

ÉRTEKEZÉSEK

Földtani Közöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1975) 105. 101–123

A Pannon-medence késő-kainozóos fejlődése

dr. Stegena Lajos, dr. Géczy Barnabás és Horváth Ferenc*

(11 ábrával, 1 táblázattal)

Összefoglalás: A Pannon-medence paleo–mezozóos magja egy europid és egy gondwanid mikrolemez kollíziója révén alakult ki. Ez a mag a kainozóikumiban ~3 km-t lesüllyedve hozta létre a mai medencét. A süllyedés aktív köpenydiapir eredménye, amelyet a környező hegységekhez kapcsolódó szubdukció generált (súrlódásos hő és mélybe került volatilk révén). A köpenydiapir bizonyítékai és következményei a Pannon-medencében az alábbiak: 1. Erős miocén andezites-riolitos és plioleisztocén bazaltos vulkánosság. 2. Geotermikus maximum és a felsőköpenyre számított magas hőáram ($Q_0 = 1,2-1,7$ HFU). 3. Anomális felsőköpeny (kisebb sűrűség, kisebb szeizmikus sebesség, magasan fekvő LVZ és HCL). A HCL emelt helyzete (40–60 km) arra utal, hogy a geotermikus maximum a medence alatt nagy mélységig ki van fejlődve; ez a medence fiatal kora (10–15 millió év) miatt egyedül hővezetéssel nem magyarázható, konvektív hőszállítás feltételezése szükséges. 4. Vékony, kontinentális típusú kéreg, amelyet a diapir szubkrusztális eróziója vékonyított el. A medenceialakulás elsődleges oka az elvékonyodott kéreg izosztatikus süllyedése.

Egyéb hegységközi (intermountain, interarc) medencék (Tirréni-tenger, Égei-tenger, Great-Basin) tanulmányozása arra utal, hogy ezek kialakulása is hasonló módon, a szubdukció által generált köpenydiapir szubkrusztális eróziója révén történhetett (szialikus ívközi medencék). Más medencéknél (Nyugat-pacifikus melléktengerek) a köpenydiapir szétszakította a kérget és a medence a szubdukció regressziója révén, óceáni kéreggel fejlődött ki (szinaikus ívközi medencék).

Bevezetés

A szerzők véleménye szerint a kialakult hegységekkel kapcsolatban kétféle süllyedék figyelhető meg: az elősüllyedék (Vorsenke, foredeep) és a hegységközi süllyedék (intermountain through, interarc basin). Az elősüllyedék a hegység-ívek konvex, külső peremén fejlődik ki, a hegységközi süllyedék pedig azok belső területén.

Elősüllyedék az Alpok molasse-medencéje vagy a Kárpátok É-i és K-i előterének süllyedéke.

Hegységközi süllyedék a Pannon-medence, az Erdélyi-medence, az Égei-tenger, a Déli-Káspi süllyedék, a Tirréni-tenger. Talán ilyen jellegű a Lombárd-síkság, és a Fekete-tenger is. Észak-Amerikában jól tanulmányozott hegységközi süllyedék a Great Basin, a Basin and Range provincia területén. Valószínűleg hasonló jellegűek a Csendes-óceán nyugati peremi medencéi.

Az I. táblázat összefoglalja az ívközinek vélt medencék geofizikai és geológiai jellegzetességeit. A táblázat alapján úgy tűnik, hogy a hegységközi süllyedékek közös jellegzetességekkel bírnak, az alábbiak szerint:

* Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.

— *anomális felsőköpeny*. A szeizmikus csökkent sebességű zóna (LVZ) és az elektromosan jól vezető réteg (HCL) magasabban fekszik, a lithoszféra vékonyabb, a menetidő-reziduálok pozitívak és a sűrűség alacsonyabb az átlagosnál;

— *vékony földkéreg*. Egy részüknél a gránit-réteg megvan (*szialikus ivközi medencék*). Másik részüknél a gránit-réteg hiányzik és a kéreg óceáni vagy szubóceáni (*szimaikus medencék*);

— *tektonikusan nem, vagy kevésbé igénybe vett színorogén és főleg posztorogén üledéksor*;

— *vulkáni tevékenység*. A szialikus medencékben a kezdeti vulkánosság, amikor a határoló orogén íveknél a szubdukció folyamatban volt, andezites (szigetív-típusú, kompressziós), a szubdukció megszűnte után bazaltos (interarc-spreading típusú, extenziós). A szimaikus medencékben a vulkánosság bazaltos;

— *magas geotermikus hőmérsékletek és hőáram*;

— *fiatal, jelenleg képződő medenceterületek alatt mélyfésztkü szeizmicitás, a medence alá hatoló lithoszféra lemez folymányaként*. Régebbi, érett medencék kevésbé szeizmikusak, vagy *aszzeizmikusak*.

E jellegzetességek többé-kevésbé általános jelentkezése alapján feltehető hogy az ivközi medencék képződése lényegében azonos folyamat révén megy végbe. A gránitos kérgű medencék képződése valamelyest eltérő kell legyen az óceáni—szubóceáni kérgű medencékétől.

Jelen értekezésben a Pannon-medence példáján kívánjuk megmutatni, hogy az orogenezis és a hegységközi medencék képződése genetikai kapcsolatban van: a hegységközi medencék képződése is a lithoszféra lemez szubdukciójának következménye.

A Pannon-medence előtörténete

A Pannon-medence késő kainozoós süllyedésének tektogenetikai vizsgálata előtt összefoglaljuk a medence területének neogén előtti történetére vonatkozó lemeztektonikai elképzelésünket.

A jelenlegi medence előtörténetét az afrikai és európai lemezek relatív mozgását, a Tethys-tenger alakulását vizsgálva lehet megközelíteni.

A paleozoikum végén az egységes őskontinens — Pangea — keleti részén Afrika és Eurázia között egy nagy öböl, a Tethys-tenger terült el (DIETZ és HOLDEN, 1970). A Közép-Atlantikum 200 millió évvel ezelőtti kinyílásával megkezdődött az őskontinens feldarabolódása és az egyes részek relatív mozgása. Afrika és Európa relatív mozgásában 3 fő fázis létezésére következtek az Atlanti-óceán mágneses anomáliából levezetett tágulási (spreading) modell alapján (SMITH, 1971; HSÜ, 1971; PITMAN III. és TALWANI, 1972): Afrika Európához viszonyított mozgása (1) K-re irányuló a felsőtriásztól a felsőkrétáig (180—80 m. év), (2) Ny-ra irányuló a felsőkrétától az alsóoligocénig (80—38 m.év), (3) É-ra irányuló az oligocéntől kezdődően. Ez a modell a Tethys egyenletes záródását mutatja (PAYO, 1972).

Paleogeográfiai adatok azonban arra mutatnak, hogy ez a modell túlegyszerűsített. Az ősföldrajzi adatokból a következő mozgásmechanizmus vezethető le.

A paleozoikum végén és a mezozoikum elején a nyugati Tethys tengeri üledékei self környezetre utalnak. A nyugati Tethys mint óceán csak ezután nyílt ki. A Tethys tágulása K-ról Ny felé irányult (SMITH, 1971).

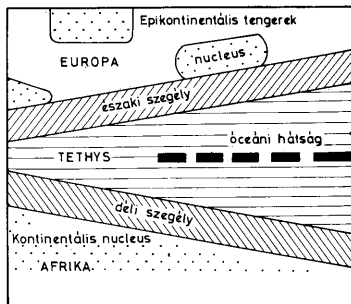
A Tethys D-i peremén a triászban kialakult, nagykiterjedésű tengeralatti karbonátos platform az alsójúrában összerogyott és elmerült. A platform e

lezökkenése révén hosszú, keskeny üledékszegény tengermedencék "leptogeoszinklinálisok" alakultak ki, köztes tengeralatti hát-ságokkal (BERNOULLI-PETERS, 1970; LAUBSCHER, 1971). A Pannon-medence É-i részén (a Magyar Középhegységben és a Bükk-hegységben) elhelyezkedő mezozoós terület eredetileg ebbe a dél-tethysi ösföldrajzi-lemeztektonikai egységbe tartozott (GÉCZY, 1972).

A Tethys É-i peremrészé a déli peremlegyidejűleg szintén meg-süllyedt, az alsójurában az intenzív terrigén-anyagbeáramlás folytán még csak self-jelleggel. A középsőjurától kezdődően, a transzgresszió általánossá válásával (HALLAM, 1969) a Tethys D-i és É-i pereme közti üledék- és vízmélységkülönbségek fokozatosan elmosódtak. A paleogeográfiai és a biosztratigráfiai adatok arra utalnak (GÉCZY, 1972), hogy a Pannon-medence D-i részén (Mecsek-hegység, Villányi-hegység) elhelyezkedő mezozoós terület eredetileg ehhez az É-i peremkomplexumhoz tartozott (1. ábra).

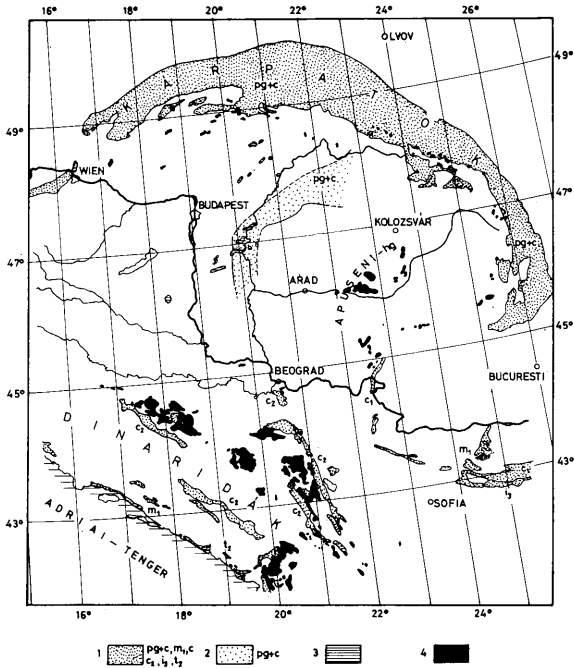
A Pannon-medence mezozoós magja tehát nem homogén, hanem feltehetően két, különböző eredetű („gondwanai” és „laurásiai”) mikrolemez ütközése (kollíziója) révén tevődött össze (GÉCZY, 1973). Így válik érthetővé az az ellentmondás ami a külföldi szerzők Pannon-medencét érintő szintézisében tükröződik. GWINNER (1971) a Bakonyt a Dél-alpi és Felső-kelet-alpi fáciesterület folytatásának tekintette. DIMITRIJEVIC és DIMITRIJEVIC (1973) szerint viszont a Pannon-medence alzata a Szerb-Makedon és a Rhodope-masszívummal együtt a Paleoeurópától levált mikrokontinenshez tartozott, amelyhez az eredetileg a Tethysben elhelyezkedő Dinaridák kollízió útján csak később kapcsolódtak. CIOCARDEL és SOCOLESCU (1972) Erdélyben és a Pannon-medencében „fennoszarmáciai” és „gondwanai” elemeket feltételezett.

