

ÚJ ADATOK AZ EOCÉN/OLIGOCÉN HATÁRKÉRDÉSHEZ:
FISSION TRACK KORMEGHATÁROZÁSOK
AZ ALSÓOLIGOCÉN TARDI AGYAG TUFARÉTEGEIN

New data to the age of the Eocene/Oligocene boundary:
fission track study on tuff layers of the Lower Oligocene Tard Clay

DUNKL ISTVÁN & NAGYMAROSY ANDRÁS

Összefoglalás

A planktonsztratigráfiai módszerrel jól színtezett alsóoligocén Tardi Agyagba települő tufarétegeket vizsgáltunk, elsősorban Budapest területéről származó mintákat. A vékony, agyagás-ványosan átalakult tufarétegek idiomorf apatit és cirkon kristályain végeztünk fission track (FT) kormeghatározást. Az NP 22-es, valamint az NP 23-as biozóna aljáról származó mintákban $32,7 \pm 1,1$ millió éves FT kort mértünk. Ez az érték fiatalabb a publikált időskálák azon csoportjánál, amelyeket magnetosztratigráfiára alapozott interpolációval generáltak, másrészt az eredmény idősebb az Odin-féle, zömmel glaukonit mérésekre alapozott időskáláknál. A Tardi Agyag tufarétegein mért eredmény alátámasztja a vitatott kora paleogén emelet határokra megállapított fiatalabb értékek létjogosultságát és az interpolációval szemben a határok közeléből vett minták vizsgálatának szükségességét erősíti meg.

Bevezetés

A Budapest környéki alsóoligocén Tardi Agyagba települő tufarétegeken ezidáig csupán néhány radiometrikus mérést végeztek. A K/Ar vizsgálatok fő akadálya az intenzív agyagásványos átalakulás. A fission track célra felhasználható

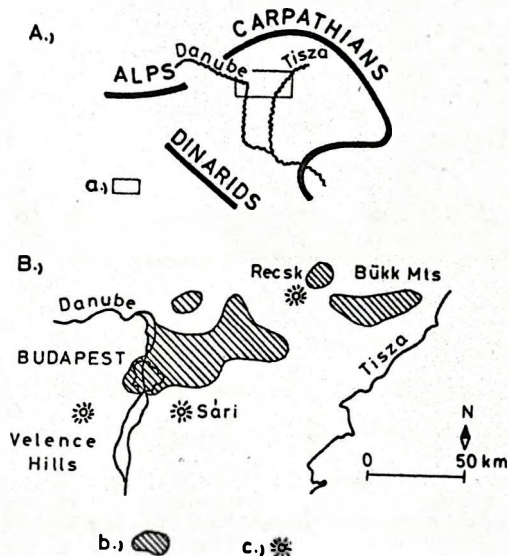
Abstract

Tard Clay is a marine, partly laminated, planktonstratigraphically well divided formation. Fission track (FT) age determinations were made on euhedral apatite and zircon crystals from thin, argillitised, undisturbed tuff layers of Tard Clay. The samples were taken from NP 22 and lower NP 23 nannoplankton zones from the Budapest area. Average of fission track ages is 32.7 ± 1.1 Ma. This FT age is younger than that read from time scales which are based on interpolation of magnetostratigraphical data. On the other hand, the FT result is older than time scales of Odin which are mostly based on glauconite investigations. The average of fission track results on Tard Clay - in contrast to the interpolation method - supports the validity of younger stage boundaries and the necessity of near-boundary sampling.

akcesszorikus ásványokat (az apatitot és a cirkont) ez az átalakulás nem érintette s így ezek mindennél alkalmasabbak a kormeghatározásra. A Tardi Agyag biosztratigráfiailag kitűnően szinthezett, a vékony, áthalmazódástól mentes tufarétegek radiometrikus vizsgálatával közvetlenül a biozónák és az eocén/oligocén határ vitatott korára kaphatók új adatok. Ezeknek a kormeghatározásoknak a jelentőségét az adja, hogy a vizsgált időtartam alatt világszerte igen kevés rétegtanilag jól definiált, radiometrikus vizsgálatra alkalmas képződmény jött létre.

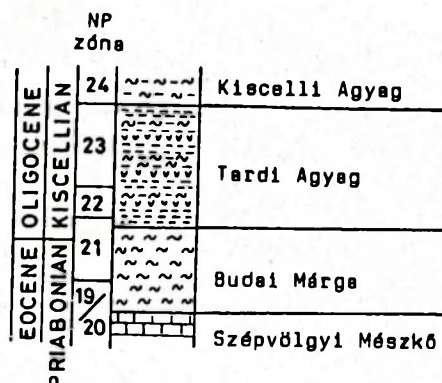
Földtani felépítés

A Tardi Agyag elterjedési területe a Budai-hegység és a Bükk D-i előtere között húzódik, a képződményt feltáró legtöbb fúrás



1. ábra
 A) A vizsgált képződmény elhelyezkedése a Kárpát-medencében.
 a) a kinagyított térképrészlet
 B) A Tardi Agyag elterjedése.
 b) a jelenlegi előfordulási területek (Báldi, 1983 alapján, kiegészítéssel)
 c) paleogén vulkáni központok

Fig. 1.
 A). The studied formation in the Carpathian Basin.
 a) Enlarged map.
 B). Distribution of Tardi Clay.
 b) Actual distribution.
 c) Paleogene volcano.



2. ábra
 A Budai-hegységi felsőeocén/alsóoligocén képződmények vázlatos rétegsora.

Fig. 2.
 Schematic sequence of Upper Eocene/Lower Oligocene formations in Buda Hills.

Budapesten és a Bükkalján mélyült (1. ábra). Medence fáciesű, folyamatos rétegsorokat alkotó, gyakran laminites szerkezetű pelites üledék, a vastagsága 100 m körüli, vagy annál kevesebb (Báldi, 1983). Általában folyamatosan fejlődik ki a fekjét alkotó Budai Márgából és üledékhézag nélkül megy át a fedő Kiscelli Agyagba (2. ábra). A képződmény teljes szelvényében tufarétegek találhatóak, amelyek például a Városmajor-1 fúrásban a vastagság 7%-át teszik ki (Korpás, 1981).

A tufarétegek általában vékony, 2-12 cm-es, erősen agyagásványosodott kristálytufák, amelyekben a legnagyobb szemcsék mérete sem haladja meg a 2 cm-t (Szabó és Szabó-Balogh, 1986). A szürke, agyagásványos mátrixban földpát, biotit, amfibol, dihexagonális kvarc, gránát, apatit, cirkon, valamint kőzetörmelék és terrigén kvarcit is előfordul. A tufák túlnyomórészt andezites-dácitos összetételűek, de alárendelt mennyiségben riolitot is kimutattak.

