

A PANNON-MEDENCE GEODINAMIKÁJA

Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis

HORVÁTH FERENC

ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet,

Geofizikai Tanszék

Budapest, 2007. január hava

.... szeretteimnek és tanítványaimnak...

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS	4
2. KLASSZIKUS ELMÉLETEK A GLOBÁLIS TEKTONIKÁRÓL	9
2.1. Az amerikai helyzetkép: Dana szintézise	9
2.2. A Föld arculata Suess szerint	12
2.3. A Kober-Stille féle fixizmus	15
2.4. A Wegener-Argand féle mobilizmus	19
2.5. A vertikális tektonika és az undációs elmélet	25
2.6. Az izosztázia elve és a Föld alakja	30
3. KLASSZIKUS ELMÉLETEK A MAGYAR FÖLD TEKTONIKÁJÁRÓL	36
3.1. Külföldi szaktekintélyek a pannon terület nagytektonikájáról	36
3.2. A fixista Lóczy	41
3.3. A mobilista Lóczy	44
3.4. A Lóczy-Cholnoky iskola koncepciója a fiatal töréses tektonikáról	51
3.5. A közbenső tömeg elmélet továbbfejlesztése	55
3.6. Pávai Vajna gyűrődéses tektonikája és vitája ifj. Lóczyval	60
3.7. A geofizika térhódítása a szénhidrogén-kutatásban és a tektonikai vizsgálatokban	70
3.8. A közbenső tömeg koncepció feladása és az új nagytektonika előfutárai	79
4. AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA	84
4.1. A lemezttektonikai forradalom eszmétörténeti forrásai	84
4.2. A lemezttektonika térhódítása Magyarországon	87
4.3. Az alp-mediterrán térség fejlődésének lemezttektonikai rekonstrukciói	91
4.4. Hány felesége volt Ókeánosznak?	104
4.5. Lemezttektonika és medencefejlődés	108
4.6. A Pannon-medence termomechanikai modellje	115
4.6.1. A medence süllyedés- és hőtörténete	115
4.6.2. A medence tektonikája és geodinamikája	118
4.6.3. A medence érettségtörténete és a szénhidrogén-képződés mechanizmusa	125
5. ÚJ EREDMÉNYEK A PANNON-MEDENCE GEODINAMIKÁJÁNAK VIZSGÁLATÁBAN	131
5.1. Izosztázia és szubdukció	131
5.2. Földi hőáramsűrűség	136
5.3. Kéreg- és litoszféravastagság	140
5.4. Szeizmikus tomográfia	145
5.5. A medencefejlődés tektonikája: szinrift periódus	150
5.5.1. Az extenzió módozatai	150
5.5.2. Medenceskálájú kinematika: extrúzió és extenzió	164
5.6. A medencefejlődés tektonikája: posztrift periódus	175

5.6.1. Posztszarmata tektonikai inverzió.....	175
5.6.2. Neotektonika	180
5.7. Aktív tektonika.....	199
5.7.1. Szeizmicitás.....	199
5.7.2. Űrgeodéziai mozgásvizsgálatok.....	204
5.7.3. Kőzetfeszültségek.....	208
5.7.4. Recens geodinamikai modell	214
6. GEODINAMIKAI SZINTÉZIS.....	219
Köszönetnyilvánítás	225
Irodalmi hivatkozások.....	227

„... megméretik az embernek fia
s ki mint vetett, azonképpen arat.
Mert elfut a víz és csak a kő marad,
de a kő marad.”
W. A.

1. BEVEZETÉS

Az értekezés elején a címben megfogalmazott témát az egyértelműség kedvéért részletesebben definiálok. Konceptióm az, hogy a Pannon-medencét nem elszigetelten, hanem a környező orogénekkal együtt az alp-mediterrán térség részeként, az európai kontinentális keretben vizsgálom (1. és 2. ábra). Ez a regionális megközelítés teszi lehetővé, hogy ismereteink fejlődésének története, a Pannon-medencére vonatkozó mai tudásunk szintézise nem csak regionális értelemben lehet hasznos, hanem hozzájárulhat a Föld globális geodinamikai folyamatainak jobb megértéséhez.

Földrajzi elnevezés szerint a Kárpátok külső övei által körbevett területet **Kárpát-medencének** hívják. A **Pannon-medence** ennél kisebb egység, mert a Bécsi-medencét és az Erdélyi-medencét nem tekintjük hozzátartozónak. A Pannon-medence legfontosabb részei tehát a Nagyalföld (beleértve a bácskai, bánáti, partiumi és kárpátaljai területeket), a Kelet-szlovák-medence, a teljes Dunántúl, a Kisalföld és szlovákiai folytatása (Duna-medence), a Gráci-medence, a Mura-medence, valamint a Száva-medencéig húzódó horvátországi területek (3. ábra). A Pannon-medence megkülönböztetése a Kárpát-medencétől geológiai szempontból azért indokolt, mert a Bécsi-medence és az Erdélyi-medence néhány fontos geofizikai paraméterét, rétegtanát és tektonikáját tekintve eltérő jellegzetességekkel rendelkezik, ami a Pannon-medencétől különböző kialakulási mechanizmusra vezethető vissza (Horváth, 1993). Mivel az értekezés során sokat idézek fontosnak ítélt régebbi művekből, hangsúlyozni szükséges, hogy a fenti elnevezések nem egyeznek meg a korábbi szerzők által használt terminológiával. Gyakran használták elődeink általános értelemben az emelkedett hangulatú „magyar föld” elnevezést. Pontosabb elnevezés a „Magyar-horvát és erdélyi medencék”, ami megfelel a Kárpát-medencének. Eleinte „Pannónia”, logikusan, csak a dunántúli területekre utalt, amelyekre a XIX. század végén általánosan a „túladunai” elnevezést használták. A mellékelt térkép (3. ábra) és a szöveggörnyezet alapján a régies elnevezések nem fognak nehézséget okozni az egyes területek lokalizációjában.

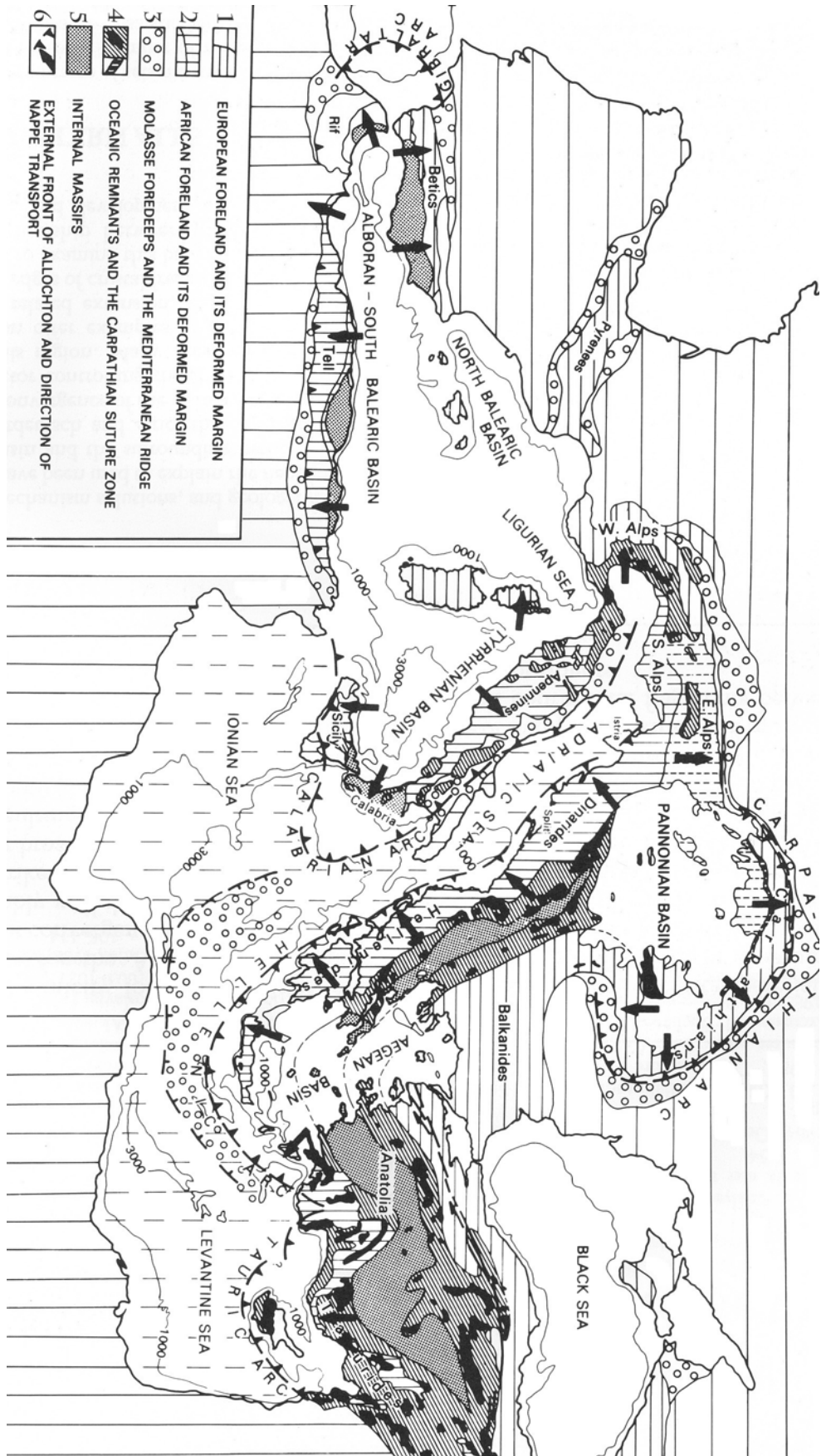
A „geodinamika” elnevezés a földtudományok 1971-1977. között megvalósult nagy nemzetközi együttműködése, az International Geodynamics Project révén vált közkeletű, divatos kifejezéssé. A Project alapvető céljának tömör meghatározása adja meg a **geodinamika** legáltalósabb definícióját (Glossary of Geology, 1972):

„An international program of research on the dynamics and dynamic history of the Earth with emphasis on deep-seated foundations of geological phenomena, esp. movements and deformations of the lithosphere.”

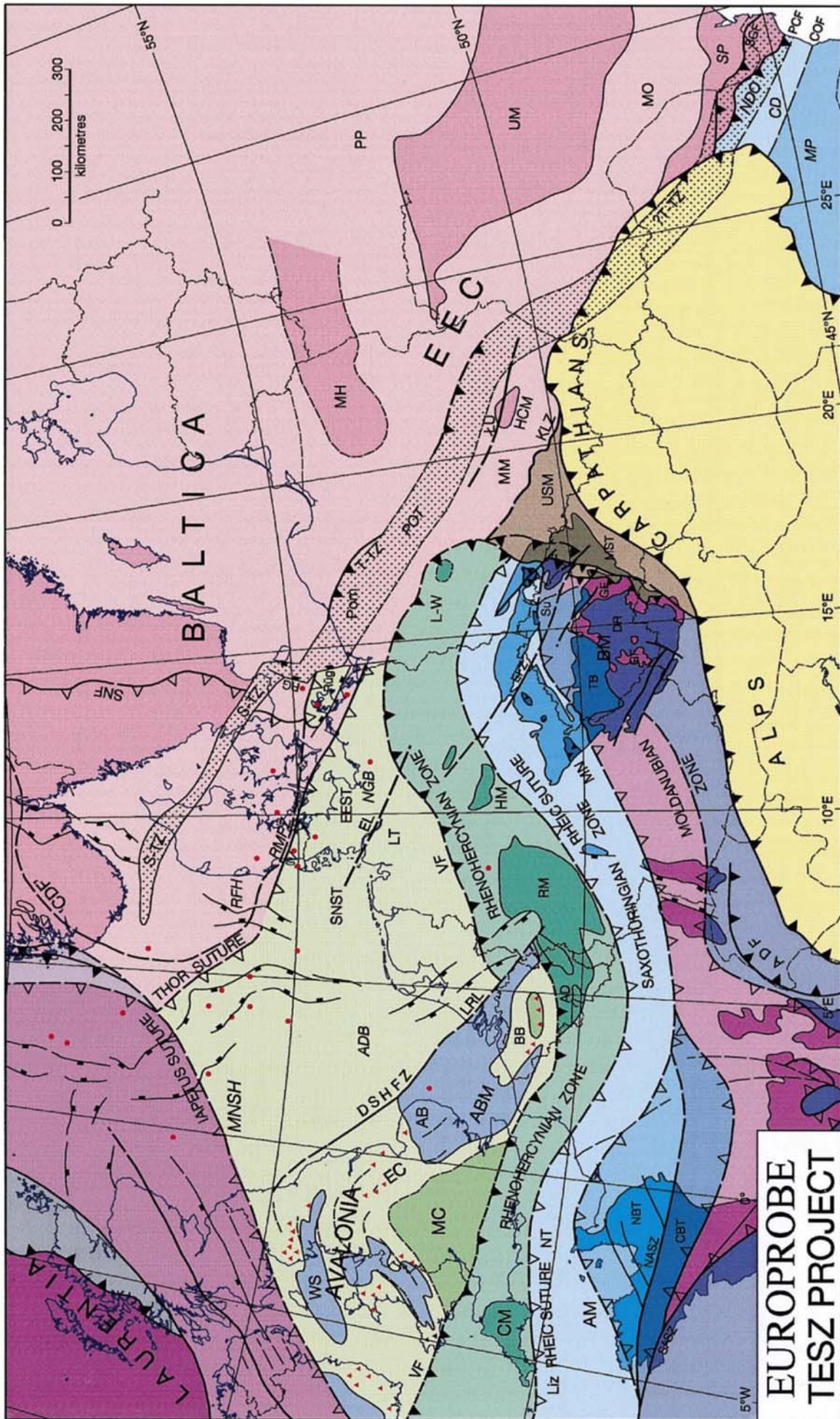
Azaz a geodinamika a litoszféra mozgásait és deformációit vizsgálja úgy, hogy ezen geológiai jelenségek mélyben zajló (értelemszerűen litoszféra alatti) folyamatokkal való kapcsolatát is igyekszik feltárni.

Értekezésem elsődleges célja tehát az, hogy eszmetörténeti perspektívából mutassam be a Pannon-medence és környezete tektonikájának vizsgálatát és az utóbbi másfél évszázadban

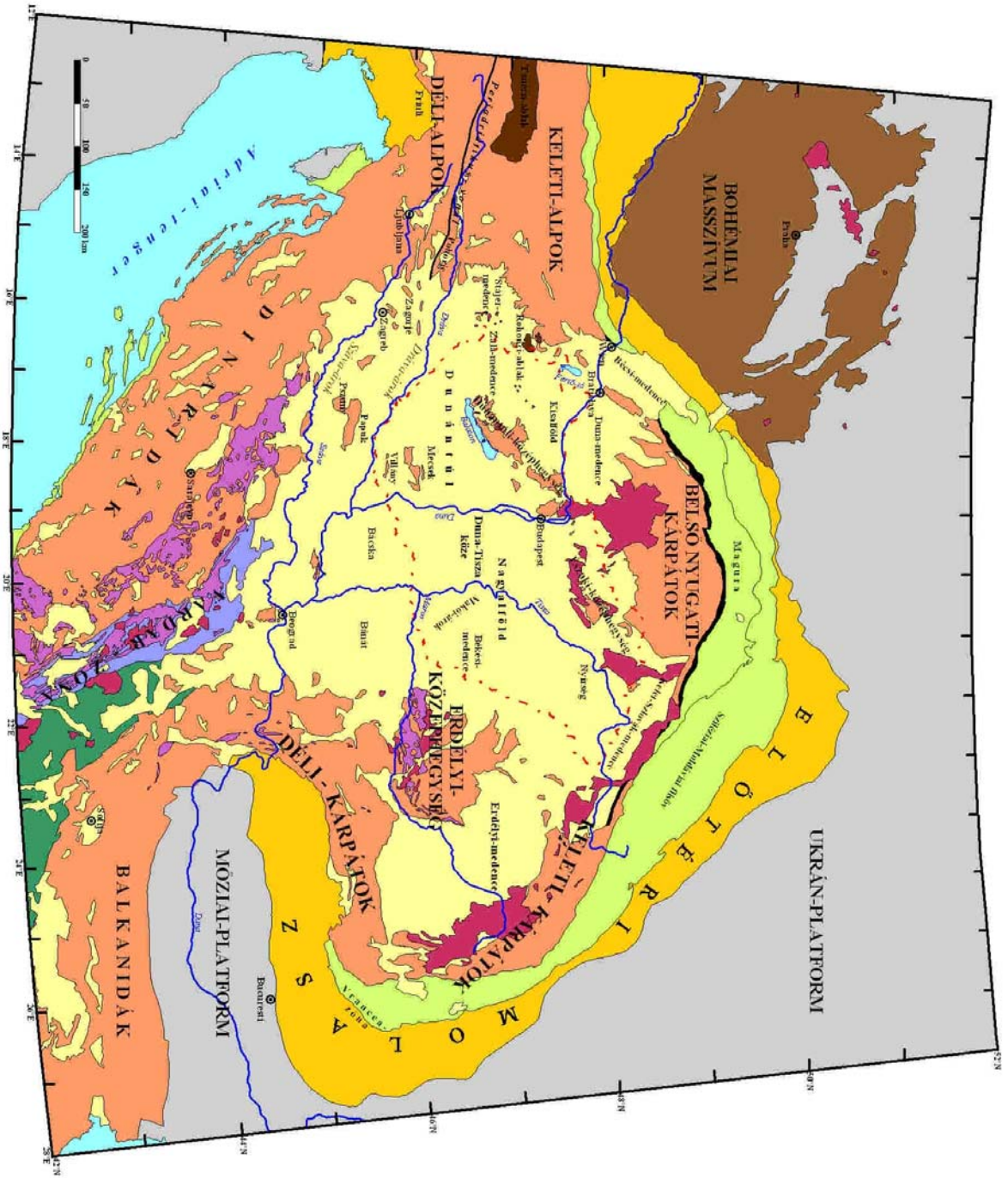
született nagytektonikai koncepciók és a hazai eredmények kölcsönhatását. Ezen a széles témán belül a fő figyelmet a neogén-kvarter tektonikai fejlődés megértésére fordítom. A Pannon-medence kialakulását és fejlődését a maga teljességében igyekszem ugyan tárgyalni, de kompetenciámnak megfelelően elsősorban a **geofizikai adatok** alapján törekszem egy új **szintézisre**. Ennek során messzemenően figyelembe veszem a **hazai** és **külföldi** szakemberek releváns kutatásait is, de természetesen a tudományos tézisek csak saját, önálló kutatási eredményeimet foglalják össze.



1. ábra A Pannon-medence nagytekonikai helyzete az alpi-mediterrán térségben (Horváth és Berckhemer, 1988) Jelmagyarázat: 1 = Európai előtér és deformált pereme; 2 = Afrikai előtér és deformált pereme; 3 = Molasz-árkok és a Mediterrán-hátság; 4 = Óceáni maradványok és a kárpáti szutura-zóna; 5 = Belső masszívumok; 6 = Az orogének külső frontja és a takarós átolódás iránya.



2. ábra: Európa prealpi szerkezeti elemei (Pharaoh, 1999)



3. ábra: A vizsgált terület helyszínrajza

„A tudomány teremtéséhez, csakúgy mint a Világ Teremtéséhez egy napnál többre van szükség; de biztos vagyok abban, amikor majd utódaink megírják tudományunk történetét azt fogják mondani, hogy Suess munkássága jelentette az első nap befejeztét, mert ekkor lett világosság.”
Marcel Bertrand

2. KLASSZIKUS ELMÉLETEK A GLOBÁLIS TEKTONIKÁRÓL

Ez a fejezet történeti áttekintést ad azokról a nagyhatású globális tektonikai koncepciókról, amelyeket a XIX. század végének és a XX. század első felének kiemelkedő geológusai fogalmaztak meg, és ezzel alapvetően meghatározták a földtudományi gondolkodás további fejlődését.

A XVIII. és XIX. század a földtudomány születésének és felvirágzásának időszaka Európában és Észak-Amerikában. A fejlődés jellemzője és meghatározója az a felismerés, hogy egy empirikus tudomány műveléséhez megfigyelésekre van szükség, s ezek mennyisége és minősége döntő módon meghatározza a belőlük levont általános következtetések, tudományos szintézisek érvényességét.

A tektonika területén a megfigyelések elsősorban a hegységek területére koncentráálódtak, s azon belül is két hegyláncolat játszott kulcsszerepet. Amit az Alpok jelentettek az európaiak számára, azt az Appalache hegység nyújtotta az amerikaiaknak.

2.1. AZ AMERIKAI HELYZETKÉP: DANA SZINTÉZISE

Az Appalache hegység részletes feltérképezését egy geológus testvérpár, Henry és William Rogers végezte el óriási munkával az 1830-as és '40-es évek során (Rogers és Rogers, 1843). Tektonikai szempontból a legfontosabb eredményük az volt, hogy különböző skálájú gyűrődések és feltolódások jellemzik az Appalache-hegység szerkezetét. Ezek szisztematikus irányítottsága olyan aszimmetrikus torlódásos struktúrát eredményezett, amely egyértelműen keletről-nyugatra (azaz az óceán felől a kontinens irányába mutató) kompressziós erőhatásra utalt. A pontos megfigyelés és a hiteles szerkezeti modell azonban a már akkoriban ódivatúnak számító **neptunista** hegységképződési mechanizmussal párosult. A Rogers fivérek úgy gondolták, hogy magmatömegeknek a kéregbe való intrúziója olyan felboltozódásokat hozott létre, amelyről lecsúszó rétegek egymásra torlódása eredményezte a hegység gyűrt-feltolódásos szerkezetét. A javasolt mechanizmus vízhangtalan maradt, a megfigyelési anyag azonban a korszak vezető amerikai geológusait inspirálta a hegységképződés folyamatának magyarázására.

James Hall (1811-1898), aki az Amerikai Földtani Társulat (GSA) első elnöke volt (1889), a Rogers fivérek munkája alapján ismerte fel, hogy milyen óriási tömegű üledékes kőzet vesz részt a hegységképződésben. Hall javasolta elsőként, hogy a kontinensek peremén felhalmozódó üledékek saját súlya következtében egy egyre növekvő méretű üledékgyűjtő jön létre lényegében egy „öngerjesztő” folyamat eredményeképpen. Ez a süllyedés akkor áll meg,

amikor már az egész kéreg behajlik, ennek következtében felfűtődik, és magmás anyagok nyomulnak belé. Ez kompressziót és kiemelkedést eredményez, amelynek következménye a kontinensek peremén kialakuló lánchegység.

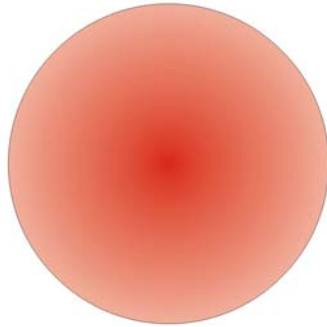
A korszak másik vezető szaktekintélye James Dana (1813-1895) a Yale egyetem geológus professzora volt. Igazi enciklopédikus elme, akinek ismeretei és tudományos tevékenysége magába foglalta az ásványtant, vulkanológiát, paleontológiát és a nagytektonikát (Natland, 2003). Sengör (1982a) szerint „*valószínűleg a legnagyobb geológus, akit Amerika valaha is produkált.*” Bár ez a megállapítás nyilván erősen szubjektív, a következőkben magam is amellett fogok érvelni, hogy a Föld fejlődéséről kialakított, (sajnos zömében téves) koncepcióival közel egy évszázadig alapvetően meghatározta az amerikai nagytektonikai gondolkodást. Ő adta a Hall által felismert kontinensperemi üledékgyűjtőnek a **geoszinklinális** nevet. Ezen túlmenően azonban mindenben eltérő álláspontot képviselt. Jól látta, hogy az üledékek terhelése által gerjesztett növekvő mélységű süllyedék fizikai (nevezetesen izosztatikus) képtelenség. Ezért fordított a logikán, szerinte az üledékek azért halmozódnak fel, mert a kontinentális peremen hosszan elnyúlt és geológiailag számottevő ideig tartó süllyedés megy végbe. Ennek mechanikája pedig Dana általános földfejlődési modellje keretében érthető meg.

Dana mineralógusként jól tudta, hogy a különböző ásványok olvadáspontja jelentősen eltérő. Ezért az ősi, olvadt földbolygó hülése során a felszín azon részei szilárdultak meg először, amelyeken a magasabb olvadáspontú ásványokból álló kőzetek helyezkedtek el (Dana, 1847a,b). Így alakultak ki elsőként az ősi kontinensek (4. ábra). Más területeken, ahol a magasabb olvadáspontú ásványok voltak többségben valamivel hosszabb hülési időszak volt szükséges a megszilárduláshoz, ennél fogva nagyobb mértékű volt a zsugorodás is. Így alakult ki az őskontinensnél mélyebb területek, az ősi óceáni medencék, amelyek tehát ásványos összetételüket tekintve különböznek a kontinensektől. Mivel a Föld hülése és zsugorodása napjainkig folytatódott, az óceáni medencék egyre mélyültek a kontinensekhez képest. A Föld külső szilárd rétegének kialakulásával egyidejűleg csapódtak ki vizek is, amelyek mennyisége nem változott a földtörténet során. Eleinte tehát a kontinensek peremi részei is vízzel voltak borítva és a tengerek fokozatosan húzódtak vissza mai óceáni medencékbe. Ez a jelenség magyarázta azt, hogy kontinensek peremén, elsősorban a geoszinklinálisokban, jelentős mennyiségű tengeri üledékes kőzet halmozódott fel. Dana koncepcionális jelentőségű következtetése az volt, hogy úgy a kontinensek mind az óceánok a Föld megszilárdulása során létrejött **ősi nagyszerkezeti egységek**, amelyek jellegüket, méretüket és helyzetüket a földtörténet során érdemben **nem változtatták**. Az óceánok mindig hasonló óceánok, a kontinensek mindig hasonló kontinensek voltak. Ez Dana híres **állandóság (permanencia) elve** (Dana, 1873), amely egy kvázi-stabil, megismerhető múltú és előre jelezhető jövőjű Föld képét vázolta fel. A kvázi-stabilitás leglátványosabb megnyilvánulása a kontinensperemi geoszinklinálisokhoz kötött hegységképződés. Mivel az egész Föld folyamatosan zsugorodik az állandó hülés következtében, felszíni szilárd rétegeiben mindenütt nyomófeszültségek uralkodnak. A különbségi feszültség maximális értékét a két különböző ütemben zsugorodó kéregrész határán, azaz a kontinens/óceán szegélynél éri el. A nagy nyomás hatására a kontinentális kéreg behajlik és egy elnyúlt, árokszerű bemélyedés alakul ki. Ez a geoszinklinális, amelyben nagytömegű üledékes és magmás kőzet tud felhalmozódni. A folytatódó kompresszió hatására az üledékgyűjtő alja egyre mélyebbre kerül, s

együttal elkeskenyedik. Előbbi folyamat hozza létre a metamorf kőzeteket, míg az utóbbi határára megy végbe a geoszinklinális anyagának kipréselődése és felgyűrődése.

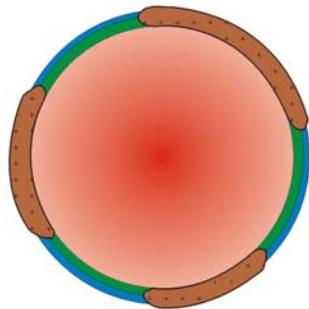
Dana geoszinklinális elmélete, valamint a kontinensek és óceánok állandóságának elve a XIX. század végétől nemcsak általánosan elfogadottá vált Amerikában, hanem nemzeti tudományos büszkeség tárgyát is képezte. Csak így érthető meg az a ridegen elutasító magatartás, amelyben az amerikai geológus társadalom részesített legalább félévszázadon keresztül minden kívülről (alapvetően Európából) jövő megfigyelést és elméletet (Oreskes, 1999).

Kezdeti
állapot



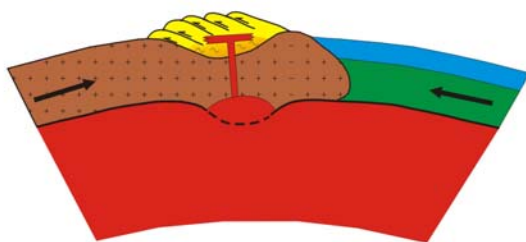
Az egységesen olvadt, de anyagilag inhomogén ősi Földbolygó megkezdte hűlését.

Korai
állapot



A hűlés következtében folyamatosan zsugorodó Földön először a magas olvadáspontú ásványok megszilárdulásával a kontinensek jöttek létre. Ezt követően az alacsonyabb olvadáspontú ásványokból a jobban összezsugorodott területek, az óceáni medencék kialakulása és azok vízzel való feltöltődése ment végbe. A kontinensek és az óceánok állandó, stabil képződmények a hűlő Földön.

Késői
állapot
(részlet)



Az egyetlen lényegi változás a kontinensek peremén fellépő differenciális nyomás hatására létrejövő behajlás, a geoszinklinális. Ebben nagy tömegű üledékfelhalmozódás, magmatizmus és mélybeni metamorfózis történik, majd a nyomás hatására a geoszinklinális anyaga aszimmetrikusan kipréselődik.

4. ábra: Dana modellje a kontinensek és óceánok kialakulásáról és a hegységképződésről

2.2. A FÖLD ARCULATA SUESS SZERINT

Az első „modern” globális tektonikai elmélet megalkotása Európában egy zseniális tudós, az osztrák Eduard Suess (1831-1914) személyéhez kapcsolódik (Sengör, 1982b). Globális tektonikai elmélete „modern” abban az értelemben, hogy nem spekulatív, hanem az egész Földre vonatkozó megfigyelési adatok magas színvonalú szintézisének alapul. Mindez lényegében két alkotásban jelent meg. A korai mű „Az Alpok keletkezése” (Die Entstehung der Alpen; Suess, 1875), míg a magnum opus „A Föld arculata” című háromkötetes alkotás, amely 24 év alatt született meg (Das Antlitz der Erde, 1885-1909)¹. Ezek jelentősége és hatása olyan nagy volt, hogy mind a kortársak, mind a mai szakértők egybehangozóan Suesst tartják a modern tektonika atyjának (Termier, 1922; Sengör, 1982b). Személyének különleges fontossága van a magyar geológia szempontjából is, amelyet a 3.1. fejezetben részletesebben kifejtünk. E helyütt csak néhány sort idézek id. Lóczy Lajos (1915) nekrológiájából: *„Az 1914. év áprilisának 29-ik napján, a Rozália-hegység alján fekvő sopronvármegyei Márcfalva csendes temetőjében helyezték örök pihenőre korunk egyik legnagyobb természettudósát és legnemesebb férfinak, Suess Edét, aki magyar földben akart nyugodni. ... A magyarságnak nem volt és soha nem lesz osztrák szomszédai között Suess Edénél jobb barátja. ...Mennyi magasröptű gondolat és milyen sok tanulmány támadt itt magyar földön, a lángoló lelkű költő-geológus agyában.”*

Mindezen gondolatok enciklopédikus feldolgozását az „Antlitz” tartalmazza, amelynek igazi értékét az adta, hogy egyetlen ember a kor legmagasabb színvonalán feldolgozta és szintetizálta az egész földfelszínre vonatkozó korabeli geológiai ismereteket. Ennek az óriási munkának az érzékeltetésére csak egyetlen jellemző esetet említek. Lóczy (1915, p. 116) nyomán tudjuk, hogy öreg korában megtanult oroszul is, hogy a transzszibériai vasútvonal építésével előrehaladó orosz geológusok által ömlesztett nagytömegű információt a negyedik könyvben (III/2. kötet) figyelembe vehesse.

A következőkben természetesen nem foglalkozhatunk a 2778 oldal nagy részét kitevő regionális geológia leírásokkal, hanem – célunknak megfelelően – csak a nagytektonikára vonatkozó általános eredményeket és a Föld működési mechanizmusára kidolgozott koncepciót foglaljuk pontokba:

- a.) A földbolygó héjas szerkezetű. A legbelső része a zömében nikkeltől és vasból álló „nife” mag. Az azt körülvevő vastag külső tartomány a szilícium és magnézium elemek dúsulásával jellemezhető „sima”. Ezen úszik a kontinensek könnyebb anyaga a „sal” (ismertebb nevén „sial”) amely a szilícium és alumínium elemek dúsulását mutatja.
- b.) Az északi kontinensek egykoron egybefüggtek, és az Angara-földet alkották. Afrika, India, Dél-Amerika és Ausztrália ugyancsak egyetlen óriáskontinens a Gondwana-föld részét képezték. A két óriásföldet egy elnyúlt mezozoos tengerág, a Tethys választotta el egymástól, amely a felső-krétában kezdődött kontrakciós mozgások hatására teljesen megsemmisült.

¹ A háromkötetes mű valójában négy vaskos könyvet jelent, mert az utolsó kötet két részben (III/1., 1901 és III/2., 1909) jelent meg. A négy könyv összoldalszáma a prágai kiadásban 2778 oldal!

- c.) A kontinensek magját egy stabilizálódott tömeg alkotja, amelyhez mint központhoz nőnek hozzá az egyre fiatalabban deformált kontinentális övek. A stabilizációt az egykoron deformált tömeg hülése eredményeképpen bekövetkező megszilárdulás (Erstarrung) eredményezte.
- d.) Ezeknek a stabilizálódott tömegeknek a holléte és alakja erősen befolyásolta a hozzájuk nőző fiatalabb orogének geometriáját, mint azt a Bohémiai-masszívum jól illusztrálja a Keleti-Alpok és Nyugati-Kárpátok területén.
- e.) A hegységképződés alapmechanizmusa a horizontális térrövidülés, fő deformációs feszültsége pedig az emiatt bekövetkező kompresszió. Ennek hatására a képlékenyebb részek erősen deformálódtak és a külső tartományok gyúrt, takarós szerkezetekben rátolódtak a merevebb előtérre (Vorland), ami ezúton az orogén rendszer alá tolódik. Ezt néhány évvel később Ampferer és Hammer (1911) „elnyelésnek” (Verschluckung) nevezte, ami lényegében szinonimája a ma használt szubdukciónak.
- f.) Emiatt az orogének általában nagyon aszimmetrikus szerkezetek, amit tovább hangsúlyoz az a helyzet, hogy a belső tartomány (Hinterland) felé haladva a takaróképződés mértéke csökken, és a deformáció fokozatosan átmegy vetős-blokkos szerkezet alakulásába. A következő fejezetben tárgyalt és nagy népszerűsége szert tett közbenső hegység koncepciónak ez volt az első megfogalmazása.
- g.) A takarókhöz tartozó gyűrődések tengelyének regionális irányítottsága adja meg az orogén alakját térképi nézetben. Általánosságban érvényesül az a szabályosság, hogy az orogének jellemzően ívelt alakúak, mégpedig konkáv görbék belülről kifelé, azaz az előtér felé nézve (v.ö. 1. ábra).
- h.) A magmás tevékenység az orogénizmust létrehozó deformáció következménye, s dominánsan az orogén belső tartományaiban jelenik meg.
- i.) A Föld fő aktív vulkánjainak vizsgálata alapján világos különbség van a *Ca* és *Mg* elemekben dús „Pacifikus-típus” és ezekben elszegényedett „Atlanti-típus” között. A különbség valószínű magyarázata az, hogy a Csendes-óceán partjainál lévő üledékek részben beolvadnak a peremi helyzetben generálódó magmákba.
- j.) Hasonlóság van az eurázsiai és cirkumpacifikus hegységrendszer között abban a vonatkozásban, hogy utóbbi előtere az óceáni aljzat, ami a gyúrt lánchegység alá tolódik (gesenktes Vorland). A pacifikus mélytengeri árkok tehát az alpi hegységrendszer előtéri süllyedékeivel párhuzamosíthatók.
- k.) Az óceánok partvonala jelentősen változott a földtörténet során, a transzgressziók vagy regressziók gyakran egyidejűleg léptek fel az egész Földön. Ezeket a tengerszint ingadozásokat „eusztatikusnak” nevezte, és okaként a földi hidroszféra generális változásait, tektonikus és üledékképződési okokat jelölt meg.
- l.) A Kelet-Afrikai árokrendszer és a Rajna-árok vetővel határolt, extenziós eredetű beszakadás.

A fenti, közelítőleg ma is érvényes nagytektonikai tételek után térjünk át az alapkérdésre, vagyis hogyan működött a Föld Suess elképzelése szerint. Válasza egyszerű, de csalódást keltő lesz, ha a fenti tételekhez hasonló mai igazságokat várunk el tőle. Suess alaptétele az,

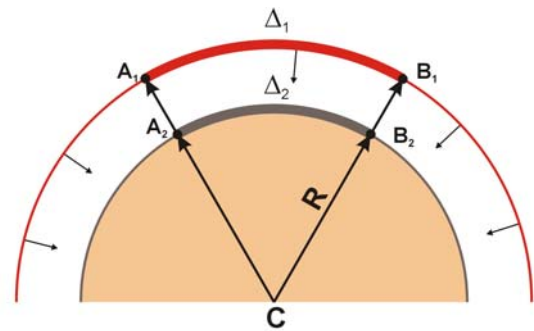
hogy a Föld ősidők óta **fokozatosan hűl**, s ennek következtében **zsugorodik** (5. ábra). A zsugorodás a Föld térfogatának, (azaz sugarának) csökkenése mellett, együtt jár a Föld felszínének fokozatos kisebbedésével is. Ennek megfelelően megkülönbözteti a zsugorodás **radiális** és **tangenciális** komponensét. A radiális komponens változó mértékű lehet, mert a földi anyagok különbözősége miatt globális skálán is eltérő értékű a hőtágulási (esetünkben hőzsugorodási) együtthatójuk. A nagyobb mértékben összehúzódott kéregrészek beszakadtak, a kisebb mértékben összehúzódottak kiemelkedve maradtak. Előbbiek alkották az óceánok, utóbbiak a kontinensek területét. Suess szerint a differenciális zsugorodás működik kisebb skálán is, így alakult ki a Mediterráneum és Közép-Európa kisebb medencéi, beleértve a Pannon-medencét is.

Suess szerint tehát a mai óceánok aljzatát egykoron felszínen lévő, de később beszakadt kontinentális blokkok alkotják. Elképzelése szerint ez az állapot nem feltétlen végleges, mert a beszakadt kontinensek újra kiemelkedhetnek, és ismét szárazulattá válhatnak. Suess felismerte a mai állapotban egymástól **elkülönült kontinensek egykori összetartozását**, nevezetesen az Angara-föld és a Gondvána-föld létezését. Elképzelése szerint azonban ezt az összetartozást a később elsüllyedt ún. „kontinentális hidak” valósították meg.

A hegységképződés szempontjából a tangenciális zsugorodási komponens, vagyis a Föld felszínének csökkenése alapvető jelentőségű, mert ez szolgáltatja a szükséges horizontális térrövidülést és kompressziót. Hasonlata szerint a hegláncok a Föld felszínén olyanok, mint a száradó alma héjának a ráncai. Elképzelése alapján logikus módon tagadta a **geoszinklinális** elméletet, mert az üledékgyűjtő medencéket az egykori óceánokkal azonosította. Az eltűnt Tethys ismeretében Dana permanencia elve is nyilvánvaló képtelenség volt számára. Fő tévedése az **izosztázia** elvének (Dutton, 1889) tagadása volt, amely természetesen nem illett bele a besüllyedve és óceánokat, majd kiemelkedve ismét kontinenseket alkotó földmodellbe.

Suess óriási tárgyi tudását és emberi nagyságát bizonyítja, hogy élete vége felé, nevezetesen az „Antlitz” utolsó kötetében (III/2.) kifejti, miszerint a zsugorodásból származó tércsökkenés nem elegendő az orogéneknél megfigyelt óriási mértékű térrövidülés magyarázatára (Sengör, 1982b, 1990). Rájött arra, hogy **kontinensek önálló mozgására** van szükség, amelynek hajtóerejét a Föld forgásában és/vagy az árapály erőkben próbálta megtalálni. Nyíltan elismerte, hogy ezt a problémát nem tudta kielégítően megoldani!

Suess tehát eredményekben gazdag életművet és néhány alapvető problémát hagyott a XX. század első felének földtudósaira. Ezen problémák megválaszolása volt a korszak legizgalmasabb geológiai feladata. Két fundamentálisan különböző irányban haladt tovább a nagytekto-

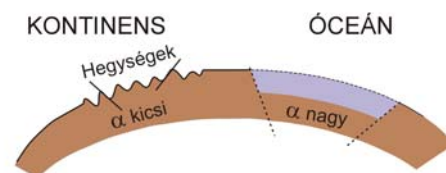


A Föld hűl, ezért zsugorodik

$R_1 > R_2$ a kontrakció radiális komponense

$D_1 > D_2$ a kontrakció tangenciális komponense

A "hőzsugorodási"-együttható (α) a Földben változó értékű



5. ábra: Suess modellje a kontinensek és óceánok kialakulásáról és a hegységképződésről

nikai gondolkodás Európában. Az egyik a Kober és Stille nevével fémjelzett **fixizmus**, a másik pedig a Wegener és Argand által megalapozott **mobilizmus** volt.

2.3. A KOBER-STILLE FÉLE FIXIZMUS

A fixista iskola két legnagyobb hatású képviselője az osztrák Leopold Kober (1883-1970) és a német Hans Stille (1876-1966) voltak. Mindketten szép kort értek meg és szakmai pályájuk közvetlen hidat képez a XX. századot megindító, Suess által kidolgozott szintézis és a klasszikus geológiát lezáró lemeztektonikai elmélet között.

A fixista iskola világszemléletét két axiomatikus alapelvvel lehet a legtömörebben jellemzi: **cél és rend**. A cél jelentése az, hogy a Föld nem véletlenszerű módon változik, hanem a változások egy határozott cél felé mutatnak, ez pedig a földkéreg **stabilizációja**. A célirányos folyamat hajtómotorja pedig a **kontrakció**, azaz a földbolygó hülése miatt bekövetkező általános zsugorodás és merevedés. Ez a folyamat azonos azzal, amit Suess „Erstarung”-nak nevezett, de a fixisták továbbvitték a nagy előd koncepcióját. Kober (1921, 1928, 1933) és Stille (1924, 1940) szerint a Föld felszínét alapvetően merev egységek a **kratonok** alkotják, amelyeket viszonylag keskeny, képlékeny tartományok, a **geoszinklinálisok** szegélyeznek. A kratonok két fajtáját különböztették meg: a magaskratont, amelyet a konszolidálódott kontinentális területek alkotnak, valamint a mélykraton, amelyet az óceánok területén bezökkent kontinentális tömegek képeznek. A geoszinklinálisok olyan mobilis területek, ahol süllyedés eredményeképpen nagytömegű üledéktömeg halmozódott fel. Ez a szomszédos kratonok által kifejtett nyomás hatására hegységképződési folyamat során **orogén** zónává alakul és ennek végkifejleteként ez a kéregrész is stabilizálódik. **A földfejlődés alapvető célja tehát a földfelszín teljes stabilizációja** (vollkratonische Zustand; Stille, 1949). Ezt a célt a Föld fejlődése során egyszer, talán kétszer, már elérte a prekambrium során, de bizonyos területek ismételt mobilizálódásával ez a nagyciklus újra beindult. Ez az újra indulás a Föld **regenerációja** (Stille, 1940, 1949).

A fixista világszemlélet másik sarkalatos eleme a rend, amely alapvetően a **hegységképződés** térbeli, de különösen **időbeli szabályosságában** mutatkozik meg. Ez a szabályosság azt jelenti, hogy a hegységképződést impulzusszerű (néhány 100 ezer éves), az egész Földre kiterjedő és azonos időzítésű fázisok irányítják. Ez Stille (1924) felfogása szerint egy alapvető természeti törvény, amelyet **orogén egyidejűség törvénynek** (orogenetische Gleichzeitigkeit-gesetz) nevezett. A 6. ábra Stille orogén fázisait mutatja. Fontos hangsúlyoznunk, hogy elnevezéseinek egy része (pl. a kréta-paleogén időre vonatkozóak) még ma is általánosan használatos az alpi Európában, mert érvényes megfigyeléseken alapulnak. Más részükkel (pl. a neogén-kvarter időszakra vonatkozóakkal) is gyakran találkozhatunk a mai és közelmúltbeli szaccikkekben (pl. Wein, 1972), de az egyes fázisok időzítése már eltérő lehet a különböző szerzők szerint. A világ más orogén területein dolgozó tektonikusok azonban sohasem alkalmazták az alapvetően téves orogén egyidejűség törvényt, s ezúton az egyes fázisok elnevezését sem vették át.

Nem nehéz azonban észrevenni, hogy a Stille-féle törekvés tovább él, mert nagy haszna lenne annak, ha felfedeznénk a Föld „szívverését”. Nevezetesen az olyan világszerte dokumen-

tálható és szinkron jeleket, amelyek a Föld különböző pontjai között biztosítanak a térben és időben változó események közötti egyértelmű korrelációt. Erre tett kísérletet nemrégiben a szekvencia sztratigráfia, amely a különböző periódusidejű euszatikus tengerszintváltozásokban vélte felfedezni a Földön mindenütt szinkronban fellépő időjeleket (Vail et al., 1977).

