

Az olaszfalui Eperjes földtani felépítése és fejlődéstörténete

CSÁSZÁR Géza¹, FŐZY István², MIZÁK József³

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem Regionális Földtani Tanszék, 1127 Budapest Pázmány P. sétány 1C

² Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytára, 1083 Budapest Ludovika tér 2–6.

³ Környezetvédelmi és Vízügyi MinisztériumBarlang- és Földtani Osztály, 1025 Budapest Szépvölgyi út 162/b

Geological settings and the history of the Eperjes Hill, Olaszfalu, Bakony Mountains

Abstract

Sedimentology and the structural build-up of the Mesozoic sequence of the Eperjes Hill at Olaszfalu has been interpreted in different ways in the past. The results of our latest research answer some of the questions about geology, sedimentology and geological history of the Eperjes Hill and its adjacent areas. The major findings of the paper are summarized below:

— The study gives new details about the ammonite stratigraphy of the Eperjes Hill. The presence of several new ammonite zones has been proven from the Kimmeridgian and Lower Tithonian, based on abundant and well-preserved fossil remnants.

— The left-lateral strike-slip fault, running in a north–south direction on the middle part of the western slope of the Eperjes Hill separates an incomplete Jurassic sequence of slope facies (starting with the Hettangian Kardosrét Limestone and finishing with the Tithonian Hierlatz type Szentivánhegy Limestone) from a non-Hierlatz-type Upper Jurassic succession consisting of large blocks of Upper Triassic Dachstein Limestone, Lower Jurassic Kardosrét Limestone and Hierlatz Limestone.

— The Middle Jurassic rifting of the Ligurian Ocean can be considered as the root cause of the mega-breccia found to the east of the strike-slip fault, and this is in contrast to other opinions with respect to compression and thrust faulting. Therefore, the breccia is classified as scarp breccia. The phenomenon can be well correlated with the mega crevasses of Csóka Hill at Mór, the Middle Jurassic breccias of the Wildenstein Valley of the Karavanken, and several other breccias of the Southern Alps and other regions of the Mediterranean.

— Although a Middle Jurassic matrix has not been found anywhere on the surface among breccia bodies there are no sedimentary structures in the Upper Jurassic matrix indicates rock fall into unconsolidated mud or on consolidated rocks. The lime mud between the blocks shows characteristics of having been deposited after the formation of the breccia. This is an indication that the poor late Middle Jurassic sediment supply was not sufficient to fill the large gaps between the giant blocks.

— The Lókút Radiolarite of late Middle Jurassic to early Late Jurassic age has been shown to be present on the top of the Eperjes Hill in a borehole, and the extent of the Aptian Tata Limestone has been delineated eastwards. The occurrence of the Lókút Radiolarite in the basement also excludes both the olistostrome-type sedimentation and the breccia formation caused by nappe structure or thrust faulting.

— There is no explanation for the thick and complete deep water Jurassic sedimentation on the Som Hill within the submarine Ámos High. Further study is needed in connection with the Telegdi Roth Line which is considered as a horizontal and at the same time vertical displacement zone. The question also can be raised whether the Ámos Hill was part of the nearby submarine high at all.

— New data, together with some earlier indications, proved that the Late Jurassic somewhat lacunose sedimentation was followed by an ephemeral sedimentation in the Early Cretaceous and this produced a small, coral- and worm colony-bearing lenses as seen on the Eperjes Hill. The sedimentation became more or less continuous only by the end of the Late Aptian, or perhaps at the beginning of the Early Albian.

— The area became land during the Early Albian when the Tata Limestone (possibly together with the underlying, very thin and spotty Jurassic rocks) was completely eroded from the eastern continuation of the Eperjes Hill.

— A global (at least 150 metres) eustatic sea level change which took place in two phases ended the formation of the Urganian carbonate platform during the Late Albian and the sedimentation continued with hemipelagic marl (Pénzeskút Marl Fm).

Keywords: Triassic, Jurassic, Cretaceous, macro- and microfossils, stratigraphy, submarine high, neptunian dikes, scarp breccia, Transdanubian Range

Összefoglalás

A tanulmány az olaszfalui Eperjes és környezete földtani felépítésével, mezozoos fejlődéstörténetével és sajátos üledékképződési jellegeivel kapcsolatban felmerült kérdésekre keresi a választ. Ebben korábbi ismeretek mellett számottevő érvert szolgáltatnak a szerzők legújabb vizsgálati eredményei is.

A munka során kiegészítettük az Eperjes ammonitesz-rétegtani eredményeit. Irodalmi adatok, a terület három alapszelvényének beható vizsgálata és az egész terület alapos bejárása alapján elkészült az Eperjes mezozoos felszínét ábrázoló földtani térkép, és sikerült meghatározni a Tatai Mészkö Formáció keleti irányú elterjedési határát is. A Tatai Mészkö bázisán végzett ásványtani, illetve stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok eredményeinek összegzése során gyakorlatilag kizártuk a meteorikus diagenézis, vagyis a szárazulati esemény lehetőségét. Ezt támasztja alá a kora-kréta efemer üledékképződést jelző korallós „féregtelep” előfordulás is.

Eredményeink alapján az Eperjes nyugati lejtőjén húzódó közel észak-déli irányú, egy valószínűsített oldalelmozdulással megtört balos eltolódási vonaltól keletre eső terület megabreccsája létrejöttének kiváltó okaként a tágabb térségben a középső-jura idején zajló óceánképző folyamatokat jelöltük meg. A breccsát párhuzamosítottuk számos más dunántúli-középhegységi, illetve alpi előfordulással, és egyúttal egyértelműen vetőlábi breccsának minősítettünk. Jóllehet a tömbök közötti teret a vizsgált felszíni minták esetén felső-jura mátrix tölti ki, számos szedimentációs bélyeg utal a breccsa korábbi (középső-jura) keletkezésére. Több más lehetőség mellett a Lókúti Radiolarit Formációnak az Eperjes tetői részén való megjelenése önmagában is kizárja az olisztosztróma jellegű (takaróképződéses eredetű) breccsaképződést.

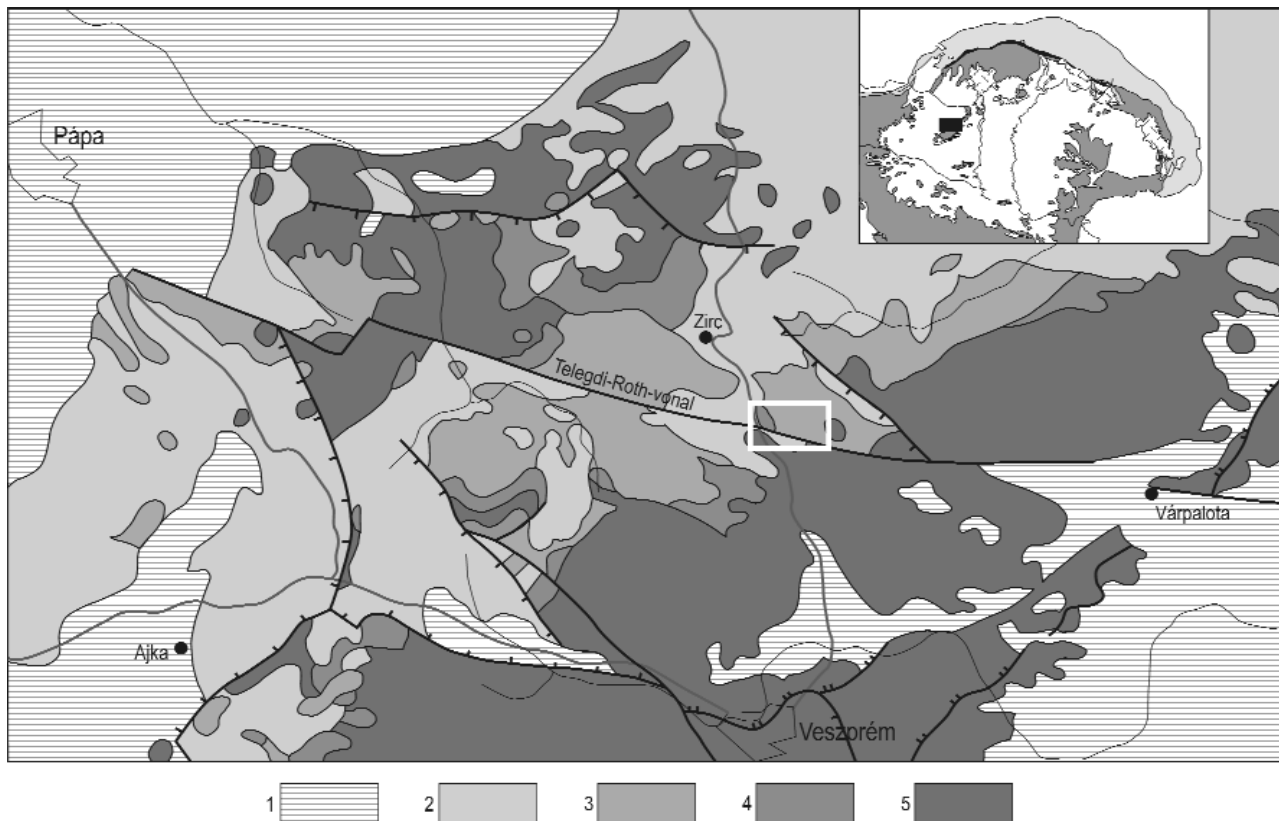
Az olaszfalui Som-hegyen megjelenő vastag medencefáciesű jura képződmények előfordulására nem sikerült magyarázatot találni. Ennek kapcsán felvethető és vizsgálandó a Telegdi Roth-vonal szerepe, de az a kérdés is, hogy az Ámos-hátság névadó hegye részét képezte-e egyáltalán a fent nevezett hátságnak.

Tárgyszavak: triász, jura, kréta, makro- és mikrofoszfiliák, rétegtan, tengeralatti hátság, neptuni telér, vetőlábi breccsa, Dunántúli-középhegység

Bevezetés

A szakirodalomban Eperkés-hegy néven ismert, a helybéliek által azonban mindig is Eperjes (esetleg Eperjes-hegy) névvel illetett Olaszfalu melletti domb Zirc-től délre, a

Veszprémet Győrrel összekötő 82-es főközlekedési út keleti oldalán, földtanilag a dunántúli-középhegységi szinklinális tengelyében, a Zirci-medencét délkeleti irányban lezárva helyezkedik el (1. ábra). A terület a mezozoikum folyamán a Tethys-óceánhoz tartozó tengeröbven, annak egy kiemelt



1. ábra. A kutatási terület tágabb környezetének áttekintő földtani térképe

1 – a neogén és a kapcsolódó kvarter képződmények a felszínen, 2 – paleogén képződmények, 3 – kréta képződmények, 4 – jura képződmények, 5 – triász képződmények

Figure 1 Geologic overview map of the broader surroundings of the study area

1 – Neogene and its overlying Quaternary formations on the surface, 2 – Palaeogene formations, 3 – Cretaceous formations, 4 – Jurassic formations, 5 – Triassic formations

helyzetben lévő hátságperemi részét képezte. Az Eperjes már régóta a földtani kutatások középpontjában áll annak ellenére, hogy — a mészkő kivételével — hasznosítható ásványi nyersanyag nem található itt. A felmerült kérdések tisztázását elősegítendő a vizsgálatokat a Tési Agyagmárga Formációnál idősebb képződmények tekintetében kiterjesztettük keleti irányban a Tunyog-hegyig.

A jellemzően karbonátplatform, illetve hátsági kifejlődésű Eperjesen a legidősebb felszíni képződmény a felső-triász Dachsteini Mészkő Formáció. A késő-triász–„középső-kréta” során kisebb-nagyobb megszakításokkal több ütemben is folyt, változó vízmélységű, jellemzően karbonátos üledékképződés. A terület elsősorban ennek a hézagos rétegsornak köszönheti a geológusok fokozott érdeklődését. Eltekintve a tető közelében és ÉK-i előterében lévő egy-egy kisebb eocén folttól, továbbá a kvarter képződményektől, kainozoos kőzetek kizárólag az Eperjest déli oldalról lezáró, jelentősebb szerkezeti vonaltól (Telegdi Roth-vonal) délre találhatók.

Az Eperjes mezozoos kőzeteit három mesterségesen kialakított szelvény tárja fel, melyek mindegyike alapszelvény. A feltárásokat a KNAUER házaspár áldozatos munkájának köszönhetően ma egy komplex természetvédelmi tanösvény köti össze, lehetőséget adva az itt élők és az erre kirándulók földtani, természeti ismereteinek bővítésére.

A szakembereknek a terület iránti érdeklődését legfőként az a körülmény tartotta fenn, hogy sajátos kifejlődése a közelmúltig eltérő értelmezésekre nyújtott lehetőséget mind szedimentációs, mind szerkezeti szempontból. Ezen belül a legnagyobb különbség abban mutatkozott meg, hogy a terület a jura és a kora-kréta idején folyamatosan tengerrel borított volt-e, vagy időnként szárazra is került? Jelen tanulmányban elsősorban erre a kérdésre kívánunk választ adni a két évtizede végzett, de csak részlegesen publikált vizsgálatok, valamint az utóbbi hat év kutatásai alapján.

Kutatástörténeti áttekintés

A múlt század első felének nagynevű kutatói közül a területet számosan említik, esetenként elemzik munkáikban (TAEGER 1909, WEIN 1934, IFJ. NOSZKY 1934, TELEGGI ROTH 1934). Az Eperjes a geológusok érdeklődésének középpontjába azonban csak a 20. század második felében került. A képződmények első földtani térképi ábrázolása IFJ. NOSZKY et al. (1957) nevéhez fűződik, majd KNAUER & VÉGH (1969a, 1969b) a Bakony részletes földtani felvétele keretében pontosította a képződmények tagolását és elterjedését. Az Eperjes első részletes feldolgozását — IFJ. NOSZKY (1959) leírását is alapul véve — FÜLÖP végezte az 1960-as években létesített mesterséges feltárások vizsgálata során. Ekkor elsősorban az idősebb képződményekre diszkordánsan települő apti crinoideás mészkő (Tatai Mészkő) kőzettani, őslénytani és mikrofácies-vizsgálatával foglalkozott, de elkészítette a szűkebb terület részletes földtani térképét is (FÜLÖP 1964b). Röviden azonban már ekkor említette, hogy az üledékhányok szárazulattá válás

miatt 3 szintben: a „dachsteini típusú liász mészkő” (ma Kardosréti Mészkő Formáció), a crinoideás-brachiopodás mészkő (ma Hierlatzi Mészkő Formáció), valamint a malm képződmények lerakódása után jöttek létre. A jelenséget „rögös feldarabolódással”, szigetközi jelleggel magyarázta. TELEGGI ROTH munkájára (1934) hivatkozva a lehetséges okok között az utólagos oldalirányú elmozdulást is megemlítette. Kutatásait az idősebb képződmények szöveti és mikrofácies-viszonyaira vonatkozóan KONDA (1970) egészítette ki. FÜLÖP (1971) szelvényén a Kardosréti Mészkő helyett már csak Dachsteini Mészkövet szerepeltet.

Az olaszfalui Eperjes az egymás mellett elhelyezkedő, jól feltárt és könnyen megközelíthető alapszelvényeinek köszönhetően több szakmai konferencia szervezőit sarkallta a terület bemutatására, megismertetésére. Ennek köszönhetően számos kirándulásvezetőben és más kiadványban is található részletes leírást vagy értékelést a területről, vagy egyedi feltárásokról (IFJ. NOSZKY et al. 1957; IFJ. NOSZKY 1959; FÜLÖP 1964a, 1971; KONDA 1970; GALÁZ & VÖRÖS 1972; CSÁSZÁR & HAAS 1984; CSÁSZÁR 1986; GALÁZ & VÖRÖS 1988; GALÁZ 1989a, b; CSÁSZÁR & HAAS 1989; VÖRÖS & GALÁZ 1992; CSÁSZÁR & FÓZY 1994; VÖRÖS & GALÁZ 1998; CSÁSZÁR et al. 2002). Ezekben a munkákban a legfontosabb különbség a jura üledékhézag megítélésében volt. FÜLÖP (1964a, b, 1971) a jura tenger elterjedését a jura képződményeknek a maihoz hasonló keretek között, mészkő és dolomit partokkal határoltan képezte el. CSÁSZÁR (in: CSÁSZÁR & HAAS 1984) megerősíti az üledékhézagos jellegét, anélkül, hogy minősítené azt. Az Eperjes albai képződményeinek (Tési Agyagmárga Formáció és Zirci Mészkő Formáció) részletes rétegtani, szedimentológiai és ősföldrajzi viszonyairól CSÁSZÁR (1986) és CSÁSZÁR et al. (2002) adott áttekintést. A terület jura ősföldrajzi viszonyaira vonatkozó szóbeli viták hatására az 1980-as években került sor az Eperjes jura képződményeinek mikrofácies és szedimentológiai vizsgálatára (CSÁSZÁR et al. 1988; CSÁSZÁR (1988a, b, c). Ezekben egyebek mellett berriasi korszakbeli kis mértékű extenziós mozgásokat jelző függőleges és rétegzéssel párhuzamos hasadékkitöltésről számolt be. Ekkor a felső-jura képződmények fekéjében ugyan „felismerhetetlen helyzetű” Dachsteini Mészkő tömbökről esett szó (CSÁSZÁR 1988b), mégis ezek erősen karsztosodott jellegére való utalás szárazra kerülést sugallt, mint ahogy a kirándulásvezető azon megállapítása is, hogy a Szentivánhegyi Mészkő Formáció a Kardosréti Mészkő és a Hierlatzi Mészkő foszlányaira települ (CSÁSZÁR 1988a). CSÁSZÁR et al. (2002) a Kardosréti Mészkővel kapcsolatban nagyméretű tömbök halmazáról beszél. A Hierlatzi Mészkőnek a Kardosréti Mészkőben hasadékkitöltésként való előfordulására vonatkozó megfigyelés a breccsaképződés idejének meghatározása szempontjából fontos. A cikk — GALÁZ & VÖRÖS (1972) a jura egészére érvényesnek tekintett megállapításait megerősítve — a felső-tithon–alsó-berriasi Szentivánhegyi Mészkőben belüli, valamint a Tatai Mészkőig terjedő üledékhányokat az időnként felerősödő tengeráramlatok elsodró hatásával magyarázta. SOMODY (1989) az Eperjes Tatai Mészkőjében lévő brachiopodák

vizsgálata során megállapította, hogy a Szentivánhegyi Mészkö hasadékat kitöltő vörösbarna márgában a Tatai Mészkö brachiopodáinál idősebb, kora-apti alakok találhatóak.

A dunántúli-középhegységi jurának a mediterrán régióéval lényegében megegyező üledékképződési modelljét — KONDA (1970) szinszediment breccsa modelljének felhasználásával — GALÁ CZ & VÖRÖS (1972) alkotta meg. Ennek lényege a platform feldarabolódása, medencékre és tengeralatti hátságokra különülése, ezekhez idomuló alapvető fáciesövek (köztük szinszediment breccsa öv) létrejötte és fejlődési etapok meghatározása. Extenziós okokra visszavezethető feldarabolódásnak (a szerkezetek reaktiválódásának) három szintjét (liász, bajoci és kimmeridgei) nevezték meg. Ezek sorában csak a késő-jurában jeleznek általános aljzatemelkedést. A jurán belüli durvatörmelékekre elsőként GALÁ CZ (1988) használta a „scarp breccia” kifejezést tanulmányának absztraktjában, valamint az összefoglalásban, ahol általánosságban állapította meg, hogy a bajoci során neptuni telérek és „scarp breccia” képződése, valamint a hátságok peremi részének süllyedése zajlott. Ebben az értelmező, értékelő jellegű munkájában az Eperjessel kapcsolatban szelvényrajz és más konkrétumok említése nélkül megállapította, hogy a felső-jura pelágikus mészkőben fluxoturbidit és átülepítései eredetű közbetelepülések vannak, amelyek — értelmezése szerint — a széttagolódott aljzat következtében intenzívebbé vált helyi áramlatok hatására jöttek létre. A fenti megállapítással szemben az összefoglaló ábrában törmelékfolyást (debris flow) jelölt. A jura elejei platform feldarabolódását, illetve továbbdarabolódását 4 fázisra tagolta, melyek között két jelentősebb breccsásodási szakaszt (bajoci és kimmeridgei–tithon) nevezett meg. A rövid leírásból nem teljesen világos, hogy a felsorolt különböző üledékképződési módok közül melyiket tekinti a breccsaképződés módjának. (A tanulmányban a továbbiakban — elfogadva PALOTAI Márton javaslatát — a „scarp breccia” kifejezés helyett a vetőlábi breccsa megjelölést használjuk.) Egy évvel később GALÁ CZ (1989a) a kirándulásvezető jura részének bevezetőjében szolt arról, hogy a Periadriai régióhoz kapcsolódó dunántúli-középhegységi triász–kora-liász karbonátplatform blokkosan feldarabolódott, ahol az általa seamountnak nevezett blokkok peremén vetőkhöz kapcsolódó „scarp breccia” jött létre, de az eperjesi feltárára itt nem történt utalás. GALÁ CZ (1989b) az eperjesi triász és liász blokkokat szinszediment breccsának minősítette, megemlítve, hogy a blokkok némelyikén bioeróziós nyomok látszanak.

Az eperjesi első (tithon) ammoniteszeket is tartalmazó rövid faunalista Weintől származik (WEIN 1934). Az első kimmeridgei (és oxfordi?) ammoniteszeket, VIGH G. meghatározásai nyomán, FÜLÖP (1964b) közölte. A területen az 1960-as évek legelején végzett árkolások során, réteg szerint gyűjtött gazdag cephalopoda anyag sokáig feldolgozatlan maradt. FÖZY a mesterségesen létesített szelvényekben kisebb, ellenőrző gyűjtést végzett, s a korábban gyűjtött cephalopoda anyagot is értékelve kéziratban jelentésben

foglalta össze az Eperjes ammonitesz-rétegtani eredményeit (FÖZY 1991). MANNI et al. (1992) a Hosszú-árok nyugati végén feltárt oxfordi–tithon rétegsor crinoidea faunájából 12 taxont írt le, köztük egy új fajt (*Grammarocrinites bakonicus*) is. VICZIÁN (1995) az Eperjes jura képződményei agyagásvány-tartalmának vizsgálata alapján nem talált szárazföldi eredetre utaló agyagásványt. SZIVES (2001) Tatai Mészkö Formációval foglalkozó doktori értekezésében az eperjesi ammonitesz fauna vizsgálata alapján nem zárta ki a képződménynek az albai emeletbe történő áthúzódását sem.

