY 1988). A radiarlit fedője nincs feltárva.

Diplomamunkájában SALÁNKI (1995) a Pilisben több eltolódási fázist mutatott ki, amelyek közül szerinte három a mezozoikum során hatott, a fennmaradók pedig miocén korúak.

A Dunántúli-középhegység, és különösen annak északi részének általános tektonikájára vonatkozóan több fontos korábbi utalást találunk. Elsőként VASKÓNÉ DÁVID K. (in FÜLÖP 1975) írt le ofiolitkavicsokat a geressei alsó-krétából, s említette ennek tektonikai következményeit. A manapság elfogadottnak tekinthető, feltolódásos szemléletet többen párhuzamosan alakították ki (MINDSZENTY et al. 1986, FOGARASI 1993, TARI 1994, CSONTOS et al. 1994). E javarészt publikálatlan munkákban egy olyan takarórendszer szükségessége fogalmazódik meg, amely északról terhelte a középhegységet (pl. BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN 1995). E feltolódások egyik lehetséges helyszínét kívánja e munka vizsgálni.

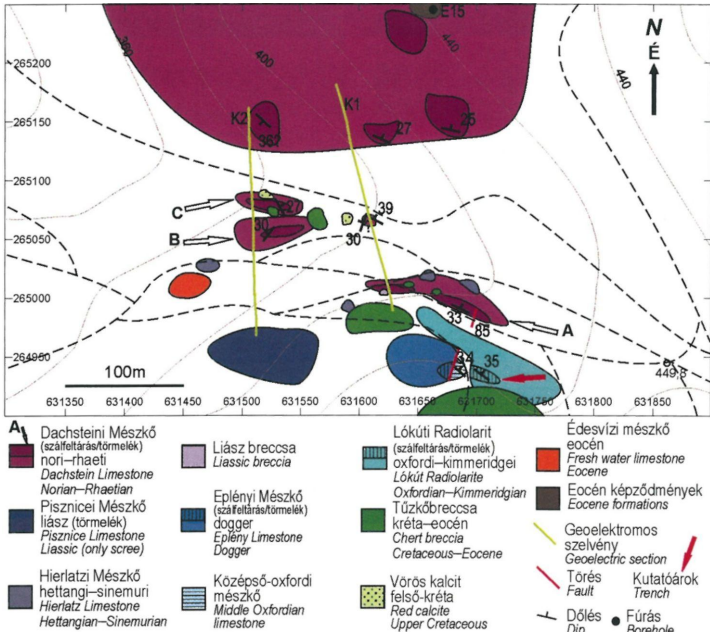
Terepi földtani leírás

A térképezett terület az Öreg-szirt északi lejtőjének liász szálfeltárásaitól északra helyezkedik el, és a Kis-hegy Dachsteini Mésző tömegéig tart. A morfológiát meghatározza a nyugat-északnyugat felé lejtő völgy, melynek tengelyében időszakos vízfolyás található. Ettől északra, a meredek hegyoldalon viszonylag jó feltártsági viszonyok jellemzőek, délre azonban kevés a feltárás, a mezozoos képződményeket általában ismeretlen vastagságú talaj és lösz takarja.

Térképező munkánk során a korábban (NAGY 1969a; KONDA 1988) leírt kőzeteket nem minden esetben találtuk meg. Ez leginkább a régi árklások betemetődésének, és az általánosnak mondható rossz feltártságnak tulajdonítható.

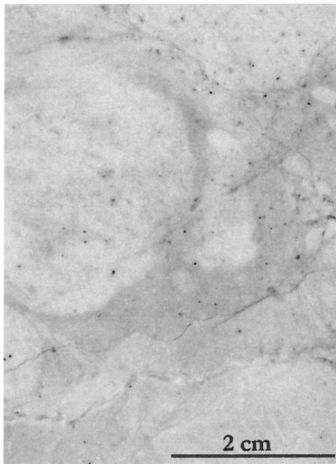
A KONDA (1988) által leírt kutatóárokban (a 6. ábrán piros nyílal jelölve) jelenleg csak a felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei (DOSZTÁLY 1988) radiolarit tanulmányozható, melyben sárgásfehér, szürke, finoman sávozott radiolarit rétegek váltakoznak barnásszürke agyagos rétegekkel. Csiszolatban finoman sávozott radiolarit, rossz megtartású radiolariákkal. Feküje, az aptychusos agyag és a középső-oxfordi mészkő (DOSZTÁLY 1988) már nem bukkan ki. A radiolarit dőlése 34/35°. Törmeléként, a feltárás környezetében, nagyobb területen követhető.

A kutatóároktól kb. 20 méterrel nyugatra egy viszonylag jól feltárt, ~105/80° dőlésű, a megfigyelt vetőkarcok alapján balos vetőt találunk. Keleti oldalán sárgásfehér, helyenként plasztiklasztos mészkő található. Rétegdőlése 22/34° körüli. Szövete biomikrit-wackestone, faunáját döntő többségben plankton foraminiferák alkotják. Előfordulnak ammonitesz embriók és radiolariák is, helyenként *Lenticulina* sp. is található. A nem konszolidált üledék állapotban történő átmozgatásra a sötétebb – világosabb mikrites területek, foltok utalnak. A világosabb „klasztok” a



6. ábra. A Kétágú-hegyi terület földtani észlelési térképe. Az E-15-ös fúrást NAGY (1969b) alapján ábrázoltuk

Fig. 6 Reconnaissance map of the Kétágú Hill area. Borehole E-15 after NAGY (1969b)



7. ábra. A plastiklasztos középső-oxfordi mészkő
Fig. 7 The plasticlastic Middle Oxfordian limestone

pátitosodtak. Egyéb megfigyelhető ősmaradványt nem tartalmaz. CSÁSZÁR G. szóbeli közlése szerint a bositrák ilyen nagy mennyiségben történő megjelenése dogger korra utal. A képződményt KONDA (1988) Eplényi–Tölgyháti Mészkőként azonosította. CSÁSZÁR et al. (1998) szerint – akikkel magunk is egyetértünk – jellegei miatt az Eplényi Mészkő megnevezés szerencsésebb.

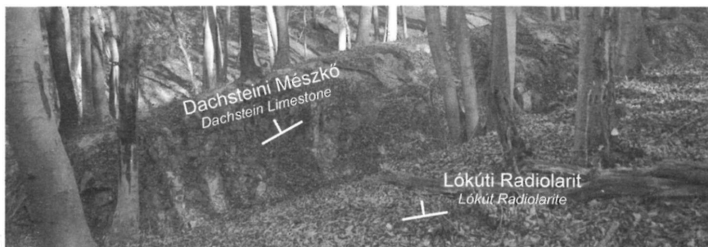
Ettől nyugatra tömött, világos vörös, fehér kalciterekkel átjárt liász mészköveket találni, szintén csak törmelékben. A Pisznicei Mészkőként azonosított képződmény szövete wackestone– packstone. Faunájában a szivacsstűk dominálnak, de radiolariák, csigák és foraminiferák is előfordulnak. A foraminifera faunát *Involutina liassica*, *Lingulina tenera* és *Nodosaria* sp. képviseli (GÖRÖG Á. határozása). Ezek alapján a képződmény pontosabb korát nem lehet megadni. Liász képződmények szálfeltárással csak a térképezett területről délre, a domboldal magasabb részein találkozunk – ott is északias dölések jellemzőek.