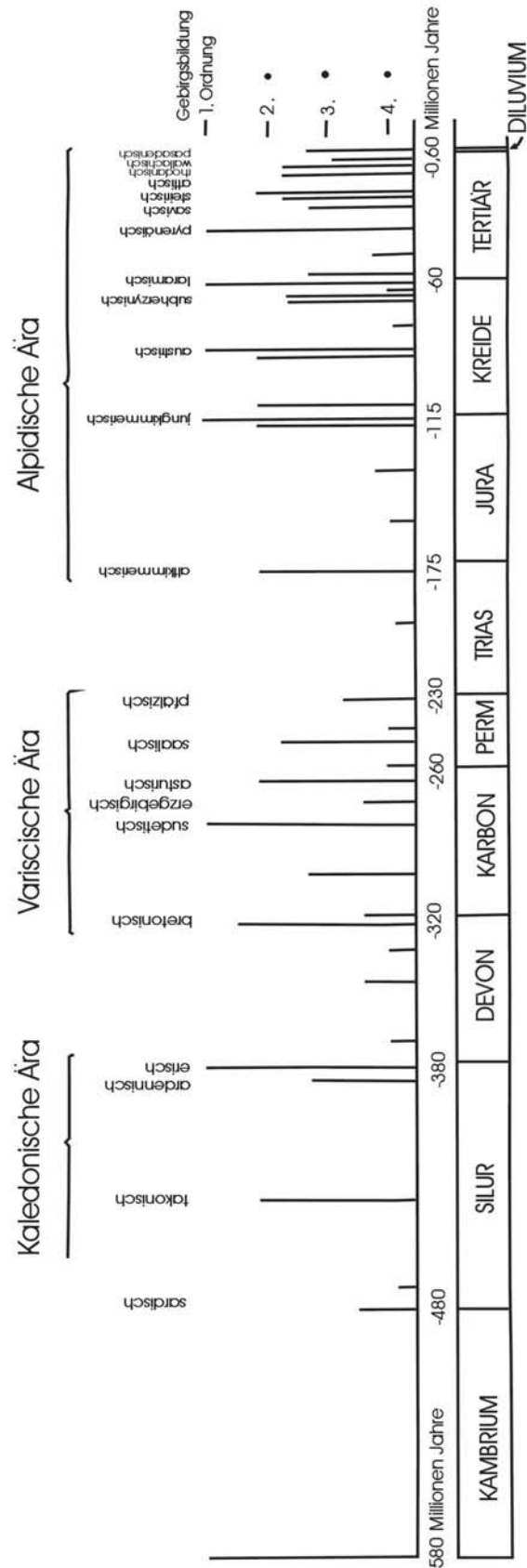
Összefoglalásként tekintünk át a fixista iskola (Kober, 1921, 1933; Stille, 1924, 1940, 1949) hegységképződési elméletét (7. ábra). Ennek vezérmotívuma a szabályszerűségekben megnyilvánuló rend, hajtóereje pedig a kéreg **függőleges irányú mozgásai**, amelyhez időben változó intenzitású **vízszintes irányú nyomófeszültségek** kapcsolódnak az orogén és epirogén fázisok során. A hegységképződés kiindulási állapota a stabilizálódott kéreg (kraton) amelyek topográfiája nem egyenletes, hanem kiemelkedések és bemélyedések tarkítják (7a. ábra). A regenerációra hajlamos területek a bemélyedések. Az orogén ciklus négy fő stádiuma az alábbi:

Geoszinklinális állapot (7b. ábra)

Oldalirányú feszültségek (S_l) hatására vertikális kéregundulációk alakulnak ki, ezek a kratonikus geantiklinálisok és közöttük a geoszinklinálisok. A geoszinklinális kérge jelentősen behajlik, ezúton felmelegedik és, egyre tovább csökken eredeti szilárdsága. Elvékonyodik, és süllyedő mozgását növeli a környező geantiklinálisokról behordódó nagymennyiségű üledék terhelése. Ehhez járul még hozzá az **iniciális magmatizmus** során a kéregbe és a geoszinklinális üledék közé nyomuló bázisos-ultrabázisos magmatitok súlya.

Orogén állapot (7c. ábra)

Egy orogén fázis hatására a kéregbeli nyomófeszültség (S_e) az egész Földön egyidejűleg jelentősen megnövekszik (S_o). Ekkor a geo-



6. ábra: Stille (1924) orogén fázisai

szinklinális feltorlódik két stabil kratonikus blokk között. Ez a jelentős térrövidülés nagymértékű deformációval (gyűrődéssel és feltolódással), kéregvastagodással és a gránitokat eredményező **szinorogén plutonizmussal** jár. Ez az **alpi-típusú** orogenezis, amelynek eredménye a gyűrt lánchegység. Ennek geometriáját az orogén tengelyére (vertex) vonatkozó tükörszimmetria jellemzi. A „vertex” tehát az a választóvonal, ahol az átforduló redők és áttolódások polaritása által definiált transzport-irányok (Stille nevezékτανát használva „vergenciák”) ellentétesre váltanak. Ezt a jelentős választóvonalat Kober (1921) „sebhelynek” (Narbe) nevezi, és az európai alpi rendszerben való helyzetét a 8. ábra mutatja.

Kvázikratonikus állapot (7d. ábra)

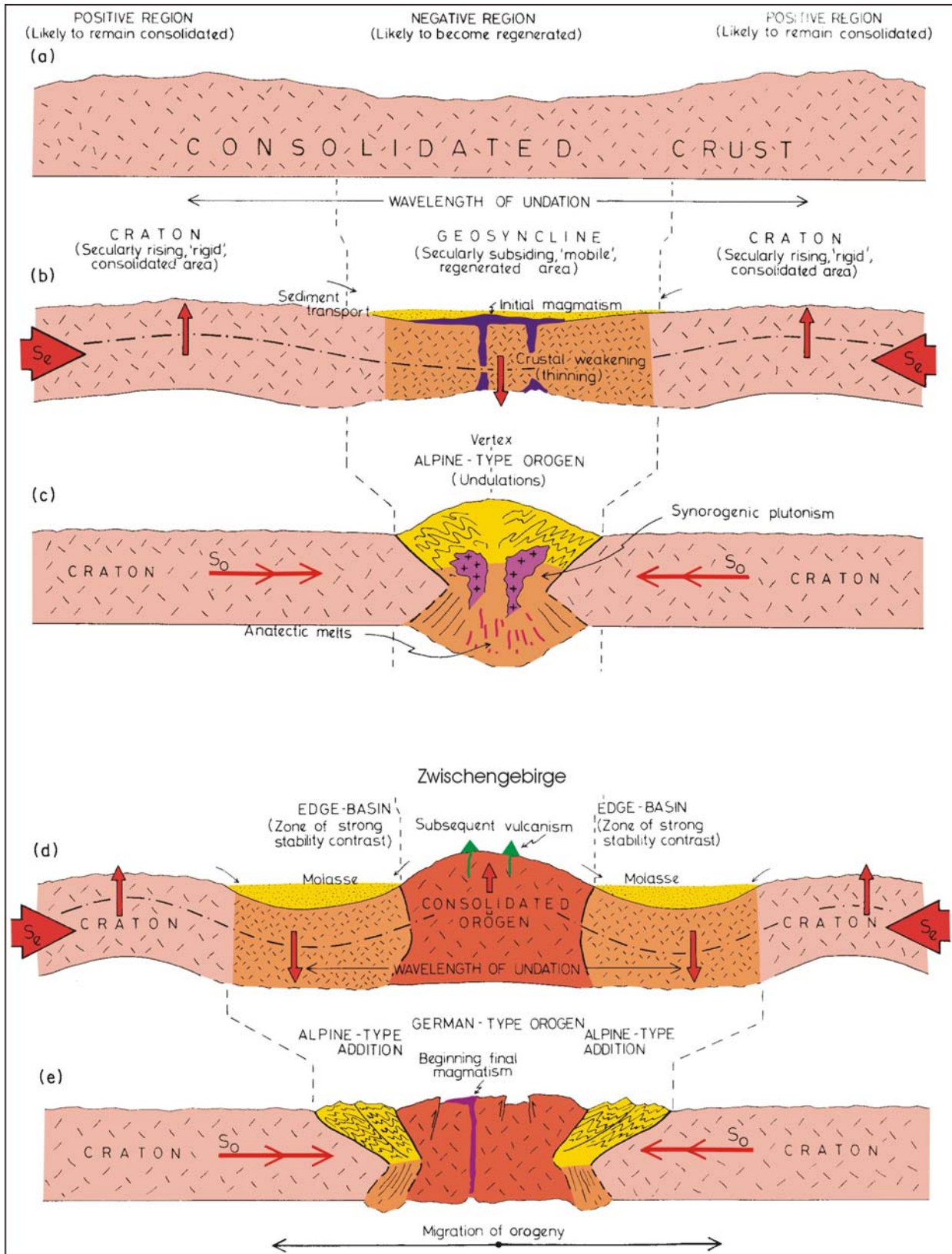
Az impulzusszerű orogén fázis elmúltával ismét az epirogén, vertikális mozgások lesznek az uralkodó kéregdeformációk, mert a horizontális kompresszió a kisebb, S_e értékre csökken. Ennek megfelelő hosszú hullámhosszú kéregdeformációk hatására a stabilizálódó és tovább emelkedő orogén, valamint a szintén emelkedő kraton között létrejön egy-egy szimmetrikus előtéri medence. Ennek posztorogén molasz üledékei mindkét kiemelt területről származnak. Az orogén konszolidációjához jelentős mértékben hozzájárul a belső területekre jellemző **szubszekvens vulkanizmus**. Ez a konszolidálódott terület a közbenső hegység a „Zwischengebirge”, amelyek helyzete az alpi rendszerben a 8. ábrán látható.

Teljes kratonizáció állapota (7e. ábra)

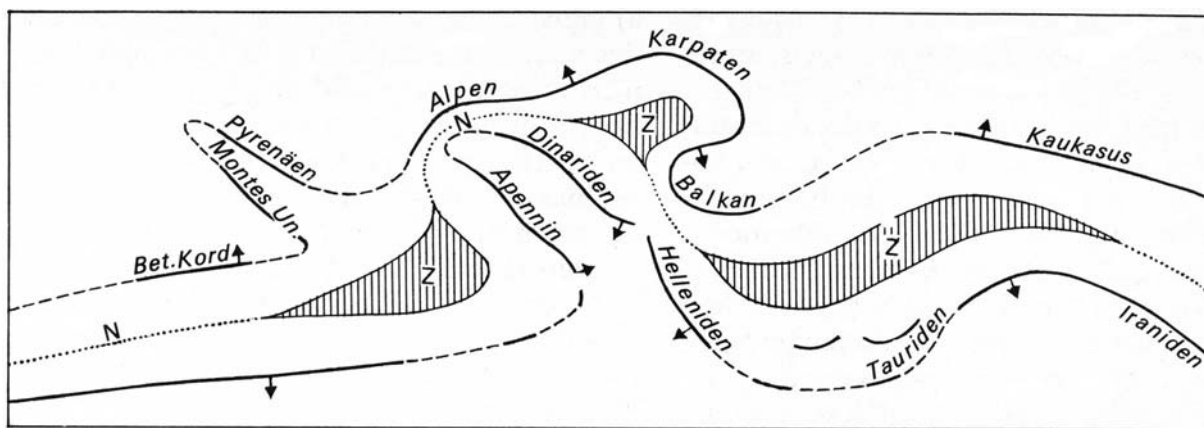
Egy újabb világméretű orogén fázis hatására a nyomófeszültség ismét megnövekszik (S_o), és az orogén maradék mobilis része, azaz a molasz-árkok, erőteljes alpi-típusú deformációt szenvednek. Ez abban nyilvánul meg, hogy a molasz gyűrt-takarós egységei rátolódnak az előtéri kratonra, miközben az **ékszerűen az orogén alá hatol**. Az orogén belső, már jelentős mértékben konszolidálódott területe a közbenső hegység **merev magként** viselkedik, amelyen csak germán-típusú vetős-blokkmozgásos tektonikai deformáció, valamint a finális bazaltvulkanizmus alakulhat ki. Végül is alpi deformáció és előtéri kratonok benyomódása következtében teljes mértékben stabilizálódik a deformált molasz medence is, és ezzel záródik az orogén ciklus, előáll a teljes kratonizáció állapota.

Az orogén ciklustörvény megalkotása a fixista iskola elegáns és hatásos teljesítménye volt, amely a hegységképződés legfontosabb ismérveit foglalta össze. A hegységképződési fázisok elméletével kiegészítve olyan egységes modellnek látszott, amely belső logikai ellentmondást nem tartalmazott. Ezért válhatott szinte általánosan elfogadottá a XX. század első kétharmadában.

A korabeli támogatók által is felismert leggyengébb pontja az orogén fázisok megjelenéséhez kapcsolódik. Nem is annyira a fázisok világméretű egyidejűsége volt a legkényesebb pont, hanem az, hogy a fázisok során fellépő impulzusszerű feszültség növekedésekre ($S_e \rightarrow S_o$) az egyenletesen hűlő és zsugorodó földmodell képtelen magyarázatot adni! A kör tehát bezárult; a fixista iskola visszaérkezett Suess megoldatlan problémájához: **mi a mechanizmusa a hegységekben megfigyelhető drasztikus térrövidüléseknek?** A fixista szemlélet keretén belül ezt a probléma feloldhatatlan volt, vagy szélsőséges magyarázattal kellett kísérletezni.



7. ábra: A fixista-iskola hegységképződési modellje (Sengör, 1979 után). Részletes magyarázat a szövegben.



8. ábra: Kober (1921) sematikus modellje az alpi hegységrendszerről. Jelkulcs: N=Sebhely-vonal; Z=Közbenső hegység; Nyilak a takaróáttolódás fő irányait mutatják.

2.4. A WEGENER-ARGAND FÉLE MOBILIZMUS

A mobilista koncepciói megszületése egy különleges adottságú tudós a német Alfred Wegener nevéhez köthető. Wegener 1880-ban született Berlinben. Egyetemi tanulmányait fizikusként Heidelbergben, Innsbruckban és Berlinben folytatta. Doktori dolgozatát 1905-ben írta meg égimechanikai témából. Ezután érdeklődése a felsőlégköri időjárás-megfigyelések felé fordult, és számos kalandos repülést végzett léghajóval és léggömbbel. Alfred Wegener 26 éves korára bátor és vállalkozó szellemű férfi hírében állott. Ekkorra már képzett meteorológus volt és meghívták egy Grönlandra induló dán expedícióba. Ekkor jegyezte el magát ezzel a zord és számára végzetes világgal. 1910. óta izgatta a mai kontinensek egykori összetartozásának, szétszakadásának és nagymértékű elmozdulásának a lehetősége. A kontinensvándorlási (Kontinentalverschiebung), elmélet első, és meglepően érett megfogalmazása 1912-ben jelent meg „A kontinensek eredete” című, háromrészes dolgozatában (Wegener, 1912). Az elmélet teljes kifejtése „A kontinensek és óceánok eredete” című könyvben jelent meg (Wegener, 1915), amelyet további három, folyamatosan továbbfejlesztett kiadás követett egészen 1928-ig. Wegener és műve a földtudomány legátfogóbb megújulását indította el, annak ellenére, hogy nem volt geológus és terepi földtani kutatásokat sohasem végzett. Talán ezért nem vett el a részletekben, hanem képes volt a Föld fejlődését a legkülönbözőbb tudományterületek szögéből, mai szóhasználattal élve interdiszciplináris módon vizsgálni.

Wegener kontinensvándorlási elmélete túl jól ismert ahhoz, hogy ehelyütt szisztematikusan bemutassam érvrendszerét és konklúzióit. Pusztán arra szorítkozom, hogy áttekintsem, miképpen oldotta fel Dana, Suess és a fixista iskola néhány neuralgikus problémáját. Wegener szerint a misztikus geoszinklinális nem egyéb, mint az óceáni medence, elsősorban a kontinentális self. Az üledékek deformációjához szükséges jelentős térrövidülés természetesen adódik a kontinensek közeledése során. A kontinensek (sial) az izosztázia törvényének megfelelően úsznak a nagyobb sűrűségű bazaltos anyagon (sima), amely az óceánok aljzatát alkotja. Az óceáni medencék tehát nem a kontinensek beszakadásának területei! A Föld nem zsugorodik, mert

nem egy passzívan hűlő égitest, hanem belső hőforrásokkal rendelkezik. Ezek pedig a hosszú felezési idejű természetes radioaktív elemek².

A kontinensvándorlás hajtómotorja Wegener számára pontosan nem megoldott kérdés volt. Arra gondolt, hogy a centrifugális erő miatt fellépő „sarki taszítóerő” megmagyarázhatja a kontinensek mozgását, különösen, ha összekapcsolja azzal a tendenciával, hogy az árapálysűrűlódás következtében a kontinensek elmaradnak a forgó földtesttől. Ennél helyesebb okoskodás volt az, hogy a radioaktív elemek által termelt hő a plasztikus földbelsőben **konvekciós áramlásokat** hoz létre, amelyek az egységes kontinens szétszakításában és az egyes darabok mozgásában jelentős szerepet játszanak (9. ábra). Ezt a mai tudásunkhoz közelálló elképzelést az angol Holmes (1931) és a holland Vening Meinesz (1933) fejlesztették tovább.

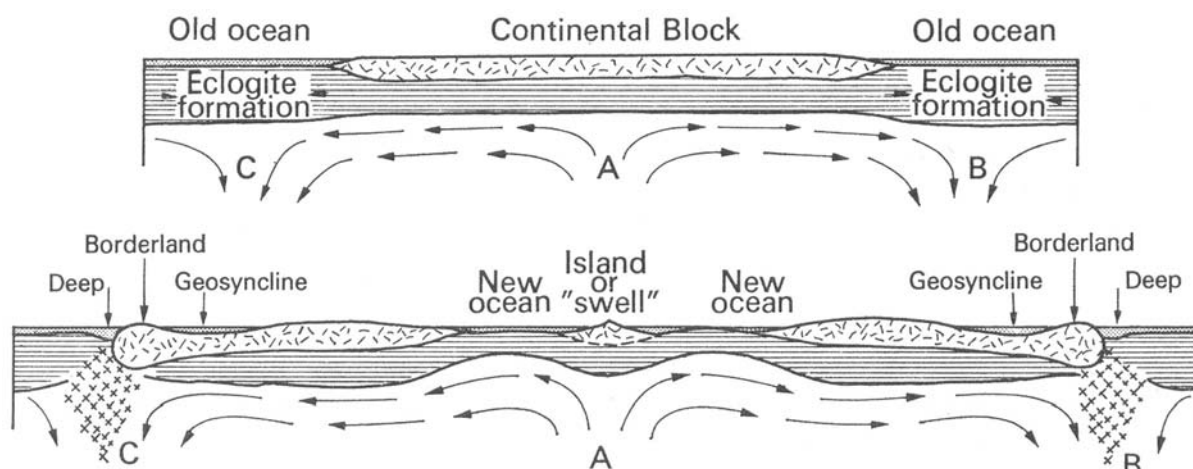
A sors különös szerencséje folytán Wegenerrel egyidőben élt, és működött francia Svájcban (zömében a kisvárosi Neuchatel egyetemén) egy ambiciózus fiatalember, Emile Argand, aki megszállott alpinista és terepi geológus volt, valamint kivételes képességgel rendelkezett a megfigyelések (tér)képi ábrázolásában és szintézisében. Elsődleges kutatási területe az Alpok legizgalmasabb szegmense a Nyugati-Alpok íve volt (Argand, 1916). A hegységképződés időbeli menetéről és szerkezeti stílusáról itt szerzett ismeretei alapján azonnal megértette és elfogadta Wegener elméletét. Ennek alapján, elsősorban Suess monumentális munkájából átvett adatokra támaszkodva, megalkotta a teljes eurázsiai hegységrendszer kialakulásának és fejlődésének mobilista elméletét (Argand, 1924).

Máig érvényes megállapítása, hogy ez a hegységöv a jura időszak Tethys-óceántól északra lévő Eurázsiai-kontinens és a délre elhelyezkedő kontinensek (Afrika-Arábia, India) egymás felé vándorlása, majd összeütközése során jött létre (10a-b. ábra). Az ütközés a harmadidőszak középső szakaszában kb. 30-40 millió évvel ezelőtt tetőzött. Argand szerint a hegységöv teljes szakaszán az volt az általános, hogy a déli kontinens nagymértékben rácsúszott az északi kontinensre miközben a korábban közöttük elterülő óceáni terület elnyelődött, illetve fragmentumai becsípődtek a két egymásra tolódott kontinentális tömeg közé (11. ábra). A jellegzetes szerkezeti felépítés tehát az, hogy felül helyezkednek el az afrikai takarók, ez alatt található az óceáni aljzatról lenyírt takarók, amelyek „felkenődtek” a legalsó szerkezeti helyzetben levő európai kontinensre. Az alp-himalájai hegységet az ütközés eredményeként egy széles és igen jelentős deformációkat szenvedett öv alkotja. Argand szerint a Pannon-medence teljes aljzata a környező hegységek belső öveivel együtt afrikai eredetű. Az ausztroalpinak nevezett afrikai takarók alatt lévő óceáni fragmentumokat a Penninikum alkotja, míg az alp-kárpáti flistakarók és a Helvétikum az európai kontinens peremi részeit képviselik, amelyek az ütközés és áttolódás során visszatolódtak az európai kontinensre.

Argand csodálatra méltó tudományos intuícióval alapján véve helyesen vázolta fel a történet folytatását is. Az összeütközést követően – mintegy 25-30 millió évvel ezelőtt – a létrejött orogén övben kéregtágulós feldarabolódás (disztenzió) kezdődött el. Ez a tágulás oda vezetett, hogy a kontinentális területek között új óceáni kéreg jött létre: kialakult a Földközi-ten-

² A természetes radioaktivitást Becquerel fedezte fel 1896-ban, a bomlási jelenséget Rutherford írta le 1904-ben (Simonyi, 1998) és ő mondta ki 1907-ben, hogy ez a felfedezés érvényteleníti Lord Kelvin Föld korára vonatkozó becslését is (Jastrow, 1973).

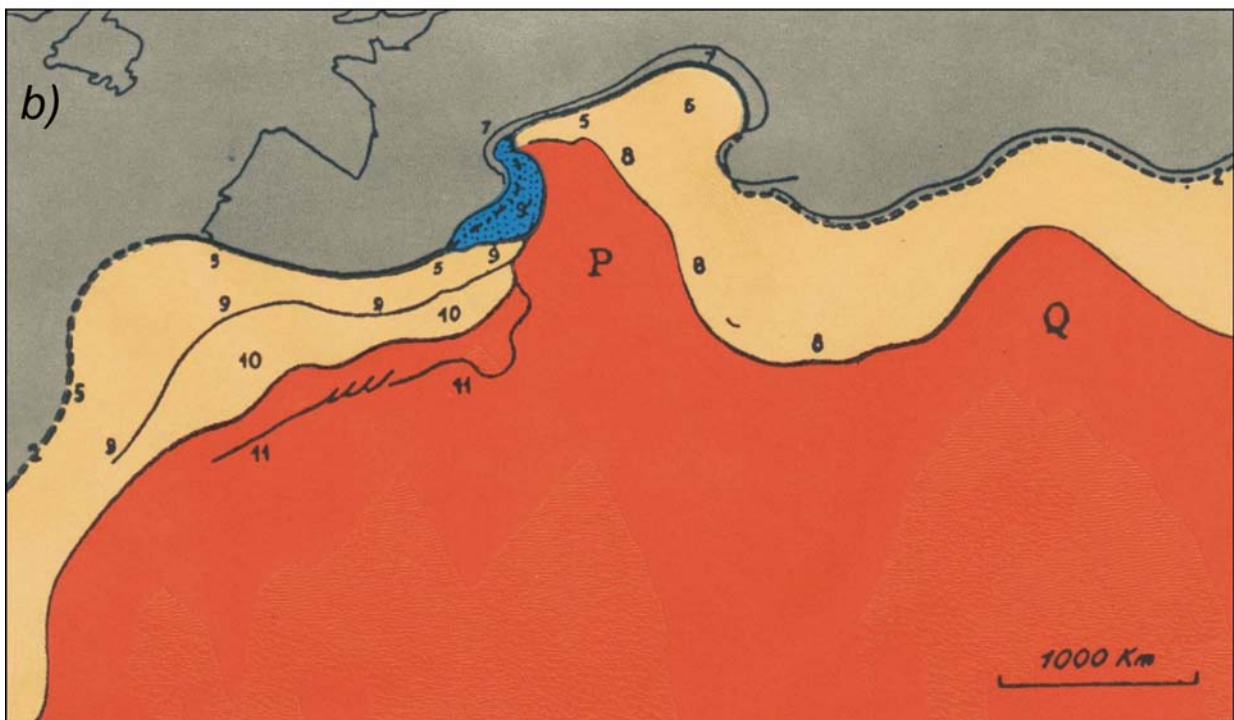
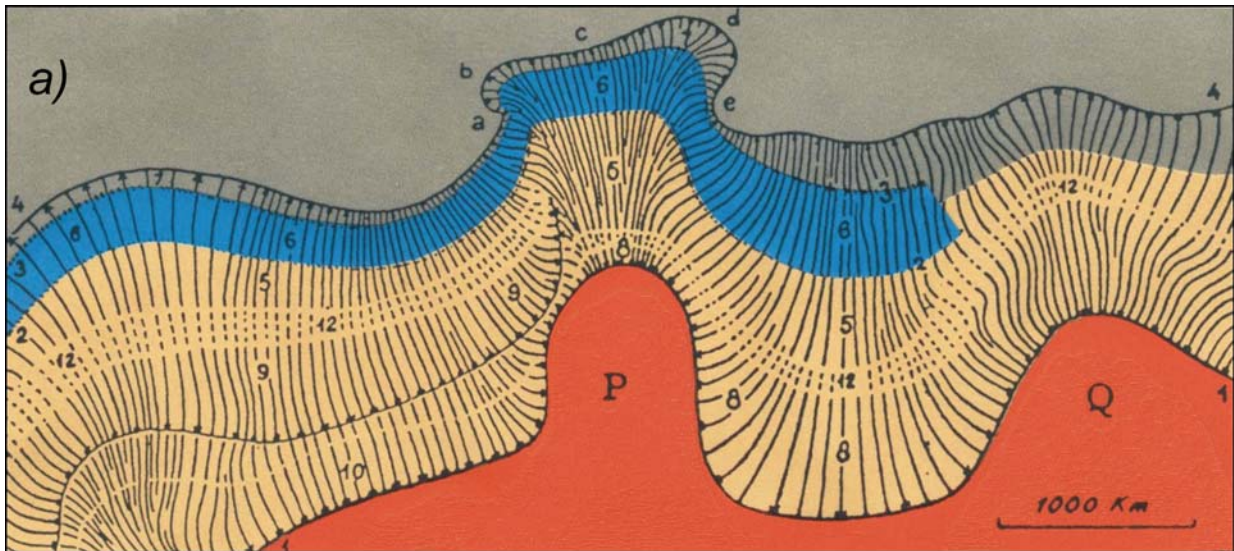
ger mai medencéje (12. ábra). Ennek következtében a korábban egybefüggő afrikai kontinens homlokfrontján lévő részeit az új óceáni medencék elválasztották a kontinens fő tömegétől, azaz a mai Afrikától (1. ábra). Más területeken, így a Kárpátok és Dinaridák között is, a disztenzió mértéke kisebb volt, így alakult ki a köztes helyzetű Pannon-medence.



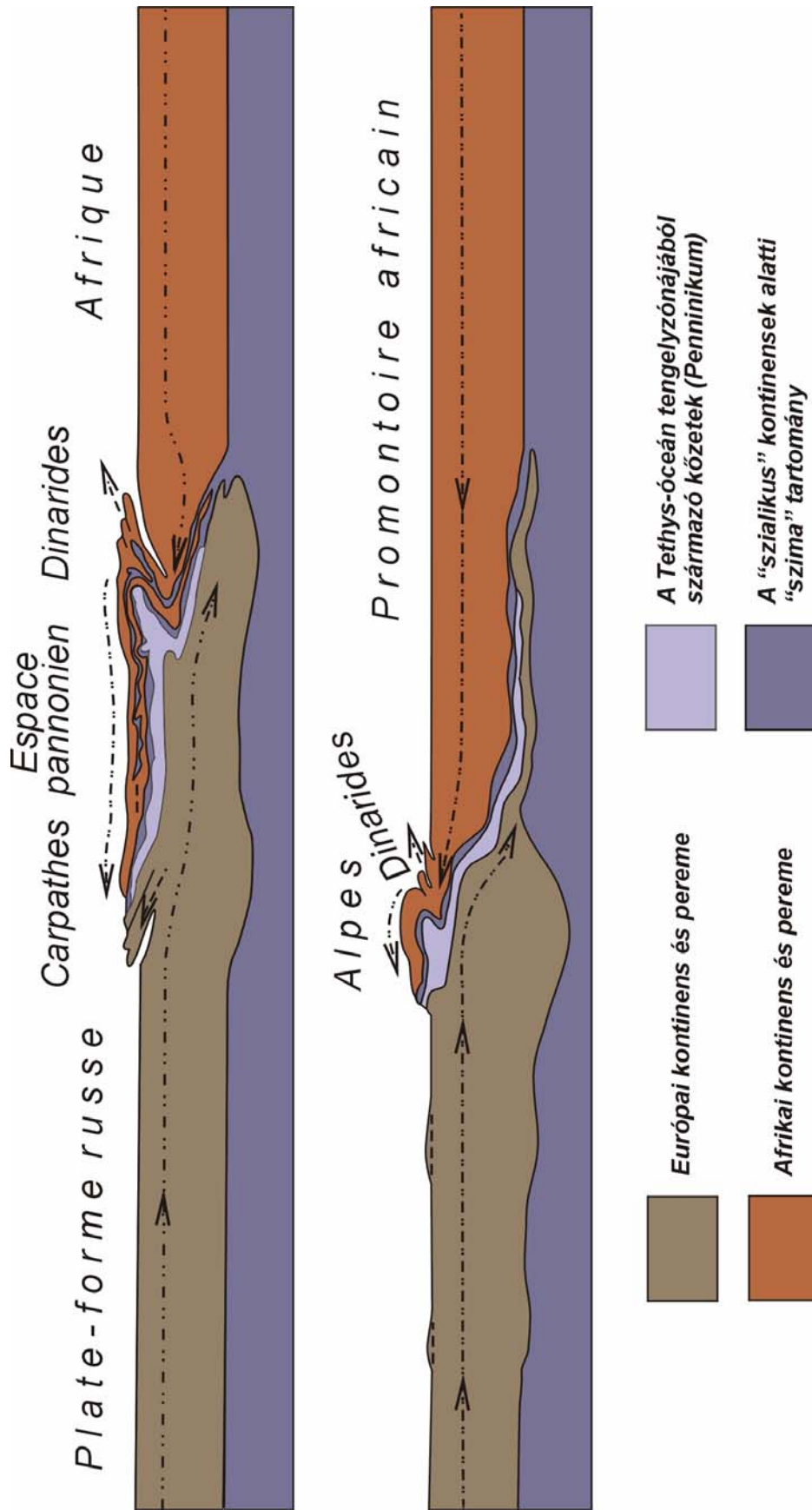
9. ábra: Holmes (1931) modellje a földköpeny konvekciós áramlási-rendszeréről és ennek szerepéről a kontinensek szétválásában és új óceánok kialakulásában

Wegener és Argand tehát az a kettőscsillag a geológia egén, akik a XX. század első harmadában megteremtették, és globális skálán alkalmazták a lemeztectonika közvetlen előfutárának tekinthető kontinensvándorlási elméletet.

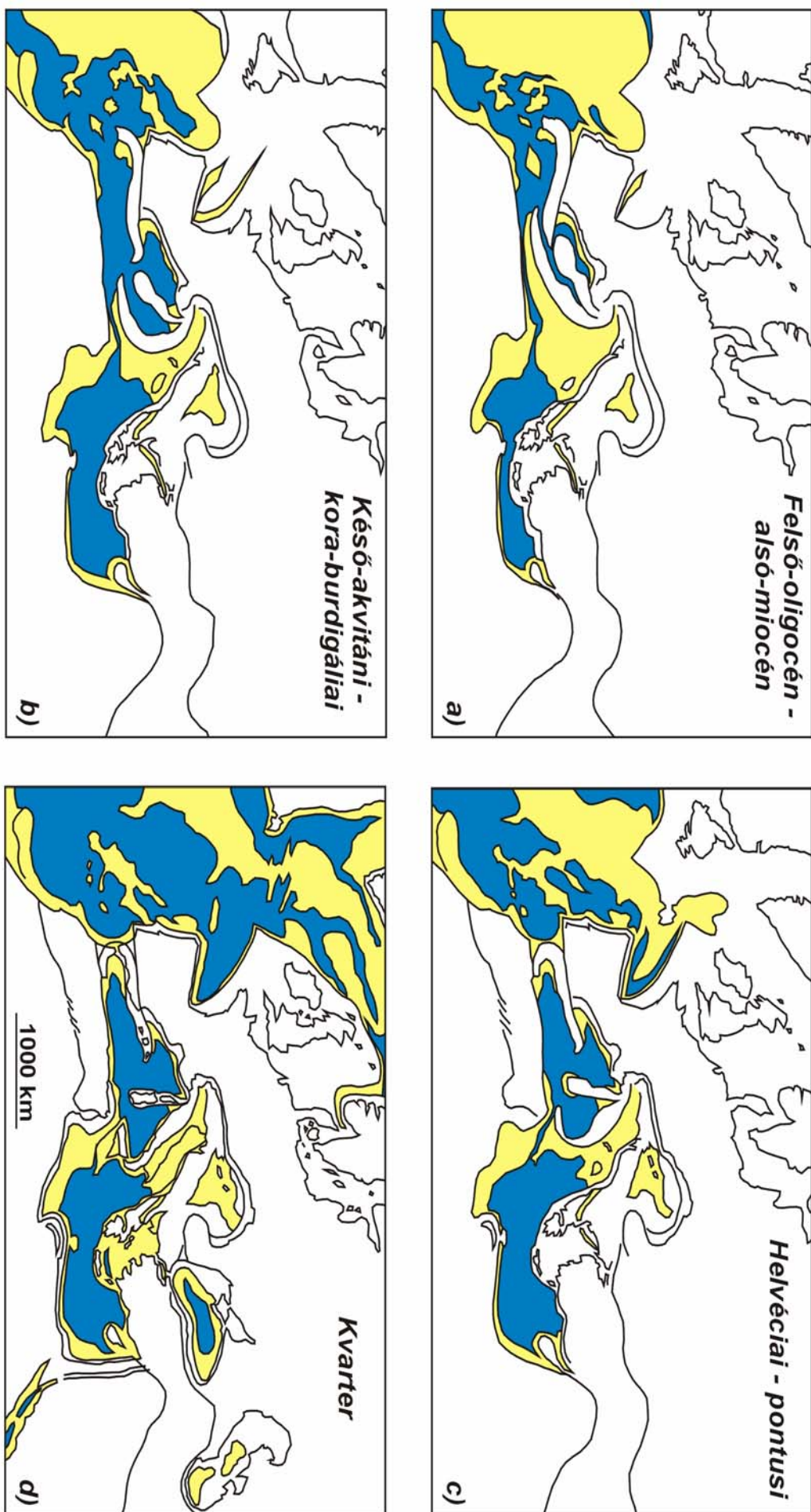
Holmes (1890-1965) teljes mértékben osztotta Wegener felfogását, miszerint a földi anyagok lassú erőhatásra plasztikusan reagálnak, s ezúton a radioaktív hőforrások nagyskálájú konvekciós áramlásokat hoznak létre a földköpenyben. Arra következtetett, hogy a **feláramlások** laterálisan szétterülve a kontinensek alatt szétszakítják azt, és új óceáni medencét hoznak létre (9. ábra). A hátság nem más, mint a szétszakadás után hátramaradt szigetdarab. A konvekciós áramok leszálló ágai pedig a mélytengeri árkoknál vannak. Vening Meinesz (1933) speciális ingákat fejlesztett ki, amelyek képesek voltak a gravitációs anomáliák pontos meghatározására a hullámzó tengeren is. Műszereit célszerűen tengeralattjárókon alkalmazta és először (1923) a Jávai-árok majd, amerikai meghívásra, a Karibi-árok (1928) környezetében mutatta ki az árkokhoz kapcsolódó markáns negatív anomáliákat. Ezek plauzibilis értelmezése az volt, hogy a leszálló konvekciós áramok területén a kis sűrűségű kéreg is alátolódik, és ezúton nagyobb sűrűségű köpenyanyagot szorít ki. Vening Meinesz expedíciójához két fiatal amerikai szakember is csatlakozott Harry Hess (1906-1969) és Maurice Ewing (1906-1974), majd nem sokára az angol Edward Bullard (1907-1980) is. Mindhárman a majd négy évtizeddel később megszületett új globális tektonikai elmélet, a lemeztectonika vezéralakjai lettek.



10. ábra: Argand (1928) modellje Európa (szürke terület) és Afrika-Arábia (piros terület) közeledéséről (a. ábra) és ütközéséről (b. ábra). A drapp színű terület a déli kontinensek peremkomplexumát, kék a Tethys-tenger óceáni részét, míg a nyílhegyben végződő áramvonalak a „12”-vel” jelölt tengelyzónától északra, illetve délre irányuló takaró transzportokat mutatják. P és Q az Adriai- ill. az Arábiai-orrot jelzik.



11. ábra: Argand (1928) szelvényei a Keleti-Alpokon és a Pannon-medencén keresztül Európa és Afrika ütközésének eredményeként létrejött szerkezeti képről



12. ábra: Argand (1928) térképsorozata a Mediterráneum fejlődéséről a kontinentális tüközés után. Sárga szín a sekélyebb tizedékes medencéket, míg kék a tengeri medencéket mutatja. Figyeljük meg a Nyugati-Mediterráneum fejlődéséről alkotott elképzelésének hasonlóságát mai modelljeinkkel (v.ö. 116. ábra).

2.5. A VERTIKÁLIS TEKTONIKA ÉS AZ UNDÁCIÓS ELMÉLET

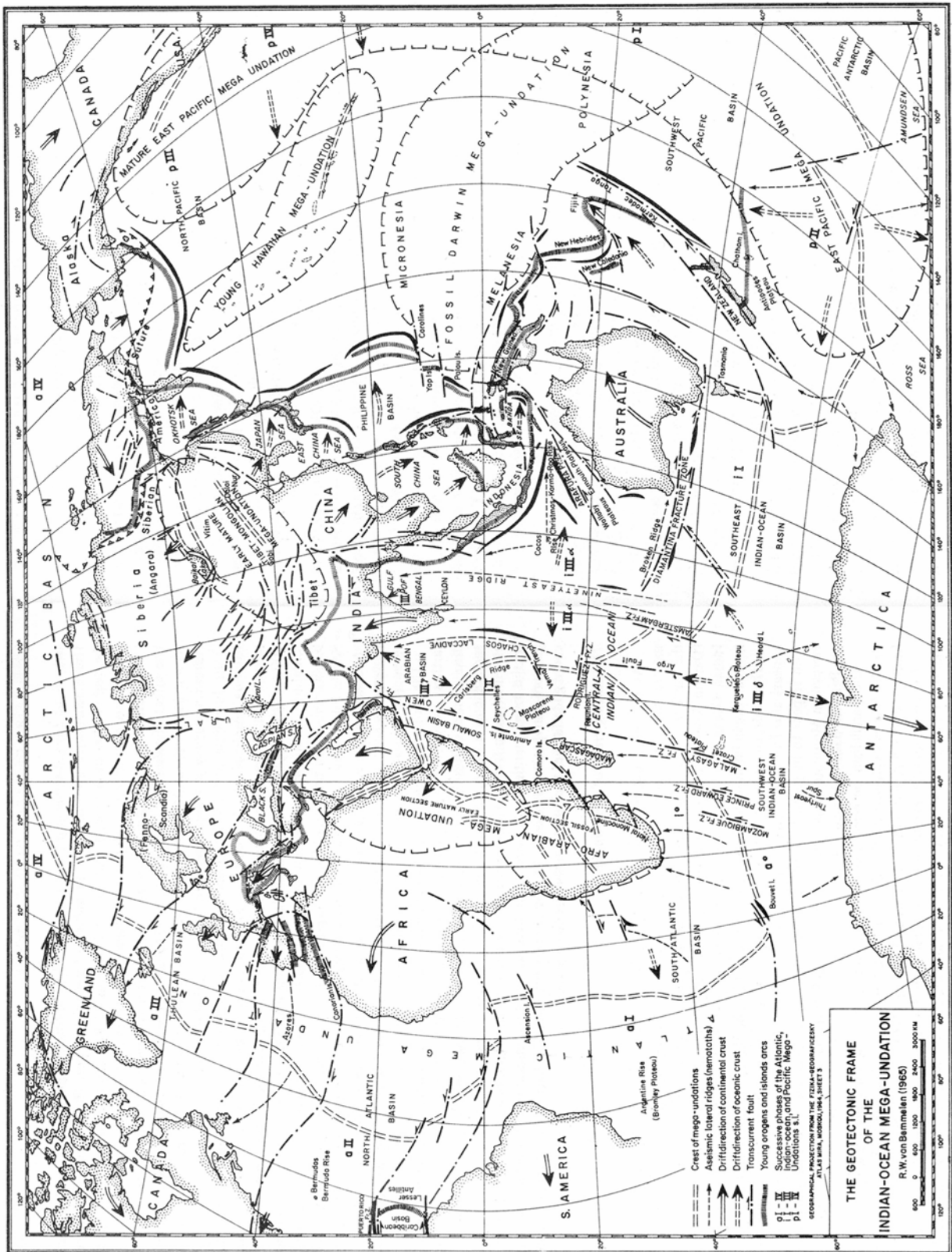
Egy másik nagytektonikai koncepció is született a XX. század elején, amelynek hívei néhány vonatkozásban közel jutottak a lemeztektonikához, mégis annak legádázabb ellenfeleivé váltak. Ezt a koncepciót **vertikális tektonikának** nevezzük, mert alaptétele az volt, hogy a Földön elsődleges mozgások a vertikálisan felfelé irányuló köpenyáramlások és minden horizontális elmozdulás ennek a következménye. A koncepció első megfogalmazója Haarmann (1930) volt, aki Földön kívüli (exogén) hatásokkal igyekezett magyarázni a vertikális feláramlások gerjesztését. A holland Van Bemmelen (1933, 1954, 1966, 1972) elfogadta, s egész életében ezt az elméletet tökéletesítette. Szerinte a köpenyfeláramlások epizodikusak és alapvetően a Földben lévő természetes radioaktív elemek által gerjesztett fizikai-kémiai folyamatok következményei. A Föld felszínén ezek a belső anyagáramlások differenciális vertikális mozgásokat gerjesztenek. A kiemelkedések és besüllyedések a felszín hullámzását eredményezik, amelyet Van Bemmelen **undációknak**, a geodinamikai modellt pedig **undációs-elméletnek** nevezett. Mivel a kiemelt tömegeknek potenciális energiátöbbletük, a besüllyedéseknek pedig potenciális energiahiányuk van, végső soron az energiaegyensúlyra való törekvés irányítja a földi tektonikát, ezért ezt az eszmerendszert **gravitációs tektonikának** is hívják. A gravitációs tektonikának számos ma is érvényes eredménye van különböző szerkezetek magyarázatában (Ramberg, 1967; De Jong és Scholten, 1973). Alapvetően azonban nem globális skálájú tektonikai elmélet, ezért további ismertetésétől eltekintek. Hasonló sorsra jut Belousov (1962) eszmerendszere is, akinek felelőssége, hogy az egykori Szovjetunióban a vertikális tektonikát hivatalos és egyeduralkodó állásponttá torzította. Helyzetéből logikusan következett, hogy később ő lett a lemeztektonika egyik leghevesebb ellenzője, de akkori argumentumai mai szemmel nézve érdektelennek minősíthetők.

A korábbiakból láttuk, hogy minden nagytektonikai koncepció Achilles-sarka az óceánok kialakulása. Az undációs elmélet szerint ennek két mechanizmusa van: az atlanti és a mediterrán típusú óceánosodás. Az atlanti méretű óceánok kialakulásához mélyről (a földmag határáról) jövő és horizontálisan szétterülő feláramlás szükséges, amelyet Van Bemmelen „megaundációnak” nevez és ezek helyzetét a Földön a 13. ábra mutatja. Az óceánok kialakulásának mechanizmusa pedig a 14. ábrán látható. Eszerint a mélyről feláramló köpenyanyag a felette lévő kontinentális területet megemeli, az riftesedik, majd szétszakad és a távolodó kontinensek között új óceáni kéreg alakul ki. A feláramlások gerincvonala egybeesik az óceáni hátságok központi hasadékvölgyével, vagy a kontinentális riftek mentén található ott, ahol az undáció még kezdeti stádiumban van (pl. Afro-Arábiai Megaundáció). Ez a mechanizmus szinte tökéletesen megegyezik a lemeztektonika akkrációs lemezzegélyének fejlődéstörténetével, ami nem meglepő, de értékelendő. Azért nem meglepő, mert a szerző modelljét ebben a korszerű formában már a lemeztektonika ismeretében fogalmazta meg (Van Bemmelen, 1972), mégis értékelendő, mert logikusan következett a 40 évvel korábban felvázolt eredeti koncepcióból.