A tágabb térség szerkezetföldtani felépítése tárgykorrel, benne az Eperjes környezetével foglalkozók köréből TELEGDI ROTH (1934), MÉSZÁROS (1983) és SASVÁRI (2003) neve érdemel kiemelés. A Telegdi Roth-vonal környezetének eddigi legrészletesebb elemzése SASVÁRI nevéhez fűződik, aki négy biztos és két valószínűsített szerkezetalakulási fázist igazolt, melyek között a legidősebb az északkelet–déli nyugati térrövidüléssel járó késő–kréta korú, míg a jobbos eltolódással járó mozgást a késő–eocénre datálja. Az Eperjes területén, de pontosabban meg nem jelölt helyeken mért 39 szerkezeti adat közül 19-hez rendelt szerkezeti jelleget. Ezek többségét oldaleltolódásnak, hármat biztos, egyet valószínű laposszögű feltolódásnak minősített. Az oldaleltolódásokat kettő kivétellel balosnak találta.

A fent ismertetett eltérő szakmai megítélésnek is szerepe volt abban, hogy az Eperjes-hegy természetvédelmi szempontból is értékesnek minősült. Ezt igazolja az a tény is, hogy a terület 2000-ben helyi védeltséget kapott Olaszfalu Község Önkormányzatától, és ugyanebben az évben a Magyarhoni Földtani Társulat szervezésében megtörténhetett a három alapszelvény rendbehozatala a Környezetvédelmi Minisztérium támogatásával. Szintén minisztériumi pályázat segítségével készült el a bányászati tevékenységgel érintett területek — a hegy keleti oldalán a Zirci Mészköben található fejtések, valamint a Tatai Mészköben a Nagy-letakarítás környezetében lévő kisebb-nagyobb fejtések — tájrendezése. Ennek során pihenőhelyeket és tanösvényt alakítottak ki K. GELLAI (2001a, 2001b) tervei alapján.

MIZÁK (2002) diplomamunkájában foglalta össze és egészítette ki az eddigi ismereteket. Az üledékhézag-fel-színének vizsgálata során az eddigiektől eltérő, kora-kréta keletkezésszerű bekérgező jellegű képződményt tárt fel, és a felső-jura fekjében ismert megabreccsa keletkezését az addigi vélekedéseknél korábbi időben (késő-dogger) jelölte meg. CONVERT et al. (2006) paleomágneses mérések eredményeként megerősítette azt a véleményt, hogy a Dachsteini Mészkö és a liász (kizárólag Kardosréti Formációba tartozó) mészkőtömbök a Hosszú-árokban és a Nagy-letakarításban megabreccsaként találhatóak, melyek paleomágneses irányai eltérnek a felső-jura és kréta rétegek irányától. Megállapították továbbá, hogy a kőzettömbök az északi-mészkö-alpokban geodinamikai viszonyokra emlékeztető módon a késő-jura–kora-kréta idején halmozódtak át.

PALOTAI (2005), diplomamunkáját továbbfejlesztve (PALOTAI et al. (2006), szelvénytérkép geoelektromos mérésekkel igazolta a breccsaképződést, késő-jurabeli oliszto-

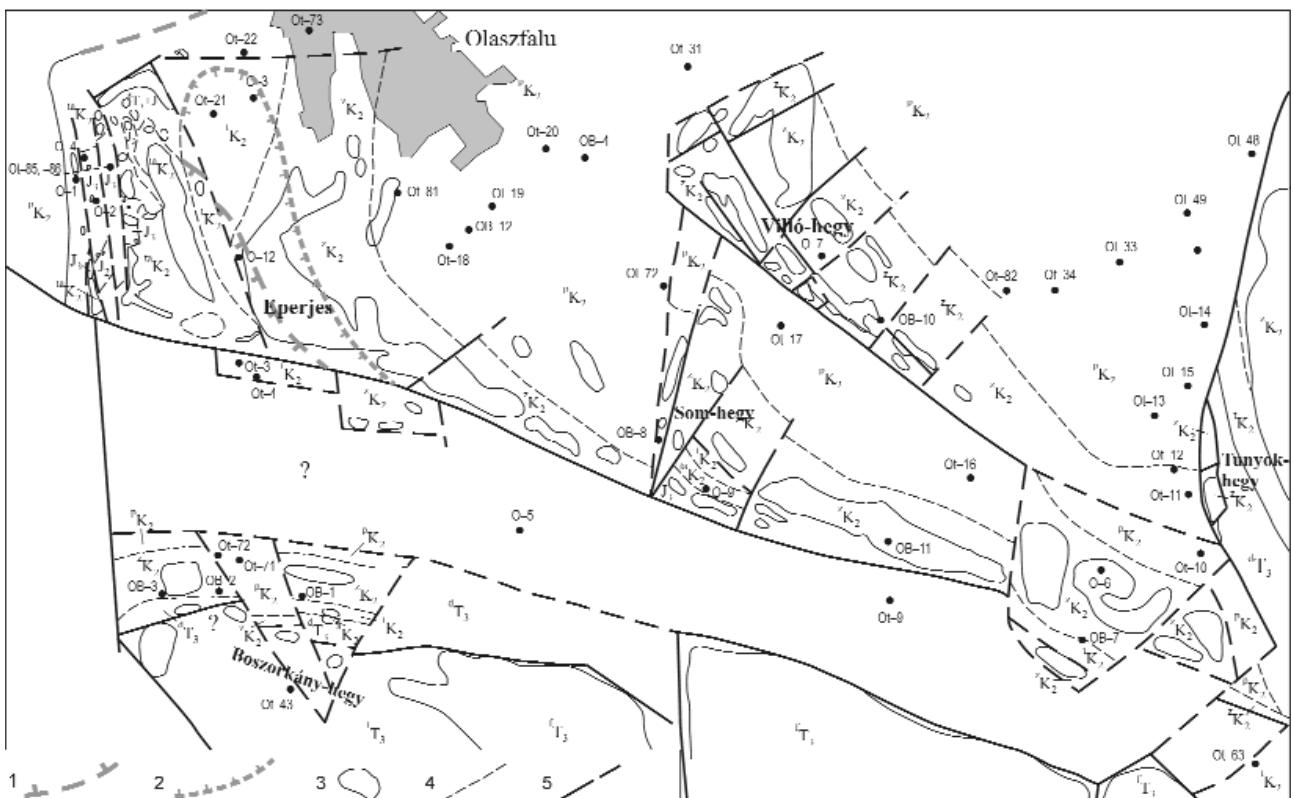
sztrómának minősítve a törmelék felhalmozódási módját. Határozottan állást foglaltak amellett, hogy a breccsaképződés a késő-jurában zajlott le, kijelentve, hogy „a késő-jura üledékképződés az áthalmazás előtt és utána is folyt”. Számbavette a képződési módokat, majd megállapította, hogy „az áthalmazódást kiváltó késő-jura tektonikai esemény inkább feltolódás vagy eltolódás, semmint (korábban feltételezett) vetőfelújulás volt”, ugyanakkor az összefoglalásban a breccsát inkább extenziós tektonika eredményének tekintik

Az Eperjes földtani felépítése

A hátsági helyzetnek megfelelően a lankás, hegynek még magyarországi viszonylatban sem nevezhető dombot változatot, csaknem kizárólag középső- és felső-mezozoos tengeri képződmények építik fel. Közülük a felszínen — tekintélyes üledékhézagokkal tagoltan — a legfelső-triász trias Dachsteini Mészktől a felső-albai Pénzeskúti Márga Formációig terjedő rétegsor egyes elemei jelennek meg.

Az Eperjes sajátos karaktere a Dachsteini Mészktől, illetve részben még a Kardosréti Mészktől által is képviselt karbonátplatformnak a szétesését követően a jura időszak elején alakult ki. Az Eperjes a Tésig terjedő tengeralatti hátsági területnek a nyugati, peremi területét képviseli, ahol egy észak-déli irányú törés két oldalán a jura rendszernek két eltérő kifejlődése jelenik meg. A közel észak-déli irányú, balos horizontális elmozdulást jelező törés (2. és 3. ábra) a Hosszú-árokban a nagyfeszültségű vezetékktől kissé nyugatra jelenik meg.

A területen három alapszelvény értékű feltárás található. Az EH-1 (Hosszú-árok) tárja fel a fent említett észak-déli irányú eltolódási vonalat, amelytől nyugatra a kutató-árokban egy teljesebb rétegsor jelenik meg, míg ettől keletre a hettangi és az oxfordi rétegek között (NAGY in: CSÁSZÁR et al. 1988) csupán a Hierlatzi Mészktől hasadékitöltő foszlányai ismerhetők fel. A Hosszú-árok mellett az eltolódási vonaltól (CSÁSZÁR et al. 2002) nyugatra eső részen létesített Ot-86 jelű fúrásban (3. és 4. ábra) a Lókúti Radiolarittal azonosítható tűzköves mészkő fekszik — a Kardosréti Mészktől visszaható felszínére, illetve üregébe települt 1-2, max. 10 cm

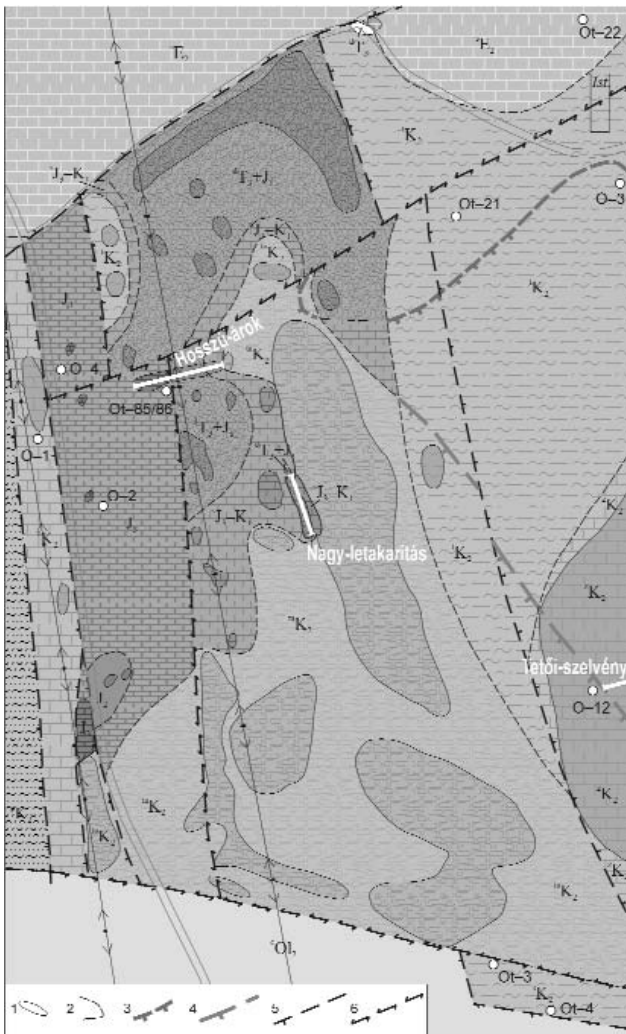


2. ábra. Az olaszfalui Eperjes és a Tünyök-hegy közötti, kainozoos képződményektől mentes földtani térkép az általánosan elfogadott képződmény szimbólumokkal és a fontosabb fúrások jelével (KNAUER & VÉGH 1969b, átdolgozva)

További jelmagyarzat: 'Ol₂ = Csataki F., 'E₂ = Szóc Limestone F., 'K₂ = Pénzeskúti Márga F., 'K₂ = Tés Clay F., 'K₂ = Alsóperei Bauxite F., 'K₂ = Tatai Mészktől F., J₃-K₁ = Felső-jura-alsó-kréta képződmények, J₃ = Felső-jura képződmények, J₂ = Középső-jura képződmények, 'T₃+J₁ Vetőlábi breccsa (Dachsteini Mészktől és alsó-jura képződmények), 'T₃ = Dachsteini Mészktől F., 'T₃ = Földolomit F., 1 — a Tatai Mészktől északkeleti irányú elterjedése a Tési Agyagmárga fedő alatt, 2 — A felső-jura (és legelső kréta) elterjedése a Tatai Mészktől, ill. Tési Agyagmárga fekszikében, 3 — kibúváskontúr, 4 — képződménykontúr fedett területen, 5 — szerkezeti vonal

Figure 2. Geological map without Cenozoic formations between Eperjes and Tünyök Hills, Olaszfalu village (After KNAUER & VÉGH 1969, modified and completed)

Legend: 'Ol₂ = Csataki Fm., 'E₂ = Szóc Limestone Fm., 'K₂ = Pénzeskúti Marl Fm., 'K₂ = Tés Clay Fm., 'K₂ = Alsóperei Bauxite Fm., 'K₂ = Tatai Mészktől F., J₃-K₁ = Upper Jurassic – Lower Cretaceous formations, J₃ Upper Jurassic formations, J₂ Middle Jurassic formations, 'T₃+J₁ Scarp breccia (Dachstein Limestone and Lower Jurassic formations), 'T₃ = Dachstein Limestone Fm., 'T₃ Hauptdolomite, 1 — North-eastern extent of the Tata Limestone below the Tés Clay, 2 — extent of the Upper Jurassic (– Neocomian) formations below the Tata Limestone and Tés Clay respectively, 3 — outcrop contour, 4 — subsurface contour of formations, 5 — tectonic lines



3. ábra. Az Eperjes nyugati lejtőjének földtani térképe

1 — felszíni kibúvás, 2 — a képződmények kvarter alatti kontúrja, 3 — a felső-jura (és legalsó kréta) elterjedése a Tatai Mészko, ill. Tési Agyagmárga fekvésében, 4 — a Tatai Mészko északkeleti irányú elterjedése a Tési Agyagmárga fedő alatt, 5 — vető, 6 — Oldaleltolódás. Képződményszimbólumok: $^{\circ}O_1$ = Csatkai F., $^{\circ}E_2$ = Szőci Mészko F., $^{\circ}K_2$ = Zirci Mészko F., $^{\circ}K_3$ = Tési Agyagmárga F., $^{\circ}K_4$ = Tatai Mészko F., $^{\circ}J_2$ – $^{\circ}K_1$ = Szentivánhegyi Mészko a Breccsa fedőjében, J_1 = Szentivánhegyi Mészko Szelhegyi Tagozata és Pálhálási Mészko F., J_2 = Lókúti Radiolarit F. és Tölgyhát/Eplényi Mészko F., $^{\circ}T_3$ – J_1 = Vetőlábi breccsa (főként Dachsteini Mészko F. és Kardosréti Mészko F.), $^{\circ}T_3$ = Dachsteini Mészko F.

Figure 3. Geological map of the western slope of the Eperjes Hill

1 — surface outcrop, 2 — contour of formations below the Quaternary, 3 — extent of the Upper Jurassic (– Neocomian) formations below the Tata Limestone and Tés Clay respectively, 4 — North-eastern extent of the Tata Limestone below the Tés Clay, 5 — normal fault, 6 — strike slip fault. Symbols: $^{\circ}O_1$ = Csatka Fm, $^{\circ}E_2$ = Szőc Limestone Fm, $^{\circ}K_2$ = Zirc Limestone Fm, $^{\circ}K_3$ = Tés Clay Fm, $^{\circ}K_4$ = Tata Limestone Fm, $^{\circ}J_2$ – $^{\circ}K_1$ = Szentivánhegy Limestone above the scarp breccia, J_1 = Szelhegy Mb of the Szentivánhegy Limestone and Pálhálás Limestone Fm, J_2 = Lókút Radiolarite Fm and Tölgyhát/Eplény Limestone Fm, $^{\circ}T_3$ – J_1 = Scarp breccia (prevalingly Dachstein Limestone and Kardosréti Limestone Fms.), $^{\circ}T_3$ = Dachstein Limestone Fm

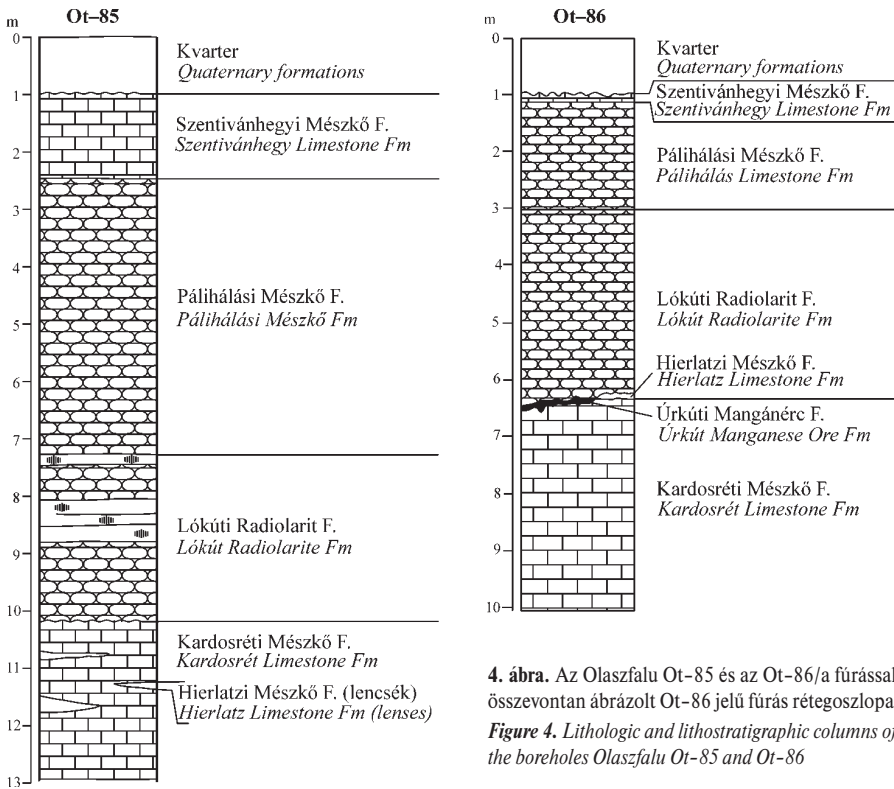
vastag, oxidos szintet (lencsét) az Úrkúti Mangánérc Formációval azonosítottuk. Itt elsődleges kítőlésként helyenként világosvörös mudstone szövetű mészko is felismerhető. Az elsődleges dokumentáció alapján az eltolódási vonaltól távolabb nyugatra, a veszprém–zirci műút mentén telepített két mangánkutató fúrásban (O–1, O–2), valamint a Hosszú-árokotól délre törmelékben a felszínen is megjelenik a középső-jura Tölgyhát és Eplényi Mészko Formációra

emlékeztető képződmény. Pontosabban meg nem jelölhető helyen, de az előzők közelében (a hegy ÉNy-i oldalán, a fenyvesben) mélyült a szűkebb terület legteljesebb jura rétegsorát feltárt O–4 fúrás. Ebben (FÜLÖP kéziratok rajzának ártértékelése alapján) fölül 8 m vastag Szentivánhegyi Mészko, 7 m Pálhálási Mészko, 14 m Lókúti Radiolarit települ. Alatta tektonikusnak ítélt kontaktussal 4 m középső- (vagy alsó-)jura (?) crinoideás mészko és mikrites mészko, majd közel 3 m mangános, vörös, gumós, crinoideás mészko, következik. Az alul breccsás 4 m vastag Pisznicai Mészko alatt 15 m Kardosréti Mészkovet tárt fel a fúrás. Ez azt jelenti, hogy a jelenlegi és egyúttal a paleolejtőn lefelé is egyre teljesebb a jura rétegsor. A nem típusos kifejlődésű Lókúti Radiolaritnak ismeretes a felszínen is néhány erősen meszes változata kissé délebbre, a műút közelében (3. ábra). Ebből fokozatos átmenettel fejlődik ki a Pálhálási Mészko Formáció meszesebb, majd erősen pelites változata, amelyet az EH–1 árok tár fel. A rétegsort a makrofaunában gazdag Szelhegyi Mészko Tagozat zárja.

A Hosszú-árokak az eltolódási vonaltól keletre eső felső felén, az előbbtől alapvetően eltérő kifejlődésű és még hézagosabb mészko anyagú jura rétegsor jelenik meg (4. ábra). Itt a késő-juránál idősebb képződmények (Kardosréti Mészko és a hasadékkitöltésként megjelenő Hierlatzi Mészko) változatos méretű — akár több m-es — tömbjei közötti teret a szelvény nyugati részétől eltérő fációs (mikrites alapanyagú) felső-jura mészko tölti ki. Ezzel egyezik a Nagy-letakarítás (EH–2) területén megismert rétegsor is. Itt ugyan a megabreccsa anyaga főként a Dachsteini Mészko, de az alárendelten fellépő Kardosréti Mészko mellett a Hierlatzi Mészko is megjelenik önálló tömbként (GALÁCZ 1989b, MIZÁK 2002, PALOTAI et al. 2006).

A Hosszú-árokak az ellaposodó tetői részén (ma már visszafedett helyzetben), és a Nagy-letakarítás területén is tekintélyes tengeralatti üledékhézagot követően települ a crinoideás Tatai Mészko, amelynek bázisán helyenként erősen visszaoldott, ritkábban jó megtartási állapotú ammonitesz, brachiopoda, cápa fog, csiga stb. őrződött meg, jelzésként a hosszú ideig fennálló általános elsodrasi, átülepítési folyamatnak. A Tatai Mészko fedőjében a kora-albai szárazulati lepusztulási szakasz után az édes- és elegesvízi, mocsári, tarka színű Tési Agyagmárga (CSÁSZÁR 1997) települ, amely azonban a felszínre sehol sem bukkan, de térképünk tartalmazza a régi feltárást. Jelenlétére csak a dúsabb és vízigényesebb vegetáció (pl. a seprűzanót), valamint a lapos térszín utal. A fedő fehér színű Zirci Mészko sziklái a dombtetőn és a domb keleti lejtőjén láthatók (EH–3 szelvény). A tetőről a lejtőn keleti irányban lefelé, (a rétegsorban továbbra is felfelé) haladva megjelennek a Pénzeskúti Marga Formáció glaukonitos és sárgásszürke mészmárga-rétegei.

A terület összesített elvi rétegoszlópa (5. ábra) a csupán törmeléként előforduló, *Nummulites*-ben gazdag Szőci Mészkovet és a déli lejtőláb közelében megjelenő folyóvízi Csatkai Formációt is jelzi. Emellett a térszíni egyenetlenségekben főként lösz és néhány talajváltozat (köves-sziklás



4. ábra. Az Olaszfalu Ot-85 és az Ot-86/a fúrással összevetően ábrázolt Ot-86 jelű fúrás rétegoszlopa
 Figure 4. Lithologic and lithostratigraphic columns of the boreholes Olaszfalu Ot-85 and Ot-86

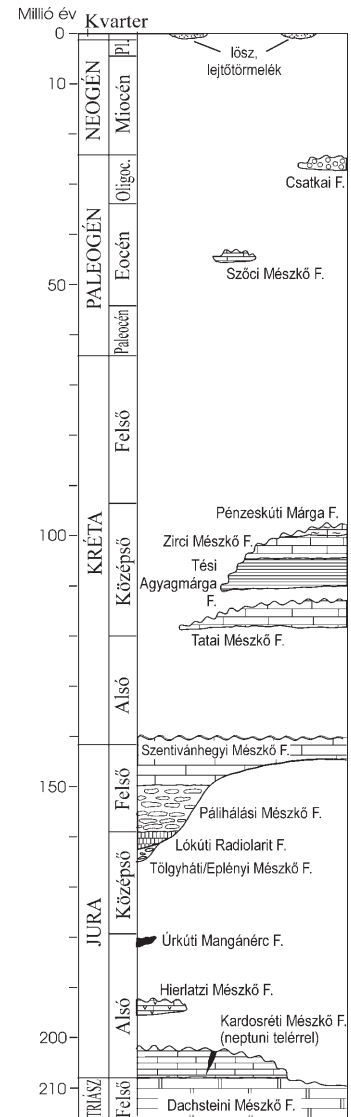
váztalaj, rendzina, agyagbemosódásos barna erdei talaj, lejtőhordalék talaj, antropogén talaj) bújik meg (BARCZI & VONA in: CSÁSZÁR et al. 2002).