A Kárpát-medencében a lutéciaitól van nyoma a paleogén, andezites karakterű vulkanizmusnak, a piroklasztikum szolgáltatás kulminációja a bartoni-priabonaiba esik (Báldiné Beke és Báldi, 1990). Az alsóoligocén rétegekben települő tufák már csak egy távoli és/vagy lecsengő vulkanizmusról tanúskodnak. A paleogén vulkanizmus legfiatalabb tufarétegei a Bükkszék környéki felsőkiscelli üledékekben találhatóak (Báldi, 1983).

A Tardi Agyag tufarétegei a kor és a közettani alkat alapján legszorosabban a Dél-alpi tonalit-öv képződményeihez kapcsolódnak (Szepesházy, 1977). A pászta magyarországi folytatásában, ÉK-DNY-i csapás mentén a balatqnfenyvesi tonalit (Balogh et al., 1983) illetve részben lepusztított, fiatal üledékekkel fedett vulkáni roncsok találhatók (1. ábra; Balázs et al., 1981). A vulkáni roncsokat környező területek tufarétegei alapján a zalai, a velencei, és a recski centrumok fő kitörései az eocénbe estek, de hogy melyik vulkáni csoport aktivitása húzódott át az oligocénbe is, annak megállapítására a radiometrikus adatok nem adnak felvilágosítást. Az eredményekben ugyanis határozott fiatalodás tapasztalható, amit az erős átalakulás, az elhúzódó hidrotermális tevékenység és Recsken a fiatal neogén vulkanizmus hőhatása hozott létre (Balogh in Darida-Tichy, 1988; Dunkl, 1990). A vulkáni centrumokon mért, sok esetben az oligocénbe eső K/Ar vagy FT adatok a földtani környezet alapján bizonyosan nem a képződési kort, hanem az utóhatások idejét mutatják.

A tufa egyik feltételezett forrását a Budapesttől DK-re lévő medencében mélyfúrásokkal feltárt vulkáni centrumok alkotják (Csiky, 1963; Juhász, 1964a, 1964b, 1971; Balázs et al., 1969; Sztrákos, 1975). Azonban a Sári környékéről leírt, kitörési helyhez közeli kifejlődésű tefrák paleogén kora a zavart település miatt nem egyértelműen bizonyított.

A tufa származásának kérdését más megvilágításba helyezi, ha tekintetbe vesszük a Bakonyegység feltételezett, paleogénben történt elmozdulását. Kázmér (1984) szerint a Bakony-Drauzug egység a határoló transzkurrens vetők mentén az eocén-oligocénben sajtolódott ki a Keleti- és Déli-Alpok közül. Az elképzelés szerint az alsóoligocénben a Dunántúli középhegység a mai helyzetnél lényegesen nyugatabbra helyezkedett el, s így az Alpok több paleogén vulkáni képződménye szóba jöhet, mint lehetséges kitörési centrum. A NY-i Alpokban, az Insubriai vonal menti trachiandezitek (Hunziker, 1974; Gatto et al., 1976) és a Periadriai lineamens közelében elhelyezkedő tonalittestek (Exner, 1976) egyaránt lehetséges forrásai a tufarétegeknek. Az Alpok legkeletibb paleogén vulkáni területe a smrekoveci andezitelfordulás, azonban a Budapest környéki tufákkal való rokonság ellen szól az eltérő ásványos összetétel, továbbá a smrekoveci andezit fiatalabb, felsőkiscelli kora (Hinterlechner-Ravnik és Plenicar, 1967; Drobne in Kázmér, 1984).

Földtani kor

A Tardi Agyag képződése hozzávetőlegesen az eocén/oligocén határon indult meg (2. ábra). Báldiné Beke (1977, 1984), Báldi et al. (1984) valamint Nagymarosy és Báldi-Beke (1988) az NP 21-23 biozónákat mutatta ki a képződményben; az üledékhézag nélkül fedő Kiscelli Agyag bázisán már az NP 24 zóna van jelen. A Tardi Agyag lényegében az alsóoligocénben képződött. Figyelembe véve a viszonylag csekély, 90-130 m-es összletvastagságot, a formációra a kis ülepedési sebesség jellemző (Báldi, 1983).

Korábbi radiometrikus eredmények

Báldi és munkatársai (1975) a pilisborosjenői Kiscelli Agyagban található glaukoniton végeztek K/Ar kormeghatározást. A glaukonitos réteg az NP 24-es nannoplankton zónába tartozik, a mért radiometrikus kor 33,5 ± 2,4 millió év. Megállapították, hogy a Kiscelli Agyagon meghatározott eredmény jól kapcsolódik a Paratethys területén az egerien és eggenburgien képződményeken mért adatokhoz. Felhívták a figyelmet a DSDP eredmények és a Paratethys adatai között következetesen jelentkező kb. 4 millió éves időbeli elcsúszásra.

Balogh (1985) az eocén/oligocén határ közelében települő andezittufák biotitján az alábbi K/Ar korokat mérte:

	millió év:	rétegtani helyzet:
Kiscell-1	32,4 ± 1,2	NP 21, Tardi Agyag
78,0 m	32,1 ± 1,2	
Alcsútdoboz-3		NP 23, Tardi Agyag
657,5 m	32,0 ± 1,4	
738 m	32,0 ± 1,0	NP 19/20, Budai Márga
	31,3 ± 1,3	

Balogh megállapította, hogy a különböző rétegtani szintekben települő tufaszínórok kora egységes, fiatalabb a nemzetközi adatok alapján várható értéknél. A szerző szerint a K/Ar adatok nem a tufaszórás idejét mutatják, "hanem egy későbbi, a vizsgált mintákat már együttesen érintő események hatására alakultak ki".

Nagymarosy et al. (1986) a tufák biotitjának $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vizsgálatáról számoltak be. A Kiscell-1 fúrás 79.0 méteréből vett mintán 34,3 ± 1,3 millió éves plató kort határoztak meg.

