Földtani Közlöny 127/3–4, 291–320 (1997) Budapest

Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse)

Sediments of a Liassic carbonate slope controlled by strike-slip fault activity (Gerecse Hills, Hungary)

LANTOS Zoltán[1]

(7 ábra, 4 tábla)

Abstract

During the Early Liassic the ongoing rifting of the Western Tethys caused tectonic subsidence and basement dissection in the area of the Transdanubian Central Range (TCR). The differential drowning of the independent blocks led to diversified "seamount-interseamount" bottom topography (GALÁCZ & VÖRÖS 1972; BERNOULLI & JENKYNS 1974). Due to this processes the Upper Triassic (Dachstein type) platform carbonates were uncomformably overlain by Liassic pelagic sediments in the Gerecse Hills (at the eastern part of the TCR).

Based on sedimentological studies and structural observations of the Lower-Middle Liassic limestone series of the Western Gerecse we could identify a wide and gentle slope region with diversified facies association (Fig. 6). This slope, which represents the tectonically mobile western border of a Jurassic halfgraben, was a link between the western high (Gorba High) and the eastern more submerged "basin" region. In the Gerecse the oldest Jurassic sediments were preserved in the eastern parts, where the lowermost layers are of Late Hettangian or Early Sinemurian age (Vigh 1961a). Here the series is more complete, thicker but still condensed, pelagic successions (Liassic up to 40 m thick) were formed (Ammonitico Rosso, Toarcian Marly Ammonitico Rosso, Dogger radiolarite). On the other side in the western swell region mostly thin discontinuous and condensed series, neptunian dyke filling Hierlatz Limestones are known beginning with the Late Sinemurian (mostly Late Sinemurian and Late Pliensbachian in age, and gap till the Tithonian). This study is focusing to the N–S striking main facies boundary in the vicinity of the Malom valley (Fig. 1). In here the paleoslope is presented by redeposited bioclastic, crinoidea–brachiopod-bearing limestones, layer parallel neptunian dykes and some small-scale sediment creeping phenomena. The active Liassic tectonism is clearly evidenced by the presence of neptunian dykes and fault related sediments, eg. the Hierlatz limestone (cf. GALÁCZ 1988; BERNOULLI et al. 1990; VÖRÖS 1991).

The observed facies were organized to a hypothetical series (Fig. 6), which is comparable but slightly different to that of the Bakony (cf. VÖRÖS 1986). The main difference is that in the case of the Gerecse the slope was more gentle, and the overall topographic difference was less. The following facies types and depositional environments were identified (with the use of the terms suggested by VÖRÖS 1986 in the case oft the Pliensbachian in the Bakony): **a/ Red, massive manganiferous lst.** *-swell top* (Gorba (1) (Mn nodule bearing horizonts but no pavements)). **b/** *Sets of neptunian dykes running parallel with the edge of the high, filled up with* **Hierlatz lst.** (Gorba east (2): Nagy-Teke hill). **c/** *Slope-side or-foot, fault related* **Hierlatz lst.** (Nyerges hill (3); Látó hill (4)).

[1] ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, H-1088 Budapest, Múzeum krt 4/a
lanti@iris.geobio.elte.hu

d/ Crinoid–brachiopod -bearing lst. *on terrace in the slope* with thin intercalated Hierlatz Lst. layers (Kisgolyó (5); Gorba east (2)). **e/** *Basin margin,* basin type lst. succession with thin, mostly of by-pass like **Crinoidal interfingering** (Vöröshíd (6)). **f/ Crinoidal lst.** *-basin margin* (Tb-2 well (7); Bánya hill (8)). **g/ Ammonitico rosso limestone** *-basin interior* (Nagy-Pisznice; Kis-Gerecse).

Most of the observed Jurassic faults were reactivated during Cretaceous and/or Tertiary tectonic phases, but the clear strike of the facies and the presence of the fault related Hierlatz Limestone in some case allowed us to select the ones from the observed fault pattern which was already active during the Liassic (Fig. 7). The interpretation ot the Jurassic structural elements was carried out with the help of the observed usually small size, not reactivated synsedimentary faults and neptunian dykes. The latter are supposed to formed parallel with the potencially normal faults. With the aid of these tension indicators we can attempt to reconstruct the fault kinematic, the tectonical regime which supposedly led to the platform dissection and played predominant role during the Liassic tectono-sedimentary evolution.

According to our interpretation (Figs 6 and 7), this slope of recent N–S strike representing the eastern edge of the Gorba high was controlled by left lateral strike-slip fault activity (NE–SW transtension). The main fault zone could be interpreted as a left lateral-normal fault, dissected by close to perpendicular (WNW–ESE) normal faults. Due to this sinistral wrenching the slope could have been more gentle than it is supposed in the case of the Bakony Hills, where the slopes were shown to have been connected to listric normal fault (GALÁCZ 1988; VÖRÖS 1991). The main Jurassic faults in the Bakony strikes NW–SE (VÖRÖS 1991) which is parallel with the supposed normal fault strike in the Gerecse (the difference between the Liassic paleomagnetic declinations is less than 10° (MÁRTON 1981)). Furthermore after the backrotating of the minus 30–60° paleomagnetic declination ot the TCR relative to the Southern Alps (MÁRTON 1981) the swell edges in the Bakony (and the normal faults in the Gerecse) will be parallel with the N–S striking normal faults of platform–basin system of the Southern Alps (VÖRÖS & GALÁCZ 1995 pers. comm. and in press). In this picture the edge of the Gorba high can be interpreted as a left lateral strike-slip fault zone, being oblique at high angles (~N60°)–240°) to the direction of the normal faults. This strike-slip fault controlled position shows close relations to the Eastern Alpine transform faults and rhomb shaped Jurassic basins (WEISSERT & BERNOULLI 1985; WÁCHTER 1987; EBERLI 1988; CHANNEL et al. 1990), while the continuation of the main Mesozoic facies zones of the TCR can be followed in the Southern Alps (D'ARGENIO et al. 1980; GALÁCZ et al. 1985; KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; KÁZMÉR 1987).

Manuscript received: 22. 09. 1997.

Összefoglalás

A Dunántúli-középhegységi egység területén a Nyugati Tethys kinyílásával egy időben felerősödő tektonikus süllyedés és aljzattagolódás a liász kezdetére a "Dachsteini platform" befulladásához vezetett. A Gerecsében az üledékképződés hosszabb időre megszakadt, a pelágikus mészkövek képződése a tagolódó, differenciált, tektonikusan kontrollált térszínen a hettangi végén, esetleg a szinemuriban indulhatott meg.

A nyugati Gerecse alsó- középső-liász mészkő sorozatainak szedimentológiai vizsgálatával a nyugat-gerecsei magaslat (Gorba hátság) és a tőle keletre eső medence felé átvezető széles lejtőzóna, (a gerecsei jura "félárok" nyugati peremének) változatos fáciesegyüttesét sikerült felismerni. A tektonikusan aktív lejtőt meghatározó szerkezeti vonalak értelmezését szinszediment vetők és a tenziós hasadéknak tekinthető üledékes telérek mikrotektonikai szempontú vizsgálata tette lehetővé. A szedimentológiai és szerkezetföldtani adatok segítségével megkísérelhető a terület liász ősföldrajzi képének rekonstruálása.

Az itt közölt modell szerint a ma közel É–D-i csapásirányú lejtő (a nyugat-gerecsei hátság keleti pereme) egy balos oldalelmozduláshoz kötődött, és a jelek szerint kevésbé volt meredek, mint az a normálvetőhöz kapcsolódó bakonyi hátságok esetében feltételezhető.

Bevezetés

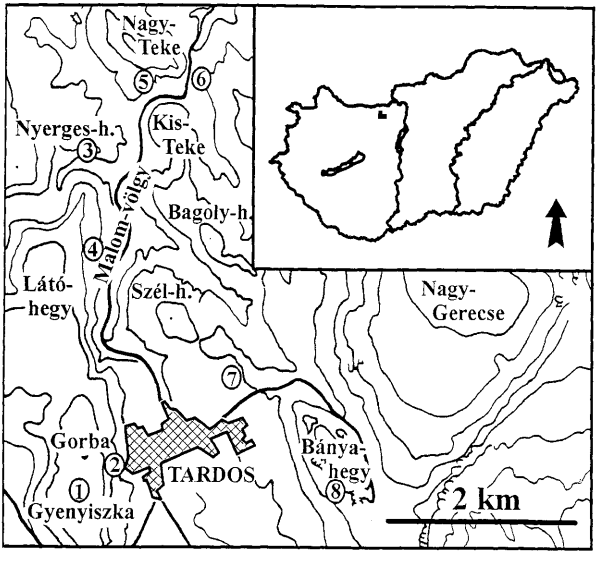
A Dunántúli-középhegység területe a mezozoos Tethys karbonátplatformokkal és medencékkel jellemzett déli peremének, ezen belül a jurától önállóvá váló (a szomszédos területektől óceáni/mélytengeri medencével elkülönülő) Mediterrán mikrokontinenshez tartozott (GÉCZY 1973; D'ARGENIO et al. 1980; GALÁCZ et al. 1985; VÖRÖS 1977 és 1993). A liász során a nyugati Tethys riftesedéséhez kapcsolódó általános extenzió következményeként a felső-triász karbonátplatform feldarabolódott és az elkülönült blokkok egyenetlen süllyedése változatos aljzatmorfológiát eredményezett (BERNOULLI & JENKYNS 1974). A bakonyi kifejlődések alapján GALÁCZ & VÖRÖS (1972) általánosan alkalmazható jura fejlődéstörténeti modellt állított fel. A később részleteiben többször finomított (GALÁCZ 1988; VÖRÖS 1986, 1989) modell szerint a Bakony területén a liász során kiemelt helyzetű tengeralatti magaslatok ("seamountok") és hátságközi medencék hálózata alakult ki és a változatos aljzatmorfológia helyenként egészen a jura végéig fennmaradt. Ez az általános fácieskép tükröződik a gerecsei jura heteropikus kifejlődéseiben is, hiszen a hegység mégoly korlátozott területén belül is elkülönül egy kondenzált sorozatú hátság és egy folyamatosabb rétegsorral jellemzett medence környezet (KONDA 1987; CRONAN et al. 1991; FŐZY 1993; FŐZY et al. 1994; CSÁSZÁR 1995).

A bakonyi analógiák segítségével lehetőség nyílik a Gerecse mind ez ideig kevésbé ismert liász képződményeinek szedimentológiai vizsgálatára és értelmezésére, az adatok alapján a Bakonyból ismert ősföldrajzi kép keleti irányú kiterjesztésére, egy további "mozaik" beillesztésére.

A nyugati és keleti Gerecse jura kifejlődései közötti különbségek szembetűnőek és régóta ismertek, az erre vonatkozó megállapításokat megtalálhatjuk már a területtel foglalkozó klasszikus munkákban is (pl. VIGH Gy. 1935; VIGH G. 1943, 1961b). A két területrész jura képződményei kifejlődési típusukban, vastagságukban, hézagosságuk mértékében és korukban is eltérnek.

Általánosan jellemző, hogy a legidősebb jura üledékek a keleti blokkokon őrződtek meg, koruk felső-hettangi–alsó-szinemuri (VIGH G. 1961a). Itt a jura további (magasabb) részein is folyamatosabb, vastagabb, medence jellegű sorozatok (Ammonitico Rosso, toarci Kisgerecsei Márga, radiolarit) képződtek. Ezzel szemben a nyugati Gerecsében (Gorba hátság – CSÁSZÁR 1995) csak a késő-szinemuritól ismertek hézagos, erősen kondenzált, "hátsági" liász rétegsorok, amelyek csak vékony sorozatokat őriztek meg.