Érdemi természetes kőzetkibukkanások csak az Eperjes tetején és déli lejtőjén találhatók, ezért kiemelkedő jelentőségük a bonyolult földtani felépítésű terület megismerésében az alábbiakban részletesen leírt mesterséges feltárásokban tanulmányozható szelvényeknek van.

Hosszú-árok (EH-1)

A 107 m hosszú Hosszú-árok a 82-es útra merőlegesen, a domb nyugati lejtőjén létesült (6. ábra). Az árok alsó harmadában húzódó észak–déli irányú szerkezeti elem mentén — balos eltolódásnak (CSÁSZÁR et al. 2002, SASVÁRI 2003, PALOTAI et al. 2006) köszönhetően — két, eredetileg össze nem tartozó, eltérő kifejlődésű terület képződményei kerültek egymás mellé. A szelvény nyugati részén (6a ábra) jelenleg feltárt legidősebb képződmény a Pálihálási Mészke Formáció (I. tábla 1. fénykép), amely az ároknak a nyugati (alsó) végén, 23 m hosszúságban látható (a radiarit fedőjében). Ez típusos ammonitico rosso fáciesű: vörös, gumós, ammoniteszes, agyagos mészke. A kőzetben nagyon gyakoriak a változatos méretű és alakgazdag crinoidea nyeltagok és kelyhek (MANNI et al. 1992).

A Hosszú-árokban az árok létesítése során végzett gyűjtés és rétegszámolás fölülről lefelé történt. Sajnos, ennek szelvényrajza számunkra ismeretlen, ebből adódóan a gyűjtött fauna pontos származási helye is. Az 1980-as években elvégzett szelvényezés és vékonyecsiszolati mintázás alulról fölfelé történt, ez látható az 6. ábrán. A makrofauna nagyobb mintaszámait tehát a szelvény alsó részét kép-



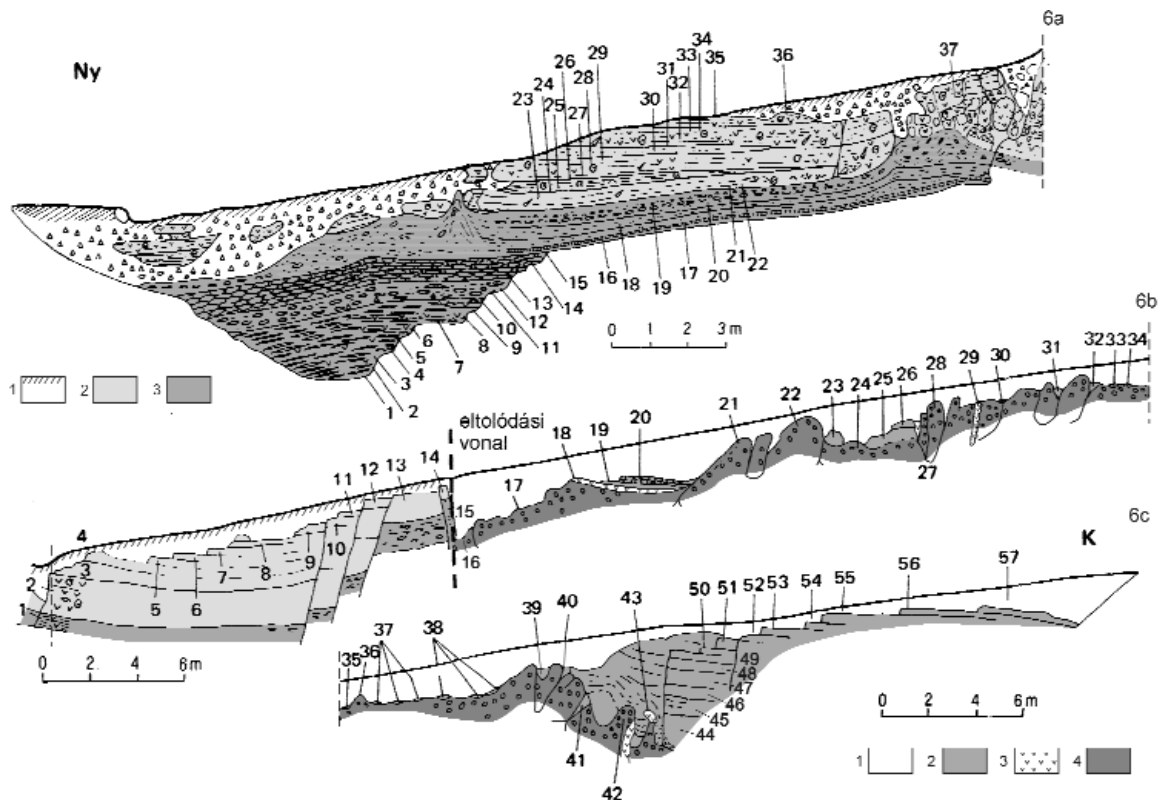
5. ábra. Az Eperjes elvi rétegoszlopa (MIZÁK 2002 alapján)

Figure 5. Principal columnar section of the Eperjes Hill with lithostratigraphic names (after MIZÁK 2002)

These are as follows from the top: Loess and scree, Csatka Fm, Szóc Limestone Fm, Pénzeskút Marl Fm, Zirc Limestone Fm, Tés Clay Fm, Tata Limestone Fm, Szentivánhegy Limestone Fm, Pálihálás Limestone Fm, Lókút Radiolarite Fm, Tölgyhát/Eplény Limestone Fm, Úrkút Manganese Ore Fm, Hierlatz Limestone Fm, Kardosrét Limestone Fm with neptunian dykes, Dachstein Limestone Fm

viselik. A szelvény régi számozású 28. rétegéből több mint 170 cephalopoda maradvány került elő. A viszonylag nagy példányszám ellenére az anyag nehezen értékelhető. Az ammoniteszek kivétel nélkül héjatlanok, rendszerint nagyon rossz megtartásúak, visszaoldottak, töredékesek.

A legmélyebben fekvő makrofaunás rétegek kimmeridgei korúnak bizonyultak. A mikropaleontológiai megfigyelések és a VIGH G. által meghatározott példányok alapján valószínűsített oxfordi kort ammoniteszekkel nem sikerült igazolni. A legelső (28.) rétegből előkerült *Nebroditesek* a



6. ábra. A kutatási célból létesített EH-1 jelű Hosszú-árok földtani metszete a mintavételei helyekkel (CSÁSZÁR 1988a alapján)

Jelmagyarázat a 6a ábra (és a 6b ábrán az eltolódási vonaltól nyugatra) 1 – talaj és lejtőtörmelék, 2 – Szentiványhegyi Mésző F. – Szelhegyi Tagozata, 3 – Pálhálási Mésző F.; 6b ábra (az eltolódási vonaltól keletre) és 6c ábra: 1 – talaj, 2 – Szentiványhegyi Mésző F. – (saccocomás változat), 3 – Hierlatzi Mésző F., 4 – Kardosréti Mésző F.

Figure 6. Geological cross section of the Hosszú-árok (Long Trench EH-1) with sample numbers (After CSÁSZÁR 1988a)

Legend for Figure 6a (and to the west of the strike slip fault in Figure 6b): 1 – soil and scree, 2 – Szelhegy Member of the Szentiványhegy Limestone Fm, 3 – Pálhálás Limestone Fm.; Figure 6b (to the east of the strike slip fault) and Figure 6c: 1 – soil, 2 – Szentiványhegy Limestone Fm (Saccocoma-bearing version), 3 – Hierlatz Limestone Fm, 4 – Kardosrét Limestone Fm.

kimmeridgei középső részének (Strombecki és/vagy Divisium zóna) meglétét bizonyítják.

A 16. réteg gazdag *Pseudowaagenia* cf. *acanthomphalum* (ZITTEL) faunája a kimmeridgei magasabb részét (Cavouri és/vagy Beckeri zóna) jelzi.

A fent említett formákat kísérő fauna (*Sowerbyceras* sp., *Taramelliceris* spp., *Aspidoceras* spp.) szintén jellegzetes kimmeridgei együttesként értékelhető. Leszögezhető tehát, hogy a szelvény alsó, mintegy húsz rétege középső- és késő-kimmeridgei korú. Egyes zónák megléte bizonyítható, ám a zónahatárok megvonása, minthogy számos réteg nem szolgáltatott értékelhető vagy jellegzetes faunát, bizonytalan.

A gyűjtés során törmelékből előkerült *Hybonoticeris* töredék már a fehér színű, hierlatzi jellegű kőzetből származik, ami arra utal, hogy a kimmeridgei-tithon határa a Pálhálási Mésző F. és a hierlatzi típusú Szelhegyi Mésző F. határa környékén (9. réteg) húzható meg. A felső 9 réteg gazdag *Haploceras* faunája (*H. elimatum* (OPPEL) és a *H. carachtheis* (ZEUSCHNER) alakkörbe tartozó formák), az alsó-tithon biztos indikátorának tekinthető.

A törmelékből származó *Hybonoticeris* cf. *hybonotum* (OPPEL) alapján a tithon legalsó (*Hybonotum*) zónája igazolhatónak látszik. A következő (Darwini Zóna) nem dokumentálható a szelvényben. Megjegyzendő, hogy ezen utóbbi szint Dunántúli-középhegységben nehezen mutatható ki.

A Pálhálási Mésző mikrofossziliái sorában a *Globochaete* és a *Saccocoma* (a magyar szakirodalomban gyakran *Lombardiaként* találjuk) a leggyakoribb, helyenként kőzetalkotó mennyiségű. NAGY I. (in: CSÁSZÁR et al. 1988) szerint a *Cadosina* általában ritka (*C. lapidosa* VOGLER, *C. carpathica* BORZA, *C. parvula* NAGY, továbbá átmeneti formák: *C. lapidosa-carpathica* NAGY, *C. fibrata-lapidosa* NAGY) vagy nagyon ritka (*C. fibrata* NAGY, *C. malmica* (BORZA), *C. carpathica-heliosphaera* NAGY), mint ahogy a *Stomiosphaera* (*S. moluccana* WANNER) és a radiolaria is. Mindazonáltal a *Cadosina* kivételesen nagy gyakoriságban is felléphet, mint pl. a *C. lapidosa-carpathica* a 3. és 4. rétegben, vagy a *C. parvula* NAGY a 13. és 14. rétegben. Hasonlóképpen ritka az *Axothrix malmica* NAGY, amely ugyancsak nagyon gyakori a 13. és 14. rétegben. Nagy az általa vizsgált minták közül a legelső (2. minta) az oxfordi emeletbe sorolta. Mészvázú és agglutinált bentosz foraminifera sok mintában jelenik meg, de mindig kis példányszámban, miközben plankton foraminifera csupán egyetlen mintában volt kimutatható (14. réteg). Fontos megemlíteni, hogy a formáció egyik legjellemzőbb ősmaradványaként ismert *Saccocoma* a legelső két mintából nem került elő. Egyetlen korall töredék a 6. minta rétegének vékonycsiszolatában volt felismerhető.

Az eredeti dokumentumok (KNAUER & VÉGH 1969a és a csatlakozó alapadatgyűjtemény) szerint az árok talpán a Ló-

kúti Radiolarittal azonosítható tűzköves, radiolariás mészkő is feltárással került, de a karbantartó munkák során a vastag törmelék nem tudtuk a kívánatos mértékig eltávolítani. A kutatóárok mellett telepített Olaszfalu Ot–85, Ot–86 és Ot–86/a fúrás (4. ábra) a Pálhálási Formáció bázisán feltárta a radiolaritnak a Pálhálási Mészkő felé átmenetet mutató, vörös tűzkőgumót tartalmazó, mészköves kifejlődését is.

A Hosszú-árok szelvényének nyugati részén a Pálhálási Mészkőre a Szentivánhegyi Mészkő hierlatzi fáciesű változata, a Szelvényi Mészkő Tagozat települ (I. tábla 2. fénykép). A képződmény vastagréteges-vékonypados, ősmaradványban gazdag, bázisán világosvörös, crinoidea-törmelék, afanerites megjelenésű. Felfelé a kőzet testszínűbe, majd szürkésfehérbe megy át. A Szelvényi Mészkő keleti irányú elterjedésének a már említett balos eltolódási vonal szab határt. Makrofossziliái között leggyakoribb a crinoidea-töredék, az ammonitesz, a belemnitesz és a brachiopoda. A biodetritusz mennyisége egy-egy rétegen belül változó, de összességében felfelé növekvő tendenciát mutat. A rétegfelületeken helyenként kismérvű elagyagosodás észlelhető. A 12. és 14. minta rétegében ÉNy–DK-i (135°–315°) csapású 0,5–2 cm vastag, fehér vagy rózsaszínű mészkő anyagú hasadékkitöltések figyelhetők meg, amelyek anyaga megegyezik a Szentivánhegyi Mészkő Hosszú-árok keleti felén kibukkanó berriasi rétegeinek anyagával. A Hosszú-árok alsó részén a feltárással tisztázott közben talált brachiopodákat DULAI Alfréd és VÖRÖS Attila *Pygope* cf. *diphyra* (von BUCH), *Pygope janitor* (PICTET), *Monticlarella?* *tetrica* (ZEJSZNER) fajokkal azonosította (MIZÁK 2002).

A hierlatzi jellegű mészkő begyűjtött rétegei közül a felső hat a Semiforme Zónába sorolható. Az index alak ugyan nem került elő, ám a *Haploceras verruciferum* (MENEHINI), a *Pseudolissoceras* sp. és a *Simocoscoceras* sp. együttese alapján a besorolás biztosnak látszik.

A *Simocoscoceras* egy jellegzetes, erősen díszített, kevés lelőhelyről ismert ritka forma. Az eddig előkerült kb. két tucat példány legnagyobb része a lengyelországi klaszszikus rogozniki feltárásból és a gerecei szél-hegyről származik. Mindkét szelvényben egy jellegzetes, az eperjes-hegyi fácieshez hasonló (hierlatzi jellegű) kőzetből kerültek elő a példányok. Bár az ammoniteszek rendszerint rossz fáciesjelzők, mégis úgy tűnik, hogy a *Simocoscoceras*-ok azt a speciális környezetet „kedvelték”, amelyben a hierlatzi jellegű tithon mészkő rakódott le. Számolni kell azonban azzal is, hogy a kicsiny termetű *Simocoscoceras*-ok a gumós ammonitico rosso fáciesű kőzetben talán fel sem ismerhetők, azaz „speciálisnak” tekintett előfordulásuk csak látszólagos.

A Szelvényi Mészkő mikrofosszília tartalma nagyon hasonlít a Pálhálási Mészkőéhez, de *Saccocoma* mennyisége elmarad a Pálhálási Mészkőétől, míg a *Cadosina* mennyisége kissé nagyobb annál, és egy újabb faj [*C. pulla* (BORZA)] is megjelenik. Az árok mélyszakaszának (6a ábra) legfelső két rétegében felszaporodnak a radiolariák és első alkalommal a 37. minta rétegében jelenik meg a *Chitinoidea* sp. is. A radiolariák az árok alsó szakaszának több rétegében mutatnak a fentivel egyező dúsulást (a 6a

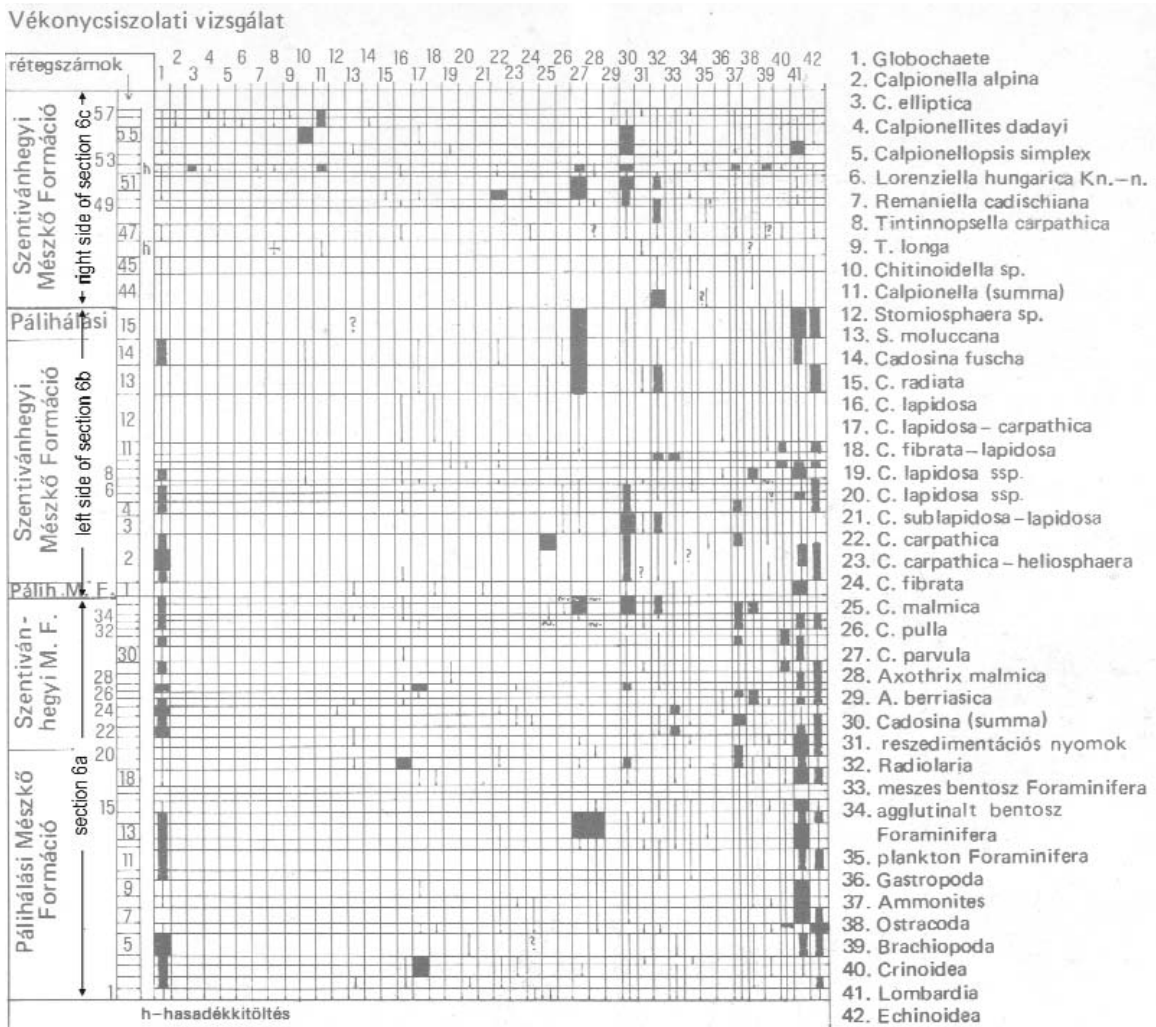
ábra számozása szerinti 3., 10. és 13. minta rétegeiben), miközben a 6b ábra 7–14. minta rétegeiben jelen van a *Chitinoidea* sp. is. GRADSTEIN et al. (2004) alapján ezek a rétegsornak már nem is a Semiforme, hanem a Richter Zónába való tartozására utalnak, ugyanis a *Chitinoidea* első megjelenése a Richter zóna alsó határával esik egybe.

A kutatóárokban az eltolódási vonaltól keletre eső részen (a 6b ábra 17. mintaszámtól kezdődően) a leggyakoribb képződmény a felszínen az egyedi tömböket formáló Kardosréti Mészkő, amely a szelvénynek egyúttal a jura időszakon belüli legidősebb (hettangi korszakbeli) képződménye is. Jellegzetesen fehér, szürkésfehér, esetleg sárgás vagy rózsaszínű árnyalatú színe, helyenként tömegesen megjelenő 4–8 mm átmérőjű onkoidokat tartalmazó és kiálló, rendszertelen helyzetű tömbjei könnyen megkülönböztethetők a szelvény többi kőzetétől (I. tábla 3. fénykép). A Kardosréti Mészkőben szabad szemmel felismerhető a ritka brachiopoda és apró csiga metszet. Mellettük vékonycsiszolatban szórvaosan ostracoda, tengerisün váz-töredék, monaxon szivacsstű, apró csiga és nodosarid bentosz foraminifera, valamint, esetenként „felfűzött” *Globochaete* telepe látható.

A Kardosréti Mészkő tömbjeinek különböző orientációjú hasadékaiban, illetve apró foszlányokban, kivételesen rétegszerűen tűnő településben található a Hierlatzi Mészkő. A Hosszú-árok keleti vége közelében, az árok mélypontján, egy Kardosréti Mészkőből álló tömb tetején sapkaként találjuk a Hierlatzi Mészkövet (I. tábla 4. fénykép). A nem szokványos kifejlődésű (a 49. réteg alatt még *Saccocomat* sem tartalmazó, e fölött *saccocomás*) Szentivánhegyi Mészkő mindkettőt rátelepülő jelleggel öleli körül. A Hierlatzi Mészkő itteni kifejlődése világosvörös, crinoideaiban gazdag, melyhez csupán néhány brachiopoda társul. A mikrofossziliák között leggyakoribb a crinoidea és a tengerisün maradvány, legszembetűnőbbek a bentosz foraminifera: *Involutina liassica* (JONES), nodosarid és trocholinid típusú formák. A Hierlatzi Mészkő kitöltésű hasadékok jelenlegi helyzetükben jobbra ÉK–DNy-i irányúak, és többnyire a függőlegeshez közel álló helyzetűek, de egészen lapos nyugatias dőlésűek is megfigyelhetők.

A szelvény középső szakaszán (6b ábra) — a Kardosréti Mészkő tömbjei között — a 19., 20., 23., 26., 30–33., 38., 41. mintákban üregkitöltő jelleggel, illetve a kutatóárok legkeletebbi 20 m-ében (a 44. mintától kezdve) arra települve található a Szentivánhegyi Mészkő mikrites alapanyagú, a testszínűtől a sötétvörösre változó színű, makrofossziliában viszonylag szegény változata. A szelvény tömböket fedő felső-jura képződményeiből készült vékonycsiszolatok ősmaradvány-eloszlását a 7. ábra szemlélteti. Közülük a 46. és az 52. rétegből származó minta vízszintes hasadékkitöltés, amely a berriasi emeletbe tartozik, csak úgy, mint az 56. és 57. réteg is. A kőzet alapvetően bioklasztos mikrit vagy biomikrit (biomikropát) alapanyagú.

