

Kelet-mátrai oligo–miocén rétegsorok paleoklimatológiai és ökológiai elemzése — Az antarktiszi oligo–miocén jégtakaró változásainak nyomai a Paratethysben

BÁLDI TAMÁS

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, bal5963@mail.iif.hu

Palaeoclimate and ecology of the Oligo–Miocene sequences of the East Mátra Mts (North Hungary) — Tracing the effects of the Antarctic Oligo–Miocene ice sheet changes in the Paratethys

Abstract

Boreholes deepened mostly in the 1970's in the exploration area of the Recsk copper mine with continuous coring were examined. Some of these cores transected especially thick Oligocene–Miocene sequence. The aim of the present study is not related to ore exploration, but to review the Oligocene – Lower Miocene sedimentary sequence from other aspects never addressed before. Such are the palaeoecological interpretation of already published faunal lists, especially in relation to global climate and eustatic sea level changes. Five cores of 1200 m length of Oligocene–Miocene age were chosen deepened in the 70's, studied by the same author at the time of drilling. Collecting macrofauna and sampling were carried out at the drill-site by the Department of Physical and Historical Geology at the Eötvös University. Further macroscopic studies of the cores to accomplish the earlier description noted at the drill site were carried out at the Eötvös University. This included the taxonomic determination of the fossil material by depth intervals, finding its relative age and its ecological and palaeogeographic interpretation. Our results were found feasible at the time by other experts and the gist of our results were published in several short publications at the time. The conclusions reached at the time are still true, but can be improved and our new focus on palaeoclimate can contribute accomplishing new results.

New contributions to understand better this Oligocene–Miocene sequence:

— The age of the Kiscell Clay Formation was cross correlated and in accordance with our previous results were found to belong to the NP 24 nannozone. The NP 21–22 zone is the time of the formation of the Recsk Andesite as proved by LESS and BÁLDI-BEKE (recently published in LESS et al. 2008).

— The Lower part of the Oligocene (NP 21–22–23 zones) called Tard Clay is missing in this territory.

— The infraoligocene denudation known from Transdanubia since TELEGGDI-ROTH (1927) has never been found from the Northern Midmountains, even where the phenomenon is clearly recognizable. It is supposed, that the Tard Clay Formation was forming through the NP 21–22 zones (34.5–31.5 Ma) in this area, but most likely in relation to the volcanic activity it was eroded in the NP 23 chronozone. This is supported by the nearby occurrence of Tard Clay Formation layers deposited under deep anoxic conditions (in Bükkszék, Fedémes, Eger, westward in the South Cserhát, in Órbottyán, Cinkota and in the Buda Hills).

The duration of the NP 23 zone is 1.5 Ma, providing long enough time to erode the ascended Tard Clay, Buda Marl Formations and the whole Eocene and partly or totally the Palaeogene volcanite formation exposed on land. The total erosion of the Tard Clay and Buda Marl Formations is especially feasible due to its negligible thickness of about ten, twenty metres or of a maximum 100 m thickness. In the NP 23 zone, where the sequence is continuous the intercalation of shallow or freshwater deposits testifies for the great scale global sea level drop TB1.1. of the great Oligocene regression. A rough palaeowater depth estimation for the lowermost two levels of the Tard Clay is of 700 m, while in the upper part following the great regression of NP 23 is shallowed to 130–300 m.

— The erosion of the Tard Clay Formation is indicated in Miskolc–8 core, where a mass of reworked foraminifera and nannoplankton from Tard Clay occurs (BÁLDI & SZTANÓ 2000).

— After this main sea level drop a small scale eustatic sea level rise occurred leading to the deposition of the NP 24 Kiscell Clay Formation. The start of this sea level rise resulted the clastic sedimentation of the so called Pálbükki Member of varying thickness. These clasts are of local origins (andesite, tuff, angular clasts, red clay, limestone) confirming the presence of nearby land. The Kiscell Clay Formation is 200 m thick in the vicinity of Paráád and Recsk, and at several levels at regular intervals intercalated by thin glauconitic layers with shallower shelf origin fossils like the large foraminifers as Nummulites and small Lepidocyclinids. It is believed that these intercalations are not reworked but autochthonous. The homogeneous clay of Kiscell Clay Formation intercalating with the glauconitic sandstone is most likely the result of astronomical forcing of the 100 000 years MILANKOVITCH (1930) cycles.

— The thick schlier overlying the Kiscell Clay starts with glauconite-bearing layers belonging to the NP 25 nannozone. The glauconitic layers at the base are similar to the intercalations of the Kiscell Clay with rich fossil fauna (*Corbula gibba*, *Chlamys biarritzensis*). The bivalve *Chlamys biarritzensis* occurring in the same level in the glauconitic sandstone at Novaj and at other places also.

— Altogether there are three intercalations of the Pétervására Sandstone in the Szécsény Schlier. The schlier always appears in homogenous thick layers due to its high sedimentation rate (20 cm/1000 year). This rate of sedimentation is similar to the Kiscell Clay, on the other hand the glauconitic sandstones have an extremely slow sedimentation rate of 5 cm/1000year.

— The detailed study of the cyclicity of the variable sedimentary units of this area is to be pursued in a later future research.

Keywords: Mátra Mountains, Hungary, Oligocene–Miocene, palaeoclimate, ecology, cyclic changes of palaeo-water depth, effects of Antarctic ice sheet

Összefoglalás

Vizsgáltuk a recski mélyszinti rézércutatás területén mélyített egykori mélyfúrások kőzet- és kővületanyagát, folyamatos magmintáit. Némelyik különösen vastag oligocén és miocén üledékes rétegsort harántolt. E fúrások főleg a hetvenes évek elején mélyültek. Mostani feladatunk nem az ércutatás, hanem a paleogén érces andezit és a miocén Mátrai Andezit közé települt, oligocén–alsó-miocén üledékes rétegösszlet újvizsgálata, a már publikált faunalisták részletesebb paleoökológiai elemzése, különös tekintettel a globális éghajlatra és az euszatikus tengerszint-ingadozásra, és annak szekvencia-sztratigráfiájára, a szintek elemzésére. Őt, 1200 m-es magfúrást választottam, a hetvenes években általam a terepen is vizsgált, vastag oligo–miocén rétegsorral. A faunagyűjtés és mintavétel is a fúrás helyszínén történt. A belső vizsgálatok akkor is az ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszékén történtek. Ezek kiterjedtek a rétegsorok makroszkópos leírásának kiegészítéseire (az első leírás még kinn a terepen született meg). Kiterjedt továbbá a fauna feldolgozására: a mélységközök szerinti fosszíliaanyag meghatározására, relatív korának és ökológiai–ősföldrajzi környezetének felvázolására. Eredményeinket egyetértéssel fogadták, és rövid leírásuk publikációjában is megtalálható kis részletekben (BÁLDI 1983, 1986). Akkori megállapításaink eredményei jók, helyesek voltak, nem is szorulnak revízióra, de továbbfejlesztésre és az új törekvéseknek megfelelő kiegészítésekre igen. Különösen a paleoklimatológiai jeleket próbáltuk meg felkutatni.

Főbb eredményeim vázlata:

— Ellenőriztük a Kiscelli Agyag korát, mely összhangban korábbi eredményeinkkel az NP 24 Martini-zónába tartozik. Az NP 21–22 zóna a recski érces andezit keletkezési dátuma, amint azt a közelmúltban LESS Gy., BÁLDI-BEKE M. (in LESS et al. 2008) és mások bizonyították.

— Így az oligocén mélyebb szintjait a Tardi Agyag teljes hiánya bizonyítja. Ennek megfelelően nem mutathatók ki az NP 21, 22, 23 nannoplankton zónák.

— Kimutattuk az infraoligocén denudációt, amit a Dunántúlról TELEGGI-ROTH (1927) már korábban felismert, de eddig az Északi-középhegységben nem alkalmazták olyan helyeken sem ahol pedig a jelenség felismerhető. Feltevésünk szerint a Tardi Agyag az NP 21–22 zóna idején ezen a területen is képződött (34,5–31,5 M év), azonban feltehetően a vulkáni tevékenységgel kapcsolatban az NP 23 kronozónában lepusztult. Véleményünket indokolják a mélytengeri, euxin fáciesű Tardi Agyag közeli előfordulásai (Bükkszék, Fedémes, Eger, és Ny felé a D-Cserhát, Órbottyán, Cinkota és a Budai-hegység a Budai-vonaltól K-re). Az NP 23 zóna időtartama 1,5 M év, mely bőven adott időt és lehetőséget, hogy a tenger szintje fölé emelkedő szárazulatról a Tardi Agyag, Budai Márga, akár az egész eocén rétegsor, sőt még a paleogén vulkanit is részben vagy egészen lepusztuljon. A Tardi Agyag és Budai Márga teljes lepusztulását különösen megkönnyítette ezek kis, néhány 10 m-es, max. 100 m-es vastagsága. Az NP 23 zónában, ahol folyamatos a rétegsor ott sekély- és édesvízi rétegek közbetelepülésében tükröződik a globális tengerszint nagyfokú esése: ez a TB 1.1. nagy oligocén regresszió idejével esik egybe, a helyi tényezőkön túlmenően még kb. 200 m euszatikus regresszióval is számolnunk kell. Durván 700 m-re becsülhetjük a Tardi Agyag alsó két szintjénél az egykori tenger mélységét és az elsekélyesedett felső szintben (NP 23) a nagy regressziót követően csökkent le kb. 130–300 m mélységre.

— A Tardi Agyag lepusztulását jelzi a Miskolc–8 fúrásban a fiatal oligocén üledékben tömegesen talált, és a Tardi Agyagból származó, arra jellemző foraminiferafauna és nannoplankton (BÁLDI & SZTANÓ 2000).

— A regressziós fázis után egy enyhe, kismértékű euszatikus tengerszintemelkedés következett be, ekkor kezdődött az NP 24 zónába sorolt Kiscelli Agyag lerakódása. Ennek kezdete az ún. „Pálbükki Tagozat” változó vastagságú és helyi kőzetekből származó törmelék (andezit, tufa, szögletes klasztok, vörös agyag, mészkőtörmelék). Ezek az üledékek is a szárazföld jelenlétét tanúsítják. A Kiscelli Agyag Parád és Recsk környékén 200 m vastag és több szintben, szabályos távolságra egymástól vékony glaukonitos rétegek települnek közbe, sekélyebb self jellegű kővületekkel (Nummulites, apró *Lepidocylinák*). Mind a kőzetanyag, mind a fauna autochton. A tömör, tipikus Kiscelli Agyag és a glaukonitos homokkő váltakozása a MILANKOVITCH (1930) féle perturbációk közül valószínűleg azt a változást indikálja, amely 100 000 évenként ismétlődik a Föld Nap körüli elliptikus pályája miatt.

— A Kiscelli Agyagra települő vastag slír összlet legalsó része szintén glaukonitos és az NP 25 nannozónába tartozik. A bázison még a Kiscelli Agyagéhoz hasonló glaukonitos homokkőközbetelepülés van, amiben sok a fosszília (*Corbula gibba*, *Chlamys biarritzensis*). Ez utóbbi kagyló valóságos szintet alkot, miután előfordul a novaji glaukonitos homokkőben is, és még több helyen azonos szintben.

— Az alsó riolittufa alatt összesen három Pétervásárai Homokkő közbetelepülést találunk a Szécsényi Slírben. A Slír mindig vastag, mert üledékképződési sebessége nagy (20 cm/1000 év), ez hasonló mint a Kiscelli Agyagnál. Ugyanakkor a glaukonitos homokkővek képződése igen lassú, max. 5 cm/1000 év.

— Későbbi feladat lesz a váltakozó rétegtani egységek ciklikus ingadozásának kutatása.

Tárgyszavak: Mátra hegység, oligo-miocén, paleoklíma, ökológia, ciklikus tengermélység ingadozás, antarktisi jégtakaró hatásai

Bevezetés

Az említett területen a hetvenes években élénk mélyfúrású tevékenység zajlott a mélyen fekvő rézérctelepek kutatása céljából. Összefoglaló munkák jelentek meg legutóbb a Miskolci Egyetem kiadványában (FÖLDESSY & HARTAI 2008). E munkálatokba az ott dolgozó kollégák, így elsősorban dr. ZELENKA Tibor főgeológus úr, bevonta jelen szerzőt is, akinek módja nyílt e magfúrások anyagának helyszínen való megfigyelésére, leírására és e magok fossziliáinak begyűjtésére. Több, mint száz, 1200 m-es magfúrás anyaga állt rendelkezésünkre. Természetesen közülük csak tucatnyit néztünk meg. A szerzőnek és csapatának kutatási feladata az érces összlet fedőjének vizsgálatára szorítkozott. Mindez — tehát a fedőösszlet — felölelte az olykor tetemes vastagságban harántolt oligocén és miocén üledékes kőzeteket, továbbá a miocén szubvulkanitokat és piroklasztitokat. Elsőrendű feladatunk a fauna begyűjtése, meghatározása és kiértékelése volt. A legvékonyabb rétegek is részletes terepi megfigyelésre, és makroszkópos leírásra kerültek a fossziliák utáni kutatás közben. Meghatároztuk a főleg molluscákból álló makrofaunát, valamint a mikrofaunát (foraminiferákat) (főleg HORVÁTH M.) és a nanoflorát is (többnyire NAGYMAROSY A., eleinte BÁLDI-BEKE M.) Az összefoglalt eredmények BÁLDI (1983, 1986) munkáiban olvashatók. A gyűjtött anyag alaposabb preparálására és meghatározására az ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszékén került sor. Akkori vizsgálataink főleg a kor és a fácies átfogó meghatározására korlátozódtak. A terepen felvett jegyzőkönyvek és a belső, írásos jelentések sok olyan feljegyzést is tartalmaznak, melyek az idő tájt részletkérdésnek tűntek, és a határidők szorításában „félretehetőeknek” minősültek, de legalábbis nem kerültek publikálásra. Most, nyugodtabb körülmények között, jut idő olyan vizsgálatokra is, amelyeket akkoriban nem tudtunk elvégezni, és nem is kapcsolódtak szorosan megbízóink témájához. Ilyen volt egyebek között a paleoklimatológia is.