A MÁFI által feltárt kutatóárokotól északra törmelékben követhető a radiolarit. Dőlésirányban haladva, szálfeltárásként is kb. 50 m, de sűrű törmelékben követően több mint 100 m hosszú, kelet–nyugati irányban megnyúlt Dachsteini Mészkő testet találunk, mely láthatóan a radiolaritra következik (8. ábra). Nehezen megállapítható dölése $31/33^\circ$. E tömböt a továbbiakban (így a szelvényeken és térképeken is) „A”-val jelöljük. Ez vélhetően azonos a NAGY (1969b) által ábrázolt keleti triász folttal (3. ábra), bár körvonala attól eltér.

A Dachsteini Mészkőben megfigyelhető egy $110/85^\circ$ dőlésű vető, amely csapásában és dőlésszögében is jól egyezik a fent leírt, dogger és középső-oxfordi mészköveket elválasztó vetővel, sőt annak északi folytatásába esik. A vető térképi elvetése jobbos.

sötétebb „mátrixban” úsznak, határaik azonban elmosódottak (7. ábra). Kora a mikrofauna alapján oxfordi (GÖRÖG Á. szóbeli közlése). Bár ammoniteszt nem találtunk, a képződményt a KONDA (1988) és FÓZY (1993) által középső-oxfordi, felső határán leírt ammoniteszes mészkővel azonosíthatjuk. Az általunk megvizsgált néhány minta alapján jelentős középső-oxfordi áthalmozásra ugyan nem következtethetünk, KONDA (1988) értékelésével összevetve azonban mégis valószínűnek mondható az áthalmozási esemény megléte.

A vető nyugati oldalán szálfeltárásként, és attól nyugatra törmelékben, egy szinte kizárólag apró héjak többékevésbé rendezett halmazából álló, világosvörös mészkő található. A kőzet a megvizsgált csiszolatokban sűrűn elrendezett bositrákból álló grainstone. A biopátitot alkotó bositrák is erősen



8. ábra. Radiolaritra következő Dachsteini Mészkö

Fig. 8 Dachstein Limestone positioned above radiolarite

A Dachsteini Mészkö test dél felé jól lehatárolható, északi határának megvonása azonban nem egyértelmű a lösszel borított lejtőn.

A triász mészkőre néhány helyen világos rózsaszínű, szabad szemmel láthatóan durva crinoideás mészkő települ, melyet a sinemuri–plienbachii (NAGY 1969a) Hierlatzi Mészkövel azonosítottunk. Csiszolatban grainstone jellegű, jórészt nagyméretű echinodermatákból álló biopátit. A kis mennyiségben jelenlevő mikrit barnás színű. Nagyobb mennyiségben tartalmaz csigákat és szivacsstüket, valamint néhány hydrozoát, ammonitesz embriót és mikrogranulált foraminiferát. *Trocholina* sp. és *Nodosaria* sp. (GÖRÖG Á. határozása) is előfordul. A több foltban, csapásban való megjelenés miatt valószínűbb, hogy a Hierlatz Mészkö rétegszerűen, és nem hasadékköltésként következik a Dachsteini Mészköre, bár ez utóbbi megoldást sem lehet teljesen kizárni.

A fent leírt Dachsteini Mészkö test nyugati vége közelében egy helyen, törmelékben, barna mátrixban nagyrészt fehér, valamint néhány világosvörös (rózsaszín) klasztot tartalmazó breccsa található. A klasztok kerekítetlenek, 0,1 mm és 4 cm közöttiek. A kőzet kalciterekkel átjárt. A csiszolatos vizsgálatok szerint a mikrites mátrixban *Spirillina* sp., *Etrusca* sp., *Fronicularia* sp. található; ez liász kort jelez. A klasztok nagy részét Dachsteini Mészköként azonosítottuk. Faunáját *Aulotortus friedli*, *Triasina* sp., néhány csiga és azonosítatlan algák képviselik (GÖRÖG Á. határozása). Kisebb mennyiségben szinte kizárólag ooidos, valamint viszonylag homogén mikropátitos klasztokat is megfigyeltünk. A breccsa megjelenése liász korú áthalmazásra utal. E breccsa lehet hasadékköltés, de a gyatra feltártság a települési viszonyok pontosítását nem teszi lehetővé.

A domboldalon lefelé haladva két, egymás melletti, 30–40 m hosszan elnyúlt feltárásban szintén megjelenik a Dachsteini Mészkö (a továbbiakban „B” és „C” jellel). A két test törmeléke nem választható el egymástól, a szálfeltárások azonban nem érnek össze. A déli tömb (B) dőlése viszonylag jó réteglapokon mérve $310/30^\circ$, az északi tömb (C) dőlését $54/27^\circ$ körül feltételezhetjük. E tömbök vélhetően azonosak a NAGY (1969b) által ábrázolt nyugati triász folttal (3. ábra), bár körvonaluk attól eltér.

E két feltárástól kelet felé törmelékben tovább követhető a triász mészkő, egy helyütt feltételezhetően szálaban állva is megtalálható. Itt $33/39^\circ$ és $290/30^\circ$ körüli

dőléseket egyaránt mértünk, a fent említett testekkel való azonosítás tehát nem egyértelmű – bár a tömbök szálkőzet jellege sem mondható biztosnak.

A völgy északi oldalától eltekintve szinte az egész térképezett területen fellelhető egy vékony, nagyon kemény, 0,1–15 mm méretű kerekítetlen tűzkőtörmelékéből álló, általában szemcsevázú breccsa, mely helyenként mészkőkavicsokat is tartalmaz. E képződmény a területen sajnos csak törmelékben jelenik meg, és az elkülönült triász testeket, valamint a térképezett jura képződményeket egyaránt beborítja. Így egyaránt burkolja a MÁFI árkolásban fellelhető radiolaritot és a tőle néhány méterre lévő „A” jelű Dachsteini Mészkő tömbjét. A kőzet csiszolataiban a tűzkőklasztok dominálnak, a kis mennyiségben megjelenő mátrix gyakran limonitosodott. Kvarcerekkel helyenként átjárt. Benne ősmaradványt eddig nem sikerült megfigyelni, emiatt kora nem tisztázott. A mészkőmentes kifejlődés, SZTANÓ O. szóbeli közlése szerint, nagymértékű hasonlóságot mutat az apti–albai Kőszörűkőbányai Konglomerátummal (SZTANÓ 1990, SZTANÓ & BÁLDI-BEKE 1992). Ez utóbbi képződmény azonban általában alsó-kréta turbiditek fedőjében van, így ez a besorolás nem valószínű. Elméleti lehetőségként fennáll, hogy a Felsővadácsi Breccsa különleges, kovás kavicsok által dominált kifejlődése lenne, de az erre a képződményre jellemző, járulékos magnás és metamorf szemcsék (FÜLÖP 1958) hiánya ezt az értelmezést nem támasztja alá. A kovás breccsa kora ezért lehet kréta vagy akár eocén is (NAGY 1969a).