A kutatóárokban az eltolódási vonaltól keletre eső, Kardosréti Mészkő tömbök közötti szakasza többé-kevésbé



7. ábra. A Hosszú-árok folyamatos felső-jura képződményszakaszainak vékonycsiszolatos vizsgálati eredményeit szemléltető diagram a szelvény keleti végétől lefelé a jelölés szerint (CSÁSZÁR 1988a, Calpionella és Cadosina határozás: NAGY I.)

Figure 7. Diagram showing the results of thin section studies of the continuous intervals of the Upper Jurassic formations, as indicated on the previous research trench Hosszú-árok from the eastern end downwards, as indicated (After CSÁSZÁR 1988a, Calpionella and Cadosina by I. NAGY)

egyveretű, ahol a szegényes ősmaradványgyűttesének legjellemzőbb, ugyanakkor változó gyakoriságú elemei: radiolaria, Cadosina és részben Stomiosphaera, echinodermata vázfragmensek, ostracoda, mészvázú bentosz foraminifera (*Lenticulina*, *Spirillina*, *Neotrocholina*) és *Globochaete*. A képződmény ezen szakaszának különlegessége, hogy *Saccocoma* itt csak elvétve fordul elő (20. és 32. mintaszámú réteg) és plankton foraminifera is nagyon ritkán jelenik meg (19–20. és 30. mintaszámú réteg). A breccsa szakasz üregkitöltő mintáinak vizsgálati eredményeit a 7. ábra nem tartalmazza. A 11 üregkitöltő minta közül NAGY I. (in: CSÁSZÁR et al. 1988) a calcisphaerulidae alapján 4 mintát minősített oxfordinak, 1 mintát oxford–alsó-kimmeridgeinek, 6 mintát nem tudott besorolni.

A Szentivánhegyi Mésző legfelső, közel folyamatos rétegsorú szakasza mikrofáciesét tekintve egyveretű, lényegében az előbbieken leírtakkal egyezik, mindazonáltal mikrofosszíliai alapján három részre tagolható, melyeket esetenként az elmosási felületek is kiemelnek. A 44–48. mintaszámú rétegekből hiányzik a *Saccocoma*, vagyis ezek

anyaga megegyezik a tömbök közötti kitöltés anyagával, tehát ezek nagy valószínűséggel az oxfordi emeletbe sorolhatók. A 49–54. mintaszámú rétegekben jelen van a *Saccocoma*, míg TARDINÉ FILÁ CZ E. határozása szerint (in CSÁSZÁR et al. 1988) az 55–57. mintaszámú rétegeket vagy nagy mennyiségű *Chitinoidea* (55. mintaszámú réteg), vagy néhány *Calpionella*-faj (*C. alpina* LOR., *Calpionellites dadayi* KNAUER, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Lorenziella hungarica* (KNAUER et NAGY), *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.), *T. longa* (COLOM) jellemzi. A fejlődéstörténet megítélése szempontjából fontos tényező, hogy a rétegsor 1–2 cm vastag, jól datálható hasadékkitöltéseket tartalmaz. A 46. mintaszámú rétegben *Crassiacollaria* sp. *Calpionella alpina* LOR., míg az 52. mintaszámú rétegben *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CADISH, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.) ismerhető fel, ami az Elliptica zóna jelenlétét igazolja. A bentosz foraminifera tekintetében csupán annyi a változás, hogy itt J. BLAU (szóbeli közlés) egy nagytermetű, egyszorkamrás, új foraminifera fajt ismert fel.

A Calpionellidae-k alapján megállapítható, hogy a Hosszú-árokban mind az alsó, mind a felső szakaszában képviselve van az alsó-tithon felső fele (6b ábra 7–14. mintaszámú rétegei, illetve 6c ábra 55. mintaszámú rétege), miközben a szinte folyamatosnak látszó felső szakasz rétegsora üledékhiányos, illetve üledékmosásos jellegű. E miatt az 55. és 56. mintaszámú réteg közül hiányzik a teljes felső-tithon (az 56–57. mintaszámú réteg berriasi — I. tábla 5. fénykép).

Nagy-letakarítás (EH–2)

A Nagy-letakarítás területén, lényegében a Hosszú-árokban a balos eltolódási vonaltól keletre eső részén megismert képződmények vannak a felszínen, de a Kardosréti Mészki és a Hierlatzi Mészki tömbjei csak az északi vége közelében fordulnak elő, míg a déli részen a Tatai Mészki már túlnyomórészt a Dachsteini Mészki tömbjeire települ. Az itteni felső-jura és kréta képződményeket egy fossziliagyűjtési célból FÜLÖP által létesített kutatóárok tárja fel (8. ábra). Ennek vékonycsiszolatos vizsgálati eredményeit a 9. ábra tárja elénk.

A feltárás északi végén a felső-jura fekvését változatos méretű, alakú és orientációjú tömbök alkotják. A letakarítás középső harmadának déli részén, legalább 10 m-nyi hosszban, a Dachsteini Mészki a Szentivánhegyi Mészkiel megegyezően látszik települni, benne ismeretlen korú, elentétes (meredek nyugatias) dőlésű, egyenlőtlenül laminált, vastag, szürkéslila hasadékkittöltéssel. Ebből a helyzetből kiindulva korábban arra következtettünk, hogy itt már a Dachsteini Mészki is szállban áll (CSÁSZÁR 1988b, CSÁSZÁR et al. 1988). A vastagpados vagy tömeges kifejlődésű, szürkésfehér, esetleg enyhén rózsaszínes mészki itt nagyméretű kagylókat (*Paramegalodus* sp., *Conchodus* sp.), valamint magános korallt és hydrozoát is tartalmaz (KONDA 1970). Sűrű hintésben fordulnak elő bennük a szabad szemmel is felismerhető, *Triasina* nemzetségbe sorolható foraminiferák. A rendszerint ciklusos felépítésű Dachsteini Mészki nek itt a dolomitos, algalemez változata csak ritkán figyelhető meg. A hatalmas tömbben a

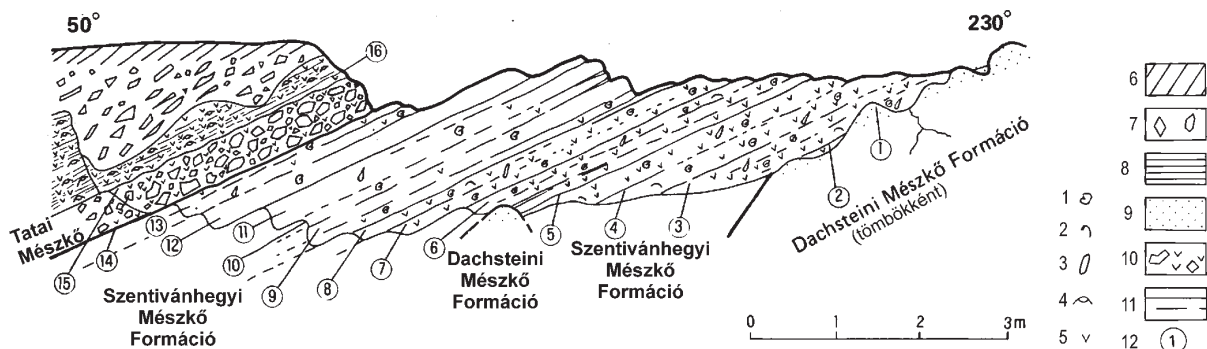
meredek, nyugatias dőlésű, lilás tónusú hasadékkittöltések nagymértékben nehezíthetik a képződmény valós rétegződésének felismerését. A feltárás déli vége közelében, egy kisebb árkolás mentén kalcitpetyves, korallt is tartalmazó triász tömböket cementáló jura kőtöltések jelennek meg (KNAUER szóbeli közlése szerint hasadékkittöltő jelleggel).

A fenti képződmények tömbjeit, egyes helyeken szállban állónak látszó rétegeit a Szentivánhegyi Mészki nek a Hosszú-árok keleti felében ismertett típusa fedi 3 m vastagságban (8. ábra 9. réteg, II. tábla 1. fénykép). Az itteni rétegek köteg különlegessége az a réteg, amelyben sztromatolitra emlékeztető hullámhegyek és keskeny árkok változtatják egymást (II. tábla 2. fénykép). Ezek a rétegek különösen gazdagok ammonitesz kőbelekben, aptychusban és crinoidea töredékekben. Mellettük előfordul még brachiopoda teknő és magános korall is.

A Nagy-letakarítás szelvényének közepén mélyített árok mentén, a malm rétegsor mintegy 18 rétegre bontható (a mikrofaciás szempontú vizsgálatokra történt szelvényezés során a rétegsort 13 rétegre tagoltuk). E kis szelvény felső nyolc rétegből több mint 200, közepes és rossz megtartású, héjatlan ammonitesz került elő. A régi gyűjtési felület letakarításakor a jura rétegsor fekvésében csak két helyütt bukkant elő az ismeretlen rétegzésű és településű Dachsteini Mészki.

A Dachsteini Mészki feletti mintegy 10 rétegből utólagos, réteg szerinti gyűjtés nem történt, ám a törmelekből előkerült viszonylag gazdag, gyakran jó megtartású, héjas töredékeket is tartalmazó faunából számos *Taramelliceras*, *Aspidoceras*, *Orthaspidoceras*, *Pseudowaageia*, *Nebroditis* és *Ataxioceratinae* került elő. Mindezek alapján valószínű, hogy a néhány rétegből álló kondenzált rétegsor a kimmeridgei több szintjét is képviseli.

A korábban begyűjtött legalsó (az ellentétes módon számított régi 9.) rétegből egyetlen, közelebről meg nem határozható *Perisphinctes*-féle került elő. A 8. réteg szerény ammonitesz anyaga azonban már lényegesen többet mond: a *Hybonotoceras* cf. *hybonotum* (OPPEL) a kimmeridgei/tithon határt, s alighanem a tithon legalsó (*Hybonotum*) zónáját jelzi. Az e réteg tetejéről származó „*Lithacoceras*” mag-

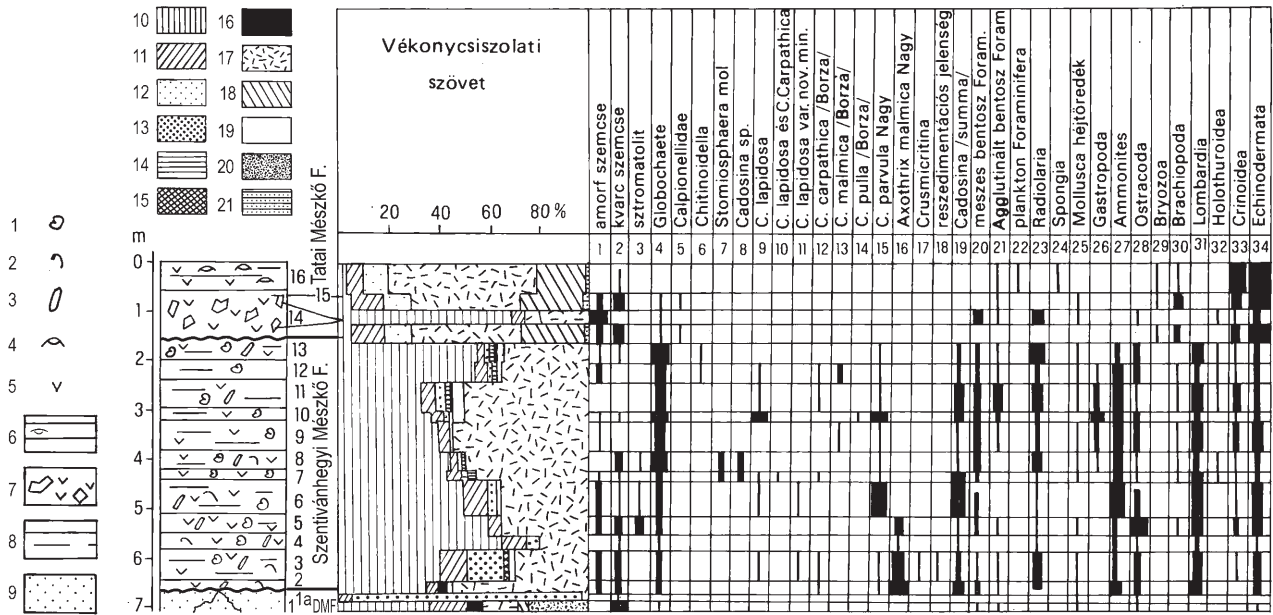


8. ábra. A Nagy-letakarítás területén létesített EH-2 jelű kutatóárok földtani metszete (CSÁSZÁR 1988b)

1 – Ammonites, 2 – Aptychus, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopoda, 5 – Crinoidea törmelék, 6 – talaj, 7 – kőzettörmelék, 8 – lemezes mészki, 9 – kalcitpetyves mészki, 10 – bázistörmelék crinoideás mészki kötőanyagban, 11 – világosvörös, pados mészki, 12 – mintaszám

Figure 8. Geological cross section of the research trench EH-2, made in the Nagy-letakarítás (Stripe Pit), (CSÁSZÁR 1988b)

1 – Ammonites, 2 – Aptychus, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopods, 5 – Crinoid ossicles, 6 – palaeosoil, 7 – rock fragments, 8 – platy limestones, 9 – limestone with calcite dots, 10 – basal rock fragments with crinoidal limestone cement, 11 – pale red, thick-bedded limestone, 12 – sample number



9. ábra. Az EH-2 jelű kutatóárok vékonycsiszolatos vizsgálatának eredményei (CSÁSZÁR 1988b, *Calpionella* és *Cadosina* határozás: NAGY I.)

A mintaszámok megegyeznek a 8. ábrán jelöltekkel. Jelmagyarázat: 1 – Ammonites, 2 – Aptychus, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopoda, 5 – Crinoidea törmelék, 6 – Lemez mészkő, 7 – Kalcitpettyes mészkő, 8 – Bázistörmelék crinoideás mészkő kötőanyagban, 9 – Világosvörös, pados mészkő, 10 – Mikrit, 11 – Mikropát, 12 – Szemcseközi pát, 13 – Másodlagos pát, 14 – Üregkitöltő pát, 15 – Szintaxialis pát, 16 – Intraklaszt, 17 – Bioklaszt, 18 – Extraklaszt, 19 – Pellet, 20 – Ismeretlen eredetű mikropátos, pátos csomók, 21 – Kovásodás

Figure 9. Diagram showing the results of thin section studies from the research trench EH-2 (After CSÁSZÁR 1988b, *Calpionella* and *Cadosina* by I. NAGY)

Sample numbers correspond to those in Figure 8. Legend: 1 – Ammonites, 2 – Aptychi, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopods, 5 – Crinoid ossicles, 6 – platy limestones, 7 – limestone with calcite dots, 8 – basal rock fragments with crinoidal limestone cement, 9 – pale red, thick-bedded limestone, 10 – micrite, 11 – microsparite, 12 – intergranular sparite, 13 – secondary sparite, 14 – sparite, filling voids, 15 – syntaxial sparite, 16 – intraclast, 17 – bioclast, 18 – extraclast, 19 – pellet, 20 – microsparitic, sparitic nodules of unknown origin, 21 – silicification

numot az Appenninek „alsó-tithonjából” írták le (CECCA et al. 1983).

A felső rétegek gazdag *Haploceras elimatum* (OPPEL), *Haploceras carachteis* (ZEUSCHNER) és *Haploceras* sp. faunája biztosan alsó-tithonnak tekinthető. A *Haploceras verruciferum* (ZITTEL) és a két rétegből is előkerült *Semiformiceras semiforme* (OPPEL) a Semiforme zóna meglétét jelzi. A 3. rétegből származó *Semiformiceras* cf. *fallauxi* (OPPEL) már a következő (Fallauxi) zóna index alakja.

E biosztratigráfiai szempontból rendkívül fontos néhány ammoniteszel együtt begyűjtött *Perisphinctes*-féléket (*Ataxioceratinae* div. sp.) a rendkívül rossz megtartási állapot és a mediterrán *Perisphinctesek* hiányos ismertsége miatt mindeddig nem sikerült közelebről meghatározni.

Felső-tithon ammoniteszt a fauna nem tartalmazott. A szelvény régi gyűjtésének anyagából azonban, „1. réteg” jelöléssel néhány valangini (vagy legfeljebb középső-hauterivi) *Olcostephanus* töredék és néhány kagylómaradvány került elő. Az ősmaradványokat alighanem közvetlenül a Tatai Mészkő alatt települő, mintegy fél méter vastag töredezett, világos színű mészkőből gyűjtötték (II. tábla 1. és 3. fénykép). A neocom kövületek jelenléte azért is érdekes, mert feltételeken a valanginibe sorolt rétegeket már IFJ. NOSZKY (1934) is említett a lelőhelyről. A neocomnak tekintett képződményt azonban később neki sem sikerült megtalálnia, s így a valangini rétegekkel a továbbiakban FÜLÖP (1964) már nem is számolt.

A felső-jura rétegsor mikropaleontológiai és mikro-fációs szempontból alapvonásaiban megegyezik a Hosszú-árok legfelső részénél leírtakkal. A különbség, hogy itt

fölfelé növekvő gyakoriságú a *Globochaete*, továbbá az a tény, hogy e vékony rétegsor három egységre tagolható. A 2–5. réteget a fölfelé csökkenő gyakoriságú *Axothrix malmica* jellemzi, amelyből a 3.-at NAGY I. (1988) az oxfordi emeletbe tartozónak minősített. Fölötte a 11. réteggig csupán a mikroszkopikus méretű gastropoda ház az egyedüli kiugró gyakoriságú fosszília, míg a 12–13. rétegben megjelenik a *Chitinoidea*. Ez utóbbi adat megerősíti azt az ammonitesz tartalom alapján levont következtetést, hogy a rétegsorban a Semiforme zóna fölötti rétegtani szint is képviselve van. Ennél fiatalabb rétegek nyomait a fedő Tatai Mészkő bázisát képező bázisbreccsában (II. tábla 3. fénykép) található calpionellás mészkőtörmelék őrizte meg. Ez egyebek mellett még *C. elliptalpina* NAGY faj egyedét is tartalmazza. Lényeges különbség azonban a Hosszú-árok felső részével szemben, hogy itt végig gyakori a *Saccocoma*, vagyis a bázisréteg is fiatalabb a Hosszú-árok keleti mély-gödörében feltárt rétegeknél.

A Nagy-letakarítás északi végén, a Szentivánhegyi Mészkőre települten néhány 10 dm²-nyi területre kiterjedően 0,5–3 cm vastag, sárgásbarna színű, féregcsövek tömegét tartalmazó kéreg ismerhető fel, benne elhintve *Calpionella* metszetekkel és egyéb héjtöredékekkel. A kis lencsében megtalálható volt még továbbá néhány microsolenid típusú korall (*Dermoseris* sp., D. TURNŠEK szóbeli közlése — II. tábla 4. fénykép) is. TURNŠEK szerint ezek mindegyike ugyanabba a fajba tartozik. Elképzelhető, hogy faagszerű kolóniát alkotnak, de valószínűsíthetően inkább magános korallak voltak. KOLOSVÁRY (1954) a hasonló korú és megjelenésű *Microsolena agariciformis* ETALLON-ról és *Microsolena rotula*

(Sow)-ról közöl adatokat, az Eperjeshez viszonylag közel eső borzavári Páskom-tető alsó- és felső-tithon mészköveiből. ROMAN et al. (1994) dél-franciaországi jura microsolenid kolónia vizsgálata alapján sekélyvízi környezetet állapított meg. SANTANTONIO et al. (1996) az Appenninek kondenzált jura rétegsorait vizsgálva arra a következtetésre jutott, hogy a microsolenid korallok mindenképpen fotikus környezetet, tehát viszonylag sekély vizet jeleznek.

Az említett kéregről készült vékonycsiszolatban is jól láthatók a helyenként összeroppantott féregcsőhéjak, de *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., Calpionellidae, belemnites, brachiopoda is felismerhető a kőzetben (II. tábla 5. fénykép). A féregcsővek kitöltése többnyire mikrites. A keményfelszín fekihöz közel eső részén előfordulnak mikrites, felső részén pelletes lencsék is, melyben megjelenik a kora-berriasi *Calpionella alpina* LOR. is (J. BLAU határozása). A Szentivánhegyi Mészkőre települő kérget teljes vastagságban mutató vékonycsiszolatokban több keményfelszín is felismerhető. Szinte minden alkotórésznek van egy vékony oxidos bevonata, ami ugyancsak jellemző a keményfelszínre. Előfordulnak továbbá a csiszolatokban mikrobiális szervezetek (valószínűleg baktériumok) által cementált, dűne alakú áramlási nyomok is. A szerpulit jellegű képződmény tehát az alsó-neocomba sorolható.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a kora- és középső-jura folyamán kialakult, tektonikailag tagolt Ámoshátság (VÖRÖS & GALÁCZ 1998) olaszfalui részén — az erőteljes tengeráramlatok elsodrő hatásának köszönhetően — a jura és a kora-kréta idején csak epizodikus üledék-képződés folyt. Mindez azt is jelentheti, hogy ezekben a hatalmas időtartamot felölelő kondenzált rétegsorokban elvileg bárhol, bármikor megőrződhetett egy-egy kisebb lencse vagy kéreg formájában a földtörténet egy-egy kövült pillanata (lásd szerpulit, vagy SOMODY [1989] barremi brachiopodás lencséje).

A Nagy-letakarítás legfiatalabb képződménye a lemez, itt vörösbarna színű, brachiopoda-teknős, crinoideás Tatai Mészkő Formáció (8. ábra), amely újabb tekintélyes tengeralatti üledékhézag után követte a Szentivánhegyi Mészkövet, illetve az azt kérgező neocom foszlányokat. Bázisán 0,5 méter vastag mészkőbreccsa (II. tábla 3. fénykép), míg a Dachsteini Mészkő tömbjeinek területén közvetlenül a brachiopoda héjtöredékes Tatai Mészkő települ.

A Nagy-letakarítás déli végén (GALÁCZ A. szíves közlése szerint) a Dachsteini Mészkő tömbök közötti bemélyedésekből (III. tábla 1. fénykép), közvetlenül a Tatai Mészkő alatti zsebekből apró ősmaradványokat (ammoniteszeket, belemniteszeket, brachiopodákat, csigákat, cápa-fogakat) tartalmazó „zsebek” anyagából egy szerény, de annál érdekesebb, felső-apti-alsó-albai ammoniteszfauna került elő: *Tonohamites boldii* SZIVES & MONKS, *Protanisoceras acteon* (D'ORBIGNY), *Melchiorites melchioris* TIETZE, *Beudanticeras (Pseudorbulites) cf. convergens* JACOB, *Hamites* sp., *Acanthoplites* sp., *A. aschiltaensis* ANTHULA (SZIVES 2001, SZIVES & MONKS 2002).