Módszerek

Az akcesszorikus ásványokat 0,2-2 kg tömegű kőzetmintákból dúsítottuk töréssel, szitálással, széreléssel, nehézfolyadékos elválasztással és mágneses szeparálással. A vizsgált minták egy részét Szabó Csaba bocsátotta a rendelkezésünkre, nehézásvány preparátumok formájában. A koncentrációkból túlértékeltünk ki 100-120 apatit, illetve cirkonkristályt, az előbbieket epoxigyantába, utóbbiakat FEP-teflonba ágyaztuk. Lassú, kíméletes polírozás után marattunk ki a spontán hasadvány nyomokat az ásványokban. Az apatitot 1%-os salétromsavat használtunk 2,5-4 perc maratási idővel (Burchart, 1972). A cirkonkristályokhoz NaOH-KOH-LiOH eutektikumának olvadékát alkalmaztuk a Zaun és Wagner (1985) által megadott receptura előírásánál némileg alacsonyabb hőmérsékleten, 190°C-on. Preparátumunként különböző ideig, 41-85 órán át végeztük a maratást, az időtartamot a hasadvány nyomok optimális kimaródási állapota és a polírozási karcok kiszélesedésének segítségével határoztuk meg. A neutronbesugárzások a Budapesti Műszaki Egyetem Tanreaktorában és a Prága melletti Řež kutatóreaktorában készültek. A neutronfluenst az NBS SRM 962a uránüveg sztenderd segítségével határoztuk meg. A külső detektoros módszert alkalmaztuk (Gleadow, 1981), a pretarátumokra és a sztenderdekre muszkovit külső detektort helyeztünk, amelyben a besugárzás után 40 %-os HF-dal 40-60 perc alatt marattunk ki az indukált hasadvány nyomokat. A spontán nyomok számlálását Zeiss NU 2 mikroszkóppal olajimmerzióban, 1600-szoros nagyítással végeztük, a csillám detektorokhoz 800-szoros nagyítású száraz optikát alkalmaztunk. Csak a c-tengellyel párhuzamosan beágyazott, legalább 20 μm mélységig felpolírozott, diszlokációktól és felszínközeli zárványoktól mentes kristályokat vontuk be a vizsgálatokba. Az alkalmas kristályok számához és a spontán nyomsűrűséghez igazodva, törekedtünk preparátumunként 30 szemcsét, illetve 1000-hez közeli nyomot megszámlálni. A külső detektor és a datált ásványok belső felülete közötti eltérő nyomrögzítési geometria ($2\pi/4\pi$) kompenzálására a Gleadow és Lovering (1977) által megállapított 0,5-ös geometria faktort alkalmaztuk.

Az egyes kristályokban mért korok homogenitását a khi-négyzet teszttel vizsgáltuk (Green, 1981). A kristályokban mért nyomsűrűség adatokat a Ps/Pi kordináta rendszerben ábrázoltuk (Burchart, 1981). Ha a mérési eredmények jól csoportosultak (illetve jól illeszkedtek az izokron egyenesre), de előfordult "kilógó" érték, akkor azt a Grubbs

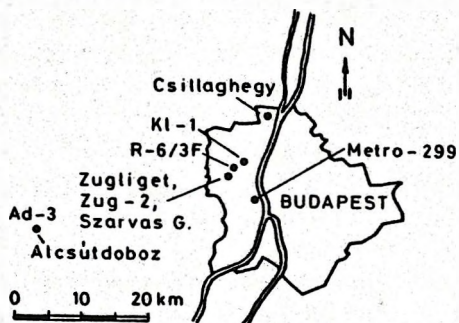
és Dixon teszttel vizsgáltuk (Rétháti, 1985). Amennyiben a kiugró kort adó kristály 5%-nál kisebb valószínűséggel tartozott a mérési adatok alkotta fő populációhoz, a "gyanús" eredményt kihagytuk a további számításokból. Ha a Ps/Pi diagramon a mérési eredmények halmaza diffúz (elsősorban az egyes kristályokban mérhető kis spontán nyomszám miatt), akkor nem alkalmaztuk a kilógó elemi adatpárok kiejtését.

A kort a mért nyomsűrűségábrák súlyozott átlaga alapján számoltuk ki a zéta módszerrel, a Fish Canyon korsztenderd segítségével (Hurford és Green, 1983). Az eredmény hibahatárait a "klasszikus" eljárással, kétszeres Poisson szórással adtuk meg (Green, 1981).

Az eredmények ismertetése előtt érdemes megjegyezni, hogy érdekes, sztratigráfiai szempontból hasznosítható adatok válnak megismerhetővé a fission track kormeghatározás "melléktermékeként". A félbecsített kristályok belső felépítése és zárványai az immerziós optika segítségével rendkívül nagy felbontással tanulmányozhatók. Több oligocén szelvényben megfigyelhető volt, hogy az egymáshoz közel települő tufaszínórok apatitjának zárványtartalma gyökeresen különböző. Általában a vulkáni kőzetekre jellemző, c-tengely szerint elhelyezkedő, nyúlt, "teleszkópos" alakú üvegzárványok fordultak elő, de a tufarétegek némelyikében előfordult csak cirkonzárványokat tartalmazó apatit populáció is. Lehetséges, hogy ez az egyszerűen vizsgálható, markáns bélyeg alkalmas lesz a tufarétegek azonosítására, egyfajta speciális tefrasztratigráfia felállítására.

A vizsgált minták rétegtani helyzete

A mintavételi helyek területi elrendeződése a 3. ábrán látható.



3. ábra
A mintavételi helyek vázlatos térképe.

Fig. 3.
Sketch map of investigated sites.

Alcsutdoboz-3. sz. mélyfúrás

54 A sz. minta, 643,3 m-ből

66 sz. minta, 663,5 m-ből

Mindkét minta a fúrás alsóoligocén rétegsorának a tetejéről, a Tardi Agyag Formáció felső tagozatából származik. A tagozatnak ez a része fossziliamentes, de az alatta, 670-680 méterközéből származó mintákban az NP 23-as nannoplankton zónát mutattuk ki. Vizsgált mintáink fölött, 630 m-ben a szegényes, csökkent sótartalomra utaló nannoflóra ugyancsak az NP 23-as nannoplankton zónába sorolható.

Az alábbi minták egységesen Budapest területéről származnak:

Kiscell-1. sz. mélyfúrás

57 A sz. minta, 64,0 m-ből

55 sz. minta, 70,7 m-ből

Mindkét minta a Tardi Agyag Formáció alsó tagozatából származik. Nannoplankton együttesük az NP 22-es zónába sorolható, a 64,0 m-es minta az NP 22/23 zónahatár alatt helyezkedik el közvetlenül. A minták foraminifera faunáját Horváth (in Nagymarosy et al., 1986) a P 18-as plankton-foraminifera zónába sorolta.

Nincsenek teljes összhangban a nannoplankton koradatokkal Márton P. magnetosztatigráfiai zónahatározásai, amelyek szerint az itt vizsgált minták a C 13-as kron normál polaritású részébe tartoznak, míg az NP 22-es zóna általában a C 12-es kron fordított polaritású részének felel meg.

Budapest, Gellért tér, H-299 sz. ("metró") mélyfúrás

82 sz. minta, 58 m

78 sz. minta, 96 m

Mindkét minta a Tardi Agyag felső tagozatából származik. Noha ebből a fúrásból biosztratigráfiai vizsgálatok nem történtek, a minták korát mégis jól meg tudjuk becsülni, mivel ettől a fúrástól mintegy 30 méterre mélyült a részletesen feldolgozott, jelen fúrásunkkal kifogástalanul párhuzamosítható H-300-as metró fúrás. A korreláció alapján mindkét vizsgált mintánk az NP 23-as nannoplankton zónába tartozik.

Budapest, Rózsadomb, R 6/3 F sz. mélyfúrás

27 és 50 sz. minta, 20,8 m

Ezek a minták, amelyek a Tardi Agyag alsó tagozatának tetejéről származnak, nannoflórájuk alapján az NP 23-as zóna legalsó részébe sorolhatók.

