

Földtani Kutatás

1974. XVII. évfolyam 3. szám

A módszeres szubdukcióvizsgálat a hasznosítható telepek kutatásának szolgálatában

Irta: Szádeczky-Kardoss Elemér

Nem csekély azoknak a kutatóknak a száma, akik szerint a lemeztektonika —, ill. annak szélesebb körű alkalmazása, az ún. új globális tektonika — a szilárd föld tudományainak legjobban alátámasztott — geofizikai és közettani mérések által kvantitatíve egybehangzóan megalapozott — elmélete. Az elmélet fejlesztésén jelenleg a kutatók hatalmas tábora dolgozik. Az elenyésző számú, de nem elhanyagolható el- lenvéleményekkel más helyen foglalkozunk. E kritikai elemzés szerint a valóság a lemeztektonika mai modelljeinél bonyolultabb, de annak ezek a modellek ezideig a legjobb megközelítései.

Az elmélet döntő új eleme a lemezek nagy köpenymélységbe hatolásának feltevése, a szubdukció. A szubdukció felfedezését a geoszinklinális elméleten kívül főleg a századforduló óta fejlődő mélyáramlási koncepciók és a tektonikai takarók elnyelési elmélete (Verschlückungstheorie) készítették elő, míg a lemezek horizontális vándorlása kimutatásához az 1912 óta fejlődő kontinensvándorlási elméleten keresztül vezetett az út. Az új globális tektonika tehát csaknem egy évszázadra visszatekintő földtani koncepciók főelemeinek összegzése is.

A szubdukciók igen nagy függőleges kiterjedése, valamint légköri hatása összeköti a különböző földtudományok által tanulmányozott horizontális szférákat, lehetővé téve a közös földtudományi oknyomozás, a geonómia kialakítását. Az új globális tektonikának ily módon az összes földtudomány számára jelentős közös — geonómiai — információ-tartalma van. Eredményei összekapcsolják a globális szerkezetek és a Föld fejlődése évmilliósi folyamatait a társadalmi jelenségekkel, az ipari tengelyterületek kialakulásának kérdéseivel, valamint műszaki problémákkal. Egymástól függetlennek látszó jelenségek kerülnek így közvetlen összefüggés-

be, ami a módszerek és következtetések megbízhatósága kölcsönös ellenőrzésének jelentős többletét is eredményezi.

Az új globális tektonika, különösen a szubdukciók kutatását, elsősorban a gyakorlat követeli. A hasznosítható ásványi anyagok nagy része, a szénhidrogének, a magmás, a metasomatikus és egyes üledékes érctelepek, számos kerámiai és ipari nyersanyag, a fokozott geokémiai mobilizáció, az illók koncentráltabb vándorlása közvetítésével keletkezik, képződése tehát részben, vagy egészen a legintenzívebb földi mobilizációs folyamatokkal jellemzett szubdukciós jelenségekhez kapcsolódik.

A szubdukciók e rendszeréhez hozzátartoznak a betolódo lemezek főleg üledékes fedőjéből a nagy mélységben kiolvadó és a betolódoási sebhelytől gyakran csak 100—200 km távolságban feltörő vulkáni és más magmás képződmények. (De nem minden betolódoáshoz tartozik vulkáni övezet. Ahol a nehezen olvadó szilikátos és karbonátos kőzet jelentős OH-tartalmú agyagos kíséret nélkül tolódik a mélybe — pl. Dúnántúli Középhegység — ott nagyobb mérvű korrelát vulkánosság sem fejlődik ki.)

Az 1971., 1792. és 1973. évi tanulmányaink szerint a Kárpát—Pannon területen 4, esetleg 5 újalpin — felsőkréta és annál fiatalabb — szubdukciós sebhelyvonulat és korrelát vulkáni övezet különböztethető meg, amelyek nagyrészt idősebb, főleg hercinkorú hasonló mozgások újra aktivált származékai.

1. A kárpáti szirtöv szubdukciója, lényegileg a Pannon-medencék felé dőlő (DK—D—DNy-i) betolódoással.

2. Az alpi Insubria—Judikaria vonal folytatását képező középhegységperemi szubdukció, amelyet a mezozikumiban még részben talán DK, az alsómiocénig ÉNy-felé hatoló betoló-

dás jellemez. Ez a szubdukció a Mátra alján feltehetően két ágra oszlik: a Darno vonalra és az ÉK-alföldi ágra.

3. A Mecsek—Kiskörös—Maros szubdukció, legalább is a Dunántúlon ÉNy-felé hatoló betolódással. Az előbbivel együtt — legalább is részben — már a hercin hegységképződés idején aktív volt.

4. A szubdukciósan csak az alsómiocénig aktív, nagyalföldi „flis” szubdukció, közel merőleges betolódással.

(5. Bizonytalan még a Rába-vonal szubdukciós sebhely jellege.)

E szubdukciós rendszert részleteiben a Földtani Közlönyben megjelent dolgozat írja le. Jelen dolgozat viszont a Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályában tartott előadás (1972. IX. 20.) módszertani részét tartalmazza — továbbfejlesztésekkel — és metodikai célja mellett a hasznosítható ásványi anyagok kutatásához is új szempontokat kíván nyújtani.

A szubdukciókutatás módszereinek alkalmazási területe változik a szubdukciók fajtái, intenzitásai, aktivitási állapotai és a szubdukcióban résztvevő kőzetek összetétele szerint. A szubdukció főfajtaikat elsősorban az orogének jellege szerint lehet elkülöníteni (DEWEY és BIRD 1971) óceáni és kontinensközi (Andok), óceán és szigetív közti (Japán), két kontinens közti (Himalája), kontinens és szigetív közti (Új Guinea és részben Tethys), valamint óceánon belüli (Tonga—Kermadec) típusokra. Az első két típus főleg a Cirkumpacifikus, a második kettő a Tethys övezetében jelentkezik.

Más szempontból megkülönböztethetők a gyakoribb asszimmetrikus egyoldalú és néhány a földtani múltból származó példák ismert szimmetrikus, két ellentétes irányba dőlő (különböző korú) szubdukcióval jellemzett bilaterális betolódási típus, pl. a Ny-Alpok és az Appenninek közti Sestri—Volltaggio vonala, továbbá a Maros-ív, jelenkori analógiaként a Tonga—Kermadec típus. Utóbbiakhoz tartozhatnak a „Narbe” jellegű tektonikus sebhelyek is, amelyeket azonban DEWEY és HORSFIELD (1970) nem tekintenek valódi szubdukcióknak.

A szubdukció kora, ill. aktivitása szerint elkülöníthetők a még működő horizontális eltolódásokkal — jelenkori óceáni „spreading”-gel — jellemzett aktív, a már csak mélységi átalakulással jellemzett szemiatív (pl. Kárpát—Dinarid terület) és a teljesen inaktív (pl. Ural) betolódások. A betolódott anyag a mélyebb kéregben és köpenyben hosszú ideig idegen test marad, így aktivitása a szemiatív stádium után újraéledhet. Különösen a Tethys mikrokontinensei körül a kéreg ismételt széthasad, átmeneti óceáni sávok képződnek a szubdukciós övek mentén, és pedig feltehetően főleg azok legkevésbé összeforrt magasabb szintjeiben, a betolódás dőlésirányával ellentétes átfordulásával, amikor az új óceáni sávra a még igénybe nem vett másik szomszédos kontinentális kéregsáv toldódik rá. Itt a szubdukció mentén gyakori a *horizontális eltolódás* is, sőt az átmenetileg a transzform törés szerepét is átveheti.

A betolódási intenzitás, ill. mélység szerint megkülönböztethetők az első- (cirkumpacifikus), a második- (Tethys) és az egész litoszféra betolódása helyett csak az üledékes takaró betolódásával jellemzett harmadrendű (feltehetően egyes hazai) betolódások.

Lényeges különbség van a betolódás sebessége szerinti típusok közt is. MYASHIRO (1972) szerint a gyors betolódást 8—9 cm/év sebesség, 10—11 km-es mélytengeri árokmélység, 600—700 km-es maximális földrengési mélység és uralkodóan tholeiites, később alárendelt mészkáli és esetleg elenyésző alkáli jellegű vulkanizmus jellemzi, pl. Tonga, Bonin, ÉK-Japán, Kurili, Kamcsatka. A közepes, 5—6 cm/év sebességű szubdukcióval 7—8 km mélytengeri árokmélység, 300—600 km maximális földrengési mélység, kezdetben esetleg alárendelt tholeiites, később uralkodó mészkáli, majd alkáli jellegű vulkanizmus jár: Aleuták, Riukiu, Indonézia. A lassú, 2—3 cm/év sebességű szubdukcióhoz 4 km körüli mélytengeri árokmélység, 100—300 km maximális földrengési mélység, uralkodóan alkáli jellegű vulkanizmus kapcsolódik: Égei-tenger, Kalábria, Macquerie. Ez az elkülönülés feltevésünk szerint (1973/2) a betolódás sebességének növekedésével a litoszféralemez felszínére időegység alatt lerakódó csökkenő üledékmennyiséggel áll összefüggésben.

A következőkben a cirkumpacifikus övre nézve az irodalom, a Mediterraneumra nézve főleg saját Kárpát—Pannon területi vizsgálataink alapján soroljuk fel az eddig ismert módszereket.

1. A szemiatív és a régi inaktív, keskeny sávvá összezárult szubdukciós övezetek legfontosabb bizonyítékai a szubdukciós milonitok, ill. ezek durvaszemű analógiái, a tektonikai *kőzetmelange*-ok. A kárpáti belső szirtöv, valamint a Darnó-öv rendkívül bonyolult tektonikai szerkezete típusos melange-szerkezet (ábrák az 1971. évi dolgozatban). A melange-övezetekben egymás mellett igen különböző korú és jellegű, valamint azonos korú, de nagymértékben különböző, sekély- és mélytengeri fáciesek elkenet, összetöredezett tömbjei, foszlányai, valamint szirtjei jelennek meg, jelezvén, hogy a melange övezet utólag néhány km szélességre összezárult sávja a mai mélytengeri árkokhoz hasonlóan, egykor esetleg több száz km széles övezet túlnyomóan mélybetolódott maradványa. Egyéb-ként azonos körülmények közt a melange képződés intenzitása növekedik a szubdukciós sebhely összezárulásával: keskeny sebhely (pl. kárpáti szirtöv) típusosabb — kevertebb és kisebb egységekre tört — melange-t hoz létre, mint a kevésbé komprimált szélesebb sebhely (pl. Maros-ív). A melange öv az aktív állapot után maga is részt vehet a mögöttes terület süllyedésében, s így gyakran (alföldek!) fiatalabb üledékek takarják.

2. A szubdukció következtében egykor egymástól távol fekvő területek közvetlen érintkezésbe kerülnek. Így a sebhely többnyire egymástól nagymértékben különböző kéregrészeket, *idegen kőzetsoportokat* választ el egymástól.

Mint hogy a szubdukció előtt kiemelkedő kompressziós, mögötte dilatációs süllyedési szerkezetek fejlődnek ki, ezért a szubdukciós sebhely két oldalán a képződési mélységben esetleg több ezer m-re különböző kőzetek jelennek meg. A mecseki szubdukció É-i oldalán főleg mezozoós (és fiatalabb) üledékes képződményeknek, déli oldalán viszont sok km mélységben átkristályosodott kőzeteknek van túlnyomó szerepe.

3. A szubdukciós sebhelyek *előterét* a szubdukcióval párhuzamos *kompressziós*, pl. pikkelyes tektonikai *szerkezetek jellemzik*. Ezek a közettani felépítés és a szubdukció fajtájától függően változnak. A pikkelyes szerkezetek gyakoriságát mutatják többek közt DEWEY és BIRD szelvényei. Ezekhez közelálló, vagy azokkal azonos mélyfúrásokkal jól megvilágított „ékszerkezet” ismeretes KÓKAY J. (1956) tanulmányai alapján Várpalota vidékéről. KÓKAY adatai alapján feltehető, hogy itt az ékszerkezet alakulása időbelileg távolodik a szubdukciós sebhelytől. A külső és belső Bécsi-medencét elválasztó, általa is említett Waschberg öv hasonló ékszerkezete ugyancsak szubdukciós zónában, a kárpáti szintővi szubdukció folytatásában jelenik meg.

Távolabb a szubdukciós sebhelytől a lapos, pikkelyes rátolódásokkal jellemzett törvegyűrt szerkezet — pl. a Dunántúli-középhegység nagyrésze — jön létre, amely ma már légifelvétel útján is elemezhető (RÁDAI Ö. 1969, 1970).

A takarós hegységek többnyire ugyancsak a sebhely előtti feltolódás termékei, amelyek feltehetően főleg intenzív ferde betolódások esetében fejlődnek ki. Takarós rátolódások kialakulása azonban a szubdukció előtt nagy távolságban is feltételezhető (DICKINSON 1970). A pikkelyes és takarós hegység néhány lemeztektonikai különbségéről a Földtani Közlöny-beli dolgozat szól.

4. Modellünk értelmében a szubdukciós *sebhely mögött besüllyedési terület* alakulhat ki. Már az óceáni lemez aktív betolódása idején is e mögöttes övben fejlődik ki az alátolódás folytatásaként a mélytengeri árok. Az óceáni lemezperemek a rátolódott szomszéd kontinentális lemez által okozott benyomódása még a szemiaktív stádium kezdetén is érvényesül és ez nagyobb mértékben csak kb. egy földtani emeletnyi idő, rendszerint kb. 2—5 millió év alatt egyenlítődik ki, simul el izosztatikusan.

A besüllyedés kifejlődéséhez hozzájárul az üledéktakarónak és közvetlen fekéjének kivékonyodása is a meghajló litoszféralemez külső peremén. Mennél nagyobb hajlásszögű e litoszféralemez megtörése, annál nagyobb mérvű az üledék-kivékonyodás és -besüllyedés. Mennél képlekenyebb az üledék, annál szélesebb területre terjed ki a süllyedés, de annál csekélyebb az átlagos besüllyedés. (A viszonyokat legegyszerűbben egy teljesen merev, tehát pusztán töréssel reagáló kőzetfedőben keletkezett törési ék területének számításával közelíthetjük meg.)

5. A szubdukció jelentékeny üledéksávokat tüntet el a felszínről és így *fácieshiányokat* okoz. A fácieshiányokat rendszeresen kimuta-

tó fáciestérkép közvetlenül feltüntetné a szubdukció övezeteinek hatódudvarát. Mint hogy a szubdukció során mindkét oldalról különböző vastagságú, akár takaró jellegű üledéksávok csúszhatnak gravitációsan a mélybe, a fácieshiányok — a szubdukciós sebhelytől távolodva csökkenő intenzitással — szélesebb területre is kiterjednek. Az időben és térben gyors lito- és biofácies változások nyilván az aktív szubdukciós övezetek környezetében kulminálnak és így a szubdukció sebessége változásának kimutatására is alkalmasak.

BALOGH, BÁLDI, HÁMOR, JÁMBOR oligocén és miocén fácies térképvázlatai éppen a feltételezett szubdukciós sebhelyek mentén sejtenek — eddig indokolatlannak látszó — fácieshiányokat, pl. neritikus képződmények hirtelen végződését megfelelő partközeli fáciesek nélkül. A fácieshiányokat tudatosan feltüntető fáciestérképek az eddigi földtani szemlélettel alig egyeztethető jelenségeket világítanak meg és tesznek rendszeres vizsgálat tárgyává.

6. A kőzetképződések a szubdukciós tektonikával való korrelációjából következően számos *szubdukciót indikáló kőzet- és ércfajta* létezik.

Az *üledékes kőzetek* közül a mélytengeri árok jellegű szubdukciós vályúnak megfelelően a mélyebb tengerre utaló radiolarites (és báziitos-ultrabázitos) kőzet-társaság a Tethys típusú intrakontinentális óceánsávok esetében a szubdukciós tengely közelségét jelzi. A szubdukció előtt feltorlódozó övekben egy előző, mészkőben gazdag területen a kiemelkedés *karsztbauxitot* hoz létre a szubdukciós sebhellyel párhuzamosan. Mögötte viszont a besüllyedő terület túlnyomóan flis, vagy molasz jellegű üledékei keletkeznek, a szubdukciós aktivitás fokától függően. A Tethys összetolódozó, szűkülő („anti-spreading”-es) óceánsávjai kontinentális peremének elegyengetődését a kontinensvándorlás megakadályozza, azt állandóan felfrissíti, az így folyton meredek lejtőn a *flis* képződés feltétele, a ritmusosan ismétlődő zagyáram-képző gravitációs üledéksúszás állandósul. Amikor viszont a betolódás befejeződésével az óceánsáv teljesen bezárul, a flisképződést felváltja a normális elegyengetéssel kapcsolatos *neritikus*, ill. *molasz* üledékképződés. Ennek megfelelően a Kárpát—Pannon terület krétakorú első alpin betolódásai mentén a felsőkréta-paleogén flis üledékvályúk, viszont a betolódásokat befejező miocén szubdukció után a normál neritikus, ill. molasz vályúk jönnek létre.

7. Jellemző kémiai összetételű és sávok kifejlődésű *szénhidrogéntelegek* is indikálják a szubdukciós övezetet. Az 1971. évi dolgozat feltevése szerint a szubdukciós övezetekkel hidrodinamikus kapcsolatban álló, csapdaképzésre alkalmas tárolókőzetekben nagymérvű szénhidrogén-felhalmozódás történik. Ilyenszerű elképzeléssel HEDBERG (1971) is foglalkozott, de azt példákkal nem támasztotta alá. Az 1971. évi dolgozatunk e kapcsolatot konkrét példák alapján fejtette ki: a Kárpátok külső peremi öve romániai, kárpátukrajnai, lengyelországi, csehországi és ausztriai szénhidrogéntelegei a kár-

páti szirtöv szubdukciójával korrelálnak; a magyarországi szénhidrogén- és CO₂-telepek az (azóta pontosabban is kidolgozott) hazai szubdukciós rendszerhez kapcsolódnak. Hasonló kapcsolatok a Tethys többi részén és a Cirkumpacifikus övben is kimutathatók: ezek kőolajtelepeinek régi szelvényeiben mai szemmel részben típusos szubdukciós jellegeket ismerhetünk fel.

A szubdukciós típusú szénhidrogéntelepekkel szemben a másik szélsőséget a táblás területek nagy medencéinek szénhidrogén típusa képviseli. Egyelőre e két típusra egyszerűsítve a viszonyokat, fontos új összefüggésre következtetünk a kőolaj kémiai összetétele és a földtani szerkezet közt. Ismeretes, hogy a kisebb fajsúlyú parafin bázisú kőolajok főleg az idős és mélyenfekvő tárolókban, a nagyobb fajsúlyú naftén bázisúak viszont a fiatalabb és magasabb tárolókban jelennek meg. A kőolajok összetételét azonban pontosabban, pl. a különböző hőmérsékleten átdestilláló szénhidrogén-frakciók sűrűségével (pl. HEMPEL elemzés) kell jellemezni. Modellünkben az következik, hogy az ilyen módon megkülönböztethető 9 típus közül 8 főleg a szubdukciós telepekben, míg az ezekkel szemben álló szélsőséges 9. típus főleg a táblás területek kőolajaiban jöhet létre. (E kérdéssel külön dolgozatban foglalkoztunk.)

E modell szerint a prognosztikus készlet-számítás közhasználatú WEEKS-féle eljárása alapvető módosításra szorul: egyrészt nagy súlytal tekintetbe veendő a mélyben rejtőző, nagy mélységre tolódtott szubdukciós üledékei, másrészt a szénhidrogénképződés szempontjából eddig érdektelennek számító hazai idősebb kőzetek is potenciális anyakőzetek lehetnek. Az üledékek betolódása a mélységet lehűti (l. 23. pont), az üledék esetleg évmilliók múlva melegedik fel annyira, hogy belőle hőmérsékletileg és nyomással „geokémiailag” aktívált organikus anyagu kőolajképzők szabadulnak fel.

A szubdukciónak lehet azonban negatív hatása is a szénhidrogén-képződés szempontjából. Ha ui. az üledékek közt erősen oxidált kőzetek (pl. vörös üledékek) is vannak, úgy az azokból felszabaduló oxigén, ill. oxigénben gazdag mobilizátumok az organikus anyagoknak vízzé és széndioxiddá lebontását segítik elő, szénhidrogén-képződés nélkül.

8. A metamorf kőzetfáciések már ismert indikátorai a szubdukciónak. DEWEY és BIRD (1971) mutatott rá, hogy a nagy mélységre és betolódásra utaló nagynyomású—kishőmérsékletű metamorf övek (a glaukofánfala fáciés) keskeny sávok alakjában főleg a szubdukciós övben fejlődnek ki.

A szubdukció indikátorának tekinthetők az igen nagynyomású, de nem különlegesen magas hőmérsékletű ún. kéreg-eklogitok is (COLEMAN 1972). Ezek túlnyomóan előző tektonofázisok kőzetei, amelyek az orogén inverzióval a szubdukciós sík átfordulásával — dőlésirányának ellentétessé válásával — kapcsolatosan kerültek a felszín közelébe közvetlenül a kisebb mélységi kristályosulások mellé, és váltak az új betolódás mögötti sülyvedék üledékeinek aljzatává.

Ezek közé sorolhatók japáni, kaliforniai, alpi példák, továbbá a dél-baranyai eklogit, valamint e környék SZEDERKÉNYI által tanulmányozott szillimanit és diszténes kristályosulái.

9. A magmás kőzetek közül részben az iniciális-ofioltos magmák gyakorisága jelzi a szubdukció eugeoszinklinális — aktualisztikusan mélytengeri árok jellegű — tengelyét. A betolódással keletkező szin- és posztorogén gránit viszont a szubdukció tengellyel párhuzamos szegélyi öv, mely rendszerint csak az inaktív övekben kerül a felszínre, míg a szubszekvens andezit a sebhelytől még távolabb fekvő párhuzamos sávban már az aktív fázisban megjelenhet, a szemiatívben feltűnő, az inaktívban mindinkább lepusztul. Az andezitív jelenleg átlag 160 km távolságban húzódik a mélytengeri árkoktól, a leendő szubdukciós sebhelytől. Az üledék 1, ill. 10 cm/év betolódási sebességnél 16, ill. 1,6 millió év múlva éri el a magmás kiolvadás kezdetének átlag kb. 40 km-es mélységét. Így az olaszországi és Égei-tengeri vulkanizmus — LEPICHO és MYIASHIRO 2—3 cm/év betolódási sebességével számolva — 3,2—4,8 millió éves legfiatalabb pliocénkorú üledékek betolódásos származékának adódik. A vulkáni ív tehát nemcsak az egykori szubdukció körülbéli helyét, hanem annak hozzávetőleges korát is indikálja.

10. Módszert dolgoztunk ki (1973/2) a betolódott üledékek tömegének, vastagságának és a betolódott lemez, ill. üledékes medencerész szélességének meghatározására. Az eljárás a betolt üledékek parciális megolvadásából származó felszínre tört andezit mennyiségének földtani kiértékeléséből indul ki. Ebből a teljes betolt üledékmennyiség V térfogata:

$$V = \frac{100(x + E + r)}{p}$$

ahol x a felszíni andezit földtanilag meghatározott térfogata, E az eredetileg felszínre tört andezit tömegből — az erózió időtartama és az eróziós sebesség értéke alapján számított lepusztult hányad, r az andezittömegnek az erősebben lepusztult területeken a felvezető szubvulkáni csatornák méretei alapján számított mélységi (szubvulkáni) hányada, p a betolt üledéktömegből parciálisan andezitmágmává olvadó rész. A p érték a betolt üledék átlagos összetételéből és ennek a nagynyomású kísérletekkel meghatározott mélységi átalakulásából közelítően számítva átlagban mintegy 10^{0/10}. A K₂O/SiO₂-értékből meghatározott h kamramélység, továbbá a betolódási sebhely és az andezites vulkáni vonulat közti d távolság meghatározza az andezites magkamráig vezető szubdukciós úthossz L_1 értékét és dőlésszögét. Ez és a betolódás kezdetének, továbbá az andezites erupció kezdetének és végének időpontja meghatározza a betolódás v sebességét, amiből a betolt üledék V térfogatának ismeretében a mélyben eltolódó üledék e vastagsága adódik, ebből pedig a betolódási szög ismeretében a felszínen eltolódó lemez üledéktömegének F keresztmetszetéből kapjuk a betolt üledékes sáv és

a betolt kristályos litoszféralemez eredeti *B* szélességét. A magyar közephegységperemi betolódás Mátra—Börzsöny vulkánokkal korrelát szakaszának paraméterei az új módszerrel számítva: a betolt üledék térfogata 4500 km³, az *L*₁ úthossz 163 km, az andezites kamramélység 160 km, a betolódási szög 72°, ill. 82°, az *e* mélységbeli üledékvastagság 1,1 km, a felszíni üledékvastagság 3,3, ill. 6,6 km, a felszíni betolódási sebesség 1,0 cm/év, a betolódott üledéksáv, ill. a betolódott litoszféralemez szélessége 50 km. A kapott értékek a tényleges üledékvastagsági adatokkal kielégítően egyeznek.

11. Indikátorai a szubdukciónak az „orogén” magmás kőzetekkel társuló jellemző *ércesedések*, és fordítva a szubdukciók helyének ismerete alapján következtethetünk ismeretlen ércelőfordulások helyzetére. Az 1971. évi dolgozatunkban kifejtett, erre vonatkozó tétel azóta sokoldalú alátámasztást nyert. GUILD (1972) kimutatta, hogy a legtöbb poszteocén endogén metallogenetikai provincia a jelenlegi litoszféralemez-határok, éspedig elsősorban a szubdukciós—konszumpciós övek mentén jelennek meg. LAZNICKA és WILSON (1972) az alpi—dinári terület példáján kifejtette, hogy a (komplex) ólomércesedések főleg a miogeoszinklinálisok, a rézércesedés az eugeoszinklinálisokhoz kötöttek. Az ércövek szabályos kifejlődését — ugyancsak az egykori litoszféralemezek főképp szubdukciós határaiként értelmezendő — „deformációs övezetek” mentén legáltalánosabban GABLEMAN és KRUSIJEVSZKI (1972) fejtették ki. Szerintük teljesség esetében a következő sorrendben következnek egymásra a mineralizációk (a „baltolit” öv felől kiindulva): magnetit, Au, Sn, W, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, F, U, Cu. E sorrend összefüggéseit az oldatos és olvadákos mobilitás sorrendjével külön dolgozatban tárgyaltuk (1974/1).

PANTÓ és MORVAI magyarországi *metallogenetikai térképének* közephegységi fő ércesedési tengelye a hazai legfontosabb fiatal alpi szubdukció közvetlen előterét jelzi. A metallogenetikai térképek — pl. NOBLE Rocky Mts. ércgenetikai térképe — azonban gyakran látszólag ellentmondásos hirtelen ércesedési változásokat mutatnak, amelyek legalább részben eltűnt, betolódott kőzetövekre vezethetők vissza. Az ilyen szubdukciós metallogenetikai fácieshiányok kimutatása az üledékes fácieshiányokhoz hasonlóan ugyancsak hozzájárul a szubdukciók felismeréséhez. A metallogenetikai térképek a szubdukció során eltűnt kőzetek sajátosságairól is tartalmaznak információkat.

Másutt kifejtettem (1972, 1974), hogy a szulfidos ércesedés túlnyomóan kontinentális eredetű üledékekkel, az oxidos ércesedés inkább óceáni üledékképződéssel, vagy magashegységi relieffel kapcsolatos. Az ércesedés és a szubdukciós sebhely csökkenő felszíni távolsága a szubdukciós sík dőlésszögének növekvő meredekségét jelzi. A Darnó-vonal csaknem függőle-

ges betolódása következtében az ércesedések: Rudabánya, Recsk, Gyöngyösoroszi a szubdukciós sebhelyen belül, ill. közvetlen közelében jelennek meg. A közephegységperemi betolódás dunántúli szakaszán az érctelepek (Pátka Szabadbattyán) részben az előző — hercini — tektonofázis termékei lehetnek, így ez ércesedési kapcsolatok bonyolultabbak.

12. Elvileg az *izotópos kormeghatározás* különösen a csillámásványokon alpi tapasztalatok szerint a lehülés idejét és sebességét adják meg és így részeivé válhatnak a komplex szubdukciókutatásnak. E tekintetben azonban még nincs megbízható adatsor.

Ezzel áttérünk részben szubdukció kimutatására is alkalmazható más földtudományokhoz tartozó eljárásokra.

13. A szilárd földfelületen végzett *geodéziai távolságmeghatározások* pontossága régebben általában nem volt elég a horizontális eltolódások és a szubdukciók kimutatására, de már vannak olyan hordozható műszerek, amelyek az évi néhány mm-es elmozdulásokat 30—40 km-es távolságon belül is kimutatják, s ezek adatai már rövid idő alatt adhatnak szubdukciós információkat.

Kis távolságon belül mikronos nagyságrendű elmozdulások is kimutathatók (jósvaíói barlangkutatók ilyeneket már végeztek is, MAUCHA et al. 1972). E finom mozgásoknak esetleges kapcsolatát a szubdukcióval még nem ismerjük, azok lényegileg árapály eredetűek.

14. A geodéziai eljárások közül sokat ígér a szubdukció-kutatás számára a *légi fényképezés*, ill. a *fotoگرامmetria*, a bizonyos mértékig ehhez kapcsolódó fotogeológia. Karszthidrológiai vonatkozásokban ilyen kutatásokat RÁDAI (1969, 1970) végzett, amelyek a Bakony—Balaton-felvidék tektonikai mozgásmechanizmusához is értékes adatokat szolgáltatottak. Sztereofotoگرامmetriai felvételek ismétlésével BLA-GOVOLIN és TSVETKOV az ugyancsak a fiatal betolódások övébe tartozó krími lejtődinamikát tanulmányozták és egy „törés” mentén átlag évi 1,6 m, maximálisan 13,5 m vastag durva „konglomerátos” — több m-es kőzettömbökből és finomabb breccsa-anyagból álló — üledék képződését állapították meg.

Az USA Ny-i partvidékén a Mojave síkságnál fotogeológiai úton két *dexterális** nyíró-törés övezetet mutattak ki, amelyek a Colorado plato stacioner táblájához közelednek (KEDAR 1972). (A hazai szubdukciós öv egyrészéhez hasonlóan ezt a területet is fiatal üledék takarja!) A lemeztektonikai elmozdulást itt fotogeológiai-lag a horizontális mozgás-síkokkal elválasztott kéregtömbök poligonjai alapján mutatták ki.

15. Fontos adatokat nyújt az irány és előjel szerint meghatározott *recens kéregmozgás* az aktív és szemiaktív szubdukciós öv kimutatásához. Említettük, hogy a szubdukció mögött rendszerint besüllyedés, előterében kiemelkedés keletkezik. Ilyen viszonylatot mutat JOÓ I és munkatársai közreműködésével készült új (1971) kelet-európai kéregmozgástérkép, pl. a Kaukázus területén. Ugyanez a térkép Magyarország területén túlnyomóan 2—4 mm-es abszolút

* A dexterális (jobbkezes) elmozdulás esetében a törés bármelyik oldalával szemben levő rész jobb felé mozog; ellenkezőleg a szinisztrális elmozdulás.

süllyedést jelez, a távoli északi tengerekre vonatkoztatva. A GÁRDONYI-féle régebbi térkép a földtani adatokkal összhangban a Magyar Középhegység vidékén viszonylagos emelkedésről tanúskodott és csak az Alföldek területén mutattak viszonylagos süllyedést. Ez a fiatal folyóüledékek magassági helyzetének eloszlásával is alátámasztható (lásd. a köv. pontot).

Az idős, inaktívra vált szubdukciós övezetek a mélyükön lefolyó metamorf dehidráció és parciális olvadékképződése és ez olvadékok vulkáni kiürülése következtében besüllyedési területekké válnak. Így az Uralt az említett K-európai kéregmozgási térkép szerint jelenleg 6—8 mm-es besüllyedés jellemzi.

16. Hazánkban is részben már realizálódó eljárás a szemiaktív szubdukciós övek jelenlegi viselkedésének vizsgálata, az *üledékes földtan*, ill. a *geomorfológiai elemzés* alapján. A folyóteraszok, ill. süllyedési területek azonos korú üledékei jelenlegi térfelszínfeletti magasságaiból megállapítható a fiatal — elsősorban *pleisztocén* — *kéregmozgások kumulatív térképe*. A recens kéregmozgási térkép információinak még régebbi korokra való kiterjesztését képviselik — szükségképp még kisebb pontossággal — az izopach térképek, amelyek a kiemelkedő területek paramétereit már teljességgel mellőzik.

Pleisztocén kéregmozgási térképet szerkesztett hazánk területére RÓNAI ANDRÁS (1973, a III. Anyag- és Energiaáramlási Anket anyagában). Ez a térkép legmeredekebb lejtőivel lényegileg egyértelműen mutatja, hogy mind a négy feltételezett magyarországi szubdukciós övezet a pleisztocén kb. 1,5 millió éves időszkában is a legélénkebb függőleges elmozdulások színhelye volt. A középhegységperemi szubdukció ÉNy-i betolódásának megfelelően az ettől ÉNy-ra fekvő terület a pleisztocén folyamán is tovább emelkedik, a DK-re fekvő pedig süllyed. Hasonlóképpen jelentkezik a Nagyalföld és a Bükk-hegység peremén, ill. a Hernád mentén feltételezett ág. (A darnói szakaszról e térkép nem közöl adatokat.) RÓNAI térképe mutatja továbbá a mecseki szubdukció hasonló értelmű aktivitását a kb. Pécs—Baja—Kiskunhalas—Szeged—Makó vonalon. A nagyalföldi szubdukció aktivitását két maximális süllyedési öv közti kevésbé süllyedő sáv jelzi Alpár—Mezőtúr—Kisújszállás—Debrecen át. A Rába-vonal is két erősebb süllyedési sáv közti kevésbé süllyedő vonulatként jelentkezik. (E sávkettőzések tanulságosak a betolódási mechanizmust illetően is.)

A pleisztocén kéregmozgások térképe világosan mutatja a haránttörések egy részét is, pl. a Móri árkot, továbbá a Budapest—Cegléd—Mezőtúr—Gyula menti viszonylagos kiemelkedést, két oldalán részleges besüllyedéssel. A RÓNAI által feltüntetett „fő rendező” vonalak is nagyrészt párhuzamosan haladnak a szubdukciós rendszerrel. (E nem egyértelműen meghatározott vonalakkal az egyezést természetesen nem lehet magasfokú, pl. a mecseki szubdukciós irányok helyett RÓNAI főrendező irányként e területen is az ÉK—DNy-i főcsapást hangsúlyozza.)

17. Gyakorlatilag és elméletileg is jelentős eredmények várhatók a felszíni és mélyépítési lineáris *műszaki alkotások* — csatornahálózat, földalatti vasút stb. — *mentén észlelhető elmozdulások* rendszerezésétől. A budapesti gyakori csatornatöréseket általában a csatornahálózat elavulására vezetik vissza. Minthogy azonban ezek egyes sávokban különösen gyakoriak, szerepelhetnek itt — pl. a pirit oxidációjából származó korrózió mellett — „talajmozgási” azaz túlnyomóan tektonikai (kéregmozgási) tényezők is. Alig kell hangsúlyozni az ilyen irányú rendszeres vizsgálatok népgazdasági jelentőségét, pl. a lineáris föld alatti építkezések szempontjából.

A szénhidrogén távcsővezetékek (*pipe line*) vonatkozásában is jelentősek az aktív és szemiaktív szubdukciós övezetek. Az É-afrikai földgáz Európába áthozatalát ilyen csővezetéseken a Földközi-tenger részben biztosan szubdukciós eredetű ún. árcai nehezítik. Hasonló problémával küzdenek most az északi-tengeri selfben talált hatalmas szénhidrogén-lelőhely norvégiai felhasználásával kapcsolatban.

18. Az eddig felsorolt összefüggések kölcsönösen felhasználhatók szubdukció-kutatásra, ill. ismert szubdukció esetében különböző gyakorlati feladatokra. Most olyan összefüggésről szólnunk, amely a szubdukciós sebhely pontosabb helyzetét aligha indikálja, de értékes felvilágosítást adhat más tudományok, így a légkör tan és paleoklimatológia számára.

Az aktív szubdukció övezetét pulzáló vulkáni működés, továbbá kevésbé feltűnő, de stationér a szemiaktív övezetekben is tovább működő gázexhaláció és jelentős hőáram jellemzi. A komplex áramlási rendszerek feltehetően elektromágneses tereket is létrehozhatnak. Ez övezetek hatalmas anyag- és energiaáramlásait ezen belül még jelentős geokémiai változásokat, pl. a betolódó kőzetek ásványai és zárványai kémiai redukciója, tehát elektrontermelő folyamat kísérik.

Feldúsulnak a gázexhalációban a kezdődő metamorfózis reduktív hatásából származó oxigén és az agyagos kőzetek legalább egy részében viszonylag nagy mennyiségben jelen levő higany, valamint kén- és arzénsoport is. Jelentős szerepe van (7. pont) a gázexhalációkban az üledékek organikus anyaga elbomlásából, valamint a „nedves” pl. agyagos környezetben csökkenő disszociációs hőmérsékletű karbonátos ásványok disszociációjából származó CO₂-nek, ami a napsugárzás egyik legfontosabb szűrője. Az energia- és anyagáramlások nem üledékes eredetű összetevőivel a köpeny széthasadási, akkréciós övei mentén is számolni kell.

Mindezek alapján az aktív szubdukciós és kisebb mértékben az akkréciós övezeteknek feltehetően *meteorológiai, klimatológiai és paleoklimatológiai hatása* is van.

Ugyanakkor a mélyből felszálló gázok áramlására a légnyomás is visszahat. A mélyből felszálló gázok áramlása intenzívebb lehet a szubdukciós és akkréciós övezetek szívóhatású alacsony légnyomású szakaszain, mint a magas nyomású övekben (BÉLL B. 1973).

A szubdukciós és akkréciós övezetek sokoldalú és állandó fizikai és kémiai hatásai a toposzféra közvetlenül felette fekvő szintje befolyásolásában, pl. annak áramlási rendszere ciklonképző kiindulási centrumai helyének meghatározásában is részt vehet, s így az elméleti homogén Földgömbön a hőmérséklet-eloszlás, földforgás és sűrűlőds következtében kialakuló öves szerkezetű légköri rendszer sejtes szerkezetűvé alakulására (BERKES 1973) is hatással lehet. Az alacsony nyomású övek izlandi és aleutai ciklon-, valamint a magasnyomású övek hawaii és azori anticikloncentrumai lényegileg a fokozottabb vulkáni működéssel, ill. akkréciós és szubdukciós szerkezetekkel jellemzett területek felett fekszenek. Ugyanígy a D-i féltéke hasonló centrumai is szubdukciós, akkréciós, ill. vulkáni területekhez kapcsolódnak. (Itt a vulkáni és egyéb gázok tehát ellentétes, az egyik esetben ciklon-, a másikban anticiklonképző hatásának értelmezése is megfontolásra érdemes.)

19. A következő három módszer pontos értékelésére geofizikus szakemberek illetékesek.

Tudvalevőleg az új globális tektonika legjelentősebb felfedezését, az aktív szubdukciós sítókat (Benioff-sík) *szeizmikus módszerekkel* mutatták ki. Igen jelentős szerepe volt a szeizmikának a szétszakadási övek, az óceánközépi kúszók, valamint a lemezek egymás melletti elmozdulásainak, a transzform töréseknek kimutatásában is. Petrokémiai vizsgálatokkal karöltve szeizmikus vizsgálat tette lehetővé az aktív vulkáni területek magmakamrái mélységének meghatározását is.

Idősebb betolódások esetében azonban az üledékes kőzetek fokozatos köpenyeseése a szeizmikus aktivitást mindinkább csökkenti. A szemiaktív övezetekben a szeizmicitás csekély rengésekre korlátozódik, az inaktív övezetekben pedig eddigi ismereteink szerint nincs kitüntetett szeizmikus működés.

Tovább tarthat a szeizmicitás a sávokra töredeztet betolódó litoszféramezeket egymástól elválasztó, a szubdukciós sebhelyekre többé-kevésbé merőleges (részben transzform) „haránttörések” mentén. Míg ui. a szubdukciós sítókra a repedésrendszerek kitöltésére alkalmas képlekeny agyagos eredetű kőzetek és azok átalakulásai és kiolvadási termékei jellemzők, addig a haránttörések a merevebb régi kéregrészekben haladnak át, amelyek a szemiaktív szubdukciós kőzetek térfogatváltozásainak távhatásaira is töréses mozgásokkal, hirtelen szeizmikus

* A földi mágneses pólusátfordulások adják a negatív mágneses anomáliák egyik magyarázatát. Eszerint a negatív anomáliák a maihoz képest fordított helyzetű mágnespólusok időszakaiban képződtek, s így a normál helyzetű sávokkal való változások (pl. Börzsöny) a különböző korú vulkáni képződmények jelzik. Negatív anomáliák főleg csak a kiemelkedő bázisosabb magmás tömegek körül jelennek meg. A mélyebb, ill. idősebb magmás tömegek hatásai egymást lerontják, így a felszínen csak a jelenlegivel egyező polaritású mágneses tér hatása érvényesül. Az idősebb magmás tömegek mágnesessége a jelenlegi földi mágnespólusok állandó ellenhatása következtében mindinkább gyengül (POSGAY).

rengésekkel reagálnak, különösen a legridegebb felső kéregrészekben. Magyarország területén is ma ezek a sekély rengéseket kiváltó haránttörések (Móri-árok, Kecskeméti—Budapest) a szeizmikusan legaktívabbak (CSOMOR, KISS, BISZTRICSÁNYI).

20. A lemezt tektonika másik legfontosabb geofizikai kiindulása az óceáni bazaltok *paleomágneses inverzióinak* az akkréciós óceáni kúszókhoz képest szimmetrikus sávok elrendeződéséhez kapcsolódott. Ezek értelmezése azonban még ma is erősen vitatott. Inverzió-vizsgálatok a mélybetolódott régi óceáni kéregrészekben kevésbé végezhetőek, a kérdéses kőzetek csak fúrásokkal érhetőek el és az utólagos felmelegedés a Curie-pont feletti hőmérsékleten e sajátságokat eltünteti.*

A szubdukciókutatásban tekintetbe veendő mágneses mérések azonban igen változatosak. Az irány és dőlésszög szerinti *paleomágneses anamáliák* a szubdukciós övezetek mentén a tektonikai kimozdulás következtében megnövekednek. A Mátra andezit vulkán miocén kalderája hirtelen bedőlése a Nagyalföld felé a középhegységperemi szubdukció hatására vezethető vissza (MÁRTON P., SZALAY E.).