Munkám során a nyugati Gerecsében, a fácieselválasztó szerepű Malomvölgy környezetének változatos kifejlődésű liász lejtőfácieseit, az üledékképződés helyi jellegzetességeit vizsgáltam (*1. ábra*). Itt a rétegsor fejlődése a lejtő egy-egy részterületén eltérő módon alakulhatott a kiemelt helyzetű hátságról származó üledék mennyisége, a lejtő meredeksége és a lokális topográfia, valamint a magaslattól mint fő törmelékforrástól való távolság függvényében. Az észlelt kifejlődési típusokat egy elméleti fáciessorozat elemeiként sorba rendezhetjük, és az így kialakuló képet aztán összevethetjük a bakonyi modellel (v.ö. VÖRÖS 1986).



1. *ábra.* A gerecsei Malom-völgy környezetében vizsgált liász kulcsfeltárások helyszínrajza

Fig. 1. Sketch map showing location of the studied key sections

A lejtő ma észak–déli csapású zónája a liásztól kezdve tektonikusan aktív volt, ezt az itt előforduló üledékes telérek és az aktív vetőkhöz kapcsolódó üledékek, hierlatz fáciesű mészkövek is bizonyítják (v.ö. GALÁCZ 1988; BERNOULLI et al. 1990; VÖRÖS 1991). E képződmények segítségével a liász során is aktív szerkezeti vonalak azonosíthatóak, sőt az üledékes telérek (mint tenziós hasadékok) lehetőséget nyújtanak arra is, hogy az azonosított szerkezeti vonalakat értelmezzük (v.ö. FODOR et al. 1994). Mindezek alapján azután következtetéseket vonhatunk le a terület üledékes fejlődését nagymértékben meghatározó tektonikai háttérre és a liász elején lezajlott, a triász platform feldarabolódását kiváltó nagytektonikai folyamatokra vonatkozóan is.

Kulcsfontosságú feltárások

Gorba

A tanulmányozott fáciessorozat legszélső tagja, az egykor legkiemeltebb helyzetű üledékképződési környezetet (hátság tető) reprezentáló típus a Gorba és Gyenyiszka közötti nyereg feltárásában vizsgálható. A Gyenyiszkát fedő enyhe dőlésű (40/15°) liász sorozat itt egy hasadékbarlang mentén tárul fel.

A liász rétegsor alsó része vastagpados, gyengén rétegzett vörös mészkő, a sorozat magasabb részei felé a rétegvastagság jelentősen lecsökken. A kőzetanyagra jellemző a peloidos mikrit mátrix, mely esetenként laminált, apró, mésziszap anyagú szemcsékből, intraklasztokból épül fel. Gyakoriak a korrodált és vas-mangánoxiddal bekérgezett intraklasztok, a cementált mikrites, koradiagenetikus gumók és ammonitesz kőbelek. Jellemzőek a vas–mangánoxidos kéreg-töredékek és a kitüntetett szintekben dúsuló nagyméretű (3 cm) mangánoxid-gumók, de a réteglapot fedő kéreg nem jelenik meg. Ezek a helyben növekedett gumók lassú ütemű üledékképződésre utalnak, ahol a finom mésziszap az áramlások elsodró hatása miatt nem tudott lerakódni és így az üledékvíz határfelületen növekedő mangánoxid-gumók jellemzővé válhattak (JENKYNS 1970, 1971; SCHOLLE et al. 1983; CRONAN et al. 1991; POLGÁRI 1993).

Az itt előforduló bioklasztok jellegzetesen bioerodáltak, töredékesek, esetenként áthalmozott vagy összehordott jellegűek. A kőzet szövete és szerkezete is változatos, benne gradált durva bioklasztos lencsék is megjelennek. A rétegsor felső részén jellemzőek a változatos kitöltésű, a rétegzéssel gyakran párhuzamos hasadékok (*I. 1. fotó*), melyekben a jura magasabb részeinek a területről azóta lepusztult, vagy itt rétegként le sem rakódott üledékanyaga (pl. calpionellás mészkő) is megőrződött.

Gorba kelet

A Gorba keleti lejtőjén, a Tardosra néző hegyoldalban jelentős méretű liász üledékes telért és lejtőüledékként értelmezhető vékony liász sorozatokat találunk. A foltszerűen megjelenő feltárások az azóta többször felújult liász paleovető környezetének különböző mélységig exhumált szeleteit tárják fel.

Tardos fölött a Gorba keleti oldalában, a hegyoldalban húzódó kelet–nyugati mellékvölgy meredek völgyfőjén 170–350° csapású 2 m széles üledékes telér követhető mintegy 20 m hosszban. A hasadékot hierlatz típusú mészkő tölti ki (I. 2. *fotó*), melyben helyről-helyre változó mértékben a helyben élt, illetve behordódott szervezetek vázai (apró ammoniteszek, brachiopodák, crinoidea nyéltagok) dominálnak (ld. VÖRÖS 1970). A bioklasztok részaránya a gyakran peloidos megjelenésű mésziszap mennyiségét is meghaladja, a szemcséket pátos kalcit cementálja. Ez a nagy méretű telér az egykori hátság szegélyén, a peremmel közel párhuzamosan alakult ki.

Déli irányban mintegy 100 méterre, a vízmű fölötti hegyoldal egy délkelet felé kiugró kiszögellésén 145–325° csapású (235/45°), 1,5 méter széles üledékes

telér található, mely talán az előzőleg leírt szerkezettel is közvetlen összeköttetésben állt. Itt a két generációs telérkitöltés egyik része bioklasztos pelmikrit, másik része pedig kalcitcementben úszó kerekded, biomikrit szövetű intraklasztokból épül fel. A korrodált felszínű, vékony mangánoxidos bekérgezést viselő klasztok mellett ammonitesz; crinoidea; vékonyhéjú bivalvia; ostracoda és foraminifera maradványok is előfordulnak, melyek a hasadékba való beiszapolódás során gyakorta kimosódtak eredeti mésziszapos befoglaló üledékükből. Ez arra utal, hogy a hasadék felnyílásakor és kitöltődésekor laza, gyengén konszolidált üledék borította az aljzatot. A telérben a szemcsék igen hézagosan, egymást alig támasztva helyezkednek el, laza szemcsevázat alkotnak.

A Tardos fölötti hegyoldalban, a fekü triásszal való kontaktusától indulva, meredek helyzetbe billentett (85/50°), jól rétegzett liász (felső-szinemuri) sorozatot figyelhetünk meg (KERCSMÁR et al. 1992). (A meredek rétegdőlés többségében a kréta vagy tercier mozgások következménye lehet.) Az összesen négy méter vastagságban feltáruló liász mészkőben rétegszerűen települve nagy mennyiségű töredékes bioklaszt jelenik meg (crinoidea; gastropoda; ammonites) (*I. 3. fotó*). A lerakódott rétegek hamarosan összetöredeztek, a szemcsék közötti teret mésziszap töltötte ki. A jelentősebb elmozdulás nélküli breccsásodás a kitöltő mésziszap jellegéből ítélhetően a lerakódást hamarosan követve, még a liász során bekövetkezett.

A feltárás-sor északi részén üledékes telérekkel átjárt triász mészkőpadok bukkannak elő. A triász–jura határ alá metsző erózió következtében itt rétegszerűen települő jura üledéket már nem találunk. A 1,5 m széles több generációs bioklasztos kitöltődést dokumentáló üledékes telér (120–300) mellett főként telepteléreket tanulmányozhatók (*I. 4. fotó*). A telepteléreket kitöltő, általában makrofauna mentes üledékanyag több ütemben hatolt be a szakaszosan táguló hasadékokba.

A mérhető hasadékok csapásadatai NyÉNy–KDK irányban sűrűsödnek. Amennyiben a teléreket a normálvetőkkel párhuzamosan megjelenő extenziós hasadéknak tekintjük, akkor a Gorba keleti oldalának hasadékai ÉÉK–DDNy-i irányú tenzióra utalnak. Meg kell azonban jegyezni, hogy az itt jellemző rétegparallel telérek alapján feltételezhető, hogy ezen a helyen a hasadékok kialakításában az általános extenziós tektonikai hatás mellett jelentős szerepet játszhatott a lejtő irányába történő elmozdulás, gravitációs csúszás is (v.ö. WINTERER et al. 1991). A kibillentett, ciklusos felépítésű triász mészkő padjai egymáson elmozdulhattak, a közöttük meg-megnyíló réseket tölthette ki a vörös mésziszap.

Nyerges-hegy

A felső-triász Dachsteini Mészkő rétegeket feltáró, dél felé néző hegyoldal keleti elvégződése közelében tektonikus kontaktus mentén a triász képződményekkel egy szintbe levetett jura üledékek jelennek meg. A 20–200° csapású kontaktus messziről is jól felismerhető, mert a ciklusos triászt meredek falban feltáró nyugati résszel szemben a kevésbé ellenálló jura képződményeket vé-

kony talaj és növényzet (fák) fedi (*II. 5. fotó*). A tercier oldalelmozdulás (BADA et al. 1996) egy már a liász során is aktív tektonikai vonal felújulásával jött létre. A liász paleotektonikai vonal meglétére utal a levetett szárnyon felhalmozódott hierlatz fáciesű mészkő sorozat, és erre utal a nyugati blokk triász rétegeiben található üledékes telérek sokasága is.

E feltárás telérei nem mutatnak kitüntetett irányba. A nagyobb méretű formák között előfordul közel É–D-i irányú (170–350°) 25 cm széles, brachiopodás hierlatz típusú mészkővel kitöltött telér, megtalálható a 110–290°-os, de a kisebb hasadékok között igen gyakori az ÉK–DNY irány is, mely a tágabb környezetben ritkaságnak számít.

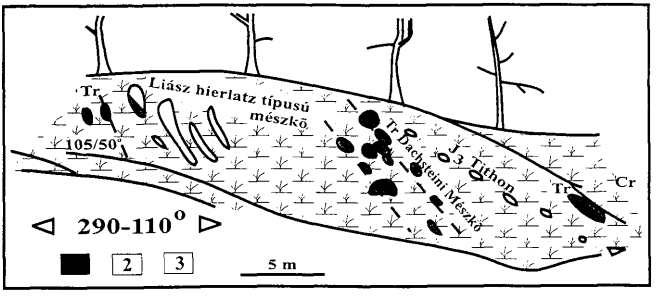
A nagy méretű, beiszapolódással, azaz gravitációs módon kitöltődött üledékes telérek mellett gyakoriak az *injekciós telérek* is. E telérek sűrű hálózata helyenként egészen "breccsássá" teszi a kőzet szövetét. Ezek a vékony, elágazó erek és a liász "mátrixú", de jelentősebb elmozdulás nélküli triász szemcsékből álló breccsák (internal breccias, FÜCHTBAUER & RICHTER 1983) a liász paleovető zónájában alakultak ki. MONTENAT et al. (1991) szerint az ilyen jelenségek nagy mennyiségű folyadékkal (víz és szuszpendált iszap) átjárt vetőzónákhoz kötődnek, ahol a folyadékot (szeizmikus hullám, vagy lezökkenés következtében) hirtelen, sokkszerű nyomáshullám éri. A rázkódás hatására a szuszpenzió folyadék és iszap fázisa különválik, ezzel a keverék térfogata ugrásszerűen megnő. A hasadékba zárt tágulós folyadék minden lehetséges irányba menekülve szétfeszíti a meglévő repedéseket, mintegy "szétrobbantja" a kőzetet (hidraulikus törés, l. még: HUBBERT & WILLIS 1975; MAGYARI 1994).

