

LEMEZTEKTONIKAI SZEMPONTOK HAZAI RÉTEGSOROK
MINŐSÍTÉSÉHEZ ÉS PÁRHUZAMOSÍTÁSÁHOZ

BALLA Zoltán

Bevezetés

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

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

1. Szendrői-upponyi-bükki devon-triász képződmények

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2. Alföldi-déldunántuli kréta-paleogén képződmények

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

3. Hazai kainozoos üledékek

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

3.1. A hazai paleogén fáciesképe

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

3.2. A hazai miocén fáciesképe

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

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

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

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

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

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

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

Összefoglalás

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

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

IRODALOM - REFERENCES

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

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

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

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

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

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

Az ábrák szerkesztéséhez felhasznált irodalom jegyzéke

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