Szintén csak törmelékben, a völgy tengelyétől délre észlelhető képződmény a vörös színű, durvakristályos kalcit, melyet feltételesen a Dunántúli-középhegységben elterjedt, valószínűleg a késő-kréta magmatizmushoz kapcsolódó kalcitokkal (DEMÉNY et al. 1997) azonosíthatunk. A szálban álló, vagy törmelékben megjelenő Dachsteini Mészkő testekre települve néhány centiméter vastag bekéregzést alkot, de önálló, akár fél méteres tömbökként is jelentkeznek.

A völgy tengelyétől északra, a Kis-hegy meredek lejtőjén Dachsteini Mészkövet találunk, 20/25° körüli dőléssel.

A völgy déli oldalán egy helyen, törmelékben, sötétbarna, mikrites, néhány mm-es vékony héjakat tartalmazó, a környéken talált mészkövektől jelentősen különböző mészkő jelentkezik. Csiszolatban packstone szövetű. A mikrit szerves anyagban rendkívül dús. Faunáját nagyrészt összetört kagylóhéjak, valamint Chara-félék és kagylósrákok (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése) képviselik, melyek alapján a képződmény édesvízi, valószínűleg eocén mészkőnek mondható.

Erőfeszítéseink ellenére térképezésünk alkalmával nem sikerült fellelnünk az elődök (VIGH 1913, NAGY 1969a) által említett tithon mészköveket.

A kétágú-hegyi geoelektromos szelvények értelmezése

A Kétágú-hegyen vizsgált területen két 180 méteres geoelektromos szelvény készült HÁMORI Z. és FERLING Á. közreműködésével, ötméteres elektródátávolsággal. A szelvények nyomvonalát úgy határoztuk meg, hogy azok a radiolarit-feltáráshoz (KONDA 1988) minél közelebb induljanak, és az elszigetelt Dachsteini Mészkő tömbökön átmenjenek. E szelvények kivitelezésénél az elsődleges cél a minél nagyobb behatolási mélység elérése volt, a felszínhez közeli szerkezetek

értékelését ennek rendeltük alá. A szelvények nyomvonala az észlelési térképen (6. ábra) látható.

A szelvényeken (9, 10. ábra) fajlagos ellenállások alapján jól elkülönülnek a különböző kőzetek. A nagy ellenállású zónákat Dachsteini Mészköként, a kisebb ellenállású területeket feltehetően jura pelágikus képződményekként azonosíthatjuk. E kőzettípusok fajlagos ellenállás-értékei közt nagyságrendi különbség van, azaz elkülönítésük megbízhatóan elvégezhető. A szelvényekben a jura mészkövek és a radiolarit nem tűnnek megkülönböztethetőnek. A módszerrel, annak jellege miatt, sajnos a lösz sem tudjuk elkülöníteni a jura képződményektől. Az elektromos módszer általában adott térrészről (szélsőséges esetben a teljes szelvényről) átlagos fajlagos ellenállásokat ad. A multielektrodás módszer elektróda-konfigurációinak nagy változatossága miatt azonban kicsiny térrészről is megbízható, valós, nem kiátlagolt adatokat szolgáltat. Így a szelvényeken az értelmezett térrészekben akár kisebb méretű, markánsan eltérő ellenállású testek is a hagyományos VESZ szelvényeknél jóval pontosabban elkülöníthetőek.

A szelvények északi részén, a völgy tengelyén dél felé kissé átnyúlva, nagy ellenállású zónát találunk, mely a Kis-hegy Dachsteini Mészkövének felel meg. A triász mészköben a K1 szelvényben (9. ábra) enyhén észak felé dől, akár 10 métert is meghaladó vastagságú, alacsony ellenállású zóna található. Hasonló, de csupán néhány méter vastag, vízszinteshez közeli, sőt a felszín felé felharapódzó alakzat jelenik meg a K2 szelvényben (10. ábra) is. Ezek az alacsony ellenállású kőzetek összetört agyagos zónaként, feltehetően karsztos üregkitöltésként értelmezhetőek.

A Kis-hegy tömegétől délre, mindkét szelvényben, zömmel alacsony ellenállású, pelágikus jura képződményekként (a felső néhány méterben löszként) értelmezett zóna található. Ebben nagy ellenállású kőzettestek úsznak. A feltárások szinte teljes hiánya miatt az alacsony ellenállású képződmények azonosítása nem megoldott. A K1 szelvény déli végén tűzköbreccsát, valamint helyenként radiolaritot találunk törmelékben, míg a K2 szelvény déli végén néhány darab, vélhetően a domboldal magasabb részéről áthalmozott liász mészkö-törmelék fedezhető fel. A felszínen a szelvények mentén egyéb kőzettel, a továbbiakban leírt Dachsteini Mészkö testeken kívül, nem találkozunk.

A K1 szelvényen a szelvény menti 40. méter környékén megjelenő nagy ellenállású zóna jól egyezik a terepen megfigyelt, valószínűleg radiolaritra következő Dachsteini Mészkö tessel (A). Ezt a radiolarit feltárásból mért dőlése alapján számított, a szelvénybe bevetített áldőlés is alátámasztja (9. ábra). A 100. méter környéki nagy ellenállású test helyén kisebb foltban megjelenő, csupán részben szálkőzetnek felfogható triász mészkövet találunk – a kőzettest nagy része valószínűleg nincs feltárva. Ettől északra a patak recens hordalékát fedezhetjük fel a szelvény legmélyebb felszíni pontja körül (bár a nagy elektródatávolság miatt a felszínhez közeli objektumok „összemosódnak”), majd a Kis-hegy tömege következik.

A K2 szelvényben az első 35 méteren a felszín közelében mért, azzal párhuzamos, egybefüggő nagy ellenállású zóna a terepen nem jelentkezik. A műszer valószínűleg a vastag talajtakaró alól csupán helyenként kibukkanó, alsó-jura kőzet-tömbökből álló, szubrecens lejtőtörmelék ellenállását mérte. Az 50. méter környékén megjelenő közepes-nagy ellenállású test helyén, a felszínen sajnos nincs

feltárt kőzet. A kb. 70–85, valamint 90–105 méter közti nagy ellenállású elemek a terepen megfigyelt, egymás mellett elhelyezkedő Dachsteini Mészkkő tömböknek (B illetve C) felelnek meg, bár a szálfeltárások az említett intervallumoknál kisebb szelvény menti méretet sugalltak. Ettől északra hamarosan megjelenik a kis-hegyi Dachsteini Mészkkő, amely e szelvényben már a patakmeder alatt is megtalálható.