A keleti, levetett blokk tömeges megjelenésű, rétegzettséget csak helyenként mutató, áthalmozott liász üledékekből és hierlatz fáciesű mészkövekből épül fel. Az ammonites és brachiopoda adatok alapján az összlet felső-szinemuri korú (SZENTE és VÖRÖS szóbeli közl.). A kőzetanyag változatos. A pátos cement és átülepített bioklasztokból álló fészkek mellett azonban uralkodóak a mikrites, gyengén bioklasztos, peloidos mészkövek.

A vetősík két oldala mentén itt feltárt kőzettestek a kréta–tercier oldalelmozdulások következtében kerültek egymás mellé mai helyükre. Bár a maihoz hasonló tektonikai pozícióból, egy balos-normál vető két oldaláról származnak, mégsem reprezentálják teljes hűséggel a liász helyzetet, mivel a fiatalabb mozgások során felújult vető mentén a tercier vízszintes irányú elmozdulás akár az 1–2 km-t is elérhette (FODOR szóbeli közl.). A kontaktus mai meredek, közel függőleges helyzete is többnyire a fiatalabb elmozdulások következtében alakulhatott ki.

Látó-hegy

A Látó-hegy keleti oldalának egyik oldalvölgyében furcsa rétegismétlődéssel találkozhatunk (*2. ábra*). Lejtőirányban haladva a triász Dachsteini Mészkövet liász hierlatz típusú mészkő rétegek követik, majd néhány méter talajjal fedett szakasz után az előzőekkel megegyező meredek keleties dőléssel (105/50°) ismét Dachsteini Mészkő bukkan a felszínre. A 3 m vastagságban megfigyelt



2. ábra. A Látó-hegy keleti oldalvölgyének feltárása. A meredeken kibillentett rétegsorban a liász hierlatz típusú mészkő sorozat látszólag a triász rétegek közé ékelődik, mintha rétegpárhuzamos telér lenne. Valószínűbb azonban, hogy nyugat felé dőlő, liász szinszediment vető előterében halmozódott fel. A tithon sorozat fölött becsúszott triász tömb található. 1. Triász Dachsteini Mészkő, 2. Liász hierlatz típusú mészkő, 3. Tithon bioklasztos mészkő

Fig. 2. Outcrop in the eastern valley of the Látó-hill. The Liassic Hierlatz Limestone series apparently wedged in between the Triassic beds. Most probably the Hierlatz Limestone was deposited in front of a westerly dipping Liassic fault, and not in a bed-parallel sill. The most eastern Triassic bed is an olistolith above the Tithonian series. 1. Triassic Dachstein Lst. 2. Liassic Hierlatz-type lst. 3. Tithonian bioclastic lst.

triász sorozat fedőjében liász képződmény nem, csak tithon korú bioklasztos mészkő települ (jellemző fossziliái: *Pygope* sp.; *Triangope triangulus* és perisphinctid ammonitesz (VÖRÖS és GALÁCZ szóbeli közl). A tithon sorozat felett, a fedő kréta homokkő alatt egy újabb, ezúttal méteres dachsteini mészkő tömb bukkan elő. A blokk biztosan áthalmozott helyzetben lévő, a lejtőn becsúszott olisztolit, melynek dőlése a fekü sorozat rétegzésével párhuzamos.

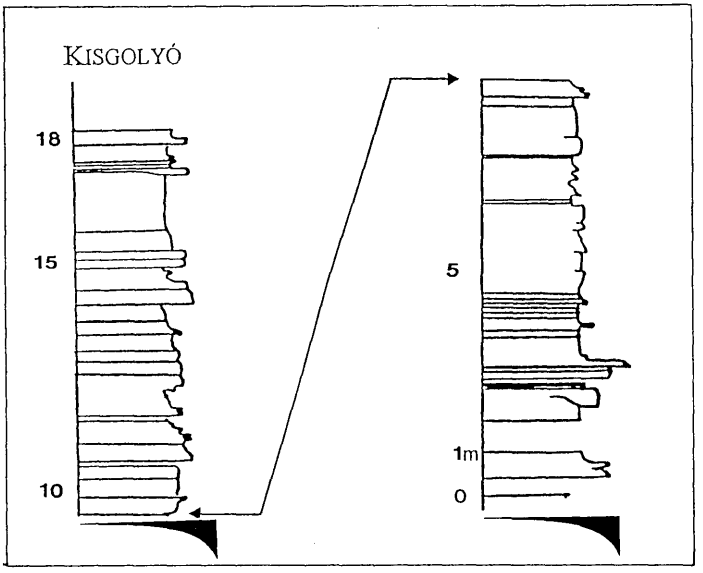
A liász sorozat fölött a triász ismételt megjelenése mindenképpen tektonikus magyarázatot igényel, és a hierlatz mészkő jelenléte is szinszediment tektonikai eseményt sejtet. Megoldásként szóba jöhet a triász rétegek közé települt vastag, liász hierlatz mészkővel kitöltött rétegpárhuzamos hasadék feltételezése, de FODOR véleménye szerint (szóbeli közlés) valószínűbb, hogy egy eredeti meredek helyzetéből kibillentett, nyugat felé(!) dőlő vetővel van dolgunk, ennek levetett oldalán halmozódott fel a liász sorozat. Szembeszökő azonban, hogy a magasabb helyzetben lévő triász rétegek (blokk) felett liász képződmény nem található, a Dachsteini Mészkőre faunás tithon sorozat települ. Ez kitett, instabil környezetre utalhat, mely a liász üledékek lerakódását megakadályozhatta, illetve elősegíthette az esetleg lerakódott rétegek tithont megelőző lepusztulását.

Kisgolyó

A rhaeti korú Dachsteini Mészkőből felépülő Nagy-Teke-hegy csúcsa közelében 7,8 m széles, összetett, 10–190° irányú, felső-szinemuri korú hierlatz típusú mészkővel (VIGH G. 1943; GÉCZY 1986) kitöltött üledékes telér található. A hegy Kisgolyónak elnevezett déli kiszögellése pedig (tercier vető mentén levetett helyzetben) átülepítésre utaló jellegeket mutató vastag (18 m) liász lejtő fáciesű rétegsort rejt (JORDÁN et al. 1992) (3. *ábra*).

A rétegsor túlnyomó részét vörös, tömött rétegekben megjelenő intraklasztos wackestone-packstone, és az erős áramlások hatására in situ cementálódott világosszürke laminált mudstone és peloidos mikropátit packstone rétegek alkotják, de igen jellemzőek a rétegszerűen megjelenő bioklaszt-dúsulások, hierlatz típusú mészkő rétegek is. Az egy-egy átülepítési epizód során lerakódott rétegek bázisán gyakoriak az eróziós felületek. Az üledékes jellegek közeli törmelékforrást, valamint kedvező helyi leülepedési viszonyokat (terasz) valószínűsítenek.

A liász sorozat alját húsvörös színű mészkő alkotja. A biomikrit packstone szövetű kőzet bioklasztjai többnyire töredékesek és gyengén biodegradáltak, a



3. *ábra.* A Kisgolyó liász sorozatának makroszkópos, a szemcseátmérő változását jelző szelvénye

Fig. 3. Macroscopic section in the Liassic of Kisgolyó, showing changing grain-sizes

mátrix mikrites, peloidos. A kőzeten belül főként színben eltérő apró és nagyobb intraklasztok, koradiagenetikus gumók különülnek el, melyek az erős áramlások hatására kialakult szelektív cementáció nyomait őrzik. A kőzetet rétegzéssel párhuzamos vagy azzal csak kis szöget bezáró kalciterek járják át. Figyelemre méltó azonban, hogy a néhány centiméteres repedések egy részét liász mikrofaunát tartalmazó mésziszap töltötte ki, melyek segítségével a hasadékképződés kora megfogható. Hasonló szinszediment hasadékok a rétegsor magasabb részén is megjelennek (*II. 6. fotó*). A több ütemben felnyíló és kitöltődő hasadékok kialakulása a szelektíven cementálódott lejtőn megindult csuszamlásokhoz kötődhet. Nagyobb méretű (méter nagyságrendű) csuszamlási szerkezetet nem azonosítottunk, de a csiszolat és kézipéldány méretű bélyegek is aktív lejtőre utalnak.

A sorozat alsó harmadában két réteg érdemel különös figyelmet. Az egyik a terepi megfigyelés alapján rétegszerűen települő, de általában üledékes telérekhez kötődő képződmény: olyan biointrapátit grainstone szövetű mészkő, melyben az apró "filamentumok" (pelágikus kagylóhéjak) szinte egyeduralkodóak a bioklasztok között (*II. 7. fotó*). A minta közel 30–40%-át kalcitcement alkotja, mely kis részben a szemcsék felszínét burkoló izopach, többségében azonban a (shelter) pórusokat ill. a laza vázat alkotó szemcsék közötti hézagokat kitöltő mozaikszerű pát. Mésziszap csak kis mennyiségben, foltszerű elterjedésben fordul elő. Hasonló szöveti jellegek jellemzik a hierlatz típusú mészköveket is, melyekben a cementált bioklasztok mennyisége (az aktív bioklasztos utánpótlás, és/vagy a vízáramlások kirostáló, mésziszapot elmosó hatása miatt) lokálisan meghaladja a mésziszap mennyiségét.

Figyelemre méltó még egy vékony polimikt breccsa réteg is, melynek kerekítetlen, nagy méretű (cm-es) szemcséit crinoideás, bentosz foraminiferás packstone-wackestone mátrix fogja körül. A szemcsék anyaga változatos (szürke mudstone; bioklasztos wackestone; crinoidea wackestone; filamentumos packstone, a fent leírt réteghez viszonyítva apróbb héjakkal és mikrites mátrixszal valamint intraklasztos biopátit grainstone), de a környezettől jelentősen eltérő, ill. triász szemcse nem fordul elő. Ez a breccsaréteg már konszolidált kőzetanyag lejtőmenti áthalmozódásával jöhetett létre, instabil lejtőt és jelentősebb mértékű eróziós eseményt sejtet.

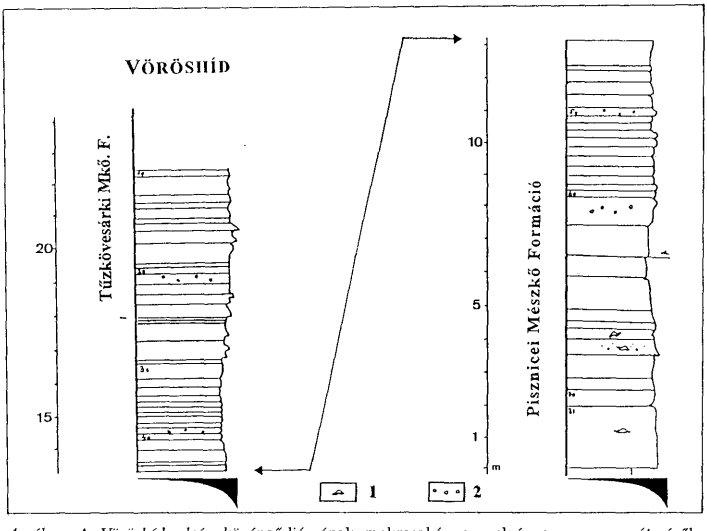
A szelvény 3–12 m közötti szakaszán uralkodó a világosszürke mudstone, és a laminált, helyenként gyengén keresztrétegzett mikropátos peloid- packstone váltakozása. A megfigyelt geopetális kitöltést tartalmazó ásásnyomok gyengén konszolidált aljzatot ("firmground") jeleznek.

