

ÓSLÉNYTANI VITÁK

(Discussiones Palaeontologicae)

fasc. 28.

Magyarhoni Földtani Társulat

Budapest, 1982. május

(Edited by the Paleontological-Stratigraphical
Section of the Geological Society of Hungary)

TARTALOMJEGYZÉK

(Contents)

	Oldal (page)
MONOSTORI M.: AZ ÓSLÉNYTAN LEGUJABB EREDMÉNYEI IV; A KIHALÁS PROBLÉMÁJA.....	1
Progress in Paleontology IV; The problem of extinctions (Summary).....	12
BÁLDI T.: JÉGKORSZAKOK A FÖLD TÖRTÉNETE FOLYAMÁN...	15
Ice ages through geologic times (Summary).....	24
BALLA Z.: LEMEZTEKTONIKAI SZEMPONTOK HAZAI RÉTEG- SOROK MINŐSÍTÉSÉHEZ ÉS PÁRHUZAMOSÍTÁSÁHOZ..	25
Plate tectonic standpoints to the classification and correlation of stratigraphic sequences in Hungary (Summary).....	44
BÁLDI T.: AZ OFIOLITOKRÓL, A HERCYNIAI ÓCEÁNROL (PALEOTETHYS), MÉLYTENGERI ÜLEDÉKEKRŐL, VALAMINT A TRANSZKURRENS VETŐKRŐL (Hozzászólás Balla Zoltán dolgozatához).....	65
On ophiolites, Hercynian ocean (Paleotethys), deep-sea sediments and transcurrent faults - a comment on the paper of Z. Balla.....	65
NAGY I. Z.: ÓSI TIPUSU AMMONOIDEÁK (FLICKIIDAE) A BAKONYI KÖZÉPSŐ KRÉTÁBÓL.....	69
Ancient-type ammonoids (Flickiidae) from the Middle Cretaceous of the Bakony Mts.....	77
BÁLDI T.: A KÁRPÁT-PANNON RENDSZER TEKTONIKAI ÉS ÓSFÖLDRAJZI FEJLŐDÉSE A KÖZÉPSŐ TERCIERBEN (49 - 19 MILLIÓ ÉV KÖZÖTT).....	79
Mid-Tertiary tectonic and paleogeographic evolution of the Carpathian - East Alpine - Pannonian system.....	115
VÖRÖS A.: TANULMÁNYUTON SZICILIÁBAN. A study-tour in Sicily.....	157

AZ ÓSLÉNYTAN LEGUJABB EREDMÉNYEI IV.

A KIHALÁS PROBLÉMÁJA

MCNOSTORI Miklós

1.) Evolúció és kihalás.

Az élővilág evolúcióját nyomon követve azt tapasztalhatjuk, hogy az élővilág egyes csoportjai - többé-kevésbé meghatározott földtörténeti időponthoz kötve - eltűntek a Földről és többé képviselőikkkel nem találkozhatunk a később képződött kőzetekben. Az egyes állatcsoportok kihalása nem rendkívüli jelenség, az élővilág - mint ahogyan egész anyagi világunk - a keletkezés és pusztulás dinamikáján, dialektikáján keresztül létezik, fejlődik. A kihalást itt speciálisan arra a jelenségkörre fogjuk szűkíteni, mikor egy meghatározott élőlénycsoport utódok nélkül tűnik el, az új alakok felé átmenetet adó u.n. filetikus kihalástól eltekintünk.

Különösen felkeltették a kutatók figyelmét az u.n. "nagy kihalások". A földtörténet egyes viszonylagosan rövid szakaszaiban feltűnően nagy a kihaló taxonok száma; az élővilágban ugrásszerű átalakulások mentek végbe.

A kihalás jelensége a paleontológiai vizsgálatok kezdeteitől ismert. A fixista (teremtéselvű) szemléletbe e tény nehezen volt beilleszthető, így vezethetett nevetségessé váló rekreációs (többszörös ujrateremtési) elméletekhez. Ugyanakkor az evolúció, az élővilág fokozatos fejlődésének hívei közt voltak, akik magát a kihalás tényét vonták kétségbe, hiányos ismereteinkből fakadó látszólagos jelenségnek tekintették. (Valóban léteznek is olyan - egykor kihaltak vélt - állatcsoportok, melyek képviselőit később megtalálták, de ezek inkább a kivételek sorába tartoznak.)

Ma már aligha lehet kételkedni abban, hogy a kihalás az élővilág fejlődésének a többitől elválaszthatatlan, fontos része.

2.) A kihalást magyarázó elméletek.

2.1.) Belső törvényszerűségeket abszolutizáló elméletek.

A kihalást magyarázó elméletek egy részére jellemző bizonyos fokú miszticizmus. Ezek az elméletek az élővilágot többnyire a külső körülményektől függetlenül fejlődő, kizárólagosan saját belső törvényszerűségeinek engedel-

meskedő objektumnak tekintik. Az élővilágot szinte szuperorganizmusként fogják fel. Kezdetben valamilyen titokzatos "életerő" kimerülését tették felelőssé a kihalásért. A neves szovjet geokémikus, VERNADSKIJ azon feltételezése, hogy a bioszféra tömege a földtörténet során konstans volt, egyes kutatókat arra a következtetésre vezette, hogy új fajok csak akkor keletkezhetnek, ha régiek kihalnak. A kihalás oka az élővilág egészében megnyilvánuló "belső parancs". Így a kihalás az evolúció céljából történik.

2.2.) Külső tényezőket előtérbe helyező elméletek.

Az elméleteknek jóval nagyobb csoportja magyarázza a kihalást külső, az élővilágtól független tényezők eredményeként. Ezek az elméletek materialisták, ami azonban egyaránt magába foglalhat a valóságnak megfelelő (igaz), és meg nem felelő (hamis) elméleteket.

2.2.1.) Kozmikus tényezőkön alapuló elméletek.

Ezeknek az elméleteknek szerzői az u.n. nagy kihalások (tömeges kihalások) kérdésével foglalkoznak, elválasztva azokat a földtörténet során állandóan jelentkező, időben elszórt kihalásoktól. Erősen hangsúlyozott az események katasztrófa jellege.

Nagyon sokféle Földön kívüli hatást tettek már felelőssé a nagy kihalásokért. Kozmikus test becsapódása, az árapály szélsőséges változásai és a fényviszonyok változásai is említhetők ezek közt, az utóbbi években azonban azok az elméletek voltak a legjelentősebbek, melyek az élőlényekre káros, külső eredetű sugárzás szokatlan megnövekedésére alapultak.

A geológiai-geofizikai vizsgálatok során ismertté vált, hogy a Föld mágneses tere a földtörténet során gyorsan változott, gyakori mágneses pólusváltásokkal, ami a földi mágneses tér időleges nullpontjait (megszűnését) okozta. Ennek következménye a Földet védő ózonburok sérülése és a földfelszínen erős ibolyántúli és kozmikus sugárzás lehetett. Pontosabb számítások (WADDINGTON, 1967) kimutatták, hogy az ilyen módon keletkező sugárzás-többlet elenyésző a meglévő alapsugárzás-érték mellett. A térváltások és a faunaváltások időben nem egyeztethetők, ráadásul eltérések vannak a szárazföldön és tengerben bekövetkezett kihalások időpontjai között (SIMPSON, 1968; MAYR, 1970; RAUP, STANLEY, 1971). Az elmélet hívei ujabban a mágneses tér közvetlen élettani hatásának kérdését is felvetik (FOSTER, 1976).

A másik kozmikus elmélet a nagy kihalások esetében szupernova kitörések sugárzását tekinti okként. Valószínűségszámítási alapon mutatták ki, hogy a nagy kihalások időbeni távolsága megfelel a kellő közelségű kozmikus katasztrófák valószínűségének. A sugárzás mellett a légkör egyensúlyi zavara klímatis

katasztrófát is okozhatott (TERRY, 1968; RUSSEL, TUCKER, 1971). A növények és állatok nagy kihalásának időbeli eltérését, valamint a fauna selektív kihalását eltérő ellenállóképességükkel magyarázzák. Nincs azonban magyarázatuk arra, hogy a nagyon rövid szupernova hatás hogyan okozhatott hosszú, geológiailag mérhető időtartamu kihalási folyamatot. Elfeledkeznek arról is, hogy a kihalás az egész földtörténet folyamán jelen volt, nem szükséges hozzá ennyire drasztikus külső beavatkozás (SIMPSON, 1968). Újabb vizsgálatok arra utalnak, hogy a légköri védő hatás csökkenése is vitatható mértékű, eddig figyelmen kívül hagyott fizikai és kémiai folyamatok miatt (REID, 1976). Különösen a kréta végi (65 millió évvel ezelőtti) nagy kihalást igyekeztek ilyen szupernova kitöréshez kapcsolni, de erre az időre tehető szupernova-kitörés maradványait nem sikerült felfedezni (TUCKER, FELDMAN, 1976).

HSÜ (1980) kozmikus test (asteroida) becsapódásából vezeti le a kréta végi kihalást. A kozmikus test által szállított ciánvegyületek a tengerben a plankton tömeges pusztulását okozták, a becsapódás okozta felmelegedés a szárazföldön vezetett kihalásokhoz, a keltett por viszont később a klíma erős lehülését okozta. Megmagyarázatlan marad, hogy ezek a drasztikus hatások miért nem érintették az ugyanazon élőhelyen élő szervezetek egész sorát.

Összegzésül elmondhatjuk: nincs rá kellő alap, hogy a nagy kihalásokban döntő szerepet tulajdonítsunk különféle kozmikus hatásoknak. Nem állíthatjuk azonban azt, hogy a kozmikus hatások egyáltalán nem érvényesültek és érvényesülnek az evolúció és ennek során a kihalások menetében.

2.2.2.) Földi tényezőkön alapuló elméletek.

Rendkívül sok olyan elméletet ismerünk, mely a nagy kihalásokat földi okok miatt bekövetkezett környezeti változásokkal magyarázza. Ezek között szerepelnek nagymérvű földkéregmozgások, tengerszintváltozás, klímaváltozás, az óceánok sótartalmának megváltozása, a légkör gázösszetételének megváltozása, földi radioaktív elemek és egyéb elemek mennyiségének változása.

Vannak biológiai magyarázatok is (járvány, tápanyaghiány, konkurrencia), melyek a kihaló csoportok szempontjából szintén külső tényezőként tekinthetők.

Nézzünk néhány példát:

FRÖHLICH (1977) szerint a földi radioaktív elemek felszabadulása geológiailag aktív időszakokban előidézője lehet későbbi kihalásoknak.

FISCHER (1964) a perm végi kihalást epikontinentális tengervíz-bepárlódással magyarázta, mely következtében az óceáni mély vizek tulsóssá, a feletük lévő víz kissé kiédesedetté vált, ezért halt ki sok stenohalin (normális óceáni sótartalmat igénylő) forma. Elméletét a nagy sóüledék-képződésre alapítja.

McALESTER (1970) összefüggést lát az egyes állatcsoportok oxigénfogyasztása és kihalási sebessége közt. Ebből arra következtet, hogy a kihalásban döntő (és szelektáló) szerepe volt a légköri oxigéntartalom változásának, ezért jelentkezik egyidejűen a szárazföldi és vízi állatok kihalása sok esetben.

DAVITASVILI (1969) a darwini létért folyó harc elméletére alapozva a kihalás fő okaként az ún. "biológiai nyomást", a konkurrens és ellenségek tökéletesedését jelöli meg.

Mint a kozmikus hipotézisekre, ezekre is jellemző az egytényezős modell. Szerzőik egyetlen okot keresnek általában a kihalásra. A nagy kihalások esetében azonban számos olyan állatcsoport halt ki, melyek sehogyan se férnek be egyetlen környezeti tényező hatáskörébe. Nem arról van szó, hogy eleve elvehetjük e tényezők befolyásoló jellegét, csak arról, hogy egyetlen egytényezős elmélet sem biztosít megfelelő magyarázatot a nagy kihalások bonyolult jelenségeire.

2.3.) Több tényező kölcsönhatását feltételező elméletek.

Az elméleti őslénytani ismeretek fejlődése és az evolúciós biológiai ismeretek fejlődése nyilvánvalóvá tette, hogy a kihalás jelensége - mint az evolúciós folyamat része - nem vizsgálható az élővilág fejlődési összefüggéseiből kiragadva.

A földtörténet során több nagy kihalási szakaszt ismerünk. Közülük viszonylag kevésbé ismert az ordovicium és devon végén jelentkező. Az egyes szerzők szerint (JOHNSON, 1974; BOUCOT, 1975) jellemző volt a tenger maximális kiterjedtsége idején jelentkező hirtelen és rövid időtartamu tengersizintcsökkenés, mely során az az üledékképződés megszakadása alig vagy nem észlelhető. Ehhez az ordovicium végén még eljegesedés hatása is hozzáadódott. A tengersizint radikális változása olyan körülményeket idézett elő, melyek lehetetlenné tették a fokozatos alkalmazkodást, a régebben alkalmazkodott együttesek elvándorlását, csökkentette a populációs méreteket, növelte a csoportok közti konkurrenciát.

Hasonlatos volt ezekhez a perm végén kimutatható - jóval nagyobb mértékű, így közismertebb - kihalás is. Itt a kihalásban szerepet tulajdonítanak a zátony-környezet teljes eltűnésének a kihalás idején (BOUCOT, 1975). A tengersizintcsökkenéssel járó területcsökkenés az ökológiai egyensúly-elmélet szerint is a perm-triász határon történt kihalás egyik oka, mert a terület-méret és az azokat elfoglaló taxonok száma közt szoros összefüggés van (SIMBERLOFF,

1974). A szárazföldi gerinces fauna kihalási maximuma nem a perm-triász határra esik, mint a tengeri gerincteleneké, hanem azt megelőzi és jóval gyengébb. A tengeri gerincesek kihalása a tengeri gerinctelenekével összhangba hozható (PITRAT, 1973).

Ezen elméletek szerint tehát a nagy kihalások egy része annak következménye, hogy az élőlények számos csoportja számára a speciális alkalmazkodást elősegítő környezet tartós uralma közben hirtelen, rövid romlás következik be a környezeti viszonyokban. A nagy kihalás így komplex biológiai-anorgánikus természeti kapcsolatok függvényében magyarázható.

Legközismertebb az a nagy kihalás, mely a kréta végén zajlott le. Ez nagyon sok állatcsoportot érintett, szárazföldi gerinceseket, tengeri gerinceseket és gerincteleneket egyaránt. A tengeri gerinctelenek közt kihalt a sekélyvizi bentosra és a pelagikus planktonra egyaránt. A kihalás erősen szelektív volt, ugyanazon környezetben egyes formák, csoportok kihaltak, míg mások töretlen fejlődést mutatnak.

Egyes szerzők különösen nagy szerepet tulajdonítanak itt is a tengersizintváltásoknak és a klíma romlásának (WORSLEY, 1971; BOUCOT, 1975; COOPER, 1977).

A kréta végi tektonikus nyugalom idején erősen csökkent a szárazföldről a tengerbe szállított anyagmennyiség is, ami az óceáni plankton tápanyaghiányát okozhatta. A plankton hirtelen csökkenéséhez hozzájárult az óceánok differenciálatlansága, áramlások hiánya, így a mély vizekből sem pótlódhatott a felső vizrétegek tápanyagvesztése (BRAMLETTE, 1965a, 1965b; NEWELL, 1965). A plankton növényzet csökkenése a tápláléklánc megbomlását és egy sor konzumens (bizonyos plankton foraminiferák, ammonitesek, belemnitesek) kihalását elősegítette.

A kréta végi regresszió az előzőekben tárgyaltakhoz hasonlóan extrém gyors és erős volt, számítások szerint tizszer gyorsabb is lehetett az átlagos értéknél. Mindazok a jelenségek, melyeket a paleozóikumi nagy kihalásokról az előzőekben említettünk, itt is érvényesülhettek (COOPER, 1977).

A szárazföldi klíma lehülése és kontinentális jellegűvé válása összefüggésben lehetett a fitoplankton csökkenésével is, mely befolyásolhatta az atmoszféra összetételét. A szárazföldi környezeti fülkék beszűkültek, az egyes formák közötti verseny nőtt. A növénytakaró átalakulása megváltoztatta a táplálékkészleteket. A regresszió miatt sok szárazföldi izoláció megszűnt, ami új versenyt okozott (COOPER, 1977).

SLOAN (1976) észak-amerikai vizsgálatok alapján kétségbe vonja a dinoszauruszok katasztrófa jellegű kihalását a kréta végén. A kihalás úgy következett be e területen, hogy a nedves szubtrópusi-meleg mérsékeltövi zárvatermő dominiált erdőt fokozatosan fenyőben gazdag hidegebb mérsékeltövi erdő váltotta

fel, miközben a Triceratops-faunát fokozatos dominanciaváltással Protongulatum-Stygimis (emlős) fauna váltotta fel.

Az itt példaként bemutatott néhány elmélet már összefüggéseiben igyekszik megragadni a jelenségeket. Egyes szerzők már világosan felismerik, hogy a nagy kihalások nem különleges okok következményei, hanem ugyanazoknak a belső és külső tényezőknek következményei, melyek a szokásos méretekben állandóan jelentkező kihalásokat előidéznek. A különbséget ezen hatások extrém nagysága, egybeesése és gyorsasága okozza (COOPER, 1977).

3.) Problémák

A felsorolt komplex elméletek, bármennyire jó megközelítésnek tűnnek, a konkrét élőlény-csoportok vizsgálata esetében mindig számos megoldatlan kérdést vetnek fel.

Egyik az, hogy a kihalás nagyságának megítélése függ attól, milyen taxonómiai szinten vizsgáljuk. A törzstől a genusig haladva a maximális kihalási periódusok eltérő képet mutatnak. Ezért VALENTINE (1974) szerint legfontosabb a fajszinten történő változások vizsgálata lenne, mert a fajok az evolúció elsődleges elemei.

Második fontos kérdés, hogyan szabályozzák az élőlények genetikai jellegei a kihalást. Stabil környezet egyes kutatók szerint a genetikai változékonysági készség elvesztéséhez vezet. A környezet stabilitása és instabilitása különféle korrelációban állhat a populáció genetikai változatosságával. BRETSKY és LORENZ (1970) elméleti alapon kimutatták, hogy a kihalás valószínűsége legnagyobb a stabil környezeti viszonyok instabillá válásakor, különösen ha gyorsan lezajló jelenségről van szó. SCHOPF és GOOCH (1972) néhány 1000-2000 m-es vízmélységben élő alak vizsgálata alapján tagadja a genetikai változékonyság-csökkenés szerepét. E fontos kérdés eldöntésére azonban aligha lehet alkalmas egyetlen vizsgálat, mivel keveset tudunk a mélyvizi faunák fejlődéséről, nem tudjuk, hogy a vizsgált stabil környezet földtörténetileg hosszú ideig stabil volt-e, és a vizsgált alakok ezalatt ott éltek-e?

Nem kételkedik a kihalás genetikus tényezőkön keresztül való érvényrejutásában MAYR (1970), RAUP és STANLEY (1971), JABLOKOV és JUSZUFOV (1976), IVANOVSKIJ (1976). Arra utalva, hogy a kihalások nem ökológiai, hanem taxonómiai csoportokat érintettek, az ökológiai adaptációnak RAUP és STANLEY kevés szerepet tulajdonít művében. GABUNJA (1969, 1971) ezzel szemben bizonyos formák kihalását az inadaptív fejlődésnek tulajdonítja (gyors, de tökéletlen alkalmazkodás), mely később nem tud konkurrálni a lassabb, de tökéletesebben történt adaptív környezeti alkalmazkodással.

A harmadik fontos probléma a tengerszintingadozások hatása a faunában. Sikertelenül kimutatni, hogy a miocén végén a Mediterrán tenger - valószínűleg világ-

méretű eusztatikus tengerszintesökkenés miatt - elvált az Atlanti óceántól és kiédesedő vagy bepárlódó lagunákra szakadt, hatalmas evaporittömegek kicsapódásával. A tengerszintingadozás gyorsan többször megismétlődött, az összeköttetés ideiglenes helyreállításával, ami lehetővé tette újabb viz és sómennyiség beáramlását. A vizsgálatok jelenlegi állása arra utal, hogy a teljes mediterrán fauna kipusztult és a kapcsolat végleges helyreállása után a pliocénben népesült be újra a terület. E valóban mélyreható változás nem okozott feltűnő kihalást a faunában (a bevándorló pliocén alakok a miocén faunákkal azonos jellegű faunaként tértek vissza). Ez volt az oka annak, hogy erre a nagy földtörténeti eseményre csak ilyen későn figyeltek fel (BENSON, 1976; CITA, 1976; ADAMS, 1976). Ezek a tények arra figyelmeztetnek minket, hogy a hirtelen tengerszintingadozások, regressziók sem idézhetnek elő mindig és egymagukban nagy kihalásokat. Konkrét állatcsoport, a dinoszaurosok kréta végi kihalását vizsgálva VOSS-FOUCART (1971) sorra kimutatja, hogy valamennyi - különféle szerzők által említett - külső környezeti és belső fejlődési tényező esetében megállapítható, hogy csak a változatos fauna egy részére gyakorolhatott hatást. Ezért jut arra a következtetésre, hogy a csoport kihalása bonyolult folyamat, nagyon sok tényező kölcsönhatásának következménye.

RAUP (1978) szerint a családok és rendek kihalása az evolúció elkerülhetetlen és természetes eredménye. Alapját a fajok kihalása adja, mely többnyire kapcsolatban van szerveződésük bizonyos közös vonásaival, de vannak olyan kihalások is, melyek nem a közös - magas kategóriára jellemző - vonásokból erednek, hanem egymástól független faj-kihalások kummulációjából. Nem a kihalás, hanem a hosszú élettartam a rendkívüli !

4.) Következtetések

A.) A kihalás az élővilág fejlődési folyamatának természetes része, attól elválaszthatatlan, a földtörténet egész folyamán jelentkezik.

B.) A kihalás nem függetleníthető a genetikus sajátosságoktól és azok változásaitól.

C.) A kihalásban lényeges szerepet játszik a környezeti viszonyok alakulása, különösen azok hirtelen változásai.

D.) Lényeges szerepe van a kihalásban a populációs méreteknek, az izoláció mértékének és ezek változásainak. Ez az összefüggés a körülményektől függően többirányú lehet (BOUCOT, 1975).

E.) Ez utóbbiakkal kapcsolatban nagy jelentőségűek a tektonikai és egyéb hatásokra bekövetkező tengerszintingadozások és kontinensmozgások.

F.) Fontos szerepet játszhatott a klíma, a táplálékviszonyok alakulása, a konkurrens és ellenségek megjelenése, és az élő és élettelen környezet nagyon sok egyéb tényezője, különösen azok radikális változásai.

G.) A kihálás magasabb taxon szinten általában egy földtörténetileg is mérhető folyamat záró akkordja, melyet areális és taxonómiai beszűkülés (az alakok számának és elterjedési területük csökkenése) előz meg.

H.) A "nagy kihálások" nem jelentenek alapvető eltérést, az élővilágra kedvezőtlen tényezők különösen egybeeső megjelenése idézi elő azokat.

I.) Minden csoportnál, minden taxonómiai szinten külön meg kell vizsgálni kihálásuk okait, nincs értelme generális okok keresésének (ez nem zárja ki természetesen bizonyos taxonoknál az okok részleges vagy akár teljes egybeesését).

J.) A kihálás éppen olyan összetett, anyagilag determinált és dialektikusan megnyilvánuló jelenség, mint a szerves élet fejlődésének minden jelensége.

IRODALOM - REFERENCES

- ADAMS, Ch.G.: Larger foraminifera and the Late Cenozoic history of the Mediterranean region. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20., 1976, pp. 47-66.
- BENSON, R.H.: Testing the Messinian salinity crisis biodynamically: an introduction. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20, 1976, pp. 3-11.
- BENSON, R.H.: Changes in the ostracodes of the Mediterranean with the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20, 1976, pp. 147-170.
- BOUCOT, A.: *Evolution and Extinction Rate Controls*. Elsevier, Amsterdam, 1975, pp. 1-427.
- BRAMLETTE, M.N.: Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. *Science*, 148, 1965, pp. 1696-1699.
- BRAMLETTE, M.N.: Mass extinctions of Mesozoic biota. *Science*, 150, 1965, p. 1240.
- BRETSKY, P.W.; LORENZ, D.M.: An essay on genetic-adaptive strategies and mass extinctions. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, 1970, pp. 2449-2456.
- CITA, M.B.: Biodynamic effects of the Messinian salinity crisis on the evolution of planktonic foraminifera in the Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20, 1976, pp. 23-42.
- COOPER, M.R.: Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 22, 1977, pp. 1-60.
- DAVITASVILI, L.S.: *Pricsinü vümiranyija organizmov*. Nauka, Moskva, 1969, pp. 1-440.
- FISCHER, A.G.: Brackish oceans as the cause of the Permo-Triassic marine faunal crisis. In: Nairn, A.E.M. (ed.): *Problems in Paleoclimatology*. J. Wiley and Sons Inc., New York, 1964, pp. 566-579.
- FOSTER, J.: Cretaceous-Tertiary extinctions and possible terrestrial and extraterrestrial causes. *Syllogus*, No.12, Ottawa, 1976, pp. 1-162.

- FRÖHLICH, K.: Bemerkungen zur Faunenincisionen und ihren möglichen physikalischen Ursachen. Freiburger Forschungshefte, C, 326, 1977, pp. 71-72.
- GABUNIJÁ, L. K.: Vümiranyije drevnyih reptilij i mlekopitajuscsh. Mecniereba, Tbiliszi, 1969, pp. 1-233.
- GABUNIJÁ, L. K.: Inadaptivnaja evoljucija kak adno iz vazsnyejsih obscsih uszlovij vümiranyija mlekopitajuscsh. Trudü Paleont. In-ta ANSzSzsZR, 130, 1971, pp. 32-38.
- HORVÁTH, J.: A mozgás szaktudományos és filozófiai feltárásának egysége és különbözősége. ELTE TTK Filozófiai Tanszéke, Budapest, 1973, pp. 1-144.
- HSÜ, K.: Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous. Nature, 285, No. 5762, 1980, pp. 201-203.
- IVANOVSKIJ, I. A. B.: Paleontologija i teorija evoljucii. Nauka, Novoszibirszk, 1976, pp. 1-78.
- JABLOKOV, A. V.; JUSZUFOV, A. G.: Evoljucionnoe ucsenyie. Vüzsaja skola, Moszkva, 1976, pp. 1-335.
- JOHNSON, J. G.: Extinction of perched faunas. Geology, 2, 1974, pp. 479-482.
- MAYR, E.: Populations, Species, and Evolution. Belknap Press of Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1970.
- McALESTER, A. L.: Animal extinctions, oxygen consumption, and atmospheric history. Journal of Paleontol., 44, 1970, pp. 405-409.
- NEWELL, N. D.: Mass extinctions at the end of the Cretaceous period. Science, 149, 1965, pp. 922-924.
- PITRAT, Ch. W.: Vertebrates and the Permo-Triassic extinction. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 14, 1973, pp. 249-264.
- RAUP, D. M.; STANLEY, S. M.: Principles of Paleontology. Freeman and Co., San Francisco, 1971.
- RAUP, D. M.: Approaches to the extinction problem. Journal of Paleontol., 52, 1978, pp. 517-523.
- REID, J.: lásd Cretaceous-Tertiary...

- RUSSEL, D.; TUCKER, W.: Supernovae and the extinction of the dinosaurs. Nature, 229, No. 5286, 1971, pp. 553-554.
- SCHOPF, T.J.; GOOCH, J.L.: A natural experiment to test the hypothesis that loss of genetic variability was responsible for mass extinctions of the fossil record. Journ. Geol., 80, 1972, pp. 481-483.
- SIMBERLOFF, D.S.: Permo-Triassic extinctions: effects of area on biotic equilibrium. Journ. Geol., 82, 1974, pp. 267-274.
- SIMPSON, G.G.: Evolutionary effects of cosmic radiation. Science, 162, 1968, pp. 140-141.
- SLOAN, R.E.: The ecology of dinosaur extinction. In: Athlon Essays on Palaeontology in Honour of Loris Shano Russel, Royal Ontario Museum, 1976, pp. 134-154.
- SZIGETVÁRI, S.: Az élő anyag megismerésének filozófiai problémái. ELTE TTK Filozófiai Tanszéke, Budapest, 1973, pp. 105-146.
- TERRY, K.D.: Biologic effects of supernovae. Science, 159, 1968, pp. 421-423.
- TUCKER, W.; FELDMAN, P.: lásd Cretaceous-Tertiary...
- VALENTINE, J.W.: Temporal bias in extinctions among taxonomic categories. Journal of Paleontol., 48, 1974, pp. 549-552.
- VOSS-FOUCART, M.F.: Est-il possible d'expliquer l'extinction des dinosaures à la fin du Crétacé. Natur. Belg., 52, 1971, pp. 101-108.
- WADDINGTON, C.J.: Paleomagnetic field reversals and cosmic radiation, Science, 158, 1967, pp. 913-915.
- WORSLEY, T.R.: Terminal Cretaceous events. Nature, 230, No. 5292, 1971, pp. 318-320.

PROGRESS IN PALEONTOLOGY IV.
THE PROBLEM OF EXTINCTIONS

M. MONOSTORI

Summary

On the basis of a review on the problem of extinctions, the author points out the following crucial facts:

- 1.) The extinction is a natural and inseparable phenomenon of the development of organic life, appearing through the whole geologic history;
- 2.) The extinction cannot be rendered independent of the genetic characters and their changes;
- 3.) The extinction is considerably affected by the shaping of environmental conditions, especially their sudden changes;
- 4.) Considerable is the role of population size, the extent and changes of isolation. This relationship may be manifold, depending on the circumstances (BOUCOT 1975);
- 5.) Concerning this previous fact, the sea level changes and continent movements caused by tectonic and other effects are of great importance;
- 6.) Important factors could have been the climate, the development of food-supply, the appearance of concurrents and enemies, as well as many other elements of the organic and inorganic environment, especially their radical changes;
- 7.) The extinction on higher taxonomic level is generally the the final event of a geo-historically measurable process, which is anticipated by areal and taxonomic restriction (i.e. decrease in areal distribution and number of forms);
- 8.) The great extinctions are not different basically, being caused by specially coincident effects, which are especially unfavourable for the organic life;

9.) The causes of extinctions should be studied separately for all groups and in every taxonomic level; search for general causes seems to be meaningless (this is not a necessary excusion of total or partial coincidence of causes for certain taxa);

10.) The extinction is a complex, materially determined and dialectically manifested phenomenon, just like the other phenomena of the development of organic life.

JÉGKORSZAKOK A FÖLD TÖRTÉNETE FOLYAMÁN

BÁLDI TAMÁS

A földtudományi kutatás a jégkorszakok sok problémájának megoldása területén nem hozott az utóbbi időben olyan látványos, új eredményeket, mint a geotektonikában, az óceanológiában, vagy a prekambrium-kutatásban. Az eljegesedésekkel kapcsolatban sok még a nyitott kérdés, a teória, bár egyre több az érdekes, új tény is.

Még ma is vita tárgya, hogy voltaképp mit értünk jégkorszakon? A válaszok két csoportba foglalhatók:

a.) A Föld történetére jellemző, és általában adottnak tekinthető az állandó poláris jégsapka. Ennek megfelelően a jégkorszak csak annyit jelent, hogy ez a jégsapka időszakonként az egyenlítő irányában messzire kiterjedt.

b.) A másik, és elterjedtebb álláspontot FAIRBRIDGE (1973) nyomán úgy fogalmazhatjuk, hogy a jégkorszakok a földtörténet szokatlan és ritka, 2-50 millió éven át tartó eseményei, melyek kb. 250 millió évenként ismétlődnek, és amelyeket hosszú, meleg szakaszok választanak el, mikor nincs poláris jégsapka, a sarkokon mérsékelt klíma honol, esetleg hegyi gleccserek képződnek.

A földtörténeti tényanyagon végigtekintve a b.) álláspontot tartom valószínűbbnek.

1. Az egyes jégkorszakok

A földtörténeti dokumentumok alapján eddig kimutatott jégkorszakok rövid ismertetését főleg HARLAND és HEROD (1975) nyomán nyújtom.

Az alábbi hat jégkorszak ismerhető fel:

- kvarter: kb. 2 millió éve (? 40 millió éve) kezdődött (és ma is tart)
- permokarbon: kb. 250 millió éve
- késő-ordoviciumi: kb. 450 millió éve
- eokambrium vagy a varangien jégkorszak: kb. 650 millió éve
- késő-proterozoikum, vagy gneissó: kb. 900 millió éve
- huroni jégkorszak: 2300 millió éve (a legrégebb).

1.1. A kvarter jégkorszak

A jégkorszak nem hirtelen és egyszerre mindenhol köszöntött be. Ezért a kvarter kronozstratigráfiai határa, vagyis a pleisztocén alsó határa nem esik egybe a jégkorszak kezdetével, mely utóbbi helyről helyre változott. A D-olaszországi kalábriai emelet (felső villafranchien) az a kronozstratigráfiai egység, aminek alsó határát jelölték meg a kvarter kezdeti dátumának. A kalábrien tengeri faunájában a mediterrán taxonok egy részét olyan boreális formák váltják fel (mint pl. az Arctica islandica, Globorotalia truncatulinoides), melyek a lehülés déli térhódítását jelzik. A kalábrien bázisa durván egyidős a kronozstratigráfiai skála "olduvai eseményével", ami globális korrelációt tesz lehetővé. E korreláció alapján a kvarter kezdete 1,8 millió év (ujabb korreláció szerint 1,6 millió év).

Ismételten hangsúlyozom, hogy az 1,8 millió éves dátum csak durva átlagos közelítést jelent a bipoláris kvarter-jégkorszak kezdetéhez. Az Antarktisz jegesedése már az eocénben megkezdődött, legalábbis erre utal az a jéghegyszállította kőzettörmelék, melyet KENNETT és mások (1972) mutattak ki a periantarktikus óceáni üledékek DSDP furásaiból. Egyes gleccserek az eocén végén az Antarktiszon már elérhették az óceánpartot. Az Antarktisz kezdeti jegesedése mindenesetre még vitatott, McGOWRAN megerősítette (1978), DREWRY (1975) korábban nem látta eléggé bizonyítottnak az eocénvégi, illetve oligocéneleji jégsapka-képződést. A Bering-tenger és az É-Pacifikum óceáni üledékeiben a DSDP furások szerint a felső-miocénben jelentkezik a glaciális törmelék Alaszka kezdődő eljegesedését tanúsítva.

A jégtakaró az É-i sarok környezetében később kezdett kialakulni, mint a délin. SAVIN és mások (1975) O-izotópos paleotemperatura meghatározásai imponáló adattömeeggel bizonyítják, hogy a tengerek lehülése a terciér folyamán némi ingadozással, több lépcsőben történt. Összesítő hőmérséklet-görbéiken ilyen egyre alacsonyabb hőmérsékletet jelző minimumokat látunk a maastrichtienben, a felsőeocénben, felsőoligocénben, középsőmiocénben, majd a pleisztocénben. Eredményeik lényegében egyeznek a paleobotanikai adatokkal, így pl. DORF (1964) klíma-görbéivel, vagy azokkal a megfigyelésekkel, melyeket a molluszkafaunákon végeztek. A kvarter jégkorszak feltételei tehát a lépcsőzetes lehüléssel eléggé fokozatosan alakultak ki, sőt ha Antarktiszot már az oligocén elejétől eljegesedettnek tekintjük, akkor a miocénig unipoláris jégkorszakról beszélhetnénk.

Mig SAVIN és társai az óceáni plankton (felszíni vízhőmérséklet) és bentosz (fenékvíz hőmérséklet) foraminiferákon végezte oxigén-izotópos őshőmérséklet meghatározásait, addig BUCHARDT (1978) az Északi-tenger terciér selfmolluszkáinak oxigén-izotópos vizsgálatából jutott arra az érdekes megállapításra, hogy az Északi-tenger déli selfvizei az oligocén folyamán annyira lehültek (egy trópusi eocén csucs után), hogy a tenger itt nem volt melegebb, mint ma. A miocén közepén kisebb felmelegedés volt, mely azonban elmaradt a trópusi eocén mögött és a korai pliocénben is volt egy egészen kis csucs.

A kvarter jégkorszak ciklicitása, kiterjedése és élővilágra gyakorolt hatása eléggé közismert, itt erre csak utalok.

1.2. A permokarbon jégkorszak (250 millió éve)

Ezt és az ennél idősebb jégkorszakokat lényegében háromféle módszerrel kutatják: szedimentológiai: karcolt aljzatra települő tillit-összletek, jégkar-cok, vándorkövek, varvitösszletek együttesének vizsgálatával; geomorfoló-giai módszerrel: a jellegzetes U-keresztmetszetű völgyek néha több száz millió éven át fennmaradhatnak; paleomágneses mérésekkel: a korabeli pólus helyzetének meghatározásával.

A permokarbon jégkorszak ötven millió éven át tartott! A lehülés már a korai karbonban kezdődött a Gondwanán: Argentínában és Bolíviában alsókarbon glaciális üledékek is előfordulnak. A felsőkarbon-alsóperm kora Dwyka-soro-zat tillitjei és varvitjai Afrikában elterjedtek, maximum 1 000 m vastagok és helyenként tengeri rétegekkel fogazódnak össze. Ez utóbbi körülmény bizo-nyítja, hogy a jégtakarók a tengerig nyultak. A Dél-amerikai Parana-meden-cében 1000 méternél vastagabb tillit összlet található (ez sokszorosán megha-ladja a kvarter glaciális üledékeinek összvastagságát). Az afrikai eredetű ván-dorkövek, a K-ról való szállítási irány, a glaciális-üledékek vastagságkülönb-ségei arra utalnak, hogy Afrikában a jégtakaró inkább pusztított, míg D-Ame-rikában inkább felhalmozódás történt. A permokarbon glaciális üledékei egyéb-ként valamennyi Gondwanából származó kontinensen, így Indiában, Ausztráliá-ban és az Antarktison is megtalálhatók.

A paleomágneses adatok szerint a déli pólus D-Afrika közelében a mai Antarktison feküdt, és a hatalmas belföldi jégtakaró, melynek mozgásirá-nyai is rekonstruálhatók, csaknem a déli szélesség korabeli 30^o-ig terjedt.

Eddigi ismereteink szerint a permokarbon jégkorszak unipoláris volt, az északi féltekén nem találjuk eljegesedés nyomait, üledékeit. Japánban a kar-bonból, az É-i 65^o paleolatitudon még foltzatónyok maradványai ismertek. Viszont É-Kanadából a permi 45^o paleolatitudon hűvösvízi faunát irtak le, ami arra utal, hogy a permre az északi sarok környezete is lehülhetett, bár jégtakaró nem épülhetett fel.

Ebben a jégkorszakban is voltak interglaciálisok. A későpermben a klíma javulása a Gondwanan is véget vetett a jégkorszaknak.

1.3. Késő-ordoviciumi jégkorszak (450 millió éves)

Kb. 25 millió éven át tartott a karadocienben. Bár egyike a szedimentológiai-lag, geomorfológiailag és paleomagnetológiailag legjobban dokumentálható jégkorszaknak, mégis alig tíz éve, hogy felismerték. A déli paleopólus ekkor

ÉNy-Afrikában, a mai Szaharában helyezkedett el, és ezen 50°-on belül glaciális üledékek és formák bősége található.

ALLEN (1975) szerint a Szahara-medencében a tengeri középső-ordoviciumra települ a tillit-összlet karcolt vándorkövekkel, a szegélyén varvitokkal, U-keresztmetszetű völgyek kitöltéseiként. Az ős-völgyek É-felé kiszélesednek és a glaciális üledékek tengeri tillitbe mennek át, mely utóbbiban felső-ordoviciumi trilobiták és orthocerászok találhatóak. Mindebből kiterjedt bel-földi jégtakaróra következtethetünk, mely a tengerig nyult. Ez a jégkorszak is ciklikus volt, három interglaciális különíthető el.

A korall-zátonyok, a vörös-rétegek és az említett jeges üledékek elterjedése alapján, összevetve mindezt a paleomágneses adatokkal, úgy tűnik, hogy a Föld arculata a karadocienben nagyon hasonlított a klimatikus szempontból a mai képhez.

1.4. Eokambriumi, varangien jégkorszak (650 millió éves)

Ez volt a Föld történetének legsúlyosabb jégkorszaka - bár a legvitatottabb is. Legalább 50 millió éven át tartott. A varangien tillitek mindig néhány száz méterrel a kambrium alsó határa alatt találhatóak. Ami a legfeltűnőbb, szinte az egész Földön elterjedtek. Klasszikus lelőhelyükön, Skandináviában max. 1000 m vastagok, de a Spitzbergákon vastagságuk 4000 m. Előfordulnak továbbá Grönlandon, ÉNy-Szovjetunióban, É-Amerikában Kaliforniától Uj-Foundlandig, Afrikában, Indiában, Kinában, Ausztráliában.

Ha az említett varangien tillitek elterjedését a paleomágneses adatokkal összevetjük, akkor arra a megállapításra kell jutnunk, hogy ebben az időszakban az egyenlítő vidéke is eljegesedett, a jégtakarók az ekvatorális tájékon is a tenger szintjéig húzódtak. Bár a világ-tenger befagyására nincs bizonyíték, és az egyébként is fizikai képtelenség lett volna a későbbi földtörténeti események ismeretének birtokában, így is nehezen érthető ennyire drasztikus lehülés. Természetesen a "híhetőség" kérdése még nem zárna ki a valószínűséget, ha nem volna néhány vitatható és vitatott pont a dokumentumok körül. Így kétségre lehet vonni a paleomágneses adatok helyességét, illetve további vizsgálatokra, adatokra van szükségünk. A szedimentológiai adatok és a tillitek egyidejűsége körül is vita van.

Nehéz például a geosinklinális rétegsorokban található tillitek értelmezése. SCHERMERHORN (1975) szerint ezek gravitációs tömegcsuszamlással kerültek lerakódási helyükre tektonikailag mozgatott övekben. Megkülönböztetésül a valódi tillitektől ezeket mixtiteknek nevezik. Szemben korábbi álláspontjával, Schermerhorn (1975) a mixtitek törmelékanyagát részben glaciális eredetűnek tartja, ami nem zárja ki a későbbi, tengeralatti tömegcsuszamlásos újraüledést.

Másik probléma a varangien tillitek közé települő dolomitok kérdése, sőt néha a dolomit a tillit kötőanyaga. Bár a dolomit keletkezéséről még mindig nagyon keveset tudunk, az valószínűnek látszik, hogy ez a kőzet igen meleg klímához kötődik. A közbetelepülő dolomitok interglaciális jelezhetnek, ami összhangban lehet az ekvatoriális eljegesedéssel: interglaciálisok idején itt a felmelegedés nyilván olyan intenzív volt, hogy karbonátos üledék képződhetett. A dolomit-keletkezés további kutatása ad majd választ végső soron erre a problémakörre.

Nem hallgatva el ugyan az említett nehézségeket, a földtörténeti irodalom kézi- és tankönyv-szinten is ma többé-kevésbé tényként elfogadja a prekambrium legvégén bekövetkezett varangien jégkorszakot a maga teljesítő valóságában, az egyenlítőig terjedő jégtakaróival, megjegyezve, hogy a Föld történetében ehhez hasonló méretű lehülés sem azelőtt, sem azóta nem volt.

1.5. Késő-proterozoikumi, gneisső jégkorszak (900 millió éve)

Üledékei Grönlandban 12 km-rel, Finnországban, Spitzbergákon és Kinában 10 km-rel a varangien alatt foglalnak helyet a rétegoszlopban. Arányilag kevésbé kutatott jégkorszak, amely nem volt olyan jelentős, mint a varangien.

1.6. Huroni jégkorszak (2.300 millió éve)

A gneisső és a huroni között nincs nyoma jégkorszaknak eddigi adataink alapján. Érdekes, hogy a huroni jégkorszak egyike a legjobban ismert és dokumentált prekvarter eljegesedéseknek, pedig eddigi tudomásunk szerint ez volt a legrégebb, talán legelső.

A Huron-tó vidékén 12 km vastag kőzetösszetben legalább három glaciális periódus ismerhető fel. A tillit karcolt aljzatra települ, a jég mozgásiránya a karcok alapján DK-i volt. A korabeli északi paleopólus helyzetét meghatározva kimutatható, hogy a huroni jégtakaró a 60° paleolatitudon túl került el a sarok felé. A jég hegyvonulatról mozgott a paleopólus irányába, ahogy a kvarterben Grönlandról, vagy a Baltikumból az az Arktikus óceánba. A huronival egyidős tillit található radiometrikus mérések szerint a D-afrikai Witwatersrand-szisztémában is.

2. A jégkorszakok okai

Ószintén szólva ebben a kérdésben eddig csak a teóriáig jutottunk el. A jégkorszakokat nagyon sok jelenség, folyamat létrehozhatja. Lehet, hogy nem egy jelenség, hanem különféle hatások együttes érvényesülése az ok.

A geológusok a maguk részéről láthatóan előnyben részesítik a földi tényezőket, mint kiváltó okokat. A geológusok csak "végső esetben" nyulnak csillagászati, Földön kívüli hatásokat feltevő elméletekhez. A magam részéről itt pusztán csak katalogizálni szeretném a lehetséges jelenségeket, mechanizmusokat, melyek jégkorszak kialakulásához vezethetnek. A tárgyalás sorrendjében először a földi, majd a Földön kívüli számbavehető tényezőket tárgyalom.

2.1. Földi tényezők

2.1.1. A légkör tulajdonságai. Hatással lehet a besugárzás mennyiségére az átlátszóság (transzparencia): ez csökkenhet olyan periódusokban, mikor különösen gyakoriak a heves, tengerszint-feletti neutrális és savanyu vulkáni erupciók, vagyis intenzív szubdukciós, tektogenetikus időszakokban. A felhőzet növekedése növelheti az albedót, bár ugyanakkor gyengíti a kisugárzást. Különösen fontos a CO₂ üvegház-hatása. A légköri CO₂ csökkenése intenzív mészkőképződés és/vagy fotoszintézis révén lehűlést eredményezhet. Többen feltételezik, hogy a fitoplankton, vagy a szárazföldi növényzet tulburjánzása olymértékben csökkenti a légköri CO₂-t, hogy ennek eredménye akár jégkorszak is lehet. A lehűlés viszont visszaszorítja a vegetációt, ami a CO₂ vulkáni exhalációs gyarapodásával újra felmelegedést okoz, mely a vegetáció újabb burjánzását váltja ki. A folyamat így ismétlődve önszabályozó rendszert alakít ki.

Például a varangien jégkorszak előtt sok karbonátos kőzet vált ki a tengerekben, a permokarbon jégkorszakot megelőzően tenyészték a karbon nagy moscárerdei, a kvarter jégkorszak előtt, a terciérben jelentős barnakőszénkészletek halmozódtak fel. A maastrichtien klíma-romlást a megelőző igen erős felsőkréta fitoplankton-burjánzással hozzák összefüggésbe.

2.1.2. Kontinentalitás. Az óceán nagy hőrezervoár és pufferhatása a klímára közismert. Összefüggő, nagy kontinensek belsejében viszont éghajlati extrémításokra számíthatunk.

2.1.3. Orográfiai magasság. Nagy területek magasra emelkedése jegesedéshez, lehűléshez vezet.

2.1.4. Pólus-helyzet. A látszólagos pólusvándorlás (valójában kontinensvándorlás) meghatározó jelentőségű lehet. Ha nagy kontinens vándorol valamelyik pólus helyére, az eljegesedés valószínűsége nagy. Nyílt óceánok eljegesedése valószínűleg és földtörténeti adataink szerint a jégkorszak alatt sem következett be.

2.1.5. Az eddig felsorolt faktorok egyrésze tetszetős geotektonikai egységbe hozható. A jégkorszak valószínűbb, ha legalább az egyik pólus kontinensre esik, ha intenzív a szubdukció, orogenezis (magasra emelkedés, vulkanikus légkörszennyezés, kontinentalitás növekedése). A fanerozoos jégkorszakok és tektonikai ciklusok között valamiféle laza korreláció fel is állítható. Így a kaledóniai ciklushoz a késő-ordoviciumi, a hercyniaihoz a permokarbon, az alpihoz a kvarter jégkorszak kapcsolható. Az összefüggés azonban laza, az eddigi ismeretek nem meggyőzőek. Továbbkutatásra azonban érdemes meggondolás.

2.1.6. A jégkorszakok ciklicitását - mely külön magyarázatra szorul - MILANKOVIC és BACSÁK ismert elmélete a Föld Nap körüli pályájának periodikus excentricitás-változásaival, valamint a Föld forgástengelye hajlás-szögének ugyancsak periodikus ingadozásával, illetve ezek összegződő hatásával jól magyarázza. Ismétlem, ez az elmélet csak a ciklicitást, de nem magát a jégkorszakot magyarázza! Egyébként a ciklicitásra éppoly ki-elégítő magyarázatot nyújt EWING és DONN 1956-ból származó hipotézise. Ez abból indul ki, hogy a jéghez hó kell, a hó felhalmozódásához pedig elegendő csapadék. Az Északi Jeges-tenger, amíg nyitottabb óceán volt, tehát a terciárban, bőséges párákat adott a környező szárazulatok eljegesedéséhez. A Behring-szoros lemez-mozgás okozta szűkülése, valamint a glacioesztatikus regresszió az Arktikus óceánt egyre zártabb medencévé tette, amely a gyenge áramlások miatt a pleisztocénben befagyott. Ezzel viszont megszűnt csapadékképző szerepe, ami az északi jégsapka visszahúzódásához, ezt követő felmelegedéshez, vagyis interglaciálisokhoz vezetett. A meleg fokozta a hó újrafelhalmozódásának lehetőségét az intenzívebb párolgatatás révén, ami a folyamat ismétlődését okozta. Ez a hipotézis tehát paradox, de valószínű módon épp az Északi Jeges-tenger befagyásával magyarázza az interglaciálisok létrejöttét és a jégsapka fogyásával újabb glaciális kialakulásának lehetőségét.

2.2. Földön kívüli tényezők

Ezekkel a magyarázatokkal már a csillagászat területére lépünk át. A Nap által Földre juttatott hőmennyiség igen csekély változása is az összes felsorolt földi okoknál nagyobb hatása lenne, és felülmulná azokat. Magam részéről nagyon valószínűnek tartom, hogy a végső ok valahol itt keresendő. Többeknek feltűnt már a galaktikus év és a 200-250 millió évenként megismétlődő földi jégkorszakok közötti összefüggés lehetősége. Érdekes lesz ebből a szempontból megvizsgálni, hogy vajon más bolygókon hogyan érvényesültek a jégkorszakok, melyek - ha tényleg szoláris eredetűek - nyilván a többi bolygón is a földiekkel egyidőben jelentkeztek. A különösen jelentős varangien jégkorszak esetében arra is gondolhatunk, hogy a kozmikus por került a Nap-rendszerbe.