Mindkét szelvényben a 60. méter körül, a szelvény legmélyebb értelmezett részén (közepén) megjelenik egy nagy ellenállású, Dachsteini Mészkkőnek vélt test, melyet a triász aljzattal összefüggőnek gondolhatunk. E képződmény a K2 szelvényben magasabbra felhúzódik, míg a K1 szelvényben csak a legmélyebb helyen jelenik meg. Figyelemre méltó, hogy az alsó, jura-fekü Dachsteini Mészkkővel azonosított nagyellenállású test felső határa az általános dőlésnek megfelelően északias dőlésű. A K1 szelvényben 60 m körül, kb. 10 méter mélyen ismét nagy ellenállású, Dachsteini Mészkkőnek feltételezett test látható.

Mindkét szelvényen az egyes, északra dőlő tömböket dél felé dőlő meredekebb felületek választják el. Különösen látványos ilyen felület látható a Kis-hegy déli pereménél, ahol a nagyellenállású Dachsteini Mészkkő dél felé jelentős mélységbe süllyed. E töréseknek a szelvények szerint dél felé vető elmozdulás-összetevője van.

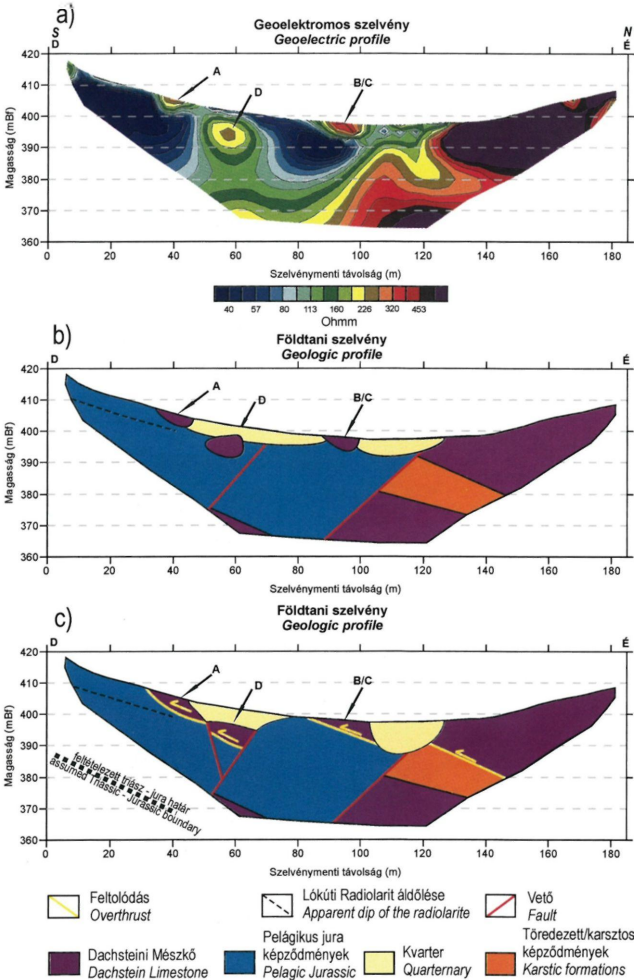
A terepi megfigyelések és a geofizikai eredmények együttes értelmezése

A D-É-i irányú geoelektromos szelvények nagyjából dőlésirányúak mind az Öreg-szirt északi oldalán megjelenő Dachsteini Mészkkőre és a rátelepülő jura képződményekre, mind a kis-hegyi triászra nézve. Minthogy az elkülönült Dachsteini Mészkkő testek K–Ny-i irányban a terepen láthatóan is erősen megnyúltak, az egymástól nem messze felvett szelvényekben megjelenő nagy ellenállású testeket párhuzamosíthatjuk, és adott esetben összefüggő testekként értelmezhetjük. A mindkét szelvényben észlelt, a kis-hegyi triászban megjelenő, vélhetően agyaggal kitöltött üregek egybefüggése sem zárható ki.

A K2 szelvényben megfigyelt 70–85, valamint 90–105 méter közti triász testek egyike (B illetve C a 10. ábrán) áthúzódhat a K1 szelvény (9. ábra) 90. métere körül megjelenő Dachsteini Mészkkőbe. Annak eldöntése, hogy a két test közül melyik nyúlik el keletre, a dőlésértékek alapján lenne lehetséges. A K1 szelvény mentén azonban mindkét, K2 menti test dőléséhez közeli értékeket is mértünk, az azonosítás tehát mindkét esetben lehetséges.

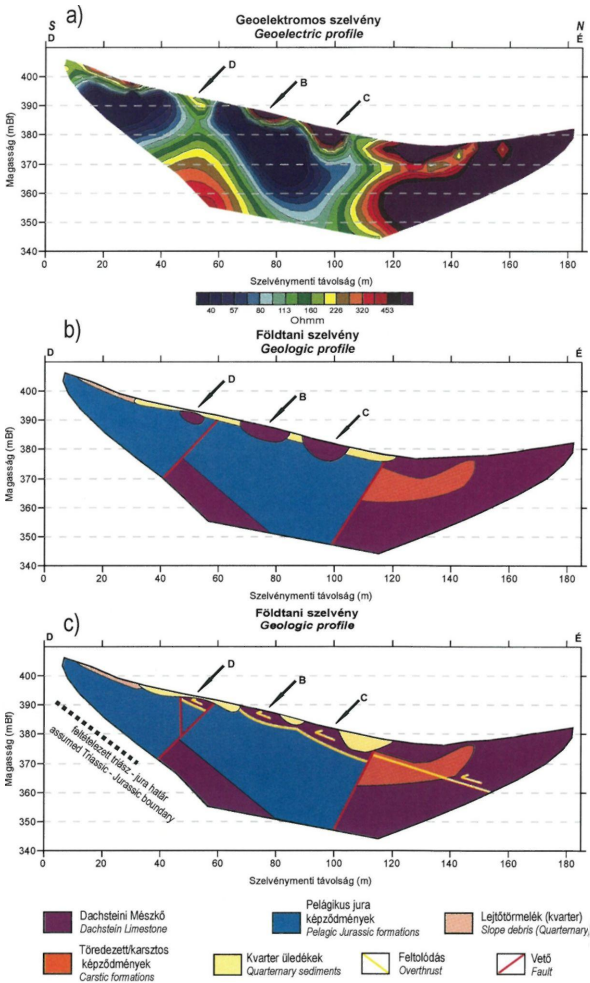
A szelvényekben 60 m körül megjelenő triász aljzat szelvénybeli mélységének különbsége jó összhangban van az Öreg-szirten jellemző enyhén északkeleti dőlésekkel (pl. NAGY 1969b): a keleti szelvényen ugyanaz a képződmény mélyebben jelentkezik, mint nyugatabbra. Ennek alapján az aljzat fölött, 60 méternél, a jura mátrixban „úszó” K1 szelvénybeli, kb. 10 méter mélyen elfedett triász test a K2-ben 50 méternél a felszínre csaknem kibukkanó Dachsteini Mészkkő testtel párhuzamosítható. E testet a továbbiakban „D”-vel jelöljük.

A K1 szelvényben 40 m körül észlelt, és a terepen is megfigyelt, radiolaritra következő Dachsteini Mészkkő test (A) nyugatra, a K2 szelvénybe a feltárások alapján nem nyúlik át.