A Tethys beszűkülése csak a krétától kezdődő és helyenként máig tartó, az Atlanti-óceán expanziójával és az afrikai és az európai lemez konvergenciájával kapcsolatos folyamat (DERCOURT, 1971). PHILLIPS és FORSYTH (1972) a rendelkezésre álló mágneses és paleomágneses adatok alapján újabban szintén arra az eredményre jutott, hogy a Tethys a krétáig extenziós jellegű volt és csak a krétában kezdődött meg a beszűkülése. A beszűkülés során a Tethys



1. ábra. A Tethys északi és déli peremszegélyeinek eredeti elhelyezkedési sémája a mezozoikumban LAUBSCHER (1971) nyomán (fent) és jelenlegi inverz helyzete a Pannon-medencében lent, NAGY (1971) adatainak újraértékelésével

Fig. 1. Schéma de distribution originale des bordures nord et sud de la Téthys dans le Mésozoïque — d'après LAUBSCHER (1971) (en haut) — et de celle actuelle inverse dans le Bassin pannonique (en bas), après la réévaluation de données de NAGY (1971)



2. ábra. Mezozoos ofiolitok, kréta-paleogén flis és kréta vulkánosság a Kárpát–Dinári rendszer területén (International Geologic Map of Europe, 1969; DIMITRESCU, 1966; SZEPESHÁZY, 1973; BALOGH és KÖRÖSSY, 1968; POSGAY, 1967 nyomán). Jelmezeje: 1. Kárpát–dinári flis és kora (pg+c = paleogén-kréta, m₁ = paleocén és eocén, c₁ = alsókréta, c₂ = felsőkréta, j₁ = felsőjura, t₁ = középsőtriász), 2. Belsőkárpáti flis és kora, 3. Felszínalatti kréta bázisos vulkanitok, 4. Mezozoos ofiolitok

Fig. 2. Ophiolites mésozoiques, Flysch crétaéo-paléogène et volcanisme crétaéo, au territoire du système carpatho-dinarique (D'après: International Geologic Map of Europe, 1969; DIMITRESCU, 1966; SZEPESHÁZY, 1973; BALOGH et KÖRÖSSY, 1968; POSGAY, 1967). Légende: 1. Le Flysch carpatho-dinarique et son âge (pg+c = crétaéo-paléogène, m₁ = paléocène et éocène, c₁ = crétaéo inférieur, c₂ = crétaéo supérieur, j₁ = jurassique supérieur, t₁ = triassique moyen), 2. Flysch carpathique interne et son âge; 3. Volcanites crétaécs basiques, souterrains, 4. Ophiolites mésozoiques

óceáni kérgének legnagyobb része megsemmisült (konszumlódott). A mezozoos óceáni medencék egykori létezésére a mediterrán övben előforduló ofiolitok utalnak (Hsü, 1971).

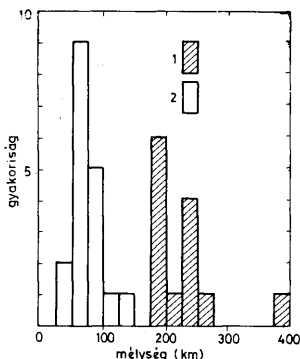
A Tethys D-i peremrészenek a fentiekben leírt csatlakozása az európai lemezperemhez a Pannon-medence területén jelenleg fordított helyzetet eredményezett. Ez az inverz helyzet azzal a dextrális transzform mozgással jöhetett létre, amelyet LAUBSCHER (1971) a Kárpáti–Dinári területen feltételezett.

A kréta-paleogén mikrolemez mozgások tér és időbeli menete, a kollízió pontos lefolyása az utólagos lemezátrendeződések miatt egyelőre nem adható meg. A Pannon-medence kréta-paleogén tektonikai fejlődésének tanulmányozásához a medence DK-i részén mélyfúrásokból megismert felsőkréta és paleogén flis szerű képződmények (BALOGH és KÖRÖSSY, 1968; JUHÁSZ, 1970) (2. ábra), az alsókréta? diabázos vulkánosság (2. ábra), a Magyar Középhegység területén az eocén andezites vulkánosság (SZÉKYNÉ FUX, 1957) és a Középhegységtől délre húzódó paleogén szerkezeti vonal („Balaton-vonal”) szolgálhat kiindulópontul.

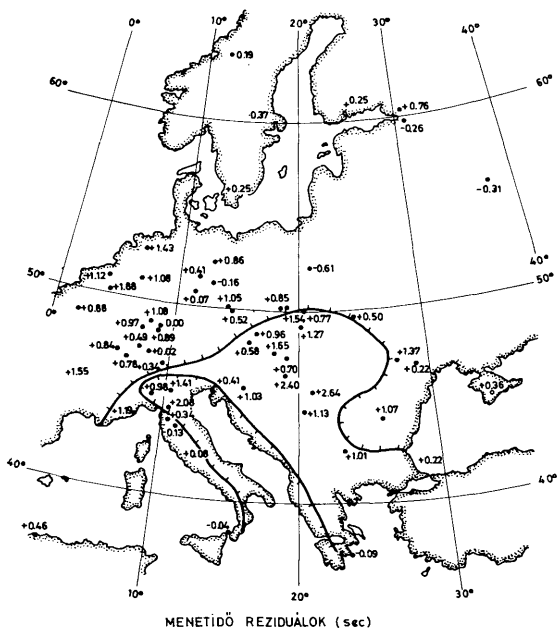
A Pannon-medence jellemzése

A Pannon-medence alatt a felsőköpeny anomális. A sűrűsége valamivel kisebb az átlagosnál (STEGENA, 1964). A HCL emelt helyzetű (ÁDÁM, 1965), mélysége 40–60 km (3. ábra). A magnetotellurikus szondázások erős regionális anizotropiát mutatnak, egy-irányban elnyúlt mélyszerkezetre utalva (STEGENA et. al., 1971). A LVZ is magasan van: Belgrád térségében 88 km (ÉGYED és BISZTRICSÁNY, 1973). Budapest térsé ében 75 km (BISZTRICSÁNY, 1973). Az antipodális P hullámok menetidői a Pannon-medence területén $+1 - + 2,6$ s késést mutatnak (MORELLI et.al., 1968) (4. ábra). A Vrancea-rengéseknek a Pannon-medence területén mért menetidő-reziduáljai ($+4 - - + 6$ s) még markánsabban utalnak a felsőköpeny kisebb szeizmikus sebeségére (ROMAN, 1973).

A Pannon-medence alatt a kéreg vékony, átlagosan mintegy 26 km (MITUCH és POSGAY, 1972). A felsőkéreg gránitnak megfelelő sebességeket mutat ($6,2 - 6,4$ km/s) és normális vastagságú ($16 - 19$ km). Az alsó kéreg bazaltretege vékony ($5 - 8$ km) (5. ábra).



3. ábra. A magnetotellurikus szondázással meghatározott jólvezető réteg-mélységek hisztogramja a Pannon-medence és az Orosz tábla területén (ÁDÁM, 1965 adatai nyomán). J e l m a g y a r á z a t : 1. Orosz tábla, 2. Pannon-medence
Fig. 3. Hystogramme des profondeurs des couches bien conductrices déterminées par sondages magnéto-telluriques au territoire du Bassin pannonique et de la Plate-forme russe (d'après les données de ÁDÁM, 1965). L é g e n d e : 1. Plate-forme russe, 2. Bassin pannonique



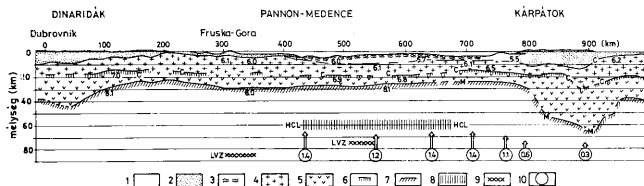
4. ábra. Az antipodális P-hullámok menetidő-reziduáljai Európában. A Pannon-medence és a Lombard síkság területére eső állomások nagyobb menetidő-késéseket mutatnak (MORELLI et al., 1968 adatai nyomán)

Fig. 4. Résidués de durée de propagation des ondes P antipodales, en Europe. Les stations, situées aux territoires du Bassin pannonique et de la Plaine de Lombardie, montrent de retards de durée de propagation plus élevés (d'après les données de MORELLI et al., 1968)

A Pannon-medencét vékonyabb miocén, vastag pliocén, vékonyabb pleisztocén rétegek töltik ki (6. ábra). A medence süllyedése az alsópliocénben volt a legnagyobb, mint azt az üledékvastagságok mutatják (KÖRÖSSY, 1970). A neogén-pleisztocén üledékek átlagos vastagsága mintegy 3 km és helyenként eléri a 6–8 km-t. WEIN (1969) az üledékekben kimutatott vetők jellege alapján arra következtetett, hogy az üledékeket kompressziós tektonikai hatások a kréta-paleogén során érték, míg a neogén-kvarter üledékek extenziós feszültségekre mutatnak.

A medence erős, a Kárpátok fő orogén fázisával egyidős miocén vulkánosságá andezites-riolitos, a posztorogén (pliopleisztocén) „finális” vulkánosság bazaltos (7. ábra).