3. Külön fejezetet érdemelne a jégkorszakok bioszférára gyakorolt hatásának elemzése. Ez azonban meghaladja e dolgozat kereteit. Pusztán csak arra szeretnék utalni, hogy két jelentős jégkorszakkal két biológiai nagyjelenség esik egybe. Az egyik: az eokambriumban a varangien jégkorszakkal közel egyidőben jelennek meg a többsejtű állatok (ediacarai fauna-típus), illetve a jégkört követő felmelegedéssel a kambrium szilárdvázu faunája. A másik: a kvarter jégkorszak durván egybeesik az emberréválás folyamatával, az emberi társadalom kifejlődésével. Vajon véletlen egybeesés? Erre választ csak további, az eddigieknél koncentráltabb föld- és élettudományi kutatások adhatnak.

IRODALOM - REFERENCES

- ALLEN, P. (1975): Ordovician glacials of the central Sahara. (in Wright and Moseley, pp. 275-286.)
- BUCHARDT, E. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. - *Nature*, 275, pp. 121-123.
- DORF, E. (1964): The use of fossil plants in paleoclimatic interpretations. (in Nairn: Problems in paleoclimatology, London, pp. 13-21.)
- DREWRY, D.J. (1975): Initiation and growth of the East Antarctic ice sheet. - *J. of Geol. Soc.* 131, pp. 255-273.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1973): Glaciation and Plate Migration. (in Tarling and Runcorn: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, London-New York. pp. 503-515.)
- HARLAND, W.B. - HEROD, K.N. (1975): Glaciations through time. (in Wright and Moseley, pp. 189-216.)
- KENNETH, J.P. and al. (1972): Australian-Antarctic continental drift, paleocirculation changes, and Oligocene deep-sea erosion. - *Nature Phys. Science*, 239, pp. 144-147.
- SAVIN, S. M. - DOUGLAS, R. G. - STEHLI, F. G. (1975): Tertiary marine paleotemperatures. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86, pp. 1499-1510.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975): Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials. (in Wright and Moseley, pp. 241-274.)
- SEYFERT, C.K. - SIRKIN, L.A. (1973): Earth History and Plate Tectonics. (Harper, p. 504.)
- SPENCER, A.M. (1975): Late Precambrian glaciation in the North Atlantic region. (in Wright and Moseley, pp. 217-240.)
- WRIGHT, A.E. - MOSELEY, F. (Ed. 1975): Ice Ages: Ancient and Modern. Liverpool. 320 p.

ICE AGES THROUGH GEOLOGIC TIMES

T. BÁLDI

Summary

On the basis of some paleoclimatologic papers, a review is given about the ice ages and possible causes since Early Precambrian up to now.

LEMEZTEKTONIKAI SZEMPONTOK HAZAI RÉTEGSOROK
MINŐSÍTÉSÉHEZ ÉS PÁRHUZAMOSÍTÁSÁHOZ

BALLA Zoltán

Bevezetés

A tektonika a földtannak magas fokon szintetizáló ága. Szintéziseiben igen nagy szerepet játszanak a rétegtani-ősföldrajzi adatok. Elvileg a rétegtan közvetlen megfigyelésekre épül, amelyek függetlenek attól, mire használják őket. A megfigyelési lehetőségek azonban gyakran korlátozottak, ami különböző jellegű bizonytalanságokra vezet. Még fokozottabb mértékben áll ez a fácieselemzésre és az arra épülő ősföldrajzra.

Természetes, hogy a bizonytalanságokat független, általában tektonikai jellegű gondolatmenet alkalmazásával igyekeznek csökkenteni. Nem mindegy, milyen ez a gondolatmenet, milyen elméletre támaszkodik. Az alábbiakban néhány hazai példán megkíséreljük bemutatni a lemeztektonikai elmélet ilyen jellegű alkalmazási lehetőségeit. Világosan kell látnunk, hogy ily módon nem megoldások, hanem vizsgálati szempontok születnek.

1. Szendrői-upponyi-bükki devon-triász képződmények

A szendrői-upponyi-bükki devon-triász képződmények rétegsorában már a publikációkból ítélve is sok a bizonytalanság. Véleményünk szerint azonban a legnagyobb problémára eddig nem fordítottak kellő figyelmet: nevezetesen arra, hogy itt széleskörűen elterjedtek a tipikus mélytengeri üledékek. A korábbi rétegtani koncepciók (SCHRÉTER, 1943, 1945, 1952; BALOGH, 1950, 1964; PANTÓ, 1954; JÁMBOR, 1961; MIHÁLY, 1976, 1978; RAINCSÁKNÉ, 1978) ezek jelenlétével nem számoltak, s gyors rétegtani és facies-átmenetüket tételezték fel a sekélytengeri képződmények felé.

Jelenleg csak a lemeztektonika használja fel a korszerű óceánológiai eredményeket, amelyek szerint az óceáni üledékek elvi faciesszelvénye az alábbiakban vázolható (1. ábra). A shelf után a kontinentális lejtő következik erősen redukált, de a fenékmorfológiától függően nagyon változatos, részben turbidites üledékképződéssel. Ennek tövénél kezdődik a kontinentális lábazat, amely az óceán felé dőlő sima felszínű terület; jellegzetes akkumulációs eredetű képződmény, amely a kontinentális lejtőn lezuduló zagyáramok és gravitációs üledékcsuszamlások anyagából jön létre, s lényegileg a proluvium mély-

tengeri analógjának tekinthető. A kontinentális lábázat fokozatosan megy át az abisszális sikságba, amely ugyancsak akkumulációs eredetű: disztális turbiditek szétterülésével keletkezik, s tulajdonképpen a zagyáramok elhalási öveként fogható fel. Ezután következik az abisszális medence jellegzetes pelágikus üledékeivel.

Az előadottak tükrében Észak-Magyarországon a mélytengeri üledékek számos facies-típusát jelölhetjük ki (a kérdés alacsony tanulmányozottsági foka miatt főleg a már e szempontból vizsgált darnóhegyi és szarvaskői rétegsorokra (BALLA et al., 1980) hivatkozhatunk).

1. Vörös-sárga, gyakran vékonyréteges, tüzköves, mikrites mészkő, kovalapala, radiolarit, agyagpala (darnóhegyi furások, délbükki Vöröskő stb.): valószínűleg abisszális medencék pelágikus üledékei.
2. Monoton szürke mészkő-agyagpala- (Darnó-hegy, Szarvaskő) vagy tisztán agyagpala-összlet (Szilvásvárad feletti utbevágások, délbükki Zsindely-bánya környéke, upponyi Csernely-völgy stb.) finomritmusu gradációs rétegződéssel: abisszális sikságok vagy a kontinentális lábázat üledékei.
3. Szürke homokkő-agyagpala összlet durvaritmusu gradációs rétegződéssel (Szarvaskő, upponyi Rágyincsvölgy, szendrői Meszes - Templomdomb stb.), agyagpala-összlet olisztolitos szakaszokkal (Szarvaskő) vagy gravitációs csuszamlási nyomokkal (Darnó-hegy): kontinentális lejtő vagy lábázat üledékei.

Vázlatos felsorolásuk nem törekedett a vidék mélytengeri üledékeinek átfogó ismertetésére, csak illusztrációként szolgált a minősítésekhez, amelyeket megerősít óceáni litoszféra-fosztlányok kimutatása a Darnó-hegyen (ÖNUOHA, 1977; BALLA et al., 1980). Rendkívül fontos tény, hogy mélytengeri üledékek nem mehetnek át közvetlenül azonos kora sekélytengeriekbe: köztük van a legalább néhányszor tíz km szélességű kontinentális lejtő. Emellett mélytengeri üledékek kontinentális kérgű területen legtöbbször tektonikai takarók formájában települnek, vagyis kontaktusaik tektonikus eredetűek.

Az északmagyarországi devon-triász üledékek rétegtana zömében sekélytengeri faunára épül. Célszerű ezért áttekintenünk, milyen lehetőségeink vannak arra, hogy mélytengeri üledékek korát a társuló képződményekben lévő sekélytengeri fauna alapján határozzuk meg; e lehetőségek attól függenek, milyen körülmények között található a sekélytengeri fauna:

1. Ha nem csak a fauna, hanem befogadó kőzete is sekélytengeri eredetű, három fő esetet különböztethetünk meg:

- 1.1. A mélytengeri üledékek normális rétegtani kontaktussal, fokozatos átmenettel fedhetik a sekélytengerieket és viszont, korviszonyaik közvetlen megfigyelésekkel tisztázhatók.

1.2. A sekélytengeri faunás üledékes kőzetek olisztolitokként települhetnek mélytengeri összletekben, ebben az esetben a sekélytengeri fauna a mélytengeri összlet lehetséges korának alsó határát jelzi.

1.3. A sekélytengeri faunás üledékek tektonikus kontaktusban lehetnek a mélytengeriekkel, pl. nagyamplitudóju rátolódás vagy eltolódás síkja mentén érintkezhetnek egymással, de diszlokációs övekben akár váltakozhatnak is rétegekre emlékeztető pikkelyek sorozatában.

2. Nem ritka az olyan eset, amikor a sekélytengeri eredetű faunaelemek mélytengeri környezetben halmozódtak fel; közismert hazai példának tekinthető a hierlatzi mészkő faunája (GÉCZY, 1970; VÖRÖS, 1970, 1974; GALÁ CZ-VÖRÖS, 1972). Ebben az esetben a sekélytengeri fauna kora elég nagy biztonsággal vonatkoztatható a mélytengeri üledékekre is.

A lehetőségek sokfélesége nem teszi lehetővé, hogy beható vizsgálat nélkül minősítsük a konkrét északmagyarországi eseteket, ezért megelégszünk a probléma felvetésével. Általános szinten azonban továbbléphetünk. Jelenleg két rétegtani intervallumban bizonyították mélytengeri üledékek jelenlétét: a felsődevonban-alsókarbonban (Upponyi-hegység: KOZUR-MOCK, 1977a) és a felsőtriászban (Szarvaskő: KOZUR-MOCK, 1977b). A mélytengeri üledékek kora az esetek többségében tisztázatlan maradt. A rétegtani lehetőségek tisztázásához tekintsünk át röviden egyéb adatokat.

A szendrő-upponyi-bükki rétegsorok együttesen a Paleotethys peremvidékének fejlődését rögzítik. Bennük egyetlen megszakítás ismeretes: az alsóperm-i vörös-tarka homokkő-sorozat. Előtte (devon-karbon) és utána (felsőperm-triász) egyformán délalpi- dinári és ázsiai faunakapcsolatokat tanúsító képződmények halmozódtak fel, vagyis a regionális ősföldrajzi helyzetben nem érzékelhető változás; az idősebb és fiatalabb üledékek diszlokáltsága és metamorfózis-foka lényegében azonos, vagyis tektonikai történetükben sincs érdemi különbség. Az alsóperm-i vörös-tarka sorozat így értelmezhető akár egy SATSZKIJ-féle "allochton" táblaformációként is, amelynek törmelékanyaga egy, a táblával szomszédos fiatal gyűrt övezetből származik (ilyen pl. az Orosz tábla permje-triásza).

Magából a szendrői-upponyi-bükki rétegsorból tehát nehéz lenne azt a következtetést levonni, hogy valamikor a karbon-perm folyamán ez a terület "orogenezis"-t szenvedett, vagyis szubdukciós övbe került. Ez pedig annyit jelentene, hogy a körzet passzív - atlanti típusu - óceánperem része volt a devontól a triász közepéig. Bizonyítékként mélytengeri üledékek kimutatása szolgálhatna az alsóperm-alsótriász intervallumon belül. Mivel ilyenek széles régióban - legalábbis egyelőre - ismeretlenek, fenn kell tartanunk a lehetőséget egyéb értelmezések számára, amelyek ma teljességgel homályosak.

Külön probléma az óceáni fejlődés menet befejező szakasza. A mennyiben a darnóhegyi üledékek valóban középső-felsőtriász korúak, a sztratotípusában

shelf-képződményekre települő, de másutt óceáni litoszféra-fosztlányokkal társuló mellétei összlethez (KOZUR-MOCK, 1973) hasonlóan óceáni felnyílásra mutatnak. Ugyanakkor a hasonló korúnak vélt szarvaskői rétegsor újabb adataink (BALLA, 1980b) szerint inkább szigetiv-jellegű, vagyis óceán-bezáródást jelez. Kézenfekvő a kérdés: hogyan egyeztethető össze ez a két elentétes tektonikai jelenség? Teljes általánosságban az alábbi esetek állhatnak fenn (2. ábra):

1. A szarvaskői rétegsor (3. ábra) a darnói-mellétei óceáni felnyílással keletkezett litoszféra elnyelődését jelzi, vagyis a szarvaskői rétegsor fiatalabb a darnóinál. A korkülönbséget ebből kiindulva felbecsülhetjük (4. ábra), s az néhány emeletnyinek adódik.

2. A szarvaskői rétegsor közelítőleg egyidőben jött létre a darnóival-melléteivel, vagyis egyszerre folyt felnyílás és elnyelődés (mint pl. ma a Csendes-óceánban). Korkülönbség mindkét irányban lehetséges, de nem számítható.

3. A szarvaskői rétegsor a Paleotethys litoszférájának elnyelődését jelzi, a darnói-mellétei felnyílás viszont az ezzel kapcsolatos szegélytenger kialakulását. Ebben az esetben a darnói-mellétei rétegsor egykoru vagy akár fiatalabb is lehet, az esetleges korkülönbség azonban nem becsülhető.

A változatok közül legegyszerűbbnek a 3. látszik, mivel okozati összefüggést teremt három független jelenségre: a Paleotethys közeli részének eltűnésére, a szarvaskői rétegsor szigetiv-eredetére és a darnói-mellétei rétegsorok által rögzített óceáni jellegű felnyílásra. Mellette szóló érv lehetne mélytengeri üledékek kimutatása a perm-alsótriász intervallumban, ellene szólna a darnói-mellétei rétegsoroknak a szarvaskőinél idősebb volta. Ebben a képben a keletbükki vulkanitok akár az elnyelődéssel, akár a másodlagos felnyílással kapcsolatban állhatnak, ennek eldöntése azonban csak petrokémiai-geokémiai jellegeik beható vizsgálatával lenne lehetséges.

A szendrői-upponyi-bükki devon-triász képződményekkel kapcsolatban tehát az alábbiak körvonalazhatók:

a) A területen széleskörűen elterjedtek a mélytengeri üledékek; koruk tisztázása részben a velük társuló sekélytengeri üledékekkel fennálló kapcsolatuk tanulmányozásával, részben új fauna-meghatározásokkal történhetne. Lehetségesnek látjuk perm-alsótriász kora mélytengeri üledékek jelenlétét és kulcsfontosságúnak tartjuk ennek őslénytani bizonyítását, mivel ez cáfolhatná leggyérteleműbben a Paleotethys paleozoikumvégi bezáródását ebben a környezetben.

b) A mélytengeri üledékek zöme valószínűleg a Paleotethysben keletkezett. Legfiatalabb egységeik jelzik azt az időszakot, ameddig az óceán a tárgyalt körzet közelében létezett. Bezáródása a középső-felsőtriászra tehető. A rétegsorok egy része (Darnó-hegy, Melléte) ezzel közel egyidőben lejátszódott

óceáni jellegű felnyílást rögzít, aminek lehetséges okát abban látjuk, hogy a felnyílás a Paleotethys bezáródása során létrejött szegélytengert jelez. E szempontból perdöntő lehet a szarvaskői és darnóhegyi rétegsorok korviszonya.

A szendrői-upponyi-bükki régióra vonatkozóan a lemeztectonikai szempontok alkalmazása tehát az alábbi kulcsproblémákat jelöli meg: perm-alsótriász mélytengeri üledékek kimutatása vagy cáfolása, továbbá a szarvaskői és a darnóhegyi rétegsorok korviszonyainak tisztázása.

2. Alföldi-déldunántuli kréta-paleogén képződmények

Az Alföldön és a Dél-Dunántulon széleskörűen elterjedtek a kréta-paleogén üledékek. Általában két kifejlődést különböztetnek meg: epikontinentális összleteket és flist. "Epikontinentális összletek" alatt sekélytengerben felhalmozódott üledékeket értenek; ezek a sekélytengerek aktív vagy passzív óceánperemi shelfek részeinek tekinthetők. Ilyen pl. a mecseki valangini-hauterivi, a déldunántuli-délalföldi felsőbarrémi-apti-albai, a Duna-Tisza közéről ismert szenon vagy a Kisujszállás és Hajduszoboszló környékéről leirt durvatörmelkes középső-felsőeocén (SZEPESHÁZY, 1967, 1971, 1973a; BILIK, 1974; SZALAY et al., 1978). A tárgyalt terület nagyrésze tehát shelf-részletnek tekinthető csaknem a teljes kréta-paleogén intervallumban.

A flist mélyebbvizi üledéknek tekintik, s felhalmozódását árokszerű süllyedékben képzelik el (KŐRÖSSY, 1959; DANK, 1963; WEIN, 1969; DANK-BODZAY, 1971; SZEPESHÁZY, 1973; BODZAY, 1975, 1977). Vizsgáljuk meg a flisöv fáciesképét; SZEPESHÁZY (1973) adatai alapján négy kifejlődési típust különíthetünk el (5. ábra):

1. Karbonátos-agyagos üledékek, javarészt vörös színnel, általában turbidites jellegek nélkül, az ősmaradványok között plankton-foraminiferák erős tulsúlyával. Ezeket az üledékeket a mai óceánokból jól ismert globigerinás iszap analógjainak tekintjük és abisszális medencében felhalmozódottnak véljük.

2. Homokos-agyagos üledékek, uralkodóan szürke színnel és turbidites jelleggel, rendkívül szegényes faunával. Ezeket az üledékeket abisszális síkságon, esetleg részben kontinentális lábazon képződöttnek tekintjük.

3. Átmeneti kavicsos-homokos-agyagos üledékek gyakori turbidites jelleggel, az előzőektől főleg kavicsanyag megjelenésében különbözve; valószínűleg a kontinentális lábazon, talán részben a kontinentális lejtőn képződtek.

4. Kavicsos üledékek turbidites jellegek nélkül, valószínűleg sekélytengeri eredettel (shelf-üledékek).

A sekélytengeri kifejlődést leszámítva tehát a flisöbben mélytengeri üledékek vannak jelen, nagyméretű, eredetileg legalább néhány száz km átmérőjű és legalább 2-3 km vízmélységű medencét jelezve. Ilyen medence aljzata nagy valószínűséggel bázisos kőzetekből áll; kézenfekvőnek tűnik tehát az ugyanabban az öbben több ponton megfúrt bázitokat a flismedence aljzatából származtatni. Ezzel kapcsolatban azonban felmerül eme bázitok korának kérdése.

Az alföldi bázitokat az alsókréta szokás sorolni. A flis legmélyebb tagjainak "felsőkréta" korminősítése ezzel összhangban állónak látszik. A kérdés azonban nem ilyen egyszerű. Egyrészt a legmélyebb flis-tagokat a szenonra teszik, így a cenomán-turon eleve problematikus. Másrészt a bázitok alsókréta kora mellett az alábbi adatokat sorakoztatják fel:

a) Az alföldi bázitok egyetlen felszíni analógiának a mecseki vulkanitok tekinthetők; koruk zömmel valangini, részben esetleg hauterivi (BILIK, 1974).

b) A bázitok fekéjében mindezig csak legalsókréta (Nagykőrös-18: SZEPEHÁZY 1966; 1967), tiron (Ebes-12: SZEPEHÁZY 1972; 1973) vagy bizonytalan koru anchimetamorf üledékeket (Ebes-1, -7: SZEPEHÁZY 1972; 1973) tártak fel.

Ezeket az adatokat az alföldi bázitoknak legalsókréta kora melletti érvnek szokás tekinteni. Felmerülhet tehát a bázitok és a flis közötti barrémi-turon intervallumból, vagyis egy kb. 30 millió éves időszakból származó képződmények kérdése. A vázolt kereteken belül két lehetőségünk van: vagy elvetjük azt a feltevést, hogy az alsókréta bázitok a flis-medence aljzatából származnak, vagy megpróbáljuk kitölteni a jelzett ürt. A flisképződés ősföldrajzi képe felvázolása nyomán lemeztectonikai szempontból elfogadhatóbbnak látszik a második lehetőség. Vegyük tehát szemügyre a számbavehető képződményeket.

1. Turon koru tengeri üledékek egész Magyarországon egyetlen pontról ismeretesek: a Kerekegyháza-5 furásból (SIDÓ 1969). Ez ugyanolyan vörös plankton-foraminiferás agyagmárga, mint amelyet az északtiszántuli pelágikus-abisszális fáciesöbben láttunk. "Sekélytengeri" minősítése nyilvánvalóan téves, helyzetét tekintve a flisöv folytatásába esik.

2. Cenomán koru tengeri üledékek a tárgyalt területen egyetlen pontról ismeretesek: a Vékény melletti völgyből (MAJZON, 1961; SIDÓ, 1961). Kifejlődését tekintve az előzővel teljesen azonos.

3. A Kerekegyháza-5 és a flisöv történelvi elvégződése közé esik a Nagykőrös-16 furás által feltárt albai agyagmárga (SZEPEHÁZY, 1967). Fácies minősítésére vonatkozó adatokat nem ismerünk; a D-ebbi területek uralkodóan karbonátos albai üledékeitől terrigén jellegével lényegében különbözik. Lehetségesnek tartjuk, hogy a kontinentális lábazat üledéke.

4. A flisöv turbidites (hemipelágikus) fáciesövén belül a Nagyiván-1 és -2, valamint a Tatárülés-2, és -13 furásból SZEPESHÁZY (1973) bizonytalan kora üledékeket írt le, amelyeket az alsó-felsőkréta határ környékére helyezett, megjegyezve, hogy nélkülözik a turbidites jeleket. Ugyanezeket az üledékeket a középső-felsőeocén kora tipikus flissel együtt is tárgyalta, meg sem említve, hogy attól eltérően ezek nem turbiditek. Kézenfekvő a következtetés: a turbidites jelleg hiányát nem lehet biztos megállapításnak tekinteni. Ha pedig ez így van, lehetőségként számolni kell szennennél idősebb hemipelágikus mélytengeri üledékekkel a flisövön belül is.

A bázitok és a mélytengeri üledékek közötti ürré tehát esetleg csak a barrémiapti emeletre, vagyis legfeljebb 10-15 millió évre korlátozódik; lehetséges, hogy további kutatásokkal meg is szűnne. Ennél jóval fontosabb azonban, hogy a flisövből a Mecsek felé a bázitok mellett mélytengeri üledékek foszlányai is végigkövethetők (6. ábra). A mafikus aljzatu abisszális medence bezáródási nyomvonala tehát a flisövtől legalább a Keleti-Mecsek É-i előteréig feltételezhető.

Igy tehát lemeztectonikai szempontok alkalmazása itt az alábbi kulcsproblémára hívja fel a figyelmet: barrémi-turon intervallumba tartozó mélytengeri, részben flis-kifejlődésű üledékek kimutatása vagy cáfolása a flisövben vagy Ny-i folytatásában.

3. Hazai kainozoos üledékek

A már tárgyalt flis leszámítva a hazai kainozoos üledékeket jelenleg csak sekélytengeri-édesvízi-szárazulati kifejlődésekből ismerjük. A rétegtani problémák zöme abból származik, hogy nagyrésztükben olyan ősmaradványok vannak, amelyek korjelző értéke csak különböző feltevések keretében világos. A kainozoos üledékek korrelációiban a fő figyelmet a korazonosság bizonyítására vagy cáfolására szokták fordítani; ez természetes és szükséges is, azonban nem lehet egyetlen feladat. Az alábbiakban néhány olyan problémát ismertetünk, amely a kainozoos üledékek rétegtani-őslénytani korrelációja során már körvonalazódott, de amelyek még az ősföldrajzi összesítéseknél sem tudatosodtak, a tektonikaiakról nem is beszélve.

3.1. A hazai paleogén fáciesképe

A hazai paleogénben három fáciesövet különböztetnek meg (BALÁZS et al., 1980); közülük a flisövet az előzőekben tárgyaltuk. A másik kettő: a bakonyi és a budai. A bakonyi fáciesövön belül az eocén üledékgyűjtőknek csak a DK-i partja biztos: kb. a hegység mai tengelyvonalában húzódik. Az ÉNy-i part hiányzik, az Északi Bakony legfeljebb szigetként értelmezhető; a Rába-vonalon túl ugyan nincs eocén, ez azonban lehet utólagos átrendezés következménye is. A budai fáciesövet a Velencei-hegységtől Ny-ra eo-

cénmentes, a bakonyi öv DK-i partvonalából itélve eredetileg is szárazulati sáv választja el a bakonyi fáciesövétől. A Vértes-előtértől kezdve a Dorogi-medencéig a két öv között fáciesátmenetet jelölnek, tovább ÉK-en az üledékgyűjtő É-i partvonala gyanítható.

A paleogén D-i elterjedési határa SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) véleményének megfelelően teljes hosszában tektonikus eredetűnek vélhető, amint azt a buzsáki-táskai paleogénnek mind keskeny előfordulási sávja, mind erősen zavart, pikkelyes települése (7. ábra) igazolja. Az északalföldi területen gyanított átmenet a flisöv felé (JUHÁSZ, 1966) a flisöv vázolt fáciesképe alapján legfeljebb nagyamplitudóju töréseken át realizálódhat.

A bakonyi és a budai fáciesöv ily módon ellentétes "ősföldrajzi polaritása": a megfelelő üledékgyűjtő mélyebb része a bakonyi fáciesövétől ÉNy-ra, a budaitól pedig DK-re lehetett. A kettő közötti határ elsődleges ősföldrajzi jellegét így nem tekinthetjük magától értetődőnek, bár kizártnak sem. Egyéb lehetőségek megítéléséhez távolabbi területekre vonatkozó adatokat veszünk figyelembe.

A budai fáciesövbe tartozó északmagyarországi paleogén üledéksáv fácieseloszlását három területen vizsgálták meg részletesen: Recsknél (ZELENKA, 1975), Mezőkeresztesnél (BÉRCZINÉ, 1975) és Budapest környékén (BÁLDI et al., 1976; BÁLDI-NAGYMAROSI, 1976). Ha a fáciestérképeket összevetjük, meglepő hasonlatosságot tapasztalunk: a fáciesövek ugyanazon ÉÉK-DDNy irányított-ságot mutatják. Maga ez a tény ősföldrajzilag nemigen érthető, s legegyszerűbb magyarázata másodlagos, tektonikus eredet lehet. Ennek kétféle mechanizmusával számolhatunk: rátolódással és eltolódással.

A tektonikus eredet kézenfekvő bizonyítéka ugyanezen ÉÉK-DDNy irányított-ságnak az éles jelentkezése az északmagyarországi miocén szerkezetében (13. ábra). E miocén szerkezet legjobban tanulmányozott eleme a Darnó-vonal, amelynek mentén a paleozoos-mezozoos gyűrt szerkezetek behajlása (8. ábra) alapján nagyamplitudóju baloldali eltolódást tételezünk fel. Ennek nyomán a paleogén fácieseloszlást elsősorban baloldali eltolódásokra vezethetjük vissza.

Budapest környékén nem látunk elég adatot eltolódás ellenőrzéséhez, azonban innen DNy-ra, a Balatonfő-Vértes-előtér vidékén figyelemre méltó jelenséggel találkozunk: az a paleogén üledéksáv, amely a Balaton D-i előterében keskeny, tektonikailag mindkét oldalról erősen redukált szélességben húzódik, a Balatonfőnél átkerül a szabadbattyáni rögvonulatra és a Velencei-hegység környezetére (9. ábra). Az átkerülés határa a szabadbattyáni rögvonulat ÉNy-i szegélyére tehető; ez a szegély kétségkívül tektonikus eredetű. Maga a paleogén fácieskép ezen a területen nem világos, de ha a paleogén határát tektonikus eredetűnek minősítjük, megkapó egyezést állapíthatunk meg a Darnó-vonallal: ugyanolyan közel ÉK-DNy lefutású határ mentén ugyanolyan baloldali eltolódást tételezhetünk fel a felsőeocén elterjedési határának

(valószínű partvonalának) Vác környékéről a Balaton D-i előterébe való "elvetése" alapján. A bakonyi és a budai fáciesöv közötti átmenet ezen eltolódás folytatására esik, így az eltolódás létezését ezen fáciesátmenet jellegének beható elemzésével lehetne bizonyítani vagy cáfolni.

A bakonyi és a budai fáciesöv határa tehát esetleg tektonikus eredetű lehet. Attól függetlenül, hogy ez a feltevés beigazolódnak-e vagy sem, megkapó tény, hogy a tengeri üledékképződés a bakonyi fáciesövben kb. akkor fejeződik be, amikor a budaiban elkezdődik, és ez a váltás kb. egybeesik az andezitvulkánosság fellépésével. Más szóval: az andezitvulkánosság az "ősföldrajzi polaritás" ellentétes előjelűre váltásával egyidőben jelentkezik.

A lemeztektonikai elmélet alapján az andezitvulkánosság szubdukciós övvel hozható kapcsolatba. Az ősföldrajzi polaritás-váltást egy szubdukciós modell (10. ábra) kereteiben könnyen megérthetjük, ha feltételezzük: a bakonyi fáciesöv az eltűnő, szubdukálódó aljzatu medence DK-i, az ujonnan keletkező budai fáciesöv pedig egy a vulkáni öv háttérében felnyíló szegélytenger ÉNy-i shelfjén keletkezett. Ebben a felfogásban mindkét fáciesöv csak egy-egy szelvény az illető shelfekből, amelyek mélyebb medencék peremén helyezkedtek el.

A budai fáciesövtől DK-re a flisöv következik, az eddigiék nyomán kézenfekvőnek vehetnénk, hogy ez a keresett DK-i medence. Ez a megoldás azonban egyáltalán nem kielégítő: a flisöv felnyílása a neokomban kezdődött, tehát ez a medence semmiképpen nem keletkezhetett egy felsőeocén vulkáni lánc háttérében. Kora alapján sokkal inkább azzal a medencével lenne párhuzamosítható, amelynek shelfjét a bakonyi fáciesöv jelzi: az a bakonyi fáciesöv, amelyben az eocénkorhoz lényegileg hasonló ősföldrajzi helyzet állt fenn.

Ennek az elképzelésnek a mai elrendeződés ellentmondani látszik. Ez az ellentmondás azonban csak olyan elméleti alapon komoly ellenérv, amely kizárja kéregrészek nagyarányú átrendeződését nagyamplitudójú vízszintes mozgások során. A lemeztektonika nem ilyen elmélet, így a felvetett lehetőség beható elemzését igényli. Ilyen elemzés elsősorban paleontológusok, sztratifikusok, litológusok feladata, ezért megelégszünk néhány adattal és megfontolással.

1. MAJZON L. (1956; 1961) szerint az alföldi flis a kárpáti flis analógja és annak közvetlen folytatása. Ezt az álláspontot képviseli szinte minden magyar kutató (KŐRÖSSY, 1959; DANK, 1963; SZEPESHÁZY, 1973).

2. MAJZON L. (1960) szerint a bakonyi és alföldi eocénre egyaránt jellemző egy specifikus plankton-foraminifera csoport - a Hantkenina genus, - ami nyilvánvalóan közvetlen tengeri összeköttetésükre mutat.

3. MÉSZÁROS M. és DUDICH E. (1962) elemzése szerint a bakonyi eocén az alpi-kárpáti flisövtől D-re eső fáciesöv tagja.

Mindezek az adatok olymódon is összeállíthatók egységes ősföldrajzi képpé, hogy feltételezzük: az a kéregrész, amely jelenleg a Nyugati Kárpátok és az Alföldi Flisöv között van és amelynek része a bakonyi fáciesöv, az eocénben nem a jelenlegi helyén, hanem valahol DNy-on volt, s a nyugatkárpáti és az alföldi flis egy mai harántszelvényben is összefüggő medencében halmozódott fel; ebben az esetben a bakonyi fáciesöv valóban e medence D-i shelfjére eshetett (11. ábra), s ez megmagyarázná, miért éppen Észak-Olaszország, Dél-Franciaország és a Pireneusok felé mutatkoznak legerősebb faunakapcsolatai (KECSKEMÉTI, 1978). Ugyanebben a modellben teljesen új megvilágítást nyerne a budai fáciesöv kapcsolata a szlovéniai oligocénnel, amely így nem e fáciesöv DNy-i csapásába, hanem esetleg a csapásra merőleges irányban D-re vagy DK-re kerülne.

A vázoltak új lehetőségeket tárhatnak az ősföldrajzi elemzések elé és néhány konkrét kérdést körvonalaznak:

1. Elsődleges (ősföldrajzi) vagy másodlagos (tektonikus) eredetű a bakonyi és budai fáciesöv határa ?
2. Az alföldi flisöv eocénjének faunakapcsolatai a bakonyi vagy a budai fáciesöv felé erősebbek ?
3. A budai fáciesöv oligocénjének faunakapcsolatai a kárpáti és az alföldi flisöv vagy a Dinaridák-Észak-Olaszország felé erősebbek ?

Az e kérdésekre adandó válaszok kétségkívül elősegítenék az ősföldrajzi kapcsolatok megértését és egyúttal a lemeztektonikai alapon felvetett modellek ellenőrzését is szolgálnák.

3.2. A hazai miocén fáciesképe

Magyarország és az egész Kárpát-medence területét a miocénre vonatkozóan a tektonikai összesítések többsége már összeállt, nyugodt tektonikájú egységként tárgyalja. Emellett szóló legfőbb érv a miocén országszerte nyugodt települése és egységes ősföldrajzi képe. Igaz, hogy szinte minden hazai diszlokációs övben megfigyelhető a miocén zavart települése, ezt azonban utólagos mozgások lokális hatásának tekintik; igaz, hogy Európában egyedülállóan erős mészkáli vulkánosság jelentkezik szinte az egész területen, ezt azonban a tektonikától független, különleges fejlődésmenet tüneteként értékelik. Ha viszont ugyanezt a mészkáli vulkánosságot egyidejű szubdukció jelének tekintjük (BALLA, 1980a), a miocén fejlődésmenet egészen más megvilágításba kerül: a Középmagyarországi vulkáni öv D-ről É-ra (12. ábra), a Tokaj-Eperjes vonulat K-ről Ny-ra (13. ábra) irányuló szubdukció eredményének tűnik. Ennek fényében már nem tűnnek lokális zavargásoknak nagyamplitudójú miocénkori elmozdulások jelei: a Tokaj-Eperjes vulkáni ívet szabdaló eltolódások (13. ábra), a Mátra andezitvulkáni gyűrűjének elnyiródása (13. ábra), a Darnó-vonal menti alsómiocén utáni "feltolódás", a Bakony-hegység középső-

miocén utáni eltolódásai, a Nyugat-Mecsek előterében lévő miocén árok erős összenyomottsága (14. ábra), a niklai és lajoskomáromi (Balaton-előtér) miocén diszlokáltsága stb.

Mindezen adatok nyomán természetszerű a kérdés: hogyan érzékelhetők ezek a mozgások a miocén fácieseloszlásban? Az általános vélemény szerint sehogya, s ennek alapján a fenti tektonikai következtetések hitele nem túl nagy. A vonatkozó adatokhoz fordulva azonban a következőket állapíthatjuk meg: STRAUSZ L. (1954) szerint a várpalotai középsőmiocén molluszk-fauna első-sorban a Bécsi-medence-belivei mutat azonosságot, egyezése a mecsekivel a kis távolsághoz képest gyenge. A keletmecseki helvét foraminifera-faunát ismertette KORECZNÉ LAKY I. (1968) hasonlóságot csak Zala és Somogy faunájával említett. A Börzsöny-hegység torton molluszk-faunáját illetően CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1956) a Bécsi-medencével és Lengyelországgal fennálló kapcsolatokat hangsúlyozott. A börzsönyi helvét és torton diatomák rokonságát HAJÓS M. (1977, 1979) első-sorban Észak-Magyarországon és Dél-Szlovákiában ismerte fel. MIHÁLYNÉ GOMBOS I. (1976) ugyancsak diatoma-vizsgálatai alapján megállapította, hogy a Tokaji- és a Mecsek-hegység szarmata üledékei lito- és biofáciesekben jelentősen eltérnek egymástól. Ilyen típusu adatok összegzésével HÁMOR G. (1970) annak a véleményének adott hangot, hogy a Stájer- és Zala-medence, a Dráva-Száva köze, a Mecsek környéke, a Dél-Alföld, Bácska, Kelet-Szerbia, a Déli-Kárpátok környéke és D-i előtere új ősföldrajzi egységként különítendő el, amelyet talán Déli Paratethysnek célszerű nevezni.

Könnyű belátni, hogy eme Déli Paratethys É-i határa kb. egybeesik azzal a középdunántuli-északtiszántuli elsőrendű diszlokációs övvel, amely véleményünk szerint miocénkori szubdukció nyomvonalát jelzi. Ezzel természetes magyarázatot kapnánk a Déli és Középső Paratethys elkülönülésére: a nyomvonal egy mélyebbvizi medence bezáródását jelzi, s egy ilyen köztes mélyebbvizi medence az általa elválasztott sekélytengeri üledékekben mutatkozó fácieskülönbségek magyarázatára kitűnően alkalmas lenne. Ugyanigy indokolná közös vonások létezését, mivel méretei nem lehettek túl nagyok. Egy ilyen medence eltűnése magyarázatot adna arra is, miért tűnik el a közép-alföldi vulkáni övből származó szórt, tehát levegőn át szállított vulkáni anyag éppen ezen a tájékon (15. ábra).

Nyilvánvalóan felvetődik egy igen kézenfekvő ellenérv: mind a mai napig nem ismeretesek miocén kora mélyebbvizi üledékek és legalább enyhén metamorfizált vagy gyürt képződmények. A kérdés jelenlegi tanulmányozottsági szintjén ezt az érvet nem tarthatjuk meggyőzőnek: az ilyen típusu képződmények korának meghatározása furómagból igen nehéz, ugyanakkor konvencionális okok miatt senkinek sem jutna eszébe, hogy a szép számban harántolt ilyen típusu, de bizonytalan kora képződmények bármelyikét legalább feltételelesen a miocénbe sorolná. A problémát fokozza, hogy abban az övben, ahol mélyebbvizi vagy gyürt miocén egyáltalán várható, alig van furás. Ilyen képződmények jelenléte azonban egyes alföldi szeizmikus reflexiós szelvények alapján már ma is feltételezhető.

A miocén képződmények lemeztektonikai elemzése nyomán tehát az üledékekkel kapcsolatos alábbi problémák csucsosodtak ki:

1. Mennyiben tekinthető egységesnek a Kárpát-medence-beli sekélytengeri miocén fáciesképe, különös tekintettel a HÁMOR G. által feltételezett Déli Paratethysre, kimutathatók-e a hazai miocénben fáciestörések?

2. Előfordul-e a Kárpát-medencében mélyebbvizi miocén kifejlődés?

Összefoglalás

A szendrői-upponyi-bükki devon-triász, az alföldi kréta paleogén és a hazai sekélytengeri kainozoos üledékösszletekkel kapcsolatban lemeztektonikai megfontolások alapján egy sor rétegtani-ősföldrajzi probléma körvonalazódott. Lényegüket tekintve ezek két csoportba sorolhatók: egyik a mélyvizi üledékek, másik a sekélytengeri fáciestörések problémaköre. A felvázolt lemeztektonikai megfontolások és értelmezések csak e problémakörök szakavatott kimunkálása nyomán lennének bizonyíthatók vagy cáfolhatók.

Nem téveszthetjük szem elől, hogy felsorolásunk távolról sem teljes. Módszertani jellegüknél fogva eszmefuttatásaink szükségszerűen kiragadott példákra korlátozódtak. Ugyanezek a problémák azonban más hazai képződmények vonatkozásában is fennállnak. Ha elemzésünk nyomán fokozódnának a mélytengeri üledékek és a sekélytengeri fáciestörések kimutatására és tanulmányozására irányuló vizsgálatok, netán azok lemeztektonikai szempontból céltudatosabbá válnának, úgy vélhetnénk, munkánk nem volt hiábavaló.

IRODALOM - REFERENCES

- BALÁZS E., BÁLDI T., DUDICH E., GIDAI L., KORPÁS L., RADÓCZ Gy., SZENTGYÖRGYI K., ZELENKA T. (1980): A magyarországi eocén/oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlatja, - Ősl. Viták, 25, Budapest, 13-46.
- BALLA Z. (1965): A Kővágószőlősi antiklinális fejlődéstörténete. - Földt. Közl., 95, 4, Budapest, 382-400.
- BALLA Z. (1967): A Magyar Középhegység szerkezeti főirányairól. - Földt. Közl. 97, 3, Budapest, 257-277.
- BALLA Z. (1980a): A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójában. - Geofiz. Közl., 26, Budapest, 5-41.
- BALLA Z. (1980b): Triassic oceanic formations of SW-Bükk, North Hungary, Guide to excursion. - Symp. "Plate tectonics of Eastern Europe" 7th Ann. Meet. EGS, Budapest, Geofiz. Int., kézirat.
- BALLA Z. (1981): Volcanic evolution. - "Geodynamics of Pannonian basin, 2.3.3." Tectonophysics, Amsterdam (in press)
- BALOGH K. (1950): Az északmagyarországi triász rétegtana. - Földt. Közl., 80, 3, Budapest, 231-237.
- BALOGH K. (1964): A Bükk-hegység földtani képződményei. - Földt. Int. Évk., 48, 2, Budapest, 243-553.
- BÁLDI T., BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M., NAGYMAROSI A. (1976): A Hárshegyi Homokkő formáció kora és képződési körülményei. - Földt. Közl., 106, 4, Budapest, 353-386.
- BÁLDI T., NAGYMAROSI A. (1976): A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. - Földt. Közl., 106, 3, Budapest, 273-275.
- BÉRCZINÉ MAKK A. (1975): A Mezőkeresztes környéki eocén és oligocén üledékes kőzetek foraminiferidás fáciesei. - Földt. Közl., 105, 3. Budapest, 344-356.
- BILIK, I. (1974): Unterkretazeische Vulkanite des Mecsek-Gebirges. - Acta Geol., 18, 3-4, Budapest, 315-325.

- BODZAY, I. (1975): A model of the geohistorical evolution of the Carpathian basin. - Proc. Xth Congr. CBGA 1973, sect. III. Tectonics, GÜDŠ, Bratislava, 46-58.
- BODZAY, I. (1977): Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatói perspektíváinak megítéléséhez.-Ált. Földt. Szle, 10, Budapest, 113-184.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1956): A szobi és letkési puhatestű fauna. - Földt. Int. Évk., 45, 2, Budapest, 361-442.
- DANK V., (1963): A délföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez. - Földt. Közl., 93, 3, Budapest, 304-324.
- DANK V., BODZAY I. (1971): A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere. - Geon. és Bány., 4, 2-4., Budapest, 261-268.
- DRAKE, C.L., BURK, C.A. (1974): Geological significance of continental margins. - "The geology of continental margins", Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York, 3-10.
- GALÁCZ A., VÖRÖS A. (1972): A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlat a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. - Földt. Közl., 102, 2, Budapest, 122-135.
- GÉCZY B. (1970): A kericséri (Bakony-hegység) pliensbachi rétegek biosztratigráfiai értékelése. - Ősl.Viták, 14, Budapest, 45-59.
- HAJÓS M. (1977): Szokolya környékének diatomás rétegei. - Földt. Int. Évi jel. 1975-ről, Budapest, 39-82.
- HAJÓS M. (1979): A diósjenői Dj-8.sz. furás kárpátien diatomáinak korrelációs vizsgálata. - Földt. Int. Évi jel. 1977-ről, Budapest, 29-46.
- HÁMOR G. (1970): A Kelet-mecseki miocén. - Földt. Int. Évk., 53, 1, Budapest, 9-373.
- HORVÁTH I., DUDKO A. (1980): A Velencei-hegység-Balatonfő kutatási terület mélyföldtani, ércindikációs és tervtérképe. - "A Velencei-hegység-Balatonfő földtani-ércföldtani előkutatási programja" Földt. Int., Budapest, kézirat, 3.sz.mell.
- JANTSKY B. (1979): A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. - Földt. Int. Évk., 60, Budapest, p. 193.

- JÁMBOR Á. (1961): A Szendrői és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. - Földt. Int. Évi jel. 1957-58-ról, Budapest, 103-117.
- JUHÁSZ Á. (1966): Kapcsolat a Tisza-völgyi és a Duna-Tisza közti paleogén üledékgyűjtők között. - Földt. Int. Évi jel. 1964-ről, Budapest, 535-543.
- JUHÁSZ Á., VASS G. (1974): Mesozoische Ophiolite im Beckenuntergrund der Grossen Ungarischen Tiefebene. - Acta Geol., 18, 3-4, Budapest, 349-358.
- KECSKEMÉTI, T. (1978): Palaeobiogeographische Übersicht der Nummuliten-Fauna des Bakonygebirges. - Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung., 70, Budapest, 45-59.
- KOMÁROMI I., HAÁZ I. (1966): Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái. 1:500.000. - Geofiz. Int., Budapest.
- KORECZNÉ LAKY I. (1968): A Keleti Mecsek miocén foraminiferái. - Földt. Int. Évk., 52, 1, Budapest, 7-125.
- KOZUR, H., MOCK, R. (1973): Zum Alte und zum tektonischen Stellung der Meliata-Serie. - Geol. Zborn., 24, 2, Bratislava, 365-374.
- KOZUR, H., MOCK, R. (1977a): On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). - Acta Min. et Petr., 23, 1, Szeged, 91-107.
- KOZUR, H., MOCK, R. (1977b): Conodonts and holothurian sclerites from Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). - Acta Min. et Petr., 23, 1, Szeged, 109-126.
- KŐRÖSSY L. (1959): A Nagy Magyar Alföld flis-jellegű képződményei. - Földt. Közl., 89, 2, Budapest, 115-124.
- KŐRÖSSY L., (1970): Entwicklungsge chichte der Neogene Becken in Ungarn. - Acta Geol., 14, 1-4, Budapest, 421-429.
- KŐRÖSSY L. (1973): Regionális földtani szelvény Bakony-Buzsák-Mezőcsokonya-Kaposfő között. - Földt. Int., Budapest, kézirat.
- MAJZON L. (1956): Kőolajfurásaink újabb rétegtani eredményei. - Földt. Közl., 86, 1, Budapest, 44-58.
- MAJZON L. (1960): A magyarországi Hantkeninák. - Földt.Közl., 90, 4, Budapest, 428-441.

- MAJZON L. (1961): A magyarországi globotruncanás üledékek. - Földt. Int. Évk., 49, 3, Budapest, 593-633.
- MÉSZÁROS J. (1980): Vízszintes eitolódások Ajka térségében és gyakorlati jelentőségük. - Ált. Földt. Szle, 14, Budapest (in press).
- MÉSZÁROS M., DUDICH E. (1962): Közép- és Délkelet-Európa eocénjének párhuzamosítási és fejlődéstörténeti vázlata. - Földt. Közl., 92, 2, Budapest, 131-149.
- MIHÁLY S. (1976): A Szendrői-hegység paleozoos képződményeinek kora. - Földt. Int. Évi jel. 1973-ról, Budapest, 71-81.
- MIHÁLY S. (1978): A Szendrői-hegység középsődevon Tabulatái. - Geol. Hung., ser. Geol., 18, Budapest, 115-191.
- MIHÁLYNÉ GOMBOS I. (1976): Szarmata diatomák Bulgária és a Középső Paratethys területén. - Földt. Int. Évi jel. 1973-ról, Budapest, 447-473.
- MURDMAA, I.O. (1979): Okeanszkie facii. - "Okeanologija. Geologija okeana. Oszakoobrazovanie i magmatizm okeana" V. Nauka, Moszkva, 269-306.
- NEMESI L., HOBOT J., VARGA G., DRASKOVITS P., CSÖRGEY J. (1981): A Tiszavidék és a Tiszántúl mélyszerkezetének geoelektromos kutatása. - Geofiz. Közl., 26, Suppl. 3, Budapest (in press).
- ONUOHA, K.M. (1977): Tectonic significance of some geochemical data associated with the ophiolite complexes of the Darnó megatectonic line, NE Hungary. - Acta Geol., 21, 1-3, Budapest, 133-141.
- PANTÓ G. (1954): Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. - Földt. Int. Évi jel. 1952-ről, Budapest, 91-108.
- PINTÉR A. (1980): Gravitációs maradékanomália térkép. - "A Velencei-hegység geofizikai előkutatása (1978-1979)" Geofiz. Int., Budapest, kézirat, 4.sz.mell.
- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs. (1978): A Szendrői-hegység devon képződményei. - Geol. Hung., ser. Geol., 18, Budapest, 7-113.
- SCHRÉTER Z. (1943): A Bükk-hegység geológiája. - Földt. Int. Évi jel. Függ., Beszám. Vitaül. Munk., 5, 7, Budapest, 378-407.
- SCHRÉTER Z. (1945): Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. - Földt. Int. Évi jel. 1941-42-ről, I, Budapest, 197-237.

- SCHRÉTER Z. (1952): Újabb földtani vizsgálatok a Sajóvölgyi barnakőszén-medencében. - Földt. Int. Évi jel. 1949-ről, Budapest, 115-130.
- SIDÓ M. (1961): A Vékényi völgy felső-kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. - Földt. Int. Évk., 49, 3, Budapest, 646-656.
- SIDÓ M. (1969): Magyarországi turon foraminiferák. - Földt. Közl., 99, 3, Budapest, 245-251.
- STRAUSZ L. (1954): Várpalotai felső-mediterrán csigák. - Geol. Hung., ser. Palaeont., 25, Budapest, p. 150.
- SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K., SZÓTS A. (1978): A Nagyalföld mezozoos képződményei. - Ált. Földt. Szle, 11, Budapest, 109-138.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973): A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. - Földt. Közl., 103, 3-4, Budapest, 224-244.
- SZEPESHÁZY K. (1966): A Kecskemét-Szolnok közötti, kréta időszaki vulkáni terület kőzetei. - Földt. Int. Évi jel. 1964-ről, Budapest, 525-534.
- SZEPESHÁZY K. (1967): Rétegtan. Negyedkorinái idősebb képződmények. - "Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-34-VIII. Kecskemét" Földt. Int., Budapest, 32-45.
- SZEPESHÁZY K. (1971): Rétegtan. Felszíni kibuvásokból nem ismert idősebb képződmények. - "Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIV. Kiskunhalas" Földt. Int., Budapest, 19-40.
- SZEPESHÁZY K. (1972): A Tiszántul középső részének jura időszaki képződményei a szénhidrogénkutató furások alapján. - Földt. Int. Évi jel. 1970-ről, Budapest, 67-76.
- SZEPESHÁZY K. (1973): A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. - Akad. Kiadó, Budapest, p. 96.
- SZEPESHÁZY K. (1974): Rétegtan. Felszíni kibuvásokból nem ismert, idősebb képződmények. - "Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. - L-34-XV. Szeged, L-34-XVI. Gyula" Földt. Int., Budapest, 29-64.
- SZEPESHÁZY K. (1977): Az Alföld mezozoos magmás képződményei. - Földt. Közl., 107, 3-4, Budapest, 384-397.
- SZTRÁKOS K. (1975): A Karád-buzsáki paleogén rétegek újvizsgálata. - Földt. Közl., 105, 4, Budapest, 488-494.