Az eperjesi Nagy-letakarításban tehát egy rendkívül hézagos jura-alsó-kréta rétegsor található a triász és liász platform mészkő tömbök felett települő mintegy 3 méterben. Bizonyos, hogy egyik-másik réteg lerakódása között sokkal nagyobb idő telt el, mint amennyit az adott réteg reprezentál.

MIZÁK (2002) a Tatai Mészkő bázisát vizsgálva kísérletet tett annak kiderítésére, hogy volt-e szárazulati esemény a Tatai Mészkő képződése előtt. Vizsgálta a Nagy-letakarítás területét, a Szentivánhegyi Mészkő és a Tatai Mészkő közötti bázisbreccsát, valamint a Dachsteini Mészkő és a Tatai Mészkő közvetlen érintkezésénél az előbbi mélyedéseiben található bázisképződményt. A mikroszkópos vizsgálat szerint a domináns biogén alkotó a crinoidea és a tengerisün töredék, de plankton és bentosz foraminifera, bryozoa, és szivacstű is felismerhető. A brachiopodák egyetknős megjelenése az egykori erős vízmozgatottságot jelzi. Feltűnő jelenség, hogy a bázisbreccsa kötőanyagában gyakori a kvarcsemce, de a fölötte lévő rétegekben alig fordul elő, mint ahogy ritka a nehézsárvány szemcse is.

A fenti képződmények ásványos összetételének meghatározását célzó röntgen-diffrakciós vizsgálatok szerint a minták fő fázisa RAUCSIK B. és MERÉNYI L. vizsgálatai szerint a kalcit, ami mellett szmektit, kevés goethit és kvarc volt még kimutatható (I. és II. táblázat). A kalcit kioldása után egyes mintákból nyomnyi mennyiségű illit és kaolinit is kimutatható volt. Kis mennyiségük miatt azonban ezekből érdemi következtetéseket nem lehetett levonni. Az alább feltüntetett számok körülbelüli százalékos értéként értendők.

A minták a Nagy-letakarításról a Tatai Mészkő bázisáról származnak, nagyobb részüknek fekhelye a Dachsteini Mészkő, az EH-2/5 minta azonban a Szentivánhegyi Mészkő és a Tatai Mészkő közötti bázisbreccsából származik:

— EH-2/1: laza, vörös agyagos, közettörmelékenyes mészmárga agyagosabb része;

I. táblázat. A Tatai Mészkő bázisrétegeiből származó minták röntgen-diffrakciós vizsgálati eredményei RAUCSIK B. és MERÉNYI L., (Pannon Egyetem) mérései nyomán

Table 1. Results of the X-ray analyses, basal beds of the Tata Limestone Fm, made by B. RAUCSIK and L. MERÉNYI, Pannon University

Minta	kalcit	szmektit	kvarc	goethit	sziderit	hematit	amorf
EH-2/1	70	22	ny	4	?	?	ny
EH-2/2	92	7	ny	ny	?		
EH-2/3	94	3	ny	2	?		
EH-2/5	93	5	ny	ny	?		
EH-2/5/a	92	6	ny	ny	?		

Az „ny” betűvel jelzett nyomnyi mennyiség fázisonként eltérő, a kimutatási határtól (a műszer paramétereitől, szemcsemérettől, orientációtól, átfedő csúcsoktól, kristályossági foktól, rácshibáktól) függő, maximum 1-2 százalékos értéket jelent.

“ny” means: very small quantities, vestiges, as a maximum 1-2%.

II. táblázat. Az I. táblázat ecetsavval kezelt mintáinak oldási maradékából készített felvételek eredményei RAUCSIK B. és MERÉNYI L., (Pannon Egyetem) mérései nyomán

Table II. Results of the X-ray analyses made from the samples of Table I treated with acetic acid (B. RAUCSIK and L. MERÉNYI, Pannon University)

Minta	szmekit	kvarc	goethit	sziderit	hematit	illit-muskovit	amorf	kaolinit
EH-2/1	57	3	15	ny	ny	ny	20	
EH-2/2	66	3	12	ny	ny	ny	15	
EH-2/3	23	ny	74	ny	ny		ny	
EH-2/5	70	2	18	3	ny		5	
EH-2/5/a	60	4	20			ny	15	ny

III. táblázat. Az eperjesi Nagy-letakarítás Tatai Mészkövének bázisrétegeiből származó mintákon végzett izotóparány mérések eredménye

Table III. Oxygene and carbon isotopic composition from the basal beds of the Tata Limestone Fm, Nagy-letakarítás (Stripe Pit, Eperjes Hill)

Minta	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$
EH-2/3/1	0,36	-368	27,12
EH-2/3/2	0,61	-3,57	27,23
EH-2/5/1	1,20	-2,59	28,24
EH-2/5/2	0,92	-3,17	27,65
EH-2/5/3	1,29	-2,84	27,98

— EH-2/2: laza vörös agyagos, közettörmelékes agyagos mészkőközet, átlagminta;

— EH-2/3: tömör, agyagos, sárgásbarna színű mészkő, átlagminta, a kalciterek nélkül;

— EH-2/5: átlagminta a bázisbreccsa mészkő jellegű kötőanyagának alsó 20 cm-éből;

— EH-2/5/a: a bázisbreccsa mészkő jellegű kötőanyagának darabja a réteg legalsó 5 cm-éből.

A nehézasványspektrum vizsgálatához a leválasztást a MÁFI Szedimentológiai Laboratóriumában BÁTORI M.-NÉ, HÓZER F.-NÉ és PARTÉNYI Z.-NÉ végezte. B. ÁRGYELÁN (in MIZÁK 2002) goethiten és kevés hematiton kívül más fázist egyetlen mintában sem talált. A goethit keletkezhet száraz-

földi körülmények között laterites mállás során, de miután messzire el is szállítható, a nehézasvánnyal való frakcióban való szintje kizárólagos jelenlétéből forrásterület nem határozható meg. Az egyéb nehézasványok teljes hiányából B. ÁRGYELÁN arra következtetett, hogy nagy mértékű terrigén behordással nem lehet számolni.

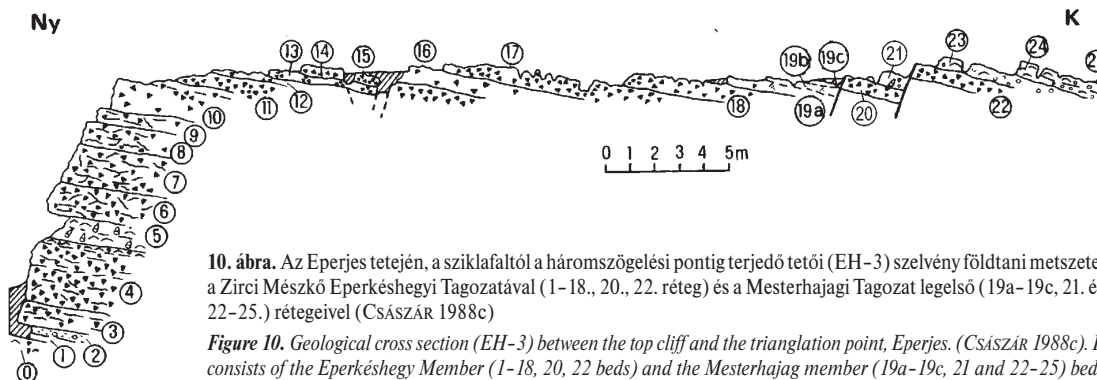
A tengeri és szárazföldi körülmények tisztázását volt hivatott elősegíteni a DEMÉNY A. (MTA Geokémiai Kutatóintézet) által végzett O- és C-izotóp vizsgálat (III. táblázat) is.

A stabilizotóp-geokémiai mérések alapján MIZÁK (2002) a meteorikus diagenezist, tehát a szárazulati eseményt, az édesvízi vagy partközeli szedimentációt a vizsgált képződmények esetében kizárta. Ezt erősítették meg az ásványtani és mikromineralógiai vizsgálatok is.

Tetői-szelvény (EH-3)

A természetes sziklafallal kezdődő és mesterséges letakarításban folytatódó ún. Tetői-szelvény (10. ábra) az Eperjes fiatal mezozoos képződményét, az erőteljesen karsztosodott urgon fáciesű Zirci Mészövet tárja fel (III. tábla 2. fénykép).

A formáció innen Eperkeshegyi Tagozatnak elnevezett alsó felét (10. ábra 0–18., 20. és 22. réteg) vastag, szürkésfehér, 10-30 m-es vízmélységben keletkezett, kőzetalkotó mennyiségben rudista kagylóteknőket tartalmazó mészkőpadok alkotják (III. tábla 3. fénykép). CZABALAY L. (in CSÁSZÁR 2002) meghatározása szerint közöttük túlnyomó többségben vannak az *Agriopleura* fajok (*A. marticensis* (D'ORBIGNY), *A. blumenbachi* STUDER), de alárendelten előfordul még: *Toucasia carinata* (MATHERON), *Pseudotoucasia santanderensis* (DOUVILLÉ), *Requienia pellati* PAQUIER, *Eoradiolites davidsoni* (DOUVILLÉ) és *E. murgensis* TORRE is. Egyéb kagylót és csigát csak elvétve tartalmaz. Néhány rétegben a byssus fonállal rögzülő rudisták csokrot alkotva is megtalálhatók. Jellemző az előfordulásra, hogy mind a magános, mind a csokrot alkotó formák kibillent helyzetben vannak. A mikrofossziliák között itt a leggyakoribbak a bentosz foraminiferák, ezen belül az *Orbitolina*-félék. GÖRÖG (1996) innen az alábbi fajokat azonosította: *Orbitolina (O.) concava* (LAM.), *O. (M.) aperta* ERMAN, *O. (O.) sefini* LEYMERIE és *O. (C.) baconica* MÉHES. Viszonylag gyakori a *Cuneolina* sp., de előfordul



10. ábra. Az Eperjes tetején, a sziklafaltól a háromszögelési pontig terjedő tetői (EH-3) szelvény földtani metszete, a Zirci Mésző Eperkeshegyi Tagozatával (1-18., 20., 22. réteg) és a Mesterhajagi Tagozat legelső (19a-19c, 21. és 22-25.) rétegeivel (CSÁSZÁR 1988c)

Figure 10. Geological cross section (EH-3) between the top cliff and the triangulation point, Eperjes. (CSÁSZÁR 1988c). It consists of the Eperkeshegy Member (1-18, 20, 22 beds) and the Mesterhajagi member (19a-19c, 21 and 22-25) beds of the Zirc Limestone Fm

Dicyclina schlumbergeri (MUN.-CHALM.) is. Említésre méltó még a Floridai alga, de csak elvétve jelenik meg a teljesen fragmentálódott *Salpingoporella* sp.

A szelvény vége felé az Eperkéshegyi Tagozatot a Mesterhajagi Tagozat (10. ábra 19a–19c, 21. és 23–25. réteg) váltja fel, amely vékonyabb pados megjelenésű, gyakorlatilag rudistamentes. Az erősen mozgatott vizű, dominánsan grainstone szövetű mészkő legjellemzőbb ősmaradványai a fent már jelzett bentosz foraminiferák, különösen az *Orbitolinák*, amelyek itt válnak gyakorivá.

A mészkőfal lábánál mélyített O–12 jelű fúrás arra utal, hogy a Zirci Mészkő tömege mintegy 6 m-nyire besüppedve „úszik” a képlékeny Tési Agyagmárgában (CSÁSZÁR 1986). Ez utóbbi a Tatai Mészkő képződését követő szárazulati periódus utáni „középső-kréta” üledékciklus kezdő tagja. Messze a szelvényen kívül, a domb keleti lejtőjének alsó részén jelenik meg a Zirci Mészkő biodetrituszból – főként Echinoidea törmelékéből – álló felső tagozata, a Gajavölgyi Mészkő, amelyet a Pénzeskúti Márga Nánai Rétegtagja követ.

Az alapszelvények tanulmányozása alapján megállapítható tehát, hogy a jellegzetesen üledékhézagos, illetve kondenzált jura–kora-kréta üledékképződést követően a „középső-kréta” létrejött kiegyenlített térszínen egy víz-szint-ingadozásokkal jellemzett transzgressziós üledékciklus fejlődött ki.

Az újraalkotott földtani térkép

KNAUER & VÉGH (1969a) után, az irodalmi adatok áttekintése, az alapszelvények vizsgálata és a terület újbóli alapos bejárása alapján vált lehetővé és indokoltá az Eperjes és ahhoz kelet felé csatlakozó terület fedetlen — nagyobb részt kainozoikum nélküli — földtani térképének újraserkesztése (2. és 3. ábra).

A jelenlegi feltárási viszonyok mellett még a Dachsteini Mészkő legjobbnak minősíthető feltárási (az Eperjest északról lezáró, hozzávetőlegesen kelet–nyugati irányú földtani déli oldalán, a jelzett vető mentén) sem állapítható meg teljes egyértelműséggel, hogy abban már valóban a szálban álló kőzet van-e feltárva. Itt a mintegy 150 m-es NyDNY–KÉK-i irányban elnyúló folt nyugati részén, a Nagy-letakarítás területén észlelt, ismeretlen, talán még a triászba tartozó, laminált piszkoslila színű hasadékkitöltő mészkő nagy gyakorisággal fordul elő kisebb tömbök formájában a jellemzően 1 m-es, típusos Dachsteini Mészkő tömbök mellett. A DDK-i irányba forduló fenti foltnak a keleti felén a Dachsteini Mészkő mellett néhány vörös színű, szabad szemmel is felismerhetően saccocomás Pálihálási (vagy a nem típusos Szentivánhegyi) Mészkő és ismeretlen vörös (jura?) mészkő, továbbá szürke, aprókristályos Tatai Mészkő 1–2 dm-es méretű törmelke is megtalálható. Valószínűleg ugyanezek a képződmények építik fel a tető irányába, dél felé kinyúló hátat is, bár itt csak kevés Dachsteini Mészkő törmelékét sikerült dokumentálni.

A Dachsteini és Kardosréti Mészkövet makroszkóposan esetenként nehéz megkülönböztetni. Ha nem ismerhetők fel

bennük a besorolás alapjául szolgáló ősmaradványok (*Trisina*, *Megalodus*, avagy a brachiopoda) és onkoid, szabad szemmel nem különíthető el a két kőzettípus. Mindkét képződmény blokkjai a megabreccsa jellemző elemei (GALÁ CZ 1989b). A Nagy-letakarítás jó példa arra, hogy a két fő breccsaalkotó kőzet — valamint itt még a Hierlatzi Mészkő is — együttesen fordul elő. A Kardosréti Mészkő bizonyítottan csak a Hosszú-árok középső és a Nagy-letakarítás északi végén jelenik meg, de valószínűnek tűnik, hogy a térképen Dachsteini Mészkőként ábrázolt területeken másutt is jelen van. Szálkibúvása azonban sem a Kardosréti Mészkőnek, sem a Dachsteini Mészkőnek nincs, ezért ezeket az előfordulásokat is lejtőlábi breccsaként értelmezzük. Az Eperjes-hegy szűkebb környezetében mélyített fúrás közül több elérte a jura különböző szintjeit, sőt a Dachsteini és/vagy Kardosréti Mészkövet is, aminek segítségével megrajzolhatóknak tűnik a folyamatos és a különböző mértékben hézagos kifejlődésű jura rétegsorú területek határa, és kísérletet tehetünk a vetőlábi breccsa elterjedési területének lehatárolására is (2. és 3. ábra).

A Dachsteini Mészkő a felszínen a Telegdi Rothvonaltól északra, az Eperjestől mintegy 4 km-nyire KDK-re a Tunyog-hegyen, valamint 1 km-nyire délre a Boszorkányhegyen található, (2. ábra), ahol erre — esetenként Alsóperjei Bauxit közbeiktatásával — közvetlenül a Tési Agyagmárga települ. Az Eperjes és a Som-hegy környezetében szálban álló Dachsteini Mészkő biztosan csak az OB–4 (241,3–245,0 m), O–9 (127,0–167,2 m) és az OB–12 (167,6–200,9 m), továbbá a Boszorkány-hegyen az OB–1, OB–2 és OB–3 jelű fúrásban volt felismerhető. A Dachsteini Mészkő valószínűleg megtalálható még az O–6 (83–107,2 m), az O–7 (85,5–109,6 m), az OB–7 (48,0–73,9 m), az OB–10 (80,2–115,0 m) és talán az OB–11 (84,0–104,6 m) fúrásban. Az utóbbiakban előfordulhat a Kardosréti Mészkő is, de ezt biztosan csak néhány fúrásban sikerült kimutatni: az Ot–85 (10,2–13,0 m), Ot–86 (6,3–10,0 m), Ot–86a (6,55–7,3 m), O–9 (107,2–127,0 m), és a két O–11 jelű fúrás közül az ismeretlen helyzetű O–11 (107,0–113,5 m) fúrásban (2., 3. ábra). További, pontosabban meg nem határozható alsó- és középső-liász képződményeket — egyebek mellett Hierlatzi Mészkövet — három fúrásban ismertünk fel: Ot–86 (6,2–6,3 m), mangánkutató O–1 (5,0–12,1 m), mangánkutató O–2 (50,4–64,8 m), de nem zárható ki teljes biztonsággal az O–9 rétegsorából sem. Egyetlen fúrás (Ot–86a) tartalmazott mindössze 5–10 cm vastag érces megjelenésű mangánszintet a Kardosréti Mészkő egyenlőtlenül visszaoldott, mélyen tagolt felszínére települten (4. ábra). A toarci mangánérc szintjével azonosnak tekintett mangánérc és a mészkő határán szabad szemmel is felismerhető a mészkő piszkosfehér színétől elütő piszkosrózsaszínű liász mészkőkitöltés (IV. tábla 1. és 2. fénykép). Még jobban látszik ez vékonycsiszolatban (IV. tábla 3. kép), ahol emellett az érc és a mészkő határán bioeróziós nyomok és lamináció is felismerhető. A termikus analízis és a röntgendiffrakciós vizsgálat szerint az érc fő alkotó ásványa a piroluzit (MIZÁK 2002). A képződmények

határán nagy nagyítással gombafonalra emlékeztető bioeróziós nyomok ismerhetők fel. Az érc körül a mészkőben is megfigyelhető enyhe mangános átitatódás.

FÜLÖP (1964b) liász-dogger vörös mészkövet ábrázol az Eperjes nyugati lejtőjéről készített térképén. Jóllehet, ebből a vörös agyagos mészkőből határozható makrofauna nem került elő, a vékonycsiszolat alapján ez a Tölgyháti Mészkő és a Lókúti Radiolarit közötti átmenetet képviseli. A Kisgercesei Márgának és a Tölgyháti Mészkőnek a fúrásokban való elkülönítését a leírások nem teszik lehetővé. Előfordulásuk az alábbi három fúrásban nyert igazolást: O-1 (0,0–5,0 m), O-2 (47,0–50,4 m), O-9 (55,0–88,1 m).

A Lókúti Radiolarit nem típusos (tűzkőgumós, kovás mészkő formájában) egyaránt megtalálható a Hosszú-árok közepén megjelenő eltolódási vonaltól Ny-ra (O-4, Ot-85, Ot-86, Ot-86a) és K-re (O-3, O-12) eső fúrásokban is az Eperjesen, valamint a szomszédos Som-hegyen (O-9 fúrás). Az eltolódási vonaltól Ny-ra és a Som-hegyen a fedőjében folyamatos a felső-jura rétegsor, míg az eltolódási vonaltól közvetlenül K-re tengerelatti üledékhézaggal vékony Tatai Mészkő, illetve szárazföldi üledékhézag után közvetlenül Tési Agyagmárga települ rá. A Pálihálási és Szentivánhegyi Mészkő az Eperjes Ny-i lejtőjén felszínen, és a környéken telepített, de pontosabban be nem határolható O-11 jelű (270, 0 m-es talpú) vízfúrás, a som-hegyi O-9 jelű fúrás, valamint az ismeretlen helyű, 113,5 m-es talpmélységű második O-12 jelű fúrás tárta fel, az utóbbiban a Kardosréti Mészkőre települten. A Szentivánhegyi Mészkő a neocomba csak kivételesen, számottevő üledékhézagot tartalmazva húzódik át mind a Hosszú-árokban, mind a Nagy-letakarításban. Jelentősebb vastagságú (kb. 30 m) neocom képződmény kizárólag az olaszfalui Som-hegyen őrződött meg. Az O-9 fúrás rétegsorának leírása alapján litosztratiográfiai besorolása nem adható meg. KNAUER J. szóbeli közlése szerint a 75,6 m vastag neocom-középső-jura rétegsor a Mogyorósdombi Mészkőtől a Tölgyháti Mészkőig folyamatos és teljes, amelyből azonban hiányzik a Lókúti Radiolarit. Érthetetlen ugyanakkor a liász és ezen belül különösen a Kardosréti Mészkő teljes hiánya a Dachsteini Mészkő fedőjében.

A Tatai Mészkő az Eperjes-tetőtől nyugatra eső, bányászati tevékenységgel érintett területen és az Eperjes déli, délnyugati részén fordul elő, üledékhézaggal települve a felső-jura mészkőre, vagy a triász és alsó-liász vetőlábi breccsára, beleértve az északi részen előfordulókat is. A Tatai Mészkő az észak-déli irányú eltolódási vonalnak a nyugati oldalára is kiterjed a hegynek legalábbis a DNY-i részén, miközben az O-3 jelű fúrásból, valószínűleg tektonikai okokra visszavezethetően marad ki, jóllehet ez Zirci Mészkő és Tési Agyagmárgát egyaránt harántolta, az utóbbit azonban redukált vastagságban. A műút két oldalán a próbanyomatként megjelent Olaszfalui 1:25 000-es lap fedett és fedetlen változata (KNAUER & VÉGH 1969a, 1969b) egymásnak ellentmondóan ábrázolja a Zirci és a Tatai Formációt.

Ma már a felszínen nem tanulmányozható, de jelentős elterjedésű képződmény a területen a Tési Agyagmárga. E kevésbé kötött, puhább kőzettípus megjelenésére követ-

keztethetünk a Tatai Mészkő legmagasabb helyzetben előforduló kibukkanásai felett kialakult laposabb, fennsík jellegű térszínből, valamint a seprűzanót (*Cytisus scoparius*) kizárólag itteni felléptéből. A Tetői-szelvény sziklafalának lábánál az O-12 jelű fúrásban (11. ábra) a formáció vastagsága 33,2 m, de alsó határa tektonikus. Az Eperjes tetőtől északra (O-3, Ot-21) és keletre fiatalabb kréta képződmények alatt több fúrás is feltárta, (pl. OB-12, Ot-22), de néhány a Som-hegy környékén is harántolta (O-7, O-9, OB-7, OB-8, OB-10, OB-11). Az 50–100 m vastag formáció folyóvízi, tavi, mocsári, tengeri lagunáris fáciesű tarka és szürke agyag, agyagmárga, márga ciklusos váltakozásából áll (CSÁSZÁR 1997).