9. ábra. A K1 jelű geoelektromos szelvény (a) és földtani értelmezési lehetőségei: b, olisztolitikus modell, c, rátolódásos modell

Fig. 9 Geoelectric profile K1 (a), and its possible geologic interpretations: b, olistolithic model, c, overthrust model



10. ábra. A K2 jelű geoelektromos szelvény (a) és földtani értelmezési lehetőségei: b, olisztolitikus modell, c, rátolóddásos modell

Fig. 10 Geoelectric profile K2 (a), and its possible geologic interpretations: b, olistolithic model, c, overthrust model

A Kis-hegyen nem feltételezünk jelentős vastagságú jura képződményeket. A tőle délre található, vetővel elválasztott jura sorozat meglétét értelmezhetjük a Kis-hegyet határoló vető jura szinszediment működésével, ez azonban valószínűtlen. Másik lehetőségként felmerül a Kis-hegy tömegében megjelenő agyagos képződmények észak felé kiékelődő jura kőzetekként való értelmezése, ám ez (főleg a K2 szelvény alapján) szintén kérdéses. Legvalószínűbb, hogy az említett vető mozgásának jelentős vízszintes (és függőleges) komponense volt, így „juramentes”, vagy csak vékony jurát tartalmazó, és vastagabb jura sorozatok kerülhettek egymás mellé.

A szelvények diszkussziója

A kis ellenállású, pelágikus jura képződményekben megjelenő, triász mészkőként értelmezett nagy ellenállású testek megjelenése, összhangban a terepen tapasztalattal (felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei radiolaritra következő Dachsteini Mészkő test) arra utal, hogy a területen a képződmények nem a „szokványos” helyzetükben találhatóak. Érdeemes leszögezni, hogy szemben a korábbi értelmezésekkel (BALOGH 1961; NAGY 1969a, b), amelyekben meredek feltolódással kerültek a Dachsteini tömbök a jura összlet mellé, illetve fölé, észleléseink arra utalnak, hogy e Dachsteini Mészkő tömbök lapos (nagyjából a jurában észlelt dőléseknek megfelelő) felületeken nyugodva következnek a jura képződményekre. Ezt többféleképpen is magyarázhatjuk.

1. Víz alatti gravitációs áthalmozással, vélhetően a radiolarit (vagy későbbi felső-jura mészkövek) képződése idején (késő-oxfordi–kora-kimmeridgei; esetleg tithon) olisztolitokként kerültek a Dachsteini Mészkő tömbök a pelágikus medencébe (9b és 10b ábra). E megoldást valószínűsíti, hogy a terepen megfigyelt nagyobb méretű, elkülönült triász testek mindegyikének némileg eltérő a dőlése (6. ábra).

2. Egy nagyjából déli vergenciájú, lapos dőlésű, későbbi normál vetők és/vagy eltolódások által utólag elvetett rátolódás esetében is létrejöhet a megfigyelt anomális települési helyzet (9c és 10c ábra). Ez esetben tulajdonképpen egy rátolt egység frontját figyeljük meg. Az áttolódás síkja az elszigetelt Dachsteini Mészkő tömbök bázisán, illetve a Kis-hegy tömegében húzódó zúzott, agyagosabb zónában vonható meg. Az áttolódás után működő törések ezt az áttolódási felületet is elvetették. Minthogy a triász testeket és a jura képződményeket a tűzkőbreccsa egyaránt beborítja (6. ábra), az esetleges áttolódás a breccsa képződése előtt kellett történni. E képződmény kora feltételezeten kréta vagy eocén.

A sajnálatosan nem fellelt tithon mészkövek és a Dachsteini Mészkő tömbök egymáshoz viszonyított helyzete nem tisztázott. E képződmények természetesen keletkezettek a gravitációs áthalmozás/rátolódás előtt és után is. Ha a Dachsteini tömbök alatt található a kimmeridgei-tithon, akkor ennek a helyzetnek és kornak jól megfelel a Gerecsében (BÁRÁNY 2004) és a Bakonyban (PALOTAI et al. jelen kötet) több helyről leírt áthalmozódási esemény. Amennyiben a tithon a Dachsteini Mészkő tömbjeit burkolja, úgy azok valószínűleg közvetlenül a radiolariton nyugszanak, tehát áthalmozásuk kora megegyezik a Bükkben történt egyik áthalmozással (CSONTOS et al. 1991; CSONTOS 2000). A „rogozniki típusú” tithon mészkő (NAGY 1969a) jelenléte a gerecsei (FÓZY 1993) és eperkés-hegyi analógiák alapján egy vi-

szonylag közeli, kiemelt magaslat létét feltételezi. A feltételezett áthalmozást előidéző tektonikai esemény korát tehát az eddigiek alapján nem tudjuk pontosítani. A tűzkőbreccsa (nem ismert) képződési kora mindenképpen felső korlátként szerepel.

3. Elméleti lehetőségként – hiszen a geoelektromos módszerrel, úgy tűnik, a jura képződményeket nem tudjuk biztonsággal megkülönböztetni a lösztől – fennáll, hogy a megfigyelt Dachsteini Mésző tömbök a löszben „úszva”, pleisztocén – holocén lejtő menti áthalmozással kerültek jelenlegi helyükre. Ennek azonban kicsi a valószínűsége. A domborzat jellege miatt a Kis-hegyről lefelé gurulhatnak tömbök a völgy tengelyéig, így esetlegesen a B és C jelű tömbök lehetnek lejtőtörmelék eredetűek. A terepi helyzet alapján gyakorlatilag kizárt az A jelű, radiolaritához közel lévő, déli lejtőn elhelyezkedő triász test lejtőtörmelék-eredete. Ez már csak azért is igen kevésbé valószínű, mert a tömb dőlése megegyezik a tőle néhány méterre lévő radiolarit dőlésével. Az Öreg-szirten egyébként csupán a lejtő legtetetjén, egy lapos lejtő déli oldalán találunk triászt (4. ábra), attól északra jura települ, amelyben (amelyen) nem találunk legurult triász testeket, sőt, lösz se. A völgy tengelyében futó kis időszakos patak kelet felé a völgyfőig 300 m-re nyomozható. Elképzeltelhetetlen, hogy egy ilyen rövid vízfolyás a terepen és a szelvényeken megfigyelt hatalmas tömböket szállítson vadpatak módjára, s azokat szintje fölött jó néhány méterrel rakja le. Ezért kelet felől szintén valószínűtlen az ilyen jellegű áthalmozás. Elméletileg fennáll annak lehetősége, hogy egy korábbi völgy a tömb mentén (tehát a mostani lejtő középtáján) húzódott, s a tömb a Kis-hegyről került a jelenlegi helyére. Egy ilyen áthalmozásnak azonban ellentmondanak az azonos dölések. A „kvarter megoldást” tehát nagy valószínűséggel (legalább egy test esetében biztosan) kizárhatjuk.