- VÖRÖS A. (1970): A kericséri (Bakony-hegység) pliensbachi Brachiopoda fauna vizsgálata. - Ósl. Viták, 14, Budapest, 61-76.
- VÖRÖS, A. (1974): Bathymetric distribution of some Mediterranean Lower Jurassic Brachiopods (Bakony Mountains, Hungary). - Ann. Univ. Sci., sect, Geol., 17, 1973, Budapest, 279-286.
- WEIN, Gy. (1969): Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary.- Acta Geol., 13, 1-4, Budapest, 399-436.
- WEIN, Gy. (1974): Délkelet-Dunántul geológiája. - "LOVÁSZ Gy., WEIN Gy.: Délkelet-Dunántul geológiája és felszínfejlődése. 1. fejezet". Baranya monográfia sorozat, Baranya Megyei Levéltár kiadása, Pécs, 11-115.
-
- WÉBER B. (1977): Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből. - Földt. Közl., 107, 1, Budapest, 27-37.
- ZELENKA T. (1975): A recski mélyszinti szinesfém ércelőfordulás szerkezeti-magmaföldtani helyzete. - Földt. Közl., 105, Suppl., Budapest, 582-597.

Az ábrák szerkesztéséhez felhasznált irodalom jegyzéke

1. ábra MURDMAA, 1979, DRAKE-BURK, 1974.
3. ábra BALLA et al., 1980.
5. ábra SZEPESHÁZY, 1973.
6. ábra BILIK, 1974; JUHÁSZ-VASS, 1974; KOMÁROMI-HAÁZ, 1966; SIDÓ, 1961, 1969; SZALAY et al., 1978; SZEPESHÁZY, 1967, 1971, 1973, 1974, 1977.
13. ábra BALLA, 1981.
15. ábra JUHÁSZ-VASS, 1974; KŐRÖSSY, 1970; SIDÓ, 1969; SZALAY et al., 1978; SZEPESHÁZY, 1967, 1973, 1977.

PLATE TECTONIC STANDPOINTS TO THE CLASSIFICATION AND
CORRELATION OF STRATIGRAPHIC SEQUENCES IN HUNGARY

Z. BALLA

Summary

On the basis of plate tectonic considerations, several stratigraphic and paleogeographic problems concerning the Devonian - Triassic of the Szendrő, Uppony, Bükk Mountains, the Cretaceous - Paleogene of the Great Hungarian Plain and the shallow-marine Cenozoic of Hungary can be outlined. Basically these problems can be ranged into two groups, i.e. questions of deep-water sediments and shallow-marine facies breaks. The plate tectonic considerations and the possible interpretations led to the following relevant questions:

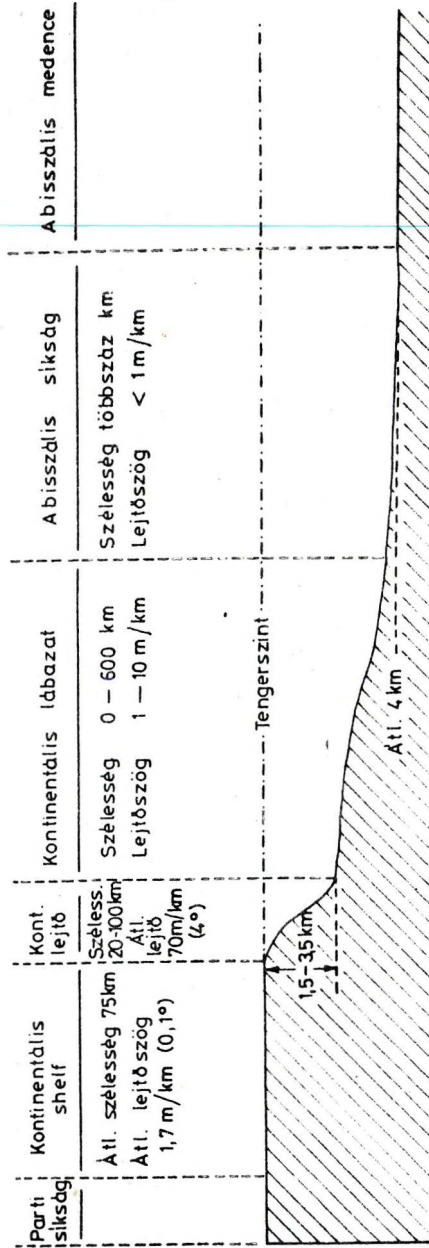
1. Concerning the Devonian to Triassic formations of the Szendrő, Uppony, Bükk Mountains:
 - 1.1. Is it documentable or refutable the presence of Permian -- Lower Triassic deep-sea sedimentary rocks in this area?
 - 1.2. What is the temporal relationship between the Szarvaskő and Darnó Mt. sequences?
2. Concerning the Cretaceous - Paleogene of the Great Hungarian Plain and southern Transdanubia:
 - 2.1. Are there any Barremian to Turonian deep-sea sedimentary rocks in the Flisch-belt?
 - 2.2. How far the Flisch-belt be traced in the northern foreland of the East-Mecsek Mts.?
3. Concerning the Paleogene facies pattern of Hungary:
 - 3.1. Is the boundary of the Bakony and Buda facies belts primary (i.e. paleogeographic), or secondary (i.e. tectonic)?
 - 3.2. Can be the Bakony facies belt regarded as the southern shelf of the Flisch-belt of the Great Plain?

4. Concerning the Miocene facies pattern of Hungary:

- 4.1. How uniform is the shallow-water Miocene facies pattern of the Carpathian basin, with special regard to the Southern Paratethys suggested by G. HÁMOR?
- 4.2. Is it possible to find deep-water Miocene within the Carpathian basin?

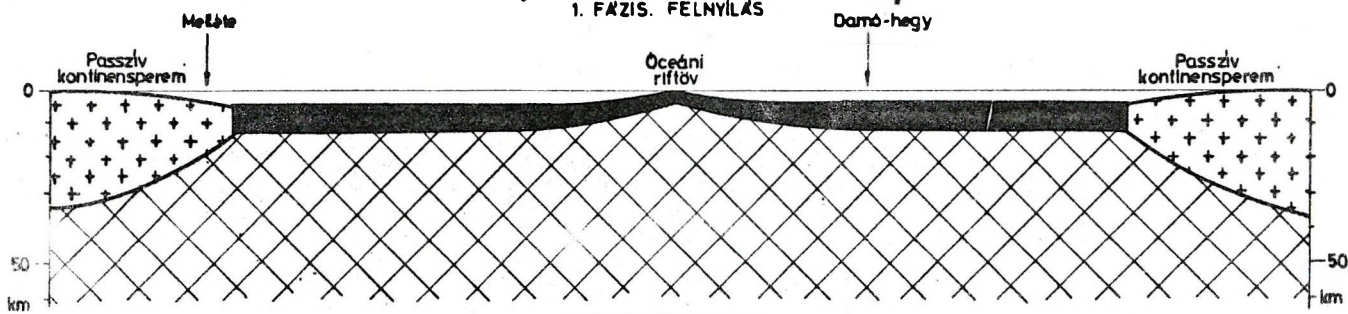
These above questions, derived from the considerations, are crucial for the paleogeographic-tectonic syntheses and necessitate competent paleontological, stratigraphical and lithological studies.

AZ ÓCEÁNFEKÉK FŐ MORFOLÓGIAI ÉS FÁCIESEGYSÉGEINEK VÁZLATA

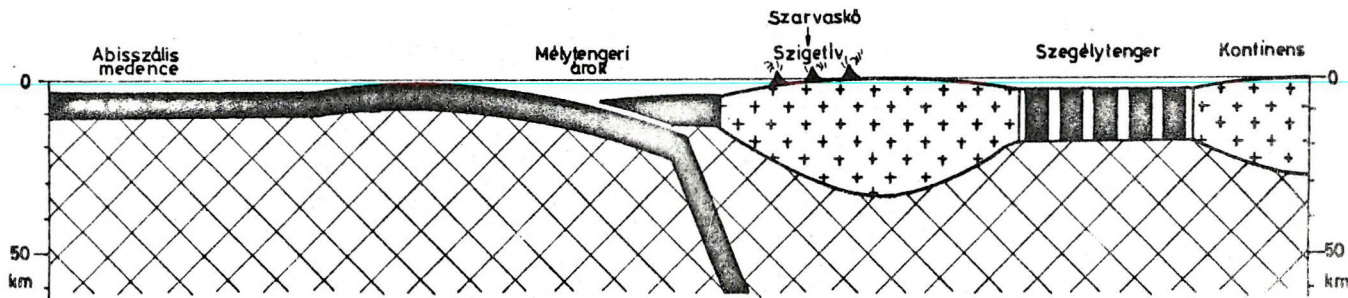


2. ábra. LEMEZTEKTONIKAI VÁZLATOK A SZARVASKŐI ÉS DARNÓHEGYI KÉPZŐDMÉNYEKRE

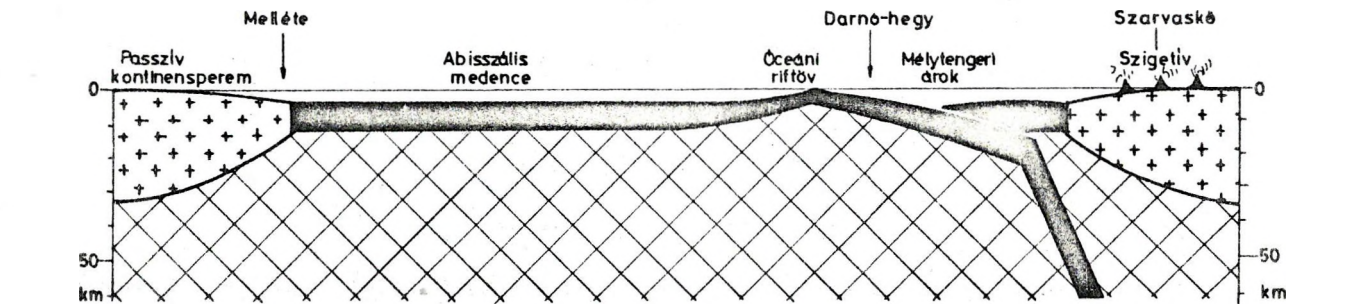
1 változat
Felnyílást követő elnyelődés
1. FÁZIS. FELNYILÁS



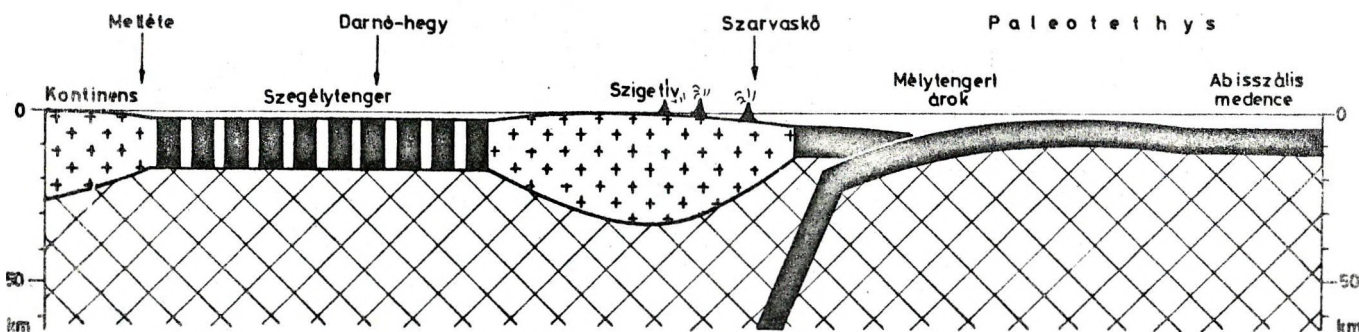
2. FÁZIS. ELYNELŐDÉS



2. változat
Egyidejű esődleges
felnyílás és elnyelődés



3. változat
Elynelődéssel kapcsolatos
másodlagos felnyílás

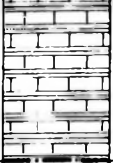
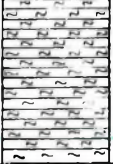

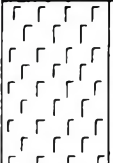
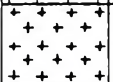






0 100 200 300km

Függőleges torzítás: kétszeres

Óceáni kéreg
 Átmeneti kéreg
 Kontinentális kéreg
 Felső-köpeny
 Mészalkáli vulkánok

Szarvaskő környékének elvi rétegsora

összetétel	rétegcsoport	Elvi rétegszlop	vastagság m	Kézleírás
mészlel agyagpala			min. 1000	Vékonypados – lemezes mészlel és barna agyagpala
			min. 300	Világos agyagpala turbidites nyomokkal és alisztolitokkal
			150	Sötétszürke agyagpala
			300-400	Diabáz pillow-láva
			150	Effuzív kinezésű tömeges diabáz
			200-300	Sötétszürke agyagpala diabáz - szintekkel (lávapadok vagy teleptelések)
			kb. 500	Agyagpala, elég ritka vékony aleurit- és finomszemű homokid-betelepülésekkel, gabbro-diabáz- és gabbro-teleptelésekkel
			600-700	Agyagpala és aleurit-homokid változása, benne differenciálódás gabbro-intrúziók peridotit - sírakkal
			min. 200	Homokid és aleurit, agyagpala-közbelepülésekkel

A SZARVASKÖI ÉS DARNÓHEGYI RÉTEGSOROK KORKÜLÖNBSÉGÉNEK BECSLÉSE AZ 1. VÁLTOZAT (2. ÁBRA) ALAPJÁN

BECSLÉS A VÍZSZINTES MOZGÁSOK SEBESSÉGE ALAPJÁN:

$$T = t_1 + t_2$$

ahol: t_1 – a szétválás időtartama, millió év
 t_2 – az elnyelődés időtartama
a vulkánosság megindulásáig, millió év

kifejtve:

$$t_1 = 0,1 \cdot S_1 : V_1$$

$$t_2 = 0,1 \cdot S_2 : V_2$$

ahol: S_1 – a felnyílt óceán szélessége, km
 S_2 – a vulkánosság megindulásáig
elnyelődött lemez szélessége, km
 V_1 – a felnyílás sebessége, cm/év
 V_2 – az elnyelődés sebessége, cm/év

konkrét adatokkal helyettesítve:

$$S_1 = 300 \div 500$$

$$S_2 = 100 \div 200$$

$$V_1 = V_2 = 4 \div 5$$

Innen:

$$t_1 = 6 \div 12$$

$$t_2 = 2 \div 5$$

$$T \approx 10 \div 15$$

BECSLÉS AZ ÜLEDÉKFELHALMOZÓDÁS SEBESSÉGE ALAPJÁN:

$$t_2' = M : v$$

ahol: t_2' – a vulkánosságot megelőző
üledékfelhalmozódás időtartama, millió év

M – a vulkánosság megindulása előtt
felhalmozódott üledékösszetétel vastagsága

v – üledékfelhalmozódási sebesség, mm/évezred

konkrét adatokkal behelyettesítve:

$$M = 1000 \div 1500 \quad (\text{BALLA et al., 1980})$$

$$v = 200 \div 500 \quad (\text{mai átlagérték
a kontinentális lábazatra})$$

Innen:

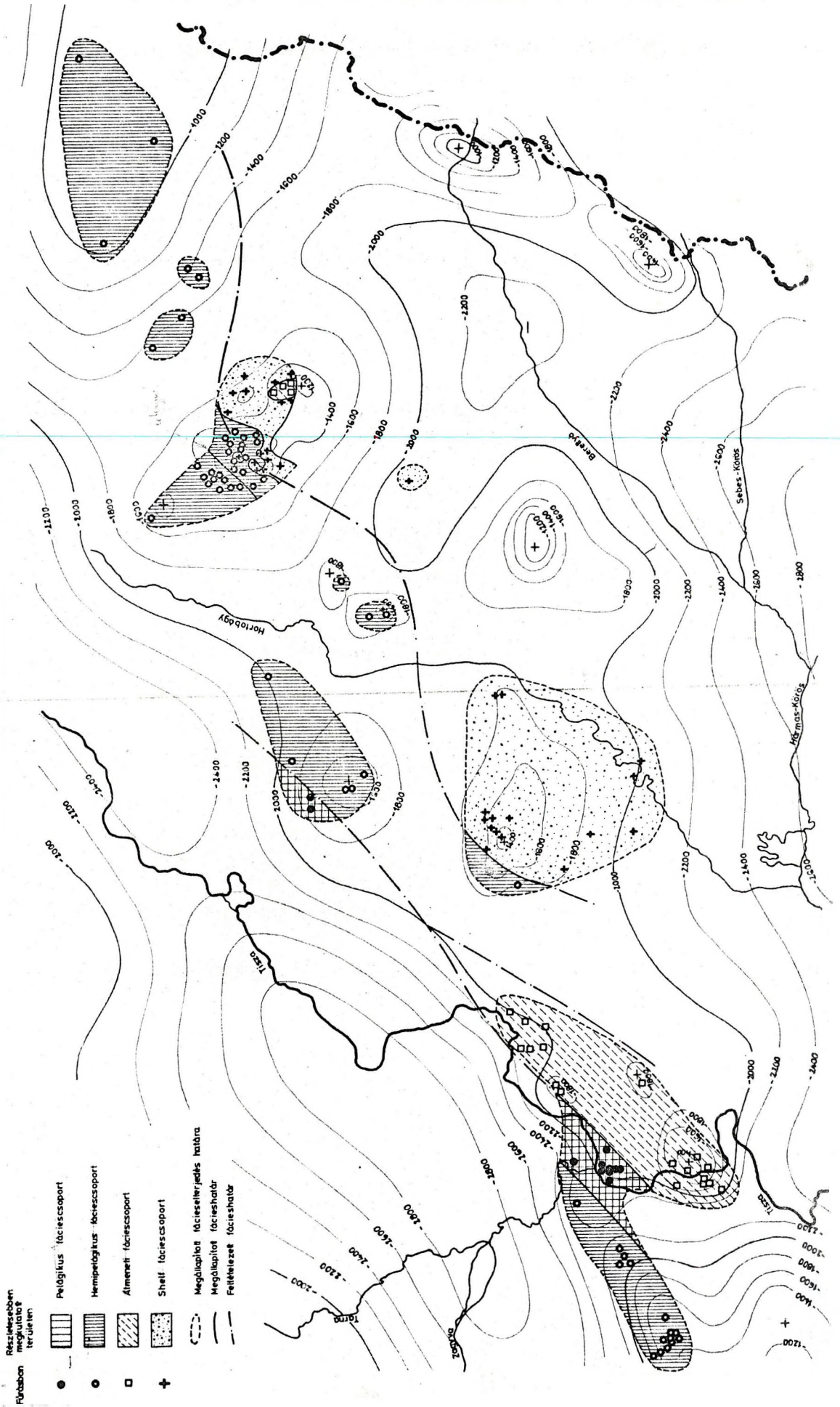
$$t_2' = 2 \div 7,5$$

ÖSSZEVETÉS:

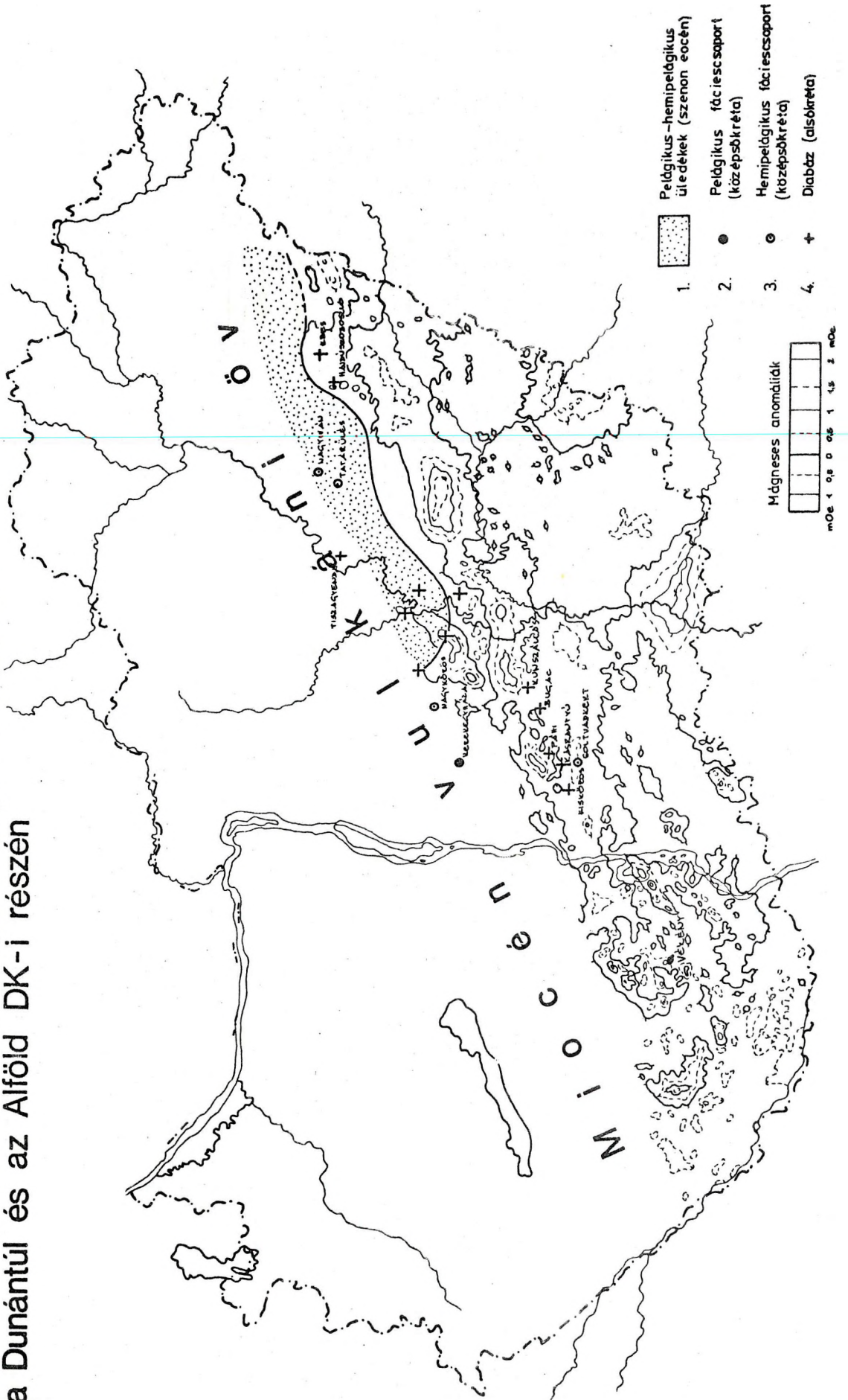
$$t_2' \approx t_2$$

KRÉTA-ÉCÉN ŰLEDÉKEK VÁZLATOS FÁCIESTÉRKÉPE A TISZÁNTÚL ÉNY-I RÉSZÉN

0 5 10 20 km

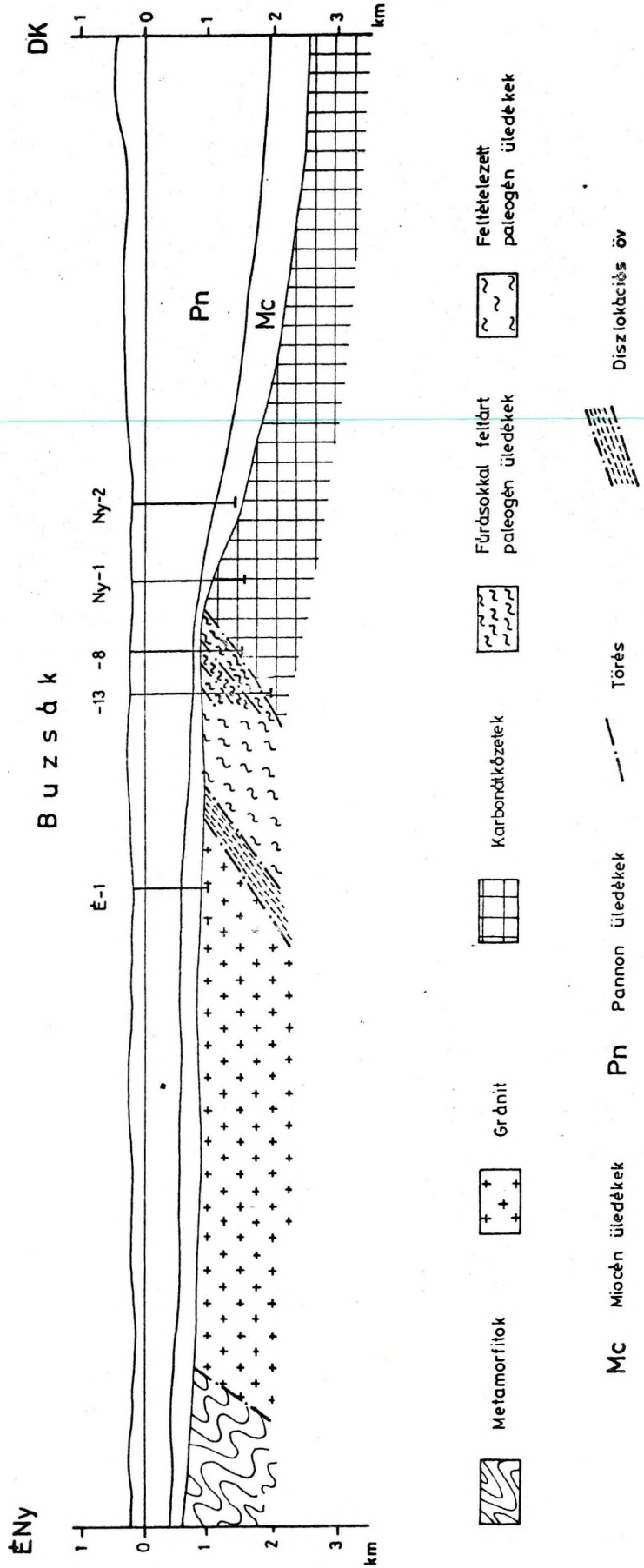


Kréta -eocén kvázi-óceáni képződmények elterjedése a Dunántúl és az Alföld DK-i részén



VÁZLATOS FÖLDTANI SZELVÉNY A BUZSÁKI SZERKEZETEN ÁT

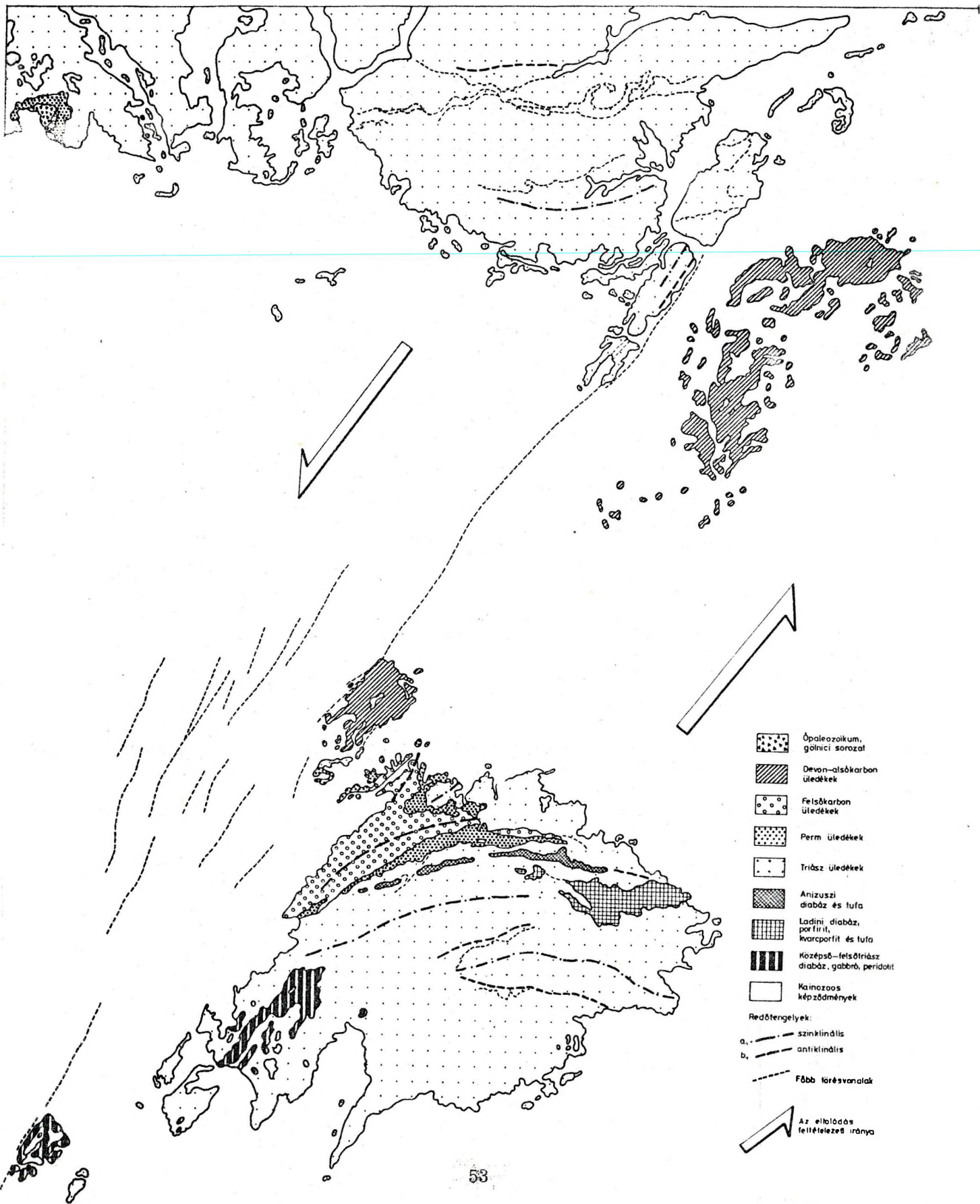
KÖRÖSSY L. [1973] ÉS SZTRAKOS K. [1975]
NYOMÁN



A DARNÓ ÖV MENTI VÍZSZINTES ELTOLÓDÁS VÁZLATA

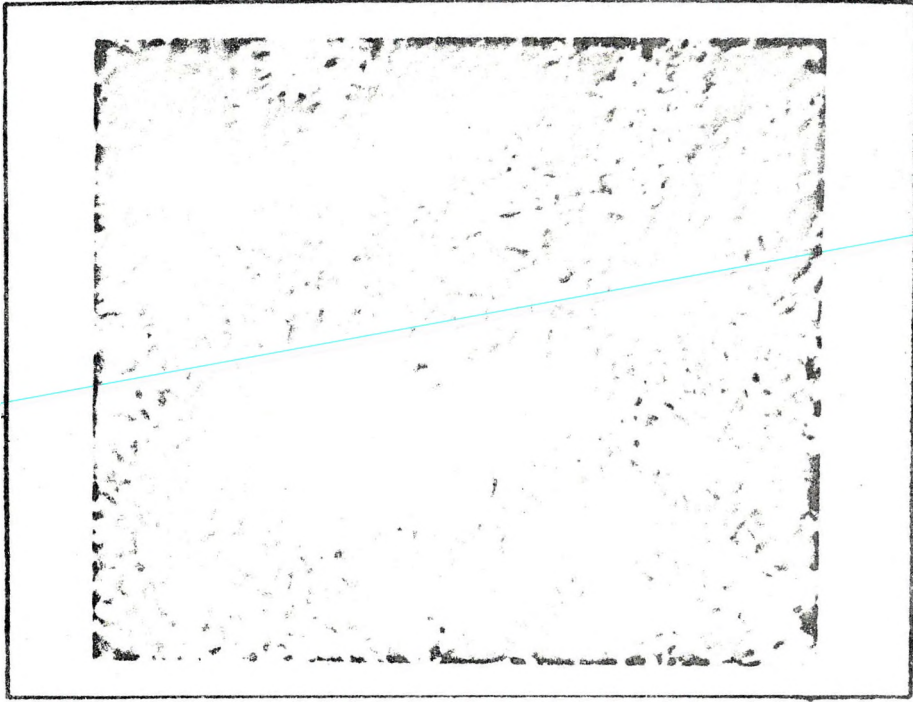
BALOGH K. [1964] TÉRKÉPE ALAPJÁN SZERKESZTVE

0 10 20km

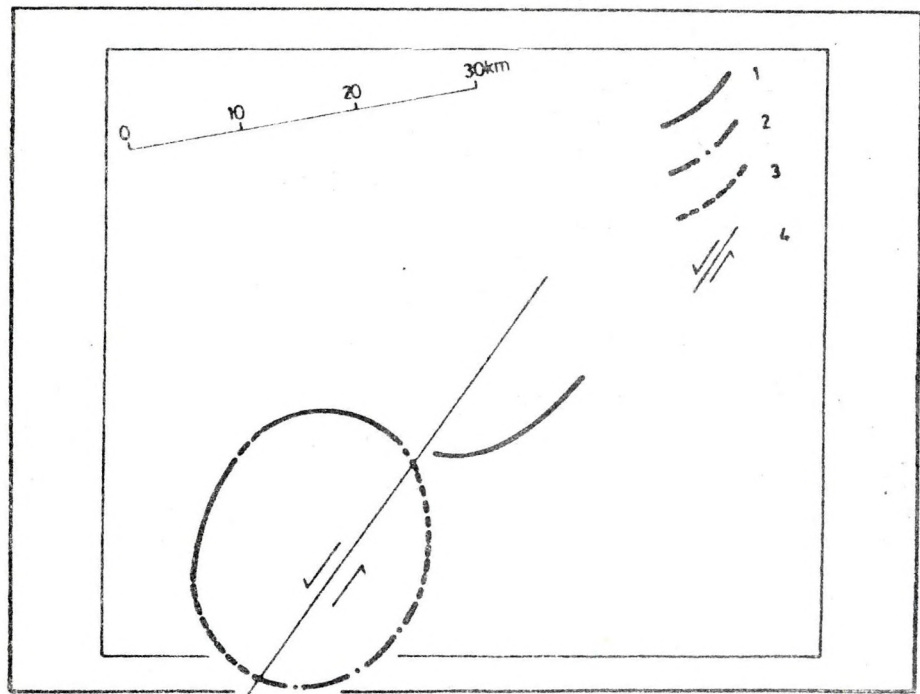


9. ábra FELTÉTELEZETT ELTOLÓDÁS A MÁTRA-HEGYSÉG MIOCÉN KORU ANDEZIT-VULKÁNJÁBAN (BALLA 1980).

- a: Landsat-100, E-1465-09015, MSS 457 (1973.10.31) ürfénykép részlete;
- b: Szerkezeti értelmezési vázlat. 1: az eredeti vulkáni gyűrűs szerkezetet jelző mai vízvásztó gerinc; 2: a Keleti-Mátra vízvásztó gerincének feltételezett eredeti helyzete; 3: A gyűrűs vízvásztó gerinc erózió által megsemmisített szakaszai; 4: Feltételezett eltolódás (a Darnó-vonal szerkezeti övének Ny-i szegélyén (n)).



a

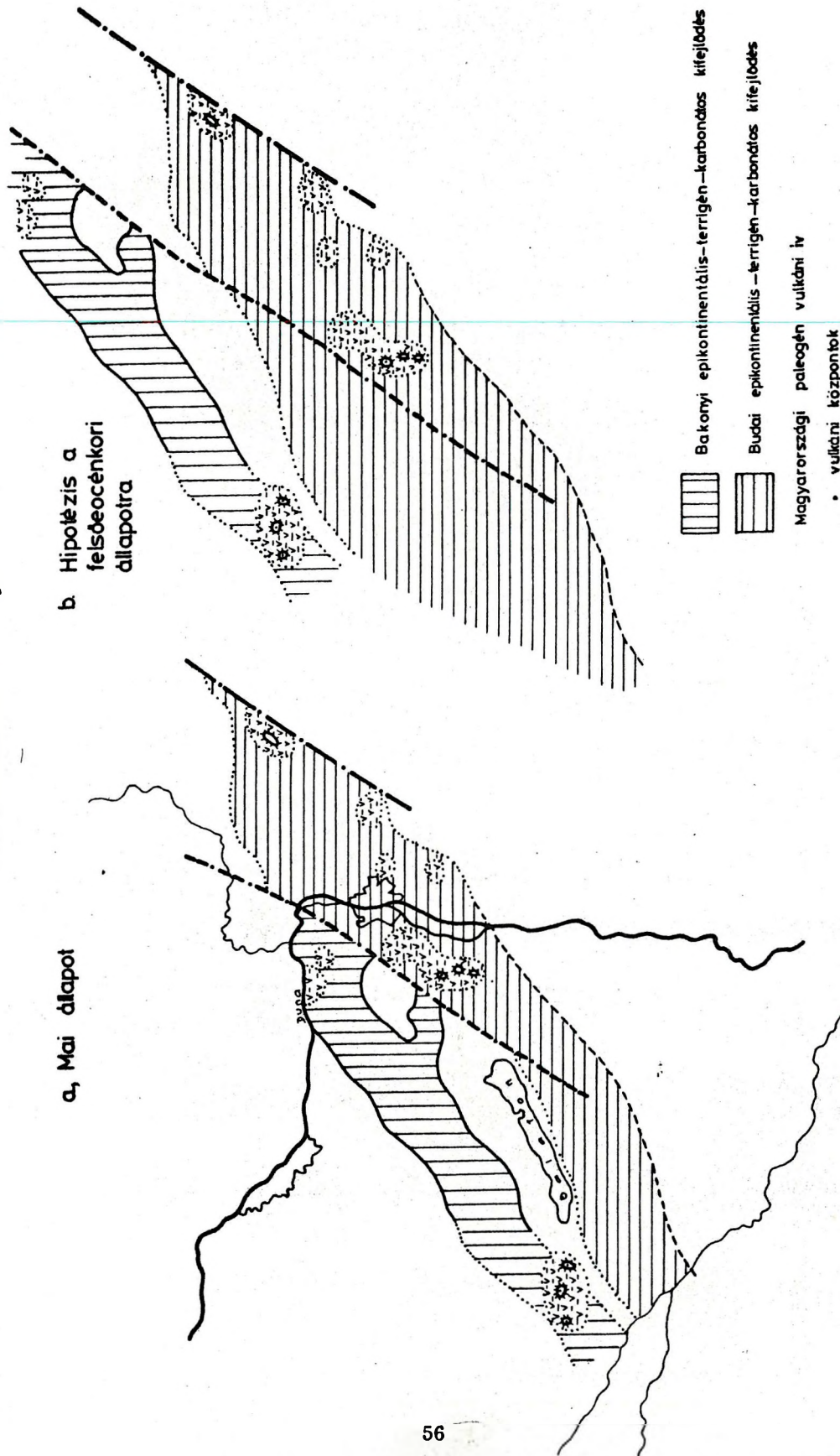


b

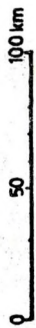
Hipotetikus vázlat a bakonyi és budai fáciesöv érintkezésének jellegére

a, Mai állapot

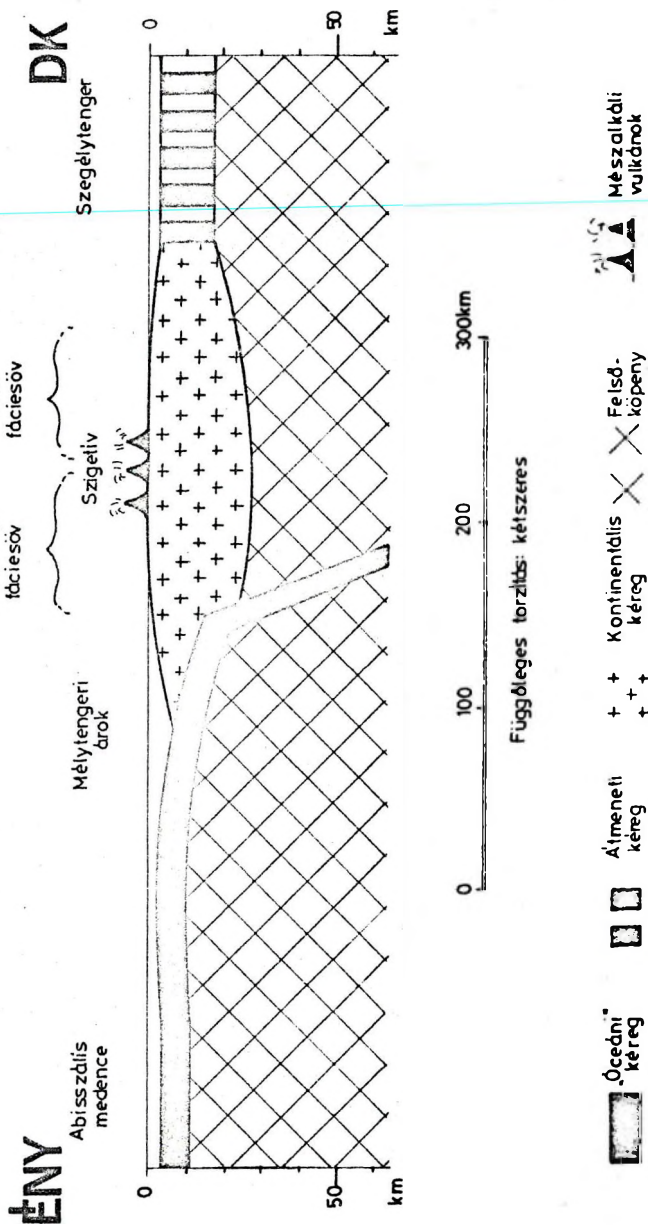
b. Hipotézis a felsőeocénkori állapotról



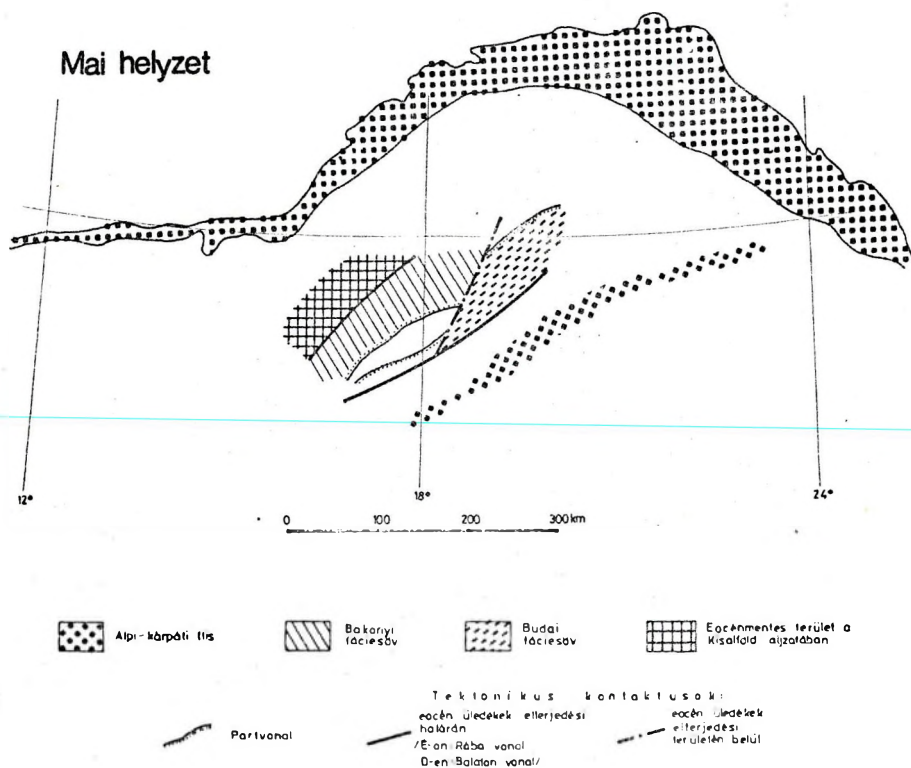
- Bakonyi epikontinentális–terrign–karbonátos kifejlődés
- Budai epikontinentális–terrign–karbonátos kifejlődés
- Magyarországi paleogén vulkáni ív
 - vulkáni központok
 - ★ vulkáni felépítmények
 - v-v-v vulkáni üledékes formációk
- Üledékkepződésmentes lepusztultási terület
- Képződéshatár
- megállapított
- - - feltehető



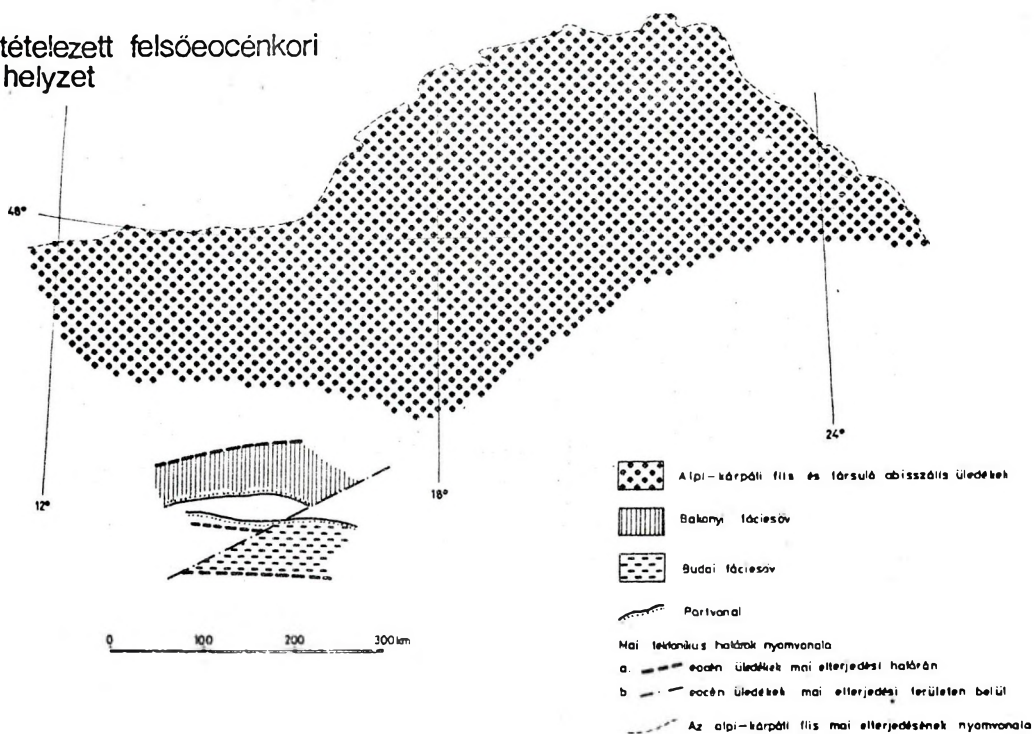
Lemeztektonikai vázlat a Középhegységi felsőecén képződményekre



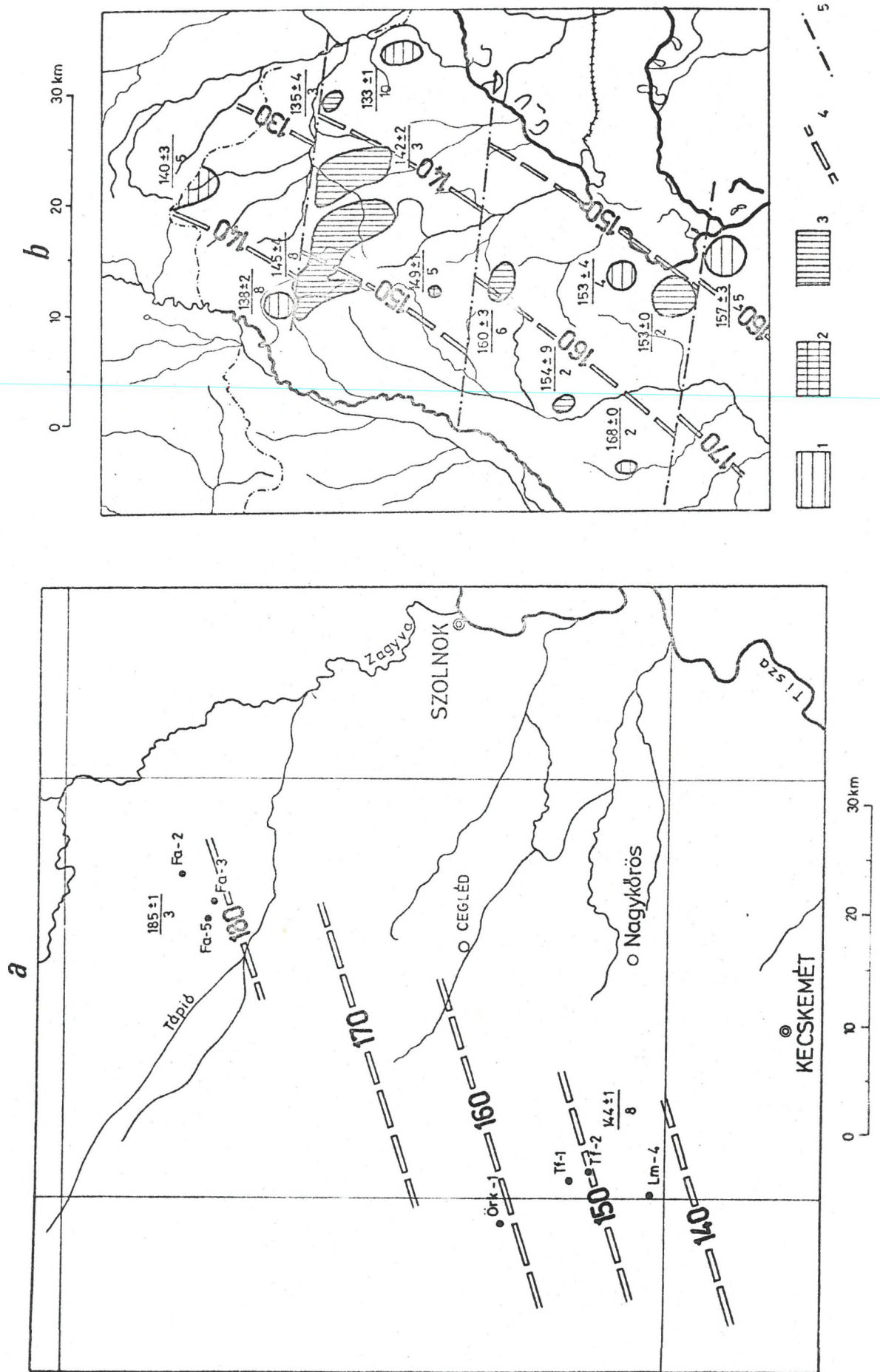
Hipotézis a bakonyi és budai fáciesöv, valamint az alpi-kárpáti flis felsőeocénkori elrendeződésére



Feltételezett felsőeocénkori helyzet



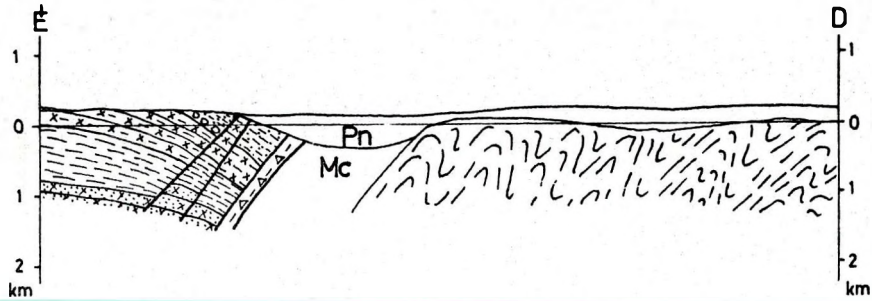
13. ábra a: Az ősi Benioff-öv rekonstruált mélység-izovonalai a Duna-Tisza köze északi részén.
Megjegyzés: A törtek számlálójában az ősi Benioff-öv átlagos mélysége és négyzetes középhibája, a nevezőben a minták száma van feltüntetve.
- b: Az ősi Benioff-öv rekonstruált mélység-izovonalai a Tokaji-hegységben (a vonulat csapásának figyelembe vételével szerkesztve). 1: dácit; 2: riódácit; 3: riolit; 4: az ősi Benioff-öv mélység-izovonalai; 5: feltételezett eltolódás.
Megjegyzés: A törtek számlálójában az ősi Benioff-öv átlagos mélysége és négyzetes középhibája, a nevezőben a minták száma van feltüntetve.