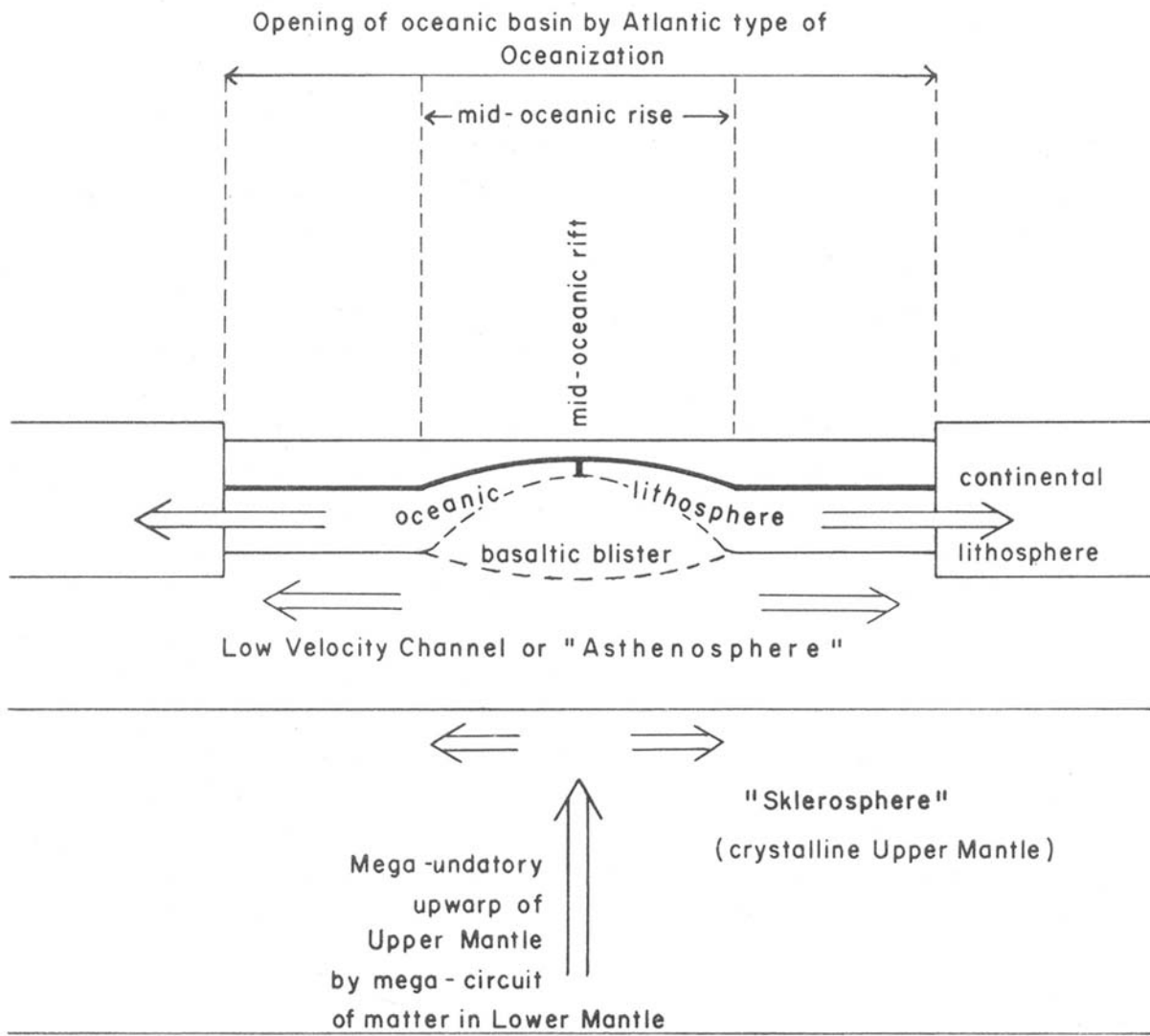
Még nagyobb figyelmet érdemel az óceánosodás mediterrán típusú modellje, amely egyértelműen megelőzte a lemeztektonika születését (Van Bemmelen, 1954). Valójában több volt, mint óceánosodási modell, mert az alp-mediterrán térség ívelt hegységeire és az ívek mögött el-

helyezkedő tengeri vagy üledékes medencékre kínált egységes, a fixisták közbenső tömegével homlokegyenest ellenkező modellt. A mediterrán ív mögötti medencék 100km-es nagyságrendű felszíni kiterjedése és az asztenoszférából induló felszálló anyagáramlás miatt a létrejövő felboltozódást Van Bemmelen „mezo-undációnak”, a feláramlást pedig „köpenydiapirnek” nevezte. Ez a felboltozódás a fejlődés hajtóereje, annak aktív centruma (15. ábra). Köpenydiapirizmus és a felboltozódás akkor hatásos, ha geosinklinálisokhoz kapcsolódik. A boltozat kiemelkedését kompenzáló, körülötte gyűrűszerű mélyedés jön létre, amelybe a boltozat és a külső tér irányából is törmelékes üledéktranszport irányul. Ez hozza létre a flis árkot. A boltozatról a kiemelkedés növekedésének hatására az üledékes fedőrétegek, és az aljat lenyíródo részei gravitációsan lecsúsznak radiálisan kifelé a flis árkok irányába, majd azt is meggyűrve annak tetejére. Az ily módon hullámszerűen kifelé migráló deformáció létrehozza az előtéri süllyedéket, amely molasz-típusú üledékekkel töltődik fel, s erre a flis takarók jelentős mértékben rátolódhatnak. Mindeközben a lecsupaszított központi kéregblokkba bázikus intrúziók nyomulnak és az alulról el is vékonyodik. Ennek hatására vékony kontinentális, átmeneti vagy új óceáni kéreg alakulhat ki, amelyik nagyobb sűrűsége miatt beszakad (15. ábra) létrehozván az ív mögötti medencét.

Ezeket a beszakadó medencéket Van Bemmelen „diasztrófikus centrumoknak” nevezte. Ezek az orogének legaktívabb részei, ellentétben a fixisták merev és passzív közbenső tömegével. Az undációs elmélet intellektuális érdekessége abban állt, hogy logikai alternatívát volt képes felkínálni a kontinensvándorlási elmélettel szemben, mert jelentős mértékű takaróképződést tudott produkálni íves orogéneknél anélkül, hogy kontinentális tömegek közeledésére szükség lett volna. Az undációs elmélet eszmetörténeti jelentőségét az adja, hogy elsőként javasolta az ívmögötti medencék kialakulásához kapcsolódó asztenoszférikus felboltozódást, a köpenydiapirizmust. Fő korlátai és hibái is ebből eredeztethetők, mert Van Bemmelen olyanira túlértékelte a köpenyfeláramlás által vezérelt tektonikát, hogy mindenkivel (fixistákkal, mobilistákkal és lemeztektonikusokkal) konfrontálódott, így modellje elszigetelt és visszhangtalan maradt.

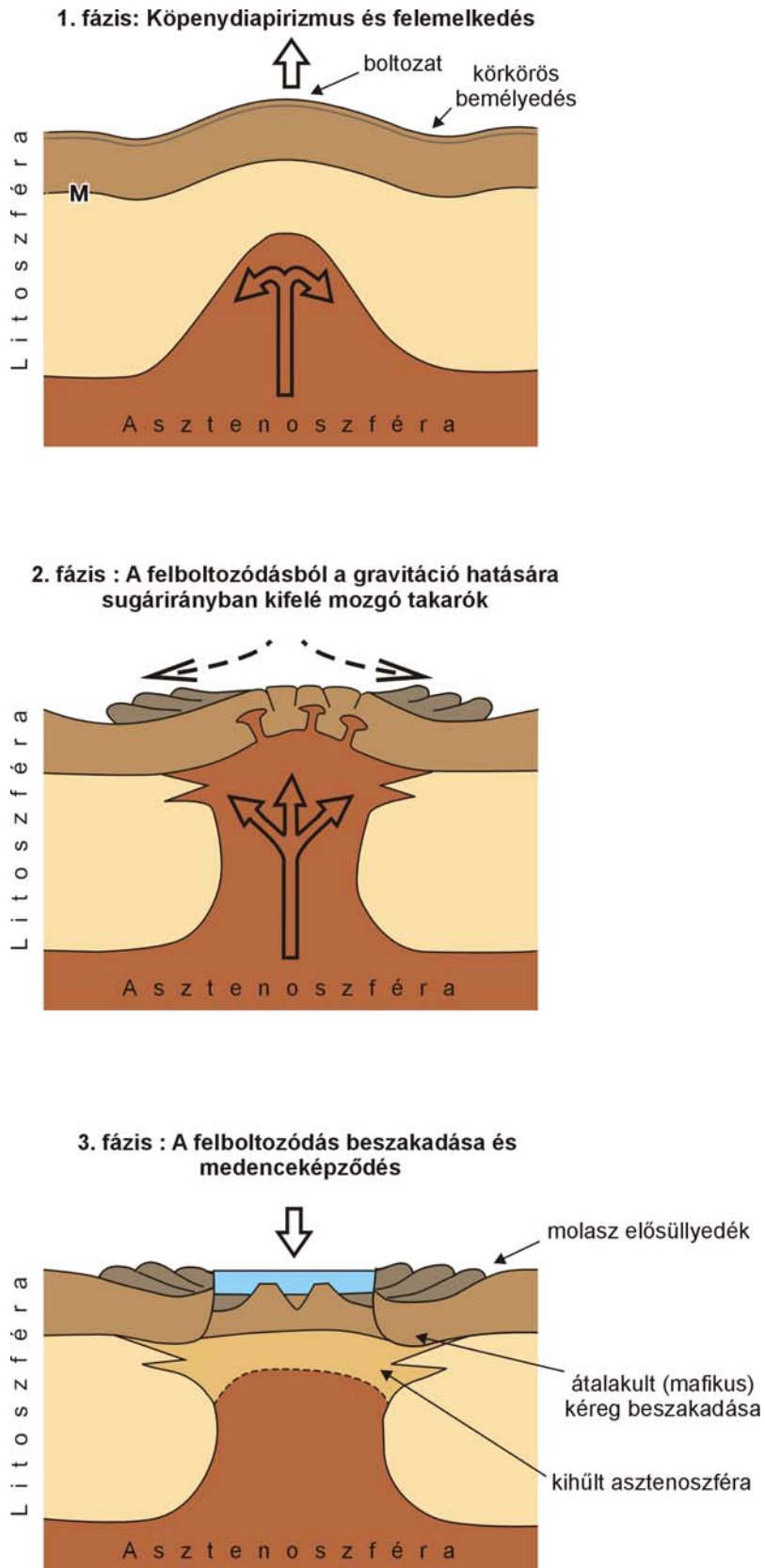


13. ábra:
 Megaundációk helyzete
 a Földön Van Bemmelen
 (1972) szerint



Model of ocean-floor spreading according to the Concept of Mega-Undations.

14. ábra: Az óceánok kialakulása és szétterjedése a megaundációs elmélet szerint (Van Bemmelen, 1972)



15. ábra: Köpenyfelboltozódás (mezo-undációk) következtében kialakuló hegységív és ívmögötti medence általánosított fejlődési modellje (Van Bemmelen, 1954, 1972 után)

2.6. AZ IZOSZTÁZIA ELVE ÉS A FÖLD ALAKJA

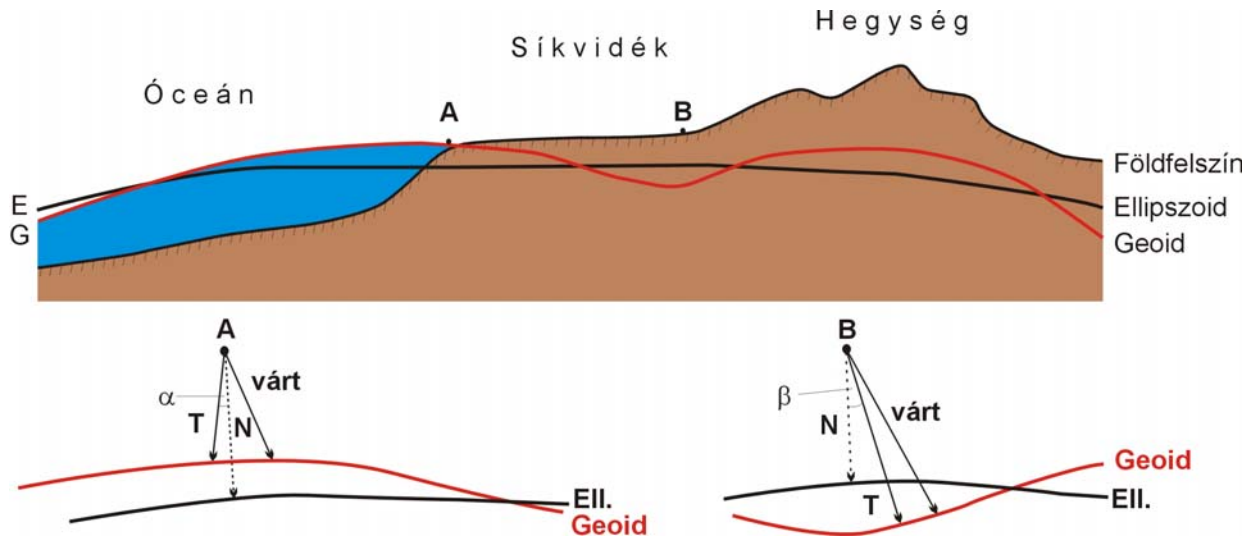
Mai ismereteink szerint az izosztázia egy elméletileg megalapozott és a megfigyelésekkel összhangban álló földtudományi alapelv. Eszerint a kéreg és a litoszféra merev kőzetekből felépülő rétegei az alattuk lévő képlékeny köpenyanyagon úsznak, s ennek megfelelően rájuk Archimedesz törvényéből következő felhajtóerő hat. Mivel a litoszférára ható és a litoszférában ébredő többféle erőhatáshoz viszonyítva ez a felhajtóerő sohasem elhanyagolható, sőt általában a legnagyobb mértékű, a földkéreg mozgását és változását magyarázni kívánó nagytektonikai elméleteknek összhangban kell lennie az izosztázia törvényével. Mivel az izosztázia elvét már a XIX. század közepén megfogalmazták (Pratt, 1855; Airy, 1855), indokolt megvizsgálni, hogy az előzőekben áttekintett nagytektonikai elképzelések milyen viszonyban voltak az izosztázia elvével. Teszem ezt úgy, hogy történeti áttekintést adok az izosztázia elvének kialakulásáról és magyarázatáról.

Az izosztázia elvének megszületése szorosan kapcsolódik a földmérések történetéhez, és így kezdetei az ókori hellén civilizációig nyúlnak vissza. Alexandriai Erathoszthenész (Kr.e. 276-194) annak biztos tudatában, hogy a Föld – mint minden ideális test – gömb alakú, egyszerű geometriai elvet kitalálva és az alexandriai könyvtárban fellelt adatokat felhasználva kiszámította a Föld sugarát. A következő érdemi lépésre Newtonig (1643-1727) kellett várni, mert tömegvonzási törvényét a forgó testekre ható centrifugális erővel kombinálva arra lehetett következtetni, hogy a Föld alakjának jobb közelítése a pólusainál belapult forgási ellipszoid. Kalandos földmérő expedíciók, hibás mérések és értelmezési viták után a XVIII. század végére sikerült megbízhatóan meghatározni a földi ellipszoid tengelyeinek hosszát és ezúton igazolni a newtoni mechanika érvényességét.

Ekkor alakult ki a – később Gauss (1777-1855) által szabatosan is definiált – földalak fogalom. Eszerint a Föld **valódi alakja** a **geoid**, amelyet a nehézségi erőternek az óceánok nyugalmi szintjével egybeeső ekvipotenciális felülete alkot. Ez a földi sűrűség inhomogenitásai és dinamikus hatások (pl. konvekciós áramlások) miatt egy bonyolult térbeli alakzat, amely csak kismértékben tér el a **forgási ellipszoidtól**, amelyet a Föld **normálalakjának** nevezünk (16. ábra). Ez egy fiktív vonatkoztatási felület; ilyen lenne a földbolygó felszíne, ha tökéletesen folyadékszerűen viselkedő héjasan homogén sűrűségű anyagokból állna. Mivel a Föld **fizikai felszíne** úgy az óceánok, mint a kontinensek területén jellegzetes morfológiát és sűrűségkülönbségeket mutat, a Föld nyilvánvalóan nem épül fel teljesen folyadékszerű és homogén héjából. Az ettől az állapottól való eltérést a normálalak és a geoid helyről-helyre változó értékű különbsége, a **geoid unduláció** (17. ábra) adja meg.

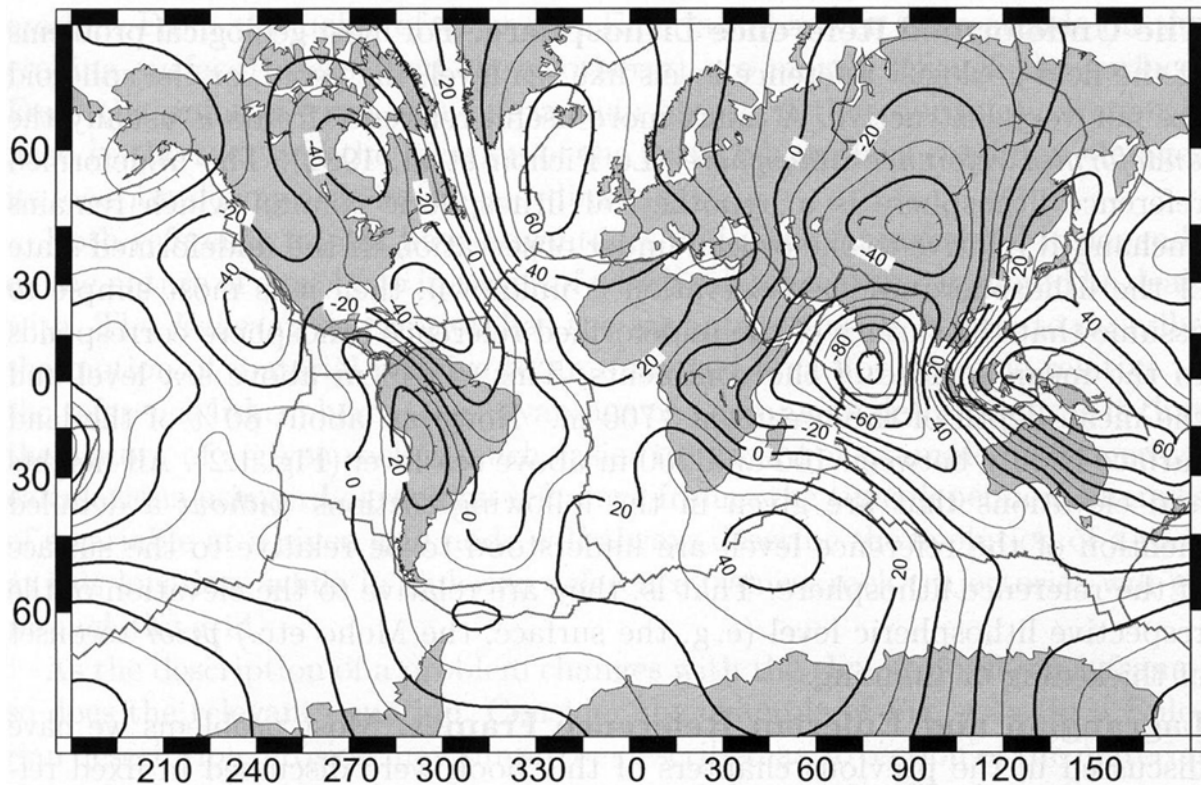
A geoid alakjának, valamint az ebből levezethető normál alak meghatározására használt tradicionális földmérési eljárásnak **fokmérés** a neve. Ennek során – Erathoszthenész elvét felhasználva – egy meridián kör mentén mérik fix pontok egymástól való távolságát és a fix pontokban a helyi függővonal szögét a Föld forgástengelyéhez viszonyítva (16. ábra). A függővonal a helyi nehézségi erő irányát mutatja, ami pedig merőleges a helyi geoidra. A Föld egy adott helyén mért és abban a pontban az ellipszoidra számított függővonal irányok különbségét **függővonalelhajlásnak** nevezik. A Francia Tudományos Akadémia megbízásából Pierre Bouguer (1698-1758) felmérést végzett Peruban (1735-1745). Meglepve tapasztalta, hogy az Andok lá-

bainál végzett méréseiből levezetett függővonalelhajlás értéke sokkal kisebb annál, mint amit ez az óriás tömegű hegy indokolna. Bölcsen nem a newtoni tömegvonzási törvény helyességében kezdett el kételkedni, hanem egy, a hegységhez kapcsolódó és annak vonzó hatását jelentősen kompenzáló tömeghiányt tételezett fel. Majdnem egy évszázaddal később az indiai brit gyarmaton szolgálatot teljesítő főgeodéta, George Everest által irányított mérések megerősítették a Bouguer által felfedezett, talányosan kicsi függővonalelhajlást a Himalája előterében is.



16. ábra: A Föld normálalakja forgási ellipszoid (szferoid), valódi alakját pedig geoidnak nevezzük. A két felület egymástól való eltérését geoidundulációs térkép (17. ábra) adja meg. Az ábra egy óceán szélénél és egy hegység lábánál lévő A ill. B pontban mutatja a függővonal tényleges irányát (T, amely merőleges a geoidra) és a normál irányt (N, amely merőleges az ellipszoidra). „Várt” jelzésű vektor azt az irányt mutatja, amelyre a felszínközeli tömeghiány (óceán) és tömegtöbblet (hegység) ismeretében a korai földmérők számítottak. A várakozás és a valóság közötti szisztematikus eltérés vezetett el az izosztázia jelenségének a felfedezéséhez.

Everest kérésére John Pratt matematikus kezdett el foglalkozni a problémával és rövidesen ugyanarra a következtetésre jutott, mint korábban Bouguer. Nevezetesen a felszínen látható hegység tömegvonzó hatását valamilyen, a hegységhez kapcsolódó felszínalatti tömeghiány hatásosan csökkenti. Hamarosan rájött arra, hogy a függővonalelhajlás mérések ugyanezt a talányos jelenséget mutatják, csak fordított előjellel, az óceánok partvonala közelében is (16. ábra). Nevezetesen, a függővonal általában az óceánok felé hajlik el, jóllehet a kis sűrűségű vízzel kitöltött óceáni medence nyilván jelentős tömeghiányt jelent. Az óceánok alatt tehát tömegtöbblet, azaz nagyobb sűrűségű anyag kell elhelyezkedjen. Pratt a méréseket és azok értelmezését elküldte publikálásra Angliába a Philosophical Transactions of the Royal Society nevű tekintélyes laphoz. A majd félszáz oldalas cikk 1855-ben meg is jelent, de közvetlen követte egy másik rövid cikk, amely egy alternatív modellt javasolt. Ezt a modellt vezető szaktekné, Anglia királyi csillagásza George B. Airy találta ki Pratt cikkének lektorálása során (Pratt, 1855; Airy, 1855). Később Pratt (1871) megkísérelt visszavágni a szokatlan eljárásért, és kidolgozta saját izosztázis kompenzációs modelljét. A két modellt a 18a-b. ábra mutatja. Pratt

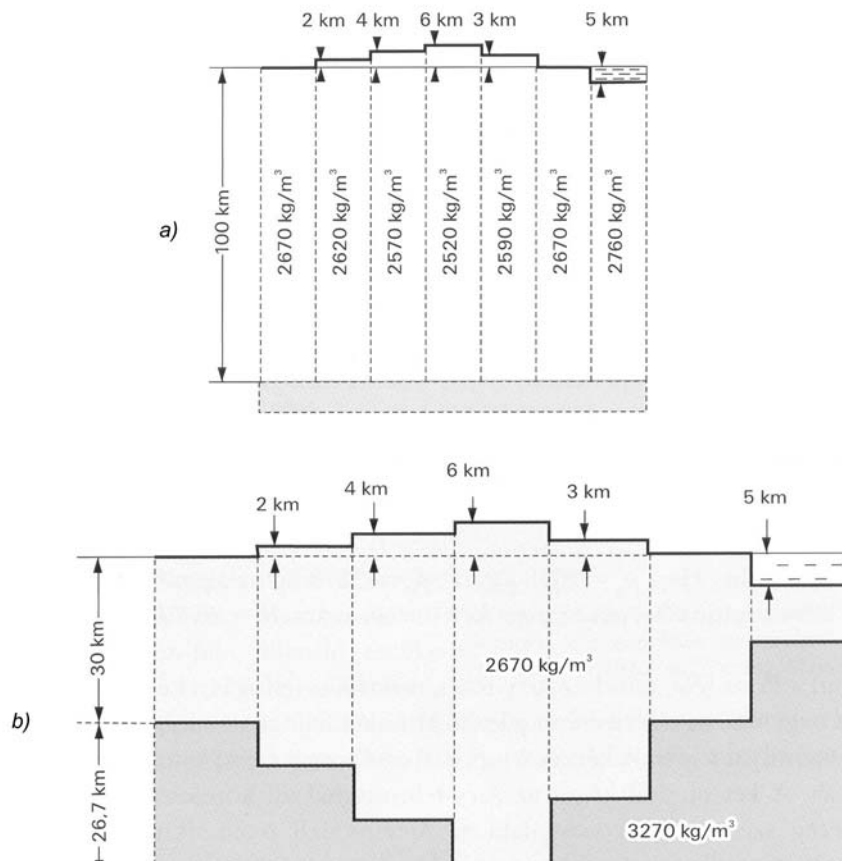


17. ábra: A geoidundulációk térképe. Az újabb mesterséges holdas mérések a fenti térképet nagymértékben pontosították.

modellje alapvetően a hülő és zsugorodó földmodellből indul ki, hiszen nála a kiemelkedő blokkok (hegységek) kis sűrűségűek, a kontinentális platók közepes sűrűségűek, az óceáni medencék pedig a legnagyobb sűrűségűek. Az úzás törvénye úgy teljesül, hogy minden egyes blokk talpnyomása (azaz hosszúság · sűrűség) azonos. Itt tehát a kompenzációs szint a blokkok egybeeső alsó határfelülete. Ezzel szemben Airy modellje azonos sűrűségű kérget tételez fel a Föld teljes felületén, de a kéregblokkok vastagsága változó. A kéregblokkok az archimédeszi úzási törvénynek megfelelő egyensúlyi helyzetet foglalják el a plasztikus köpenyanyagon, a vékonyak alig, a vastagabbak jobban, míg a legvastagabbak magasan kiemelkednek, s így alakulnak ki az óceáni medencék, a kontinentális platók és a magashegységek. Ebben az esetben a kompenzációs szint a legvastagabb blokk talpszintjén húzódik, erre vonatkozólag minden felette lévő anyagoszlop talpnyomása azonos.

Mindezek fényében világossá vált, hogy Skandinávia jégkorszak utáni 2-10 mm/év sebességű emelkedése nem más, mint az izosztatikus egyensúly helyreállításának folyamata a jég-takaró terhelésének megszűnte után (Fisher, 1882). Pratt és Airy koncepciójának Dutton (1889) adta az **izosztázia elve** elnevezést, és az ő munkássága révén lett az elv gyorsan népszerű az Újvilágban is. Érthető okok miatt, hiszen az izosztatikus kompenzáció Pratt-féle modellje összeegyeztethető Dana permanencia elvével és nyomatékos cáfolata Suess elképzelésének a besüllyedő kontinensekről és a kiemelkedő óceánokról. Az izosztázia elve a XX. század elején az Amerikai Egyesült Államokban végzett függővonalelhajlás mérések, regionális háromszögelések és gravitációs anomália meghatározások együttes feldolgozásával **ténnyé** nemesedett (Hayford, 1911). A US Coast and Geodetic Survey sokéves tevékenységét szintetizáló monumentális munka eredményeképpen arra jutottak, hogy egy 113,7 km mélységű egyetlen kompenzációs szintet és szisztematikusan változó sűrűségű blokkokat felvéve (Pratt-

modell) és elvégezve ezek hatásának levonását a mért értékekből (izosztatikus korrekció) a függővonalelhajlás deviációk és gravitációs anomáliák gyakorlatilag nullára redukálódtak. Ez egyértelmű bizonyíték volt az izosztázia, Amerikában pedig a Dana modell helyességére, vagyis a kontinensvándorlási elmélet elutasítására (Bowie, 1928).



18. ábra: Az úszási állapot (izosztázia) megvalósulása a Földön Pratt (a. ábra) és Airy (b. ábra) modellje szerint. A tapasztalatok az Airy-modell helyességét igazolták.

Úgy tűnt tehát, hogy Pratt-Hayford izosztatikus törvénye ellenérv Wegener elméletével szemben. Az izosztázia Airy-féle modellje ugyanakkor erős támogatást ad a kontinensvándorlási elméletnek, mert csak akkor működhet, ha a kéreg alatti köpenyanyag geológia időskálán folyadékszerűen viselkedik. Joggal tette fel tehát a kérdést Wegener: ha a kontinensek vertikálisan képesek mozogni a köpeny plasztikussága miatt, akkor mi akadályozna a horizontális irányú mozgásnak? Ténylegesen Wegener (1929) az Airy-féle izosztáziát kontinensvándorlási elmélete egyik fontos bizonyítékként kezelte. Az alapvető kérdés ezek után tehát az, hogy az izosztázia, Airy vagy Pratt mechanizmusát követi? Mai ismereteink alapján tudjuk, hogy jobb közelítés az Airy-féle mechanizmus, azaz ebben a kérdésben is Wegenernek volt igaza! A korabeli helyzet azonban kétségesebb volt, mert a jéggel borított északi területek emelkedése Airy mellett érvelt, míg a grandiózus méretű amerikai geodézia és geofizikai felmérés során Hayford (1911) Pratt modelljét használta. Az igazság azonban ennél árnyaltabb. Hayford világosan leszögezte számításai megkezdése előtt, hogy a Pratt-modellt kifejezetten praktikus okok miatt választja a két alternatív lehetőség közül (Hayford, 1909). Nevezetesen a korabeli „számítógép” lehetőségek mellett az izosztatikus korrekciók elvégzése sokkal

egyszerűbb a Pratt-modellre mint az Airy-modellre. Hayfordnak nem volt kétsége az iránt, hogy hasonló eredményességgel használhatta volna az izosztatikus korrekció elvégzésére az Airy-modellt, de erre egyszerűen nem volt technikai lehetősége.

A következő években számos gravitációs mérést végeztek különböző kontinenseken, de ekkor már általában erre a célra a gravimétert használták (illetve kivételes területeken az Eötvös-ingát, vö. 3.7. fejezet). A gravitációs értelmezések gyakorlatában háromféle anomáliát használnak (Egyed, 1956). A Faye- és az izosztatikus anomáliák egy terület egyensúlyi állapotának a vizsgálatára a legalkalmasabbak, míg a Bouguer-anomáliákból a felszínalatti tömegrendellenességek létre lehet következtetni. Afrikában végzett gravitációs mérésekből számolt izosztatikus anomáliák azt mutatták, hogy a kelet-afrikai árkok nincsenek egyensúlyban, mert hozzájuk átlagosan -50 mgal izosztatikus anomália kapcsolódik (Bullard, 1936).

A legkalandosabb és legnagyobb hatású gravitációs mérések egy fanatikus holland fiatalember, Vening Meinesz nevéhez kapcsolódnak. Ő úgy gondolta, hogy az izosztázia teljesülését célszerű lenne az óceánok területén is ellenőrizni. A hollandok számára könnyen elérhető indonéz szigetvilágot választotta teszterületéül, méréseit pedig ötletes módon tengeralattjárók felhasználásával hajtotta végre a maga szerkesztette háromingás berendezéssel. Az 1920-as évektől több mint két évtizedig folyó mérések látványos eredményeket hoztak. Kiderült, hogy az óceáni területek nagy részén jól teljesülő úszási egyensúly drasztikusan megbomlik a mélytengeri árkok és a kapcsolódó szigetívek területén, mert ezekhez -100 mgal-tól akár -250 mgal értékig terjedő negatív izosztatikus anomáliásáv kapcsolódik. Vening Meinesszel párhuzamosan ugyanilyen eredményekre jutott Hess (1938) is a Karibi-árok környezetében végzett tengeri gravitációs mérései során. Ezekből arra következtettek, hogy a mélytengeri árkok mentén olyan kompressziós erőhatások működnek, amelyek képesek felülmúlni az izosztatikus felhajtóerőt és a könnyű kérget nagy redő formájában a köpenybe gyűrti. Ez a nagy visszhangot keltett **betüremlési** (downbuckling) **elmélet** (Vening Meinesz, 1954; Egyed, 1956). Időközben kiderült az is, hogy az alpi hegységrendszer külső peremén lévő elősüllyedékeket hasonló jellegű és nagyságú izosztatikus anomáliák jellemzik. Nem képez kivételt ez alól a Kárpátok hegységíve sem, bár a tömegzavar jóval hangsúlyosabb a Keleti-Kárpátok mentén, szemben a Nyugati-Kárpátokkal, ami elég közel áll az izosztatikus egyensúlyhoz (Tanni, 1942). Vening Meinesz és Hess számára nem volt kétséges, hogy itt is **a kéreg kompressziós betüremlése ment végbe** (Heiskanen és Vening Meinesz, 1958).

Összefoglalva megállapítható, hogy az izosztázia törvénye a XX. század kezdetétől megkérdőjelezhetetlen tudományos igazság, amely a Föld szilárd külső öve alatti köpenyanyag folyadékszerű viselkedését bizonyítja. Az úszás törvényének megfelelően irányítja a vertikális kéregmozgásokat, és ezúton kizárja azt a lehetőséget, hogy jelentős kiterjedésű kontinensek elsüllyedjenek, avagy óceáni kérgű területek felszínre emelkedjenek. Suess tehát ebben tévedett, de hiteltelennek kell tekinteni a Kober-Stille iskola fixista modelljeit is, mert azok sem vették figyelembe az izosztázia törvényét. Dana permanencia elve és Van Bemmelen undációs modellje nincs ellentétben az izosztáziával, de a geoszinklinálisok kialakulása izosztatikusan nem működik, miután kiderült, hogy a Föld nem zsugorodik. A XX. század első felében végzett szárazföldi és tengeri gravitációs mérések bizonyították, hogy a Föld területének döntő részén izosztatikus egyensúly áll fenn, ugyanakkor tektonikailag különösen aktív zónákban markáns

eltérés észlelhető az úszási egyensúlytól. Az izosztázia elve a mobilista koncepciókat támogatja, és látni fogjuk, hogy a lemeztektonikai folyamatok mozgásmechanizmusának megértéséhez is az izosztázia elvén keresztül vezet el az út (v.ö. 5.1. fejezet).

„Ne többé idegen tájékok bűbajos ujdonságainak felfedezésére, hanem hazám földjének tanulmányozására és leírására szolgáljanak a tapasztalatok.”
id. Lóczy Lajos

3. KLASSZIKUS ELMÉLETEK A MAGYAR FÖLD TEKTONIKÁJÁRÓL

Ebben a fejezetben először azt mutatom be, hogy a klasszikus nagytektonikai elméletekben fontos szerepet játszott a Pannon-medence, és ennek megfelelően markánsan eltérő modellek születtek kialakulásáról és szerepéről a medencét körülvevő hegykoszorú létrehozásában.

Ezután azt tekintem át, hogy a hazai földtudomány legjobbjai hogyan viszonyultak az eltérő koncepciókhoz, és helyspecifikus tudásukkal mennyiben járultak hozzá a magyar földről alkotott nagytektonikai modellek továbbfejlesztéséhez. Fő témáknak megfelelően hangsúlyosan vizsgálom azt is, hogy a hazai tektonikai elképzelésekben milyen vélemények fogalmazódtak meg a terület harmadidőszaki szerkezetfejlődéséről.

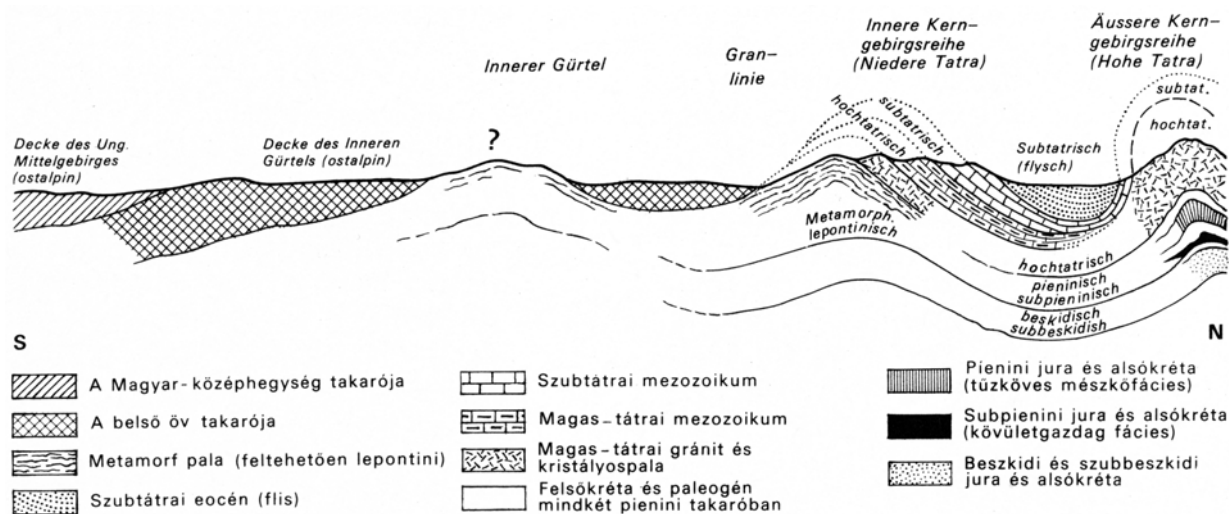
Mindezt teszem úgy, hogy minimalizálni igyekszem az átfedést Fülöp (1989) könyvével, amely Magyarország és környezete geológiai megismerésének történetét részletesen és magas színvonalon tárgyalja. Szándékaim szerint az elkerülhetetlen átfedések sem lesznek ismétlések, mert elődeink tevékenységét eszmetörténeti alapon, az egykori globális tektonikákhoz és egymás nézeteihez való viszonyuk alapján kritikailag értékelem.

3.1. KÜLFÖLDI SZAKTEKINTÉLYEK A PANNON TERÜLET NAGYTEKTONIKÁJÁRÓL

Az alpi hegláncok kígyószerűen kanyargó főcsapása, ágakra való szétválása és újraegyesülése Európa déli és Afrika északi peremén olyan érdekes jelenség, amely nem kerülte el a különböző nagytektonika koncepciók megalkotóinak figyelmét.

A regionális skálájú **mobilista** koncepciót Victor Uhlig (1903, 1907) alkotta meg az alpkárpát-pannon területre vonatkozó átfogó tudással és zseniális intuícióval. A 19. ábrát áttanulmányozva megállapítható, hogy a kárpáti előtértől a Bakonyig rajzolt É-D irányú szelvénye koncepcionálisan minden vonatkozásban helytálló. Egyetlen elvi hibát követett csak el, s ez elegendő volt ahhoz, hogy id. Lóczy Lajos Uhlig elképzelését tudományos fantazmagóriának ítélje (ld. 3.2. fejezet). Ez pedig az volt, hogy a Magyar-középhegységet, amit – helyesen – a legfelső kelet-alpi takaróegységként definiált a takarórendszer szerkezeti hierarchiájában későn (mediterrániban) képződött takarónak tartotta. Ez a tévedés szinte érthetetlen, mert már Suess kimutatta, hogy az orogén tevékenység belülről kifelé migrál, s Uhlig is tudta, hogy a legkülső molasz-takaró kialakulása egészen fiatal folyamat. Valószínűleg az akkoriban kurrens „gyökérszóna” koncepció áldozata volt, amelyik az orogének belső tartományában keresett egy rejtélyes forrást, ahonnan a takarók kipréselődtek. Ilyen gyökérszónának gondolták akkoriban a Periadriatikus vonalat, ahonnan úgy a kelet-alpi, mint a dél-alpi takarók eredeztek. Ennek logikus folytatása valahol a Dunántúli-középhegység déli pereménél volt elképzelhető, s ezúton

a kárpáti és dinári takarók gyökérvonája a Pannon-medence középvonalában kellett, hogy elhelyezkedjen.



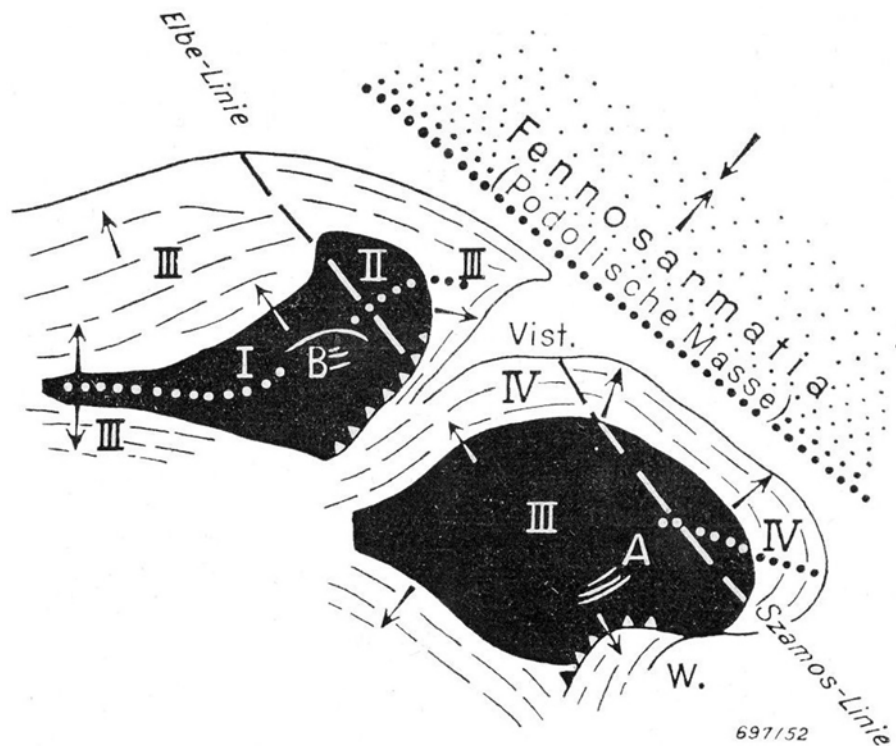
19. ábra: Uhlig (1903, 1907) vázolta fel először a Kárpátok takarós felépítését és arra következtetett, hogy a Középhegység legfelső-asztroalpi takaró (Fülöp, 1989 után)

A globális skálájú mobilista koncepciót Argand (1924) alkotta meg, amely szerint az egész alp-kárpát-dinári-pannon terület egy afrikai eredetű mega-takaró (11. ábra), amely alatt a Tethys óceán maradványai és az európai kontinens található. Ebben a modellben tehát semmi szükség nincs gyökérvonára. Az alp-kárpáti hegylánc ívelt lefutását is a legkézenfekvőbb módon magyarázta Argand. Az európai kontinens partvonala nem volt sima lefutású. Egy nagyobb öblözetébe az északra mozgó afrikai kontinens orrszerű kidudorodása (Adriai-tüske) nyomult be, és oldalirányba kitérte a nyugat-alpi és kárpáti takarókat (10a. ábra). A 12. ábra tanúsága szerint a késő oligocén – korai miocén során megindult disztenziós folyamat létrehozta a Pannon-medencét, de a kárpáti ív görbültségét csak kis mértékben növelte meg. Ezzel szemben az apennin-kalábria-szicíliai orogén ív teljes mértékben ebben az időszakban jött létre a Nyugat-Mediterráneum kinyílásával és a Korzika-Szardinia blokk óramutató járásával ellentétes irányú rotációjával.

A **fixisták**, alapvetően Kober (1921) hatására, az ívelt orogének belső (konkáv) területére merev tömegeket képzeltek, amelyet közbenső tömegnek neveztek (8. ábra). Ezek az általuk definiált orogén ciklus korai szakaszában erősen deformálódtak, miközben intenzív magmás tevékenység zajlott le (7. ábra). Ezt követően a fő deformációs aktivitás kifelé (azaz a szegélyező stabil előterek irányába) történő vándorlása eredményeképpen a belső területek konszolidálódtak és rideg, csak blokktektonikát, valamint változó típusú magmás tevékenységet mutató tömeggé váltak. A rideg tömegek beszakadása és tengerrel vagy vastag üledékes közegekkel való feltöltése mechanikai szempontból már nehezebb probléma volt a fixisták számára, s emiatt nem is tudták ezt az általános megfigyelést beilleszteni szabályszerű rendszerükbe (v.ö. 7. ábra). A fixisták lényegében elfogadták Suess (1885-1909) magyarázatát, amely szerint a

gyorsabban zsugorodó földi kéregrészek beszakadása kisebb skálán, nevezetesen a Mediterráneumra, s ezen belül a Pannon-medencére is alkalmazható.