Zugliget

A Zugliget 16 és 57 jelű minták egy mesterséges feltárásból származnak, a XII. ker. Szarvas Gábor utca melletti erdőcskéből. A tufát beágyazó pelites rétegek kevert nannoflórákat tartalmaztak, melyben a legfiatalabb alakok az NP 23-as nannoplankton zónára jellemzőek. Későbbi feltáró munkák során derült ki, hogy ez a rétegsor negyedkori szoliflukció következtében áthalmozódott és anyaga, fossziliái feltehetően keveredtek is idősebb képződmények anyagaival.

A Szarvas G. utcai trafóház beton támfalának építésekor, mintegy 15 m-rel az előző feltárás alatt gyűjtöttük a 31, 30, C 11 és 26 jelű mintákat a Tardi Agyag alsó tagozatából. A minták beágyazó környezetéből NP 22-es zónába tartozó nannoflórákat mutattunk ki.

A Zugliget-2 sz. mélyfúrás 47,8 méteréből vettük a C 23 jelű mintát. A fúrás az előző feltárások fölött, a domb tetején telepítve mélyült, lényegében a domb teljes oligocén rétegsorát harántolta, beleértve a Szarvas G. utcában is feltárt rétegeket. A tömeges Spiratellá-val jellemezhető alsó Tardi Agyag, a tufa beágyazó kőzete az NP 22-es zónának megfelelő nannofossziliákat tartalmazta, mindössze néhány méterrel az NP 22/23 zónahatár alatt.

Csillaghegy, téglagyár, 98 B sz. minta

Ez a minta a Péter-hegyi téglagyár felső, felhagyott udvarából származik, a Kiscelli Agyag glaukonitos bázisrétegeiből, kevéssel a Tardi Agyag Formáció fölött. A mintában az NP 24-es zóna szintjelző nannoflóráit találtuk meg.

Eredmények

A vizsgált minták mélységközeit és a mérési eredményeket az 1. táblázat foglalja össze. Néhány mintából több preparátum is készült, illetve egyes preparátumok több besugárzáson is átestek.

Az egyes minták kristályaiban mért korok preparátumokként egységesek, a statisztikai bizonytalanság tartományán belül helyezkednek el. A mintákban nem lehetett az oligocénnél idősebb, törmelékeny eredetű akcesszoria populációt kimutatni.

A fission track eredmények (25,6) 29,8-38,0 millió év közé esnek. Ha figyelembe vesszük, hogy a kétszeres szórás tartománya eléri a biosztratigráfiai egységeket, sőt esetenként az egész formáció képződésének időtartamát, belátható, hogy

I. táblázat

Alsóoligocén tufákon mért fission track korok

Prep. jele	Lelőhely	Fúrás jel mélységköz	Adat szám	Ns	Ni	Ps	Pi	FT KOR	+ 2s Poiss.	urán (g/t)	nanno zóna	
									millió év			
Tardi Agyagba települő tufarétegek												
54 A	Alcsutdoboz	Ad-3	643,3 m	21/21	650	2120	,73	2,36	32,3	+ 3,9	8,0	NP 23
66	Alcsutdoboz	Ad-3	663,5 m	32/32	499	1643	,72	2,53	33,7	+ 4,9	8,0	NP 23
57 A	Kiscell	K1-1	64,0 m	26/26	799	5523	,93	6,37	29,8	+ 3,8	11,4	NP 22
57 A-5	////	////	////	26/26	799	2777	,93	3,25	32,1	+ 3,6	11	NP 22
55	Kiscell	K1-1	70,7 m	30/30	1440	4788	1,14	3,81	31,6	+ 3,1	12,9	NP 22
82	Gellért tér	Metro-299	58 m	26/25	586	3988	1,17	7,89	30,5	+ 4,1	15	NP 23
78	-II-	-II-	96 m	23/23	154	906	,43	2,51	35,8	+ 7,3	4,5	NP 23
27	Rózsadomb	R6/3F	20,8 m	30/30	732	4760	,758	5,07	31,1	+ 4,1	9,1	NP 23
50	-II-	-II-	-II-	30/30	770	2263	,74	2,42	33,0	+ 4,1	8,2	NP 23
16	Zugliget	Zug-2	47,8 m	30/30	706	4179	,72	4,26	34,6	+ 4,5	7,8	NP 22
C 23	-II-	-II-	-II-	31/31	3727	3019	48,01	38,9	38,0	+ 3,9	248	NP 22
57 B	Zugliget	feltárás 14. réte.		25/25	209	1235	,61	3,66	34,1	+ 6,2	6,5	NP 22/23
57 B-5	////	////	////	25/25	209	628	,61	1,88	36,3	+ 6,5	6,3	(áthalmazott)
31	Szarvas Gábor utca	1. réteg		30/30	470	3740	,78	6,34	25,9	+ 3,7	11,4	NP 22
31-4	////	////		30/30	470	9234	,78	15,4	25,6	+ 3,1	11,4	NP 22
30	Szarvas Gábor utca	2. réteg		30/30	819	5518	,90	6,0	30,6	+ 3,9	10,8	NP 22
C 11	-II-	3. réteg		34/34	1908	1801	22,5	21,2	33,3	+ 3,7	135	NP 22
26	-II-	4. réteg		30/30	528	3245	,79	4,87	33,4	+ 4,7	8,7	NP 22

Glaukonitos rétegek a Kiscelli Agyag bázisán

98 B	Csillaghegy	téglagyár		21/20	226	766	,79	2,69	31,3	+ 5,4	9,2	NP 24
------	-------------	-----------	--	-------	-----	-----	-----	------	------	-------	-----	-------

APATITON történt a vizsgálat, ha a preparátum jele számjeggyel kezdődik; CIRKONON, ha C-vel.

//// jelöli a preparátum többszöri mérését.

-II- jelöli, ha egy lelőhelyről több preparátum készült.

Adatszám= a megmért és az eredményhez felhasznált kristály (vagy látómező) szám.

Ns, Ni= spontán- és indukált nyomszám

Ps, Pi= spontán- és indukált nyom-

sűrűség (10^5 nyom/cm²)

urán (g/t)= a kristályokban mért urántartalom átlaga

Table I.

Fission track age of Lower Oligocene tuff layers.

Prep. jele: Sign of specimen.

Lelőhely: Locality

Fúrás jel: Borehole.

Adatszám: Number of investigated/concerned crystals.

Ns, Ni: Number of spontaneous and induced tracks.

Ps, Pi: Spontaneous and induced track density.

urán (g/t): Uranium content of investigated crystals.

nanno zóna: Hannoplankton zone of the sample.

//// indicates the repeated measurements.