VÁZLATOS SZELVÉNYEK A MECSEKALJA-VONALON ÁT

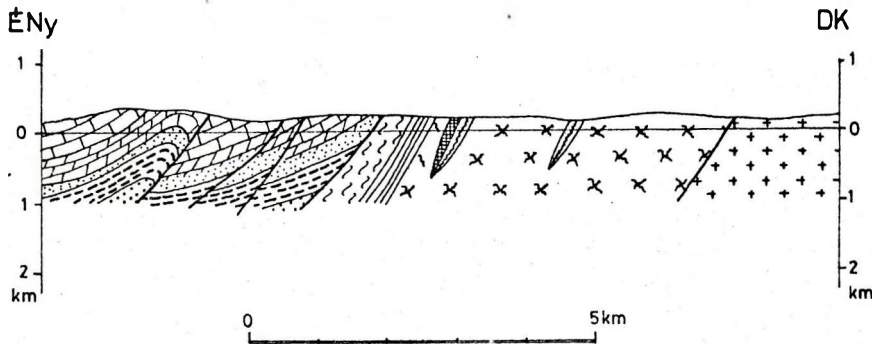
NYUGATI MECSEK

(BALLA Z. [1965] ÉS WEBER B. [1977] SZELVÉNYE NYOMAN)



KELETI MECSEK

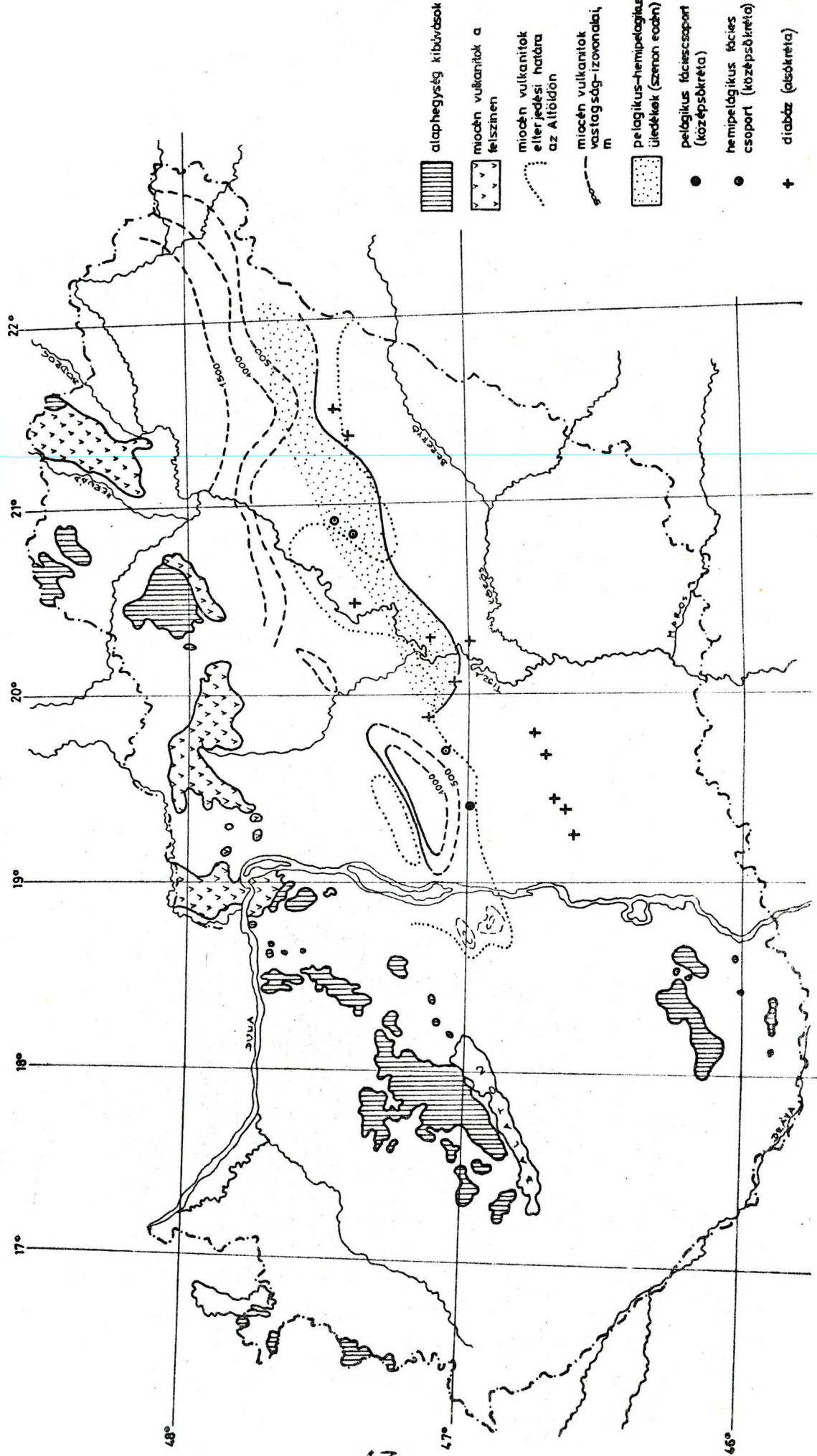
(WEIN GY. [1974] ÉS JANTSKY B. [1979] TÉRKÉPE ALAPJÁN)



Pn	Pannon üledékek		Alsó-felsőperm. Vörös aleurolit
Mc	Miocén üledékek		Alsó-felsőperm. Vörös homokkő
	Liász Foliosmarga, krinoideás mészkő, homokkő		Prekambrium? Kristályos palák
	Liász Fedőmarga		Paleozoikum? Metamorf palák
	Liász Fedőhomokkő		Proterozoikum? Paleozoikum? Réteges migmatit
	Liász. Feketeköszén, palás agyag, homokkő		Proterozoikum? Paleozoikum? Szkialitos, nebulitos gránit
	Felsőtriász. Homokkő, tarka agyagkő		Proterozoikum? Paleozoikum? Homogenizált gránit
	Felsőperm—alsótriász. Jakobhegyi vöröshomokkő		Proterozoikum? Amfibolit
	Felsőperm—alsótriász. Főkonglomerátum		Proterozoikum? Paragneisz
	Felsőperm Vörös-zöld-szürke homokkő		Diszlokációs öv. Kitértésében: liász valamint miocén? felsőtriász?

A középföldi miocén vulkáni öv vulkanit vastagságeloszlása és az alföldi "is és bázitok helyzete

15. ábra



AZ OFIOLITOKRÓL, A HERCYNIAI ÓCEÁNROL (PALEOTETHYS),
MÉLYTENGERI ÜLEDÉKEKRÓL, VALAMINT
A TRANSZKURRENS VETŐKRÓL

(Hozzászólás Balla Zoltán dolgozatához)

On ophiolites, Hercynian ocean (Paleotethys), deep-sea sediments
and transcurrent faults - a comment on the paper of Z. Balla

BÁLDI Tamás

Köszönet illeti Balla Zoltánt az ötletadás, kérdések garmadáját felvető dolgozatáért. A felvetett témák fontossága és nem rutinszerű megközelítési módja indít arra, hogy szóbeli hozzászólásom lényegét az "Óslénytani Viták" számára - a kiadvány hagyományaihoz híven - írásban is rögzítsem.

1. Az ofiolitok kérdése.

Ofiolitnak csak az olyan kőzetsorozatot tekinthetjük, melyben a lherzolit-pyroxenit-gabbro-dolerit-tholeites, pillow-lávás bazalt egykori összefüggő jelenléte bizonyítható. A sorozat többnyire gyengén vagy erősen metamorf ("zöldkő", serpentin, glaukofánpala, stb.). Előfordulhat egyes tagok utólagos, tektonikai okokra visszavezethető hiánya vagy nem metamorf megjelenése is. Mindenesetre az így jellemzett kőzetasszociációt obdukált vagy szubdukált óceáni kéregmaradványnak tekintjük, melyben az ultramafikus kőzetek felsőköpeny eredetűek.

Ha ebből a szempontból vizsgáljuk a Kárpátmedencét, akkor meg kell állapítanunk, hogy megnyugtatóan ofiolitnak minősíthető nagyobb kőzettömeg csak a Maros-völgyi ismert előfordulás, melyet sokan a Vardar-ív dextrális vízszintesen elvetett folytatásának tartanak.

Magyarország területén belül ide számítható a penninikum K-i felszíni elvégződése Kőszegnél és a Vas-hegyen (Felsőcsatár). Ennek kora az Alpkból ismert (jura-alsókréta), óceáni eredete a Bündeni pala és az ofiolitok kombinált előfordulása alapján általánosan elfogadott.

Az eddig felsoroltakhoz képest feltűnik az ofiolit hiánya nemcsak Magyarországon, hanem a szorosabb értelemben vett Kárpátok egész övezetében. A kárpáti flis eurázsiai lemez irányában vergáló hatalmas takarói, valamint a belső andezit-ko-

szoru mindamelllett kétségteiené teszik egy D-i, majd DNy-i irányban alábukó, szubdukált lemez egykori létét egy Tatrída-Tisia (vagy Apulia, vagy Magyar-masszivum) névvel illehető mikrokontinens fragmentum alatt. Mivel az alábukás narbe-jának tekintett Pienini szirtív alig mutatja óceáni kéregtöredék nyomát, feltételezik, hogy - amennyiben valóban volt A-típusu, vagyis óceáni kérget konzumáló szubdukció, annak ofiolitjait a flis takarhatja.

Mint másik megoldási lehetőség kínálkozik egy Darnó-óceán feltevése. Ezzel kapcsolatban vitatható a darnói és szarvaskői bázitok ofiolit volta. Nem tekinthető u.i. minden tholeites bazalt ab ovo óceáni eredetűnek, mert ez esetben számos dunántúli pliocén bazaltunkat is így kellene értékelnünk. A Mellétei sorozathoz azonban Szlovákiában ultrabázit-testek is kapcsolódnak, ami megköveteli, hogy a problémát tovább vizsgáljuk: egyrészt a magmás kőzetekhez kapcsolódó radiolaritok korának - mint BALOGH K is felvetette - Radioláriákon alapuló pontosabb meghatározásával, másrészt az óceáni lehetséges modell szlovákiai adatokat is figyelembevevő rekonstrukciójával. Amennyiben Paleotethysen a Hercyniai ciklus közép-európai óceánját értjük, az a hercyniai tectogenezis folyamán egészen Görögorszáig bezáródott. A Darnó-óceán - ha létezett - a Hercynida kontinens felszakadásával jött létre a triász-jura-alsókréta dilatációs mobilitásu periódusában. Ennek közelebbi datálása is egyik fontos feladat lenne, nem kevésbé a Pennini-óceánnal való összefüggésének tisztázása.

2. A Paleotethys (Hercyniai-óceán)

A Hercyniai-óceán léte a Moldanubikumtól É-ra a külső saxothüringiai ív és a belső rheno-hercyniai ív felsődevon ofiolitjai, valamint a kulm flis-kifejlődése alapján a szudétai fázisig (karbon közepe) nagy mértékben valószínű.

Ha volt a Moldanubikumtól D-re Hercyniai-óceán, annak kőzetei az alpi ciklusban nyilván teljesen átrendeződték és újrafeldolgozódtak, vagyis a rekonstrukció nyilván rendkívül nehéz lenne. Ennek ellenére úgy tűnik, hogy az Alpidáktól a Hellenidákig elterjedt felsőkarbon auerniggi rétegek éppugy sekélytengeriek, mint ahogy nem férhet kétség a permii verrucano terasztrikus, valamint a permii és mélyebb triász tengeri kifejlődések szublitorális eredetéhez. A permii verrucano típusu üledékek szubszekvens kvarcporfir összeállításokkal egyenesen az intramontán molasszképződés példái, vagyis az orogén (hercyniai) ciklus közeli lezárulásának indikátorai. Minden bizonyítja, hogy legkésőbb a szudétai fázis idején egy esetleges Hercyniai-óceán ebben az ívben teljesen konzumálódott, és a felsőkarbontól merev szialikus kontinens létezett egészen a Hellenidákig.

A triász a fenti kontinentális kéregrészt iniciális, felszakadó, árkosodó képét mutatja. Az európai Alpidákból sehonnan sem ismert triász ofiolit, ami mutatja, hogy a hercyniai ciklusban stabilizálódott kéreg széthúzása nem érte el az óceáni kéreg generációjának fokát. Ha a Darnó-óceán triász lenne, úgy tel-

jesen "kilógna" az Alpidák egységes képéből. A Hellenidákban (Pindosi zóna) és a Dinaridák több óvében a ladini bázisán jelenik meg az ammonitico rosso fácies (Hallstatti típusu mészkő), nem sokkal felette a jáspilit-radiolarit, de még ofiolit nélkül! Esetleges diabáz-ömlések természetes velejáráói voltak a dilatációs hasadékképződésnek. A hercyniai kéreg felhasadása egyes óvek mentén tehát óceáni kéreg nélküli mély árkok kialakulásáig jutott el a ladiniban a Hellenidáktól egészen a Bükkidákig, Gömöridákig, batialis vagy még mélyebb üledékképződéssel, de valódi óceáni kéreg nélkül. Azt is meg kell jegyeznünk, hogy az árkok közötti hátságokon folytatódott a zátony jellegű sekélytengeri miogeoszinklinális üledékképződés.

Az ofiolitok generálódása az árkokban csak a jura közepén kezdődött, akkortól beszélhetünk óceánokról.

Ilyen megvilágításban a Mellétei-sorozat - amennyiben triász - aligha kapcsolható össze ofiolitokkal, legfeljebb szubmarin bazalt ömlésekkel. (Ez értelemszerűen a Bükk, Darnóra is vonatkozik.) Ha ofiolitok tényszerűen kapcsolódnak a Mellétei sorozathoz, ill. az annak megfelelő bukki képződményekhez, akkor annak, ill. azoknak magasabb része várhatóan jura-alsókréta. Mindezt természetesen az illetékesek további sztratigráfiai munkája dönti el a Bükkben, a Darnón és Gömörben. A Darnó-óceán várható kora azonban nem lehet idősebb a juránál.

3. Egyes üledékes fáciesek batimetrikus eredete.

A "mélytengeri üledékek" fogalmánál különbséget kell tennünk a self elvégződésétől kb. 2000 m-es mélységig terjedő batialis, az ezen túl következő abisszikus régiók és végül a konvergens lemez-szegélyeknél kialakuló árkok üledékei között.

Az ammonitico rosso (triász hallstatti és jura adneti típusu mészkő) és a felsődevon gumós, ammonitás mészkő (griotte) csak pelágikus fossziliákat tartalmaz. A scaglia- típusu globotruncánás vagy globigerinás márga-félek fossziliái is nagy részben pelágikusak. Ezek a képződmények gyakori vörös színüket oxidatív mélyáramok hatásának, és - különösen az ammonitico rosso esetében - a rendkívül lassu üledékképződésnek köszönhetik. A mélyáramok CO₂-ben is dusak, azért visszaoldást, hézagosságot is okozhatnak. Viszonylag nagy terrigén anyag tartalmuknál fogva azonban nem igen tekinthetők az abisszikus síkság globigerinás iszapjával analóg képződménynek, inkább csak batialisak és jobban illik rájuk a KUENEN által javasolt hemipelágikus megjelölés. Vörös szín természetesen kialakul enyhén vagy erősen hiperszalín lagunák iszapjában is az ugyancsak oxidatív áramlási rendszer hatására. A kétféle fécies vörös színe tehát részben hasonló fizikai-kémiai folyamatok eredménye, csak hogy a mélységi és parttávolsági viszonyok a két esetben gyökeresen különböznek.

A hemipelágikus üledékek terrigén anyagban dusabb változatai többnyire gradált szerkezetűek. Ilyen üledékszerkezet minimum 800 m, de annál inkább mélyebb tengerben alakulhat ki tipikus formájában. A flis sorozatok egyik jellegzetessége ugyancsak a Bouma szekvenciókból álló turbidites felépítés, gyakoriak az árok régió bélyegei (olisztolitok, kavicsos agyag, stb.). Nem kétséges, hogy ezek az üledékek bathális, vagy még mélyebb árkok kitöltései.

Más kérdés, hogy Magyarország határain belül van-e valódi flis, léteznek-e turbidit-szerkezetű üledékek? A Szolnok-Máramarosi-flis-vályuban valódi flis feltehetően csak a kréta-paleocén-korai eocén folyamán képződött. Nincs bizonyítékunk arra, hogy az itt előforduló tengeri oligocén is flis-fáciesben fejlődött volna ki, sőt inkább az ellentéte valószínűbb. Az ELTE Földtani Tanszékén behatóan vizsgáljuk a hazai paleogént a turbidit-kérdés szempontjából is.

A radiolarit mélybathális, de lehet abisszikus is.

4. A transzkurrens vetőkőről.

Ilyen vetők kétségtelenül nagy számban lehetnek, és ezek kutatása eddig elhanyagolt, fontos feladatunk. A Budai-vonal a Darnó-vonaihoz hasonlóan szerintem a Balaton-vonairól ágazik le, további DDNy-i irányu folytatására nincs bizonyítékunk. Az, hogy a magyar oligocén a szlovéniaihoz hasonló, önmagában nem állja meg a helyét. Legalább olyan nagy a biogeográfiai és fácies-hasonlóság - ha ugyan nem nagyobb - az Alpok É-i előterének molasszával, az Erdélyi medencével.

A Balaton és a Mecsek közötti terület mélyföldtana gyengén ismert, a buzsáki oligocén felpikkelyezett, térrövidülésszerű szerkezete takarós strukturák létét sem zárja ki. Széles oligocén tengeri átjáró feltételezése a Balaton és Mecsek között még mindig sokkal valószínűbb, mint egy meridionális irányu, 100-200 km nagyságrendű, posztoligocén vízszintes eltolódás feltételezése, amit a triász és perm fáciesek, a tektonikai stílus közephegységi kontinuitása is kizár. Az oligocén fáciesek laterális elterjedése összefüggésként a Budai-vonal két oldalán kielégítően megmagyarázható nagytávú transzkurrens vetődés nélkül is. Kisebb mértékű vízszintes vetődések jelenlétét nem zárjuk ki, a jövőben fokozottan kutatjuk.

ÓSI TIPUSU AMMONOIDEÁK (FLICKIIDAE)
A BAKONYI KÖZÉPSŐ KRÉTÁBÓL

NAGY István Zoltán

A származástani gondolat klasszikus éveiben (századvég, századforduló) a gerincesek paleontológiája számos látványos példát szolgáltatott a leszarmazási elméletek őslénytani bizonyítékaihoz. Később, a "csak geológiához tartozó" gerinctelenek is felzárkóztak ehhez a dokumentációs anyaghoz. Az ősmaradványokat mindig igyekeztek kapcsolatba hozni az élettudomány különböző ágaival az embryológiától kezdve (CLARK, 1962) az evolúció különböző törvényszerűségeinek illusztrálásáig (homoeomorfia, parallelizmus, convergentia, typogenezis, stb.). A gerinctelenek között ezen a téren az egyik vezetőhelyet kétségkívül a cephalopodáknak kell juttatni. Történetüket már eddig is számos kutatójuk fogalmazta meg és ezekben a történeti levezetésekben ugyancsak bő alkalom kínálkozik evolúciós jelenségek törvényszerűségeinek illusztrálására.

A parallelizmus, convergentia témakörének egyik összefoglalója HAAS volt 1942-ben, amikor a gazdag angolai ammonitesz anyagot tanulmányozta. A példák, hivatkozások azóta sem szünetelnek (pl. REYMENT, 1955, stb.).

Az itt említett bakonyi példányok a már ugyancsak régóta ismert ősi bélyegek ismétlődésének jelenségét vetik fel. Idevonatkozóan említem HYATT-ot, aki 1903-ban a krétaidőszaki Pulchelliidákat "Pseudoceratites" néven tárgyalja (valójában Hoplitidák).

Van a krétaidőszaki ammonoideák között néhány aprónövésű házforma, amelyeknek lóba- és nyeregkifejlődései igen ősi, valósággal paleozoos őseikre emlékeztetnek. Ilyenek pl. a Protacanthoceras, Fallotiaceras genusok, de elősorban a Flickiidae családba tartozó nemzetségek. Ez utóbbiak képviselői a Bakonyból is előkerültek (NAGY, I. Z., 1971, 1973).

A Flickiidae ADKINS, 1928 egyike azoknak a mezozoos ammonitesz családoknak, amelyeknek genusai sajátos kamravarratokkal rendelkeznek, azzal nevezetesen, hogy "visszatérnek" a legősibb ammonoideák bélyegeihez. Ezek a krétaidőszaki (egészen albai-cenoman) ammoniteszek sokkal jobban hasonlítanak devoni őseikre, mint krétabeli társaikra.

A csoport első tagját a Flickia PERVINQUIÈRE 1907 genusban irták le. Típusfaja a F. simplex PERV. (p. 212, 2a, b; 3a, b; 4; 5a, b és a szövegek közötti

80, 82. ábra). Kisméretű, (5-15 mm átmérőjű), meglehetősen összenyomott, evolút házuk van, melynek ventrális része keskenyen ivelt. Eredetileg Tunisz északi és középső részéről közölték alsó cenománbeli pirites márgából.

PERVINQUIÈRE maga a triász időszaki Ceratitákkal is összevetette a szokatlan formájú példányokat, így pl. MOJSISOVICS 1881-ben és 1882-ben leirt Nannites, ill. Lecanites genusaival, és ugyanakkor a cenomanbeli Neolobites FISHER, 1882-vel is. Arra a meggyőződésre jutott, hogy példányai ez utóbbi genus juvenilis formái. A szabályszerű "prolecanitid" lobavonalak érthetővé teszik ezeket a vizsgálatokat. Maguk a loba elemek és a háztípus is támasztanak bizonyos kételyeket. Végeredményként a hoplitidákhoz tartozó Neolobites genus közelébe helyezte őket.

1920-ban ADKINS további két fajt írt le (Texasból, ugyancsak pirites agyagból. Ezek voltak a Flickia boesi és F. bosquensis (1920, p. 85, 1. tábla 1-3, ábra, ill. p. 87). Az utóbbi fajnak jellegzetes umbilicális bullái vannak. ADKINS új nem képviselőit látta bennük, és BÖSE 1928-ban fel is állította az Adkinsia genust. Tipusfaja az A. adkinsi BÖSE lett. Ide sorolta még az A. bosquensis, A. sparsicostata, A. tuberculata és A. simplicata fajokat.

A madagaszkári pirites agyag gazdag faunájában COLLIGNON is megtalálta ezeket a ritkának mondható faunaelemeket és a listát további fajokkal gazdagította, mint pl. a F. pervinquieri, F. costellata és a F. quadrata alakokkal (1928-29; 1931; 1964).

A csoport rokonsága továbbra is homályos maradt. PERVINQUIÈRE - mint láttuk - hoplitidáknak tekintette őket. BÖSE a Douvilleicerás vonal felé vezette le a csoportot, míg pl. az Osznovü (ORLOV, 1958) a Binneyitidákhoz kapcsolta ezeket az elszigetelt formákat.¹⁾

WRIGHT 1952-ben a Flickiidákat (=incl. Flickia és Adkinsia) a Desmocerataceae superfamiliába vélte sorolni, majd később megfelelő párhuzamot vonva a Mojsisoviczia STEINMANN, 1881 és a Falloticerás PARONA et. BONARELLI, 1897 genusokkal, ideiglenesen az Acanthocerataceae-beli Brancoceratidae és Lyelliceratidae családok közé iktatta őket, a családhoz sorolva a Ficheuria PERVINQUIÈRE, 1910 genust is (= Treatise, 1957, p. L 409).

WRIGHT és KENNEDY (1979) az utóbbi genust - amelyet eredetileg mint degenerált desmoceratidát írtak le - a Neophlycticerás SPATH, 1921 (Lyelliceratidae)-hez kapcsolták, a Salazicerás BREISTROFFER, 1936 genuson át vezetve. (Ez utóbbinak típusa az Ammonites salazacensis HÉBERT et. MUNIER-CHALMAS, 1875).

1) A Binneyitidákat már Európából is ismerjük, ahogyan a Nipponites is felbukkant mind az USA-ban, mind Madagaszkáron (KENNEDY et. JUIGNET, 1973).

A négy genus rövid áttekintése:

Salaziceras BREISTROFFER, 1936²⁾

Salaziceras salazacensis (HÉBERT et. MUNIER-CHALMAS), 1875.
(Francia o., Salazac, Marocco, Nigeria,
Bakony)

Ficheuria PERVINQUIÈRE, 1907

Ficheuria kiliani PERVINQUIÈRE, 1920
F. pernoni DUBORDIEU, 1953
F. pusilla MATSUMOTO et INOMA, 1975
F. rudelli (DUBORDIEU), 1945.
(Texas, Mexico, Algeria, Hokkaido)

Flickia PERVINQUIÈRE, 1907

Flickia simplex PERVINQUIÈRE, 1907
Fl. quadrata COLLIGNON, 1964,
Fl. costellata COLLIGNON, 1964.
(Texas, É-Afrika, Tanzánia, Madagaszkár)

Adkinsia BÖSE, 1928

Adkinsia bosquensis (ADKINS), 1920.
(Texas, Buda-Limestone)

Evolúciós viszonyok

A Flickiidák rokoni-származási összefüggéseinek kibogozása nem könnyű. A szokott nehézségek mellett különös akadályt jelent az albai/cenoman határ korrelációs problematikája. Nem teljesen tisztázott annak a két fáciesnek időbeli sorrendje, amelyekben ezek az ősmaradványok találhatóak. Ez az a bizonyos pirités agyag és az európai mészkő/homokkő fácies. Az előbbi É-Afrikából, Mexikóból, Madagaszkárról, az utóbbi még Indiából is ismeretes.

2) Salaziceras BREISTROFFER, 1940= érvénytelen emendatio a Codex 32. art. értelmében: sajtóhiba!

Főleg az előbbinek a sorrendjét volna jó tudni, hogy ti. prae- vagy postdatáltak-e a standard cenoman bázis sorozatában.

Mindenesetre, az eddigi bizonyítékok szerint az alábbi evolúciós sort lehet összeállítani:

5. Adkinsia (=bosquensis)
4. Flickia (=simplex, quadrata, costellata; ezek gyakoriak a legelső cenomanban. Itt nagyon ritka már a Ficheuria, de a rudelli, pernoni, pusilla előfordul)
3. Ficheuria (=aff. pernoni és Flickia simplex nagyon ritkán)
2. Ficheuria kiliani (=késő-albaiban. A bakonyi példányok a vraconniból valók)
1. Salaziceras salazacense

A legösszetettebb strukturájú a F. kiliani. WRIGHT és KENNEDY véleménye szerint nagyon valószínű, hogy a Salaziceras alakköréből származik paedomorfózis után. Említésre méltó, hogy úgy látszik, ugyanez az ontogeniai jelenség okozta még két másik, ugyancsak mikromorf krétabeli genusnak is a létrejöttét (=Falloticerias, Protacanthoceras).

A juvenilis Salaziceras gyenge bordáival és varratvonalainak típusával nagyon közelállónak látszik a felnőtt F. kiliani-hoz. A feltételezett átmeneti alakok a juvenilis Salaziceras bélyegeit viselnék, csak természetesen "felnőtt" korban. Ehhez társulna a bordázat csökkenése, a lakókamra gyenge redőzöttsége és a köldökperem kiélesedése (=azaz a paedomorfózis jelensége!).

A F. kiliani-tól kezdve ("felfelé") már határozottan észlelhető a varratvonalak egyszerűsödése. Ezt az utat követi a F. kiliani - F. rudelli - F. pusilla fajok sorozata. E tekintetben tehát az utóbbi a legegyszerűbb, bár ennek lakókamráján is van némi redőzet és bizonyos borda-reminiscenciák is (MATSUMOTO - INOMA, 1975, p. 200-201).

Az Adkinsia az USA déli részén bukkan fel, mint a Ficheuriáknak egy rövidéletű sarjadéka. Lóbái és nyergei teljesek, megmaradt az ősi, gömbölyded házforma, sőt előfordulhat bordák kifejlődése is.

A Flickia ugyancsak Ficheuria-származéknak látszik, fejlett lóbákkal és nyergekkel. Legkorábbi fajuknak a F. simplex-et tartják, amelynek fiatal egyedein igen sok Ficheuria jelleg ismerhető fel. A simplex tipustól látszik

eredni a bordázott F. costella és a F. quadrata, is, amelyeken ismét megjelennek az ősi Ficheuriákra jellemző bordaredők és befűződések.

x x x

A paleo- és neobiologia együttműködésének, illetve egymásra-utaltságának ténye egyértelmű és logikus. Nagy kár, hogy a gyakorlatban valahogy nehezen valósul meg ez a követelmény, pedig az élet történetének kérdőjel-erdeje nagyon intenzív és alapos összmunkát igényelne.

Nagy a valószínűsége, hogy ennek a kis ammonitesz családnak a történetében, evolúciójában biológiai - ha tetszik "belső" - okokkal állunk szemben.

A Flickiidae családban a cephelopoda evolúció korábbi lépéseit - előrelépéseit - szabályozó génkontroll kieséséről, illetve meggyengüléséről lehet szó. Ezen az instabil génstruktúrán valósággal áttör az ősi, azóta már latenssé vált alak-irányítás. Ugyanis, erre a genetikai instabilitásra való "hajlam" ill. "készség" végigkövethető egész leszármazási vonalukon.

A Lyelliceratidae család (alsó albai - cenoman) legősibb genera Prolyelliceras, amely tuniszi, colombiai alsó albaiból is ismeretes. A család eredete a Hysterocherasok felé mutat, tehát az ugyancsak alsó albai Brancoceratidae felé. Ennek a családnak ismert egy nagyon primitív jellegű aloszaládja a Brancoceratinae. Taxonjaiban leegyszerűsödött kamravarratokkal, valóságos pseudoceratita típust találunk, így pl. a Brancoceras, Hysterocheras, Eubrancoceras genusokban. Ezeket az ősi bélyegeket hordozó család világszerte elterjedt. A Bakonyban található, általam vizsgált faunában (Természettud. Múzeum, Föld- és Óslénytár, NAGY, J. Z., 1971; 1973) való százalékos részesedésük nagyjából a St. Croix-i stratotípusával egyezik (1973, p. 95-98).

Fennáll tehát a biológiai indítatású kérdés: mi okozhatta, illetve indíthatta el ezt a genetikai instabilitást ebben a családban. Ha mutációként is lazult meg ez a génkontroll, mi játszhatott bele ebbe a szerkezetváltozásba? Felkeltette a figyelmet a fácies is, illetve az üledékek tulajdonsága. A Flickiidák többnyire pirites, -nálunk pl. glaukonitos - közegben található. Ezekben a redukciós eredetű képződményekben több, biológiailag jelentős elem dúsulhat fel ionos állapotban. Így pl. az arzén, vagy a glaukonitosban a vanádium, lithium, stb.

Nem lehetetlen talán, hogy a lazább génszerkezetet kémiai és ezen keresztül fiziológiai hatások is befolyásolhatták. Esetleg, csak a meggyengült stabilitás "kihasználásában" lehetne némileg felelőssé tenni ezeket a hatásokat. Elegendő lenne talán csak a katalizátorok szerepében gondolkodni.

Biztosat nem tudhatunk. Egyelőre a szisztematikus és sztratigráfus csak regisztrálja a tényeket. Nem szorul azonban bizonyításra, hogy a jelenségek

biológiai magyarázata, vagy csak megközelítése is, teljesebbé tenné az őslélettudomány egységes szervezetét.

A témához - mintegy kiegészítésül - hasonló eset bemutatása kívánkozik, a felső kréta időszaki ammonoideák közül.

Ugyancsak az Ancylocerataceae superfamiliáról van szó, abban is az alsó turoni - coniaci Tissotiidae és Coilopoceratidae családokról. Taxonomiájukban sok gondot okoz a convergentia. Itt is megjelenik a kamravarrat leegyszerűsödése, de az ammonoideák történetében ezek a családok már valóban az utolsók közé tartoznak. Ebben a sorsban azonban már osztoznak a legfejlettebb superfamilia, a Tetragonitaceae sorsával. (A "legfejlettebb" kifejezés WIEDMANN értelmezésében értendő, azaz, ha az ammonoideák túléltek volna a kréta - terciér határt, az új kor kibontakozó ammoniteszei a Tetragonitidák lettek volna.)

IRODALOM - REFERENCES

- ADKINS, W.S. (1920): The Wend and Pawpaw formations of the Texas Comanchean. - Univ. Texas Bull., No. 1856, pp. 1-147.
- BÖSE, E. (1928): Cretaceous ammonites from Texas and northern Mexico. - Univ. Texas Bull., No. 2748, pp. 143-312.
- CLARK, D.L. (1962): Paedomorphosis, acceleration and caenogenesis in the evolution of Texas Cretaceous ammonoids. - Evolution, 16, pp. 300-305.
- COLLIGNON, M. (1928-29): Paléontologie Madagascar, XV, Les céphalopodes du Cénomaniens pyriteux de Diego-Suarez. - Ann. Paléont., 17, 18, pp. 137-162; 25-79.
- COLLIGNON, M. (1931): Paléontologie Madagascar, XVI, La faune du Cénomaniens a fossiles pyriteux du Nord de Madagascar. - Ann. Paléont., 20, pp. 43-104.
- COLLIGNON, M. (1964): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites). - Serv. Géol. Tananarive, 11, pp. XI+152.
- HAAS, O. (1942): Recurrence of morphologic types and evolutionary cycles in Mesozoic ammonites. - Jour. Pal., 16, pp. 643-650.
- HÉBERT, E. - TOUCAS, A. (1875): Description du Bassin d'Uchaux. - Ann. Sci. Géol., 6, pp. 132.
- HYATT, A. (1903): Pseudoceratites of the Cretaceous. - Monogr. US. Geol. Surv., 44, pp. 351.
- KENNEDY, W.J. - JUIGNET, P. (1973): First record of the ammonite family Binneyiidae Reeside, 1927 in Western Europe. - Jour. Pal., 47, pp. 900-902.
- MATSUMOTO, T. - INOMA, A. (1975): Mid-Cretaceous ammonites from the Shumarinai-Soeushinai area, Hokkaido. (Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien. - XXIX), - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., 23, pp. 263-293.
- NAGY, I. Z. (1971): Lower Cretaceous cephalopods from the Mts. Bakony, Hungary. - Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung., 63, pp. 13-35.

- NAGY, I.Z. (1973): A vraconni alemelet és kutatásának története Magyarországon. The Vraconnian substage and the history of its study in Hungary.-Fragm.Min.et Pal., 4, pp. 81-107.
- PERVINQUIÈRE, L. (1907): Études de paléontologie tunisienne; I. Céphalopodes des Terrain secondaires.-Carte Geol. Tunisie, pp.438.
- REYMENT, R.A. (1955): Some examples of homocomorphy in Nigerian Cretaceous ammonites.-Geol.Fören.Förhandl., 77, pp.567-593.
- WRIGHT, C.W. (1952): A classification of the Cretaceous ammonites.-Jour. Pal., 26, pp. 213-222.
- WRIGHT, C.W. - KENNEDY, W.J. (1979): Origin and evolution of the Cretaceous micromorph ammonite family Flickiidae.- Palaeontology, 22, pp. 685-704.

ANCIENT-TYPE AMMONOIDS (FLICKIIDAE) FROM THE MIDDLE
CRETACEOUS OF THE BAKONY MTS.

I. Z. NAGY

Abstract

The author's faunistic data on this family from the Bakony Mts. have been published previously (NAGY I.Z. 1971; 1973). The present paper is a detailed account on the taxonomy and phylogeny of this group.

Reviewing the characteristic ancient features appeared in this family, biologic causes are suggested. As "internal" causes, arise the disturbances or weakening in the effectiveness of the genetic control. These could have been influenced by "external" causes, as the special chemism of the environment (i.e. sea water). The pyritic and glauconitic sediments, as examples, suggest the presence of ionised arsene, and vanadium and lithium, respectively.

It is possible, that the loosely linked genome may have been influenced by chemical and physiological effects. These effects could only be regarded as responsible for "taking advantages" from the weakened stability. It is possible to take into consideration only the role of catalysts. The author regards as very advantageous the mutually closer cooperation of paleo- and neobiology.

A KÁRPÁT-PANNON RENDSZER TEKTONIKAI ÉS ÓSFÖLDRAJZI
FEJLŐDÉSE A KÖZÉPSŐ TERCIERBEN (49 - 19 MILLIÓ ÉV KÖZÖTT)

BÁLDI Tamás

Bevezetés

A kárpáti-keletalpi-északdinári rendszer tektonikai-paleogeográfiai fejlődését kíséreljük meg felvázolni a lutécientől az eggenburgien végéig terjedő időszakra (kb. 49-19 millió év), mely időszakot egyszerűség kedvéért középső-terciernek nevezzük.

A terület és az időszak is nagyon sok megoldatlan problémát nyújt. A terület az Alpidák komplikált részei közé tartozik. A Kárpátokéhoz hasonló ivelt orogén által átkarolt medencék ugyan gyakoriak, amilyen pl. a Betikus Kor-dillerák és Rif ive az Alborán-tengerrel, vagy a Ny-Alpok ive a Po-medencével, ill. ennek folytatásában az Apenninek-Szicilidák koszorúja a Tírrén-tengerrel, vagy a Hellenidák ma is aktív ive az Égei-tengerrel.

A vizsgálandó időszak pedig azért tűnik nehéznek, mert ugyszólván uttörő munkát kell végezni. A lemeztektonikai alapon nyugvó mezozóos és késő-kainozóos rekonstrukciók értékes eredményei a paleogén problémáit nem oldják meg.

Módszerem az volt, hogy felvázoltam a palinspasztikus szerkezetet, majd ezt - magam is meglepődve az ősföldrajzi adatokkal való egybevetésen - ősföldrajzi térképvázlatokkal egészítettem ki. Természetesen az ősföldrajzi térképvázlatok a tektonikaival egyszerre készültek, és a tektonikai rekonstrukciót néha az ősföldrajzi tények, máskor az ősföldrajzi kép kialakítását a tektonikai keret adatai segítették.

Hangsúlyozom, hogy e térképsorozatot vita-anyagnak szántam, mely nyilván még sok javítást, módosítást igényel.

A középsőtercierre már kialakultak a Kárpátok és Dinaridák, részben a Keleti-Alpok belső takarórendszerei (Internidák, vagy Centralidák). Ezek keletkezése a kréta közepén és végén zajlott le. Ezzel persze nem állítjuk azt, hogy további takarós mozgások a Centralidákban nem játszódtak le.

A Pannóniai-medence - AUBOUIN (1965) értelmében "neotectonique" - szerkezetének kialakulása viszont a középsőtercier után játszódott le a badenienben való kezdettel. Így e nagyon érdekes problémát itt nem fejtjük ki (v.ö. STEGENA et al. 1975. HORVÁTH F. et. STEGENA 1977),

1. Középső eocén tektonikai vázlat (1. ábra)

Az 1. ábrán a lutécien elejétől a középső priabonienig terjedő időszak (49-39 millió év; NP 14- NP 19, ill. P 10- P15 kron) palinspasztikus szerkezeti vázlatát adjuk. Kiindulópontunk KSIAZKIEWICZ (1960) palinspasztikus rekonstrukciója volt, melyben a kárpáti flistakarók eredeti helyzetét (gyökerét) igen mértéktartó becsléssel adta meg. A kb. 150-200 km-es térrövidülés feltételezése a lehető legszerűsebb és legóvatosabb becslésnek tartható, mely az ősföldrajzi rekonstrukció folyamán igazolódott, hozzátevé azt, hogy ez az érték ennél legfeljebb csak nagyobb lehet. A Keleti-kárpáti flisre vonatkozóan BURCHFIEL (1976) végzett számításokat, és mint minimumot 116 km-es térrövidülést kalkulált, 166 km eredeti szélességgel. De hangsúlyozza, hogy ennél jóval nagyobb érték valószínű.

További segítséget jelentett BURCHFIEL (1980) egy másik kitűnő dolgozata, mely felbátorított arra, hogy a helyreállított, egykori flis-medencét "óceánnak" tekintsem. Bár igazi óceáni kéreg jelenlétére nincs meggyőző bizonyíték (KSIAZKIEWICZ 1977), az üledék jellege: a turbidites fácies, a disztális turbiditokkal összefogazódó vörös, ill. halványzöld hemipeñágikus, globigerinás márga fáciesek bizonyítják a "Flis-óceán" minimálisan 1000 m, de akár 2000-3000 m-es mélységét (v.ö. BALLA 1980 is). A flis-tenger szélességét valamennyi, az eocénben még gyüretlen ívet számítva, legalább 200-300 km-re becsülhetjük. A Podhale flis azonban bizonyítottan szialikus aljzatu, mivel üledékgyűjtője épp a lutécien transzgresszió kapcsán alakult ki (SAMUEL et. SALAJ 1968; ANDRUSOV 1965).

A fentiekben kialakított palinspasztikus kép összhangba kerül TOLLMANN (1966, 1978), MAHEL (1974, 1980), SANDULESCU (1972, 1978) BURCHFIEL (1976), PREV (1978), WEIN (1978) és KOVÁCS (1980) által ki-mutatott összefüggések lényeges elemeivel. Ugyanakkor STEGENA et al. (1975), HORVÁTH et. al (1977) az eltérő mezozoos paleobiogeográfiai és szedimentációs előtörténetek alapján rámutattak az egyes egységek eltérő: európai-moesiai, ill. apuliai ("afrikai") származási helyére. Európai-moesiai eredetű és eredetileg is összefüggött a bihari autochton, a Gétikum-Danubikum, a Mecsek-Villány, míg apuliai eredetű, a már krétában obdu-kált Vardar óceáni ívtől és a Penninikum ofiolitjaitól eredetileg elválasztott Ausztro-alpi rendszer, Gömöridák, a Bakony-Buda, és HORVÁTH et al. szerint (1977) a Veporikum, Tátrikum is. Ezek az eltérő eredetű szialikus fragmentumok takarós szerkezetekben, ill. transzkurrens vetők mentén érintkezve a középsőtercier elején már egybefüggő kontinenst alkottak, melyet akár Tisia-nak is nevezhetünk.

Apuliához tartozott az akkor még a gaitali vonal mentén csaknem összefüggő Északi Mészköalpok és Déli Alpok (PREY 1978). Az Északi Mészköalpokról a középsőtercier előtt, vagy elején kezdett letörni és Európához képest szinisztrális értelmű csapásmenti vetővel (transzkurrens vető) ÉK-i irányba tolni a Veporidák-Gömöridák takarórendszere. A Penninikum Gömöridákhoz való korabeli közelsége alátámasztani látszik a mellétei sorozat (meliatska seria) pennini eredetére vonatkozó spekulációkat (LEŠKO in MAHEL 1980), bár ezeket KOVÁCS (1980) Conodonta vizsgálatai cáfolják, és maga MAHEL is elveti.

A Bakony és Buda apuliai szialikus aljzatu mészkőplatformja a Déli Alpokkal még összefüggött, és az ábrázolt helyen volt. (Bakonyon a Zalától budai vonalig terjedő, valamint a Rába-rozsnó-i és Balaton-darnói vonalak által határolt blokkot értem, Budán a budai és darnói, valamint a Rába-rozsnói és balatoni vonalak által határolt blokkot értem.)

A Dinaridák szintén apuliai aljzatu karbonátos platformja az ioni, dalmát és Karszt övekkel ebben az időben még nyugodt selfterület volt. A térképünkön már kivüleső Appenini- vagy Scaglia-óceánnal széles összeköttetésben állt.

A Dinaridák belső zónáinak lefejezése előbb ÉK-DNy-i majd Ny-K-i csapásu transzkurrens vetőkkel megkezdődött. A Bükk ily módon vált a Bakony D-i szomszédjává, miután transzkurrens vetővel levált a Dinaridák AUBOUIN (1973) által szerb és boszniai, ill. szubpelagóniai zónának nevezett övéről. A bükki, dinári jellegű rétegsor (BALOGH 1964) ehhez az övhöz hasonlít leginkább (HORVÁTH et. al 1977), (KOVÁCS 1980). A Vardar övről ugyanezen vető mentén szakadt le K felé az Erdélyi Érchegység ofiolit-tömege, rátalólván a bihari takarókra. Pelagonia egy darabja is szükségszerűen levált és később Szeged aljzatába került, amint azt igen helyesen felismerték (VÖLGYI et. al 1970).

A középsőtercierben tehát létezett egyfajta Tisia, de nem úgy és ott, ahogy és ahol azt korábban képzelték. Ez a Tisia teljesen heterogén volt, apuliai, moesiai és pelagóniai kontinentstörédekekből állt, melyek főleg transzkurrens vetők mentén kerültek egymás mellé. A transzkurrens vetők szerepét LAUBSCHER (1971) és GÉCZY (1972) ismerték fel uttörő módon, majd CHANNEL et. HORVÁTH (1976), WEIN (1978), MAJOROS (1980), BALLA (1980), CSÁSZÁR et al. (1980) továbbfejlesztve hangsúlyozták.

A transzkurrens vetőknek megfelelő tektonikai lineamentumokat azonban jóval korábban felismerték, csak épp értelmezésük nem, vagy csak részben történt meg. SZÁDECZKY-KARDOSS (1971, 1976) egyeseket közülük szubdukciós öveknek tekintett. A lineamentumokról általánosságban annyit, hogy ezek nem geometriai értelemben vett vonalak. A nagy transzkurrens vetők 10 km szélességet is elérő, hajladozó és nem folytonos törések nyalábjaként jelentkeznek. Alátalódások és vertikális vetődések is kialakultak időnként a lineamentumok mentén. A nevezéktant főleg VARGA et GRECULA (1980) nyomán használom.

A Rába-Rozsnyó-vonal szerintünk (és PREY 1978 szerint is) ekkor, a periadriatikus lineamentum folytatása volt. A Balaton-Buda, ill. a Balaton-Darnó vonal nem a periadriatikus lineamentum, hanem egy délebbi transzkurrens vető folytatása. A Zágráb-Zemplén vonal (Zágráb-Kulcs vonal) a Bükk és a Bihar között húzódott. (Bükkön az u.n. Igal-bükki pásztát értem, Biharon az Apușeni, a Gétikum-Danubikum takarós rendszerét, valamint a Mecsek-Villányt értem.) E transzkurrens vetők megadták azt az ÉK-DNy-i irányu alapvető sávzottságot, amely a középsőterciernél régebbi eredetű, és amelynek nagyszerkezeti meghatározó jelentőségét VADÁSZ (1960), DANK et. FÜLÖP (1967), DANK et. BODZAY (1970), WEIN már a lemeztektonika előtt kiválóan felismerték. Az Internidákat (Tisiát) alkotó különböző eredetű töredékek (Bakony, Buda, Bükk, Bihar, Veporikum-Gömörikum, stb.) e törések mentén mozogtak laterálisan, lemeztektonikai értelemben, egymáshoz és stabil Európához képest.

Szubdukció ebben az időszakban az Alpokban és Nyugati Kárpátokban volt. A tonalit-öv és folytatása a Bakony, Buda, Bükk blokkjaiban (SZEPESHÁZY 1977) több fázisban alakult ki a lutécientől az alsókiscellienig. Andezit-vulkáni és gránit plutoni ivét az ÉNy-ről alátolódó lemez (Penninikum és korai flis) konzumációjá formálta ki. A szubdukció helye épp az említett magmás kőzetek elterjedése nyomán jelölhető ki (DIETRICH et. FRANZ 1976).

2. A szialikus töredékek eredete (2. ábra)

Főleg DEWEY et al. (1973), CHANNEL et HORVÁTH (1976), WEIN (1978) és BURCHFIEL (1980) eredményeire támaszkodtam. Stabil Európához viszonyítva, a paleomágneses és lemeztektonikai adatok szerint Afrika és mikrokontinensei mozogtak előbb K-Ny-i csapásban, majd É felé. Ez a felismerés is megalapozta modellünk olyan kialakítását, amelyben a vízszintes eltolódások és a takarós mozgások iránya É, ÉK és K. Természetesen mindez a terciérben kialakult takarók vergenciáiból is következik. Kivétel a Dinaridák DNy-i vergenciája, de ezt Apulia É-i-ÉK-i irányu mozgása okozta, amely A-típusú szubdukciót eredményezett.

Kiemelkedő jelentőségű a Bakony és Buda abból a szempontból is, hogy nem csak a középsőtercierben, hanem az egész alpi ciklusban valószínűleg megőrizte kontinentális kérgét. Ez nyilvánul a gyűrődések teljes hiányában, a rögtektonika tipikus jelenségeiben: széteső, árkos szerkezetek kialakulása, amely mechanizmus a triász óta hatott. Érvényes ez a középsőtercierre is. Jellemzőek az extenziós feszültségek eredményezte formák. Szinklinális helyett pl. csak szinekklizis szerkezet alakul ki, alátolódások, elvonszolódások csak a lineamentumok közelében jelentkeznek. Az alpi tektonikai ciklus üledékei, kőzetei a metamorfózis legcsekélyebb nyomát sem mutatják.

A Bükk - nem beszélve a Veporidákról és Gömöridákról - az alpi ciklus első felében, valószínűleg a presszenonban gyűrődésen és gyenge metamorfózison

esett át. A középsőtercierben azonban már ezek az egységek is a konszolidált szialikus aljzat töréses tektonikájáról tanuskodnak. A Déli Alpok Kelet-alpítól teljesen eltérő tektonikai stílusa és nem metamorfizált jellege ugyan kissé emlékeztet a Bakonyéra, de olyan nagy mértékben kompresszió mentes tektonikát ott nem látunk.