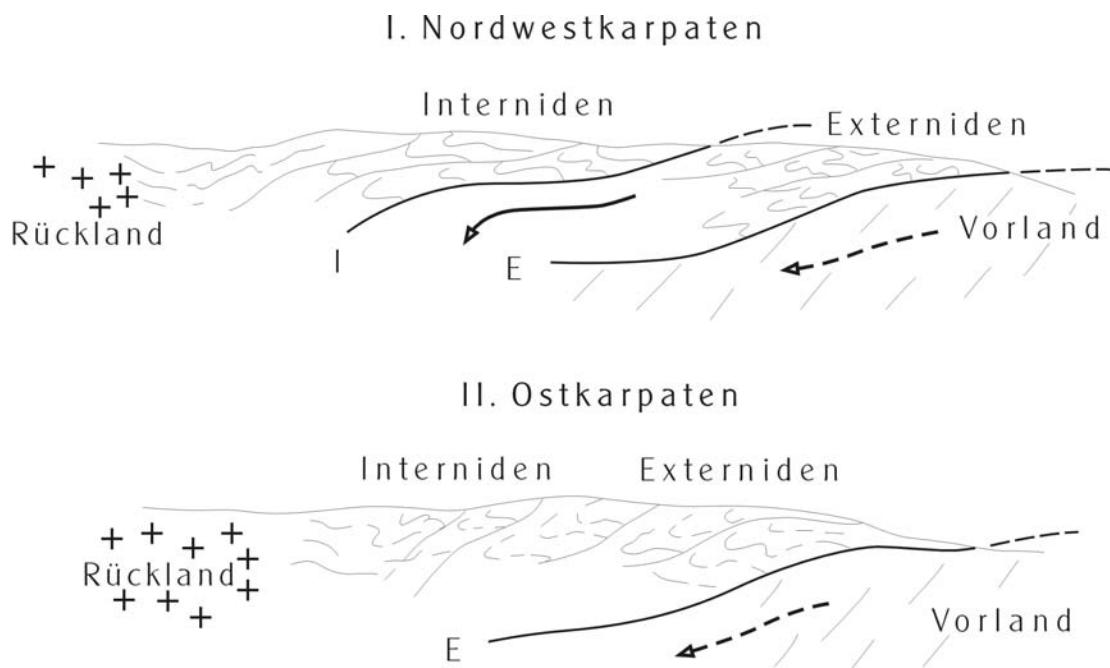
A fixisták szellemi vezére, Hans Stille pályája zenitjén részletes tanulmányt készített a Kárpátok kialakulásáról, s érdemben foglalkozott a Pannon-medencével is (Stille, 1953). Ez, a koncepciójuk szerint típusos közbensőhegység, a variszkuszi orogenezis során konszolidálódott tömeg, hasonlóan a Nyugat-Európa más variszkuszi röghegységeihez. A pannon merev tömeg körül torlódtak fel a kréta-tercier korú kárpáti és dinári hegláncok, a belső magtól kifelé mutató vergenciákkal. A 20. ábra szerint a Pannonikum hasonló szerepet játszott az alpi orogenezisben, mint a prekambriumi időben konszolidálódott Moldanubikum a variszkuszi hegységképződésben. Szerinte mindkét területet germán típusú blokktektonika jellemezte a fiatalabb orogenezisek során. Stille (1953) művének fő problémája az volt, hogy a kárpát-pannon rendszerre **nem alkalmazható** az egyszerű orogén **ciklustörvény** (7. ábra), tehát a szerző önmagával került ellentmondásba. Az ellentmondás komplikált feloldása természetesen nem okozhatott gondot a kiemelkedő képességű nagytektonikusnak, ám ez azzal járt, hogy sérült a „rend és cél” mindenhatóságát valló fixista alapideológia.



20. ábra: Stille (1953) szerint a pannóniai köztes tömeg (A) a Moldanubikumhoz (B) hasonlóan már a variszkuszi orogenezis során konszolidálódott masszívum volt

Az alapvető koncepcionális zavar abból származott, hogy a Pannonikum az alpi orogenezis során a koncepciónak megfelelő „szabályos” magmás tevékenységet mutatta (iniciális, szinorogén, szubszekvens és finális), de már a variszkuszi időkben konszolidálódott tömegnek volt minősítve. Vagyis nem összeegyeztethető az orogén fejlődés fixista törvényével az, hogy a Pannonikumnak van szabályos alpi magmás ciklusa, de feltételezésük szerint nincs alpi tektonikája. Stille (1953) művében többször is visszatért erre a kínos problémára, majd feloldására meglepő megoldást talált. Nevezetesen újra felfedezte a legvadabb mobilisták (Ampferer és Hammer, 1911) által javasolt alátolódást, mint a takaróképződés szükséges feltételét! Ezt ő a

szemléletes, de komolytalan „elnyelés” (Verschluckung) helyett szakszerűen „alátolódásnak” (Unterschiebung) nevezte, az általánosított jelenséget pedig még elegánsabban „alátolódási tektonikának” (Unterfahrungstektonik) hívta. A Kárpátok kialakulása során két alátolódási folyamatot különböztetett meg: az első az ausztriai fázishoz és a belső hegységekhez (21. ábra), a második pedig a szávai fázishoz és az előtérhez kapcsolódott (22. ábra). Mindkét esetben az alátolódás mértéke jelentős volt, és annak iránya a közbenső tömeg felé mutatott. A fiatalabb alátolódás esetén Stille kimondta és ábrázolta, hogy a kárpáti előtér kontinentális kérge tolódott radiálisan befelé a Pannonikum tömege alá. Rájött arra, hogy az előtéri kéreg alátolódása olyan mértékű volt, hogy az a köpenybe benyomulva elérte az olvadáspont hőmérsékleti mélység-szintjét, és a létrejött olvadék felszínre törve alakította ki a miocén mészkalkáli vulkáni ívet (22. ábra).



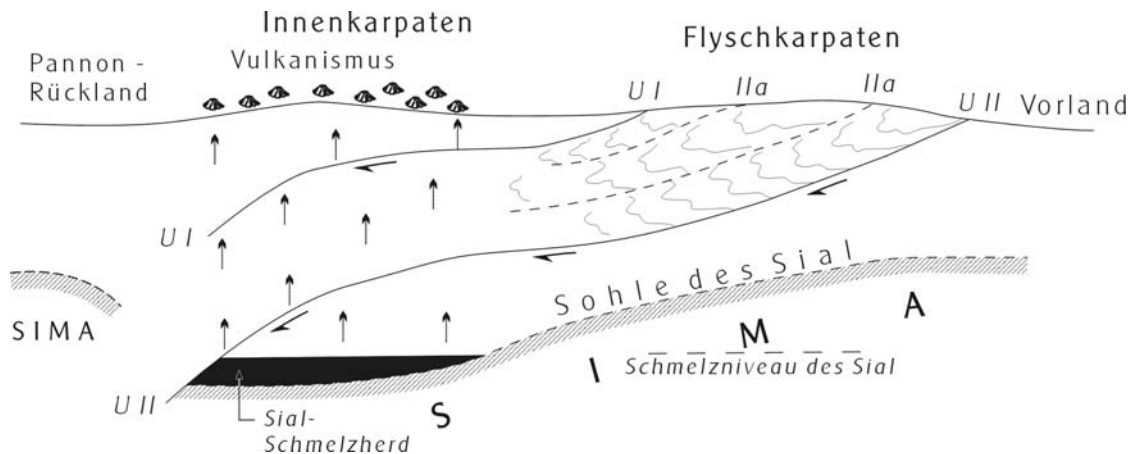
21. ábra: Az előtér alátolódása az ausztriai fázis során (Stille, 1953)

Stille (1953) tehát fixista alapon felfedezte a szubdukciót és ennek irányító szerepét a mészkalkáli magmatizmus létrejöttében. Bár évtizedekig a nagytektonika vezető szaktekintélye volt Európában, ez a gondolata sajnálatosan visszhangtalan maradt, olyannyira, hogy a lemeztektonika amerikai úttörői újra kitalálták azt, természetesen az alpi előzmények ismerete nélkül. Magatartásuk érthető, mert az európai nagytektonikai gondolat fejlődése olyannyira bonyolult és ellentmondásos volt, hogy az abban való eligazodás az egyszerű igazságokat kedvelő amerikai mentalitás számára szinte lehetetlen volt.

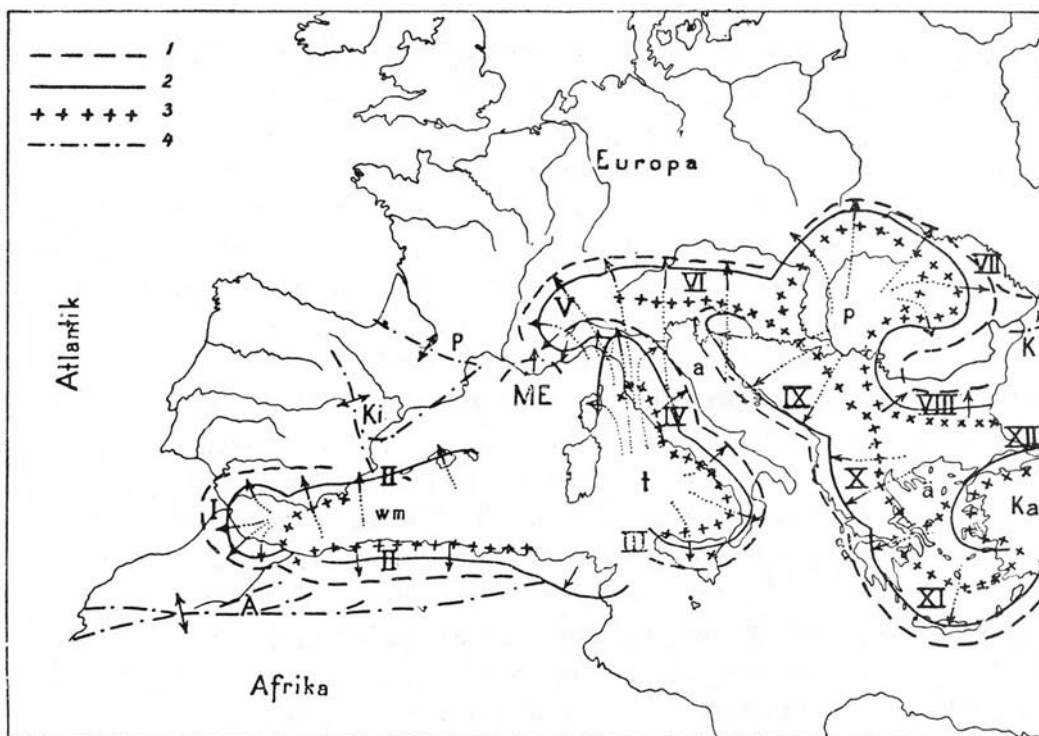
Befejezésül az európai iskolák sokszínűségének további alátámasztására felidézem a Van Bemmelen (1954, 1972) koncepciójából következő köpenydiapir modellt (15. ábra), amelynek alkalmazhatóságára, a szerző véleménye szerint, a Pannon-medence az egyik legjobb példa (23. ábra). Az aktív központi tömeggel és horizontális térrövidülés nélkül létrehozott takarórendszerekkel jellemezhető modell markánsan különbözött az itt ismertetett más Pannon-

medencére kidolgozott nagytektonikai koncepcióktól, és a mai ismereteink szerinti igazság több elemét is tartalmazta.

Látható tehát, hogy **mindegyik nagytektonikai iskolának volt álláspontja a pannon terület kialakulásáról és medencefejlődéséről**. A következőkben azt tekintem át, hogy a legjobb magyar szakemberek, a hazai föld szakavatott ismerői, hogyan viszonyultak az eszmék sokszínűségéhez, és mivel járultak hozzá egy tényszerűbb nagytektonikai kép kialakulásához.



22. ábra: Az előtér alátolódása a szávai fázis során és az alátolódott kéreg megolvadásával kialakuló belső-kárpáti vulkanizmus (Stille, 1953)



23. ábra: Van Bemmelen (1954, 1972) szerint a Mediterráneum ívmögötti medencéi és a kapcsolódó hegységívek aktív köpenyfelboltozódással jöttek létre. Jelkulcs: 1 = Előszüllyedékek határa; 2 = Külső hegységív. A hegységekben a jellemző takarótranszport-irányokat a nyilak mutatják; 3 = Belső vulkáni iv. 4 = Előtéri blokk-szerkezetű hegységek.

3.2. A FIXISTA LÓCZY

A hazai geológia felvirágzása a magyar gazdaság és társadalom egyik legtermékenyebb időszakához, a kiegyezéstől az I. világháborúig tartó közel félévszázadhoz kötődik. Ekkor élt és alkotott Lóczy Lajos (1849-1920), akit két tudományterület a földtan és a földrajz is kiemelkedő tudósának tart. Gyermekkorának legszebb éveit az Aradi-hegyalján töltötte, ahol édesapjával, bebarangolta a Hegyes-Drócsa vadregényes tájait. Aradon érettségizett, majd megözvegyült édesanyja nyomatékos kívánságára és óriási áldozattal járó anyagi támogatásával egyetemi tanulmányait a Zürichi Polytechnikumban (ma ETH) végezte (1870-74). Legkedvesebb tanárai a korszak két kiemelkedő geológusa az idős mester Escher von der Linth és fiatalabb tanítványa Albert Heim voltak. Elsősorban az ő hatásukra választotta élethivatásul a geológia művelését. Hírnevüket az alapozta meg, hogy személyükhöz fűződik a takarékelmélet első megfogalmazása a Glaurusi-Alpokban található kettős fekvődő kimutatásával (Sengör, 1982a)

Az egyetem elvégzése után a Magyar Nemzeti Múzeum ásványtárának segédőre lett, de e szerénynek tűnő megbízás adta meg a lehetőséget ahhoz, hogy a magyar természettudomány legkiválóbbjainak társaságába kerülhessen. Az ambiciózus fiatalember első tanulmányait elküldte a korszak legnagyobbjának Suessnek, aki többször is látogatásra hívta Bécsbe. A látogatások során nemcsak előadásait hallgathatta meg, hanem demonstrátorként részt is vett azok megszületésében. Ettől az időtől kezdve Suess lett Lóczy atyai jóbarátja, aki egész életét végigkövette és segítette. A Mester habozás nélkül a 28 éves fiatalembert ajánlotta geológus szakértőként Széchenyi Béla grófnak, aki megfelelő útitársra kért tőle javaslatot kelet-ázsiai expedíciójához. Az 1877 decemberétől 1880 áprilisáig tartó expedíció Lóczy életének legizgalmasabb, legtermékenyebb egyben legkeményebb kalandja volt. 10 évvel később az expedíció eredményeit összefoglaló monográfiában (Lóczy, 1890) azt írta, hogy *„Keleti utazásomnak egyik fő-czélja, megfigyeléseimnek alapvető iránya az volt, hogy az átutazott hegységeknek belső szerkezetét fölismerjem.”*

1889-től 1909-ig a budapesti Tudományegyetemen az Egyetemes Földrajz Tanszék vezető professzora volt. Ekkor indította el világra szóló vállalkozását a Balaton tudományos tanulmányozását, aminek szellemi vezére és fáradhatatlan szervezője volt. Legfontosabb személyes hozzájárulása a Balatonfelvidék 1:75,000 méretarányú földtani térképének elkészítése volt (Lóczy, 1920).

Már betöltötte hatvanadik életévét, amikor Böckh János nyugalomba vonulása után felkérték a Földtani Intézet igazgatójának. *„Két kézzel ragadtam meg az alkalmat a kedvemhez való munkához azzal a reménnyel, hogy tapasztalataim egy jó részét még sem viszem magammal a sírba és annyi sok évi munkám nem megy veszendőbe”* írta ebből az alkalomból (Telegdi Róth, 1949, p. 315). Valóban a hazai föld megismerésében és tektonikai fejlődésének magyar-aratában munkásságának ez az utolsó évtizede volt a leggyümölcsözőbb. Utolsó évtized, mert 1919. májusában a Tanácsköztársaság Földtani Direktóriuma „értékelte” igazgatói tevékenységét, aminek hatására Lóczy lemondott: *”...1919. nyarán márciustól augusztus haváig terjedő száműzetésem és a szovjet kormánytól történt nyugdíjaztatásom ideje alatt balatoncsopaki otthonomban terjedelmes összefoglaló munkát írtam.”*, mégpedig az 1916-18. években fiával és

számos fiatal kollégájával együtt végzett nyugatszerbiai földtani tanulmányairól (Lóczy, 1920b). Leghűségesebb tanítványa Cholnoky Jenő (1920) drámai hitelességgel ír erről az időszakról is, csakúgy, mint az ország megcsonkítása elleni kétségbeesett kísérlet termékéről, a Lóczy által szerkesztett „A Magyar Szent Korona Országainak földrajzi, társadalomtudományi, közművelődési és közgazdasági leírása” című grandiózus műről (Lóczy, 1918a). Ebben a műben található Lóczy (1918) legteljesebb összefoglalása a magyar föld nagyszerkezetéről, azaz a közbenső tömeg koncepcióról. Lóczy nagytektonikája megértésében és egy Lóczy-talány földrészleírásában a fenti két érettkori munkán kívül a Keleti-Himalájában tett korai utazásának földtani szintézise (Lóczy, 1907) és Suess koncepcióiról vallott véleménye (Lóczy, 1876, 1915) voltak irányadó forrásaim.

Lóczy nagysága az utókor általános elismerésében nyilvánult meg a legmeggyőzőbben. Halálának 10. évfordulója (Teleki, 1930; Cholnoky, 1930) és születésének 150. évfordulója (Marosi, 2002) alkalmából írott megemlékezések és tudománytörténeti értékű tanulmányok mellett számos cikk (pl. Reich, 1986) és két könyv (Tasnádi-Kubacska, 1974; Antalffy, 1964) is értékeli tevékenységét. Ilyen bőséges és értékes irodalom mellett azzal kívánok újat mondani Lóczy Lajosról, hogy felidézem fixista modelljét a magyar közbenső tömegről, majd szembeállítom ezzel a mobilista Lóczy világraszóló eredményeit.

A Földtani Intézet igazgatójaként a magyar föld különböző hegyszerszerkezeti egységeinek monografikus feldolgozását indította el. Ilyen volt a Gerecse, Vértes, Bükk és Mecsek térképezése mellett az intenzív kutatómunka megkezdése a Bihar-hegységben, Erdélyben, a Keleti- és Északi-Kárpátokban. A Balaton Bizottság széleskörű kutatásainak keretében személyesen vezette a Balaton felvidék részletes földtani felvételét, valamint utolsó tudományos kalandjaként a nyugatszerbiai hegyvidék új szemléletű térképezését (Lóczy, 1913, 1920b). Telegdi Roth (1949) találó helyzetértékelése szerint „... sok kéz és egyetlen fej végezte a magyar föld részletes megismerésének merészen kibontakozó feladatát.”

Mindezen kutatások nagytektonikai esszenciája a **közbenső tömeg** koncepció, amelynek Lóczy a szülőatyja, bár az elnevezés csak később született meg, ennek a nagyhatású és elegáns koncepciónak az általánosítása és kiterjesztése során (Kober, 1921, 1933; Böckh, 1930). Az eredeti koncepció célja volt megadni a magyar föld különleges helyzetének magyarozatát az alpi orogén övben. Magyarozatot kíván ugyanis az az érdekes helyzet (1. ábra), amelyben az alpi hegyláncok egymás mellett futó ágai szétágaznak, majd ismét egyesülve egy közbenső és fiatal üledékkal nagymértékben fedett, de láthatólag gyengén deformált tömeget ölelnek körbe. Lóczy (1913b, 1918b, 1920b) magyarozatának lényegi elemei a következők:

- a.) A körülölelt tömeg egy merev, altaida-variszkuszi masszívum maradványa, amely a Rhodope masszívummal van összekötetésben.
- b.) A késői paleozoikumtól a miocén elejéig ez a nagykiterjedésű masszívum emelkedett a magyar medence helyén. Ebbe öböként nyomultak be a paleozoi és mezozoi tenger-ágak, amelyek transzgressziói és regressziói hozták létre a különböző fáciesű tengeri és szárazföldi üledékes kőzetek egymás melletti és feletti váltakozását.
- c.) Ezt a kiemelt belső hegységet nem érte soha erős alpi deformáció, csak helyenként vannak az idősebb mezozoi rétegek enyhe boltozatokba és teknőkbe gyűrve. Uralkodóak a harmadkori hosszanti és ezekre közel merőleges harántos törések, amelyek sakkta-
bla-

szerűen rögökre darabolták összes belső hegységünket. A törések mentén fellépő függőleges vetődések mellett, harántvetők mentén vízszintes elmozdulások is történtek.

- d.) A magyar medence ezen törésrendszer által irányított beszakadás során jött létre, amely részben ma is tart, de fő fázisa az andezit vulkánossággal egyidős és a mediterrán-pontusi idők közé esik.
- e.) A belső tömeget körülölelő hegységkoszorú külső övei (alapvetően a flis összlet) igazi geoszinklinális képződmények, amelyek alpi deformációk hatására gyúrt-takarós rendszert képeztek. Általános szabályként megállapítható, hogy a tektonikai aktivitás kora kifelé haladva a felső-krétától a pliocénig fokozatosan fiatalodik.

Lóczy a koncepció kialakulásának történetéről és motívumairól két cikkében is ír, személyes hangnemben (Lóczy, 1913b; Lóczy, 1915). Az elsőből való a következő idézet: *„Mojsisovics E. Bosznia és Hercegovina okkupálása idején geológus törzskarával először megismerve déli határainkat, a balkánfélszigeti föltevéses ősi szárazulat fogalmát vetette fel a Száván túli hegyekre és hozzávette a szlavóniai hegyrögöket, sőt a Pécsi-hegységet is. „Orientalisches Festland”, vagyis Keleti szárazulat névvel jelölte ezt. Mojsisovics e szellemes föltevését én kiterjesztem az egész nagy magyar medencére, melynek helyére a palaeozoos-mezozoos korszakok idejére összefüggő magas hegységeket, a közép-európai variszkuszi hegytömegek keleti nagy előrsét képzelem. Ennek a nagy hegységnek legnagyobb részéről azt vélem, hogy mélyen leszakadt az Alföld alá.*

A területén visszamaradt szigethegyek, ezek között a balkáni rögök is, szerintem mind a variszkuszi rendszerű hegyekhez tartozó tagok. Az újabb tektonikai elméletek, melyek nagy távolságokból jött vízszintes földkéregmozgásokkal, egymásra ráncolással és egymásra nyomulásokkal magyarázzák meg a Kárpátok szerkezetét a mi belső hegységeinkben, eddigi ismereteink szerint semminemű támaszt nem lelhetnek. Néhai boldog emlékü Uhlig Viktor barátomnak az a sejtése, hogy talán a Bakony és a magyarországi középhegységek triaszkorú rétegeikkel a mediterrán rétegek felett úsznak, a tudományos fantazmagoriákhoz utalható. Nem gáncsként mondom ezt, mert a képzelet munkáját a tudományban is nagyra tartom és szükségesnek ítélem.”

Az idézet betekintést enged Lóczy gondolatmenetébe. Az történt, hogy a tényeket feltétlenül tisztelő Lóczy nem látott a magyar és szerbiai szigethegységekben döntő bizonyítékot takarós szerkezetre, az eoalpi deformációs fázis fontosságát pedig a belső területeken alábecsülte. A Balaton környékének geológiai képződményeit leíró munkájában (Lóczy, 1913a) és a kapcsolódó térképen (Lóczy, 1920a) a Déli-Bakony és a Balatonfelvidék dominánsan triász kőzeteinek gyűrődését („ráncosodását”) és blokkos feldarabolódását dokumentálta. Sőt egy helyen a balatonfüredi Nagymezőtől Felsőörsig húzódó földolomit feltételezett (Lóczy, 1913a) a takarós helyzetet is elképzelhetőnek tartotta. A tektonika dokumentálása azonban csak a monográfiában látható szelvényeken történt meg, térképi ábrázolása sajnos megvalósítatlan maradt.

3.3. A MOBILISTA LÓCZY

Lóczy éppen befejezte egyetemi tanulmányait, amikor néhány geomorfológiai tanulmánnyal a háta mögött értékelést közölt a hegységképződési elméletekről, amelyhez az apropót Suess (1875) első fő művének megjelenése adta (Lóczy, 1876). Az akkori földtudomány legnagyobb problémájának korszerű kifejtése, és ennek során önálló véleményének megfogalmazása, kiemelkedő tudásának első, kétségbevonhatatlan megnyilvánulása volt. *„Mi módon képződtek a hegyek, mily okok és erők befolyása alatt emelkedtek az Alpések 4600 méter, a Himalaya csúcsai 9000 méter magasságra a tengerszín fölé? E kérdésekre a földtan határozott és kielégítő feleletet adni mindeddig nem képes.”* kezdi a cikket. Majd a kurrens külföldi elméleteket áttekintve megállapítja, hogy *„Jelenleg tehát mindinkább a kihűlő földtest összehúzódásából kifejlő oldalerők róják fel a hegyalakítást, ...”*. Ezek az oldalerők határozott polaritású torlódásokat és redőket hoztak létre, amelyek az Alpok és a Nyugati Kárpátok esetében északra (északkeletre) irányulnak. *„Eme hegylánczok a vízfelület hullámaival hasonlíthatók össze, melyek a partfelé űzve s az őket szegélyező régebbi hegytömegek előfokain megtörve, egymásba torlódtak és összegyűrődtek, ...”* Majd így folytatja: *„De nemcsak az Alpések utalnak egynemű általános oldalnyomásra fölépítésükben, hanem Európa többi hegységei is,”* Tisztán látta azonban, hogy az északi irányú torlódás nem általános: *„Nem csak a Himalaya, hanem a többi közép-ázsiai hegységek leírásából is az tűnik ki, hogy ezek szintén úgy, miként az alpesi rendszer, egyoldalú fölépítésűek; csakhogy tömegök mozgása, ellentétben az Alpes-rendszerével, délnek irányult, megfelelve a délfelé domboruló görbületüknek.”* Nem hagy kétséget afelől sem, hogy a különböző irányú torlódások során a rétegek egymás fölé nyomulhatnak és áthajló redők, (azaz takarók) alakulhatnak ki. Végül, diplomatikusan, de ellentmond Suessnek a geoszinklinális kérdésében: *„Az ily süllyedő területeket, melyek a hegylánczok kiemelkedését kezdeményezték, Dana „Geosynklinale” (Föld-ellenhajló) névvel jelöli. Említettük, hogy ezek föltevésé az Alpes-rendszer alkotásával nem egyez. Nem tagadható azonban, hogy a mezozoi üledékes rétegek kifejlődését tekintve ez sokban igazolni látszik Herschel és Dana föltevését. „ Majd még határozottabban fogalmaz *„Az Alpések rétegei kövület-zárványaik jelleménél fogva tehát nagy tenger-mélységekben képződhettek és ebben a tekintetben főleg keleti részük volna Dana feltevése értelmében „geosynklinale”-nak tekinthető, a mely rész t.i. a trias-korban kezdett lassanként lesüllyedni.”**

Ezután következett, közel egy év múlva a kelet-ázsiai expedíció. A Széchenyi-expedíció tagjai (Széchenyi Béla gróf, Lóczy Lajos, Kreitner Gusztáv osztrák térképész főhadnagy és Bálint Gábor nyelvész) Triesztből Bombayba hajóztak. Ezután Lóczy Kreitner társaságában Calcuttába utazott, ahol a Bengáli Ázsiai Társaság könyvtárában búvárkodott. Itt rábukkant Kőrösi Csoma elveszettnek hitt önéletrajzára, és a nagy székely tudós példája nyomán érlelődött meg benne az elhatározás, hogy az ő egykori útját követve megkísérel eljutni Tibetbe. Saját költségén, a terület angol köztisztviselőinek támogatásával négy nap alatt felértek Darjeelingbe (1879. február 12.), ahol felkereste Kőrösi Csoma sírját, majd ötven teherhordóból álló karavánnal feljutott a független Szikkim területén lévő 4423 méter magas Dzselep-hágóra. Bár ez Tibet kapuja, tovább nem tudtak menni és 1879. február 28-án visszaindultak Calcuttába. *„Bárha geológus kalapáccsal tíz napig jártam Szikkim délkeleti részében és jócskán gyűjtöttem köze-*

teit, mégis csak futólagos megfigyeléseket jegyezhettem naplómba, ...” írja majd 20 évvel később mikor ezeket a megfigyeléseket kellően kiérlelve közreadta (Lóczy, 1907). Legérdekesebb megfigyeléseiről azonban már 1883. májusában a Földtani Társulat előadóülésén beszámolt (Földtani Közlöny., 13. kötet 211-212 oldalak). E rövid utazás során tett „futólagos megfigyelések” jelentették a kelet-ázsiai expedíció legfontosabb földtudományi felfedezését (Kubassek, 2002). Bár ezzel a megállapítással minden méltatója egyetért, a felfedezés lényegét mai ismereteink fényében szinte még senki sem elemezte. Mivel Lóczy nagytektonikai szemléletnek kialakításában ez a felfedezés döntő jelentőségű, elkerülhetetlennek ítélem, hogy ezt az elemzést magam megtegyem.

Négy geológiai metszet, valamint a szikkimi Himalája geológiai térképe és egy eligazító helyszínrajz a 24a-c. ábrán látható. A szelvények és a térkép azonos tartalmúak Lóczy (1907) ábráival, de a jobb áttekinthetőség kedvéért kiszíneztük azokat, illetve több helyen a nehezen olvasható neveket újra írtuk. Lóczy (1907) beszámolt arról, hogy a terület geológiájára vonatkozó minden fontos irodalmat áttanulmányozott, ezért nyilvánvaló, hogy úgy a térkép mind a metszetek szerkesztése során mások eredményeit is figyelembe vette. A valóban önálló és világraszóló következtetés a térképen és a szelvényen jelölt gneisz-gránit összlet tektonikai pozíciójára vonatkozik. A metszetek alapján jól látható, hogy a Himalája legmagasabb csúcsait a legellenállóbb gneisz-gránit összletek alkotják. Ezek alatt gyengén metamorf, paleozoos palák, az ún. Dalingi Fillitek találhatók. Az eredeti térképező angol geológus Mallet, (1875) szerint a rétegsorrend normális, a gneisz-gránit összlet fiatalabb a Dalingi Fillitekénél. Lóczy rájött arra, hogy a kor-reláció fordított, tehát a gránit a fillitekre „... tektonikai mozgás következtében borult reá takaróként.” Sőt a fillit is része a fordított rétegsornak, tehát „... alig lehet kétség abban, hogy itt a mezozói és paleozói – cambriumi lerakódások a gnejszig megfordított helyzetben vannak. A rétegátolódásnak, az átgyűrt antiklinálisnak olyan világos esete van itt, hogy azt szembeszökőbbnek képzelni sem lehet.” Ezután Lóczy visszautalt a klasszikus alpi területekre és atyai barátjára Suessre, aki kezdeti idegenkedése ellenére „... hajlandó volt olyan rétegátolódásokkal magyarázni a Himalája szerkezetét, mint a schweizi alpok bonyolult tektonikáját újabban a „charriage”-zal az illetékes kutatók csaknem egyértelműen teszik.” Majd „A Nyugati-Alpok szerkezetének mindinkább terjedő magyarázataihoz képest kifogástalan bizonyosságú ablak van a dardsilingi angol terület és Szikkim határán ... Ez az ablak nem más, mint metamorfikus palák területe, amelyet mindenfelől gneisz, gnejsz-gránit magaslatok vesznek körül, ...” (24b. ábra).

Mai ismereteink fényében Lóczy geológiai térképe helyes, a geológiai metszeteknél lényegre törőbbet pedig ma sem tudunk rajzolni (25. ábra). Az egyetlen kivételt az jelenti, hogy a gneisz-gránit takarót az első két szelvényen (24a. ábra) átbuktatott redőként ábrázolta, ami megfelelt a takaróképződés Escher-féle modelljének. Ezért használta Lóczy a „rétegátolódást” és az „átgyűrt antiklinálist” azonos értelemben. Escher von der Linth – Lóczy professzora Zürichben – a svájci Glaurus-dóm geológia szelvényének értelmezése során már 1846-ban javasolta a fekvő redőket, mint a takaróképződés mechanizmusát (Sengör, 1982a). Marcel Bertrand (1884) azonban ugyanezt a szelvényt újraértelmezve elsőként dolgozta ki a takaróképződés áttolódásos (charriage) mechanizmusát, ami megfelel mai tudásunknak (Boyer és Elliott, 1982). Mindennek

csupán annyi a következménye Lóczy metszeteire, hogy a gneisz-gránit takaró erózió előtti geometriáját jelző, ívelt szaggatott vonalak közül a belsőt törölni célszerű. Még egy fontos dolog feltétlen megemlítendő a szelvényekkel kapcsolatban. Ezek azt mutatják, hogy a triász-perm összlet (Damuda rétegek) és minden, ami felette van, rá van tolva a harmadkori Szivalik rétegekre, amelyek az előtéri molaszt képviselik. Ez azt bizonyítja, hogy a Himalája déli frontján a feltolódás poszt-miocén korú. Lóczy ezt a bátor következtetést csak lerajzolni merete, szövegben csak a megfigyelési tényt rögzíti: *„Harmadkori rétegek a Tiszta folyó két oldalán nagy elterjedésben kísérik a Himalája alját. Lágú homokkő, vékony barnaszételepekkel 35°-kal dől N vagy NNW-felé, a triászkorú Damuda rétegek alá.”*

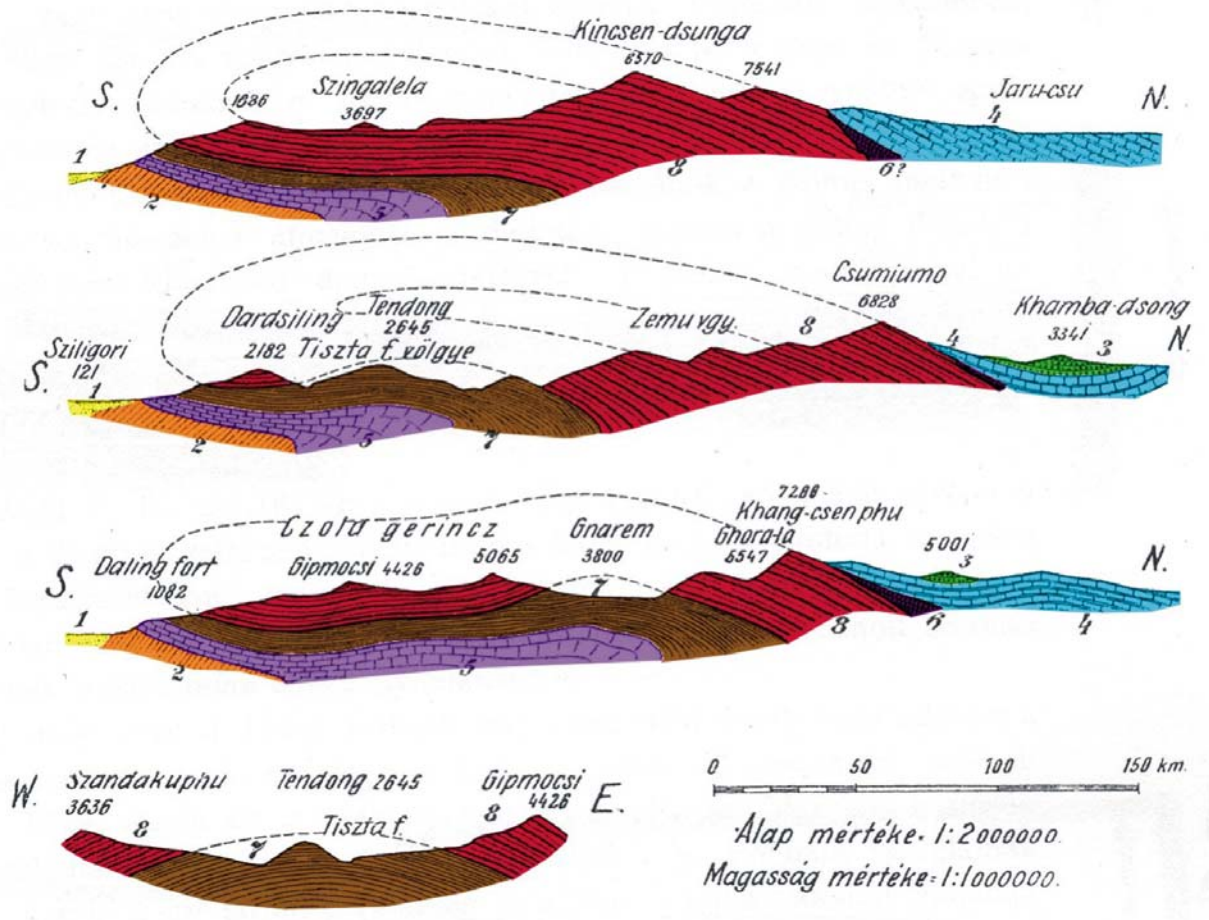
Végül nem kevésbé fontos az, hogy Lóczy mai szemmel is korrekt magyarázatot adott az ablakok kialakulására, valamint a kutatási területet közel É-D irányban harántoló Tiszta folyó markáns bevágódására. Leírta, hogy az ablakokban kibukkanó fillitek antiklinálist alkotnak, amelyek főleg miocén kori gyűrődések eredményei, valamint *„Bizonyosan most sem pihentek el a Föld hegyóriásain azok az erők, amelyek az izosztázia megváltozásából fakadnak.”* Idézte, hogy újabban az utolsó jégkorszak során kialakult skandináviai és skóciai jégtakarók eltűnésével hozzák kapcsolatba azok emelkedését, a 200 m magasságú tengeri szintlők jelenlétét. Ezt a modellt alkalmazta a himalájai területre is: *„A Tiszta völgy jegeseinek elpusztulása után a bevágódó és hátráló erózió több, mint 1000 m vastagságú kőtömeget távolított el a Szakkim medencéjéből és elhordta a gnejsz-gránit takarót, úgy hogy a fillit ablak keletkezését tisztán a denudáció okozta.”* Ezekkel a következtetésekkel és azok alkalmazásával Lóczy legalább egy évszázaddal megelőzte korát!

Megállapítható, hogy zürichi tanulmányai és a kelet-ázsiai expedíció tapasztalatai eredményeképpen Lóczy nem csak mindent tudott, hanem a legfontosabbakat személyesen is megtapasztalta abból, amit a XIX. század végén korszerű, mobilista nagytektonikának nevezhetünk.

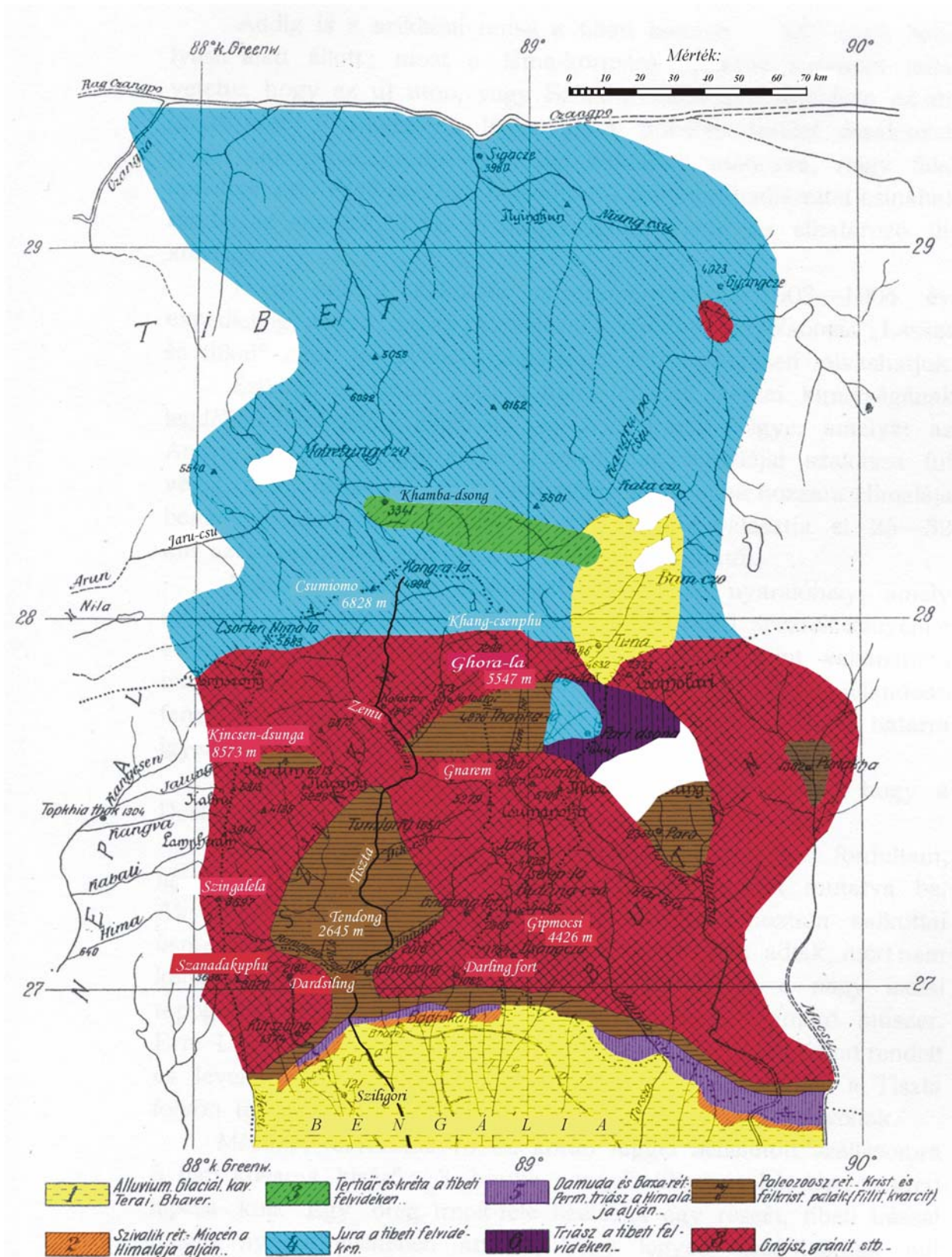
Kevésbé ismert, hogy mobilista szemléletét hazai vizsgálatai és értelmezései során sem felejtette el. A kárpáti maghegységeket variszkuszi masszívum részének tartotta (Lóczy, 1920), bár paradox módon a maghegységek északi szárnyán lévő mezozoi képződményeknek a kréta során kialakult takarós szerkezetét nem vonta kétségbe (Lóczy, 1918a). Sőt, az Erdélyi Érc-hegységben és az Északnyugati-Kárpátokban végzett magyar geológiai felvételek feletti összehasonlító szemlélődése során ismét fellobbant benne a szikkimi Himalájában tapasztalt mobilista szenvedély. Olyan messzire jutott az alpi takarós szerkezetek felismerésében, hogy szinte saját köztes tömeg koncepciójának cáfolatát adta (Lóczy, 1918c). Abból indult ki, hogy a mindkét régióban meglévő flisvonulat a geoszinklinálisban felhalmozódott nagytömegű üledék-összletből jött létre, amelyből hosszú gerincek vagy szirtek alakjában mezozoi vagy idősebb, gyökértelen kőzetblokkok emelkednek ki. Az Északnyugati-Kárpátokban a szirtövtől délre lévő gyúrt mezozóikus összleteket egy hatalmas mész- és dolomittakaró borítja *„...A chocstakaró áttolódása a legfelső kréta, vagy óharmadkori időben mehetett végbe.”* A flis aszimmetrikus szerkezetű és egymásra, valamint az előtérre van rátolva. Ezzel szemben az Erdélyi-érchegység flise szimmetrikus szerkezetű, ami azt jelenti, hogy legyezőszerűen északra és délre is fel van tolódva. *„A szimmetriát lényegesen kiegészíti a terület tengelye, amely Lippától Tordáig széles diabáz-gabbró-augitporfirrit zónából áll.”* Fontos további megfigyelése *„... a chaotikusan redő-*

zött kárpáti homokkővel ellentétben a gosau nyugodt rétegzése; azonkívül a kárpáti homokkő a diabázzal és a tuffittal együtt csaknem mindenütt a gosau fölé van tolva.”