A medence területén csak szórt, kis fészekmélységű (5–16 km) és kis méretű ($M < 6$) földrengések fordulnak elő (CSOMOR, 1970). Ezek a rengések valószínű-



5. ábra. Kárpát-dinári kéregkutató szelvény (The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the results of Explosion Seismology, 1972 nyomán), a felsőkőpenyre számított hőáramértékekkel (BUNTEBARTH személyes közlése), a HCL (ÁDÁM, 1965) és a LVZ (BISZTRICSÁNYI és EGYED, 1973; BISZTRICSÁNYI, 1973) lefutásával. J e l m a g y a r á z a t: 1. A Pannon-medence fiatal üledékei, 2. Üledékes összlet, 3. A Pannon-medence mezozoális aljtája, 4. A gránit réteg, 5. A bazalt réteg, 6. A Conrad felület, 7. A Moho felület, 8. Az elektromosan jólvezető réteg (HCL) teteje, 9. A csökkent sebességű zóna (LVZ) teteje, 10. Hőáram érték a felsőkőpenyben (HFU)

Fig. 5. Coupe de recherche de l'écorce carpatho-dinarique (d'après: The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the results of Explosion Seismology, 1972) inquant les valeurs du flux thermique calculées pour le manteau supérieur (communication personnelle de BUNTEBARTH) et la position de HCL (ÁDÁM, 1965) et de LVZ (BISZTRICSÁNYI és EGYED, 1973; BISZTRICSÁNYI, 1973). L é g e n d e: 1 = Sédiments récents du Bassin pannonique; 2 = Complexe sédimentaire; 3 = Substratum mésozoïque du Bassin pannonique; 4 = La couche de granit; 5 = La couche de basalte; 6 = La surface Conrad; 7 = La surface Moho; 8 = Sommet de la couche électriquement bien conductrice (HCL); 9 = Sommet de la zone à vitesse réduite (LVZ); 10 = Valeurs du flux thermique dans le manteau supérieur (HFU)

leg üledékképződési és termikus különbségek kiegyenlítődéseinek eredményei és csak gyenge korrelációt mutatnak a lokális tektonikai vonalakkal. Az utóbbi 60 év legnagyobb hazai rengésének (Dunaharaszti, 1956. I. 12, $M = 5.5 - 6.0$) fészekmechanizmusa (CSOMOR, 1967) azonban úgy értelmezhető mint a Balaton vonal menti szinisztrális értelmű elmozdulás.

A medence belesik abba a geotermikus övbe, amely DK-Európában Magyarországtól az Aral-tóig terjed, az alpi orogén területén és az azzal főon határos területen. A Pannon-medence ennek a zónának kiugróan legmelegebb része (8. ábra).

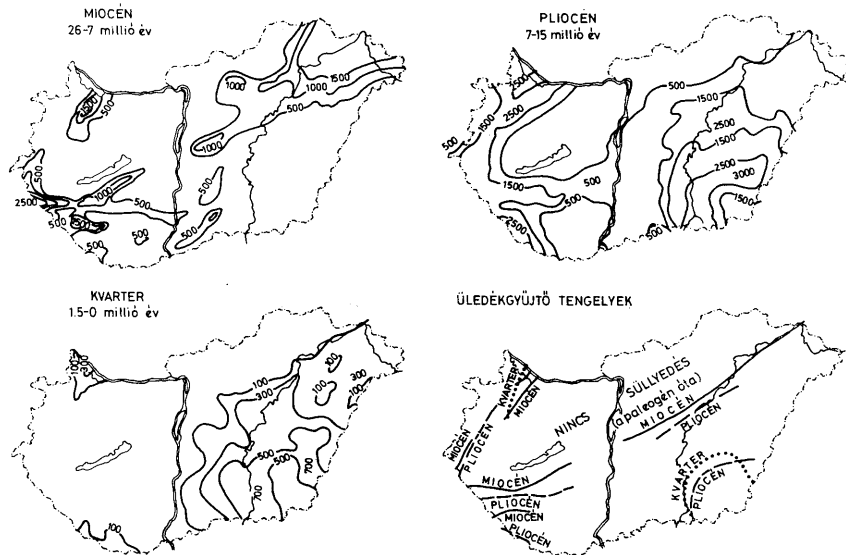
ROY et. al. (1971) módszert dolgoztak ki a „felsőkőpenyben érvényes hőáram” (Q_0) meghatározására a felszíni hőáram (Q) és a mérési pont környezetének hőforrassűrűsége (A) segítségével. A 9. ábra ROY et al. eredményeit mutatja, kiegészítve a Pannon-medence átlagos hőárama és a pannon üledékek radioaktivitásából számolt átlagos hőforrassűrűség segítségével kapott adattal. A Pannon-medence felsőkőpenyére számított Q_0 érték magas ($\sim 1,4$ HFU).

BUNTEBARTH (1973) számításokat végzett az Alpok északi előterének kéreg és felsőkőpeny hőmérsékleteire vonatkozólag. Módszerét alkalmazta a Pannon-medencére is, a felszíni hőáramsűrűségeket és a földkéregkutató szeizmikus méréseket véve alapul. A 60 km-re számított hőáramsűrűségek a fenti átlagértékekkel jól egyezők, magas Q_0 értékeket eredményeztek (5. ábra).

A Pannon-medence neogén evolúciója

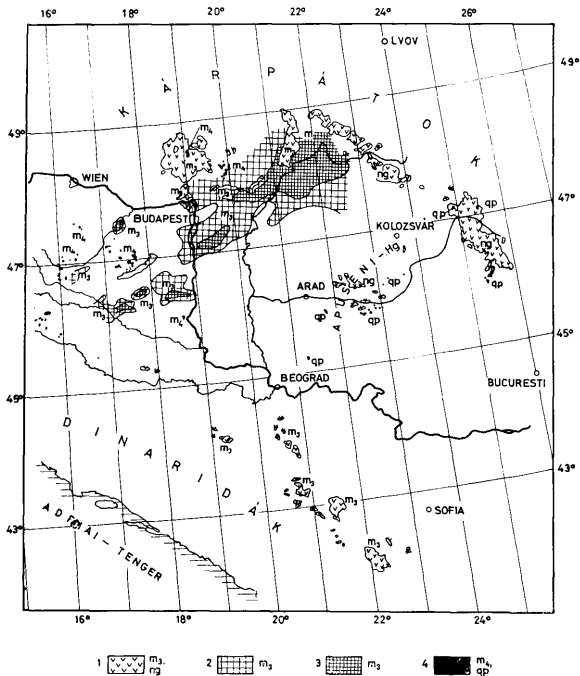
A neogén medencekialakulás folyamatának vizsgálatához a nagy geometrius hőanomália és a vulkáni jelenségek adják meg a kiindulópontot.

A mélyfúrásokban meghatározott pozitív geotermikus anomália a Pannon-medencében nemcsak a felszín közelében, hanem a felsőkőpenyben is ki van



6. ábra. A miocén, pliocén (KÖRÖSSY, 1970) és kvarter üledékek (KOVÁCS et al., 1971) vastagsága -m(ben) valamint az ezekből levezetett üledékgyűjtő főtengelek Magyarország területén

Fig. 6. Épaisseurs (en m.) des couches miocénes et pliocènes (KÖRÖSSY, 1970) et quaternaires (KOVÁCS et al., 1971) et les axes sédimentaires principaux d'y déduits, au territoire de la Hongrie

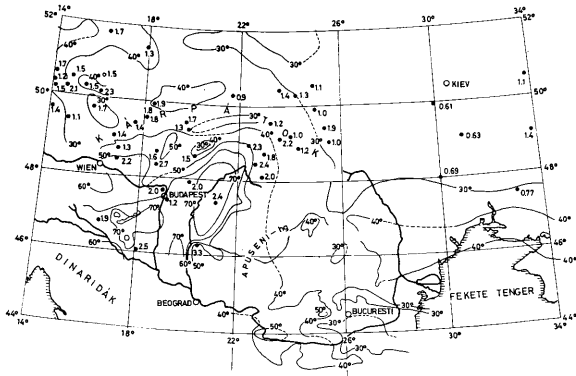


7. ábra. Neogén vulkánosság a Kárpát-Dináriid rendszer területén (International Geological Map of Europe, 1969; Harta Geologia, 1967; KOVÁCS, 1967 és KÖRÖSSY, 1970 alapján). J e l m a g y a r á z a t: 1. Andezit-riolit vulkánok a felszínen és azok kora (m₃ = miocén, ng = neogén), 2–3. A neogén üledékek között levő andezitek-riolitok és tufák elterjedése és kora Magyarorszáig területére (2 = 0–500 m vastagság, 3 = >500 m vastagság), 4. Bazaltvulkánok a felszínen és azok kora (m₃ = pliocén, qp = pleisztocén)

Fig. 7. Volcanisme néogène au territoire du système carpatho-danubien (d'après: International Geological Map of Europe, 1969; Harta Geologia, 1967; KOVÁCS, 1967; KÖRÖSSY, 1970). L é g e n d e: 1 = Volcans andésitiques et rhyolitiques à la surface et leur âge (m₃ = Miocène, ng = Néogène); 2–3 = Répartition et âge, au territoire de la Hongrie, des andésites et rhyolites et de leurs tufs, intercalés dans les sédiments néogènes; 2. épaisseur 0 à 500 m., 3. épaisseur > 500 m. 4. Volcans basaltiques à la surface et leur âge (m₃ = Pliocène, qp = Pléistocène)

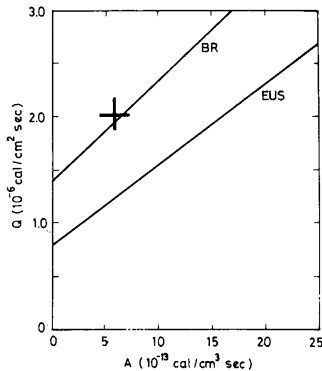
alakulva. Ezt az emelt helyzetű HCL bizonyítja. A mélyebb kőzetek elektromos vezetőképessége ugyanis elsődlegesen a hőmérséklet függvénye (RIK-TAKE, 1952).