3. Lutécien-alsópriabonien ősföldrajzi vázlat (3. ábra)

Ezen a vázlaton a lutécientől a priabonien közepéig terjedő időszakban (49-39 millió év, NP 14-19 nannozónák, P 10-15 plankton-foraminifera zónák, ill. kronok) – a tektonikai rekonstrukció alapján is – két nagy, egymással szorosokon át összefüggő tenger konturjait rögzíthettük. A Flis-tenger a Keleti-Alpok előterétől (rhenodanubiai flis, Helvétikum) 100-300 km szélességben húzódott Európa és az 1. pontban leírt Internida szerkezet (Tisia) között. A lutécien és alsópriabonien turbidites, vagy hemipelágikus márga fáciesben a Kelet-alpi flisben, a sziléziai és Magura takarókban éppúgy ki van fejlődve, mint a Keleti-Kárpátok külső flistakaróiban. A lutécien elején a Tátridákra É-ről transzgredált a tenger, és kialakult a belső-kárpáti, vagy Podhale flis jórészt szintén batiális lejtő (turbidit) fáciesben. A Podhale flis-tenger DK-i részén képződött a jelenlegi Szolnok-máramarosi árokban fennmaradt flis-foszlány is. A Flis-tenger a mai Kisinyev és Duna-delta között húzódó széles selftengerben folytatódott az Orosz-táblán át a harkovi félszigetet megkerülve É-Európa, K-i irányban pedig az Euxin-Káspi régiók felé. Az erdélyi paleogén medence a Flis-tenger öble volt.

DNy-on Isztria-Dalmácia nagykiterjedésű selftengerét találjuk, mely Ny felé az Apennini-óceánban folytatódott. E selftenger É-ra nyíló öble volt a karinthiai eocén, ÉK-re benyomuló öble pedig a Bakonyon alakult ki egészen a budai vonalig. A karinthiai bemélyedés már a cuisienben létrejött, a bakonyi transzgresszió, melynek DNy-ÉK-i irányát DUDICH et KOPEK (1980) újra hangsúlyozták a cuisiben csak a mai Devecserig jutott el. A Dalmát-selftenger további előnyomulása a Bakonyon a lutécienben a budai vonalig terjedt: törvényszerű, hogy a budakeszi, nagykovácsi, solymári, vörösvári és kódsdi eocén medencék szorosan e vonal Ny-i szárnyán maradnak, azt nem lépik át. A lutécien tengerelöntést extenziós feszültségekből eredő árkos szerkezetek kialakulása preformálta. Eddig ismeretlen okból a budai és a darnói vonal közötti budai egységben e tektonikai mozgás nem jelentkezett, és ezért a transzgresszió elmaradt. Ugyanez áll a Gömöridákra, Bükkre.

A paleo-biogeográfiai adatok meggyőzően alátámasztják a bakonyi és karinthiai öböl Flis-tengertől való szeparáltságát. KECSKEMÉTI (1980) a Nummulites-fauna alapján az erős É-olasz rokonságot mutatta ki, melyhez képest csak csekély az Erdélyi-medencével és Szlovákiával való hasonlóság. De egyező eredményeket hozott már STRAUSZ (1966) dudari gasztropóda feldolgozása, nem kevésbé K.-KÖRMENDY A. (1972, 1980) molluszkafaunavizsgálata. KAHLER et PAPP (1968) a karinthiai eocén alveolinás mészkőfáciesét Isztriával és Dalmáciával hozza kapcsolatba, mivel e fácies a Flisből és Hel-

vétikumból ismeretlen, Alveolinás eocén mészkő a Bakonyi-öbölben is bőven képződött. Feltűnik a bakonyi és az erdélyi eocén közötti szedimentológiai különbség is. Az előbbi helyen, valamint Karinthyában (van Hinte 1963) a lagunának dus láposodása, a kőszénképződés humid, míg az erdélyi mélyebb eocén evaporitjai száraz klíma tanú. A közöttük terjeszkedő széles szárazulat Ny-i oldala csapadékos, K-i oldala viszont viszonylag száraz volt. A középhegységi eocén főleg karbonátos közvetlen lehordási környezete a DUDICH et. KOPEK (1980) szerint már eleve tönkösödött felszín mellett meghatározó jelentőségű volt a régió lutécien-alsópriabonien szedimentációjára.

Faunakicserélődésre a kárpáti térségben egyedül a felsőlutécienben és talán az alsópriabonienben nyílt mód, mikor a Dorogi-medencéből a Korponán át húzódó keskeny szoros kinyílása a Podhale-tenger felé valószínűsíthető (VASS et al. 1979).

Hasonló faunakicserélődésre a Mésző-Alpok korabeli völgyein át is lehetőség nyílt volna ugyancsak a felsőlutécien-alsópriabonien idején. HAGN et WELLENHOFER (1967) az É-olasz selfterület mészkő-fáciéseinek tömbjeit, kavicsait találta az Alpok É-i lábának kvarter morénáiban. Ennek, és egy-két más megfigyelésnek alapján úgy véli, hogy az Északi Mésző-Alpok egyes területei a felsőlutécien-alsópriabonien idején a tenger tükre alá kerültek (HAGN 1960, 1967). Határozottan tagadja azonban a Mésző-Alpok egészének eocén-oligocén üledékeinek való teljes fedettségét.

4. A késői egerien- korai eggenburgien tektonikai vázlat (4. ábra)

Az 1. ábrán bemutatott eocén helyzethez képest a következő főbb változásokat találjuk.

a.) A Keleti-Alpokban az Északi Mésző-Alpok takarója rátolódott a flisre, az egész szerkezet pedig a Helvétikumra. A takarós felépítmény jóval északabbra került, mint az eocénben volt, ezzel egyidejűleg kialakult az É-alpi Molassz-medence. A rhenodanubiai flis képződése a lutécien végén, a Helvétikumé a priabonien végén szakadt meg. Ha feltesszük, hogy az üledékképződés megszűnése a szomszédos belsőbb ív feltolódásának dátumát rögzíti, akkor ezeket a mozgásokat az eocén végére (38 m. év) kell helyoznünk, amint azt OBERHAUSER (1968), PREY (1978), FUCHS (1976) is teszi ("pireneusi fázis"). Támogatni látszik ezt a koncepciót, hogy az alsókiscellien molasszban már lepusztított flis-törmelék található (deutenhauseni rétegek: OBERHAUSER 1968, FUCHS, 1976).

A Központi-és Nyugati-Alpokban azonban a Helvétikum szedimentációja továbbélt, és pelágikus, részben "flisoid" üledékek képződtek az oligocén végéig. Itt a gyűrődés fő fázisa az egerienre, ill. ennek végére (24 m. év) tehető (HAGN 1960).

Mint a szubalpi molassz is bizonyítja, az É-i irányú takaró mozgás az egész Alpokban nem zárult le az eocén, ill. oligocén végével. FUCHS et al. (1980) új adatai szerint az Északi Mészkő-Alpok még legalább 30 km-t mozgott az egerien molasszon Alsó-Ausztriában.

Az ősföldrajzi és szedimentológiai adatok bizonyítják, hogy az Alpok összefüggő szárazulatként emelkedett a tenger tükre fölé az eocén legvége óta, vagyis a korábbi szorosok megszűntek. Ez a szárazulat az oligocén második felében, a felsőkiscellientől gyors emelkedésnek indult.

A tonalit-óv és az intenzív É-i irányú takarós mozgások a D-i irányú szubdukciót indikálják (DIETRICH et FRANZ 1976), mely kb. a korai kiscellienig tartott (32 m. év). Amint azt a Bergellgránit 28 millió éves kihülési dátuma bizonyítja, a tonalitok képződése a felsőkiscellien-egerien idejére nemcsak hogy megszűnt, hanem magasba emelkedésük és intenzív erő ziójuk is megkezdődött (RÖGL et al. 1976).

A tonalit-óv már említett magyarországi folytatásában is azt látjuk, hogy a tufabetelepülések a Tardi Agyag felső részében erősen megritkulnak, a Kiscelli agyagból pedig ugyszólván hiányoznak, ami teljesen szinkronban van az Alpokból ismert eseményekkel.

b.) A Külső Dinaridákban Apulia ÉK-i irányú A-tipusu szubdukciója miatt DNY-i vergenciájú takarós áttolódások játszódtak le a felsőeocéntól az oligocén végéig (BURCHFIEL 1980). A Belső Dinaridák paleogén andezit-óve e szubdukció következménye. A Dalmát-selfen egyidejűleg megszűnt az üledékképződés, ami időben egybeesik a bakonyi szedimentáció középső priabonienben való hirtelen megszakadásával.

c.) A Nyugati Kárpátokban a Podhale és a Magura flis képződése a korai kiscellienben (kb. 34 m. éve) megszakadt (SAMUEL et SALAJ 1968, KOSZARSKI et al. 1974). A Szilézikumban azonban folyamatos maradt a szedimentáció az eggenburgienig. A Nyugati Kárpátokban nem követte az üledékképződés megszűntét az Internidák feltolódása a Podhale és a Magura flisre. Ennek nagy a palinspasztikus jelentősége, hiszen az emerzióval kapcsolatos mérsékelt gyűrődésen kívül más, jelentős térrövidüléssel az egész középsőtercierben nem számolhatunk. Lehet, hogy túlzó becsléssel, de kb. 50 km-es É-i irányú rövidülést és a Tisiában ennek megfelelő ugyanennyi és ugyanilyen irányú tágulást vettünk fel a korai oligocéntól. A Magura takarók csak az ottnangien és badenien között (17-19 millió éve) futottak rá a Szilézikumra, az egész rendszer pedig a kárpátien után (legfeljebb 16 millió éve) a molasszra. Mélyfurások Lengyelországban a fiistakarók alatt kárpátien molasszt ütöttek meg (KOSZARSKI et al. 1974).

Míndezek alapján azt is megállapíthatjuk, hogy a Nyugati-Kárpátokban - az oligocén elejétől - az eggenburgien végéig nem volt jelentős szubdukció. A

Kárpát-medencében az eggenburgienvégi riolittufák nyitják meg a savanyu és neutrális vulkanizmus eseményeit, melyek azután Ny-on a badenienben, K-en a szarmatában és pannonienben kulmináltak. Ez a körülmény is bizonyítja fenti megállapításunkat.

d.) Mindaz, amit a Nyugati-Kárpátokról irtunk, érvényes a Keleti-Kárpátokra is. Itt az eocén végével az Audia-ív kiemelkedése és feltehetően enyhe kompressziója okozott csekély (? 80 km-es) térrövidülést és ? szubdukciót. A "Curbicortical flis" takaró az Audiára azonban DUMITRESCU et SANDULESCU (1974) szerint valószínűleg csak a középső-miocénben toldott rá. Még későbbi (szarmata vagy pannonien) a Tarcau-i takaró - melyben a teljes oligocén és alsómiocén rétegsor is képviselve van - rácsuszása a szubkárpáti flis és molassz-övekre. Mindez ismét csak összhangban van az a) megállapításunkkal, hogy a szubdukció java itt a középsőmiocénben-pliocénben zajlott le (14-5 millió év között), és a belsőkárpáti vulkáni koszoru kora (felső-badenien-szarmata-pannonien) ezt teljesen alátámasztja.

e.) A kárpáti externidák c.) és d.) pont alatt tárgyalt mozgásai már eleve kizárják a tér tetemes csökkenését a Flis-tenger övében az ottnangienig, továbbá a tér tetemes növekedését a Tisia töredékeiben ugyanez idő alatt. Ez is hozzájárulhatott ahhoz, hogy a Pannóniai-medence az eggenburgien végéig nem alakult ki.

A belső flis-övek emerziója és kompressziója, a Külső Dinaridákban lejátszódó A-tipusu szubdukciós kéregrövidülés és az Északi Mészkö-Alpok É felé mozgása azonban nagymérvű feszültségeket váltott ki a Tisia-töredékekben, amelyek kisebb árkos medenceképződésekkel és transzkurrens vetődésekkel reagáltak erre.

Feltételeztük a Tisia-rendszer ÉNy-i részének 70 km-es - tehát a Mészkö-Alpokénál tetemesen kisebb - É-ra toldását. Ez a Zágráb-Zemplén vonal É-i szárnyát érintette. A D-i szárny (Bihar s.l.) K-i része kb. 80 km-rel K-i irányban toldott el az eggenburgien végére. A Tátrida-Vepor-Bakony-Buda-stb. É-i és a Bihar K-i mozgása azt eredményezte, hogy a Podhale flis DK-i szektorában extenziós feszültségek jöttek létre, ami miatt ez a szektor az egész oligocénben a tenger szintje alatt maradt (Szolnok-máramarosi flis-ív).

A felsőpriabonienben a budai vonaltól K-re megkezdődött a Magyar Paleogén Medence (MPM) felhasadása a Budán és Bükkön. Ez a medence É-i, Ny-i és D-i irányban árkosodással terjeszkedett tovább (BÁLDI 1979) az oligocén és eggenburgien folyamán. Méreteiben azonban meg sem közelítette a középsőmiocén-pliocén Pannóniai-medencét, továbbá szerkezeti vonalai követik az alp-kárpáti irányokat, vagyis AUBOUIN értelmében tipikus "tarditectonique", intramontán molassz-medence volt.

Hasonló medence hasadt fel Szlovéniában, mely azonban - ellentétben a MPM-vel - az oligocén végén erősen meggyűrődött (szávai redők).

f.) A transzkurrens vetődések jelentős hányada a középsőtercierben ment végbe. A Veporidák-Gömöridák rendszere a Tátridák csekély É-ra tolódása és takaróképződések mellett, stabil Európához képest kb. 300 km-es szinisztrális csapásmenti elvetődést szenvedett. Ez a folyamat legkésőbb az alsókiscellien végén (34 m. év) lezárult, mivel a MPM felsőkiscellienjéből már a Veporidák lehordott anyaga észlelhető, továbbá a MPM É-i árkos terjeszkedése a felsőkiscellientől (34-33 m. év) Buda egyenes folytatásaként átterjedt a Veporikumra és Gömöridákra is.

Bakony és Buda ÉK-i irányu mintegy 100 km-es szinisztrális eltolódását is rögzitenünk kellett. Bakony-Budához képest tehát a Vepor-Gömör kb. 200 km-es dextrális elvetődése zajlott le a Rába-Rozsnyó vonal mentén.

A Bükk 200-300 km-es szinisztrális csapásmenti vetődésének dátuma a legérdekesebb probléma. MOCK (1980) szerint a D-i és Ny-i Bükk a Gömöridák Mellétei sorozatának (Meliatska seria) folytatása, míg a K-Bükkel kapcsolatban felmerül, hogy az esetleg a Szilicei takaró D-re tolódott része (KOVÁCS 1980). Miután a Bükkben a felső-priabonientől, de inkább a szenontól kezdődően takarós áttolódásokkal már nem számolhatunk, fel kell tennünk, hogy amennyiben takarók származtak a Gömöridákból a Bükkbe, annak a preszenonban kellett lejátszódnia, aminek viszont előfeltétele, hogy a két szerkezeti egység egymással szomszédos legyen. Ez ellentétes tektonikai vázlatunkkal, ideértve az 1. ábrát is. MAHEL (1980) tagadja D-i vergenciájú takarók létét a Gömörikum D-i szegélyén, és az egész kérdés még kiforratlan és vitatott. Következő lehetőségek merülnek fel a Bükk pozíciójával kapcsolatban:

- 1.) A Bükk és a Gömöridák már a lutécien előtt egymással érintkeztek. A Bükk dinári, a Gömöridák Észak-alpi eredete nem kétséges, tehát ha takarós érintkezés alakult ki közöttük, akkor a Gömör-Vepor és a Bükk szinisztrális vetődése - Bakony-Buda szigetét mintegy megkerülve - a krétában lejátszódott. A Bükk és a Gömöridák további összehasonlító vizsgálata dönti el a kérdést. Ósföldrajzi-tektonikai koncepciónk lényegét alig érintő probléma.
- 2.) A Bükk és a Gömöridák a középsőeocénben még az 1. ábrán jelzett pozícióban volt, szinisztrális vetődésük a lutécien-alsó-priabonienben játszódott le. A 4. ábra és a 6. - 7. ábrák ezt a koncepciót tükrözik.
- 3.) A Gömöridák szinisztrális vetődése a lutécien-priabonienben ugyan lejátszódott, a Bükké azonban nem. A Bükk ÉK-i irányu elvetődése csak a korai eggenburgienben történt meg (5. ábra).

Az 1.) változat mellett a mezozóos képződmények kutatási eredményei szólhatnak, és ez a körülmény nem áll gyökeres ellentétben a középsőtercier ősföldrajzi adatokkal.

A 2.) változatot az támogatja, hogy bükki lehordási anyag Buda oligocénjében nem jelentkezik, hasonlóképp hiányoznak Budán a kiscelli agyag legfelső és az egerien legalsó részének Bükkre oly jellemző vastag dácit- és andezit-tufa betelepülései. Továbbá a 3.) változat esetén az ősföldrajzi kép csak úgy rekonstruálható, ha a Bükk vetődéssel egyidejű 180°-os rotációját is feltételezzük.

A 3.) változat sem zárható ki. Mellette szólna, hogy az ősföldrajzi kép jobban "összeáll", a Szlovéniába vezető buzsáki tengeri átjáró és a Buda közötti "fehér folt" Székesfehérvártól D-re jobban kitöltődne. A Flis-tengerrel való kapcsolat is világosabb. A bükki eredetű törmelék a K-Mátrában, a Darnó-vonalon Ny-i szárnyán is hiányzik a preegenburgien üledékekből. Budai-hegységbe jutása előtt már lerakódott. Nehézásvány-vizsgálatokkal T. -MAKK (in HORVÁTH M. et T. MAKK 1974) kimutatta a Budafok 2. sz. furás szelvényéből, a kiscelli agyag felső részéből és az egerien legaljáról az andezitvulkáni működés ásványait, vagy legalábbis andezites terület lehordását. A transzkurrens vetődéshez és a rotációhoz szükséges kb. 5 millió évnyi idő a késői egerienben és a korai eggenburgienben rendelkezésre állt. A 3.) változatra is kidolgoztuk az alternatív ősföldrajzi térképeket (9.- 11. ábrák), mivel e változat valószínűsége sem csekély.

5.) Felsőpriabonien-alsókiscellien ősföldrajzi vázlat

(39-33 (? 29) millió év, NP 20-23, P 16-19 zónák 6. ábra)

Kivéve a Castalgombertoi-selfet (2) és a hozzá csatlakozó Apennini- (Scaglia-) óceánt, az ábrázolt összes tengeri területet az adott időszakban meglepő szedimentológiai egyveretőség kapcsolja össze. Az üledékszukcesszióban jelentkező kettősség: alul vékony globigerinás márga, rátelepülve, felül euxin-fáciesű, gyakran lemezes, halpikkelyes, vékony agyag-agyagmárga egymásutánja, - a legfigyelemreméltóbb jelleg, mely a Flis-tenger szedimentációjában is kimutatható (BÁLDI 1980). PAPP (1958) volt talán az elsők között, aki felhívta a figyelmet erre a jelenségre, mikor az É-alpi molassz és a magyar mélyebb oligocén faciológiai azonosságára rámutatott: "Es ergeben sich daraus für die Sedimentserie Obereozän-Oligozän in der Molasse und in Ungarn so enge Beziehungen, dass an eine direkte Verbindung der Meere gedacht werden kann." (p. 267).

A tengerek partvidékén, peremi helyzetben, nagyforaminiferás-korallós-corallicinaceás mészkő helyettesíti a medencebelseji "kettőst" transzgresszív helyzetben.

A Castalgombertoi-selfen (2) vastag biogén mészkő képződött bazalt-vulkanit közbetelepülésekkel, összetételében és jellegében a korai oligocén folyamán már erősen eltérő faunával (BÁLDI 1980).

A Keleti-Alpok és Déli-Alpok összefüggően a tenger tükre fölé emelkedő szárazulattá vált (7). Semmi bizonyítékunk arra, hogy a korai priabonienhez hasonló tengeri átjárók léteztek volna. Ellenkezőleg: az éles faciológiai eltérés alapján az Alpok központi része nemcsak keleten, hanem a Nyugati-Alpokban is kontinens volt. A faciológiai eltérésen kívül bizonyítékaink vannak az Alpok egyes öveinek szárazulati voltára (pl. flis-törmelék az alsókiscellien molasszban: OBERHAUSER 1968). STEININGER et RÖGL (1979) a "Stockletten" és a self képződmények elterjedése alapján - különösen Svájcban - ki tudja mutatni a Helvétikum D-i peremén húzódó partvonalat, mely utóbbtól D-re az Alpok szárazulata húzódott, É-ra pedig a Helvétikum és Molassz bathialis medencéje (1a). Ennek a Helvétikum-Molassz-medencének egyenes folytatása Ny felé (a térképen már nem látható) a Préalps-on túl, Genftől messze D-ig nyomozható, ahonnan a "massif des Bornes" vidékéről CHAROLLAIS et al. (1980) kitűnően feldolgozott szelvényeiben a "marnes a foraminifères" és a "schistes à Meletta" egymásutánja, a kettősség, a legvilágosabban kitűnik.

A Rajna-árok D-i vége erre az időszakra torkollott be a Helvetikum-Molassz-medencébe a mai Svájcban (LAUBSCHER 1972). Ennek az ároknak a D-i része DOEBL (1970) szerint az eocénben kezdett süllyedni, de az első tengeri betörés az eocén végére tehető, mikor az "alsó pechelbronni rétegek" evaporit-betelepülések (!) márgás összlete rakódott le. A korai oligocénben folytatódott a bitumenes, lemezes, evaporit-betelepülések pechelbronni rétegek képződése: egy marin-brakk-hiperszalin fáciesek váltakozásából álló összleté. Ez a labilis, hol hiperszalin, hol brakk-euxin beltenger az Északi-tenger felé már ekkor gyér kapcsolatot biztosított, de a Helvetikum-Molassz-medencéről való leágazása a jellemző fáciesazonosság alapján bizonyos.

Magában a Helvétikum-Molassz-medencében (1a) Északon a késői eocén lithothamniumos mészkő, discocyclinás márga bazális képződményre a "Fischschiefer" következik (NP 21-22 zóna), majd ez utóbbira az ugyancsak euxin "Heller Mergelkalk" és "Bändermergel" (NP 23 zóna) (RÖGL et al, 1979) települ. A Helvétikumban a pelágikus márga ("Stockletten") felsőeocénjére a "Schönecker" és "Glarner Fischschiefer" települ, végül a tenger D-i partja a Helvétikum D-i peremén található lithothamniumos nummuliteszes self-fáciessel (STEININGER et RÖGL 1979) mutatható ki.

A Mészkő-Alpok takaróján kialakult, D-i irányban bemélyülő, "fjord-szerű" öböl volt a Haring-medence Tirolban (1). A bazális felsőpriabonienre (kőszénzinóros, breccsás mészkő) települő alsó-kiscellien "Fischschiefer" világosan az északi Molassz-medencéhez kapcsolja ezt az öblöt.

A PAPP (1958) által leírt kirchbergi (Wechsel), wimpassingi (Lajta-hegység), willendorfi (Schneeberg), Unterostalpinra transzgradáló, felsőeocén meszes foszlányok (1b) a Molassz-Flis-tenger D-i irányu transzgressziós reliktumai-ként értelmezhetők. Peremi fáciesek, ha volt is fedőjükben oligocén, az lepusztult.

A Nyugati-Kárpátokban a Szilézikumon kívül (F) a korai kiscellienben a Magura és Podhale ívet (10) is még tenger borította (SAMUEL et SALAJ 1968). A Szilézikumban és az attól külön takarót képező Pouzdrany-egységben (CICHA et al 1971) ismét felleljük a kettősséget - "óceáni" fáciesben. A késői eocént vékony, pelágikus globigerinás márga képviseli, míg a korai kiscellient a menilit formáció (KOSZARSKI et al, 1974, BERGGREN et al. 1980). Az utóbbi laminites, tüzkőbetelepüléses, tehát pelágikus ("óceáni") ekvivalense a "Fischschiefer" fáciesnek (BÁLDI 1980).

A Keleti Kárpátokban az Audia ív már gyengén meggyűrődött, de a Tarcau-i ívben (F), a batiális régió tengelyében a felsőeocén globigerinás márga (Podu Secu formáció), fedőjében a menilittel, tehát a kettősség jól kimutatható (DUMITRESCU et SANDULESCU 1974, BURCHFIEL 1976). A kontinentális lejtő-fáciesek felé homokkő formációkkal fogazódnak össze (Kliwa, Fusaru). A menilit és a Fusaru homokkő korát MARTINI et LEBENZON (1973) pontosan datálta.

A kárpáti Flis-tengerhez, közelebbről a Podhale flis-tengerhez tartozott a Szolnok-máramarosi flis (13). Innen a felsőeocén és alsókiscellien tengeri üledékek jelenléte a legutóbbi időkben bizonyítást nyert (B. BEKE et al, 1980).

A szolnoki flis-tenger Ny felé a késői eocénben árkosodással felhasadó Magyar Paleogén Medencében (MPM) (6, 12) folytatódott. A MPM a Budai egységen és a Bükkön alakult ki ebben az időszakban. A késői priabonien transzgressziós, meszes, Nummulites fabianii-s fáciesekre globigerinás márga (Budai Márga) vékony összlete települ, mely rétegsor már több mint száz éve, HANTKEN és HOFMANN klasszikus munkái óta ismert. A Budai márga NP 20 zónába tartozása, felsőpriabonien kora, több oldalról bizonyított (MARTINI in CICHA et al. 1971, B.-BEKE 1972, SZTRÁKOS 1974, 1978). A Budai márgára települ a Tardi agyag enyhén bitumenes, lemezes, halpikkelyes pélit összlete coccolit-iszap lemezek interkalációival. Tökéletes mása a "Fischschiefer"-nek. Kora NP 21-22 (B. BEKE 1977), bár felső része az NP 23-as nannozónát alkotja. Ez utóbbi a Molasszban a "Heller Mergelkalk" és "Bändermergel" megfelelője. A szedimentációs szukcesszió kettőssége tehát a MPM-ben is nyilvánvaló.

A MPM-től É-ra a Tátra-Vepor-Gömöridák, stb. (9, 11), D-re a Bihar-Mecsek (14,17) szárazulata húzódott. DNy-i irányban az igali pászta (5) összeköttetést biztosított Szlovénia (4) felé.

Fácies és faunája alapján a szockai rétegek összlete nyilvánvalóan kapcsolódik az eddigiekben leírt szedimentációs egységhez. KUŠČER (1967) szerint a szocka rétegek kőszéntelepes, édesvízi mészkőfáciesei és laminites, brakk-tengeri "Fischschiefer" fáciesei jól észlelhetők Ljubljana és Celje között. A limnikus-paralikus fácies kiterjedt volta is bizonyítja, hogy ez a tengerág a Castelgombertoi-self felé lezárt. Udine és Gorizia környékén a késői eocén

gyűrődések gátat emeltek erre az időszakra a nagy Flis-Molassz-tenger és az Apennini-óceán selfje közé. Ugyiszintén gyűrődött és kiemelkedett a Külső Dinaridák öve (BURCHFIEL 1980). Tengeri fauna tehát csak az Északi-tengerből hatolhatott be a Rajna-árkon és/vagy az Orosz-táblán át, mely utóbbival a Tarcau-i Flis-tenger volt összeköttetésben. Ezek a kapcsolatok azonban nagyon labilisak voltak – amint azt a Rajna-árok hidrokémiai labilitásánál is láttuk – és ezért a perialpi-kárpáti tenger brakkosodásra, faunája endemizmusra hajlamos lett. Ez a tenger már Paratethysként értelmezhető (BÁLDI 1979, 1980), de a fogalomzavar elkerülésére használjuk talán az Eoparatethys kifejezést, mely SENEŠ-től származik (SENEŠ et MARINESCU 1974).

A Szlovéniai-öböl (4) szockai rétegei tehát ekvivalensei a Tardi agyagnak, "Fischschiefer"-nek, a "schistes à Meletta"-nak, stb. Peremi transzgresszióit a Ljubljana, Kranj és a Karavankák környékéről leirt priabonien és alsókiscellien nummuliteszes mészkőfoszlányok tanúsítják (PAPP 1959, PAVLOVEC 1974, DROBNE et al. 1979). Nincs kizárva, hogy ezek a peremi transzgressziók már a következő korszak felsőkiscellien tengere előrenyomulásainak felelnek meg.

A Keleti Kárpátok Flis-tengerének öble volt az Erdélyi-mecence (15). Az öböl É-i nyitott részén itt is az Eoparatethys jellemző fáciesegységutánját találjuk. A felsőpriabonien márga, ill. biogén mészkő képviseli, majd édesvízi mész vékony padjaira (csókmányi és révkörtvélyesi rétegek) a Bizusai agyag és a nagyilondai melettás, lemezes agyag formációja települ. Ezek datálása RUSU (1977) kitűnő dolgozatán kívül MARTINI et MOISESCU (1974), MÉSZÁROS et IANOLIOU (1977), NAGYMAROSY (szóbeli közlés) nanoplankton feldolgozása nyomán megtörtént (NP 21-23 zónák). Mint már rámutattam, (BÁLDI 1980), a faciológiai fejlődésmenet teljesen azonos az eddig tárgyalt Eoparatethys régiókéval.

Összefoglalva megállapítható, hogy a vizsgált időszakban az Eoparatethys kialakult. Főbb részei: a Helvétikum-Molassz-medence (a Nyugati Alpoktól a későbbi Waschberg zónáig), a Ny-i és K-i kárpáti Flis-tenger, a Magyar Paleogén Medence, a Szlovéniai-öböl, az Erdélyi Paleogén Medence. A korai kiscellientől az Eoparatethys epizodikusan biogeográfiai kontaktusban volt az Északi-tengerrel, míg az Apennini-óceánnal a kapcsolat megszakadt. Az egész beltengerre jellemző előbb a késői priabonien globigerinás márga képződési fázisa (ekkor még a D-i kapcsolat nem szakadt meg teljesen), majd az oxigén-cirkuláció és sótartalom szempontjából igen labilis hidrokémiai közegben lerakódott pélit-fáciesek ("Fischschiefer", "schistes à Meletta", Tardi agyag, Nagyilondai agyag, szockai rétegek) kialakulása. Ez utóbbi, korai kiscellien periódus, alkalmas volt euryhalin, endemikus molluszkafauna kifejlődésére is (Rzehakia = Ergenica cimlanica - Cardium lipoldi együttese nagy-ostracodákkal és Spiratellákkal), mely fauna Szlovéniától az Aral-tóig kimutatható (BÁLDI 1979, 1980).

A nagykiterjedésű, de lapos, tönkösödött (BÁLDI 1980) Alp-tátrai szárazulat közepén, Európa platformja É-ről, a Dinári-Bihar-Mocsiai szárazulat D-ről keretezte és tagolta, ill. választotta le az Eoparatethyst.

Az alpi és dinári szárazulatot földszoros kötötte össze Ny-Szlovéniában-Friuliban. A környező kontinensek tönkösödött felszínére bizonyíték a lassu üledékképződés és a finomszemű törmelék dominanciája (BÁLDI 1980).

Az éghajlat kissé szárazabbra fordult, mint a lutécienben volt (v.ö. evaporitok a pechelbronni rétegekben, Tardi agyag flórája HABLY 1979). Humidabb periódusokat is fel kell azonban tételeznünk a szockai kőszételepek és a brakkvizi euxin-fáciesek alapján.

6.) Felsőkiscellien-egerien ösföldrajzi vázlat (33- (? 29) 24 millió év,

NP 24-25 és P 20-22 zónák) (7. ábra)

Az alsókiscellien-priabonien képpel szemben a fő változások:

- a Szlovéniai-öböl (4) és a Castelgombertoi-self (2) között tengeri átjáró nyílik, ismét megjelennek az Eoparatethys molluszk-faunájában a Mediterráneum elemei, feltűnnek a nagyforaminiferák, keveredve a boreális taxonokkal;
- számos helyen transzgresszió játszódik le, az euxin fácies visszaszorul;
- az egerien végén általános a regresszív tendencia, brakkosodás;
- az alpi-tátrai szárazulat gyors ütemű orogenetikus emelkedése kezdődik, ami miatt a felsőkiscellienben tizszer, az egerienben százszor gyorsabb üteművé válik az üledékképződés az alsó-kiscellienhez viszonyítva.

Az É-alpi Molassz-medencében (1a) a felsőkiscellien, epibatális "Tonmergelstufe" képződése váltotta fel a laminites "halas palák" lerakódását, jelezve az euxin fácies megszűntét. A Haringi-öbölben a "Fischschiefer"-re ugyancsak tengeri agyagmárga, az u.n. "Zementmergel" települ. A Nyugati Alpokban a "halas palák" fedőjében flisoid kifejlődésű, epibatális péliteket találunk (FUCHS 1976, CHAROLLAIS et al. 1980). Ez utóbbiakat az oligocén végén még erős gyűrődés érte. A D-i Rajna-árokban DOEBL (1970) szerint a pechelbronni rétegekre tengeri, foraminiferás agyagmárga következik, így a Molassz-medence és az Északi-tenger között a Rajna-árkon át teljes normálsósvízi kapcsolat, és ennek megfelelően az alsó-kiscellinél jóval élénkebb faunakicserélődés valósulhatott meg. Ez lényegében a boreális taxonok déli migrációját jelentette, aminek oka az oligocén éghajlat jelentékeny lehülése volt (FRAKES 1979 és 1. még később). KISSLING (1895) és HÖLZL (1961) molluszk-faunái szinte egyoldalun boreális közösségek.

Az egerien elején a "Tonmergelstufe"-ból mélyszublitorális, finomhomokos pélit, a slir fejlődik ki közel 1000 m vastagságban (Puchkirchener Schichtengruppe). Az alsó puchkircheneri rétegekből származó Miogypsina complanata (KÜPPER in BÁLDI et. SENEŠ 1975) jelzi a formáció egerien korát. Peremi fáciesben az egerient homok, homokkő képviseli Miogypsina formosensis-szel (linzi homok, melki homok, thalbergi rétegek; RÖGL et. STEININGER 1970). A Miogypsinák és néhány molluszkataxon a mediterrán befolyás növekedésére utal az egerien elején. A Waschberg-zónában az egerien thomasli rétegek és a felsőegerien michelstetteni rétegek nyílttengeri, homokbetelepüléses agyagfáciése (PAPP et al. 1978, FUCHS et al. 1980) bizonyítja a széles tengeri átjárót a Nyugati Kárpátok felső Pouzdrany és Boudek rétegeinek nyílttengeri, részben pelágikus üledékgyűjtője felé (1a) (CICHA et al. 1971, FUCHS et al. 1980). A peremeken itt is Miogypsinás homokkő képződött (Rabensburg West 1. sz. furás).

A Molassz-tenger D-i partvonalát Ausztriában a flis és a Mészköalpok takarója fedi. Alsó Ausztriában az Urmannsau 1. sz. furás a Mészkö Alpok alatt egerient ütött meg. Még érdekesebb a Berndorf 1. sz. furás Bécstől és az alpi takarók É-i homlokától kb. 30 km-rel D-re, amely FUCHS et al. (1980) szerint a mészkőalpi takaró alatt 5900-5947 m között egerien molasszt furt Miogypsina ex gr. formosensis-szel, a Cseh-masszivumra transzgradáló helyzetben.

Fentiek alapján tehát nem tűnhet tulzásnak, ha a későbbi, neotektonikus (miocén) Bécsi-medence és a Waschberg-zóna helyén 100 km széles Molassz-tengert ábrázolunk térképünkön. Azt is el kell továbbá fogadnunk, hogy a Mészkö Alpok takarója az egerien után még legalább 30 km-t mozgott É-i irányban. A Haringi-medence igen meredek dőlésű cementmárga rétegei ugyancsak ilyen mészkőalpi takarómozgás okozta diszlokációt tanúsítanak. Mivel itt az egerien hiányzik, a mozgás már az egerien előtt kezdődött Haringben.

Az egerien felső része az egész Molassz-medencében erősen regresszív: sekélytengeri Ammonia beccarii-s és brakkvízi cyrénás rétegek vastag formációi elterjedtek, és a Rajna-árokban is laterálisan folytatódnak. A brakkosodó késői egerien tenger tehát a boreális tengeri faunakicserélődést a Rajna-árkon át erősen korlátozni kezdte.

Összefoglalva: a Molassz-medencében a felsőkiscellient a nyílt-tengeri, jó-részt epibatiális agyagmárga, az alsóegerient slir - a peremeken miogypsinás homokkő -, a felsőegerient igen sekélytengeri, csökkentsósvízi, cyrénás fációsek, vagyis regressziós tendenciák jellemzik.

A kárpáti Flis-tengerben (F) több km vastag turbidites homokkő és pélit összeletek rakódtak le (pl. Krosznói, Kliwa, Fusaru homokkő, stb.). A Krosznói homokkő - a jelenlegi nevezéktan szerint - heterokron képződmény, mivel a Nyugati Kárpátokban a menilitre települve az NP 24 25 zónát is biztosan képviseli, míg a Keleti Kárpátokban LEBENZON (1973) szerint az NP 24, 25, NN 1

zónákat a Fusaru homokkő, míg az NN 2-3 zónákat a Krosznói homokkő tölti ki. Lehet, hogy csak nevezéktani fogalomzavarról van szó, az azonban valószínűvé válik, hogy a terrigén, turbidites, gyorsütemű flis-lerakódás mélyen átnyúlt a miocénbe, az eggenburgienbe is.

A Magura és Podhale flis nagy területei a tenger szintje fölé emelkedtek. Azonban a Tatrikum É-i és a Bihar K-i irányú laterális mozgása révén a Podhale flis DK-i szektorában, az extenziós feszültségek eredményeként, az egész oligocénben folytatódott a tengeri üledékképződés. A Szolnok-máramarosi Flis (13) tehát a Podhale flis DK-i részének oligocén után diszlokált maradványa, amelyben a tengeri oligocén létét valamennyi emeletben és zónában B.-BEKE et al. (1980) vizsgálatai igazolták.

Besztercebánya környékén a Podhale flis egy másik tengerrel fedett sávja nyert bizonyítást. (10). Ezt a BYSTRICKA (1979) és LEHOTAVOVA (szóbeli közlés) által péлитes üledékekből kimutatott NP 24-25 nannozónák tanúsítják. Míg a Magura és Podhale flis szárazulattá vált részei egyre gyorsabb ütemben orogenetikusan emelkedtek, és hevesen pusztultak, amit a Magyar Paleogén Medence felsőkiscellien, de különösen egerien mikrofaunáiban található feltűnően nagy mennyiségű kréta és eocén kontamináció jelez, addig más részei a felsőkiscellien-egerienben ismét a tenger szintje alá kerültek.

A Magyar Paleogén Medence (MPM) K felé a Szolnok-máramarosi flis-tengerhez, ÉNy felé az említett besztercebányai területen át a Sziléziai flis-tengerhez kapcsolódott. A MPM-ben az alpi Molassz-tengerhez hasonló üledékegymásután mutatható ki. A "Fischschiefer"-fáciesű Tardi agyagra az euxin fácies megszűntét itt is jelző, felsőkiscelli, foraminiferás, epibatiális agyagmárga, a Kiscelli agyag települ, melyre egerien slir-formációk következnek (Parádi és Szécsényi slir). A késői egerien sekélytengeri Ammonia beccarii-s és brakkvizi cyrénás rétegek itt is elterjedtek. A felsőkiscellien Kiscelli agyag peremi fácies a Hárshegyi homokkő, Solymár környékén nagyforaminiferákkal (Nummulites vascus, Lepidocyclina div. sp.), sekélytengeri molluszkákkal. Az egerien peremi fáciesek szintén molluszkás homok ("pectunculuszos" Törökbalinti homokkő, Mányi homok) és miogypsinás mészkő, homokkő formájában nyomozhatók (Miogypsina formosensis, septentrionalis, Lepidocyclina div. sp.) (Eger, Novaj, Budikovany, sth.). Részletesen 1. BÁLDI et al. 1976, BÁLDI 1973, PAPP 1975, BÁLDI et SENEŠ 1975, BÁLDI 1979. A felsorolt valamennyi fáciesre, ideértve még a Kiscelli agyagot is, jellemző a mediterrán eredetű molluszkák, nagy-foraminiferák keveredése a boreális taxonokkal.

A Magyar Paleogén Medence NyDNY-KÉK csapásirányú tengely mentén É-i és D-i irányban terjeszkedő árkosodással alakult ki már a felső-priabonienben a Buda és a Bükk fragmentumán (BÁLDI 1979). A felsőkiscellienben ez az árkos süllyedés a budai vonalat Ny felé átlépve a Bakony blokkjára is átterjedt, előbb csak az Esztergomi-öblözetet alkotva, ahol a Kiscelli agyag széntelepes Hárshegyi homokkővel a bázisán transzgredál triászra vagy priabonienre. De átterjedt az árkosodás a Rába-Rozsnyó vonalon is É felé, ahol a Kiscelli agyag

a Veporikumra transzgredál (diósjenői, szécsényi, sóshartyáni mélyfurások, D-szlovákiai furások). D felé Jászberénytől és Tököltől D-re jelölhető ki az üledékgyűjtő határa, ahol a kiscelli agyag helyzete a mélyfurások tanúsága szerint ugyancsak transzgresszív.

Az egerienben további Ny-i irányú transzgresszió történt a Bakony blokkján (8), ahol az infraoligocén denudáció után a marinbrakk Mányi homok és a fluviatilis, kőszénteleges Csatkai kavics rakódott le. Transzgredált az egerien a Gömördiákon is, a Bükki-öböl (12) ÉNy-i csücskében, Putnok, Alsószuha, Csizfűrdő, Budikovany környékén *Miogypsina formosensis*-szes bazális mészkőbreccsával (PAPP 1975, BÁLDI et RADÓCZ 1971).

A MPM az igali pászta (5) mentén függött össze Szlovéniával (a Balatontól D-re, a buzsági mélyfurásból, erősen diszlokált pélitből az NP 24-25 nannozónákat diagnosztizálta B.-BEKE in SZTRÁKCS 1974).

Szlovéniában (4) ismét azt látjuk, hogy a "Fischschiefer"-jellegű szockai rétegekre tengeri, foraminiferás agyagmárga települ, melyet KUSČER (1967) egyenesen a Kiscelli agyaggal azonosított. A Celje közeléből származó makrofaunisztikai adatok (PAVLOVEC 1973) aláhúzzák az azonosságot. Zagorje környékén az egerien konglomerátummal és lithothamniumos mészkővel, helyenként az alaphegységre is transzgredál (Govca rétegek). Ebből *Miogypsina formosensis*-t és *Lepidocyclina* div. sp. -t írt le PAPP (1975). Az egerien felső része brakk fáciesekből áll (KUSČER 1967), hasonló marinbrakk kőszénteleges összetétel ismert Krapina-Radoboj-Golubovec környékéről, az Ivanščica-hegységből (ANIĆ 1952, MULDINI-MAMUZIC in BÁLDI et. SENES 1975). A jugoszláviai oligocén erősen gyűrt (szávai redők!).

Szlovéniából a felsőkiscellien-alsóegerien idején tengeri átjáró vezetett a Castelgombertoi-selfre (2), vagyis az Alpok D-i előterébe. Ez az átjáró volt a Mediterraneum fauna-elemeinek (nagyforaminiferák, mediterrán molluszkák, stb.) Eoparatethysbe vezető útja. Ez lehetett valószínűleg az egyetlen déli bejárat, mivel a Keleti-Eoparatethysben (D-Szovjetunió) a mediterrán elemek ugyyszólván hiányoznak (BÁLDI 1980). Ezek a déli taxonok csak a Középső Eoparatethys medencéibe jutottak el. (pl. *Miogypsinák*, *Lepidocyclinák*, *Nummulitesek* sok molluszkafaj).

A Keleti Kárpátok Flis-tengerének továbbra is öble maradt az Erdélyi-medence. A peremi részeken litorális homokkő (fellegvári vagy Cetate rétegek) és vörös agyag (Ticu) képződött. ÉÉK, vagyis az "óceán" felé a melettás, palás agyag képződését itt is felváltotta a felsőkiscellien elején a nyilttengeri, foraminiferás agyagmárga (vimai agyag) szedimentációja, mely utóbbi a peremek felé és felfelé a felső részén már egerien buzási homokba megy át (RUSU 1975, 1977). Az öböl zártabb részein a felsőegerien csökkentsósvízi, osztrigás, kavicsos homok formációi (zsombori és szentmihályi rétegek) itt is kifejlődtek (SURARU in BÁLDI et SENES 1975).

Hasonló öböl volt a Petrozsényi-(Petrosani-) medence (Zsil-völgy), ahol az egerien javarészt brakkvizi fáciesben Románia legnagyobb kőszéntelepes összletét hagyta hátra (MOISESCU 1975 in BÁLDI et. SENEŠ 1975).

Összefoglalva: a Flis-tengerben több km vastag turbidites, terrigén flis képződött, az intramontán öblökben (Magyar Paleogén Medence, Szlovénia, Erdélyi-medence, Petrozsényi-medence) viszont az É-alpi Molassz-tengerihez hasonló fácies-egymásután alakult ki: az euxin fácies megszűnésével foraminiferás agyagmárga több száz méter vastagságban, fedőjében a növekvő homoktartalom miatt slir (1000 m vastagságot is elérve), ill. a peremeken nagyforaminiferás-molluszkás homokkő. A késői egerienben általánossá vált az öblökben, sőt egész tengerágakban az igen sekélytengeri vagy brakkvizi fácies.

A Déli Alpok és a Nyugati Alpok D-i előtere ismét csak gyökeres eltérést mutat. A Castalgombertoi-selven folytatódik a nagy-foraminiferás-korallos mészkőképződés, ill. glaukonitos homokkő lerakódása. Az Alpok és Dináridák összefüggő vonulatként zárták le - a szlovéniai átjárót kivéve - az Eoparatethys flis és molassz tengereit. Ez a kontinens már az előző korszakban is (főleg az alsókiscelliében) lapos gátként emelkedett ki. A felsőkiscelliében-egerien idején azonban egyre intenzívebben emelkedett a kihülési dátumok alapján (FREY et al. 1974; FRISCH 1976).

A Castalgombertoi-selftől D-re és Ny-ra elterülő Apennini-óceán szegélyén szubmarin, mélytengeri törmelékkupok vastag, alpi eredetű hordalékanyaga rakódott le. Ilyen a gonfolit, a Piedmonti-medence "tongriano"-ja (Molare formáció), stb. A Molare formációról LORENZ (1968) kimutatta, és vizsgálataink is igazolták (B.-BEKE in BÁLDI 1979, BÁLDI 1973), hogy ennek a molassznak a képződése durván az eoparatethysi felsőkiscelliével-egeriennel egyidős. A Molare formáció felfelé finomszerű, pelágikus, turbidites formációkba megy át (Rochetta, Serole, Cortemilia, v.ö. GELATI 1968), mely utóbbiak képződése a miocénben is folytatódott. A Dél-alpi molasszról a legkitűnőbb tanulmány RÖGL et al. (1975) tollából jelent meg, melyben a comoi molassz (gonfolit) 1 km vastag "főkonglomerátumának" korát az NP 24 és 25 kronozónák között, az alsóegerienben rögzítette (kb. 26-30 millió év), jó összhangban a lepusztított Bergell-gránit kavicsainak 28 millió éves radiometrikus korával. A gonfolitot "deep sea fan"-ként (mélytengeri törmelékkup) értelmezik.

Az Alpok intenzív emelkedésének tükörképét látjuk az északi előtér Molassz-tengerének szedimentációjában, ahol - akárcsak délen - kb. az NP 24 zónától felfelé, az oligocén elejéhez képest százszor gyorsabb, és átlagosan durvább szemű üledékképződést tapasztalunk (Tonmergelstufe-slir-homok).

A klíma ebben az időszakban hűvös-szubtrópusi, és különösen a vége felé - viszonylag - humid volt (HOCHULI 1979).

7. Az eggenburgien ősföldrajzi vázlata (24-29 millió év, NN 2-3, N 5-6 zónák; 8. ábra)

Az Alpok szárazulata tovább terjeszkedett és intenzíven emelkedett (FREY et al. 1974, BÁLDI 1979). A Molassz-medencében azonban tovább tartott a tenger uralma (1), sőt ÉNy-i irányban a Cseh-masszivumra transzgredált az alsó-ausztriai Eggenburg, Fels vidékén (2) a tiposus partközeli, durvatörmelékes, nagy-pectenes sekélyszublitorális fácissal (STEININGER et. SENEŠ 1971).

Az egerien puchkircheni formációra az eggenburgien "Hallen Schlier" jelentős diszkordanciával transzgredál ("transgrediert mit deutlicher Diskordanz" PAPP et STEININGER 1975). Ez a megállapítás felveti azt a fontos kérdést, hogy ezek szerint az egész Molassz-medence szárazulattá vált-e az egerien végére? Ez a feltevés aligha fogadható el, különösen ha a bajor molassz szelvényeit nézzük, az azonban bizonyos, hogy a brakkosodó felsőegerienre az eggenburgien mindenhol teljesen tengeri fácissal települ, ami valóban transzgressziót, de nem mindenhol és szükségszerűen diszkordanciát jelent.

A Nyugati Kárpátok Flis-tengere erre az időre már részben megszűnt, mivel a Krosznoi homokkővet ezen a részen általában nem tartják egeriennél fiatalabbnak. Az elsekélyült tengerreszek Jaklovecig nyomozhatók. Ebből a sekély előtéri medencéből transzgredált a tenger a Vág- és Nyitra-völgybe (3), ahol a sekélyszublitorális, nagypectenes fácies éppugy kifejlődött, mint a medencebelseji slir (STEININGER et SENEŠ 1971).

SENEŠ Besztercebánya környékére tételez fel egy tengeri átjárót, amely a Tatrídaktól D-re képződött Losonc-rimaszombati eggenburgient (4) a Nyitra-völgyvel összekötötte.

Erről a területről, lényegében a budai és a darnói vonal között nyult be 100 km mélyen D-re az a 100-150 km széles öböl, melyben a magyarországi eggenburgien lerakódott (4, 5, 6). Az öböl D-i határa a tököli és jászberényi furások alapján durván ezek vonalától valamivel délebbre helyezhető. Az említett furásokban u.i. a törmelékes, sekélytengeri eggenburgient még számottevő vastagságban észlelték.

Az öböl Ny-i partvidékén, mely szorosán követi a budai vonal nyalábját, a nagy-pectenes, anomias, sekélyszublitorális fáciest látjuk viszont (6) a Budafoki homokot alkotva (BÁLDI 1974). E formáció Törökbálint és Budafok vidékétől, Dunabogdányon (B.-HAVAS et. K.-LAKY 1980) át a Közép-Cserhátba (BÁLDI 1979), majd innen Losonc vidékére (SENEŠ in STEININGER et SENEŠ 1971), VASS et al. 1979) követhető. K felé a medencebelseji, mélyszublitorális slirfáciesbe megy át (5): Szécsényi és Putnoki slir felső része (BÁLDI 1971, 1979), amely Szécsény, Kazincbarcika vidékétől Rimaszombat tágabb környékéig elterjedt. Korábban ezt a slirt teljes egészében "kattinak"

(felsőoligocénnek) térképezték, felső nagyobb hányadának nannoplanktonja (NAGYMAROSY), foraminifera-faunája (HORVÁTH H. 1972) és molluszkafaunája (BÁLDI et. RADÓCZ 1971, BÁLDI 1979) azonban világosan kijelöli helyét az eggenburgienben (NN2-3 zónák). A Budafoki homok felé való laterális átmenet is látható a Cserhátban. A Putnoki és Szécsényi slir sekélyebb tengeri, kövületszegény helyettesítő fáciese a glaukonitos (pétervásárai) homokkő (BÁLDI 1979).