A vizsgált anyag és terület

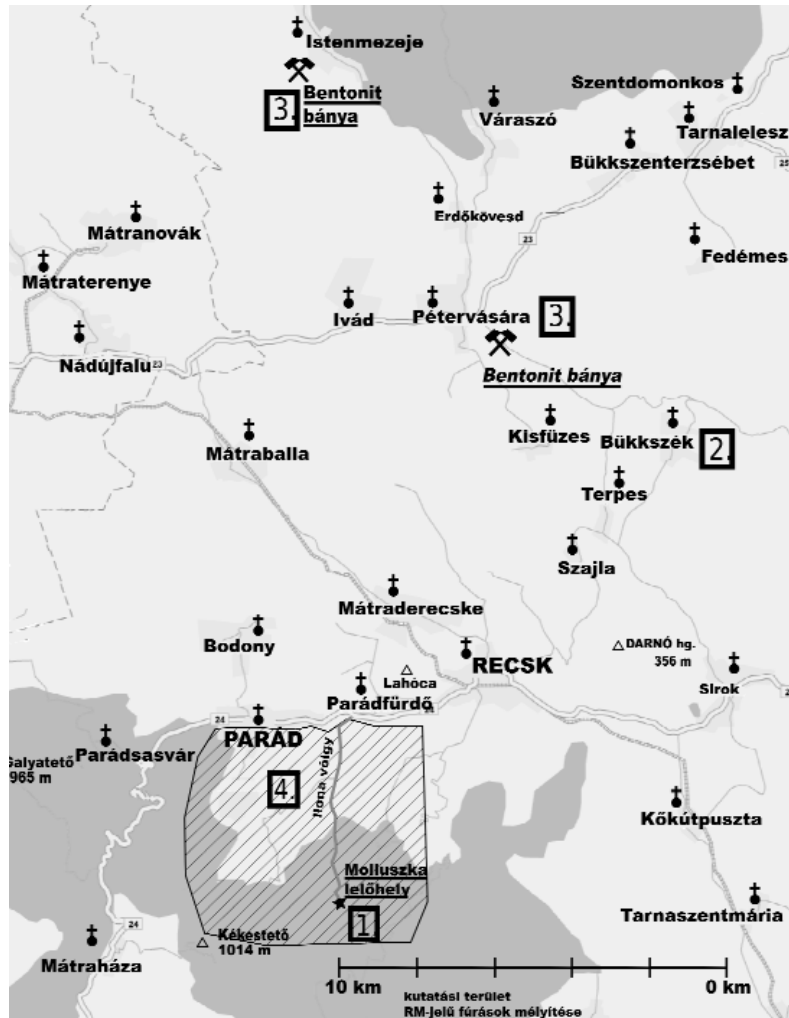
Ebben a tanulmányban kísérletet teszünk néhány, a hetvenes években elhagyott kutatás megvalósítására. Ebből a célból kiválasztottuk öt mélyfúrás szelvényét és makrofaunáját. Ezek mind folyamatos magfúrások voltak, nevezetesen a Recsk RM–89 (felvettük 1973-ban), az RM–103 (1975-ben), az RM–109 (1976-ban), az RM–116 (1976-ban), az RM–123 (1977-ben mélyült és került felvétele). E mélyfúrások szelvényeit és makrofaunáit elemezzük jelen írásunkban részletesen. Vizsgálatainkhoz felhasználtuk SZTANÓ (1994) a Pétervásárai Homokkő szedimentológiájáról írt kitűnő monográfiáját, sok új adatával és korszerű értelmezéseivel. Természetesen nem ismételjük meg most a már korábban publikált adatokat (BÁLDI 1983, 1986 stb.). A szerző felszíni tanulmányokat is végzett. Bejárta a Kelet-Mátrának: a Kékes, Sas-kő, Disznó-kő sűrű

erdővel borított, É-i lejtőjébe vágódott, mély vízmosságait, továbbá a Darnó-hegyet és Mátraderecske, valamint a Lahóca tágabb környékét is. Olyan fúrásokat kaptunk, ill. választottunk ki, amelyek tekintélyes vastagságú oligomiocén rétegsort harántoltak, és amelyekből a szerző kinn a terepen, a mélyfúrás helyszínén, saját kezűleg gyűjtött kövületeket és mintákat a fúrású maganyagokból.

A vizsgált kelet-mátrai terület vázlatát az 1. ábra mutatja be. Az 1. táblázatban foglaltuk össze az általam vizsgált fúrásokban feltárt formációk és tagozatok listáját településük sorrendje szerint (A oszlop). A B–F -ig terjedő oszlopokban a formációk fúrásonkénti vastagsága, ugyanezen formációknak a fúrások felszíni kezdetétől (0 m) számított előfordulási mélységköze, végül — *dőlt betűkkel* — az átszámított mélységközök értékei kerültek feltüntetésre. Az átszámított mélységköz 0 pontját nem a fúrás felszíni kezdetére helyeztük, hanem onnan „*átoltuk*” az „*alsó riolittufa*” *alsó határára*, tehát az *eggenburgi-ottnangi határának közelébe*. Ezt a szintet vettük 0 m-nek, ehhez igazítva átszámítottuk a mélységközskálánkat. Az átszámított mélységköz a riolittufa *alsó határától* számított mélységet, vertikális távolságot adja meg, amit rövidítve a mélységi érték után írt „*ARTA*” „*alsó riolittufa alatti*” jelzéssel láttunk el megkülönböztethetőség céljából. Így a korrelációs lehetőségek megnöttek, szembeötlők lettek. Élesen megjelent egyes fáciesek szinttartó rajzolata az öt fúrás profiljában. Ezzel a módszerrel egy szintbe kerültek a posztegenburgi időkben szétdarabolt, vertikálisan széttöredezett biofácieszónák, továbbá egyes jellemző szedimentológiai és közettani bélyegek. Világosan előbukkant egy finomabb tagolási lehetőség, amit természetesen inkább csak lokálisnak és nem regionálisnak tekintek. Grafikusan is szemléltethető lett egyes események egyidejűsége, azonos kora. Olyan geológiai dokumentumokról van szó, amelyeknek nyomait a posztegenburgi tektonika szétdarabolta, deformálta és különböző mélységekbe mozgatta. A vetők dilatatív jellegét a gyakori szubvulkanáni piroxénandezit-intrúziók, telérek jelzik. Az intrúziók kora-badeni (kb. 16 M év) korúak. Az „*alsó riolittufa*” (Gyulakeszi Formáció) felhalmozódásának dátumát az eggenburgi–ottnangi határra helyezik (kb. 18 M év) (többek között PAPP et al. 1973, STEININGER et al. 1996, majd legutóbb PÁLFY et al. 2007).

Ahogy az az 1. táblázatból is kitűnik, a kiválasztott öt kelet-mátrai fúrás az alábbi formációkat, ill. kőzetrétegtani egységeket harántolta az „*alsó riolittufa*” alatt. *Pétervásárai Homokkő, Szécsényi Slír, Kiscelli Agyag, „Recski Tagozat”* (BÁLDI 1983). Javasolt új név: „*Pálbükki Tagozat*”. A B–F közötti oszlopokban megtaláljuk e formációk általában gyengén ingadozó vastagságértékeit mind az öt fúrás szelvényéből. A G oszlop e vastagságértékek átlagát tartalmazza a fúrások adatai alapján, kihagyva természetesen a magkihozatali, vagy tektonikai eredésű hiányokkal utólag erősen módosított vastagságokat. A táblázatban szereplő adatokra támaszkodva szerkesztettük meg az „*összetett, (vagy átlagos, vagy ideális) szelvényt*” (2. ábra).

A II. táblázatban a formációk relatív korát tüntettük fel. Míg a Pétervásárai Formáció felső szintjének kora jórészt az eggenburgi (kora-burdigalai) korszakba illik bele, addig



1. ábra. Térképvázlat a Kelet-Mátráról (Parádtól és Recsktől D-re), valamint a tőle északra elterülő dombvidékről és erdős (sötétebb szürkével jelölt) hegyvonulatokról

Magyarázat: 1 – Az Iлона-völgy fejeénél kibukkanó gazdag, eggenburgi makrofauna (főleg molluszcák), 2 – A Bükkszék-Fedémes környéki szénhidrogénmező (1937-ben itt kezdett termelni az első kincstári olajkút). E környéken piroklasztit-rétegsorok települnek az egyébként tengeri, folyamatos oligocén rétegsorba (dácittufa, andezitbreccsa és -tufa). Piroklasztit-rétegsorok a Kiscelli Agyag felső szintjében, valamint a Tardi Agyagban (BÁLDI 1983), 3 – Az eggenburgi (alsó-miocén) méter vastagságú bentonitbetelepülése a Pétervásárai Formáció slírrel átmenetet mutató finom szemcséjű kifejlődésében. A bentonit felszínre bukkanása, és/vagy bányászata Pétervásáran és Istenmezején: a „legelső riolituffa” [BÁLDI (1997) in HAAS (ed.) (1997)], 4 – A mélyszinti rézérc-kutatás vázlatos területe, és a kapcsolódó mélyfúrási tevékenység kiterjedése a Kelet-Mátrában. A helyet sraffozás is jelzi, ezen belül mélyültek az értekezésben is tárgyalt mélyfúrások

Figure 1. Map illustrating the studied area in the East Mátra Mts and the forest covered nearby hills (in dark grey)

Explanations: 1 – Outcrop of the rich Eggenburgian mollusc fauna in the Iлона Valley, 2 – The hydrocarbon field around Bükkszék and Fedémes where the first, state-owned productive oil wells were opened in 1937. In this area the continuous Oligocene sequence of the area (Tardi Clay and Kiscelli Clay) has pyroclastic intercalations (BÁLDI 1983), 3 – Bentonite deposits cropping out to the surface in Pétervására and in subsurface position in Istenmezeje. The bentonite layer is about 1 m thick intercalation in the fine grained sediment of Eggenburgian (Lower Miocene) age, 4 – The research area for the deep copper ore mine in the East Mátra Mts with the location of the five studied boreholes in the marked hatched area

e formáció alsó tagozata már a késő-egri (akvitaniai) folyamán képződött a miocén legelején, sőt, a fekvő slírrösszetbe betelepülő, legelső rétegcsoportja a kattinak megfelelő, alsó-egribe tartozik. Az egri korszak idősebb, oligocén szakaszát — (mely egyidős a kattival) — egyébként a Szécsényi Slír lerakódása töltötte ki a Kelet-Mátrában. Egyes régiókban a slírképződés az oligocén záró-dátumánál tovább tartott (elhúzódott az eggenburgi végéig akár) sőt, területünkön is, vastag slírbetelepülések még az eggenburgi

Pétervásárai Homokkő rétegsorában is megjelennek („visszatérnek”). Különösen az RM–89-ben látszott ez szépen. A *II. táblázatban* és a *2. ábrán* bemutatott tényekből jól látható, hogy talán a „betelepülés” szónál is jobban fedné a valóságot, ha váltakozásról írnánk. Nevezetesen létezett olyan időintervallum és olyan régió, ahol a slír és a homokkő eltérő fáciesei időben váltogatták egymást, vagy térben átmentek egymásba. A rétegtani és kronológiai eligazodást megkönnyíti, és a formációk, emeletek finomabb tovább-

I. táblázat. A kelet-mátrai néhány RM jelű magfúrás harántolta formációk
Table I. The formations occurred in the studied core holes (marked with RM)

A	B	C	D	E	F	G
Képződmény, formáció	RM 89 (1973)	RM 103 (1975)	RM 109 (1976)	RM 116 (?1976)	RM 123 (1977)	A képződmény vastagságának átlaga
Pétervásárai Homokkő felső szinttáj	60 m 10 70 0-60	182 m 460 642 0-182	90 m 390 480 0-90	(eróziós hiátus)	16 m 34 50 0-16	87 m
Pétervásárai Homokkő alsó szinttáj	80 m 70 150 60-140	40 m 642 682 182-222	110 m 480 590 90-200	32 m 12 44 0-32	130 m 50 180 16-146	88 m
Szécsényi Slír	218 m 150-368 140 358	170 m 682-852 222 392	180 m 590-770 200 380	60 m 44-104 32 92	170 m 180-350 146 316	160 m
Kiscelli Agyag	202 m 368-570 358 560	236 m 852-1081 392 621	VFTŐK 770-860 380 770	174 m 104-270 92 258	200 m 350-550 316 516	203m
Recski Formáció	16 m 570 586 560-576	120 m 1081 1200 621-740	90 m 860 950 770-860	2 m 270 272 258-272	25 m 550 575 516-541	50 m

A = a harántolt formációk, B-F = az adott formációk vastagsága a fúrásban, a felszíntől számított mélységköz és dőlt számmal az átszámított mélység az alsó riolitufa alsó határa alatt (ARTA), az eggenburgi-ottnangi határhoz közel, G = a formáció vastagságának átlaga az adott fúrások alapján.

A = the cored formations, B-F = The thickness of the formations in the boreholes. Below the thickness given the interval of traditional core depth from the surface. Below the interval in italics the relative depths are given in metre from the overlying bottom of the "lower rhyolite tuff" taken as zero level (ARTA) around the Eggenburgian-Ottngian boundary. G = The average value of the thickness of the formations based on the studied boreholes.

tagolását lehetővé teszi a szinteknek (horizontoknak) már említett felismerése a jelen munka keretében. A szintek főleg biosztratigráfiai alapozásúak, de szedimentológiai, kőzettani bázison is képesek vagyunk vertikálisan eligazodni (SZTANÓ 1994). Mindkét tagolási módszer rávilágít a fáciesek paleoökológiai jelentésére, különösen a bathymetria és a paleoklimatológia szempontjából.

Az új faciesszintek a Kelet-Mátrában

Alulról felfelé haladva, mind az újvizsgált öt fúrás szelvénye, mind a felszíni észlelések alapján az alábbi szinteket ismertük fel (II. táblázat).

I. A kiscelliben (Kiscelli Agyagban): **a)** brachiopodás-bryozoás horizont, **b)** Malletia – „Chlamys” picta – diomedes horizont **c)** cidariszos szubhorizont (többször felbukkan más szinteken belül, átnyúlik az egribe).

II. Alsó-egriben (felső-oligocén, katti, Szécsényi Slírben): a slírfacies „C” zónájában, **d)** Corbula gibba – Chlamys biarritensis-es szint, **e)** Propeamussiumos szint, **f)** Spatangidae szint.

III. Felső-egriben (alsó-miocén, akvitaniai, Pétervásárai Homokkőben): **g)** Chlamys–Balanus–Selachia „III. zóna (III. CBS)”. Szécsényi Slír „B” jelzésű zónájában, azaz betelepülésében (felső-egri, akvitaniai, alsó-miocén), **h)** Flabellum–Bathysyphon–Clio horizont.

IV. Pétervásárai Homokkő középső szinttájában: (legfelső-egri, alsó-eggenburgi, alsó-burdigalai): **II.** CBS zóná-

ban, **i)** Chlamys–Balanus–Selachia szint (eggenburgi), (alsó-burdigalai, miocén, az Iona-völgyi fauna kavicsos homok szintje eggenburgi).

V. Szécsényi Slír, legfelső, „A” zónájában: **j)** Flabellum–Lentipecten horizont.

VI. Pétervásárai Homokkő felső szintjében: **k)** Chlamys–Balanus–Ostrea I. CBS zóna (eggenburgi, alsó-burdigalai, miocén).

Események és időrendjük a Kelet-Mátrában

Ezúttal a radiometrikus kronológia sorrendje szerint tekintjük át az eseményeket és dokumentumaikat. A korhatározás közvetve történt, mivel a paleogén andezit utólagos bontottsága miatt, a rajta mért értékek rendkívül megbízhatatlanok, túl nagyok a hibahatárok, vagy egyszerűen hamisak. Különösen a posztvulkáni hidrotermális hatások torzítottak sokat.

Zavart okozott világszerte az eocén-oligocén határ dátumának módosítása a Berggren-féle új, általánosan elismert, és mérvadónak tekintett geokronológiai táblázaton (BERGGREN et al. 1995). A fenti kollégák áthelyezték az eocén-oligocén határt, amely 36,3 millió évről a 33,6 millióra került át. Ez 3 millió éves „fiatalítást” jelentett.

A változtatás okait sok új adat felbukkanása váltotta ki. Ilyenek voltak pl. NAGYMAROSY et al. (1986), valamint DUNKL & NAGYMAROSY (1992) radiometrikus vizsgálati eredményei, amelyeket a Tardi Agyag mélyebb szinttájába

II. táblázat. A formációk (D) relatív kora (A–C), valamint a formáción belül felismert biofációs horizontok (E) és a tengerszint változások trendjei (transzgressziós, ill. regressziós, F). Ezek a biofációs horizontok a vizsgált fúrásokban mind felismerhetők voltak, és a kőzetoszlopban közel ugyanazt a mélységet foglalták el az alsó riolittufa talpához, mint 0 m-hez viszonyítva (G)

Table II. The relative age (A–C) of the formations (D), the biofacies horizons within the formations (E) and the sea level changes (transgressions or regressions: (F). These biofacies horizons have been recognised in all studied boreholes, and they were found generally in the same level in the sections, thus making possible to calculate an average compared to the chosen relative zero level at the bottom of the „Lower Rhyolite Tuff” ARTA (G)

A	B	C	D	E	F	G
Kor	Emelet Paratethys	Emelet Tethys és Északi-tenger	Formáció	Horizont vagy szubhorizont	Tengerszint változások jellege	„ARTA” Szint mélysége riolittufa talpa alatt
Miocén	Eggenburgi	Burdigalai	Pétervásárai Homokkő felső szinttáj	Chlamys Balanus Ostrea horizont I.CBS	regr. 4	0–38 m
				Flabellum Lentipecten horizont „A”	transzgr. 4	38–150 m
	Egri	Alkvitáni	Pétervásárai Homokkő alsó szinttáj	Chlamys-Balanus-Selachia horizont II.CBS	regr. 3	150–170 m
				Flabellum-Bathysiphon-Clio (Pteropoda) „B”	transzgr. 3	170–220 m
Chlamys-Balanus-Selachia horizont III.CBS				regr. 2	220–250 m	
Oligocén	Kiscelli	Kati	Szécsényi Slir	Spatangidae horizont		250–280 m
				Propeamussium Clio horizont	transzgr. 2	260–280 m
				Corbula gibba Chlamys biarritzensis horizont	regr. 1	280–310 m
				Malletia - Chlamys picta horizont		300–580 m
		Rupeli	Kiscelli Agyag	Cidaris szubhorizont		340–390 m
				Brachiopodás-bryozoás horizont	transzgr. 1	500–517 m
		Recski Formáció				

települő tufalemezek Ar/Ar, ill. ugyanezen tufa cirkon- és apatitkristályain végzett „fission track” (hasadványnyomos) elemzések alapján nyertek. Sajnálatos, hogy BERGGREN et al. munkájában „elfelejtettek” NAGYMAROSY publikációira hivatkozni.