Meg lehet mutatni (Appendix I), hogy a Pannon-medence felsőköpenyének ez a jelentős hőtöbblete nem képes a felszín közeléig felhatoló hóanomáliát pusztán hővezetés révén kialakítani, mivel egyrészt a hővezetés sebessége a kőzetekben igen alacsony, másrészt a Pannon-medence fiatal korú: 10–15 millió éve alakult ki. Így fel kell tételeznünk, hogy a felszínközeli hóanomália



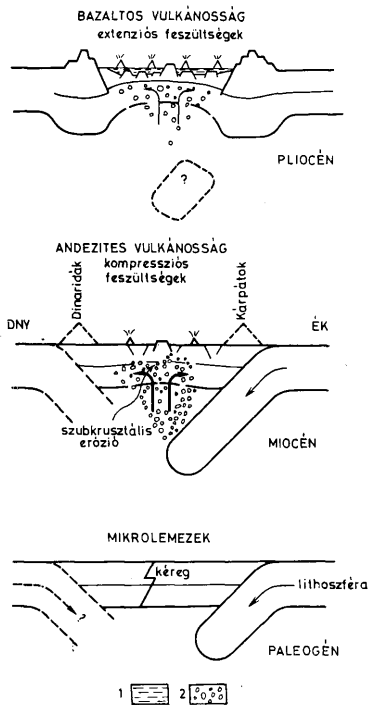
8. ábra. Geozotermák ($^{\circ}\text{C}$) 1 km mélységben (STEGENA, 1973) és néhány jellemző hóáram adat a Pannon-medence környezetében. A hóáram adatok BOLDIZSÁR (1964), CERMAK (1968), PLEVA (1967), KUTAS és GORDIENKO (1970), LUBIMOVA és POLYAK (1969) valamint SALÁT szóbeli közlése nyomán

Fig. 8. Géoisothermes ($^{\circ}\text{C}$) à la profondeur de 1 km. (STEGENA, 1973) et certaines données caractéristiques du flux thermique, dans l'entourage du Bassin pannonique. Données du flux thermique, d'après: BOLDIZSÁR (1964), CERMAK (1968), PLEVA (1967), KUTAS et GORDIENKO (1970), LUBIMOVA et POLYAK (1969) et communications orale de SALÁT



9. ábra. Hóáram-értékek az észlelési hely környezetének radiogén hóforrás sűrűségének függvényében (ROY et al., 1971. Fig. 15, BR: Basin and Range; EUS: Keleti USA). A Pannon medence átlagos értéke (+) a magas köpeny-hóáramú $Q_0 = 1.4$ HFU egyenesre esik

Fig. 9. Valeurs du flux thermique en fonction de la densité en sources thermales radiogènes de l'entourage de la station d'observation (ROY et al., 1971. Fig. 15., BR: Basin and Range; EUS: USA orientaux). La valeur moyenne (+) du Bassin pannonique situe à la droite $Q_0 = 1.4$ HFU à flux thermique de manteau élevé



10. ábra. A Pannon-medence neogén evolúciójának sémája. Jelmagyarázat: 1. Üledékek, 2. Aktív köpenydiapir
 Fig. 10. Schéma de l'évolution néogène du Bassin pannonique. Légende: 1. Sédiments, 2. Mantéau diapirique actif

kialakításában a felsőköpenybeli felfelé irányuló anyagmozgásos (konvektív) hőszállítás döntő szerepet játszott. A fölfelé migráló forró anyagok jelenlétét a vulkánosság is kézzelfoghatóan mutatja.

A felfelé irányuló anyagmozgásos (konvektív) hőszállítás mellett tanúsodik a Pannon-medence felsőköpenyére számított magas Q_0 érték is. Az ilyen Q_0 értékű helyeken a felsőköpenyben részleges olvadást („partial melting”-et) és felfelé történő migrációt, köpenydiapirizmust tételeznek fel. (ROY et al. 1971).

A köpenyből feláramló anyag, a „köpenydiapir” a Pannon-medence és a hasonló hegységközi medencék kialakulásának kulcsa.

A Pannon terület alatti köpenydiapir nézetünk és a következőképpen alakult ki. Feltesszük, hogy a Kárpátok íve egy centrikusan a medence belseje

felé irányuló szubdukciós folyamat eredménye, amely folyamat legintenzívebben az alsó- és a középsőmiocénben működött. A szubdukciós lemez felső felületén, mélyen a köpenyben részleges olvadás jött létre. Ez az olvadás a sűrűlódásos hő, valamint a mélyre került alacsony olvadási felszíni eredetű litoszféra-anyag kontaminációjának eredménye (SCHOLZ et al., 1971.).

A forró, részben olvadt anyag diapir-szerűen felemelkedett és elérve az erős szialikus kéreg alját, oldalt szétterjedt (10. ábra). Itt magába olvasztotta, erodálta a kéreg alját („szubkrusztális erózió”).

A szubkrusztális erózióval összhangban áll az a tény, hogy a Pannon-medence alatt a felső kéreg normális vastagságú, míg az alsó kéreg igen vékony.

A Kárpátok fő felgyűrődési folyamatai az alsó-középsőmiocén orogén fázisokkal lezárulnak (KHAIN és SLAVIN, 1972), a szubdukció megszűnik, eltekintve a ma is élő Vrancea-zónától. A szubdukció megszűnése után a Kárpát-Dinard ív közti terület extenzióssá vált, a köpenydiapir által erodált kéreg elkezdett sülyedni.

A Pannon-medencében számottevő üledékképződés a középső-felsőmiocénben kezdődött és legnagyobb intenzitását az alsópliocénben érte el. A sülyedés sebessége térben és időben változott (6. ábra), ami a medencealjzat blokkos szerkezetét („basin and range” szerkezet) alakította ki. Mégis, az üledékgyűjtő főtengeley vándorlása mutat bizonyos tendenciát (6. ábra). Ez a tengely a miocénből a pleisztocénig mintegy 150 km-t vándorolt, 0,5–1 cm/év „ív-közi spreading” sebességgel, a Magyar Középhegységtől DK-i irányban. A Magyar Középhegységtől ÉNy-ra a főtengeley vándorlása nem mutat szabályosságot.

Az elvékonyodott kéreg lesüllyedése izosztatikus folyamat. A normális alsó-kéreg vastagsága 13–16 km (PRESS, 1961; SUBBOTIN et al., 1965), a Pannon-medencében pedig 5–8 km. Így az elvékonyodás mintegy 8 km. A 8 km-el elvékonyodott kéreg az izosztatikus egyensúly beálltáig kb. 1 km-el sülyed le. Az egyidejűleg lerakódott ~ 3 km vastag neogén-pleisztocén üledék további mintegy 2 km-es sülyedést okozott (Appendix II.). Így alakult ki az átlagosan 3 km-es üledékkal fedett Pannon-medence (STEGENA, 1967).

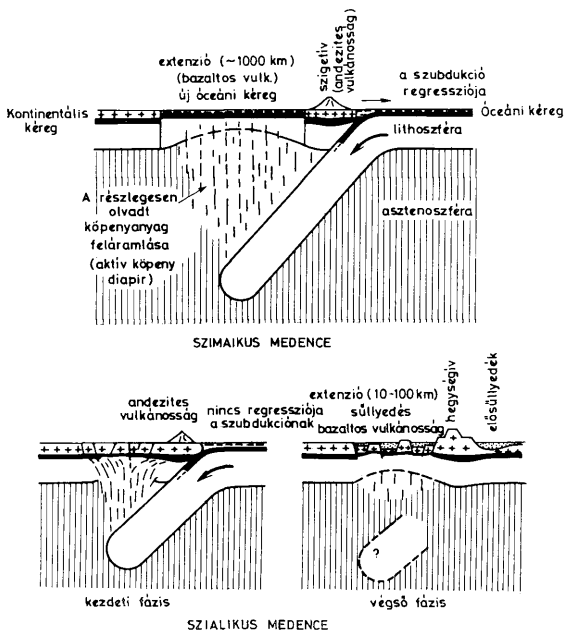
A Pannon terület fentiekben vázolt fejlődése összhangban van a medence vulkánosságával is. Amíg a terület a szubdukció miatt kompressziós jellegű volt (miocén), azon felpréselődött andezites-riolitos vulkánosság alakult ki. A terület extenzióssá válásával a vulkánosság jellege megváltozott: a plio-pleisztocén vulkánosság a Pannon-medencében mindig bazaltos. SCHOLZ et al. (1971). DICKINSON (1970) eredményei alapján mutattak rá arra a törvényszerűsége, hogy a kompressziós területen andezites, extenziós területen bazaltos vulkánosság alakul ki.

A Keleti-Kárpátokban az andezites vulkáni működés átnyúlik a pliocénbe és a bazaltos vulkánosság csak a pleisztocén elején kezdődik (7. ábra). Ez arra utal, hogy ezen terület extenzióssá válása, vagyis az alábukott litoszféra lemez leszakadása nem a középsőmiocénben hanem csak a pliocénben történt meg. Ez összhangban van azzal, hogy jelenleg csak a Keleti-Kárpátokban (Vrancea-régió) van mélyfészku szeimicitás az alábukott litoszféra lemez egy még nem asszimilálódott darabja következtében (ROMAN, 1970).

Diszkusszió

A geológusok a Pannon-(Kárpát) medencét és a Kárpátok hegységívét mindig is genetikus kapcsolatban állónak képzelték. Ennek ellenére nem ismeretes olyan régebbi hipotézis, amely a medencesüllyedés és a Kárpátok kialakulását közös okra vezette volna vissza. Meg lehet jegyezni, hogy STEGENA (1964) a Pannon-medence alatti szubkrusztális erózióra, SZÉNÁS (1965) a környező hegységív hógyjújtó hatására, SZÁDECZKY-KARDOSS (1967) pedig a medence alatt felszálló anyagáramlásra már következtettek.

SZÉNÁS (1972) úgy véli, hogy a Pannon-medence különleges fiatal süllyedék, nem tekinthető hegységközi medencének, sőt nem lehet semmilyen tektonikai kategóriába besorolni. Nézetünk szerint az I. táblázat eléggé meggyőzően bizonyítja, hogy a Pannon-medence jól beleillik az ívközi (interarc, retroarc) medencék közé.



11. ábra. A szimaiikus és szialikus ívközi medencék lemeztectonikus képződési modelje

Fig. 11. Modèle d'évolution de tectonique des plaques des bassins simaïques et sialiques, situés entre les arcs

A Pannon-medence fentiekben vázolt tektogenetikai modellje nagymértékben hasonló ahhoz, amit korábban SCHOLZ és társai (1971) a Great Basinre (Egyesült Államok Ny-i része) vezettek le. A Nyugat-Pacifikum peremi medencének kialakulását KARIG (1971), MATSUDA és UYEDA (1971) valamint PACKHAM és FALVEY (1971), a Liguri-medencének a kialakulását BOCCALETTI és GUAZZONE (1972) lényegében hasonlóan: felemelkedő köpenyanyaggal és „ívközi spreading”-el magyarázták. Jogosnak látszik ezért az a következtetés, hogy a szialikus és a szimaikus ívközi medencék kialakulása lényegében azonos módon történik: mindkettőt a szubdukciótól létrehozott aktív köpenydiapir irányítja. (11. ábra). A szimaikus medencék esetében a köpenydiapir szétszakította a kérget és mivel a szubdukciós zóna a nyílt óceán felé hátrálni tudott („a szubdukció regressziója”) a medence új óceáni kéreggel fejlődött ki. A szialikus medencéknél viszont a szubdukció nagyobb mérvű regressziója nem figyelhető meg. A feltörő diapir — eltekintve a vulkánosságtól — nem törte át a kérget, hanem oldalról szétterülve alulról elvékonyította azt.