A geoelektromos szelvények, a módszer jellegei miatt, inkább az elkülönült tömbök, olisztolitok jelenlétét valószínűsítik. A terepi megfigyelésekkel egybevetve, megítélésünk szerint mégis az áttolódásos modell közelíti jobban a valós helyzetet, bár az olisztolitos megoldást sem vethetjük el. A terepen és geofizikával is megfigyelt triász testek egységes, K-Ny-i irányban megnyúlt volta ugyanis – véleményünk szerint – meghatározóbb, mint az, hogy döléseik különböznek. Ez utóbbi ugyanis akár fiatal korú fellazulással, kisebb, lejtő menti mozgásokkal stb. is magyarázható. Teljesen biztos magyarázatot azonban az eddig elvégzett vizsgálatok alapján még nem adhatunk a megfigyelt jelenségekre.

Szót érdemel a mindkét szelvényben észlelhető meredekebb törések értelmezése. Ezek közül az északi, a Kis-hegyet határoló törés tűnik fontosabbnak, jelentősebb elvetésűnek; a másik elvetése jóval kisebb mértékű. Az olisztolitos modell esetében két elméleti lehetőség van: a kis-hegyi határtörés szinszediment jura vető, vagy egy jura utáni jelentős elvetésű normál vető. A szinszediment vető elvileg nem kizárt, sőt ez magyarázná az olisztolitok helyzetét, közeli forrását is. A szinszediment jellegnek azonban semmi bizonyítéka nincs (pl. északra vastagodó jura rétegsor, a rétegsorban felfelé enyhülő dölések) és a többi, az olisztolitos szintet is elmozdítani látszó (tehát biztosan jura utáni) törés is igen hasonló jellegű. Ebben az esetben tehát véleményünk szerint egy kainozoos vetősorozatról van szó, olyan szerkezetről, mint amilyen a Kétágú-hegyet is határolja Kesztölc felé (NAGY 1969b).

A Kis-hegyet határoló vető a rátolódásos modell szerint (9c és 10c ábra) elveti az áttolódást. Az elvetés mértéke igen kicsinek tűnik, és annak visszahúzása esetén is bőven marad kitöltendő tér, látszólag normál elvetés: vastagabb jura képződmények a déli, Dachsteini és esetleg minimális vastagságú, északra kiékelődő jura az északi tömbben. A törés oldalán mutatkozó jelentős vastagságkülönbségek problémáját megoldhatja, ha feltételezzük a vető jelentős vízszintes elvetésű (jobbos) összetevőjét. E feltételezést erősíti a terepen és a geofizikai szelvényeken azonosított Dachsteini Mészko testek egymáshoz viszonyított elhelyezkedése, valamint a megfigyelt néhány vetőkarc eltolódásos jellege.

A középső-oxfordi mészkővel kapcsolatban az alábbiakat mondhatjuk el. A Dunántúli-középhegység egyéb területein a középső-oxfordiban a Pálihálási Mészko, illetve a Lókúti Radiolarit képződése jellemző (VÖRÖS & GALÁZS 1998). A kétágú-hegyi középső-oxfordi mészkő közettani jellegei (pl. a kisebb agyagtartalom) és gyakran plasztiklasztos, áthalmazott jellege miatt jelentősen különbözik a típusos Pálihálási Mészkotól. Mivel a képződmény a radiolarit alatt, a dogger bositrás mészkőre települ (KONDA 1988) (5. ábra), a CSÁSZÁR et al. (1998) által feltételezett, a radiolaritba közbetelepült mészkőpad jellegét el kell vetnünk, már csak azért is, mert a Lókúti Radiolarit itt felső-oxfordi–alsó-kimmeridegi korú. A MÁFI árko-lásban egyébként nem találunk mészkő közbetelepülést, amelyet esetleg az általunk ettől kb. 20 méterrel nyugatra talált, foraminiferák alapján (csupán) oxfordinak mondható mészkővel azonosíthatnánk.

A közettípussal foglalkozó publikációkban (DOSZTÁLY 1987, 1988; KONDA 1988, FŐZY 1993) a képződményt nem sorolták be formációba. Minthogy a képződmény itt rétegtanilag a Lókúti Radiolarit alatt található, a Pálihálási Mészko különleges kifejlődéseként való azonosítása nem lehetséges. A Gerecsében többféle ismertek mészkőbreccsa közbetelepülések az ott idősebb és megegyező korú radiolaritban (CSÁSZÁR et al. 1998; DOSZTÁLY 1998). Véleményünk szerint a Kétágú-hegyen is hasonló képződménnyel állunk szemben, azzal az eltéréssel, hogy itt a radiolarit képződése az átülepített mészkő képződése után indult be, s nem korábban.

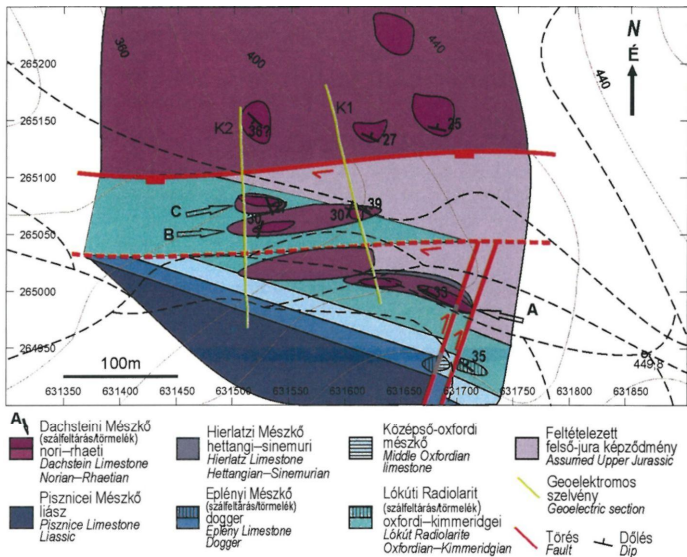
A Gerecsében elterjedt, FŐZY (1993) által – korjelző szereppel – középső-oxfordinak azonosított „oxfordi breccsa”, mely a Lókúti Radiolarit fedőjeként, vagy abban, közbetelepülésként jelenik meg (DOSZTÁLY 1998), kora és áthalmazott jellege alapján jól azonosítható a kétágú-hegyi középső-oxfordi mészkővel. Így az e kőzetet alkotó mészszip áthalmazása, DOSZTÁLY (1998) modelljével összhangban, egy középső-oxfordi, regionálisan (a Gerece és a Pilis területén) érzékelhető gravitációs tömegmozgás hatására következhetett be. Megjegyzendő, hogy ez az áthalmazási esemény megelőzi a korábban említett, késő-oxfordi–kora-kimmeridegi (esetleg tithon?) feltételezett olisztolitiképződést. Az áthalmazott anyag is jelentősen különbözik: az oxfordi breccsában mindenütt pelágikus fáciesű mészkő halmozódott át, míg a későbbi esemény során a Dachsteini Mészko klasztjai jutottak erre a sorsra. Medencén belüli pelágikus anyag áthalmazásához nem föltétlenül kell tektonika (pl. túl vastagra halmozódó instabil anyag); mégis, e „breccsa”-szint ilyen nagy területi elterjedése és azonos kora arra utal, hogy a kiváltó ok feltehetően egyszeri, szerkezeti eredetű esemény volt.