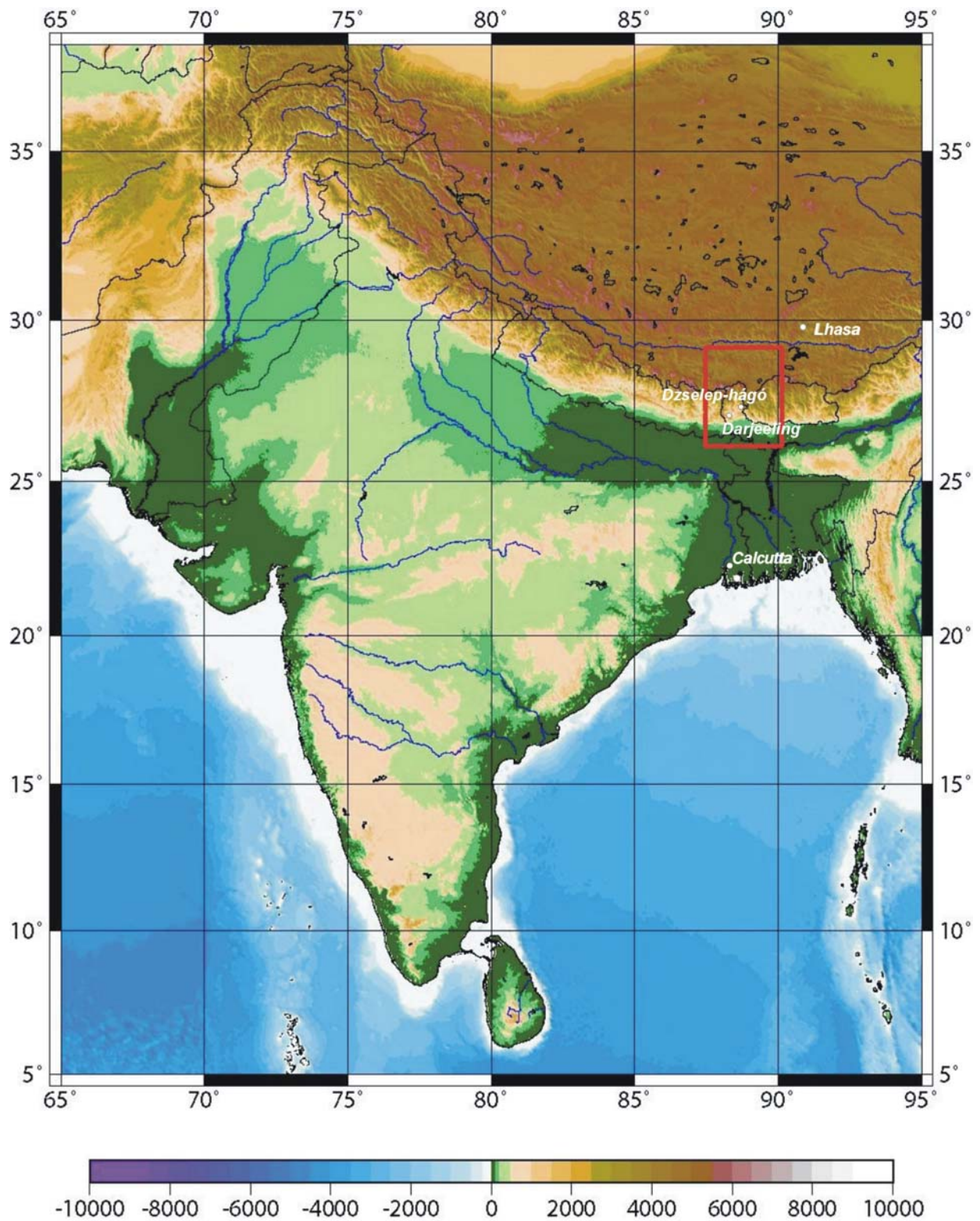
Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy Lóczy az utódok számára egy talányos nagytektonikai helyzetképet hagyott hátra. A talány abban állt, hogy elképzelt egy variszkuszi masszívumot a külső-kárpáti flis övön belül, de megfigyelt általános elterjedésű eoalpi takarókat az Északnyugati-Kárpátok belső tartományában, és az Erdélyi-érchegységben. A két ellentétes irányban való továbbhaladás közti választás feladata és felelőssége az utódokra maradt, akik változó sikerrel kísérelték meg feloldani a nagy előd dilemmáját.



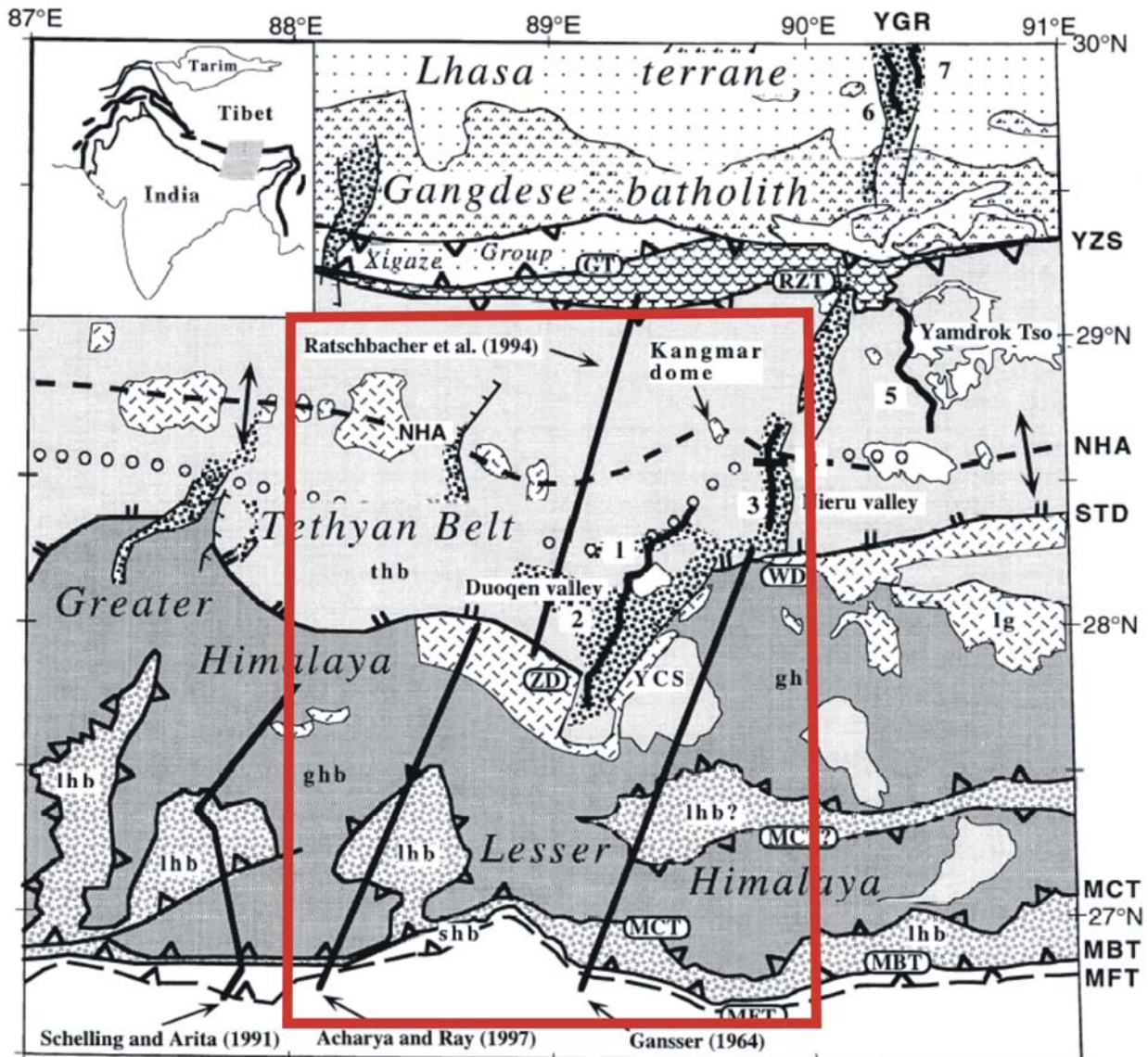
24a. ábra: Lóczy (1907) három É-D és egy K-Ny irányú tektonikai szelvénye a bengáli előtér és a tibeti magassföld közötti területen keresztül



24b. ábra: Lóczy (1907) által publikált geológiai térkép a bengáli előtörtől a tibeti magasföldreig



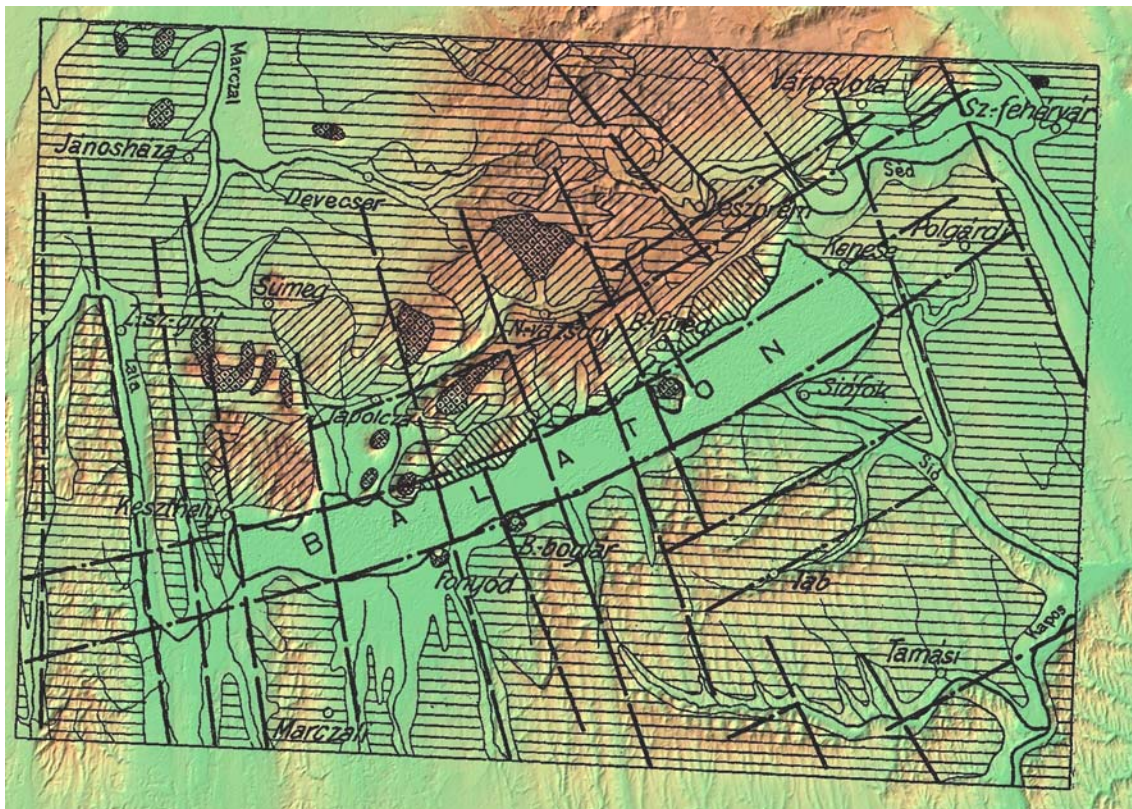
24c. ábra: Lóczy geológiai térképének (24b. ábra) helyszínrajza



25. ábra: A szikkimi Himalája mai tektonikai térképe és a 24b. ábrán látható Lóczy térkép kivágata

3.4. A LÓCZY-CHOLNOKY ISKOLA KONCEPCIÓJA A FIATAL TÖRÉSES TEKTONIKÁRÓL

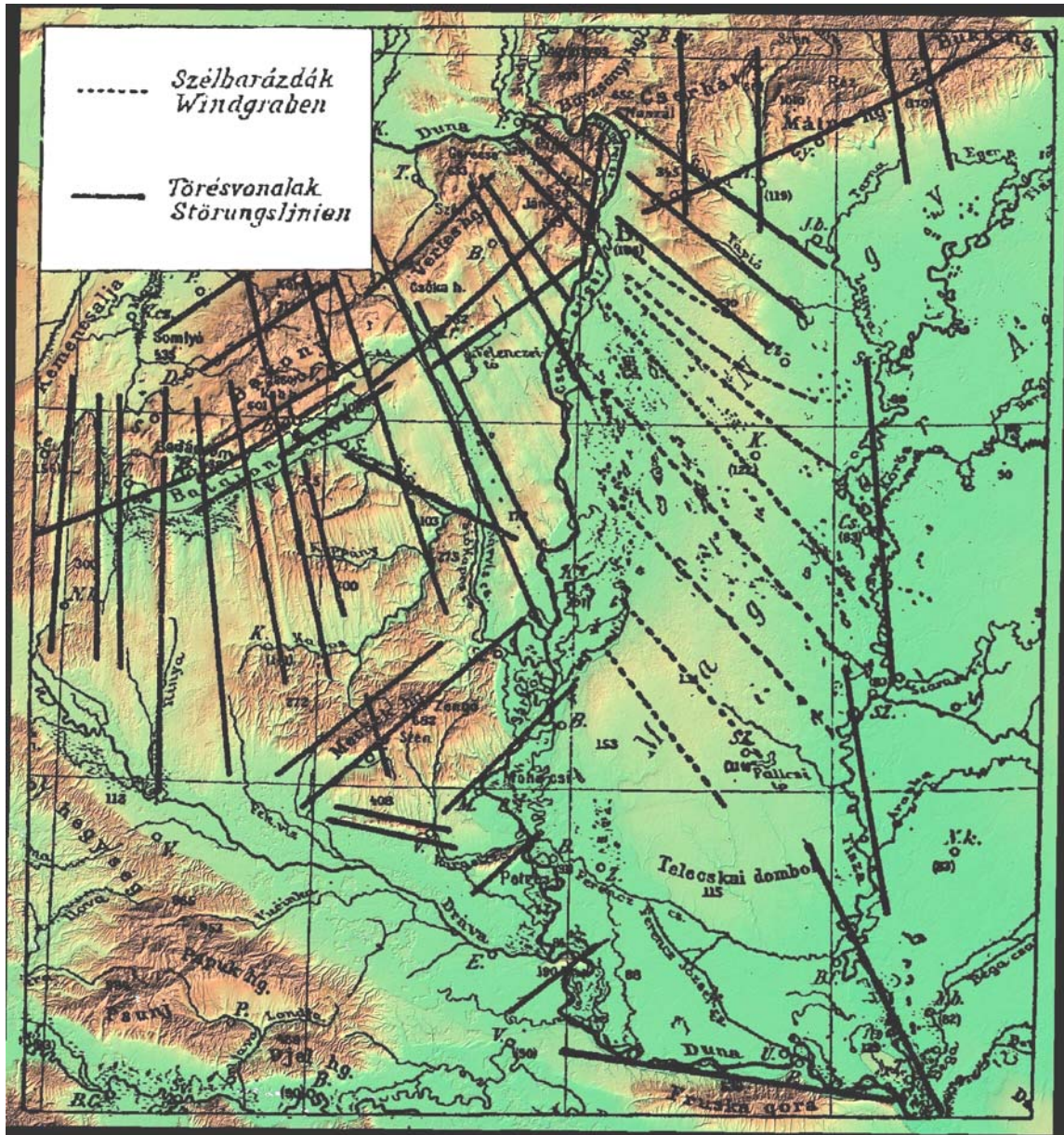
Lóczy arra a következtetésre jutott, hogy a közbenső tömeg merevségét a fiatal tektonikai deformációk során is megtartotta, ezért csak rideg töréses szerkezetek alakulhattak ki rajta. Ezek azonban jelentős módon átalakították a területet, mert a kiemelt belső hegység nagyobb része e törésrendszer mentén szakadt be a kora-miocéntól kezdődően, s ebben jött létre a fiatal üledékekkel feltöltött medence. A hosszanti (longitudinális) és harántirányú (meridionális) törések egymást közel derékszögben metsző rendszeréről Lóczy többször írt, de csak egyetlen vázlatot publikált a Balaton környékére (26. ábra; Lóczy, 1913b). Ennek kivágata lényegében megegyezik későbbi geológiai térképének határaival (Lóczy, 1920a), de ettől eltekintve a két térképnek kevés köze van egymáshoz. Lóczy (1913a) balatoni monográfiájában sok geológiai szelvényt közölt, amelyek szinte mindegyikén több vetőt is bejelölt, de ezek korrelációját és térképi ábrázolását sohasem végezte el. A 26. ábrán látható harántirányú vetőrendszert a morfológia és nem a geológia alapján vázolta fel. Ez a térkép koncepcionálisan nem mutat újat Cholnoky (1911) korábban publikált és lényegesen nagyobb területet ábrázoló térképéhez ké-



26. ábra: Lóczy (1913b) vázlata a hosszanti és a harántirányú törés-rendszerről mai terepmodellre rávetítve

pest (27. ábra), de annál sokkal szakszerűbb. Lóczy például a harántirányú vetőket szisztematikusan a meridionális völgyek és hátak határához húzta, míg Cholnoky egyszer a határhoz, más-szor a hátakra (pl. Marcali-hát). Ugyanígy Cholnoky hosszanti vetői teljesen ad hoc jellegűek.

Ezzel szemben Lóczy térképén a két balatonfelvidéki hosszanti vető a Litér-Gyulakeszi és a Hajmáskér-Nagyvázsony csapású feltolódási vonalakkal azonosíthatók (ld. részletesebben 3.6. fejezet és Pávai Vajna, 1930), míg a Balaton északi és déli partvonala közelében húzódó másik két vető is verifikálható mai ismereteink alapján (Sacchi et al., 1999).



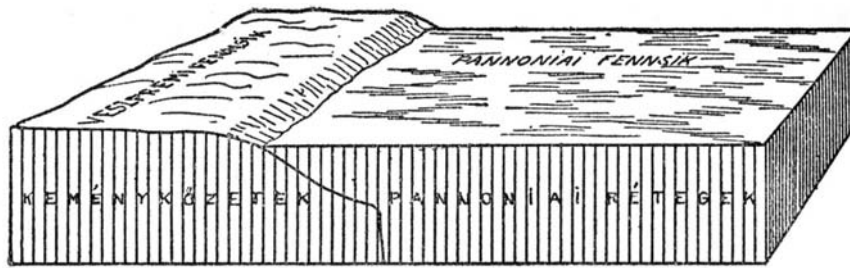
27. ábra: Cholnoky (1911) térképe a hosszanti és a harántirányú törésvonal-rend és a Duna-Tisza között észlelt szélbarázdákról mai terepmodellre vetítve

Ennek ellenére Cholnoky térképének is megvan a maga értéke. Cholnoky térképén szerepelteti a Duna-Tisza között megfigyelt szélbarázdákat is, amelyeknek a harántirányú törésvonalakkal bezárt szöge kis értékkel, de szisztematikusan eltér a harántirányú törések csapásától. Ezért Cholnoky (1911) úgy gondolta, hogy „... a tektonikus irányok és a buczkák iránya közt nincs összefüggés.” A balatoni monográfia-sorozathoz írt munkájában Cholnoky (1918) azonban már sokkal jelentősebb szerepet tulajdonított a szélbarázdáknak és ezek tektonikus preformáltságának. Ezt a nézetet messzemenően elfogadta és támogatta Lóczy (1913a, 1920) is. A

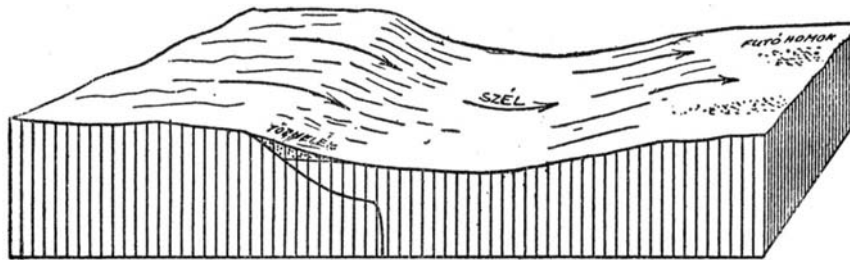
tektonikai preformáltság jellegét Cholnoky (1918, pp. 127-128) egyértelműen definiálta. *„Keskeny, árkos vetődésekre nem is gondolhatunk, mert egyik-másik igazán csak vonal, alig van völgyésík, nézzük pl. a balsi vagy mocsoládi völgyeket. Lehetetlen, hogy ilyen keskeny, szűk, hosszú völgy árkos vetődéssel jött volna létre”* (Cholnoky, 1918. p. 127). Ehhez még hozzátette, hogy a folyóvízi erózió is ki van zárva: *„... a völgyeken semmiféle fluviális hatás nyoma nem látszik. Rendesen rongyos kis patakok, alig mozgó, lomha csatornavizek folydogálnak bennük ...”*. Mi adja tehát a tektonikai preformáltságot? Érdeemes felfigyelni Cholnoky válaszában rejlő szakmai felkészültségre: *„A földrengések újabb tanulmányozása, különösen a sanfranciscoi földrengés (1906. április 18.) megismertetett bennünket egy olyan jelenséggel, amelyet eddig nem ismertünk.”* Ez pedig az: *„... hogy a földkéregben lényeges horizontális elmozdulások is keletkeznek. ... Emiatt az anyag a repedés mentén porrá zúzódik.”* Ezt a mai terminológiával oldalmozdulásos vetődésnek nevezett jelenséget, Cholnoky „hasadás”-nak hívta. Ezek után szabatosan summázza elképzelését: *„Így mármost még jobban szigoríthatjuk definíciónkat s a zalai és somogyi meridionális völgyeket hasadások mentén támadt szélbarázdának mondhatjuk”*.

A hosszanti törések definícióját sem Lóczy, sem Cholnoky nem adta meg explicite, de fő funkciójukat illetően nem hagytak kétséget. Lóczy (1913b) azt írta, hogy *„... a hosszanti és harántos repedések sűrűn tagolják a dunántúli és valamennyi többi belső hegységeinket. ... valószínűleg a mediterránkor végén és a szarmata-korban az egymást keresztező repedések között nagy pásztták mélyén lesüllyedtek és helyet adtak Alföldeinknek. A nagy hegytömegek elsüllyedésének főkorát az Alföldet szegélyező hatalmas andezittömegek kitódulása idejére tehetjük. ... A besüllyedések a jelenkorig tartottak és valószínűleg még ma sem szűntek meg.”* Úgy Lóczy, mind Cholnoky a Balatont árkos süllyedéknek tartotta, amelynek kialakításában a szél és vízi erózió is nagy szerepet játszott. Lóczy (1913b) szerint: *„A Balaton mélyedéseinek beszakadása ... a bazaltvulkánok kihülése és elhalása után, a diluviumban (megfelel a mai pleisztocénnek) történt. Nem egyetlen beszakadás adta a Balaton medrét, hanem négy, sőt a Kisbalaton medencéjével öt különálló horpadás volt a kezdete. E mélyedéseknek elválasztó földszorosait a lefolyástalan medencékben összegyülemelő víz szélhajtotta hullámai átmarták.”* Lóczy (1913b) balatoni monográfiájában körvonalazta az öt elkülönült horpadást, míg Cholnoky (1936) szemléletes ábráson mutatta be a Balaton kialakulását, kiemelve a peremi vetők menti árkos beszakadás és a szélerózió szerepét (28. ábra). A hosszanti törések feltételezett kora a kréta végétől a jelenig széles határok között változott, bár abban egyetértés mutatkozott, hogy a harántos törések a fiatalabbak.

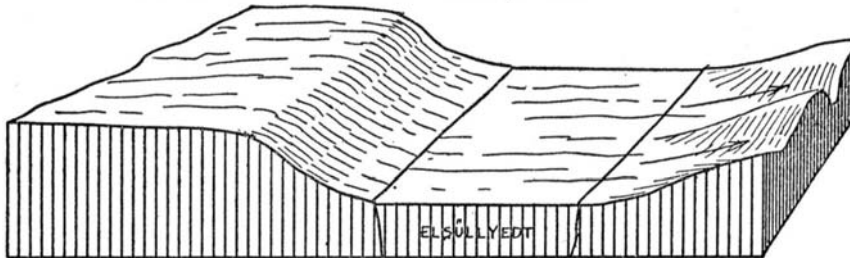
Ezt vallotta ifj. Lóczy (1925) is, aki a töréses iskola szellemén nevelkedve, de annak korai kritikáját már megismerve alkotta meg Magyarország tektonikai térképét (ifj. Lóczy, 1939). Ennek kialakulásáról és tartalmáról részletesen a 3.6. fejezetben lesz szó.



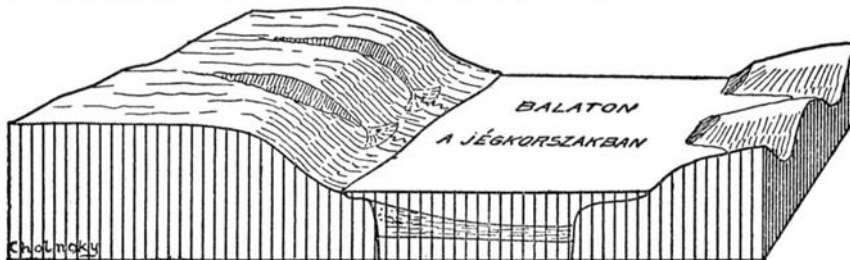
Későpannon
Pannon-tó



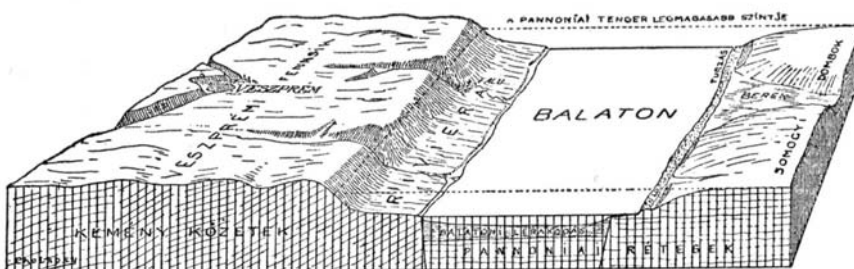
Korapliocén
Szárak klíma és
jelentős erózió az
északi szél hatására



Későpliocén
Tektonikus besüllyedés és
eolikus völgyképződés



Pleisztocén és holocén
A tó kialakulása
a holocén elején



Mai állapot

28. ábra: A Balaton kialakulása szélerózió és árkos beszakadás következménye Cholnoky (1936) szerint

3.5. A KÖZBENSŐ TÖMEG ELMÉLET TOVÁBBFEJLESZTÉSE

A magyar, és tegyük hozzá a közép- és kelet-európai nagytektonikai gondolkodást az 1920-1970-es évek között alapvetően a közbenső tömeg koncepcióhoz való viszonyulás határozta meg. Ennek fő oka az, hogy Lóczyt követően Kober (1921, 1928) a koncepciót általánosította és azt a fixista iskola hegységképződési elméletében központi szereplővé tette (v.ö. 2.3. fejezet). Az ő elnevezése volt a „köztes hegység” (Zwischengebirge), amelyet Böckh Hugó (1930) keresztelt át „közbenső tömegre” (median mass): *„A közbenső tömeg elnevezés jobb a Zwischengebirge-nél. A Karib tenger és a Pannon medence mindkettő közbenső tömeg, de az egyiket tenger borítja, a másik lényegileg síkság, úgy hogy a Gebirge = hegység elnevezés nehezen alkalmazható rájuk. A közbenső tömegekre jellemző az, hogy azokban nem észlelhetők alpi típusú mozgások, azokban a Stille által germán típusúnak nevezett tektonika van meg. Ez nem zárja ki azt, hogy lokálisan rátolódások ne fordulhassanak elő.”* A másik névadó Prinz (1926), aki a magyar közbenső tömeget Tisia névre keresztelte, határait és szerepét tovább hangsúlyozta. A következőket írta: *„Az Alpok kelet felé kiszélesednek ... az egész redőzet szétnyílik, olló alakkal szétágazik. Az északi ág átmegy a Kárpátokba, a déli a Dinaridákba, s így a kettő közrefogja a Tisia tömböt. A Tisia tömb így beékelődik az Alpok közé....”* Ez tulajdonképpen a híres „kaptafa” modell.

A hazai nagytektonikai gondolkozás fejlődését, a különböző szakemberek viszonyát a közbenső tömeg koncepcióhoz Fülöp (1989) könyve lényegretörően és szépen illusztrálva tárgyalja (id. mű 147-162 oldalai). Az ismétléseket elkerülendő de a teljességre való törekvés szándékával egy táblázatot állítottam össze (I. táblázat), amely áttekintést és értékelést kíván adni a magyar geológia történetének egy igen termékeny fél évszázadáról (1920-1970). A hivatkozott művekben kifejtett tektonikai álláspontok alapján három osztályba soroltam a legfontosabb szakembereket, illetve műveket. **Támogatóknak** nevezem azokat a szerzőket, akik az Alpok, Kárpátok és Dinaridák hegységei által közbezárt, zömében harmadkori üledékekkel feltöltött medence aljzatát variszkuszi időkben konszolidálódott masszívumként határozták meg, tektonikáját pedig markáns (germán típusú) blokktektonikával, gyenge gyűrődésekkel, esetleg kisebb helyi feltolódásokkal jellemezték. **Továbbfejlesztőknek** azokat a szerzőket nevezem, akik felismerték az alpi tektonikai hatások nagyobb szerepét és/vagy rájöttek arra, hogy nincs egységes variszkuszi aljzat, hanem kristályos „hátakat” intenzíven süllyedő mezozoós „vályúk” választottak el egymástól, amelyek kapcsolatba hozhatók a Keleti-Alpok vagy az Erdélyi-középhegység nagyszerkezeti egységeivel. **Tagadók** osztályába elsősorban azokat a szerzőket sorolom, akik idejekorán (vagyis a közbenső tömeg koncepció feladásához vezető geológiai és geofizikai eredmények megszületését megelőzve) utasították el az elmélet egészét, és megfigyeléseiket alternatív modellbe tudták szintetizálni. Végül ebbe az osztályba került néhány olyan szerző is, akik átmenetet képeznek a közbenső tömeg koncepciót véglegesen érvénytelenítő, új lemeztektonikai modell felé.

I. táblázat
Magyar szakemberek viszonya a közbenső tömeg koncepcióhoz
(1920-1971)

TÁMOGATÓK	TOVÁBBFEJLESZTŐK	TAGADÓK
Prinz (1926)	Telegdi Roth (1929)	Pávai Vajna (1917, 1925, 1931, 1943)
Böckh H. (1930)	Rozlozsnik (1936)	
ifj. Lóczy (1923, 1934, 1939)	Szentes (1949, 1961)	
Schmidt Eligius (1956, 1961)	Vadász (1954, 1961)	
	Szalai (1958, 1960, 1961)	
	Horusitzky (1961)	
Scheffer (1960, 1963)	Kőrössy (1963)	Szádeczy-Kardoss (1964, 1966, 1967)
Jantsky (1979)	Szénás (1968)	Stegena (1967) Szénás (1967, 1969)
	Wein (1969)	Dank és Bodzay (1971)

A táblázatban felsoroltak tevékenységét Fülöp (1989) tömören ismerteti, ehhez képest kiegészítést csak néhány kivételes esetben teszek. Ezek a kivételek Telegdi Roth (1929) és Rozlozsnik (1936) egy-egy kiemelkedő munkájára és Pávai Vajna életművére vonatkozik. Telegdi Roth és Rozlozsnik példája azt fogja illusztrálni, hogy Lóczy mobilista örökségét hogyan fejlesztette tovább két kiváló szakember, míg Pávai Vajna a „mindentagadás” szelleme lesz.

Telegdi Roth (1929) könyvére, Lóczyhoz hasonlóan, a „mindentudás” mellett a szintetizálás igénye és készsége jellemző. Egy évtizeddel Lóczy halála után abban a szerencsés helyzetben volt, hogy jól ismerte a fixista iskola mellett a mobilista úttörők (Wegener, Argand és Staub) első jelentős eredményeit, valamint a Pannon-medencére és a szegélyező alp-kárpát-dinári hegységekre vonatkozó minden lényeges geológiai adatot és értelmezést. A végeredmény egy olyan tömör (mindössze 170 oldalas) és mégis részletgazdag nagytektonikai szintézis lett, amely szemléletében annyira újszerű, hogy hasonló koncepciójú újabb mű megszületésére több évtizedet kellett várni. A könyv előszava megadja a mű célját: „*A magyar föld hegyszerkezeti kialakulási-folyamatának oly képét kíséreltem meg a hazánk földtani megismerésének mai stádiumában rendelkezésre álló ismeretanyag alapján vázolni, hogy az egy szélesebbkörű fejlődéstörténet kereteibe beilleszkedjék.*” Ennek megfelelően először a hegységképződés akkori elméleteit, majd az eurázsiai fiatal lánchegységeket tekinti át. Megállapítja, hogy: „*E fiatal alpin hegységrendszer keletkezésében Staub a zsugorodásnak csak alárendelt jelentőséget tulajdonít, e hegységrendszer keletkezésének okát ... két nagy kontinens-tömeg Wegener értelmében vett vándorlásaiból származtatja.*” Az uralkodó szemléletnek megfelelően azt írja, hogy: „*A dél-európai hegyláncolatok két törzse, az alpin és dinári törzs az Alpokban egymással szorosan érintkeznek, de innen úgy kelet, mint nyugat felé e két törzs egymástól elválik és középük terjedelmes hegységtömbök ékelődnek.*” Ezután azonban megállapításaiban lényegi új elemek jelennek meg: „*Az alpi hegységképződésben a közbenső hegységek is résztvettek, de intenzív alpi redőzésre bennük nem került sor.*” Majd hangsúlyosabban: „*Ha eltekintünk azoktól a csorbáktól, melyeket a Tisia tömegében a harmadkori beszakadások hoztak létre, ha így kiegészítve*

képzeljük a Tisia-tömböt a medencék fenekéről kiemelt hiányzó hegység-részletekkel, akkor nem lehet kétségünk abban, hogy a dél-európai orogénnek az a része, melyet a magyar föld foglal el, nyugat felé hasonló hegységszerkezettel közvetlenül folytatódik az Alpok tömegében. ...Utóbbi helyen a redőződés fő vonásaiban épp úgy a föld középkorának végéről származik mint a Tisia-tömbben.” Végül Telegdi Róth (1929) nem hagy kétséget afelől, hogy ez a redőződés nem jelent mást mint a Keleti-Alpokban északra, míg a Déli-Alpokban délre irányuló, egymásra tolódott **takarók rendszerét**, de a közvetlen összefüggés ellenére a magyar földön a redőződés nem jutott el a takaróképződés stádiumáig. Mégis „*A krétakorú hegyképződés melyet Stille „ausztriai” hegyképződésnek nevez és amelyet „gosau előtti” gyűrődésként is szokás emlegetni, a magyar föld hegyégszerkezeti kialakulásának egyik legfontosabb mozzanata.*”

Megállapíthatjuk tehát, hogy Telegdi Roth a Tisia-tömb elnevezést ugyan megtartotta, de annak jellegét teljesen átírta azáltal, hogy kimutatta annak alp-dinári kapcsolatát és a pre-gosai hegyképződési fázisok markáns – de szerinte a takaróképződésig nem vezető – kompressziós hatását. Telegdi Roth nagytektonikája tehát olyan kiemelkedő eredmény, amely nagyon közel áll mai felfogásunkhoz. Mai tektonikai képünket jelentősen befolyásoló eredmény az is, hogy részletesen dokumentálta (Telegdi Roth, 1929, 7. ábra) az alpi fáciesű, tengeri triász-jura rétegsor és a germán fáciesű kontinentális felső-triász és alsó-jura képződmények kontrasztját az alp-kárpát-pannon területen.

A harmadkori tektonika megítélésében is a tények és a hagyományok tisztelete jellemezte Telegdi Rothot. Azt írta: *”Kétségtelen, hogy a Tisia-tömb tömegében a harmadkori hegyképző folyamatok elsősorban törések és vetők keletkezését eredményezték. A kárpáti ív belsejében és szigethegységeinkben nem hiányoznak azonban oly jelenségek sem, melyek legalább is lokálisan a harmadkorra eső összepréselődési, sőt határozottan gyűrődési folyamatokra utalnak....”* A vetődésekkel kapcsolatban megállapítja: *„Noszky a Cserhát és Mátra hegységeken, valamint a nógrád-gyömöri szénterületen végzett vizsgálatai alapján közelebbről rögzíti az egész Nyugati Középhegységben megkülönböztethető **hosszanti** (a hegység fő csapási irányával párhuzamos) és arra nagyjából merőleges, **haránt** vetődési rendszerek itteni korát. E vetődések a fiatal harmadkori rétegsor legnagyobb részét érték, de a hosszanti vetők post-alsópontusiak (a pliocén mélyebb része) azaz még az alsópontusi képződményt is elvetik, az itteni bazalttakaróknál azonban idősebbek. A bazaltkitörések lávatakarói a vetőktől függetlenül kerülnek fölöttünk el. A harántvetők ellenben már a bazalttakarókat is eltagolták, s így ezek kora az itteni bazaltkitörések idejénél fiatalabbnak, postlevanteinek (a pliocén legfelső része) adódik. A Tisia-tömb belsejének eldarabolódási folyamata tehát úgyszólván a negyedkorig követhető.”*

Másrészről azonban: *„A Mecsek főtömegének úgy északi, mint déli peremén oly pikkelyes feltolódások ismeretesek, melyekben még az alsó miocén képződmények is résztvettek, sőt e hegység egy helyén (a pécsi hadapródiskola mellett) az alaphegységnek pliocén képződményre tolódott röge is ismeretes. Az Erdélyi fiatalharmadkori medencében részletes hegyégszerkezeti vizsgálatok e medence töltelékének a maga egészében végbement összepréselődését mutatták ki.”* Ezek lapos felboltozódások ún. brachiantiklinálisok kialakulásához vezettek, s *„E dómok szolgáltatják az erdélyi földgázt.”* A magyar medencékben – már csak analógia alapján is *„... az Erdélyi-medencében kinyomozotthoz hasonló hegyégszerkezet joggal volt feltételezhető, annál*

is inkább, mert fiatal, részben még a pliocén képződményekre is kiterjedő redőzés nyomai a Déli Alpok keleti nyúlványainak, az északboszniai flisövnék és a horvátországi szigethegységeknek környékéről már régebben ismeretesek. A magyar medencék síkságainak hegyszerkezeti tanulmányozása azonban jóval nehezebb; a közvetlen – és akkor is gyakran bizonytalan – hegyszerkezeti megfigyelést többnyire közvetett módszerekkel, a külső arculatból levonható következtetésekkel, a nehézségi erőtermérések eredményeinek értelmezésével kell helyettesíteni. Ilyen vizsgálatok már évek óta serényen folynak és a Pannónföldön (dunántúli dombvidéken) nagyjából kelet-nyugati irányú redők jelenlétét mutatják ki, melyek az Alföld tengelyében északkeletnek hajlanak át” (Pávai Vajna, 1926). A hivatkozott redőtengelyeket összefoglalóan mutatja Telegdi Roth könyvéhez mellékelt 1:2100000 méretarányú térképvázlat „A magyar föld és külső keretének hegyszerkezeti térképe” címmel.

Végül vessünk egy pillantást a magyar földtani irodalom egyik gyöngyszemére, Rozlozsnik Pálnak (1936) a Bihar-hegységcsoport takarós felépítéséről írt munkájára. Ő az I. világháború kitörése előtt a Földtani Intézet megbízásából nyolc év nyarán végzett földtani felvételeket a Bihar–Béli-hegységben. Ebben a munkában három éven át társa volt Szontágh Tamás és Pálfy Móric. A világháború alatt pedig Rozlozsnik, mint a katonai bánya-felügyelőség geológusa, 1916-ban háromnegyed éven át a Királyerdő bauxitterületeit tanulmányozta. Mindezen vizsgálatok részeredményeiről a Földtani Intézet Évi Jelentéseiben többször is számot adtak, de a teljes feldolgozásról Pálfy Móriccal egy monográfiát terveztek kiadni. Utóbbi halála miatt született meg egyszerűen az a munka, amely Rozlozsnik Pál akadémiai székfoglaló értekezése. Stílszerűen Lóczy „a magyar tektonika apja” gondolataival kezdte előadását, aki szerint az ősi magyar tömeg a Velencei- és Pécsi-hegységen kívül a tágabb értelemben vett Bihar-hegységben kerül a föld felszínére. Majd kijelentette „*A magyar vagy pannoniai ősi tömeg (masszívum) azóta a tektonikai irodalom közkincsévé vált, a különböző szerzők azonban az idők folyamán a magyar ősi tömeget hol kisebb, hol nagyobb kiterjedésűnek képzeltek. Ami a tágabb értelemben vett Bihar-hegységet illeti, id. Lóczy ... arra a fontos eredményre jutott, hogy míg a hegységhez dél felől csatlakozó mezozoóskorú vonulatban még az alsó kréta-korú flis is zűrzavarosan összegyűrődött, addig a régibb hegységre lerakódott felsőkréta korú gosau-rétegek már zavartalanul települnek. Ezen megfigyeléséből a hegységképződés középső-kréta korára következett. ... A hegység tengelyét – felfogása szerint – ősz- és paleozoós korú palák jelzik, ... a tengely belső ívében pedig, amelyet id. Lóczy részletesebben nem tanulmányozott, a mezozoóikum nagy kiterjedésű és csak vetődések által zavart platói foglalnak helyet.*” Rozlozsnik ezzel szemben egyértelműen bizonyította, egy térképen és három szelvényen látványosan illusztrálta, hogy a teljes hegység takarós felépítésű: „... a bihari geoszinklinálisból keletkezett hegyszerkezetre a lenyesett takarók képződése jellemző. ...a bihari geoszinklinális összetorlódása az alpesi hegységszerkezetet jellemző osztrák fázis eredménye. ...A kárpáti láncoknak és az ősi magyar tömegnek éles szembeállása már idejét múlt. A jövő fejlődése véleményem szerint azt írja elő, hogy az ó-, közép- és újalpesi fázis termékeinek elkülönítésére törekedjünk.”

Végül a zárókövetkeztetés „...a Béli-hegységet s a Bihart a krétavégi Kárpátok ama belső öve egyik részének tekintem, amely az óalpi hegységképződés után az ősi magyar tömeghez csatlakozott s ezentúl már utóbbinak további sorába osztozott.”

Összefoglalásul megállapítom, hogy Telegdi Roth és Rozlozsnik mai tudásunkhoz nagyon közelálló eredményei a magyar föld alpi tektonikájáról, s ezzel párhuzamosan a közben-ső tömeg elnevezés megtartása erkölcsi és tudományos értelemben nemes cselekedet volt. Eredményeiket ugyanis nem Lóczy munkásságának cáfolataként, hanem azok konstruktív továbbfejlesztésének tekintették. Ezen elegáns megoldás mellett azonban megjelentek a magyar tektonikai gondolkodásban keményebb állásfoglalások is, amelyeknek legmarkánsabb képviselője Pávai Vajna Ferenc volt.

Ő a magyar földtudomány különleges egyéniségekben gazdag panteonjában is kivételes helyet foglal el. Kiemelkedő képessége, emberi és szakmai fanatizmusa olyan mértékű elismertség igénnyel párosult, amely mindenki más, természetesen köztük a legnagyobb Lóczy Lajos kíméletlen bírálatát, ennek eredményeképpen heves viták végtelen sorozatát eredményezték majd 40 éven keresztül. Mivel ezek a viták jól dokumentáltak és témánk szempontjából messze-menően relevánsak, tudományos kötelességemnek éreztem, hogy a XXI. század távlatából, szándékaim szerint elfogulatlanul értékeljem azokat.

3.6. PÁVAI VAJNA GYŰRŐDÉSES TEKTONIKÁJA ÉS VITÁJA IFJ. LÓCZYVAL

A Pávai Vajna tősgyökeres székelyek, kik a Bolyaikkal is rokonságban voltak. Ferenc 1886. márciusában született a családi kúriában, amely Nagyenyed városától mintegy 18 km-re keletre lévő Csongva község határában volt, közel a Maroshoz (Nagy, 1991). Közvetlen felmenői között van Pávai Vajna Elek, aki az Erdélyi Múzeumi Egylet múzeumőre és a Földtani Intézet tiszteletbeli osztálygeológusa volt. Az enyedi kollégiumban végezte tanulmányait, s e hely szelleme nevelte természettudóssá. Az 1906-os év már a budapesti Tudományegyetemen találta, ahol Koch Antal egyetemi tanár vette szárnyai alá. Nála írta doktori értekezését, amelyben az Erdélyi-medence rétegszerkezetével is foglalkozott. Ezidőtájt világszenzációnak nevezhető esemény történt a hazai földtani kutatásban. A Lóczy Lajos és Papp Károly által vezetett erdélyi kálisó kutatások során a kissármási fúrás kitört, és több mint 800 ezer m³/nap hozammal földgázt termelt. A jelenség mindenkit meglepett, de okát egyelőre nem keresték, mert mindenki a felhasználás lehetőségének megteremtésével volt elfoglalva.