A Kárpátok szubdukció révén történt keletkezését a jelen értekezésünkben részletesen nem tárgyaljuk. Először STILLE (1953) tételezte fel a nagy szialikus tömegek benyomulását az Orosz tábla felől a Kárpátok és a Pannon-medence alá. ANDRUSOV (1968) Krakó földrajzi hosszúságánál 330 km horizontális térrövidülést mutatott ki, és megmutatta, hogy a takaróredők semmiképp sem magyarázhatók gravitációs csúszási tektonikával. Újabbán RADULESCU és SANDULESCU (1973) a Keleti-Kárpátok és az Apuseni-hegység földtani felépítése alapján, BLEAHU és társai (1973) a vulkánosság alapján adnak bizonyítékot a Kárpáti szubdukció mellett. Úgy véljük, hogy vizsgálataink, amelyek a kárpáti alsó- és középsőmiocén orogén fázisoknak valamint a Pannon terület vulkánosságának és medencealakulásának genetikai kapcsolatára mutatnak rá, egyben közvetett bizonyítékot szolgáltatnak arra, hogy a Kárpátok kialakulására alkalmazható a lemeztektonika szubdukciós hegységképződési modellje.

A köpenydiapir folyamatok tektonikai jelentőségét VAN BEMMELEN ismerte fel már évtizedekkel ezelőtt. Újabbán a Pannon-medence kialakulását is köpenydiapir révén vezeti le és úgy véli, hogy a köpenydiapir pannóniai centruma idézte elő a kárpáti ívet a kainozoikum folyamán (VAN BEMMELEN, 1973, p. 62.). Azonban, azok a földtani jelenségek, amelyek a Pannon terület alatti köpenydiapir kifejlődésére utalnak, részben egyidősek, túlnyomóan pedig fiatalabbak mint a Kárpátok. Ezért a Kárpátok keletkezéséből kell levezetnünk a Pannon-medence köpenydiapirját és nem megfordítva. A lemeztektonika és a köpenydiapir KARIG (1971), SCHOLZ et al. (1971), THOMPSON (1972) és saját megfogalmazásunkban nem egymást kizáró hanem kiegészítő folyamatok; a mélybe kerülő lithoszféra lemezrészek egyúttal a köpenydiapir szülői.

Következtetések

1. A Pannon-medence paleo-mezozoós magja nem egységes, hanem egy európai és egy gondwánai mikrolemez kollíziója révén alakult ki a nyugati Tethys fejlődésével szoros összefüggésben, részleteiben még pontosan nem tisztázott módon.

2. A Kárpát-Pannon terület intenzív andezit vulkánossága az alsó-középsőmiocén (Ny-i és É.-Kárpátok) valamint a középsőmiocén-pliocén (K.-Kárpátok)

tok) során a hegységív menti, medence felé irányuló lithoszféra lemez alábukásra utalnak.

3. A lithoszféra lemez szubdukciója aktív köpenydiapirt hozott létre, amely erodálta a kéreg alját. A szubdukció megszűntével az elvékonyodott kéreg izosztatikus süllyedése révén a plioleisztocén folyamán alakult ki a Pannon-medence.

4. Az ívközi medencék geofizikai-geológiai jellemzőinek nagymértékű hasonlósága arra utal, hogy a medencefejlődés köpenydiapires modellje a szialikus medencékre általánosan alkalmazható.

* * *

Köszönet: A szerzők köszönik SZÁDECZKY-KARDOSS E., SZÉKYNÉ-FUX V., SZEPESHÁZY K. és WEIN GY. hasznos információit és megjegyzéseit.

* * *

Appendix I. Tekintsük a h vastagságú, k hődiffuzivitású közeget, amelynek alján ($z = h$) $T = T_0$ amplitúdójú lépcsőfüggvény alakú hőzavar lép fel a $t = 0$ időpontban. Megoldva az egydimenziós hővezetési egyenletet, a hőmérséklet mélységbeli és időbeli eloszlására

$$T(z,t) = T_0 \left(\frac{z}{h} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2}{h^2} kt\right) \sin n\pi \frac{z}{h} \right)$$

megoldás adódik.

Stacionárius esetben ($t = \infty$):

$$T = T_0 \frac{z}{h}.$$

Véges idő alatt

$$T = \alpha T_0 \frac{z}{h}$$

ahol $\alpha < 1$.

Kis mélységekre ($z \ll h$) szorítkozva ($\sin n\pi z/h \approx n\pi z/h$) és közelítésként megelégedvén a jól konvergáló sor első tagjával ($n = 1$) kapjuk

$$\frac{\alpha - 1}{2} = \exp\left(-\frac{\pi^2}{h^2} kt\right)$$

Ebből kt/h^2 értéke α függvényében:

α	=	0,5	0,9	0,99
kt/h^2	=	0,14	0,30	0,53

Vegyük $k = 10^{-1} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ a földkéregre és a felsőköpenyre és $h = 100 \text{ km}$. Ekkor $\alpha = 0,5$ esetén 44 millió év, $\alpha = 0,9$ esetén 95 millió év szükséges ahhoz, hogy a mélységi hőzavar a felszín közelében kialakuljon.

Appendix II. Ha a δ_c sűrűségű, a δ_m sűrűségű köpenyen úszó kéreg szubkrusztális erózió révén H -val elvékonyodik, akkor a felszíne h -val süllyed le, ahol

$$h = H \frac{\delta_m - \delta_c}{\delta_m}$$

A süllyedébe üledékek települnek, amelyek súlya további süllyedést okoz. A teljes feltöltődésig — a kiinduló magasság eléréséig — h_s vastag, δ_s sűrűségű üledék rakódhat le és

$$h_s = H \frac{\delta_m - \delta_c}{\delta_m - \delta_s}$$

Vegyünk $\delta_m = 3,2$; $\delta_c = 2,8$; $\delta_s = 2,2$ g/cm³, és a Pannon-medencében $H = 8$ km. Ekkor

$$h_s \approx 3 \text{ km}$$

adódik, a Pannon-medence tényleges átlagos üledékvastagságával jó egyezésben. A teljes kéregszülledés (~3 km) részben az iniciálól 8 km-es szubkrustális erózió ~1 km-es, részben pedig a feltöltő üledékek súlya által létrehozott ~2 km-es szülledés összege.

Irodalom — Bibliographie

- ANDRUSOV, D. (1968): Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Verl. d. Slow. Akad., Bratislava
- ARCHAMBEAU, C. B., FLINN, E. A., LAMBERT, D. G. (1969): Fine structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 74: 5825–5865.
- ÁDAM, A. (1965): Einige Hypothesen über den Aufbau des oberen Erdmantels in Ungarn. *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, 74 (1): 20–40.
- BALOGH, K., KÖRÖSSY, L. (1968): Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1 : 1 000 000. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 12 (1–4): 255–262.
- BELOUSSOV, V. V., SORSKY, A. A., BUNE, V. I. (szerk.), (1966): The seismotectonic map of Europe. *Inst. Phys. Earth, Moscow*
- BELOUSSOV, V. V. (1968): Some problems of development of the Earth's crust and upper mantle of oceans. In: L. KNOPOFF, D. L. DRAKE, P. J. HART (szerk.), *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph*, 12: 4–59.
- BERNOULLI, D., PETERS, D. (1970): Traces of rhyolitictachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv.* 63 (2): 609–621.
- BISZTRICSÁNY, E. (1973): Computation of LVL depth on European earthquake zones. 1-th EGS Congress Materials, Zürich
- BISZTRICSÁNY, E., EGYED, L. (1973): The determination of LVL depth from data of closely spaced seismological stations. *Geofiz. Közl.*, 21 (1–4): 81–83.
- BLEAHU, M. D., BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PELTZ, S. (1973): Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an 'Island Arc'. *Journ. Geophys. Res.* 78 (23): 5025–5032.
- BOCCALETTI, M., GUAZZONE, G. (1972): Gli archi appenninici, il mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retroarc. *Mem. della Soc. Geol. Italiana*, 11 (6): 201–216.
- BOLDIZSÁR, T. (1964): Heat flow in the Hungarian basin. *Nature*, 202: 1278–1280.
- BUNTEBARTH, G. (1973): Model calculations on temperature-depth distribution in the area of the Alps and the foreland. *Zeitschr. f. Geophysik*, 39: 97–107.
- CERMAK, V. (1968): Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geophysical features. In: XXIII. Intern. Geol. Cong. Prague. 5: 75–85.
- CIOCARDEL, R., SOCOLESCU, M. (1972): Quelques aspects de la géodynamique du domine Carpató–Balkano–Dinarique. In: *Internat. Geol. Congress 24-th Session, Section 3, Tectonics, Montreal*: 25–35.
- CSOMOR, D., KISS Z. (1959): Die Seismizität von Ungarn. *Studia geoph. et geol.* 3: 33–42.
- CSOMOR, D. (1967): Opredelenie naprazsenij deistvojavasih v ocsage vengerskogo zemletrasenija 12. I. 1956. g. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis*, 10: 3–8.
- DERCOURT, J. (1971): L'expansion océanique actuelle et fossile ses implications géotectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, 12: 261–309.
- DICKINSON, W. R. (1970): Relation of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8: 813–860.
- DIETZ, R. Z., HOLDEN, J. C. (1970): Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of continents, Permian to Present. *J. Geophys. Res.*, 75 (26): 4939–4956.
- DIMITRESCU, R. (1966): Beiträge zur Kenntniss der magmatisch-tektonischen Verhältnisse im karpatisch-balkanischeu Raum. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 10 (3–4): 357–360.
- DIMITRIJEVIC, M. D., DIMITRIJEVIC, M. N. (1973): Olistotrome mélange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics. *J. Geol.* 81: 328–340.
- FEDYNSKY, V. V., FANENKO, K. E., GARKALENKO, J. A., GONCHAROV, V. P., KHRYSHEV, B. A., MALOVITSKY, JA. P., MILASHIN, A. P., NEPROCHOV, JU. P., USHAKOV, S. A. (1972): The Earth's crust of the inland seas and continental depressions of the West Bathy region. In: *Internat. Geol. Congress 24-th Session, Section 3, Tectonics, Montreal*: 16–24.
- FISCHER, A. G., HEEZEN, B. C. (1969): Deep sea drilling project — Leg 6 (JOIDES). *Goetmes*, 14 (8): 13–16.
- GÁLFI, J., STEGENA, L. (1960): Deep reflexions and crustal structure in the Hungarian basin. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis* 3: 41–47.
- GÉCZY B. (1972): A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. *MTA X. Oszt. Közlemény*, 5/3–4: 297–311.
- GÉCZY B. (1973): Lemeztektonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. *MTA X. Oszt. Közlemény*, 6/1–4: 219–225.
- GLANGEAUD, L. (1971): Neotectonique. La plaine du Po et la tumeur Padane. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273 (D): 923–928.
- GORAI, M. (1968): Some geological problems in the development of Japan and the neighbouring island arcs. In: L. KNOPOFF, C. L. DRAKE, P. J. HART (szerk.), *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph*, 12: 481–485.
- GORAI, M. (1968): Some geological problems in the development of Japan and the neighbouring island arcs. In: L. KNOPOFF, C. L. DRAKE and P. J. HART (szerk.), *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph*, 12: 481–485.
- GWINNER, M. P. (1971): *Geologie der Alpen*. Verl. Schweizerbart, Stuttgart: 1–477.
- HALLAM, A. (1969): Tectonism and eustasy in the Jurassic. *Earth Sci. Rev.* 5: 45–68.
- Harta Geologica, 1 : 200 000, 1967. Comitetul de Stat al Geologiei Institut Geologic, Bucuresti.
- HST, K. J. (1971): Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233: 44–48.
- International Geologic Map of Europe, 1 : 1 500 000, 1969. Bundesanstalt für Bodenforschung/UNESCO, Hannover
- JONGSMA, D. (1973): Heat flow in the Aegean Sea. 1-th EGS Congress Materials, Zürich