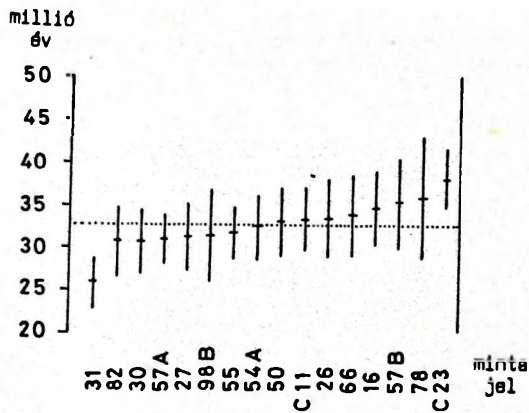
-II- indicates when more samples were taken from one site.

The investigation made on apatite crystals. Only two zircon samples were studied, their sign begins by letter C.

az eredmények külön-külön történő értékelése s a biosztratigráfiai felosztásnál részletesebb finomszintezésre való felhasználásuk nem állja meg a helyét. Ezért a jelen ismertségi állapotban az eredmények értékelése az adatok összevonásával valószínűsíthető meg. Az átlagolásra lehetőséget ad, hogy:

- a rétegsor folyamatos,
- a minták rövid időtartamot reprezentáló összletből származnak (főleg a vékony NP 22-es zónából),
- az eredmények normális eloszlásúak ($p=99\%$ szinten, a Shapiro-Wilk teszt szerint) (4. ábra).

A csillaghegyi Kiscelli Agyagból származó minta kihagyásával a Tardi Agyag tufáin mért



4. ábra

A mérési eredményeket növekvő sorrendben, a kétszeres Poisson szórással feltüntetett gerelydiagram.

Fig. 4.
The "rake diagram" of results. Vertical lines represent the Poisson error (26).

fission track korok súlyozott átlaga $31,9 \pm 1,0$ millió év. A legalacsonyabb értéket, a Szarvas Gábor utcai feltárás (Budapest) egyik tufarétegét 5 millió év választja el a második legfiatalabb kortól és ez a kor a feltárás többi eredményétől is határozottan különbözik. A kérdéses adat a Grubbs és Dixon teszt alapján (egyaránt 5%-os szignifikancia szinten) kizárható a többi mérési eredmény átlagolásából. Így a FT korok átlaga $32,7 \pm 1,1$ millió év.

Vizsgáljuk meg, hogy mit fejeznek ki az eredmények, történt-e fiatalodás az apatit korokban (vagy egy részükben). A Zugliget-2 fúrás mintáján mért cirkon kor jelentősen idősebb a párhuzamos apatit kornál. A különbség valószínűleg nem takar földtani okokra visszavezethető fiatalodást, csak a cirkon kor esik a statisztikai bizonytalanság tartományának szélére. A FT korok fiatalodása az oligocén tufák esetében nem valószínű, mert

- a.) a paleogén összletek betemetettsége a mintázott területen nem jelentős,
- b.) hidrotermális tevékenység ugyan két időszakban is zajlott a Budaihegységben, de az ilyen eredetű fiatalító hatás valószínűsége az alábbiak miatt csekély.

- A Budai vonal az oligocén-alsómiocénben volt aktív, a hidrotermális tevékenység számos nyoma ismert a Budai-hegységből (Báldi és Nagymarosy, 1976). A terület köztetteinek általános felmelegedése azonban valószínűleg nem lépte át

a $60-70^\circ\text{C}$ -os hőmérsékletet, ami az apatitban a hasadvány nyomok stabilitásának felső határa (Wagner, 1988; illetve Green et al., 1989). Ha néhány minta esetében a hőmérséklet meg is haladta ezt az értéket, akkor is csak a FT kor növekedésének enyhe lelassulása következett be, nem történhetett számottevő fiatalodás, hiszen az oligocénben a mintákban még alacsony volt a spontán nyomsűrűség.

- Fiatal törések mentén, a pleisztocénben is megindult a forróvíz feláramlás a Budai-hegységben. Egy jelenleg is aktív forrás közeléből, megemelkedett hőmérsékletű környezetből származnak a Gellért téri minták (Hegyi et al., 1981). Azonban a Gellért téri fúrás tufarétegein mért FT korok nem mutatnak fiatalodást a többi adathoz képest.

Tehát, a fentiek alapján az eredményeket képződési koroknak tekinthetjük.

Az eocén/oligocén határ geokronometriai problémái

Áttekintve az E/O határ korával foglalkozó publikációkat megállapítható, hogy az adatok között igen jelentős eltérések találhatók (II. táblázat). Még az utolsó években megjelent koradatok között is előrordul 6 millió éves különbség. Kiemeli a kérdés súlyosságát, hogy az eltérések relatív értéke magas, kb. 17%, és különösen jelentős, ha figyelembe vesszük, hogy az oligocén fiatal időszak, korrelációjához megbízhatóan tagolt magneto- és planktonsztratigráfia áll rendelkezésre, továbbá az oligocén üledékek igen elterjedtek az óceáni medencékben, és általában metamorfizálatlanok.

A probléma onnan ered, hogy az E/O határ közelében kevés a biosztratigráfiailag jól behatárolt, radiometrikus mérésre alkalmas kőzet. Így a geokronológiai skálák egy részének összeállításánál a határ kijelölése a magnetosztratigráfiai beosztáson alapuló interpolációval történt. Ezek az interpolációk a kainozoikumban csupán néhány kötőponthoz kapcsolódnak. Nehezíti a kérdés tisztázását, hogy Prothero és munkatársai (1982) alsóoligocénből publikált adatai (amelyeket a későbbi munkákban kötőpontként használtak fel) gerinces sztratigráfiai alapulnak, továbbá hogy a szárazföldi üledékeken végzett magnetosztratigráfiai szintezés párhuzamosíthatósága is kérdéseket vet fel (a változókéony üledékképződési sebesség és a hiátusok gyakorisága miatt; Montanari et al., 1985). A két szomszédos, E/O határhoz legközelebbi, Berggren és munkatársai (1985) által figyelembe vett kötőpont a felsőmi-

II. táblázat

Az eocén/oligocén határ korát tárgyaló fontosabb publikációk. A feltüntetett értékek a publikációk eredeti adatai, így az 1977 előtt közölt eredmények nem az egységesített bomlási állandókkal lettek kiszámolva (Steiger és Jäger, 1977). Az összeállítás nem tartalmazza azokat az idő-skálákat, amelyek más munkákból vették át az E/O határ korát.