Pávai később így emlékszik vissza ezekre az időkre (Nagy, 1991): *„Említék egy, sok embernek nem tetsző tulajdonságomat. Valószínű azért jutottam valamivel előbbre, mert semmit sem hittem el soha csak azért, mert így tanítják... Jó öreg professzoromnak se hittem el az erdélyi fiatal harmadkori rétegek zavartalan, nyugodt települését, hiszen abban nőtem fel, hogy az enyedi sétatér végében ... a tótágast álló, fakó dácittufa rétegből elemista koromban, már cigarettaszípkát faragtam magamnak ... Amikor – később – hazamenet egy kicsit kiruccantam a miriszlói Maros-szoros nagyenyedi két fűzfájához, megint csak előttem meredeztek a kétszer is redőt vető dácittufa rétegek. Taníthatott a jó öreg Koch-papa az egyetemen amit a bevett tudomány előírt, azt amiben, a szememmel látva felnőttem, ki nem verhettem tudatomból. Mit ad Isten amikor már a doktori disszertációmon dolgoztam kitört a kálisókutató fúrásban Kissármáson az a borzalmas sok földi gáz. Hogyan gyűlhetett ott össze annyi, amikor a tudomány szerint azoknak a fiatal földrétegeknek még nem volt szabad meggyűrődni. Én a disszertációmban ezeket már az elején egy mondatban beleszórtam, hogy Nagyenyed környékén ugyanazok a szarmáciai rétegek, amely a sármási gázt is adják – nagyon is redőztek.”*

Pávai Vajna egyetemi tanulmányai végeztével, Koch támogatásával, 1910-ben felvételt nyert a Földtani Intézetbe. Lóczy Lajos igazgató az ambiciózus fiatalembert azonnal bevonta a balatonfelvidéki térképező munkálatokba. Gyakran dolgoztak együtt, többször ott volt Lóczy balatoncsopaki házában a szokásos esti vitázó-értékelő beszélgetéseken, de Pávai megítélése szerint jó személyes kapcsolat sohasem alakult ki közöttük. Örömmel fogadta, hogy Böckh Hugó a selmecebányai Bányászati Akadémia geológus professzora meghívta az erdélyi szénhidrogén-kutatásokban való részvételre. Böckh közvetlen munkatársa lett Papp Simon és Vitális István társaságában. 1910-től Böckh Hugó volt a magyar szénhidrogén-kutatások egyszemélyes vezetője, aki 1914-től már a Pénzügyminisztérium állományában az ország bányafőtanácsosa-ként működött. 1920-ban megalakult a Magyar-Angol Ásványolaj és Földgáz Rt., és ezúton a megroppant ország immáron töredék területének kutatásába külföldi tőkét vontak be. Böckh Hugó és Papp Simon külföldre távozása után, 1923-tól Pávai Vajna és Böhm Ferenc volt a hazai kutatások vezetője. Böckh Hugó hazatérte után, 1929-ben a Földtani Intézet igazgatója lett, és Pávai is visszatért az Intézetbe. 1933-tól 1948-ban történt bebörtönzéséig Papp Simon

volt a külföldi koncessziók keretében folyó szénhidrogén-kutatások első számú vezetője az EUROGASCO, majd jogutódja a MAORT főgeológusaként. Pávai Vajna Ferenc a tektonika és a hévízfeltárás megszállott szakembereként dolgozott tovább a Földtani Intézetben 1954-ig, amikor is „racionalizálás” címén a Komlói Bányászati Tröszthez helyezték át. Szűkös körülmények között élt Mázán feleségével, s itt érte a halál 1964. januárjában.

Négyévi sikeres erdélyi térképezés után (1910-1914) Böckh áthelyezte Pávait Horvát-Szlavóniába, ahol a Biló-hegységben és a Dráva-Száva között térképezett további négy évet (1915-1918). Tektonikai megfigyelési módszerének jellemző sajátossága volt a geomorfológiai viszonyok megfigyelése mellett az ásott kutakban végzett precíz dőlésmérés, és a 10-20 m mélységű kézfúrások közötti rétegtani korreláció. Ezt az egyszerű módszert élete végéig alkalmazta, sőt jobbnak tartotta az ezidőtájt megindult Eötvös-ingás méréseknél és az 1930-as évektől robbanásszerűen fejlődő szeizmikus kutatásoknál (Bodoky et al., 2004). Első eredményeit még Szlavóniában fogalmazta meg, majd 1917. április 4.-én előadta a Magyarhoni Földtani Társulatban a „Földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól” címen (Pávai Vajna, 1917). Ebben az ábra és térképmelléklet nélküli cikkben alapvető fontosságú kijelentéseket tett: *„Amint már a Muraközről említettem, Horvát-Szlavonország harmadkori lerakódásai is épen úgy redőzve vannak, mint azt a erdélyrészi medencéről sikerült kimutatnunk, sőt szempontunkból ennek a területnek még az az előnye is megvan, hogy helyenként a harmadkor legvégén, a levantei időszakban is típusos állóvízi üledékrétegek rakódtak le nagy vastagságban s azok is erősen gyűrődtek sokszor 40-80°-ig. Nyilvánvaló tehát, hogy itt a tektonikus földkéregmozgások a terciér után is megnyilvánultak, hiszen a harmadkor végén lerakódott rétegeket csak megszilárdulásuk után érthette az említett maradandó jellegű helyzetváltozás ... Tehát kézzelfoghatóan bebizonyítottnak tekinthető, hogy Horvát-Szlavonország területén s így a szomszédos területeken is, a harmadkorban működő tektonikus földkéreg elmozdulások a negyedkorban is folytatódtak, sőt a pleisztocén, réteges üledékekre gyakorolt hatásukból következő a negyedkor után is tartanak.”* Végül mindezt általánosítani is bátorodik, miszerint *„... odajutottunk el, hogy ilyen kis mozgásokkal is meg tudjuk magyarázni legbonyolultabb lánchegységeink szerkezetének kialakulását. Az idő itt is mindent pótol! ... Látjuk tehát, hogy minden rendkívüliség nélkül mérhetetlen hosszú idő alatt olyan óriási szintkülönbségek jöhetnek létre földünk kérgében, amelyek egyensúlyra való törekvése, megint csak mint hatalmas mozgató tényező szerepel s így semmi szükségünk sincsen arra, hogy hegységeinket a földkéreg összezsugorodásával magyarázzuk.”*

Böckh Hugó és csapatának kezdeti eredményei látványosak; az erdélyi sikerek (hat mező feltárása) után 1914-ben Papp Simon megtalálta az Egbell határában lévő olajmezőt, majd Pávai térképezése alapján kijelölt fúrás nagy gázmezőt tárt fel a Lipik-hegység (ismert nevén Pszuny) mellett a bujavicai boltozaton. Ezt követően azonban mindent felülírt a történelem. Trianon tragédiája egy geológus számára többszörösen is fájdalmas. Pávai Vajna szülőföldje elveszett, ugyanez a sorsa korábbi kutatási területeinek és az azok földjében remélt gazdag nyersanyagoknak is. Böckh Hugó utasítására Pávai már 1917-ben már áttette székhelyét a Dunántúlra és csatlakozott Papp Simonhoz. Erősen hitte, hogy a Muraközben és Szlavóniban megismert gyűrődések itt is megtalálhatóak. Eredményeiről hamarosan számot is adott (Pávai

Vajna, 1919): „Eddigi kutatásaim a Vértes-Balaton vidékéről le a Dráva vonaláig terjednek ki és ott már eddig 7-8 parallel lefutású redőt sikerült kimutatnom a neogén és pleisztocén rétegekben, vagyis olyan szerkezetet amely a legszebb reményekre jogosít fel arra vonatkozólag, hogy a Dunántúlon is fogunk nagyobb mélységben földgázt és petróleumot találni.”

Ifj. Lóczy Lajos érzékenyen reagál ezekre az eredményekre, mert világos volt számára, hogyha Pávainak igaza van, akkor tévedett atyja midőn a magyar föld harmadkori tektonikájában a töréses szerkezetek elsőrendűségét vallotta. 1923. március 7-én előadást tartott a Földtani Társulat szakülésén „Magyarország hegyszerkezetének vázlatja” címmel (ifj. Lóczy, 1923). Ebben nyomatékosan állást foglalt atyja közbelső tömeg koncepciója mellett, hangsúlyozva annak kapcsolatát a Rhodope masszívummal és szigethegységeink típusos közép-európai röghegység jellegét. Ezzel némileg ellentétben ugyanakkor érdekes megállapításokat tett: „Idősb. Lóczy Lajos irataiban az Alföldön elsüllyedt masszívumot régebben centrális masszívum gyanánt emlegette, de később szerbiai kutatásai alapján már zonálisnak gondolta olyképp, hogy a szigethegységek csapás irányukban folytatódtak és bemélyedtek a medence alá ... Bárány Eötvös Loránd ingamérései is arra utalnak, hogy a nagy magyar medencében elsüllyedt masszívumok, amelyek a régi Keleti Szárazulat tartozékai, zónásan húzódnak az Alföld síksága alatt, amelyeket könnyebb fajsúlyú szinklinális vonulatok választanak el egymástól.” A később fúrásokkal igazolt medencealjzati zónásság gondolata nála jelent meg először a magyar földtani irodalomban, bár az eredeti ötletet nemeslelkűen atyjának tulajdonította.

Pávai kevesebb, mint egy hónappal később a Földtani Társulat szakülésén hevesen válaszolt, sőt a nyomdai költségeket maga fedezve kieszközölte a „Válasz a magyar földgázkutatás kritikájára” című írása soron kívüli megjelenését (Pávai Vajna, 1923). A válasz egyik része személyeskedő támadás: „Lóczy magántanár úr előadását csupán megboldogult apja, id. Lóczy Lajos szellemi örökségével kapcsolatos szellemes tudományos eszmefuttatásnak tekinthetem ... Szinte érthetetlen, hogy a megboldogult id. Lóczy Lajos ... bár gyönyörűen lerajzolta balatoni munkájában a palaeozóos és mezozóos kőzetek számtalan redőzését... ezt a gyűrődéses tektonikát ... élete végéig nem méltatta eléggé az okvetlenül másodrendű töréses szerkezet mellett.” Majd világosan leszögezte: „... a Lóczy-Cholnoky-féle geográfus-iskola... tévedett, amikor a Balatontól D-re és Ny-ra lévő, É-ről D-re haladó völgyeket tektonikus eredetű árkos lesüllyedéseknek deklarálta.” Érvei egyszerűnek és meggyőzőnek látszanak. Beszámolója szerint a legfiatalabb üledékeket sikerült három, egymásra települő, és élesen elkülöníthető részre tagolnia: „Mi sem természetesebb ugyebár, mint az hogy ha árkos vetődésekkel van dolgunk, akkor a lesüllyedt árokban találjuk a legfiatalabb képződményeket s a fennmaradt partokon az idősebbeket. Vajon úgy van-e? Nem!” Ezek után a következtetés nem lehet kétséges: „Azt hiszem az elmondottak tudatában, ha valakinek van érzéke a tektonikához, nem fog többé kételkedni sem a túladunai harmad- és negyedkor üledékeinek gyűrődött voltában, sem abba hogy a Lóczy-Cholnoky-iskola által hangoztatott árkos vetődések nem tektonikus eredetűek, hanem azok, amiknek a bennük lévő, sokszor buckákban forgatott futóhomok deklarálja: a pleisztocén-végi steppeklíma szélmarta völgyei s a lősz pedig az ezekből partra kifújt hulló por.”

Részrehajlás nélkül értékelve a fentieket megállapítható, hogy Pávai kiváló megfigyelő és nagyvonalú általánosító volt, de kritikájában annyira arrogáns, hogy a másképpen gondolko-

dókban csak az ellenséget látta. Esetünkben ez azt jelenti, hogy a Lóczy-Cholnoky iskola hosszanti és harántirányú kettős törérendszerének bírálatakor elfelejti kifejtetni, hogy éppen ez az iskola volt az, amely a tektonika mellett messzemenően hangsúlyozta, hogy úgy a Balaton medrének kialakításában, mint a meridionális völgyek létrejöttében a dominánsan ÉÉNy-i irányú szeleknek milyen nagy volt a szerepe (Lóczy, 1913a; Cholnoky, 1918). Vagyis a deflációs völgyképződést Cholnoky találta ki, Pávai csak annyit vallhat magának, hogy elvetette a völgyek tektonikus preformáltságát. Sajnálattal kell azonban világossá tenni azt is, hogy Pávai tektonikai preformáltságot cáfoló gondolatmenetében is komoly csúsztatások vannak. Nevezetesen Cholnoky soha nem állította, hogy a somogyi meridionális völgyek árkos vetődések lennének (v.ö. 3.4. fejezet). Ezek fényében Pávai (1923) fenti érvelése érvényes, de kritikája etikátlan.

Pávai Vajna (1923) cikkének másik fő tétele a közbenső tömeg koncepció visszautasítása: „... a leghatározottabban el kell vetnem Lóczy magántanár úrnak azt a gondolatát, hogy a felső mediterránig a balkáni Rodope-hegységtől északra a mi nagyalföldi és dunántúli medencénkben is egy nagyjából egységes centrális szárazulat volt. Peters, Mojsisovics, id. Lóczy felfelmerülő gondolata az orientális szárazulatra vonatkozólag csak a mezozoikum egyes időszakaikra de főképpen a paleozoikumra vonatkozhatik.” Ezzel szemben véleménye a következő: „Amint a március 7-i előadás kapcsán mesterem Böckh H. államtitkár úr kiemelte s amint arra már a múltban én is utaltam, a túladunai és horvát-szlavon szigethegyek nem tekinthetők másnak, mint az Alpések gyűrt heglánchoz tartozó fennakadt rögöknek s a közöttük és körülöttük lévő fiatal redőzések a mélybe süllyedt alpesi redők poszthumusz folytatásainak látszanak.” Ez a mai tudásunkhoz nagyon közel álló megállapítás itt jelent meg először és teljes mértékben a Böckh-féle iskola és személyesen Pávai érdemének tekinthető. Részletesebb kifejtését pedig, mint láttuk, Telegdi Róth (1929) adta meg.

A vita tovább folytatódott. Ifj. Lóczy egy 1925-ös előadásában és cikkében (ifj. Lóczy, 1925) joggal állítja: „Tudomásom szerint a Dunántúl gyűrődéses szerkezetére vonatkozólag mindezeideig Pávai tudományos leírást még nem közölt. Már pedig ha jegyzeteit, térképeit és fűrásszelvényeit állandóan elzárja előlünk, úgy ne vegye rossz néven, hogyha nem akarjuk parancsszóra elhinni az ő teóriáit, sőt azokat a nem közölt adatai híján a meglévő publikációk alapján kritikával is követjük.” Kritikában pedig nincs hiány: „Atyám tehát a keszthelyi hegységgel összefüggő Bakonyt északnyugatnak hajló, teljes perm-alsókréta korú rétegösszletből álló, egyoldalú felépítésű, gyengén ráncokba redőzött hegységnek írja le, melynek ősi gyűrődéses szerkezetét a hosszanti és harántos törések és az ezek mentén keletkezett vízszintes meg vertikális eltolódások a sakktábla ide-odabillent kockáival összehasonlítható módon alakították. A besüllyedések és a haránteltolódások a jelenkorig tartottak és mint azt a megisméltendő földrengések jelzik, azok még ma is folyamatban vannak.

Középhegységeink mezozoikus gyűrődéseitől azonban távol áll az a gyűrődés, melyről Pávai szólt. A dunántúli pannon- és mediterránrétegek újabban hangoztatott fiatal pleisztocén-korú gyűrődéseinek semmiféle közülük sem lehet az idősebb röghegységekben észlelt mezozoikus redőzésekhez. Atyám előttünk álló bőséges bizonyítékalmaza alapján kereken visszautasítom Pávainak azt a felfogását, hogy a dunántúli neogént meggyűrő erők a röghegységek ellenálló kőzetű mezozoikumát regionális értelemben újból is meggyűrték volna.”

Ifj. Lóczy álláspontjában lényegi előrelépést figyelhetünk meg, amelyet a következő idézet illusztrál a legtömörebben: *„Ahol vastagabb neogén borítja az elsüllyedt mezozoikus és paleozoikus hegységet, ott mi sem zárja ki annak lehetőségét, hogy ugyanazok a neogén-korú erőhatások, melyek a röghegységekben az atyám által bőven ismertetett törési szerkezeteket hozták létre, a plasztikus neogén-fedőben gyűrődéseket alakítottak.”* Pávai habitusától azonban távol állt, hogy értékelje az ellenfél álláspontjának közeledését, de azt jól érezte, hogy adatainak publikátlansága erős adu ifj. Lóczy kezében. Azonnal válaszolt egy minden korábbinál részletesebb cikkben és végre abban a helyzetben volt, hogy a magyar-horvát és erdélyi medence tektonikai és geofizikai viszonyait bemutató térképet publikálja (Pávai Vajna, 1925). A 29. ábrán láthatók a már többször idézett erdélyi, horvát-szlavóniai és dunántúli területeken a harmadkori rétegösszletekben kimért, gyűrt antiklinálisok és köztük lévő szinklinálisok tengelyvonalai. Az Alföld peremterületein, nevezetesen Szatmárban és a Szilágyságban, valamint Budapesttől DK-re megjelölt redőtengelyek szintén Pávai saját eredményei, míg az Alföld belsőbb részein Eötvös-ingás mérésekkel meghatározott gravitációs maximumok és minimumok vannak körvonalazva. Ezen túlmenően a Tisza völgyében látható pozitív és negatív előjelű számok az I. és II. rendű geodéziai fix pontok magasságváltozásait adják meg milliméterben, az 1890-ben bemért, majd 1914-ben és 1921-ben újra felmért értékek eltérése alapján. A feltételezhetően számottevő mértékű hibával nem terhelt szintezési adatokból néhány mm/év (10 mm/év értéknél mindenütt kisebb) vertikális emelkedési és süllyedési sebességek számíthatók. Ezeket Pávai tektonikus eredetűnek gondolta, mert korrelációt látott a vertikális mozgások előjele és a Tisza mentén általa meghatározott antiklinális és szinklinális szerkezetek között. Végül az ábrához két, egymást közel derékszögben keresztező dunántúli földtani szelvény kapcsolódik, amely jól illusztrálja, hogy a felszínközeli képződmények rétegtani besorolásával és települési helyzetük pontos kimérésével Pávai hogyan térképezett gyűrt szerkezeteket (30a. ábra).

Pávai Vajna (1925) cikkében számos magyarázatot fűzött a térképén bemutatott szerkezetekhez, s eközben fontos, általánosabb érvényű következtetéseket tett: *„... a dunántúli medencerész szerkezetét nem a soha senki által részletesen le nem írt és térképre nem rajzolt törések, hanem parallel redőzöttség jellemzi, s ezek a redők éppen harántolják az ÉD-i irányú nem tektonikus eredetű, hanem deflációs völgyeket ...”* Itt Pávai ismét valótlant állít (v.ö. 26. és 27. ábrák); de az ő arroganciája kellett ahhoz, hogy egy igényes, országos tektonikai térkép végül is megszületett (ifj. Lóczy, 1939). A 31. ábrán bemutatott térképet és a csatolt két szelvényt (30b. ábra) összevetve Pávai térképével és szelvényeivel világosan látható, hogy mekkora volt a szakadék a töréses és gyűrődéses harmadkori tektonikát valló két szemlélet között. Ahogy az lenni szokott, az igazság a két ellentétes álláspont között van, amint azt majd az értekezés második felében részletesebben kifejtem. Addig azonban még hosszú utat kell megtennünk a magyar tektonikai gondolkodás fejlődésének megértése céljából.

A Pávai előadás és cikk (Pávai Vajna, 1925) végső nagytektonikai következtetése az volt hogy a pannon terület aljzatával és medencekitöltő üledékeivel az alpi hegységrendszer szerves része, és ennek megfelelően orogenetikus fejlődése az Alpokhoz hasonlóan napjainkig folytatódott: *„Előadásom tudományos eredményeit összefoglalva, azt látjuk, hogy a Magyar-horvát medence szerkezete nem töréses, hanem gyűrődéses, a földrengések, fixpont nivóváltozások és morfológiai jelenségek tanúsága szerint földünk kérgében máig tartó mozgások*

vannak. Ezek a mozgások földkéreg-kiemelkedéseket és süllyedéseket, s ezzel karöltve gyűrődéseket, szakadások és törések menti elmozdulásokat okoznak. . . . Ez a jelenség pedig nem egyéb, mint a hegyképződés vándorlása, a felgyűrődő mezozoos geoszinklinálisok roncsain felépülő, fokozatosan feltöltődő és szűkebb térre szoruló terciér-geoszinklinális részek lassú, fokozatos és napjainkig követhető felgyűrődése, kiemelkedése.”

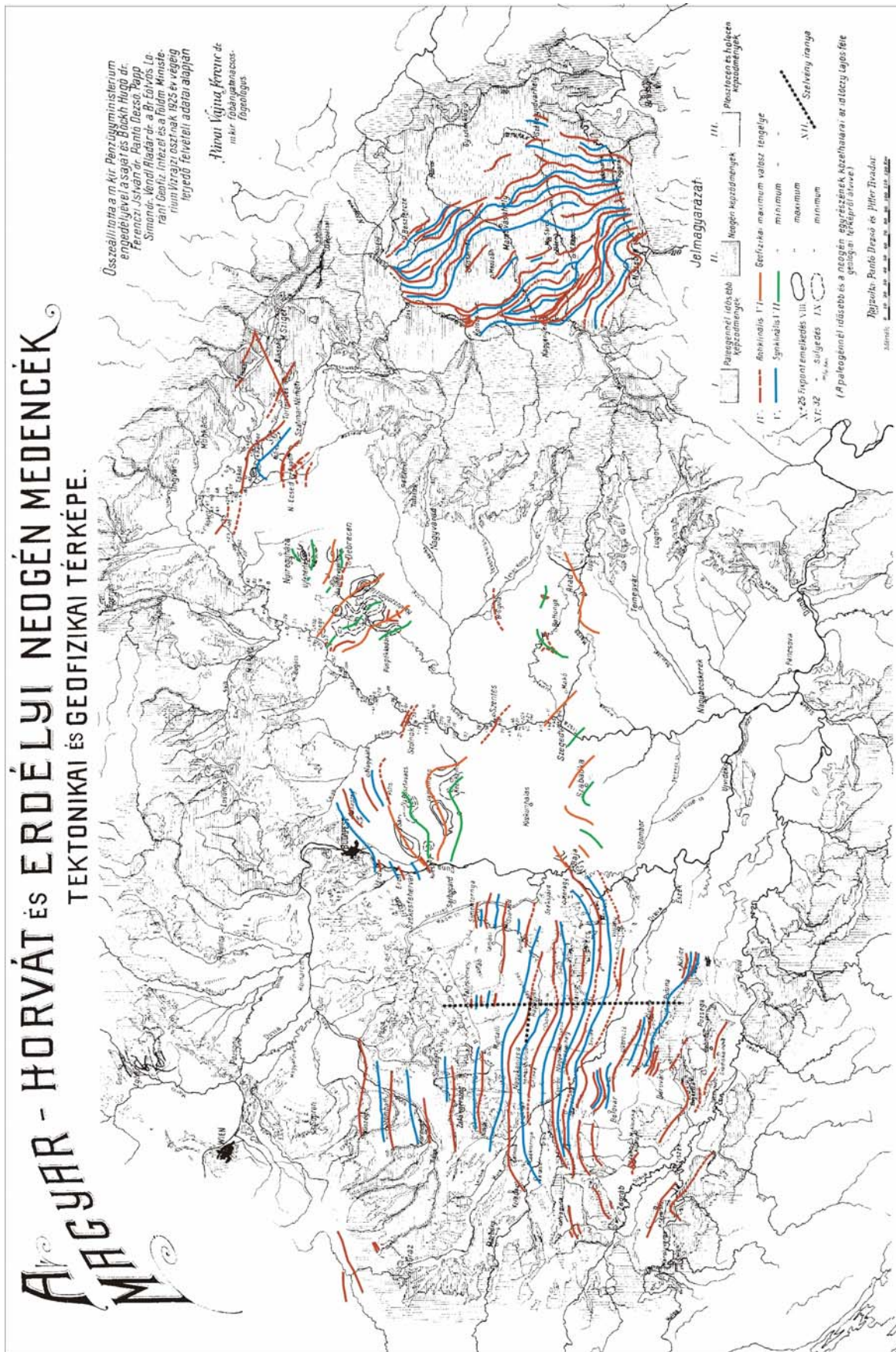
Pávai Vajna legfontosabb művének a Földtani Közlönyben „Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata” címmel megjelent értekezését tartom (Pávai Vajna, 1930). Ebben sorra vette az ország szigethegységeit és nagy tárgyi tudással érvelt amellett, hogy a fiatal gyűrődéses neogén mozgások „igen is érintették a mezozoos hegységmaradványokat is, s azokban a régi gyűrődéseket fokozták pikkelyes rátolódásokig, sőt helyenként talán újabbakat is hoztak azokban létre ...” Ennek az érvelésnek egyik látványos eredménye volt annak kimutatása, hogy id. Lóczy (1920) balatonfelvidéki földtani térképének szabatos tektonikai értelmezése arra vezet, hogy Litértől Gyulakesziig (kb. 55km hosszúságban) és ettől valamivel északabbra Hajmáskértől Nagyvázsonyig (kb. 35km hosszúságban) két áttolódási vonalat lehet felismerni (Pávai Vajna, 1930; 3. ábra): „...A jelzett áttolódásos mozgásokat a Balatonfelvidéken ugyanolyan fiatalnak tartom, mint a Szászvár-Pécsvidékieket, vagyis kezdődtek a felső-mediterránban, s talán mondjuk fogyó intenzitással tartanak máig.” Pávai térképértelmezése annyira meggyőző, hogy a két áttolódási vonalat ifj. Lóczy is elfogadta és a 31. ábrán látható térképén más áttolódási vonalakkal (pl. a Mecsekben és Villányban) és gyűrődésekkel együtt ábrázolta.

A többi hegység áttekintése után Pávai kimondta a kézenfekvő következtetést: „Hol lehet itt „Orientalisches Festland”-ról vagy pláne „Tisia”-ról beszélni? ... Az újabb megfigyelések, mérések és fúrások s az ezekre alapított jogos megfontolások azonban ettől a leegyszerűsített szellemes gondolattól napról-napra távolabb és távolabb visznek el, egy nagyon is bonyolódott felépítésű és szerkezetű paleozoikumtól a pleisztocénig rendre feltöltődött és felgyűrődött geoszinklinális medence felé, amely hosszú geológiai korok óta sohasem emelkedett és sohasem süllyedt egészében, hanem mindig csak részekre, pásztákra tagolva. ... Bízom benne, hogy a magyarországi hegységek itt lefektetett hegyszerkezeti vázlata a résztanulmányok folyamán, talán nem is csak fő vonásaiban, be fog igazolódni, s egészében szervesen beilleszkedve az Alpes-Kárpáti hegyrendszerbe, azt mint annak legjobban kiterült centrális része, kiegészíti. Eltűnik a rendszerbe beilleszkedni sehogyan sem tudó „Orientalisches Festland” és Tisia-tömb kirívó exotikuma ...”

Nyugodt szívvel elmondható, hogy Pávai reménye a magyar föld alp-kárpáti rendszerbe való illesztéseiről majd félévszázad elteltével bizonyossá vált, de kortársaitól a várt elismerést alig kapta meg. Régi ellenfele ifj. Lóczy Lajos (1934, 1938, 1939) egyre jelentősebb szerepet játszott a magyar kormány által finanszírozott szénhidrogén-kutatásokban, majd a Földtani Intézet igazgatója lett (1932-1948). Tektonikai munkásságának csúcspontjaként a 31. ábrán látható térkép tekinthető, amin minden korábbi ismeretet igyekezett bemutatni, de vezérlő elve a töréses tektonika elsőrendűsége volt. Nagytektonikai szemléletében továbbra is a meghatározó motívum atyja felfogásának mindenáron való védelmezése: „Az Alföld sziklafenekét feltáró mélyfúrások most végre eldöntötték a vitát és idb. Lóczy Lajosnak a magyar masszívumra vonatkozó elgondolásait messzemenően igazolták. Kitűnt, hogy a magyar föld felépítése

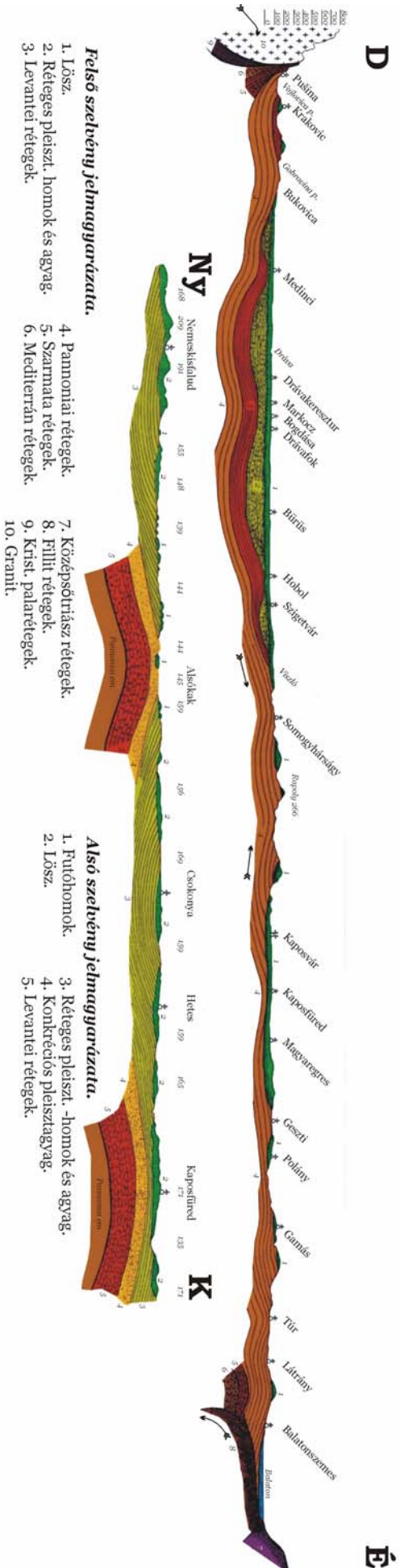
merőben különbözik az Alpok-Kárpátok- és a Dinaridákétól.” írta (ifj. Lóczy, 1939) sőt a magyar hegységrendszer ősföldrajzi vázlatát mutató térképén (id. mű 3. ábra) a medence aljzatában hat masszívumot (kisalföldi, pannóniai, horvát, észak-szerbiai, alföldi és erdélyi) különböztetett meg. Ez az a pont, ahol befejezzük ifj. Lóczy és a kései fixisták (v.ö. I. táblázat) műveinek bemutatását, mert eszmetörténeti szempontból ez az irányzat a továbbiakban már semmi érdemlegeset nem tudott felmutatni.

Összefoglalva megállapítom, hogy **Pávai és ifj. Lóczy több évtizedes heves vitája jelentős mértékben hozzájárult a magyar tektonika fejlődéséhez**, ugyanakkor számos emberi és szakmai tanulsággal szolgál. Az érdemek tekintetében a mérleg nyelve határozottan Pávai felé billen, de ez a helyzet érdekes fordulatot vett a geofizika térhódításával a hazai geológiai vizsgálatokban, különösen a szénhidrogén-kutatásban.

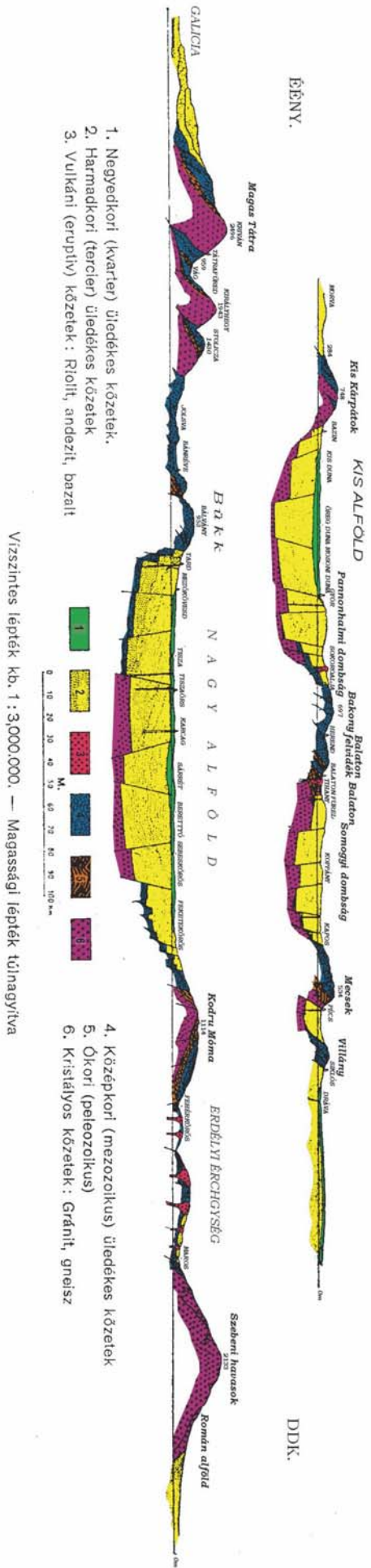


29. ábra: A gyűrt antiklinálisok és szinklinálisok tengelyvonalai Pávai Vajna (1925) szerint. A lila szín két, közel merőleges szelvény helyét mutatja. Ezek a 30a. ábrán láthatók.

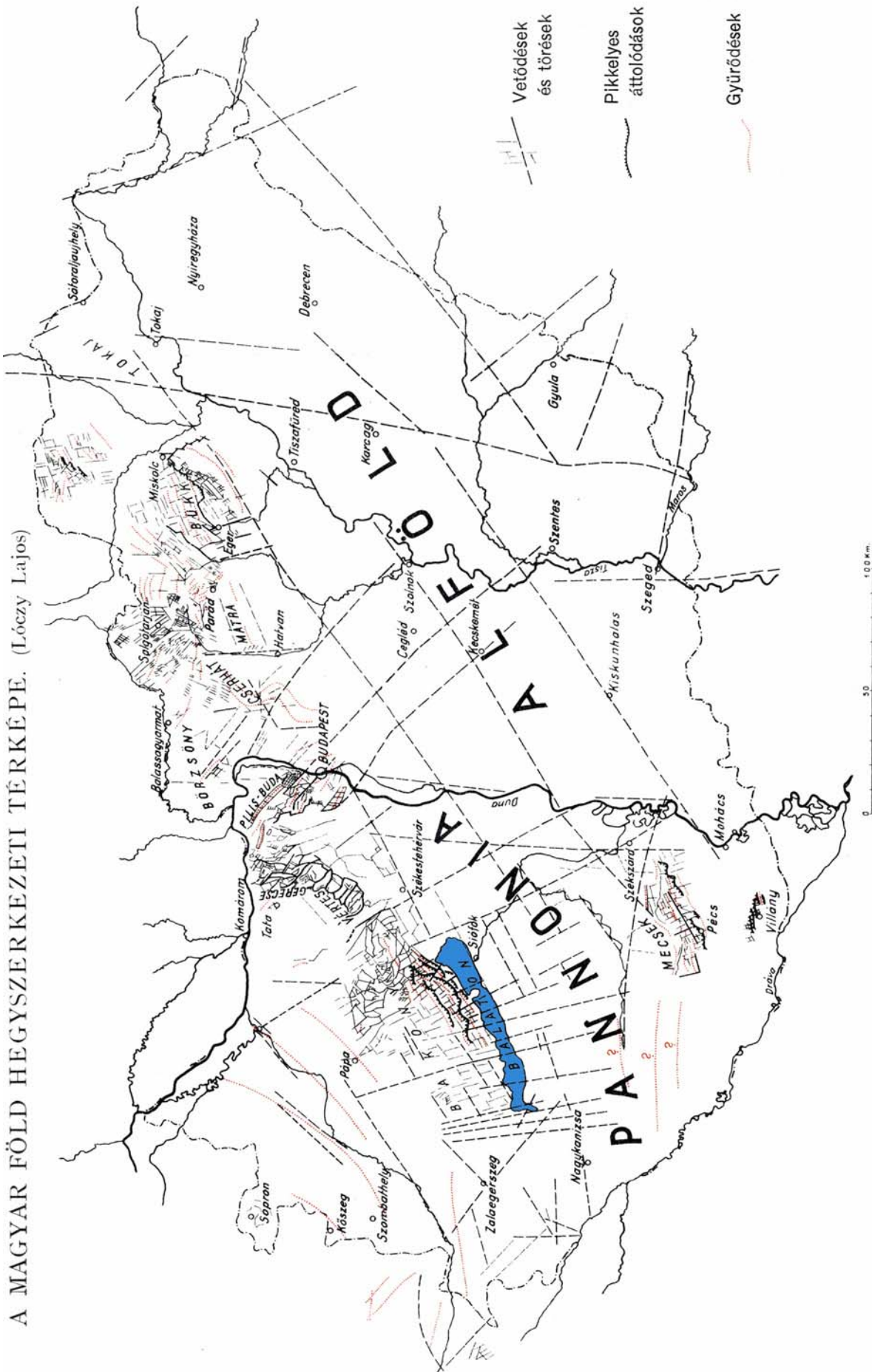
a)



b)



30. ábra: Pávai Vajna (1925) két dunántúli szelvénye (helyszínrajz a 29. ábrán) a fiatal üledékek gyűrt szerkezetének illusztrálására (a. ábra), valamint ifj. Lóczy (1938) két szelvénye a Dunántúlon és a Nagyalföldön a töréses tektonika bemutatására



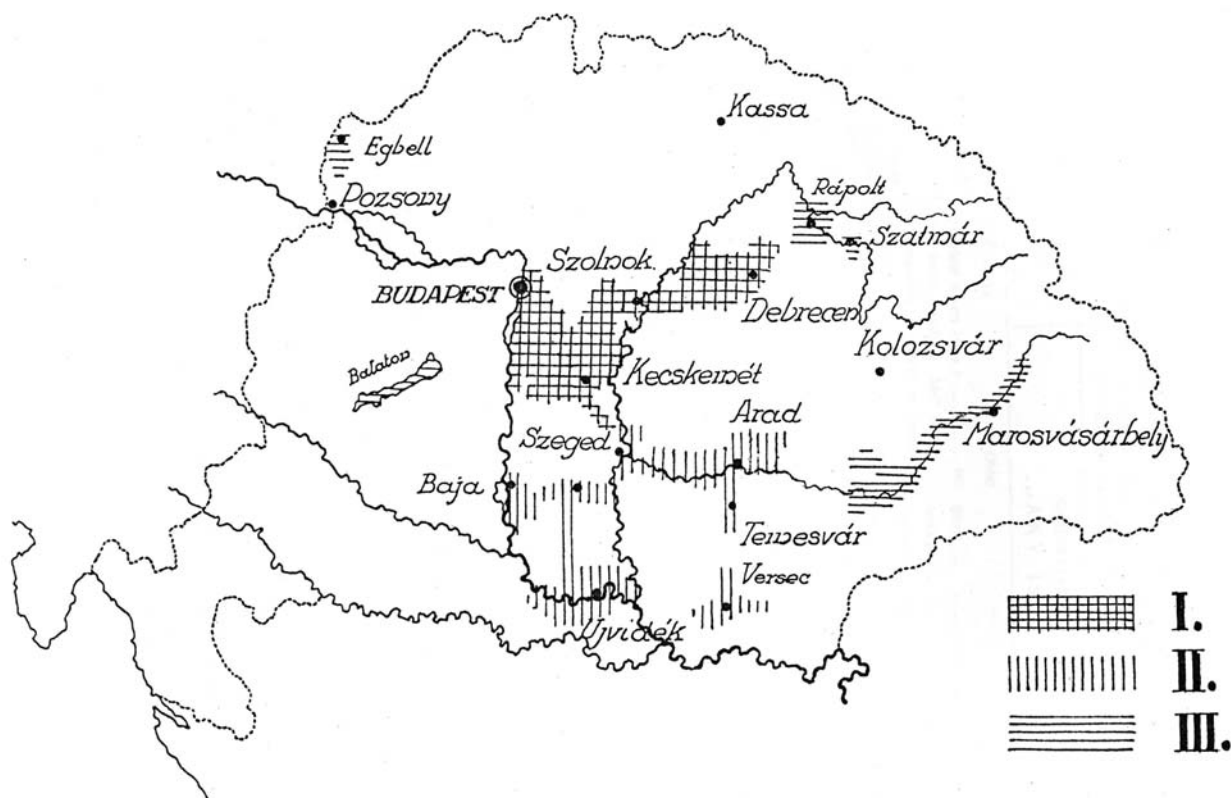
31. ábra: Magyarország hegyszerkezeti térképe ifj. Lóczy (1939) szerint

3.7. A GEOFIZIKA TÉRHÓDÍTÁSA A SZÉNHIDROGÉN-KUTATÁSBAN ÉS A TEKTONIKAI VIZSGÁLATOKBAN

Már a XIX. század végén nemzetközi szinten is figyelemre érdemes eredményeket mutatott fel a Kárpát-medence földrengéseinek kutatása. 1881-ben a Magyarhoni Földtani Társulat keretében megalakult a Földrengési Bizottság, amelynek elnöke Szabó József volt és tagjai között szerepelt Lóczy Lajos is. Ettől az időtől kezdve minden a Kárpát-medencében érezhető földrengést részletesen dokumentáltak. Példaként megemlíjtük az 1911. július 8-án kipattant kecskeméti földrengést, amelyet Ballenegger (1911), Réthly (1911) és Cholnoky (1911) is feldolgozott, s egyikőjük sem kételkedett a földrengés tektonikus eredetében. Magyarország első szeizmotektonikai térképét Simon Béla (1939) dolgozta ki ifj. Lóczy (1938) tektonikai térképére támaszkodva. A földrengések epicentrumai és a törések, illetve azok metszéspontjainak helyzete között, jó korreláció mutatkozott. Ez az úttörő jelentőségű munka, napjaink tektonikai vitái (Tóth és Horváth, 1998) szempontjából is fontos következtetésekre jutott: *”Ha a jövőben életbevágóan fontos közmű vagy új település elhelyezéséről van szó, Magyarország bemutatott földrengés térképe útmutatást fog adni arra vonatkozólag, hogy fenyegeti-e károsító földrengés az új létesítményt, továbbá, hogy milyen összefüggésben van a magyar föld felépítése földrengési tevékenységével.”* (Simon, 1939).

Eötvös Loránd tevékenysége eredményeképpen a XX. század elején Magyarországon született meg az alkalmazott geofizika gravitációs kutatómódszere (Eötvös, 1889, 1900). Id. Lóczy Lajos számára kézenfekvő volt, hogy a Balaton tudományos tanulmányozásának programjához megnyerje a geofizikusokat is. Maga is részt vett az 1901. és 1903. telén, a Balaton jegén Eötvös által vezetett torziós ingamérésekben. Már ezek az első kutatómérések látványos eredményt hoztak: azt mutatták, hogy a Balaton alatt, annak teljes hossza mentén a somogyi partvonallal párhuzamosan egy vetődés húzódik (v.ö. 26. ábra). A geofizikai kutatások eredményei két füzetben jelentek meg (Sterneck et al., 1908; Réthly, 1912).

Ezzel párhuzamosan az Eötvös-inga bevonult a hazai szénhidrogén-kutatásba is. Böckh Hugó javaslatára Eötvös és munkatársai, Pekár Dezső és Fekete Jenő 1912-ben ingaméréseket végeztek a Maros völgyében, hogy teszteljék a módszer alkalmazhatóságát. Az 1913-ban Papp Simon által geológiai térképezéssel és fúrással felfedezett egbelli mezőn 1915. és 1916. nyarán hasonló tesztméréseket végeztek. Mindkét ellenőrzés meggyőzően bizonyította, hogy a nagysűrűségű rétegek felboltozódásával létrejött antiklinálisok okozta gravitációs maximumok tökéletesen térképezhetők Eötvös torziós ingájával (Pekár, 1917). Az egbelli területen végzett mérések azt is mutatták, hogy a fő antiklinálistól délre, Sasvár környékén kisebb, de hasonló boltozat helyezkedik el. Az itt mélyített fúrások is eredményesek voltak (Szilárd, 1984). Eötvös halála után 1920-tól indultak be a szisztematikus gravitációs mérések részben a magyar állam, részben pedig az Anglo-Persian Oil Company Ltd. koncessziós kutatásainak keretében (Böhm, 1939). Az 1930-ig kivitelezett mérések területi eloszlását a 32. ábra mutatja (Pekár, 1930). Az Alföldön kapott első eredményekről Pávai (1925) adott számot, amelyek a 29. ábrán bemutatott térképen láthatók.



32. ábra: Pekár (1930) térképe az Eötvös-ingával felmért területekről.