A *mágneses térerősség* anomáliái közeli kőzetek együttes hatását jelzik, de rendszerint nagyobb, bázisosabb magmás tömegekre vezethetőek vissza. A ható tömeg mélységének számításával a ható kora is valószínűsíthető. Ilyen vizsgálatokat végzett — HAÁZ térképéből kiindulva — POSGAY K. (1967), sok esetben a hatók dőlésirányait és szögét is meghatározva. A hatók dőlésiránya fontos adat a szubdukciós sík dőlésének megbecsüléséhez is. A legtöbb esetben a mágneses hatók dőlésirányai jól egyeznek a földtani betolódási adatokból következő irányokkal. A nagyalföldi flis betolódás esetében a mágneses hatók dőlésirányai erősen változnak, így tükrözve a földtanilag feltételezett túlnyomó meredek, csaknem függőleges betolódási irány átlagértékeit.

A bázisosabb magmás hatók mélysége alapján meghatározott korviszonyok is felhasználhatók a szubdukciókutatásban. A betolódási sebhely mögött ui. rendszerint a betolódásnál idősebb magmatitok, előtte főleg az annál fiatalabb, általa létrehozott vulkáni kőzetek jelennek meg. Így a középhegységperemi és a mecseki és nagyalföldi flis betolódás sebhelyeitől DK-re az idősebb, ÉNy-ra főleg a fiatal vulkáni hatók jelennek meg. Ez a térbeli elkülönülés természetesen nem tökéletes, a haránttörések mentén felhatoló vulkáni anyag a másik oldalra is áthatolhat.

A *légi mágneses felvételek* felhasználásáról az eltartott szubdukciós mélyszerkezetek megállapításában ezidő szerint néhány külföldi, különösen amerikai példa áll rendelkezésre.

21. A szubdukciókutatásban lényegesnek ígérkező *magnetotellurikus alapú* eljárás adódik — ÁDÁM Antal szíves közlése szerint — a füg-

göleges és vízszintes földmágneses térváltozások hányadosának meghatározásából. Az így nyert ún. „indukciós nyilak” iránya a kisebb vezetőképességű képződmények felé mutat, hosszuk (értékük) az igen jólvezető képződmények felett a zérus felé tart. A haránttörések, ill. a különböző mélytörések és a szubdukciós övek lazult, vízzel átjárt, jobban vezető képződményeket tartalmaznak, lehetővé teszik a meleg vízáramlást, konvektív hővezetést. Ezért ez öv közeinek vezetőképessége lényegesen megnövekszik. Ez övezetknél, pl. a kárpáti szirtöv felett a nyilak iránya ellentétessé fordul. ADÁM A. ez eljárás útján munkatársaival a Dunántúlon egy haránttörést valószínűsített. Ez eljárásból az övezetek aktivitási fokának indikálását, valamint a másod- és harmadrendű betolódások megkülönböztetését reméljük.

A magnetotellurikus anizotrópia irányokról ADÁM, STEGENA és HORVÁTH (1971) mutatták ki, hogy a szubdukciós és akkréciós litoszféralemez-határokon fejlődnek ki.

22. A *gravitációs anomáliák* nem kompenzált (főleg bázisos magmás) tömegekről tanúskodnak, így a nagyobb méretű aktív szubdukciós övezetek mentén szükségképp gyakoriak és a fiatal aktív és szemiaktív övezetek főirányainak hozzávetőleges kimutatására alkalmasak. Minthogy nagyobb sűrűségű, erősen átkristályosodott kőzetek a szubdukciós övezeteknek főleg a mélyebb öveiben jönnek létre, távhatásuk a felszínen már főleg kiszélesedett, elmosódott anomáliák alakjában jelentkezik. A pozitív anomáliák a ferde betolódások felett főleg a betolódási sebhely előtti térséget, merőleges betolódás esetében magát a sebhelyet jelzik. Hazánkban pl. a középhegységperemi és a mecseki szubdukciók mentén, ill. ezek sebhelye előtt halad át a pozitív anomáliák területe. Az észak-alföldi „flisbetolódás” mentén jelentős anomália nincsen, ami arra utalhat, hogy e másod- vagy harmadbetolódási övben az üledékek nem érték el az intenzívebb magmás aktiváláshoz szükséges mélységet. (Hasonló a helyzet a szubdukció szempontjából még bizonytalanabb Rába-vonai mentén is.)

Az izosztatikus kiegyenlítődés következtében az idősebb szubdukciók esetében az anomáliák feltehetően gyengülnek.

23. A szubdukciós öv a hideg üledékek betolódása következtében kezdetben lehül. A mélyebb övekben felszabaduló oldatok, majd olvadékok felszállása azonban a felszín közelében is csakhamar felmelegedést, az átlagot meghaladó hőmérsékletet okoz. Ily módon a szemiaktív szubdukció helyének, idejének és intenzitásának kutatásához a *geotermikus grádiens* térképek, továbbá a közvetlen hőmérsékleti eloszlást a különböző mélységekben feltűntethető STEGENA-féle térképek, és az ércelér kvadrupolos geotermikus eljárása, legközvetlenebbül pedig a

felszíni termikus eloszlást mutató légi és szatelit távszenzoros felvételek adnak rendszeresíthető iránymutatást. Különösen érzékeny közvetlen indikáció várható a légkörből történő termikus megfigyelésektől, az infravörös termikus felvételektől.

Az 1970—1971. évi dolgozatban feltűntünk egy gyors számításra alapuló szubdukciós izoterma szelvényt. Ennek számértékeit az USA-ban igen nagy körültekintéssel számítógéppel végzett számítások lényegileg megerősítették. Most már nagyobb számítási sorozatra van szükség a betolódási sebesség és közetösszetétel, különösen a kristályos kőzeteknél sokkal nagyobb hőkapacitású üledékfajtái vastagságának függvényében.

24. Már a közel jövőben megvalósítható mélyszerkezeti — részben szubdukciós — kutatás lehetősége rejlik a *robbantásos mélyfúrásokban*. A tektonikailag és közettanilag preformált repedéshálózat és feszültségi tér robbantással aktiválható és az így aktivált hálózat kimutatása több módon is lehetséges, pl. a robbantás által közvetlenül kiváltott rengés szeizmikus megfigyelésével, a robbantási terület körül elhelyezett szeizmikus megfigyelő állomások segítségével, a keltett rengéshullámoknak a szeizmikus kéregkutatáshoz hasonló megfigyelésével. Itt azonban a sokkal nagyobb mélység és nagyobb töltet újszerű lehetőségeket nyújt. Ilyenkor az aktivált repedésrendszerben elvileg olyan áramlási rendszerek is megindíthatók, amelyek paraméterei utólagosan is meghatározhatók, pl. a robbantó anyaghoz adott nyomjelző radioaktív elemek, vagy a karszt hidrológiai kutatásokban alkalmazott fúrólýukon keresztül utólag betáplált színező anyagok szétterjedésének háromdimenziós rögzítésével, kiegészítve távolabb fekvő forrásokon, ill. mélyszíni vízszinteken végzett megfigyelésekkel. E kutatásokhoz föld alatti és meteorológiai elektromágneses mérések hozzákapcsolása is indokolt. (l. 17. pontot.)

A mélyszerkezet kutatására a mikroszeizmikus mozgások szinkron megfigyelése javasolható. Négy, vagy öt megfigyelőállomáson észlelt adatok alapján ui. a mikroszeizmikus hipocentrumok elvileg megállapíthatók és ebből mélyszerkezeti következtetések vonhatók le. Egy ilyen megfigyelőhálózat mintegy (fél) évenként áttelepezhető és ily módon az ország egész területe fokozatosan felmérhető.

25. A szubdukció mélységbeli iniciáló folyamatai kvantitatív követéséhez döntő számértékeket, általános szilárd alapot elsősorban a *nagynyomású-magashőmérsékletű kísérletek* szolgáltatnak. A kristályos kőzetek képződésének folyamatai szubdukciós övekben mennek végbe és ezek modellezése, lokalizációja, hőmérsékleti, terheléses- és illónyomási értékek

meghatározásával túlnyomóan ilyen kísérleteken alapul. Ilyen kísérletektől várható a különböző üledékes kőzetek pt viszonyai és (a részben kristályos) kőzettársaság függvényében való viselkedésének, továbbá a kapcsolatos ércképző nehézfém-migrációs jelenségeknek, valamint

mikrobiológiai kísérletekhez kapcsolódva a szénhidrogének különböző fajtái képződésének, felhalmozódásának pontosabb megvilágítása. A földtudomány továbbfejlesztése ui. ezidő szerint döntően a természet sokoldalú leírásán és kísérletekkel való sikeres összekapcsolásán alapul.

IRODALOM

1. *Ádám, A.—Stegena, L.—Horváth F.*: Investigation of plate tectonics by magnetotelluric anisotropy. *Ann. Univ. Sci. Budapest. Sec. Geil.* 14, 209, 1971.
2. *Báldi, T.*: A magyarországi alsómiocén. *Földt. Közl.* 101, 1971.
3. *Balogh, K.*: The Isopachite Map of the Oligocene of North Hungary. *Acta Miner.—Petrogr. Szeged.* 20, 19, 1971.
4. *Béll B.*: Erőterek a neutroszférában. III. Anyag- és Energiaáramlási Ankét. Nyomás alatt.
5. *Berkes, Z.*: Az általános légkörzés éven belüli periódusai. III. Anyag- és Energiaáramlási Ankét. *Geonomia és Bányászat*, 6, 311, 1973.
6. *Blagovolin, N. S.—Tsvetkov, B. G.*: The use of repeated ground photogrammetric survey for studying the dynamics of slopes. 22nd International Geographical Congress, Canada, Abstract 970, 1972.
7. *Dank, V.—Bodzay, I.*: A magyarországi potenciális szénhidrogénkutatás fejlődéstörténeti háttere. Budapest, 1970.
8. *Davis, J. B.*: Petroleum microbiology. Elsevier 1967.
9. *Dewey, J. F.—Bird, J. M.*: Mountain belt and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.* 75 2625, 1970.
10. *Dickinson, W. R.*: Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record. *Amer. Journ. Sci.* 272 1972.
11. *Gableman, J. W. G.—Krúsiwski, S. V.*: The Metalotectonics of Europa. XXIV. Intern. Geol. Congr. Montreal. Sec. 4, 88, 1972.
12. *Guild, Ph. W.*: Metallogeny and the New Global Tectonics. XXIV. Intern. Geol. Congr. Montreal. Sec. 4, 17, 1972.
13. *Hámor G.—Jámbor Á.*: A magyarországi középsőmiocén. *Földt. Közl.* 101, 91, 1971.
14. *Hedberg, H. D.*: Continental margins from view-point of the petroleum Geologist. *Amer. Min. Petr. Geol. Bul.* 54, 3, 1970.
15. *Jámbor, Á.*: A magyarországi szarmata. *Föld. Közl.* 101, 103, 1971.
16. *Joó, I.*: Kelet-Európa függőleges kéregmozgási térképe. *Geonomia és Bányászat* 5, 35, 1972.
17. *Kedar, E. Y.*: Space photographs of the earth in the study of plate tectonics. Intern. Geography Vol. 2. 22nd Intern. Geographical Congress. Canada. Abstracts, 9, 1972.
18. *Kertai, Gy.*: A kőolaj és a földgáz vegyi összetétele és keletkezése. Budapest 1972.
19. *Kókay, J.*: Hegységképződési elméletek Bakony-hegységi adatok tükrében. *Föld. Közl.* 98, 381—393, 1966.
20. *Kuznetsov, S. J.—M. V. Ivanov—N. N. Lyalikova.*: Introduction to geological microbiology. Mc. Graws Hill 1963. (Eredeti orosz kiadás 1962.)
21. *Laznich, P.—H. D. B. Wilson.*: Significance of a Copper—Lead—Line in Metatogeny. Intern. Geol. Congr. Montreal, Sec. 4, 25, 1972.
22. *Márton, P.—Szalay, E.*: Paläomagnetische Untersuchungen an Basaltlaven von Ungarn. *Acta Geol.* 12, 291—305, 1968.
23. *Maucha, L.—Ságvány, I.*: Az árapály eredetű kőzetdilatació mérés és ehhez kapcsolódó észlelések a jósavfői kutatóállomáson. II. Anyag- és Energiaáramlási Ankét, Akadémiai kiadó 1972. 239.
24. *Myiashiro, A.*: Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. Journ. Sci.* 629, 1972.
25. *Posgay, K.*: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. *ELGI Geofiz. Közl.* 16 23, 1967.
26. *Pantó, G.*: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. *MÁFI Évkönyv* 44, 2, 1056.
27. *Ráday, Ö.*: Légi fényképezés értelmezése a márkói tároló tervezése céljából. *Hidr. Közl.* 10, 469, 1970.
28. *Ráday, Ö.*: Légifotóértelmezés alkalmazása karsztvízföldtani térképezéshez. *VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények.* 28, 1969.
29. *Rónai, A.*: A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon. III. Anyag- és Energiaáramlási Ankét. *Geonomia és bányászat.* 6, 241, 1973.
30. *Stegena, L.*: Geothermal Map of Eastern Europe. Geothermics 1973. (Nyomás alatt.)
31. *Szádeczky-Kardoss, E.*: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. *Geonomia és Bányászat* 4, 3, 1971.
32. *Szádeczky-Kardoss, E.*: A Mediterrán-típusú szubdukció és a Kárpát—Pannon—Dinarid szerkezet modellje. *Geonomia és Bányászat.* 5, 113, 1972.
33. *Szádeczky-Kardoss, E.*: Metallogenesis and the distribution of elements in the zones of subduction. *Metallogenetic and Geochemische Provinzen, Symposium, Leoben 1972.* Springer Verlag, Wien—New York 1974. 1, 68
34. *Szádeczky-Kardoss, E.*: Die Berechnung einiger Hauptparameter der Subduktion. *Acta Geologica* 1974. (Nyomás alatt.)
35. *Szádeczky-Kardoss, E.*: Die chemische Zusammensetzung der natürlichen Kohlenwasserstoffe und die geologische Struktur. VII. Geochemische Konferenz Budapest 1973. *Geochemie, Bd. I.* 6, 154 (OGIL)

МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СУБДУКЦИИ НА СЛУЖБЕ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Значительная часть полезных ископаемых приурочена к акреционной и, в основном, субдукционной границам плит литосферы. Швы главным образом меловых третичных по возрасту полуактивных и домеловых неактивных субдукций могут быть определены в частности на основании следующих явлений: 1. появление зон смесей (меланжей) горных пород, 2. разобщение чужих друг другу пород на обеих сторон шва, 3. наличие преимущественно компрессионных структур в передовой зоне субдукции, 4. наличие преимущественно прогибных структур в тылу субдукции, 5. отсутствие некоторых фаций вдоль шва, соответственно толщам, исчезшим в субдукционных зонах, 6. появление осадочных пород-индикаторов: более глубоководных морских отложений вдоль шва, карстовых бокситов перед швом, флишев или моласс, взятых в тесном смысле слова, за швом, 7. сконцентрированное наличие продольно вытянутых скоплений углеводородов в послесубдукционных отложениях параллельно шву, 8. развитие метаморфических пород-индикаторов, например минералогических фаций, приуроченных к условиям большого давления и пониженной температуры, 9. наличие офиолитовых зон, свидетельствующих о присутствии останцев акреции, а — подале от шва — также и андезитовых вулканических зон, сформировавшихся за счет субдуцированных осадков, 10. более точное

определение местоположения шва путем корреляции игнимбритовых-андезитовых продуктов объемом x с субдуцированными осадочными отложениями объемом $V/V = \frac{100/x + r}{p}$, — количество

породы, вымытой эрозией из массы андезитов, r — количество субвулканических пород, застрявших в подводящих каналах андезитовой магмы, p — часть субдуцированных осадков (примерно 10% от их общего количества), сплавленных в андезиты в результате частичного расплавления), а также на основании угла падения плоскости субдукции, вычисляемого исходя из глубины залегания магматической камеры по соотношению K_2O/SiO_2 и из расстояния между швом и андезитовой зоной, 11. кроме того, локализации шва также способствует зональное разобщение оруденения, приуроченного к гранитоидам и андезитам.

Кроме того, в настоящее время развиваются дальнейшие методы определения швов субдукций, а именно (12—14): изотопное определение абсолютного возраста пород, определение изменения геодезических расстояний, геоморфологическая интерпретация аэрофотоснимков, современные движения земной коры, геоморфологический анализ, смещения вдоль линейных инженерных сооружений, геотермические аномалии, аномалии передвижения летучих веществ, (микро) сейсмические корреляции, инверсия палеомагнетизма, магнитные и гравиметрические аномалии, стрелки магнитотеллурических индукций и магнитотеллурическая анизотропия.

Вышеперечисленные методы в настоящей статье освещаются главным образом по примерам, взятым из Паннонского бассейна.

Szialikus és szimaikus ívközi medencék

Írták: Horváth Ferenc, Stegena Lajos és Géczy Barnabás

Az ívközi medencék a hegységívek vagy szigetívek konkáv oldalán elhelyezkedő süllyedékek. Az 1. ábra a Mediterráneum és a Nyugat-Pacifikum ívközi (interarc, retroarc) medencéit mutatja. Az ívközi medencék alatt a földkéreg óceáni vagy kontinentális jellegű; az előbbieket a szimaikus (ensimatic), utóbbiak a szialikus (ensialic) ívközi medencék. A Pannon medence szialikus ívközi medence.

Az ívközi medencék fiziográfiai elhelyezkedése arra mutat, hogy azok genetikai kapcsolatban vannak a környező hegységív (szigetív) keletkezésével.

A nyugat-pacifikus peremtengerek (szimaikus medencék) tektogenezisére vonatkozóan Karig (1971) dolgozott ilyen kapcsolt elméletet (2. ábra). A Pacifikus óceán spreadingje révén kiterjedő tengerfenék az óharmadkorban az ázsiai kontinens-part közelében szenvedett szubdukciót (betolódást), létrehozva a mélytengeri árkot és a vulkáni szigetívet. A kontinens és a szigetív között az alábukó litoszféalemez — a mélybe kerülő volatilk és a sűrűlódásos hő révén — a köpenyben részlegesen olvadt, kisebb sűrűségű zónát hoz létre, amely intruzió-szerűen felemelkedik (aktív köpeny diapir). Egyidejűleg a szubdukciós zóna (és vele együtt a szigetív és az árok) hátrál az óceán felé (a szubdukció regressziója), a kontinens és a szigetív között felemelkedő köpeny diapir új (bazaltos) óceáni kérget hoz létre („ívközi spreading”). Karig elméletét erősen alátámasztja, hogy a nyugat-pacifikus peremtengerek valóban fiatal tengerek; a harmadkori üledékek közvetlenül a bazaltos kéregre települtek, a tengerek területén csak bazaltos vulkanizmus van és a hőáram magas. Az ívközi spreading a harmadkor folyamán mintegy 1000 km-rel távolította el a szigetíveket az ázsiai kontinensről.

Karignak szinte klasszikussá vált elméletét sokan idézték és alkalmazták. Bleahu, Boccasletti, Manetti és Peltz (1973) megkísérelték alkalmazni a Pannon medencére is. Nézetük szerint a nyugat-pacifikus szigetíveket, az óceán felől kiindulva, az alábbi fő szerkezeti elemek jellemzik: (1) óceánfenék, (2) mélytengeri árok, (3) gyűrt ív, (4) főleg mészkalkáli magmatikus ív, (5) ívközi medence, (6) kontinentális perem. A Kárpáti ív jellemzői kívülről befelé (1) a moldvai—ukrán—lengyel tábla, (2) a külső többé vagy kevésbé kifejlett árok (elősüllyedék), (3) a gyűrt hegyív, (4) a harmadkori vulkáni ív, (5) a széles ívközi (Pannon) medence. A párhuzam tehát nagyon szoros; csupán az óceánfenék hiányzik, amit a végbement szubdukció tüntetett el. Így szerintük a Pannon medence is hasonló módon keletkezett, mint a nyugat-pacifikus peremtengerek; ezt a hazai vékony kéreg és magas hőáram is alátámasztja.

Azonban, bár lényegében egyetértünk Bleahu et al. fent vázolt nézetével, hogy ti. a

nyugat-pacifikus medencék és a Pannon-medence geológiai és geofizikai jellemzői között számos hasonlóság van és kialakulásuk is hasonló, ki kell hangsúlyozni, hogy több lényeges különbség is fennáll, az alábbiak szerint.

A Pannon-medence kontinentális kérgű (szialikus) medence, 26 km átlagos és 23 km minimális kéregvastagsággal (nem 20, ill. 10 km, ahogy Bleahu et al. idézik) (Mituch és Posgay, 1972). A medence vastag (~ 3 km) plio-pleisztocén üledéke alatt számos mélyfúrás feltárta a mezozoos és paleozoos kőzeteket. Így a nyugat-pacifikus medencék tektogenetikai elmélete nem vihető át változtatás nélkül a Pannon-medencére.

Egy másik lényeges különbség a Pannon-medence hatalmas tömegű eltemetett miocén andezites—riolitos vulkanizmusa (amiről Bleahu et al. nem tudnak), ami hiányzik a nyugat-pacifikus medencék belsejében. A Pannon-medencében a pliocéntól kezdve a vulkáni tevékenység gyengül és mindig bazaltos.

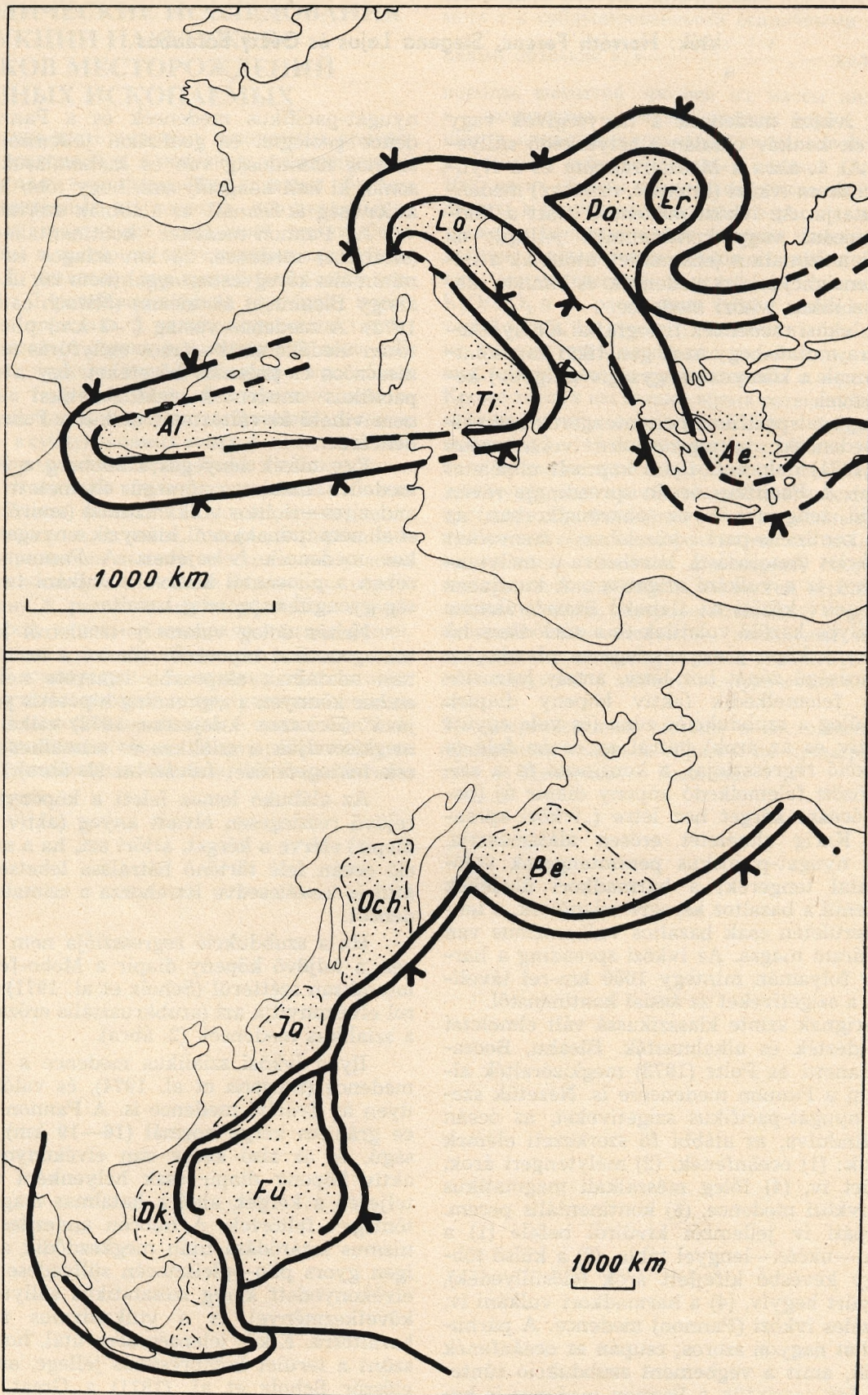
Nehéz dolog valamely területről kielégítő tektogenetikai hipotézist alkotni a terület földtani adatainak alaposabb ismerete nélkül; az ember könnyen a „spreading hipotézis partizánjává” (Belousov kifejezése, 1972) válhat. Mégis megkíséreljük a szialikus és szimaikus medencék tektogenezisét felvázolni (2. ábra).

Az alábukó lemez felett a köpenyben létrejövő részlegesen olvadt anyag (aktív köpeny diapir) elérve a kérget, áttöri azt, ha a szubdukció óceán felé történő hátrálása lehetséges. Az áttörés kiszélesedve létrehozza a szimaikus medencét.

Ha a szubdukció regressziója nem lehetséges, a feljövő köpeny diapir a Moho-felzínénél laterálisan szétterül (Scholz et al. 1971) és alulról elvékonyítja azt (szubkrusztális erózió). Ezek a szialikus medencék (2. ábra).

Ilyen ívközi szialikus medence a Pannon-medence (Stegena et al. 1974), és valószínűleg ilyen az Erdélyi medence is. A Pannon-medence gránitos kérge normál (16—19 km) vastagságú, és az alsó kérge van elvékonyodva. Az aktív köpeny diapir csak helyenként törte át teljesen a kérget, ahol a hatalmas magmatikus tömegek feltörték. A miocén andezites vulkanizmus lezáródása után megkezdődik a terület igen gyors plio—pleisztocén süllyedése (ami az elvékonyodott kéreg izosztatikus süllyedésének következménye) és a vulkanizmus átváltása bazaltosra. E két jelenség arra utal, hogy megszűnt a terület kompressziós jellege, amint azt először Scholz et al. (1971) a Great Basinra (nyugati USA) vonatkozóan megmutatták. A Pannon terület extenzióssá válása a kárpáti szubdukció megszűnésével kapcsolatos (2. ábra).

A Pannon-medence teljes extenziója (a Kárpátok—Dinaridák horizontális távolodása) a



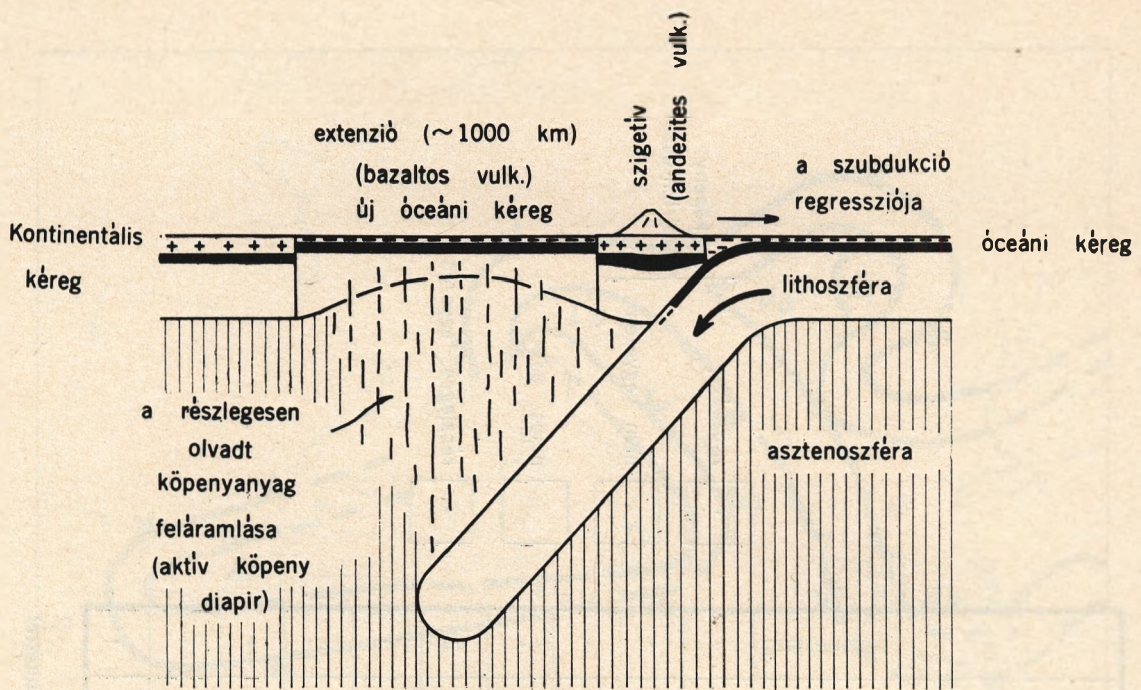
1. ábra: A Mediterraneum és a Nyugt-pacifikum ivközi medencéi

A medencék		Felsőköpeny anomáliák					Vulkanizmus			Geotermika			Szeizmicitás		
jellege	neve	Emelt helyzetű LVZ	Emelt helyzetű HCL	Vékony litoszfera	Kisebb szeizmikus sebesség	Kisebb sűrűség	Vékony kéreg (kontinentális)	Hiányzik	Kezdeti andezites	Finalis bazaltos	Magas hőmérsékletek	Nagy felszíni hőáram	Nagy köpeny-hőáram	Posztív Bouguer-anomália	Szeizmicitás
	kora (m.év)														
SZIALIKUS	Aegeis			+			+	+	+		+			+	+
	Lombard				+		+		+					+	+
	Pannon			+		+	+	+	+	+	+	+		+	+
	Erdélyi						+	+	+	+				+	+
	Great basin (USA)					+	+	+	+		+	+		+	+
SZIMAIKUS	Tirréni	+						Hiányzik			+			+	+
	Dél-Kaszpi		+	+			Óceáni kéreg				+	+		+	+
	Japán tenger				+				+		+			+	+
	Ochotszki tenger					+			+		+			+	+
	Fülöp tenger		+						+			+		+	+

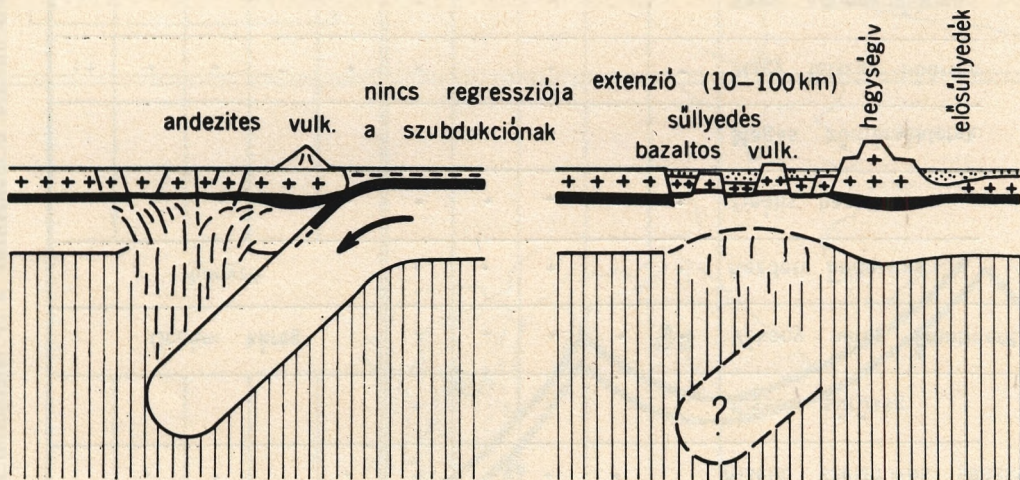
+ egyezés
 - nem egyezés
 nincs adat
 + - részleges egyezés

a köpeny - diapirizmussal

I. táblázat: Mennyiben egyezik az űrközi medencék geológiája és a geofizikája a köpeny-diapir elmélettel



SZIMAIKUS. MEDENCE



kezdeti fázis

végső fázis

SZIALIKUS MEDENCE

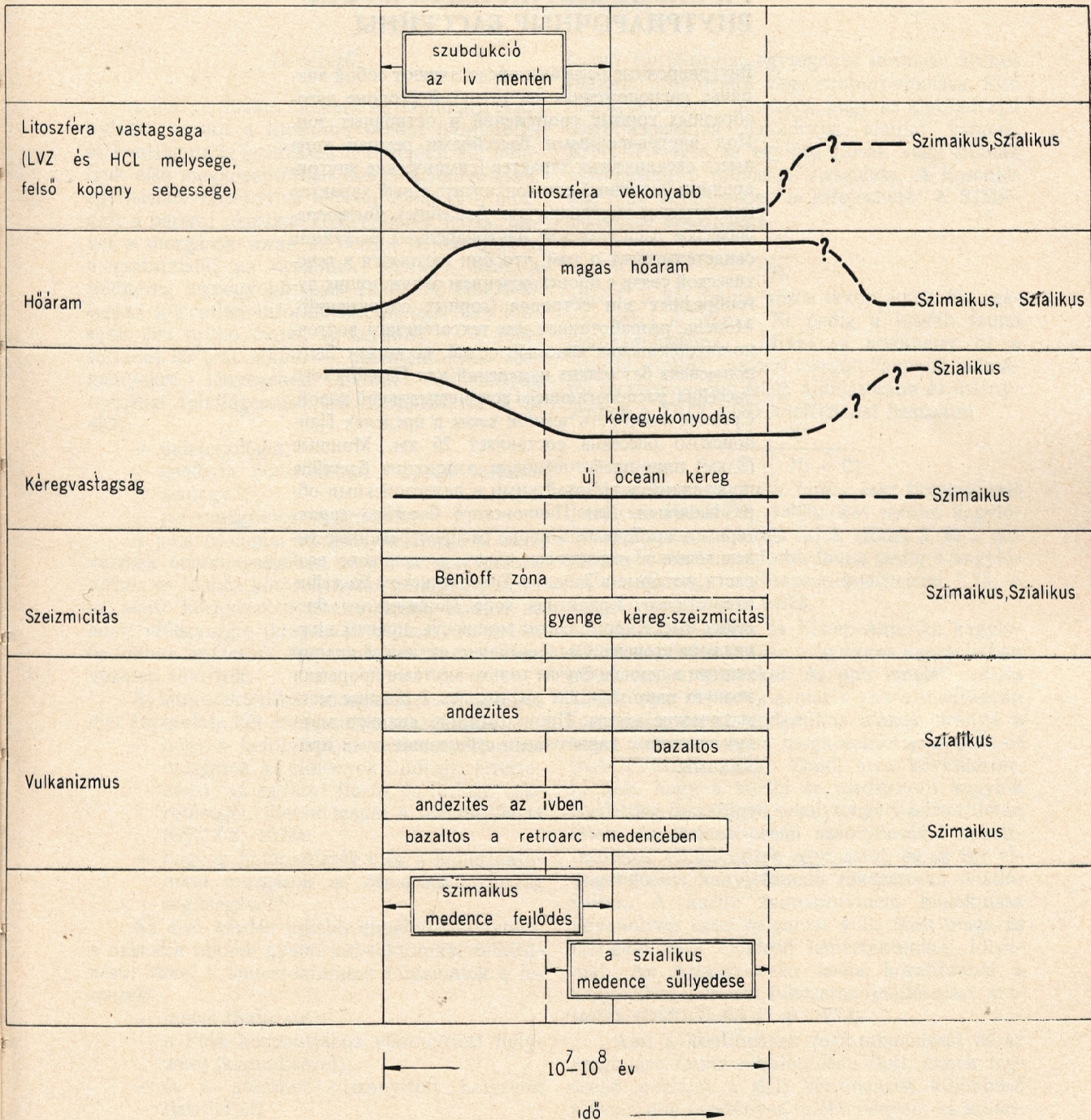
2. ábra: A szimaikus és a szialikus ívközi medencék tectogenézise, az aktív köpeny-diaprizmus révén

vulkáni sávokból megítélve mintegy 10–20 km. A Great Basinra a Pannon-medencéhez nagyon hasonló másik szialikus medencére Thompson (1972) 50–100 km extenziót mutat ki. A szimaikus medencék extenziója ezzel szemben 1000 km nagyságrendű.

Ha elfogadjuk a szialikus és szimaikus ívközi medencék fent vázolt tectogenetikai hipotézisét, fel tudjuk vázolni e medencék földtani

és geofizikai jellemzőinek változását a tectogenézis folyamán (3. ábra).

Végül megvizsgáltuk, hogy az ívközi medencék mennyiben tesznek eleget a 3. ábrán vázolt szabályoknak (I. táblázat). A táblázat azt szuggerálja, hogy az interarc medencék fentiekben vázolt kialakulási hipotézise, amely Karignak (1971) nyugat-pacifikus medencékre és Scholz et al.-nak (1971) a szialikus Great Basinre vonatkozó tectogenetikai modelljén alapszik, általánosan alkalmazható.



3. ábra: Az ívközi medencék geológiai és geofizikai fejlődése, a köpeny-diapir teória szerint

IRODALOM

1. Belousov, V. V.: Oceanization and isostasy: A reply, *Tectonophysics*, 15, 333, 1972.
2. Bleahu, M. D., Boccaletti, M., Manetti, P. and Peltz S.: Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc displaying the Features of an Island Arc, *J. Geophys. Res.*, 78, 5025, 1973.
3. Karig, D. E.: Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 76, 2542, 1971.
4. Mituch, E. and Posgay, K., Hungary. In: Gy. Szénás (Editor): *The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the results of Explosion Seimology*. Geophys. Trans. Spec. Edit. Budapest, 118, 1972.
5. Scholz, Ch. H., Barazangi, M. and Sbar, M. L.: Late Cenozoic Evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic Interarc Basin, *Geol Soc of America Bull.*, 82, 2979, 1971.
6. Stegena, L., Géczy, B. and Horváth F.: Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, in press.
7. Thompson, G. A.: Cenozoic Basin Range tectonism in relation to deep structure, *Internat. Geol. Congress 24th Session, Section 3, Tectonics*, Montreal, 84, 1972.

СИАЛИЧЕСКИЕ И СИМАИЧЕСКИЕ ВНУТРИАРОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

Внутриарочные бассейны представляют собой впадины, расположенные на вогнутой стороне дугообразных горных сооружений и островных зон. Под внутриарочными бассейнами земная кора имеет океанический характер (симаические внутриарочные бассейны) или континентальный характер (сиалические внутриарочные бассейны). Географическое расположение внутриарочных бассейнов свидетельствует о том, что они находятся в генетической связи с происхождением окружающих дугообразных зон островов (горных сооружений). Модель, разработанная для тектогенезиса восточно-тихоокеанских краевых морей, не может быть применена без всяких изменений для Паннонского бассейна, располагающего континентальной корой. Средняя мощность земной коры в пределах Паннонского бассейна составляет 26 км. Мощные (3 км) плио-плейстоценовые отложения бассейна подстилаются мезозойскими и палеозойскими образованиями. Для Паннонского бассейна характерны погребенные, широко распространенные андезитовые и риолитовые массы миоценового возраста, которые в Западно-Тихоокеанском бассейне отсутствуют. Гранитная кора Паннонского бассейна имеет нормальную мощность, причем нижняя кора утонена. Следовательно, активный диапир мантии в данном случае только местами прорывал земную кору там, где внедрялись огромные магматические массы. Происхождение диапира мантии связано с карпатскими субдукционными процессами.

Lemeztektonika és paleontológia

Írta: **Géczy Barnabás**

Bevezető

A mai geofizikai mérések egybehangzó bizonyítéka szerint a litoszféra óceáni (szimaikus) és kontinentális (szialikus) lemezekből áll, amelyek első megközelítésben deformációmentesek, egymáshoz viszonyítva elmozdulnak, és a mozgást a peremi részükön földrengések jelzik. Mivel a mozgások során az óceáni lemez újul és megsemmisül, az óceánnak területe, azaz a földkéreg legnagyobb része fiatal. A lemeztektonika közvetlen információs anyaga nem idősebb 200 millió évnél. A korábbi, — a földtörténet 95%-át alkotó — paleotektonikai eseményekre lényegében három tudományág nyújthat felvilágosítást (vö. BRIDEN, 1973, p. 402):

- paleontológia;
- geológia, pontosabban a „plate tectonic geology”;
- paleomágneses vizsgálatok.

A paleontológiai vizsgálatok alapja a szervezetek érzékenységében rejlik. A szervezetek térhez és időhöz kötött lények, amelyek részint az adott környezetre (fáciesjelzők), részint az adott időegységre (korjelzők) utalnak. A térben és időben lejátszódó folyamatokat tehát a szervezetek tükrözik.

A lemeztektonikai mozgások és a szerves élet kapcsolata két szempontból vizsgálható:

- hogyan befolyásolják a lemeztektonikai mozgások az élőlények földrajzi elterjedését; az egykori flórák és faunák sokrétűségét, illetve magát a törzsfajlódást (GÉCZY, 1974);
- hogyan határozhatók meg a lemeztektonikai mozgások az ősmaradványanyag segítségével?

Az első kérdés inkább elméleti-öslénytani, a második inkább gyakorlati-tektonikai célkitűzésű. Mivel a lemeztektonikai folyamatok a lemezek

- méret (határait);
- a Föld központjához viszonyított helyzetét (kiemeltségét);
- és a pólushoz viszonyított helyzetét (latitüdjét)

egyértelműen meghatározzák, a gyakorlati jellegű, globális paleotektonikai kutatás elősorban ezeknek a jellemzőknek rögzítésével foglalkozik. Indokolt tehát az alkalmazott öslénytani kutatási módszereket ezekhez a feladatokra irányítva ismertetni.