A másik adatsor az eocén-oligocén határának hivatalos kitzítését előkészítő, Ancona közeli massignanói sztrato-típus szelvényének modern rétegtani vizsgálata során keletkezett [PREMOLI-SILVA et al. (1988), és rövid összefoglalások: PREMOLI-SILVA & JENKINS (1994), BÁLDI (1998) ismertetései]. E vizsgálatok rámutattak arra, hogy az eocén-oligocén határ dátuma 34 millió év körülnek becsülhető, pontosabban most már 33,6 M évnek vehető BERGGREN et al. (1995) szerint is.

Kiscelli intra-oligocén denudáció nyomai a Kelet-Mátrában, és a denudációt követő transzgresszió

Ha időrendben haladunk, akkor nyilván a fenti, jelentős rétegtani jelenségeket hátrahagyó, markáns eseménysor tűnik fel elsőnek a kutató előtt. A Kiscelli Agyag (NP 24 zóna) az egész Kelet-Mátrában transzgressziós diszkordanciával települ idősebb kőzetekre. A fekvő összlet legfiatalabb képződménye a kiscelli, (korábban felső-eocénnek tartott) recski, érces andezitformáció. LESS, Báldi-BEKE és mások legújabb vizsgálatai szerint (LESS et al. 2008) a nagy-

foraminiferák (apró Nummulitesek, ősi Lepidocyclinák), és a nannoplankton tanúsítja, hogy az andezitvulkánosság valamikor a kiscelliben, de mindenképp az eocén után zajlott le.

A nannozónáció és a nagyforaminiferák vizsgálata szerint tehát a Kelet-Mátrából az NP 22 és az NP 23 zóna teljesen hiányzik. Ezek épp a Tardi Agyag nagy részét alkotják [középső és felső tagozat (BÁLDI 1983, 1986 értelmében)]. Valóban szembeötlő a Tardi Agyag hiánya, különösen annak a fényében, hogy alig 10 km-en belül, Bükkszék és Fedémes, továbbá Eger és a Bükkalja környékén már ott a Tardi Agyag teljes kifejlődésében, valamennyi tagozatával. E vékony formáció annak a szárazulati, eróziós időszaknak lett az áldozata, melynek folyamán a denudáció a priabonai testébe is helyenként mélyen beleharapott.

Az eróziós epizód az NP 23 vége felé játszódhatott le. A fenti denudációk akár egy-két százezer év alatt mehettek végbe. Az NP 23 zónában a Tardi Agyag édes- és brakk vízi behatásokat, az elsőkélyülés jeleit mutatja, ott is, ahol a rétegsor folyamatos, valamint a Kiscelli Agyagba való átmenet hézagatlan. (E jelenségek nagy részét BÁLDI 1983-ban már leírta). Minden bizonnyal az NP 23 vége felé, a középső-kiscelliben, a kiscelli medence egyes peremi területein (így a K-Mátrában is) eróziós epizód is lejajlott. A megmaradt mélyedések, tengerágak összeköttetése egymással és a Tethyssel erősen leszűkült. A kialakuló oligocén Paratethys faunája ekkorra már izolálódott, ami a miocénből is ismert evolúciós mechanizmus szerint, itt is

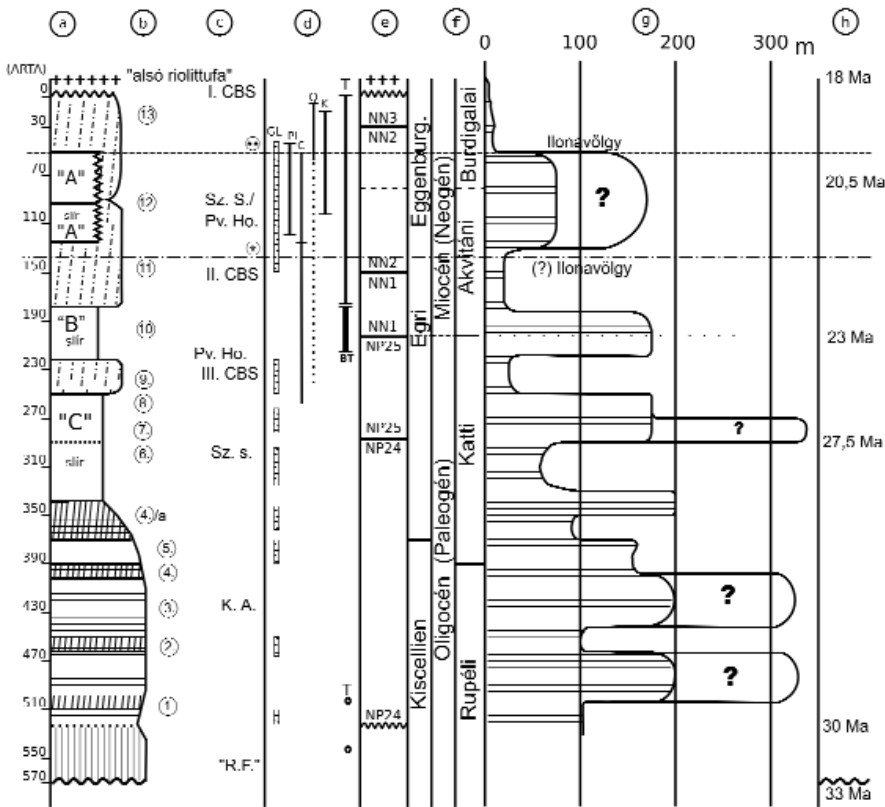


Figure 2. The composite section of the Palaeogene - Early Neogene sediments of the East Mátra Mts with lithology, biozonation and bathymetry and radiometric age of the sediments. The section is based on the detailed study of five 1200 m long boreholes, marked by RM

Explanations: a) The core depths of the five cores were calculated as the averaged distance from the overlying "lower rhyolite tuff" as a zero level. This averaged relative value in relation to the position of the bottom of the Lower Rhyolite Tuff is referred to as "ARTA" (alsó riolit tufa alatt) written after the depth interval in metre. The commonly used depth values (with no ARTA) refer to traditional core depth measured from the surface. b) Facies and levels forming horizons (see in the text in detail). c) The formations in the sections: R.F. = not official name but used earlier (BALDI 1983, 1986), suggested new name is "Pálbükki Member", K. A. = Kiscell Clay, Sz. S. = Szécsényi Schlier, Pv. Ho. = Pétervásárai Sandstone, "A", "B", "C" larger parts of the schlier, intercalating into the Pétervásárai Sandstone, "CBS" I., II., III. = the larger units of the Pétervásárai Sandstone (horizons of Chlamys-Balanus-Selachia) intercalating into the Szécsényi Schlier. d) Vertical range of some important sedimentological features. GL = common glauconite in the rock, PL = intercalating pelite laminae in the loose sandstone, C = thin intercalating carbonaceous laminae of terrestrial plant origin, Q = quartzite pebbles with their diameter larger than 1 cm, K = clay and bentonite pebbles, T = tuff and tuffite frequently present in its original or more often in allochthonous position. e) The calcareous nannoplankton zones of Martini. f) Chronostratigraphic units. g) Estimated sea level changes based on the macrofauna. The palaeo-depths in metres are on the top. The parts of the curves with question marks are possible variations. h) Radiometric ages given in million years based on the known data of the boundaries of the nanno zones

kis diverzitású endemikus élővilág kiformalódását kényszerítette ki (v.ö. „ergenicás-lipoldis fauna” BALDI 1979, 1980, 1983, 1984, 1986, és a nannoplankton NAGYMAROSY 1983, NAGYMAROSY & VORONINA 1992 szerint). Egyidejűleg, ugyanennek a regresszióknak következményeként, számos helyen az alaphegységig lepusztult a felső-eocén és az alsó-oligocén puha, vékony üledékes közettömege.

Az erózió által okozott hiatus azért is fontos, mert az alsó-oligocén andezit (v.ö. LESS et al. 2008) jelentékeny területekről szintén denudálódhatott. Így fordulhat elő, hogy számos szelvényben a Kiscelli Agzag közvetlenül a mezozoos alaphegységre települ transzgressziósan, vörös agyaggal a bázisán, míg más szelvény mentén vagy a paleogén andezit, vagy a priabonai márga és mészkő a Kiscelli fekvője. Jó példája a triász mészkőre, meszes radiolaritra való direkt települési módnak a Recski RM-109 fúrás rétegsora. Egyéb mellett vékony „Pálbükki Tagozatot”, az utóbbi fedőjében pedig Kiscelli Agzagot harántolt a fúrás. A Kiscelli Agzagot átjárják a badeni andezittel kitöltött hasadékok. Az apró nummuliteszes szint itt is megvolt a helyén, kb. 40 m-rel a formáció talpa felett (tehát már nem a

2. ábra. A Kelet-Mátra paleogén és kora-neogén üledékes kőzeteinek összetett („kompozit” vagy „ideális”) szelvénye a kőzetfáciesek és az egykori batimetriai viszonyok, valamint a kor feltűntetésével. Készült öt darab, 1200 m-es (RM jelű) magfúrás vizsgálata alapján

Magyarázat: a) Az öt fúrás átlagos mélysége a riolituffa talpa alatt. Megkülönböztetésül, a mélység számai után az ARTA (alsó riolituffa alatt) jelölést használjuk. b) Horizontjelző fáciesek, szintek (részletesen lásd a szövegben). c) Átfúrt formációk: R.F. = a régi „Recski Formáció”, javasolt új nevén „Pálbükki Tagozat”, K.A. Kiscelli Agzag, Sz.S. = Szécsényi Slir, Pv.Ho. = Pétervásárai Homokkő, „A”, „B”, „C” a slir nagyobb egységei, betelepülései a Pv.Ho.-be, CBS I., II., III. = a Pétervásárai Homokkő nagyobb egységei (Chlamys-Balanus-Selachia horizontok) Szécsényi Slirbe való betelepülései. d) Egyes szedimentológiai bélyegek vertikális elterjedése. GL = erősen glaukonitos kőzet, PL = pelitlemezek, agyagfilmek laza homokkőbe való betelepülései. C = növényi detritusz-ból eredő szenes lemezek betelepülései. Q = kvarcitkavicsok, 1 cm-nél kisebb átmérővel. K = agyag- és bentonitkavicsok. T = tufa-tufit gyakori jelenléte eredeti, vagy főleg áthalmozott helyzetben. e) A meszes nannoplankton Martini-féle zónái. f) Kronosztratigráfiai egységek. g) Az egykori tengerek mélységének makrofauna alapján végzett becslései szerint készült bathmetrikus görbe. Felül a paleomélységek méterben. A kérdőjeles nyúlványok a görbén egy lehetséges alternatív mélységi görbe által lehatárolt plusz területet jeleznek. h) Néhány radiometrikus kor feltűntetése, a nannozónák határainak ismert koradatai alapján

„Pálbükki Tagozatban”). A Pálbükki Tagozat részletes szelvénye — felülről lefelé — az RM-109 mélyfúrásban a régi jegyzőkönyveim szerint az alábbi: 5 m vastag: breccsa, konglomerátum, aleuritós finom homokkő, szenesedett növényi maradványokkal. 14 m kemény, világosszürke, homokos agyagmárga szenes agyagbetelepülésekkel. Alján „tektonit”. 14 m vörös és zöldes színű tarkaagyag, vörös agyag. 7 m mészkőbreccsa, 12 cm átmérőjű mezozoos mészkőklasztokkal. 6 m vörös agyag (l. mint fenn), 3 m mészkőbreccsa (l. mint fent). A feké tektonizált (deformált) triász radiolariás mészkő, melyet e szelvényből ORAVECZ János vizsgált.

Hárshegyi Homokkő sem fordul elő a Kelet-Mátrában. Feltehetően a vékonyabb, olykor kovásodott „Pálbükki Tagozat” helyettesíti. Emlékeztetőül: a Hárshegyi Homokkő is egyes régiókban kovásodott, és tartalmazza az aljzat törmelékét, kavicsait (tűzkő, dolomit, mészkő a budai triászból). Tufa, tufit és andezit azonban igen ritka a Hárshegyi Homokkőben, mert a recski kifejlődés messze volt, a Budai-hegységben pedig nem folyt az oligocénben jelentékeny vulkanizmus. Andezitvulkánok itt, — a ferde szubdukció

következményeként, — sokkal előbb, a priabonaiban működtek, kőzeteik java része az oligocénig már lepusztult. Helyenként a Hárshegyi Homokkő is gazdag andezitikavicsokban (Pl. Budaörs–Kálvária, Csillaghegy, Róka-hegy, Pusztazámor-Ny, Szt. László-víz stb.), de ez nem jellemző. Ritkaságként még az alsó-miocén, eggenburgi Budafoki Homokban is találtunk egy-egy példány kovásodott felső-eocén andezitikavicsot, mely a Lovasberényben megfúrt priabonai andezittel azonos kőzetből származik (SZÉKYNÉ FUX in BÁLDI 1958). Nem teljesen ismerjük még a Tardi Agyag gyakori tufalemezeinek (Budai-hegység), valamint a Budai Marga egy-egy vékony, néhány cm-es tufabetelepülésének viszonyát a Recski Andezithez.

Megjegyzendő a korábban használt „Recski Formáció” nevet a sztratigráfusok szeretnék az idősebb andezitre fenn tartani (így ZELENKA, FÖLDESSY in CSÁSZÁR 2005). Ez észszerű gyakorlat és javaslat, habár Recsk környékén kétféle andezit is van: a paleogén mellett ott van a miocén, badeni. (Ez utóbbit írták le Mátrai Andezit néven.) A Recski Formáció nevet én már 1983-ban publikáltam, mégis pártolom a fogalom módosított definícióját. Arról nem is szólva, hogy szerintünk, mai szemmel nézve, a „tagozat”, tehát a „Recski Tagozat” kategória alkalmazása lenne helyesebb. A Kiscelli Agyag „recski” bázisképződményének ez esetben új nevet kell keresnünk. A hidrotermális hatás ideje éppúgy, mint Budán (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976, BÁLDI 1983, 1986, 1998), a Kelet-Mátrában is még késő-kiscellire tehető, tehát posztvulkáni jelenséggként értelmezhető. A frissen képződött Kiscelli Agyag szigetelő-lefojtó hatása már érvényesült, ugyanakkor az egri korú homokkő még a kovásodás nyomát sem mutatja, tehát a hidrotermális tevékenység után keletkezett.

A Kelet-Mátra paleogén települési viszonyai sok tekintetben hasonlítanak a TELEGI-ROTH (1927) által az ÉK-Dunántúlról leírt és elnevezett „infraoligocén denudáció” rétegtani jelenségeihez. Szerintem azonban helyesebb lesz talán *intra-oligocén* denudációról írni a K-Mátra vonatkozásában, hiszen a denudáció rövid epizódja az NP 23-as nannozóna egy késői, kurta szakaszában játszódott le az oligocénen belül (*intra* = belül, *infra* = alul).