A dominánsan mikrites rétegsorból kitűnnek a vékony, de durva bioklasztos rétegek (*II. 8, III. 9. fotó*), melyek esetenként jól láthatóan diszkontinuitási, eróziós felületre települnek. A rétegek bioklaszttartalma a szórt előfordulástól a túlnyomóan bioklasztokból álló hierlatz típusú mészkövekig terjed. Rétegről-rétegre, széles határok között változik a jellemző fosszilia együttes is, mikrofossziliás; crinoideás valamint főként apró ammoniteszeket tartalmazó rétegtagok is előfordulnak. Ezek a képződmények a lejtőn változó intenzitással, eseményszerűen megjelenő bioklasztos behordási epizódokat jeleznek.

Vöröshíd

A süttő–tardosi út mentén Tardostól 4,5 km-re, a Malom-völgy keleti oldalában található Vöröshídi kőfejtő a jura tengeralatti magaslat lejtőlábi üledékeit tárja fel (KONDA 1987). Itt a legidősebb jura rétegek kora még bizonytalan, felső-hettangi vagy alsó-szinemuri (KONDA 1987; DULAI, in press.; ill. VIGH G. 1961a). A kőfejtőben a triász–jura kontaktus jól feltárt látszólag szögeltérés nélküli sík felülettel települ a liász az erodált, elmetszett Megalodusokat is tartalmazó triász felszínre (*4. ábra*).

A liász rétegsor legalsó részében még sekély és mozgatott vízi környezetre utaló üledékek, a legalsó rétegben pl. bioklaszt magvú bekérgezett szemcsék jellemzőek. A sorozat magasabb részein egyre mélyebbre süllyedő aljzaton képződött pelágikus mészkövek ("Gerecsei márvány" azaz a Pisznicei és a Tűzkövesárki Mészkő Formációk) jelennek meg. A liász rétegsorban felfelé növekszik a behordott crinoidea nyéltagok aránya, melyek a sorozat fölső részén már vékony, elkülönült rétegeket alkotnak vagy rétegen belüli, néhány deciméter vastag és több méter széles, diffúz határú lencsékben dúsulnak (Tűzkövesárki



4. ábra. A Vöröshíd alsó- középső-liászának makroszkópos szelvénye a szemcseátmérők függvényében. 1. laminált kitöltés, kalcitos peremű zseb, 2. erősen intraklasztos, gumós szakasz

Fig. 4. Macroscopic section in the Lower and Middle Liassic of the Vöröshíd, showing bed-thickness and grain-sizes. 1. dissolution enlarged sedimentary pockets filled with laminated mud, and sealed by calcite cement. 2. highly intraclastic, nodular intervals

Mészkő F., Levélkúti Tagozat –KONDA 1987) (*III. 10. fotó*). A kőzet mállott felszínén jól megfigyelhetően intraklasztos, helyenként gumós megjelenésű, erősen sztilolitosodott.

A feltárás felső szakaszán jellemzővé váló crinoideás mészkövekben a vörös, crinoideás kőzettípus általában egyenetlen, esetenként felbreccsásodott felületre települ és a fekü felszakított darabjait, intraklasztjait tartalmazza. A fekü felszínén sem biogén fúrásnyom, sem egyéb, tengerfeneki expozícióra utaló nyom nem található. A magasabb térszínről a medencébe időről-időre beáramlott crinoideás törmelékanyag a lejtő felszínén nyelvek, lebenyek formájában rakódott le, önálló réteget alkot, vagy a még plasztikus fekübe besüppedve, azzal elkeveredve rétegen belüli lencséket formált. Ha erózió, vagy tartós üledékképződési szünet következtében a felszín közelébe már lithifikálódó rétegek kerültek, azok talán az áthalmozódó üledékanyag nyíró hatására, esetleg a mozgó szemcse-víz keverék nyomáshullámának hatására feltöredezhettek. A 18. réteg felső részében legalább 5 cm vastag breccsásodott rétegtag figyelhető meg, ahol a fekü felszakított klasztjai eredeti helyükhöz közel maradtak, onnan nem távoztak el. Tengerfeneki expozíció nyomai itt sem ismerhetők fel, a később feltöredezett rétegeket valószínűleg folyamatosan legalább vékony üledék fedte (*III. 11. fotó*). A gyakran zavart, kevert jellegű rétegkontaktusokat a mély betemetődéses diagenezis során végbement erős sztilolitosodás sok helyen még tovább bonyolította.

A liász rétegsor alsó részén egyes szintekben gyakoriak a radiaxiális kalcittal bélelt, laminált belső üledékkel kitöltött oldásos(?) eredetű üregek ("szegregációk" – FÜLÖP 1975) (*III. 12. fotó*). A decimétereres, egymással valószínűleg összefüggő hálózatot alkotó üregek kialakulása töréses és/vagy oldásos folyamat eredménye lehet. Tektonikai vonalakhoz közvetlenül nem kapcsolódnak és látható csúszási felülethez sem kötődnek. Szimmetrikus szerkezetűek, melyekben a radiaxiális kalcittal bélelt, laminált kitöltésű zsebek lapos feneke alatt lefelé tükörképszerűen megismétlődik a forma, ez esetben kalcitszegély nélküli durva bioklasztos, gyengén laminált kitöltéssel. A zsebek laminált kitöltése is tartalmaz apró bioklasztos törmeléket, nem oldási maradék tehát hanem a tengerfenékről beszivárgott mésziszap. Ez a bizonyíték arra, hogy a mésziszapos kitöltődést megelőzően képződött, az üregek falát bélelő kalcit még korai, a sekély betemetődés zónájában képződött cement. A cementáló oldatok eredetének tisztázása reményében stabilizotópos méréseket végeztünk az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumában. Az eredmények tengeri eredetű fluidumot mutattak és az egyik minta esetében 50 °C körüli hőmérsékletre utaltak (LANTOS 1995). A felszín közelében, de a környezethez képest magas hőmérsékletű fluidumból való kiválás mélyből feláramló melegvizekkel való közvetlen kapcsolat lehetőségét veti fel (v.ö. KINDLE 1990).

A rétegsor felső részén, egymással közel párhuzamosan futó szinszediment normálvetők sorozata figyelhető meg (*IV. 13. fotó*). A jól mérhető 185/45° ill. 160/60°-os síkok mentén esetenként közel 30 cm-es maximális elvetés történt. Az elvetés mértéke felfelé rétegről rétegre csökken, míg végül a különbség kiegyenlítődik. A metszetben látható vetők által közvetlenül érintett szakasz fö-

lötti, szinemuri korú réteglapon (GÉCZY 1984) 110–290° csapású, mészíszappal kitöltött, ~1 cm széles hasadékok sora figyelhető meg. A tágulás már a mészíszap konszolidációját, bizonyos fokú lithifikációt követően érte ezeket a rétegeket, amint ezt a réteglapon heverő ammonitesz kőbél kamraválaszfalak menti, a hasadékokkal párhuzamos szétnyílása bizonyítja.

A jól feltárt kőfejtőfalon szép számban fordulnak elő a triászt és a liász alsó rétegeit is metsző, általában vékony, hajladozó, mészíszapos kitöltésű üledékes telérek, melyek az előző szerkezetekkel egybehangzóan többnyire délies, DDNy-i dőlésűek.

Tardosbánya-2

A Tardostól ÉK-re emelkedő Szél-hegyen mélyített TB-2. sz. magfúrás 141 és 181 m között vastag alsó- középső-liász sorozatot harántolt. A medence jellegű rétegsorban a tengeralatti magaslat közelségére utal az a mintegy 20 m vastag, gradált rétegekből álló középső-liász crinoideás mészkősorozat, melyet KONDA (1982) a Törökbükki és Tűzkövesárki Mészkő Formációkba sorolt (*5. ábra*).

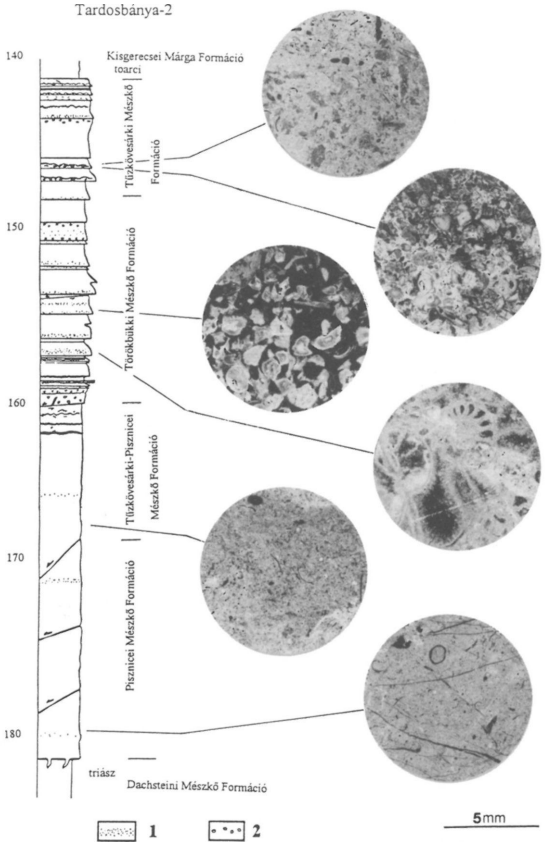
A bioklasztos rétegcsoport alsó részén (157 m-nél) egy különleges, túlnyomóan apró ammoniteszek cementált vázaiból álló hierlatz típusú mészkőréteg is előfordult. Itt, és a durva crinoideás szakaszokon a rétegdőlés meredek (esetenként akár 45°) (*IV. 14. fotó*).

A vastag, gradált biodetrituszos – túlnyomóan crinoidea töredékekből álló – mészkőtest a magaslatról származó anyag medencebeli, lejtőlábi törmelékkötényt alkotó felhalmozódásával jött létre. Ez a képződménysor a Bagoly-hegy környezetében a felszínen is követhető (BORSOS et al. 1994).

Bánya-hegy

A mintegy 40 m vastag liász medencesorozatot (CRONAN et al. 1991) dominánsan mikrites, valamint átülepített finom crinoidea törmelékből álló rétegtagok ritmikus váltakozásából felépülő "ammonitico rosso" típusú mészkő építi fel (REZESSY 1997). Ebben a sorozatban, a felső bányaudvar alsó szintjén, egy 1,5 m vastagságú durva bioklasztos rétegcsoport ismerhető fel. Az éles határral települő hullámos, gyenge keresztrétegzettséget is mutató mészkő főként pátos cementben úszó bioklasztok – elsősorban apró brachiopoda félteknők – tömegéből épül fel (*IV. 15. fotó*).