Paleontológia és paleogeográfia

Az ősmaradványok alapján könnyebb az egykori területek kapcsolatára következtetni, mint azok pontos méreteit és határait rögzíteni. A különböző területek egyidős rétegeiből gyűjtött azonos flórák vagy faunák eredetileg össze-

függő életföldrajzi egységekre utalnak: azonos régióra, provinciára vagy szubprovinciára. Első megközelítésben feltehető, hogy az életföldrajzi összetartozásnak ősföldrajzi alapjai vannak. Ezért lényeges az egyidős flórák vagy faunák összehasonlító minőségi vizsgálata. A hasonlóság foka számszerűen is kifejezhető: A SIMPSON-féle koefficiens:

$$\frac{C}{N_1}$$

ahol C a két fauna közös taxonjainak (faj, genus stb.) a száma, N_1 pedig a kisebb fauna össz-taxonyszáma. Mivel az eredmény itt a „mintavételtől”, azaz a vizsgált taxonok számától messzemenően függ, ajánlatosabb az öslénytanban a JACCARD koefficiens használni:

$$\frac{C}{(N_1 + N_2 - C)}$$

ahol az N_2 a nagyobb fauna össz taxonszámát jelzi (vö. HUGHES, 1973). Két terület kagylófaunájában ha a közös fajok száma 3, és a nagyobb fauna 40, a kisebb fauna pedig 4 kagylófajból áll, úgy a Simpson-koefficiens 0,75, a Jaccard-koefficiens 0,073.

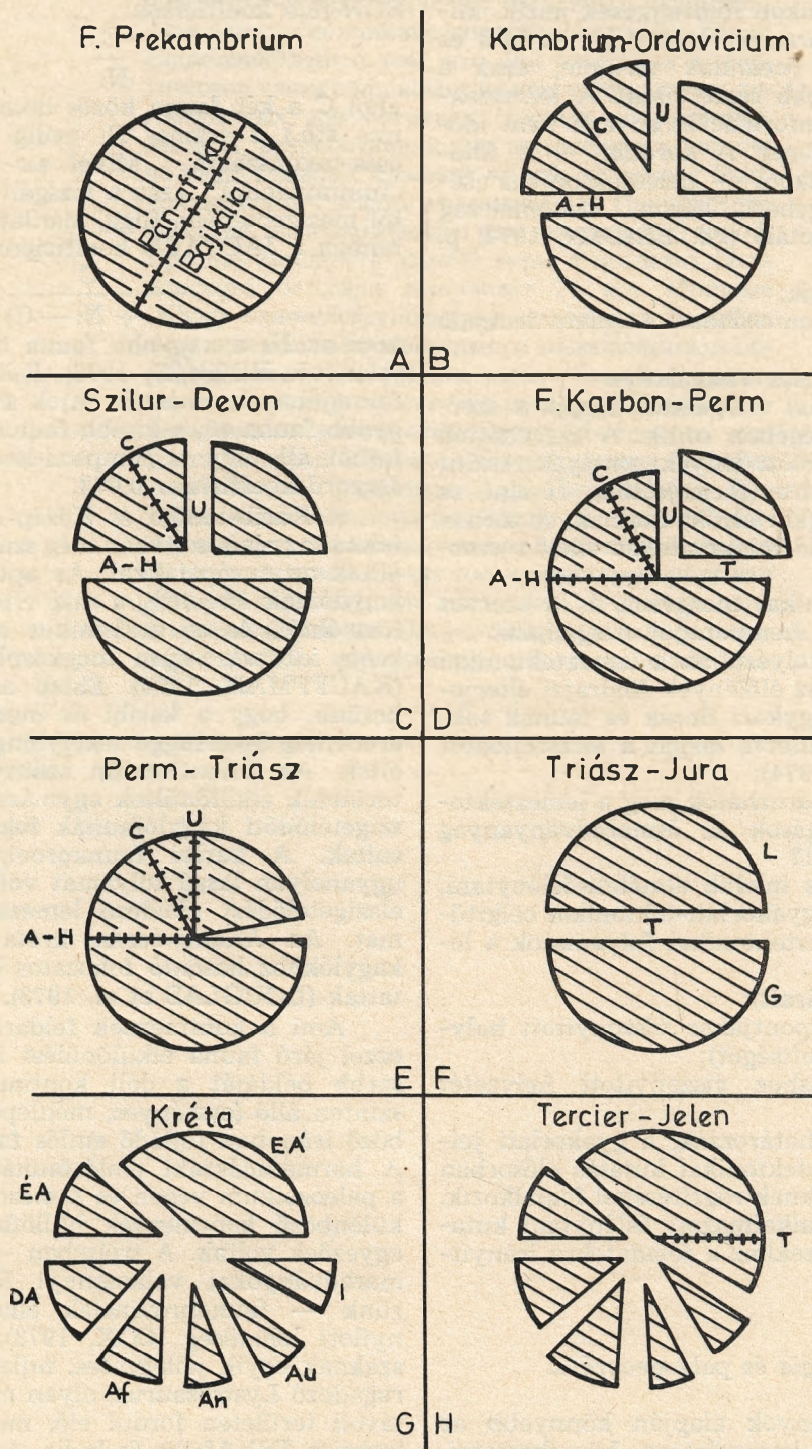
A Karib-tenger és Közép-Amerika kagylófaunái az alsó-krétában még szoros kapcsolatban álltak az európaiakkal. Az apti emelet rudista kagylóinak 10–16%-a már eltért a mediterrán formáktól, és az endemikus alakok aránya a kréta időszak végén megközelítette a 30%-ot (KAUFFMAN, 1973). Ebből arra következtethetünk, hogy a karibi és mediterrán kagylók eredetileg összefüggő sekélytengeri selfterületen éltek. Az Atlanti-óceán szétnyílásával a selfterületek elkülönültek egymástól, és az így elszigetelődött kagylófaunák fokozatosan önállósultak. A karibi faunaprovincia kialakulása ugyanolyan lassú folyamat volt, mint maga az elszigetelődést előidéző lemeztektonikai folyamat. Az Atlanti-óceán kréta korallfaunái a kagylókhoz hasonló fokozatos önállósulást mutattak (DOUGLAS et al. 1973).

Ami a kontinensek feldarabolódását és az ezzel járó fauna elkülönülést illeti, ennek legszembetűnőbb példáját a déli kontinensek különböző szinten álló (erszényes, méhlepényes) és különböző irányban fejlődő emlős faunái nyújtották. A harmadidőszaki emlősfaunákkal ellentétben a paleozoikum végén és a mezozoikum elején a különböző kontinensek hullófaunái meglehetően egyezők voltak. A triászban — jóllehet hullómaradványokat valamennyi földrészről ismerünk — faunaprovinciák elkülönítésére nem nyílt lehetőség (COX, 1973). Ennek az időszaknak egyik jellegzetes, fejlett hullóje volt a ragadozó Lystrosaurus, olyan ma egymástól oly távoli területen fordul elő, mint Kína és Antarktisz, Dél-Afrika és India. Az alsó-triász tengeri faunák (kagylók, ammonitesek) világszerte egyformák voltak. Az öslénytani anyag alapján tehát jogosnak tűnik WEGENER (1912) felte-

vése: a paleozoikum végén a kontinensek egyetlen összefüggő kontinenst alkottak (Pangea).

Ami az ősföldrajzi egységek, a kontinensek és az óceánok méretét és határait illeti, erre az őslénytani anyag hézagossága következtében egyértelmű felelet nem adható. A fennmaradás esetleges. Az utólagos lepusztulás (erózió) és az óceánokra vonatkozó nagyarányú megsemmisülés (szubdukció) figyelembevételével mindig csak a látszólagos elterjedés az amit ismerünk, és ebből kell következtetnünk az egykori tény-

leges elterjedésre. Azokat az ősföldrajzi térképeket, amelyek a szárazföldek és tengerek határait pontosan jelzik, kritikával kell kezelnünk, egyaránt számolva a térbeli és időbeli hibalehetőségekkel. Az ősföldrajzi térképek szükségképpen nagyobb időegységek eredményeit sűrítik össze. Még az emeletbontású térképsorozat egy-egy lapja is 4—6 millió év eseményeit egyidejűnek tekinti. Ebbe az időintervallumba pl. a pleisztocén többszörösen elférne. Valójában azonban a pleisztocén rövid időtar-



1. ábra: A földtörténet lemeztektonikai eseménysorozata vázlatosan, Valentine és Moores (1972) nyomán

tama alatt is a szárazfölkék és a tengerek eloszlása oly sokat változott, hogy itt is legkevesebb két térképlap (legnagyobb és legkisebb eljegesedés ideje) szükséges az események változásához. Az öslénytani anyag ösföldrajzi értékelésétől az egész Föld-felszínre vonatkoztatva csak nagyvonalú eredmények várhatók. Talán ezért nyújtanak többet az egyszerűsített és szükségképpen vázlatos térképsorok a részletes, de szerzők személyétől függő térképlapoknál (1. ábra).

Paleontológia és paleobathymetria

Az egykori szárazföldi vagy tengeri környezetet az ősmaradványok egyértelműen jelzik. A tengerek elkülönítése a szárazföldről azonban lemeztectonikai szempontból még kevés. A tengerrel elborított selfterületek a kontinentális lemezekhez tartoznak, sőt időnként maguk a kontinensek is részben a tenger szintje alá kerülhetnek. Más kérdés az, hogy a világméretű tengerelőntéseket, mint amilyen a jurában a kallovi, a krétában a cenoman transzgresszió volt, újabban szintén lemeztectonikai mozgásokra vezetik vissza: a keletkező óceáni hátságok kiszorították a tengermedencék víztömegét.

A lemeztectonikai rekonstrukció szempontjából tehát nem annyira a tenger—szárazföld, mint inkább a tenger—óceán szembeállítás a lényeges. A lemeztectonika szemszögéből nézve magának az óceánnak a definíciója is megváltozott. Korábban nagykiterjedésű, állandó víztömegeket tekintették óceánnak, ma a tengeraljzat felépítése a döntő. Ellentétben a szialikus tengermedencékkel, az óceánok aljzata szimaiikus. A Nyugati-Tethys a paleozoikum végén és a mezozoikum elején, nagy kiterjedése ellenére, epikontinentális tenger volt (BURRET, 1973). Ezzel szemben a mai, keskeny Vörös-tenger születő óceán.

Mivel a kontinentális selfterületek elkülönítése az óceáni—pelágikus területektől lemeztectonikai szempontból döntő fontosságú, érthető, hogy a lemeztectonikai célkitűzésű első európai geofizikai összejelvetel (1973, Zürich, szeptember) a pelágikus szedimentek tárgykörének külön ülésszakot biztosított. A pelágikus üledékek elsősorban nyílttengeri, lebegő szervezetek mész- vagy kovavázának (coccolithok, Globigerinák, Radiolariák) tömeges felhalmozódásából keletkeztek. Egyes pelágikus mészkő vagy tűzkő fáciesek „geoszinklinális” jellegét már korábban is felismerték. Pelágikus üledékes kőzetek a középső-devon és a jura vörös cephalopodás mészkövei, valamint a jura- és alsókréta radiolaritok. Az ammonitico rosso mészkő és a radiolarit a Magyar-Középhegység jellegzetes jura üledékes kőzete. KONDA (1971) úttörő lithológiai vizsgálatának ösföldrajzi továbbfejlesztése éppen ezért nemzetközi szempontból is figyelemreméltó eredményeket ígér. Ezeknek a kőzeteknek pontos keletkezési mélysége, bathymetrikus viszonya mindmáig vitatott. Bizonyos azonban, hogy nem a selfterüle-

tek jellemzői (GALÁCZ, VÖRÖS, 1972). A radiolaritokat általában mélyvízi üledékes kőzetnek tekintik, mely a kompenzációs szint alatt rakódott le. Mivel a kompenzációs szint alatt a mészanyag feloldódik, a mészvázú, különösen az aragonitvázú szervezetek hiánya a radiolaritban érthető.

A pelágikus üledékes kőzetek különös ösföldrajzi jelentőséget akkor nyernek, amikor — gyakran szendvicsszerűen — tenger alatti bázikus vulkáni kőzetekhez, ofiolitokhoz kapcsolódnak. Az ofiolitokat a lemeztectonikusok az óceáni kéreg maradványainak tekintik (ZONENSHAIN, 1973).

A pelágikus mészkövek és tűzkövek a felszín közelében lebegő szervezetek gyakoriságával és a tengerfenéken élő szervezetek hiányával a nagyobb vízmélységre közvetve utaltak. Kérdés, vannak-e olyan bélyegek, vagy olyan ősmaradványok, amelyek az óceáni vízmélységet egyértelműen jelzik? Kétségtelen, hogy ma az abisszikumnak változatos és viszonylag gazdag élővilága van (MENZIES et al. 1973). A mélytengeri szervezetek legnagyobb része fennmaradásra alkalmas szilárd vázzal nem rendelkezik. A szilárd vázú formák esetében azonban a vízmélységet és az ezzel együtt járó állandó fizikai feltételt a héj növedékvonalainak rendkívüli egyformasága jelzi (FARROW, 1972). A kagylók és a csigák esetében tehát a periódikus napi—havi vagy évszakos növedékvonal-változás hiánya nagyobb vízmélységre utal. Ami a kihalt szervezetcsoportokat illeti, a sima és vékonyhéjú „leiostraca”-kat (Phylloceras és egyes Lytoceras-félék) korábban is mélyebbvízi alakoknak tekintették.

Paleontológia és paleolatidüd

Az ipari szempontból hasznosítható nyersanyagok jelentős része (kőolaj, kőszén, bauxit) meghatározott földrajzi szélesség-övben halmozódik fel. A kontinentális és óceáni lemezek Föld rotációs pólusához viszonyított helyzetének meghatározására, a paleolatidüd ismerete gyakorlati szempontból is lényeges (IRVING et al. 1974). Az egykori földrajzi szélességre az ősmaradványok sokféleségéből, diverzitásából következtethetünk (STEHLI, 1968). Kétségtelen ugyanis, hogy a növény és állatvilág a trópusi területen a leggazdagabb. A sarkok felé távolodva az élővilág fokozatosan elszegényedik, a diverzitás csökken. A diverzitás kulcsa a stabilitás (FISCHER, 1961, VALENTINE et MOORES, 1972). A szélsőséges környezeti feltételeket csak kevés szervezet tűri el. A kedvezőtlen helyi tényezők stressz hatására esetenként a diverzitás a trópusi területeken is lecsökkenhet. A lagunákban és a lefűzött tengermedencékben a sótartalom ingadozása csökkentheti a diverzitást. Ilyenkor a lényegében kedvezőtlen élethelyet kevés, de széles környezeti tűrőképességű csoport népesítheti be, általában nagy egyedszámmal. Rendellenes feltételek uralkodhattak az alpi felső-trász mészkőzátónyaiban, vagy a Paratethys csökkent sósvízi medencéi-

ben. Ezek a feltételek azonban földtani szemmel nézve rövid életűek voltak, és paleoökológiai, fácies vagy regionális ösföldrajzi vizsgálatokkal elkülöníthetők a magasabb szélesség okozta diverzitás-csökkenéstől. A szabályt itt is kivételek erősítik.

A diverzitás vizsgálatának számos előnye van:

- a diverzitás-változás törvényszerűsége többé-kevésbé független a rendszertani helytől és a közegetől. A diverzitás a növényekre és az állatokra, a szárazföldi és a tengeri szervezetekre egyaránt vonatkozik;
- a diverzitás többé-kevésbé független a törzspejlődéstől (RAUP, 1972). Mivel a trópusi területek fény-energia bevétele mindig nagyobb, és az energia elosztás mindig szabályosabb, mint a sarkvidéki területeken, a viszonylagos diverzitás ugyanúgy érvényes volt a Pangea vagy az eljegesedés időszakában, mint a kiegyenlített, óceáni klímával jellemzett időegységekben;
- a diverzitás mennyiségileg is kifejezhető. Ez a számszerűség az őslénytan eredményeit pontosságával közel hozza a geofizika eredményeihez;
- a diverzitás árnyalható: Azok a hibák, amelyek pl. a fajfogalom szubjektív értékeléséből fakadnak, kiküszöbölhetők azzal, hogy a diverzitást genus, család, vagy rend szinten is vizsgáljuk. A különböző kategóriaszinten végzett összehasonlító diverzitás-vizsgálatok felhasználhatóságukkal visszahatnak és fokozzák a rendszertani munkák jelentőségét;
- a diverzitás és az egyedszám (denzitás) figyelembevételével (diverzitás index) a mintavételből adódó hibák lényegében kiküszöbölhetők (WILLIAMS, 1964).
- a diverzitás-vizsgálat keretében a fácies vagy korjelzés szempontjából elhanyagolt csoportok is földtani jelentőséghez jutnak.

Amennyiben a diverzitás adott területen hosszabb földtörténeti időn keresztül állandó, ez vagy az adott lemez viszonylag stabil helyzetével, vagy a lemez longitudinális mozgásirányával, vagy esetleg azzal magyarázható, hogy a latitudinális mozgás nem lépte túl azokat a határokat, amelyekre a szervezetek a diverzitás változásával válaszolnak. A hosszabb időtartamon át megfigyelt diverzitás-csökkenés vagy diverzitás-növekedés egyértelműen a lemez pólus, illetve egyenlítő irányában történő mozgására vezethető vissza.

Távlatok

A globális tektonika nemcsak globális szemléletet, hanem globális ismeretanyagot is feltételez. Az egykori összetett lemeztektonikai folyamatok rekonstruálásához sokrétű, nemzetközi kutatómunka szükséges. Ebben a feladat körben a jól megalapozott, korszerű őslénytan

jelentős szerepet játszik. A rekonstrukció hitelessége valamennyi területen valamennyi munkafázis (gyűjtés, határozás, értékelés stb.) megbízhatóságán és igényességén nyugszik. A feladat nagyságához kell igazítanunk a követelményeket.

A Magyar-medence helyzete lemeztektonikai és őslénytan szempontból egyaránt kivételes. Az eredetileg különböző kontinens-peremhez tartozó ösföldrajzi egységek (mikrokontinensek) egymásmellettsége, a települési viszonyok zavartalansága, az őslénytan anyag kivételes megtartása és a dokumentáció folyamatosága világviszonylatban is figyelemre méltó. A szerencsés földtani adottságok kihasználása a magyar őslénytan és tektonika közös és megítélt feladata.

IRODALOM

1. *Briden, J. C.*: Applicability of plate tectonics to Pre-Mesozoic time. *Nature*, 244, 1973. p. 400—405.
2. *Burret, C. F.*: Palaeozoic Tethyan Ocean. *Nature*, 244, 1973. p. 244.
3. *Cox, C. B.*: Triassic Tetrapods. in *Hallam A.*: Atlas of Palaeobiogeography. Amsterdam, Elsevier. Publ. 1973, p. 213—224.
4. *Douglas, R. G., Moullade, M., Nairn, A. E. M.*: Causes and Consequences of Drift in South Atlantic. in: *Tarling, D. H., Runcorn, S. K.*: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences London, 1973, Academic Press, p. 517—537.
5. *Farrow, G. E.*: Periodicity in Shell Growth. *Mettall. Min. Rew.* 1972, p. 18—20.
6. *Fischer, A. G.*: Latitudinal variations in organic diversity. *Amer. Sci.* 49, 1961. p. 50—74.
7. *Galács A., Vörös A.*: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlat a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. *Földt. Közl.* 102, 1972, p. 122—135.
8. *Géczy B.*: Plate tectonics and palaeobiogeography. *Ann. Univ. Sci. Eötvös Sect. Geol.* 18, 1974 (sajtó alatt).
9. *Hughes, C. P.*: Analysis of Past Faunal Distributions. in: *Tarling, D. H., Runcorn, S. K.*: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. London, 1973, Academic press. p. 219—228.
10. *Irving, E., North, F. K., Couillard, R.*: Oil, Climate and Tectonics. *Canad. J. Earth Sci.* 11, 1974, p. 1—17.
11. *Kauffman, E. G.*: Cretaceous Bivalvia. in: *Hallam, A.*: Atlas of Palaeobiogeography. Amsterdam, Elsevier Publ. 1973, p. 353—384.
12. *Konda J.*: A Bakony hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. *Magy. Áll. Földt. Int. Evkönyve.* 50, 1970, 161—260.
13. *Menzies, R. J., George, R. Y., Rowe, G. T.*: Abyssal environment and ecology of the world ocean. New York, Wiley Publ. 1973. p. 1—488.
14. *Raup, D. M.*: Taxonomic diversity during the Phanerozoic. *Science*, 177, 1971, p. 1065—1071.
15. *Stehli, F. G.*: Taxonomic diversity gradients in pole location: the recent model. in: *Drake, E. T.* edit. *Evolution and environment* New Haven, 1968, p. 163—227.
16. *Valentine, J. W., Moores, E. M.*: Global tectonics and the fossil record. *Journ. Geol.* 80, 1972, p. 167—184.
17. *Wegener, A.*: Die Entstehung der Kontinente. *Geol. Rundschau* 3, 1912, p. 276—292.
18. *Williams, C. B.*: Patterns in the balance of nature. *Acad. Press.* London, 1964, p. 1—324.
19. *Zonenshain, L. P.*: The evolution of Central Asiatic geosynclines through sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 19, Amsterdam, 1973, p. 213—232.

ПЛИТОВАЯ ТЕКТОНИКА И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Плитово-тектонические движения, происходящие в пространстве и времени, могут быть реконструированы на основании организмов, живущих в пространстве и времени. По сходству и различиям групп организмов, живших одновременно в различных регионах земного шара, можно судить о бывших палеобиогеографических-палеографических связях. Палеобатиметрические исследования способствуют особенно выделению и разделению между собой континентальных (материк + шельф) и океанических плит. С точки зрения поисков и разведки полезных ископаемых существенным является знание положений плит относительно к полюсу вращения Земли, то есть — знание палео-широт. С палеонтологической точки зрения к вопросу можно подой-

ти путем исследования разнообразия организмов. Это разнообразие уменьшается по мере продвижения с тропических районов, характеризующихся стабильными условиями окружающей среды, в сторону полюсов. Поскольку разнообразие организмов является более или менее независимым от систематического положения того или другого организма, от наличия континентальной или морской среды, а также от филогении, оно может применяться без всяких ограничений для разных стратиграфических единиц начиная с фанерозоя. При помощи индекса разнообразия, вычисляемого из соотношения количества таксонов с количеством особей (густота), можно устранить даже погрешности, обусловленные опробованием, что — при наличии соответствующей критики — дает количественное основание для палеотектонических реконструкций. Глобальный масштаб применимости плитовой тектоники раскрывает новые перспективы перед хорошо обоснованными региональными палеонтологическими исследованиями.

Könyvismertetés

Az analízis és a döntéselőkészítés matematikai módszerei a földtanban és a bányászatban
(Dan Zorilescu: *Metode matematice de analiză și de decizie în geologie și minerit.* — Editura tehnică, București 1972, 355 oldal.)

A matematikus szerző több éves kutatóvá-
latali gyakorlat után lett a bukaresti Bányászati
Kutató Intézet, majd a Földtani és Geofizikai
Intézet tudományos munkatársa. Így érthető,
hogy elsősorban a földtani kutatás és a bányá-
szat gyakorlati problémái felől közelíti meg ezt
a rendkívül időszerű és (nemcsak hazánkban)
sokat vitatott témakört. Az egyes módszereket
konkrét példákban is bemutatja. A könyv tar-
talmjegyzékét rövidítve közöljük, oly módon,
hogy a kimondottan bányászati és ezen belül is
főleg bányászat-gazdaságossági fejezeteknek
csak a címeit adjuk meg. Geológusszemmel néz-
ve szívesebben láttunk volna még több, kifeje-
zetten földtani alkalmazási példát, de a könyv
így is újszerű és főleg gyakorlatias megközelí-
tése a témának.

1. fejezet. *Az adatok elemzésének és feldolgo-
zásának statisztikai és valószínűség számítási
módszerei a földtanban és a bányászatban.*
A probléma megfogalmazása. — A mintavétel
és az adatok statisztikai csoportosítása. — A
földtani adatfeldolgozás kezdete. — Az eloszlási
szabályszerűségek. — A földtanban és a bányá-
szatban gyakori eloszlás-típusok (binomiális,
Poisson-féle, normál, lognormál, hiperbolikus,
jobbra-aszimmetrikus eloszlás).

2. fejezet. *Hipotézis-ellenőrzési próbák.*
Az észlelt eloszlások egybevetése az elméletiek-
kel. — A földtani paraméterek tényleges érté-
kére vonatkozó feltevések ellenőrzése. — Járu-
lékos hibák. — A laboratóriumi anyagvizsgálati
eredmények ellenőrzése. — Az információ-ent-
rópia alkalmazásai. — Az átlagos haszonanyag-
tartalom kiszámítása megadott szélsőérték-hatá-
rok között. — Nyersanyagtelepek készletbecs-
lése és készletszámítása.

3. fejezet. *A korreláció- és regresszió-analízis
alkalmazása.*

A korreláció- és regresszió-elmélet alapfogalmai.
— Aleatórikus lognormál változók korrelációja
és regressziója. — Az egymáshoz kapcsolódó
nyersanyagok képlete. — A kőszéntelepek vas-
tagsága, kén- és hamutartalma, valamint radio-
aktivitása közötti összefüggés. — A mágneses
télerősség függőleges komponense, az ércesedés
mélysége és a magnetit-tartalom közötti multi-
korreláció. — A fúrás előrehaladási sebességét
befolyásoló tényezők elemzése. — Egy bányá-
vállalat kiadásainak hatása a termelt érc önkölt-
ségére. — Egyes munkafázisok időigényének
megállapítása mérési sorozatok alapján. — Op-
timális termelési modell kialakítása.

4. fejezet. *A bányavállalatok termelési kapa-
citásának elemzése. Optimális döntések a terme-
lés — és beruházás-tervezésben.*

5. fejezet. *A bányászati folyamatok szimulálása.
A Monte Carlo-módszer alkalmazása.*

6. fejezet. *A bányászokodás megszervezése, ve-
zetése és ellenőrzése gráfelméleti módszerekkel.*

7. fejezet. *Modellezés és döntéselőkészítés a bá-
nyaiparban lineáris programozással.*

8. fejezet. *A bányagépek és eszközök használá-
tának, átcsoportosításának és karbantartásának
optimalizálása.*

9. fejezet. *A játékelmélet alkalmazása a bányá-
szati tevékenység szervezésére és irányítására.
A bányaiipar fejlődésének előrejelzése.*

Külön ki kell emelni, hogy a szerző fejeze-
tenként ad irodalomjegyzéket. Ez még azok szá-
mára is nagyban megkönnyíti a munka haszná-
latát, akik a román nyelvű szöveget nem tudják
olvasni. Egyébként a téma jellege, a matemati-
kai képletek sokasága és a sok táblázat, dia-
gram stb. igen nagy segítséget jelent az olvasó-
nak.

Igen kívánatos lenne hasonló jellegű ma-
gyar nyelvű munka megjelentetése, a hazai
nagyközönség minél szélesebb körű használá-
tára.

D. E.

A Budai-hegység szerkezetalakulása

Irta: Wein György

A rövid beszámoló, amelyet 1969—1973. évek alatt folytatott szerkezetföldtani reambuláció alapján írok meg, nemcsak a Budai-hegység szerkezetalakulását szemlélteti, hanem a terület kulcshelyzeténél fogva a Magyar-Középhegység kialakulásának menetét is körvonalazza.

A hegység kialakulásának kezdete az Alpi geoszinklinális időszak elejére esik, de a rendelkezésünkre álló gyér adat alapján a prealpi aljzatra vonatkozólag is ki kell térnünk. Erre vonatkozólag egyrészt a Balaton-felvidék—Velencei-hegység, valamint a Vepor felszíni képződményeinek ismeretére, másrészt a Dunazug-hegység helvét—torton vulkanitjaiban talált zárványok alapján következtethetünk (Lengyel E. 1951). Az a néhány mélyfúrás, amely a Budai-hegységben vagy annak szomszédságában mélyítették le, nem hatolt át a mezozoós rétegeken. Ezek szerint a hegység mezozoós aljzatát prekambriumi és ópaleozoós epi-mezometamorf kőzetek alkotják, amelyekbe erős kontakt hatást kiváltó savanyú intruzív kőzetek nyomultak be. Ez utóbbiak minden bizonnyal, ahogyan azt a Velencei-hegységben és a Veporban is látjuk a variszkusi szín- és poszttettonikus magmatizmusmal hozhatók kapcsolatba.

Habár a feltárásokban csak a ladini emelet kőzeteit tanulmányozhatjuk, a már említett extrapoláció segítségével (Tabajd — 5. sz. mélyfúrás) fel kell tételeznünk, hogy az üledékképződés már a permben megindult, méghozzá tengeri képződmények formájában és ugyanúgy az alsó-triász és mélyebb középső-triász jelenlétére is számítanunk kell. Ezen feltételezések szerint a Budai-hegység területén, amely a Magyar-Középhegység déli szegélyén húzódik, az alpi üledékképződési ciklus már a permben megindulhatott, mégpedig az Igal—Bükki eu-geoszinklinálishoz hasonló kifejlődésű tengeri perm rétegsorral. Ismerve a Balaton-felvidék és a Velencei-hegység felső-perm kontinentális kifejlődésű rétegeit, talán leghelytállóbb lenne a Budai-hegység középhegységi kifejlődésű mezozoós rétegei alatt a szárazföldi felső és tengeri teljes perm kifejlődések közti határzónát feltételezni. Mindenesetre annyit nagyobb lelkiismereti furdalás nélkül is kijelenthetünk, hogy az alpi geoszinklinális időszak itt is már a permben, de legkésőbb az alsó-triászban megindult.

A felszíni feltárásokban és mélyfúrásokban megfigyelhető legidősebb képződmény a legalább 1500 m vastag ladini diplopórás dolomitösszlet. A diplopórás dolomit, amelyhez annak felső 220—300 m vastag úgynevezett „átmeneti” rózsaszínű-sárgás laza, szemcsés-réteges dolomitrétegeit is hozzászámítjuk, az egész hegységben egyöntetű üledékképződési körülményekre utal. Az *alsó-karni, bitumenes dolo-*

mit — dolomitos mészkő — tűzköves mészkőből felépült 150 m vastag „raibli” rétegek után már különböző kifejlődésű felső-triász fáciesövek jöttek létre. Az eddig egységesen süllyedő vályuban meginduló szelektív jellegű mozgásfázist a lábai fázissal azonosíthatjuk. A középhegységi vályú ezen részében iniciális vulkanizmus nyomait, vagy diszkordanciát eddig nem sikerült észlelni. Ezután végig a mezozoós üledékképződés folyamán követhetjük az egymással nagyjából párhuzamosan elhelyezkedő felső-triász fáciesöveket. Az egyik fáciesövet, amelyet a tűzköves dolomitkifejlődés jellemez „tűzköves” mélyebb tengeri fáciesnek tartjuk. Ebben a kifejlődésben a dachsteini mészkő hiányzik, helyette Vigh Gy. szerencsés Halorella lelete (Vigh Gy. 1933) és a részletes térképezés (Wein Gy. 1972, 1973) alapján úgy látjuk, hogy a nóri emeletet is a karnihoz csatlakozó tűzköves dolomit-kifejlődés képviseli. A „tűzköves” fácies vastagsága mintegy 650 m. Ezzel szemben a „dolomitos-mészköves” sekélytengeri kifejlődés 1450 m vastag. Rétegsorát fehér, kristályos szövetű dolomit, szürkésfehér, simatörésű dolomit, dolomit—fehér mészkő váltakozó ún. „átmeneti” rétegei és végül a vastagpados nóri „dachsteini” mészkőrétegek alkotják. Az egymás mellett kifejlődő és különböző tengermélységre utaló fáciesek a felső-triász tenger egykori csapásirányával párhuzamosan kialakult szinszedimenter törésvonalakra utalnak. Horusitzky F. az egymás mellett kifejlődött felső-triász fáciesek, valamint a transzgresszív településű felső-eocén rétegek elhelyezkedéséből, nagyarányú felső-eocén kori szerkezeti mozgásra következtetett, amelynek hatására kerültek egymás mellé a „Pilisí” és „Budai” névvel jelölt takarószerű egységek (Horusitzky F. 1943). A „Budai” egység a tűzköves kifejlődésű mélyebb tengeri felső-triász fáciesnek, míg a „Pilisí” egység a dolomitos-mészköves sekélytengeri kifejlődésnek felel meg. Horusitzky F. az elűtő triász fácieseket észlelte, de azok mai helyzetét nem szedimenter, hanem későbbi szerkezeti mozgások, mégpedig a pireneusi fázis hatására történt egymásra tolódással magyarázta. A Budai-hegységben észlelt négy, egymással párhuzamos helyzetű fáciesöv mai iránya ÉNy—DK-i I. Irhásárok—Sashegyi (tűzköves) fáciesöv. II. Jánoshegyi (dolomit-mészköves) fáciesöv. III. Hármashatárhegyi (tűzköves) fáciesöv. IV. Nagykevélyi (dolomit-mészköves) fáciesöv. A fáciesövek az egykori tengerparttal párhuzamosan, ami abban az időben a középhegységi (ÉK—DNy) iránnyal esett egybe, helyezkedtek el. Mai helyzetüket az ausztriai-mediterán mozgások alatt nyerték el. A geoszinklinális időszak a Budai-hegység területén a rendelkezésre álló adatok szerint a nóri emelettel befejeződött. Mint tudjuk — réti és jura — alsó-

kréta képződményeket a Magyar-Középhegység tengely zónájából a Bakony—Vértes—Gerecse és Pilis területéről ismerünk. A vályú DK-i szegélyöve úgy látszik már a triász végén kiemelkedett. A hosszantartó emerziós időszakot csak az eocén tenger előnyomulása szüntette meg.

Közben a magyar-középhegységi analógiákra támaszkodva megállapíthatjuk, hogy az eocén rétegsor lerakódása előtt, minden bizonnyal az ausztriai-mediterrán fázisok alatt, a mezozoós rétegsort igen erős ÉNy—DK irányba ható tangenciális erőhatás érte. Ennek a hatásnak első megnyilvánulása a triász rétegsornak az egykori partvonallal (merev ütközési öv, amely a „Balaton—Velencei gránit lánc” variszkuszi tektonogenezise alatt keletkezett küszöbvel azonos) párhuzamos, enyhe meggyűrődése volt. Ezeknek a széles redőszerkezeteknek széttöredezett formáit ma is jól rekonstruálhatjuk (mellékelt szelvény). A növekedő nyomás hatására ezután ment végbe az a nagyarányú horizontális elmozdulás, amely lényegileg a Budai-hegység mai szerkezetét létrehozta. Jól térképezhetően kimutatható a Budai-hegységben a triász rétegsor ÉNy—DK-i csapása, amely a DNy—ÉK-i középhegységi csapásiránytól elüt és arra csaknem keresztben helyezkedik el. Ha figyelemmel kísérjük a Vértes-hegység mezozoós rétegsorát, elsősorban az tűnik fel, hogy az nyugodtan, monoklinális helyzetben ÉNy-felé fiataluló rétegsorral illeszkedik be a középhegységi csapásirányban. Eocén előtti töréseket, kataklázosodást csak ritkán figyelhetünk meg. Ez a kép már Bicskénél és főleg a Budai-hegységben gyökeresen megváltozik. A triász rétegsor csaknem mindenhol erősen igénybe van véve, kataklázos szerkezet, amely csak erős nyomásnak kitett merev kőzetekben keletkezik, jellemző elsősorban a dolomitokra, de az ellenállóbb dachsteini mészkőre is. Az idős kataklázitokra jellemzők a későbbi, harmadkorban keletkezettekkel szemben, hogy újracementálódva milonittá alakultak. Az ausztriai-mediterrán fázisokhoz kapcsolódó tektonitoknál ezt a jelenséget a Mecsek- és Villányi-hegységben is megfigyelhetjük. A mozgások nagyságát jellemzi az, hogy többek között Nagykovácsi környékén, Nagyszénáson és Nagykopaszon a diplopórák dolomitnak és a tűzköves dolomit fáciesövnék torlódó dachsteini mészkőtáblát tépképezhetünk, ahol a horizontális törés menti elmozdulás mértéke több km-t tesz ki. Hasonló horizontális elmozdulásokat és kisebb felpikkelyeződéseket máshol is sikerült észlelni. Az említett szerkezetek mozgása DNy-felé irányul. Ezt a tendenciát azzal magyarázzuk, hogy a feltolódások egyrészt a regionális eltolódás előtt keletkeztek, másrészt a középhegységet érő ÉNy—DK-i irányú nyomás hatására megtört, könnyökyszerűen behajló triász képződmények, amelyek a jelek szerint mereven viselkedtek az erőhatásokkal szemben, DNy-felé tértek ki és így még további horizontális eltolódások-pikkelyeződések keletkeztek. Ez a nagyarányú összetett mozgás a merev kőzetet elsősorban az erősebb igénybevétel helyén szétmorzsolta. Az egész hegységben szembetűnő az, hogy az erősen tektonizált triász

rétegsorokra települő eocén képződmények már nem jelzik ezt az erős igénybevételt. A harmadkori tektonikai hatások vetőket-feltolódásokat létrehoztak, de azt nem kíséri regionálisnak nevezhető tektonizáltság-kataklázos szerkezet. Ez a mozgásfázis, amely végeredményben a mai helyére tolt a Budai-hegységet felépítő triász rétegeket, a középhegységi analógiák alapján az ausztriai fázisokban indulhatott, de a fő paroxizmus a cenomán után és szezon előtt, vagyis a mediterrán fázisban zajlott le.

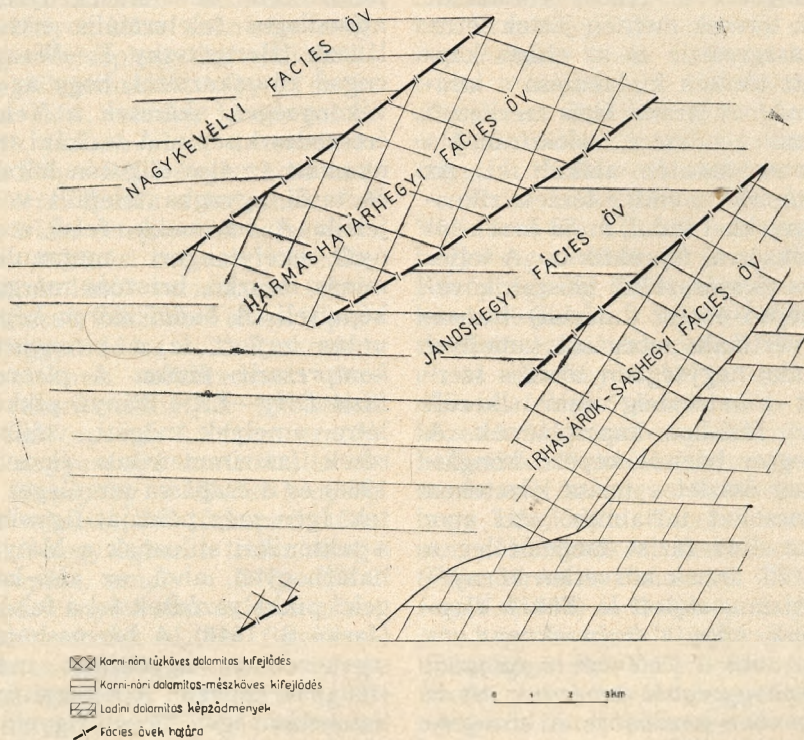
Ez a széles kréta kori törészóna, amely a Váli ároktól ÉK-felé, mintegy a Romhányi-hegységig tarthat, és amely mentén a Magyar-Középhegység DK-i irányban mintegy 20—30 km-t eltolódott, a Szlovák Kisalföld neogén aljzatát ábrázoló térképen is követhető (Fusan, O. et al.—Ibrmayer 1971). Az eltolódási öv az aljzatot felépítő paleozoós és idősebb kristályos kőzetek és gránit csapásirány-változásából értékelhető ki. Természetesen egy ilyen nagyméretű szerkezeti öv nagyobb távolságokon át kellett, hogy kifejlődjön. Ezzel a kérdéssel kapcsolatosan a harmadkori szerkezeti vonalak alapján (Pilisi törés) és Boncev, E. (1958) nyomán Scheffer, V. (1963) és Bendefy, L. (1967) úgy gondolják, hogy az egyfelől a Krajisztida lineament — másfelől a Kis-Kárpátokat északról lehatároló Ölvédi vonal folytatásába esik. Ezen feltételezés szerint a fiatal szerkezeti öv idős lineament jellegű szerkezeti vonal nyomvonalán újult fel az óalpi ciklust bezáró fázisok alatt. Meg kell jegyezni, hogy a legújabb tektonikai beosztás szerint (Karpato—Balkán tektonikai térkép, 1973) a Krajisztidák öve a Dél-Kárpátok irányába É—ÉK-felé hajlik, amiért is inkább a Vardar övvel azonosíthatjuk azt a lineamentot, amellyel a Budai-hegység mezozoós törésrendszere összefügg. Ha ezt a kérdést ma még hitelt érdemlően nem is dönthetjük el, a mélytörések fontosságát és preformáló hatását mindig szem előtt kell tartanunk és további vizsgálatoknál azt figyelembe kell venni.

A felső-triásztól—alsó-eocénig, mintegy 130 millió évig tartó szárazföldi időszak alatt, a Budai-hegység területén, eltekintve a karsztos üregekbe lerakódott, valószínűleg kréta kori bauxitmaradványoktól, egyéb üledékképződésről nem tudunk. De ismervé a Magyar-Középhegység kréta képződményeit, nagyobb méretű lepusztulást itt sem tételezhetünk fel. Valószínűleg alacsony szárazulat része volt a Magyar-Középhegységnek ez a része, ahol karsztosodás, bauxitképződés jelezték a lepusztulás mértékét, ütemének módját.