A kutatási területen (Eperjes, Som-hegy, Villó-hegy, Tunyok-hegy) a Zirci Mészkő általános elterjedésű, mindhárom tagozata megtalálható (2. ábra). Az Eperjes keleti lejtőjén és a Villó-hegyen is a Zirci Mészkőre települten a felszínen is megjelenik a Pénzeskúti Márga glaukonitós Nánai Rétegtagja, amelynek alján közös munkánkban (CSÁSZÁR & KNAUER 1997) KNAUER itt a makrofaunás Villóhegyi Rétegtagot is elkülönítette. Ennek fedőjében több helyütt is felszínre bukkannak a formáció sárgásszürke mészmárga-rétegei.

A Bakony földtani térképén az Eperjes-tetőtől nyugatra IFJ. NOSZKY et al. (1957) „perforátás márgát” ábrázolt. Ezt a képződményt később senki nem említette a tetői környezetben. A KNAUER & VÉGH (1969a) által szerkesztett térképen is csak a hegy É-i előterében került ábrázolásra. Az Eperjes felső, fennsík jellegű részén talajminta-vételezés közben, a talajban 30 cm vastag lencse alakú testet formálva nagy mennyiségű nagyforaminifera került elő (MIZÁK 2002). Ennek szabad szemmel is jól látható részéből a lencse nagyságától a 3 cm-es átmérőig terjedően kizárólag *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT) volt határozható. Kiiszapolva a talajt a *Nummulites perforatus* a mikrofaunában is gyakori volt, emellett Horváthné Kollányi Katalin az alábbi foraminiferákat határozta meg: *Asterigerina rotula* (KAUFMANN), *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Cibicides* sp., *Discorbis* sp., amelyek alapján középső-eocén végi üledékképződés valószínűsíthető a területen (KOLLÁNYI 1988). Magát az ősmaradványt szolgáltató üledéket nem sikerült megtalálni. Az Eperjes északi permén, — közvetlenül a Dachsteini Mészkő kibukkanása mellett — csiga kőbélben gazdag, kagylóteknő törmelékét is nagy mennyiségben tartalmazó, erősen porózus, homokos eocén mészkő 1–1,5 m-es méretű tömbjei hevernek. KNAUER & VÉGH (1969b) ezt a perforátusos Szőci Mészkő Formációba sorolta. KONDA J. az ismeretlen helyzetű O-11 fúrás dokumentációjában írt le közel 2 m vastag eocén mészkő- és márgatörmelékét.

Az Eperjes, Tunyok-hegy vonulatában eocénnél fiatalabb kainozoos üledék az Olaszfalutól délre eső egyetlen folttól eltekintve csak fúrásból ismert, elsősorban az Eperjes déli előteréből. Az Ot-4 jelű fúrás 13 m-ben ütötte meg az oligocén Csatkai Formációba sorolható laza homokkőnek, tarka, szürke, homokos agyagnak leírt képződményt, amelyre számos további fúrás is harántolt.

Hátsági terület jellegének megfelelően az Eperjes nyugati oldala juránál fiatalabb vetőkkel is sűrűn tagolt, és legalább egy oldaleltolódással is rendelkezik, de ezekre közel merőleges ugyancsak fiatal eltolódást is feltételezünk. Ezek kora — fiatalabb képződmények hiányában — az Eperjesen nem állapítható meg. A hegyet délről határoló Telegdi Roth-vonal mentén jelentős oldalelmozdulás történt. KNAUER szerint a Telegdi Roth-vonal nem az Eperjes déli lábánál, hanem a Boszorkány-hegy északi lábánál húzódik (szóbeli közlése). A szerkezeti elemet TELEGGDI ROTH (1935) ismerte fel, és mintegy 4 km-es vízszintes komponenssel jellemezhető jobbos oldaleltolódásnak határozta. KNAUER & VÉGH (1969b) földtani térképéről 4,7 km-es oldalelmozdulás mérhető ki. A szerkezeti vonal névadója, MÉSZÁROS (1983) a jelenséget délkeletről ható kompressziós erők hatására kialakuló intraszarmata elágazó jobbos eltolódásnak tekintette. Ezzel szemben KÓKAY (1996) az ottangától máig ható, pontosabban nem minősített szerkezeti elemként magyarázta. A háromdimenziós térképeken jól látható, hogy a Telegdi Roth-vonal egybeesik a terület legnagyobb merekségű részével. Legújabbán SASVÁRI (2003) diplomamunkájában a Telegdi Roth-vonalat is elemzi. Ennek során négy biztos és további kettő bizonytalan szerkezetalakulási fázist különített el, köztük a Telegdi Roth-vonal mentén egy balos és egy jobbos oldalelmozdulást ismert fel. Megállapította továbbá, hogy a legkorábbi kompressziós fázis a késő-kréta folyamán zajlott le.

A Hosszú-árkot harántoló szerkezeti elemről SASVÁRI (2003) ugyan nem nyilatkozik, de a területen a balos eltolódást tartja jellemzőnek. PALOTAI et al. (2006) egy szerkezeti szempontból jelentéktelen 120-300° csapású vonal mentén ugyancsak balos eltolódást jelző karcokat mutatott ki. Az eltolódási vonal menti erősen visszaoldott felületű karcok — megfigyelésünk szerint — ugyancsak balos eltolódásra utalnak, amely mentén lejtő és hátságperemi kifejlődésű területek kerültek egymás mellé. Bonyolítja a képet, hogy a Hosszú-árok nyugati vége közelében az ároktól északra néhányszor 10 m²-nyi foltban újra megjelennek a Dachsteini Mészkö tömbjei, amit egy haránt irányú balos eltolódással vélünk magyarázni. Erre vonatkozó észlelési adattal azonban nem rendelkezünk.

Diszkusszió

A Dachsteini Mészkö a térségben több száz méteres vastagságában fejlődött ki, de az Eperjesen felszínén nagy valószínűséggel csak több m³-es tömbökből álló formában jelenik meg, mint ahogy a Kardosréti Mészkö is. A főként e két képződményből álló breccsa az Ámos-hátság nyugati peremén, egyúttal a nyugat felé csatlakozó Lókúti-medence keleti peremén foglal helyet. Ésszerűnek tűnik az a feltételezés, hogy a hátság és a medence kialakulása és a breccsa létrejötte között szoros kapcsolat van. A megabreccsát tartalmazó zóna nyugati határát a Hosszú-árok középső részén húzódó, ÉÉNy–DDK-i csapású, túlnyomó-

részt horizontális komponens által meghatározott, eltérő fációs környezeteket egymás mellé hozó, jelentős balos elmozdulást jelző szerkezeti elem jelöli ki (a Hosszú-árokban a nagyfeszültségű távvezeték nyugati vezetéke alatt). Az Ot–85 és Ot–86 jelű fúrás rétegsora (4. ábra) egyértelműen igazolja, hogy a vonaltól Ny-ra a nagymértékben hézagossá fejlődésű jura rétegtani szempontból megfelelő sorrendben van (5. ábra), vagyis erre a területre már nem terjed ki a megabreccsa. A Kardosréti Mészkö visszaoldott felszínére részben a Hierlatzi Mészkö, részben közvetlenül egy mangános kéreg települ, ami a Lókúti Hosszú-árokban tapasztaltak mintájára (FÜLÖP 1971, VARGA 2002) az Úrkúti Mangánérc szintjével azonosítható. Az ettől Ny-ra, közvetlenül a műút mellé, annak keleti oldalára eső O–4 jelű mangánérckutató fúrásban (KNAUER J. szóbeli közlése szerint FÜLÖP J. „szerkezetkutató fúrása”) a Szentivánhegyi és Pálhálási Mészkö alatt már 15 m vastagságban települ a Lókúti Radiolarit. Ez utóbbi tektonikus kontaktusban van a középső- (vagy alsó-) jura crinoideás mészkővel, ami alatt a Kardosréti Mészkö települ. A fúrás eredeti leírásában is szereplő tektonikus kontaktus helyes felismerését igazolja a fúrástól 400 méternyire délre eső egykori fejtőgödörben ma is fellelhető a középső-jura (KNAUER & VÉGH 1969a, 1969b). Ellentmondásosnak tűnik ezzel szemben a közeli O–1 és O–2 fúrás rétegsora. Az előbbi a műút nyugati oldalára esik, ahol a felszínen a fúrástól néhány méternyire kb. 80 m hosszúságban a Zirci Mészkö alsó tagozatának változatos méretű, sűrű törmeléke található. A fúrástól délre ugyancsak a Zirci Mészkö (alsó és középső tagozatának) törmelékei alkotnak foltot, miközben a fúrásleírás szerint a 2,5 m kvarter alatt 2,5 m vastag radiolarit, majd liász mészkő települ. Ugyanakkor a műút keleti oldalára eső O–2 jelű fúrás 4 m-ig Zirci Mészkövet, majd 47 m-ig Tési Agyagmárgát, alatta pedig Eplényi Mészkövet harántolt. Könnyebben értelmezhető a helyzet, ha feltételezzük, hogy az O–1 és O–2 jelű fúrás rétegsorát felcserélték.

Megfelelő adatok hiányában sokkal nehezebb a breccsazóna keleti határának megvonása. A bauxitos O–3 (= OB–6) jelű fúrásban a leírás alapján a Tési Agyagmárga közvetlenül a Lókúti Radiolarit erősen mészköves változatára települ, az ugyancsak viszonylag közeli O–12 fúrásban azonban a Tési Agyagmárga fekküjében az 1,2 m vastag Tatai Mészkö tektonikusan érintkezik a Lókúti Radiolarittal. Ugyanakkor az O–12 fúrástól mintegy 700 m-nyire keletre az OB–12 fúrásban, ahogy az OB–4 fúrásban is, a Tési Agyagmárga a Dachsteini Mészkövet fedi — mint ahogy a Tunyok-hegy környezetében is — azzal a különbséggel, hogy az utóbbi helyen esetenként Alsóperei Bauxit itkátódik közbe. Különös, hogy a som-hegyi elszigetelt malm folt közelében mélyített O–9 jelű fúrásban a középső- (vagy alsó?) jura települ a Dachsteini Mészköre, miközben a rétegsor egésze medencefációs. Az OB–12 fúrás alapján tehát a breccsazóna nem lehet szélesebb 450 m-nél, és nem lehet keskenyebb, mint 43 m, ami a felszínen ma mérhető legnagyobb szélesség a Hosszú-árok mentén. A breccsazó-

na szélességét kb. 150 m-re becsüljük. PALOTAI et al. (2006) a breccsát egyértelműen olisztostrómának tekinti, aminek létrejöttét az összefoglalásban feltoldódásos tektonikai eseményhez köt. Tekintettel arra, hogy mind az O–3, mind az O–12 fúrásban a „középső-kréta” fekéjében Lókúti Radiolarit települ, az olisztostróma jellegű breccsa-képződés feltoldódásos módja kizárható, hiszen akkor a Lókúti Radiolaritnak is breccsaalkotónak kellene lenni. Ezt erősíti SASVÁRI (2003) azon megállapítása is, amely szerint a terület triász utáni fejlődéstörténetének első kompressziós fázisa a késő-krétára esik. A kompresszió kora-krétánál fiatalabb voltára utalnak a Hosszú-árok felső-jurájában általunk kimutatott vízszintes és függőleges hasadékitöltések is. A PALOTAI et al. (2006) szerint a breccsa-képződés eltoldódásos szerkezetalakulással is létrejöhetett. Minthogy azonban a megabreccsazonának a nyugati határát a jelenleg felismerhető balos eltoldódás szabja meg, ami a breccsaképződésnél fiatalabb, tehát ez a vonal nem állhat okozati összefüggésben a breccsaképződéssel. Éppen úgy nem lehet okozója a breccsaképződésnek a Telegdi Roth-vonal menti jobbos vagy balos oldalelmozdulás sem, minthogy SASVÁRI (2003) szerint az előbbi legkorábban a késő-eocénben, az utóbbi vagy ugyanekkor, vagy valamivel később következett be. A breccsatesttől keletre más feltoldódási vagy eltoldódási vonal ugyanakkor nem ismert. A breccsaképződés reális lehetőségeként tehát a nagy térszínkülönbséget okozó platform fel-, ill. továbbdarabolódása, továbbá az azt felerősítő későbbi hasadékrendszer marad. PALOTAI et al. (2006) a fentiekkel szemben a diszkusszióban egyértelműen késő-jura extenziós tektonika mellett foglal állást. A töréses (vetős?) modellt a tágabb környezetre vonatkozóan elsőként GALÁZ & VÖRÖS (1972) és GALÁZ (1988) fogalmazta meg. Az Eperjesre ezt MIZÁK (2002) alkalmazta. A sajátos breccsaképződés legpontosabb megnevezése a vetőlábi breccsa, vagyis a fluxoturbitites, illetve allodapikus keletkezés (GALÁZ 1988) ilyen méretű tömbök esetében egyértelműen kizárható, de ugyanakkor a képződés törmelékfolyásnak sem tekinthető.

A fentiek alapján valamelyest sikerült ugyan beszűkíteni a vetőlábi breccsa képződésének idejét, de pontos korát ezzel még nem tudtuk tisztázni, ami pedig legfontosabb vita tárgyként jelent meg egyik lektorunknál. A megoldást a legidősebb fedőüledék — esetünkben a tömbök közötti legidősebb üledék — korának meghatározása jelenti. A vizsgálatok során VÍGH G. kérdőjeles meghatározásától eltekintve nem szerepel ugyan a területtel foglalkozó irodalomban kimmeridgeinél idősebb ammonitesz, de ez nem szükségszerűen rögzíti a breccsa keletkezésének korát. NAGY (1988) a breccsa mátrixát jelentő mintákon végzett *Cadosina*-vizsgálatai alapján a Hosszú-árok breccsaszakaszába (6b és 6c ábra) eső alábbi mintákat minősítette oxfordi emeletbe tartozónak: 19., 20., 23., 30., 38., Bizonytalan besorolásúnak tekintette a 25., 26., 33–35., 39., 47. és 51. mintát. Sajnos, nem vizsgálta a 32., 40–45. és 49. mintát. Ezek közül a breccsát fedő üledéknek minősül az alábbi minták anyaga: 19., 20., 23.,

25., 26., 30., 38., 39., 40., 41., 44., 45., 49. Nem zárható ki tehát, hogy a Hosszú-árokban az eltoldódási vonaltól keletre eső területen a felső-jura rétegsornak ezek a legidősebb képződményei, melyek jelentős részét NAGY (1988) az oxfordi emeletbe sorolta. Megerősíti ezt a véleményt, hogy közülük csupán a 20. és a 32. minta tartalmazott *Saccocoma*-t. Ezek alapján tehát joggal tételezhető fel, hogy a breccsaképződés ideje nem lehet oxfordinál fiatalabb. Hasonló a helyzet a Nagy-letakarítás esetében is. A felső-jura képződmények mindenütt a Dachsteini Mészke és a Kardosréti Mészke tömbökhöz tömörödéssre visszavezethető hozzásimulási (beburkolási) formákat mutatnak, ami azt jelenti, hogy ezen üledékek képződése idején a tömbök már a „helyükön” voltak. Ha feltételezzük, hogy a tömbök behullása idején konszolidálatlan mészsizapnak is lennie kellett a hátságot övező aljzaton, akkor besüppedésre utaló behajlásokat, sőt, kipréselődési jegyeket kellett volna találnunk. Nem zárható ki, hogy mélyebb szintben ilyenek is lehetnek, de akkor azok, a fentiek alapján, nagy valószínűséggel már legalábbis középső-jura végi (esetleg oxfordi?) üledékek lehettek, amint ez már MIZÁKNÁL (2002) is olvasható. GALÁZ & VÖRÖS (1972) szerint a kimmeridgei korszakban lezajlott töréses tektonizmus eredményeként alakult ki a Pálihálási Mészke képződését eredményező medencekimélyülés GALÁZ (1989a) szerint a malm elejére jelentős térszíni különbségek alakultak ki, de azok kialakulásának módját nem egyértelműsítette, bár sok mozgásformára történt utalás. Véleményünk szerint az ilyen jellegű, akár több köbméteres tömbökből is álló megabreccsa képződése a szokványosnál nagyobb mértékű hasadékképződés mellett jöhet létre. Ilyen nagy húzóerők főként a liász végén, de még inkább a doggerben működtek, amikor a Tethys óceáni ágai nyiladoztak. Ennek tanúi a késő-bajoci és késő-bath hasadékitöltések a Vértesben (FÜLÖP et al. 1960, GALÁZ 1995), amelyet a részletek ismeretében CSÁSZÁR & PEREGI (2001) és FERENCZ (2004) mega-hasadékitöltésnek minősített. Az Eperjesen az akár százméteres szintkülönbséget is meghaladó extenziós mozgások során a hátság lábánál a vetőlábi breccsa vastagsága a félszáz m-t is meghaladhatta. Tekintettel arra, hogy a Veszprém–Zirc közötti út mentén a nem típusos kifejlődésű Eplényi–Tölgyháti Mészke ismert vastagsága alig pár méter, a nagyméretű tömbök közötti üregrendszer kitöltéséhez egy nagyságrenddel nagyobb üledékképződési ráta sem lett volna elegendő. Ezzel magyarázható, hogy az üregrendszer kitöltése csak a Szentivánhegyi Mészke, illetve részben a Tatai Mészke képződése idején fejeződött be, néhány méteres fedőüledéket képezve a megabreccsa fölött. PALOTAI et al. (2006) a geoelektromos szelvények értelmezése alapján feltételezi, hogy „az olisztostróma kialakulása „... akár 10-15 m vastag felső-jura üledék lerakódása után történt”. Az Ot–85 és Ot–86 fúrásban a Szentivánhegyi és Pálihálási Mészke együttes vastagsága 7 m. Jogosnak tűnhet ezek után csak az oxfordi korszakra, pláne annak egy részére 10-15 m vastag üledéket feltételezni, ami a breccsa fekéjét képezné? A fentiek fényében ez nem tűnik megalapozottnak.

Ha értelmezni akarjuk a történeteket, keresni kell a Tethys fejlődéstörténetében rejlő indokokat is. A Közép-Atlantikum középső-jurabeli kinyílásának következményként létrejött a Ligúriai–Piemonti óceáni ág, ami az Alpok térségében is általános tértágulásokhoz vezetett. Ennek számos alpi példáját említette FERENCZ (2004), mint pl. a Cima Campo di Luserna, vagy San Vigilio a Trentói-platón (WINTERER et al. 1991), Monte Giovo a Venetói-platón (FERRARI 1982), Rocca chi Parra kőfejtő Sziciliában (PAVIA et al. 2002), Castillo de Locubin és Sierra de Reclot a spanyolországi Granada környékén (WINTERER & SARTI 1994). Ide sorolható nem utolsósorban a Móri óriás-hasadékrendszer (CSÁSZÁR & PEREGI 2001, FERENCZ 2004) is. Saját vizsgálatunkból (CSÁSZÁR & DOSZTÁLY 1994, CSÁSZÁR et al. 1998) említhetők még az észak-karavankai Wildensteini-vízesés völgyében a bositrás mátrixba ágyazott „rhaetoliász” tömbök is, amelyek az erősen hézagos keleti oldali hátság pereméről hullottak be a peremi részen még kissé hézagos kifejlődésű medencébe, ahol a késő-jura–kora-kréta idején növekvő vastagságú pelágikus üledék halmozódott fel. Úgy véljük, amíg ezzel ellentétes adatok nem merülnek fel, munkahipotézisként a vetőlábi breccsa képződés idejének, GALÁCZ (1995) vizsgálataira is építve, a középső-jurát, ezen belül elsősorban a bajoci korszakot tekintjük. Jelenleg egyetlen olyan jura szelvény sem ismert, ahol a felső-jura üledék a breccsa bázisaként nyert volna igazolást, különösen ehhez fogható törmelék mérettel. Az Eperjesen, mint láttuk, a jelenlegi lepusztulási szinten oxfordi és alsó-kimmeridegi üledékek vannak az ismeretlen vastagságú breccsatest legfelső darabjai között. Ezzel szemben GALÁCZ (1988) a fenyveskúti szelvényben rajzosan is egyértelművé tette, hogy a Dachsteini Mészkö, a „sinemuri brachiopodás mészkö”, a „pliensbachi brachiopodás–ammoniteszes mészkö” és a „toarci ammoniteszes és középső-bajoci brachiopodás és ammoniteszes mészkö” m-es méretű törmelékei felső-bajoci bositrás mészköbe ágyazódottan található. Lektorunk mindezek ellenére ragaszkodott a breccsa késő-jura keletkezéséhez. A fentiek alapján nehezen érthető, miért nem tekinthető legalább annyira valós lehetőségnek a breccsa középső-jura keletkezése, mint a késő-jurának ítélt keletkezés.

Jó ötletnek tűnt a PALOTAI et al. (2006) által a megabreccsa képződési körülményeinek tisztázására alkalmazott geoelektromos fajlagos ellenállás szelvény fektetése. Nem teljesen világos ugyanakkor, hogy a Hosszú-árok rétegsorának ellenőrzése céljából létesített szelvényt miért nem az árokhoz a lehetséges legközelebbi távolságban telepítették, azzal párhuzamos elrendezésben. A 20–40°-os eltérés nagyon megnehezíti az eredmények értelmezését, különös tekintettel a kutatóárkot kettéosztó, náluk B megjelölésű eltolódási vonalnak a helyzetére. Lehet, hogy ez is belejátszott abba, hogy az általunk 170–340° csapásúnak mért vonal a fenti munkában 120–200° irányú vonalként szerepel. Nem tűnik gondmentesnek a szelvények értelmezése, különösen, ha a szerzők feltételezésekre kénytelenek hagyatkozni a radiolarit ellenállását, de bizonyos

mértékig a felső-jura képződményeket illetően is. Az agyagközbetelepüléssel, egyébként is gumós, agyagos szerkezetű Pálhálási Mészkö és a vékonypados, majdnem tiszta karbonáttal álló Szentivánhegyi Mészkö között konkrét, ellenőrzött mérések hiányában joggal tételezhető fel számottevő ellenállás-különbség. További gondot jelent a Hosszú-árok középső szakaszának értelmezése. Az árokban ugyanis alig jelenik meg mátrix a nagyméretű tömbök között, miközben az ellenállás-szelvényben alig mutatkoznak tömbök. Ezek alapján nem meglepő, hogy a felszíni szelvény és az ellenállás-szelvény egymással nem korrelálható. Az sem tűnik érthetőnek, hogy a Nagy-letakarítás keleti részén, ahol az agyagfilmes, agyagközös Tatai Mészkö települ, miért nagy az ellenállás. Az sem tudható a jelen helyzetben, hogy az alapvetően horizontális elmozdulásként szereplő legjelentősebb szerkezeti vonal mellett, főleg a domb nyugati alsó harmadában megismert, az eltolódási vonallal egyező ÉÉNy–DDK-i csapású szerkezeti vonalak milyen mértékben befolyásolják a vonatkozó képződmények ellenállását. Sokat jelenthetne, ha egyértelműen értelmezhetőnek tekinthetnénk a mért szelvényeket. A Hosszú-árok keleti részén található C jelű vetőről tudhatjuk, hogy ha az létezik egyáltalán, a felszínre biztosan nem fut ki, a felszín alatt viszont csak keleti irányban vethet. Ugyanez vonatkozik a geoelektromos szelvénybeli B vonalra is, ami nem azonosítható a kutatóárbeli B vonallal. Különösnek tűnik az is, hogy a Hosszú-árokhoz tartozó geoelektromos szelvény aljában szálközetként van feltüntetve — jelentős keleties dőléssel — egy nagy ellenállású test, miközben a mérések egy olyan tömeget mutatnak, ami kelet felé és lefelé is lehatárolódik.