A „Pálbükki Tagozat” rétegsora, amelyet kovásodott tufás arenit, vagy breccsa, meszes, glaukonitos homokkő, lithothamniumos mészkő, vörös agyag, növénynyomos, szenes pelit összelete épít fel, közvetlenül fedí vagy az alaphegységi triász, vagy a priabonait, vagy a paleogén andezites komplexumot. A formáció vastagsága szeszélyesen ingadozó, néhol csaknem nulla, máshol viszont több, mint 100 m. A „Pálbükki Tagozat” relatív koráról számos új adat került most elő. LESS et al. (2008) a nagyforaminiferák alapján kora-katti kort ad meg: *Lepidocyclinák*, *Nummulites kecskemeti* és *Operculina complanata* előfordulása miatt, míg a nanнопlankton az NP 24 zónát jelzi hasonlóan mint a Kiscelli Agyagnál. A Hárshegyi Homokkő települési viszonyai teljesen hasonlóak a Budai-hegység, Pilis, Cserhát területén (BÁLDI et al. 1976, BÁLDI & NAGYMAROSY 1976, BÁLDI 1983, 1986). Újra vizsgáltuk BÁLDI Tamás régi jegyzőkönyvei alapján az RM–89 fúrás által harántolt „Pálbükki Tagozatot” is. A Recsk RM–89 fúrás rétegsora a

fúrás földfelszíni kezdőpontjától — 0 m-től — számítva, felülről lefelé haladva:

0–560 m körül: Kiscelli Agyag;

560,4–566,0 m glaukonitos, pirites agyagmárga, tufás finom szemcsés homok (esetleg még Kiscelli Agyag);

566,0–566,4 m 40 cm vastag finom szemcsés tufa;

566,4–570,0 m sötétkefe finom szemcsés homok, tufás homok, homokos tufa, glaukonitos meszes homokkő, 10–20 cm vastag kemény mészmárga betelepülésekkel;

570,0–572,3 m sötétsötétkefe tufás finom szemcsés homokkő;

572,3–572,8 m finom homokos kissé tufás mészkő(!), mely gyéren glaukonitos;

572,8–573,5 m tufás, kissé meszes durva vagy finom szemcsés homokkő;

20 cm vastag breccsa, andezitklasztok homokos mátrixban; 574 m alatt recski érces andezit.

A fenti rétegsoron belül 556–568 m között a meszes kőzetben *Brachiopoda*, *Bryozoa* maradványokat figyeltünk meg (BÁLDI 1983).

560 m-től felfelé találjuk, valószínűleg, a Kiscelli Agyagot, mely bentos fossziliákkal *Prospatangiidae*-vel, batiális kagylókkal, mint a: *Malletia*, „*Chlamys*” *picta diomedes* jelentkezik (v.ö. BÁLDI T. 1983, p. 194). BÁLDI-BEKE M. (szóbeli közlés) újra és részletesebben megvizsgálta 1973-as mézsvázú nanнопlankton anyagát, az akkor fel nem dolgozott mintákat is. Az 566,7–572,3 m közötti szakaszból 11 minta állt rendelkezésére, de egyikben sem volt semmi („üres”). 566,5–559 m között néhány jellegtelen, nem korjelző faj fordul elő 9 mintában. 558,3 m-ből mutatható ki az első szintjelző faj, a *Cyclicargolithus abisectus*, mely az NP 24-es Martini-féle nannozóna korjelzője. Ez a mélység a Kiscelli Agyag legmélyebb, a „Pálbükki Tagozatba” való átmeneti része. Most legalább pontosabban tudjuk rögzíteni azt a körülményt, hogy a brachiopodás-bryozoás fácies szintje lefedí a Pálbükki Tagozat legfelső rétegeinek és a Kiscelli Agyag legmélyebb szintjének képződési idejét. Megismertük végül a kiscelli transzgresszió korát. [A könyvemben (BÁLDI 1983) alkalmazott nannozónációt ilyen értelemben revideálni kell, a feltüntetett zónák helyzete mai tudásunk fényében már nem állja meg a helyét.]

Teljesen hasonló eredményre jutottunk az RM–103 fúrás újra vizsgálatára kapcsán. A kőzetanyag ez esetben is uralkodóan kvarchomok, homokos tufa és tufás aleurit, homok, mely különösen alul, andeziteredetű klasztokból álló breccsát is tartalmaz. Talán itt meg kell jegyeznünk, hogy minket is egy ideig megtévesztett egy laminitszerkezetű aleurit, szenes lemezek betelepüléseivel. Ez felületesen Tardi Agyaggal lett volna esetleg téveszthető, de az eltérő jellegek alapján már akkor a terepen felismertük, hogy a Tardi Formációhoz semmi köze (BÁLDI 1983, p. 195). Az 1080 m körüli szakaszból e szelvényben különösen gyakori *Brachiopoda*, *Crinoidea*, *Bryozoa*, *Operculina* maradványok kerültek ki. 1041 m-ben viszont megjelenik már a batiális *Malletia*. BÁLDI-BEKE M. újra vizsgálati szerinti (szóbeli közlés): 1076 m tájékán már NP 24 nannozónában járunk, mivel itt jelenik meg a *Cyclicargolithus abisectus* NP 24-ben fellépő faj.

Az NP 24 nannoplankton zónának megfelelő kron 29,7 millió éve kezdődött, és 27,5 M évvel ezelőtt ért véget. Tartama 2,2 M év. A kiscelli kelet-mátrai transzgresszió dátumát kb. 28,5 M évre helyezzük. Ez a becslés úgy jött létre, hogy figyelembe vettük:

1.) A Kiscelli Agyagot fedő Szécsényi Slír legalsó rétegeinek NP 25 nannozónába tartozását, kora-egri korát, a slírbe való fokozatos átmenetet és a slír lerakódásának kezdeti dátumát az NP 24/25 kronozónák fordulóján (27,5 millió évvel ezelőtt).

2.) A posztdiagenetikus, recens állagú és konzisztenciájú, már kompaktáción átesett Kiscelli Agyag képződésének sebességét, amit a formáció országos átlagos vastagsága alapján 22 cm/1000 év-re becsülök (revideálva korábbi adatokat: BÁLDI 1983).

A Kiscelli Agyag 200 m vastag a Kelet-Mátrában. Ez utóbbi azt jelenti, hogy a Kiscelli Agyag rétegösszlete 1 millió év alatt halmozódott fel. Számításaink szerint, országos átlagban, mint láttuk, a Kiscelli Agyag képződési üteme kb. 22 cm/1000 év volt, ami 200–220 m vastagság esetén kerekén 1 millió évnél időt igényelt. A Kiscelli Agyag lerakódásának kezdetét a Kelet-Mátrában 1 millió évvel az NP 24/25 fordulóját megelőző, 28,5 millió évvel ezelőtti dátumra tehetjük. A 3. ábrára tekintve világossá válik, hogy a kiscelli transzgresszió, a vizsgált területünkön, összefüggő azzal a lassú euszatikus transzgresszióval, mely a nagy oligocén regresszió után jellemezte glóbuszunkat. E folyamatra rásegitthetett az a helyi medenceképződési folyamat is, amely a paleogén vulkáni tevékenység elhalásával, a hipabisszikus magmatestek lassú kihűlésével és kontrakciójával járt együtt.

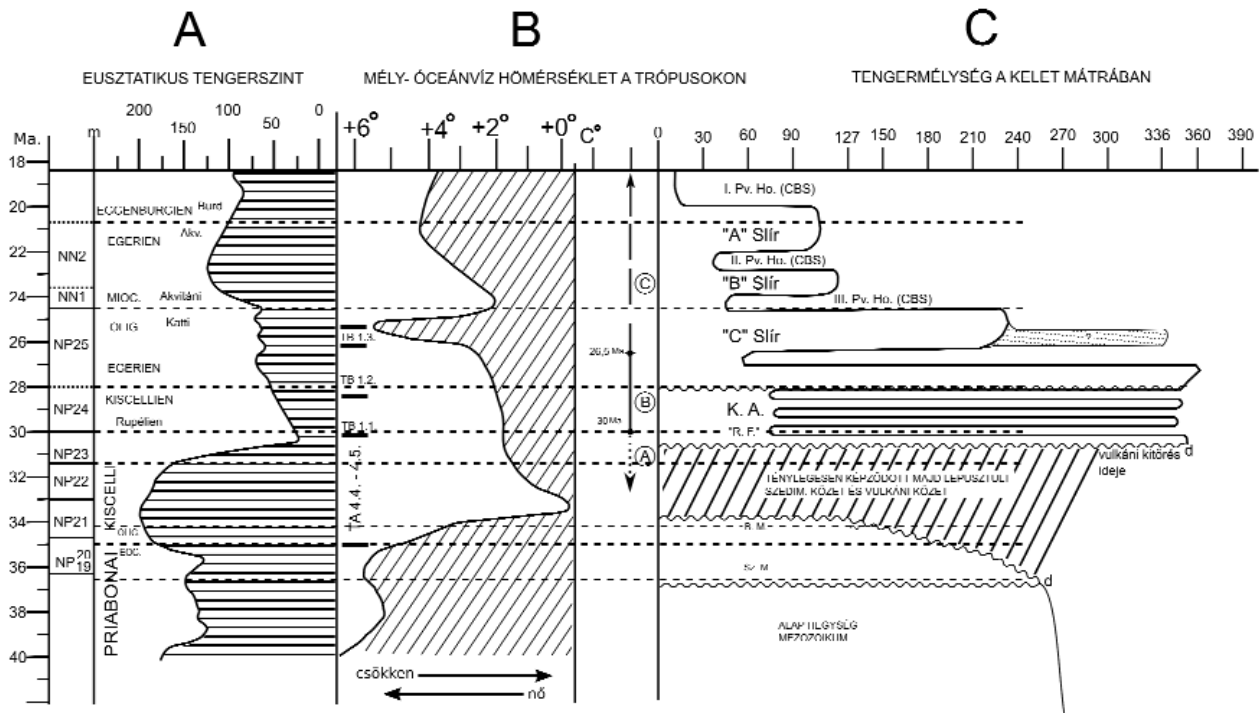
Az eocén-oligocén határtól (33,7 M év) a késő-kiscelli transzgresszióig (28,5 M év) több mint 5 millió év geológiai „dokumentációja” a Kelet-Mátrában hiányzik — leszámítva természetesen az andezitvulkanizmus egyes produktumait — a Recski Andezithez kötődő, eróziótól megmenekült láva-, telér- és piroklasztikus kőzeteket. A hiatus nannozónákban számítva az NP 21–23-ra, valamint az NP 24 kronozóna mélyebb részére terjed ki.

A kainozoikum legnagyobb euszatikus regressziója lényegében az NP 23 kronban a TA 4.5. ciklus szekronjában, azaz a 31,5–30,0 M év közötti intervallumban játszódott le. Írtam, hogy akár százezer évnél idő is elegendő lehetett a vékony, puha felső-eocén–alsó-oligocén üledék-összlet lepusztításához, feltéve persze, hogy ez utóbbi a Kelet-Mátrában is a maga idején egyáltalán lerakódott úgy, ahogyan az a környezetben pl. Bükk-széken, Egerben megtörtént.

A Kiscelli Agyagra vonatkozó adatok áttekintése (fácies, kor, ökológia)

A Kiscelli Agyag tetemes, 200 m körüli átlagvastagságával, sötétszürke aleuritós agyagmárga és agyag-összletével, néhol a terepen észlelhető, az agyagmátrixban szórtan elhelyezkedő, idiomorf, üledékes eredetű piritkristályokkal, jól felismerhető és azonosítható (BÁLDI 1983,

1986). Átmenettel települ a „Pálbükki Tagozatnak” nevezett (BÁLDI 1983), transzgresszív bázisképződésre. Képződése tehát már a nagy regresszió után kezdődött, követte a recski paleogén vulkanizmust. Összesített makrofaunáját már korábban publikáltuk (BÁLDI 1983, 1986). Nyolc fúrás szelvényből gyűjtött kerekén 50 taxont azonosítottunk legalább generikus szintig. A formák uralkodó többsége a kagylók és csigák köréből került ki, de fontos korrelációs eszköz volt egy *Decapoda*, a *Thaumastocheles rupeliensis* előfordulása is (v.ö. bővebben BÁLDI 1965, 1983). Brachiopodáknak legalább 3 fajtát találtam. Mint már 1983-ban megállapítottam, az 50 taxonból 27, a teljes fauna 54%-a az újlaki faunában (kiscelli plató, Óbuda) is előfordul. E típuslelőhely faunáját NOSZKY (1939, 1940) dolgozta fel, és BÁLDI (1983, 1986) revideálta. (Ma már a feltárás hozzáférhetetlen. A kövületanyag a Természettudományi Múzeum Őslénytárában van.) A kelet-mátrai Kiscelli Agyag makrofaunájával előttem — tudomásom szerint — nem foglalkoztak érdemben. Az újlaki és kelet-mátrai (recski) felső-kiscelli („rupéli”) agyagösszletek között a kétségtelen azonosság mellett, néhány különbségre is rá kell mutatnunk. A Kelet-Mátrában a Kiscelli Agyagban nincsenek turbidites, vagy más, gravitációs tömegmozgással lerakódott homokkő-, kavics- és debritbetelepülések. Ezek az egész Budai-hegységben (BÁLDI 1983, 1986), valamint Vác környékén, és a Bükkalján (v.ö. BÁLDI & SZTANÓ 2000) gyakoriak a Kiscelli Agyagban. Az üledékben diszpergált nagyméretű, olykor 1 cm hosszúságot elérő piritkristályok gyakorisága viszont itteni jellegzetesség, habár Óbudán és Újlakon néhol szintén észleltünk teljesen hasonló piritkristályokat. ZELENKA, FÖLDESSY (szem. közlés) helyesen ismerték fel, hogy a Kiscelli Agyagban diszpergált, durva piritkristályoknak nincs köze az ércesedéshez. Az itt lerakódó kiscelli iszap oxigénhiányos volt, és az üledékben élt anoxikus szulfátlebontó baktériumok (*Desulphovibrio*) a viszonylag gyors üledékképződés révén jelentékeny mennyiségben betemetődött szerves anyagból és a szulfátionokból kén-hidrogént termeltek az üledék felszíne alatt. A dyzoxia és anoxia csak az üledékre volt jellemző, a tengerfenéken és az üledék legfelső hártájában mindig volt a bentoszlények számára elégséges oxigén. Tehát e kifejlődés nem azonosítható a Tardi Agyaggal. Az áramlások ugyan gyengébbek voltak a kiscelli tenger itteni részén, de a bioturbáció élénken zajlott. Ugyanakkor a pirit ebben a formájában jó mélységjelző. Van STRAATEN (1985) leírta, hogy az Adriai-tenger iszapos üledékeiben 200–220 m közötti tengermélységben gyakoriak a piritkristályok. Meglepően hasonló TRUMBULL (1972) megállapítása. Szerinte az Atlanti-óceán ÉNy-i részén az autigén piritkristályok nagyobb mennyisége a 183–284 m közötti mélységi övre a jellemző, ezen belül is a 220–230 m közötti mélység a leggazdagabb piritben. Makrofaunisztikai téren — mint láttuk — az 54%-os azonosság valószínűvé teszi a korreláció helyességét, de tükrözhet bizonyos különbségeket is, vagy gyenge bizonytalanságot a korrelációban. Gyakori, de hazánkban csak a kelet-mátrai kiscelliből ismert fajok: *Yoldia varians*, „*Chlamys*” *picta*, „*Ch.*” *diomedes*, *Limaria*



3. ábra. A tengermélység változásai a kelet-mátrai oligocén és alsó-miocén rétegsorban: összefüggése az adott kor euszatikus tengerszint ingadozása és a mély óceánvíz hőmérsékleti görbéivel

A) A relatív euszatikus tengerszint ingadozás egyszerűsített görbéje és a szövegben említett szekvenciák (TA és TB) ideje HAQ et al. (1988) alapján. B) A mély-óceánvíz hőmérséklete a trópusokon ZACHOS et al. (2001) alapján kissé egyszerűsítve. C) A tenger mélysége a kelet-mátrai oligocén és alsó-miocén rétegsor lerakódása idején. d: diszkordancia, Sz.M. = Szépvölgyi Mészkö, B.M. = Budai Márga, „R.F.” = „Recki Formáció” új neve „Pálbükki Tagozat”, K.A. = Kiscelli Agyag, „A”, „B” és „C” = slír, I., II. és III. Pv.H. = Pétervársárai Homokkő szintjei, CBS = Chlamys, Balanus, Selachia gyakori előfordulásai (részletesen l. a 2. ábránál)

Figure 3. The sea level changes in the Oligocene - Early Miocene sequence in the East Máttra Mts: relating to the eustatic sea level changes and to the deep ocean water temperature curves

A) A simplified curve of the relative eustatic sea level changes and the time of the sequences (TA 4.4.-4.5, TB 1.1, TB 1.2, TB 1.3) mentioned in the text after HAQ et al. (1988). B) The simplified paleotemperature curve of the deep ocean water in the tropics after ZACHOS et al. (2001). C) The depth of the sea in the time of the deposition of the Oligocene - Lower Miocene sequence in the East Máttra. d = discordance, Sz.M. = Szépvölgyi Limestone, B.M. = Buda Marl, R. F. = Recki Formation (= „Pálbükki Member”), K.A. = Kiscell Clay, „A”, „B”, „C” = schlier, I., II. and III. Pv.H. = horizons of the Pétervársá Sandstone, CBS = common occurrences of Chlamys, Balanus, Selachia (in detail on Figure 2)

zelenkai, *Saxolucina bellardiana*, *Corbula gibba*, *Scaphander lignarius dilatatus*, *Cadulus gracilina*, továbbá 3 brachiopoda-taxon. Ezzel szemben mind Újlakon, mind a Kelet-Mátrában csak az alábbi néhány taxon minősíthető gyakorinak: *Nucula mayeri sulcifera*, *Malletia degrangei*, *Nuculana westendorpi*, *Thyasira vara*, *Cuspidaria clava*, *Roxania*, *Palliolium unguiculum*, *Propeamussium* div. sp., *Thaumastocheles rupeliensis* (Decapoda, Crustacea).