Az északnyugat felől előrenyomuló tenger az alsó-eocénban érte el a Budai-hegység nyugati részét. A kőszéntelepés képződmények a Pilisvörösvári—Pilisszentiváni—Nagykovácsi és Solymári medencékben diszkordánsan települnek a már tektonikailag átdolgozott és konszolidált triászra. Szembetűnő a mezozoós szerkezeti emelet (paleoalpi) és paleogén szerkezeti emelet (mezoalpi) tektonikai stílusbeli különbsége. Az igen erős kontraktív időszak alatt tektonizált és konszolidálódott paleo alpi szerkezeti építményre új üledékképződési ciklust jelző

diszkordanciával települnek a paleogén Thétis képződményei. Az alsó-eocén tenger először az északnyugat felé nyíló öblökbe nyomult be. Ezek a süllyedő pászta feltehetően, ahogyan ezt Tatabányán Sólyom F. (1960) kimutatta, ÉNy—DK-i irányú törések mentén jöttek létre. Az alsó-eocén transzgresszió és az ehhez kapcsolódó feltételezett törések kialakulása a larámi fázisnak felel meg. A larámi fázis szerkezeti irányának preformált rendszere, valószínűleg a mezozoos szerkezetek mentén alakult ki. Az alsó-eocén üledékképződési ciklus terasztrikus-édesvízi képződményekkel indul, majd brack- és végül tengeri üledéksorral fejeződik be. A teljes ciklust kiemelkedés és szárazföldi időszak követi, amelyet a középső eocén (lutéciai) transzgresszió követ. A vertikális mozgások, amellyel kapcsolatban a Budai-hegységben töréses szerkezet kialakulását mindeztideig nem sikerült kimutatni az illiri fázishoz kapcsolódnak. A középső-eocén rétegsor bázisát képező konglomerátum-tarkaagyag összlet a triász kőzeteken kívül andezit kavicsokat tartalmaz, ami arra utal, hogy még az illiri fázist megelőzőleg a Budai-hegységben, ill. annak közvetlen környezetében andezit vulkanizmus zajlott le. *Ennek alapján megállapíthatjuk, hogy a szubszekvens andezit vulkanizmus, amit a Velencei-hegységből és a Magyar-Középhegységből ismerünk, itt is már a középső-eocénben kezdődött.* A középső-eocén rétegsor, amit a miliolinás márga—mész-kőrétegek zárnak le, a Zugliget vonaláig fedte be a hegységet. Ezután a felső-eocén tenger transzgressziója indult meg és az infra oligocén denudációs időszakig tartott (Telegdi Roth K. 1928), és az egész Budai-hegyvidék tengerrel való elöntéséhez vezetett. A Pesti síkság aljzatában mélyített fúrások (Városliget, Pünkösdi fürdő, Paskál malom) adatai szerint az eocén tenger, valószínűleg már a középső eocéntől kezdve ezt a területet is elöntötte. Különösen a Budaörs környéki felső-eocén transzgressziós konglomerátumok is sok, ökol-, fejnagyságú eruptív kavicsot tartalmaznak. Az eruptív kavicsok két típusát ismerjük, amire már Schaffarik F. (1929) is felhívta a figyelmet: I. fekete, piroxénandezitre emlékeztető kőzet, II. riolitszerű kőzet. Ezen kívül úgy a középső-eocén rétegekből, mint a felső-eocén rétegekből andezittufa közbetelepüléseket ismerünk. A Budaörs — 1. sz. fúrásban 776—831,40 m. közt harántolt andezittelért is ide kell sorolnunk. Valószínűleg ehhez, ill. a középső-eocén vulkáni periódushoz kapcsolható az a biotitban dús, savanyú jellegű telérkőzet is, amelyet a MÉV ércutató fúrások Nagykovácsi környékén tártak fel és Wéber B. (1962) előzetes meghatározása alapján ismerünk. Itt is meg kell jegyezni, hogy úgy látszik, ebből a telérkőzetből már nem áll rendelkezésre egyetlen darab sem, mert többszöri kérésünkre sem a MÁFI-nek, sem az ELTE Geokémiai Intézetének nem bocsátották azt rendelkezésére. A Budaörsi fúrással feltárt andezittelérhez hasonló képződményre következethetünk több ÉNy—DK-i irányú kisebb mágnesez maximumból, amelyet a geo-

mágnesez mérések jeleznek. (Szabadváry L. 1971) A neutrális vulkanizmus a nyomok szerint szubvulkanitokat is létrehozott a Budai-hegység területén. Ez a megfigyelés, amit a pleisztocén hévíztermékenységgel kapcsolatos másodlagos teletermális ércesedés is igazolni látszik (Horusitszky F.—Wein Gy. 1962), arra enged következtetni, hogy az eocén vulkáni tevékenységet, akárcsak a Velencei-hegységben, ércesedés kísérte. A vulkáni tevékenység utolsó nyomait az alsó oligocén hárshegyi homokkőbe és tardi agyagba települt vékony tufarétegek jelzik. A harmadik, felső eocén üledékciklust nyílt-sekélytengeri nummulinás—orthophragminás mészkő, briozóás márga és budai márga képviseli. *A budai márga képződése közben és utána zajlott le a pireneusi mozgások erős kompresszív fázisa.* A pireneusi kompresszív fázis DNy—ÉK-i irányú pikkelyzónákat hozott létre, amelyek mögött, velük párhuzamos törések (asszimmetrikus ékszerkezet Kókay J. 1968) és a csapásra merőleges törések keletkeztek. Igen szép példáját figyelhetjük meg ennek a tektonikai stílusnak a Mátyáshegy—Hármas-határhegyen, ahol, az alsó-karni „raibli rétegek” pikkelyeződtek fel a felső-eocén rétegsorra (Jaskó S. 1948). A hármashatárhegyi pikkelyes szerkezeteket egyébként már Hofmann K. (1871) térképezte. A kontraktív fázis időbeli elhatárolását igen szépen figyelhettük meg a földalatti vasút Battyhány tér—Déli vasút szakaszának építkezésénél (Wein Gy. 1973). A budai márgában a kontraktív mozgások hatására horizontális eltolódások keletkeztek, míg a tardi agyaban és kiscelli agyaban néhány vetőn kívül mást nem lehetett észlelni. A felső-eocén mozgások iránya (vergencia) D-DK-i, ami annyit jelent, hogy a kompresszív hatás É-ÉNy—D-DK-i irányba hatott, az ausztriai—mediterrán mozgásokhoz viszonyítva lényegesen gyengébbek voltak, inkább csak helyi jellegű pikkelyes-töréses szerkezeteket hoztak létre. A köztömeget nem érte általános nyomás, annak morzsolódása csak közvetlenül a törésvonalak mentén következett be. A rövid — egy szakaszban lezajlott — kontraktív fázis után rövid ideig tartó emerziós időszak következett, ami a hegység nyugati részén teljes kiemelkedést, míg a keleti és délkeleti szegélyén csak a tenger elsekélyülését és kiédesedését eredményezte. Erre a rövid ideig tartó emerziós időszakra, ami Telegdi Roth K. (1928) infraoligocén denudációs időszakával azonos, az oligocén tenger gyors előnyomulása következett. A sekélytengeri (tardi agyag) és litorális, delta hordalékanyag feldolgozásából származó, hárshegyi homokkőre a kiscelli agyag vastag, mélyebb tengeri üledéksora következett. Az oligocén szedimentációs ciklust a felső-oligocén elsekélyülő tenger homokos-agyagos rétegsora zárja le. *A pireneusi mozgások után merőben megváltozik a tektonikai stílus. A kontraktív mozgásokat felváltja az igen erős, nagymértékű (több száz m) elmozdulásokat eredményező dilatációs vetőszerkezetek létrehozó időszak.* A szinszedimententer, uralkodóan ÉNy—DK-i irányú törések mentén süllyednek be a vastag, középső-oligocén réte-



gekkel feltöltött lágymányosi sülyvedék, Ördögárok és Solymári völgy. Az alsó-oligocénben rövid ideig a Budai-hegység középső része szárazulat lehetett, amit a középső-oligocén kelet felől előrenyomuló tengere teljesen beborított. A diszkordáns helyzetű kiscelli agyagot és annak homokos parti változatait több helyen sikerült térképezni, így a Szabadság-hegyen, a budakeszi út munkálatainál, Pesthidegkúton, a Hármashatár-hegy DNY-i oldalán Csillag-hegynél. Habár az uralkodó törésvonalak, amelyek mentén a már említett árkos sülyvedékek létrejöttek ÉNy—DK-i irányúak, erre keresztirányban is keletkeztek egyidejűleg kisebb-nagyobb törések. Dilatációs jellegüket több helyen, így elsősorban a földalatti vasút Batthyány tér déli-vasút szakaszán észleltük. (Wein Gy. 1973) A vetők nyílt vizet jól vezető rendszert képeznek és merőben elütnek a budai márgát még érintő (pireneusi kontraktív fázis) már említett horizontális elmozdulást jelző törésvonalaktól. Az alsó-oligocén után kialakuló törérendszerrel megnyilvánuló dilatációs időszak az Alpokban regisztrált orogén fázisok közül a helvétii fázissal azonosítható (Tollmann A. 1966). *Ekkor jelentkezik először az a mélyreható különbség a Kárpáti ív és Pannon masszívum tektonikai fejlődése közt, ami jelzi a Pannon közbenső tömeg (Tisia) mai szerkezetének kialakulását.* Néhány szóban kitérve erre a kapcsolatra, elsősorban arra kell rámutatnunk, hogy ha figyelemmel

kísérjük a Magyar-Középhegység és a Nyugati-Kárpátok fejlődés menetét, a paleoalpi ciklus alatt abban lényeges különbséget nem látunk. Mindkét területen a geoszinklinális időszakot az ausztriai—mediterrán kontraktív fázisok zárják le. A felső-kréta—paleogén időszak alatt az előmelység a Kárpátok ívében kifelé vándorolt a mai szirtöv vonalába. A Magyar-Középhegységben ugyancsak kifelé (ÉNy-i irányban) tolódik el az üledékképződés súlypontja. A mezozoalpi időszak paleogén fázisai alatt jön létre a szirtöv. Ezekkel a mozgásokkal szinkronba hozhatók a Magyar-Középhegység felső-kréta—paleogén dilatációs időszakai és a hozzájuk kapcsolódó vulkanizmus. Végül a flis takarórendszer kialakulása az oligocénben kezdődik és ezzel egyidőben nálunk a belső sülyvedék nagyarányú „szétdarabolódásos szerkezet alakulása” és szubszekvens vulkanizmusa indul meg és tart a neogén végéig (Wein Gy. 1969, 1972). A Budai-hegység kialakulásának vizsgálatánál, amint látjuk, már figyelembe kell vennünk csaknem az egész Kárpát-medence tektonikai folyamatait, egyébként abba a hibába esünk, amit az a régi szemlélet vezetett, hogy jelenlegi határainkon túl ne foglalkozunk geológiával.

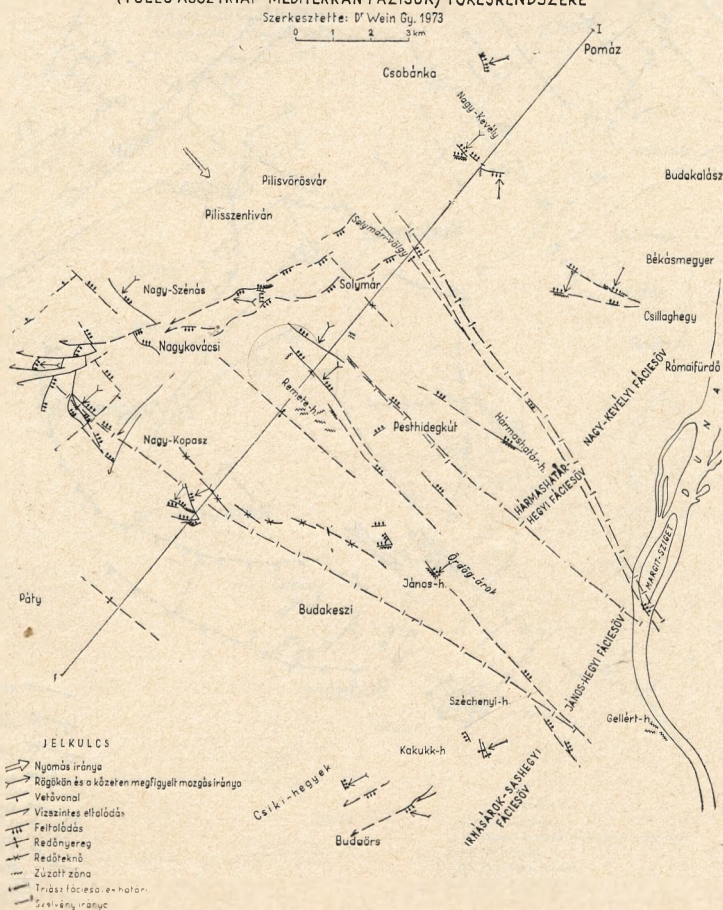
A felső-oligocén tenger a Budai-hegység területéről nagyrészt visszahúzódott. Annak maradványait csak az oligocén időszak alatt keletkezett árkokban, ill. a Pesti-síkságon találjuk meg, ahol azt a belváros alatti földalatti

vasúti munkálatok szépen feltárták. A miocén időszak alatt a Budai-hegység központi részé szárazulat volt (Jámbor A. 1969). Ezért a miocén időszak alatt lejátszódott szerkezeti mozgások hatását csak a Budai-hegység déli peremén szegélyező Tétényi-fennsík, északi meredek oldalában a felső-oligocéntől a szarmataig tartó rétegsoron (Báldi T. 1958), illetve a Dunazug-hegységben tanulmányozhatjuk. A miocén rétegek diszkordánsan települnek a felső-oligocén (egerien) homokos-agyagos rétegekre. A eggenburgi emeletbe sorolt nagypectenes konglomerátum—homokkő—agyag rétegsorral indul a miocén transzgresszió, amely a szávai fázis függőleges mozgásait rögzíti le. Felette az otnangi balanuszos konglomerátum-, homok- és agyagrétegek jelzik, hogy itt is litorális körülmények közt zajlott le az üledékképződés. A kárpáti emelet diszkordánsan települő képződményének keresztarégtzett folyami rétegsora zárja le az alsó-miocén üledékképződési ciklust. A megismétlődő miocén diszkordanciák már az idős teire mozgásokhoz tartozó oszcillációkat rögzítenek. A kárpáti emelet magasabb részén riolitufa jelzi a Dunazug-hegység miocén szubszekvens vulkanizmusának ide is eljutott termékét. A bádeni agyag transzgressziós képződményei átfedő módon települnek a felső-helvét (Kárpáti) rétegekre, de a Budai-hegység középső részét ekkor sem borította el a tenger. A diszkordanciával rögzíthető mozgások és a Dunazug-hegység törésrendszerének kialakulása,

valamint a kárpáti emeletben kezdődő és a tortonig tartó vulkáni tevékenység a steier főfázishoz kapcsolódik. A szarmata rétegek helyi jelleggel a hegység nyugati peremén, transzgressziószíven települnek, amit a moldvai fázissal azonosíthatunk. A Tétényi-fennsík területén már folyamatos az üledékképződés, a határ a kiédesedő fauna alapján húzható meg. A miocén vulkáni működés utolsó nyomait a Tétényi-fennsík szarmata képződményeinek bentonit közbetelepülése képviseli.

A Budai-hegységet körülvevő miocén rétegsor annyit árul el, hogy a neogén tektogenezis folyamán függőleges mozgások, ÉNy—DK-i és reá merőleges törések, amit a Dunazug-hegységben tanulmányozhatunk, és ehhez kapcsolódó igen erős szubszekvens savanyú-neutrális vulkanizmus jött létre. *Tehát a dilatációs „szétdarabolódásos” szerkezetalakulás tovább folytatódott.* A Budai-hegység középső része az egész miocén folyamán szárazulat volt, de annak mai értelmű hegységgé történő kiemelkedése nem történt meg. Éppen ezért, ha kisebb mértékű tönkösödés kimutatható is (Pécsi M. 1973), mai értelemben vett karsztosodás és ezzel összefüggő karsztvízképződés nem volt. Igen fontos a Pilisi-törés kialakulásának ehhez a tektonofázishoz való kapcsolódása. Földtani megfontolások értelmében ez a szerkezeti vonal határolja észak felől a Budai-hegységet, habár orográfiailag a Solymári-árkot tartják annak. Ennek az ÉNy—DK-i irányú, miocénben

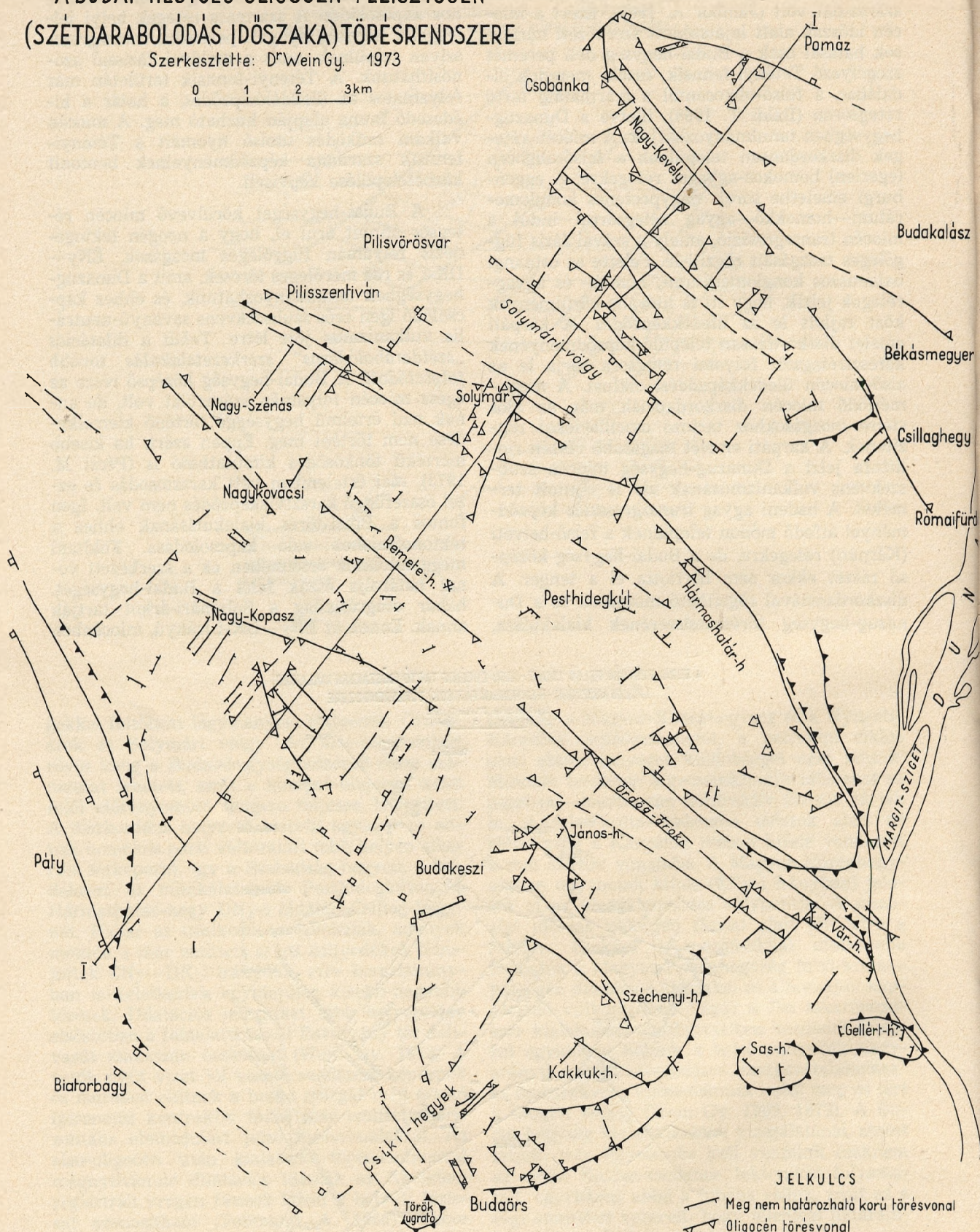
A BUDAI-HEGYSÉG FELSŐ TRIÁSZ-ALSÓ EOCÉNIG TARTÓ IDŐSZAKBAN KIALAKULT (FŐLEG AUSZTRIAI - MEDITERRÁN FÁZISOK) TÖRÉSRENDSZERE



A BUDAI-HEGYSÉG OLIGOCÉN-PLEISZTOCÉN (SZÉTDARABOLÓDÁS IDŐSZAKA) TÖRÉSRENDSZERE

Szerkesztette: Dr. Wein Gy. 1973

0 1 2 3 km



JELKULCS

- Meg nem határozható korú törésvonal
- Oligocén törésvonal
- Miocén - Pliocén törésvonal
- Miocén - Pliocén redőnyereg
- Pleisztocén törésvonal
- Pleisztocén szelektív pozitívjellegű mozgást végző rög
- Szelvény iránya

kialakult törészónának mentén süllyedt le a „Budai-hegység” triász-paleogén rétegsora, hogy azt a miocén üledékek, és a vastag vulkáni képződmények takarják be. Kézenfekvő arra gondolnunk, hogy a Pilisi-törés is a mezozoikumban, majd az oligocén alatt kialakult újraeledő szerkezeti öv mentén jött létre, hogy megnyissa a miocén vulkanizmusnak útját.

Az előrenyomuló alsó-pannon tenger képződményeit a budai oldalon a Tétényi-fennsík déli részéről ismerjük. Diósdon a fehér Melanopsis martiniánás parti homokrétegek képviselik az alsó-pannon transzgressziós képződményeket. A transzgresszió a felső-pannonban tovább folytatódott és csaknem az egész Budai-hegységet elöntötte. Apró konglomerátum—homok-képződményekkel induló agyagos-homokos üledéksorát a Csiki-hegyeken, Budaörsi hegyeken Szabadság-hegyen át a Hűvösvölgyig, majd a pesti oldalon Mogyoród felé követhetjük. A rétegsor legfelső tagját a Kakukk-hegyről, Széchenyi-hegyről és Szabadság-hegyről ismert édesvízi—bitumenes mészkő—mésziszap rétegsor képezi. A rétegsor alsó része felső-pannon és Krolop E. által meghatározott moluszkafauna alapján még azonosíthatók a Bicskei-medence és Pesti síkság hasonló rétegeivel (Szentés F. 1968). Az édesvízi mészkő felső szakaszából Krolop E. meghatározása szerint már uralkodóan szárazföldi csigafauna került ki, ami a kiemelkedés kezdetét jelzi. A rétegsor felső részének forrásmészkő-betelepülései arra utalnak, hogy a pleisztocén időszakra annyira jellemző fedett

karsztvíz eredetű forrástevékenység már ekkor kezdődött (Scheuer Gy.—Schweitzer F. 1974). Ezen megfontolások alapján az édesvízi mészkőösszlet felső részét már a felső-pliocénbe (levantei) sorolhatjuk. A pannon transzgresszióval induló ciklus ezzel befejeződött, többé nem került a Budai-hegység tenger, ill. beltenger vize alá. Az alsó-pannon transzgresszió az attikai, míg a felső-pannon erőteljes — és a harmadkor folyamán a legészakabbra előrenyomuló elöntést okozó süllyedő mozgás, a szlavóniai orogén fázisnak felel meg. A Budai-hegység ebben az időben, pontosabban már a szarmatától, nem szigeteket alkot, ahogyan azt a miocén alatt láttuk, hanem a Pilis—Dunazug-hegység félszigetét képezi. A Budai-hegység nyugati peremén a pannon időszak mozgásai a Bicskei-medence szegélytöréseit alakította ki (Földvári A. 1932., Jaskó S. 1957). Az édesvízi mészkőösszlet lerakódása után a levantei, de főleg a pleisztocén folyamán a Budai-hegység a Dunazug-hegységgel együtt gyors ütemben felemelkedett. Ezek a szakaszosan végbemenő, igen gyorsütemű, függőleges mozgások hozták létre a mai hegységet. Az első emelkedő fázis, amely a felső-pannon után következett, a kelet-kaukázusi fázisnak felel meg.

A kiemelkedés a felső-pannon végén, illetve a levantei elején kezdődött. A kelet-kaukázusi, vagy posztdáciai mozgásokkal azonosítható ez a fázis, vagy fázisok. A Budai-hegység pleisztocén fejlődésmenete még igen sok bizonytalanságot tartalmaz. Mégis hivatkozással

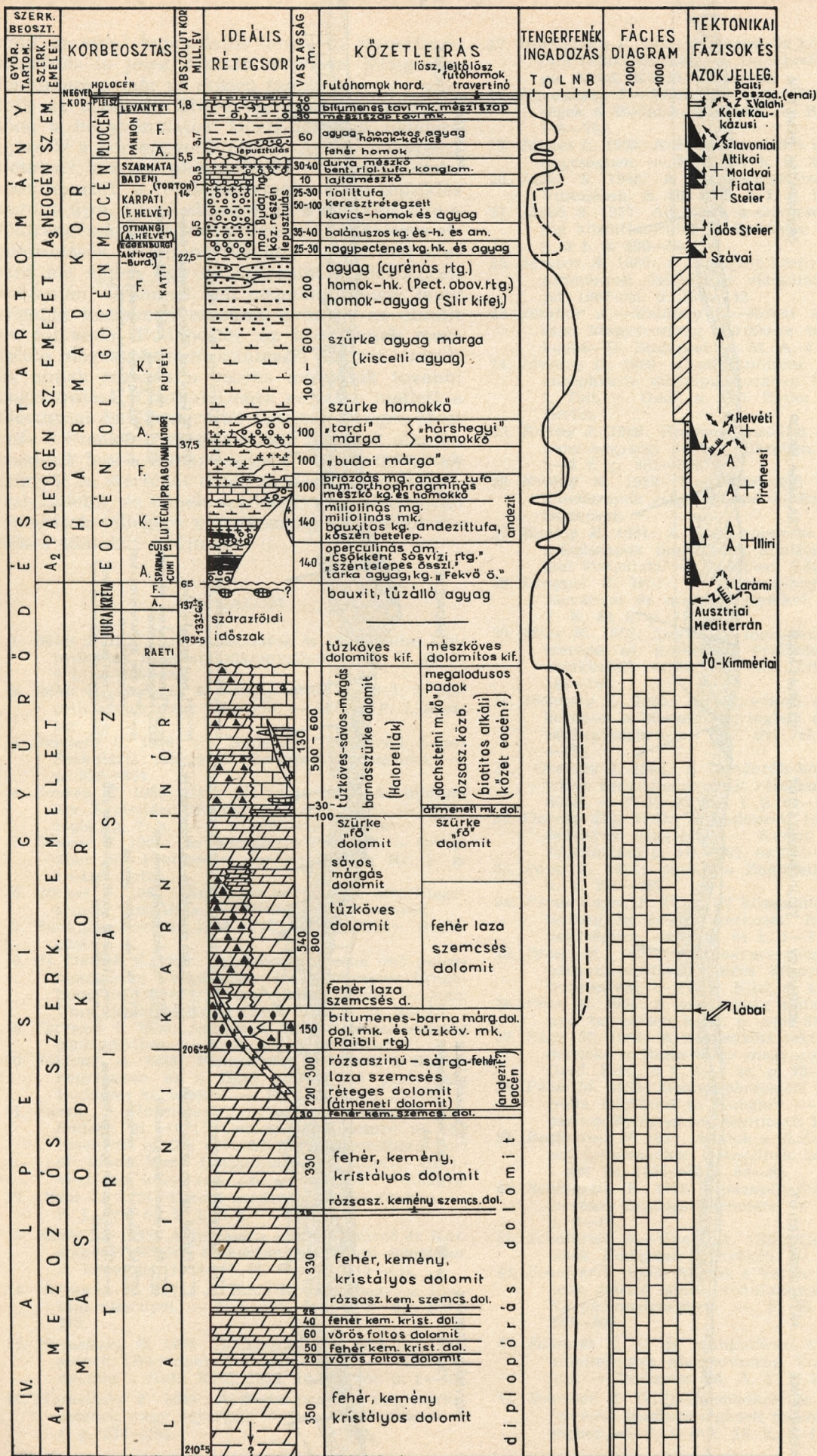


Pécsi M. (1958, 1959, 1973) Scheuer Gy.—Schweitzer F. (1974) terasz és morfológiai, valamint Krolop E. (1959, 1961, 1965) és Jánošy D. (1969) ös-lénytani vizsgálataira és saját megfigyeléseimre azt az alábbiakban ismertetem.

A Budai-hegységben a hévíztevékenység a kovás—limonitos—karbonátos impregnációk és bevonatok, a dolomit szétporlásában (Jakucs L. 1950) és hévízforrás-barlangok és travertinóképződésben jelentkezik. Ezzel kapcsolatosan több generációjú teletermális ásványkiválás is megfigyelhető. Schafarzik F. (1928) szerint az ásványkiválás sorrendje a következő: a telérkvarc—pirit—barit—fluorit után a második generáció fennőtt-ametiszt színű kvarc—dolomit—kalcit—barit és második generációjú kalcit, végül a harmadik generáció szalagos—héjas kalcitbevonata, aragonit és mésztufa (travertinó) vált ki. Feltehetően a kiválási sorrend a hévíz hőfokával függött össze, a hőfok pedig a hévíztevékenység intenzitásával. A legintenzívebb hévíztevékenységet elsősorban a Budaörs környéki hegyekben figyelhetünk meg, ahol az erős kovásodáshoz még pirit, barit megjelenése is járul. A legerősebb ásványosodásra jellemző forrástölcsér-kitöltéseket a Remete-hegy limonit előfordulásánál, a hárshegyi Báthory-barlangban, csillaghegyi Róka-hegyen (Ozoray Gy. 1960) figyelhetünk meg. Valószínűleg ezek voltak azok a helyek, ahol a hévízforrások először törtek fel. Úgy látszik a Csiki-hegyek—Szabadság-hegy—János-hegy—Hárshegy—Remete-hegy által bezárt terület volt az a része a hegységnek, amelynek szegélye mentén az előrehaladó völgybevágódás először nyitott utat a hévizeknek. Ma is ez a terület emelkedik ki legjobban és a recens pozitív mozgások is itt a legerősebbek. Ehhez a forrástevékenységhez kapcsolhatók azok a legidősebb travertinó-előfordulások, amelyeket a Szabadság-hegy K-i oldalán az Alkony u., Fenyő u. környékéről ismertetnek Scheuer Gy.—Schweitzer F. (1974), valamint a máriaremetei — régebben ismert — travertinó-előfordulás. Az előzők az Ős-Német-völgyi patak, az utóbbi az Ördög-patak terrasz-képződésére települtek. Koruk egyelőre az alsó-pleisztocénbe tehető. *Ha a teraszokat és a reájuk települő travertinószinteket egy-egy nyugodtabb, a bevágódó időszakot pedig gyorsan emelkedő fázisnak vesszük, úgy minden színt a Budai-hegység kiemelkedésének egy-egy fázisát rögzíti.* A levantei—alsó-pleisztocén időszakban keletkezettek azok az ÉNy—DK-i irányú törések, amelyek a Szabadság-hegy felső-pliocén édesvízi mészkőrétegeit megtörték (Wein Gy. 1973). Ebben az időben az oligocénben kialakult Ördögárok törésrendszere is felújult, mert a János-hegyi felső-pannon 450 m t. sz. f. m.-u színlőt a Húvösvölgy ÉK-i szegélyén már csak 275 m magasságban találjuk. Viszont a Várhegy felső-pleisztocén (Riss) travertinóját már nem érintette az Ördögárok törésrendszere. A mozgásokat az alsó-pleisztocénben lezajlott Wallachi I. és II. fázisokhoz kapcsolhatjuk. A középső-pleisztocénben további négy travertinó szint

keletkezett. Ezek: 1. Vérhalom—Szemlő-hegy, 2. Gellért-hegy—Törökvesz u.—Húvösvölgy—Ezüst-hegy felső, 3. Arany-hegy—Majdan-fennsík és végül 4. Budai várhegy. A felső-pleisztocénben még két travertinószintet ismerünk, és pedig a Csúcshegyit és a Rómaifüredőt. A középső-pleisztocén-mozgásokat a Passzadéna I. és Passzadéna II. (Bakui f.), valamint a középső-pleisztocén felső részére helyezett Balti mozgásoknak tulajdonítjuk. A Pesti-síksághoz viszonyítva, összehasonlítási szintül a felső-pannon réteget véve, az alsó-pleisztocénben mintegy 120 m-t a középső-pleisztocénben 100 m-t és a felső-pleisztocénben 60 m-t emelkedett a Budai-hegység. Ha a Duna mai szintjét és a legmagasabb forrástölcsérek helyét az egész pleisztocénre vonatkozólag vesszük figyelembe, úgy ez az érték, mintegy 370 m. A hévízforrások egészen a mindél végéig (Budai várhegy) a kelet felé lefutó völgyekben mindig mélyebb szinten fakadtak. A felső-pleisztocénben (günc) a nyugat felé eltolódó Duna veszi át szerepüket. A Duna mai völgyének kialakításában a Budai-hegység K-i előterében keletkezett peremi süllyedékek fontos szerepe volt. Ez a süllyedő mozgás, amely a pleisztocénben kiemelkedő hegységeink körül elősüllyedék kialakulását okozza, a Budai-hegységben is megfigyelhető (Moldvai D. 1961). Ezután napjainkig a Duna mélyülő partvonalala lesz a hévízforrások fakadási helye. A pleisztocén mozgások nemcsak emelkedésben, hanem mint már említettem törések és peremi elősüllyedékek kialakulásában is megnyilvánultak. Több helyen sikerült megfigyelni, hogy egészen fiatal limonittal bevont repedések mentén (tehát pleisztocén hévíztevékenység után) függőleges és horizontális irányú vetőpáncélok keletkeztek. A meredeken kiemelkedő Duna jobb parti mezozóos kőzetekből felépült sziklaormai (*Törökugrató, Budaörsi hegyek, Sas-hegy, Gellért-hegy, Rózsadomb, Róka-hegy*) diapír-jellegű mozgást árulnak el, amennyiben mintegy kiperesztődnek az őket befedő meredekre állított harmadkori rétegekből. Helyenként még a würm lösz-, ill. heglábtörmelék is, így az Ördög-ormnál, Pilisszentivánnál 15—20°-os kibillenést szenvedett a felső-pleisztocén folyamán. Ezek a mozgások a kelet felé hátráló hévízvonálnak tanúsága szerint az egész pleisztocén folyamán folytatódtak. A pleisztocén mozgások, az eddigi megfigyelések szerint nem számítva a pliocén végieket, összesen 8 szakaszban mennek végbe. A vízszintes elmozdulásokra utaló vetőpáncélok arra utalnak, hogy nemcsak függőleges, hanem vízszintes komponense is volt a mozgásoknak. Itt utalok Bendefy L-ra (1958), aki a recens mozgásoknak, amiket a magasabbrendű szintezési pontok mérései alapján sikerült regisztrálni, nemcsak függőleges, hanem horizontális, mégpedig nagyjából ÉNy-ról DK felé irányuló mozgásokat tulajdonít.

A Budai-hegység mai térszíni formája a mély völgybevágódások és hegyvonulatok a középső-pleisztocén folyamán kellett, hogy kialakuljanak, amikor a passzadénai mozgások hatására a legerőteljesebb volt az emelkedés,



A Budai-hegység kronotektonikai táblázata
Szerkesztette: Dr. Wein György 1972.

FÖLDTANI SZELVÉNY PÁTY-SOLYMÁR-POMÁZ VONALÁN

SZEKESZTE TTE: DR. WEIN GYÖRGY 1972

DNY

BICSKEI-MELENCE PÁTY-BUDAKESZI ÚT

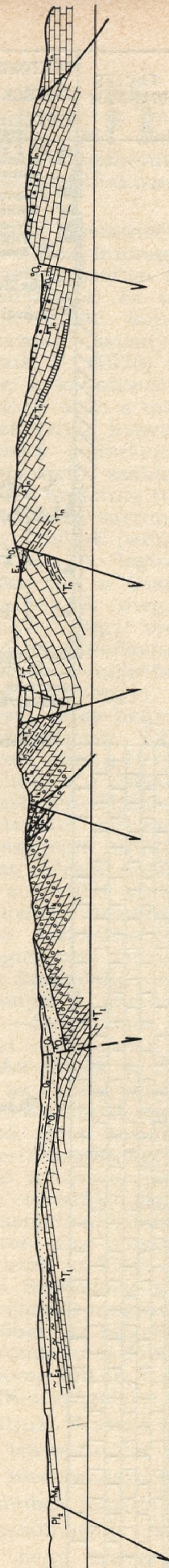
HIDEG-VÖLGY TELKI-BUDAKESZI ÚT

SZARVAS-ÁROK

JULIANNA-MAJOR

ÖRDÖG-PÁTKA REMETE-H.

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000



ÉK

SOLYMÁRI-MELENCE

So-43

SOLYMÁRI-ÁROK

SOLYMÁR ARANY P.

VM.

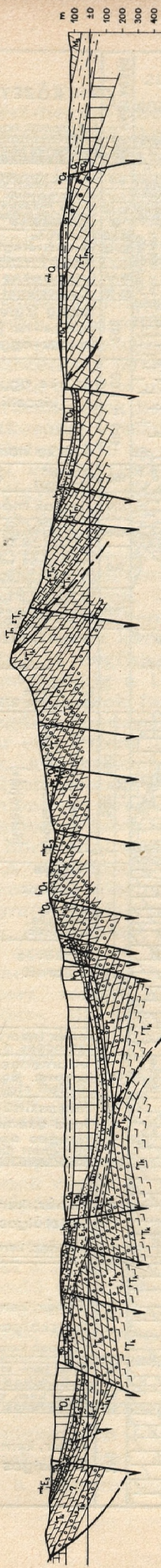
NAGYKEVÉLY

PILISI-TÖRÉS

POMÁZ

MAUZ.

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000



- M₀ pleisztocén travertinó
- Pl₁ felső pannon agyag-homok
- M₃ szarmata durva mészkő
- M₂ helvéc-törten rétegek
- O₃ felső oligocén agyagos-homokos rétegek

- O₂ középső oligocén am./kiscelli agyag/
- O₁ alsó oligocén tk.-kg./Hlyshgyi hk./
- M₃E₃ felső eocén numm. mk.
- M₃E₂ felső eocén alap kg.
- E₁ középső eocén mg.-elegyes vízű és dthalmazott rtg.

- E₁E₁ első eocén szenttelepes-ferrésztrikus összlet
- T_n nőri dachsteini mk.
- T_n1 nőri dachsteini mk. nagy Megabodusokkal
- T_n2 nőri dachsteini mk.-ben rózsaszínű pad
- T_n3 nőri mészkő-dolomit /dtmeneti dolomitos mk./

- T_n4 karni sima főrészű dolomit „fő dolomit”
- T_n5 karni laza, fehér, szemcsés dolomit
- T_n6 alsó karni „vábli” márga-márgás dolomitos mk.
- T_n7 felső ladini /dtmeneti/ rózsaszínű laza, szemcsés dolomit

amit az ezzel kapcsolatos terasz és travertinóképződés is jelez. Ezután a würm jellegzetes lösztakarója már az erősen tagolt felszínre hullott, az uralkodó ÉNy-i széliránynak megfelelően a hegvyonulatok keleti-délkeleti oldalára ejtve le a por nagyobb részét. Az így nagyrészt betakart középső-pleisztocénben kialakult szabdalt térszint, a felső-pleisztocén völgyképződés tagolta újra. Végül előttünk áll a mai kép, ami a földrengésekben is megnyilvánuló függőleges elmozdulások, valamint Bendefy L. mérései szerint ma éppen úgy mozog, mint a pleisztocén folyamán. Örömmel kell megállapítanom, hogy régebbi kezdeményezésünk nyomán az elmúlt év folyamán Budapesten az igényeknek megfelelő magasabbrendű szintezési hálózat létesült és annak mentén a recens mozgások további regisztrálását Csatkai Dénes vezetése mellett a Geodéziai és Kartográfiai Egyesület végzi. Most már 3 évenkénti megismétlődő mérések alapján módunk lesz a Budai-hegység mai mozgásainak irányát és mértékét exakt módszerek segítségével észlelni, és ennek segítségével a pleisztocén mozgások jellegére vonatkozólag is további értékes adatokat gyűjteni.

IRODALOM

- Báldi T. 1958: Adatok Budafok és Törökbalint környékének rétegtani viszonyaihoz. — F. K. 88 k. 4 f. p. 428—436.
- Báldi T.—Horváth M.—Nagyvarosi A. 1973: A kiscelli agyag, mint formáció. — M. Á.; F. I. adatlár.
- Bendefy L. 1958: (in Budapest Természeti Képe) Szekuláris mozgások Budapest térségében. — p. 325—351.
- Boncev, E. 1953: Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden (Kraistiden-Lineament). — Geologie Jg. 7. h. 3—6. p. 409—419. Berlin.
- Boncev, E. 1967: Der Kraistiden Problem. — Symp. über die Problemen der Kraistiden. Nr. 1. p. 1—116. Sofia.
- Böcker T. 1969: Budapesti hévízkutak összefüggéseinek vizsgálata. — Vízügyi Közlemények.
- Budapest hévizei: 1968. VITUKI kiadvány. Budapest.
- ifj. Dudich E. 1959: Paleogeographische und paleobiologische Verhältnisse der Budapester Umgebung im Obereozän und Unteroligozän. — Ann. Univ. Budapestensis Sect. Geol. 2. p. 53—87.
- Ferenczi I. 1926: Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. — F. K. 55. k. p. 196—211.
- Földvári A. 1932: Pannonkori mozgások a Budai-hegységben és a felső pannon tó partvonala Budapest környékén. — F. K. 61 k. p. 51—63
- Fusan O.—Ibrmajer J.—Plançar J.—Slavik J.—Smisek M. 1971: Geological structure of the basement of the covered parts of southern part of inner West Carpathians. — Zborn. Geol. vied zap. karp. rad. ZK. — zvaz 15. Bratislava.
- Gidai L. 1972: Dorogi medence. Eocén földtan. — F. I. évk. 55. k. I. f. p. — 140.
- Hajós M. 1955: A földalatti vasút Vérmező és Kosuth tér közötti szakaszának földtani felépítése. F. I. évi jel. 1953-ról. II. rész. p. 445—451.
- Hofmann K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — F. I. évk. 1 k. p. 0—61., 199—273.
- Horusitzky H. 1939: Budapest Duna jobb parti részének (Budának) hidrogeológiája. — Különlenyomat a Hidr. Közl. 1938. 18. sz.-ból. p. 1—404.
- Horusitzky F. 1943: A Budai-hegység hegy szerkezetének nagy egységei. — Besz. a vitaulések. 5. f. p. 238—253.
- Horusitzky F. 1958: Budapest és környékének földtani fejlődésmenete. — Budapest Természeti Képe. Akad. Kiadó. Budapest.
- Horusitzky F.—Wein Gy. 1962: Érckutatási lehetőségek a Budai-hegységben. — B. K. L. 95 k. p. 749—753.
- Jakucs L. 1950: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. — F. K. 80 k. p. 361—377.
- Jaskó S. 1948: A Mátyáshegyi-barlang. — Besz. Vitaulések. B. 10. k. 1—5 f. p. 133—155.
- Jaskó S. 1957: Adalékok a Gerecse- és Pilis-hegység közötti terület földtanához. — F. I. évk. 46 k. 3 f. p. 496—502.
- Jámbor Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — F. I. évi jel. 1967-ről. p. 135—142.
- Jámbor Á.—Moldvay L.—Rónai A. 1966: Magyar-ázó Magyarország 200 000-es térképsorozatához L—34—II. Budapest. — M. Á. F. I. kiadvány.
- Jánossy D. 1969: Stratigraphische Auswertung der europäische mitteleozänen Wirbeltier fauna I. Teil. — Geol. u. Pal. Reihe A. 14 Bd. 4. h. Berlin.
- Kókay J. 1968: Hegységképződési elméletek a Bakony-hegységi adatok tükrében. — F. K. 98 k. 3—4 f. p. 381—393.
- Krolop E. 1959: Buda-környéki alsó pleisztocén mésziszapok csigafaunája. — Egyet. doktori ért. Budapest.
- Krolop E. 1961: A Buda-környéki alsó pleisztocén mésziszapok faunájának állatföldrajzi és ökológiai vizsgálata. — Budapest. Kézirat.
- Lengyel E. 1951: A Dunazug-hegység andenzitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — F. K. 81 k. p. 119—130.
- Mike K. 1963: Szerkezeti mozgások morfogenetikai szerepe és gyakorlati érzékelése a Dunántúl északkeleti részén. — Földr. Ért. 12 évf. 2. f. p. 145—166.
- Moldvay L. 1966: A negyedkori szerkezet alakulás kérdései a Mecsek-hegységben és a Magyar középhegységben. — F. I. évi Jel. 1964-ről. p. 209—220.
- Oravetz J. 1963: A Dunántúli-középhegység felső triász képződményeinek rétegtani és fácies kérdései. — F. K. 93 k. 1 f. p. 63—73.
- Ozoray Gy. 1960: A budapesti hévizes barlangok ásványos kitöltése. — Karszt és Barlangkút. Tájékoztató p. 471—487. és 533—534.
- Papp F. 1934: Bauxit a Zugligetből. — F. K. 64 k. p. 266—267.
- Pávai Vajna F. 1934: Új közetelőfordulások a Gellérthegyen és új szerkezeti formák a Budai-hegységben. — F. K. 64 k. 1—3 f. p. 1—11.
- Pécsi M. 1957: A magyarországi Duna-teraszok párhuzamosítása a Bécs környéki és vaskapui teraszokkal. — Földr. Közl. 81 k. 5 f. p. 259—282.
- Pécsi M. 1958: A pesti síkság kialakulása. — Budapest természeti képe. p. 248—310. Budapest.
- Pécsi M. 1959: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. Geof. Közl. 8 k. 1—2 sz. p. 73—83.
- Pécsi M. 1973: Geomorphological Evolution of the Buda Highland in Hungary. — I. Polnisch-Ungarisch Symposium. Szymbark 26—30 szept. 1973.
- Rozlozsnik P. 1935: Adatok a Buda-Kovácsi-i hegység ó-harmadkori rétegeinek ismeretéhez. — F. I. évi jel. 1925-ről. p. 65—68.
- Schafarzik F. 1928: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. — F. K. I. k. (1921) p. 9—14.
- Schafarzik F.—Vendl A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — Budapest.
- Scheffer V. 1963: Adatok a Vardaridák és a Bánátiarok felszín alatti vonulatainak követéséhez a Kárpát-medencében. — F. K. 93 k. 3 f. p. 286—303.
- Schmidt E. R. és munkatársai 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország Vízföldtani atlaszához. — Budapest. M. Á. F. I. kiadvány.
- Schréter Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai-hegységben. — F. I. évk. 19. k. 5. f. p. 181—228.