A fedetlen földtani térképek diszkussziója

A földtani térképezés (6. ábra) és a geoelektromos szelvények értelmezése (9–10. ábrák) alapján, mind az olisztolitos, mind az áttolódásos modell szerint elkészítettük a terület tűzköbreccsa előtti (tehát kréta vagy eocén előtti) képződményeit ábrázoló földtani térképét.

A két változat közös eleme a terület északi részén (Kis-hegy) elhelyezkedő Dachsteini Mészko, valamint a déli részeken megjelenő, északias dőlésű jura sorozat. Ez vörös liász mészkővel (Pisznicei Mészko) indul, amelyre dogger bositrás mészkő (Eplényi Mészko) következik. A MÁFI kutatóárok vizsgálata alapján erre települ a középső-oxfordi ammoniteszes, plasztikasztos mészkő, majd a felső-oxfordi–alsó-kimmeridjei agyagközsös Lókúti Radiolarit.

Az olisztolitos modell szerint készült térképen (11. ábra) a déli részeken biztosan, a völgy tengelye közelében csak feltételezeten a radiolaritra következő az áthalmozott, legnagyobb részben Dachsteini Mészko olisztolitjai (A, B, C, D). A térkép középső részén – feltárás hiányában – csak feltételezzük a felső-jura képződmények meglétét.

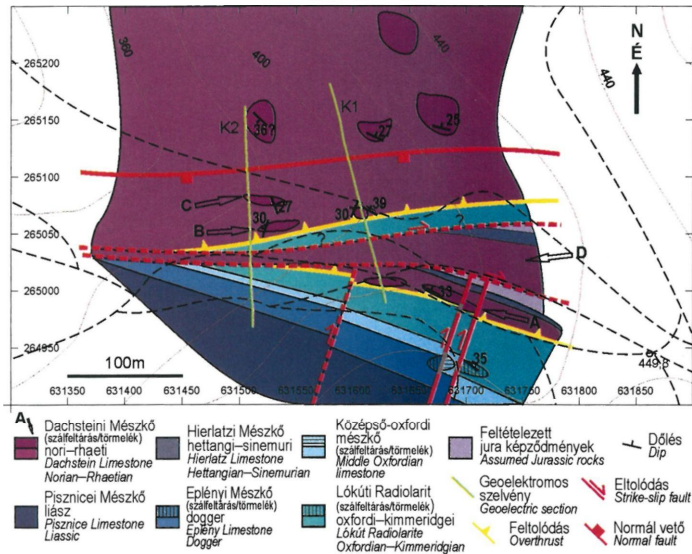


11. ábra. A kétágú-hegyi terület tűzköbreccsa előtti (apti-albai vagy eocén előtti) képződményeinek földtani térképe, az olisztolitos modell alapján

Fig. 11 Geological map of the Kétágú Hill area showing formations older than chert breccia, according to the olistolitic model

A kelet-nyugati csapású törések ábrázolását egyrészt a völgy morfológiája, másrészt a geofizikai szelvények értelmezése indokolja. ÉÉK-DDNy-i csapású töréseket is ábrázoltunk. Ezek közül egy fel van tárva (a MÁFI kutatóárok mellett, valamint az ahhoz közeli A jelű Dachsteini Mészköben). A kutatóároknaál balos eltolódásra utaló karcokat találunk. Ennek ellentmond a triász testben megfigyelt, és a doggert a középső-oxfordi mészkőtől elválasztó vető térképi jellege, valamint a törmelékek térképezésének eredménye (6. ábra) is, amelyek alapján egyértelműen jobbos eltolódásról van szó. A balos karcokat egy másik szerkezeti fázishoz köthetjük, amelynek eredménye nem volt térképen ábrázolható mértékű elvetés.

A térképen egyes tömbök látszólag különböző rétegtani szintekbe települnek. Egyszeri áthalmazási eseménynél ez első látásra furcsának tűnik. Ugyan a Gerecsében több egymást követő szintben is vannak áthalmazott nagyobb klaszterek (BÁRÁNY 2004), ezt az eshetőséget itt nem tudjuk igazolni, és nem is tartjuk valószínűnek. Mindazonáltal egy adott korban a medencébe csúszó képződmények is települhetnek látszólag eltérő szintekbe, hiszen ha a nagyméretű, kemény, litifikált tömbök laza iszapba esnek vagy azon csúsznak, abba belenyomódhatnak, azt feltúrhatják.



12. ábra. A Kétágú-hegyi terület tűzkőbreccsa előtti (apti-albai vagy eocén előtti) képződményeinek földtani térképe, a rátolódásos modell alapján

Fig. 12 Geological map of the Kétágú Hill area showing formations older than chert breccia, according to the overthrust model

Kiálló részeikre rendre fiatalabb rétegek transzgredálhatnak. Így a kapott kép véleményünk szerint nem mond ellent az olisztolitos modellnek.

Az áttolódásos modell alapján szerkesztett térképen (12. ábra) két tektonikai egységet különítettünk el. Az alsó egységet a jura sorozat alkotja. A térkép északi részén, valamint két sávban attól délre is a felső tektonikai egység, főként Dachsteini Mészki található. A legdélebbi Dachsteini Mészki testre sinemuri– pliensbachi (NAGY 1969a) Hierlatzi Mészki települ, amelyet itt sikerült azonosítani, ettől északra azonban, feltárt kőzet híján, és a feltételezett kis vastagság miatt csak kis foltban ábrázoltuk.

A meghatározó szerkezeti elem a déli vergenciájú, lapos szögű rátolódás, mely egy, a rátolódás csapásával szinte megegyező irányú, jobbos eltolódási és vetőzóna által el van vetve. Az elvetés mértéke kérdéses. A Dachsteini Mészki az eltolódásoktól délre (A) biztosan a radiolarita tolódott, attól északra – egyéb adat híján – feltételezésen alapul a radiolarita való rátolódás (B és C). Az eltolódási zónában szintén triász (D) találunk. A K–Ny-i csapású törések jobbos eltolódási jellege a Dachsteini Mészki tömbök és a feltolódás délnyugati kiékelődése geometriájából adódik. A törések ilyen értelmezése összhangban van SALÁNKI (1995) pilisi feszültségter-elemzésével: K–Ny-i csapású, jobbos eltolódások az általa azonosított, poszt-oligocén KÉK–NyD Ny-i tenziós, és a valószínűleg középső–miocén korú, kb. ÉÉK–DD Ny-i kompressziós erőterben is működhetnek.

A Kis-hegy tömbjét dél felé határoló kelet–nyugati, valamint a jura sorozaton belüli ÉÉK–DD Ny-i csapású törések értelmezése megegyezik az olisztolitos modellnél leírtakkal.