Pávai (1921) értette és tanárosan el is magyarázta kortársainak a szénhidrogén-kutatás ábécéjét. Ennek summáját azért idézem fel, mert a Böckh-iskola világszínvonalát illusztrálják, és érthetővé teszik azt, hogy Böckh Hugó, Papp Simon, Pekár Dezső majd ifj. Lóczy Lajos miért válhattak külföldi nagyvállalatok világszerte folytatott kutatásaiban nagyra becsült szaktekintélyekké. Visszatérve Pávaihoz, a következőket írta. „Lássuk tehát az a-t: Földgáz-petróleum, egy szóval szénhidrogénekre csak ott számíthatunk ... ahol megvan az anyakőzetük, ahol ennek fedőjében vannak megfelelő minőségű és vastagságú rezervoár kőzetek. Ott, ahol az anyakőzet és fedü, rezervoár kőzetek olyan hegyszerkezetű tektonikai helyzetbe kerültek, hogy a szénhidrogének az anyakőzetből kiválhatnak, molekulanagyság és fajsúlyuk szerint elkülönülhetnek s a rezervoár kőzetekben felhalmozódhatnak. Az bizonyos, hogy ebben az a betűben benne van az egész geológia ... A b-je a dolognak az hogy: az anyakőzet mindig valamilyen sós formáció, tekintet nélkül a korára....A c-je: Rezervoár kőzet csak lefedett porózus kőzet lehet. S az e-je és vége pedig hogy: hegyszerkezeti ismeretek nélkül rendszeres szénhidrogénkutatás nincsen!” Majd következik a tektonika apoteózisa, Pávai Vajna Ferenc hitvallása: „A földgáz és petróleum igazi hazája mindig gyűrt terület. Hogy a gyűrődöttségnek hányféle fokozata és változata van az nem tartozik ennek az elemi tájékoztatásnak a keretébe, de annyit jegyezzünk meg, hogy 2-3°-os redőktől, a normális antiklinálisoktól az átbuktatott redőkig és a rátolódásos áttolódásokig mindenütt lehet földgáz, illetve petróleum, ha a többi körülmények megfelelően közbejátszanak ... Ezért vállalkoztam én ennek a rövid kis abc-nek a megírására, mert tudom, hogy egyetlen konkurrenst sem csináltam magamnak, mert tudom, hogy szakmám gerince a

tektonika, a vezérkar munkája, amit csak a geológusok legjobbjai, a filozófiai magaslatra jutó kevesek csináltak és csinálnak, ehhez pedig érzék, meglátó, alkotó erő kell.”

Elsőként Papp Simon tekintette át a tektonikai kutatás fő eredményeit és problémáit (Papp, 1939): „Az Eurogasco külszíni megfigyelései alapján csak a Dunántúl délnyugati részére állítható határozottan, hogy pliocén rétegei enyhén gyűrtek, de megfigyelhető adatok a gyűrődések helyének pontos megállapításához nem elegendők. ... A Dunántúlnak fiatal harmadkori üledékekből álló részét beborító felső pliocén kavics és lösz takaró meggátolják a geológust abban, hogy pusztán geológiai módszerekkel igyekezzen betekintést nyerni az altalaj szerkezetébe. Az ilyen szerkezetek tanulmányozásához ma már az egész világon geofizikai módszereket hív segítségül a geológus.” Ennek legfontosabb hazai eredménye az volt, hogy „... a Nova-Keszthely vonaltól délre kimutatott Böckh-Pávai-féle redők csapásiránya Inke és Görgeteg kivételével egészében véve megegyezik ugyan az Eurogasco által kimutatott szerkezetek hossz tengelyének csapásirányával, a redők tengelye azonban csak néhány ponton esik egybe a geofizikai módszerekkel kimutatott szerkezetek hossz tengelyével. Zalaegerszeg, Körmend, Szombathely és Kőszeg környékén az ellentmondás még nagyobb. Pávai idézett munkáihoz csatolt térkép az utóbb említett városok környékén Kelet-nyugati redőket mutat, míg az Eurogasco geofizikai felvételei itt délnyugat-északkeleti irányú, tehát a Lajta hegységgel, a Kiskárpátokkal és a Rába folyó irányával megegyező vonulatokat mutattak ki a mélységben.”

Papp Simon (1939) kifejtette azt is, hogy szerinte miért hibásak Pávai eredményei: „Legnagyobb hibájuk ezeknek a térképeknek az, hogy megpróbálják az egyes boltozatoknak az alakját is visszaadni anélkül, hogy csak félig-meddig is biztos vezető rétegük lenne. A külszínen és a kicsi keresztmetszetű aknában való dőlés mérés különösen ezen enyhe dőlésű, természetükénél fogva többnyire átrétegzett üledékekben igen gyakran hamis képet nyújt és az ilyen dölések nem adják vissza a mélyebben valóban meglévő szerkezeti viszonyokat. ... Másik nagy hibája e térképeknek az, hogy sok esetben az antiklinálist vagy boltozatot különböző korú üledékekben, például felső-pannonban és pleisztocén homokos löszben vagy csupán pleisztocén rétegekben mért dölések alapján állapították meg, nem véve figyelembe azt a körülményt, hogy ezek között a rétegek között bizonyos mértékű diszkordancia is lehet...”

Ezek után a szerző egyenként ismerteti a geofizikai módszerekkel kimutatott emelt helyzetű szerkezeteket (inkei, magyarszentmiklósi, hahót-kilimáni és kurdi maximum), majd mellett érvel, hogy a felszíni rétegdölések alapján egyik sem lett volna felismerhető. Különösen részletesen foglalkozik kutatásaik legnagyobb sikerével a budafapusztai gázmező megtalálásával. Ezt a területet még 1919. telén Böckh Hugó utasítására Papp Simon kezdte el térképezni a hamarosan hozzá csatlakozó Pávai Vajnával együtt. Az ő térképük alapján a fúrásponthoz C. Craig az Anglo-Persian Oil Co. geológus szakértője és Böckh Hugó tűzte ki. Papp Simon (1939) beszámolója szerint: „Ez a fúrás nem hozta meg azt a szerencsét, amely Böckh Hugó és munkatársai működését Egbellben és Bujavicán kísérte. ... Ilyen előzmények után tért vissza az Eurogasco erre a területre. 1934. év nyarán Budafapuszta környékén nehézségi méréseket végeztünk Eötvös-Rybár-féle torziós mérlegekkel. ... Torziós mérleges munkálatainkat 1934 nyarán, 1935 novemberében és decemberében, továbbá 1936 február és március hónapjaiban szeizmikus mérésekkel egészítettük ki. ... Ezekkel az említett geofizikai kutatásokkal megállapítottuk azt, hogy a Hungarian Oil Syndicate mélyfúrása a szerkezet déli lejtőjén, a tetőtől

mintegy 1500 méternyi távolságban volt telepítve.” A geofizikai alapon északabbra telepített Budafapuszta-1 fúrás 1937. márciusában fejeződött be és az 1059-1081 méter közötti alsó-pannóniainak minősített homokkő rétegből óriási mennyiségű gázt szolgáltatott. Papp Simon cikke lezárásáig (1939. eleje) az Eurogasco további 12 sikeres fúrást mélyített a budafapusztai boltozaton.

A gravitációs eredmények és Pávai felszíni tektonikai megfigyelései közti ellentmondást először Pekár Dezső, Eötvös egykori munkatársa, majd a Geofizikai Intézet igazgatója fejtette ki részletesen a torziós inga 50 éves jubileumát köszöntő munkájában (Pekár, 1941). 1941. év novemberében tartott előadásában Vajk Raul vezető geofizikus mindezeket részletes ismertetéssel és „A Dunántúl földtani szerkezetének vázlata a geofizikai kutatások alapján” című 1:500000 méretarányú térképével támasztotta alá (33. ábra). A cikk és térképmelléklete a Földtani Közlönyben jelent meg hamarosan (Vajk, 1943a). Természetesen Pávai Vajna előadásban azonnal válaszolt, és ennek anyaga, a forró hangulatú vitában elhangzott összes hozzászólással együtt a Földtani Intézet 1943. évi Jelentésének függelékeként közel egyidejűleg megjelent (Pávai Vajna, 1943). Ez a két publikáció a magyar tektonikai gondolkodás fejlődésének, és a geofizika egyenrangúsodásának legizgalmasabb dokumentumát képviseli. A vitában elhangzott indulatos megjegyzéseket és sértéseket elhagyva, arra törekszem, hogy a hazai tektonika és szénhidrogén-kutatás szempontjából fontos, tartalmi elemeket értékeljem.

Vajk Raul (1943a) először áttekintette a geofizikai kutatások elveit és módszereit, valamint a mérésekben és értelmezésekben résztvevő szakemberek névsorát. Megállapította, hogy *„A terület geológiai rétegsora, amennyire az eddigi fúrási adatokból és a peremeken végzett felszíni felvételek alapján megállapítható, megfelel az általános szabálynak, hogy a kőzetek sűrűsége a mélységgel növekszik. Ezen körülmény folytán feltételezhető, hogy nagy gravitációs anomália értéknek szerkezetileg magas, kis gravitációs anomália értéknek szerkezetileg alacsony helyek felelnek meg. Következésképpen a Dunántúl torziós ingamérések számára a mérési eredmények értelmezése szempontjából kedvező terület. Graviméteres mérésekre a Dunántúl egész területe alkalmas. Szeizmikus módszerek alkalmazására a Dunántúl geológiai szerkezete nem nagyon kedvező. ... A visszaverő felületek nagy száma miatt csak kis energia jut le a nagy szilárdságú alaphegységig. Ehhez járul még az, hogy az alaphegység felszíne szabálytalan eróziós felszín lehet – pl. Mihályi (krist. pala), Hahót (triász mészkő) és Kaposvárnál (kristályos pala, fillit) – és így nem ideális visszaverő felület. ... A mágneses mérésektől az ásványolaj kutatásban közvetlen eredmény általában nem várható. ... A bázikus vulkáni tömegek: bazalt, trachidolerit intruziók, telérek mágneses mérésekkel szépen kimutathatók. Ugyancsak kimutathatók a mágneses anomáliák alapján a mélyben lévő nagyobb mágneses susceptibilitású kristályok kőzetek vonulatai is. A gravitációs anomáliák értelmezésénél a következő tektonikai elemek meghatározására is megkülönböztetésére törekedtem:*

antiklinálisok és szinklinálisok;

eltemetett hegységek, sasbércek és árkok és végül

törések meghatározása.”

Mai ismereteink alapján megállapítható, hogy a térképen ábrázolt mindegyik felszínalatti magaslat és mélység, a legtöbb szerkezeti elem és kőzetminőségbeli következtetés helyesnek

bizonyult. A cikkben egyenként leírt szerkezetek közül, illusztrációként válasszuk ki ismét a budafapusztai antiklinálist, mint a harmadkori gyúrt szerkezet egyik fontos példáját (Vajk, 1943a). Ennek különlegessége (a jelentős CH-telepek mellett) abban áll, hogy gravitációs kimutathatósága nem kézenfekvő. Ugyanis mai ismereteink szerint egy invertált árokról van szó, amelyhez nem kapcsolódik a nagysűrűségű aljzat kiemelkedése. Ezért a gravitációs méréseknek nagyon pontosnak kell lenniük, mert csak a felboltozódás miatt feljebb került kissé nagyobb sűrűségű mélyebb neogén rétegek hatása okozza a gravitációs anomáliát. Az Eötvös-inga, Vajk és szakemberei kiállták a próbát: „*A budafapusztai antiklinális nagykiterjedésű geológiai szerkezet. Hossza Ujudvartól Toronyszentmiklósig 35 km s nyugatra még tovább terjed a trianoni határon túl Bányavár (Peklenica) felé. Keleti felében ... szinklinálistól-szinklinálisig 13 km, nyugati felében szinklinálistól-szinklinálisig számítva szélessége 20 km. Az izogammák három dómot jeleznek ezen a nagy antiklinálison: egyet Lispénél, egyet Lovászinál, egyet Tornyiszentmiklós (Lendvaiújfalu) közelében. E dómoknak egy-egy olajmező felel meg s szerkezetük már fúrásokkal is igazolva van. A torziós ingamérések eredményei alapján végzett számításaim szerint az antiklinális északi és déli szárnyának dőlése 15° körül lehet. A szeizmikus mérések szerint a rétegek dőlése a felszín felé fokozatosan csökken.*”

Ezek után válasszunk egy olyan példaterületet, ahol az aljzat morfológiája jelentősen, esetleg vetős szerkezettel változik. Legyen ez a Kisalföld: „*A Győr körül elterülő nagy gravitációs minimumot (amely észak felé Dunaszerdahelyen túl nyúlik) egy nagy medencével, az alaphegység egy nagy üledékkal kitöltött besüllyedésével magyarázhatjuk. E medence legmélyebb része, a legalacsonyabb értékű izogamma záródásnak megfelelően Győrtől nyugatra fekszik. Itt az alaphegység legalább 3500-4000 m mélységben van, de ennél nagyobb mélység is könnyen lehetséges. ... A győri medence nyugati oldalát a Mosonszentpéter közelében és Mihályi és Répcelakon át vonuló gravitációs maximumnak megfelelő eltemetett kristályos-pala hegység határolja. ... A Mihályiban mélyített M-1 sz. fúrás 1602 m mélységben, az ettől 6 km-re északkeletre Bogyoszló község határában telepített M-2 sz. mélyfúrás pedig 2497 m mélységben az alsó pannon üledékek alatt kristályos palát ütött meg. A torziós inga mérésekkel ... sík területen a felszín alatt tehát egy legalább 2000 m magas eltemetett hegységet mutattunk ki, aminek jelenlétét azelőtt sejtteni sem lehetett. ... A hegység keleti oldalán valószínűleg törés vonul végig, amelynek levetett oldala kelet felé esik.*”

Végezetül a mai ismereteinkkel egyező megállapítások közül válasszunk ki két további telitalálatot a szerkezeti viszonyok és az aljzatminőség geofizikai alapon történő meghatározására: az „*... elsüllyedt hegység rögök oldalai fölött az üledékes kőzetek a különböző mértékű ülepedés folytán észrevehető dőléssel bírnak és így a mélyebben fekvő hegység rögök felett települt boltozatot alkotnak. Ezt a boltozódást az Inke, Igal és Németkér környékén végzett szeizmikus mérések igazolták. ... Az inkei szerkezetben a Kalnik hegység elsüllyedt folytatását véljük feltalálni.*” Utóbbi vélelmezés helyesnek bizonyult és napjainkban az inkei területet a Szlavóniai-Drávai Terrén részeként határozták meg (Kovács et al., 2000). Előbbi felismerés azért fontos, mert a települt boltozatok értelemszerűen nem tektonikus, hanem kompakciós eredetűek, és Magyarország legnagyobb telepeit az Alföldön (pl. Algyő) ilyenekben találták meg majd három évtizeddel később.

A területi eredményeken túlmenően Vajk (1943a) a következő általános következtetésekre jutott:

- A zalai meridionális völgyek esetén „... a geofizikai adatokban sem találjuk nyomát annak, hogy a völgyek tektonikai eredetűek lennének. A váli völgy sem tektonikus eredetű, de a móri völgyben végzett mérések alapján szépen felismerhető a völgy árkos törés jellege.”
- A geofizikai mérések szerint a Dunántúlon töréses szerkezetek és gyűrődéses szerkezetek is előfordulnak: „Nem mondhatjuk tehát, hogy a Dunántúl kizárólag gyűrődéses, vagy kizárólag töréses szerkezetű.” Mindamellett az észlelt geofizikai indikációk közül aránylag kevés magyarázható gyűrődéses szerkezettel, az indikációk nagyobb része töréses szerkezetnek és eltemetett hegységeknek vagy hegységrogóknek tulajdonítható.

Pávai Vajna (1943) válaszaiból kiderült az, amit Papp Simon és Vajk Raul jól tudhatott, miszerint egy tudományos vitákban különleges képességekkel rendelkező, nagy tudású szakemberrel szemben kellett érvényt szerezni álláspontjuknak. Pávai először Papp Simonnak magyarázta el, hogy miért nem hibás a módszere: „... mi is láttuk, hogy vannak a Dunántúlon paralel diszkordáns rétegek is, de viszont tudtuk azt is, hogy az ilyen álréteges réteget is normális réteglapok választják el egymástól. Tudtuk azonban, hogy van ott sok jó mástermészetű harmadkori réteg is s ha az nem volt a felszínen, megkerestük leásásokkal, kézi aknákkal. Tudtuk, hogy a lösz azért is lösz, mert rétegzetlen, de azért még abban is lehetnek vastag, humozus és vörös agyagrétegek ... én megtanultam rétegződést és csapást mérni aki meg akarta tanulni, az meg is tanulhatta tőlem.” Látható, hogy Pávai ravasz módon megpróbálja félrevinni a vitát. Papp Simon nem Pávai dőlésmérési képességét vitatta, hanem az volt a fő kérdése, hogy a felszíni dőlésadatok mennyire tudják visszaadni a mélybeni szerkezeti képet. Az előadást követő vitában Papp Simon ismét leszögezte „... Pávai elvei helyesek, az azonban megállapítást nyert, hogy részletekben az ő eredményei és a MAORT vizsgálati eredményei között mélyreható eltérések vannak.”

Igazából ezzel Pávai is tisztában volt és maga is kimondta: „A vita tárgya tehát, úgy látszik az, hogy az általam és munkatársaim által elsőnek kimutatott dunántúli boltozatok és az azokat összekötő redőzések centrumai és tengelyei nincsenek ott, ahol azok geofizikai alapon adódtak, sőt sok esetben nem is azonos irányúak.” Nem is igen tehetett mást, mert Vajk (1943b) jól felkészült e vitára és egy egyértelmű térképet (34. ábra) és egy perdöntő statisztikát közölt. E szerint: „... kitűnik, hogy a Pávai-féle antiklinálisok semmi hasonlóságot sem mutatnak a fűrési eredmények alapján megbízhatónak bizonyult geofizikai mérések eredményeivel. A Pávai antiklinálisainak:

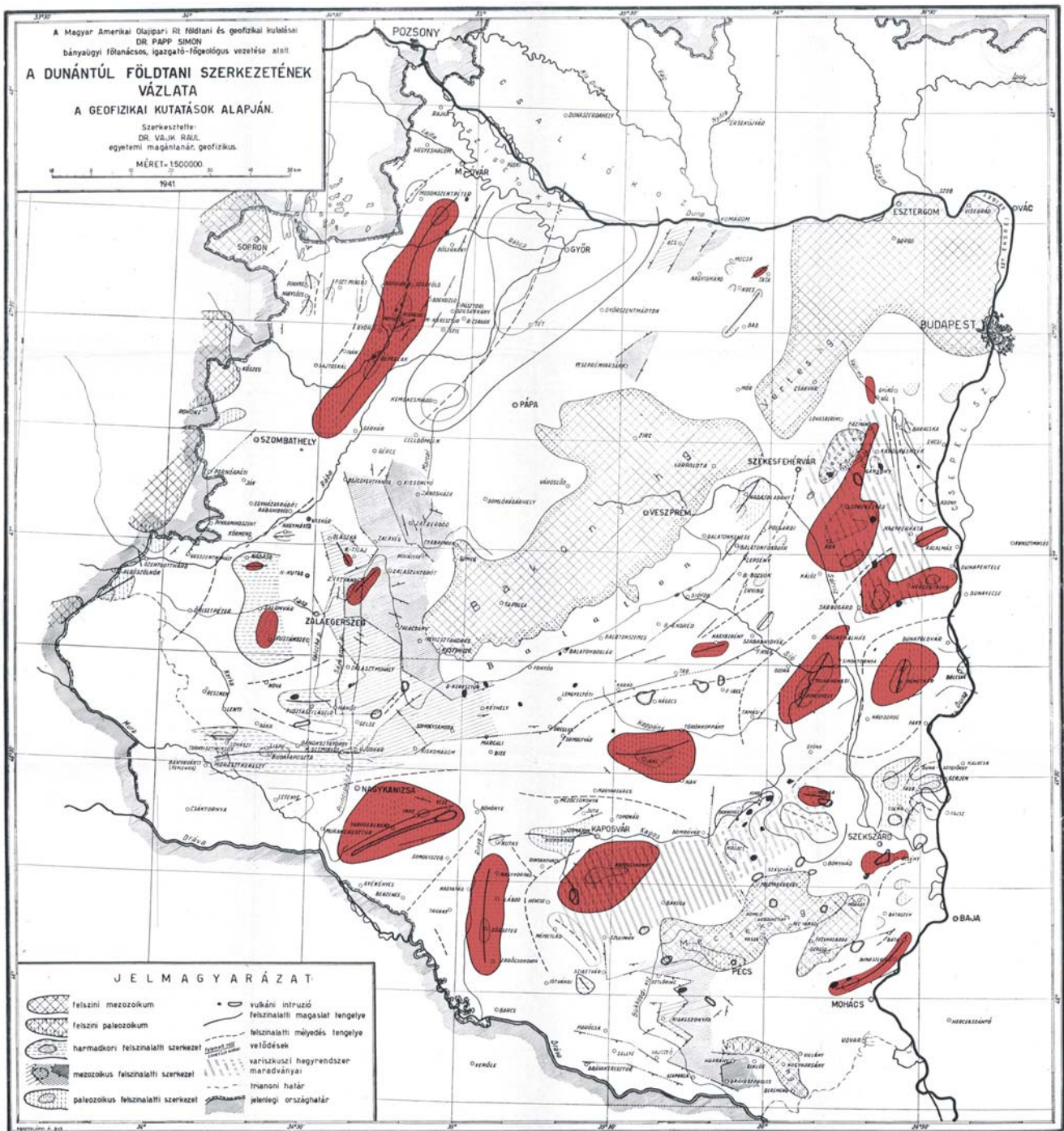
- a.) 1%-a a geofizikai mérésekkel kimutatott szerkezettel összeesik;
- b.) 4%-a a geofizikai mérésekkel kimutatott szerkezet oldalain van;
- c.) 8%-a szög alatt keresztezi a geofizikailag kimutatott szerkezeteket;
- d.) 9%-a kimondottan töréses szerkezeten fekszik;
- e.) 63%-a árokban vagy szinklinálisban van;

f.) *15%-a gravitációs mérésekkel át nem kutatott területre esik, ahol jórészt már oly idősebb rétegek vannak a felszínen, amelyeken érdemleges felszíni, tektonikai vizsgálatok végezhetők.*”

Magyarán szólva Pávai találati aránya 1%, amelyhez nagyvonalúan hozzávehető még a 4%, és marad 15%, ahol a felszínen lévő idősebb képződmények miatt a geológiai tektonikai vizsgálatok eredményesek lehetnek. Pávai a vert helyzetből minden eszközzel igyekezett kimenekülni. Hangsúlyozta, hogy „Szomorú tény, hogy ami csak tisztán geofizikai alapon telepített fúrás volt eddig Magyarországon (Mihályi, Inke, Görgeteg, Kaposvár, Tótkomlós, Szeged környéke stb.) az mind meddő volt eddig.” Ez igaz megállapítás, de demagóg érvelés, mert Vajk következtetése annyi volt csupán, hogy a geofizikai vizsgálatokból levont következtetések jó összhangban voltak a fúrási eredményekkel. Pávai (1943) érdemibb megállapítása azonban a következő: „A geológiai és geofizikai szerkezeti ábrázolhatások természetéből következik, hogy amíg geológiailag ... egy-egy felboltozódáson belül többszöri redőzést, redőnyalábot lehet kimutatni, geofizikailag többé-kevésbé egységes maximum adódhatik csak ki, amelyik mint sok kiegyenlített hatás közös eredője, szükség szerint valamerre eltolódva kell jelentkeznie a geológiailag kinyomozott és sokszor ... szabad szemmel is látható redőzések valóságos helyzetéhez képest.” Ebben a megállapításban az a csalafintaság, hogy az antiklinálisok sohasem szabályos mértani testek, ezért a felszíni geológia által kinyomozott redők valósága durván eltérhet a mélybeni valóságtól, jóllehet szénhidrogén-kutatás szempontjából az utóbbi az érdekes szerkezet.

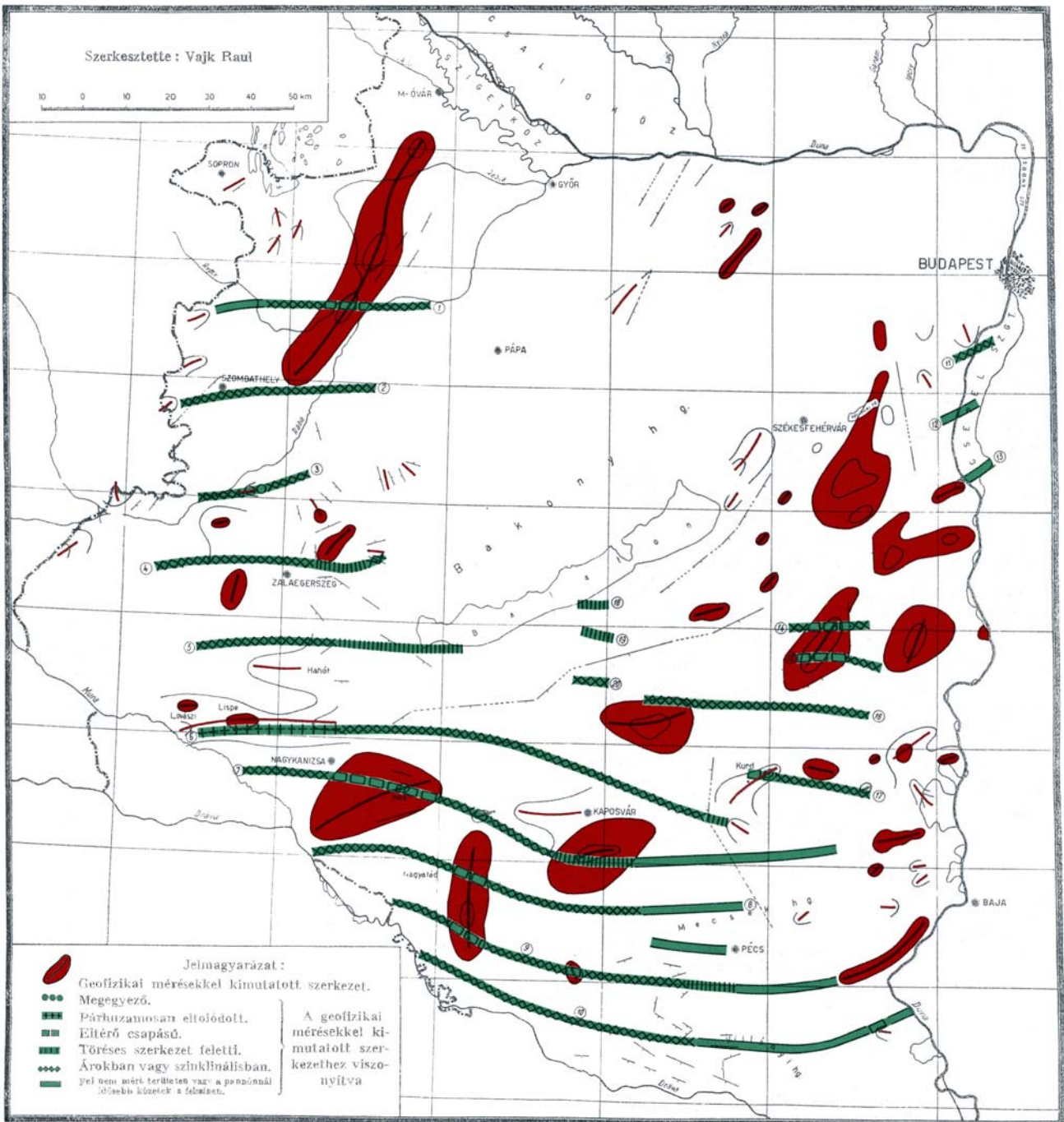
Befejezésül felidézem Pávai (1943), megítélésem szerinti legfontosabb megállapítását: „A Dunántúl mélyén kétségtelenül egy a permtől kezdve szakaszosan és pászttánsan süllyedő hegység van, amelynek tömegeloszlását és reflektáló paleoorográfiai felszínét mutatják a geofizikai mérések, tehát nem a tektonikáját, s így Vajk térképe csak annyiban tektonikai térkép amennyiben a harmadkori üledékek szerkezetét mutatja.” Ez a megállapítás igaznak látszik, bár más fényben csillog ha éppen Pávai életművének legfontosabb eredményeit figyelembe vesszük. Pávai Vajna munkásságának maradandó üzenete ugyanis az, hogy a magyar föld az alpi terület szerves része, ahol a hegyszerkezeti fejlődés napjainkig folytatódott, és a fiatal gyűrődések nemcsak a harmadkori medence üledékes kőzeteit, hanem azok mezozoos és paleozoos aljzatát is deformálták. Vagyis a geofizika ténylegesen az aljzat orográfiaját határozta meg, de ez nem egy változatlanul átörökölt paleomorfológiai felület, hanem alapvetően a fiatal tektonikai folyamatok hatását tükrözi.

Végkövetkeztetésként megállapítom, hogy az 1930-as évek végére a geofizika nagykorúsodása megtörtént. Világossá vált, hogy nincs korszerű tektonikai és szénhidrogén-kutatás geofizikai mérések és értelmezések nélkül. Ennek a folyamatnak az elindítója Eötvös Loránd és tanítványai voltak, kik felbecsülhetetlen támogatást kaptak id. Lóczy Lajostól és a robbanás-szerűen fejlődő szénhidrogén-kutatás két világszínvonalú vezetőjétől Böckh Hugótól és Papp Simontól.



33. ábra: A Dunántúl földtani szerkezetének vázlata geofizikai kutatások alapján (Vajk, 1943a). Barna színnel a medencealzat magaslatait tettem jobban láthatóvá

A geofizikai mérésekkel kimutatott szerkezetek és a Pávai-féle antiklinálisok viszonylagos helyzete



34. ábra: A geofizikai mérésekkel kimutatott szerkezetek és a Pávai-féle antiklinálisok viszonylagos helyzete (Vajk, 1943b)

3.8. A KÖZBENSŐ TÖMEG KONCEPCIÓ FELADÁSA ÉS AZ ÚJ NAGYTEKTONIKA ELŐFUTÁRAI

Ez a fejezet közel huszonöt év (1945-1970) alatt született geodinamikai szempontból érdekes eredményeket és nagytektonikai modelleket tekint át. Vázolni fogom azokat az új felfedezéseket, amelyek szükségesek voltak ahhoz, hogy a köztes tömeg koncepció kiszoruljon a szakmai közgondolkodásból és helyette új, az érlelődő földtudományi forradalmat szellemileg előkészítő elképzelések alakuljanak ki.

Magyarország fiatal üledékekkel fedett területeinek újabb nagyszerkezeti szintézisét Vadász (1954) vázolta fel. A medencealjzatot ért fúrások eredményeit felhasználva alátámasztotta azt a két Lóczy által felvetett gondolatot miszerint a hegységekben felszínen lévő képződmények a mélyben folytatódva, KÉK-NyDny csapású pásztákat alkotnak. Bár takarós szerkezetek meglétét ő is elutasította, világosan felismerte az aljzat időben és térben változó mobilitását, és ezért indokolatlannak tartotta a magyarországi területek és a Kárpátok szerkezetének éles szembeállítását. Figyelemre méltóak a medencefejlődéssel kapcsolatos megállapításai: *„A medence süllyedése nem egyszerre, hanem az Alföld helyén állott megelőző szárazföld földarabolódásával, szakaszosan ment végbe...Továbbá, a süllyedés mértéke erősen változó, amelyből ...következik, hogy a medencealakulás nem kéreghajlat, hanem töréses leszakadás.”*

Az ötvenes évek második felétől jelentősen meggyorsult a földtudományok hazai fejlődése. Átfogó kép alakult ki a medence mélységviszonyairól, az aljzat felépítéséről és a medence üledékek sztratigráfiájáról (Kertai, 1957; Dank, 1963; Körössy, 1963). Különösen fontos volt az Alföld tengelyében húzódó Szolnok-Máramarosi flis öv felfedezése (Majzon, 1956; Körössy, 1957, 1959), mert a flis-árkok rendszerint aktív orogénekhez kapcsolódnak.

A ridegnek gondolt köztes tömeg belsejében húzódó felső-kréta – paleogén mobilis zóna meglepetését hamarosan követte a pásztás szerkezetű medencealjzat új értelmezése. Wein (1967, 1969, 1972) szerint ópaleozoos kristályos háta között perm-mezozoos üledékgyűjtő vályúk alakultak ki, amelyek a felsőkréta (óalpi) oreogenezis során erőteljes gyűrődést szenvedtek. E vályúk közül kettő, az Igal-Bükki és a Mecsek-Kiskörösi igazi geoszinklinális, azaz eugeoszinklinális. Wein (1972) szerint ezek azok az aránylag keskeny és gyorsan süllyedő üledékgyűjtők, amelyekben jellemzően vastag radiolaritos mélytengeri üledékek és mélytörések mentén felhatolt bázisos magmás kőzetek (ofiolitok) halmozódtak fel. Az Igal-Bükki eugeoszinklinális déli szegélye a Zágráb-Kulcs-Hernád vonal a terület legjelentősebb határoló törése, amely két markánsan eltérő újpaleozoos-mezozoos kőzetekből felépülő egységet választ el egymástól. A magyar föld mezozoos és paleogén mobilitását, az üledékgyűjtők alpi kontrakcióját felismerve nem maradt más hátra, mint arra következtetni, hogy *„A Magyar Közbenső tömeg ... végérvényesen csak a miocén időszakban nyeri el mindazon sajátosságokat, amelyek a merevvé vált szerkezeti egységet jellemzik ...”*. Ez a merevség, Wein szerint (paradox módon!) a terület stájer mozgásokhoz köthető dilatációs szétarabolódása során létrejött hosszanti és harántirányú törések rendszerében nyilvánult meg. Szalai (1961) a magyar köztes terület fejlődésében három állapotot különböztetett meg. A perm előtti időszakban középküszöb (geantiklinális) állapotot, amikor a pannóniai kristályos alapkőzet szárazulatként függött össze a Rhodope masszí-

vummal. Ennek feldarabolódása („romosodása”) révén kialakult vályúkban mezozoos üledékek rakódtak le, amelyek az alpi hegységképződés során alakultak belsőhegységgé. Ezt követő újbóli rögzös feldarabolódás eredményeként alakult ki a belsőszüllyedék a neogén során. Az aljzat „romosodását” és lesüllyedését a kéreg kivékonyodása és extenziós megnyúlása idézte elő. A fentieket stílszerűen úgy summázhatjuk, hogy az **egykori közbenső tömeg koncepció ezen elképzelések után már romokban hevert.**

A geofizikai eredmények közül kiemelkedik az első- és másodrendű gravitációs hálózat kifejlesztése és az országos gravitációs anomália-térképek megszerkesztése (Facsinay és Szilárd, 1956; Renner, 1959; Szilárd, 1959). A gravitációs gyakorlatnak megfelelően Bouguer-, Faye- és izosztatikus anomália-térképeket számítottak. A nemzeti Bouguer anomália-térképet Scheffer (1960, 1962) fejlesztette tovább a teljes Pannon-medencére is környezetére vonatkozó egységes térképpé. Renner és Stegena (1966) alkalmazta először a Bouguer-anomália térképet a kéregvastagság változások vizsgálatára azáltal, hogy azt a medenceüledékek hatásával korrigálták. Geodinamikai szempontból különösen érdekes az izosztatikus anomália térkép, amely az ország egész területén pozitív, és maximum tengelye jól követi a Magyar-középhegységet. Ezen belül legnagyobb értékét a Bakonyban éri el, ahol meghaladja a +50 mgalt. Tanni (1942) hívta fel a figyelmet először arra az ellentmondásra, miszerint a pozitív izosztatikus anomália sűrűség-többletet jelent, ami kéregsüllyedéssel kompenzálódhat, mégis a középhegység emelkedik, amint azt a felsőrendű szintezések mutatják. Scheffer és Kántás (1949) úgy gondolta, hogy a középhegységi anomáliának nincs mélyszerkezeti oka, hanem a felszínen lévő nagysűrűségű kőzetek „beárnyékoló hatása” okozza. Ez az érv nemcsak hibás, hanem használhatatlan is, mert semmiféle magyarázattal nem szolgál arra, hogy miért emelkedik a középhegység. Sokkal konstruktívabb Facsinay (1948) kísérlete az ellentmondás feloldására. Szerinte a Bakony-hegység azért emelkedik, ahelyett hogy süllyedne, mert dinamikus erőhatások felülírják az izosztázia törvényét. Nevezetesen a hegység északi és déli peremén lévő medencék kérgének jelentős pannóniai süllyedése köpenyanyagot préselt két oldalról a középhegység alá, ami azt jelenleg is emeli és létrehozza az izosztatikus tömeg-többletet.

Eredmények születtek a hazai geotermikus viszonyok megismerésében. A felgyorsuló kőolajkutatás számos új hőmérsékleti adatot eredményezett, amelyek rámutattak arra, hogy a geotermikus gradiens a világtáznál határozottan magasabb, de változó értékű (Stegena, 1958). Döntő jelentőségű volt a hazai hőáram meghatározások megindulása. Boldizsár (1956, 1959) első mérései azt mutatták, hogy a földi hőáramsűrűség a Mecsekben és Nagylengyel környékén több mint kétszerese a nyugodt kontinentális területekre jellemző értéknek. Stegena (1963) úgy vélte, hogy a magas hőmérsékleti gradiens nem kell, hogy feltétlenül nagy földi hőáramsűrűséggel párosuljon, és felhívta a figyelmet az üledékes medencékben fellépő vízmozgások okozta hőmérsékleti tértorzulásokra. A további pontos mérések azonban igazolták, hogy a Pannon-medence hőárama ténylegesen anomálishan magas (Horváth et al., 1979), ami semmiképpen nem összeegyeztethető egy konszolidált közbenső tömeg modellel.

A közbenső tömeg feladása szempontjából legnagyobb jelentőségű adatokat az első szeizmikus kéregvastagság meghatározások szolgáltatták. Gálfi és Stegena (1957, 1960) kimutatták, hogy a medenceterület alatt a Moho felület jelentősen emelt helyzetű, a Pannon-medence kérgé meglepően vékony. Ezeket az első eredményeket a későbbi pontosabb mérések

(Mituch, 1964) némileg módosították, de az alapvető megállapítás helyesnek bizonyult. Hamarosan megszülettek az első magnetotellurikus szondázási eredmények, amelyek azt mutatták, hogy az elektromosan jól vezető köpeny is emelt helyzetben, 40-80 km mélység található a Pannon-medence alatt (Ádám, 1964). Mindezek fényében világossá vált, hogy a merev pannon közbenső tömeg elképzelés továbbá már nem egyeztethető össze a geofizikai megfigyelésekkel és a fűrási adatokkal.

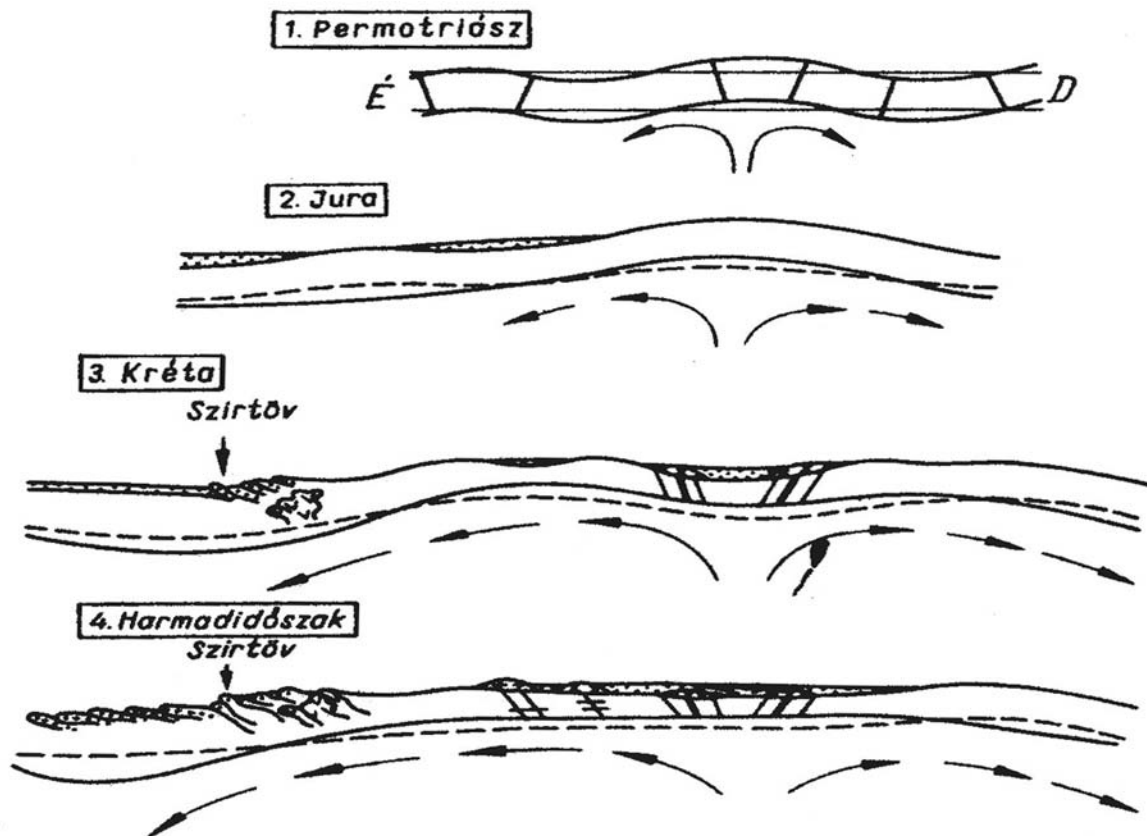
A kéreg kivékonyodását és a Pannon-medence létrejöttét elsőként Balkay (1959, 1960) hozta ok-okozati kapcsolatba. Szerinte középső miocén húzásos tektonika és intenzív vulkáni tevékenység következtében nagyfokú kéreggyengülés és izosztatikus egyensúlybomlás következett be. A kiegyenlítődés érdekében az elvékonyodott kéregrészek lesüllyedtek, a vastagabbak kiemelkedtek illetve magasabban maradtak.

Az alapvetően geofizikai adatokon nyugvó egységes medencefejlődési modellt Stegena (1964, 1967) vázolta fel. Megvizsgálta, hogy a vékony kéreg miatti köpenyfelboltozódás hogyan jelentkezik a gravitációs anomáliákban. Eredményként az adódott, hogy a felemelkedő köpenyanyag az átlagosnál hígabb és a boltozat a peremi hegységek irányában ellaposodik. Ezután, a Föld különböző korú és fejlettségű medencéit áttekintve kimutatta, hogy a süllyedések vékony vagy igen vékony kéreggel rendelkeznek világszerte. Ebből levonható az a következtetés, hogy a süllyedés elindítója a kéreg elvékonyodása. Egyszerű izosztatikus számítások azt mutatták, hogy az alulról elvékonyodott kéreg süllyedése, valamint a behordott üledékek súlya a Pannon-medencében ténylegesen megfigyelt üledékvastagságokkal jól egyező mélységű medencét eredményez. A konzisztens modell legnehezebb problémája a kéregkivékonyodás mechanizmusa. A szerző szerint erre nehéz jó választ adni, de a medence alatt felemelkedő és a szegélyező hegységek felé irányuló magmaáramlás valószínű feltételezés.

Egy másik, alapjában geofizikai indíttatású kísérlet a Pannon-medence tektonikai szintézisére Szénás (1967, 1969) nevéhez fűződik. A szisztematikusan mélyen (19-20 km) jelentkező Conrad felület és az emelt helyzetű Moho összevetése alapján egyértelműnek látta, hogy a medencealakulás fő mechanizmusa a kéreg alulról történt elvékonyodása. Ez szerinte az ausztriai orogén fázis után (felső-kréta) indult meg. A Pannon-medence kérgé az átlagosnál jóval melegebb és ennek létrejöttét a felboltozódó kéreg alkotta zárt kupola hőgyűjtő hatásának tulajdonította. A felfűtött köpenyanyag a kéreg tenziós felrepedésekor létrejövő nyomásesés során megolvadt és óriási mennyiségben a felszínre tört. A köpeny tetején így kialakuló anyaghiány helyébe süllyed le a kéreg. Nem nehéz azonban látni, hogy az összes neogén magmás anyag térfogata legalább egy nagyságrenddel kisebb, mint a kéreg aljáról hiányzó anyag mennyisége. Ezért Szénás megfontolásra érdemesnek tartott más kéregvékonyodási mechanizmusokat is.