Mindamellert a fauna kétségtelenül felső-kiscelli, amit néhány gyakori taxonon kívül sok ritka genus is bizonyít. Tehát Kiscelli Agyaggal állunk szemben, annak talán egy oxigénszegényebb, és valamivel sekélyebb tengerrészben képződött fáciesével. A kiscelli tenger átlagmélysége területünkön 200-400 m közöttire becsülhető. Ez az érték kissé meghaladja a fedő Szécsényi Slírt, és úgy látszik azonos az átlagos Kiscelli Agyag magasabb szintjének batimetrikus helyzetével, amely 200-300 m közötti (BÁLDI 1983).

A ma is élő 27 nemzetség, valamint egy jelenkorban is elterjedt perisztens faj holocén mélységi elterjedését elemezve, az új adatok figyelembe vételével, a jelen projekt keretében újrabecültük a kelet-mátrai kiscelli tenger mélységét. A legvalószínűbb minimális tengermélység 60 m, a maximális pedig 560 m lehetett. Egyes rövidebb időszakokban e szélső értékekhez közeli környezet létezett,

mint pl. a brachiopodás-bryozoás szint lerakódása idején. A brachiopodákat nem vettem be a mélységi becslés kalkulációjába, de a kapott intervallum 120-250 m közötti része alighanem alkalmas volt tenyészésükre. Rövid időkre az 500 m elérése is valószínűsíthető. Amennyiben egyetlen erősen valószínű numerikus adattal kívánjuk leírni a mélységi környezetet, akkor azt az új kalkulációnk szerint a 50-500 m közötti sáv középértéke körül kell keresnünk (~250 m). A kiscelli tenger domináns mélysége a Kelet-Mátrában tehát a 250 m-es érték körül ingadozott.

A mátrai Kiscelli Agyagban az 50 taxonból álló fauna 14%-a (7 taxon) a felső eocéntól is ismert. Az alsó-kiscelliben tűnik fel a fauna további, 36%-a (18 taxon). A középső-oligocénben, azaz a felső-kiscellitől pedig a taxonok újabb 22%-a (11 taxon) fordul elő más lelőhelyeken. A kiscelli utáni időkben belépő fajt, poszt-kiscelli taxont, eddig nem találtunk.

Az eltűnési dátumok (LOD = Last Occurrence Date), összhangban az előbbi adatokkal, a következő képet adják: a kiscelli-egri határt sehol Európában nem lépi át felfelé 8 taxon, a fauna 16%-a. Az oligocén-miocén határt (alsó-felső-egri határt) 13 taxon, a fauna 26%-a nem keresztezi. A fauna majdnem fele, 42%-a, ismeretlen tehát a miocénből (ideértve a felső-egrit és az eggenburgit is). A Kiscelli

Agyag Formáció felső-kiscelli kora tehát nehezen lenne vitatható. [A tárgyalt kiscelli fauna teljes listája BÁLDI (1983) könyvében, a XI. táblázaton (82–83. oldal) megtalálható.]. Ugyanerre a rétegtani eredményre jutott a mikropaleontológiai vizsgálat is: NP 24 zóna [(BÁLDI-BEKE M. és NAGYMAROSY A. szóbeli közlése alapján in BÁLDI (1983) és LESS et al. (2008)].

Az újonnan megfigyelt szintek jellemzése

„Pálbükki Tagozat” (a 2. ábrán R. F.) testén belül eddig nem volt elkülöníthető szint. Magának az egész tagozatnak (vagy formációnak) a teljes, erősen ingadozó vastagságú réteggösszlete alkot egyetlen szintet a Kelet-Mátra szűkre szabott területén belül. Ökológiai értékeléséhez még további fácies-tani vizsgálatok szükségesek. Eddigi adatok alapján a tagozatban vannak szubakvatikus és szubaerikus eredetű rétegek. A klasztonok általában ritka a kopási nyom, a szemcseeloszlás is gyakran szabálytalan, a törmelék osztályozatlan. A klasztonok anyaga helyi eredetű (triász mészkő, meszes radiolarit, paleogén andezit stb.). A tagozat felső része már a legtöbb szelvényben tengeri, vagy tengerparti, és folyamatosan megy át a nyílttengeri Kiscelli Agyagba. Tengeri környezetet jelez a kvarchomokos, glaukonitos, vagy meszes törmelékű üledékes kőzet, a benne fellelhető nagyforaminifera (LESS et al. 2008). A gyakori szénnyomok megfelelnek a Hárshegyi Homokkő Esztergomi (Mogyorósbányai) Tagozatának, amelyből termeltek is barnaszén. (v.ö. pl. KÖRÖSI 1981). A tagozatban gyakori szénes rétegek széntartalma allochton, terrigén növényi anyagból származik.

1–4. szint: A Kiscelli Agyag a Kelet-Mátrában sem alkot monoton kőzetformációt. Több szint is felismerhető volt benne, és ezekhez hasonlókat máshol is láttunk, tehát túl a Kelet-Mátrán, de nincsenek feldolgozva (*II. táblázat*). E szintek eltérő kőzet- és biofáciesek formájában közbe településeket alkotnak. Vannak a rétegsorban „visszatérő” fáciesek, amelyek alapján az ilyen összeteteket váltakozónak nevezhetjük.

1. szint: A legalsó horizont, amely a Kiscelli Agyagban található, a brachiopodás–bryozoás szint. Néhol crinoideák, Operculinák és más nagyforaminifera is előfordulnak ebben a fácieszónában. E horizontot glaukonitos, tufás, breccsás homokkő, olykor meszes, lithothamniumos homokkő alkotja. A szint a Kiscelli Agyag bázisán van, inkább még átmenet a „Pálbükki Tagozatból”, amelynek legfelső szintjében már megjelenik az említett fácies. A fúrások kompozit szelvényében átlagosan 500–517 m (ARTA) között, tehát majdnem 20 m vastagságban találjuk. (Ennek időtartama, számításaink szerint, durván 400 000 évet tett ki.) A régi, mátraderecskei téglagyár feltárta a brachiopodás szint magasabb rétegeit legalább 5 m vastagságban. Ez volt egyetlen felszíni kibúvása. Az oligocénben tehát jelentős transzgresszió játszódott le ekkor. A tenger mélyülése részben euszatikus eredetű, részben talán a helyi, kihűlő, szubvulkáni magmatest zsugorodásából adódó dilatációs,

töréses-beroskadásos mozgások következménye lehetett. Az említett fossziliák alapján normál sós vízi, kb. 40–120 m mély tenger térfoglalása vezette be a brachiopodás–bryozoás horizont képződése idején a Kiscelli Agyag lerakódását. Ez a tengerfenék még nem hasonlítható a későbbi kiscelli tengeréhez. A fauna élénk vízáramlásról tanúskodik. Ebben az időben még lassú volt az üledékképződés üteme. Ez hozzájárult a glaukonitképződéshez, az epifauna bőségéhez, az aljzat relatív szilárdságához. VAN STRAATEN (1970, 1985) szerint az Adriában 10 m mélységben csak az első glaukonitszemcsék jelennek meg. Igazi glaukonitos öv 100 m mélységben húzódik. A glaukonitképződés feltétele a lassú üledékképződés is. Ez főleg a mélyebb, esetleg self-peremi sziliciklasztos tengerfenéken valósul meg, habár a glaukonit az iszapban is éppúgy előfordul, mint a homokban. Nem képződhet glaukonit az olyan tengerfenéken, amelyen az üledékképződés sebessége, az akkumulációs ráta meghaladja az 5 cm/1000 éves sebességet. Ennek alapján meg kell állapítanunk, hogy az üledék felhalmozódási sebessége a Kiscelli Agyag lerakódási ütemének negyedére kellett, hogy lecsökkenjen, valahányszor a glaukonitos betelepülés megjelent a szelvény felépülése folyamán. Számbajöhető okok lehettek: a tengerfenékig lehető áramlások felerősödése (pelit tovaszállítása). Lehet, hogy a pelitfrakció nem is jutott ki a self pereméig, mert nem érkezett elegendő mennyiség a szárazföldről (szárazság, arid klímaszakasz, szilikátok kémiai mállásának szünete, a szárazföldi domborzat változása: erózió és hordalékszállítás lecsökken). Ezekre, mint kevésbé valószínű lehetőségekre gondolhatunk. A tengerszint hirtelen emelkedése megnövelné a self területét, ami ugyancsak hozzájárulna a pelitek visszafogásához, a lapos síkpartok kiterjedéséhez (itt rengeteg törmelék, pelites üledék képes csapadékozni, felhalmozódni). Amellett csökken a reliefenergia is, ami a szárazföldi lepusztulást és a hordalékszállítás lassítja. Az áramlásokat ugyan partközelségben gyengítheti a magasabb tengerszint, de módosulhatnak az áramlások úgy is, hogy éppen a self peremét fokozottabban ériék, mint korábban. A „fetch” és a hullámok mérete például bizonyára megnő, de a nyílttengeri kapcsolat is szélesebb és mélyebb kapukon át bonyolódhat a transzgresszióknak köszönhetően. Egy szóval a nyílt tengerről a nagy hullámok, a dagályhullám, cunami stb. jobban el tudja árasztani a selfet és az egész területet. Fentiek alapján a glaukonitos homokkő képződésének átlagos sebessége: 5 cm/1000 év (50 m/1 millió év). Más számítások végeredménye teljesen azonos eredményre vezetett a Pétervárái Homokkő szedimentációját illetően.

2. szint: 450–462 m (ARTA) között glaukonitos finom homokkő, aleurit fordul elő, ami ebben a formációban ritkaság. Cidaridák is ugyanitt gyakoriak, sőt apró Nummulites-vázák is előkerültek. Ez utóbbi kérdésre LESS Gy. most folyó vizsgálatainak adnak majd részletesebb választ. A nummulitesek előfordulása elvileg és gyakorlatilag sem lehetetlen, hiszen LESS (1991) írta le a gyakori *Nummulites kecskeméti* fajt Novajról, az alsó-egri NP 24-es nannozónájából. A cidaridák és a glaukonit 12 m vastag szintben

való megjelenése, az üledékképződés lassulására, a tenger áramlásainak hosszabb időszakon (kb. 240 000 éven) át tartó erősödésére utal. Ez utóbbit okát a relatív tengerszint euszatikus süllyedésében, globális regresszióban látom, mivel a betelepülés fekvője, fedője egyaránt ugyanaz a mélytengeri, batiális kiscelli agyag fácies. Ez az epizód a brachiopodás–bryozoás szint talpának képződése után kb. 240 000 évvel következett be (22 cm/1000 év Kiscelli Agyag lerakódási sebességgel számolva). A tenger mélysége, a Nummuliteseket is figyelembe véve, időközönként 30–60 m-re is lecsökkent. E kis mélységben a glaukonit képződése még nem szűnt meg, és a hullámszáz bázisa alatt terült el a régió. A tengerszint esése egyidejűleg elérhette a 150–200 m-t. Ez az egész epizód azonban rövid volt.

3. szint: Kiscelli Agyag, típusos kőzetfáciesben, malleitiás–diomedes-es batiális makrofaunával (500 m ARTA felett két szintben: 500–462 m és 400–450 ARTA között). A glaukonit, alul meszes brachiopodás–bryozoás szintet 500–462 m (ARTA) között *Malletia*- „*Chl.*” *diomedes* maradványait bezáró horizont fedi felfelé haladva. E két kagyló maradványai a tenger további mélyülését jelzik, amit a tipikus Kiscelli Agyag is alátámaszt. A minimális tengermélység ekkor 200 m, a maximális akár 550 m lehetett, legvalószínűbb a 266 m. Ha volt self, vagy a selfhez hasonlítható szubmarin domborzat, ez a mélység már a selfen túli, mélyebb régiót jelenti. A glaukonitos rétegek a self lejtőjére és külső peremeire utalnak, ahol a kissé sekélyebb helyzetű tengerfenék jobban ki volt téve a tengeráramlatoknak. Az 500–462 m (ARTA) közötti agyag lerakódásához 200 000 évre volt szükség. Ez utóbbi értéket az átlag Kiscelli Agyag képződési sebességének ismeretében becsültük meg (l. feljebb). A tenger közben a más fáciesekkel váltakozva ismétlődő Malleitiás–pictás–diomedes-es fácies megjelenése alapján újra elérte a kiscelli tenger átlagmélységét a Kelet-Mátrában, a 266, vagy a 340 m-t [400–450 m (ARTA) között a kompozit szelvényben, időben felöl kb. 250 ezer évet].

4. szint: A Nummulites-féle, ha több példány is van belőle, és autochton, akkor 30–80 m mélységre való elsekélyedési epizódot jelez. A cidaridák épp ebben a tengermélységben gyakoriak. Elsekélyülési epizód jeleként rögzíthetjük e kövületeket. Az elsekélyülés valóban euszatikus eredetű: a TB 1 szupercikluson belül, a TB 1.2 szekvencia folyamán, („szekronban”), annak inkább a vége felé jött létre, míg a fekvőben lévő Kiscelli Agyag a Kelet-Mátrában inkább a szekron kezdeti szakaszában rakódott le. Még a 4. szintben, 390–400 m [ARTA] között a Kiscelli Agyag felső szinttájában egy erősen glaukonitos homokkő, tufás homokkő, homokos bentonit összetételt észleltük. Felette közvetlenül 6 m „cidariszos” szint következik. (384–390 m ARTA között).

4/a szint: Egy újabb erősen glaukonitos közbetelepülés azonban mindössze 13 m vastag (340–370 m ARTA közötti szakaszon belül.)

5. szint: Számmal jelöltem a 370–390 m (ARTA) között található Kiscelli Agyag fáciest. 350–390 m-ben (ARTA) a cidarisz-kövületek feltűnő gyakoriságát láttuk (100 000

évnyi időtartam). 350 m (ARTA) szint felett fokozatosan eltűnnek a „*Chl.*” *picta*, „*Chl.*” *diomedes*, *Malletia* gyakori maradványai. Egyidejűleg nagyobb számban jelennek meg, és az egész slírfáciesben gyakoriak maradnak a spatangidák. Előbb prospatangidák, majd a *Schizaster*, *Brissopsis*.

6. szint: A slírfácies legalsó rétegei 350 m-ben (ARTA) települnek a Kiscelli Agyagra. A slírfácies megjelenésével a finom homok és durva aleurit vált a fő üledékké, amely felváltotta az átlagban finomabb szemcsés, főleg agyagból és aleuritből álló Kiscelli Agyag képződését (BÁLDI 1983, p. 175, fig. 1.). A fenti jelenségek tanúsítják, hogy a tengerfenéken végigömlő lassú áramlások csekély mértékben felgyorsultak. A glaukonit, a homok, a cidaroid echinidák megjelenése szintén az áramlások élénkülését jelzi. Nehéz persze megállapítani, hogy a tenger relatív szintje tényleg alászűnyedt-e, és nem a viharok, vagy a tengerjárás keltette áramlások erősödése volt az ok.