Medence környezetben megjelenő, főként doméri korú erősen bioklasztos mészkövek a Gerecse területén több helyről ismertek. A crinoideás (Tata, Törökbükki Mkő F. (FÜLÖP 1975); Tb.-2; Bagoly-hegy) és "posidoniás" rétegek (Törökbükk (VIGH G. 1969) jelentős, főként bioklasztos anyagú áthalmozás következtében alakultak ki a kiemelt hátság közelében, de már a medencéhez tartozó területeken. Hasonlóképpen mint a bakonyi pliensbachi crinoideás mészkövek, melyek szintén sávszerűen követik a magaslatokat, azok peremétől max. 1-2 km távolságra jelennek meg (VÖRÖS 1986).



5. ábra. A Tardosbánya-2. sz. fúrás makroszkópos, a szemcseátmérő változását jelző szelvénye és néhány jellegzetes szöveti kép. 1. dúsan bioklasztos, crinoideás rétegtag. 2. gumós, intraklasztos jelleg. Litosztratigráfiai besorolás KONDA (1982) alapján

Fig. 5. Macroscopic section of the Tb-2. well, showing the characteristic grain-sizes, and some typical textural features. 1. beds with abundant bioclasts, Crinoid fragments. 2. nodular, intraclastic intervals. Lithostratigraphy after KONDA (1982)

A Bánya-hegyen a liász szinszediment tektonikai aktivitás jelei a sorozat alsó szintjeiben és a toarci márga (Kisgerecsei Márga F.) alatti réteglapon a legszembetűnőbbek. Itt jelentősebb elmozdulás nélküli szinszediment töréseket (*IV. 16. fotó*), és a réteglapot puhán meghajlító, a teljes litifikációt megelőzően ható normál vetőt figyelhetünk meg. Ezek a szerkezetek 170–350° ill. 150–330° csapásúak.

Diszkusszió

Kifejlődési típusok

A nyugati Gerecse területén elkülöníthető liász kifejlődési típusok némiképp eltérnek VÖRÖS (1986) bakonyi pliensbachi képződményekre felállított öt osztatú fáciesbeosztásától. Itt a valószínűleg enyhébb hajlású lejtőn hét jellegzetes, tipizálható képződési környezetet sikerült megfigyelni, melyek a legkiemeltebb helyzetű hátsági környezettől a medencebelsőig folyamatos sorozatot alkotnak (*6. ábra*). A fáciesek egymásutániságát a magaslat peremétől, a regionális és lokális törmelékforrásoktól való távolság, a lejtő meredeksége és a helyi morfológia szabta meg, de a fácieskép kialakításában alapvető szerepe volt a liász kezdetén aktívvá váló szerkezeti vonalaknak. A szinszediment tektonikai folyamatok az erőteljes üledékáthalmozódást elősegítő, instabil körülményeket biztosíthattak.

A két modell szélső fáciesei megegyeznek, a *hátság tető* és a *medencebelső* környezet hasonló módon jelenik meg a Bakonyban és a Gerecsében. Nincs különbség a *medence peremén* kifejlődött crinoideás mészkövek jelenlétében sem.

A szélesen elterülő lejtőn belül lehetőségem volt tovább finomítani a fáciesbeosztást, a magaslat lejtőjén és közvetlen előterében felhalmozódó képződményeket három típusba soroltam. *Medenceperemi* környezetben elkülönítettem egy kifejlődési típust, melyet vékony crinoideás mészkő rétegek és lencsék jellemeznek. Itt már többnyire medence jellegű rétegsorban jelennek meg a crinoideás közbetelepülések, de ezek aránya a hátság valószínű közelsége ellenére alacsony, mivel az átülepített üledékanyag túlnyomó része a medence belseje felé továbbáramolhatott.

A Bakonyban felismert pliensbachi fáciesek (VÖRÖS 1986) közül a medence belsejében jellemző kovaszivacstűs, tűzköves mészkő (Isztiméri Mészkő F.) a Gerecsében nem mutatható ki.

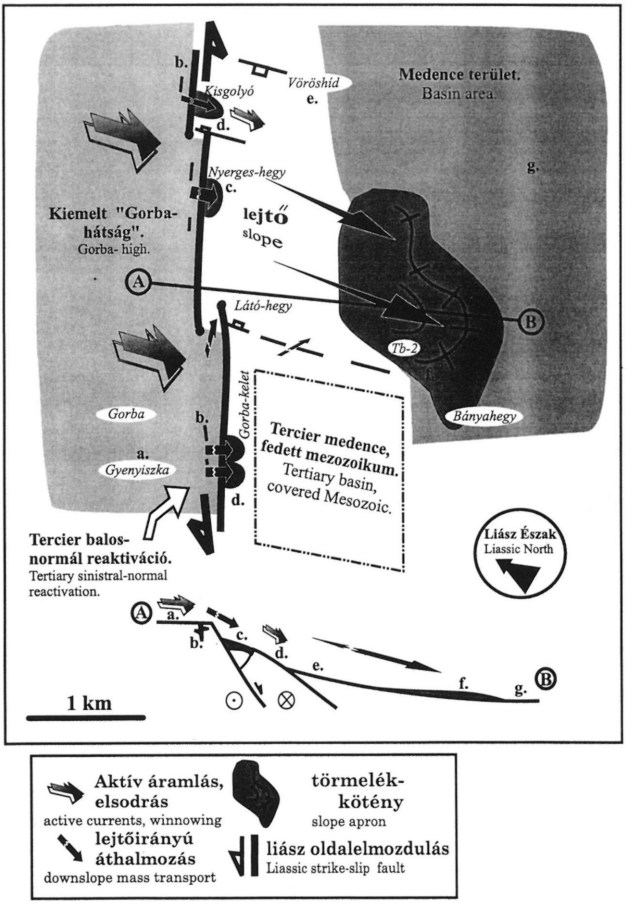
A Gerecse területén a következő fácieseket és üledékképződési környezeteket azonosítottam – VÖRÖS (1986) nevezéktanának segítségével:

a/ **Vörös, tömött, mangánoxidos mészkő** a tengeralatti *magaslat tetejének* kifejlődése (Gorba).

b/ A *hátság szegélyén*, a peremmel párhuzamosan futó, széles, **hierlatz típusú mészkővel** kitöltött *üledékes telérek* (Gorba kelet; Nagy-Teke-hegy).

c/ A lejtő oldalában vagy lábánál, *vető, letörés (scarp) előterében* felhalmozódott **hierlatz típusú mészkő** (Nyerges-hegy. Látó-hegy).

d/ **Crinoideás, brachiopodás mészkövek** a *lejtő teraszos részein*, vékonyhierlatz típusú mészkő közbetelepülésekkel (Kisgolyó és Gorba kelet).



6. ábra. A Malom-völgy környezetének liász tektono-szediment rekonstrukciója

Fig. 6. Liassic tectono-sedimentary reconstruction of the Malom-valley and its surroundings

e/ **Vékony crinoideás rétegek**kel tarkított *medenceperemi* rétegsorok (Vörös-híd).

f/ *Medenceperemi* **crinoideás mészkövek** (Tb.-2., (Bánya-hegy).

g/ **Vörös, gumós, ammoniteses mészkövek** a *medence belsejében* (Nagy-Pisznice; Kis-Gerecse).

Üledékes telérek

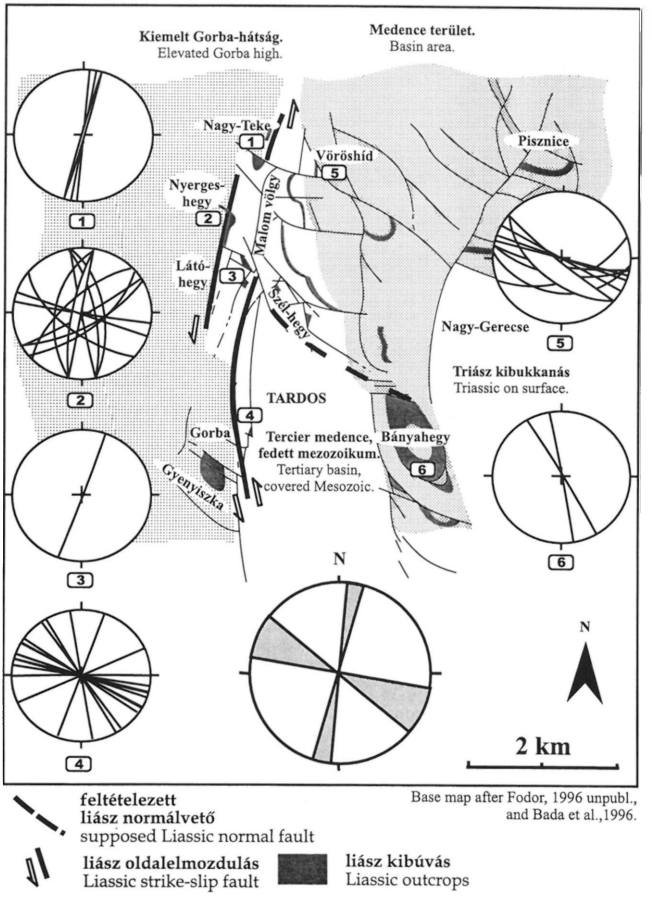
A nyugati Gerecse liász és felső-triász mészköveit számtalan, liász üledékkel kitöltött üledékes telér (neptunian dyke) metszi. A hasadékokat kialakító tényező az esetek egy részében a tektonikusan kibillent blokkok lejtőjén a gravitáció hatására megindult csúszás (v.ö. WINTERER et al. 1991), gyakran azonban tisztán tenziós tektonikai hatás (v.ö. MONTENAT et al. 1991; LEHNER 1991) lehetett. A létrejött hasadékok a kitöltő üledék vizsgálatával korolhatóak, hiszen különösen a szélesebb telérek gyakorta gazdag faunát tartalmaznak. A vizsgált telérek legtöbbje felső-szinemuri vagy doméri (felső-pliensbachi) korú.

A szinszediment tenziós hasadékok, üledékes telérek nemcsak a hasadékok képződését kiváltó szerkezeti mozgások korolásához szolgálhatnak adalékkal, hanem a helyi tenzió irányára is utalnak. Mivel ezek a hasadékok a helyi kompresszió irányában, a potenciális normálvetőkkel párhuzamosan nyílnak meg (MONTENAT et al. 1991), segítségükkel a felismert tektonikai vonalak értelmezhetőek (FODOR et al. 1994).

A területen két eltérő irányultságú telérgeneráció található (*7. ábra*). A legjelentősebb és legszélesebb telérek iránya általában közel észak–déli. Ilyen irányú hasadékok fordulnak elő a Gorba keleti oldalában (170–350°), a Látó-hegyen (20–200°), a Nyerges-hegyen (20–200°) és a Nagy-Tekén (10–190°). Ez az irány megegyezik a fácieszónák nagyléptékű (észak–déli) csapásával, párhuzamos a magaslat tektonikusan aktív peremével és így egybevág az előzetes várakozásokkal is (v.ö. MONTENAT et al. 1991).