A magyar öböl K-i szegélyén, a darnói vonal mentén aztán ismét a sekélyszublitorális fáciesek kerülnek tulsulyba, így a Bekölce, Tarnalelesz környéki nagy-pectenes rétegek (CS.-MEZNERICS 1959), az alaphegységre ~~traszgresszív~~ Darnói konglomerátum (BÁLDI 1979), valamint a kivékonyodó Pétervásárai homokkő a K-Mátrában.

A peremi, nagy-pectenes fácies - mint mindenhol, úgy a Magyar Öbölben is csak 100-300 m vastag, míg a slir-fácies és a Pétervásárai homokkő fácies eggenburgienbe tartozó részének vastagsága is elérheti a 800-1000 m-t.

Az eggenburgien Magyar Öböl a Magyar Paleogén Medence továbbváltozott része. Ennek megfelelően az Öböl belsejében, de még a Ny-i peremen is folyamatos átmenetet észlelünk az egerienből. A slir-fáciesben, homokkő-fáciesben a határ pontos megjelölése az egerien-eggenburgien között elég nehéz. A Magyar Paleogén Medence árkosodó terjeszkedése a Bükk felé és ÉK-en észlelhető, ahol az eggenburgien transzgresszív, vagy csak igen vékony, ugyancsak transzgresszív helyzetű egerien van a fekvőjében (Putnok, Csizfűrdő, Alsószuha). Kazincbarcikán a brakk-lagunáris egerienre transzgresszív az eggenburgien (BÁLDI et. RADÓCZ 1971).

A Magyar Öböl sorsa az eggenburgien végé felé az elsekélyülés lett. Medencebelseji helyzetben is a slir és a pétervásárai homokkő fáciesek a sekélyszublitorális, nagy-pectenes fáciesekbe mennek át felfelé (Salgótarján, Kisterenye, Parád, Recsk) CS.-MEZNERICS 1953, BÁLDI 1979). A sekélyszublitorális milió lagunárisba való átváltása ("terresztrikum", Zagyvapálfalvai formáció HÁMOR szerint) az eggenburgien legvégén, esetleg a korai ottnangienben játszódott le. Ezzel egyidejűleg riolitufaszórás kezdődött, melynek csuespontján a lagunáris Zagyvapálfalvai formációra az "alsó riolitufa" települt (kora HÁMOR et. BALOGH 1979 szerint kb. 19-21 millió év).

A Magyar Öböl feltöltődésével a "tarditectonique" Magyar Paleogén Medence története be is fejeződött. A kárpátientől ujjabb konfiguráció és medenceközpontok alakultak ki, melyek tárgyalása jelen munka keretein kívül esik.

Az eggenburgien Magyar Öböl ÉK-i irányban az Eperjesi-medencével (7) volt kapcsolatban, ahol viszontlátjuk a nagy-pectenes peremi fácieseket (STEININGER et. SENES 1971). Az eggenburgien itt ugyancsak transzgressz-

sziv, akár a Vág-völgyben. Az egész belsőkárpáti övezet a Nyugati Kárpátokban tehát nagy területeken szárazulat volt az oligocénben és az alsómiocénben is az maradt.

A Keleti-Kárpátokban a Flis-tenger (F) még létezett. A Tarcaui takaró feltolódása csak a középső, vagy késői miocénben következett be. A Krosznói homokkő képződésének kora itt eggenburgien (MARTINI et LEBENZON 1971). A Flis-tenger labilis hidrokémiai viszonyai azonban nyilvánvalóak az evaporitképződésből. A vorotiscsa egység, az alsó és felső Cornu tagozat evaporitja biosztratigráfiailag igazolhatóan eggenburgien. A korábbi "felsőoligocén", "?akvitánien", "burdigalien" besorolások közül a felsőoligocén már csak azért sem állja meg helyét, mivel az egerien, különösen a végfelé, az Erdélyi- és Petrozsényi-medencékben is kitűnik kőszénképződésre hajlamos, brakkosodó vizével, ami humid klímát tételez fel. Az ottnangien ismét csak humid klímájával tűnik ki (É-magyarországi, D-szlovákiai barnakőszéntelepek). Marad legvalószínűbbnek az eggenburgien, amikor a brakkosodásnak és kőszénképződésnek a kárpáti térségben nem látjuk érdemleges nyomait. VIALOV (1980) a vorotiscsai egységet egyébként késői egerien-eggenburgiennek tartja. GEORGHIAN, MARINESCU et MOTAS in MARINESCU (1972) szerint a Prahova völgyében, Ploestitől ÉNy-ra az egerien malakofaunát bezáró Pucioasa rétegekre eggenburgien mikrofaunát tartalmazó márgás-agyagos összlet következik az alsó gipszes horizont betelepüléseivel. Ez utóbbi a Cornu rétegek formációja, melyre az ottnangien brebui konglomerátum települ. A Cornu rétegekből itt, Schiulesti környékén loibersdorfi típusu Pectinida fauna, míg Cimpina mellett az előbbi molluszkákon kívül Miogypsina intermedia jelzi a Cornu rétegek eggenburgien korát (MARINESCU 1972). A Miogypsina gunteri ezen a helyen áthalmozott. A román eredmények egyértelműen alátámasztják az evaporit eggenburgien korát.

Keleten tehát az eggenburgien Flis-tenger üledékeit turbidit és evaporit jellemzi. Az Eperjesi-medence egyenes kapcsolatban állt a keleti Flis-tengerrel. A Szolnok-máramarosi flis-óvben nincs nyoma eggenburgiennek, csakugy mint Szlovéniában és az Igalbükki pásztában. Ezek a régiók az eggenburgienben már szárazulatok voltak, a Magyar Öböl a Vág-völgyi medencén át az Alpi előtér molasszhoz, míg az Eperjesi-medencén át a keleti Flis-tengerhez kapcsolódott. A Flis-tenger öblei voltak az Erdélyi-medence (8) és a Petrozsényi-medence (9).

Már HORUSITZKY (1940), CS.-MEZNERICS (1956) nyomatékosan hangsúlyozták a magyar nagy-pectenes biofáciesű faunák megkapó azonosságát az Alsó-ausztriai, valamint az Erdélyi-medence hasonló fáciesseivel. A Későbbi vizsgálatok (SENEŠ, ČTYROKY, ČIČHA, STEININGER, SURARU, BÁLDI, etc, v.ö. STEININGER et. SENEŠ 1971) csak aláhúzták ezt az egyezőséget, mely nemcsak faciológiailag, hanem a taxonok, a faunák faji összetételének azonosságában is megnyilvánul. A Magyar Öböl azonban az Igal-szlovéniai átjárót már éppugy nélkülözte, mint a szolnoki flisterületet összekötő szerepét. A tengeri kapcsolódás ezért a belső kárpáti medencék közvetítésével valósult meg, amit

alátámaszt az is, hogy e medencék faunái teljesen azonosak az É-alpi molassz, a Magyar Öböl és az Erdélyi-medence egyidős faunáival,

Az Erdélyi-medencében (8) a peremi nagy-pectenes homokkő (korodi vagy corusi rétegek) a többé-kevésbé brakk egerienre települnek, É-i irányban, a Flis-tenger felé kimélyülő medencerészben a sekélybatiális Kettősmezei (Chechisi) Agyag fáciese helyettesíti a Korodi Homokkövet. A Kettősmezei Agyag (NN 3 nannozóna NAGYMAROSY szerint) ÉK felé laterálisan a flishez kapcsolódott.

A vizsgált időszakban a klima meleg szubtrópusi és ariditásra hajlamos volt (evaporitképződés a Flis-tengerben). Az Eoparatethys vize általában enyhén hipersalin lehetett, ezért a brakkvizi faunák alárendeltek (molti rétegek, Alsó-Ausztria). A durva törmelékes üledékek gyors lerakódása jellemző, a sok keskeny szoros a medencék között úgy befolyásolta a hidrodinamikai viszonyokat, hogy a tengeráramlások az előző korszakhoz képest intenzívebbek voltak, ami a legtöbb szedimentációs területen és a biofácieseken kimutatható (BÁLDI 1959, ČTYROKY 1959).

8. A Bükk eggenburgien transzkurrens eltolódásából adódó alternatív

ősföldrajzi vázlatok (10., 11., 12. ábra)

Ezek az ábrák a 4. fejezetben tárgyalt 3.) változat fennállása esetére kidolgozott ősföldrajzi képet mutatják. E szerint a Bükk csak az eggenburgien elején került jelen pozíciójába, az oligocén folyamán még Budától DDNy-ra helyezkedett el a jelenlegihez képest 180^o-kal elfordult helyzetben. A Bükk jelenlegi helyét akkoriban a belsőkárpáti Flis-tenger foglalta el, mely a Bükk ÉK-re tolodásakor szintén messze ÉK-re tolodott és gyűrődött. A Gömöridák és a Bükk pretercier képződményeinek és tektonikájának összehasonlító vizsgálata dönti majd el e lehetőség valóságát, vagy lehetetlenségét.

A Magyar Paleogén Medence profilja is tanúsítja, a Darnó-vonalnál jelentkező éles törést az oligocén fáciesek elterjedésében. A darnói vonal az oligocén végén erősen aktív volt (alátolódások), ami a Bükk egyidejű transzverzális vetődését is jelezheti. KÖRPÁS (1980) feltevése, mely szerint a Magyar Paleogén Medence oligocénje a szolnoki flis-ív selfje, ezen ősföldrajzi vázlatok szerint - ha ezek helyesek - beigazolódnak.

A fácies-ívek elrendeződése különösen az egerienben rajzolódik ki igen világosan: Ny-ról K felé haladva a fluviatilis Csatkai kavics, a brakk-marin Mányi és Kovácovi homok íve, majd a sekélytengeri Törökbálinti homok, azután a slir-ív és végül a batiális lejtőt jelző flis-ív. Megjegyzendő azonban, hogy a Szolnok-máramarosi ívben fennmaradt oligocén "flisről" nincs bizonyítva valódi flis-jellege, turbidites felépítése.

A Bicskétől D-re furt oligocén szelvények (? és tengeri perm; Alcsutdoboz 3 sz. furás) meglepően hasonlóak a bükkalji szelvényekhez (pl. cserépváraljai furás). Lehetséges tehát, hogy Bicskétől D-re a buzsákihoz, igalihoz hasonló bükki foszlány maradt vissza az oligocénvégi transzkurrens vetődés után?!

Ennek a hipotézisnek igazolása vagy cáfolása további részletes vizsgálatokat igényel.

9. A Magyar Paleogén Medence (13. - 16. ábra)

A 13. és 14. ábra a medence konturjait és süllyedési viszonyait kísérli meg vázlatosan bemutatni. Jól kivehető, hogy a medence szerkezete az alpi főirányokat követi az oligocénben, ami mutatja "tarditectonique", intramontán molassz-depresszió jellegét (AUBOUIN 1965). Ez szöges ellentétben áll a "néotectonique", alpi irányoktól függetlenül kialakult neogén Pannónia-medence jellegével. Ez utóbbinak tektonikai szempontból semmi esetre sem volt elődje a Magyar Paleogén Medence.

Az eggenburgien medence konfigurációja erősen eltér az oligocénétől, irányai sem alpiak. Bár a medence egyes részein az üledékfolytonosság fennáll a Paleogén Medencével, lehetséges, hogy az eggenburgien medencéje keletkezési mechanizmusát tekintve már "előfutára" a későbbiekben kialakult kárpátien, badenien medencéknek. A romboid-alakkal az oligocén medencéje is elmosódóan lehatárolható, a "romboid" hosszabb oldalának (csapásának) KÉK-NyDNy irányával. Szinte magától kínálkozik az eggenburgien medence romboidba foglalása, ahol a romboid csapása ÉÉK-DDNy. A romboid-kontur HORVÁTH F. (1981 előadási közlés) és ROYDEN W. (szóbeli közlés) szerint a párhuzamos, de ellentétes irányban mozgó transzkurrens vetők felszakító hatásának eredménye. Az eggenburgien medencénél a budai és a darnói transzkurrens vetők ilyen párhuzamos, de ellentett irányu mozgása, míg az oligocénben a Rába-Rozsnyó és a Zágráb-Zemplén vonal hasonló mozgás-mechanizmusa játszhatott szerepet.

A 15. és 16. ábra két szelvénye a terjeszkedő árkosodás szerkezetét érzékelteti. Kiugrik az összképből a darnói vonal vidéke, mely oligocénvégi mozgásával, feltolódással megbolygatta az egyszerű árkos szerkezetet. A budai és a Rába-rozsnyói vonalnál hasonló jelenségre egyelőre nincs bizonyíték, a fáciesváltás azonban szembeszökően jelentkezik mindkét lineamentum mentén.

10. Összefoglalás (9, 17. - 20. ábra)

10.1. A 9. ábrán a Keleti-Alpok kihülési dátumai (2, 3) alapján feltételezett orogenetikus emelkedés (4), a Magyar Paleogén Medence üledékképződési sebessége (5) és az üledékes törmelék durván becsült átlagszemcseátmérője (6)

van feltüntetve az idő függvényében. A korreláció az emelkedés gyorsuló üteme, a szemceseátmérő növekedése, valamint a felhalmozódás sebessége között durván fennáll, különösen, ha figyelembe vesszük az NP 24 zóna alsó határának általánosan elfogadott 29 millió éves korát. Ez sajnos ellentétes a Kiscelli Agyag glaukonitján általunk mért 33 ± 3 millió éves adattal (K-Ar módszer, BÁLDI et al. 1975).

Feltűnő, hogy DAVIES et al. 1977 az óceánoknak rendkívül alacsony üledék-képződési rátáit állapította meg az oligocénre. Ez a kiugró minimum szintük a felsőeocén elejétől kb. 42 millió év) az alsómiocén végéig (kb. 18 millió év) tartott, ezért sem korrelálható teljesen az Alp-kárpáti medencék - érdekes módon - részben hasonló trendjével. Az Alp-kárpáti medencékben a szedimentáció egyre gyorsuló tendenciája 32, vagy 29 millió éve már megkezdődött. Ez azt jelenti, hogy az a globális-klimatikus tényező, mely az óceánok üledékfelhalmozódását lecsökkentette, csak részben hatott az Alp-kárpáti térségben, ahol a helyi, orogenetikus kiemelkedés a felső-kiscelliéntől gyorsuló lerakódást eredményezett.

Az üledékciklusok (7) és a globális eusztatikus tengerszint-ingadozások (8) durva korrelációban vannak. De hasonló laza összefüggés állapítható meg az alpi gyűrődések (4) korával is. A lutécien transzgresszióval egy azt közvetlenül megelőző gyűrődés, továbbá egyidejű eusztatikus tengerszintemelkedés korrelálható. A felsőpriabonien transzgresszióval ugyanezt látjuk. Ebben az esetben is megelőzően gyűrődés volt az Alpokban, és az eusztatikus regresszió a közéspriabonien üledékképződés megszakadásával durván egyidős. Az infraoligocén denudációval a lassu eusztatikus tengerszintemelkedés nincs korrelációban, viszont a kb. 36 millió évvel ezelőtti gyűrődés kapcsolatban lehet. A felsőkiscelliens transzgresszióért teljesen helyi okok (árkosodás, süllyedés) felelősek. A kiscellienvégi nagy tengeremélység-csökkenés viszont egyidős a VAIL et al. (1977) szerinti nagy, eusztatikus regresszióval. Az utána következő lassu globális transzgresszió az egerien fokozatos transzgressziójának jól megfelel. Az egerienvégi általános regresszió kisebb eusztatikus regressziókkal egyidős, továbbá egy alpi gyűrődés is megelőzte. Az eggenburgien transzgressziók visszavezethetők a jelentékeny eusztatikus transzgresszióra. Az eggenburgien-végi regresszióval egyidős gyűrődés észlelhető a Központi Alpokban.

Megállapítható tehát, hogy a Magyar Paleogén Medencében a tengerszint-változások részben eusztatikus (globális) színtingadozásokkal korrelálhatók, részben az alpi gyűrődésekkel is összefüggésbe hozhatók, végül egy harmadik részüket teljesen helyi, orogenetikus-izosztatikus jelenségek okozták. Ezek a tényezők egymással gyakran összegződve növelték vagy csökkentették egymás hatékonyságát.

10.2. A 17.-20. ábrákon az ősföldrajzi kapcsolatokat ábrázoltuk tágabb keretekben.

A középső eocénben és a korai priabonienben (17. ábra) a korabeli humid, meleg-szubtrópusi-trópusi klímának megfelelően a déli fajok mélyen benyomultak az Északi-tengerbe. Az Orosz-táblán és valószínűleg az Atlanti-óceánon át fennálló széles tengeri kapcsolatok a Tethys és az Északi-tenger között, a Tethys melegkedvelő elemeinek É-ra hatolását segítették az általános meleg klíma alatt (pl. Párisi-medence faunája). Bár a Tethysen belül a "Tisia" és az Alpok egyes kiemelkedő, lapos szárazulatai bizonyos biogeográfiai megosztottságot már ekkor is eredményeztek, Paratethysről még nem beszélhetünk.

A késői priabonientől, de különösen a korai kiscellientől (18. ábra) kezdve az éghajlat O-izotópos, paleobotanikai, malakológiai és egyéb módszerekkel kimutatott nagyfokú, globális lehülése a tengeren és szárazföldön egyaránt (összefoglalóan v.ö. FRAKES 1979, HOCHULI 1979, BÁLDI 1980) a boreális taxonok D-re hatolását serkentette. Az Északi-tengerhez vezető leszűkült átjárók hidrokémiai labilitása miatt (oxigén- és sótartalom ingadozása) azonban az északi befolyás is csak mérsékelten érvényesülhetett. Mivel az Alpida szárazulatok barriert emeltek déli irányban, a Mediterráneum (? Tethys) felé, és mivel a boreális kapcsolat is epizodikus volt, mint önálló faunaprovincia első ízben jelenik meg a Paratethys, amit ebben a földtörténeti szakaszban Eoparatethysnek nevezünk.

A nagykiterjedésű szárazulatok, a lehülés miatti párolgáscsökkenés a kőszénképződés visszaszorulását, csapadékhiányos, ariditásra hajlamos éghajlat kialakulását eredményezte (evaporit-képződés a Rajna-árokban). FRAKES (1979) szerint egyes helyeken az eocén 5000 mm/év csapadék az oligocénben 750 mm/év-re csökkent. Mindez kimutatható a hazai alsókiscellien flórákon is (HABLY 1979). Az oligocén kőszénben aránylag szegény korszak világszerte.

A felsőkiscellien-egerienben (19. ábra) a szlovéniai átjáró kinyílása révén déli faunaelemek nyomulhattak be az Eoparatethys középső részébe, azonban a változatlanul hűvös-szubtrópusi klíma miatt a boreális taxonok is ugyanitt továbbéltek, sőt a Rajna-árok és az Orosz-tábla normálsósvízi csatornáin át D felé hatoló újabb fajokkal számbelileg továbbgyarapodtak. Így a déli elemek a boreálisokkal keveredve éltek a középső Eoparatethysben, és mivel a Keleti Eoparatethysből a déli formák hiányoznak, egyetlen utjuk a szlovéniai szoros lehetett. De ellentétes irányu, É-ról D felé tartó faunavándorlás is lezajlott ezen az átjárón át. A boreális fajok a hűvös tengervízben még délebbre nyomulva, feltűnnek É-Olaszország egyidős terciérjében is az Apennini-óceán szegélyén ("tongriano" faunák a piedmonti Molare Formációban).

Az eggenburgienben - első ízben - teljesen szeparálódik az Eoparatethys az erősen összezsugorodott Északi-tengertől. A Rhóne-árkon át ugyanakkor egy másik déli átjáró nyílt a Mediterráneum felé, ahonnan (és esetleg Iránon át az Indopacifikum felől is) teljesen új, déli fauna inváziója ment végbe (STEININGER et. RÖGL 1979). A D-ről É-ra vándorlást előmozdította az

éghajlat korai miocénben való alapos felmelegedése, az éghajlati óvek É-ra tolódása az oligocénhez képest (FRAKES 1979). Az arid jelleg kiujulását a Keleti-kárpáti evaporit-képződés tanúsítja, és véleményünk szerint az Eoparatethys enyhén hipersalin volt. Az elterjedt keskeny tengerágakban, szorosokban az áramlások igen erősen hatottak. Sajátos labilis hidrokémia és hidrodinamika jellemezte ezt az eggenburgien keskeny beltengert.

Köszönetnyilvánítás. Dr. HORVÁTH Ferenc és dr. BALLA Zoltán kollégáimnak a kézirat és mellékletek kritikai átnézéséért, hasznos tanácsaikért, technikai segítségükért e helyen is szeretném köszönetemet nyilvánítani.

IRODALOMJEGYZÉK - REFERENCES

- ANDRUSOV, D. (1965): Geológia Ceskoslovenskych Karpat, III., Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, p. 392.
- ANIC, D. (1952): Oberoligozäne kohlenführende Ablagerungen des Ivancica Gebirges in Kroatien, Geol. Vjesn., 2-4., p. 62.
- AUBOUIN, J. (1965): Geosynclines. Elsevier, Amsterdam.
- AUBOUIN, J. (1973): Des tectoniques superposées et leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides: paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. Bull. Soc. Géol. France, 15, pp. 426-460.
- B. BEKE M. (1972): The nannoplankton of the Upper Eocene Bryozoan and Buda Marls. Acta Geol. Ac. Sci. Hung., 16, pp. 211-228.
- B. BEKE M., HORVÁTH M., NAGYMAROSY A. (1980): Az alföldi flis-képződmények biosztratigráfiai vizsgálata. Ősl. Viták, 26, pp. 51-56.
- B. HAVAS M., K. LAKY I. (1980): Eggenburgien fauna a Felsőbogyáni- (Csádri-) patakából (Dunazug-hegység). Földt. Közl., 110, pp. 276-283.
- BÁLDI T. (1971): A magyarországi alsómiocén. Földt. Közl., 101, pp. 85-90.
- BÁLDI T. (1973): Mollusc Fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). Akad. Kiadó, Budapest, p. 511.
- BÁLDI T. (1979): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk kora és képződésük története, Doktori értekezés, Budapest (Kézirat).
- BÁLDI T. (1979): Changes of Mediterranean (?Indopacific) and Boreal influences in Hungarian marine mollusc faunas since Kiscellian until Eggenburgian times; The stage Kiscellian. Ann. Géol. Pays Hellen., VII. Congr. CMNS. Athene, I., pp. 19-49.
- BÁLDI T. (1980): A korai Paratethys története. Földt. Közl., 110, pp. 456-472.

- BÁLDI T., KECSKEMÉTI T., NYIRÓ M.R., DROOGER, C.W. (1961):
Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in
der Umgebung von Eger (Nordungarn). *Ann Mus. Nat. Hung.*,
53, pp. 67-132.
- BÁLDI T., RADÓC Gy. (1971): Die Stratigraphie der Egerien- und
Eggenburgien-Schichten zwischen Bretka und Eger. *Földt. Közl.*,
101, pp. 130-159.
- BÁLDI T. - SENES J. (1975): OM Egerien - Chronostratigraphie und
Neostratotyphen., Bd. V., VEDA Bratislava, p. 577.
- BÁLDI T., NAGYMAROSY A. (1976): A hárshegyi homokkő kovásodása és
annak hidrotermális eredete. *Földt. Közl.*, 106, pp. 257-275.
- BALLA Z. (1982): Lemeztektonikai szempontok hazai rétegsorok minősíté-
séhez és párhozamosításához. *Ősl. Viták*, 28, pp.
- BALOGH K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei. *MÁFI Évk.*,
48.
- BALOGH K. (1971): The isopachyte map of the Oligocene of North Hungary.
Acta Univ. Szeged, 20, pp. 19-30.
- BERGGREN, W.A., AUBRY, M.P., BUJAK, J.P., VAN COUVERING, J.A.,
NAESER, C.D. (1979): The Terminal Eocene event and the
Polish connection. *Manuscr. prepr. Paris Geol. Congr.* 1980.
- BURCHFIEL, B.C. (1976): Geology of Romania. *Geol. Soc. Amer. Spec.*
Pap. 158, p. 82.
- BURCHFIEL, B.C. (1980): Eastern European Alpine system and the
Carpathian orocline as an example of collision tectonics.
Tectonics 63., pp. 36-61.
- BYSTRICKA, H. (1979): Middle Oligocene calcareous nannoplankton in the
Banskobystrické kotlina (depression) *Záp.Kárp. sér. Pal.* 4,
pp. 123-145.
- CHANNEL, J.E.T., HORVÁTH F. (1976): The African/Adriatic promontory
as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate
movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35,
1-3, pp. 71-102.
- CHANNEL, J.E.T., D'ARGENIO, B., HORVÁTH F. (1979) *Adria, the
African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography.*
Earth Sci. Rev. 15, pp. 213-292.

- CHAROLLAIS, J., HOCHULI, P.A., OERTLI, H.J., PERCH-NIELSEN, K., TOUMARKINE, M., RÖGL, F., PAIRIS, J.L. (1980): Les Marnes a Foraminiferes et les Schistes á Meletta des Chaines subalpines. (Haute-Savoire, France) *Eclogae Geol. Helv.*, 73, pp. 9-69.
- CICHA, I., HAGN, H., MARTINI, E. (1971): Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. *Mitt. Bayer. Staatssamml. Pal. hist. Geol.*, 11, pp. 279-293.
- CS. MEZNERICS I. (1953): A salgótarjáni kőszénfekvő rétegek faunája és kora. *Földt. Közl.*, 83, pp. 35-56.
- CS. MEZNERICS I. (1956): Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta Geol.*, 4, pp. 183-206.
- CS. MEZNERICS I. (1959): Az Egercsehi-ózdai kőszénfekvő burdigalai faunája. *Földt. Közl.*, 89, pp. 413-424.
- CSÁSZÁR G., HAAS J., HALMAI J., HÁMOR G., KORPÁS L. (1980): A fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani fejlődésmenetében. *MÁFI Évi Jel. 1980-ról.* (In press).
- ČTYROKY, P. (1959): Die Meeresmolluskenfauna des unteren Burdigals im Waagtal. *Geol. Práce*, 51, pp. 55-140.
- DANK V., BODZAY I. (1970): A magyarországi potenciális szénhidrogén-készletek fejlődéstörténeti háttere. *OKGT Budapest*, p. 24.
- DANK V., FÜLÖP J. (1967): Magyarország paleozoos és mezozoos képződményeinek fedetlen földtani térképe. *MÁFI*
- DAVIES, T.A., HAY, W.W., SOUTHAM, J.R., WORSLEY, T.R. (1977): Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science*, 197, pp. 53-55.
- DEWEY, J.F. et al. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 3137-3180.
- DIETRICH, V.J. - FRANZ, K. (1976): Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein Plattentektonisches Modell. *Geol. Rundschau*, 65, pp. 361-374.

- DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In: Illies, H. - Mueller, St. (ed): Graben Problems Sci.Rep. Intern. Upper Mantle Proj., 27, Schweitzerb. Stuttgart, pp. 56-66.
- DROBNE, K., PAVLOVEC, R., DROBNE, F. (1979): Characteristic of microfacies in the old Paleogene on the Western Border of the Pannonian Basin. Zborn. Radova, 4, pp. 155-172.
- DUDICH, E., KOPEK, G. (1980): A Bakony és környéke eocén ősföldrajzának vázлата. Földt.Közl., 110, pp. 417-431.
- DUMITRESCU, I., SANDULESCU, M. (1974): Flysch zone. In: Mahel, M. (ed): Tectonics of the Carpathian Balkan region. Bratislava, pp. 253-264.
- FRAKES, L.A. (1979): Climates Throughout Geologic Time. Elsevier, Amsterdam. p. 310.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E., NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps, a review. Schweiz, Miner. Petrogr. Mitt., 54. pp. 247-290.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. Geol. Rundschau, 65, pp. 375-393.
- FUCHS, W. (1976): Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. Jb. geol.B.A., 119, pp. 207-249.
- FUCHS, R., GRÜN, W., PAPP, A., SCHREIBER, O., STRADNER, H. (1980): Vorkommen von Egerien in Niederösterreich. Verh. Geol. B.A., pp. 295-311.
- GÉCZY, B. (1972): The origins of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. Annal. Univ. Sci. R. Eötvös Sect. Geol., 16, pp. 99-114.
- GELATI, R. (1968): Stratigrafia dell' oligo--miocene delle Langhe, Fra le Valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigne. Riv. Ital. Paleont., 74, pp. 865-967.
- HABLY L. (1979): Some Data to the Oligocene Flora of the Kiscellian Tard Clay, Hungary, Annal. Mus. Nat. Hung., 71, pp. 33-53.
- HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im Östlichen Oberbayern. Geol. Bavar., 44, pp. 1-208.

- HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. Mitt. Bayer. Staatssamml., Paläont. Hist. Geol., 7, pp. 245-320.
- HAGN, H., WELLENHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinen Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Geol. Bavar., 57, pp. 205-288.
- HÁMOR, G. et al. (1979): K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. Ann. Géol. Pays Hellén; pp. 491-500.
- van HINTE, J. E. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten) Jb. Geol. B.A., Sonderband, 8, pp. 1-147.
- HOCHULI, P. A. (1979): The paleoclimatic evolution in the Late Paleogene and the Early Neogene. Ann. Géol. Pays Hellén., VII. Congr. CMNS, Athén, 2. pp. 515-523.
- HÖLZL, O. (1961): Leitende Molluskenarten aus der marinen und brackischen Molasse Oberbayerns. Paläont. Z., 35, pp. 62-78.
- HORUSITZKY, F. (1940): A Kárpátmedencei alsó miocén földtörténeti tagolódása és ősföldrajzi kapcsolatai Besz. a Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól, 1939. évi jel. fűggeléke, pp. 1-15.
- HORVÁTH F., STEGENA L. (1977): The Pannonian Basin: A Mediterranean Interarch Basin. In: Biju-Duval B.- Montadert, L.: International Symposium on the structural History of Mediterranean Basins; Paris, pp. 333-340.
- HORVÁTH F., VÖRÖS A., ONUOHA, K. M. (1977): Plate-tectonics of the Western Carpatho-Pannonian Region: a working Hypothesis. Acta Geol. Acad. Sci., Hung., 21. pp. 207-221.
- HORVÁTH M. (1972): A szécsényi amussziumos slir felső tagozatának mikrofaunája. Földt. Közl., 102, pp. 163-175.
- MORVÁTH M., T. MAKK Á. (1974): A Budafok-2. oligo-miocén tipusszelvény üledékföldtani és mikropaleontológiai elemzése. Földt. Közl., 104. pp. 89-104.
- KAHLER, F., PAPP, A. (1968): Über die bisher in Kärnten gefundenen Eozängerölle. Carinthia II., 78, pp. 80-90.
- KECSKEMÉTI T. (1980): A Bakony hegységi Nummulites fauna paleobiogeografiai áttekintése. Földt. Közl., 110. pp. 432-449.

- K. KÖRMENDY A. (1972): A Dorogi-medence eocén molluszkafaunája. MÁFI Évk., 55, p. 372.
- K. KÖRMENDY A. (1980): Az Északkeleti Bakony eocén medence fáciesének puhatestű faunája. MÁFI Évk., 63, p. 227.
- KISSLING, E. (1895): Die Fauna des Mittel-Oligozäns im Berner-Jura. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 22, pp. 1-74.
- KORPÁS L. (1980): A Dunántuli Középhegység oligocén képződményeinek üledékföldtani feldolgozása. Kand. Ért., Budapest, (kézirat).
- KOVÁCS S. (1980): A triász hallstatti mészkőfácies jelentősége az északalpi fáciesrégióban (Kritikai korreferátum). Földt. Közl., 120. pp. 360-381.
- KOSZARSKI, L., SIKORA, W., WDOWIARZ, S. (1974): The Flysch Carpathians. In: Mahel, M. (ed): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, Bratislava, pp. 180-197.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1960): Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian Geosyncline. Geol. Rundschau, 50, pp. 8-31.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1977): Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. Annal. Soc. Géol. Pol., 67, pp. 329-353.
- KUŠČER, D. (1967): Zagorski terciar - Tertiary formations of Zagorje. Geologija. Razpr. in poročila, Ljubljana, 10, pp. 5-86.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. Geol. Rundschau, 60, pp. 813-832.
- LAUBSCHER, H. (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. Am. J. Sci., 272, pp. 293-304.
- LEBENZON, C. (1973): Le nannoplancton calcaire des dépôts oligocène et miocène inférieurs du cours supérieur de la vallée du Tarcau. Dari de Seama de Sedintelor, 4. Stratigrafie, 59, pp. 101-112.
- LORENZ, C. R. (1968): Contribution a l'étude stratigraphique de l'oligocène et du miocène inférieur des confins Liguro-Piemontais (Italie). Atti dell'ist. de Geologia della Univ. di Genova, 6, pp. 255-888.
- MAHEL, M. (ed.) (1974): Tectonics of the Carpathian Balkan region Geol. Inst. Dionyz Stur. Bratislava, p. 454.

- MAHEL, M. (1974): The Inner West Carpathians. In: Mahel, 1974.
- MAHEL, M. (1980): A kárpáti egységek és a Magyar Masszivum viszonya. Földt.Kut., 23, pp. 5-10.
- MAJOROS, Gy. (1980): A permi üledékképződés problémái a Dunántuli-Középhegységben: Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. Földt.Közl., 110, pp. 323-341.
- MARINESCU, F. (ed.) (1972): Guide de l'excursion de la v^e réunion du Groupe de travail pour la Paratethys. Inst. Géologique, Bucarest, p. 112.
- MARTINI, E., LEBENZON, C. (1971): Nannoplankton-Untersuchungen im oberen Tal der Tarcau (Ostkarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. N.Jb.Geol.Pal.Mh., pp. 552-565.
- MARTINI, E., MOISESCU, V. (1974): Nannoplankton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NW Siebenbürgischen Becken, Rumänien) N.Jb.Geol.Pal.Mh., 1, pp. 18-37.
- MÉSZÁROS, M. IANOLIU, C. (1977): Az Erdélyi-medence paleogén üledékeinek nannoplanktonja. Földt.Közl., 107, pp. 90-96.
- MOCK, R. (1980): Ujabb földtani ismeretek és nézetek a Belső-Nyugati-Kárpátokról. Földt.Kut., 23, pp. 11-15.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraume. Jb.Geol.B.A., 111, pp. 115-145.
- PAPP, A. (1958): Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. Mitteil.d.Geol.Ges., 50, Wien, pp. 251-270.
- PAPP, A. (1960): Über das Vorkommen von Miogypsina (Foraminifera) in der südlichen Slovakei (CSR). Geol.Sborn., 11, pp. 61-66.
- PAPP, A. (1975): Die Grossforaminiferen des Egerien. In: Báldi T., Senes J., pp. 289-307.
- PAPP, A., STEININGER, F. (1975): Egerien. In : Báldi T. - Senes J.
- PAPP, A., KRÖLL, A., FUCHS, R. (1978): Das Egerien in der Waschbergzone, Niederösterreich. Verh.Geol.B.A., pp. 63-71.

- PAVLOVEC, R. (1973): Beds with *Amussium duodecim-lamellatum* (BRONN) from Mala Piresica in Savinjska dolina (Slovenia, W. Yugoslavia). *Geol.Razpr. in Porocila*, 16, pp. 227-234.
- PAVLOVEC, R., RAMOVŠ, A. (1974): The Oligocene limestone with Nummulites at Gorjusa near Ljubljana. *Geol.Razpr. in Porocila*, 17, pp. 253-260, Ljubljana
- PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt.Österr.Geol.Ges.*, 69, pp. 1-25.
- RÖGL, F., STEININGER, F. (1970): *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis* Yabe et Hanzawa, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien-Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. *Mitt.Geol.Ges.*, 62, pp. 46-54.
- RÖGL, F., CITA, M.B., MÜLLER, C., HOCHULI, P. (1975): Biochronology of conglomerate bearing Molasse sediments near Comi (Italy). *Riv.Ital.Paleont.*, 81, pp. 57-88.
- RÖGL, F., HOCHULI, P., MÜLLER, C. (1979): Oligocene-Early Miocene Stratigraphic Correlations in the Molasse Basin of Austria. *Ann.Géol.Pays Hellén.*, VII. Congr. CMNS, 3, pp. 1045-1049.
- RUSU, A. (1975): Stratigraphie des dépôts oligocènes du Nord-Ouest de Transylvanie (Région de Treznea, Hida, Poiana Blenchii). *An. Inst.Geol.Geoph.*, 51, p. 233.
- RUSU, A. (1977): In: Báldi T. - Senes J. : Egerien (1975).
- SAMUEL, O., SALAJ, J. (1968): Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geol.Ust.d.Stura*, p. 232.
- SANDULESCU, M. (1972): Considération sur les possibilités de corrélation de la structure des Carpates Orientales et Occidentales. *Inst. Géol*, 58, Bucuresti, pp. 125-150.
- SANDULESCU, M. (1978): The Carpathians and the Pannonian Basin
In: Lemoine, M.: *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas* Elsevier, Amsterdam, pp. 381-426.
- SENEŠ, J., MARINESCU, F. (1974): Cartes paléogéographiques du Néogène de la Paratethys centrale. *Mém.B.R.G.M.*, 78, pp. 785-792.
- STEGENA, L., GÉCZY, B., HORVÁTH, F. (1975): Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 26, pp. 71-90.

- STEININGER, F., RÖGL, F. (1979): The Paratethys history - a contribution towards the Neogene Geodynamics of the Alpine Orogene (an abstract). *Ann.Géol.Pays Hellén.*, VII. Congr. CMNS, 3, pp. 1153-1165.
- STEININGER, F., SENĚŠ, J. (1971): M₁ Eggenburgien - Chronostratigraphie und Neostatotypen. *Vyd.Slov.Ak.*, p. 827.
- STRAUSZ, L. (1966): Dudari eocén csigák. *Geol.Hung.ser Pal.*, 33, p. 199.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1971): Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Alkalmazásuk a Kárpát-Pannon-Dinarid területre. *Geonómia és Bányászat*, 4, pp. 1-89.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1976): A mediterrán típusú lemeztektonika. *Geonómia és Bányászat*, 9, pp. 47-82.
- SZEPESHÁZY K. (1977): Az Alföld mezozoos magmás képződményei. *Földt.Közl.*, 107, pp. 384-397.
- SZTRÁKOS K. (1974): Paleogene Planctonic Foraminiferal Zones in Northeastern Hungary. *Fragm.Min. et Pal.*, 5, pp. 29-81.
- SZTRÁKOS K. (1978): Stratigraphie et foraminifères de l'oligocène du Nord-est de la Hongrie. Thèse de doctorat, Paris. (kézirat)
- TOLLMANN, A. (1966): Aperçu général sur la Géologie des Alpes Orientales. *C.R.Somm.Soc.Géol. Fr.*, 11, pp. 413-472.
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt.Österr.geol.Ges.*, 69, pp. 291-351.
- TRÜMPY, R. (1973): The timing of orogenic events in the Central Alps. In: De Yong, K.A., Scholten, R.: *Gravity and Tectonics.*, pp. 229-251.
- VADÁSZ E. (1960): Magyarország földtana. Akad. Kiad., II. kiadás, p. 646.
- 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. Min.*, 26, pp. 83-97.

- VARGA, I., GRECULA, P. (1980): Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati Kárpátok belső oldalán. Földt.Kut., 23, pp. 17-22.
- VASS, D., KONECNY, V., SEFARA, J. (1979): Geologicka stavka Iplskej Kotliny a Krupinskej Planiny. Geol.Ustav D.Stura., p. 277.
- VÖLGYI, L., SUBA, S., BALLA, K., CSALAGOVITS, T. (1970): Magyarország szénhidrogén telepei. Algyő, OKGT, Budapest.
- WEIN Gy. (1978): A Kárpát-medence alpi tektogenezise. MÁFI Évi Jel. 1976-ról, pp. 245-256.

MID-TERTIARY TECTONIC AND PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION
OF THE CARPATHIAN - EAST ALPINE - PANNONIAN SYSTEM

T. BÁLDI

Abstract

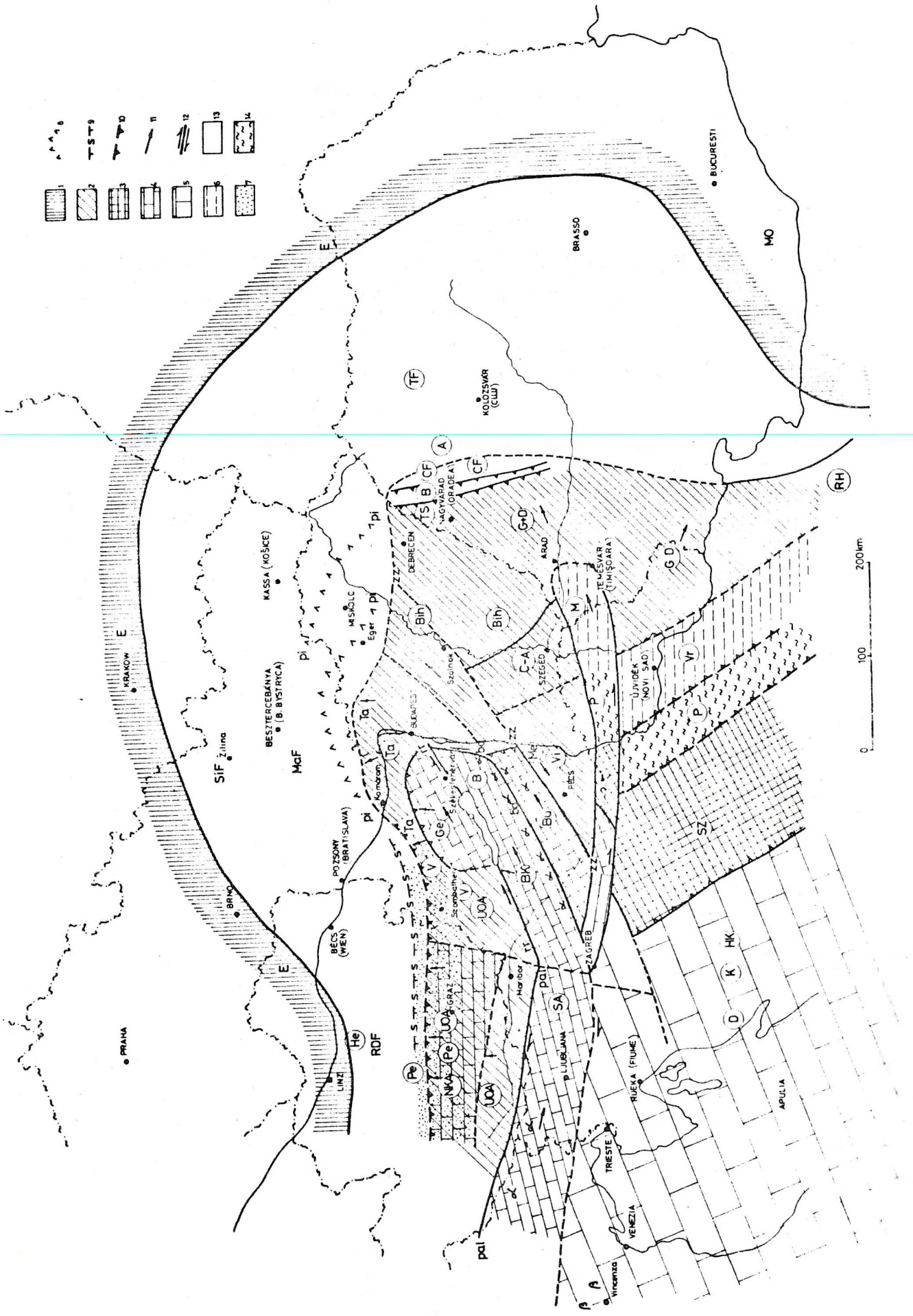
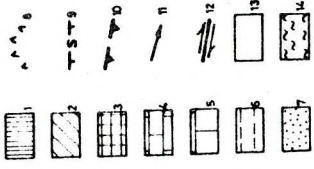
The paper is based on the assumption that a rather wide Flysh-ocean existed during the Mid-Tertiary. The width of the Flysh-ocean has been palins-
pactically reconstructed by a very conservative estimation. The Internides
(the single unit formed by Cretaceous-Paleocene deformations) have been
"pushed" back into their Mid-Tertiary position, presuming a NE Late
Tertiary motion of Apulia. The Internides are built up of small sialic fragments
of different origin and of differing Mesozoic history. The fragments, building a
single unit since the Paleocene, suffered severe stress many times by the sub-
duction processes occurring during the Late Tertiary along the Alpine-Carpathian
Flysh-ocean and in the Dinarides.

The paleogeography, proposed here, is based on the reconstructed tectonic
framework. First a Lutetian-Early Priabonian basin was formed on the
Bakony fragment, creating a bay of the Apulian shelf-sea. Since Late
Priabonian through Oligocene times the Hungarian Paleogene Basin occurred on
the fragments of Buda and Bükk, joining to the Flysh-ocean as a shallow
sublittoral to shallow-bathyal epicontinental sea. The Flysh-ocean contacted
the North Sea since the Oligocene through the Rhine-graben and the Russian
platform. Because of climatic deterioration, boreal immigrants occurred through
these sea-ways in the Hungarian Paleogene Basin. The Slovenian strait pre-
served marine connection with the Southern basins in the Late Kiscellian and
Egerian, therefore the boreal taxa intermingle with Mediterranean ones in
Hungary. New paleogeographic pattern initiated around the Oligocene-Miocene
boundary.

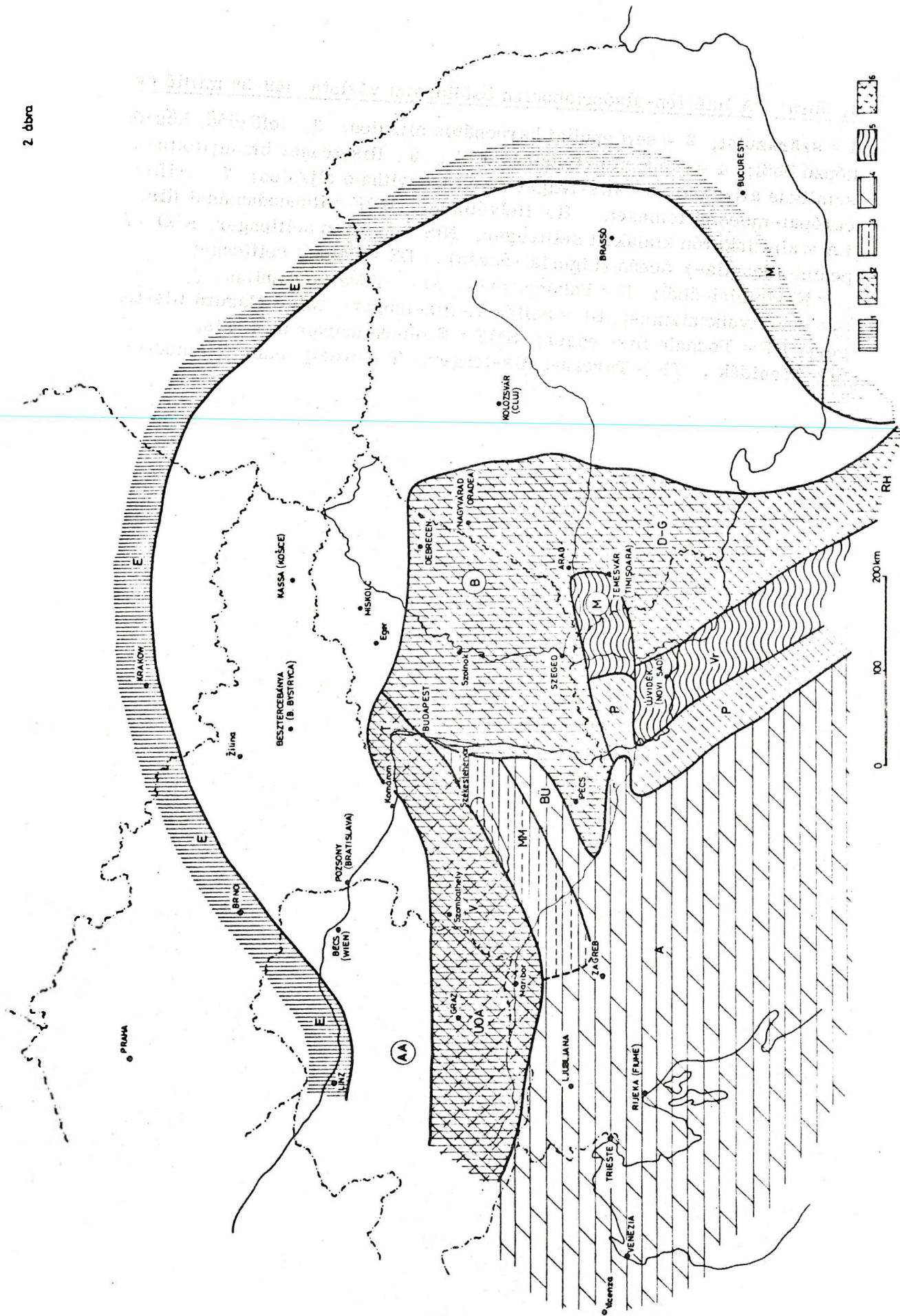
ÁBRA - MAGYARÁZATOK

1. ábra: Az Alp-Kárpát-dinári rendszer lutécien tektonikai vázlata.