45. *Schréter Z.—Szóts E.—Horusitzky F.—Mauritz B.* 1958: Budapest és környékének geológiája. — Budapest természeti képe. p. 34—145. Budapest.
46. *Sólyom F.* 1960: A tatabányai barnaköszén-medence földtani felépítése és fejlődésének története. — Budapest. Kand. ért.
47. *Szabadvári L.* 1966: A Bicskei-medence triász időszaki medencealjának domborzati térképe. — Geof. Int. 1966 évi jel.
48. *Szabadvári L.* 1971: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. — Geof. Int. évi jel. 1970-ről p. 18—21.
49. *Szalai T.* 1937: Paleogén vulkáni láva a magyar közbenső tömeg „O” vonala mentén. — Bány. Koh. Lapok 70 k. p. 306—308.
50. *Szentes F.* 1934: Hegységszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevény környékén. — F. K. 64 k. p. 283—295.
51. *Szentes F.* 1968: Magyarázó az L—34—I. Tatabánya 200 000-es laphoz. — M. Á. F. I. kiadvány Budapest.
52. *Telegdi Roth K.* 1928: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati részén (peremén). — F. K. 57 k. p. 32—41.
53. *Tollmann A.* 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Stuttgart. Geotekt. Forschungen 21 h.
54. *Vigh Gy.* 1933: Adatok a Dunántúli-középhegység felső triász kori képződményeinek ismeretéhez. — Bány. Koh. L. 66 évf. 13—14. sz. p. 289—295.
55. *Vigh Gy.—Horusitzky F.* 1940: Karszthidrológiai és hegységszerkezeti megfigyelések a Budai-hegységben. — F. I. évi jel. 1933—35-ről. p. 1413—1454.
56. *Wein Gy.* 1969: Tectonic review of the neogene-covered areas of Hungary. — Acta Geol. 13 k. p. 399—436.
57. *Wein Gy.* 1969: Magyarázó Budapest 10 000-es térképsorozatának Budaörs 405 422 sz. lapjához. — M. Á.; F. I. adattár.
58. *Wein Gy.* 1970: Magyarázó Budapest 10 000-es térképsorozatának Budapest XII. kerület 405—244 sz. (Jánoshegy) lapjához. — M. Á. F. I. adattár.
59. *Wein Gy.* 1972: Magyarország neogén szerkezeti-földtani fejlődésének összefoglalása. — Földr. Közl. Új évf. 20. (96) k. 4 sz. p. 302—328.
60. *Wein Gy.* 1973: A budapesti földalatti vasút 1970-ben létesített Batthyány-tér—Déli pályaudvar közti szakasz földtani felépítése. — F. I. évi jel. 1971-ről. p. 199—205.
61. *Wein Gy.* 1973: A Budai-hegység fejlődéstörténete és tektonikája. (In: Földtani kirándulás Budapest környékén, Budapest. — Magyarhoni Földtani Társulat jubileumi ülészaka. 1973. IV. 25—27) p. 1—8.
62. *Weber B.* 1962: Thorium és ritkaföld indikációk a Budai-hegységben. — F. K. 92 k. 4. f. p. 455—457.
63. *Zelenka T.* 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNY-i részén. — F. K. 90 k. 1. f. p. 83—101.

Дь. Вейн

ТЕКТОГЕНЕЗ БУДАЙСКИХ ГОР

Будайские горы располагаются в той части Задунайского среднегорья, которая во время раннеальпийских тектонических фаз подвергалась значительному горизонтальному движению (Knickung); таким образом, простирающиеся мезозойской толщии расположено почти вкрест простираению (ЮЗ—СВ) среднегорья. В процессе геисторического развития района данная, линейно-образная зона разломов, возникшая, по-видимому, еще в доальпийское время и простирающаяся в СВ—ЮЗ направлении, возобновлялась в различных формах, оставив свой отпечаток на дальнейшем тектоническом развитии района.

Ладинско-норийская карбонатная толща среднегорной фации в доэоценовое время подвергалась весьма сильному орогеническому сжатию (австрийско-средиземноморская фаза складчатости). Под

влиянием этого сжатия, действовавшего в СЗ—ЮВ направлении, мезозойская толща сначала была собрана в весьма слабые складки, а затем образовались чешуйчатые надвиги, а также и горизонтальные сдвиги. В это время была смещена на свое современное положение мезозойская толща, образующая подавляющую массу Будайских гор.

В эоценовое время имел место средний по составу вулканизм и наступила фаза опять-таки усилий сжатия (пиренейской фазы), проявившегося на этот раз в намного более слабом виде по сравнению с предыдущей фазой складчатости. В олигоценовое время начинается тектогенез, характеризующийся разрывными нарушениями, созданными в первую очередь системы грабенов и горстов, простирающихся преимущественно в СЗ—ЮВ направлении. Кроме того сформировалась также и поперечная система сбросов.

Наконец, в плейстоценовое время, в процессе вертикальных движений сформировался современный облик Будайских гор.

A lemeztektonika és bírálata

Irta: Szénás György

A tektonikai elméleteket általában abból a szempontból szokták megítélni, hogy az alapjukat alkotó tények léteznek-e, hogy meddig mentek el a következtetések levonásában (nem merészkedtek-e a képzelet birodalmába) és, hogy mennyire alkalmasak a helyi földtani jelenségek magyarázatára. A lemeztektonikát is így elemezzük.

Az *ocean-floor spreading* jelenségére alapozott lemeztektonika lényege a következő. Az Atlanti-óceánnak körülbelül a közepén egy fiatal vulkáni hegység húzódik, amelynek átlagos relatív magassága 3000 méter. Általában víz borítja, de néhol — mint például az Azori-szigetknél, vagy Izlandnál — a magasabb csúcsok a tenger szintje fölé emelkednek. Ezt a hegysort magyarul „óceáni hátság” nevezik. Angol elnevezése: „mid-oceanic ridge”, sokkal szerencsésebb, mert egyrészt kifejezi az *óceán-középi* elhelyezkedést, másrészt pedig a „ridge” (gerincvonulat) vonalasabb értelmű szó, mint a hátság, ami azért lényeges, mert pl. az Atlanti „hátság” csaknem sarktól sarkig terjed. (A Csendes-óceán lényegében hasonló, de bonyolultabb kép jellemzi.)

A hátság gerincén, ill. tetőtengelyében egy töréssel határolt, 35—50 km széles árok (angolul: „rift valley”) húzódik, amely jelenleg is működő vulkanizmus színtere. A rift valley-t sekélyfészkü, és $M < 7$ magnitúdójú földrengések öve kíséri.

Az árokról feltételezik, hogy állandóan szélesednek, vagyis két partja állandóan távolodnék egymástól, ha az így keletkező űrt alulról állandóan utánpótlódó köpenyanyag nem töltené ki. Az új anyag nem más, mint állandóan képződő új óceánfenék.

Miközben a kőzetek az árok mindkét oldalán távolodnak és az új kőzet az árokban megszilárdul, egy különleges földtani magnetofon — a földi mágneses tér — regisztrál. A frissen megszilárdult bázisos vulkáni kőzet ugyanis a föld mágneses terében, az éppen akkor uralkodó mágneses tér irányának megfelelően polarizálódik. A mágneses tér iránya jelenleg az északi féltekén északi és lefelé mutató, a déli féltekén pedig északi és felfelé mutató. Paleomágneses vizsgálatokból tudjuk, hogy a mágneses északi pólus, jelenlegi helyzetétől 20°-nál távolabb, sok száz ezer, sőt esetleg néhány millió éve, nem volt.

Amikor az árkot kitöltő kőzet megszilárdul, az árokban egy bizonyos mágneses polarizációjú sáv jön létre. Ez a sáv polarizációját — a thermomanens mágneszettség következtében — megtartja. Egyszer azonban a földi mágneses tér iránya hirtelen megfordul. A következő effúzió már fordítottan polarizálódik, és a korábbi sávnak a szétúzás következtében félbevágott felsávja között, most egy azokhoz képest fordítottan polarizált mágneses sáv helyezkedik el.

Az átfordulások oka ismeretlen. Tény azonban, hogy a két átfordulás közötti időtartamok nem egyenlők. Nagyságrendjük — nagy általánossággal — tízezer és millió év között van. Ma már (a hívők szerint) elégséges ilyen adat áll rendelkezésre ahhoz, hogy a hátságokkal párhuzamos paleomágneses sávzottság léte felől kétség ne maradjon.

A spreading — a szétúzás — sebessége az ellentétes irányban mozgó két óceánfenékdarab sebességének az összege. Nagyságrendje cm/év és tíz cm/év között mozog. Legnagyobb a sebesség a Csendes-óceán keleti részén, legkisebb az Atlanti-óceánban. Földtani értelemben a legkisebb sebesség is nagy számítás. Az Atlanti-óceán északi része a harmadidőszak elején kezdett szétnyílni. Szétnyílása tehát mintegy 70 millió évet vett igénybe. A jóval szélesebb Csendes-óceán szétnyílásához 100 millió év volt szükséges.

A szétúzást fenékminta-vizsgálatok is megerősítik. A hátságtól bármelyik irányban távolodva ugyanis egyre idősebb bazaltokat és egyre idősebb üledékeket fúrtak meg. Ezt állítja a spreading irodalma, kiegészítve azzal, hogy az óceánok fenekén 150 millió évesnél idősebb üledéket még nem találtak.

Az óceáni hátságokat haránttörések tagolják. A kisebb haránttörések azért keletkeznek, mert a hátságtól távolodó lemezek (a lemezek leírását később adjuk meg) nem síkon, hanem gömbfelületen mozognak. A relatív elmozdulás tulajdonképpen rotáció. A spreading rotációs tengelye nem azonos a Föld forgástengelyével. Ennek gömbi geometriai következményei (Euler) hozzák létre azokat a feszültségeket, amelyek a haránttörésekben és az ezekkel járó földrengésekben oldódnak fel. A lemezek — amint majd látjuk — nem nagyon vastagok; a súrlódásnál nagy feszültségek nem lépnek fel; a vulkáni tevékenység magkamrái sem nagyon mélyen vannak. Mindez megmagyarázza, hogy a hátságok földrengései miért sekélyfészküek, és magnitúdójuk miért kisebb 7-nél.

Azokat a haránttöréseket, amelyek mentén nem csak a lemez egyes darabjai egyenlítik ki az említett feszültségeket, hanem amelyek mentén két lemez — egymáshoz súrlódva — érintkezik, az angolszász irodalom „transform fault”-nak nevezi. A kifejezést azonban elég következtetetlenül használják, mert a szerzők hol csak a lemezérintkezési haránttörést, hol pedig minden hátsági haránttörést ezzel a szóval illetnek. A tágabb értelemben vett transform fault-ok mentén nagy vízszintes elmozdulás nincs, hiszen egy-egy lemez, mint egész mozog.

A spreading tehát azt jelenti, hogy az óceánfenék egy pontja több ezer kilométeres utat tehet meg. A pont azonban önmagában nem mozoghat, tehát fel kell tételezni, hogy az óceánfenék egy úszó merev lemez teteje. A hátságtól (amelyet most már spreading központnak is nevezhetünk) két merev lemez úszik

ellentétes irányban, mindaddig, amíg valamilyen akadályba nem ütközik. Az akadály természetesen nem lehet más, mint egy másik lemez. A lemezek ütközési sávja nagy tektonikai törtenések zónája. Mielőtt azonban ezeket a történéseket megvizsgálánánk, nézzük meg közelebbről a lemezeket.

A föld kérgét már viszonylag régen ismerjük. Azt is régen tudjuk, hogy a legfelül levő — és a kéreg egészéhez képest legtöbbször elhanyagolható mennyiségű — üledékes rész nem számítva, a kéreg egy felső — granitoid —, és egy alsó — gabbroid — „rétegre” oszlik. Ez a durván kétréteges kéreg a felső köpeny ultrabázisos, szilárd halmazállapotú, de az adott dimenziók mellett plasztikusan viselkedő közelein, izosztatikusan úszik. A kéreg átlagos vastagsága 30—35 kilométer. Ebből mind a gabbroid, mind pedig a granitoid öv körülbelül fele-fele arányban részesedik. A két övet elválasztó határfelületet *Conrad*-felületnek, a kéreg talpát pedig *Mohorovičić*-felületnek nevezzük.

Azt már kevésbé régen tudjuk — és ehhez az új ismerethalmazhoz a magyar szeizmikus mélyszondázások is jelentős mértékben hozzájárultak —, hogy a kéreg vastagsága, a kérgen belül pedig a granitoid és gabbroid öv vastagságának egymáshoz való viszonya, valójában erősen differenciált, és a differenciáltságnak tektonikai jelentősége van. Kontinentális, táblás vidéken általában az említett átlagos vastagságot találjuk és a kérget felépítő két öv viszonya is általában normális. Lánchegységek alatt azonban a kéreg vastagsága a 70—80 kilométert is elérheti, rendszerint a granitoid öv túlsúlyával. Az óceánok jelentős részén a kéreg vastagsága mindössze néhány kilométer, és gabbroid (néhol a kéreg hiányzik). A medencékben is vékonyabb a kéreg a normálnál. A Kárpát-medencében például az átlagos kéregvastagság 24 kilométer, a granitoid öv túlsúlyával. A Fekete-tenger medencéjében az átlagos kéregvastagság 18 kilométer, és a granitoid rész teljesen hiányzik.

A köpenyről a közelmúltig alig tudunk valamit. A Nemzetközi Geofizikai Év és az Upper Mantle Project kutatásai azonban — az utóbbi tíz évben — a köpenyre vonatkozó ismereteinket jelentős mértékben kibővítették. Ekkor vált bizonyítottá (MT mélyszondázásokból) az a korábbi — kissé bizonytalan — szeizmológiai információ, hogy a felső köpeny korántsem homogén, hanem felső — 80—200 kilométer vastag — burka alatt egy olyan öv feszik, amely glóbusz-szerte létezik, amelyben a szeizmikus hullámterjedés sebessége hirtelen csökken, holott lefelé növekednie kellene, és amelyben az elektromos vezetőképesség hirtelen megnövekszik, holott lefelé csökkennie kellene.

Mindebből arra következtettek, hogy ebben az övben a hőmérséklet is nagyobb, mint alatta vagy felette; sőt, ez az öv valószínűleg olvadt állapotban van. Ezt az övet *asztenoszférának* nevezték el. A felette levő, rajta úszó felső köpenyrész a kéreggel együtt a *litoszféra* elnevezést kapta. A litoszféra tehát maga a lemez. Pontosabban: az a 6—8 hatalmas lemez,

amelyet ez az elmélet feltételez, alkotja a Föld litoszféráját.

A lemeztekonika szemléletével tehát a litoszféra szorosabb egység, mint a kéreg, és a kéregnek alig van önálló élete, a teljes litoszféra sorsában osztozik. A litoszféra lemezei azok a tektonikai alapegységek, amelyek az asztenoszférán úszva, spreading-központjuktól (az óceáni hátságok rift valley-jétől) távolodnak és a rajtuk levő kontinenseket is magukkal viszik.

A lemezek csak addig úszhatnak, amíg egy másik lemezbe nem ütköznek. A litoszféra összefüggő volta pedig azt jelenti, hogy minden lemez valahol mindig ütközik. Az ütköző lemeznek valamilyen módon fel kell emésztődnie, és a felemésztődésnek számos földtani—geofizikai következménye kell, hogy legyen.

A lemezek *vége* (angolul: trailing edge) tehát az óceáni hátságok rift valley-jénél van. A lemezek *eleje* vagy *vezető éle* (angolul: leading edge) ott van, ahol az egyik lemez a másikba ütközik. A lemezek *széle* egy-egy transform-fault, amelynek mentén a lemez sűrűlődvá elmozdul.

Az óceáni lemez átlagos vastagsága 70—100 km, a kontinentális lemezé pedig 150—200 km. Ennek a jelenségnek okát — tudomásunk szerint — eddig nem vizsgálták. Ez valószínűleg a lemeztekonika szemlélete miatt van, mert a lemeztekonikában nem az óceán és a kontinens az elsőrendű tektonikai egység, hanem a lemez. Egy lemezen belül óceán és kontinens is van. (Szerző a kontinentális lemez szisztematikusan nagyobb vastagságát litoszféra-izosztáziával magyarázza.)

A lemeztekonika újjászülte Wegenernek, annakidején annyit bíralt, kontinensvándorlási elméletét. Amíg azonban Wegener kizárólag a kontinenseket — és csak kéregmélységig — „úsztatta” a felső köpenyen, a lemeztekonika a litoszférikus lemezeket úsztatja az asztenoszférán. A litoszférának pedig a kontinensek csak kiemelkedő (és tegyük hozzá: az asztenoszférába mélyebben süllyedő) részei.

Wegener *Pangea*-ját, vagyis azt az egykor összefüggő őskontinenszt, amelynek szétdarabolódásából és szétúszásából alakult ki a mai kontinens-konfiguráció, a lemeztekonika átvette. Ezzel, amint majd látjuk, inkább terhet vett át.

Amit a lemeztekonikáról *eddig* vázlatosan leirtunk, többé-kevésbé ténynek tekinthető. A lemezek mozgását ugyan eddig még mérésekkel, konkrétan nem mutatták ki, de a többi jelenség geofizikai méréseken alapulónak látszik, illetve a geofizikai mérések adatait így is lehet értelmezni. Az egyéb értelmezési lehetőségek rejtik magukban a bírálat lehetőségét, de itt még csak az alapul szolgáló adathalmaz elégséges, vagy elégtelen voltát vizsgálhatnánk, ha a lemeztekonikát már most bírálni akarnánk. A következő részben azonban, ahol azokat a jelenségeket, eseményeket ismertettjük, amelyek, az elmélet szerint, a lemezütközési sávokban történnek, már elég sok spekulatív elemmel találkozunk.

Az eddigiek értelmében a lemezütközési

sáv nem szükségképpen kontinens—óceán határon van. Afrika például *benne* van egy lemezben, ezért partjainál különösebb tektonikai események nem történnek. Az elmélet szerint Afrika és Dél-Amerika a felső-kréta időszak előtt összefüggött. Szemben levő parvonalaik egybevágása mellett, a megfelelő parti fáciesek morfológiai és paleontológiai korrelációja erre enged következtetni.

Dél-Amerika csendes-óceáni partja ellenben, az elmélet szerint, két nagy lemez ütközési sávja. Az óceáni lemez itt egy körülbelül 45° dőlésszögű lehajlással a kontinentális lemez alá csúszik. Ezt a jelenséget *szubdukciónak* nevezik. Azt állítják, hogy a felső köpeny fizikokémiai tulajdonságai megengedik a szubdukciót. Konkrét geofizikai bizonyítékként pedig a földrengésekben mutatkozó szabályszerűséget említik. A part közelében ugyanis, ahol a szubdukció megkezdődik, sekélyfészekű földrengések öve húzódik. A kontinens belsejében ellenben 6—70 km mélységig rengések fészkeit mutatták ki. Ezek a rengések a „szubdukált” lemez mozgásának homlokterében felhalmozódó feszültségekből pattannak ki. Epicentrumaik tehát ilyenkor a parttól körülbelül 500 km távolságra vannak; a hipocentrumok pedig azon a lejtőn helyezkednek el, amelyet a köpenybe visszatérő és megsemmisülő lemez alkot.

Minden megfontolt szerző egyetért abban, hogy a szubdukció mechanizmusa valójában tisztázatlan. Ugyancsak egyetértenek abban is, hogy a szubdukció első terméke és elengedhetetlen követelménye egy *mélytengeri árok*, amelynek mélysége a 9 kilométert is elérheti. Az egyes vélemények közötti eltérés főleg abban mutatkozik, ahogyan az ütközési sávoknál levő tényleges tektonikai egységeket a szubdukcióval kapcsolatba hozzák.

Van aki azt állítja, hogy a szubdukció során alábukó lemez a felületén magával hurcolt mély- és nyílttengeri üledéket nem viszi magával a köpenybe, hanem azt a másik lemez mintegy lekaparja róla, az árokban felhalmozza és a folyamatos mozgás kompressziója végülis lánchegységgé gyüri.

A legtöbb nagy-lemezt tektonikus erősen pacifikus szemléletű (és ismeretű), ami nem csoda, hiszen többségük amerikai, de bármily szépen követi is a Sierrák és Andok vonulata a Csendes-óceán partját, letagadhatatlan tény, hogy ezeknek a hegységeknek a belső vonulatai prekambriumiak, tehát nem a jelenlegi spreading termékei. Ha pedig spreading a prekambriumban is volt, és — a jelek szerint — jelenségei ugyanott nyilvánultak meg, mint ma, akkor a Pangea-val baj van. (Egyébként is, Dél-Amerika nyugati partja ütközési sáv, Észak-Amerika pedig „ráfut” egy spreading központra.)

Más szerzők azt vallják, hogy szubdukció csak ún. katasztrófális összeütközésnél jön létre, vagyis olyankor, amikor a két lemez eredő ütközési sebessége a 6 cm/év értéket meghaladja. Ezek a szerzők állítják, hogy ilyenkor *kizárólag* mélytengeri árok keletkezik, tehát a lánchegységképződést szubdukcióval *nem* hozzák kapcsolatba. A szubdukció és a mélytengeri árok

szigetivekkel határolt beltengerek előterében alakul ki (pl. a Szunda-ív), és a jelenséget erős, neutrális vulkanizmus kíséri, melyfészekű földrengésekkel együtt. E kifogás szerint lánchegység csak akkor keletkezik, ha az összeütközés 6 cm/év-nél kisebb sebességgel történik, vagyis a két lemeznek van ideje és módja kölcsönös be- és kihajlással felemészteni az ütközés energiáját. A kihajlás a lánchegység, a behajlás a hegységgyökér.

A spreadingről eddig írtak arra is alkalmassak voltak, hogy a *méretekről* fogalmat alkotassunk. A lényeg az, hogy kontinensnél *nagyobb* méretek, óceánok és mélytengeri árok dimenzióiban kell gondolkodnunk, ha a lemezt tektonikáról elmélkedünk.

És mindez még csak fenomenalista leírás volt, mert a mechanizmust üzemben tartó endogén energiaforrásokról, valamint arról, hogy a „szubdukált” lemezzel a köpenyben valójában mi történik, a komoly szerzők teljes nyugalommal bevallják, hogy nem tudják. Hozzáteesszük: nem is tudhatják.

Érdemes még megemlíteni, hogy a spreading (ha van) ma sem szűnetel. Az Afrikai árok rendszere, a Vörös tenger, a Bajkál tó árokrendszere megnyíló spreading-központoknak látszanak (az angolszász irodalom ezeket is „rift--valley”-nek nevezi), sőt a Vörös-tengert „embrió-óceánnak” tekintik.

Amint láthattuk, a lemezt tektonika igen szuggesztív. Néhány leírt jelenség, sőt a lemezek léte geofizikailag bizonyítottnak látszik — globális dimenzióban!

Vizsgáljuk most meg, hogy mi szól a lemezt tektonika ellen. Neveket eddig szándékosan nem említettünk, mert egyrészt feltételezzük az olvasóról, hogy a nagy alapítók nevét ismeri, másrészt pedig ma gyakorlatilag minden tektonikus a lemezt tektonika híve. Az irodalmi hivatkozás azzal a veszéllyel járna, hogy a referencia lista hosszabb lenne, mint a cikk. Azt a tektonikust azonban, aki először szállt szembe a lemezt tektonikával, kénytelenek vagyunk név szerint idézni. Belousov (1970) szovjet akadémikus, az UMP volt elnöke, az elmélet alapjait, helyesebben: alapozását támadja. Megemlíti, hogy a víz alatti Reykjanes gerinc miocénnek „sávozott” anomáliája, a hátság tengelyében levő Izlandnak egy kétségtelenül pleisztocén vulkáni közetsorán folytatódik, tehát egy könnyen ellenőrizhető helyen a korreláció téves. Egyébként is kevésnek találja az adatokat világméretű megállapításokra. Megemlíti továbbá, hogy mivel az elmélet szerint mélytengeri árok szubdukció nélkül nincs és fordítva, az Aleuti árok ismét felborítja a szabályt, mert éppen egy spreading-központra merőleges. Itt tehát árok *van*, de szubdukcióról nem beszélhetünk. Ugyanitt az állítólagos mágneses sávok egyáltalában nem a spreadingközponttal párhuzamosak, amint illenék, hanem — megdöbbenő módon — az Aleuti-árokkal. A szabály tehát néhány helyen nem teljesül. Ez pedig azért lényeges, mert a lemezt tektonika merev szabályainak éppen úgy nem lehet kivétele, mint az egyszerűnek.

Belousov azt is megemlíti, hogy amennyiben a mágneses sávotottság bárhol, bármilyen módon valóban létezik, ennek a spreadingtől teljesen független, egyszerűbb magyarázatot is lehet adni. A mélyfészki földrengéseket ugyancsak a szubdukciótól teljesen független feszültség-felhalmozódásokkal is lehet magyarázni.

Visszavéve a szót Belousovtól, a lemeztektonika igazi nehézségei akkor kezdődnek, amikor a lemezeket úsztatják, ütköztetik és mindent globális érvennyel. A lemezek léte alig vonható kétségbe és valamelyes mozgásnak is kell lennie. Valószínűtlen azonban, hogy ezzel az elmélettel minden helyi jelenséget meg lehet magyarázni, ill. nincs értelme, hogy a Földet egyéb szerkezetalkító tényezőktől megfosszuk.

Valljuk be, hogy a lemeztektonika bármelyik lánchegységképződési mechanizmusa — eltekintve ellentmondásaiktól — legalábbis naív. Valljuk be, hogy ha a Pangea létezett, akkor a mai kontinenseket keresztül-kasul szelő prealpi geoszinklinálisokat és a táblásvidéki mély- és nyílttengeri üledékgyűjtőket nem tudjuk megmagyarázni. Márpedig ezek maradványai a kontinenseken kétségtelenül léteznek. A spreadinget jelenleg csak a kréta időszakig tudják visszavezetni. Márpedig a földtanban az aktualizmus elve nem dőlt meg. Ha tehát a Föld endogén mechanizmusa a felszínen *ma* spreadingben nyilvánul meg, akkor a kréta előtt is így kellett megnyilvánulnia. Akkor pedig vagy a nagy lánchegységek ősi belső vonulatai irreálisak, vagy pedig a Pangea.

A lemeztektonika a táblás, kontinentális tektonikát, a lassú oszcillációkat nem tudja megmagyarázni. Ugyancsak nem tudja a földtani—tektonikai folyamatok térbeli és időbeli ciklusosságát, a lemezek különböző vastagságát, a flisképződést, és még sok mást, megmagyarázni. Az izosztáziával pedig egyenesen ellentétes. Ez számunkra azért érdekes, mert a geofizikai kutatások szerint, ez a passzív tektonikai energiaforrás, éppen medencénk kialakulásában játszott fontos szerepet (Szénás, 1968, 1973). A Kárpát-medencét, ill. Kárpát-rendszert tehát lemeztektonikai vezérlés *nélkül* létrejött tektonikai jelenségek példaként tekinthetjük. Emellett szól az is, hogy az Atlanti-óceán még el sem kezdte kinyílását, amikor a Külső-Kárpátok és a Kárpát-medence üledékképződése már megkezdődött (felső kréta). A Belső-Kárpátokról és rokon szerkezeti elemeikről (preasztriai medencealjzat, akár a felszínen, akár eltakarva) nem is beszélve, hiszen ezek elemei jóval a felső-kréta előtt is éltek, és még ma is élnek spreadingtől teljesen független, vertikális mozgásokban megnyilvánuló, tektonikai életet.

*

Amikor a lemeztektonikát vagy bármelyik tektonikai elméletet bíráljuk, sohasem szabad az elmélet *egészéről* feltételezni, hogy hibás. Lám a lemeztektonikában is sok pozitív vonás van, számos jelenségre magyarázatot ad, és számos régebbi elmélet elfogadható részét rendszerébe illesztette.

Tulajdonképpen mit szabad eleve negatív értelemben bírálni? Nos, a túlzott általánosí-

tásokat és az elsietett helyi következtetéseket. Szabad bírálni, ha egy elmélet divattá válik és önmagát egyedül üdvözítőnek vallja. A lemeztektonikával — sajnálatosképpen — ez történt. Nagy tektonikusok között világszerte sohasem uralkodott ekkora egyetértés. A lemeztektonika vallássá vált és esetleges ellenvélemények nem kapják meg a megfelelő mérlegelést.

A lemeztektonikát hangsúlyozottan *globális* tektonikának nevezik. Ez részben indokolatlan, részben pedig veszélyes. Indokolatlan azért, mert semmivel sem globálisabb, mint bármelyik elődje. Veszélyes pedig azért, mert a divatokra érzékeny kutatókat arra csábítja, hogy minden — és nem csak globális dimenziójú — tektonikai jelenség magyarázatára alkalmazzák. A mai szakirodalomban sok ilyen belső ellentmondással terhelt tanulmány olvasható.

Ha valamilyen elmélet egy jelenségcsoport létezése vagy az elmélet híveinek száma szerint volna megítélhető, akkor a lemeztektonikát közfelkiáltással igaznak kellene elfogadnunk. Szerencsére azonban a tudomány nem fenomenalista módszerekkel dolgozik, és az igazság sem „demokratikus szavazással” dől el.

Az az elmélet igaz, amely egyetlen ténynek sem mond ellent és nem torkollik saját struktúrájából folyó ellentmondásokba. A lemeztektonika pedig torkollik. Bírálását tehát — mint minden elmélet — magában hordja.

A lemeztektonikának szinte általános diadala egyelőre csupán kezdeti *intenzitás*. Megalapozott a remény, hogy a mérési adatok szaporodásával a lemeztektonika túlzásai majd elhálnak, és ez az elmélet is úgy jár, mint elődei: pozitív vonásai beépülnek trónfosztó utódjába, éppúgy, ahogy a lemeztektonika is magába olvasztotta a konvekciós áramok elméletét, a Kontinent-Wanderung elmélet és az Untersrömungstheorie pozitívnaik ítélt elemeit.

IRODALOM

1. *Belousov, V. V.*, 1970: Against the hypothesis of ocean-floor spreading, *Tectonophysics* 9/6, Elsevier, Amsterdam.
2. *Szénás Gy.*, 1968: A Kárpát-medence kéregszerkezete a földtan és a geofizika tükrében. *Geofizikai Közlemények* XVII. 4.
3. *Szénás Gy.*, 1973: A Kárpát-rendszer és a globális tektonikák. *Geofizikai Közlemények* XXI. 1—4.

Дь. Сэнаш

ТЕОРИЯ ПЛИТОВОЙ ТЕКТониКИ И ЕЕ КРИТИКА

В работе дается обзор основ плитовой тектоники, основывающихся на геофизических наблюдениях, а также самых принципов теории плитовой тектоники. Автор выражает сомнение относительно некоторых элементов плитовой тектоники, но саму теорию в целом в ее глобальных размерах не отрицает. Он подчеркивает также, что плитовая тектоника является глобальной тектоникой и отрицает возможность ее локального применения (например, в размерах Карпатского Бассейна).

A globális tektonika lokális problémáiról

Írta: **Balkay Bálint**

A lemeztektonikai elmélet a földtudományoknak hosszú idő óta legnagyobb fegyverténye. Egyetlen ország tudósaitól sem várható el, hogy meg ne kíséreljék azt saját földjükre alkalmazni. Pedig a globális méretekben meggyőző és szép elmélet lokális alkalmazása gyakran nem kézenfekvő, sőt olykor több problémát vet fel, mint amennyit megold. (Stegena, 1972.) Ennek fő oka feltehetőleg az a mérettartomány, amelyben a lemeztektonika működik. Az elmélet alapjául szolgáló óceánfenék-terjeszkedés és az óceáni lemezeknek a kontinenslemezekkel szembeni alátalódása több ezer kilométeres méretekben végbemenő folyamatok. Jól jellemzi ezt a tényt az elterjedt „globális tektonika” megjelölés. Ebből a globális elméletből annak megjelenése óta számtalan publikációban sok értékes lokális következtetést levontak már, és bár az elméletnek vannak megfontolt ellenzői, ezek a dedukciók egészében véve igen gyümölcsözőeknek bizonyultak. Általában azonban a jól sikerült dedukciók is több száz kilométeres nagyságrendű tartományokra vonatkoznak. Ennél kisebb méretekben rohamosan csökken a dedukció informatív ereje: optikai nyelven szólva, a kisebb mérettartományok vizsgálatában már üres a nagyítás, a kép jelentését elfedik a szemcsék, a lemeztektonikai tekintetben jelentéktelen részletek.

A deduktív gondolati folyamat természetes kiegészítője az indukció, mely lemeztektonikai alkalmazásában a tíz- és százkilométeres, ritkán egykilométeres nagyságrendben megfigyelt tényekre épít. Ilyen „nagyítással” lehet a legjobban kielemezni a más célra gyűjtött földtani, ezen belül tektonikai ismeretekből a lemeztektonika számára jelentőseket, és megkeresni azokat a még hiányzó kulcsfontosságú adatokat, melyek a lemeztektonika kicsiben való alkalmazását egyáltalán lehetővé teszik. Az ilyen indukciós láncnak, ha jól dolgoztunk, több-kevesebb illesztés után találkoznia kell a nagyobb méretek felől érkező dedukciós láncsal.

A lemeztektonika alkalmazását kárpát-medencei és magyar méretekben véleményem szerint az nehezíti meg leginkább, hogy az elébb vázolt dedukciós és indukciós lánc megalkotásának módszertana ma még meglehetősen kialakulatlan.

A lemeztektonikai elméletet megelőző tudománytörténeti korszak tektonikai tudományának legnagyobb építménye a hegységképződési ciklusok elmélete (a tavábbiakban, egyszerűség okából, „hegységképződési elmélet”) volt. Ez a lényegében történeti, időbeli rendező elvű elmélet a tektonikai jelenségeket több százmillió éves folyamatosorokba rendezte. Induktív—deduktív felépítésének mintegy fél évszázada alatt a tektonikusok valósággal mesteri fokra vitték a nagyvonalú elméletnek a részletekre való alkalmazását, az átfogó hegységképződési folyamatok és a földkéreg egyes bonyolult részleteinek egy-

másrahatásából eredő egyedi jelenségek értelmezését.

Ezzel szemben a lemeztektonika alapvetően recens és geofizikai ihletésű elmélet, amely voltaképpen minden közvetlen földtani megfigyelés nélkül fölépíthető; igaz, hogy a megelőző földtani elméletek — köztük a hegységképződési elmélet — tényanyagát különösebb erőltetés nélkül képes magába olvasztani, sőt új megvilágításban az eddiginél érthetőbbé tenni. Például a szerkezeti mozgások világméretű egyidejűségének Stille-féle gondolata — az erősítő kivételekkel együtt — a globális tektonikának természetes következménye, noha a ciklusosság okadatolásával a lemeztektonika is adós még. Általánosságban elmondható, hogy a lemeztektonika rendező elve térbeli, és a jelenségek térbeli elrendeződését igen jól értelmezi, de a hegységképződési elmélet időbeli jelenségszűrésének illesztése a lemeztektonika pillanatfelvételszerű ábrázolásmódjához még hátravan.

Ugyancsak hátravan a nagyvonalú elméletnek a bonyolult helyi részletekre való alkalmazása is. Az atlanti- és indiai-óceáni hátság, az andi torlódás, az afrikai árkok, melyekre az elmélet alapul, persze egyszerűen és természetesen értelmezhetők. Az elmélet legnagyobbjai szerint — ha fáradozásaik irányát helyesen értelmezzük — ma a másodrendű nagytektonikai elemek terepi megfigyelése és értelmezése a fő feladat (Teheránban volt alkalom meghallgatni Xavier Le Pichon beszámolóját Görögország adriai, ill. Irán perzsa-öböli partján végzett vizsgálatairól). De a Kárpát-medence, mellyel a hegységképződési elmélet is annyit bajlódott, nagyobb erőpróbát sejtet: itt a Föld szerkezetileg legkaotikusabb hegylánrendszerének egyik legkevésbé feltárt részén — mellyel e tekintetben talán csak a Karib-térség vetekedhet — lesz az elmélet alkalmazása minden bizonnyal a legnehezebb.

Közismert, és csak érinteni érdemes, hogy a mediterrán—alp—kárpáti öv egyik legszembeötlőbb sajátja az egymásra következő hegységképződési ciklusok bonyolult fonadéka, vagyis az, hogy az időben egymást követő sebhelyvonalak (Kraus: Narbe; mai terminológiánk szerint: szubdukció) térben szétágaznak, majd újra egyesülnek és újra szétválhatnak (virgáció). A szerkezeti szintézishez elegendő mértékben éppen ezért voltaképpen csak az alpid ciklus eseményeit ismerjük, de a korábbi ciklusok során megerősödött vagy éppen meggyengült kéregblokkok bonyolult mozaikja átsüt az alpid ciklus és a jelenkor szerkezetin: eltéríti az erőket, megbontja a jelenségek egyszerű térbeli szabályszerűségeit, tehát a térbeli rendező elvű lemeztektonikát voltaképpen vezérfonalától fosztja meg. Ebből következik, hogy ezen a területen a pre-alpid események lemeztektonikai értelmezése — az európai és afrikai lemez összetorlódásának helyes, de némileg triviális

állításán túl — egyelőre eléggé reménytelen. De következik az is, hogy viszont az alpid ciklus tekintetében éppen ez a terület iskolájává válhat a lemeztektonikai értelemben (és tegyük hozzá, hegységképződési értelemben is) atipikus területek értelmezésének. Ez lehet a mi legfontosabb hozzájárulásunk a lemeztektonikai elmélethez.

A hegységképződési elmélet nemigen tudott mit kezdeni az afrikai típusú árkokkal, melyeket viszont a lemeztektonika könnyedén indokol. Nem csoda, ha a hegységképződési elmélet idején az alp—kárpáti hegységrendszer és az afrikai árokrendszer keresztjeződésének problémája rendszerint elsikkadt. Holott Stille éppen az afrikai árkoknak a mediterrán szélességeken való nyomtalan eltűnésében kételkedve jutott el a Földközi-tenger—Mjösen árokrendszer jelentőségének felismeréséig, és többé-kevésbé az ő nyomában haladtak mindazok, akik azóta erre a jelenségre figyelmeztettek (Stille, 1945; Balkay, 1960a; Illies—Mueller, 1970). A lemeztektonika viszont parancsolólag írja elő e jelenségek alapos vizsgálatát, ott is, ahol nem szembeszőkők (a fő körök hosszartásának elve: l. pl. Stegena, 1972).

Fentebb már utaltam arra, hogy egy jelenség lényegéhez a mérete is szorosan hozzátartozik. Az utóbbi évek magyar földtani irodalmában ismételtelen felmerült gondolat, hogy Dunántúl nem is egy, hanem több geoszinklinális egymás mellett foglalt volna helyet (a lemeztektonikai vonatkozásokat összefoglalóan l. Szádeczky—Kardoss, 1973), helyszüke miatt, véleményem szerint nem fogadható el. Ha pedig valóban voltak Dunántúl kiterjedt geoszinklinális üledéktömegek, és ezek szubdukció révén tűntek el a mélyben, meg kellene találnunk elnyelődésük és az azt megelőző összetorlódásuk összes, nagyon jellegzetes szerkezeti nyomait. Egyébként a hegységképződési elmélet szemével nézve is hiányoznak innen mindazok a mozgásformák, melyek egy geoszinklinális életfolyamatait törvényszerűen kísérik. Itt tehát dilemma előtt állunk. Vagy megmaradunk a gyűrt környezettől eltérően viselkedő kéregrészt (köztes tömeg vagy geotumor) eszméjénél, — őszintén szólva, a mai ismeretek birtokában ez látszik indokoltabbnak, — vagy haladéktalanul meg kell keresnünk a szubdukció és/vagy jelentős vízszintes eltolódások (Szádeczky—Kardoss, i. m., Géczy 1972) szerkezeti bizonyítékait.