A másik generációt kisebb de számosabb szerkezetű, főként a Gorba és Vörös-híd telérjei és szinszediment vetői alkotják, melyek többnyire K–Ny és ÉNy–DK-i csapásúak, a Vörös-híd esetén jól azonosítható délies dőléssel. Ezt a NyÉNy–KDK-i irányt, mely a tágabb környezetben a tatai Kálvária-domb liász telérjeinek is fő iránya (BADA, FODOR szóbeli közl. és saját mérések), fogadtuk el mint a területre jellemző liász normálvetők potenciális irányát (BADA et al. 1996). A tenzió erre merőleges, tehát ÉÉK–DDNy-i irányú lehetett, ezzel együtt az É–D-i vetőzóna balos eltolódásként értelmezhető. Jelen esetben az oldalelmozdulási zóna normálvetőkkel bezárt szöge lényegesen nagyobb, mint az elméleti érték (35°), de ez a "pontatlanság" értelmezhető, ha a területen kialakult vetőrendszert egy óceáni hátság-transzform rendszer rift-távoli, peremi vetületének tekintjük, ahol a hátsággal párhuzamos normálvetők és a transzform által bezárt szög közel 90° is lehet.

Ehhez hasonló, közel merőleges liász telérrendszert LEHNER (1992) észlelt a Déli-Alpokban, ahol a kialakult vetőgeometriát jobbos oldalelmozduláshoz kapcsolódó en-echelon rendszerrel azonosította.



7. ábra. Liász üledékes telérek és szinszediment vetők sztereografikus projekciói és a ma észlelhető vetőgeometria térképi vetülete

Fig. 7. Stereographic projections of the Liassic neptunian dykes and synsedimentary faults, and map view of the observed fault-geometry

A Gerecsében előforduló szerkezeteket egy balos oldalelmozdulási zóna felett kialakuló vetőmintázatként értelmeztük, ahol a transzform és normálvetők irányai egymással jelentős szöget zártak be. A modell szerint a nyugat-gerecsei hátság ma közel észak–déli (10–190°) irányú keleti pereme egy liász kori balos oldalelmozdulás mentén jött létre, ahol a vető csapásában kialakuló lejtőt erre az irányra közel merőleges (NyÉNy–KDK) normálvetők tagolták.

A gerecsei hátságperem valószínűsített oldalelmozdulásos jellegének tudható be az, hogy itt a Bakonyban észleltneknél lankásabb aljzatmorfológia alakulhatott ki. A szélesen elterülő lejtőfáciesek mellett erre utal a durva megabreccsák hiánya és az is, hogy a lejtőn áthalmozódó törmelék szinte kizárólag jura üledékből áll, áthalmozott triász kőzetanyag csak kis mennyiségben, a vető közvetlen környezetében fordul elő.

Paleogeográfia

A vizsgált képződmények a kora- és középső-liász események tanúi. Ez volt a Nyugati-Tethys kinyílásának időszaka, területünkön ekkor ment végbe az a platform feldarabolódást követő süllyedés, mely megteremtette a jura során jellemző pelágikus üledékképződés feltételeit (BERNOULLI & JENKYNS 1974). Ennek az óceáni aljzatú területektől távoli, peremi területnek az üledékes és szerkezetfejlődése szorosan összefügg a Déli- és Keleti-Alpok típusterületeivel, köztes paleogeográfiai helyzetéből következően mindkét klasszikus területtel rokonítható. Rokon vonásokat fedezhetünk fel a Dunántúli-középhegység jura kifejlődései és a Keleti-, de főként a Déli-Alpok képződményei között. A Déli-Alpok felé mutató paleogeográfiai kapcsolatok jól ismertek (D'ARGENIO et al. 1980; GALÁCZ et al. 1985; KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; KÁZMÉR 1987). A Déli-Alpok platformok és medencék sorozataival jellemzett mezozoos kontinensperemének (WINTERER & BOSELLINI 1981; BERNOULLI et al. 1990; BERTOTTI et al. 1993) északi irányú folytatását a Dunántúli-középhegység területén nyomozhatjuk, a Bakony és a Gerecse is a Trento-platóval hozható közeli ősföldrajzi kapcsolatba (CRONAN et al. 1991; VÖRÖS & GALÁCZ 1995 szóbeli közl.). Habár a Déli-Alpok területén is ismert a Gerecsében észleltekkel közel megegyező liász vetőgeometria (CASTELLARIN & PICOTTI 1990; LEHNER 1992), a gerecsei hátság peremhez kapcsolódó, a hegység területén belül domináns balos oldalelmozdulás a Keleti-Alpokból ismert, kelet–nyugati irányú mezozoos transzformvetőkkel balos transzformok mentén létrejött jura medencékkel (WEISSERT & BERNOULLI 1985; WÄCHTER 1987; EBERLI 1988; CHANNELL et al. 1990) mutat szorosabb genetikai rokonságot. E szerkezetföldtani rokonság mellett nagy fokú hasonlóság ismerhető fel a Dunántúli-középhegység és az Északi-Mészkőalpok bizonyos jura kifejlődései között is, e két terület közös és jellemző képződménye például a hierlatz fáciesű mészkő (VÖRÖS 1991; LOBITZER et al. 1994).

Nagyszerkezeti spekulációkhoz felhasználhatjuk azt a megfigyelést is, hogy a Gerecsével közel azonos liász paleomágneses irányultságú Bakony (~10° eltérésű, MÁRTON E. 1981) területén felismert és normálvetős szerkezetnek tartott hátságperemek is megközelítőleg ÉNY–DK irányúak (VÖRÖS 1989), tehát pár-

huzamosak a Gerecsében azonosított normálvetők irányával. Ha a paleomágneses irányok alapján a Déli-Alpokhoz képest a Középhegység mínusz 30 –60°-os elforgását (MÁRTON E. 1981) visszaállítjuk, akkor a bakonyi hátságok (és a gerecsei normálvetők) iránya megfeleltethető a Déli-Alpokban jellemző, jelenleg É–D-i irányú mezozoos platform és medence peremek normálvetőinek irányával (VÖRÖS & GALÁCZ 1995 szóbeli közl. és in press). Ebben az egyöntetűnek tűnő szerkezeti keretben a gerecsei hátságperem egy, a normálvetők irányára nagy szögben hajló (~60–240 csapású) balos oldalelmozdulási zónaként jelentkezik.

Eredmények, következtetések

A Gerecse jura (és ezen belül a jelen dolgozatban elemzett liász) képződményei már nagyléptékű áttekintés alapján is két eltérő kifejlődési területre osztható. Az észak–déli lefutású fácieshatár aktív jura tektonikai vonalhoz kötődik. A törésvonal fölött szélesen elterülő lejtőzóna alakult ki, mely összekötötte a nyugatra fekvő, kiemeltebb helyzetű hátság ("seamount") régiót a keletre eső, nagyobb mélységbe süllyedő hátságközi medencével. A vetőzónában észlelt üledékes telérek és szinszediment vetők irányadataira alapozva a liász medencefejlődést meghatározó vetőt balos oldalelmozdulásként értelmeztük, melyet rá nagy szögben álló normálvetők tagoltak.

A Gerecsében észlelt fácieskép részleteiben eltér a rokon területnek számító Bakony liász kifejlődéseitől, de a bakonyinál szelídebb morfológia összhangban van a Gerecse esetében feltételezett oldalelmozdulás uralta tektonikával. A vizsgált kulcsfeltárásokban a liász lejtőfáciesek egész sora fordult elő, melyekből egy viszonylag lankás, szélesen elterülő, de tektonikusan meghatározott lejtőzóna rekonstruálható (*6. ábra*). Az észlelt és értelmezett, ill. a feltételezett vetőket, valamint a kulcsfeltárások alapján rekonstruált üledékképződési környezeteket és áthalmozódási irányokat térképi formában ábrázoltuk.

Az észlelt fácies és szerkezetfejlődési kép beilleszthető a Déli- és Keleti-Alpok által meghatározott mezozoos fejlődéstörténeti keretbe, a két klasszikus terület között átmeneti helyzetet foglal el. A jura elején megindult tektonikus süllyedés és platformfeldarabolódás, mely a későbbiek során jellemző pelágikus üledékképződés feltételeit teremtette meg, a Nyugati-Tethys (Ligur–Piemonti óceán) kinyílásával párhuzamosan erősödött fel és a Gerecse területén lokálisan egy balos oldalelmozduláshoz kapcsolódott. Ez az oldalelmozdulással jellemzett szerkezetföldtani meghatározottság inkább a mezozoos transzformvetők, balos oldalelmozdulásos vetőzónák mentén kialakult jura medencékkel jellemzett Keleti-Alpokkal mutat szorosabb genetikai rokonságot, miközben a Dunántúli-középhegység paleo- mezozoos fácieszónáinak közvetlen folytatását a Déli-Alpokban találjuk meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm FODOR Lászlónak (ELTE, Alk. és Környezetföldtani Tsz.) a szerkezetföldtani adatok értelmezésében és a tektonikai modell kialakítása során nyújtott segítségét.

Köszönöm MINDSZENTY Andreának (ELTE, Alk. és Környezetföldtani Tsz.) és VÖRÖS Attilának (TTM) hasznos tanácsaikat, segítségüket, biztatásukat.

Köszönöm PANTÓ György és DEMÉNY Attila (MTA, Geokémiai Kutató Laboratórium) hozzájárulását és segítségét a stabilizotópos vizsgálatok elvégzéséhez.

A kézirat korai változatait MINDSZENTY Andrea és FODOR László olvasta.

A terepi vizsgálatok egy részét FODOR László 344/94. számú MKM és Császár Géza T 016785 sz. OTKA pályázata támogatta.

Irodalom – References

BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B., TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. – *Tectonophysics*, **255**, 269–289.

BERNOULLI, D., JENKYNS, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – *In.*: DOTT, R. H., SHAVER, R. H. (eds.) Modern and ancient Geosynclinal sedimentation. – *Soc. econ. Paleont. Miner.* **19**, 129–160.

BERNOULLI, D., BERTOTTI, G., FROITZHEIM, N. 1990: Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine- South Alpine passive continental margin. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 25–38.

BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D., CASTELLARIN, A. 1993: From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. – *Sedimentary Geology*, **86**, 53–76.

BORSOS T., HÁDEN S., JÓSVAI J. 1994: Terepgyakorlati jelentés. Gerecse 1994. – ELTE Ált. és Tört. Földtani Tanszék, Kézirat. (Report on mapping field work. Eötvös Univ., Manuscript, in Hungarian.)

CASTELLARIN, A., PICOTTI, V. 1990: Jurassic tectonic framevork of the eastern border of the Lombardian basin. – *Eclogae geol. Helv.*, **83/3**, 683–700.

CHANNELL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A., SMALTERS, N. P. 1990: Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – *Geology*, **18**, 823–831.

CRONAN, D.S., GALÁCZ, A., MINDSZENTY, A., MOORBY, S.A., POLGÁRI, M. 1991: Tethyan ferromanganese oxide deposits from Jurassic rocks in Hungary. – *Jour. of the Geol. Soc., London.* **148**, 655–668.

CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és a vértes-előtéri kutatás eredményeinek áttekintése. (An overview of the Cretaceous research in the Gerecse Mountains and the Vértes Foreland.) – *Általános Földtani Szemle*, **27**, 133–152.

D'ARGENIO, B., HORVÁTH, F., CHANNEL, J. E. T. 1980: Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. – *In:* AUBOUIN, J., DEBELMAS, J., LATREILLE, M. (eds): Geology of the Alpine chains born of the Tethys. –*Mém. B.R.G.M.*, **115**, 331–351.

DULAI, A. (in press): Early Jurassic brachiopod fauna from the basal layers of the Pisznice Limestone of the Eastern Gerecse (Hungary).