Forrás	E/O határ kora				Módszer	Vizsgált fázis	Sztratigráfia
	Millió év	32	34	36			
HOLMES (1959)					Ö		
KULP (1961)					Ö K		
EVERNDEN et al. (1961)					Ö K	b g	
FUNNEL (1964)					Ö K		
AFANASSYEV et al. (1964)					Ö K	b	
BERGGREN (1969)					Ö		M P
BERGGREN (1972)					Ö		M P E
ODIN (1973)					Ö K	g	
ODIN (1975)					Ö K	g	
TARLING & MITCHELL (1976)					Ö		M P
La BRECCQUE et al. (1977)					Ö		M
ODIN et al. (1978)					Ö K R	g	P
HARDENBOL & BERGGREN (1978)					Ö		M P
RUBINSTEIN & GABUNIA (1978)					Ö K		
VAN COUVERING et al. (1981)		(A)			Ö F	c	P
LOWRIE & ALVAREZ (1981)					Ö		M P
CURRY & ODIN (1982)					Ö K	g	P
PROTHERO et al. (1982)					Ö K		M P E
GLASS & CROSBIE (1982)					Ö K F	t	P
HARLAND et al. (1982)					Ö		M P E
HARRIS et al. (1984)					Ö R	g	P
HSÜ et al. (1984)					Ö		M P
BERGGREN et al. (1985)					Ö		M P E
MONTANARI et al. (1985)					Ö K R	b	M P
GLASS et al. (1986)					Ö A	t	P
HAQ et al. (1987)					Ö		M P
MONTANARI et al. (1988)					Ö K A R	b g	M P
ODIN et al. (1988)					Ö K A	b	M P

Jelmagyarázat:

- ◆ Az E/O határ közeléből származó mintán (is) végzett vizsgálat.
- ◇ Az E/O határ korának meghatározása közvetett úton történt, többnyire magnetosztatigráfia alapozott interpolációval.
- (A): Az eredmény "egyezik a nyugat-európai glaukonit K/Ar korokkal, amelyek alapján az E/O határ korát 37-38 millió évnél becsülték".

◆ Samples near to E/O boundary also investigated.

◇ The age of E/O boundary based mainly on interpolation of magnetostratigraphical data.

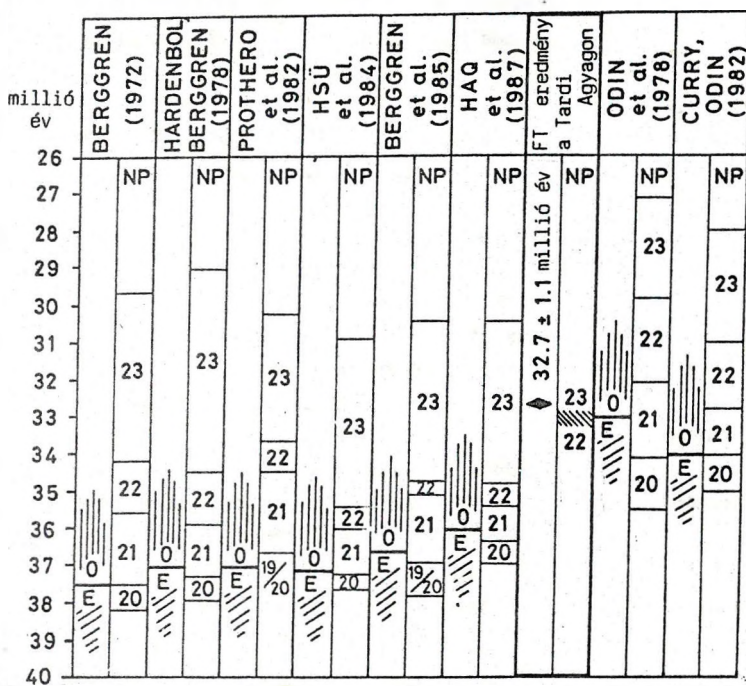
(A)= The results "accord with glauconite K/Ar ages in western Europe by which the E/O boundary age is estimated at 37-38 Ma".

Table II.

Significant publications concerning the age of E/O boundary. The results, published before 1977, are not recalculated by new decay constant of Steiger and Jäger (1977). The table does not contain compiled time scales, only original data.

Forrás =	Source
millió év =	Ma
Módszer =	Method
Összeállítás =	Compilation
Vizsgált fázis =	Investigated mineral
Sztratigráfia =	Stratigraphy
emlős =	Mammal-

océnbe és a középsőeocénbe esik; az áthidalt idő intervallum igen jelentős, kb. 41 millió év. LaBrecque és munkatársai (1977) még szélesebb, kb. 62 millió éves időtartamra végeztek interpolációt. E hosszú időtartamokon belül a kronosztratigráfiai határok megállapítása azon a feltételezésen alapul, hogy az óceánfenék szétsodródási sebessége állandó. Odin és Curry (1985) vizsgálatai alapján azonban a spreading sebessége a földtörténet során jelentősen változott, a magnetosztatigráfiai skálák hosszú szakaszainak interpolációját alapvetően téves módszernek tartják.



5. ábra
Az eocén/oligocén határ környezetéről publikált, nannoplankton zonációt is tartalmazó skálák összefoglaló ábrája, az új FT eredmények feltüntetésével. A vizsgált minták rétegtani helyzetének súlypontja az NP 23-as zóna legaljára esik.

Fig. 5.
Compilation of time scales containing nannoplankton zonation. Our new fission track result is in a separate column. The centre of stratigraphical position of samples is at the very bottom of NP 23 nannoplankton zone.

Az E/O határ korát tárgyaló publikációk másik típusa a határ közeléből származó mintákon végzett kormeghatározáson alapul (Odin et al., 1978; Curry és Odin, 1982; Harris et al., 1984). Ezen (az interpolációs úton kapott koroknál következetesen fiatalabb) eredmények ellen többnyire módszertani fenntartásokat támasztanak (Thompson és Hower, 1973; Berggren et al., 1978), mert egy részük ún. alacsony hőmérsékletű fázis datálására épül (glaukonit), illetve tekintve, ahol a fission track módszernél nyom átmérő korrekciót alkalmaztak (Glass et al., 1973). Azonban figyelmet érdemel, hogy vulkáni eredetű ásványokon is mértek a határ fiatal kora mellett tanúskodó adatokat (biotit K/Ar, Ar/Ar: Montanari et al., 1985, 1988; Nagymarosy et al., 1986; Odin et al., 1988; apatit és cirkon FT: Hurford et al., 1987).

Következtetések

A minták a Tardi Agyag alsó részéből származnak, a rövid NP 22-es zónából, illetve az NP 22/23 zóna határától; csupán négy mintát vet-

tünk az NP 23 zóna középső részéből. Rétegtani helyzetük súlypontja az NP 22/23 zónahatárra, illetve az NP 23-as zóna legaljára tehető. Tekintsük át, hogy a különböző, nannoplankton sztratigráfiát is tartalmazó publikációk időskáláihoz hogyan illeszkednek az eredmények.

Az általunk, az NP 23-as zóna legaljára mért 32,7 millió éves radiometrikus kor a Prothero et al. (1982) által készített skálához áll legközelebb (5. ábra). A Berggren et al. (1985) és Haq et al. (1987) skáláknál kb. másfél-két millió évvel fiatalabb kort kaptunk, míg az Odin-féle skálákhoz képest kb. 3, illetve kb. 2 millió évvel idősebb a Tardi Agyagban mért FT kor. Úgy is összegezhettünk, hogy az eredmény az interpolációval nyert korok és a zöm-mel glaukonit adatokon alapuló, közvetlen úton megállapított korok közé esik, az előbbiekhöz közelebb.