A slír lerakódását az egi időköz kezdetén és talán még a kiscelli végén intenzív glaukonitosodás előzte meg, illetve vezette be (4–6. horizont). Tehát a Kiscelli Agyag legfelső rétegei 345–370 m [ARTA] között glaukonitosak, de a Szécsényi Slír alsó 5 métere is még glaukonitos. Ismét a fenékáramlások erősödésére kell utalnunk, ami az üledékképződés sebességének lassulását is előidézi. Kor szerint 27,5 M év körül, az NP 25 nannozóna kezdetén, ill. az NP 24/25 határának dátumszintjén történt ez a glaukonitosodási esemény (időtartama: 600 ezer év). Kínálkozik a korreláció az Eger melletti novaji szelvényen, ahol a Kiscelli Agyagra ugyancsak glaukonitos homokkő települ, nevezetesen a Novaji Tagozat alsó-egri rétegsora.

7. szint: A korrelációt még valószínűbbé teszi a 280–310 m (ARTA) közötti intervallumban a *Corbula gibba* és *Chlamys biarritzensis* szintalkotó megjelenése. E szint tanúsága szerint átmenetileg 30–100 m-re csökkent a tengermélység, tehát átlag 65 m-re, ami a szedimentáció sebességének lassulását, és a kiterjedt glaukonitosodást okozta. A Novaji Tagozat Eger környékén ugyanezt a paleoökológiai körülményt jelzi: azaz a tengeráramlások tartós felgyorsulását. Különösen figyelemre méltó a *Chlamys biarritzensis* feltűnése a Kelet-Mátrában is. Ugyanez a faj az egi alján nagyon sok más szelvényben, így a glaukonitos Novaji Homokkőben is felbukkan. Valószínűleg a tengerszint relatív süllyedésének tanúja, mely süllyedés egyidejű és globális esemény volt az egi kezdetén. Mérete elérte a 100–150 m-t. Itt egy kisebb euszatikus tengerszintváltozás nyomait látjuk: intenzív glaukonitosodás, előtte és utána is a cidariszok gyakorisága, majd a *Chl. biarritzensis* – *Corbula gibba*, viszonylag sekélytengeri taxonoknak az elterjedése. A *Chl. biarritzensis* Novajon is gyakori a glaukonitos homokkőben (BÁLDI 1966, 1973, 1998, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1974, BÁLDI et al. 1961, 1999). (Még mindig a TB 1.2. szekvencia.)

8. szint: 270–290 m (ARTA) között a *Propeamusium* feltűnésében, a glaukonit megrikulásában és eltűnésében a kimélyülés jelét látjuk. A „slír tenger” mélysége ennek következményeként, bizonyára meghaladta a 150 m-t. Ez az epizód rövid volt (91 000 év), de a Szécsényi Slír tengere

ekkor volt területünkön a legmélyebb. A kelet-mátrai medencerészlet aljazata akár 300 m alá is süllyedhetett, de a világtenger szintje is globálisan megemelkedett. Számításaim szerint a Szécsényi Slír 20 m vastagsága 91 ezer évet, kerekén 100 000 évet reprezentál. (A slír üledékképződési sebessége országos átlagban 20,8 cm/1000 év, a Kiscelli Agyagé ~21,5 cm/1000 év). Ez a magas tengerszintállás tehát 100 000 éven át tarthatott. A megelőző, 4–6.-os szintekbe tartozó glaukonitos, áramlásos korszak ennél hosszabb volt, időtartamát egy millió évre becsülhetjük. Mind sztratigráfiai, mind faciológiai szempontból érdekes a *Clio* (= *Balantium* sp.) pteropoda feltűnése a mollusca-faunában, a sztratigráfiai jelentőség abban áll, hogy a *Clio* maradványait megtaláljuk az Eger, Wind-gyári típuszselvény „molluscás agyagjának” (Egri Formáció) ún. „x” rétegében is, a glaukonitos Novaji Homokkő feletti helyzetben, tehát a kelet-mátraihoz hasonló települési formában. Ugyancsak a „molluscás agyagból” kerültek ki pteropodák („balantiumok”) a Pilisben Leányfalu mellett és Keszthelyen. A *Clio* („*Balantium*”) tehát szintet jelez, a molluscás agyag felső részét jelző alsó-egri szubhorizontot. E szint az alsó-egri középtáján található, radiometrikus korát kb. 25 millió évesre becsülöm. Paleoökológiai tekintetben talán bizonyítja a tenger egykori kissé hűvösebb, bár még meleg-mérsékelt hőfokát (a recens *Clio*-fajok között vannak trópusiak, de mérsékelt öviek is, így pl. a *Clio pyramidata* vízhőmérsékleti határértékei: 7–28 °C). Jelzi továbbá a tenger tetemes, 100–200 m mélységét is.

8–9. szintek: A spatangidás akme zóna kifejlődésével a filtráló táplálékszerzés háttérbe szorult az elterjedt, iszapfaló spatangida életmód mellett. A tenger sekélyebb, az üledékképződés ismét gyorsabb lett. A betemetett szerves anyagú szemcsék mennyisége megnőtt (Trask-féle törvény: finom szemcsés, gyorsabb szedimentáció miatt több szerves anyag van az üledékben). A slír megjelenése az egri emelet alján (a legmélyebb, „C” szint), olyan új éra beköszöntét jelenti, amelyben a 200–300 m mély vízben lerakódott slíriszap (BÁLDI & LEÉL-ÖSSY 2003) képződése váltakozott a sekély, 20–40 m mélységben leülepedett glaukonitos Pétervásárai Homokkővel. A slír aleuritos fációsában persze szórványosan előfordulnak *Schizaster*-félék maradványai más szintekben is, azért nevezzük ezt a szakaszt „akme zónának”, mert itt kissé gyakoribbak és úgyszólván ez az egyetlen kövület. Korábban már behatóan foglalkoztam az alsó-egri spatangidás paleokommunitásokkal [BÁLDI (1973), p. 123: „*Schizaster* cf. *acuminatus* communities”.] Megállapítottam, hogy a *Schizaster* szinte egyedüli alkotója a paleokommunitásnak, amely szilt és agyag üledékekhez kapcsolódik. Térben és időben ez a fációs közel áll az alsó-egri „molluscás agyaghoz” (Egri Agyag Formációhoz). E közösség leszármazottja ma is elterjedt az Adriában 15–50 m közötti mélységben (Trieszti-öböl, Velence lagúnáinak bejárata mentén). Itthoni területen szép példáit tanulmányoztam Budaörs határában (az épülő M 1-es bevágásában), Törökbálinton (BÁLDI 1958), Diósjenő környékén, és számos mélyfúrásban a Zsámbéki-medencében, Eger környékén stb.

9. szint: 250 m (ARTA) körül van a slírfácies „C” zónájának felső határa. Ebben a szintben települ rá a Pétervásárai Homokkő legalsó, III. CBS-horizontja. A dátumszint kora még az alsó-egri felső részében kereshető, vagyis a mindössze 30 m vastag pétervásárai betelepülés 220–250 m (ARTA) között még oligocén korú, tág értelemben késő-katti. Íme, mégis létezik „katti glaukonitos homokkő” is, habár csak 30 m vastagságban. A horizontot a *Chlamys* div. sp., *Balanidae*, *Selachia* (cápa fogak) gyakori előfordulása jellemzi, mely már a miocénre emlékeztető biofácies. Sok durva és közép szemcsés homok keveredik az iszaphoz, e szemcsék anyaga kvarcit, kvarc. De gyakori a glaukonit, megjelennek a szénlemezek, vékony lencsék, filmvékonyságú szenes bevonatok iszapos finom szemcsés homokkőben. A szén anyaga terrigén, növényi finom detritusból származik. Lerakódása csak teljesen mozdulatlan vízből képzelhető el. Homok-, csillám-, és agyaglemezekkel, valamint aleuritrétegecskékkel való váltakozása ritmikusan ingadozó erejű gyenge áramlásra, vízmozgásra utal. SZTANÓ (1994) tanulmánya óta tudjuk, hogy a makrotidális tengerjárás hatásaiban keresendő az ok. Feltűnnek 1 cm-nél nagyobb átmérőjű kvarcitkavicsok is. Gyakori a finom szemcsés homokkőréteg bőséges pelites mátrixban. Képződési időtartama 600 ezer év, több mint fél millió!

10. szint: A Szécsényi Slír 175–220 m (ARTA) között, „B” szintjével települ a homokkő III. CBS zónájára. Lito-fáciése uralkodóan finom homokkő, pelit és pelites mátrix. *Bathysiphon* és *Lentipecten* (= „*Amussium*”) biofáciésének jellemző formái. Néhol nem ritkák az apró taxodontok sem (*Nuculana*, *Nucula* stb.). Máshol meg feltűnő a *Lentipecten* („*Amussium*”) szinte tömeges jelenléte. A lelassult áramlási tevékenység lehetővé tette vulkáni tefra, finom szemcsés piroklaszt, nyilván egyetlen, vagy kisszámú erupcióhoz kötött felhalmozódását. A vulkanogén szemcsék nem diszpergálódtak. Így jött létre a pétervásárai és istenmezejei bentonit méter vastag telepe. Nyilván a kezdődő riolitvulkanizmus első hamuszórása volt a bentonit forrása [BÁLDI (1998) „legalsó riolituffának” nevezte el ezt a képződményt]. A Kelet-Mátrában is található hasonló tufabetelepülés, nem bentonitosodva. Itt további vékonyabb betelepülések is előfordulnak. E kezdődő vulkáni aktivitás centrumát a Bükkalján kell keresnünk. Képződésének tartama: 200–250 ezer év.

11. szint: A Pétervásárai Homokkő-fációs II. CBS horizontja a *Chlamys*, *Balanus*, *Selachia* biofáciessel a 10. szintnél tárgyalt „B” slírré települ. A sok glaukonit, a szenes filmek, lemezek itt még gyakoribbak, mint a III. CBS zónában. Több a durva homok és a kavics is. Agyagkavicsok, bentonitkavicsok jellemzőek. Jelzik a regressziót, melynek során a partvidéki áramlások, a tengerjárás áramlásai, a hullámverés eróziója, a már korábban lerakódott és némileg litifikálódott slíragyagot, bentonitot pusztítani kezdte, és intrabazinálisan szállította. A fenti, eróziós folyamatok számára egy regresszió, egy elhúzódozó elsőkélyülési folyamat tette hozzáférhetővé az eredetileg mélyebb tengerben lerakódott tufákat, pelitet, slírt, bentonitot. Kavicsaikat, törmeléküket az áramlások el is szállították, igaz, nem nagy

távolságra. Korát tekintve, ez a Pétervásárai Homokkő szint már kétségtelenül miocén, radiometrikus kora kb. 23–22 M év, az NN 1 nannozónába sorolható, de az NN 2 bázisát is magában foglalja. Kronosztratigráfiailag a felső-egribe, ill. az akvitaniai emeletbe helyezendő. Képződése egy jelentékeny regresszióhoz köthető.

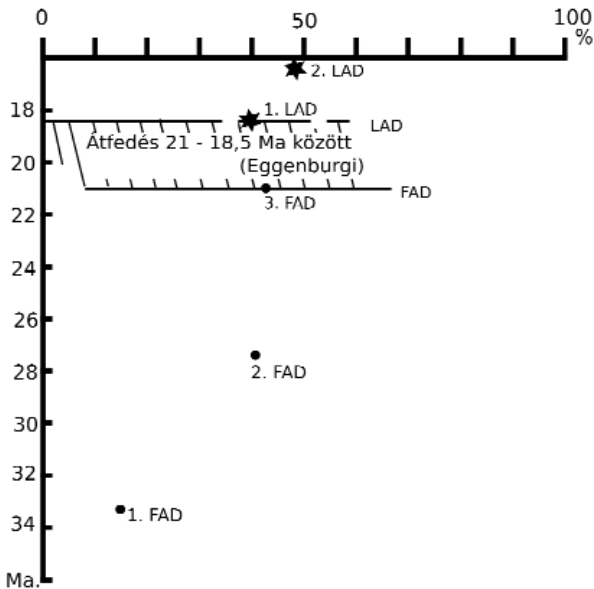
12. szint: Újabb transzgresszió jeleként a II. CBS zónára — a homokkőnél kissé finomabb szemcséjű, — „durva slír” fáciese települ 150 m (ARTA) mélységben, 112 m vastagságban, tehát 38–150 m (ARTA) között. Ez az „A”-val jelölt slírbetelepülés laterális átmeneteket mutat a Pétervásárai Homokkőbe, amit összefogazódások és a litofácies egyes átmeneti vonásai mutatnak. Így több a durva kvarchomok, bár pelit is bőven van, továbbá megjelennek a szenes és pelites lemezek, filmek, a slírfácies ellenére némely rétegben igen sok a glaukonit, van bőven agyagkavics, tufatörmelék, sőt, vékony tufabetelepülés. A leggyakoribb fosszilis faunaelemek azonban jól jelzik a slírfáciest: a gyakori *Lentipecten* (= *Amussium*), *Flabellum* (gyakori magános korall), *Bathysiphon* (mélytengeri foraminifera). Ezek alapján a tenger mélysége meghaladta a 60 m-t, elérhette a 120 m-t is. E slírtaoztat egészében az NN 2 nannozónában képződött, legmélyebb része talán még akvitaniai, de középső és felső szinttájának kora burdigalái. Az alább még tárgyalandó Ilona-völgyi mollusca-fauna is az eggenburgiba tartozik. Radiometrikus kora így becslésünk szerint 22–19,0 M év közötti időre tehető. Képződési időtartam: 200 ezer év.

13. szint: Az I. CBS, Pétervásárai Homokkő fácies-szint a rétegsor legmagasabb tagja. A mindössze 38 m vastag (0–38 m ARTA) homokkő- és konglomerátumösszletből még hiányoznak a szenes és pelites lemezek, hiányzik a glaukonit, a tufabetelepülések, a cápafogak, viszont gyakori a konglomerátumréteg kvarcit kavicsokkal, a szögletes riolittufa-törmelék, a *Chlamys* és *Balanus*-féléken kívül az apályszintet, ill. a tenger homokos, kavicsos lapos partját indikáló tengeri *Ostrea*-telepek. Szemlátomást, a korábbi regressziós trendet ezúttal egy markáns progradáció tetézte meg és zárta le. Ezt követte a riolit- és dácittufaszórás, mely létrehozta a Kelet-Mátrában több tíz méter vastag „alsó riolittufából” álló Gyulakeszi Formációt. Már régen megállapítást nyert, hogy e tufa általában a szárazföldre hullott. Korát STEININGER et al. (1996) 18,5 M évre teszi. Ez a dátumszint megfelelne az eggenburgi-ottnangi határának is. RÖGL (szóbeli közlés), ma is hasonló állásponton van. PÁLFY et al. (2007) ipolytarnóci és cserháti „alsó riolittufa” - előfordulásokat mérve (Ar/Ar és „fission track”-eredmények) kb. 17–17,5 M év körüli kort kapott. Ezek, az egyébként igen alapos eredmények a neogén rétegtanával még további egyeztetésekre szorulnak. Az „alsó riolittufa” nem kizárólag nyílttengerparti fáciesekre települ. Vannak szelvények, melyekben a hézagtalánabb rétegsor miatt fennmaradtak folyótorkolati, kavicsos homokrétegek esztuáriumi *Crassostrea* padokkal.