Jelmagyarázat: 1 = európai-moesiai lemez; 2 = a Bihar fragmentumai, továbbá az Unterostalpin-Veporikum-Tatrikum; 3 = Belső Dinári kéregtöredékek; 4 = szialikus aljzatu mészkőplatformok; 5 = Apulia szialikus aljzatu mészkőplatformja; 6 = Vardar eredetű ofiolitok; 7 = Penninikum; 8 = Pienidák; 9 = szubdukciós ív; 10 = egyes takarók vergenciája; 11 = mozgásirányok; 12 = transzkurrens vető; 13 = ? óceáni terület; 14 = Pelagónia masszívuma; pal = Periadriatikus lineamentum; α = tonalit-plutonizmus, andezit vulkanizmus; β = bazalt-vulkanizmus; E = Európa; He = Helvétikum; RDF = Rhenodanubiai flis; Pe = Penninikum; NKO = Északi Mészkő-Alpok; UOA = alsó-ausztróalpi; SA = Déli Alpok; D = dalmát ív; K, HK = Karszt-övek; SiF = Sziléziai-flis; MaF = Magura flis; pi = Pienidák; V = Veporidák; Ta = Tatridák; Ge = Gömöridák; Bk = Bakony; B = Buda; Bü = Bükk; Me = Mecsek; Vi = Villány; rr = Rába-rozsnói vonal; b = Balaton-budai vonal; bd = Balaton-darnói vonal; zz = Zágráb-Zemplén vonal; Sz = Szerb zóna; P = Pelagónia; Vr = Vardar-ív; M = Erdélyi Érchegység; Bih = Bihari autochton; C-A = Codru-Arieseni takaró; G+D = Gétikum-Danubikum; Ts = Transzszilvanidák; B = fekete flis; CF = Curbicortical flis; A = Audia-ív; TF = Tarcaui flis-ív; Rh = Rhodope; Mo = Moesia

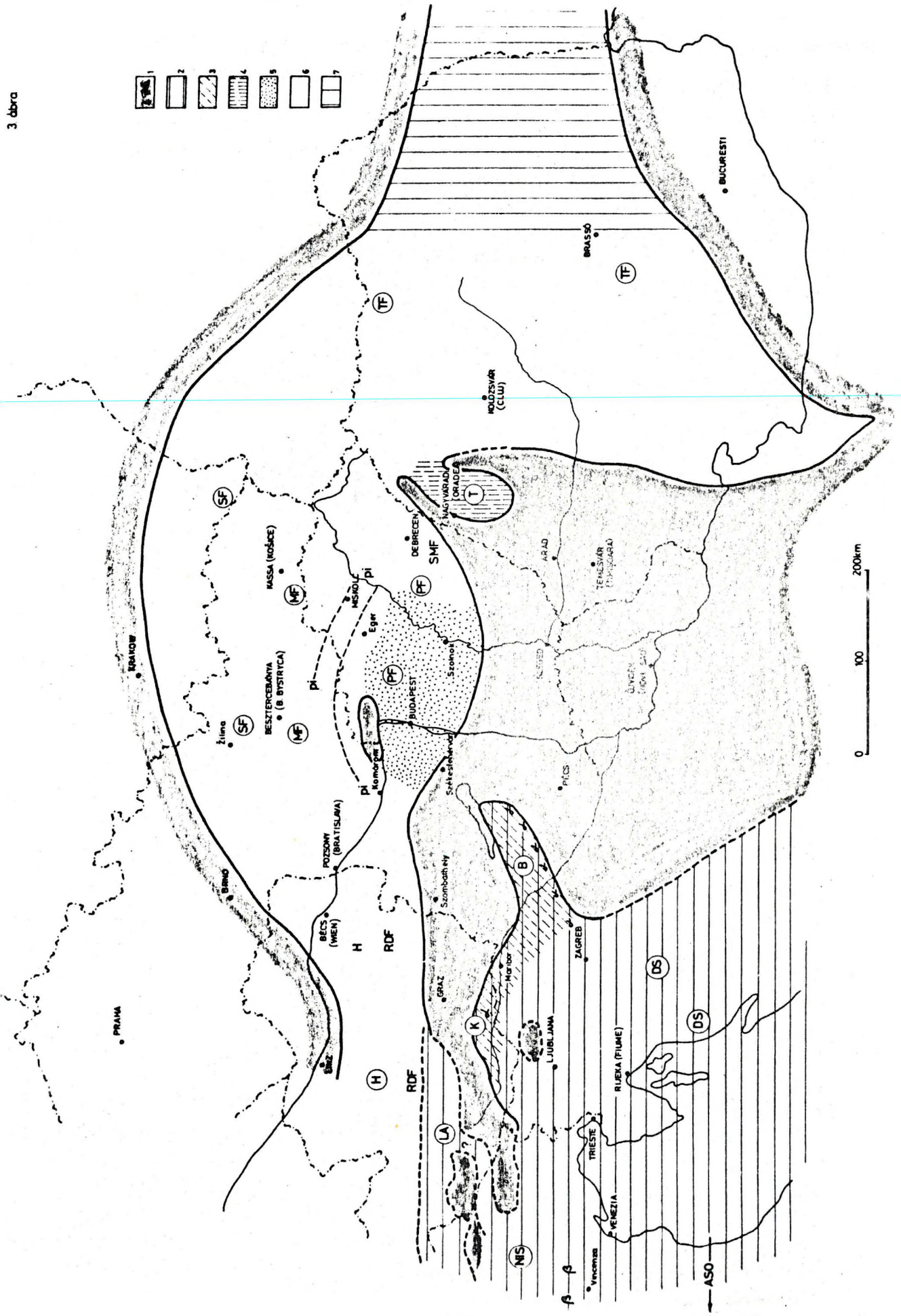


2. ábra: A tektonikai elemek eredete. Jelmagyarázat: 1 = konszolidált Európa; 2 = európai lemezről levált, alpi tektogenezisben (a krétában) újra feldolgozott szialikus fragmentumok; 3 = "afrikai" eredetű töredék; 4 = "afrikai" eredetű töredék az alpi tektogenezis során a krétában újrafeldolgozott; 5 = a krétában obdukált óceáni lemez-maradvány; 6 = Déli eredetű ausztro-alpi, tátai, vepori egységek; E = Európa; UOA = alsó-ausztroalpi; V = Veporida; T = Tatrída; MM = "Magyar Masszívum"; B = Bihar s.l.; Bü = Bükk, A = Apulia; P = Pelagónia; M = Erdélyi Érc-hegység ofiolitjai; D-G = Danubikum-Gétikum; Vr = Vardar ív és ofiolitjai; M = Moesia; RH = Rhodope.

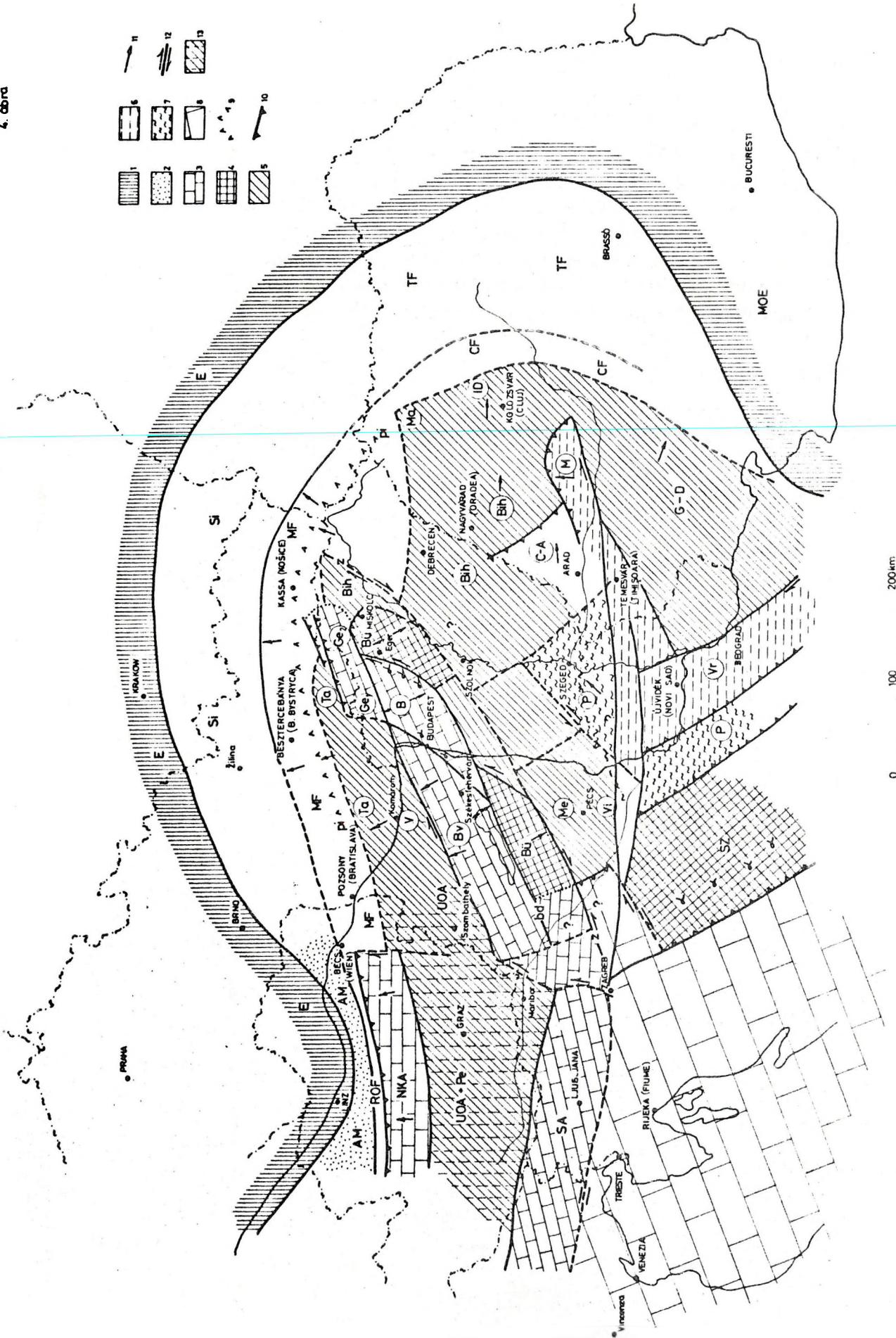
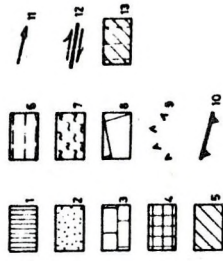


3. ábra: A lutécien-alsópriabonien ősföldrajzi vázlata. (49-39 millió év).

1 = szárazulat; 2 = self apuliai karbonátos aljzaton; 3 = lefűződő, kőszénképző öböl; 4 = evaporitos lefűződő öböl ; 5 = flis-tenger bizonyítottan szialikus aljzaton; 6 = flis-tenger nem bizonyítható aljzaton; 7 = selftenger európai-moesiai lemezen; H = Helvétikum; RDF = Rhenodanubiai flis; LA = alpi takarón kialakult selftenger; NIS = É-olasz selftenger; ASO = Ap-penini-(Scaglia-) óceán (Liguriai-óceán) ; DS = Dalmát selftenger; K = Karinthiai-öböl; B = Bakonyi-öböl; \mathcal{A} = andezitvulkanizmus; β = bazaltvulkanizmus; SF = Sziléziai-flis-tenger; MF = Magura flis-tenger; PF = Podhale flis-tenger; SMF = Szolnok-máramarosi flis; pi = Pienidák ; TF = Tarcau-i flis-tenger; T = erdélyi paleogén medence.

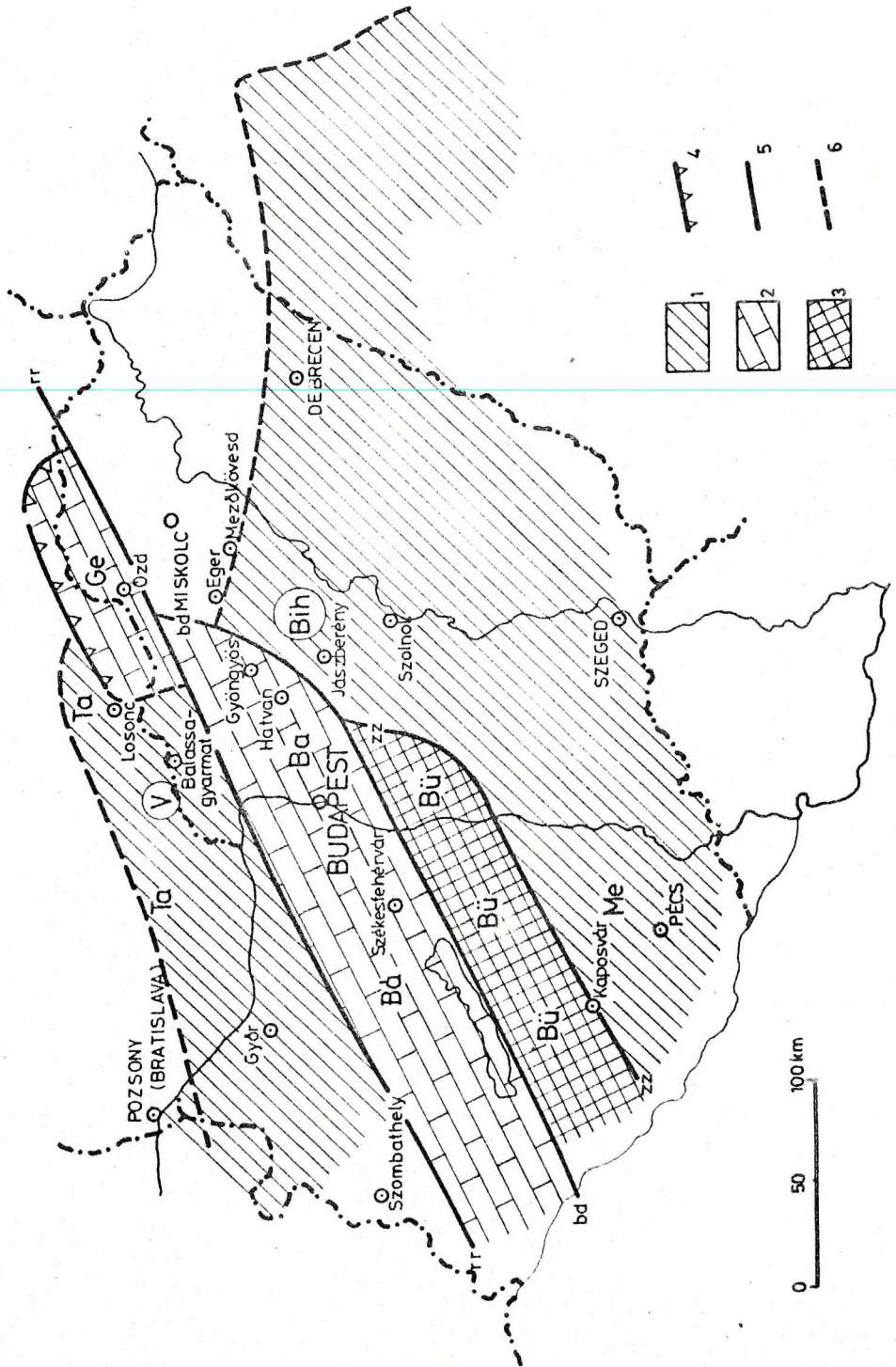


4. ábra: Az Alp-Kárpát-dinári rendszer késői-egerien, korai eggenburgien tektonikai vázlata. Jelmagyarázat: 1 = európai-moesiai lemez; 2 = alpi molassz; 3 = Mezozoos karbonátos platformok, takarók szialikus vagy egykori szialikus aljzattal; 4 = Belső dinári (bosnyák-szerb óv) kéregtöredékek; 5 = Bihari töredék, továbbá az Unterostalpin-Vepor-Tátra; 6 = Vardar óv és ofiolitjai; 7 = Pelagónia és töredékei; 8 = Apulia meszes platformja; 9 = Pienidák; 10 = takarók; 11 = fragmentumok fő mozgás-iránya; 12 = transzkurrens vető; 13 = Penninikum az Ausztroalpi takaró alatt; E = stabil Európa; AM = Észak-alpi Molassz-medence; RDF = Rheno-danubiai flis-óv; NKA = Északi Mésző Alpok; UOA = alsóausztroalpi (Unterostalpin); Pe = Penninikum; SA = Déli Alpok; Si = Sziléziai flis-óv; MF = Magura flis-óv; V = Veporikum; Ta = Tatrikum; Ge = Gömörvidék; Bk = Bakony; Bü = Bükk; B = Buda; Me = Mecsek, Vi = Villány; Bih = Bihar s.l.; P = Pelagónia; Sz = szerb óv; z = Zágráb-Zemplén vonal; bd = Balaton-Darnó vonal; C-A = Codru-Arieseni -takaró; M = Erdélyi Érc-hegység ofiolitja; Vr = Vardar óv; G-D = Getikum-Danubikum; Ma = Máramarosi töredék; ID = Keleti kárpáti Internidák; CF = belső flis-óvek; TF = Tarcaui flis-óv; Moe = Moesia; pi = Pienidák.



5. ábra: A "Tisia" részletének tektonikai vázlata az oligocénben, azzal a feltevéssel, hogy a Bükk még nem tolódott el szinisztrálisan ÉK-re.

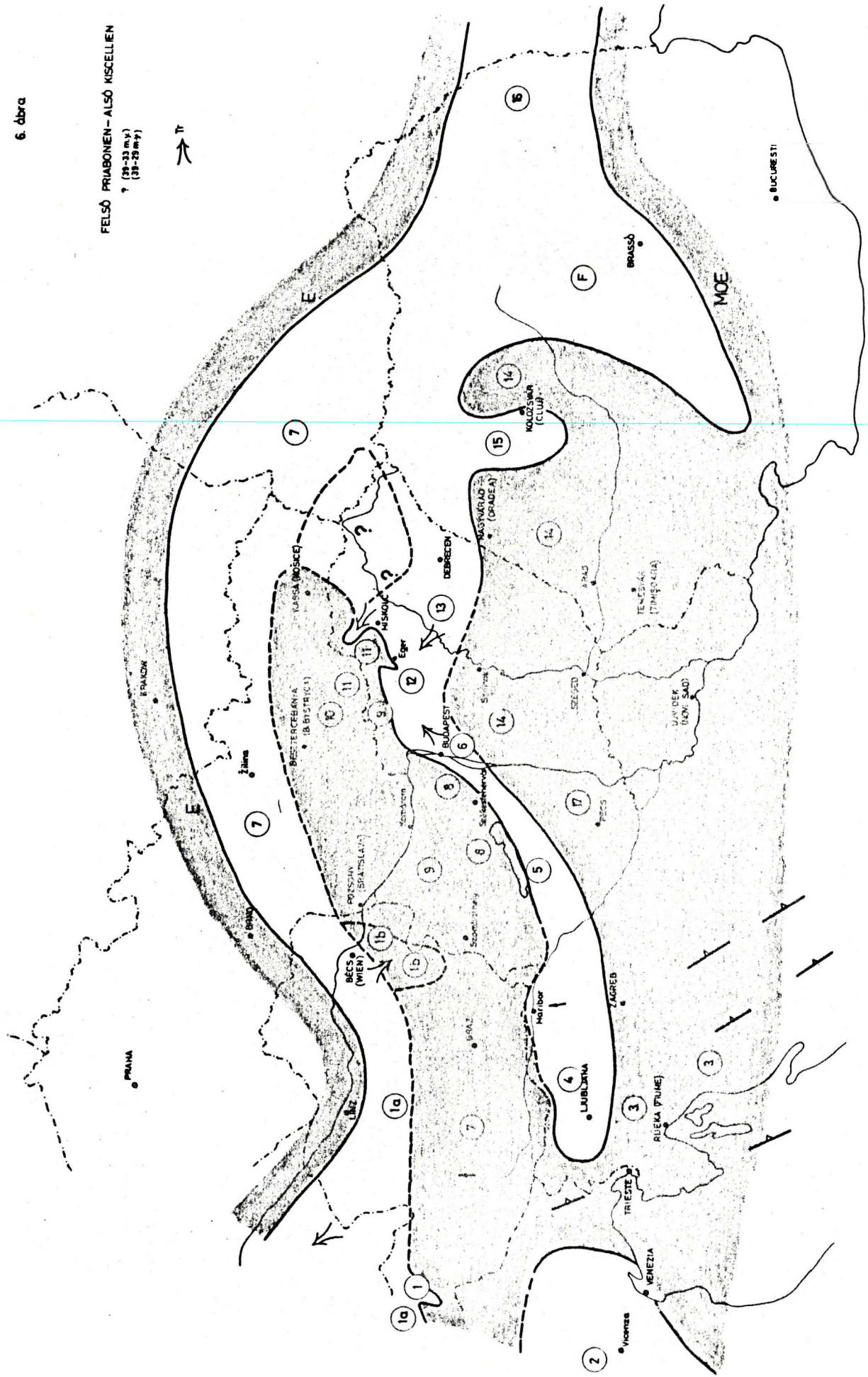
Jelmagyarázat: Ta = Tatrikum; V = Veporikum; Ba = Bakony; Ge = Gömörikum; Bu = Buda; Bü = Bükk; Bih = Bihar; Me = Mecsek; rr = Rába-Rozsnyó vonal; bd = Balaton-Darnó vonal; b = budai vonal; zz = Zágráb-Zemplén vonal; 1 = európai-moesiai eredetű szialikus hercynida fragmentum, kréta alpi tektogenezisben újra feldolgozva; 2 = apuliai eredetű mezozóos karbonátos platform; 3 = dinári eredetű paleozóos-mezozóos fragmentum; 4 = takaró; 5 = lineamentum; 6 = valószínű egység-határ.



6. ábra: Felsőpriabonien-alsókiscellien ősföldrajzi térképvázlat
(39 - 33 vagy 39 - 29 millió év). Jelmagyarázat: 1 = Haringi-öböl;
1 a = É-alpi Molassz-tenger; 1 b = Lajta-hegységi felsőeocén öböl;
2 = Castelgombertoi-self; 3 = a gyürt külső Dinaridák szárazulata;
4 = Szlovéniai- (Szőckai-) öböl; 5 = buzásági oligocén tenger; 6 = budai
oligocén tenger; 7 = Alpok szárazulata; 8 = Bakony szárazulata;
9 = Veporidák-Tatridák szárazulata; 10 = Podhale flis kiemelt területe;
11 = Gömöridák; 12 = bükki oligocén tenger; 13 = Szolnok-máramarosi
flis-tenger; 14 = Bihar szárazulata; 15 = erdélyi paleogén medence;
16 = moesiai selftenger; 17 = Mecsek szárazulata; E = európai kontinens;
MOE = moesiai kontinens; F = kárpáti Flis-tenger; SO = Scaglia-óceán;
Tr = transzgresszió iránya.

FELSŐ PRIBONEN – ALSÓ KISCELLEN

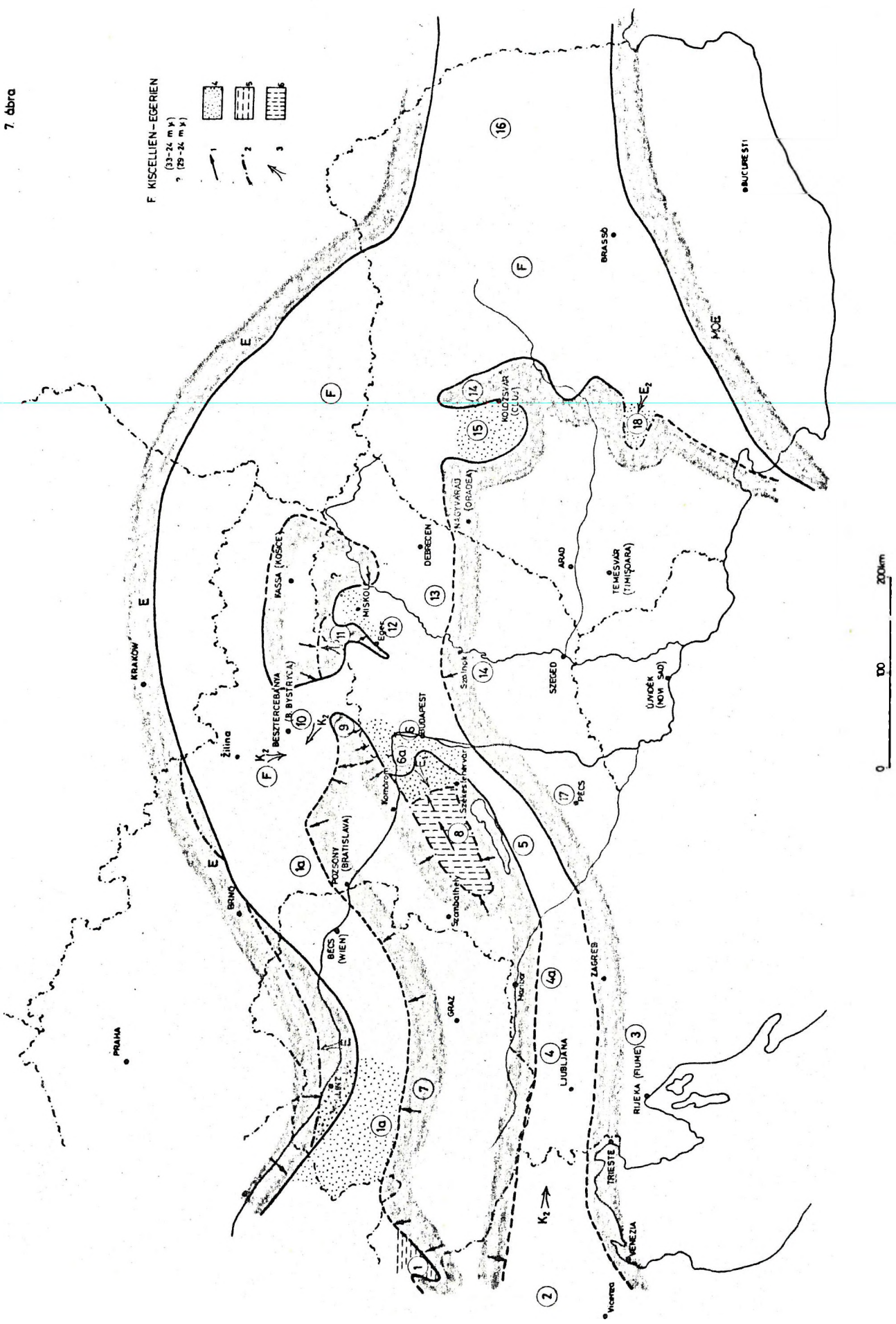
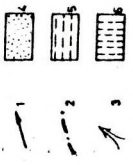
7 (29-33 m.y.)
(33-38 m.y.)



7. ábra: Felsőkiscellien-egerien ősföldrajzi térképvázlat

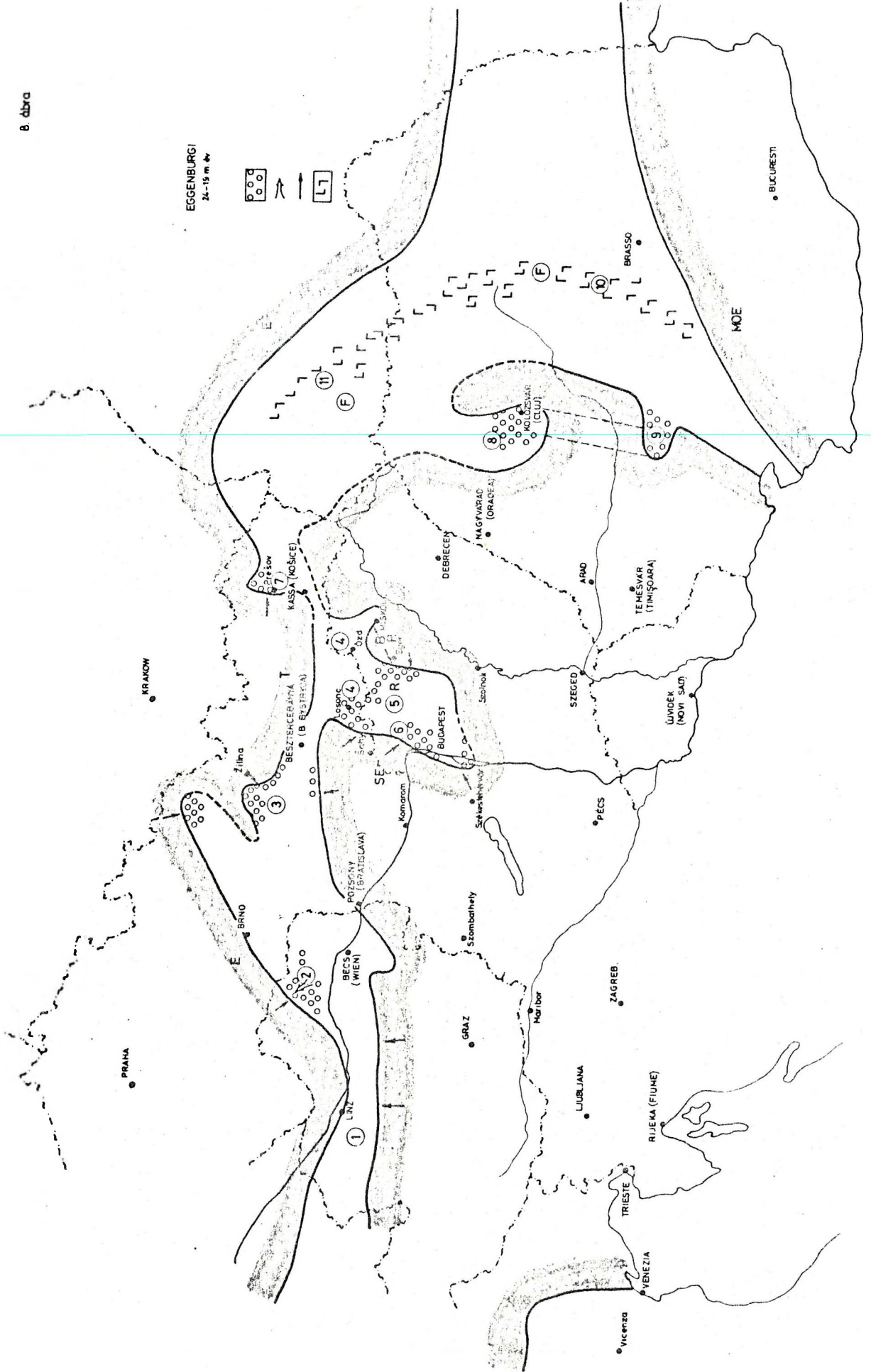
(33 - 24, vagy 29-24 millió év). Jelmagyarázat: 1 = Haringi-öböl; 1 a = É-alpi Molassz-tenger; 2 = Castalgombertoi-self; 3 = Külső Dinari-dák szárazulata; 4 = Slovéniai-tenger; 4 a = brakk-tengeri oligocén az Ivansica-hegységben; 5 = buzásaki oligocén tenger; 6 = budai oligocén tenger; 6 a = Esztergomi-öböl; 7 = Alpok szárazulata; 8 = bakonyi fluviatilis oligocén; 9 = Ipolysági-hátság (Sahy Elevácia); 10 = besztercebányai oligocén tenger; 11 = bükki szárazulat; 12 = bükki oligocén tenger; 13 = Szolnok-máramarosi "flis"-tenger; 14 = Bihar szárazulata; 15 = erdélyi paleogén medence; 16 = moesiai self-tenger; 17 = mecseki szárazulat; 18 = Petrozsényi-medence öble; F = flis-tenger; E = európai szárazulat; Moe = Moesiai szárazulat; 19 = lehordási irányok; 20 = egerien transzgresszió határa; 21 = transzgresszió iránya; 22 = felsőegerien, cyrénás brakkvizi kifejlődés; 23 = egerien hiányzik; 24 - fluviatilis kifejlődés; K₂ = felsőkiscellien transzgresszió; E₂ = felsőegerien transzgresszió; E₁ = alsóegerien transzgresszió.

F KISCELLIEN-EGERIEN
 (33-24 m x)
 (29-26 m x)



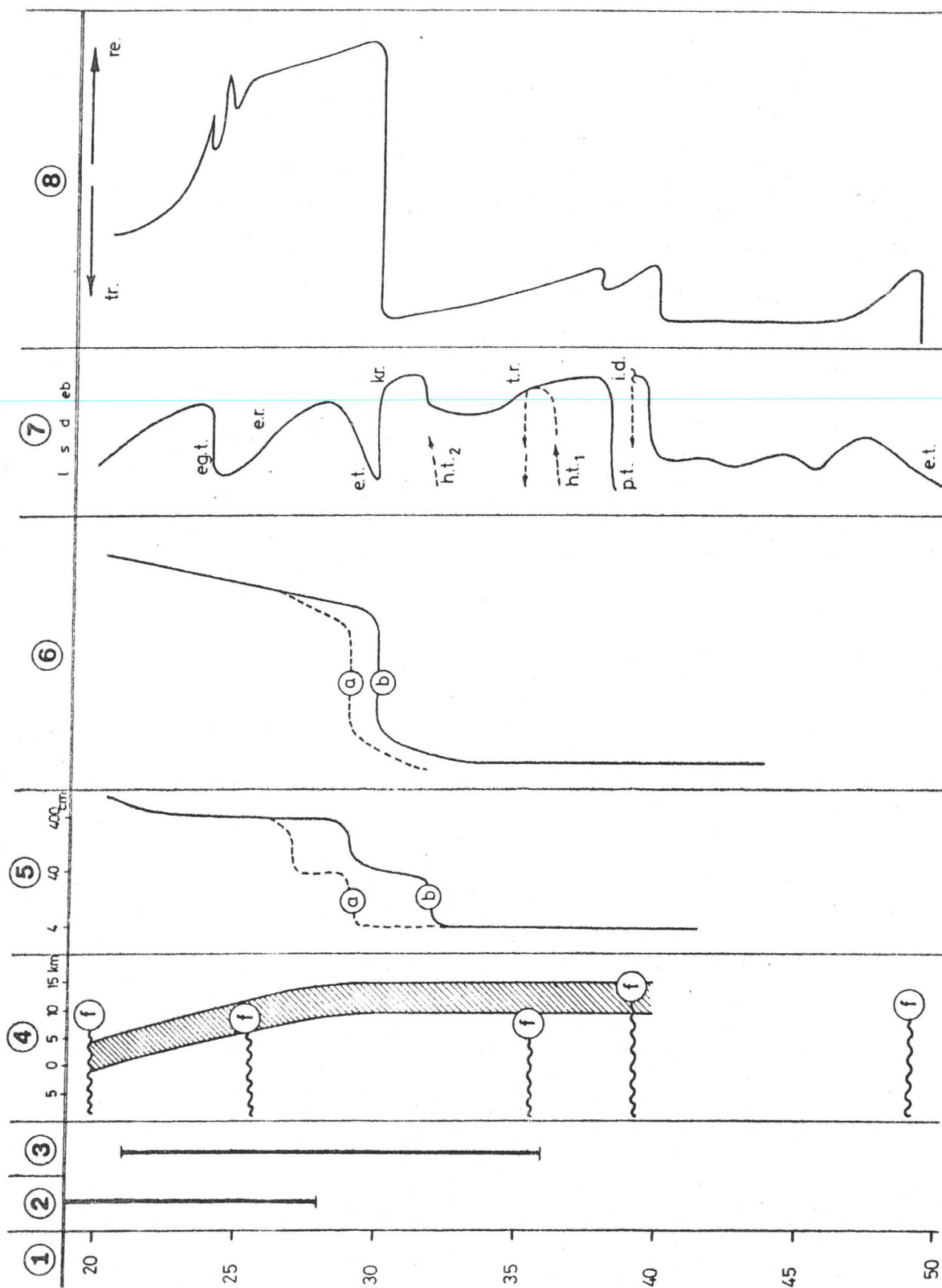
8. ábra: Eggenburgien ősföldrajzi térképvázlat (24-19 millió év).

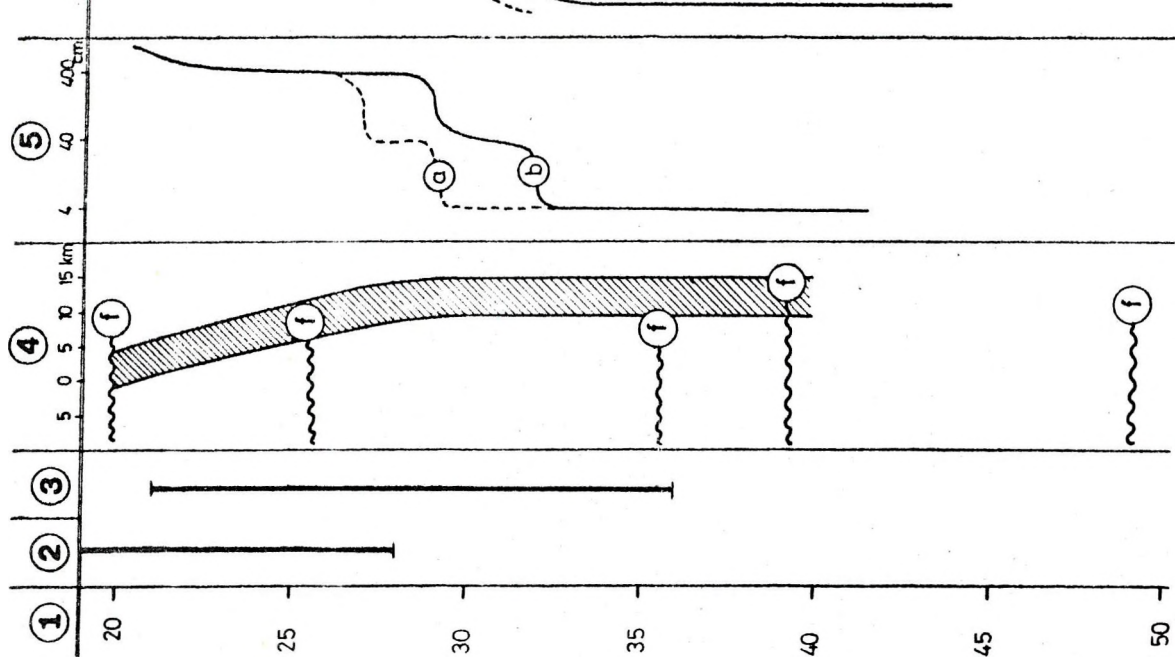
Jelmagyarázat: 1 = É-alpi Molassz-tenger; 2 = Alsó-ausztriai, tengeri eggenburgien transzgresszív helyzetben; 3 = Vág- és Nyitra-völgyi tengeri eggenburgien; 4 = Losonc-rimaszombati tengeri eggenburgien; 5 = Eggenburgien Magyar Öböl centruma (slir-fácies); 6 = budafoki és cserháti tengeri eggenburgien; 7 = Eperjesi tengeri eggenburgien; 8 = Erdélyi-medence; 9 = Petrozsényi-medence; 10 = Cornu rétegek; 11 = Vorotiscsa rétegek; 12 = nagy-pectenes kifejlődés; 13 = transzgresszió iránya; 14 = lehordás iránya; 15 = evaporitos kifejlődés; E=európai szárazulat; MOE = moesiai szárazulat; F = flis-tenger; T = Tatrikum; B = Bükk; R = riolittufa.

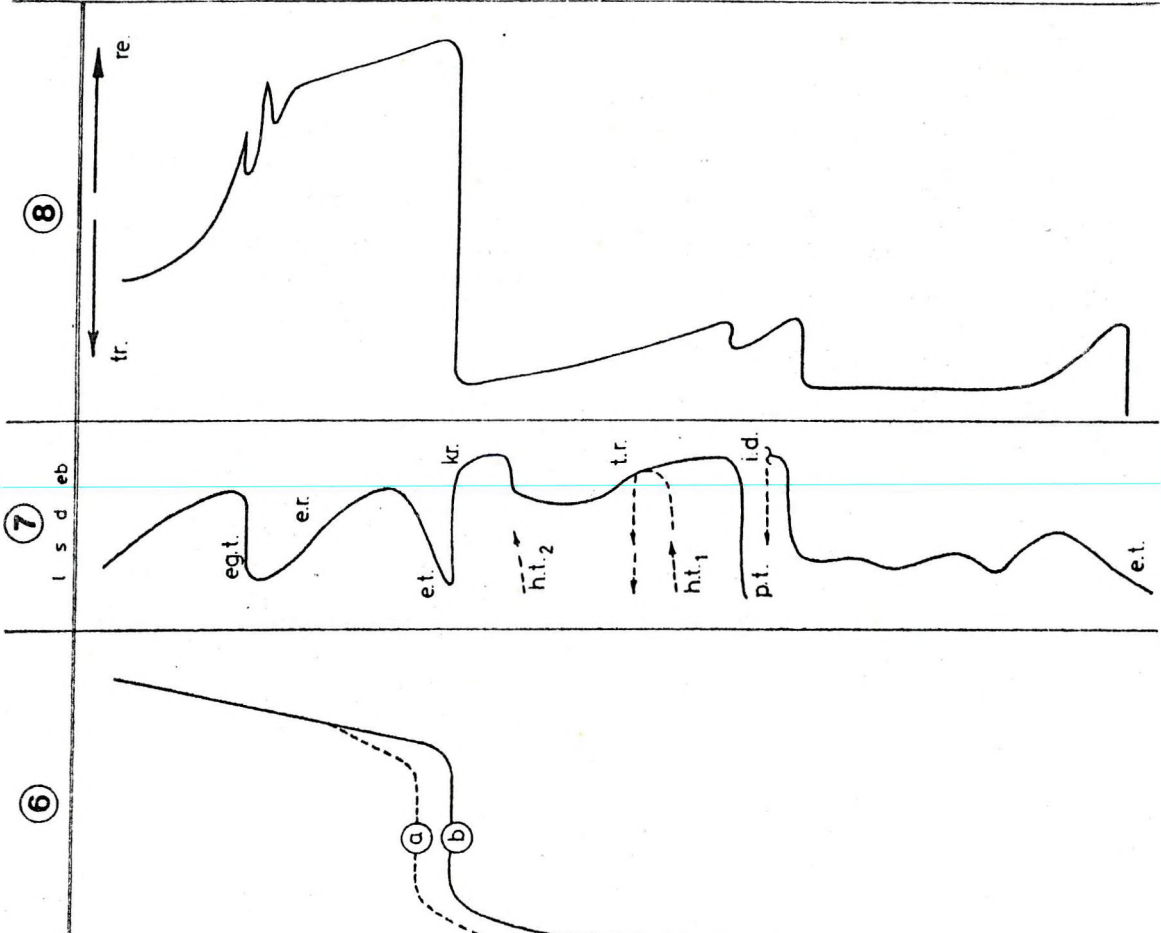


9. ábra: A vizsgált időszak történéseinek korrelációs táblázata.

Magyarázat: 1 = millió év; 2 = K-Ar dátumok biotitokon a Keleti Alpokból (FREY et al. 1974); 3 = K-Ar dátumok muszkoviton a Keleti Alpokból (FREY et al. 1974); 4 = a sáv Tauern-ablak környezetének kiemelkedését mutatja FRISCH (1976) szerint; f = gyűrődések a Központi Alpokban TRÚMPY (1973) szerint; 5 = üledékképződési sebesség (cm/1000 évben; a = NP 24 zóna bázisa 29 millió év ; b = NP 24 zóna bázisa 32 millió év. Az a és b változat lehetősége a radiometrikus adatok bizonytalanságából ered. 6 = az átlag szemcseátmérő becsült változása (a és b változat 1. feljebb); 7 = üledékciklusok a Magyar Paleogén Medencében: 1 = litorális; sl = szublitorális; dl = mélyszublitorális; eb = epibatiális; lt = lutécien transzgresszió; id = infraoligocén denudáció; pt = felsőpriabonien transzgresszió; ht₁ = idős kiscellien transzgresszió; ht₂ = felsőkiscellien transzgresszió; tr = alsókiscellien regresszió; kr = regresszió a kiscellien végén; et = egerien transzgresszió; er = egerien regresszió; egt = eggenburgien transzgresszió; 8 = eusztatikus tengerszintingadozások VAIL et al. (1977) szerint; tr = transzgresszió; re = regresszió .

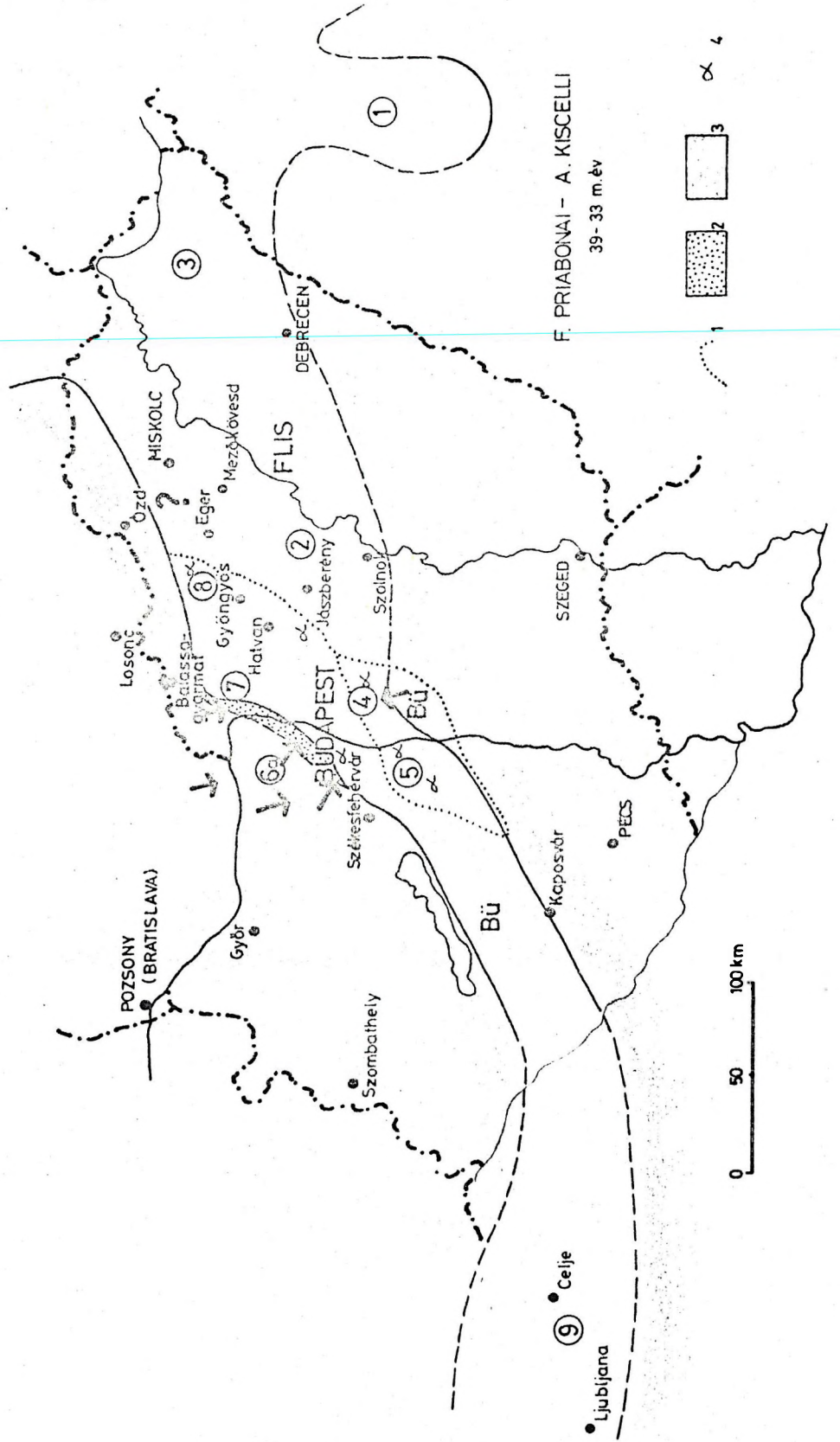






10. ábra: A Bükk egerienvégi szinisztrális eltolódása esetén fennálló felsőpriabonien-alsókiscellien ősföldrajzi vázlat.

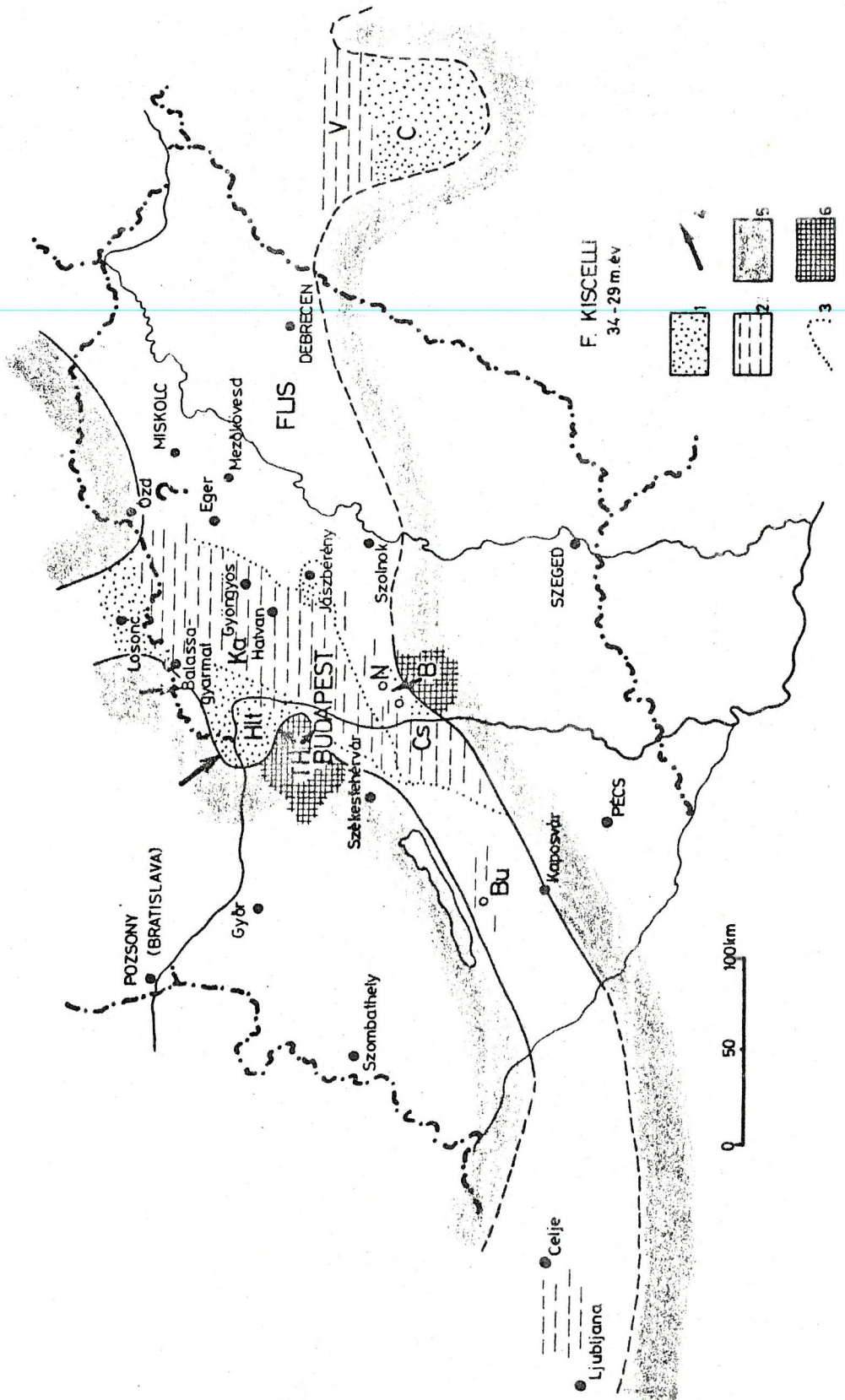
Jelmagyarázat: 1 = erdélyi paleogén medence; 2-3 = Szolnok-máramarosi és Belső-kárpáti flis-tenger; 4 = Bükkalja Eger környékén; 5 = Bükkalja Cserépváralja-Mezőkeresztes környékén; Ad-3 = Alcsutdoboz 3 sz. furás; Bu = buzsaíki furás; 6 = budai felsőeocén-oligocén; 6 a = Tardi agyag feltehető peremi fáciese; 7 = Felsőpetény-Romhány; 8 = Recsk-bükkszéki priabonien-alsókiscellien; 9 = szockai rétegek Szlovéniában; \mathcal{A} = andezit-tufa, -tufit; Bü = bükki szárazulat; D = lehordási irányok.