EBERLI, G.P. 1988: The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgau Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* **81/1**, 175–214.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line.) – *Földt. Közl.*, **142/2**, 129–305.

FŐZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földt. Közl.*, **123/4**, 441–464.

FŐZY, I., KÁZMÉR, M., SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts., Hungary. – *Palaeopelagos Spec. Publ.*, **1**, 155–165.

FÜCHTBAUER, H., RICHTER, D.K. 1983: Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. – *Geologische Rundschau*, **72/1**, 53–66.

FÜLÖP, J. 1975: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **16**. 225p.

GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **31/3–4**, 313–328.

GALÁCZ, A., VÖRÖS, A. 1972: A Bakony-hegységi Jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. (Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of the principal lithological phenomena.) – *Földt. Közl.*, **102/2**, 122–135.

GALÁCZ, A., HORVÁTH, F., VÖRÖS, A. 1985: Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): Paleogeographic implications. – *Acta. Geol. Hung.*, **28/1–2**, 85–100.

GÉCZY, B. 1973: The origin of the Jurassic Faunal Provinces and the Mediterranean Plate Tectonics. – *Annales Univ. Sci. Bp. Sect. Geol.*, **16**, 99–114.

GÉCZY, B. 1984: Jelentés. A Vöröshid (Gerecse-hg.) jura ammonitesz faunájáról. – MÁFI Adattár, Kézirat. (Report on the Ammonite fauna of Vöröshíd (Gerecse). Manuscript.) 19 p.

GÉCZY, B. 1986: Jelentés. A nyugat gerecsei alsó-jura ammoniteszekről. – MÁFI Adattár, Kézirat. (Report on the Lower Jurassic Ammonites of the Western Gerecse. Manuscript.) 16 p.

JENKYNS, H.C. 1970: Fossil manganese nodules from the west Sicilian jurassic. – *Ecl. geol. Helv.*, **63/3**, 741–774.

JENKYNS, H.C. 1971: The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. – *Lethaia*, 327–352.

JORDÁN Gy., KOVÁCS R., SZŰCS A. 1992: Terepgyakorlati jelentés. Gerecse 1992. – ELTE Ált. és Tört. Földtani TSz., Kézirat. (Report on mapping field work. Eötvös Univ., Manuscript.) 22 p.

HUBBERT, M.K., WILLIS, D. G. 1975: Mechanics of hydraulic fracturing. –*Trans. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, **210**, 153–166.

KÁZMÉR, M. 1987: Lower jurassic facies zones in the Bakony unit of Hungary. – *Ann. Univ. Sci. Budapest Sect. Geol.*, **27**, 89–100.

KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. – *Acta Geol. Hung.*, **28/1–2**, 71–84.

KERCSMÁR, ZS., LANTOS Z., ÁCS ZS. 1992: Terepgyakorlati jelentés. Gerecse, Tardosi-medence. ELTE Alk. és Környezetföldtani Tanszék, Kézirat (Report on mapping field work. Gerecse, Tardos basin. Eötvös Univ. Manuscript 22 p.)

KINDLE, P. J. 1990: Tektonisch kontrollierte Alterationen und Neubildungen in Prae- und Syn-Rift-Sedimenten der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zuerich. – Neue Folge* Nr. **291**. 178p.

KONDA J. 1982: Jelentés. A Tardosbánya-2. (Tb-2.) fúrásban harántolt jura rétegsor földtani vizsgálatának dokumentációja. – MÁFI Adattár, Kézirat 10 p.(Report on the geological investigation of the Jurassic sequences of the Tardosbánya-2 (Tb-2) well. Manuscript.)

KONDA, J. 1987: Geological key sections of Hungary: Gerecse, Süttő, Vöröshíd quarry. – MÁFI 4 p.

LANTOS Z. 1995: Gerecsei alsó-jura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ősföldrajzzal. – Szakdolgozat. ELTE TTK. (Sedimentological investigation of the Lower Jurassic of the Gerecse. Connections to the Liassic tectonics and paleogeography. Thesis, Eötvös Univ., Manuscript.) 138 p.

LEHNER, B. L. 1991: Neptunian dykes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity? – *Terra Nova*, **3**, 593–602.

LEHNER, B.L. 1992: Die mesozoische Ablagerungsgeschichte des nördlichen Trentino (Südalpen, Norditalien). – *Profil*, **3**, 129 p.

LOBITZER, H., BODROGI, I., FILÁCZ, E., HLADIKOVA, J., KRISTAN-TOLLMANN, E., PIROS, O., RAKUS, M., RONIEWICZ, E., SIBLIK, M., SZABÓ, J., VÖRÖS, A. 1994: Mesozoic of Northern Calcareous Alps of

Salzburg and Salzkammergut area, Austria. – *Shallow Tethys 4, Fourth International Symposium on Shallow Tethys, Albrechtsberg, Austria, 8-11 September 1994. Guidebook*, 12–20.

MAGYARI Á. 1994: Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. (Late Eocene hydraulic rebrecciation in the Southern Buda Mountains, Hungary.) – *Földt. Közl.*, **124/1**, 89–107.

MÁRTON, E. 1981: Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian Region. – *Earth Evolution Sciences* **1981/3–4**, 257–264.

MONTENAT, C., BARRIER, P., D'ESTEVOU, P.O. 1991: Some aspect of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. - *Tectonophysics* **194**, 203–215.

POLGÁRI M. 1993: A Mn geokémiája a feketepala képződés és a diagenetikus folyamatok tükrében. Az úrkúti karbonátos mangánérc képződési modellje. (Manganese geochemistry – reflected by black shale formation and diagenetic processes. Model of formation of the carbonatic manganese ore of Úrkút.) – MÁFI Alkalmi Kiadvány, 211 p.

REZESSY A. 1997: A Pisznicei Mészkő ciklus-sztratigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken. – Szakdolgozat. ELTE TTK. (Cycle-stratigraphic investigation of the Pisznice Limestone in the Gerecse. Thesis, Eötvös Univ., Manuscript.) 96 p.

SCHOLLE, P.O., BEBOUT, D.G., MOORE, C.H. (eds.) 1983: Carbonate Depositional Environments. – *AAPG. Memoir*, **33**, 708p.

VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és ősléntyani viszonyai. (Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse im Nordwestlischen Teil des Gerecse-Gebirges.) – *Földt. Közl.*, **73/4–9**, 301–359.

VIGH G. 1961a: A Gerecse hegység nyugati felének földtani vázlata. – *MÁFI Évk.*, **79/2**, 445–462.

VIGH G. 1961b: A Gerecsei jura üledékek fácies kérdései. – *MÁFI Évk.*, **79/2**, 463–468.

VIGH G. 1969: Magyarázó a Dorogi-medence földtani térképe 10 000-es sorozat, Pusztamarót c. laphoz. – MÁFI, 96 p.

VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. – *MÁFI Évi Jel.* **1925–28**-ról. 87–100.

VÖRÖS A. 1970: Apró Ammonitesek fosszilizálódása Brachiopoda teknőkben. – *Földt. Közl.*, **100/4**, 399–401.

VÖRÖS, A. 1977: Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate tectonic implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **21/1**, 1–16.

VÖRÖS, A. 1986: Brachiopod Paleoecology on a Tethyan Jurassic Seamount (Pliensbachian, Bakony Mountains, Hungary). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **57**, 241–271.

VÖRÖS, A. 1989: Fault-scarp controlled carbonate sedimentation in a Tethyan jurassic seamount area (Bakony, Hungary). – *10th IAESD Regional Meeting on Sedimentology- Budapest.* 250–251.

VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian jurassic facies. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn.*, **I**, 145–154.

VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **100**, 125–145.

VÖRÖS, A., GALÁCZ, A. in press: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia*

WÄCHTER, J. 1987: Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Boch. geol. geotechn. Arb.*, **27**, 239p.

WEISSERT, H.J., BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundsch.*, **74**, 665–679.

WINTERER, E.L., BOSELLINI, A. 1981: Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. – *AAPG Bull.*, **65/3**, 394–421.

WINTERER, E.L., METZLER, C.V., SARTI, M. 1991: Neptunian dykes and associated breccias (southern Alps, Italy and Switzerland: role of gravity sliding in open and closed systems. – *Sedimentology*, **38**, 381–404.

A kézirat beérkezett: 1997. 09. 22.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

1. Liász biomikrit wackestone réteg mangánoxid-gumóval (legfelül), és alatta kifejlődött rétegparallel hasadék változatos, három generációs kitöltéssel. A kitöltés alsó tagja planktonforaminiferás wackestone, a vékony középső tagot pátos cementben úszó apró (ostracoda?) héjtöredékek és aptychus alkotja, a felső rétegtag szürkés vörös biomikrit wackestone, töredékes bioklasztokkal. Gorba. (Go. B. 18. minta, negatív kép) (mérce: 1cm)
Layer parallel neptunian dyke formed below a Liassic biomicrit wackestone bed containing Mn-oxide nodules. The dyke was filled up by three different kind of sediment. The lower part is a wackestone containing planktonic foraminifers, the middle member is composed of tiny bioclast fragments (ostracodes?) and aptychi embedded in sparite cement. The upper part is a greyish red biomicrite wackestone with fragmented bioclast. Gorba. (Sample Go. B. 18. negative print) (Scale bar 1cm)

2. Hierlatz mészkő telérkitöltés a tardosi Gorba keleti oldalából. Felső-szinemuri(?). (Go. 71. minta, negatív kép) (mérce: 1cm)
Neptunian dyke filling Hierlatz Limestone. Gorba east. Upper Sinemurian(?). (Sample Go. 71. negative print) (Scale bar 1cm)

3. Rétegszerű crinoidea (és gastropoda, ammonitesz) dúsulás a Gorba keleti feltárásának liász lejtőüledékében. A frissen lerakódott rétegek összetöredeztek, breccsásodtak, a szemcsék közötti teret mésziszap töltötte ki. Felső-szinemuri. (mérce: 10cm).
Crinoid (gastropod, ammonite) enrichment in the slope sediment of the Gorba east section. The just deposited layers broke up, were brecciated and the gashes were filled up by mud. Upper Sinemurian. (Scale bar 10cm)

4. Több generációs liász rétegparallel üledékes telér a Gorba keleti feltárásából. A telér anyaga túlnyomóan mikrites, helyenként laminált apróbioklasztos és a hasadékot magában foglaló triász rétegek valamint az idősebb telérgenerációk feltépett szemcséit, klasztjait tartalmazza.
Layer parallel Liassic neptunian dyke in the eastern side of Gorba. The dyke was filled up in several phases by micritic, sometimes with laminated, bioclastic mud. It contains clasts of the host Triassic limestone and rip-up clasts of the older infilling generations.

II. tábla – Plate II

5. A Nyerges-hegy keleti oldalában (a fényképen jobbra) vető mentén érintkeznek egymással a meredek falban feltáruló triász mészkőpadok és a fákkal benőtt, enyhébb morfológiájú felszín alatt húzódó jura sorozat.
The Triassic limestone beds (forming steep wall) of the Nyerges-hill are connected to the Liassic series (covered by vegetation, trees) by fault in the eastern (right) side of the hill.