Ne tévesszük szem elől, hogy a szerkezeti-leg legjobban ismert pannoniai területeken, a bányákban és kőolajvidékeken, de a külszínen is, az ausztriai és pregozau (kréta-időszaki) szerkezeti fázis óta, néhány jól ismert, hosszabbban követhető torlódási front (Darnó-vonal, Litér, Mecsek—Dél) kivételével az ország egész területére a diszjunktív szerkezetalakulás a jellemző. A már idézett méretérv szerint pedig még az említett torlódási övek sem lehetnek elsőrendű szubdukciók; valószínűbb, hogy távolabbról átadódó nyomófeszültségek termékei csupán.

Számtalan olyan kisebb földtani szerkezet van az országban, melynek akár lemeztektonikai vonatkozásban, akár egyszerűen a hazai szerkezetalakulás megismerése tekintetében

nagy jelentősége lehet, de eddig nem szenteltünk neki elegendő figyelmet. Nem elemeztük eddig elegendő részletességgel a nyomó- és húzófeszültségek okozta szerkezetek mellett meghúzódó, nyírófeszültségekre visszavezethető szerkezeti formákat (a Bükk-hegység É-i előtere: Balkay, 1960b; a Balaton-felvidék sorozatos kis eltolódásai id. Lóczy térképén; a Keleti- és Nyugati-Mecsek szerkezeti különállása; az ország egész területén megtalálható számtalan vízszintes és ferde vetőkarc stb.). Pedig az ilyen szerkezetek beillesztése a lemeztektonikai képbe szintén fontos feladat (Szádeczky—Kardoss, i. m., pp. 236—239).

Végezetül engedtessek meg nekem egy szubjektív megjegyzés. Bár fiatalkori vétkeimet a földtani irodalomban a tektonika területén követtem el, több, mint tíz éve nem foglalkozom aktívan tektonikával, és nem tekintem magam tektonikusnak. Itt elmondott észrevételeimet a felhasználók, a „vevők” táborából teszem: a gyakorlati földtannak és a nem specifikusan tektonikailag jellegű általános földtani kutatásnak és térképezésnek egyaránt égető szüksége van használható tektonikai elméletre és ebből levont, ezzel kompatibilis, részletes tektonikai és szerkezetfejlődési képre. A lemeztektonika világra jöttével, úgy vélem, véget ért a tektonikai romantika, és elkövetkezett a tektonikai realizmus kora. Ennek a realizmusnak a magyar szerkezetkutatásban való meghonosítását kérjük a lemeztektonika magyar alkalmazóitól.

IRODALOM

1. *Balkay Bálint*: On some rift-like features of the Little Hungarian Plain. Ann. Univ. Budapest, Sectio Geol., III. kötet, 1960a.
2. *Balkay Bálint*: Mikrotektonikai megfigyelések a Bükk-hegység északi részében. Földtani Közöny, 90. 1. 1960b.
3. *Géczy Barnabás*: A júra faunaprovincák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. Geonómia és bányászat, 5. 3—4. 1972.
4. *Illies, J. H.—Mueller, S.*: Grabenprobleme. Stuttgart 1970.
5. *Stegena Lajos*: Lemeztektonika, Tethys és a Magyar-medence. Földtani Közöny, 102, 3—4. 1972.
6. *Stille, H.*: Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinentes mit bes. Berücksichtigung der Mittelmeer — Mjösen — Zone. Zs. d. Deutsch. Geol. Ges. 97. 1945.
7. *Szádeczky—Kardoss Elemér*: A Kárpát-pannon terület szubdukciós övezetei. Földtani Közöny, 103. 3—4. 1973.

Б. Балкаи

О ЛОКАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

Одна из подлежащих решению частичных проблем плитовой тектоники заключается в применении ее для небольших площадей, особенно, если на этих площадях эффекты плитовой тектоники скрываются другими геологическими эффектами.

По мнению автора настоящей работы Венгрия является одной из таких площадей и здесь расшифровка плитово-тектонических эффектов из совокупности их сочетания с другими не только необычайно трудная задача, но вместе с тем она может оказаться и чрезмерно полезной.

Irodalmi áttekintés a lemeztektonikai elmélet mai helyzetéről

Irták: Császár Géza—Haas János

Bevezetés

A hatvanas évek a geotektonikában a lemez- vagy új globális tektonika térhódításának évtizede volt. A földtan területén ehhez fogható gyors és általános sikert még egyetlen elmélet sem könyvelhetett el. Ennek magyarázata meg-hökkenítő egyszerűségében, a földtan területén nem mindennapi egzakt megalapozottságában és bizonyos fokú újszerűségében rejlik.

A magyar irodalom a lemeztektonikának ezideig csupán egyes — leglátványosabb — vonásait ismertette, egybevonva az elmélet kiindulási alapjául szolgáló konkrét mérési adatokat és az ezekre épülő különböző fokú interpretációkat. Rövid áttekintésünkben a következő szempontok érvényesítésére törekedtünk:

1. Áttekintést adni az elmületről úgy, hogy a témában kevésbé tájékozott olvasó számára is világosan elkülönüljenek a kiindulási alapként felhasznált tények, a különböző fokú és rendű interpretáció eredményeként született hipotetikus magyarázatoktól.
2. Bepillantást nyújtani az elmélettel kapcsolatban kialakult — gyakran a szenvedélyes megnyilatkozásoktól sem mentes — vitába.
3. Felhívni a figyelmet az elmélet megalkotói által már felvetett és az alkalmazás során felmerült, — többnyire kellően figyelembe nem vett — nehézségekre, korlátokra.

Tisztában vagyunk vállalkozásunk szinte reménytelen voltával, mégis hisszük, hogy a bizonyos fokig esetleges hivatkozásokon keresztül is sikerül a valósághoz legalább hasonló helyzetképet tárunk az olvasó elé.

Dolgozatunkban csupán e mondat keretében találkozunk a ma nagyon divatos, honunkban kissé sarkított értelmezésben használt fixizmus és mobilizmus megjelöléssel, jóllehet a nevek eredeti értelmében, összeállításunk is lényegében e két elméletsoport körül mozog. Meg kell említenünk azonban, hogy a csak vertikális elmozdulásokat elismerő tektonikusok és a lemeztektonikai elmélet hirdetői közt a kutatóknak igen széles köre található, akik az észlelt jelenségekre a magyarázatot részben az egyik, részben a másik elméletben vélik megtalálni. Igen haloványan ugyan, de már napjainkban is kitapintható a „közös ellenség ellen” egy táborba sodródott vertikális elmozdulások híveinek és a nagyvonalaiiban még egységes lemeztektonikai elmélet híveinek az érvek súlya alatt történő bátoratlan közeledése.

Célkitűzéseinket a következő módon véltük a legjobban megközelíthetőnek: először, — csak utalásszerűen érintjük a geotektonika eddigi legfontosabb szakaszait, ezt követően áttekintjük a lemeztektonikai elmélet kialakulását elősegítő földtudományi kutatások eredményeit,

majd a túlnyomórészt a Nemzetközi Geofizikai Év és a Felső Köpeny Program keretében született és az elmélet alapjait képező földtudományi adatokat. E lényegében történeti áttekintés után az észlelés — szintézis — interpretáció logikus sorrendjében ismertetjük a konkrétan mért vagy észlelt adatokat, majd bizonyos alapelvek segítségével a lemeztektonikai elmélet ezekre épülő elsőfokú és másodfokú interpretációját.

Az első- és másodfokú interpretáció értelmezésével kapcsolatban szükségesnek látszik egy rövid magyarázat közbeiktatása. *Elsőfokú interpretáción* egy bizonyos idő alatt végbemenő folyamatok pillanatnyi, — adott esetben jelenlegi — metszetét értjük. Minthogy a ma észlelt földtani folyamatok gyakran a földtani múltból eredeztethetők, így e folyamatok (mozgások) extrapolálhatók a feltételezett kezdési időpontig. A földtörténeti múlt felé haladva egyre növekvő bizonytalanságok csökkentik az extrapoláció jogosságát és egyúttal éles határ nélkül vezetnek át a másodfokú interpretációba. Vagyis, ha egy vizsgált egység történéseinek a ma is zajló folyamatokhoz való viszonya nem tisztázott, vagy különösen ha a folyamatok eredménye bizonyítottan egy idősebb genetikai ciklus terméke, akkor a jelenségek értelmezéséhez a mai lemezmozgások rendszerét magyarázó lemeztektonikától csak az elveket kölcsönözhetjük. Így a földtudományi megfigyelésekből előbb az egykori környezetet rajzoljuk meg, amelyre analógiás módszerrel alkalmazzuk a lemeztektonikai modellt. Ezt az interpretációk láncolatára épülő értelmezési sort *másodfokúnak* nevezhetjük.

Az értelmezési fokozatok elkülönítésének jelentőségét a fentiek értelmében a következőképpen látjuk: a lemeztektonikai elméletnek a földtörténetre való alkalmazása megköveteli az aktualizmus elvénél és a múltbeli jelenségek konkrét — a maitól gyakran elütő, gyengén érzékelhető — nyomainak összhangba hozatalát. Nyilvánvaló, hogy ha a mai helyzetre vonatkozó adatok megkérdőjelezettek, s az ezekre épülő hipotézis (az elsődleges interpretáció) bizonytalan, akkor a földtani múltra vonatkozó másodlagos interpretációnak vajmi kevés esélye van a történések hű visszaadására. Ugyanakkor az elsőfokú értelmezés helyessége még nem bizonyított önmagában a másodfokú igazságára.

Néhány mondat erejéig külön szólunk a lemeztektonika és a geoszinklinális elmélet viszonyáról is.

A geotektonikai elméletek fejlődése

A geotektonikának a tektonikából való ki-fejlődése a Hall (1853) által felismert és Haug (1900) által elméleti rangra emelt geoszinklinális

alakulat széles körű elismerésétől számítható. Mindössze hét évtized telt el tehát a geotektonikának a földtudományok sorában történő önállóságától, de az eddig megtett út az egyik legdinamikusabban fejlődő ágazatává avatja. Ennek még az sem mond ellent, hogy éppen a legelső geotektonikai elmélet az, amely — igaz, többszöri megújhódással — napjainkig fennmaradt. Hosszú élettartama során minden érdemleges elmülethez társították vagy éppen egyik legfontosabb alapelemévé tették. Hosszantartó létezésének talán legfontosabb indoka, hogy a kontinensek szerkezetfejlődésének csak egy részére kívánt magyarázatul szolgálni — igaz, azok legfontosabb területére, az orogén övekre.

A továbbiakban megemlítésre kerülő elméletek mindegyike globális érvényű kívánt lenni. A mozgás kifejeződési formája szerint ezek két csoportra — a szerkezetfejlődést csak vertikális, esetleg jelentéktelen horizontális mozgásokkal magyarázókra és a nagy jelenségeket alapvetően horizontális elmozdulásokból levezető elméletek csoportjára oszthatók. Az egyes elméletek — minden arra irányuló tevékenység ellenére sem zárják ki, sőt az ismeretek adott szintjén, hasznosan egészítették ki egymást, kölcsönösen megmagyarázva egymás gyenge pontjait. Valamennyi elmélet gyökerei mélyre nyúlnak vissza, elmélet szintű megfogalmazásukhoz azonban nélkülözhetetlenek bizonyult a geoszinklinális elmélet ismerete.

A vertikális mozgások abszolút uralmát hirdető elméletek között a fenti megállapítás alóli egyetlen kivétel a hegyképződési gyűrődéseket *kontrakcióval magyarázó elmélet*. Megalkotása E. de Beaumont nevéhez fűződik (1852). Néhány bizonytalan kezdeti lépés után — a geoszinklinális elmélet hatására — érte el virágkorát (E. Suess: egyszerű gyűrődés; Bertrand és Lugeon: takaróelmélet; Termier, Uhlig: egyirányú takarók; Kober: szimmetrikus takarók). Az elmélet geofizikai alátámasztását Jeffreys (1929) révén nyerte el.

Jóllehet az *undációs elmélet* néven összefoglalható elképzelések megjelölése és általános elismertetése van Bemmelen nevéhez fűződik, a jelenség első megfogalmazása azonban — nem minden előzmény nélkül — Haarmantól származik. A közelmúltig ezt az elméletet képviselte Hain és mind a mai napig lényegében Belousov is.

A földtárgulási elméletek a kontinensvándorlás okának keresése közben születtek — a vándorlási elmélet helyettesítésére, illetve magyarázatára. Az elmélet kiindulási alapja a Hilgenberg (1933) által feltételezett, kontinentális kéreggel teljesen befedett földmodell. A gravitációs koefficiens különböző jellegű csökkenésének feltételezésével az elméletnek később fizikai alátámasztást kívántak biztosítani (Jordan 1952, Egyed L. 1956 stb.).

A különböző elméletek összebékítésére való törekvések legérdekesebb példái a *kontrakciós-dilatációs elméletek* (Bucher, Usakov), amelyek az ellentétes értelmű mozgások helyében és megjelenési formájában különböznek egymástól.

Különleges helyet foglalnak el a különféle *áramlási elméletek*, amennyiben a lemeztektonikai elmélet első megfogalmazásaiban igen jelentős szerephez jutottak, mint a lemezek mozgási okának egyetlen elfogadható magyarázója. Első megfogalmazásuk idején (Ampferer 1906) azonban még nem kapcsolták össze jelentősebb horizontális elmozdulásokkal, habár ez, magától értetődően, csak idő kérdése volt. Erre utal egyébként Kraus elnyelődési elmélete is. A geotektonikai elméletek közül elvileg a legvilágosabban körülhatárolható változatokkal rendelkeznek. Ezek a következők: anyagáramlási-, hőáramlási- és szelektív migrációs komplex áramlási elmélet.

A hatalmas horizontális elmozdulásokra épülő elméletek első változatának — a *kontinensvándorlás elméletének* a század elején történt megjelenése (Wegener, 1912, ill. könyv alakban 1929) még egyszerűen csak az atlanti-óceáni partvonalak meglepő egyezéséből fakadt. (Mint érdekességet említjük meg, hogy ezt a hasonlóságot már a XVIII. században is konstataálták — F. Bacon és Place abbé.) Az elméletek másik, döntő eleme az a zseniális intuitív „felismerés”, hogy a Föld kérge kontinentális (lényegében szialikus) és óceáni (lényegében szimatikus) részekre különül. Az elmélet lényege szerint a kontinensek a Coriolis- és az árapálykeltő erők hatására úsznak a szimán. Az amerikai kontinensnek a Pangeáról történt leválását Wegener a perm utáni időben jelölte meg. Az elmélet bizonyítására megindult lázas kutatásokat siker koronázta; jelentős támaszt leltek az egykori, ún. Gondwana területén tapasztalt földtani, szerkezeti, florisztikai és paleoklimatológiai hasonlóságban. Ezek alapján Du Toit és Backer, valamint Argand továbbfejlesztették az elméletet. A kontinensvándorlás elmélete annak ellenére, hogy néhány követője mindig akadt, nem tudott átütő sikert elérni mindaddig, amíg a geofizikai mérések eredményeitől nem kapott újabb hathatós megerősítést. Ezek azonban egyúttal jelentős feltételezéseit módosították, s így a lényegi hasonlóság ellenére is új köntösben, új elnevezés alatt született újjá.

Elmondhatjuk tehát, hogy a 60-as évek elejéig nyomasztó fölényben voltak az inkább egymással, mint a kontinensvándorlás elméletével vetélkedő, a vertikális mozgások uralmára épülő elméletek. E jelenség oka elsősorban abban keresendő, hogy a század ötvenes éveinek végéig a földtani kutatások szinte csak a kontinensek területére szorítkoztak. Itt az egyes korok fáciés és vastagsági viszonyainak elemzése segítségével tárták fel a különböző nagyszerkezeti egységek vertikális mozgásainak történetét.

A mélytörések planetáris hálózatának és a földkéreg réteges—tömbös felépítésének felismerése először a fennálló nézetek megerősítését jelentette. A mélytörések létezése azonban egyúttal felhívta a figyelmet a földkéreg fejlődésének a felső köpenyben lejátszódó folyamatokkal való szerves kapcsolatára is. E felismerésnek köszönhető a nemzetközi együttműködés keretében végrehajtott Felső Köpeny Program. Mint-hogy a program megszületése előtt a földkéreg

mélyebb rétegeinek és a köpenynek a felépítéséről adatok szinte alig álltak rendelkezésre, az erre vonatkozó elképzelések rendkívül ingata-
gok voltak, így a tektogenezis mechanizmusáról csupán megalapozatlan eszme-futtatások jöhettek létre.

Még a kontinensek területén is jelentős hiányosságok voltak tapasztalhatók. A prekambrium rétegtanának kidolgozatlansága következtében a Föld tektonikai történetének nagy részét figyelmen kívül kellett hagyni.

A geotektonikai elméletek fejlődésének második szakaszát a lemeztektonikai elmélet megjelenésétől számíthatjuk. A 60-as években bekövetkezett nagy áttörést a céltudatosan és módszeresen végzett vizsgálatok eredményeinek gondos felsorakoztatásával készítették elő. A lemeztektonikai elméletbe később szervesen beépített adatok és részelméletek mellett a felgyorsult műszaki-technikai fejlődés eredményeként közben — és már megelőzően is — egyre szaporodtak az elmélet kialakítását legalább közvetve befolyásoló felismerések. Minden értékelés és magyarázat nélkül, néhány ilyen eredmény, felismerés: az óceáni és kontinentális kéreg közötti alapvető különbség; a közetek remanens mágnesezettsége; a rideg litoszféra és a plasztikus, részben olvadt asztenoszféra elkülönülése; a felső köpeny és a nagytektonikai aktivitás törvényszerű kapcsolata; a radio-kronometriai módszer alkalmazhatósága prekambriumi képződmények párhuzamosítására; a közetek nagy nyomás mellett olvadáspontjainak meghatározása; az alapvető közetalkotó ásványok egyensúlyi tartományainak meghatározása; a földkéreg és a felső köpeny egymáshoz viszonyított helyzetének változása az óceánok, a táblás területek és a mozgékony övek alatt; az izosztázia rehabilitációja; a földrengési övek gócaiban lévő feszültségirányok; más bolygók felépítésére vonatkozó információk.

A felsorolásból látható, hogy az új felismerések zömében nem a klasszikus földtan módszereivel végzett tevékenység, hanem elvileg is új technikai eszközök használatára épülő eljárások eredményei.

Az elsőfokú interpretáció alapadatai és főbb elvei

Első lépésként azokat a legfontosabb megfigyeléseket, mérési eredményeket soroljuk fel, amelyek az elsőfokú interpretáció kiindulási alapjául szolgáltak.

1. Az 1950-es években rendszeres mérésekkel megindult az *óceánaljzat topográfiai megismerése*. E munka során felismerték az óceánközépi hátságok rendszerét és morfológiai jellegét. Úttörő munkát végzett e téren Heezen (1959) a Közép-Atlanti hátság, és Menard (1960) a Kelet-Pacifikus hátság topográfiai vizsgálatával.
2. Ugyancsak az 1950-es években épült ki világméretben a szeizmológiai megfigyelés-hálózat és gyűlt össze elegendő mérési adat a *Föld szeizmicitásának átfogó értékeléséhez* (Guttenberg és Richter 1954).

Világossá vált, hogy a Földön a szeizmicitás nagy része viszonylag *keskeny*, ún. *szeizmikus övekre* korlátozódik. Később az epicentrumok pontosabb meghatározása tovább tökéletesítette a szeizmikus övekről alkotott képet (Barazangi és Dorman 1969).

3. A szeizmológiai megfigyelések rendszeressé válása, valamint a geofizikai módszerek tökéletesedése a *Föld rugalmassági öveinek felismerésére* és lényeges geofizikai tulajdonságaik tisztázására vezetett. (Elsasser 1967; Mc Kenzie 1967; Olivier és Isaks 1967). Felismerték a *kis sebességű övet* és vizsgálták elhelyezkedését.
4. Bevezették a *paleomágneses méréseket* a kontinensek és az óceánok területén. *Meghatározták a mágneses pólus átcsapásának skáláját*. A földfelszín számos pontján mérték a paleomágneses irányokat, melyek szintéziséből a kontinensek jelentős elmozdulásaira lehetett következtetni (Cox és Doell 1960, Irving 1964). Az óceáni aljzat paleomágneses méréseivel kimutatták az aljzat pozitív és negatív előjelű paleomágneses sávokból álló szerkezetét (Vine és Matthews 1963). Az 1960-as évek végén tökéletesítették az orientált magmintavételt, így a közvetlen mérésekkel újabb bizonyítást nyert az óceánok paleomágneses sávozottsága (Brooke és Gilbert 1968; Brooke 1970).
5. A hőfluxusmérésekkel lehetővé vált a legkülönbözőbb földövek termikus szerkezetének megismerése (Mc Kenzie 1967).
6. A mélytengeri fúrások módot adtak az óceáni aljzat üledékeinek sztratigráfiai vizsgálatára, valamint az aljzatot képező magmás közetek abszolút korának meghatározására. Az eddigi eredmények szerint valamennyi jelenlegi óceánban a magmás aljzatra jura, vagy ennél fiatalabb kőzet települ és az óceán középi hátságtól távolodva az aljzatra települő üledékek kora nő. (Glomar Challenger és Joides kutatóhajók programja.)
7. A selfrégiónok topográfiai, geofizikai és földtani vizsgálata, valamint a kontinenseken végzett újabb kutatások módot adtak egyrészt a már Wegener (1928) által felvetett kontinenskontúrok hasonlóságának egyre pontosabb elemzésére (Bullard 1965), másrészt az egyes kontinensek geofizikai—földtani rokonságának vizsgálatára.
8. A *geodéziai módszerek fejlettsége* napjainkban közelíti meg azt a pontosságot, amely a kontinensek recens mozgásának kimutatásához elegendő. Csillagászati és földi mérésekkel, valamint természetes és mesterséges égitestek segítségével jelenleg kb. 10 cm-es helymeghatározási pontosság érhető el. (Lambeck 1973.)

A legfontosabb észlelési eredmények áttekintése után vegyünk szemügyre azokat az alapvető elveket, amelyek felhasználásával az alapadatokból a globális lemeztektonikai modellt felépítették.

1. A Föld felső öveinek mechanikai jellegét elsősorban a kéreg és a felső köpeny rugal-

massági jellegek szerinti rétegződése szabja meg, vagyis az, hogy ridegnek tekinthető litoszférára és ridegnek nem tekinthető asztenoszférára osztható.

Ezt az elvet Barrell az izosztáziából már 1941-ben levezette.

1967-ben Elsasser, Mc Kenzie, Olivier és Isaks mutatott rá a litoszféra jelentőségére a szeizmikus jelenségek, hőáramok és a gravitációs anomáliák értelmezésénél. A rideg litoszféra elv elfogadása egyben megkövetelte, hogy a mélyfészki földrengések kipattanási helyét az asztenoszférába süllyedt litoszféralemezbe helyezték.

2. A földfelszínen regisztrálható mechanikai energia legnagyobb része néhány keskeny szeizmikus övben emésződik fel. Ezek a szeizmikus övek azok a zónák, ahol a rideg litoszféra folytonossága megszakad, a litoszféralemezek lehatárolódnak, és a lemezek közötti különböző mozgások következtében létrejövő kölcsönhatások érvényesülnek.

3. Az óceánközépi hátságok vonalában a távolodó litoszfératáblák közé asztenoszféra anyag nyomul. Ezt a folyamatot a lemeztektonika szétterjedésének (spreading) nevezi. Ily módon az óceánközépi hátságban óceánaljzat, azaz litoszféra képződik (akkréció). Minthogy az újabb anyagbenyomulás mindig a valamivel korábban képződött, új lemezrész közé hatol be, az óceánfenéknek (a magmás és üledékes réteg) a hátságtól távolodva egyre idősebbnek kell lennie.

Ha litoszféralemezek képződnek, továbbá ha nem tételeztünk föl ennek megfelelő földtárgulást, akkor a litoszféralemezeknek meg is kell semmisülniök (konzumáció).

Mint láttuk, a mélyfészki földrengések öve, a rideg litoszféra elv elfogadása mellett, feltételezi a lemezek asztenoszférába süllyedését. A két gondolat egybekapcsolásából a lemeztektonika újabb fontos alapfeltevését kapjuk, nevezetesen, hogy a litoszféra megsemmisülésének helyszíne a mélyfészki földrengések által kijelölt lemezhatár.

4. A rideg testek mozgását a gömbfelszínen geometriai törvények határozzák meg.

Wilson (1965) volt az első, aki a rideg lemezekkel borított Föld hipotézisének geometriai aspektusával foglalkozott. Következtetéseit két tábla síkfelszínen történő érintkezésének lehetőségeire vonta le. Gömbfelszínre vonatkoztatva Bullard et al. (1965) dolgozták ki a geometriai elvek egzakt levezetését, L. Euler 1776-ban bizonyított ún. rögzített pont tétele alapján. Ennek értelmében belátható, hogy a merev testek gömbfelszínen történő mozgása esetén a mozgás csak rotáció lehet, transzláció nem fordulhat elő.

A tények és az elvek felsorolása után megpróbálunk képet adni magáról a lemeztektonikai modellről, vagyis arról, hogy az alapelvek szerinti elsőfokú interpretáció nyomán hogyan értelmezhető az a hatalmas tényanyag, amelyet a földtudományok (elsősorban az óceáni geofizika) az utóbbi évtizedekben produkált.

A lemeztektonikai elmélet (elsőfokú értelmezés)

A Föld külső, felszínközeli része — tektonikai szempontból — a rugalmassági sajátságok alapján 2 főegységre osztható. Legkülső szilárd, mobilis övét litoszféraként definiálták (Isaks et al. 1966), amelynek leglényegesebb jellemzője az, hogy néhány 100 bar nagyságrendig ellenáll a nyíró feszültségnek. (Wyss 1970). A litoszféra alatti asztenoszférának nevezett öv nem rendelkezik ilyen ellenállóképességgel. Földrengések tehát csak a litoszférában pattanhatnak ki.

A litoszféra alsó határa az ún. kis sebességű zónával (Guttenberg-csatorna) azonosítható, amelynek sajátosságait az ott lévő anyag parciális megolvadására vezetik vissza. Feltételezhető tehát, hogy a litoszféra bázisa a szolidusz izotermával esik egybe. A különböző mérési módszerek alapján a litoszféra vastagsága az óceáni medencék alatt 75—100 km, a kontinentális pajzsok alatt 110—130 km. A vastagság az óceánközépi hátságtól távolodva nő.

A litoszféra vastagságeloszlása azt mutatja, hogy a kontinensek alatt a szolidusz mélyebben, az óceánok alatt kisebb mélységben van, annak ellenére, hogy a felszíni hőfluxus mérések az óceánok és kontinensek között lényeges különbségeket nem mutatnak.

Az asztenoszféráról, mint korábban említettük — azt feltételezik, hogy lényegében nincs ellenállása a nyíró feszültségekkel szemben. Felső, 70—150 és 250 km mélység közötti része az az extrém kis viszkozitású zóna, amelyet kis sebességű övként ismerünk. 250 km alatt a sűrűség lassan, fokozatosan ismét növekszik, 350—400 km mélységben pedig hirtelen sebességnövekedés tapasztalható.

A litoszféra és az asztenoszféra rugalmassági jellegeinek különbségéből következik, hogy az asztenoszféra tetején nagyarányú horizontális litoszféracsúszás mehet végbe (Elsasser 1967, 1971).

A földfelszíni rideg litoszféra nem egyetlen egységes burok, hanem részekre — lemezekre — tagolódik. A lemezek egymáshoz viszonyítva változtatják helyzetüket, folytonos mozgásban vannak — képződnek az asztenoszféra felszínre jutásával, és megsemmisülnek a litoszféralemezek asztenoszférába kerülésével. Minthogy a litoszféralemezek egymás közötti mozgása globális szeizmicitásban nyilvánul meg a legmegfoghatóbban, a lemezhatárokat a Föld felszínén szeizmikus övek jelzik.

A lemezek határa többnyire nem esik egybe az óceán—kontinens határral, így általában egyetlen lemezen óceán és kontinens is található. Nincs különbség a lemezek mozgásában sem aszerint, hogy óceán vagy kontinens van felettük. Nyilvánvaló viszont, hogy a mechanikai szilárdságuk különböző, mégpedig a kontinensek és óceánok alatti eltérő litoszféravastagság és közetösszetétel következtében, továbbá eltérő fejlődéstörténetük miatt. Az újonnan keletkezett vékony óceáni litoszféra sokkal kevésbé szilárd, mint a kontinenshordozó lemez, vagy a korábban képződött óceán alatti litoszféra. Vastagság egyenlőség esetén viszont a

kontinenslemezek deformálódnak könnyebben, hiszen ezeken a litoszféra legfelső része kisebb olvadáspontú kőzetekből áll, és hosszabb fejlődéstörténetük során számos gyengeségi sík alakulhatott ki bennük.

A kontinenshordozó lemezrészek lényeges tulajdonsága az, hogy nehezen konzumálódnak (vagyis ritkán kerülnek olyan helyzetbe, hogy betolódással felemészthetők), mivel a gránitos felsőkéreg fajsúlycsökkentő hatása — kb. 10 km-es kontinentális kéreg esetén — már meghaladja az óceáni litoszféra hűléséből adódó lefelé irányuló hatást. Ebből az következik, hogy az egyszerű kialakult kontinensek nehezen pusztulnak el. Így jut el a lemeztectonika — a korábbi óceán permanencia elv helyett — a kontinens permanencia gondolatához.

A litoszféralemezek egymáshoz viszonyított helyzete, két lemezt tekintve, háromféleképpen változhat meg:

1. Egy tengelytől — amely az óceáni aljzat képződésének színtere (spreading centrum) — szimmetrikusan távolodhatnak egymástól. Ekkor a lemezek közé forró asztrénoszféra anyag nyomul és ennek hűlésével a tengelyvel párhuzamosan és a tengelyre szimmetrikusan új litoszférasáv képződik (óceánközépi hátságok, pl. Atlanti-hátság). Az újonnan képződő és egyben egymástól távolodó két litoszféralemez közös határa az ún. gyarapodási (akkréciós) perem. A lemezek mozgásiránya nem szükségképpen merőleges e vonalra, de a megfigyelések szerint általában igen.

Ha a lemezek eltávolodása még igen kismérvű, nincs akkréció, csupán bizonyos deformációk észlelhetők. Ez lehet a helyzet az ún. kontinentális árok esetében (pl. Rajna-árok, Bajkál-árok stb.), amelyeket a lemeztectonikusok nagy része embrionális spreading tengelynek tekint. Valódi akkréciós határról ezekben az esetekben még nem beszélhetünk, mert ennek környezetét a litoszféra jelentős elvékonyodása jellemzi, a kontinentális árok alatt viszont még vastag a litoszféra.

A kontinentális árok egyes ma észlelhető típusait általában úgy értelmezik, hogy azok az óceánképződés kezdeti fejlődésének egyes stádiumait reprezentálják. Hogy melyek azok a szerkezetek, amelyek valóban lemezhatár kialakulásának kezdetére utalnak, és melyek azok, amelyek csupán lemezen belül, alárendeltbb jelentőségű törésszerű árokrendszerek, ma még vita tárgyát képezik. (Morgan 1971 — Pichon 1973 vitája a Bajkál-árok értelmezéséről.) Abban általában megegyeznek a vélemények, hogy az Etiópiai-árok esetében valóban lemezhatár képződésével állunk szemben. Itt ugyanis a litoszféra kivékonyodik, jelentős a vulkáni aktivitás, és litoszféraképződés folyik.

Az embrionális állapotra utaló, eredetileg keskeny kontinentális árok az asztrénoszféra-ból származó anyag feláramlásával — azaz óceáni aljzatképződéssel — folyamatosan tárgulnak. Szárazföldi, majd óceáni üledékgyűj-

tővé alakulnak, a spreading tengely pedig a szimmetrikus tágulás miatt az óceán belsejébe kerül.

A recens akkréciós határok tanulmányozása során ismertté vált, hogy maga a tengely — a láva felszínrelépési zónája — meglepően keskeny, csupán 1—1,5 kilométer széles övre korlátozódik.

A kifejlett, táguló óceánban az akkréciós lemezhatár topográfiai—szerkezeti jellegei a spreading sebességtől függően változnak. Nagy sebesség esetén, a határon nincs különösebb topográfiai egyenetlenség, a felszint metamorfizálatlan bazalt borítja. A kis spreading sebességű akkréciós perem környékét azonban sajátos topográfiai—szerkezeti alakulat jellemzi. Ez az ún. „óceánközépi hátság”, amelynek feltűnő jellegeire már az 1950-es évek ócenográfusai is felfigyeltek. (Heezen et al. 1959.) Különösen szembe tűnő a hátság legmagasabb vonulatai között húzódó 10—20 km széles völgy, amelynek aljzata a határoló vonulatokhoz viszonyítva elérheti a 2000 m-es mélységet is. Az óceánközépi hátság és árok szerkezetét blokktectonika, kőzeteit utólagos elválások jellemzik. Az árok képződésének okát nem tisztázták még megnyugtatóan, jóllehet magyarázatukra számos elmélet született. Feltételezik például (Sleep 1969), hogy lassú spreading esetén a köpenyanyag nagyobb viszkozitású, így a felszínre jutva még a hidrosztatikai egyensúly beállása előtt megmerevedik, és a közben felhalmozódó feszültségek árkos szerkezetek kialakulásában oldódnak föl.

Az óceánaljzat szimmetrikus képződéséből és szétterjedéséből következően a spreading-tengelytől távolodva, mindkét irányban egyre vastagabb — s az egyre idősebb magmás aljzaton egyre idősebb — üledékeknek kell települniük. Az elgondolás helyességét — legalábbis tendenciaszerűen — az eddigi mélyfúrások valóban igazolták. Az üledék alatti aljzat tulajdonságairól elsősorban szeizmikus információink vannak. A sebességviszonyok alapján három réteget különítenek el. Legfelül 1—2 km vastag, alatta kb. 3 km vastag konstans sebességű réteg található, melyeket a szakirodalomban általában „második réteg” néven fognak össze. Ezt a spreading tengelytől távolodva — vagyis a kor növekedésével — lassan vastagodó és változó sebességű anizotróp zóna, az ún. harmadik réteg követ. Az utóbbit elváltozott köpenyanyagnak feltételezik.

A spreading következménye az, hogy a lemez növekedése és relatív mozgása során az óceán—kontinens határ viszonylag állandó marad. Ezek a területek kontinentális peremként ismertek a lemeztectonikában és többnyire vastag üledékekkel kitöltött süllyedékek jellemzik őket (pl. K-Amerika). Minthogy a kontinentális peremek az óceán képződésének kezdeti stádiumát tükrözik, aljzatuk, szinte elkülöníthetetlenül, óceáni és a kontinentális közötti átmeneti sajátosságokat mutat.

2. A lemezek mozgásának következő típusa az, amikor a lemezek egymásra hatása során az egyik lemez fokozatosan az asztenoszféra békényszerül, és ott lassan felemésződik. Az ilyen lemezérintkezési határok a pusztulási (konzumációs) peremek. A lemezmozgások iránya általában nem merőleges a konzumációs peremre és a lemez asszimmetrikusan rombolódik.

A konzumációt a szomszédos lemezek egymásra tolódása indítja el. Azt, hogy melyik lemez tolódik a másik alá (tehát melyik semmisül meg), illetve melyik kerül felső helyzetbe, az érintkező litoszféralemezek közti fajsúlykülönbség határozza meg. Ez azt jelenti, hogy kontinens—óceán érintkezés esetén a nagyobb fajsúlyú hideg óceánhordozó lemezrész süllyed az asztenoszféra békébe. A jelenség felszíni megjelenési formája a mélytengeri árok kordillerarendszer.

Két óceánhordozó lemezrész közti konzumációs határnál mélytengeri árok — szigetiv-rendszer képződik.

A hideg óceáni lemez besüllyedése fontos mechanikai és termális következményekkel jár. A betolódó lemez felső, meghajló részén húzásos feszültség lép föl — töréses rendszerek képződnek. A lemez mélyebb részein kompresszió keletkezik. A süllyedés következtében létrejövő felmelegedés eredményeként a lemezből az alacsony olvadáspontú frakció kiolvad, felfelé migrál, és jelentős hőfeláramlással járó vulkánosságot eredményez. A süllyedő lemezeket az észlelt termális jellegeit mind ez idáig nem tudták hőtanai számításokkal alátámasztani, vagyis a hideg litoszféralemez hűtő hatásának kompenzációjához nem elegendő az a fizikai úton felszabaduló hőmennyiség, amely a süllyedés során a számítások szerint keletkezik.

Két kontinenshordozó lemez találkozásánál lejátszódó jelenségeket a legnehezebb megítélni. Ebben az esetben nem beszélhetünk fajsúlykülönbségből származó — tulajdonképpen gravitációs — helyzetmeghatározó erőkről. Mc Kenzie (1969) szerint két kontinenslemez ütközésénél nem jön létre a litoszféralemez asztenoszféra békébe süllyedésének folyamata. Az ütközés mindkét lemezperemet széles zónában úgy deformálja, hogy azok ebben az övben elvesztik ridegségüket. Ebből következően Le Pichon et al. (1973) nyomán azt mondhatjuk, hogy a lemeztectonika elvei a határzónában létrejövő deformációk értelmezésénél már nem alkalmazhatók. A kontinensek találkozására akkor kerül sor, ha a köztük korábban létrejött óceáni lemezrész már teljesen elnyelődött. Feltételezik, hogy ilyen esetben a lemez már betolódott óceáni és a konzumációs határhoz érkezett, de betolódni nem képes kontinenshordozó része között a folytonosság megszakad, és a levált lemezrészben jönnek létre az ezeket a területeket jellemző közepes és mélyfészkes földrengések (Isaks et al. 1968). A jelenlegi földfelszínen az Alp—Himalája

rendszer értelmezik kontinenslemez ütközési öveként.

3. A lemezek relatív mozgási lehetőségeinek harmadik fajtája az, amikor két lemez, vagy lemezdarab úgy mozdul el egymás mellett valamilyen sík mentén, hogy kiterjedése nem változik meg, tehát a határon sem akkréció, sem konzumáció nincs. A lemeztectonika ezeket a síkokat transzform töréseknek nevezi. A transzform törések iránya megegyezik a lemezek relatív mozgásának irányával. A transzform törések létrejöttére az óceáni geofizikai mérések és az óceánközépi hátság morfológiai jellegeinek tanulmányozása hívta fel a figyelmet. Észrevették, hogy a jellegzetes paleomágneses sávok hirtelen megszakadnak, majd a sávok csapására merőlegesen bizonyos távolságban hasonló jellegekkel folytatódnak. Hasonló elmozdulások észlelhetők az óceánközépi hátság, és annak tengelymenti völgyének helyzetében is. Ezek a megfigyelések arra vezetnek, hogy a lemezeket ma már általában transzform törésekkel sávokra (szegmensekre) szabdaltnak értelmezik. A mágneses zónák elhelyezkedéséből világosan kitűnik, hogy az egyes szegmensek mozgási sebessége eltérő. Az eltérés okait akkor lehet csak tisztázni, ha a lemezek mozgását előidéző erőket ismerjük. Minthogy ez a kérdés — amint azt a későbbiekben még látni fogjuk — nem megoldott, a szegmensek létrejöttének és sebességkülönbségének oka sem lezárt probléma.

Összegezve az eddigieket elmondhatjuk, hogy a globális lemeztectonika szerint a föld felszínét akkréciós, konzumációs, vagy transzform törésekkel lehatárolt óriási litoszféralemezek építik fel.

A kérdés ezután az lehet, hogy a lemeztectonikusok hány lemez létevel számolnak. A kérdés megválaszolására számos különböző lemezszámmal operáló modellt dolgoztak ki. A lemezek számának szubjektív megítéléséhez az ad alapot, hogy a relatív mozgások nagyságát és irányát, továbbá az akkréciós peremek kivételével a határok lefutását nem lehetett ez ideig megnyugtatóan tisztázni.

A legegyszerűbb változatnak Le Pichon 1968-ban publikált hatlemezes modellje látszik. Hat litoszféralemeze a következő: Eurázsiai-, Afrikai-, Indiai-, Antarktisz- és Pacifikus-lemez.

A hattáblás modell óta néhány bonyolultabb, több táblával számoló modell is napvilágot látott (Morgan 1971, Mc Kenzie és Sclater 1971), ezek azonban a leglényegesebb vonásokat nem módosították.

Egyetlen fő kérdéstről kívánunk még szólni a lemeztectonikai hipotézis felvázolásánál és ez a lemezmozgást létrehozó, működtető folyamatok, erők problémája.

Az elmélet kialakulása idején (1960-as évek) a lemeztectonikusok többségének a véleménye az volt, hogy a lemez mozgását az asztenoszféra konvekciós áramai végzik. A konkrét mozgások megmagyarázására sokfajta áramlási sémát dolgoztak ki. A valóságban azonban az

áramlások létezését nem lehet bizonyítani, és a konvekciós modellek sem bizonyultak alkalmasnak a bonyolult táblamozgások értelmezésére.

Ezért ma már a lemeztektonikusok nagy része feladta a konvekciós áramlási cellák gondolatát, amiben nem kis részük volt az elgondolást érintő bírálatoknak, és számos egyéb elgondolás született.

Ezzel el is érkeztünk a fő vonásaiban egy-egy lemeztektonikai elmélet belső kritikájának, illetve differenciálódásának kérdéséhez. A világosabb kép kialakítása érdekében az elmélet megalkotóinak véleményét célszerűnek találtuk az egyéb állásfoglalásoktól elkülönítve áttekinteni.

Így például Dietz és Holden (1973) a mozgások lehetséges okaiként a következőket sorolta fel:

- a) a lemezek gravitációs csúszása a kiemelt hátságoktól a mélyhelyzetű óceáni árkok felé;
- b) a lemezek hideg és vastag része húzza a lemezt az árok felé;
- c) a lemezeket az óceánközépi hátságokba benyomuló lávaanyag tolja kifelé;
- d) a felnyomuló köpenyanyag hőhatása mozgatja a lemezeket; és végül
- e) a köpeny különféle mozgásai (transzvekció) is szállíthatják a lemezeket.