Összegzés

A Kétágú-hegyen átfogó térképezés NAGY (1969a, b) munkája óta nem folyt, KONDA (1988), DOSZTÁLY (1987, 1988) és FÓZY (1993) alapos sztratigráfiai vizsgálatai csupán egy kutatóárok által feltárt dogger–kimmeridgei rétegsorra terjedtek ki. A terület szerkezeti értelmezése erősen hiányos volt. Jelen munkában utóbbira tettünk kísérletet, sztratigráfiai vizsgálatokat csupán kiegészítő jelleggel végeztünk.

A területen két tektonikai esemény nyomait véljük felfedezni. Az első a középső-oxfordi, regionális hatású [a Gerecsében is észlelt (FÓZY 1993, DOSZTÁLY 1998)], a Kétágú-hegyen félig konszolidált üledékeket gravitációsan áthalmazó szerkezeti mozgás. A második esemény vagy (1) a késő-oxfordi–kora-kimmeridgei (esetleg tithon) olisztolitos áthalmazást előidéző mozgás, vagy (2) ami valószínűbb, a kimmeridgei–tithonban vagy a kora-krétában (esetleg később, az eocén megelőzően) működő, déli vergenciájú áttolódás volt. Bár ilyen irányú feltolódásokat a területen már korábban azonosítottak/feltételeztek (BALOGH 1961; NAGY 1969a, b), ezek meredek dőlésükkel nem magyarázhatják az általunk megfigyelt, elkülönült Dachsteini Mészki testek réteg szerinti, jura feletti előfordulását.

Az olisztolitos modell jelentős topográfiai magaslatot, és mindenképpen közeli forrásterületet feltételez. E magaslat létrejöhetett akár normál vető, akár feltolódás, áttolódás vagy eltolódás révén. A rátolódásos modellben a feltételezett áttolódás mozgásának iránya déliesnek mondható. Az olisztolitos és rátolódásos megoldás között – jelenlegi ismereteink alapján – nem lehet egyértelműen dönteni, az áttoló-

dásos modell azonban – terepi vizsgálataink alapján – valószínűbbnek tűnik. Az áttolódás kora jelenleg igen tág időintervallumba (kimmeridgei–tithon–kréta, illetve kimmeridgei–tithon–eocén) szorítható. A terület szerkezeti fejlődése önmagában nem értékelhető megbízható módon. Éppen ezért az átfogó szerkezeti értékelést a Dunántúli-középhegységben több helyütt előforduló késő-jura–kora-kréta áthalmozott képződmények leírása után szeretnénk megejtetni.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk CSÁSZÁR Gézának (MÁFI–ELTE), GALÁCZ Andrásnak, GÖRÖG Ágnesnek és SZTANÓ Orsolyának (ELTE) a szakmai konzultációkért, valamint HÁMORI Zoltánnak (Geomega) és FERLING Ákosnak a geofizikai mérések kivitelezéséért. Köszönjük FÖZY Istvánnak (MTM Föld- és Őslénytár), LANTOS Zoltánnak és FODOR Lászlónak (MÁFI) hasznos lektori észrevételeiket.

Munkánkat az OTKA T 043760 számú pályázata támogatta.

Irodalom – References

- BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN G. 1998: Törmelékes krómspinellek a gerecei jura képződményekben. – *Földtani Közlöny* 128/2–3, 321–360.
- BALOGH K. 1961: A Buda-Pilisi-hegység triász képződményeinek problematikája. – *Jelentés, MÁFI Adattár*, 83 p.
- BÁRÁNY, M. 2004: A jura–kréta határ gravitációsán átülepített képződményei az Északi-Gerecseben. – *Diplomamunka, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék*, 74 p.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecei jura – fácieskérdések, alpi analógiák. – *Földtani Közlöny* 128/2–3, 397–435.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. – *Földtani Közlöny* 130/1, 95–131.
- CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A., THIÉBAULT, F. 1991: Újabb Foraminifera leletek a Déli Bükkből. – *MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, 383–410.
- CSONTOS, L., VÖRÖS, A. & NAGYMAROSY, A. 1994: Ideas on the plate tectonic evolution of the Carpathian–Pannonian region. – In: LUKÁCS, B., BÉRCZI, SZ., TÖRÖK, K. (eds): *Carpathian basin: Evolutionary stages*, 16–26. KFKI, Budapest.
- DEMÉNY, A., GAITER, I. & KÁZMÉR, M. 1997: The genesis of mesozoic red calcite dykes in the Transdanubian Range (Hungary): fluid inclusion thermometry and stable isotope compositions. – *Geologica Carpathica* 48/5, 318–323.
- DOSZTÁLY L. 1987: Felső jura radiolariák a Pilis-hegységi Öregszirtről. – *Jelentés, MÁFI Adattár*, 17 p.
- DOSZTÁLY L. 1988: A Pilis hegységi Öregszirt radiolaritjának őslénytani vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentése 1986-ról*, 229–239.
- DOSZTÁLY L. 1998: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben. – *Földtani Közlöny* 127/2–3, 273–295.
- FOGARASI A. 1993: Egy tengeralatti lejtő elemző üledékföldtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerece hegységben. – *Szakkoloztat, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék*, 74 p.
- FÖZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerece and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közlöny* 123/4, 441–464.
- FÜLÖP J. 1958: A Gerecehegység krétaidőszaki képződményei. – *Geologica Hungarica Series Geologica* 11, 124 p.
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozoos alaphegységgrögök. – *Geologica Hungarica Series Geologica* 16, 225 p.
- KONDA J. 1988: Jelentés a Pilis-hegységi jura radiolarit vizsgálatáról. – *Jelentés, MÁFI Adattár*, 15 p.
- MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & BOGNÁR, L., 1986: Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: lithology and paleotectonic implications. – *Travaux ICSOBA* 16, 13–39.
- NAGY G. 1969a: Magyarázó a dorogi medence földtani térképéhez, 10000-es sorozat, Kesztölc. – *MÁFI*, 50 p.

- NAGY G. 1969b: A dorogi medence földtani térképe, 10000-es sorozat, Keszthely. – MÁFI kiadvány
- PALOTAI, M., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P. & GALÁ CZ, A. 2006: Az Eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmazott tömbjei. – *Földtani Közlöny* 136/3, (jelen kötet).
- SALÁNKI Z. 1995: A pilisi mezozoós pászta és a kapcsolódó terciér képződmények paleofeszültségtér vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 73 p.
- SCHAFARZIK F. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis-hegységben eszközölt földtani részletes felvételtől. – *Földtani Közlöny* 14, 91–114.
- SZTANÓ, O. 1990: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *Neues Jahrbuch. Geol. Paläont., Mh.* 7, 431–446.
- SZTANÓ O. & BÁLDI-BEKE M. 1992: New data prove Late Aptian – Early Albian age of Kőszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, sectio Geologica* 29, 155–164.
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. – PhD Thesis, Rice University, Houston, 501 p.
- VIGH Gy. 1913: Júratanulmányok a Magyar Középhegység északi részéből. – Mindszent, 20 p.
- VÖRÖS, A. & GALÁ CZ, A. 1998: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104, 69–84.
- Kézirat beérkezett: 2005. 11. 03.