- JUHÁSZ, Á. (1970): The flysch formations of the Great Hungarian Plain. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14: 407–415.
- KARIG, D. E. (1971): Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76: 2541–2561.
- KHAIN, V. YE., SLAVIN, V. I. (1972): An outline tectonic description of Central and South-Eastern Europe. In: SZÉNÁS GY. (szerk.), *The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology*. Geophysical Trans. Spec. Edit. Budapest: 19–39.
- KOVACS, G., ERDÉLYI, M., MAJOR, P., KORIM, K. (1971): Hydrological investigation of subsurface water. In: ERDÉLYI M. (szerk.), *Materials of International Postgraduate Course on Hydrological Methods for Developing Water Resources Management*. VITUKI, Budapest.
- KOVÁCS L. (1967): Magyarország regionális földtana. Tankönyvkiadó, Budapest, 250 pp.
- KÖRÖSSY, L. (1970): Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14: 421–429.
- KUTAS, R. I., GORDIENKO, V. V. (1970): Teplovoe pole i glubinnoe stroenie vostochnih Karpat. *Geofiz. Sbornik*, 34: 29–41.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Paläospastik der südlichen Tethys. *Geol. Rundsch.* 60 (3): 813–833.
- LUBIMOVA, E. A., POLYAK, B. G. (1969): Heat flow map of Eurasia. In: P. J. HART (szerk.), *The Earth's Crust and Upper Mantle*, Geophys. Monograph. 13: 82–87.
- LUBIMOVA, E. A., FELDMANN, I. S. (1970): Heat flow, temperature and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the USSR. *Tectonophysics*, 10 (1–3): 245–282.
- MATSUDA, T., UYEDA, S. (1971): On the pacific-type orogeny and its model extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11: 5–27.
- MITUCH, E., POSGAY, K. (1972): Hungary. In: SZÉNÁS GY. (szerk.), *The Crustal Structure of Central and South eastern Europe based on the results of Explosion Seismology*. Geophysical Trans. Spec. Edit. Budapest: 118–130.
- MORELLI, C., BELLENO, S., DE VISIENZI, G. (1968): Nondirectional travel-time anomalies for European stations. *Boll. di geofis. teor. ed appl.*, 10 (38): 164–180.
- MÜLLER, ST., TALWANI, M. (1971): A crustal section across the Eastern Alps based on gravity and seismic refraction data. *PAGEOPH*, 85 (2): 226–239.
- NAGY E. (1971): A lábai fázis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődése szempontjából. *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1969. évről: 583–586.
- NEPROCHNOV, YE. P. (1968): Structure of the earth's crust of epi-continental seas: Caspian, Black, and Mediterranean. *Canad. Jour. Earth Sci.*, 5: 1037–1043.
- PACKHAM, G. H. FALVEY, D. A. (1971): An hypothesis for the formulation of marginal seas in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 11: 79–109.
- PAPAZACHOS, B. C., COMMINAKIS, P. E. (1971): Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76: 8517–8533.
- PAYO, G. (1972): Crust-mantle velocities in the Iberian Peninsula and tectonic implications of the seismicity in this area. *Geophys. J. Rév. Astr. Soc.* 30 (1): 85–99.
- PHILLIPS, J. D., FORSYTH, D. (1972): Plate tectonics, paleomagnetism, and the opening of the Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83: 1579–1600.
- PITMAN III., W. C., TALWANI, M. (1972): Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83: 619–646.
- PLEVA, S. (1967): Measurement results of the surface heat flow on the Polish territory. In: R. TEISSERRE (szerk.), *Selected problems of upper mantle investigations in Poland*. Polish Sci. Publ. 103–113.
- POLYAK, B. G., SMIRNOV, YA. B. (1970): Svjaz teplovogo potoka a geologo-tektoniceskim stroeniem zemnoi kori. In: A. V. PEIVE (szerk.), *Teplovoi rezsim SSSR*. Izd. Nauka, Moskva, 162–172.
- POSGAY K. (1967): A magyarországi földmagnes hatók áttekintő vizsgálata. *Geofiz. Közl.* 16 (4): 1–118.
- PRESS, F. (1961): The Earth's crust and upper mantle. *Science*, 133: 1455–1463.
- RADULESCU, D. P., SANDULESCU, M. (1973): The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16: 155–161.
- RIKITAKE, T. (1952): Electrical conductivity and temperature in the Earth. *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 30: 13–23.
- RITSEMA, A. R. (1972): Deep earthquakes of the Tyrrhenian Sea. *Verh. Ned. Geol. Mijnbouwkd. Genoot.* 51/6: 541–545.
- ROMAN, C. (1970): Seismicity in Romania — Evidence for the sinking lithosphere. *Nature*, 228: 1176–1178.
- ROMAN, C. (1973): Travel-time residuals in the Carpathians and plate tectonics. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Ser. Géophys.*, 17 (1): 77–83.
- ROY, R. F., BLACKWELL, D. D., DECKER, E. R. (1972): Continental heat flow. In: E. C. ROBERTSON (szerk.), *The Nature of the Solid Earth*. McGraw-Hill, 506–543.
- RYAN, W. B. F., STANLEY, D. J., HERSEY, J. B., FAHLQUIST, D. A., ALLAN, T. D. (1970): The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: A. E. MAXWELL (szerk.), *The Sea*. Wiley-Interscience, New York, 4 (2): 387–492.
- SCHOLZ, C. H., BARAZANGI, U., SBAR, M. L. (1971): Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 2979–2990.
- SMITH, A. G. (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 2039–2070.
- STEGENA, L. (1964): The structure of the Earth's crust in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 8 (1–4): 413–431.
- STEGENA, L. (1967): A Magyar medence kialakulása. *Földt. Közl.* 97. 3.: 278–285.
- STEGENA, L. (1972): Geothermal map of Eastern Europe. *Geothermics*, 1 (4): 140–141.
- STEGENA, L., ADÁM, A., HORVÁTH, F. (1971): Spreading tectonics investigated by magnetotelluric anisotropy. *Nature* 231: 442–443.
- STILLE, H. (1953): Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Geol. Beih.*, 8: 1–239.
- SUBBOTIN, S. I., NAUMCHIK, G. L., RAKHIMOVA, I. SH. (1965): Influence of upper mantle processes on the structure of the Earth's crust. *Tectonophysics* 2 (2–3): 185–209.
- SZÁBÓCZKY-KARDOSS E. (1967): Elgondolások a Kárpáti medencendorzser mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálathoz. *MTA. X. Öszt. Közlem.* Budapest, 1: 41–65.
- SZEKELYNÉ FUX V. (1957): Adatok a Dunántúli Medence harmadkori vulkánosságához. *Földt. Közl.* Budapest, 87: 63–68.
- SZÉNÁS GY. (1964): Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregéről. *Geofiz. Közl.* 13 (3): 301–308.
- SZÉNÁS, GY. (1972): The Carpathian system and global tectonics. *Tectonophysics*, 15 (4): 267–286.
- THOMPSON, G. A. (1972): Cenozoic basin range tectonism in relation to deep structure. In: *Internat. Geol. Congress 24-th Session, Section 3, Tectonics*, Montreal: 84–90.
- TUZOV, I. K. (1972): The structure and geophysical fields of the Earth's and upper mantle in the region of the marginal Eastern Asiatic seas and island arcs. In: *Internat. Geol. Congress XXIV Session, Report of Soviet Geologists*,

A medence és a kora	Felsőköpeny	Kéreg	Üledékek	Geotermika	Geotermika	Szeizmicitás
Égei-tenger 1—3 millió év	Vékony lithoszféra (60—70 km) (1)	Valószínűleg kontinentális (2)	Neogén — kvarter depresszió (3)	Az oligocén-miocénben andezites, a pleisztocénben bazaltos (4)	$Q \approx 2,0$ HFU (24)	Az É-i részen kis, a D-i részen közepes mélységű rengések (5)
Pó-medence ~5 millió év	+1 — +2 s-os földrengés-hullám menetidő-késések (25)	Kontinentális ($h_M = 30-40$ km), vékonyabb mint a környezetében ($h_M \approx 50$ km) (6)	4—6 km pliocén-kvarter üledék. Az alsópliocén diszkontinális, a kvarter vastag és vízszintes településű(7)	Harmadidőszaki bazaltos és andezites	Geotermikusan hideg terület	Kis számú sekély kéregrengés (lényegileg aszeizmikus)
Pannon-medence 10—15 millió év	A HCL és a LVZ emelt helyzetű (40—60, illetve 75 km). +1 — +2 s-os földrengés-hullám menetidő-késések. A felsőköpeny sűrűsége kisebb az átlagosnál	Kontinentális, vékony ($h_M \approx 26$ km)	~3 km miocén-pliocén-pleisztocén üledéksor, tektonikusan lényegileg zavartalan	A miocénben intenzív andezit-riolitos, a pliocén-pleisztocénben bazaltos	Geotermikusan nagyon meleg $Q \approx 2,1$ HFU $Q_0 \approx 1,4$ HFU	Kis számú sekély kéregrengés (lényegileg aszeizmikus)
Erdélyi-medence ~15 millió év	A HCL emelt helyzetű (8)	Kontinentális, vékonyabb mint a környezetében (8)	~4 km miocén és főleg pliocén üledéksor (8)	A felsőmiocén-pliocénben andezites, a pleisztocénben bazaltos. A medencében jelentős elemetett vulkánozság (8,9)	Geotermikusan meleg (1 km mélységben +5 — +10 °C hőmérsékleti anomáliák) (26)	Aszeizmikus
Great Basin (Ny-i USA) ~40 millió év	A LVZ emelt helyzetű (~60 km). Alacsony szeizmikus sebességek a felsőköpenyben ($v_p = 7,7-7,9$ km/s). Erősen oszillipított S-hullámok. +0,6 — +0,7 s-os földrengés-hullám menetidő-késések. A felsőköpeny sűrűsége kisebb az átlagosnál (10, 11, 12)	Kontinentális, ($h_M \approx 30$ km), vékonyabb, mint a környezetében (10)	Kainozóos vulkáni lerakódások (11)	Az eocénben andezites, az oligocén-miocénben bazaltos. Minél fiatalabb a vulkáni tevékenység, annál közelebb van a medenceperemhez (10)	$Q \approx 2,2$ HFU $Q_0 \approx 1,4$ HFU (10,13)	Sekély mélységű szeizmicitás a K-i és Ny-i medenceperemeken (10)
Tirén-tenger ~5 millió év	A LVZ emelt helyzetű (50—60) Alacsony szeizmikus sebességek a felsőköpenyben ($v_p = 7,7$ km/s) (14)	Óceáni ($h_M = 11-12$ km) (14)	Főleg pliocén 0—2 km vastag üledék	Pliocén-pleisztocénben bazaltos (14)	$Q \approx 2,8$ HFU (14)	Mélyfókuszú rengések (Benioff-öv). Kevésbé erős kéreg-szeizmicitás a D-i peremen (14)