A lemeztektonikusok egy másik csoportja kategórikusan elhatárolja magát ezeknek a kérdéseknek a megválaszolásától, azzal az indoklással, hogy a problémák kielégítő megoldására még nincs mód, hiszen jelenlegi eszközeink nem teszik lehetővé, hogy a litoszféra alatti folyamatokról ilyen szempontból értékelhető információkat szerezzünk (Le Pichon et al. 1973). Emellett összefoglalják, hogy értelmezik a felmerült nehézségeket, a megoldatlan problémákat és az elvi-gyakorlati korlátokat. Közülük most csupán a jelenkori mozgások megítélésével kapcsolatosakat érintjük.

Az első nehézség a lemezhatárok kijelölésével kapcsolatos. A kontinensek területén ugyanis a szeizmicitás erősen szóródik és rendkívül szélessé válik a szeizmikus öv, ha egyáltalán lehet még erről beszélni. Ily módon nem dönthető el, hogy egyetlen, széles deformációs zónával kísért határ vagy több kisebb lemez határa okozza a szeizmicitást. Ez a kérdés rendkívüli fontosságú, hiszen csak akkor alkalmazhatjuk a kontinensen lezajló tektonikai folyamatok részleteinek értelmezésére a lemeztektonika elveit, ha el tudjuk különíteni a lemezeket és lemezdarabokat.

Több szempontból gondot okoz, hogy a lemezek nem tökéletesen ridegek. Ennek egyik következménye, hogy a határok mentén jelentős feszültség akumulálódhat, amely csak hosszabb-rövidebb időközönként oldódik föl földrengésekben. A globális szeizmicitásról tehát csak néhány száz éves megfigyeléssorozattal nyerhetünk megbízható képet, rendszeres észlelés viszont csupán 70 éve folyik.

Nehézkeseznek, illetve megoldatlannak tekintik az említett lemeztektonikusok bizonyos észlelt jelenségek magyarázatát. Ilyenek például a kontinensek és óceánok fölötti közel azonos hő-

fluxusérték, a kontinenshordozó lemezek érintkezésénél lejátszódó jelenségek mechanikai és termikus modellje, a betolódo lemezekhez kapcsolt vulkanizmus hőtani levezetése, az epirogén mozgások értelmezése, az óceánközépi hátság axiális árkanak genetikája stb.

Az elmélet kidolgozói, legjelentősebb képviselői az óceáni területekkel foglalkozó geofizikusok, akik többségükben világosan látják méréseik, észleléseik korlátait, és mérlegelik a viszonylag kevés adat következtében szükségszerűen fellépő értelmezési bizonytalanságokat.

Az elméletet kritikátlanul alkalmazó ki-sebbségre vonatkozóan Le Pichon és munkatársai könyvében a következők olvashatók: „... a hit a dolgok rendjének létében veszélyes sematizáláshoz vezethet. Sokkal fontosabbá válhat, hogy megkíséreljék a dolgokat rendezni, mint megérteni, hogy miért vannak úgy.” „... A lemeztektonikusok is elkövettek hasonló túlkapásokat? A pusztán tény, hogy ezt úgy tartják számon, mint teljességre törő elméletet, munkahipotézis helyett, azt jelzi, hogy igen.” Nem lehet azt várni, hogy a munkahipotézist elfogadó kutatók álláspontja, minden kérdésben azonos legyen. Igazat kell tehát adnunk Dietz és Holdennek (1974), akik az elmélet ellenzőivel folytatott vitában hangsúlyozzák, hogy a lemeztektonikusok véleménye is éppen úgy eltér bizonyos konkrét jelenségek magyarázatában, mint a korábbi elméletek híveié.

Feltétlenül közös viszont a lemeztektonikusok álláspontjában az, hogy elegendőnek vélik az adatokat globális koncepciójuk felállítására. Ezzel szemben az elmélet ellenzői vagy nem fogadják el az észlelések eredményét, vagy kevesnek ítélik azokat, vagy éppen tagadják az elmélet helyességét.

Az alapadatokról és az elsőfokú interpretációról alkotott vélemények

A geotektonika területe soha nem volt állóvíznek nevezhető, felszínét egyre nagyobb gyakorúsággal borzolták meg-megújuló viharok.

Ez részben abból is fakad, hogy az elmélet bizonyításához szükséges mérési adatok még korántsem állanak teljes mértékben rendelkezésre, amiből következik, hogy egyes konkrét esetekben megengedhetetlenül nagy a jelenség magyarázatának feltételezésekre épülő része. További vitaok lehet a tények önkényes szelekciója, vagy egyes szerzők esetében éppen fordítva — a minél teljesebb kép kialakítása érdekében a legkülönbözőbb adatok felhasználása. Ez utóbbi következménye, hogy gyakran egybemosódnak a különböző argumentumok, az első- és másodfokú interpretáció, a múlt és a jelen. Ilyen körülmények között igen nehéz feladatnak bizonyult a bíráló megjegyzéseknek az alapadatok és az elsőfokú interpretáció sorrendjében való tárgyalása, különösen ha tekintetbe vesszük, hogy a véleményezők túlnyomórészt az elméletnek nem a jelenre vagy a múltra való alkalmazhatóságát vitatják vagy védik, hanem annak lényeges vagy jelentéktelennek tűnő mo-

tívumain keresztül magának az elméletnek a hihetőségét, igaz voltát.

Az alapadatokra vonatkozó észrevételek

1. Az óceáni aljzatnak a gerincvonulatokkal párhuzamosan megfigyelhető különböző szélességű, kisebb küszöbökkel elválasztott zónái és azok változatos eloszlása, a zónákon belüli morfológiai eltérések és a mágneses zonalitásban megnyilvánuló különbségek Belouszov szerint nem jöhettek létre egyszerűen a felsőbb zónák lefelé történő mozgásával. A Runcorn (1962) által felvetett longitudinális zonalitással kapcsolatban Mantura (1972) felveti a kérdést, mivel magyarázható az, hogy a modellek sohasem egyeznek a tényekkel. A Középatlanti-hátság ugyanis „S”, a Csendes-óceáni hátság „X”, vagy „Z”, míg az Indiai-óceáni hátság fordított „Y” alakú. Összeférhetetlennek tartja a longitudinális zonalitással a Föld több helyén is fellépő latitudiális árkokat is.
2. A keskeny szeizmikus övek létezését tudomásunk szerint senki nem vonja ugyan kétségbe, de amint ezt az elmélet megalkotói is hangoztatják — az övek a kontinensek területén folytatódva elvesztik jellegzetes sajátosságukat, a földrengésgócok szabálytalanul szétszóródnak.
3. A Föld legkülső öveinek a rugalmassági viszonyok szerinti litoszférára és asztenoszférára történő felosztásával kapcsolatban felmerülő konkrét kétségről nincs tudomásunk. Belouszov ugyanakkor nem látja megmagyarázhatónak, hogy miért kell az óceáni litoszférával kapcsolatban a kontinensnél is nagyobb keménységet, szilárdságot feltételezni. Szerinte a helyzet — az óceáni lemez kisebb vastagsága miatt — éppen fordított. Annál inkább érthetetlennek tartja, hogy a hátságok gerincében felszínre kerülő anyagban létrejött törések a táblák mozgása, — és pedig változó sebességű mozgása — esetén megszűnnek funkcionálni. A litoszféra homogenitását pedig valótlan feltételezésnek minősíti. I. A. Rezanov és A. S. Fajtyelzon (1974) a peremtengerek és a köztes medencék vékony kérgét a fölfelé tolódó Moho-felület környezetében lezajló zonális szelektív megolvadással magyarázza. Ezzel a köpeny—kéreg határt a litoszféra—asztenoszféra határhoz hasonló tulajdonságokkal ruházza fel.
4. Az óceáni hátságok mentén elhelyezkedő mágneses anomáliásávok kérdése sok kritikát kapott. Az anomáliák szimmetrikus elrendeződését négy hátság esetében (Juan de Fuca, K-Csendes-óceáni, Dél-Atlanti és Carlsberg) sikerült kimutatni. Úgy tűnik, az összes többi esetben — különösen a Csendes-óceán egyenlítőnél É-ra lévő területein — szimmetriáról egyáltalán nem, vagy csak erőltetetten beszélhetünk. A jelenségekre Menard az „unilaterális konvekció” feltételezésével kíván magyarázatot adni. Belouszov megemlíti még, hogy a részletező mágneses mérések eseté-

ben a mágneses sáv nagyszámú apró anomáliára esik szét.

A mágneses anomália sávokra épülő geomágneses skála használhatóságával kapcsolatban is merültek fel kérdések. A skála alapját mindössze három jól megfogható geomágneses kor (0,7, 1,7 és 1,1 millió év időtartam) képezi. A publikációban megjelent mágneses görbéken a kiterjedési sebesség állandóságának feltételezésével Belouszov a következő számításokat végezte el. A jelenleg is tartó mágneses kor sávját egységnek véve, a távolságok alapján meghatározta az egyes szelvények arányszámait, ezt összevetve az időtartamok alapján elméletileg várható arányokkal (1,0 : 2,4 : 1,6) és arra a következtetésre jutott, hogy egyetlen mérés sem egyezik meg a számított értékekkel. Három szelvény esetében (Juan de Fuca, Carlsberg, Délatlanti) elfogadható értékeket konstatal, de hozzá teszi, hogy a harmadik érték mindhárom szelvény esetében észrevehető eltérést mutat. A többi szelvény megfelelő értékei rendkívüli mértékben szórtak. Véggkövetkeztése: „Ha az anomáliák közti távolságarányok nem felelnek meg a mágneses korok időtartamának arányaival, akkor nyilvánvaló, hogy nem lehet az anomáliákat egy fosszilizált geomágneses skálának tekinteni.”

Az Izland felett végzett légimágneses mérések tanúsága szerint az anomáliák jellege megegyezik az óceáni gerincvonulatok mentén lévő anomáliákéval (Reykjanes hátság). A részletes vizsgálatok során kiderítették (Einarsson 1967, 1968 — Belouszov után), hogy a geomágneses skála szerint igen különböző kőzetek hozhatók korrelációba egymással — pl. kb. 8 millió éves és pleisztocén korú vulkanitok. Ez alapján Belouszov megállapítja, hogy az anomáliák bármely korú vulkánosorozattal összefüggésbe hozhatók, s a szimmetria ebben az esetben csak véletlenszerű jelenség lesz.

5. A hőfluxuseloszlással kapcsolatos problémák nem érintik az adatok tényszerűségét. Az óceáni felsőköpeny igen alacsony horizontális hőmérsékleti gradiense alapján Hain megkérdőjelezi, Artyuskov pedig egyenesen tagadja a több ezer km-es litoszféraszállítás lehetőségét. A kontinensek és az óceánok hőfluxus egyensúlyának magyarázatát Sclater és Franchetau (1970) a frissebb óceáni litoszféra radioaktív elemekben való dúsulásában véli megtalálni, amit az óceáni felső köpeny kőzeteiből származó mintáknak a kontinentális felsőköpenyéhez képest nagyságrenddel nagyobb radioaktívanyag-tartalma igazolt is. Eszerint, tehát a hőfluxus egyensúlya nem követeli meg a kontinentális kéreg Belouszov szerinti felemésztődését.
6. A mélytengeri fúrásokból előkerült kőzetek vizsgálata a spreading elvnek több ellentmondó adatot is szolgáltatott. A Közép-Atlanti és az Indiai-óceán közepi hátság árkainak belső oldalán metamorf zöldkővesedett magmatitot találtak. Hasonló kőzetek kerültek elő a Palmer-hátság környékéről is. A

metamorfózis foka alapján a hőmérséklet elérte a 300 °C értéket a nyomás pedig az 5 km-es vízoszlop és 3 km vastag bazaltréteg nyomásának összege lehetett (Melson és Van Andel 1966, Cann és Funnell 1967, Van Andel 1968). Ezek alapján Beluszov úgy véli, hogy a gerinc kiemelkedése és árkos beszakadása csak a bazaltrétegek felhalmozódása és metamorfózisa után következett be. Hain véleménye szerint viszont a zöldkőves metamorfózisnak nagy hőfluxus melletti létrejöttéhez nem szükséges nagyobb nyomás, mint amilyen az óceáni kéreg alsó részén megfigyelhető.

Az Atlanti-óceán axiális völgyeiben felsőmiocénbe sorolt Foraminiferákat és vulkánitokat (8,5 és 18,6 millió év) találtak (Cifelli et al., Bullard 1968 stb.). Miocénkorú üledékeket ismerünk az Atlantisz vető közeléből a gerincvonulathoz közel eső részről. A Közép-Atlanti hátság tetejéről 29 millió éves bazalt került elő. Többek között az ilyen adatok készítették a kutatókat annak feltételezésére, hogy az utóbbi 20 millió évben vagy nem zajlott le spreading, vagy a litoszféralemezek mozgási iránya megváltozott (Menard és Atwater 1968).

7. A kontinenshatárok egyezését már Wegener idejében sem tekintették döntő bizonyítéknak, ugyanis — amint Hain írja — elméletileg elképzelhető, hogy a kontinensek közötti köztes terület két párhuzamos vető mentén süllyedt le. Erre példaként megemlíti — Milanovszkij szóbeli közlésére hivatkozva — a K-Afrikai árok területét. Egyúttal elismeri, hogy ennek valószínűsége a két terület közti távolságnak és a kontúrok bonyolultságának növekedésével csökken. Másrészt viszont az egyes esetekben több variáció is kínálkozik az egységes kontinens kialakítására (pl. Afrika, Madagaskár, Ausztrália és India esetében).

A kontinensek egykori együttállására vonatkozó földtani bizonyítékok régóta ismert és legszebb példája a Gondwana szuperkontinens feltételezése. A gondolat felmerülése óta igen sok bizonyító és tagadó érv halmozódott fel. Természetesen ezek nem mindegyike egyenrangú. A tagadó érvek sorából csupán megemlítjük a kontinentális híd és a később lesüllyedt és oceanizálódott kontinentális kéreg feltételezését. Némiképpen más a helyzet a kutatókat leginkább foglalkoztató felsőpaleozoos eljegesedéssel kapcsolatban. Ugyanis nem képzelhető el olyan pólushelyzet, hogy az eljegesedés területe valahol el ne érje az egyenlítőt (Hain 1972). Ezért Ausztrália és Hindusz tán területére magashegységi eljegesedést tételeznek fel.

A. Meyerhoff és K. Teichert (1971) véleménye szerint egyidejű eljegesedés, ilyen hatalmas kontinens esetében, elképzelhetetlen a belsejében szükségszerűen fellépő nedvesség-elégtelenség következtében. J. Crowell és L. Frakes (1970) a pólusvándorlással egybevágó, időben változó eljegesedéssel számol. Meyerhoff (1970) úgy véli, hogy az élővilág és az egyéb éghajlatjelző képződmények elterje-

dése nem ok sem a pólusvándorlásra, sem a kontinens elsodródására. Az éghajlati övek, az élőszervezetek és az éghajlatjelző képződmények elterjedésének változásai kielégítően magyarázhatók a Föld morfológiai változásaival, a Csendes-óceán és az Atlanti-óceán közötti küszöbök képződésével és eltűnésével, valamint az Északi-Jeges-tenger hatásával.

8. A litoszféralemezek mozgására vonatkozó geodéziai mérésekkel kapcsolatban már az alapadatok tárgyalásánál említettük, hogy ezek a módszerek csak napjainkban érhetik el azt a pontosságot, amellyel a recens mozgásokat egyértelműen meg lehetne állapítani. Így, az eddigi méréseknek különösebb bizonyító erejük nincs.

Ezek után tekintsük át az elméletalkotás legfontosabb elveire vonatkozó véleményeket:

1. Beluszovnak az óceáni és kontinentális típusú litoszféra rugalmassági viszonyaival kapcsolatos véleményére már kitértünk. Bizonyos vonatkozásban idetartozónak véljük Hain más szerzők elgondolásait összegező problémafelvetését is. Eszerint, amennyiben elfogadjuk, hogy a földkéreg a felső köpenynek zónás megolvadás következtében fellépő differenciációja révén keletkezett, akkor meghatározható, hogy a differenciációs folyamat a köpenyt milyen mélységig hatotta át. Minthogy a kontinentális kéreg sokkal vastagabb az óceáninál, ezért a köpeny differenciációjának mélysége a kontinensek alatt jóval nagyobb, mint az óceánok alatt. Káliumra számolva ez az érték 1600, illetve 400 km-nek adódik, ami messze meghaladja az asztenoszféra települési mélységét (A. B. Ronov, A. A. Jarosevszkij, 1972; Ju. M. Sejnmann 1971. — Haintól átvéve). A feltételezésen alapuló számítás eredménye arra utal, hogy a litoszférának kontinentális és óceáni típusokra való elkülönülése elsődleges, így ez mind a lemeztektonikai, mind a bazifikációs óceáni aljzatképződés elleni érveként is szerepelhet.

Hain azonban az óceánközéptől a kontinensek felé irányuló laterális anyagvándorlás — vagyis lényegében a spreading — feltételezésével a kovasavnak, a könnyű elemeknek és a hasadóanyagoknak a kontinentális kéregben történő dúsulását a teljes köpenyből származóan is magyarázhatónak véli.

Igen ellentmondóak a vélemények az óceáni kéreg harmadik (bázisos metamorfitek) rétegének korát illetően is. A metamorfózis alapján Beluszov ott a jelenleginél nagyobb megterhelésre következtet. A nem teljesen megbízható radioaktív mérések eredményeiből Pejve és Knyipper (1968, 1970) arra a következtetésre jut, hogy ez sokkal idősebb a második rétegnél. Így viszont érthetlenné válik a köztük lévő hézag, és magyarázhatatlanná lesz az óceáni aljzat ez idő alatti története. Myjashiro et al. (1970) és Coleman (1971) úgy vélik, hogy a második és harmadik réteg azonos összetételű és a felső köpeny

egyidős differenciációs termékei, csupán az alsó rész — az adott viszonyok között — metamorfizálódott.

2. A keskeny szeizmikus övek, a lemezhatárok és az ebből következő lemezek számának vitatott kérdésével már a belső kritika során foglalkoztunk.

A lemeztectonikai irodalomban napjainkban is egyre újabb lemezek és mikrolemezek létezéséről számolnak be. Ugyanakkor néhány kutató még a lemezek létezésében is kételkedik (pl. Carey — XII. Csendes-óceáni kongresszus 1971).

3. Már a konkrét mérési eredményekkel kapcsolatos észrevételek egy része is az elmélet következtetéseit igyekezett kikezdeni. Az elméletet különböző oldalról ért egyenes bírálatok vagy kételkedést kifejező megjegyzések száma — mind a mereven tagadók, mind az egyes részeket elfogadók részéről — sokszorosán túlhaladja az előbbieket. Ismertetésünk a lemeztectonika folyamatsorának megfelelően mutatja be az egyes véleményeket.

Ezúttal ott kezdjük a sort, ahol az elmélet ismertetésénél befejeztük, vagyis — a komoly belső vitát is kiváltó — mozgató erő problémájánál.

Mint korábban említettük, a lemeztectonikai hipotézis kidolgozásának hajnalán a legtöbb kutató úgy vélte, hogy a litoszféralemezek mozgásának legvalószínűbb oka a köpenyben feltételezett konvekciós áramlások rendszere. Sokan ma is ezt a nézetet vallják. Az áramlásoknak a mozgás magyarázataként való feltüntetése egy sor nehézségbe ütközik, melyeket — sokak véleményét összegezve — Hain gyűjtött csokorba: a köpeny függőleges szelvény mentén különböző sűrűségű és viszkozitású, különböző ásványtani, és lehetséges, hogy különböző kémiai összetételű; az alsó köpeny különösen magas viszkozitású; ugyanakkor néhány ezer km-es elmozduláshoz az egész köpenyt magában foglaló áramlásra lenne szükség. Mantura ezzel kapcsolatban a következő kérdést teszi fel: „... milyen titkos egyezmény jött létre — és hogyan — a (kaotikus elrendeződésű) cellák között, hogy feloszak a földet egymás melletti befolyási területekre?” Mint már említettük, néhány geofizikus a köpenyben lévő igen alacsony hőmérsékleti gradiensre hivatkozva kereken tagadja a litoszféralemezek ily módon történő mozgását. Sclater (1966): a hátság gerincét kísérő magas hőfluxus zóna túl keskeny a konvekciós mozgás mechanizmusához. Moztatóerőként A. L. Hale (1969) a nehézségi erőt jelöli meg. A geofizikusok azonban csak legfőlőbb segéderőként számolnak vele.

A hátságokon újraképződő litoszféra mozgásának kérdése Belouszovot is foglalkoztatta. A lehülés révén bekövetkező fajsúlynövekedést nem tartja elegendő oknak, miután a lehülés a gerinc tengelyéhez közel következik be, s ha ez lenne az ok, a besüllyedésért nem kellene olyan hosszú utat megtennie. További zavaró momentumnak tekinti, hogy a közép-atlanti hátságról származó anyag egyáltalán nem tűnik el, míg csendes-óceáni hátság litoszférája —

ahol a sebesség is nagyobb — rövid út után az amerikai kontinens alá süllyed!

Mantura megkérdezi még a moztatóerővel kapcsolatban, hogy milyen mechanizmus formálta a közép-atlanti hátságot S- és általában a többi szabálytalan alakúvá?

A moztatóerővel kapcsolatos kérdésekre, tehát a lemeztectonikusok egyértelmű választ jelenleg nem tudnak adni. Az idevonatkozó különböző alternatívákról már korábban szövegeztünk.

Térjünk most át az óceánközépi hátság, az akkréció és a spreading problémakörére.

Az óceánközépi hátságok szerkezetével és a bazaltos anyag felszínre jutásával kapcsolatban több alternatív elképzelés látott napvilágot. Ezek egyike a Byrd (1967) és Van Andel (1968) nevéhez fűződő és utólag fenyőfomodellnek elkeresztelt elképzelés, amely szerint az időben fölfelé fiataluló korú és különböző összetételű lemezek tetőcserepszerűen fedik át egymást. Ezt a lehetőséget tartja Belouszov is a legvalószínűbbnek. A bazalt tehát nem megadike-ok formájában került a felszínre, amint az Vine és Matthews hipotéziséből következne. Hain szerint azonban ez a megoldás is a kérdések egész sorozatát hagyja nyitva. Hasonlóképpen elégtelennek tartja az A. E. Szvjatlovskij (1971) és mások által javasolt teleszkópos riftképződési sémát is.

Karaszik (1971), némi kiegészítéssel elfogadja Vine és Matthews elgondolását. Szerinte a takarós szerkezetű második réteg elterjedését az első réteget blokkokra tagoló törés szabja meg.

A lemeztectonika-elmélet hirdetői és követői a kiterjedési sebesség tekintetében e rövid idő alatt is rendkívül szélsőséges álláspontokat képviseltek, mint ahogy erre már fentebb utaltunk. A kiterjedési hipotézis megszületése idején még a longitudinális zonalitás elve (Run-corn 1962) volt az uralkodó nézet, ami szerint a kiterjedési sebességnek az egyenlítő környékén kellett volna a legnagyobbak lennie. Ezzel szemben megállapítást nyert (Heirtzler et al. 1968), hogy az Atlanti-óceánban éppen az egyenlítő táján a legkisebb a sebesség. Mantura meg is jegyzi, hogy ellentmondás van az elmélet és a gyakorlat között. A jelenség magyarázatát az Amazonas medencéjében feltételezett rotációs központ felismerésében kapjuk.

Azonban J. F. Dewey és munkatársainak az alpi rendszer és a lemeztectonika kapcsolatáról írott legutóbbi munkája (1973) szerint Afrika a mezokainozoos földtörténet során olyan rendkívül változatos irányú mozgásokat végzett, ami semmiképpen nincs összhangban a rotációs centrum feltételezéséből következő mozgásrendszerrel.

M. és J. Ewig (1966) hirtelen üledékvastagság-növekedést figyelt meg a K-Csendes-óceáni hátságtól távolodva. A távolság és az üledékvastagság alapján kiszámították az egyes intervallumok üledékvastagságváltozás gradienseit.

Ezek a következőknek adódtak:

a gerinc tengelyétől 400 km-ig 35 cm/km;

400—470 km között 270 cm/km;

470—4200 km között 8,6 cm/km.

Vagyis az üledékfelhalmozódás sebességének 4 : 32 : 1 arány szerint kellett volna változnia, ami megmagyarázhatatlan. Ezért a szerzők feltételezték, hogy a kiterjedés sebessége időben változott.

H. W. Menard (1967) kimutatta az óceáni kéreg második rétegének vastagsága és kiterjedési sebessége közötti fordított korrelációt. Belouszov ebből arra következtet, hogy az egy-ségnyi idő alatt négyzetkilométerenként felszabaduló lávamennyiség független a kiterjedési sebesség mértékétől. Miután azonban a harmadik réteg vastagsága az óceánok alatt azonosnak tekinthető, ebből az következne, hogy a harmadik réteg képződési sebessége egyenes korrelációban van az óceáni aljzat kiterjedési sebességével.

Belouszov másik, ide vonatkozó megjegyzése: az elmélet szerint az óceánközépi hátság-tól a földkéreg jelenleg 1—7 cm/év sebességgel mozog. Ha azonban elfogadjuk, hogy a földtörténeti múltban a sebesség változott, a mozgás időnként megszűnt, sőt esetleg irányt is változtatott, akkor hogyan magyarázható az absziszikus síkságok szeizmikus nyugalma és a deformálatlan üledékek itteni jelenléte (utalunk az óceáni kéreg rugalmasságára vonatkozóan tett megjegyzésekre).

Az újabb és újabb litoszféralemezek, mikrolemezek és kiterjedési centrumok feltételezésénél a zárt gömbfelszínen a lemezek mozgásrendszere mind bonyolultabb képet mutat. Belouszov, ellenvetéseinek felsorolása során ezeket a kérdéseket is részletesen elemzi.

Az ellenvetések egész sora foglalja a különböző szerkezeti—földtani egységek helyzete és a litoszféralemezek mozgása (mozgatása) között felmerülő ellentmondásokkal.

Ezek egy részének ismertetésére a másodfokú interpretációval kapcsolatban térünk ki.

Moore (1970) és Fourmarier (1971) az ilyen irányú elemzések alapján kimutatta a Föld szerkezeti egységeinek időbeli állandóságát, öröklött voltát. Belouszov szerint a geofizikai és földtani adatok összevetése azt mutatja, hogy minden tektonikai zónához a mélyben jelenleg egy speciális szerkezet tartozik, ami a kéreg- és asztenoszféra-vastagság, a sűrűségviszonyok, a hőfluxus stb. változásaiban nyilvánul meg. A különböző tektonikai zónák mélységi kihatásai különböző mértékűek. A platform esetében pl. ezek nem érik el az asztenoszférát (Hain), de a nagyobb tektonikai zónák gyökerei legalább az asztenoszféráig lenyúlnak. Miután azonban a lemezteknikai elmélet nagymértékben az asztenoszférában bekövetkező horizontális mozgáson alapszik, ezért e mozgásoknak elkerülhetetlenül tönkre kellene tenniük az összes vertikális kapcsolatot (Belouszov, 1970).

Hain (1970) ezt az ellentmondást a modern geotektonika alapvető ellentmondásának nevezi, de nem tartja leküzdhetetlennek. Az ellentmondás feloldására törekedve megemlíti, hogy

- a) a lemezek elmozdulása a transzform törések mentén differenciáltan valósul meg;
- b) a mélytörések (különösen a Benioff-zónák) némelyikének felszíni vetülete jelentős ho-

rizontális irányú elmozdulásra utaló elgörbülésről tanúskodik (Karig 1971-es munkájára hivatkozva); — továbbá

- c) nem lehetetlen a törés felszíni része és gyökere közti kapcsolat megszakadása sem, majd a törés a felszín új helyén regenerálódik.

Komoly problémát takar az a tény, hogy nem minden kontinensperem előtt van betolódásról tanúskodó mélytengeri árok. Ezért a lemezek bonyolult mozgásrendszere megköveteli a spreadingtengelyek mozgatását is. (Pl. az Afrikai lemezt közrefogó Közép-Atlanti- és Közép-Indiai-óceáni hátság közül legalább az egyiknek el kellett mozdulnia.) Azon túlmenően, hogy a különböző jellegű, — minden esetre hőközvetítéssel járó — igen bonyolult áramlások egész rendszerükben időben és térben változó jelleggel kénytelenek mozogni, még olyan helyzetek is adódnak, mint amit Godby et al. (1968) a Reykjanes-hátsággal kapcsolatban említ (Belouszov idézetének átvétele): „Bizonyos időszakokban két-két aktív párhuzamos gerincvonulat létezett, amelyek között egy óceáni árok keletkezett; a két gerincnek egymástól el kellett távolodnia, mivel a közük injektálódott anyag nem tudott eltávozni.” Belouszov megjegyzése: „Ez majdnem fából vaskarika.”

Nem kevesebb és nem kevésbé súlyos érv hangzik el az elnyelődéssel kapcsolatban sem.

A mélytengeri árok az elmélet szerint a földkéreg betolódási helyei. Ennek alapján Belouszov úgy véli, hogy az árokban nagy mennyiségű üledékanyag-felhalmozódásnak kellene lezajlania, minthogy a besüllyedő litoszféra bulldózer szerűen össze kellene, hogy gyűjtse az üledékeket. 100 millió év, 3 cm/év sebesség és 200 m üledékvastagság paraméterek mellett egy közepes ároknak (50 km széles) 10 km vastag üledéket kellene felhalmoznia. Ezzel szemben az átlagvastagság 1 km (a maximális 4 km) és ráadásul — számos egybehangzó vélemény alapján — az árok talpa teljesen deformálatlan. Rétegződési zavarok csupán az árok meredek lejtőin figyelhetők meg, ami a konszolidálatlan üledékek csúszásával magyarázható.

Hasonló okok miatt adott hangot kétségeinek Mantura is. Ezen kívül még a következő, igen figyelemre méltó, kétségtelenül szenvedélyes hangú kérdést vetette fel annak kapcsán, hogy a mélytengerekben olyan sok helyen találhatók a középső-jurától a jelenkorig terjedő, zavartalan településű üledékek: „Miért van az, hogy ezek az idősebb kőzetek sohasem szállítód-nak be vagy nyelődnek el a Benioff-zónában? Lehet, hogy a betolódási öv 100—200 millió évvel ezelőtt megszűnt működni? (azaz akkor szüntette be funkcióját a betolódási öv, amikor képződött?).”

Égész sor kérdést vet fel Belouszov az Aleuti szigetiv mélytengeri árkával kapcsolatban. A probléma azzal kezdődik, hogy a mágneses anomálielerendeződés fordított helyzetű — a fiatalabb anomáliák esnek az árokhoz közel, — és az anomáliák hegyes szögben futnak neki az ároknak. Ezzel összhangban a kiterjedési centrumot jelentő gerinc az árok alá csú-

szik. Ebből arra lehet következtetni, hogy az ároknak semmi köze a litoszféra abszorpciójához. Újabb problémát jelent, hogy a kiterjedési centrum másik tengelye az észak-amerikai kontinens alá húzódik, ahol rendeltetése, úgy tűnik, megszűnt. Nem minden él nélkül felveti még, hogy ebben a helyzetben esetleg a kontinens litoszféráját reprodukálja?

A litoszféra mélybesüllyedésének kérdését Beluszov a fajsúly oldaláról is megvizsgálja. Gondolatmenete a következő: az anyagsűrűség 700 km mélységben legalább 4 g/cm^3 . A felszíni kőzetek ezt a sűrűséget fázisváltozás nélkül, lehűlés útján nem érhetik el. Azonban az ismert fázisváltozás — az eklogitizáció — eredményeként születő anyag fajsúlya is kisebb a fenti értéknél. Ezen túlmenően már 400 km mélységben a hőmérséklet értékének meg kell haladnia a földkéreg kőzeteinek olvadáspontját.

Ezek után nagy vonalakban tekintsük át mit mond a lemeztektonikai elmélet a Föld nagyszerkezeti múltjáról.

A földtani múltban lejátszódott folyamatok értelmezése (Extrapoláció, másodfokú interpretáció)

Mint minden természettudomány, a földtudomány is, oknyomozó tevékenysége során abból indul ki, hogy azonos körülmények esetén a folyamatok azonos módon, azonos eredménnyel zajlanak le. Ezt fejezik ki a tudományos törvények. A földtannak azonban, szinte számbavehetetlenül sok, térben és időben változó alapparaméterrel kell számolnia, így nem annyira törvényekkel, mint inkább elvekkel dolgozhat. Elvei közül talán legfontosabb az aktualizmus, amely nélkül a geológia nem tudná értelmezni a múltat. Ez az elv ad módot a jelenben mérhető változások múltba vetítésére — extrapolálására, és az adja meg a másodfokú interpretáció lehetőségét, elvi háttérét.

Köztudott, hogy az aktualizmus nem alkalmazható korlátlanul, és általános szabály, hogy minél jobban távolodunk a jelentől, annál kevésbé érvényes az elv. Ez a tény a múltbeli történések lemeztektonikai értelmezésének is egyik leglényegesebb elvi korlátja.

A múltbeli folyamatok lemeztektonikai sarokpontja tehát az elsőfokú interpretáció érvényessége és az aktualizmus elve. Ezek alapján egyszerű extrapolációval, vagy másodfokú interpretációval, de leggyakrabban a két módszer együttes alkalmazásával építik fel a múltbeli modellt.

Általában nem válik el az extrapoláció a másodfokú interpretációtól, amint ezt a későbbiekben ismertetendő példák is mutatják. Fel kell hívunk tehát az olvasó figyelmét, hogy mi is csupán az analízis érdekében tárgyaljuk némileg széttagolva a két megközelítési módszert.

Az extrapoláció során felhasznált alapvető feltételezések közül a következőket emeljük ki:

- a) a mágneses mező inverziójára épülő, a felsőkrétáig extrapolált mágneses skála,
- b) jelenleg megfigyelhető riftogen skálatípusok szerkezetek majdnem teljes evolúciós sora,

- c) az óceánok üledékeinek a gerincek felé történő elvékonyodása, kiékelődése,
- d) a mélytengeri depressziók üledékeinek mezooikumnál nem idősebb kora.

A szorosabb értelemben vett másodfokú interpretáció alapadatai lehetnek:

- a) az ősföldrajzi helyzetre utaló üledékes kőzetek,
- b) akkréciós és konzumációs lemezhatár értelmezésére használt bázisos és intermedier magmatitok,
- c) a nyomás- és hőmérsékleti viszonyokról árulkodó metamorf kőzetek,
- d) az egykori földrajzi elhelyezkedésről és a pólusoz viszonyított helyzetről tájékoztató paleomágneses, őshőmérsékleti adatok,
- e) a hegységszerkezeti, szerkezetföldtani megfigyelések,
- f) a kontinens-permanencia elvéből kiindulva az idősebb kőzetekből álló „kontinensmagok.”

A másodfokú interpretáció során az alapadatokból az egykori viszonyokra következtetnek, majd ezt a mai modellel egyeztetik. Az eljárást jól példázza Dewey et al. (1973) munkája az Alpok lemeztektonikai történetéről, amelyben a következő párhuzamosításokat olvashatjuk: „a kontinentális perem létrejöttének szakaszát a platform jellegű karbonátos kőzetek transzgresszív fáciéseivel és a kontinentális lejtő típusú üledékekkel; az akkréciós ridge-et ultrabázisos kőzetekkel, gabbróval, pilow-bazalttal, nyílttengeri, pelagikus üledékekkel és az ofiolitokat kísérő abiszikus vörös agyaggal; az árkokat a lineáris flis vályuk sorozatával... a szigetiveket a mész-alkáli vulkanitokkal és a savanyú intermedier pluton benyomulásokkal lehet azonosítani”.

Most pedig nézzük meg néhány konkrét példán a múltbeli folyamatok lemeztektonikai rekonstrukcióját az extrapoláció és a másodfokú interpretáció módszerével.

A feltételezések szerint ma is táguló (felnylő) óceánok történetének nyomozásánál uralkodóan az extrapolációs módszert alkalmazzák.

Legismertebb példája ennek a típusnak az Atlanti-óceán modellje, amelynek kialakításánál bizonyos nagyon jellegzetes mágneses anomália sávok jelenlegi helyzetéből vezették le a lemezek (Amerikai, Eurázsiai, Afrikai) rotációs mozgását, állapították meg annak időbeli stádiumait és következményeit a szomszédos lemezekre (Pitman és Talwani 1972).

Kevésbé ismert az Indiai-óceán fejlődésének lemeztektonikai modellje, ezért célszerűbbnek véltük, ha konkrét példaként ezt választjuk. Az előzőekben ismertetettekhez hasonló módon Mc Kenzie és Sclater (1973) 3 evolúciós stádiumot állapítottak meg. Az elsőt 74–75 millió évvel ezelőtre tették, megjegyezve, hogy a korábbiakra nem tudnak következtetni. Dietz és Holden a Pangea széttagolódásának kezdetét a triászra teszi, és a Gondwana széthasadását is ehhez a folyamathoz kapcsolja. Smith és Hallam, valamint Mc Elhinney szerint a Gondwana széttörése a felső-jura—alsó-kréta előtt nem mehetett végbe.)

Az első periódus kezdetén az Indiai lemez akkréciós kiterjedéssel É-i irányba mozgott 17 cm/év sebességgel. Ez a mozgás 56 millió évvel ezelőtt fékeződött le, amikor az Indiai kontinens a Tethys szubdukciós zónájához érkezett. A következő periódusban (45—35 millió év) Ausztrália elkülönült az Antarktiszról 2,5 cm/év mozgási sebességgel. Majd a befejező szakaszban (35 millió évtől máig) az Afrikai, Indiai és Antarktiszi lemezek lassú mozgásával (átlag 1,2 cm/év) teljesen szétváltak, a Himalája kiemelkedett; megindult a Vörös-tenger és az Adeni-öböl kialakulása és tengeralatti hátságok képződtek.

A Csendes-óceán mélytengeri árkokkal kísért ázsiai, vagy dél-amerikai partvidékének rekonstrukciói a még létező, de éppen konzumálódó óceánaljzatot példázzák. A mozgásmechanizmus elemzésében itt a nagyobb súly általában még az extrapoláción van, de szót kapnak már a másodfokú interpretáció elvei is.

Ezt a metódust mutatja például Rutland (1971) cikke, amely az Andok orogén folyamatai és az óceán spreading közötti összefüggéseket vizsgálja. Konklúziójának lényege az, hogy az É-chilei Andok, valamint az Argentína és Bolívia területén lévő vonulatok vulkanizmusa, plutonizmusa és tektonikai jellegei időben kelet felé migrálnak. Ezeket a jelenségeket, az említett szerző, a kontinentális kéreg peremi blokkjainak — az óceáni lemez betolódása által kiváltott — elnyelődésével magyarázta. A jurától a partvonal kelet felé történő mozgását kb 200 km-re becsülte. Szükségesnek tartjuk megemlíteni, hogy ez az elgondolás némileg ellentmondásban van a feltételezett kontinens-permanencia elvével!

A betolódás során teljesen, vagy csaknem teljesen bezárult, de még a jelen lemezmozgási ciklushoz kapcsolható óceánok esetében előtérbe kerül a másodfokú interpretáció módszere, bár még az extrapoláció alkalmazásának is tág tere lehet.

A lépcsőfok típuspéldája a Tethys bezáródásának tulajdonított Eurázsiai hegyláncolat képződési modellje. Az irodalom e téren is gazdag. A legújabb munkák szerzői az Eurázsiai és Afrikai tábla közötti egyszerű mozgáskapcsolat helyett ma már tucatnyi mikrokontinenssel és igen bonyolult mechanizmus-rendszerrel számolnak.

A kérdés komplikáltságának jelzésére és a mai megoldási módszerek bemutatására idézzük fel Dewey et al. (1973) cikkének néhány gondolatát.

Az alpi rendszer fejlődését egyrészt az Amerikai, Európai és Afrikai lemezeknek az atlanti-óceáni spreading történetéből levezetett mozgásával, másrészt interpretált egykori szituációknak a recens lemeztektonikai helyzettel való megfeleltetésével próbálták rekonstruálni. (Az utóbbi eljárás néhány analógiás értelmezését a módszer ismertetésénél már közöltük.)

Az Atlanti-óceán fejlődésében kimutatott 8 fázis — az idézett cikk szerzői szerint — a Tethys történetében 9 szakaszban tükröződik, mégpedig a táblahatárok újraszerveződésével és

a szubdukciós zónák deformációival. Az ofiolitos kőzeteket az új óceáni területek képződési jeleinek tekintették és minden fázist a megfelelő ofiolitos kőzetek kora alapján azonosítottak. Az Afrika és Európa közötti első, ún. Tethys 1. óceán képződését a triászra tették (Kaukázusi betolódással). Legfiatalabbnak a Ny-Mediterrán medencéket tartják, melyek — szerintük — az alsó-miocénben nyílhattak föl.

Érdekes Hsü (1971) álláspontja az Alpok és a Ny-i Mediterráneum keletkezéséről, aki megpróbálja összeegyeztetni a lemeztektonikát és a geoszinklinális elvet. Ő ugyanis nem tételez fel óceáni dimenziókat a mezozoikum idején, és ennek megfelelően az Alpokat a mozgó mikrokontinensek közötti viszonylag keskeny geoszinklinálisok üledéktömegéből származtatja.

Végül olyan rekonstrukcióról ejtünk szót, amely a jelenlegi lemeztektonikai ciklust jóval megelőző folyamatokat próbál értelmezni, éppen ezért már teljes egészében a másodfokú interpretáció keretében sorolható. Ilyen Bird és Dewey (1970) munkája az Appalache-hegység lemeztektonikai interpretációjáról. A szerzők a hegységet felépítő kőzettesteket self, kontinentális lejtő, óceáni hátság és abisszikus síkság környezetekben képződöttnek értelmezték, így az ősföldrajzi szituációt a recens kontinensperemmel analógizálták, — szigetivek, mélytengeri árkok egykori létrehozásának következtetése. A rétegtani és tektonikai kép alapján a felső-prekambriumtól az ordoviciumig lemezakkrécióval végbemenő óceánképződést tételeztek fel (Proto-Atlanti-óceán), amelyet az ordovicium végén és a devonban konzumáció útján lezajló óceánzáródás követett. Ennek végső eredménye az Appalache-hegység kiemelkedése és deformációja volt.