Kérdéses még a gazdag felszíni makrofauna-lelőhely, az Ilona-völgy, pontosabb rétegtani helyzete a fenti horizontokhoz viszonyítva. E makrofauna Parádfürdőtől D-re, az

Ilona-völgy vízese közelében, a völgyfő egyik patakja fölé magasodó hegyoldalon van feltárva. Uralkodóan molluscákban áll, héjas, kitűnő megtartású, nagy faj- és genus-diverzitású. Bezáró köze a Pétervásárai Homokkő és a Szécsényi Slír átmeneti fáciese, de a faunában gazdag réteg voltaképpen pelites mátrixban szegény, kavicsos durva homok 1 m vastag közbetelepülése az átlag finomabb szemcséjű, és ritmikusan rétegzett üledékes kőzetösszletben. Az Ilona-völgyi lelőhely részletes rétegsoráról és makrofaunájáról korábban már írtam (BÁLDI 1983, 1986). Elsőként azonban ROZLOZSNIK (1939) említi. Majd FÖZY & LEÉL-ÓSSY (1985) eredményesen egészítették ki korábbi adataimat. A fauna listáját, a taxonok ösföldrajzi, és rétegtani elterjedését már publikáltam (BÁLDI 1983: XVII. táblázat, 107. old.). Az eggenburgi biofácieseket bemutató tanulmányomban szintén visszatérek még az Ilona-völgyi faunára újabb adatok kapcsán (BÁLDI kézirat, megjelenésre előkészítve). A tenger mélysége az Ilona-völgyi fauna élethelyén és élete folyamán, számításaim szerint, 10–27 m között ingadozott, vagyis átlagos mélységét 18 m-ben jelölhetjük meg. Ez a parttól már kissé távolabb, a nyíltabb tenger felé elterülő, a beltengeri hullámbázisnál átlagosan mélyebb üledékgyűjtőre utal. Bár a rétegsorból kiváló kövületes, durvább, kavicsosabb homokréteg tanúja lehet egy olyan nagy erejű egyszeri áramlási eseménynek, mely sok mollusca-héjat, cápafoogat, korallzátany letört darabját stb. a környező tengerfenékről erre a helyre összehordott (rendkívül magas szökőár, vihardagály,unami). Ez csak kivételes esemény volt ezen a környéken, ezért a közelben nem találtuk e fauna más lelőhelyét.

Sokkal nehezebb az Ilona-völgyi faunát a kompozit rétegsorban elhelyezni. Az egyes taxonok (többnyire fajok) első megjelenése globális viszonylatban az alábbi képet adja (4. ábra). Tehát az Ilona-völgyi fajok első megjelenésének, a FAD-nak adatai: Kiscelliben (kora-oligocén) 6 taxon, az összes faj 16%-a; egriben, ideértve a kattit és akvitaniaiakat is (késő-oligocén, kora-miocén): 15 taxon, az összes faj 41%-a. Az eggenburgiban, ideértve a koraburdigalait (kora-miocén) 16 taxon, az összes 43%-a, a poszteggenburgi–recens időszakaszban a fajok 0%-a. Itt, ha a bizonyos százalékarányokat vesszük figyelembe, bizony nehezen dönthetnénk el, hogy az akvitaniai, vagy a burdigalaiba kerüljön-e a lelőhely. Az akvitaniai felé húzná a litofácies-hasonlóságokon kívül a jelentékeny oligocén, kiscelli rokonság is. Az utolsó előfordulási, vagy eltűnési dátumok összesítése: LAD: kiscelli 0%, egri, katti, akvitaniai: 0%, eggenburgi, burdigalái vége: 17 taxon, 40%, poszteggenburgi–recens: 20 taxon, 54%. Ha elfogadnánk azt az elvet, amit HORUSITZKY (1979) csillogó stílusban megírt posztumusz „vita-könyvében” lefektetett, akkor egyértelműen az eggenburgiba (alsó-burdigalaiba) kell besorolnunk az Ilona-völgyi rétegeket. A HORUSITZKY-féle elv lényege u.i. úgy foglalható össze, hogy új korszak határát az első új taxonok megjelenésénél kell megvonnunk. Ha ezt a szempontot mérlegeljük, és pl. a szintjelzésben fontos *Pectinacea* fajokat is kellő súllyal figyelembe vesszük, akkor a faunát a legalsó eggenburgiba kell helyezniünk,



4. ábra. Az Ilona-völgyi mollusca-taxonok feltűnési (FAD) és eltűnési (LAD) dátumainak ideje. A taxonok több mint 40%-a a miocén elején lép be (21 M év), az első eltűnés kb. 18 M évnél van. Így a 18–21 M év közötti a teljes fauna, ami kora-eggenburgi.

Figure 4. The first (FAD) and last (LAD) occurrences of the mollusc taxa of the fauna from the Ilona Valley. More than 40% of the taxa appears in the Miocene (21 Ma), the first disappearance is at 18 Ma. The fauna can be put in the time interval between 18 and 21 Ma, belonging to the Eggenburgian

aránylag közel a fekvőben húzóódó akvitaniai-burdigalái (egri-eggenburgi) határhoz. Van azonban egy még súlyosabb érv is. Nevezetesen, ha az eltűnési dátumok (LAD) időpontjait a taxonok első megjelenési dátumaival (FAD) vetjük össze, akkor az átfedés alapján a fauna nyilvánvaló korát az eggenburgiban kell kijelölnünk (4. ábra). Ez az a korszak u.i., amelyben valamennyi Ilona-völgyi taxon előfordul, az idős eltűnő és a fiatal első megjelenők. Években kifejezve, az Ilona-völgyi fauna korát 20–19 M évre becsüljük. (Az eggenburgi időtartama a 20,5–18,5 M év közötti intervallum.) Végül megemlíjtük, hogy az Ilona-völgyi fauna, habár a közvetlen környezetben, a Kelet-Mátrában más lelőhelyről eddig nem került elő, a tágabb régiót is figyelembe véve, mégsem áll egyedül. Hasonló faunát ugyanebből a Pétervársárai Homokkő-szinttájából Cs. MEZNERICS (1959) írt le Tarnaleleszről, Szentdomonkosról és Bekölcéről a Mátrától É-ra elterülő dombvidéken. Ezekkel más helyen bővebben foglalkozunk (BÁLDI kézirat: „kispsectenes biofácies” néven foglalja össze ezt a kövület-együttest).

Diszkusszió: ciklicitás jelei és a ciklusok jelentősége, okai

A jégkorok alapvető jelenségeiről, fosszilis fennmaradó dokumentumairól, ciklicitásáról, és különösen az oligo–miocén jégkorra vonatkozó adatairól külön értekezésben írok (BÁLDI kézirat, BÁLDI 2005).

Az Antarktisz a kora-oligocéntól beborító, több km vastag jégtakaró, és a vele kapcsolatos lehűlés, globálisan elter-

jedt nyomokat hagyott hátra. Az óceánok és a légkör lehűlése még az olyan, Antarktiszról távoli helyeken is kimutatható, mint amilyen a Paratethys és általában Európa volt. Értekezésünkben most csak néhány eseményt, és jelenséget teszünk vizsgálat tárgyává a Kelet-Mátrában gyűjtött bő anyagaink alapján. Ilyen jelenségek: euszatikus tengerszint-ingadozás, a makrofauna, üledékképződés változásai stb.

A 3. ábrán az idő függvényében tüntetjük fel a recski üledékföldtani, szedimentológiai és paleontológiai változások, jelenségek kronológiai-rétegtani helyzetét. Priabonai mészkő és Budai Marga rakódott le a paleogén andezit-vulkán kitörése előtt. Ezek az események egybeestek egy késő-priabonai transzgresszióval, de megelőztek egy a mély óceáni vizekből kimutatott rendkívül jelentős lehűlést (TA4 szuper-ciklus, 4. és 5. ciklusa HAQ értelmében (HAQ et al. 1988)). Valószínűleg a Kelet-Mátrában is mély tenger volt a Tardi Agyag képződése idején. Rövid tengerszint fölét emelkedés érte e vidéket a Tardi Agyag képződésének késői szakaszában, ami elégséges volt ahhoz, hogy a vékony, puha, mélyebb oligocén és felső-eocén rétegeket lepusztítsa (intraoligocén denudáció). A lepusztítás az NP 23-as Martini-zónában, kb. 30–31 M év idején következett be. A paleogén vulkáni tevékenység ugyancsak megelőzte az intraoligocén denudációt, de a vulkanitok teljes eltávolítására nem volt elégséges ereje a „tardi erózióknak”. Ez a lepusztulás a nagy oligocén regresszióval esik egybe, és egyidős a TA4 és TB1 szuperciklusok határával. E regresszió jelzi a Antarktisz keleti felének csaknem jelenkori méretű, vastag jégtakarójának felépülését. Ez utóbbihoz is elégséges volt akár csak 100 000 év.

A Kiscelli Agyag képződése az NP 24 Martini-zónára korlátozódott. A zónahatárok ismert dátumai, valamint a formációk képződési sebességének durva becsülése alapján, a kiscelli fácies fejlődésének ciklusos jellegei felismerhetők voltak. A Kiscelli Agyag ciklusai a tenger vízszintingadozását tükrözik, mert kimutatható a batimetrikus értékek ismételt visszatérése. Időbeli vetületben, ez a jellegzetes „hullám alakzatú” görbét adja, mely görbe, akár millió években át változatlan amplitúdóval ismétlődő jelentékeny mélységi különbség ismétlődéseit tárja elénk. Így a mélytengeri, tipikus Kiscelli Agyag szürke, tömör, pirites kőzet, benne a mélytengerből felvándorolt, *Malletia* és „*Chlamys*” *diomedes (picta)* kagylókkal. Ennek a szintnek lerakódása idején a tenger mélysége elérhette a 330 m vagy 360 m mélységet. Ezzel váltakozik a jóval vékonyabb glaukonitos, sekélytengeri nagyforaminiferákat (*Nummulites*, *Operculina*), néhol kagylókat (*Chl. biarritzensis*, *Corbula gibba*), cidaroid echinidákat stb. tartalmazó homokos pelit, finom homokkő. Ez utóbbi fácies képződési mélysége olykor 60 méterre is lecsökkenhetett. E két váltakozó típus közül a pelites, homogén biotóp mélytengeri áramlásai elhanyagolhatóak, ill. nagyon lassúak voltak, míg a glaukonitos selffáciesre áramlási sebesség dolgában épp fordított helyzet volt jellemző. A tipikus Kiscelli Agyag lerakódási sebessége ~21 cm/1000 év, a glaukonitos fáciesé viszont 5 cm/1000 év. Tehát egységnyi sekélytengeri homokos pelit lerakódásához durván négyszer annyi idő kellett,

mint a Kiscelli Agyag képződéséhez. Így 20 m vastag Kiscelli Agyag ekvivalense mindössze 5 m vastag glaukonitos réteg lett. Ilyen arányok figyelembe vételével vált lehetővé a Kiscelli Agyag ciklikus felépítésének tanulmányozása, mely a relatív tengerszint ingadozás mértékét a Kelet-Mátrában 100–200 m körülinek mutatja. Valószínűbb azonban a szerényebb 130 m-es ingadozás. A ciklusok tükrözik az antarktisi oligocén jégtakaró térfogatváltozásait, mely utóbbit viszont az éghajlat, a tengeri és kontinentális hőmérséklet, a csapadék szabja meg. A fenti kalkulációk alapján úgy tűnik, hogy 100 000, és 200 000 éves ciklusok fordulnak elő. A MILANKOVITCH (1930) féle orbitális perturbációk közül ez a Nap körüli pálya excentricitás-ingadozásának felelhet meg. Hogy sokszor fél millió éven belül látszólag semmi sem történt, az valószínűtlen. A bizonyíték hiányának számos oka lehet. Az excentrikusságból adódó 100 000 éves ciklus nem egyformán erős. Lehet, hogy a gyengébb ciklusok nem hagytak feltűnő nyomot a rétegoszlopban. Lehet, hogy figyelmünket elkerülte a terepi és belső munka folyamán egyes kisebb ciklusok, nyoma. Már hangsúlyoztuk, hogy a korabeli kutatások más célokat szolgáltak, és VAIL és munkatársainak eredményei is csak évekkel később jelentek meg (VAIL et al. 1977). Mindenesetre a 100 000 éves „osztószám”, a legrövidebb ciklusok hossza, meghatározónak tűnik, és valószínűleg a Nap körüli pálya 100 000 évente ismétlődő alakváltozásának éghajlati következményeiként állíthatók be. A slírre és a Pétervásárai Homokkőre ugyanez az elv, tehát a gyorsan ülepedő, lassú áramlásos iszapos környezet és a lassabban felhalmozódó, sekélyebb vízi, glaukonitos, sebes áramlásos, homokos környezet 100 000 éves váltakozása volt jellemző. Ennek a gondolatnak a részletes kimunkálása azonban további munkát és anyagot igényelne.

A Kelet-Mátrában régóta ismert a nagy területen kimutatott, késő-priabonai transzgresszió, amelynek dátuma 37 M év körüli. Ez a transzgresszió összefüggésbe hozható a bartoni-priabonai magas tengerszintállás thalattokratikus (=thalasszokratikus, szinonímák) korszakával is, a mai, 0 m-nek vett szinthez viszonyítva, az óceán tükre 170–200 m-rel magasabb volt. Egyre mélyebb tengeri fáciesek egymásutánját látjuk az egész térségben [Szépvölgyi Mészke → „bryozoás márga” → Budai Márga, (felső részében globigerinás hemipelagit szintjével)]. A Budai Márga képződési mélysége elérhette a 400–500 m-t. E thalattokratikus szuperciklus a TA4 jelű egységnek felel meg, felöleli a 4.4 és 4.5 ciklusokat ezen belül, ami időben több, mint 3 millió évet tett ki (36,8–33,7 M év). A Budai Márga képződése után, az oligocén elején (NP 21, NP 22 Martini-zónák, ~33,8–30 M év idején) a mélytengeri viszonyok folytatódtak, a globális tengerszint változatlanul magas nívón állt. Ez annál is érdekesebb, mivelhogy a mély óceáni abisszális víztömeg és az antarktisi selfvizek hőmérséklete az eocén legvégén és az oligocén legelején (34–33 millió év között) hirtelen 6 °C-al esett, tehát a késő eocén 6 °C-ról 0 °C-ra csökkent, amint az a ¹⁸O/¹⁶O arányváltozásaiból, sok DSDP és ODP óceáni fúrás minta alapján kimutatható (ZACHOS et al. 2001). Nincs meg-

nyugtató magyarázat erre a jelenségre, de azt jól illusztrálja, hogy nincs lineáris függőség, csak laza korreláció a hőmérséklet, a jégtakarók megléte, mérete, valamint a világtengerszintje között.

Tehát a thalattokratikus ciklus felszálló és kulmináló ága (3+3,8) valójában 6,8 millió évnnyi időtartamot fed le. Különös, hogy a ciklus rétegsorának összvastagsága általában nem több 200 m-nél.

Ilyen feltételek ellenére az alsó-oligocén Tardi Agyag (NP 21, 22, 23) a Budai Márgával együtt számos területen hiányzik a Paleogén-medencében, elterjedése szigetszerű foltokban észlelhető. Nem szó szerinti, kora-oligocén „szigetekről” van szó, hanem az uralkodóan mélytengeri tardi fácies laterális diszkontinuitásairól. Megállapíthatjuk a fentiek alapján, hogy e mélytengeri formációk hézagosszerű elterjedésének okát a már lerakódott üledék eróziójában kereshetjük. A Kiscelli Agyag települési módja jelzi, hogy az erózió még a Kiscelli formáció lerakódása előtt zajlott le. Viszont kizárható, hogy a Budai Márga, és a Tardi Agyag alsó részének keletkezése idején kiterjedt denudáció jelent volna meg területünkön.

Így megmarad legvalószínűbb eróziós periódusnak az NP 23-as kronozónának a késői szakasza. E kronozónának megfelelő időtartam 30–32,3 M év (más verzió szerint 30–31,3 M év) között 2,3 M évnek, vagy 1,3 M évnek felel meg, és a Tardi Agyag felső tagozatát öleli fel. Ekkor játszódott le a „nagy oligocén globális regresszió”, melyet VAIL és munkatársai már első publikációjukban (VAIL et al. 1977), mint feltűnő jelenséget, leírnak a szeizmika eredményei alapján. A „nagy regresszió” tehát ugyancsak a Kiscelli Agyag képződése előtt következett be, de az oligocén kor első 3,6 millió éve, a Tardi Agyag alsó két szintje még a regresszió előtti, eocénből áthúzódó thalattokratikus korszakhoz tartozik. Sok területen azonban fennmaradt a Tardi Agyag folyamatos rétegsora, melynek felső szintjében, az NP 23 kronozónában elterjedt egyes, a szárazföld közelségét jelző jelenségek (esztuáriumi foraminiferák, brakkvízi halfajok megjelenése, sok terrigén növényi anyag, endemikus és brakkvízre utaló coccolithophoridák, foraminifera-, ostracoda- és molluszkafaunák, továbbá homoktestek, meszes rétegek közbetelepülései (jórészt gravitációs tömegmozgással leszállítva) valószínűsítik, hogy ekkor játszódott le az erózió a medence leggyorsabban emelkedő részein. A Budai Márgával együtt mindössze alig 200 m vastag még gyengén litifikált, friss, laza üledékösszetlet az erózió, a feltehetően lapos szárazulati térszín ellenére akár 100 000 év alatt lepusztíthatta a mezozoos alaphegységig, ill. az eocén mészkőig.