Az E2 geoelektromos szelvény északi részén, a végponttól kb. 7 m-nyire közepes (600–700 ohmméteres) ellenállást mértek a felszínen, amit felső-jura pelágikus mészköként értelmeztek. Itt a mérés hitelességét ellenőrzendő egy 120 cm hosszú, 100 cm széles és legnagyobb mélységében 80 cm mély aknát telepítettünk, (IV. tábla 4. fénykép). Az aknában a talajszint alsó részén és alatta a Dachsteini Mészkönek 10–30 cm-es méretű törmelékét találtuk, ami alatt az akna nagyobbik részét kitöltő, keleti és északi irányba az aknán túlterjedő hasonló tömb akadályozta az akna továbbmélyítését. Az E3 szelvény nyugati részén végzett aknamélyítés során a vastag talajszintben félméteres Dachsteini Mészkö tömbök akadályozták a mélyebbre jutást, igaz, itt az értelmezett szelvényben 70–80 cm vastag törmelékzóna szerepelt, kb. 1 m-es mélységig terjedően.

A Hosszú-árbeli csapásmérés szerint a balos horizontális komponensű eltolódási vonal párhuzamos lefutású az Eperjes jelenlegi nyugati lejtőjének csapásával, ami közelítőleg megegyezik a jura időszaki hátság peremével. Erre utal a Zirc Zv–10137 jelű, szakaszos magvételrel mélyített vízkutató fúrás rétegsora is. A mintegy 180 m vastag, a középső-jurától medencefaciális rétegsor Kardosréti és Dachsteini Mészkövét vörös színű, jobbára crinoideás hasadékköltés jellegű neptuni telérek szabdalják, amelyek a hátságperemi szerkezeti elemnek kora-jurabeli megnyíl-

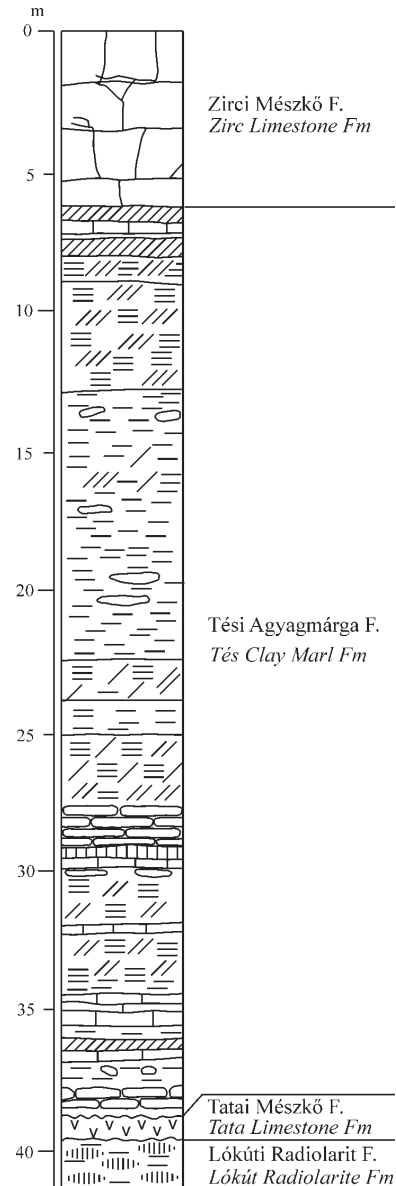
vánulásaként értékelhetők. Helyzetében és irányában lényegében ezzel látszik egybekapcsolódni a későbbi (juránál fiatalabb) eltolódási vonal is.

A már említett blokkos széttagolódás következtében a Lókúti-medencétől keletre egy tengeralatti kiemelkedés, az Ámos-hátság (VÖRÖS & GALÁ CZ 1998) alakult ki. A hátság nyugati lejtőjén, az Eperjes tetői részén, egy keskeny sávban — tekintélyes üledékhézag után — a Lókúti Radiolarit erősen meszes változata is kifejlődött 1-2 m-es vastagságban. Már ennek a magyarázatára is csak feltételezéseink vannak, de még kevésbé érthető az Eperjestől KDK-re eső Som-hegy alsó-krétába is átvezető jura rétegsorának szokatlanul vastag és folyamatosnak tűnő, medence jellegű kifejlődése. A kifejlődési jellegek alapján több kérdés is joggal vehető fel. Részét képezhette-e ez a terület az Ámos-hátságnak, vagy netán a hátság déli pereme ennek északi oldalán húzódott? Ha az utóbbit tételezzük fel, akkor az Ámos-hegy nem tartozhat a róla elnevezett hátságához. A kifejlődési jellegek alapján nem tűnik valószínűnek, hogy a som-hegyi jura a Lókúti-medencéből a hátságba bevezető jelentősebb kiterjedésű csatorna terméke legyen. Ad absurdum felvethető továbbá, hogy ha az Ot–86a fúrásban feltárt Úrkúti Mangánérc az eplényi mangánérctelep északi folytatása, akkor a Telegdi Roth-vonal menti eltolódás mértéke aligha mérhető kilométerekben.

A Szentivánhegyi Mészkö „hierlatzi jellegű” ősmaradványban gazdag változata (Szállhegyi Mészkö T.) létrejöttének okát az alábbiakban látjuk: a késő-jura vége felé folytatódott a Mellétei óceáni ág záródása, ami a térség hátsági területein a tenger folytatódó sekélyebbé válását eredményezte. A jelentősebb hátságperemi, jobbra áramlásárnyékos lépcsőkön gazdag életközösség jött létre, amit az alkalmanként felerősödő áramlatok egy lépcsővel lejjebb szintre ülepítettek át (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972, PALOTAI et al. 2006). Ugyancsak a sekélyebbé válás lehetett az oka a korall tartalmú keményfelszín berriasi idején történt kialakulásának, és a kapcsolódó féregtelepek létrejöttének.

A kora-kréta folyamán a gerescei és a déli-bakonyi medence között kialakult ugyan egy enyhén tagolt, nagy méretű hátság, de MIZÁK (2002) vizsgálatai (lásd fent) megerősítik azt a feltételezést, hogy szárazra kerülésre az Eperjesen még az apti korszak folyamán sem került sor, amire pedig a tekintélyes üledékhézag alapján sokan következtettünk (pl. FÜLÖP 1964a, b; KNAUER 1969; KNAUER & VÉGH 1969; CSÁSZÁR & HAAS 1984, 1989).

A képződmények jellegéből adódóan, és a Bakony jura fejlődéstörténetének ismeretében (VÖRÖS & GALÁ CZ 1998) MIZÁK (2002) a $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ értékekből feltételezen azt a következtetést vonta le, hogy a tengeralatti hátságokon lokálisan kialakulhatott olyan környezet, ahol a tengervíz keveredhetett meteorikus vizekkel. Ha azonban meggondoljuk, hogy több tíz millió év óta közel s távol nem ismerünk még szigettengert sem, a meteorikus vizek eredete megmagyarázhatatlannak tűnik. Ha feltételezzük, hogy kisebb szigetek mégis előfordulhattak, ez akkor is csak jelentéktelen mértékű felhígulást jelenthetett, kiédesedésről



11. ábra. Az Olaszfalu O-12 jelű fúrás rétegoszlopa a litosztratigráfiai egységekkel

Figure 11. Columnar section of the borehole Olaszfalu O-12 with lithostratigraphic units

vagy a tengerpart közelségéről a középső-krétáig nem beszélhetünk. Szárazulattá a terület csak a kora-albaiban vált. Ennek egyértelmű jelzője az Alsóperei Bauxit, amelynek, bár az Eperjesről nem ismert, a Tunyok-hegy környékén több telepét is feltárták. Az O-12 jelű fúrásban harántolt báziskörnyéki szárazföldi, mocsári, tavi képződmények kétségtelenné teszik a megelőző szárazföldi lepusztulást (11. ábra).

A hemipelágikus Pénzeskúti Márga Villó-hegyi kondenzációs bázisrétege kitűnő példájául szolgál a *Stoliczkaia dispar* zóna idején lezajlott globális léptékű euszatikus tengerszintemelkedésnek (CSÁSZÁR 2002), amelynek mértéke legalább 150 m-re tehető.

Következtetések

1. Az Eperjes nyugati lejtőjének közepén húzódó közel észak-déli irányú balos eltolódási vonal jelenleg egy lejtő-fációsú (crinoideás Pálhálási Mészke, hierlatzi típusú Szentvánhegyi Mészke), erősen hézagos jura rétegsort különít el egy Dachsteini Mészke, Kardosréti Mészke és Hierlatzi Mészke tömbökből álló, felső-jura fedőjű kifejlődési területtől.

2. Az eltolódási vonaltól keletre eső terület megabreccsája létrejöttének kiváltó okaként a tágabb térségben (Közép-Atlantikum és Penninikum vagy Liguriai-óceán) a középső-jura idején zajló oceáni aljzatképződési folyamatok jelölhetők meg, szemben a feltételezett késő-jura kompressziós, takaróképződési vagy eltolódásos mozgásokkal. Ennek megfelelően a breccsa egyértelműen vetőlábi breccsának minősíthető (12. ábra). A jelenség párhuzamba állítható a fenyveskúti szelvény megabreccsájával, a móri Csóka-hegy óriáshasadékával, a karavankákbeli Wildensteini-völgy középső-jurabeli hasonló breccsájával, továbbá a Déli-Alpok, sőt a tágabb Mediterráneum számos pontján megjelenő breccsákkal.

3. Jóllehet középső-jura cementációt a felszínen nem sikerült azonosítani, a felső-jura legalsó (oxfordi) rétegeiben sem láthatók sehol olyan jellegek, amelyek azt igazolnák, hogy a breccsát alkotó tömbök konzolidálatlan

mésziszapba vagy konszolidált, mészke jellegű képződményre hullottak volna. A mésziszap szerkezete mindenütt a tömbök közötti tér utólagos kitöltésére utaló jeleket mutat. Mindezek alapján középső-jura vetőlábi breccsa-képződést tételezünk fel, amikor is az ebben a térségben nagyon lassú üledékképződés nem volt képes kitölteni a hatalmas tömbök közötti nagy volumenű teret.

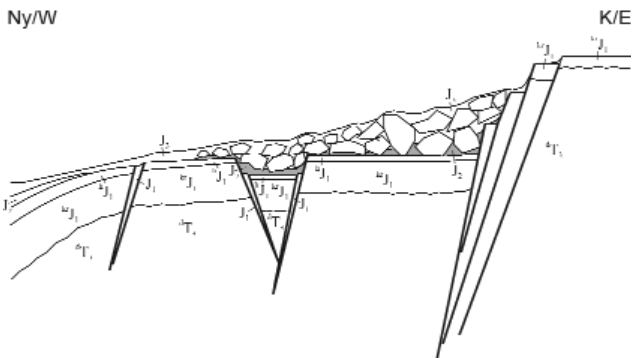
4. Az Eperjes tetői részen sikerült kimutatni a Lókúti Radiarit megjelenését, valamint meghúzni a Tatai Mészke keleti elterjedési határát. Az előbbi ugyancsak kizárja mind az olisztosztróma jellegű, mind a feltolódásos, vagy takaróképződéses eredetű breccsaképződést.

5. Nem sikerült magyarázatot lelteni az olaszfalui Somhegyen megjelenő vastag medencefációsú jura képződmények előfordulására. Ennek kapcsán felvethető és vizsgálendő a Telegdi-Roth-vonal szerepe, de az a kérdés is, hogy az Ámos-hátság névadó hegye részét képezte-e egyáltalán a fent nevezett hátságnak.

6. Számos korábbi adat kiegészítéseként egyértelműen bizonyítást nyert, hogy a csak kisebb üledékhányt mutató késő-jura üledékképződést az Eperjesen a kora-krétában apró lencséképződés, efemer és a kiemelt területeken akkor is áramlásárnyékos helyekre korlátozó vagy cementáló jellegű üledékképződés váltotta fel (féregtelep, korall előfordulás). Közel folyamatos üledékképződés csak a késő-apti végén, esetleg a kora-albai elején alakult ki.

7. Szárazulattá a terület a kora-albai folyamán vált, amikor az „Ámos-hátság” Eperjes tetői részétől keletre eső területtel egészen lepusztult a Tatai Mészke, és az annak esetleg fekvését képező, feltehetően nagyon vékony és erősen hézagos jura rétegsor is erodálódott.

8. A terület rétegsorában is dokumentáltuk, hogy a kis vastagságú, időben változó környezetű urgon fációsú karbonátplatform képződési folyamatának egy globális érvényű, legalább 150 m vízszintemelkedéssel járó euszatikus tengerszintváltozás vetett véget a késő-albai idején (CSÁSZÁR 2002).



12. ábra. Középső- és késő-jura elvi ősföldrajzi metszet az Eperjes nyugati részén

Amikor nagyméretű dilatációs törések mentén a terület nyugati része mélyre zökken. Ennek során óriási tömbök szakadtak le a meredek dőlésű törések mentén a kiemelt helyzetben maradt Ámos-hátság (?) pereméről. Úgy véljük, hogy a középső-jurában a nagyméretű tömbök közti helynek csak egy kisebb részét töltötte ki a mésziszap (J_2), nagyobbik részének kitöltésére csak az oxfordi és kora-kimmeridzei folyamán (J_1) került sor. (A feltételezett középső-jurabeli kitöltést raszter jelzi.) Egyéb képződmények: J_1 – Hierlatz Mészke F., J_2 – Kardosréti Mészke F., T_3 – Dachsteini Mészke F.

Figure 12. Middle and Late Jurassic hypothetical palaeogeographic section on the western slope of the Eperjes Hill

Showing the sudden subsidence of the western part of the Ámos High (?) generating the formation of the scarp breccia. The space between the big blocks supposed to be filled partially in the Middle Jurassic (J_2), while its larger part was filled in the Oxfordian and Early Kimmeridgian (J_1) only. (The hypothetical infilling is indicated by raster.) Other formations: J_1 – Hierlatz Limestone Fm., J_2 – Kardosréti Limestone Fm., T_3 – Dachstein Limestone Fm

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a 37510 számú OTKA projekt és a Természet-és Környezetmegőrzési Szakállamtitkárság támogatta. A szerzők köszönettel tartoznak a lektoroknak: GALÁCZ Andrásnak, KNAUER Józsefnek és PALOTAI Mártonnak, akik további alapos átgondolásra készítették a szerzőket, esetenként még adatkiegészítéssel is segítettek munkánkat. Köszönetünk ezért tehát annak ellenére is őszinte, hogy egyes lektori megfogalmazásokat nem éreztünk helyénvalónak. Az új ábrák formába öntését SIMONYI Dezsőnek és PAULHEIM Gáspárnak köszönjük.

Irodalom — References

- CECCA, F., CRESTA, S. & SANTANTONIO, M. 1983: Ammoniti del Malm dell' Appennino Marchigiano conservate nel museo del Servizio Geologico d'Italia. — *Bolletino del Servizio Geologico D'Italia* **102**, 109–132.
- CONVERT, P., MÁRTON E. & HAAS, J. 2006: Paleomagnetic evidence for a megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequence of Eperkés Hill, Transdanubian Range, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, 43–56.
- CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta képződmények rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — Middle Cretaceous formations of the Transdanubian Central Range: stratigraphy and connection with bauxite genesis. (both Hungarian and English) — *Geologica Hungarica series Geologica* **23**, 295 p.
- CSÁSZÁR G. 1988a: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy (Hosszú-árok) EH-1 szelvény. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 6 p.
- CSÁSZÁR G. 1988b: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy EH-2 nagyszelvény. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 6 p.
- CSÁSZÁR G. 1988c: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy EH-3 szelvény. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 5 p.
- CSÁSZÁR G. 1997: Tési Agyagmárga Formáció. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Basic Lithostratigraphic Units of Hungary*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, p. 49.
- CSÁSZÁR G. 2002: Urgan formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 209 p.
- CSÁSZÁR, G. & DOSZTÁLY, L. 1994: Some notes concerning the correlation of the Jurassic and Lower Cretaceous successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range. — In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G., & DAURER, A. (eds.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Zusammenarbeit Österreich–Ungarn Teil 2*, 403–408.
- CSÁSZÁR, G. & FÖZY, I. 1994: Olaszfalu, Eperkés-hegy. Exkursionsführer, A Das Mesozoikum des Bakony-Gebirges. — *64. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft 26–30. September 1994, Budapest*, 53–63.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. (eds.): 1984: Mesozoic formations in Hungary. — *Excursion 104. International Geological Congress XXVIIth Session Moscow, USSR*.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1989: Shallow marine Cretaceous carbonates in the Transdanubian Midmountains. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting Budapest 24–26 April 1989*, 189–226.
- CSÁSZÁR G. & KNAUER J. 1997: Pénzeskút Marl Formation. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Basic Lithostratigraphic Units of Hungary*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, p. 48.
- CSÁSZÁR G. & PEREGI ZS. 2001: Középső-jura korszakbeli megahasadékköltés a Vértes DNy-i peremén. — *Földtani Közlöny* **131/3–4**, 581–584.
- CSÁSZÁR G., NAGY I, T. & FILÁ CZ E. 1988: Jelentés az olaszfalui Eperkés-hegy jura szelvényeinek vizsgálatáról. — Kézirat, Országos Földtani bányászati és Geofizikai Adattár (T/14664), Budapest
- CSÁSZÁR G., GALÁ CZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 397–436.
- CSÁSZÁR G., MIZÁ K J., BARCZI A., VONA M., BAUER N., KENYERES Z. & PENKSZA K. 2002: *Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága. Kirándulásvezető természetkedvelőknek*. — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 62 p.
- FERENCZ GY. 2004: A Móri nagyvető menti középső-jura óriáshasadék kitöltésének vizsgálata és értelmezése. — Kézirat, Diplomamunka, ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 88 p. + 9 fotótábla
- FERRARI, A. 1982: Tettonica sinsedimentaria et associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico sudalpino). — In: FERRARI, A.: *Geologia del Monte Giovo (Versante settentrionale di M. Baldo-Trentino)*. *Guide geol. reg., S.G.I, Bologna*, 67–77.
- FÖZY I. 1991: Bakonyi és gerecsei felső-jura szelvények ammoniteszfaunájának rétegtani és ökológiai értékelése. — Kézirat, Természettudományi Múzeum, Föld és Őslénytár/ Országos Földtani bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest, 31 p.
- FÜLÖP J. 1964a: A bakonyhegységi alsó-kréta. — *MÁFI Évi Jelentés 1961-ről*, 227–252.
- FÜLÖP J. 1964: A Bakonyhegység alsó-kréta (berriázi-apti) képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **13**, 1–77.
- FÜLÖP J. 1971: Les formations jurassiques de la Hongrie. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, **5462**, 31–46.
- FÜLÖP J., HÁMOR G, HETÉNYI R. & VÍGH G. 1960: A Vértes-hegység jura időszaki képződményei. — *Földtani Közlöny* **90/1**, 15–26.
- GALÁ CZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 313–328.
- GALÁ CZ, A. 1989a: Introduction. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting Budapest 24–26 April 1989*, 127–134.
- GALÁ CZ, A. 1989b: Stop 2 Eperkés Hill. Upper Jurassic pelagic sequence with synsedimentary megabreccia and Lower Cretaceous cover. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting Budapest 24–26 April 1989*, 145–150.
- GALÁ CZ, A. 1995: Revision of the Middle Jurassic ammonite fauna from Csóka-hegy, Vértes Hills (Transdanubian Hungary). — *Hantkeniana* **1**, 119–129
- GALÁ CZ 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 principal lithological phenomena). — *Földtani Közlöny* **102/2**, 122–135
- GÖRÖG Á. 1996: Magyarországi kréta Orbitolina-félék vizsgálata, sztratigráfiai és ökológiai értékelése. — Kézirat, Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 329 p.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (eds) 2004: *Geological Time Scale*. — Cambridge University Press, Cambridge, 587 p.
- K. GELLAI M. 2001a: Olaszfalu, Eperjes-Kelet felhagyott anyagnyerő helyeinek kiviteli tájrendezési terve. — Kézirat, Környezetvédelmi Minisztérium
- K. GELLAI M. 2001b: Olaszfalu, Eperjes-Nyugat felhagyott anyagnyerő helyeinek kiviteli tájrendezési terve. — Kézirat, Környezetvédelmi Minisztérium
- KNAUER 1969: Aptian. — In: H. DEÁ K M. (ed.): *Explanation to the Geological map of Hungary, 1:200 000*. Veszprém, MÁFI kiadvány, 33 p.