Dél-Káspi-tenger ~15 millió év	Vékony lithoszféra (~80 km). A LVZ emelt helyzetű (50–60 km) (1,15)	Szubóceáni ($h_M = 30-40$ km) (1)	15–25 km vastag üledék, ebből 1–2 km kvarter, 5–8 km pliocén (1)	A Ny-i és K-i részen mágnese sávok. Ezek hatója való- színűleg a kvarter-pliocén rétegekben (1)	$Q \sim 1,6-2,4$ HFU (15)	A centrális rész aszeizmikus. Az É-i és D-i peremen sekély mélységű szeizmicitás
Japán-tenger ~25 millió év	A LVZ emelt helyzetű (~30 km). Alacsony szeizmikus sebességek a Jamato-medencében (16)	Óceáni ($h_M =$ $= 12-16$ km) (18)	Átlag 2 km neogén-kvarter üledék (16,17)	Bazaltos. A peremi íven andezites	$Q \sim 2,2$ HFU (18)	Mélyfókuszú rengések (Benioff öv). A medencében gyenge kéreg-szeizmicitás
Csotokszi-tenger ~30 millió év	Erősen csillapított S-hullá- mok Kamcsatka és Kusilok környékén. A felsőköpeny sűrűsége kisebb az átlagos- nál (18)	Óceáni ($h_M \approx 12$ km) (16,18)	2–6 km vastag üledéksor. Kamcsatka és Kusilok kör- nyékén 10–14 km üledék az oligocén végétől (19,20)	Bazaltos. A peremi íven andezites	$Q \sim 1,8$ HFU (21)	Mélyfókuszú rengések (Benioff öv). A medencében gyenge kéreg-szeizmicitás
Fülöp-tenger ~30 millió év	A LVZ emelt helyzetű (40–50 km) (18)	Óceáni ($h_M =$ $= 12-16$ km) (18)	2–3 km vastag üledéksor az oligocén végétől (16,22)	Az oligocén-miocénben bazal- tos. A peremi íven andezi- tes (22)	Magas és normál hőáramok (18)	Mélyfókuszú rengések (Benioff öv). A medencében gyenge kéreg-szeizmicitás
Fekete-tenger 100–200 millió év	A lithoszféra vastagsága 100–150 km (1)	Óceáni-szubóceá- ni ($h_M = 18-$ -24 km) (2)	A centrális részen 8–15 km vastag üledéksor	Mágnese anomáliák a Krim– Kaukázus sávbán és Alus- tától D-re (1)	$Q \sim 1,0$ HFU (15,23)	A centrális rész aszeizmikus. Az É-i és D-i peremen sekély mélységű szeizmicitás

1 (1) FEDYNSKY et al., 1972; (2) NEPROCHNOV, 1968; (3) BELOUSSOV et al., 1966; (4) RYAN et al., 1970; (5) PAPAACHOS et OMINAKIS, 1971; (6) MÜLLER et TALWANI, 1971; (7) GLANGEAUD, 1971; (8) CIORDEL et SOCOLESCU, 1972; (9) RADULESCU et SANDULESCU, 1973; (10) SCHOLZ et al., 1971; (11) THOMPSON, 1972; (12) ARCHAMBEAU, 1969; (13) ROY et al., 1972; (14) RITSEMA, 1972; (15) LUBIMOVA et FELDMANN, 1970; (16) PACKHAM et FALVEY, 1971; (17) GORAI, 1968; (18) WATANABE et al., 1970; (19) TUEZOV, 1972; (20) BELOUSSOV, 1968; (21) LUBIMOVA et POLYAK, 1969; (22) FISCHER et HEEZEN, 1969; (23) POLYAK et SMIRNOV, 1970; (24) YONGSMA, 1973; (25) MORELLI et al., 1968; (26) STEGENA, 1972

- Problem 8, Geology and geophysics of oceans. Geological investigations of the Earth's Crust. Moscow: 41-47.
- VAN BEMMELEN, R. W. (1973): Geodynamic models for the Alpine type of orogeny (Test-case II: the Alps in central Europe). *Tectonophysics*, 18 (1-2): 33-79.
- VASHILOV, YU. YA., POPOV, U. G. (1971): Quantitative estimation of elements of the block structure of the Earth's crust and upper mantle of the Black, Caspian and Mediterranean seas from gravity data. — *Sbornik „Marine Gravity Investigations“* No. 6.
- WATANABE, T., EPP, D., UYEDA, S., LANGSETH, M., YASUI, M. (1970): Heat flow in the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 10 (1-3): 205-224.
- WEIN G Y. (1969): Tectonic review of the Neogene areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13: 399-436.

Évolution néogénique récente de Bassin pannonique

L. Stegena, B. Géczy et F. Horváth

Introduction

Selon l'opinion des auteurs, on peut observer deux types d'affaissements en rapport avec des montagnes déjà évoluées: avant-fosse (foredeep) et fosse intermontaine (intermountain through, interarc basin). L'avant-fosse développe le long de la bordure extérieure, convexe des chaînes, tandis que la fosse intermontaine se situe au territoire intérieur de celles-ci.

Le Tableau I récapitule les caractéristiques géophysiques et géologiques des bassins présumés comme situés entre les chaînes. D'après le Tableau, il paraît que les fosses intermontaines possèdent des caractéristiques communes, d'après ceux qui suivent:

- manteau supérieur anomal. La zone à vitesse sismique réduite (LVZ) et la couche électriquement bien conductrice (HCL) se trouvent en position plus élevée, la lithosphère est plus mince, les résiduels de temps de propagation sont positifs et la densité est inférieure à la moyenne;
- croûte terrestre mince. Dans une partie, la couche de granit existe (bassins sialiques entre les chaînes). Dans d'autres, la couche de granit manque, et la croûte est océanique ou subocéanique (bassins simaïques);
- successions sédimentaires synorogènes — tectoniquement non ou peu affectées — et surtout postorogènes;
- activité volcanique. Dans les bassins sialiques, le volcanisme initial, — quand la subduction était en cours dans les chaînes limitrophes, — est andésitique (de type des chaînes archipélagiques, compressif), après la cessation de la subduction il devient basaltique (de type «interarc-spreading», extensif). Dans les bassins simaïques, le volcanisme est basaltique;
- températures géothermiques élevées et flux thermique;
- au-dessous des territoires des bassins récents, actuellement en voie de développement, sismicité à hypocentre profond par suite la subduction de la plaque lithosphérique en dessous du bassin. Les bassins plus anciens, déjà développés manifestent une sismicité faible ou ils sont aséismiques.

D'après la présence plus ou moins générale de ces caractéristiques, on peut supposer que le développement des bassins, situés entre les chaînes, déroule essentiellement par un processus identique. L'évolution des bassins à croûte de granit doit un peu différer de celle des bassins à croûte océanique ou subocéanique.

Dans le présent article, nous voudrions montrer par l'exemple du Bassin pannonique ce qu'il y a de relation génétique entre l'orogénèse et le développement des bassins intramontains: le développement des bassins intramontains soit aussi la conséquence de la subduction lithosphérique.

Histoire ancienne du Bassin pannonique

Les données paléogéographiques indiquent ce que le modèle, montrant la fermeture uniforme de la Téthys, est trop simplifié. Dès les données paléogéographiques on peut déduire le mécanisme cinétique suivant. À la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, les sédiments marins de la Téthys occidentale indiquent du milieu de plate-forme. Comme océan, la Téthys occidentale ne s'ouvrait que plus tard. L'extension de la Téthys a été dirigée de l'E à l'W (SMITH, 1971). La plate-forme à carbonates de grande extension

développée à la bordure sud de la Téthys dans le Trias, a été effondue et submergée dans le Jurassique inférieur. Par suite l'affaissement de la plate-forme, des bassins marins longs, étroits, pauvres en sédiments, — des «leptogéosynclinaux», — se sont formés, séparés par des dorsales sous-marines interposées (BERNOULLI-PETERS, 1970; LAUSCHER, 1971). Le territoire mésozoïque situé à la partie nord du Bassin pannonique (Montagne Centrale Hongroise et Montagne Bükk) appartenait originalement à cette unité paléogéographique et de tectonique des plaques de la Téthys méridionale (GÉCZY, 1972). En même temps que la bordure sud, celle nord de la Téthys a été aussi affaissée, par suite de l'apport terrigène intensif, dans le Jurassique inférieur encore à caractère de plate-forme. Dès le Jurassique moyen, par suite la généralisation de la transgression (HALLAM, 1969) les différences sédimentaires et bathymétriques s'effaçaient graduellement entre les bordures sud et nord de la Téthys. Les données paléogéographiques et biostratigraphiques indiquent que le territoire mésozoïque situé à la partie sud du Bassin pannonique (Montagnes Mecsek et de Villány) appartenait originalement à ce complexe de bordure nord (Fig. 1.)

Alors, le noyau mésozoïque du Bassin pannonique n'est pas homogène, mais supposablement il s'était composé par la collision de deux micro-plaques («gondwanienne» et «laurasiatique») d'origines différentes (GÉCZY, 1973).