A módszerek és a két szemléletmód közötti gyökeres különbség miatt törvényszerű, hogy az új FT eredmény nincs teljes egyezésben egyik korábbi adatsorral sem. Az új adatnak a Berggren- és Haq-féle integrált skáláknál fiatalabb volta a határok közeléből vett mintákon, különböző fázisokon, különböző módszerekkel mért fiatalabb értékek létjogosultságát támasztja alá. Úgy véljük, hogy a vitatott kainozóos emelet és biozóna határok korának megállapításához a célszerűbb módszer a közvetlen datálás. A későbbiekben a planktonsztratigráfiával jól szinkronizált, illetve szintezhető rétegorok felől kell megközelíteni a kérdést, fel kell kutatni a radiometrikus mérésre alkalmas fázisokat, s vizsgálatukkal sűríteni kell a terciér időskála kötőpontjait.

Köszönetnyilvánítás

A korsztenderdeket dr. Ján Král' (Pozsony) és dr. C. W. Naeser (Denver) bocsátották rendelkezésünkre. A besugárzásokat néhai dr. Bérczi János és dr. Keömley Gábor (Budapesti Műszaki Egyetem) szíves jóindulata tette lehetővé. Köszönjük segítségüket.

- Afanassyev, G.D. et al. (1964): The project or a revised geological time-scale in absolute chronology. In: Afanassyev, G.D. et al. (ed.) Absolute age of geological formations, Nauka, Moscow, 287-324
- Belázs E., Matyók I., Juhász Á. (1969): Magyarországi harmadidőszaki képződmények összefoglaló értékelése a köolajkutatás szempontjainak figyelembevételével. Kézirat, OKGT Adattár, Budapest, 148 p.
- Belázs E., Báldi T., Dudich E., Gidai L., Korpás L., Radócz Gy., Szentgyörgyi K., Zelenka T. (1981): A magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. Földt. Közl., 111, 145-156
- Báldi T. (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- Báldi T., Nagymarosy A. (1976): A hárshegyli homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. Földt. Közl., 106, 257-271
- Báldi T., Báldiné Beke M., Horváth M., Nagymarosy A., Balogh K., Sós E. (1975): Adatok a magyarországi kiscelli agyag abszolút és relatív korához. Földt. Közl., 105, 188-192
- Báldi T., Horváth M., Nagymarosy A., Varga P. (1984): The Eocene-Oligocene boundary in Hungary. The Kiscellian stage. Acta Geol. Hung., 27, 41-65
- Báldiné Beke M. (1977): A budai oligocén rétegtani és faciéstani tagolódása nannoplankton alapján. Földt. Közl., 107, 59-89
- Báldiné Beke M. (1984): A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. Geologica Hungarica, Ser. Paleont., 43, 307 p.
- Báldiné Beke M., Báldi T. (1990): A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete. Ált. Földt. Szle., 25 (sajtó alatt)
- Balogh Kadosa (1985): K/Ar kormeghatározások a hazai eocén-oligocén alapszelvényekből. Őslénytani Viták, 31, 43-51
- Balogh Kadosa, Árva Sós E., Bucsa Gy. (1983): Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). Anarul Inst. Geol. si Geofiz., 61, part A, 359-364 Bucuresti
- Berggren, W.A. (1969): Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time-scale. Nature, 224, 1072-1075
- Berggren, W.A. (1972): A Cenozoic time scale - Some implications for regional paleogeography and paleobiogeography. Lethaia, 5, 195-215
- Berggren, W.A., McKenna, M.C., Hardenbol, J., Obradovich, J.D. (1978): Revised Paleogene polarity time scale. Journal of Geology, 86, 67-81
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., Van Couvering, J.A. (1985): Cenozoic geochronology. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 1407-1418
- Burchart, J. (1972): Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth Planet. Sci. Lett., 15, 418-422
- Burchart, J. (1981): Evaluation of uncertainties in fission-track dating: some statistical and geochemical problems. Nuclear Tracks, 5, 87-92
- Curry, D., Odin, G.S. (1982): Dating of the Paleogene. In: Odin, G.S. (ed.) Numerical Dating in Stratigraphy, Wiley and Sons, 607-630
- Csiky G. (1963): A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. Földrajzi Közlemények, 11, 19-35
- Daridáné Tichy M. (1988): Az eocén képződmények elterjedése és jellegei a Balatonfő-velencei-hegység körzetében. Kézirat, MÁFI, Budapest, 77 p.
- Dunkl I. (1990): A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. Kézirat, MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, Budapest, 177 p.
- Evernden, J.F., Curtis, G.H., Obradovich, J., Kistler, R.W. (1961): On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. Geochim. Cosmochim. Acta, 23, 78-99
- Exner, Ch. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadritischen Lineamentes. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1967/2, 3-64
- Funnel, B.M. (1964): The Tertiary Period. The Phanerozoic time-scale, a symposium. Quart. J. Geol. Soc. London, 120, 171-191
- Gatto, G.O., Gagnanin, A., Piccirillo, E.M., Scolari, A. (1976): The "andesitic" magmatism in the south-western Tyrol and its geodynamic significance. Geol. Rundschau, 65, 691-700
- Glass, B.P., Crosbie, J.R. (1982): Age of Eocene/Oligocene boundary based on extrapolation from N-American microtektite layer. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 66, 471-476