- KNAUER J. & VÉGH S. 1969a: Olaszfalu. A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata. Észlelési térkép (próbanyomat). — MÁFI, Budapest
- KNAUER J. & VÉGH S. 1969b: Olaszfalu. A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata. Földtani térkép (próbanyomat). — MÁFI, Budapest
- KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. — *Földtani Közlöny* **126/4**, 417–446.
- KOLLÁNYI K. 1988: Eocén bentosz kis-foraminiferrák Dudarról. — *MÁFI Évkönyv* **63**, p. 4.
- KOLOSVÁRY G. 1954: Adatok a magyarországi júra-időszaki korallok ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **84/3**, 235–245.
- KONDA J. 1970: A Bakony hegységi júra időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — *MÁFI Évkönyv* **50/2**, 161–260.
- MANNI R., NICOSIA U. & SZABÓ J. 1992: Late Jurassic crinoids from the Eperkés-hegy (Bakony Mts., Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **15**, 115–137.
- MÉSZÁROS J. 1983: A bakony-hegységi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — *MÁFI Évi Jelentés 1983-ról*, 485–502.
- MIZÁK J. 2002: Az olaszfalui Eperjes üledékhézagainak vizsgálata, földtani térképezés, természetvédelem. — Kézirat. Diplomamunka, ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 116 p.
- NAGY I. 1988: Jelentés az új gyűjtésű Olaszfalu Eperkés-hegyi szelvények anyagának áttekintő vékonycsiszolati vizsgálatáról. — Kézirat, Magyar Földtani Bányászati és Geofizikai Adattár 1p. +2 mell.
- NOSZKY J. IFJ. 1934: Adatok az Északi-Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **64**, 99–136.
- NOSZKY J. IFJ. 1959: Útmutató a bakonyhegységi kirándulásokhoz. — In: Kirándulásvezető a magyarországi mezozoos konferencia résztvevői számára. Felsőoktatási Jegyzetellátó Vállalat, Budapest, 37–46.
- NOSZKY J. IFJ., BENKŐ F., BERTALAN K., DARNAY B., GÖBEL E., LACZKÓ D., LÁSZLÓ D., LÓCZY L., PORSZÁSZ K., SZALAI T., SZENTES F. & TAEGER H. 1957: A Bakonyhegység É-i részének földtani térképe. — In: BARNABÁS K., BÁRDOSSY GY., BERTALAN K., CSILLAG P., GÖBEL E., JASKÓ S., SZENTES F. & SZÓTS E.: Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950–1954 között. *MÁFI Évkönyv* **46**, p. 3.
- PALOTAI M. 2005: Felső-júra áthalmazott képződmények a Dunántúli-középhegységben — esettanulmányok. — Kézirat. Diplomamunka, ELTE TTK, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 82 p.
- PALOTAI M., CSONTOS L., DÖVÉNYI P. & GALÁCZ A. 2006: Az eperkés-hegyi felső-júra képződmények áthalmazott tömbjei. — *Földtani Közlöny* **136/3**, 325–346
- PAVIA, G., MARTIRE, L., CANZONERI, V. & D'ARPA, C. 2002: An introduction to the Jurassic geology of Western Sicily: Stop 3. — Rocca chi Parra Quarry. A condensed rosso ammonitico succession: depositional and erosional geometries, neptunian dykes and ammonite assemblage. — *General field trip guidebook (6th International Symposium on the Jurassic system)*, 42–48.
- ROMAN, J., ATROPS, F., ARNAUD, M., BRALE, G., BARRAT, J., BOULLIER, A., DE BROIN F., GILL, G. A., MICHARD, J. G., TROQUET, P. & WENZ, S. 1993: Le gisement Tithonien inférieur des calcaires de Conjuers (Var. France) état actual des Connaissance. — *Geobios, M. S.* **16**, 126–135.
- SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. 1996: Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological implications. — *Paleopelagos* **1996/6**, 123–169.
- SASVÁRI Á. 2003: A bakonyi Telegdi Roth-vonal vizsgálata. — Kézirat. Diplomamunka, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 109 p.
- SOMODY Á. 1989: A survey of the Aptian Brachiopoda from the Northern Bakony Mountains (Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica*, **14**, 41–62.
- SZIVES O. 2001: A Tatai Mészkkő Formáció bázisrétegéből előkerült ammoniteszfauna komplex őslénytani feldolgozása. — Kézirat. Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tsz, Budapest, 127 p.
- SZIVES, O. & MONKS, N. 2002: Heteromorph ammonites from the Tata Limestone Formation (Aptian – Lower Albian) Hungary. — *Palaeontology* **45/6**, 1137–1149
- TAEGER, H. 1909: Adatok az É-i Bakony geológiájához. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1909-ről*, 55–62.
- TELEGDI ROTH K. 1934: Adatok az Északi Bakonyból A magyar középső tömeg fiatalmezozoos fejlődéstörténetéhez. — *MTA Matematikai és Természettudományos Értesítője*, **52**, 205–252.
- TELEGDI ROTH K. 1935: Adatok a D-i Vértes és az É-i Bakony földtani viszonyaihoz. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–1928-ról*, 115–126.
- VICZIÁN I. 1995: Clay mineralogy of Jurassic Carbonate rocks, Central Transdanubia, Hungary — *Acta Geologica Hungarica* **38/3**, 251–268.
- VARGA Zs. 2003: A Lókúti-domb medence fáciesű középső-júra–alsó-kréta képződményeinek vizsgálat, fejlődéstörténet, természetvédelem. — Kézirat. Diplomamunka ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 115 p. + melléklet.
- VÖRÖS A. & GALÁCZ A. 1992: Eperkés-hegy. — In: VÖRÖS A. & PÁLFY J.(ed.): *Regional Field Symposium on Mesozoic Brachiopods, Hungarian Natural History Museum, Budapest*, 68–71.,
- VÖRÖS A. & GALÁCZ A. 1998: Jurassic Paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104/1**, 69–84.
- WEIN GY. 1934: Zirc környékének titon rétegei. — *Földtani Közlöny* **64**, 81–98.
- 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**, 381–407.
- WINTERER, E. L. & SARTI, M. 1994: Neptunian dykes and associated features in southern Spain: Mechanics of formation and tectonic implications. — *Sedimentology* **41**, 1109–1132.

Kézirat beérkezett: 2007. 05. 22.

Plates

Plate I

Photo 1. Szélhegy Member of the Szentivánhegy Limestone (top), and Pálhálás Limestone (lower part), close to the western end of the Hosszú-árok.

Photo 2. Ammonite- and Brachiopod-bearing, crinoidal Szélhegy Member of the Szentivánhegy Limestone Formation with white Berriasian limestone fissure fill. Western part of the Hosszú-árok, fissure fill oriented vertically.

Photo 3. Oncooidic Kardosrét Limestone, eastern side of the strike slip fault, Hosszú-árok.

Photo 4. Kardosrét Limestone (k), capped by Hierlatz Limestone (h). Both of them are embraced and covered by the lower part of the Upper Jurassic limestone.

Photo 5. Light red micritic version of the Lower Tithonian Szentivánhegy Limestone and its overlying Berriasian pinky erosional remnant (b) deposited after a break in sedimentation, eastern end of the Hosszú-árok.

Plate II

Photo 1. The succession of a research trench (Fig. 7) located in the Nagy-letakarítás (Stripe Pit): Light pinky, thick-bedded Szentivánhegy Limestone at the base, covered by brown, platy, crinoidal Tata Limestone with rock fragments at the base, derived from the underlying limestone; Middle part of the Nagy-letakarítás.

Photo 2. Stromatolite-like structure in the thick bedded limestone bank of the Nagy-letakarítás (enhanced on the photo).

Photo 3. Contact between the Tata Limestone and its basal breccia layer in the research trench, Nagy-letakarítás (detail of Photo 1).

Photo 4. *Dermoseris* sp. solitary coral from the surface of the Szentivánhegy Limestone in the worm tube colony horizon, Nagy-letakarítás. (Determination is made by D. TURNŠEK).

Photo 5. Worm tube colony crust in thin section developed just above the Szentivánhegy Limestone, Nagy-letakarítás.

Plate III

Photo 1. Erosional remnants of the Tata Limestone deposited directly upon the blocks of Dachstein Limestone, southern end of the Nagy-letakarítás.

Photo 2. Cliff on the top of the Eperjes composed of the Zirc Limestone of Albian age.

Photo 3. Mass occurrence of rudist Bivalve shells in the Eperkéshegy Member of the Zirc Limestone Formation, top of the Eperjes Hill.

Plate IV

Photo 1. Dissolution contact between the Kardosrét Limestone and the Úrkút Manganese Ore Mine on the core surface of the borehole Olaszfalu Ot-86a.

Photo 2. The same as the previous photo, but on cross-sectional view of the core.

Photo 3. The same as the previous two pictures, but in thin section. It gives evidence that red, gastropode-bearing limestone was the first sediment within the dissolution cavity which was mainly replaced by manganese ore.

Photo 4. Prospect hole located 7.5 m from the northern end of the geoelectric profile E2 in which fragments of Upper Jurassic limestone and Dachstein Limestone are found below of which Dachstein Limestone of bigger size is situated.

I. tábla — Plate I

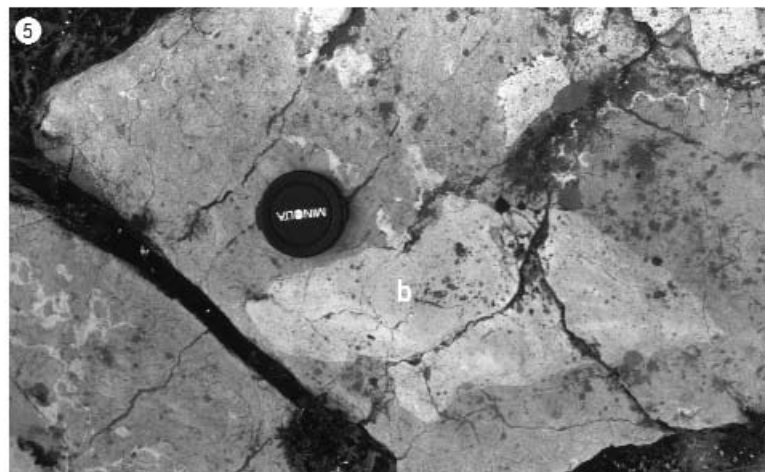
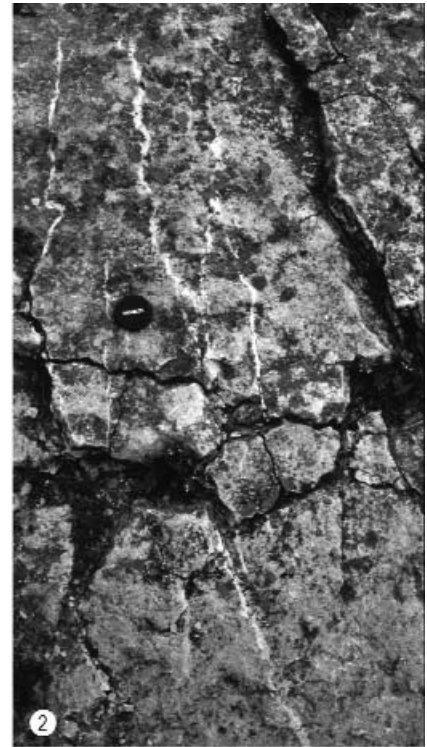
1. A Pálhálási és a Szentivánhegyi Mésző Szelhegyi Tagozata a Hosszú-árok nyugati vége közelében.

2. A Szentivánhegyi Mésző crinoideás, ammoniteszes, brachiopodás Szelhegyi Mésző Tagozata a Hosszú-árok alsó (nyugati) részén, benne vékony függőleges helyzetű, fehér, berriasi emeletbeli mészkő hasadékkitöltésekkel.

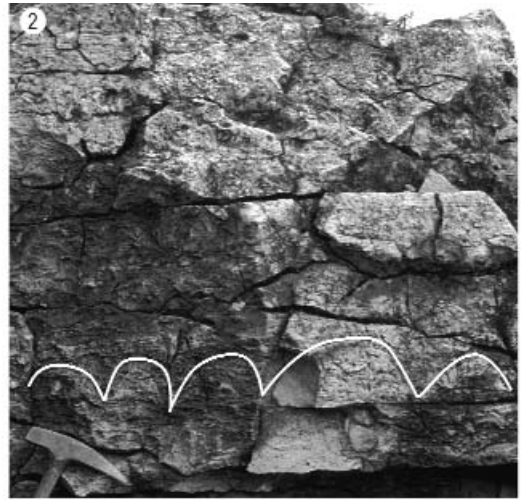
3. Onkoidos Kardosréti Mésző a Hosszú-árok az eltolódási vonaltól keletre eső részéből.

4. Kardosréti Mésző (k) és az azt sapkaként fedő Hierlatzi Mésző (h), a Szentivánhegyi Mésző alsó-malmba tartozó rétegei által körülölelten.

5. A Szentivánhegyi Mésző itt jellemző világosvörös alsó-tithon változata és az arra tekintélyes üledékhézaggal települő, foszlányként megőrződött fakórozászinű berriasi rétege (b) a Hosszú-árok keleti végén.



II. tábla — Plate II



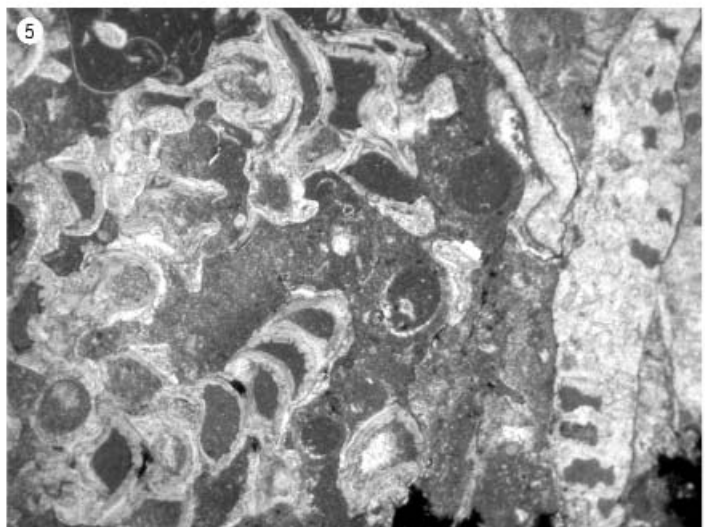
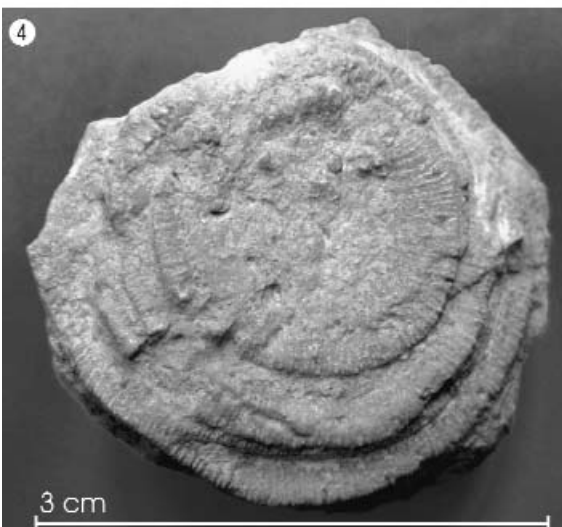
1. A Nagy-letakarítás középső részén létesített kutatóárokban (7. ábra) feltárt rétegsor: alul pados, világos rózsaszínű Szentivánhegyi Mészkő, felette piszkosbarna, lemezes Tatai Mészkő, bázisán a fekü törmelékéből álló breccsával.

2. Sztromatolitra emlékeztető szerkezet (a fényképen kiemelve) a Szentivánhegyi Mészkő vastagpados kifejlődésű rétegében a Nagy-letakarításon belül létesített kutatóárokban.

3. A Tatai Mészkő és bázisbreccsájának kontaktusa a Nagy-letakarítás kutatóárákban (az 1. fénykép részlete).

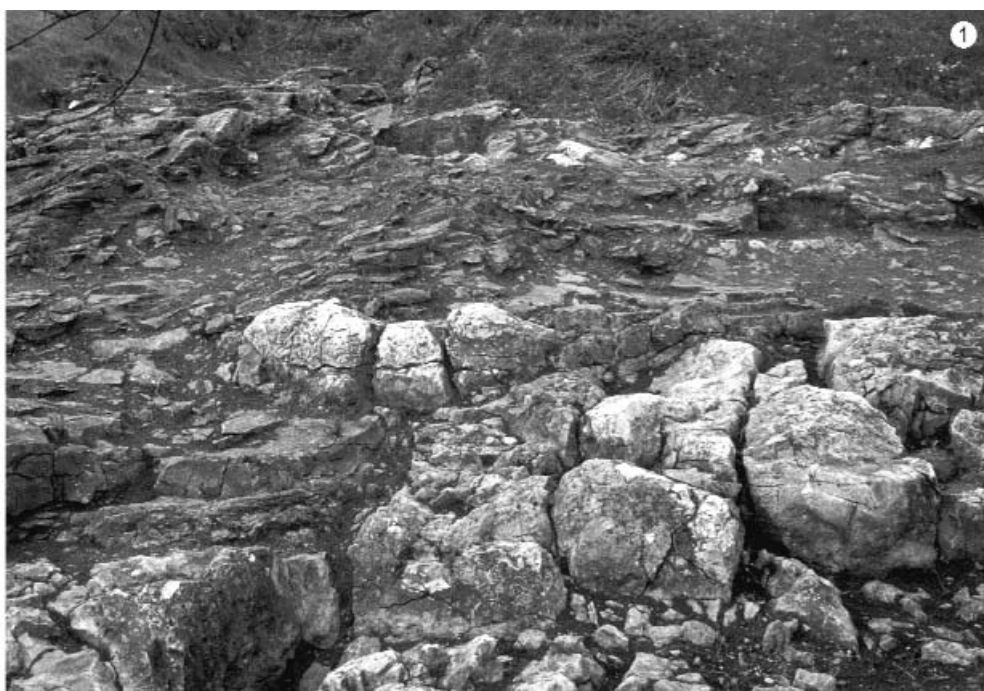
4. *Dermoseris* sp. korall a Nagy-letakarítás Szentivánhegyi Mészkőnek felszínén, a féregtelep szintjében. (A határozást D. Turnšek végezte).

5. Szentivánhegyi Mészkő felszínén kialakult féregcsőtelep vékonycsiszolati képe, Nagy-letakarítás.

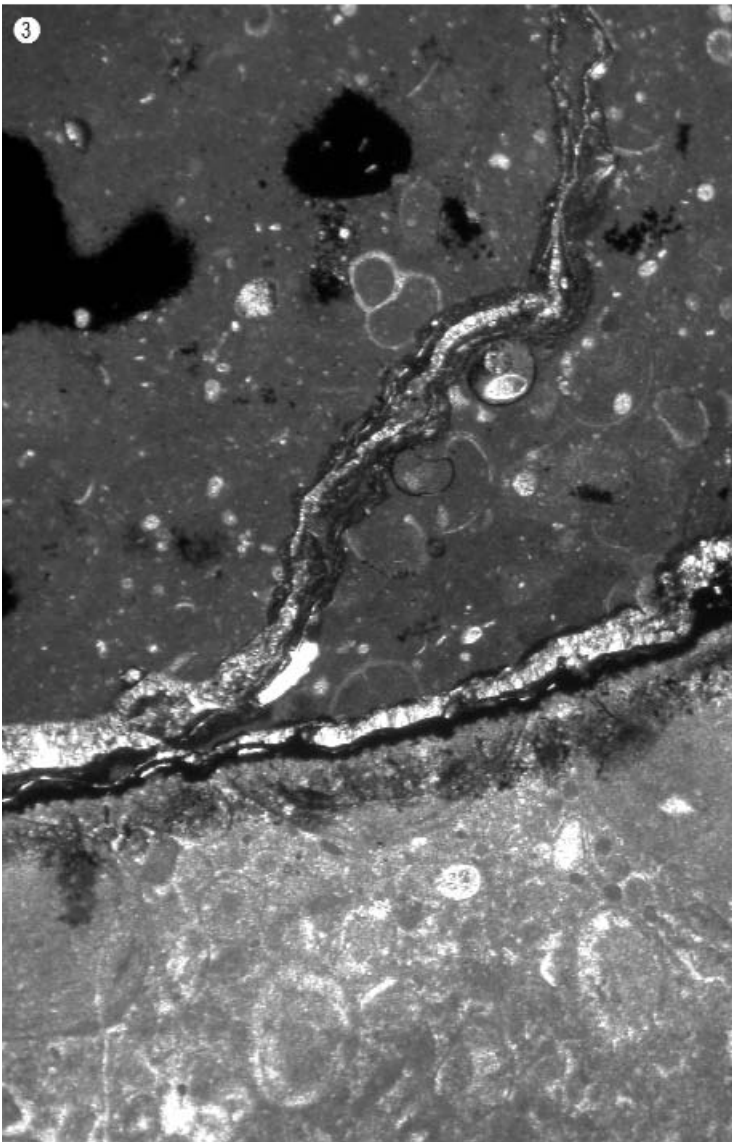
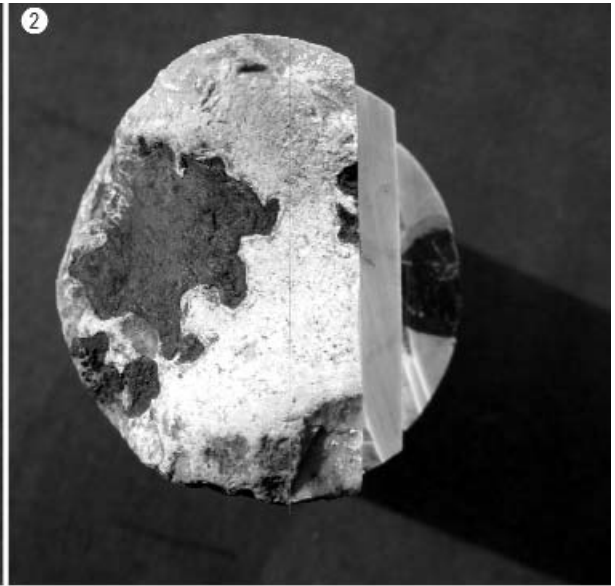
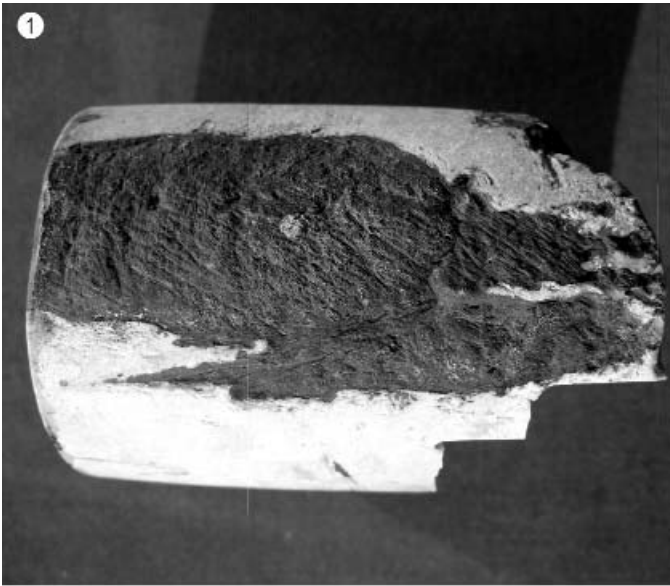


III. tábla — Plate III

1. Tatai Mésző foszlányai közvetlenül a Dachsteini Mésző tömbökre települten a Nagyletakarítás déli részén.
2. Zirci Mésző Formáció az Eperjes tetején lévő sziklafalban.
3. A Zirci Mésző rudista héjat tömegesen tartalmazó Eperkéshegyi Tagozata az olaszfalui Eperjes tetői részén.



IV. tábla — Plate IV



1. A Kardosréti Mésző és az Úrküti Mangánérc visszaoldásos kontaktusa az Ot-86a fúrásból származó fűrőmag felszínén. A magátmérő 5 cm.

2. Mint az előző fénykép, de a fűrőmag keresztmetszetében. A mangánérc peremén keskeny sávban megőrződött az üreg elsődleges kitöltőanyaga is.

3. Mint az előző fénykép, de vékonycsizolatban: onkoidos Kardosréti Mésző, és a visszaoldásos üreg elsődleges kitöltője: a vörös színű, csigás mudstone, amit az előző két képen túlnyomórészt kiszorított a mangánérc.

4. Az E2 geoelektromos szelvény északi végétől 7,5 m-nyire telepített akna fényképe, amelyben a vékony talaj alatt a Dachsteini Mésző és a Szentivánhegyi Mésző néhány dm-es törmeléke, majd az alatt az aknán túlterjedő Dachsteini Mésző tömb található.