A földtani múltban lejátszódott folyamatok értelmezésével kapcsolatos vélemények

Először adjuk meg a szót a lemeztektonikának. Le Pichon et al. (1973) könyvében ezek olvashatók: „A hipotézist, nyilvánvalóan nehéz alkalmazni a múltra, ahol olyan erők által létrehozott feszültségek akkumulálódtak eredményeivel tudunk csak foglalkozni, amelyek már régen eltűntek. Így a lemeztektonikát a múltra alkalmazó kísérletek modelljeinek eredményei nem ellenőrizhetők és legnagyobb mértékben feltevéseken alapulnak.” Majd így folytatják: „Mégis, a lemeztektonika múltbeli deformációkra való alkalmazása az a terület, ahol a legbátrabb extrapolációkat végezték.” A sikeres alkalmazás érdekében „nagyobb erőfeszítéseket kell tenni a kritikai ellenőrzést illetően,” és „néhány úttörő munka, amely nyilvánvalóan nélkülözi még a modell kialakításának szigorú kritériumait, ebben az irányban halad.”

A másodfokú interpretáció során — amint erről már több ízben szólottunk — az egymásra épülő értelmezési láncolat miatt a bizonytalansági tényezők hatványozódnak, s az őskörnyezeti interpretációk is mindig nagy bizonytalansági tényezőkkel terhesek. Erre utal a fenti idézet is.

A konkrét modellekre vonatkozó megjegyzések, bírálatok ismertetésére ezúttal nem térhetünk ki, így csupán az elsőfokú interpretációnál nem eléggé exponált — és alapvetően a múlt jelenségeit érintő extrapolációkra vonatkozó — kritikák közül érintünk néhányat.

A mágneses skálát ért bírálatokkal már korábban foglalkoztunk. Ehhez Hain nyomán még hozzátesszük, hogy a Heirtzler által kiterjesztett skálában 1-től 32-ig az egyes mágneses sávok korát nem közvetlenül, hanem az ezeket fedő üledékek kora alapján határozták meg, ami nem lényegtelen.

A mágneses anomáliákkal kapcsolatban Hain két problémát említ. Az anomáliák a hátság tengelyétől távolodva olyan gyorsan meggyengülnek a hátság lejtőjén, hogy ez nem magyarázható csupán az üledékvastagság növekedésével. D. M. Pecsorszkij és M. Ozima (1971) szerint a jelenség a mágneses sajátságokat hordozó ásványok savanyúbb voltával magyarázható. A másik probléma lényege abban áll, hogy az Atlanti-óceán peremén és a Csendes-óceánnak a központi részén is, intenzív mágneses anomáliákkal nem rendelkező zónákat, ún. nyugodt mágneses mezőket tártak fel. A jelenség csak úgy lenne megmagyarázható, ha feltételezzük, hogy e mezők a permotriászban képződtek, amikor állítólag nem zajlott le mágneses inverzió (Heirtzler, Hayes 1967). Hasonló véleményt fejtett ki Petrova és Hramov is (1970). A feltételezés óta azonban Pecsorszkij és Karaszik már a permotriászban is kimutatott inverziós mezőket.

Az elsődleges interpretációval kapcsolatban már említést tettünk a csendes-óceáni üledékképződés vastagságváltozási gradienseiről. Itt csupán annyival kívánjuk kiegészíteni, hogy abból következően az óceáni aljzat kiterjedésének sebességváltozásait Ewig az alábbiak szerint tételezte fel:

a folyamat a felső-krétában kezdődött 10 cm/év sebességgel; később a sebesség csökkent, míg nem a miocén elején teljesen megállt; 10 millió évvel ezelőtt újraindult 3,3—6,6 cm/év sebességgel. E feltételezés valóságát megkérdőjelező kőzetanyagokról már korábban szövegtünk.

A mélytengeri depressziók üledékeinek mezozoikumnál nem idősebb korával kapcsolatban Belouszov megemlíti, hogy a bazaltban számos helyen intersztrifikációt észleltek. Nem tartja továbbá azt sem lehetetlennek, hogy a második rétegben metamorfizált állapotban üledékes kőzetek legyenek.

A szerkezet öröklött voltának kérdéseit már jórészt áttekintettük. A vulkáni szigetek problémáját azonban érdemes külön is tárgyalni. A Csendes-óceán egyes miocénben, sőt eocénben keletkezett vulkánjai ma is működnek, pedig azóta az aljzatnak 600—1500 km-t kellett eltolódnia. A vulkánok hogyan tarthatták meg kapcsolatukat ebben a helyzetben is — kérdezi Belouszov —, amikor azok forrása mélyebben van, mint a litoszféra.

*

Mind az elsőfokú, mind a másodfokú interpretációhoz sorolt ellenvetések (és elvéve az

elmélet helyességét igazolni kívánó megjegyzések) ismertetése során törekedtünk a szakirodalomban folyó vita visszatükrözésére, elhallgatva a bennünk is pro- és kontra felmerülő véleményeket. Ha a vitáról mégsem sikerült volna reális képet bemutatni, annak kettős oka lehet. Az idevonatkozó irodalomnak csak viszonylag kis töredékét tudtuk áttekinteni, és válogatásunk is bizonyos fokig véletlenszerű. Ebből következően nem kizárt, hogy fontos momentumok maradhettek számunkra is ismeretlenek. Úgy tűnik azonban, hogy számos kérdéssel a lemeztektonikai elmélet sem képes jelenlegi fejlettségi fokán megbirkózni. Erre utalnak Le Pichon óvatosságra intő idézett mondatai is.

E kurta bírálat-ismertetés után ejtsünk még szót arról, mi a kutatók véleménye a lemeztektonikai elmélet korában az első geotektonikai elméletről, a geoszinklinális elméletről. Továbbéléséről az a pusztán tény is jól tanúskodik, hogy ebben a kérdésben 1972-ben nemzetközi konferenciát rendeztek.

A geoszinklinális elméletről — rendkívül gazdag anyag áttekintése után — igen sok kutató véleményét így összegezte Hain: „A lényege szerint tehát tovább él a geoszinklinális elmélet, és az új globális tektonika csak elmélyíti azt. Azonban két lényeges helyesbítést kell tenni a geoszinklinálisok tradicionális értelmezésében. Először: tisztázódott, hogy a geoszinklinálisok fejlődése és azok gyűrt hegyszerkezetekbe — epigeoszinklinális orogénekbe történő átalakulását nemcsak a geoszinklinálisokban lévő mélyfolyamatok (sőt, talán nem is annyira azok) határozzák meg, mint inkább a környező litoszféra területén lévő dinamikus viszonyok (tágulás—nyomás) változásai... másodsor: el kell vetni a deformáció intenzitása és az üledékvastagság között túlzott mértékben egyenes összefüggést hirdető elképzeléseket... A vastagság és a deformáció kapcsolata a táguláson keresztül valósul meg” — minthogy ez gyengíti meg az aljzatot, lehetővé téve az intenzívebb süllyedést és anyagfelhalmozódást, valamint a horizontális deformációkat. A továbbiakban elmondja még, hogy a geoszinklinálisok nem okvetlenül óceáni kérgen keletkeznek, a geoszinklinálisok többségének a peremi vagy beltengekerek — „mikroóceánok” — és a jelenlegi indonéziai típusú szigetivek rendszere felel meg. Végül még egy idézet: „Ez a felfogás (vagyis a lemeztektonikai) kijelöli az ofiolitos övek és a Benioff-zóna szükséges helyét a geoszinklinálisok szerkezetében és dinamizmusában, megmagyarázza a különböző típusú metamorf-zónák elhelyezkedését, az andezites vulkanizmusnak, a sarjázsoknak és a geoszinklinálisok más egyéb jellemző vonásainak származását, amelyeket a tradicionális sé mákban vagy mellőztek, vagy nem értékelték, vagy amelyekre nem találtak kielégítő magyarázatot.”

A továbbiakban annak bizonyítására, hogy a két elmélet között sem teljes a harmónia, Hain a még megoldásra váró kérdések egész sorát jelöli meg.

A fent említett 1972-es konferenciáról írott beszámolójában R. M. Dott (1973) megemlíti, hogy komoly bírálatot kapott az elképzelés, miszerint az ofiolit és ofiolitszerű együttes mélytengeri és közvetlenül a ridge-ből származik. Általános véleményét a következőkben summázza: „Úgy tűnik, hogy túljutottunk a földtől távoli modell építésén, és készen állunk ismét a realitásokat rohamozni, de új szemlélettel.”

A lemeztektonikai elméletről alkotott néhány általános vélemény

A lemeztektonikai elmélet fenntartás nélküli követőinek véleményét nem tartjuk szükségesnek idézni. Úgy gondoljuk, hogy az elmélet súlyát, használhatóságát sokkal inkább tükrözi a semlegesek és talán még az ellenzők véleménye is.

Az elméletalkotók egy csoportjának (Le Pichon et al.) nagyon realiztikusnak ható véleményét az interpretációk kapcsán már ismertettük. Állítsuk most mellé a legszélesebb fronton támadók sorából Belouszov néhány következtetését: „Nyilvánvaló, hogy a tengerfenék kiterjedés hipotézisének egyetlen aspektusa sem képes kiállni a kritikát. Ez az elmélet olyan adatok általánosításán alapszik, amelyek jelentősége indokolatlan módon túlbecsült. Ez a jelenség tényleges természetének eltorzításához vezet.” Elismeri, hogy az óceáni földkéreg megismerése terén az utóbbi években jelentős előrelépés történt. Konkrét példákra hivatkozva ugyanakkor megállapítja, hogy még mindig sokkal kevesebb az innen származó ismeretanyag, mint ami jelenleg is rendelkezésünkre áll a kontinensekről. Szükségesnek látja, hogy az új ismeretek fényében a kontinens oldaláról is vesünk pillantást az óceánra, ne csak fordítva. Hangsúlyozza végül, hogy a Föld teóriája csakis a kontinensek és az óceánok tudományának egyenjogú egyesítése alapján születhet meg.

Van Bemmelen (1972) úgy látja, hogy az elvileg egyszerű globális tektonika nem megfelelő elvi modell a geodinamikai folyamatok interpretációjához.

A. V. Pejve szerint az új globális tektonika elmélete kiemelkedő tudományos általánosítás, és jelentőségét semmiképpen sem lehet tagadni, jóllehet a koncepció még sematikus, korántsem tökéletes.

V. E. Hain úgy véli, hogy a lemeztektonikai elméletnek az egyre bonyolultabbá válása ellenére is az egyszerűség marad az egyik leg-erősebb oldala. További előnyeit abban látja, hogy:

- felhasználja a geológia, a geofizika és a geokémia által leírt különféle jelenségek szinte teljes skáláját,
- a különböző zónákban lezajló mozgásokat egységes dinamikai modellben egységesíti,
- lehetővé teszi a második (bazalt) réteg korának és az óceáni aljzat különböző kiterjedési sebességének meghatározását,
- sikeresen szintetizál egész sor korábbi elméletet.

Ugyanakkor ő sem rejti véka alá, hogy sok még a hipotetikus elem és a megoldásra váró

kérdés. Végkövetkeztetése így hangzik: „az új globális tektonikának megvannak az esélyei arra, hogy olyan általános tektonikai elmélet kristályosodási pontjává váljék, amely a korábbi ellentmondásos nézeteket nem eklektikusan, hanem dialektikusan egységesíti.”

Zárszóként a fentiekből — most már saját nevünkben — a következő tanulságokat bátor-
kodunk levonni:

- A lemeztektonikai elmélet — a fennálló ellentmondások ellenére igen jelentős *mun-
kahipotézis* a Föld mai globális jelenségeinek magyarázatára.
- Ezzel szemben — úgy tűnik — nem magya-
rázhatók meg az elmélettel a kontinensek belsejében lezajló tektonikai folyamatok, sőt segítségével még a kontinenshordozó lemezek találkozási zónájában lejátszódó tektonikai jelenségek is csak nehezen értelmezhetők.
- A globális méretekre kidolgozott és ebben a dimenzióban igen szemléletes képet adó le-
meztektonikai elmélet bizonyos régiók, rész-
letek szerkezeti jellegeinek megértését elő-
segíti ugyan, de a konkrét jelenségek kielé-
gítő magyarázatát önmagában nem képes
adni. Ezért az ilyen rekonstrukciók készítő-
sekor a jelenleginél kritikusabb szemléletre,
sokrétűbb elemzésre van szükség. Különös-
képpen vonatkozik ez a földtörténeti múlt
kontinenseken belüli jelenségeinek rekon-
strukcióira.
- Nem lényegtelen, hogy mindkét irányból
növekedni látszik azon kutatók tábora, akik
elfogadják ugyan a lemeztektonikai elmélet
alapgondolatát, de konkrét alkalmazása során
a felmerülő ellentmondások feloldása céljá-
ból új magyarázatok keresésétől sem riadnak
vissza; nem szándékoznak minden jelenséget
egyetlen sémával magyarázni; — és nem tö-
rekednek kritikátlanul az óceánok tanulmá-
nyozásával feltárt összefüggéseknek a konti-
nensekre vonatkozó kiterjesztésére és viszont.
A két szemlélet egyesítése — úgy véljük —
nagyobb valószínűséggel közelítheti meg a
Föld egészének valós képét, mint a mai
modellek.

IRODALOM

- Adamovics, A. F., Ivanov, I. B.: 1972. Problemü globalnoj tyektonyiki, Naucsnaja szesszija Obsego szobranijija otgyelenijija geologii, Geotyektonyika No. 4. p. 125—127 geofizikai: geohmii AN SzSzsZR.
- Belousov, V. V.: 1970. Against the hypothesis of ocean floor spreading. Tectonophysics Vol. 9. p. 489—511.
- Belousov, V. V.: 1972. Oceanisation and isostasy: A reply on the subject of W. R. Jacoby's comments. Tectonophysics Vol. 15. No. 4. p. 333—336.
- Bird, J. M. és Dewey, J. F.: 1970. Lithosphere plate — continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 81. p. 1031—1060.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., Bonnin, J.: 1973. Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 84. No. 10. p. 3137—3180.

6. Dietz, R. S. és Holden, J. C., 1973. Geophysical illusion of continental drift: A discussion. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., Vol. 57. No. 11. p. 2290—2296.
7. Dott, R. H., 1973. Geosyncline concept. Geotimes Vol. 18. No 2. p. 16—18.
8. Bogdanov, N. A., 1972. Problemü tyektonyiki Tyihookeanskogo regiona (XII. Tyihookeanskij naucsnyj kongressz, Kanberra, Avsztraliya 18—28 avgusztá 1971 g.) Geotyektonyika No. 3. p. 116—119.
9. Hain, V. E. 1972. O szovremennom polozsenyii v geotyektonyike i vütyekajuscsh iz nyevo zadacsah. Geotyektonyika No. 4. p. 3—34.
10. Hsü, K. J.: 1971. Origin of the Alps western Mediterranean. Natura Vol. 233. No. 4314 p. 44—48.
11. Jacoby, W. R., 1972. Oceanisation and isostasy: A discussion. Tectonophysics No. 4. 15. p. 331—333.
12. Le Pichon, X., Franchetteau, J., és Bonnin, J. 1973. Plate ectonics. Developments in Geotectonics. Vol. 6. Elsevier Amsterdam.
13. Mantura, A. J., 1972. Geophysical illusions of continental drift. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull, Vol. 56 No. 8 p. 1552—1556.
14. McCunn, H. J., 1973. Vertical uplift explanation for plate tectonics. Am. Assoc. Petro' Geologists, Bull., Vol. 57. No. 9. p. 1644—1659.
15. McKenzie, D. P., és Sclater, J. G., 1972. International Geological Congress, Canada—1972. Section 8. Marin Geology and Geophysics, Montreal.
16. Rezanov, J. A. és Fajtyelzon, A. S., 1974. Mehanizim obrazovanyija okeanyicseszkoj korü Izvesztyija vüszsah zavagenyij Geologija i Razvedka. No. 2. p. 13—15.
17. Rutland, R. W. R., 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. Nature Vo. 233. No. 5317 P. 252—255.
18. Sonenschein, L. P., 1973. Probleme der Globalen Tektonik, Zeitschr. für angew. Geol. B. 19. H. 4. p. 175—182.
19. Van Bemmelen, R. A., 1972. Geodynamic models. Developments in Geotectonics Vol. 2 Elsevier Amsterdam.

Г. Часар—Я. Хаас

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ, ПОСВЯЩЕННОЙ СОВРЕМЕННОМУ СОСТОЯНИЮ ТЕОРИИ О ПЛИТОВОЙ ТЕКТЕНИКЕ

Рассматриваются географические и геологические результаты, непосредственно (или косвенно) способствовавшие возникновению теории о плитовой тектонике, а также принципы, полученные теоретиками плитовой тектоники в результате зондирования этих результатов и интерпретированный ими механизм движений, причем все это делается с учетом того, как данная теория входит в совокупность геотектонических теорий. Выделяются и разделяются между собой: интерпретация первой степени (толкование мгновенной кинематической системы современной фазы плитовой тектоники), экстраполяция (толкование бывшей системы дви-

жений, приведших к современной фазе плитовой тектоники) и интерпретация второй степени (толкование кинематических систем плитово-тектонических фаз, предшествовавших современной фазе). При этом освещаются расхождения между отдельными этапами и возможности их применения в условиях трудностей, увеличивающихся по мере перехода с одного этапа на следующий.

Исходные данные первостепенной интерпретации и критические подходы к основным принципам ее группируются в порядке последовательности их рассмотрения, причем авторы останавливаются также и на рассмотрении критики экстраполяции и вторичной интерпретации.

Кроме того, излагается и общая оценка некоторыми тектонистами значения и ограничений теории плитовой тектоники.

В заключение в четырех пунктах авторы настоящей статьи излагают свою точку зрения о применимости рассматриваемой теории, возникшую в процессе изучения соответствующей литературы.

Szerkesztői közlemény

Lapunk színvonalának emelése, a felesleges többletmunka elkerülése és a szerkesztés megkönnyítése érdekében az alábbiakban adunk tájékoztatást a szerkesztés irányelveiről és a kéziratok elkészítési módjáról.

A cikkek kívánatos *terjedelme* (ábrákkal együtt) 3–6 nyomtatott (15–30 gépelt) oldal. Nagyobb terjedelem csak kivételes esetekben fogadható el, de ilyenkor a szerkesztő bizottság fenntartja magának a jogot, hogy a cikket több részben közölje. A szerző minden esetben a teljes cikket köteles beküldeni, akkor is, ha az esetleg több részletben fog megjelenni.

A beérkező cikkek *megjelenési sorrendjére*, általában azok beérkezési időpontja mérvadó, mégis — azok fontossága, aktualitása figyelembevételével — a szerkesztő bizottság egyes cikkeket előre sorolhat.

Lapunk általában csak *első közlésnek* ad helyet. A cikk beküldésével egyidejűleg a szerző nyilatkozni tartozik, hogy a cikk máshol még nem jelent meg. Másol már megjelent cikkek közlését csak egész különleges esetekben tesszük lehetővé.

Vállalati, vagy népgazdasági vonatkozásban *bizalmas adatok közléséért* a szerzőt terheli a felelősség. Kérdéses esetekben a szerzőnek feletteseitől a cikkhez írásbeli engedélyt kell mellékelnie. Más szerzők megállapításait, ábráit stb. csak a forrásmunka megjelölésével szabad közölni.

A cikk megjelenése nem feltétlenül jelenti azt, hogy a szerkesztő bizottság annak minden megállapításával egyetért, ezért lapunkban helyt adunk *szakmai hozzászólásoknak*, vitáknak is.

A szakirodalom rohamos mennyiségi növekedése következtében alapvető követelmény a *tömör, szabatos fogalmazás*. Célszerű a cikkeket alcímekkel tagolni, a legfontosabb gondolatokat kurzív szedéssel (a kéziratban aláhúzással) kiemelni. Levezetések nem közlünk teljes terjedelemben. Számítási módszereket célszerű — miként a levezetésekénél is — csak a kiindulást és a végeredményt megadva, számpéldával is szemléltetni. Prospektusokból vett adatok, elnevezések használatát lehetőleg kerülni kell, vagy hivatkozni kell a forrásmunkára.

A szerkesztőség fenntartja magának a jogot, hogy a nyelv helyessége érdekében a kéziratokban javításokat végezzen.

A cikkeket *két példányban* kell beküldeni. Csak géppel, 25 soros (2-es sorköz, egy-egy sorban 50 leütés, 3–4 cm-es margó) oldalakon írt, tisztán olvasható kéziratokat fogadunk el. A gépelt anyag első példányát és egy másolatot kérünk.

A *cikk címe* röviden, tömören jellemezze a tartalmat. A szerkesztő bizottság — szükség esetén — fenntartja magának a jogot a cím módosítására.

Egy-egy szakterületről teljes áttekintést csak kivételes esetben közlünk. Általában a tudományág már ismert tételeihez csatlakozóan kell a részletkérdéseket ismertetni.

Minden cikkhez — *külön oldalra gépelve* — legfeljebb 10–15 soros *összefoglalót* kell mellékelni. Mivel ezt idegen nyelvre fordítatjuk, itt különösen ügyelni kell a világos, rövid mondatokban történő fogalmazásra, valamint arra, hogy az összefoglalás jól fedje a tartalmat. (A tartalmi összefoglaló ne legyen a cím kibővített megismétlése!)

Különös gondot kell fordítani a *képletek* írására. A bonyolult képleteket jól olvasható kézírással célszerű beírni. A képletekben szereplő jelek értelmezése a képlet után is megadható, de főbb jel esetén célszerűbb a

jelek értelmezését (a mértékegységeket is feltüntetve) a cikk végén „JELŐLÉSEK” címmel külön lapon felsorolni. Képleteknél a törtvonal zárójelként nem alkalmazható; ezeket kérjük kézzel beírni. Ugyancsak különbséget kell tenni az „l” betű és az „1” szám között! Különös gondot kell fordítani az idegen (görög, gót stb.) betűk írására.

Mindenhol az SI rendszer *mértékegységei* használandók. („Fizikai mértékegységek neve, jele és mértékegysége” című szabvány MSZ 4900/I—11—70). Külföldi szerzők cikkeiben is a fenti szabvány mértékegységeit kell használni.

A terjedelmes *táblázatok* közlését kerüljük. Minden egyes táblázatot kérjük *külön oldalra* gépelni és sor számmal ellátni. A szövegben minden táblázatra hivatkozni kell és a táblázat helyét és számát a szöveg mellett a margón is fel kell tüntetni.

Az *ábrákat* lehetőleg a lapban kívánt méret 2–3-szorosára készítsük. Számuk lehetőleg ne legyen több mint nyomdai oldalanként 1–2. Az ábrákat is két példányban kell beküldeni, tusrajz megfelelő, fontos az éles, jól látható kivitel. Grafikonokra célszerű koordinátahálót rajzolni. Az ábrákat arab számjegű *sorszámmal* kell ellátni. Az *ábraalíráásokat külön lapra* kérjük gépelni. Ha ábraalírás nincs, a rajzokat — azok számának taxative való felsorolásával — külön lapon fel kell tüntetni.

A szövegben minden ábrára hivatkozni kell. Az ábraszámot a kívánt helyen a margóra kérjük kiírni.

Fényképekből jól exponált, éles, tiszta másolatokat kérünk, ugyancsak két példányban, maximálisan 9 x 12 cm méretben. Felsorolásnál a fénykép is ábrának számít; a számozás folyamatosan történjen.

Az *ábrákat és fényképeket* nem szabad a szöveg közé beragasztani, hanem külön kell mellékelni.

Az irodalmi hivatkozásra vonatkozóan az alábbi részletes és feltétlenül megszívlelendő előírások betartását kérjük.

A cikk végén *külön kéziratban* IRODALOM cím alatt, szögletes zárójelbe tett számozással kell felsorolni a műveket, mindenkor a *mű eredeti megjelenési nyelvén*.

Példák:

a) *Könyvek esetében:*

[1] Scheffer V.: Geofizikai kutatómódszerek. Nehézipari Könyv- és Folyóiratkiadó Vállalat, 1951

Két vagy több szerző esetén a nevek között hosszú kötőjelet alkalmazunk.

[2] Demeter J.—Szabady J.—Szandtner F.: Villamosgép gyártás-technológiája. I. kötet. Tankönyvkiadó, 1952.

Idegen szerzők esetén a szerzők családneve után vesszőt teszünk.

[3] Baeckmann, W.—Schwenk, W.: Theorie und Praxis der elektrochemischen Schutzverfahren. Verlag Chemie GmbH Berlin, 1971.

[4] Bonnar, R. U.—Dimbat, M.—Stross, F. H.: Number average molecular weights. Intersci. N. Y., 1958.

[5] Éjgelesz, R. M.: Razrusenie gornüh porod pri bureonii. Nedra Moszkva, 1971.

b) *Folyóiratok esetében* a szerzők neveit illetően a fentiek szerint kell eljárni. A cikk címét ez esetben is eredeti nyelven kell megadni, de az évszámot a leírás végén zárójelbe tesszük.

[6] *Riley, H. G.*: A short cut to stabilized gas well productivity. *J. Pet. Tech.* 5 537—42 (1970).

[7] *Guszman, M. T.—Kuznecova, I. I.—Gel'man, A. B.*: Turboburü dlja burenija almaznümi dolotami. *Neftjanoe Hozjajsztvo* 11 9—12 (1972).

Az orosz szövegeket betű szerint (nem kiejtés szerint) kell átírni. A kötetszámot kettős aláhúzással (3), a folyóirat számát egyes aláhúzással (11) adjuk meg. Az oldalakat lehetőleg -tól -ig ajánlatos feltüntetni hosszú kötőjellel (32—6, 46—52, 114—6, 118—22, 196—203).

Ha azonos nevű, de más-más országban megjelenő folyóiratról van szó, a folyóirat megnevezése után zárójelben meg kell adni a megjelenés helyét is, pl. Nafta (Zagreb), vagy Nafta (Katowice). Ha egy éven belül a folyóirat kötet száma változik, pl. *World Oil*-ből egy évben két kötet jelenik meg 1-től 7-ig terjedő számmal, akkor legcélszerűbb a hónapot kiírva megadni. *Pl. World Oil*, December 39—46 (1972).

Egyes folyóiratokra a szakmailag ismert rövidítés is alkalmazható (IECh, JPT, Izv. AN SZSZSZR), úgyszintén a szabványos rövidítések a *Bulletin*, *Journal*, *Zeitschrift*, *Zsurnal*, *Revue*, *Lepok* megjelölésére (B., J., Z., Zs., R., L.).

c) *Egyéb kiadványok:*

[8] MSZ 13 802.

[9] *Strádi G.*: Jelentés a propán-butángáz tűzoltói kísérletekről. BM—TOP 2219/70. számú téma. Bp. 1970. IX. 17.

[10] *Operating and service manual of vapor pressure osmometer.* Hewlett-Packard.

Kérjük t. cikkíróinkat, hogy kézírataikat a jövőben az előbbiekből vázoltak szerint elkészíteni szíveskedjenek!

A SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG

Könyvismertetés

WERNER ARNOLD: *Eroberung der Tiefe. (A mélység meghódítása.)* VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. Leipzig (NDK). 1973. 1—233 p.

„A tudomány bármelyik ágazatát igazán csak akkor érthetjük meg, ha annak történelmi fejlődését is ismerjük.” Ez a tézis ARNOLD professzornak, a mű kezdeményezőjének és szerkesztőjének a vezérfonala, amelyen végighaladva megismertet bennünket a bányászati és földtudományok legújabb vívmányaiival, az egyre nagyobb mélységekbe való behatolás problémáival, az *ingenium humanum* e téren aratott legújabb győzelmeivel. A megtett út teljes nagyszerűségében csak úgy mérhető fel, ha visszapillantunk az egyes műszaki-tudományos ágazatok kezdetére, amely a bányászatban elvész a prehisztórikum homályában, viszont a geofizika és fúrás-technika esetében alig évszázados, ill. több évtizedes múltra tekinthet vissza.

A mű 16 jeles társszerző tollából, 18 magában zárt fejezetet csokorba kötve, egységes és meggyőző képet tár elénk a geotudományok és geotechnika terén eddig elért eredményekről, mai állásáról és az utolsó évtizedekben szemünk előtt egyre meredekebben felfelé ívelő haladásáról. ARNOLD professzor előszava szerint a mű célkitűzése az, hogy a mai kor egyik vezérgondolatának megfelelően az érdekelt szakköröket: geológusokat, geofizikusokat, bányászokat és olajmérnököket szakterületük szerint a történelem és hagyományok forrásainak felkutatására indítsa; általában pedig minden olvasóval érzékeltesse, milyen küzdelmes és veszedelmes, de egyúttal lenyűgöző és érdekfeszítő az az emberi törekvés, hogy a Föld belsejének feltárásával és meghódításával egyre újabb hasznosítható ásványi nyersanyagkészleteket állítson az emberiség, a társadalom szolgálatába.

A mű fő szerzője bevezető tanulmányában felvázolja a bányászat fejlődéstörténetének főbb vonásait, egybeveti a bányászat évszázadokig tartó, szinte lépésenkénti behatolását a Föld mélyébe a tudományos-technikai forradalom napjainkban történő rohanó tempójával, amikor az elért mélységrekordokat, alig hogy megszülettek, újabb mélyfúrások szinte évente túlszárnyalják. Mindezen fejlődés hagyományos világképpünk alapvetően megváltoztatja. Ezt a bányászati tudományok egyes részterületeire vonatkozóan a mű egyes fejezetei az alábbi taglalásban tárgyalják.

O. WAGENBRETH: A geológia kezdete és a föld belsejéről alkotott elképzelések fejlődése. — TÁRCZY-HORNOCH A.: A geofizika fejlődése és szerepe a földkéreg és az ásványtelepek kutatásában. — H. J. RÖSLER: Ásványtelepek keletkezésének és a földkéregben való eloszlásuknak geokémiai törvényszerűségei. — R. MAAZ: A Földben uralkodó erők kihatásai a külszín kialakulására. Szeizmológia és földszerkezet. — H. TAZIEFF: A vulkanizmus okai és megjelenési formái. — BOLDIZSÁR T.: Geotermikus anomáliák hasznosítása energiatermelés céljára. — KESZLER H.: A barlangok. Keletkezésük és jelentőségük a múltban és a jelenben. — E. SCHROEDER és H. HARTKE: A tenger mélységek megkutatása. — W. ARNOLD: A bányászat kezdete az őstársadalomban és a rabszolgatársadalomban. — W. ARNOLD: A mélyfúrás technikai fejlődése az ókortól a XVIII. századig. — W. ARNOLD: Technikai csúcok az európai bányászat XV—XVIII. évszázadában az egyre nagyobb mélységbe való behatolás során. — W. ARNOLD: A mélyfúrás és aknamélyítési technika fejlődése a XIX. században az ipari forradalom nyomán. — W. DREEYER és H. PFORR: A bányászat behatolása a szélsőséges mélységekbe. A közetmechanika szerepe és fejlődésben. — ALLIQUANDER Ö.: A rotari fúrás jelentősége a földkéreg megkutatásában. — GYULAY Z.: A földkéreg folyékony ásványkincsei. — I. P. KULIEV: Az olaj és tűz hazájából. A Kaspi-tenger környéki kőolajtermelés fejlődése. — W. ARNOLD és O. WAGENBRETH: Mentés a bányászatban. Természetes és bányászati üregek újabb felkutatása és felhasználása a földkéregben. — Befejezésül: W. ARNOLD—ALLIQUANDER Ö.—GYULAY Z.—W. DREEYER: Mai és jövőbeli problémák és feladatok a földkéreg további felkutatásával és hasznosításával kapcsolatban. — Nevek és címszavak jegyzéke.

A mű legfőbb értéke, hogy a felsorolt tanulmányok a legigényesebb tudományos szinten, mégis mindenki számára közérthetően taglalják az egyes részterületeken végbement fejlődést. Megtudjuk, hogy a XVI. és XVII. században, a természettudományok fejlődésével, a különböző elméleteken át a geológia hogy fejlődött ki egy napjainkban nélkülözhetetlen alaptudománnyá. Látjuk, hogy ezt a fejlődést a gravitációs mérésekből kiinduló geofizika az egyre tökéletesebb szeizmikus kutatási módszereivel és műszereivel hogyan és milyen mértékben segítette elő. Ma már a geofizika — mérés-technikai vívmányaira támaszkodva — olyan nagyszabású feladatokról sem riad vissza mint a MOHOLE-terv megvalósításától, vagyis a MOHOROVIČIĆ-féle diszkordancia elérésétől, amely a földkéreg belsejéről alkotott ismereteinket mérőföldekkel viheti előbbre.

A Föld belsejében az ott feszülő energiák okozzák, ill. irányítják a lezajló folyamatokat. Ezek az erők évmilliók távlatában a földkéreg szerkezetét, a szárazföld és a tengerek kontinentális eloszlását, a földfelszín domborulatait határozzák meg. Ugyanezek az erők napjainkban is, mint földrengések vagy a vulkanizmus jelenségei nyilvánulnak meg. Egy további tanulmány a földhő törvényeivel, jellemzőivel azok meghatározásával és hasznosításával foglalkozik. Tekintettel a világszerte egyre fokozódó energiaszükségletre, e téma igen nagy fontosságú, hazánkra nézve pedig még fokozott mértékben, ahol egyrészt a geotermikus gradiens rendkívül kis értéke, másrészt az ország relatív energiaszegénysége e gazdaságos energiaforrás minél maradéktalanabb hasznosítását sürgeti.

Alig néhány évezreddel az ember első művészi kísérletei után — tehát a földtani korszakokhoz mérten elenyészően rövid időszak alatt — a Föld túl szűknek bizonyul. Az emberiség számát a 2000. évre kerekén 7 milliárd főre becsülik, és megindul a lázas kutatás új térségek, táplálék, energiák és nyersanyagkészletek biztosítására. Az ember merész vállalkozó szelleme ugyanakkor felfelé, a világegyetem megkutatására, a bolygókra veszi irányát, lefelé pedig a mélytengerek fenekére ereszkedik le, egyre tökéletesebb technikával gyarapítva az ismereteinket. További nyersanyag-előfordulások és energiák feikutatásában döntő szerepe van a bányászatnak, ezen belül a mélyfúrás technikának. Ezt a lélegzetelállító izgalmas folyamatot a könyv következő fejezetei — az úttörő tudósok, kutatók, felfedező munkálkodásait méltatva — tökéletesen adják vissza, minden esetben szembeállítva az egy pár évszázad előtti primitív munkamódszereket a mai automatizált, komputerek által vezérelt gépiassalokkal. Látjuk, hogy *Agricola* korának bányászata óta az akkor alig néhány öles aknamélységgel szemben a világ legmélyebb bányaműveleinél a Dél-afrikai Unióban már 3750 m mélységből termelnek, és a korszerű bányaművelés eszközeivel a jövőben a 4330 m mélység-határ elérését is tervezik és lehetségesnek tartják.

Még rohamosabb fejlődést futott be a mélyfúrás technika, amely másfél évszázad alatt DRAKE első eredményes olajfúrása óta 1972-ben már elérte a 9159 m mélységrekordot. Fontosságánál fogva több tanulmány is foglalkozik a szénhidrogén-bányászattal, és a műszaki olvasó számára alig képzelhető el hálásabb és izgalmasabb olvasmány, mint képből és szövegből megismerkedni a grandiózus fúrószigetek, a fúróhajók technikai részleteivel és meglepő műszaki megoldásaival.

Kétszáz évvel ezelőtt (1773) Chr. Tr. DELIUS „Bányatan” című művének bevezetőjében ezt írja: „Én azonban biztos vagyok abban, hogy akkor sem talál-nánk semmi különösöt, ha módunkban volna a Föld legmélyebb részébe behatolni, mert kétség kívül mindazon figyelemreméltó jelenség, amely a természetud-sok foglalkozásának tárgyát képezhetné, csakis a Föld legkülső héjában található.” Az azóta elért műszaki haladást tényleg csak akkor foghatjuk fel teljes nagyságában, ha — amint ez a jeles könyv következetesen élénk tárja — a múlt forrásait felkutatjuk és a kiindulást egybevetjük a mai véghelyzettel.

B. G.

Folyóiratszemle

Church, S. E.:

Limits of Sediment Involvement in the Genesis of Orogenic Volcanic Rocks.

— Contr. Miner. Petr. Vol. 39, no 1. 1973, pp. 17—32.

A pacifikus magmatitok (a Cascade Mountains andezitjei) ólom- és stronciumtartalmának izotópeloszlása, továbbá a Th/V értékek lehetőségét nyújtának annak meghatározására, hogy az óceáni aljzat üledékei milyen mértékben vesznek részt a pacifikus andezit kialakulásában. A tanulmányban ismertetett üledék-elemzések a Csendes-óceán ÉK-i medencéjéből, — valamint az óceáni hátságok bazaltjainak nyomelem-eloszlása alapján megfogalmazott andezitképződési modell kizárja az üledékek jelentősebb részvételét a magmatitogenezisben. A szerző szerint az óceáni üledékek Pb-tartalmát általában nagyon lebecsülik. Arra a megállapításra jut, hogy a Cascade Mts. andezitjeiben az óceánfenék üledékeinek hozzájárulása mindössze 2⁰/₁₀ vagy ennél is kevesebb. Az óceáni hátságok bazaltjainak részvétele az andezitogenezisben nem haladja meg a 10⁰/₁₀-ot, a Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ viszony adatai szerint. — A cikk irodalomjegyzéke a kérdéssel foglalkozó eddigi közlemények széles panorámáját adja.

Hsü, K. J.:

Origin of Saline Giants: A Critical Review after the Discovery of the Mediterranean Evaporite.

— Earth-Science Reviews, Vol. 8, no 4. 1972. p. 371—396.

A Földközi tenger medencéjében lemélyített mélyfúrások legmeglepőbb eredményei közé tartoznak az abisszikus mélységek aljzatán átfúrt evaporit sorozatok és a geofizikai módszerekkel kimutatott sódomok. Diapir szerkezeteket a Mexikói-öbölben is találtak. Ezek az adatok az evaporitképződésről eddig elfogadott elméleteket jelentősen módosítják, illetve kiegészítik. A szerző arra a következtetésre jut, hogy az „óriás” evaporit összletek; a kanadai Muskeg összlet (devon); a Michigan-i Salina összlet (szilur); az északnyugat európai felső Zechstein (perm) evaporit összlet és a Földközi-tenger nyugati medencéjének sóösszlete egyazon genetikai típust képviselnek. A genetikára vonatkozó magyarázatok egész tengermedencék (pl. a Földközi-tenger a felső miocénben) bepárlódásának feltételezését is magukba foglalják. Az evaporitok olyan sivatagi sós tavakban váltak ki, amelyek a később a felnyíló Gibraltári szoroson át behatoló óceán szintje alatt több ezer méter mélységben voltak. A beszáradó mélytengeri medence modelljét illetőleg az alábbi cikkekre utalunk:

Hsü, K. J., Ryan, W. B. F., Cita, M. B.:

Late Miocene Desiccation of the Mediterranean.

— Nature, Vol. 242, no. 5395, pp. 240—244.

Glennie, K. W.:

Permian Rotliegendes of Northwest Europe Interpreted in Light of Modern Desert Sedimentation Studies.

— The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 56, no. 6. 1972. p. 1048—1071.

Az északnyugat-európai alsóperm-rotliegendes összetételben az utóbbi évek szénhidrogénkutató mélyfúrásainak rétegsorából kimutatták az arid területek üledéktípusait és részleteiben kirajzolódott az üledékképződés ösföldrajzi környezete. A mai sivatagok folyóvízi üledékei, a rövid életű sivatagi tavak és az állandó sóstavak („szebkák”) üledékei, az eolikus üledékek különböző dűne típusokkal az aljzattól és a leggyakoribb szélerősségtől függően és a sivatagi tengerpartok üledékei stb. a közszerkezet alapján mind kimutathatók a rotliegendes rétegsorokból. (A mai sivatagok jellemző üledékmorfológiájának és fúrási mag-sorok fényképeivel szemléltetve.) A Dél-Anglia, Észak-Franciaország és Belgium húzódó variszkuszi lánchevységtől északra a vádik sivatagi fluviatilis üledéköve, majd az eolikus üledékek öve van (dűnék és belföldi sivatagi sóstavak). Ezt követően a mai Északi-tenger alatt a sóstavak (szebkák) és az 1000—1500 km hosszú, 300—400 km széles édesvízi sivatagi tó üledékei következnek. Uralkodó szélirány ÉK-ról. A rotliegendes sivatag az egyenlítőől É-ra volt.

Richter, D., Mariolagos, I.:

Olisthothrymma, ein bisher nicht bekanntes tektosedimentologisches Phänomen in Flysch-Ablagerungen. Erläutert an Beispielen aus der Gavrovo-Tripolis-Zone in Griechenland.

— N. Jb. Geol. Pal., Abh. Bd. 142., H. 2., 1973. pp. 165—190.

A szerzők a színorogen törmelékes üledékképződés szélsőséges esetét írják le Görögországból, amely azonban valószínűleg más gyűrthegeységekben is kimutatható lesz. A nyugat-görögországi Gavrovo-masszívum középső rétegén, ill. nyugati sávjában a felső eocén kiemelkedést követően csak az oligocénben indul meg a flisképződés — melynek folyamán az emelkedő területek szerkezeteiből több száz méter, sőt 1 km-t is meghaladó nagyságú tömbök szakadtak le, főleg a korábbi törésvonalak mentén. Ezek a gravitáció és a tektonikus mozgások hatására önállóan mozogtak, vagyis nem az iszaplavinákban süllyedtek bele a flistengerbe, hanem a flis csak új helyükön temette be őket. Ezért a szerzők ezeknek az óriási „törmelék-tömböknek” a meghatározására nem tartják alkalmazhatónak az irodalomban már bevezetett „olistholith” megnevezést, hanem az új olisthrymma (= hegyoldaltöredék) nevet javasolják. Ez tehát a tektonikus föredezés, gravitációs csúszás és újra-„ülepedés” folyamatosorát is értelem-szerűen tartalmazza. A jelenség a Peloponézoszon Assea körzetében (a Mainalon-masszívumban, mely nagyszerkezetiileg szintén a Gavrovo-Tripolis-öbve tartozik) is kimutatható. A tanulmányhoz mellékelt fénykép és rajzanyag a fentieket nagyon szemléletesen mutatja be.

V. Gy.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Э. Садецки—Кардош</i> : Методические исследования субдукции на службе поисков месторождений полезных ископаемых	1
<i>Ф. Хорват—Л. Штегена—Б. Геци</i> : Спалические и симанческие внутриарочные бассейны	11
<i>Б. Геци</i> : Плитовая тектоника и палеонтология	17
<i>Дь. Вейт</i> : Тектогенез Будапештских гор	23
<i>Б. Балкаи</i> : О локальных проблемах глобальной тектоники	35
<i>Г. Часар—Я. Хаас</i> : Обзор литературы, посвященной современному состоянию теории о плитовой тектонике	39
<i>Дь. Сзаш</i> : Теория плитовой тектоники и ее критика	41
Редакционные сообщения	57