Következtetések

a) A nagy regresszió a mi régióinkban is meghagyta nyomát, véget vetett a késő-eocén-kora-oligocén thalattokratikus időszakosnak.

b) Ez a regresszió a már lerakódott, litifikálódó üledékösszetlet denudációját idézte elő a medencealjzat maga-

sabb, gyorsabban emelkedő részein. Az euxin mélyedések továbbra is fogadták a terrigén üledéket, de a szárazföldközelségének számos bizonyítékával (BÁLDI-BEKE M. 1977, BÁLDI 1983). A tenger mélysége azonban még az NP 23 kronozónában is, annak euxin jellege miatt, minimum 130 m mély kellett hogy legyen. De előtte, a regressziót megelőzően, a tardi tenger mélysége max. 400–500 m is lehetett (BÁLDI 1986, HAQ et al. 1988). A Tardi Agyag lepusztult anyagát, fossziliáit megtaláltuk többek között a Miskolc–8 mélyfúrás debrites felső-oligocén rétegeiben is (BÁLDI & SZTANÓ 2000, áthalmozott tardi nannoflóra: BÁLDI-BEKE M. szóbeli közlés)

c) A Budai-hegység, és a Pilis-Cserhát Hárshegyi Homokkőve sok tekintetben analóg a „Pálbükki Tagozattal” („Recski Formáció”). Mindkettő kovásodott, mindkettő a Kiscelli Agyag transzgressziós bázisképződménye.

d) A nagy regressziót követő euszatikus, lassú, lépcsőzetes transzgressziós folyamatot itt felgyorsította az intenzív medenceképződés, ami az intraoligocén denudációt követte. Mindez már az NP 24 Martrini-zónában (27,5–30,0 millió év között) jelenik meg, HAQ ciklus-kronológiája (HAQ et al. 1988) szerint a TB1.2 és TB1.3 ciklusokra esik. A TB1.1 a Kelet-Mátrából hiányzik, ez a ciklus felel meg a „nagy oligocén regresszióknak”, és területünkön is egyes korábbi formációk részleges vagy teljes lepusztulását eredményezte. A TB1.1 közelítően 2 millió évet reprezentál (30–28 M év között). Jó összhangban van ez kalkulációimmal, amelyekkel a Kiscelli Agyag vastagsági adataira és átlagos lerakódási sebességére támaszkodva kimutattam, hogy a Kiscelli Agyag lerakódása a Kelet-Mátrában csak egy millió évet vett igénybe, így kezdetének dátuma 28,5 M év, slírképződésbe való átmenete pedig 27,5 millió éve volt. A Kiscelli Agyag szedimentációját megelőző intraoligocén denudációnak tehát sok idő jutott, 31,3–28,5 M év, bár ezt tovább tudtuk szűkíteni (l. feljebb).

e) A Kiscelli Agyag és a Szécsényi Slír lerakódása folyamán a szedimentáció mélységének ciklikus ingadozása bizonyított. Ez az ingadozás a tengerszint szabályosan ismétlődő oszcillációiról tanúskodik. A kiscelli self 30-120 m közötti övezetéből származó glaukonitos, agyagos homokrétegek települnek a Kiscelli Agyag mélyebb, nyíltabb tengeri monoton pelites üledékébe, ezek a szedimentáció lassulásának, tengerfenéken áthaladó élénkebb áramlásoknak, a tengermélység csökkenésének jelei. Ez a típusú ciklicitás folytatódik a Szécsényi Slír és a Pétervásárai Homokkő váltakozásában, sekélyebb tengeri feltételek mellett. Ezek az oszcillációk euszatikus eredetűek, és az antarktiszi jégtakaró térfogatváltozásainak következményei. A jégtömeg nagysága viszont a klimatikus viszonyoktól függ.

Egyetlen, még tovább kutatandó bizonyítéka van annak, hogy az ismétlődések glacio-euszatikus eredetűek lehetnek: Több esetben megfigyelhettem, hogy az elsekélyülés megjelenése, durva becslés alapján ugyan, de szabályos időközökben látszik visszatérni. Megfigyeltem 100 000, 200 000, 400 000 éves ciklicitást. Valószínűleg ez egyetlen ciklusfajta, éspedig szerintem a Nap körüli pálya ellipszisének 100 000 éves változási ciklusainak a nyoma. E jelenség a MILANKOVITCH (1930), BACSÁK (1955) féle „orbitális perturbációk” sorába tartozik, ettől függ a Föld Nap közeli, ill. Nap távoli helyzetének ingadozása, aminek éghajlati következményei is vannak. Valószínűleg nem minden egyes ciklus hagyott hátra könnyen észlelhető, nyilvánvaló üledéktani és paleontológiai nyomokat. Ismét más esetben, lehet, hogy a gondos vizsgálat ellenére, talán a jelentőségét nem ismerve, nem jegyeztük fel a gyenge dokumentumot. Minden kutató tudja, hogy ha mi magunk, vagy akár a műszereink, nincsenek „ráállva” valamely konkrét cél keresésére, akkor egyéb fontos és érdekes jelenség mellett elcsúszhat figyelmünk. A ciklicitás hézagosságát én ebben látom. A 100 000 éves váltószám azonban számomra eléggé valószínűvé teszi, hogy helyes úton járunk. További kutatások mindazonáltal szükségesek. A Milankovitch-ciklusoknak fenti típusát a világtenger és Antarktisz számos pontján már korábban is kimutatták, de Magyarországon az oligo-miocénben, tudomásom szerint, eddig nem írták le a tengeri üledékekből.

Köszönetnyilvánítás

A szerző a téma kidolgozását a 47110. számú OTKA téma keretében készítette (sok segítséget kaptam családom geológus tagjaitól, így BALDINÉ BEKE Máriaától és BALDI Katalintól). Köszönöm továbbá a projekt két tanszéki kutatójának: LEÉL-ŐSSY Szabolcs, és HORVÁTH Mária docenseknek, ill. asszisztens professzoroknak a közreműködését és segítségét. Hasonlóképpen köszönettel tartozom Dr. LESS György kollégámnak, hogy legfrissebb eredményeiről tájékoztatott. Hálás köszönettel tartozom lektoraik: Dr. HÍR János és Dr. SELMECZI Ildikó alapos munkájáért. Végül hálás nosztalgiával emlékszem vissza az 1970-es évek recski érckutató csapatának tagjaira: Dr. ZELENKA Tibor, Dr. FÖLDESSY János, Dr. CSONGRÁDI Jenő, Dr. BAKSA Csaba és más kollégáimra, akik készséggel segítettek a terepi munkákban és a „leletmentés” egész folyamatában. A szerkesztés során végzett munkájáért és fontos szakmai tanácsaiért Dr. CSÁSZÁR Gézának tartozom köszönettel.

Irodalom – References

- BACSÁK, Gy. 1955: Pliozän und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmlesmechanik. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.*, **3/4**, 305–346.
- BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. — *Földtani Közlöny* **88**, 428–436.
- BÁLDI T. 1965: A felsőoligocén pektunkuluszos és cyrénás rétegek települési és ősföldrajzi viszonyai a Dunazug-hegységben. — *Földtani Közlöny* **95**, 423–436.
- BÁLDI T. 1966: Az egi felsőoligocén rétegsor és molluszkafauna újvizsgálata. — *Földtani Közlöny* **96**, 171–194.
- BÁLDI, T. 1973: *Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian)*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.
- BÁLDI, T. 1979: Changes of Mediterranean (?Indopacific) and boreal influences in Hungarian marine Molluscfaunas since Kiscellian until Eggenburgian times: The stage Kiscellian. — *Ann. Géol. Pays Hellén. VII. Congr. CMNS Athén*, **1**, 19–49.
- BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. — *Földtani Közlöny* **110/3–4**, 456–472.
- BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI, T. 1984: The Terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. — *Ecl. Geol. Helvetiae* **77/1**, 1–27.
- BÁLDI, T. 1986: *Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI T. 1997: Az Észak-magyarországi alsó-miocén kőzetrétegtani tagolódása. — In: HAAS J. (ed): Fülöp József – emlékkönyv, 215–230.
- BÁLDI T. 1998: Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest, 419–436.
- BÁLDI, T. 2005: The Cenozoic ice age, as reflected on the Oligocene – early Miocene geological record of the Carpathian basin. — *12. Congress R.C.M.N.S. Vienna, Abstract*, 8–14.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegy homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106**, 257–275.
- BÁLDI T. & SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgások a Darnó zóna tengeri oligo-miocén üledékeiben: a Dubicsány–31 fúrás értékelése. — *Földtani Közlöny* **130/4**, 673–694.
- BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M. & NAGYMAROSY A. 1976: A Hárshegyi Homokkő kora és képződési körülményei. — *Földtani Közlöny* **106**, 353–386.
- BÁLDI T., KECSKEMÉTI T. & NYÍRÓ M. R. 1961: A katti és akvitáni emelet kérdése a Kárpát-medencében Eger környéki új adatok alapján. — *Földtani Közlöny* **91**, 282–291.
- BÁLDI T. & LEÉL-ÓSSY SZ. 2003: A magyarországi eggenburgi biofáciesek paleoökológiája. A Szécsényi Slír kifejlődései. — *Földtani Közlöny* **133/4**, 501–514.
- BÁLDI, T., LESS, GY. & MANDIC, O. 1999: Some new aspects of the lower boundary of the Egerian stage (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area). — *Abhandlungen Geologische Bundesanstalt* (Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt) **56/2**, 653–668.
- BÁLDI-BEKE M. 1977: A budai oligocén rétegtani és fáciestani tagolódása nannoplankton alapján. — *Földtani Közlöny* **107**, 59–89.
- BÁLDI-BEKE M. & BÁLDI T. 1974: A novaji típuszelvény (kiscellien – egerien) nannoplanktonja és makrofaunája. — *Földtani Közlöny* **104**, 60–88.
- BERGGREN, W. A., KENT, V. D., SWISHER III, C. C. & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. — *SEPM, Spec. Publ.* **54**, („Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation”) 129–212.
- CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana. I. Paleozoikum–paleogén*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- Cs. MEZNERICS I. 1959: Az Egercsehi-őzdi kőszénfekvő burdigalai faunája. — *Földtani Közlöny* **89**, 413–424.
- DUNKL, I. & NAGYMAROSY, A. 1992: A new tie-point candidate for the Paleogene timescale calibration: Fission track dating of tuff layers of Lower Oligocene Tard Clay (Hungary). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **186/3**, 345–364.
- FÖLDESSY, J. & HARTAI, É. (eds) 2008: Recsk and Lahóca. Geology of the Paleogene Ore complex. — *Publications of the University of Miskolc, Ser. A, Mining*, **73**, 226 p.
- FÓZY I. & LEÉL-ÓSSY SZ. 1985: Két kelet-mátrai alsómiocén konglomerátum molluszkafaunájának összehasonlító vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **115**, 181–192.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1988: Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. — An Integrated Approach, *SEPM Special Publication* **42**, 71–108.
- HORUSITZKY F. 1979: *Alsó miocén vitakérdések*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 245 p.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli Középhegység oligocén-alsó-miocén képződményei. (Oligocene – Lower Miocene formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary.). — *MÁFI Évkönyv* **64**, 140 p.
- LESS Gy. 1991: A Bükk felső-oligocén nagy foraminiferéi. — *A Magyar Állami Földt. Int. Évi Jelentése 1989-ről*, 411–465.
- LESS, Gy., BÁLDI-BEKE, M., PÁLFALVY, S., FÖLDESSY, J. & KERTÉSZ, B. 2008: New data on the age of the Recsk volcanics and the adjacent sedimentary rocks. — In: FÖLDESSY J. & HARTAI É. (eds): Recsk and Lahóca, Geology of the Paleogene Ore Complex. *Geosciences Ser. A, Mining*, Miskolc University Press, **73**, 57–84.
- MILANKOVITCH, M. 1930: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — In: KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (eds): *Handbuch der Klimatologie. I.* Berlin, Gebr. Borntraeger. 1–176.
- NAGYMAROSY, A. 1983: Mono- and duospecific nannofloras in Early Oligocene sediments of Hungary. — *Proceed. Kon. Ned. Ak. Wet. Ser. B.* **86**, 273–283.
- NAGYMAROSY, A., VORONINA, A. A. 1992: Calcareous nannoplankton from the Lower Maykopian Beds (Early Oligocene, Union of Independent States). — *Proc. IV. INA Conference, Prague, Knihovnička ZPN* **14b/2**, 189–221.

- NAGYMAROSY, A., TAKIGAMI, Y. & BALOGH, K. 1986: Stratigraphic position and the radiometric age of the Kiscellien stratotype, Hungary. — In: ODIN, G. S. (ed): *Bull. Liais. Inf. I.G.C.P., Proj.* **196/6**, 29–32.
- NOSZKY J. sen. 1939: A kiscelli agyag Molluszka-faunája. I. Lamellibranchiata. — *Ann. Mus. Nat. Hung.* **32**, 19–146.
- NOSZKY J. sen. 1940: A kiscelli agyag Molluszka-faunája. II. Loricata, Gastropoda, Scaphopoda. — *Ann. Mus. Nat. Hung.* **33**, 80 p.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. 1973: M₂ Ottnangian. — *Chronostratigraphie und eostratypen, Miozän der zentralen Parathetys*. Bratislava, 830 p.
- PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P. R., BERNIOR, R. L., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2007: U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. — *Earth and Planetary Science Letters* **258**, 160–174.
- PREMOLI-SILVA, I. & JENKINS, D. G. 1994: Decision on the Eocene–Oligocene boundary stratotype. — *Episodes* **16/3**, 379–382.
- PREMOLI-SILVA, I., COCCIONI, R. & MONTANARI, A. (eds) 1988: The Eocene – Oligocene Boundary in the Marche – Umbria Basin (Italy). — *Internat. Union of Geol. Sciences, Commission on Stratigraphy (IUGS, CS) Ancona, Italy* 268 p.
- ROZLOZSNIK P. 1939: Geológiai tanulmányok a Mátra É-i oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. — *A Magyar Királyi Földt. Int. Évi Jelentése 1933–35-ről* **2**, 545–601.
- STEININGER, F. F., BERGGREN, W. A., KENT, D. V., BERNOR, R. L., SEN, S. & AGUSTI, J. 1996: Circum Mediterranean Miocene and Pliocene marine – continental chronologic correlations of European mammal units and zones. — In: BERNOR, R. C., FAHLBUSCH, V. & RIETSCHEL, S.: *Later Neogene European biotic and stratigraphic correlation*. Columbia Press, New York, 7–46.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. 1970: Holocene and Late Pleistocene sedimentation in the Adriatic Sea. — *Geol. Rundschau* **60**, 106–131.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. 1985: Molluscs and sedimentation in the Adriatic Sea during late-Pleistocene and Holocene times. — *Giornale di Geologia, ser. 3^a vol.* **47/1–2**, 181–202.
- SZTANÓ, O. 1994: The tidal influenced Pétervására Sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. — *Geologica Utraiectina* **120**, 153 p.
- TELEGDI-ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északi részében. — *Földtani Közlemény* **57**, 32–41.
- TRUMBULL, J. V. A. 1972: Atlantic continental shelf and slope of the United States – Sand-size fractions of bottom sediments, New Jersey to Nova Scotia. — *Geol. Surv. Prof. Paper*, **529–K**, p. 45.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, 4. Global cycles of relative changes of sea level. — In: PAYTON, C. E. (ed): *Seismic stratigraphy. AAPG Mem.* **26**, 83–97.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. 2001: Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. — *Science* **292**, 686–693.

Kézirat beérkezett: 2008. 10. 02.