6. Komplex, több lépcsőben kialakult rétegpárhuzamos hasadék a Kisgolyó szelvényéből (12 m). 1.: a hasadék kinyílása; 2.: tengeri kalcit cement képződés (legalább 2 fázisban), mely támasztotta és leszigetelte, lezárta a hasadékot; 3.: újabb tágulás a cementált rész fölött, a cementkéreg összetöredezett; 4.: vékony cement burkolja be az újonnan képződött felszínt; és végül 5.: "durva" bioklasztos üledék tölti ki a hasadékot. A hasadékképződés a szelektíven cementált lejtőüledékben kialakult csuszamlásokhoz kötődhetett. Középső liász. (KG. 4. 17. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm) .
Complex, layer parallel cavity in the Kisgolyó section (12m) formed in multiple (5) steps. 1st: opening of the cavity; 2nd: marine calcite cement (in 2 phases) coats, seals and holds the cavity; 3rd: renewed opening phase above the cemented layer, breaking up the cement seal; 4th: thin cement covers the fresh surface; 5th: the cavity was filled up by "coarse" bioclastic sediment. The formation of the cavity may be connected to slide movements in the selectively cemented slope sediments. Middle Liassic. (Sample KG. 4. 17. negative print) (Scale bar 1cm).

7. Apró, cementált pelagikus kagylóhéjakból felépülő réteg. Ez az anyag általában hasadékkitöltésekben jellemző. Kisgolyó, 2,5 m, középső liász. (KG. 4. 4. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm) .
Bed composed of tiny cemented pelagic bivalves. This kind of rock mostly appears as a dyke filling sediment. Kisgolyó section 2.5m, Middle Liassic. (Sample KG. 4. 4. negative print) (Scale bar 1cm).

8. Vékony, áthalmozott bioklasztos réteg (Kisgolyó 11m) bentosz foraminiferákkal és héjtöredékekkel. A réteg éles határral települ, fedője felé az átmenet folyamatos. A bioklasztos réteg alatt és a fedőben is látható kalcitos erek talán a differenciáltan cementált üledékben kialakult vékony hasadékok lehetnek. Középső liász. (KG. 4. 15. B. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm) .
Thin, redeposited bioclastic layer characterised by benthic foraminifers and shell fragments (Kisgolyó section 11m). The lower contact is sharp, the upward transition is gradual. The calcite veins above and under the bioclastic layer could have been formed in the selectively cemented sediment. Middle Liassic. (Sample KG. 4. 15 B. negative print) (Scale bar 1 cm).

III. tábla – Plate III

9. Vékony, gradált és cementált bioklasztos rétegtagok váltakozásából felépülő Hierlatz mészkő réteg, melyet intraklasztos üledékes telér metsz. Kisgolyó, 8 m, középső-liász. (KG. 4. 14. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm) .
Hierlatz Limestone bed composed of thin graded and cemented bioclastic layers, crosscut by an intraclastic neptunian dyke. Kisgolyó section 8 m, Middle Liassic. (Sample KG. 4. 14. negative print) (Scale bar 1 cm).

10. Intraklasztos crinoideás mészkő a vöröshídi szelvény felső részéből (20,5 m). A nagy mennyiében megjelenő, behordott crinoidea nyéltag mellett a helyi üledék esetenként háttérbe szorul. A dúsan crinoideás betelepülések egy-egy rétegen belül többnyire csak néhány méternyi hosszban követhetőek, a lencseszerű betelepülések oldalirányban felhígulnak, kiékelődnek. Pliensbachi.
Intraclastic Crinoidal limestone in the upper part of the Vöröshíd quarry (20.5 m). The great amount of the transported Crinoid ossicles have sometimes surpressed the local, micritic sedimentation. The lenses of the Crinoidal limestones pinch out in some meters sideward. Pliensbachian.

11. Helyben breccsásodott réteg, ahol a lágy üledékkel borított, már részben litifikálódott kőzetanyagból felszakadt szemcsék közel eredeti helyzetükben maradtak, nem is exhumálódtak, a klasztok közé a fedő bioklasztos mésziszapja szivárgott be. Vöröshíd 20 m, szinemuri. (MÁFI szelvény 18. réteg.) .
In-situ brecciated layer, where the (at least partly) consolidated bed was covered by soft sediments during the brecciation event. The clasts remained close to their original position, and were not exposed to the seafloor. The gashes between the clasts were infilled by the overlying bioclastic sediment. Vöröshíd, 20 m, Sinemurian.

12. Radiaxiális kalcittal bélelt, laminált belső üledékkel kitöltött zsebek. A bizonytalan genetikájú üregeket az aljzatról származó bioklaszttöredékes mésziszap töltötte ki, tehát az üregek a kitöltődés során összeköttetésben álltak a tengerfenékkel. Vöröshíd, felső hettangi(?)–szinemuri. (A nyíl hossza 2 cm.) .

Pockets filled up by laminated internal sediments, and sealed by radiaxial calcite. The origin of the cavity is not clear, but the internal sediment contains bioclastic fragments, so the cavities were probably in direct contact with the seafloor. Vöröshíd, Upper Hettangian(?)–Sinemurian. (The length of the arrow is 2 cm.)

IV. tábla – Plate IV

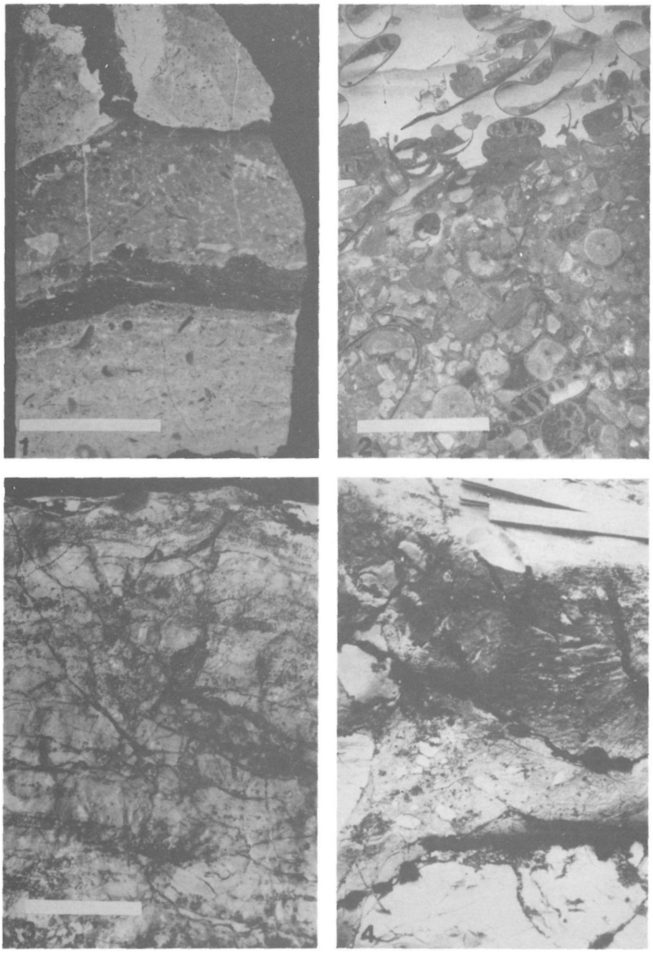
13. 185/45° dőlésű szinszediment vető a Vöröshíd középső-liász szelvényében (a három észlelt szerkezet közül az északi). A maximális elvetés 30 cm, az elvetés mértéke felfelé csökken, majd a szintkülönbséget egy, a levetett oldalon kivastagodó réteg egyenlíti ki. Szinemuri. (Méretarányként ásványvizes palack a jobb alsó sarokban.)
Synsedimentary fault (dipping in N185/45°) in the Vöröshíd quarry. Sinemurian. (Water bottle as scale in the lower right corner.).

14. Meredek rétegdőlésű (45°) crinoideás közbetelepülés a Tb-2. fúrásban (157 m). A szelvény hosszában ennél jelentősen enyhébb dőlés jellemző. Pliensbachi. (mérce: 10 cm).
Highly tilted (45°) Crinoidal bed sets in the basin succession of the Tb-2 well (157m). Pliensbachian. (Scale bar 10 cm).

15. Főként apró brachiopoda félteknőkből felépülő bioklasztos, intraklasztos rétegcsoport a Bányahegy felső fejtési szintjében. A felvételen az éles határral települő, 1,5 m vastag rétegcsoport alsó része. Pliensbachi.
Bioclastic, intraclastic beds contain mostly tiny Brachiopod half-valves. Sample from the lower part of the 1.5 m thick bioclastic bed-set of the Bányahegy section. Pliensbachian.

16. Üledékképződéssel egykorú, felfelé elenyésző szinszediment törés. Bányahegy, alsó fejtési szint, felső-hettangi(?)–szinemuri (?).
Upward fading synsedimentary fault. Bányahegy, lower quarry floor. Upper Hettangian(?)–Sinemurian(?).

I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II

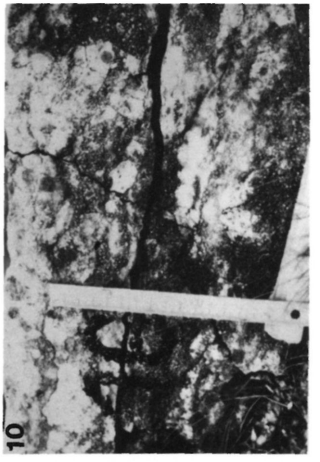
6

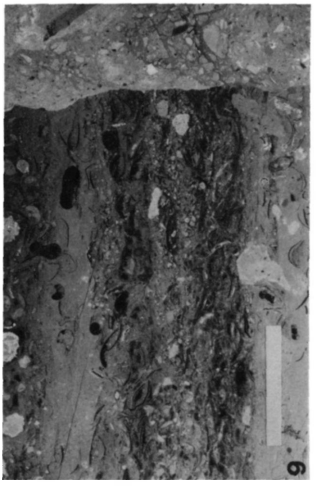
5

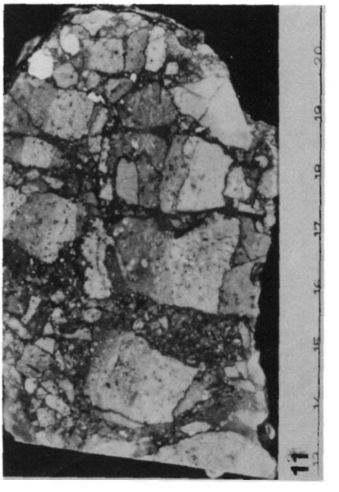
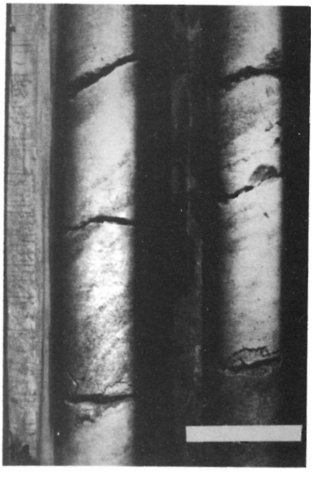
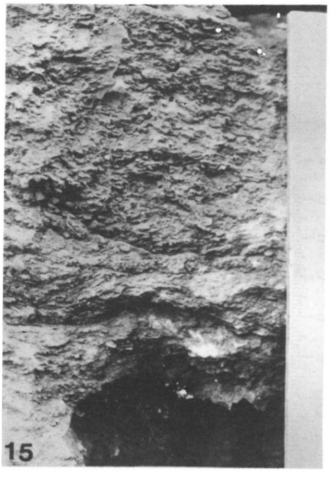
8

7

III. tábla – Plate III







IV. tábla – Plate IV