- Glass, B.P., Baker, R.N., Storzer, D., Wagner, G.A. (1973): North American microtektites from the Caribbean Sea and their FT age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 184-192
- Glass, B.P., Hall, C.M., York, D. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating of North American tektite fragments from Barbados and the age of the Eocene-Oligocene boundary. In: Odin, G.S. (ed.) Calibration of the Phanerozoic time scale. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, 181-186
- Gleadow, A.J.W. (1981): Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, 5, 3-14
- Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. (1977): Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Tracks Detection*, 1, 99-106
- Green, P.F. (1981): A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, 5, 77-86
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. (1989): Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In: Naeser, N.D., McCulloch, T.H. (eds.): *Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories*. Springer-Verlag, 181-195
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167
- Hardenbol, J., Berggren, W.A. (1978): A new Paleogene numerical time scale. In: Cohee et al. (ed.) *Contributions to the geologic time scale*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., *Studies in Geology*, 6, 213-234
- Harland, W.B., Cox, A.V., Lewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., Walters, R. (1982): *Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 131 p.
- Harris, W.B., Fullagar, P.D., Winters, J.A. (1984): Rb-Sr glauconite ages, Sabinian, Claibornian and Jacksonian units, southeastern Atlantic Coastal Plain, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 47, 53-76
- Hegyí J., Kiss E.Z., Szlabóczy P. (1981): Általános földtani eredmények a budapesti metró vonalak földtani kutatásaiból. *Ált. Földt. Szle.*, 16, 5-24
- Hinterlechner-Ravnik, A., Plenicar, M. (1967): The Smrekovec andesite and its tuff. *Geologija, Razprave in Porocila*, 10, 219-236, Ljubljana
- Holmes, A. (1959): A revised geological time-scale. *Trans. Edinb. Geol. Soc.* 17, 183-216
- Hsü, K.J., La Brecque, J., Percival, S.F., Wright, R.C., Gombos, A.M., Pisciotto, K., Tucker, P., Peterson, N., McKenzie, J.A., Weisser, H., Karpoff, A.M., Carman, M.F.Jr., Schreiber, E. (1984): Numerical ages of Cenozoic biostratigraphic datum levels: Results of South Atlantic Leg 73 drilling. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, 863-876
- Hunziker, J.C. (1974): Rb/Sr and K/Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ., Padova* 31, 1-55
- Hurford, A.J., Green, P.F. (1981): The zeta age calibration of fission-track dating. *Chem. Geol. (Sect. Isot. Geosci.)*, 41, 285-317
- Hurford, A.J., Odin, G.S., Barbin, V., Winkler, W., Zelveder, M. (1987): Fission track dating of Paleogene pyroclastic zircons and apatites: the Priabonian of Priabona (stratotype area); the earliest Thanetian of Northern Alps. *EUG IV, Strasbourg, Terra Cognita*, 7/2-3, 251
- Juhász Á. (1964a): Újabb adatok Bugyi környékének mélyföldtanához. *A Kőolaj és Földgázbányászat Tud. Műsz. Közleményei*, 1964, 163-171
- Juhász Á. (1964b): Adatok a Óuna-Tisza köze É-i részének mélyföldtanához. *Földt. Közl.* 94, 184-194
- Juhász Á. (1971): A Duna-Tisza-köze harmadidőszaki vulkanitjai. *Földt. Közl.* 101, 1-12
- Kázmér M. (1984): A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. *Ált. Földt. Szle.*, 20, 53-101
- Korpás L. (1981): A Dunántúli-középhegység oligocén-alsómiocén képződményei. *MÁFI Évk.*, 64, 140 p.
- Kulp, J.L. (1961): Geological time scale. *Science* 133, no. 3459, 1105-1114
- La Brecque, J.L., Kent, D.V., Cande, S.C. (1977): Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5, 330-335
- Lowrie, W., Alvarez, W. (1981): One hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology*, 9, 392-397
- Montanari, A., Drake, R., Bice, D.M., Alvarez, W., Curtis, G.M., Turrin, B.T., De Paolo, D.J. (1985): Radiometric time scale for the upper Eocene and Oligocene based on K-Ar and Rb-Sr dating of volcanic biotites from the pelagic sequence of Gubbio, Italy. *Geology*, 13: 596-599
- Montanari, A., Deino, A.L., Drake, R.E., Turrin, B.D., De Paolo, D.J., Odin, G.S., Curtis, G.H., Alvarez, W., Bice, D.M. (1988): Radioisotopic

- dating of the Eocene-Oligocene boundary in the pelagic sequence of the Northeastern Apennines. In: Silva, P. et al. (ed.) *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, Int. Subcomm. Paleog. Strat., Spec. Publ., IV, 195-208, Ancona
- Nagyvarosy A., Báldi-Beke M. (1988): The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. *Ann. Univ. Budapest., Sect. Geol.*, 28, 3-25
- Nagyvarosy A., Takigami, Y., Balogh K. (1986): Stratigraphic position and the radiometric age of the Kiscellian stratotype, Hungary. In: Odin, G.S. (ed.) *Bull. Liais. Inf. I.G.C.P., Project 196*, 6, 29-32, Paris
- Odin, G.S. (1973): Resultats de datations radiometriques dans les series sedimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale. *Rev. Geol. Phys. et Geol. Dyn.*, 15, 3, 317-330
- Odin, G.S. (1975): Les glauconites: constitution, formation, age. These de doctorat d'etat des sciences naturelles: Paris, Univ. P. et M. Curie, 250 p.
- Odin, G.S. (1988): Ages radiometriques recemment obtenus dans la sequence stratigraphique Paleogene. *Bull. Liais. Inf. IGCP Project 196*, 7, 23-31, Paris
- Odin, G.S., Curry, D. (1985): The Paleogene time scale: radiometric dating versus magnetostratigraphic approach. *J. Geol. Soc. London*, 142, 1179-1188
- Odin, G.S., Curry, D., Hunziker, J.C. (1978): Radiometric dating by glauconites from N. W. Europe and the time scale of the Paleogene. *J. Geol. Soc. London*, 135, 481-497
- Odin, G.S., Guise, P., Rex, D.C., Kreuzer, H. (1988): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of late Eocene biotites from the Northeastern Apennines. In: Silva, P. et al. (ed.) *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, Int. Subcomm. Paleog. Strat., Spec. Publ., IV, 239-244, Ancona
- Prothero, D.R., Deunham, C.R., Farmer, H.G. (1982): Oligocene calibration of the magnetic polarity time scale. *Geology*, 10, 650-653
- Rétháti L. (1985): Valószínűségelméleti megoldások a geotechnikában. Akadémiai Kiadó, Budapest, 394 p.
- Rubinstein, M., Gabunia, L. (1978): On dating of the Paleogene. In: Cohee G. V. et al. (eds): *Contribution to the geologic time scale. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology*, 6, 205-211
- Steiger, R.M., Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362
- Szabó Cs., Szabó-Balog A. (1986): Mineralogy and petrography of pyroclastics in Eocene/Oligocene boundary profiles (Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.*, 26, 33-41
- Szepesházy K. (1977): Az Alföld mezozoos magmás képződményei. *Földt. Közl.*, 107, 384-397
- Sztrákos K. (1975): A Budapesttől ÉK-re elterülő terület paleogénjének ősföldrajza, I. rész: a felső lutécitől a Kiscelli Agyag/Tardi Agyag határáig. *Űslénytani Viták*, 22, 51-80
- Tarling, D.M., Mitchell, J.G. (1976): Revised Cenozoic polarity time scale. *Geology* 4, 133-136
- Thompson, G.R., Hower, J. (1973): An explanation for low radiometric ages from glauconite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1473-1491
- Van Couvering, J.A., Aubry, M.P., Berggren, W.A., Bujak, J.P., Naeser, C.W., Wieser, T. (1981): The Terminal Eocene Event and the Polish connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 321-362
- Wagner, G.A. (1988): Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60 °C: projected length studies. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)* 72, 145-153
- Zaun, P.E., Wagner, G.A. (1985): Fission-track stability in zircon under geological conditions. *Nuclear Tracks*, 10, 303-307