Le rétrécissement de la Téthys soit un processus commencé seulement dans le Crétacé et durant par endroits aussi actuellement, en relation à l'expansion de l'Océan atlantique et à la convergence des plaques d'Afrique et d'Europe (DERCOURT, 1971). Mais, à cause des nouvelles distributions postérieures des plaques, pour le moment on ne peut encore préciser les mouvements en temps et en espace des microplaques cértacéo-paléogènes et le déroulement exact de la collision.

Caractère du Bassin pannonique

Le manteau supérieur est anormal au-dessous du Bassin pannonique. Sa densité est un peu inférieure de la moyenne (STEGENA, 1964). HCL est en position élevée (ÁDÁM, 1965), sa profondeur se trouve entre 40 et 60 km. (Fig. 3.) Les sondages magnétotelluriques montrent une anisotropie régionale forte, indiquant une structure profonde, allongée dans une direction (STEGENA et al., 1971). LVZ se situe aussi élevé: dans l'espace de Belgrade à 88 km. (EGYED et BISZTRICSÁNY, 1973), dans celui de Budapest à 75 km. (BISZTRICSÁNY, 1973). Au territoire du Bassin pannonique, les durées de parcours des ondes P antipodales montrent des retards de + 1 à + 2,6 s. (MORELLI et al., 1968) (Fig. 4.) Au-dessous du Bassin pannonique l'écorce est mince, 26 km. en moyenne (MITUCH et POSGAY, 1972). La croûte supérieure montrent des vitesses conformes à celles du granit (6,2 à 6,4 km. (s.) et elle est d'épaisseur normale (16 à 19 km.) La couche basaltique de la croûte inférieure est mince (5 à 8 km.) (Fig. 5.) Le Bassin pannonique est remblayé par de couches miocènes moins épaisses, celles pliocènes épaisses et pléistocènes minces (Fig. 6.) L'affaissement du bassin était le plus intensif dans le Pliocène inférieur, comme il est aussi indiqué par les épaisseurs des sédiments (KÖRÖSSY, 1970). L'épaisseur moyenne des assises néogènes et pléistocènes est environ de 3 km., et par endroits atteint 6 à 8 km. Sur la base des caractères des failles démontrées dans les sédiments, WEIN (1969) a fait la conclusion, selon laquelle dans le Crétacé et le Paléogène des influences tectoniques compressives ont affecté les sédiments, tandis que les assises néogènes et quaternaires montrent des tensions extensives. Le volcanisme miocène intensif, andésitique et rhyolitique, du bassin, — est contemporain à la phase orogène principale des Carpathes, tandis que celui postorogène «final» (Plio-Pléistocène) est basaltique (Fig. 7.) Au territoire du bassin ne se manifestent que de tremblements de terre sporadiques à hypocentre peu profond (5 à 16 km.) et à intensité moindre (M 6) (CSOMOR, 1970). Le bassin appartient à la zone géothermique qui étend en Europe sud-est dès la Hongrie jusqu'au Lac Aral, au territoire de l'orogène alpin et à celui nord, limitrophe. Le Bassin pannonique présente la partie loin la plus chaude de cette zone (Fig. 8.) La valeur Q_0 , calculée pour le manteau supérieur du Bassin pannonique, est élevée ($\sim 1,4$ HFU). BUNTEBARTH (1973) a fait des calculs concernant les températures de la croûte et du manteau supérieur de l'avant-pays septentrional des Alpes. Il a aussi utilisé sa méthode pour le Bassin pannonique, prenant comme base les densités du flux thermique superficielles et les mesures sismiques de recherche de la croûte. Les densités du flux thermique, calculées pour 60 km., ont résulté des valeurs Q_0 élevées bien conformes à la valeur moyenne, mentionnée ci-haut (Fig. 5.)

Évolution néogène du Bassin panonique

Dans le Bassin panonique, l'anomalie géothermique positive, déterminée dans les sondages profonds, n'est développée seulement à la proximité de la surface, mais aussi dans le manteau supérieur. Elle est bien prouvée par HCL de position élevée. On peut montrer (Appendice I.) ce que ce superflu thermique important du manteau supérieur du Bassin panonique ne soit pas capable développer l'anomalie thermique — ascendant à la proximité de la surface — simplement par la conductibilité thermique, car d'une part la vitesse de la conduite thermique est très basse dans les roches, d'autre part le Bassin panonique est bien récent développé il y a 10 à 15 millions d'années. Ainsi, nous devons supposer ce que dans le développement de l'anomalie thermique, à la proximité de la surface, le mouvement de matière convectif, le transport de chaleur ont joué un rôle décisif. Le volcanisme montre aussi clairement la présence des matières brûlantes, migrant vers le haut. La valeur Q_0 élevée, calculée pour le manteau supérieur du Bassin panonique, témoigne lui aussi le transport de chaleur par mouvements de matières convectifs.

La matière ascendante du manteau, le «manteau diapirique» («mantle diapir») est la clef du développement du Bassin panonique et de ceux semblables intermontains.

Selon notre opinion, le manteau diapirique, audessous du territoire de Pannonie, soit développé en ce qui suit. Nous supposons que l'arc des Carpathes présente le résultat d'un processus de subduction dirigé centriquement vers l'intérieur du bassin, processus déroulé dans le Miocène inférieur et moyen. À la surface supérieure de la plaque de subduction, profondément dans le manteau, une fonte partielle a été effectuée. La fonte est le résultat de la chaleur de frottement et de la contamination de la matière lithosphérique d'origine superficielle, descendue en grande profondeur et à point de fusion bas (SCHOLZ et al., 1971). La matière brûlante, en partie fondue, s'est élevée, et en atteignant la base de la croûte sialique forte, elle s'est étendue latéralement (Fig. 10). Ici, elle a assimilé et érodé la base de la croûte (érosion sous-crustale), «subcrustal erosion»). Le fait qu'audessous du Bassin panonique l'épaisseur de la croûte supérieure est normale tandis que la croûte inférieure est très mince est en accord à l'érosion sous-crustale.

Les processus de plissements principaux des Carpathes terminent par les phases orogènes miocène inférieur et moyen (KHAIN et SLAVIN, 1972), la subduction cesse à l'exception de la zone de Vrancea vivante encore actuellement. Après la cessation de la subduction, le territoire situé entre les arcs des Carpathes et des Dinarides devient extensif, la croûte, érodée par le manteau diapirique, commence à affaisser. Dans le Bassin panonique, la sédimentation considérable a pris son commencement dans le Miocène moyen et supérieur et a atteint son intensité maximale dans le Pliocène inférieur. L'affaissement de la croûte amincie représente un processus isostatique. L'épaisseur de la croûte inférieure normale est de 13 à 16 km. (PRESS, 1961; SUBBOTIN et al., 1965). Et dans le Bassin panonique elle est de 5 à 8 km. seulement. Ainsi, l'amincissement est de 8 km. environ. La croûte amincie par 8 km. s'affaisse de 1 km. environ, jusqu'à l'installation de l'équilibre isostatique. Les sédiments néogènes et pléistocènes, épais de ~ 3 km. et déposés en même temps, ont causé un affaissement de 2 km. environ, en plus. (Appendice II.) C'est ainsi que l'affaissement a atteint 3 km., en moyenne. L'évolution du Bassin panonique, esquissée ci-haut, est en accord au volcanisme du même territoire. Jusque le territoire avait du caractère compressif, à cause de la subduction (Miocène), un volcanisme andésitique et rhyolitique y est développé par renflage. Quand le territoire est devenu extensif, le type du volcanisme est aussi changé: le volcanisme pliocène et pléistocène est toujours basaltique, dans le Bassin panonique.

Discussion

Le modèle tectogénétique du Bassin panonique, esquissé ci-haut, ressemble beaucoup à celui déduit pour le Grand Bassin (partie ouest des États-Unis) auparavant par SCHOLZ et al. (1971). L'évolution des bassins marginaux du Pacifique occidental — par KARIG (1971), MATSUDA et UYEDA (1971), PACKHAM et FALVEY (1971) — et celle du Bassin ligurien — par BOCCATELLI et GUAZZONE (1972) — a été expliquée essentiellement de même façon: par la matière de manteau ascendante et par l'«extension entre les arcs» («interarc spreading»). Alors, il paraît juste la déduction selon laquelle les évolutions des bassins sialiques et simaïques, situés entre les arcs, — s'effectuent essentiellement de même façon: toutes les deux sont dirigées par le manteau diapirique actif créé par la

subduction. Dans l'article présent, nous ne traitons pas en détails la genèse des Carpathes par subduction. C'était STILLE (1953) qui a premièrement supposé la pénétration des grandes masses sialiques -- venant de la Plate-forme russe -- au-dessous des Carpathes et du Bassin pannonique. À la longitude de Cracovie, ANDRUSOV (1968) a prouvé une réduction de 330 km. en espace, et il a aussi montré que les nappes de recouvrement ne sont pas du tout par la tectonique d'écoulement gravitative. Récemment, d'après la structure géologique des Carpathes orientales et de la Montagne Apuseni RADULESCU et SANDULESCU (1973) ont livré des preuves pour la subduction carpathique. Nous pensons que nos études -- montrant la relation génétique entre les phases orogéniques carpathiques, miocène inférieur et moyen, et le volcanisme et l'évolution du Bassin pannonique -- présentent en même temps une preuve indirecte que le modèle de la tectonique des plaques à subduction soit applicable aussi à la genèse des Carpathes.

Conclusions

1. Le noyau paléo-mésozoïque du Bassin pannonique n'est pas homogène, mais il es développé par la collision d'une plaque européenne et d'une telle gondwanienne, en relation étroite à l'évolution de la Téthys occidentale de manière encore non précisée en détails.
2. Le volcanisme andésitique intensif du territoire carpatho-pannonique -- dans le Miocène inférieur et moyen (Carpathes occidentales et septentrionales) et dans le Miocène moyen à Pliocène (Carpathes orientales) -- indique le plongement de la plaque lithosphérique dirigé vers le bassin, le long de l'arc de la montagne.
3. La subduction de la plaque lithosphérique a produit un manteau diapirique actif qui a érodé la base de la croûte. Après la cessation de la subduction, par l'affaissement isostatique de la croûte amincie le Bassin pannonique a pris son naissance, dans le Pliocène et Pléistocène.
4. La forte ressemblance des caractéristiques géophysiques et géologiques des bassins, situés entre les arcs, fait allusion à ce que l'on peut employer généralement le modèle de manteau diapirique de l'évolution des bassins pour les bassins sialiques.