F. PRIABONAI - A. KISCELLI
39-33 m.év

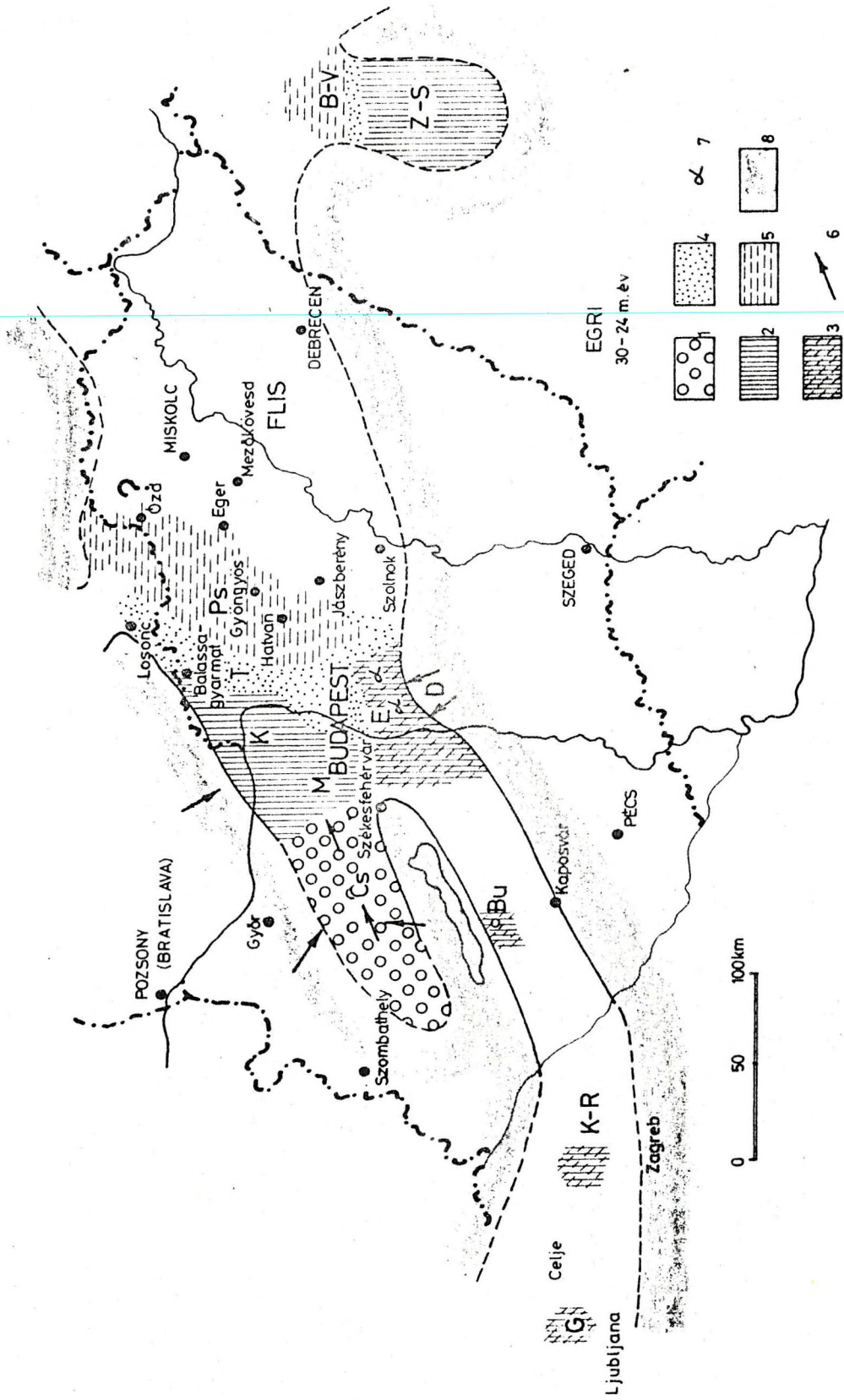
11. ábra: A Bükk egerienvégi szinisztrális eltolódása esetén fennálló paleogeográfiai vázlat a felsőkiscelliére.

Jelmagyarázat: 1 = homokkő, ill. homok-betelepüléssel kifejlődés, néhol flisoid jelleggel; 2 = Kiscelli agyag-fácies; 3 = töredék-határok; 4 = le-
hordási irányok; 5 = kontinens; 6 = meszes szárazulat; Bu = buzsa-
ki oligocén; N = noszvaji fluxoturbidit; Cs = cserépváraljai homok;
TH = Telegdi-Róth-hátság; HH = Hárshegyi Homokkő; Ka = Kiscelli
Ágyag; V = Vimai Agyag; C = Cetate (Fellegrvári) Homokkő.



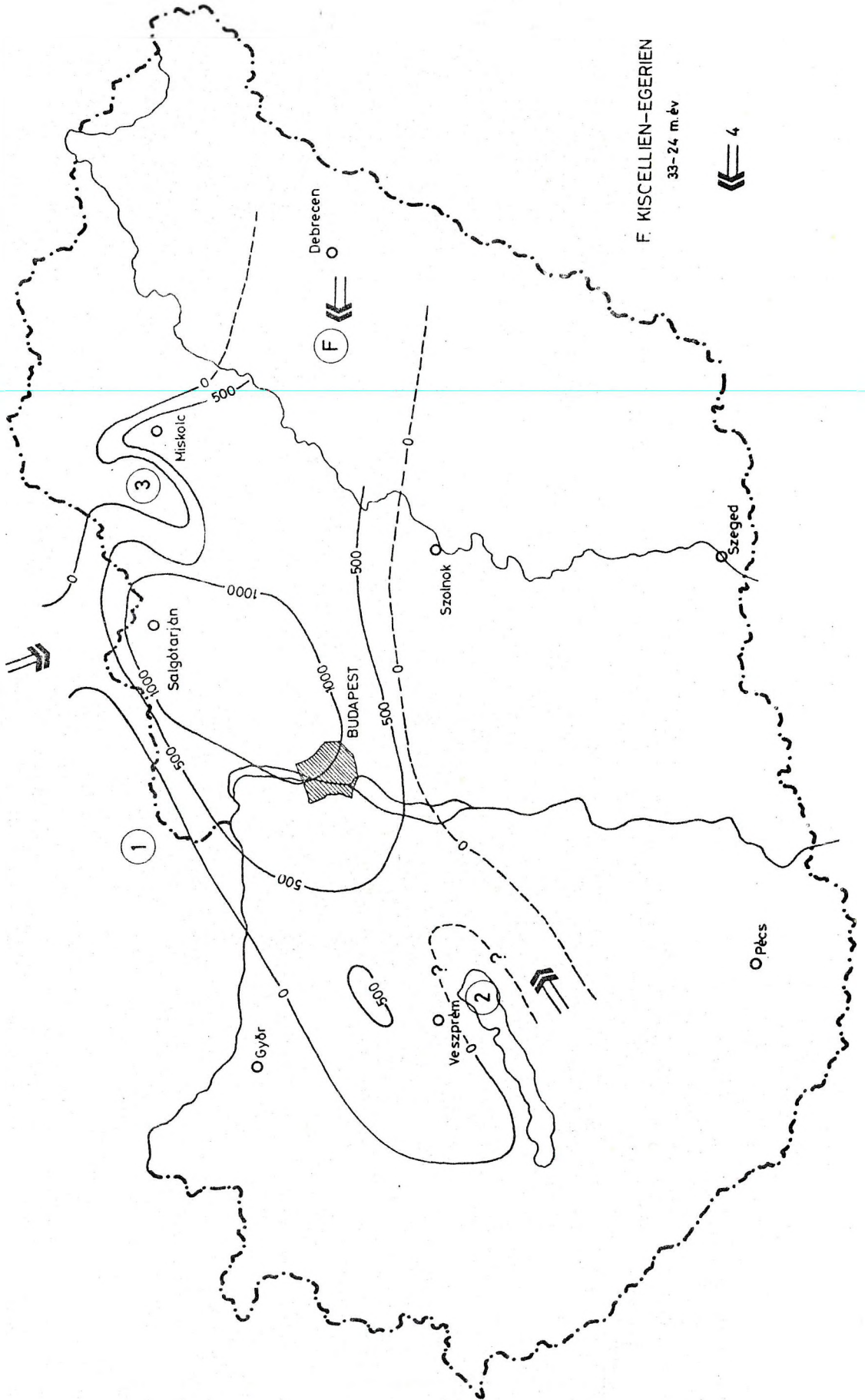
12. ábra: A Bükk egerienvégi szinisztrális eltolódása esetén fennálló paleogeográfiai kép az egerienre.

Jelmagyarázat: 1 = fluviatilis fácies; 2 = zömében marin-brakk fácies; 3 = felső részén brakkvizi fácies; 4 = szublitorális homok fácies; 5 = mély-szublitorálisslir-fácies; 6 = lehordási irányok; 7 = alsóegerien, andezit-vulkáni tufa-betelepülések; 8 = szárazulat; G = govcai rétegek; K-R = Krapina-radoboji egerien; Bu = buzásági egerien; B = Bükk; E = Egri Formáció; \mathcal{A} = andezittufás rétegek az egerien legalján; Cs = Csatkai Kavics; M = Mányi Homok; K = Kovácovi Formáció; T = Törökbálinti Formáció; PS = Parádi Slir; B-V = Buzási Homok - Vimai Agyag; Z-S = Zombori és pusztaszentmihályi rétegek.



13. ábra: A Magyar Paleogén Medence felsőkiscellien-egerien izopach térképe;

Jelmagyarázat: F = "flis" ; 1 = Ipolysági-hátság (Sahy Elevacia);
2 = Balatoni- (P elsoi-) hátság; 3 = Bükk szárazulata; 4 = transzgresszió
iránya;

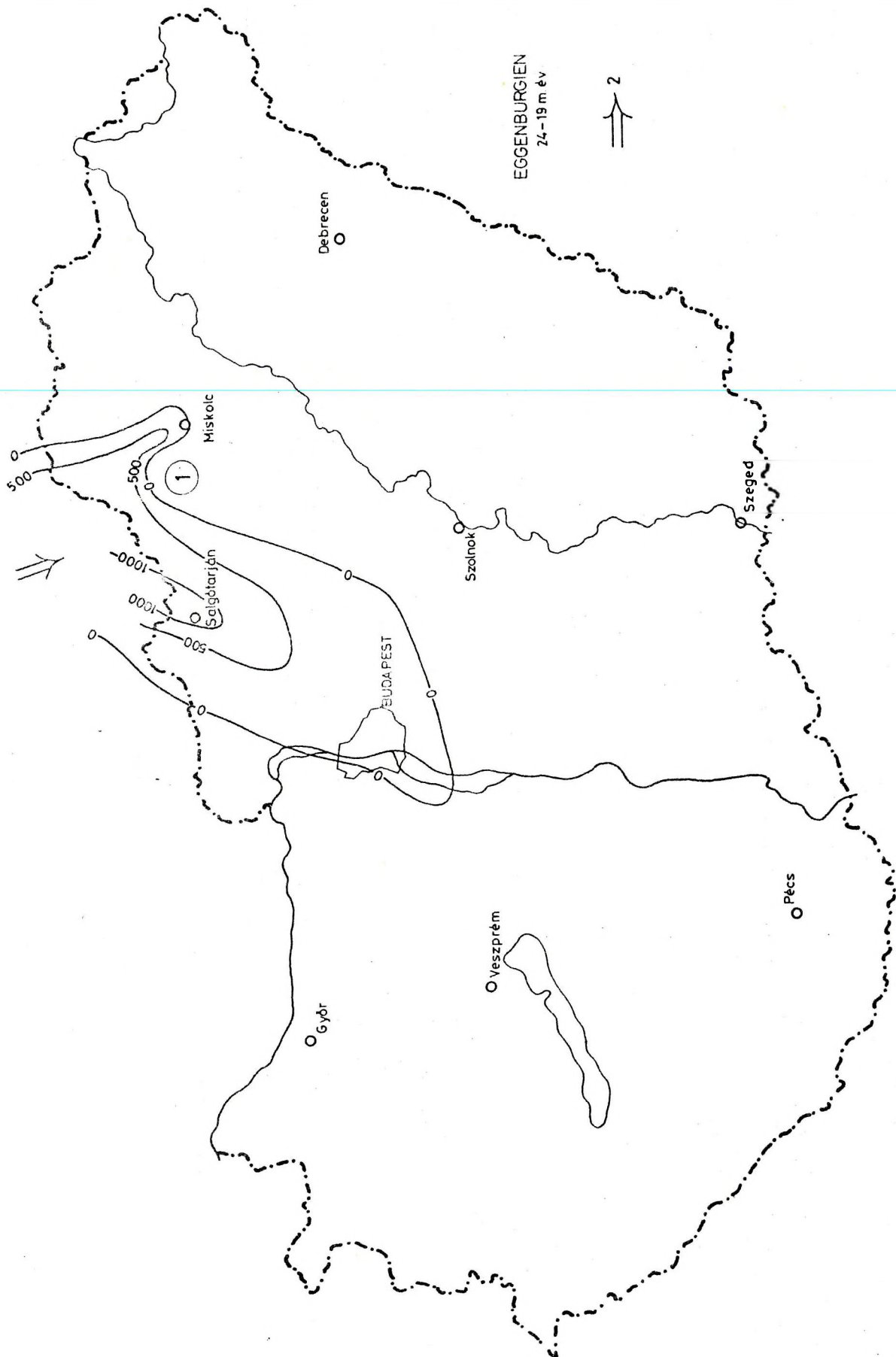


F. KISCELLIEN-EGERIEN
33-24 m. év



14. ábra: A magyarországi eggenburgien izopach térképe.

Jelmagyarázat: 1 = Bükk szárazulata; 2 = transzgresszió iránya.

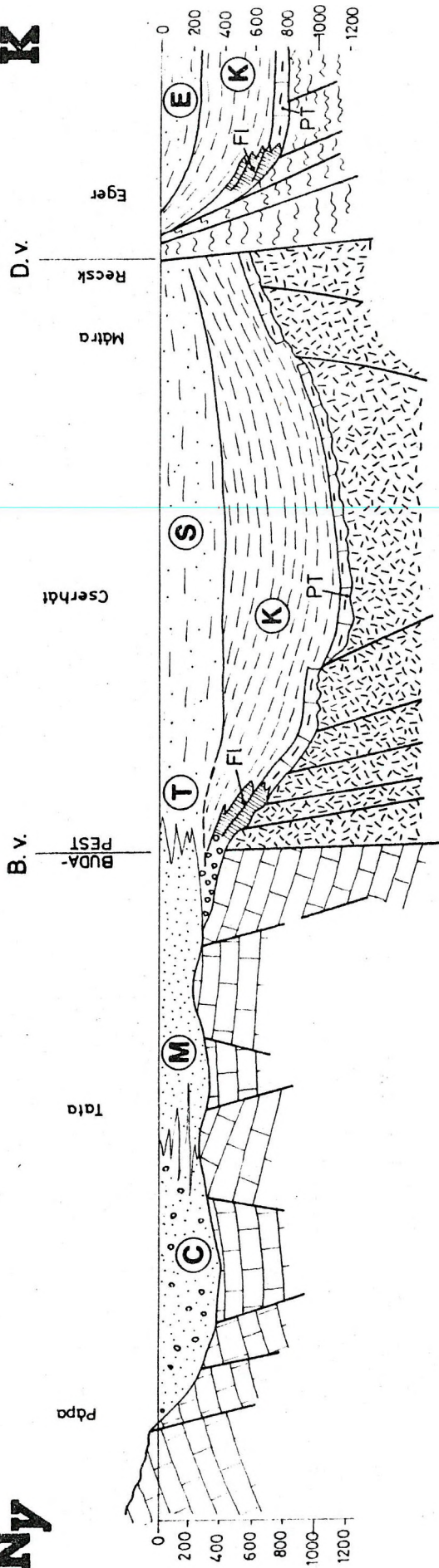


15. ábra: Ny-K-i irányú szelvény a Magyar Paleogén Medencén át az egerien-végi rekonstruált helyzetnek megfelelően.

Jelmagyarázat: C = Csatkai Kavics; M = Mányi Homok; T = Törökbálinti homok; Fl = turbidites üledékjelenségek; (allodapikus mészkő, fluxoturbidit, turbidit); a Budai Márgában, Tardi Agyagban, Kiscelli Agyagban; PT = Budai Márga + Tardi Agyag; K = Kiscelli Agyag; S = slirfáciesek; E = Egri Formáció; Bv. = budai vonal; D.v. = darnói vonal; 1 = Bakony platformja; 2 = Budai töredék; 3 = Bükk; 4 = 1. Fl-nél; 6 = Hárshegyi Homokkő.

Ny

K

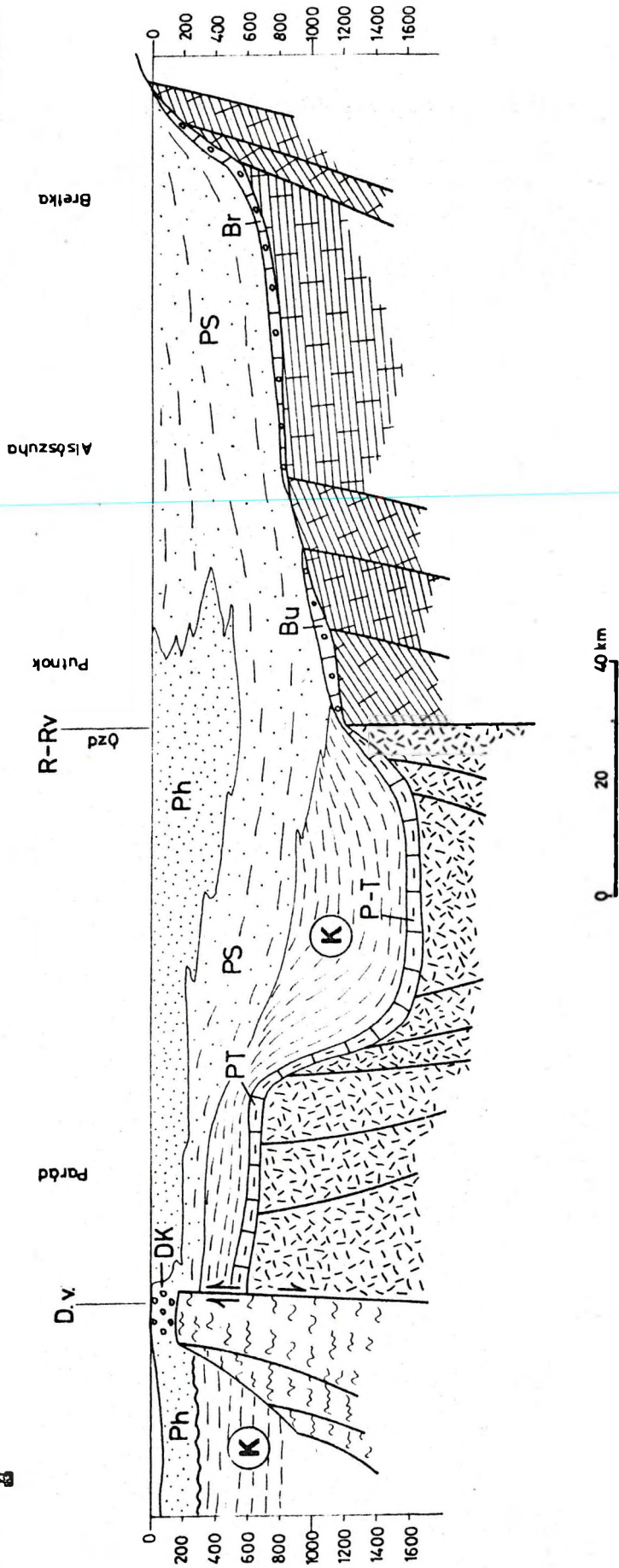


16. ábra: ÉK-DNy-i irányu szelvény a Magyar Paleogén Medencén át az eggenburgien-végi rekonstruált helyzetnek megfelelően.

Jelmagyarázat: K = Kiscelli Agyag; Ph = Pétervásárai Homokkő (eggenburgien); DK = Darnói Konglomerátum (eggenburgien); PS = Parádi és Putnoki Slir (egerien-eggenburgien); P-T = Budai Márga + Tardi Agyag; Bu = Budikovány típusú transzgresszív mészkő (egerien); Br = Bretkai Mészkő (legfelső egerien); D. v. = darnói vonal; R.-R.v. = Rába-rozsnói vonal; 5 = Gömörikum; egyéb jelek magyarázatát l. a 15. ábrán.

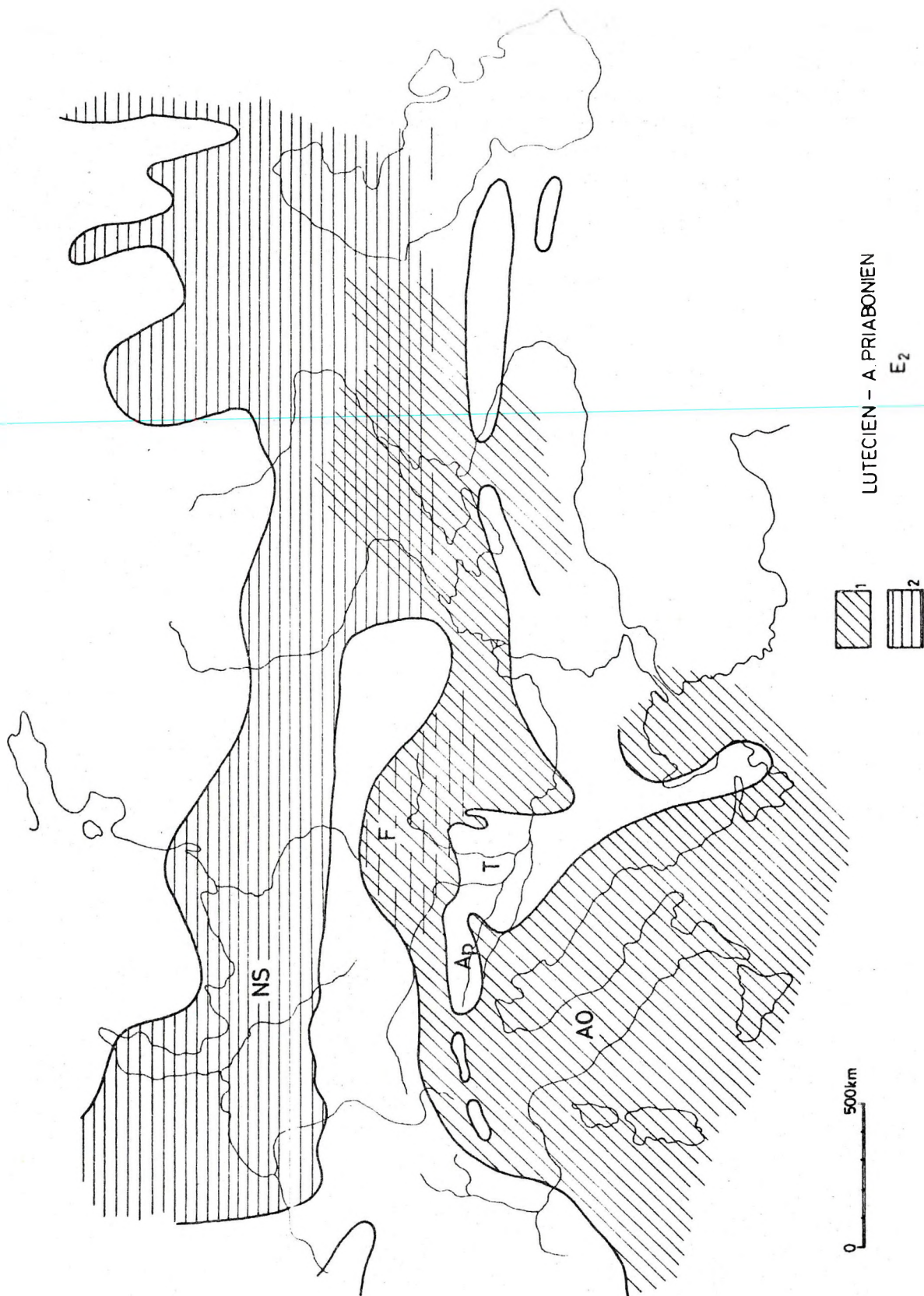
DNy

ÉK



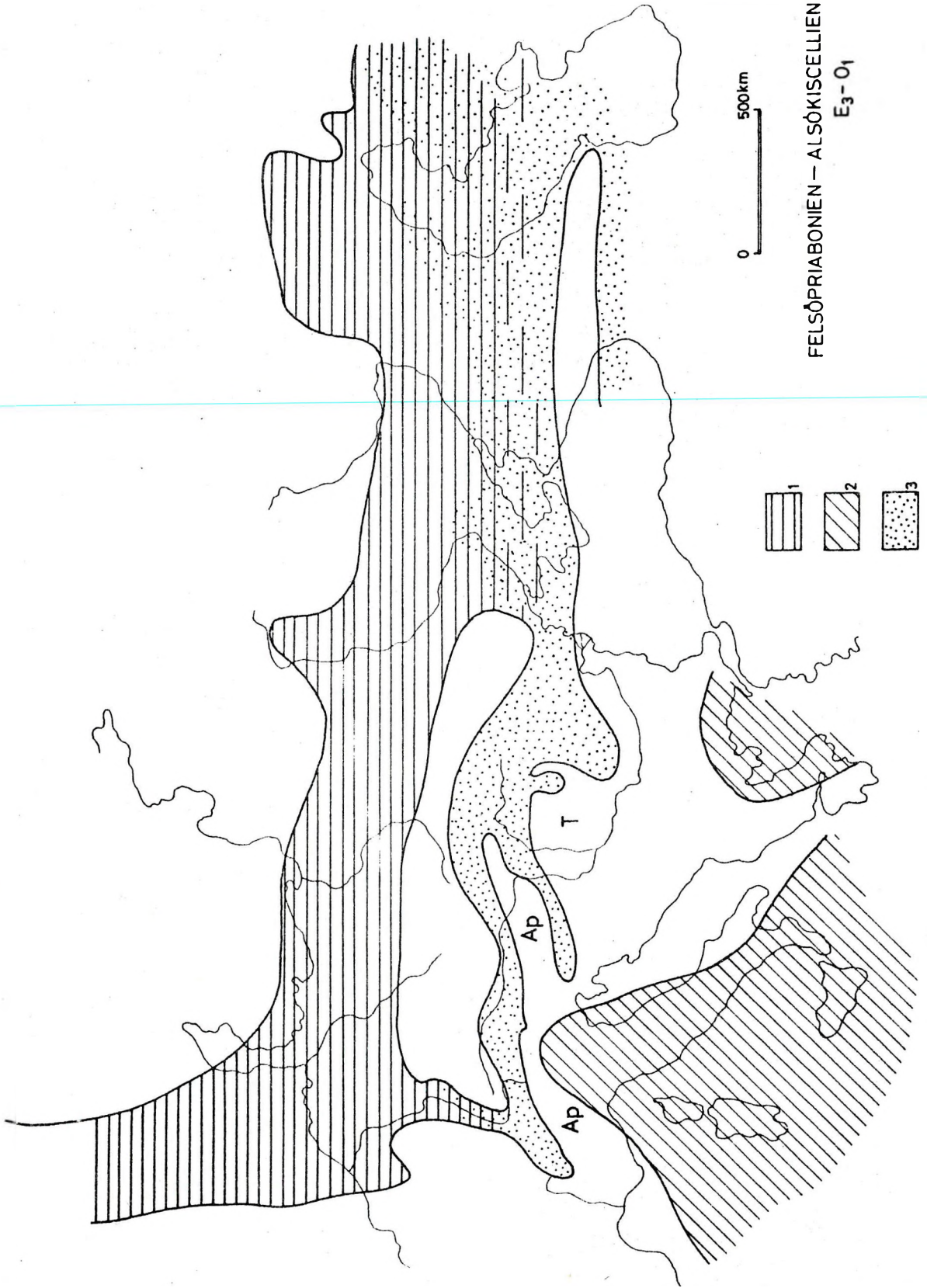
17. ábra: Tágabb ősföldrajzi összefüggések a lutécien-alsópriabonien folyamán.

Jelmagyarázat: NS = Északi-tenger; AO = Apennini-óceán; Ap = Alpok szárazulata; T = "Tisia"; F = Flis-tenger; 1 = déli faunaprovincia (Tethys); 2 = boreális faunaprovincia.



18. ábra: Tágabb ősföldrajzi összefüggések a felsőpriabonien-alsókiscellien folyamán.

Jelmagyarázat: 1 = boreális faunaprovincie ; 2 = déli faunaprovincia;
3 = Eoparatethys faunaprovinciája; Ap = alpi szárazulat; T = "Tisia".



19. ábra: Tágabb ősföldrajzi összefüggések a felsőkiscellien-egerien idején.

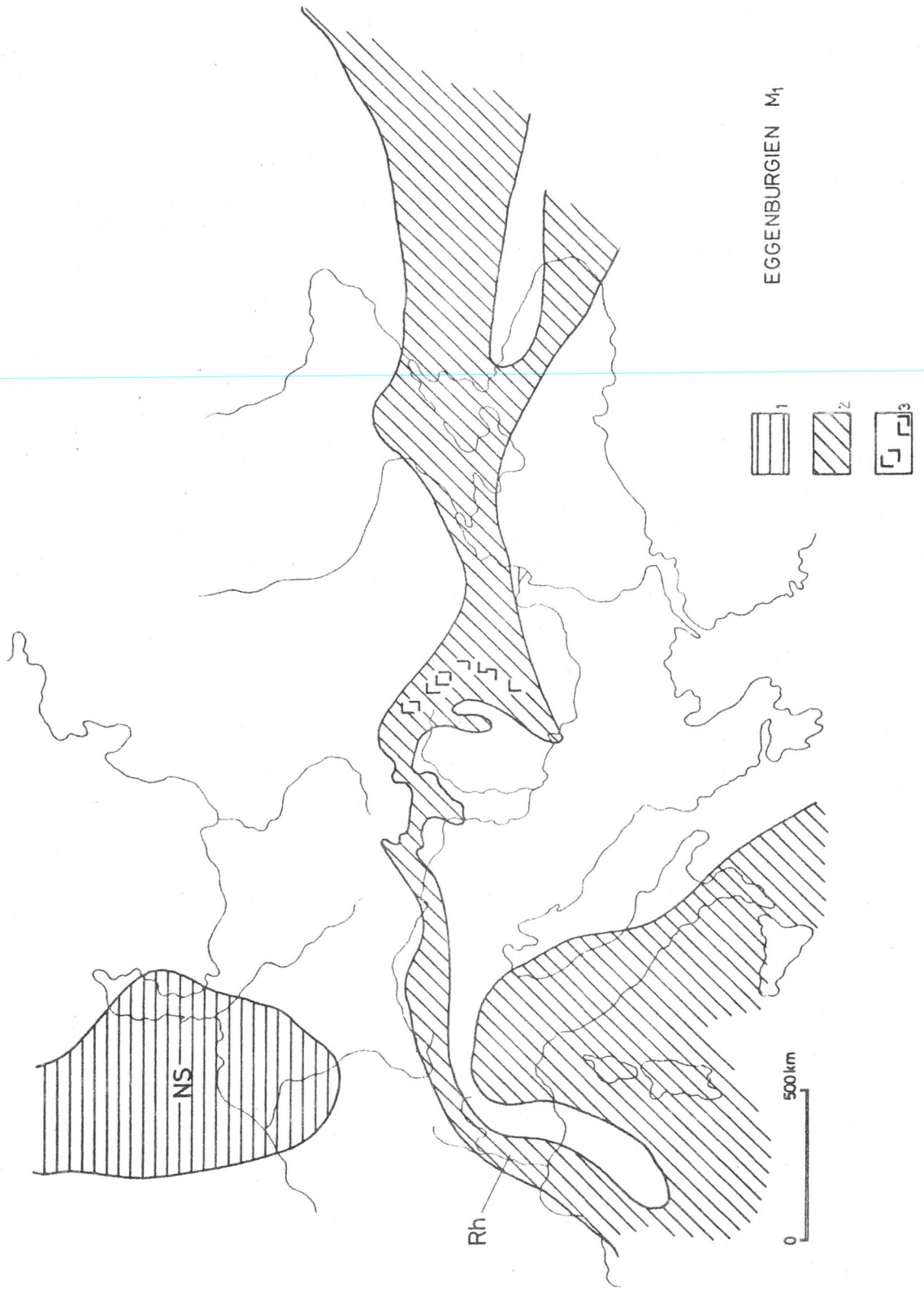
Jelmagyarázat: 1 = boreális faunaprovincia; 2 = boreális taxonok sok endemikus fajjal; 3 = déli faunaprovincia; 4 = boreális és mediterrán taxonok keveredése az Eoparatethysben; 5 = egerienvégi brakkosodás (cyrénás rétegek, stb.); NS = Északi-tenger; R = Rajna-árok; M = Molassz-tenger; F = Flis-tenger; Ap = Alpi szárazulat; A = Apennini-óceán; EEP = Keleti Eoparatethys; T = "Tisia".

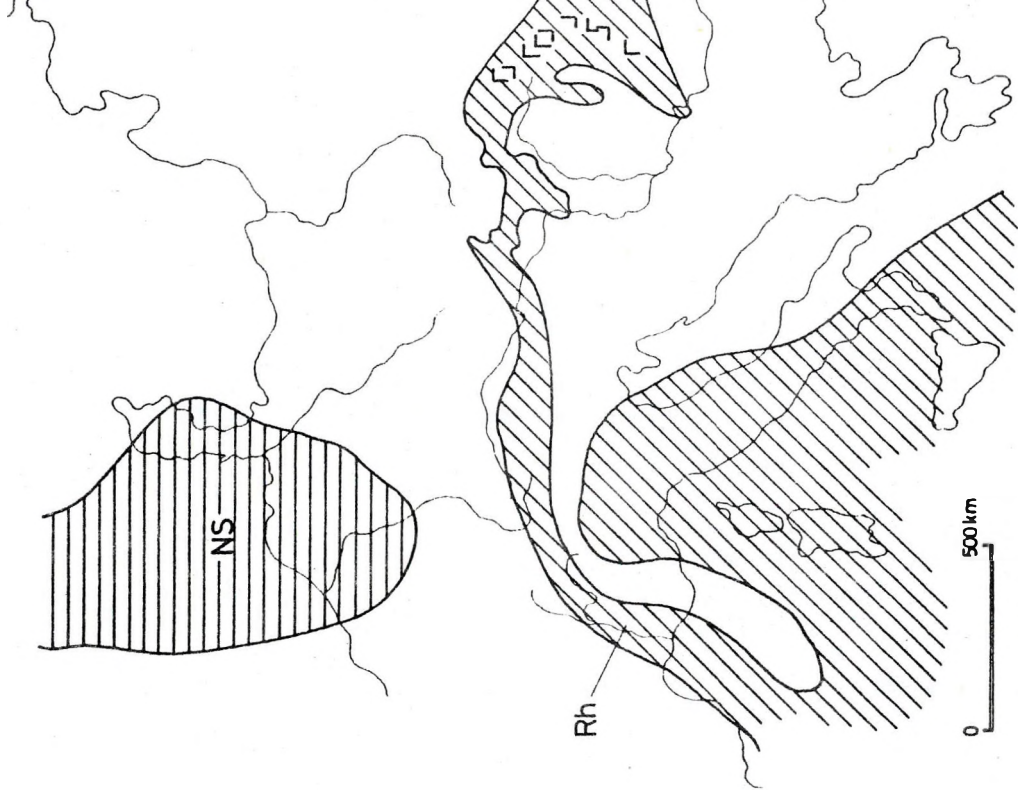


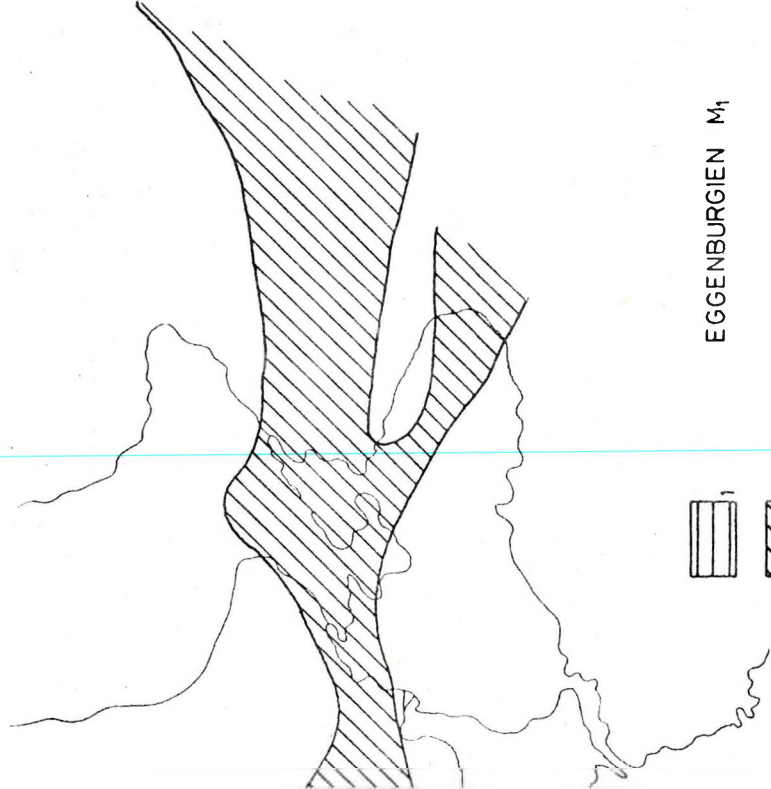
FELSŐKISCELLIEN - EGERIEN
C₂ - O₃

20. ábra: Tágabb ősföldrajzi összefüggések az eggenburgien folyamán.

Jelmagyarázat: NS = Északi-tenger; Rh = Rhône-árok; 1 = boreális fauna-provincia; 2 = déli faunaprovincia; 3 = evaporit-képződés.







1



2



3

EGGENBURGIEN M₁

TANULMÁNYUTON SZICILIÁBAN

A study-tour in Sicily

VÖRÖS Attila

Ösztöndijas tanulmányutamra 1980. július 7. és szeptember 12. között került sor, az ELTE, valamint a Nápolyi és a Palermoi Egyetemek együttműködésével folyó közös kutatási program keretében. Évtizedes vágyam teljesült ezzel az uttal: tanulmányozhattam a bakonyiakhoz oly hasonló szicíliai jura brachiopodákat és bejárhattam néhány klasszikus mediterrán előfordulásnak számító szicíliai jura rétegsort.

A múlt század végének két kiemelkedő olasz paleontológusa: Gaetano G. Gemmellaro és Giovanni Di Stefano munkái alapvetőek a mediterrán jura faunák tanulmányozásában. Brachiopoda monográfiáik originális anyagát a palermoi egyetem muzeumában őrzik; tanulmányutam legfontosabb eredménye az itteni jura brachiopoda anyag vizsgálata és részleges revíziója. E rövid szakmai beszámolóban azonban általánosabb érdeklődésre számot tartó témával: a szicíliai jura vázlatos ismertetésével és a magyar jurával mutató hasonlókkal kívánok foglalkozni.

Szicília három fő szerkezeti egységre tagolható: (1) Délkelet Szicília (Iblei, vagy Ragusa platform): Szicília autochthon magja, az alpi ciklusban stabil előtér; (2) Északkelet Szicília (Peloritani hegység): szerkezetileg Calabriához tartozik, éles tektonikus határral érintkezik Szicília többi részével; (3) Nyugat Szicília: D-i vergenciájú üledékes (mezo-kainozóos) takarókból áll, a takaróképződés kora Dél felé fiatalodik: késő miocén - pliocén (1. ábra).

(1) Délkelet Szicília fiatal üledékekkel és vulkanitokkal fedett, jura nincs a felszínen.

(2) Északkelet Szicília tulnyomórészt kristályos kőzetekből áll, jura főként a határoló törésvonal mentén fordul elő, lényegében két kifejlődésben.

A) A Peloritani hegység autochthonnak tekinthető mezozoikum a kristályos aljzatra transzgradáló konglomerátummal és homokkővel kezdődik, amit helyileg "verrucanonak" neveznek és a legalsó jurába sorolnak. A terrigén törmelékanyag fokozatos kiamaradásával "platform fáciesű" tiszta mészkő válik uralkodóvá "birdseye" szerkezetekkel, alga-laminitokkal. Az efölött követ-

kező pados szürke mészkő dus faunája szinemuri kort és erős nyugateurópai faunakapcsolatot mutat. A medence mélyülésével fokozatosan lép fel a helyileg "medolo" névvel illetett nagyvastagságú rétegösszlet, amely meszesebb padok és viszonylag vastag, agyagos - márgás rétegek váltakozásából áll; színében, szövetében helyenként a "foltosmárgára" emlékeztet. Doméri szakaszában a fauna már tipikusan mediterrán jellegű. A jura magasabb részét olyan rétegsor alkotja, amely a Dunántuli Középhegységben is jól ismert: ammonitico rosso - radiolarit - ammonitico rosso - "biancone". A biancone itt is felhúzódik az alsó krétába. A teljes rétegsor Longi és Taormina környékén tanulmányozható a legjobban.

B) A Peloritani hegységet Szicilia többi részétől földtanilag elhatároló nagy-szerkezeti vonal mentén (amely komplex feltolódási - eltolódási nyirásos zónaként értelmezhető) számos, allochthon helyzetű jura mészkő blokk található. A blokkok egyrésze üledékesen, olisztolitiként, más részük tektonikusan ágyazódott be a helyileg "scaglia"-nak nevezett, felső kréta, vöröses márgás kőzetbe, amely disztális turbidit összletnek tekinthető. A blokkok mérete néhány méterestől a több kilométeresig változik; van közöttük olyan, amelyik félszigetet formál a Jón-tengerben (Capo S. Andrea Taorminában) és olyan is, amelyen egész városka épült (S. Marco D'Alunzio). Az egyes blokkok jura rétegsora kissé eltér egymástól, közös vonásuk azonban a tipikus mediterrán kőzetkifejlődés: liász - szürke és vörös krinoideás, brachiopodás mészkő; dogger - Bositra lumachella; malm - ammonitico rosso és "maiolica" mészkő. Igen figyelemre méltó, hogy az itt gyűjthető liász és dogger brachiopoda faunák jobban hasonlítanak az alpiakhoz és a bakonyiakhoz, mint a Szicilia többi részéről származók. A legjobban tanulmányozható és gyűjtésre is módot nyújtó lelőhelyek: Rocche Rosse (Galati) és Capo S. Andrea (Taormina).

(3) Nyugat Sziciliában a mezozoikum igen nagy elterjedésű, gyakorlatilag összefüggően nyomozható és K - Ny-i pásztákba rendeződő öt fáciesövre bontható (1. ábra). A fáciesövek kiegyenülése a középső és a felső triászban ment végbe, és a jura elejére három sekélytengeri karbonátos platform és két közéjük iktató mélyebb medence alkotta az ősföldrajzi képet:

	É		D
platform	<u>Panormid</u>	<u>Trapani</u>	<u>Sciacca</u>
medence		<u>Imerese</u>	<u>Sicani</u>

A medencebeli pelites triász rétegekben gyakoriak a hatalmas, háznagyságú mészkő olisztolitok (pl. Palazzo Adriano környékén). Ezek kora a bennük található igen gazdag Fusulina- illetve Brachiopoda-fauna (a világhírű sosioi perm fauna) alapján karbon, illetve perm. Eredetük ismeretlen; ilyen képződmények seholsem találhatók Dél-Olaszországban. A két medenceterületen a jurában is folytatódott a korábbi pelites, néha kovás, radiolaritos üledék-

képződés, melyet nagytömegű, újraüledett (a szomszédos platformokról származó) karbonátanyag tett változatosabbá. Ilyen típusú üledékképződés a hazai jurából nem ismert (legföljebb az újabban jelzett - de kellőképpen még nem bizonyított - "bükki jura" tekinthető ilyennek.)

A három kiemelt helyzetű zónában a triászból áthúzódva, körülbelül a liász közepéig folytatódott a karbonátos platform jellegű üledékképződés. A "dachsteini mészkőre" igen erősen emlékeztető összlet a felső triászban korallzátonyokat és Megalodusokat, az alsó jurában helyenként igen gazdag brachiopoda, csiga és kagyló faunát tartalmaz (Bellolampo, Rocca Busambra).

A liász során lényeges fordulat következett be a korábban lassan, egyenletesen süllyedő területek fejlődésmenetében:

A) A Panormid platformon a "bahama típusú" mészkő lerakódását a felső liászban üledékhézag, vagy kondenzált üledékképződés szakította meg. A dogger helyenként krinoideás mészkő képviseli (Bellolampo), másutt az üledékhézag tovább tart és csupán "neptuni telérek" utalnak a tengeri környezetre (Cozzo di Cugno). A malm során - meglepő módon - visszatér a sekélytengeri, karbonátos platform üledékképződés, korallzátonyokkal, Dicerásokkal, Nerineákkal és ez a fácies, változó ősmaradványtartalommal, kitart a kréta végéig (M. Pellegrino).

Ilyen jellegű jura fejlődésmenet, az üledékes környezetek ilyen szukcessziója hazánkban nem ismert.

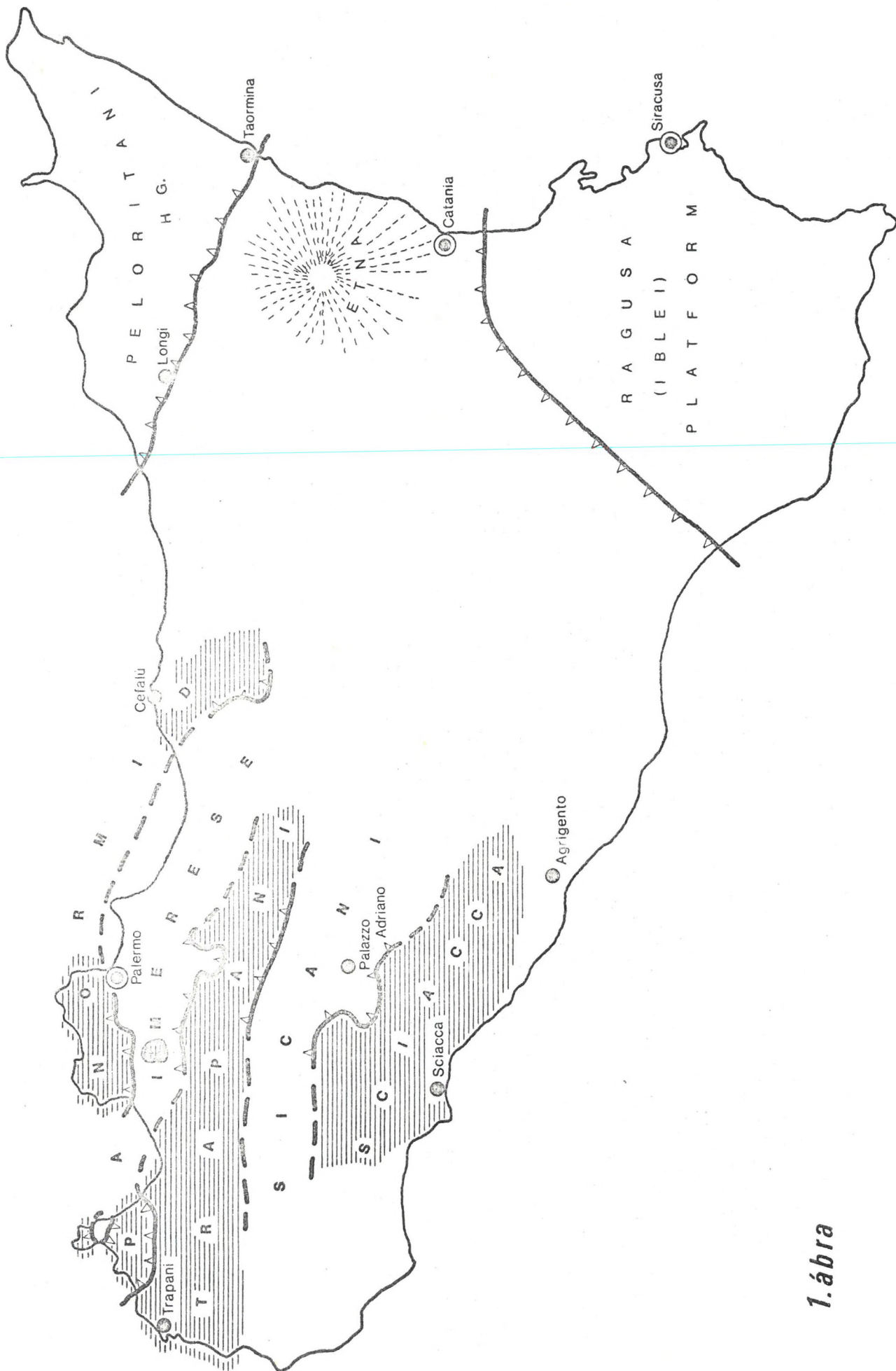
B) A Trapani és a Sciaccia platform jura fejlődésmenete ezzel szemben, rendkívül nagy hasonlóságot mutat a Dunántúli Középhegységével. Az egyik lényeges különbség az, hogy a karbonátos platformok szétesése: a "seamountok" és köztes medencék kialakulása valamivel később, a szinemuri végén kezdődött; a másik pedig, hogy egyes "seamountok" teteje igen sekély helyzetben, a fotikus régió belül maradt még a doggerben is: erről típusos stromatolitok tanuskodnak (M. Kumeta). Egyébként azonban, a jellegzetes üledékföltani bélyegek - a mészkövek vöröses színe, a mangánkéreggel történt település, a gyakori mangángumók és az üledék diszperz mangánossága, a horizontális és vertikális "neptuni telérek", krinoideás - brachiopodás "hierlatz" mészkő a liászban, "Bositra lumachella" a doggerben - megalapozottá teszik a Dunántúli Középhegység jurájával való genetikai rokonitást. Tovább erősíti a hasonlóságot a doggerben fellépő ammonitico rosso és radiolarit, melyek egyben az aljzat süllyedésének meggyorsulását is jelzik. A malmban általánosan elterjedt, "Lattimusa" elnevezésű, fehér, vékonypados, néha tűzkőgumós mészkő a "biancone" tökéletes megfelelője; képződése az alsó krétában is folytatódik.

Amennyire tanulságos volt számomra, hogy Szicília (különösen Nyugat Szicília) korai mezozóos fejlődéstörténete milyen nagyfokú azonosságot mutat a Dunántúli Középhegységével, éppenígy meglepett, hogy felső kréta - kainozóos fejlődésük milyen gyökeresen eltér egymástól. Sziciliában nyoma sincs

a nálunk oly meghatározó jelentőségű középső kréta és paleogén hegységképződési fázisoknak, helyett pelágikus, mélytengeri üledékképződés folyt "scaglia", flis és hozzájuk kapcsolódó üledékek formájában. Nagymértékű takarós térrövidülést eredményező valódi orogenezis csak a miocén végén, mégpedig fő sullyal a messinai korszakban következett be.

1. ábra: Szicilia nagyszerkezeti vázlata, a Ny-sziciliai mezozóos fáciesövek feltüntetésével.

(M = 1 : 1 000 000)



1. ábra

MTESZ - egyesületi használatra !

Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat

Készült: 550 példányban

ISSN 0134-0603

82/687 MTESZ Házinyomda, Budapest.

Felelős vezető: Deli Sándor