Az új adatokat és értelmezéseket egyesítő földtudományi szintézist Szádeczky-Kardoss (1967a,b) kísérte meg. Alapjában elfogadta Van Bemmelen (1933, 1954, 1966) undációs elméletét, amelynek hajtómotorja a felemelkedő köpenyanyag, amit Szádeczky „geotumornak” nevezett. A Pannon-medence alatti köpenyboltozat geofizikai dokumentálása azt az eufórikus érzést keltette, hogy az elmélet helyes és kezünkbe adja a kárpát-pannon rendszer megértésének kulcsát. Szádeczky-Kardoss szerint a geotumor a paleozoikum végén jött létre és első

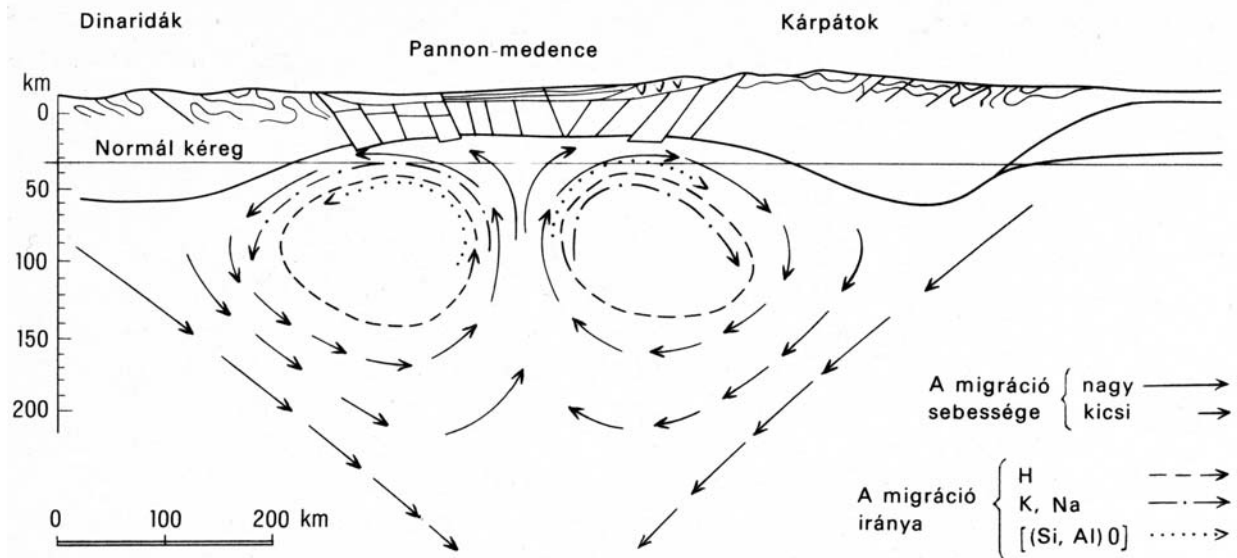
kulminációja a kréta időszak során volt (35. ábra). Ekkor alakultak ki a pannon centrumból való kifelé csúszással a belső-kárpáti és dinári takarók. A kéregboltozat részleges beszakadása a paleogénben, általános kollapszusa a miocénban játszódott le. Az elméletből következett, hogy a környező orogének legintenzívebb kompressziós időszakai egyidejűek a köztes terület erős tenziós periódusaival. A szerző felismerte, hogy a tenzió a kéreg kivékonyodásához vezet, amelynek különböző mechanizmusai lehetségesek. Az alsó kéreg beolvadása és magmás elsodródása mellett számolni kell a plasztikus kéreg szétfolyásával, a merev kéreg töréses széthasadozásával és egyes kéregblokkoknak a kéreg-kiemelkedés lejtőin való szétcsúszásával. Szádeczky-Kardoss úgy vélte, hogy a geotumorhoz kapcsolódó mélyáramlás nem egyszerű termikus konvekció, hanem szelektív elem migráció (36. ábra). A geotumor modell fő koncepcionális hiányossága az, ami az undációs elméletnek is nyilvánvaló hibája volt. Nevezetesen a geotumor centrum felett nincsenek takarók, azaz a Pannon-medence kérgét továbbra is blokk-tektonika jellemezte.



35. ábra: A köpenyfelboltozódást Szádeczky-Kardoss (1967a, b) geotumornak nevezte, és szerinte ez irányította a Kárpát-Pannon rendszer fejlődését a perm óta

A századelő merev, variszkuszi masszívumától a hazai nagytektonika a 60-as évek végére eljutott az **aktív magmafelnyomulással, kéregfelboltozódással, tenziós felszakadással majd beszakadással jellemzett Pannon-medencéig**. E látványos fejlődés eredményeképpen megszületett nagytektonikai modellek számos alaptételben megegyeztek vagy nagyon hason-

lók voltak. Több fontos kérdésben azonban eltértek az álláspontok, vagy érdemi adatok hiányában tág tere volt a spekulatív magyarázatoknak. Ebben a tudományos helyzetben született meg az új lemeztectonikai elmélet, amely majd minden korábbi eredmény átértékelését vonta maga után.



36. ábra: Mélyáramlás és szelektív elem-migráció a Kárpát-Pannon rendszerben Szádeczky-Kardoss (1967b.) szerint

*”A lemeztektonika olyan, mint Vénusz istennő,
gyönyörű, és a tengerből született.”*
Rudolf Trümpy

4. AZ ÚJ GLOBÁLIS TEKTONIKA

Minden jelentős történeti múlttal rendelkező természettudományi diszciplína fejlődésében vannak olyan kiemelkedő időszakok, amelyek során az adott tudományterület teljes eszmérendszere alapvetően megújul. Ennek legfontosabb előfeltétele az, hogy a technika fejlődése eredményeképpen hiteles és tömeges – esetünkben a Föld nagy részére vonatkozó – új adatrendszer álljon rendelkezésre. Az ilyenkor megszülető új paradigma-rendszer a korábbinál jobban és széleskörűbben képes magyarázni a megfigyeléseket, és sikeresebb előrejelzéseket tesz lehetővé a még ismeretlen területekre. A földtudományt a modern természettudomány rangjára emelő lemeztektonikai forradalom mintegy négy évtizeddel ezelőtt, 1960-70 között zajlott le. Az azóta is töretlen lendületű fejlődés új perspektívákat nyitott a Föld működésének megértésében, múltjának feltárásában és jövőjének előrejelzésében.

Ebben a fejezetben, eddig követett koncepciómnak megfelelően először a lemeztektonika eszmetörténeti értékelését teszem meg, majd hazai térhódításának főbb eseményeit tekintem át. Ezután a medencék lemeztektonikai szemléletű osztályozási rendszerét ismertetem, amelynek fő üzenete az lesz, hogy a Pannon-medence egy nagy család különlegesen értékes tagja. Befejezésül összefoglalom a medence kialakulására az 1970-es és 80-as években kidolgozott termomechanikus modell alapelveit, fő eredményeit és korlátait.

4.1. A LEMEZTEKTONIKAI FORRADALOM ESZMETÖRTÉNETI FORRÁSAI

Eszmetörténeti szempontból a lemeztektonika megszületésének különlegessége abban áll, hogy Wegener és Argand már a XX. század első évtizedeiben majdnem tökéletesen megfogalmazták a kontinensek mobilitásának, az óceánok kialakulásának és megsemmisülésének az alapkoncepcióját. Az egykori alpi geológiai vizsgálatok, valamint a gravitációs mérések pedig arra utaltak, hogy az orogenezis során végbemenő térrövidülés csak takaróképződéssel és az alattuk lévő kéregréz sok száz km-es alátolódásával lehetséges. A szakmai közvélemény azonban – kevés kivételtől eltekintve – mereven elutasította ezeket a „szélsőséges” gondolatokat. Az így kialakult paradox helyzetet és ennek eszmetörténeti következményeit nemrégiben az egyik legilletékesebb szakember, a svájci Trümpy (2001) idézte fel.

Európában a Stille és Kober által megfogalmazott fixista nézet uralkodott, míg az amerikai gondolkodást Dana permanencia elve uralta. Az amerikai és európai nézetek között ugyanakkor óriási volt a szakadék. A Suess által dokumentált és Argand által rekonstruált Tethys-óceán egykori léte és teljes megsemmisülése fényében az óceánok állandóságának Dana-féle elve egyértelműen hibásnak látszott. A másik oldalról pedig joggal tartották elfogadhatatlannak a Stille-féle szabályszerűséggel működő Földet, különösen az orogén fázisok egyidejű és impulzusszerű megjelenését. Ennek klasszikus dokumentálása (Gilluly, 1949) és Stille (1950) vitája, amely a két világhétközös ütközése volt. A koncepcionális közeledést elsősorban az jelentette, hogy Emile Haug (1900) közvetítésével a geoszinklinális koncepció, bár némi módosí-

tással, de általánosan elfogadottá vált Európában is. Ezen túlmenően a wegeneri gondolat bagatellizálásában volt meg az összhang a két kontinens között. Jellemző például, hogy az Amerikában nagy tekintélynek örvendő Bailey Willis egy 1944-ben megjelent cikkének „Kontinensvándorlás: egy gyermekmese” címet adta.

Pedig a háttérben már megindult a változás, amelyhez érdekes módon hozzájárult a II. világháború során döntő fontosságúvá vált tengeri hadviselés is. Már korábban kialakult a kooperáció a katonasággal, mert Vening Meinesz tengeri gravitációs expedícióihoz Hollandia, majd az Egyesült Államok haditengerészete biztosította a tengeralattjárókat. A világháború során világossá vált, hogy az ellenséges tengeralattjárók megtalálásában, a saját egységek álcázásában alapvető szerepet játszott a hajók mágnesezettségének és a tengeri mágneses tér változásainak az ismerete. E. Bullard és P. M. S. Blackett ezekkel a kérdésekkel foglalkoztak a Brit Haditengerészetnél, majd ők lettek a kardinális eredményeket hozó paleomágneses kutató módszer megalapozói Cambridge-ben a II. világháború után. Az amerikaiakat az is aggasztotta, hogy az ellenséges tengeralattjárókat figyelő hanghullámos (szonár) rendszerük gyakran nem működött megfelelően (Oreskes, 2003). A probléma kivizsgálását Maurice Ewingra bízták, aki hamarosan rájött, hogy a víz sótartalmának és hőmérsékletének mélységi változása egy csökkent sebességű csatornát hoz létre, ami csapdázza és ezúton nagy távolságra képes elvezetni az akusztikus hullámokat (SOFAR-effektus). Harry Hess mint egy hajónaszád parancsnoka pedig a tengerfenék morfológiájának feltérképezését kapta feladatául. Már katonaként fontos tudományos felfedezést tett a lapostetejű, vulkáni kúpok (guyot) megtalálásával, ami arra utalt, hogy az óceánok nem a Föld kialakulásakor létrejött, ősi és permanens medencék.

A háború befejeztével az Amerikai Haditengerészet nem felejtette el a tengeri geofizikai mérések jelentőségét és továbbra is jelentős támogatást nyújtott szeizmikus és mágneses tengeri kutatásokra. Ezek az összegek főleg két intézménybe áramoltak, amelyek a Scripps Institution of Oceanography (University of California) és a Lamont Geological Laboratory (Columbia University) voltak. Nem meglepő, hogy a lemeztectonikai elmélet megszületése az ezen intézményekben folyó kutatómunkához köthető, csupán két, nem kifejezetten tengerkutató egyetem tudott betörni az élenjárók csapatába, nevezetesen a Cambridge és a Princeton. A fő résztvevők közti kapcsolat nagyon szoros volt, olyannyira, hogy a lemeztectonika több alaptételének felismerése gyakorlatilag egyidejűleg történt és máig tartó viták vannak a szakmai prioritásokról (Oreskes, 2003). Európai szempontból sajnálattal kell megállapítani azt a tudománytörténeti ténytet, hogy a hagyományosan jó amerikai kapcsolatokat fenntartó Cambridge mellett, csak egyetlen ember vett részt az európai kontinensről a lemeztectonikai elmélet kialakításában. Nevezetesen a francia Xavier Le Pichon, aki képességeit a megfelelő időben (1959-60. és 1963-68. között) a megfelelő helyen (Lamont Geological Laboratory) tudta kamatoztatni. Úgy a holland, mint az alpi iskola egykoron élenjáró szakemberei teljesen kimaradtak az új földtudományi eszmerendszer kialakításából. Ez olyannyira igaz, hogy az alpi geológustársadalom (az egyetlen Hans Laubscher baseli professzortól eltekintve) értetlenül és idegenkedve fogadta az új elméletet, amelynek magjait pedig éppen Európában vetették el (Trümpy, 2001). A tartózkodás olyan mértékű volt, hogy az alpi hegységrendszer első lemeztectonikai szemléletű értelmezését is kívülállókra hagyták (Dewey et al., 1973).

Az elmondottak alapján levonható az az eszmetörténeti szempontból alapvető következtetés, hogy az új, lemeztektónikai elmélet nem kapcsolható egyetlen zseniális tudóshoz, hanem igazi amerikai-angol csapatmunka volt. Legalább 30-40, egymással szoros kapcsolatban álló vezető szakember rakta össze a meglepő pontossággal egymásba illeszkedő elemeket és többször is különböző szakemberek egyszerre jutottak el alapvető következtetésekre. Még fontosabb az, hogy az elmélet kialakulása nem követte sem az induktív, sem a deduktív ismeretelméleti módszer merev sémáit, hanem azok konstruktív egységét valósította meg. Nevezetesen messze-menően törekedett a tömeges adatgyűjtésre (pl. tengeri mágneses anomáliák feltérképezése), majd azok feldolgozására és értelmezésére. Ezzel párhuzamosan heurisztikus következtetések (pl. a hátságok alatt felszálló-ágú köpenyáramlások) ellenőrzésére specifikus teszt-méréseket (pl. hőáramméréseket) valósítottak meg.

Végül, de nem utolsósorban a lemeztektónikai elmélet az óceánok geofizikai vizsgálatára, a kontinentális paleomágneses mérésekre és a szeizmológia eredményeire támaszkodott, ezért megalkotásához szükség volt a globális skálájú és interdiszciplináris gondolkodás készségére, valamint arra az intellektuális rugalmasságra, hogy az új tényeket, a korábbi gondolkodási sémákkal véglegesen szakítva, új módon értelmezzenek. Ezek az adottságok a vezető amerikai-angol földtudományi iskolákban álltak rendelkezésre.

4.2. A LEMEZTEKTONIKA TÉRHÓDÍTÁSA MAGYARORSZÁGON

Az előzőekből kiviláglott, hogy a klasszikus geológiai diszciplínák kimaradtak a lemeztektonikai elmélet megalkotásából. Az elmélet fogadtatását mind külföldön, mind Magyarországon alapvetően ez a lépéshátrány határozta meg. Ez azt jelentette, hogy a „beavatott hívők” szűk csoportja hosszabb-rövidebb ideig tartó vitát folytatott a „hitetlen realisták” nagyobb tömegével. Alábbiakban azt vázoljuk fel, hogy milyen volt az út Magyarországon, amely elvezetett a lemeztektonika általános elfogadásához.

Magyarországon a „hívők” két kisebb csoportja alakult ki. Az egyiket Stegena Lajos, és a vele együttműködő néhány szakember alkotta. Stegena abban a szerencsés helyzetben volt, hogy részt vett az IUGG 1967-es zürichi világkonferenciáján, s így közvetlenül a felfedezőktől hallhatta az új eredményeket. Ezek olyan meggyőző erővel hatottak rá, hogy felismerte a lemeztektonika jelentőségét és hazai alkalmazásának lehetőségeit. Hazatérve, élményeit elmesélve megértő és támogató társakra talált. Géczy Barnabás azon ritka hazai szakemberek egyike volt, aki Telegdi Roth szellemén nevelkedve és kutatási területének jellege miatt teljesen otthonos volt e témában. Ádám Antal (1964) a soproni geofizikai kutatóintézet vezető munkatársa a kéreg és a felső köpeny felépítését vizsgálta magnetotellurikus szondázások segítségével. Affinitását a lemeztektonika iránt az teremtette meg, hogy a litoszféra felépítése és az asztenoszféra mélysége jól nyomozható magnetotellurikus szondázásokkal.

Néhány szakmai előadás és egyetemi kurzus mellett e csoport korai eredményeit több fontos publikáció dokumentálja. Elsőként Stegena et al. (1971) cikkét kell említeni, amelyben arra jutottunk, hogy a magnetotellurikus szondázásokkal kimutatott regionális kéregszerkezeti anizotrópiák a lemezhatárokon végbemenő szubdukcióval és akkrécióval állnak kapcsolatban. A hazai alkalmazási lehetőségek és következmények első nagyvonalú felvázolását Stegena (1971) adta meg az Általános Földtani Szemlében megjelent hosszabb tanulmányban. Géczy (1972, 1973) a különböző jura időszaki faunaprovinciák elterjedésének vizsgálata alapján definiálta a kárpát-pannon térség mezozoikumai lemeztektonikai egységeit, és eredeti, jelentősen eltérő paleogeográfiai helyzetüket, s ez úton kiterjesztette Laubscher (1971) alpi-tethysi lemeztektonikai modelljét. Géczy, 1972-es munkájában máig tartó érvénnyel állapította meg: *„Magyarországon a Magyar Középhegység eredetileg a Tethys déli peremének karbonátos platformjához tartozott. A Mecsek és a Villányi-hegység viszont a tágabb értelemben vett északi peremkomplexumhoz. A mai fordított elrendeződés a stabil afrikai és európai lemezek közti kisebb lemezrészecskék utólagos vízszintes eltolódásából adódik.”* Az 1972-ben megjelent *„A szilárd Föld fizikája”* című egyetemi jegyzet volt az első hazai mű, amely részletesen ismertette az új globális tektonikai elmélet alapjait, és a Föld geofizikai jellemzőit a lemeztektonikai szemlélet alapján foglalta egységbe.

A lemeztektonikai elmélet másik korai letéteményese Szádeczky-Kardoss Elemér és a mögötte álló kutatócsoport volt. Szádeczkyt akkoriban igen sokan a magyar földtudomány elhívatott vezérének, és európai formátumú tudósnek ismerték el. Számára a legvonzóbb a lemeztektonika multidiszciplináris jellege volt, amely meggyőződése szerint elvezet egy magasabb szintű, integrált földtudományhoz: *„Az új geonómiai szintézis most a föld- és bányá-*

szati tudományok egyes ágait külön-külön is beláthatatlan következményekkel megtermékenyítheti. Hatása kiterjed azonban az életjelenségeket kutató tudománycsoportokra is, sőt a társadalomfejlődés tempóját is megváltoztathatja” (Szádeczky-Kardoss, 1971).

A lemeztektonikai folyamatok közül Szádeczky figyelmét elsősorban a kőzetlemezek alátolódása keltette fel, és ma már elmondhatjuk, hogy egész további tektonikai munkássága során ez inspirálta legjobban fantáziáját. Magát a mechanizmust illetően értékes eredményekre jutott annak hangsúlyozásával, hogy a szubdukciós zónákban a mélyre kerülő üledékes kőzetekből, gőzfázisban felszabaduló víz kölcsönhatásba lép a mélyebb kéreg és köpeny kőzeteivel, s ezúton befolyásolja a vulkanizmust. Amikor azonban ennek a gőznek a szerepét annyira túlértékelte, hogy a kőzetlemezek mozgékonyosságát az asztenoszféra tetején kialakult „gőzpárnával” magyarázta, olyan eredményekre jutott, amelyek nem bizonyultak időtállóknak (Szádeczky-Kardoss, 1973a). A kárpát-pannon-dinári terület alpi korú (felső-kréta – neogén) szubdukciós zónáinak rekonstruálása során arra következtetett, hogy a két legfontosabb betolódási zóna sebhelye (szuturája) a kárpáti szirtövben, illetve a dinári ofiolitos övben található (Szádeczky-Kardoss, 1973b). További szubdukciós öveinek (magyar középhegység-peremi, mecseki, alföldi flisöv-menti) valódi természetéről azonban akkor és azóta is megoszlanak a vélemények. Számos további gondolata ugyanakkor termékeny talajra hullott és megújulva továbbfejlődött. Ilyen volt mindenekelőtt az Adriatisz-tüske szerepének újra felismerése a közép-mediterrán-alpi térség tektonikai fejlődésében, valamint a hátráló szubdukció feltételezése az idősebb erdélyi-középhegységi és a fiatalabb kelet-kárpáti mészkáli vulkanizmus magyarázatára (Szádeczky-Kardoss, 1974).

A 70-es évek elejének földtudományi közállapotát Magyarországon a többség kételkedése, vagy kiváráó álláspontja jellemezte. A változásokat a többség élenjáró kutatóinak új állásfoglalásai indították el. Ezek kezdetben nagyon kritikusak, de igen különböző stílusúak voltak. Balla (1972) például az orogenezis különböző típusairól írott cikkében egyszerűen nem vett tudomást a lemeztektonikáról. Sokkal konstruktívabb volt Szénás György (1972) véleménye, aki elismerte a lemeztektonikai koncepció értékeit, de felhívta a figyelmet a túlzott általánosítások és az elsiertt helyi következtetések veszélyeire. A legfontosabb korai támogató hozzájárulás Bárdossy (1973) eredménye, aki a világ laterit- és karsztbauxit telepeinek legjobb ismerője. A bauxitképződés klimatikus és tektonikai feltételeit definiálva, kimutatta, hogy ezek kora és szeszélyesnek tűnő területi eloszlása legjobban akkor érthető meg, ha a lemeztektonika által rekonstruált kontinens pozíciókat és tektonikai eseményeket figyelembe vesszük.

Konstruktív szellemben született meg Fülöp József kezdeményezése is. Meghívott néhány elismert hazai kutatót, hogy a Földtani Kutatás egy tematikus számában fejtsék ki véleményüket a lemeztektonikáról. Hét cikk szerepel a kötetben, amelyből három a lemeztektonika híveinek tollából származott. Elsőként Szádeczky (1974) fejtette ki, hogy a módszeres szubdukcióvizsgálat jelentősen hozzájárulhat a hasznosítható nyersanyagok telepeinek felkutatásához. Ezután Horváth, Stegena és Géczy (1974) cikke következett a kontinentális és óceáni kérgű ívközi medencék kialakulásának lemeztektonikai modelljéről. Majd Géczy (1974) önálló cikkben vázolta fel a lemeztektonikai mozgások és az egykori élővilág elterjedésének és fejlődésének kapcsolatát. Ezután következett Wein (1974) munkája a Budai-hegység szerkezetalakulásáról. A cikk érdekessége, hogy kilóg a kötetből, mert részletes terepi megfigyeléseinek a

szervő egy mobilista, de teljesen a geoszinklinális-szemlélet alapján nyugvó szintézisét adta. A lemeztektonika érdemi kritikáját az utolsó három cikk tartalmazta. Szénás (1974) és Balkay (1974) cikkei – a lemeztektonika alapműveire hivatkozva – az elmélet kidolgozatlan részleteit vagy általuk ellentmondásosnak vélt tételeit kritizálták. Szénás volt a szkeptikusabb. Szerinte „a Kárpát-rendszert... a lemeztektonikai vezérlés nélkül létrejött tektonikai jelenségek példaként tekinthetjük”. Balkay volt az óvatosabb. Szerinte a Kárpát-medencében, „...a Föld szerkezetileg legkaotikusabb hegyláncrendszerének egyik legkevésbé feltárt részén... lesz az elmélet alkalmazása minden bizonnyal a legnehezebb”. A záró értekezés Császár és Haas (1974) értékes munkája. Tárgyszerű áttekintést nyújtottak a különböző geotektonikai elméletekről, a lemeztektonika mögött álló tényanyagról és az alaptézisekről. Értékelésük során elsősorban két nagytekintélyű orosz tudós állásfoglalásait idézték. Ezek a mereven elutasító Belouszov és az egyértelműen támogató Hain voltak. Véggövetkeztetésük az, hogy a lemeztektonika „...jelentős munkahipotézis a Föld mai globális jelenségeinek magyarázatára”.

Hamarosan megszületett a Pannon-medence kialakulásának lemeztektonikai szintézise (Stegena et al., 1975). A szintézis lényege az, hogy a medence létrejöttét a külső-kárpáti flisövhöz kapcsolódó harmadidőszaki szubdukciók által generált köpenydiapír irányította. Az 1974-es év fontos eseménye volt egy nemzetközi konferencia, amit Kubovics Imre és e sorok szerzője szerveztek Budapesten, az akkori szocialista országok tudományos akadémiáinak együttműködése keretében, „Geofizikai és vulkanológiai adatok tektonikai értelmezése a kárpát-pannon-dinári területeken” címmel. A rendezvényen elhangzott összes előadás megjelent az Acta Geologica folyóiratban, s ezúton kiváló betekintést enged a lemeztektonika akkori helyzetébe a környező országokban is. Máiig alapműnek számít Lexa és Konecny (1974) áttekintése a kárpáti neogén vulkáni ív jellegéről és eredetéről. Arra a következtetésre jutottak, hogy a vulkanizmus geokémiai jellegeit és tér-időbeli fejlődését a kárpáti ív mentén bekövetkezett szubdukció által létrehozott pannóniai köpenydiapír határozta meg. A másik fontos lemeztektonikai szemléletű előadást Dimitrijevic (1974) tartotta a Dinaridákról. Ebben elsőként számolt be arról, hogy a dinári ofiolitos magmatitok szubdukcióval eltűnt óceáni kéreg maradványainak tekinthetők.

1974–75. során hosszabb időt Angliában töltöttem Runcorn professzor intézetében. Itt született az a mű (Channell és Horváth, 1976), amelyben kimutattuk, hogy a periadriatikus terület és a kárpát-balkán térség utolsó 180 millió éves tektonikai fejlődését az Afrikai- és az Európai-lemez relatív mozgása irányította. Jóllehet utóbb kiderült, hogy alapfeltevésünk az Adria-tüske stabil afrikai kapcsolatáról csak korlátozottan érvényes, munkánk az alp-mediterrán térség tektonikai fejlődésében mérföldkőnek számít.

1976. októberében nagyszabású nemzetközi konferenciát rendeztek Splitben a mediterrán térség szerkezetfejlődéséről. Wein elmondta új lemeztektonikai elképzelését a Pannon-medence és a környező orogének fejlődéséről, amit első változatban a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció munkaértekezletén adott elő még 1975-ben. Ott a térség vezető geológusai, elsősorban a szlovák Michal Mahel és a román Mircea Sandulescu kemény kritikával illették. A spliti reakciók sokkal pozitívabbak, a tapasztalatok pedig inspirálók voltak. Wein 1976. november végén nagy érdeklődéssel kísért előadást tartott a Földtani Társulat előadóján, s az általa-

nos fogadtatás itt is igen kedvező volt. Alig egy hónap múlva bekövetkező hirtelen halála azonban megakadályozta az előadás leírásában, de ábrái és jegyzetei alapján a hűséges barát, Kőrössy László rekonstruálta a művét. Így Wein dolgozata 1978-ban megjelenhetett az Általános Földtani Szemlében, s ugyancsak bekerült a Magyar Állami Földtani Intézet 1976. Évi Jelentésébe. Ennek hatása olyan nagy volt, hogy indokoltta teszi: **1978-at tekintsük határkönek a lemeztektónikai szemlélet általánossá válásában Magyarországon.**

A hetvenes évek végétől ugyanis egyre-másra jelentek meg a hazai lemeztektónikai szemléletű munkák és a lemeztektónikai rekonstrukciókhoz használható értékes adatok. Ki kell emelnünk Vörös Attila őslénytani tanulmányait, valamint Szalay Emő és Márton Péter paleomágneses vizsgálatait. A hetvenes évek legvégén szólalt meg először Balla Zoltán új hangon, majd néhány év alatt a lemeztektónika legodaadóbb szószólójává vált. 1980-ban jelent meg Majoros Györgynek a permii üledékképződési területek ösföldrajzi viszonyait feltáró munkája. Hasonló szellemben születtek meg valamivel később Kovács Sándor és Kázmér Miklós művei a hazai és alpi mezozoikumi fácieszónák korrelációjáról, amelyek, amellet érveltek, hogy a dunántúli-középhegységi egység közel 400 km-t nyomódott ki keletre eredeti helyétől. Mindezek mellett a lemeztektónika legjobb hazai alkalmazói és sikeres továbbfejlesztői a geokémikusok voltak.

Befejezésül álljanak itt a konstruktívan kritikus Balkay (1974) szavai: „*A lemeztektónika világrajöttével, úgy vélem, véget ért a tektonikai romantika, és elkövetkezett a tektonikai realizmus kora.*”

4.3. AZ ALP-MEDITERRÁN TÉRSÉG FEJLŐDÉSÉNEK LEMEZTEKTONIKAI REKONSTRUKCIÓI

A mediterrán térség ívmögötti medencéinek kialakulása az oligocén során kezdődött el, amikor is az Afrikai- és Európai-lemez között elhelyezkedő számos lemeztöredék nagymozgásai már befejeződtek. Ezért célszerű különválasztani a terület alpi fejlődésében az ívmögötti medencék kialakulása előtti időszakot, amely a mezozoikumot és a kora-tercier időszakot öleli fel. A terület lemeztektónikai rekonstrukciójának határfeltételét az Afrikai-lemez Európai-lemezhez viszonyított mozgásának története adja meg, amelynek dokumentumait az Atlanti-óceán mágneses anomália sávjai rögzítik (Pitman és Talwani, 1972; Le Pichon et al., 1977). Ellentétben a két határoló nagylemez jól ismert kinematikájával a közöttük elhelyezkedő és nyugati irányba egyre szűkülő Paleotethysben a késő perm-től kezdődően létrejövő lemezfragmentumok és új óceáni medencék története meglehetősen bonyolult és nehezen rekonstruálható folyamat.

A rekonstrukció nehézsége a következő okokra vezethető vissza:

- Mindkét nagylemezről különböző helyen és időben (de főleg a perm-kréta időszak során) váltak le lemeztöredékek;
- A nagylemezek konvergenciája során a lemeztöredékek bonyolult kinematikai történet után, új elrendezésben és jelentős deformációk után ismét hozzáfertek valamelyik nagylemezhez;
- A konvergencia során alátolódó, zömében, - de nem kizárólagosan - óceáni litoszféra lemezek szutura zónát hátrahagyva eltűntek, és ezek felett lévő területek extenziósan feldarabolódtak és gyakran új, ívmögötti óceáni medencék jöttek létre;
- A kontinentális kollízió során, több helyen az orogén fő csapásával közel párhuzamos irányú extrúziós blokkok alakultak ki, amelyek jelentősen felülírták a korábbi paleogeográfiai képet.

A bonyolult lemeztöredékmozgások, a jelentős belső deformációk és az eltűnt litoszféra területek miatt a rekonstrukciók eleinte csak nagy önkényességgel, napjainkban a releváns földtudományi kutatások új eredményeivel megtámogatva egyre növekvő hitelességgel végezhetőek el (Cavazza et al., 2004).

A mai rekonstrukciók három lábon állnak. Az első láb a **terrén analízis** (Hamilton, 1990; Kovács et al., 2000) amely:

- a.) a rétegtani jellegzetességek,
- b.) a magmás és metamorf események,
- c.) a szerkezetfejlődés,
- d.) a paleobiográfiai adatok és
- e.) a paleomágneses irányok alapján

definiálja azokat a koherens tulajdonságú geológiai egységeket, amelyeket a szignifikánsan eltérő jellegzetességekkel bíró más egységektől elsőrendű törésvonalak és/vagy óceáni szutura zónák választanak el. A második láb a geofizikai vizsgálatokkal meghatározható mélyszerkezet, amely igazolja vagy módosítja a határoló vetők és/vagy szutura zónák meglétét és azok mélysé-

gi kiterjedését (Schmid et al., 2004; Bijwaard et al., 1998). A harmadik lábat a litoszféafejlődés és kölcsönhatás **dinamikájának** új eredményei szolgáltatják, amelyek megvilágítják a terrének kialakulásának és átalakulásának mechanizmusait és szabályszerűségeit (Stampfli és Borel, 2004). Ebben a fejezetben, eszmetörténeti tárgyalásomat követve közelítőleg időrendben haladva tekintem át azokat a fontosabb korai koncepciókat, amelyek a pannon terület medencefejlődésének előtörténetét érdemben tárgyalták.

A lemeztektonikai elméletnek az alp-mediterrán térségre való alkalmazását először Hsü (1971) és Smith (1971) kísérte meg. Hsü (1971) munkájának fontos eleme volt az általa görög-itáliai ornak nevezett és Afrikával együtt mozgó lemezrész feltételezése. Smith (1971) az Atlanti-óceánt szegélyező kontinensek híres „Bullard illesztését” kísérte meg alkalmazni a Mediterráneumra, hogy megkapja a kora jura ösföldrajzi képet. A kísérlet eleve reménytelen volt, hiszen a Földközi-tenger nyugati medencéjének kialakulása a terciér során zajlott le. A teljes alp-mediterrán térség kialakulására és fejlődésére megalkotott első jelentős modell Dewey et al. (1973) munkájának eredménye volt. Ez a modell több kritikát, mint elismerést váltott ki, de módszertani koncepciója példaértékűvé vált a következő generációk számára. Hazai szempontú értékelését, valamint a területre vonatkozó lokális modellek első áttekintését Horváth (1974) adta meg.

Az alp-kárpát-balkán térség első átfogó lemeztektonikai fejlődési modelljét Channell és Horváth (1976), valamint Horváth és Channell (1977) vázolták fel. Munkánkban először jelent meg a mai rekonstrukciók hármas alapját képező információforrások együttes felhasználásának igénye. Az akkor még nem létező egységes térről analízis módszerei közül jelentős hangsúlyt kaptak a szerkezetfejlődés, a paleobiográfia és a paleomágnesség eredményei. Ezek olyan erősnek tűntek, hogy indokoltnak látszott feleleveníteni Argand (1924) klasszikus modelljét, amelyben Adria, mint egy kontinentális orr („promontor”) az Afrikai-lemez északi részét képezte, azaz ennek a magnak és kiterjedt kontinentális peremkomplexumának eredeti paleogeográfiai helyzete a Tethys déli (afrikai) partvidéke volt (10a-b. ábra). Mindezekhez új ismeretként társult az, hogy Afrika, s ezúton Adria paleozoikum utáni Európához viszonyított mozgástörténetét a lemeztektonikai elmélet pontosan megadta. Ezúton előre jelezhető és geológiai ellenőrizhető volt az, hogy Adria mozgása miatt hol alakultak ki új (jura-kréta) óceáni területek, valamint hol és milyen mértékben szubdukálódott az eredeti paleotethysi óceáni litoszféra (37a-b. ábra). Modellünkben kapott először kinematikai megfogalmazást a Laubscher és Géczy munkáiban publikált felismerés a pannon terület aljzatának kettősségéről. Eszerint az afrikai eredetű ausztroalpi egységekkel szemben a délkeleti egység (Mecsek, Villány, Erdélyi-középhegység, Keleti-Kárpátok) a kora-mezozoos Tethys-óceán európai peremkomplexumához tartozott. Előbbit „Tátridának”, utóbbit „Tisziának” neveztük és a megfelelő kontinentális peremről levált lemezfragmentumnak tekintettük, s azok mozgástörténetére egy plauzibilis lehetőséget vázoltunk fel (37a-b. ábra). Ennek egyik revideált eleme lett az ausztroalpi affinitású Tátrida egység leválasztása Adriáról, amelyről hamarosan új elképzelés született (Royden et al., 1982, 1983; Balla, 1984). Eszerint az egység Adria integráns részét képezte a teljes mezozoikum során, de a kora-terciertől kezdődő kontinentális kollízió hatására keleti irányba kiszökött az ütközési zónából a kárpáti öblözetben lévő, könnyen szubdukálható litoszférájú flismedence felé. Ilyen „kiszökési” (escape) tektonikát elsőként McKenzie (1972) figyelt meg és

értelmezett az Anatóliai-blokk esetében, majd világossá vált, hogy a kontinens kollíziókhöz kapcsolódó általános jelenségről van szó (Burke és Sengör, 1986).

Modellünk legnagyobb kritikát kiváltó részét az Afrikai-lemezhez kötött Adria, azaz Argand (1924) koncepciójának lemeztektónikai újjáélesztése jelentette. A vita indokolt volt, mert az akkor rendelkezésre álló paleomágneses adatokból szerkeszthető adriai pólusvándorlási görbe ténylegesen eltért az európaiaktól és jól egyezett az afrikaival, de az adatok mennyisége és minősége láthatólag gazdagításra szorult. Másrészt az adriai kontinentális kérgű blokkot az afrikai kontinensről a Jón-tenger választja el (1. ábra), amelyről nem lehetett biztosan tudni, hogy elsüllyedt afrikai kontinens, avagy egykori óceáni medence (Weigel, 1974; Morelli et al., 1975). A mai adatok alapján az akkoriban nyitott kérdések megválaszolhatók és kijelenthető, hogy az Afrikával összhangban mozgó Adriai-tüske koncepciója kisebb módosításokkal kiállta az idők próbáját (Channell, 1996) és a mai tektonikai rekonstrukcióknak is részét képezi (Stampfli és Borel, 2004). A kisebb módosítások annyit jelentenek, hogy Adria és Afrika között nem volt relatív mozgás a mezozoikumban, de a fiatal-tercier során, valószínűleg a pliocéntől kezdődően mintegy 30°-os, óramutató járásával ellentétes irányú rotációra lehet következtetni (Márton E. et al., 2003, 2006). A földrengések fészekmechanizmusából számított elmozdulásvektorok (Anderson és Jackson, 1987) és ürgeodéziai mérések (Ward, 1994) arra mutatnak, hogy Adria mai mozgását is északias irányú közeledés és az óramutató járásával ellentétes értelmű rotáció jellemzi (v.ö. 5.7.8. fejezet).

A másik korszakos jelentőségű és a hazai tudományos gondolkodást alapvetően átformáló lemeztektónikai rekonstrukció Wein György (1978a,b) életművének utolsó alkotása volt. Lényegesen különbözött a vele azonos időben született Channell és Horváth (1976) modelltől elsősorban abban, hogy a Kárpát-medencére és a szegélyező orogénekre korlátozódott, amelynek geológiáját a szerző egészében és minden fontos részletében tökéletesen ismerte és legjobb korábbi modelljét maga alkotta meg. Ennek megfelelően kiindulási geológiai-tektonikai modellje (38. ábra) azonos korábbi szintézisével (Wein, 1969, 1972) és új feladata mindössze annyi volt, hogy a kristályos háta és üledékgyűjtő vályúk (szinklinálisok és eugeoszinclinálisok) sávos elrendezését a határokon túlra kiterjessze és különböző eredetű takaróegységekként értelmezze. Telegdi Roth tanítványaként kézenfekvő volt számára a másik tanítvány (Géczy, 1972, 1973) következtetése a két különböző kontinentális selfről származó lemezfragmentumról. Az afrikai eredetű kelet-alpi – nyugat-magyarországi – nyugat-kárpáti (ALCAPA)* és a dinári egység közé ékelődő európai eredetű mecseki – villányi – apuseni – kelet-kárpáti (TISZA-DÁCIA)* egység határtöréseként a Zágráb-Kulcsi fő szerkezeti vonalat és a dinári ofiolit-övet definiálta. A 38. ábrán látható nagytektonikai kép részletekben gazdagodva, de fő vonásaiban máig helyesnek bizonyult (v.ö. Kovács et al., 2000; Csontos et al., 1992). A javasolt fejlődéstörténeti modell nagyszerűségét egyszerűsége adja (39a-c. ábrák). A perm korú Tethys északi és déli szegélyén két, számottevően eltérő selföv fejlődött ki, s ezek részét képezték az ALCAPA egység (afrikai self) és a TISZA-DÁCIA egység (eurázsiai self) különböző szerkezeti zónái. A triász tektonociklus idején indult meg a Paleotethys szétnyílása, új óceáni

* Az egységek könnyebb hivatkozása miatt azok mai elnevezését használom, amelyek akkoriban még nem voltak definiálva.

kéreg keletkezése, amelyhez a Darnó-hegység bázisos magmatitjai is tartoznak. A Neotethys teljes kifejlődése mintegy 2500-3000 km szélességben a jura – alsó-kréta ciklusra esett. Ennek az óceánnak a maradványait a Penninikum és a Vardar zóna ofiolitjai képzik. Az alsó-kréta végétől megindult konvergencia hatására kezdődött el az ausztróalpi és dáciai takaróképződés, valamint egy nagy transzkurrens törésvonal mentén a két peremről leágazó, de el nem szakadó egységek egymás mellé csúszása. Ez a folyamat a felső-kréta – oligocén időszak alatt vált teljessé, a belső területek takarósodásával és a tethysi szubdukciós folyamatok kulminálásával egyidejűleg. Az így kialakult orogén komplexumot a külső flisvályú foglalta egységes keretbe. Ennek a neogén során végbement szubdukciója hozta létre az ívmögötti pannon terület szubszekvens magmatizmusát, kéregkivékonyodását és magas hőáramát.

A nagyszerkezeti kép elegáns magyarázatán túlmenően a lemeztektónikai modellnek több megkerülhetetlen következménye volt a regionális tektonikára is. Ilyen volt annak kimondása, hogy „... a Magyar Középhegység alatt föl kell tételezni az egykori Tethys óceáni térségének képződményeit, a Penninikumot.” (Wein, 1978a,b). Eszmetörténeti szempontból különösen figyelemre méltó, hogy ugyanezt már több mint fél évszázaddal korábban kimondta, sőt ábrázolta is Argand (1924). Jól látszik ugyanakkor, hogy azonos következtetésre az ismeretek egy lényegesen magasabb fokán jutott el a hazai földtudomány, mert Argand egységes afrikai eredetű takarója helyett a pannon terület aljzatában egy afrikai és egy egzotikus pozícióban lévő európai eredetű egységet diagnosztizált.

Az úttörők tevékenysége nem maradt visszhangtalan a magyar földtudományban. Elsőként Majoros (1980), majd Kovács (1982) jutott arra a következtetésre, hogy a hazai perm illetve triász fácieszónák elterjedése és alpi rokonsága a Dunántúli-középhegység és környezetének néhány száz km-es keleti irányú kiszökésére mutat. Kázmér és Kovács (1985) ezen elképzelést továbbfejlesztve, amellet érvelt, hogy a kiszökés közel 400 km-es laterális elmozdulást jelentett az alábbi oldalmozdulásos vetőkkel határolt területre (40. ábra):

- déli határ a Periadriatikus-vonal és ennek folytatása a Balaton-vonal;
- északi határ a DAV-vonal és ennek folytatása a Rába-vonal.

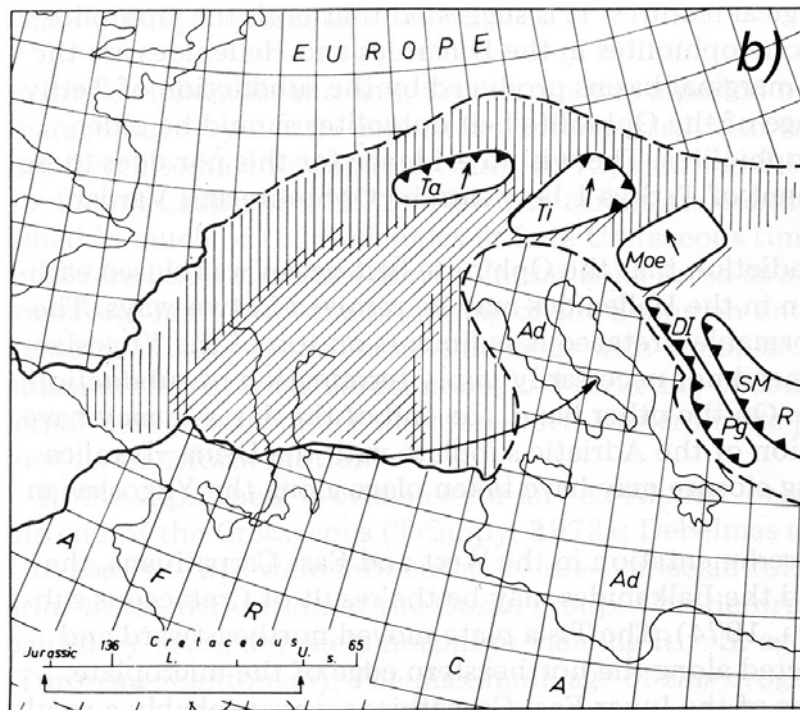
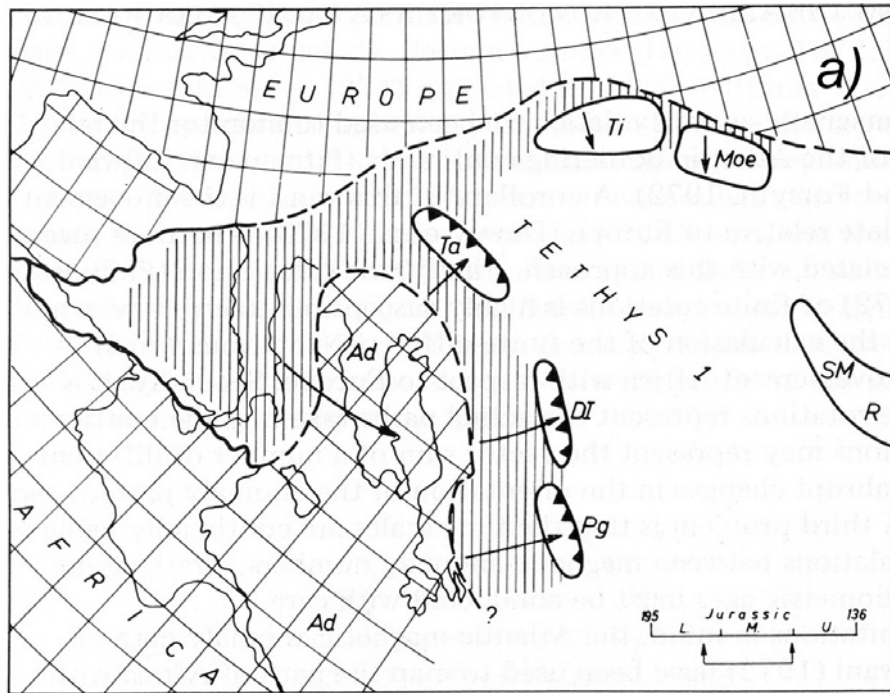
Az elképzelés pozitív eleme volt a Dunántúli-középhegységnek a Déli-Alpok előterébe való visszahelyezése, de nagytektonikai szempontból visszalépést jelentett Royden et al., (1982, 1983) modelljéhez képest az, hogy kiszökő egységként nem az ALCAPA terrént, hanem annak csak egy alegységét, a Dunántúli-középhegységet jelölték meg.

A preneogén lemeztektónikai rekonstrukciók kidolgozásának és folyamatos fejlesztésének meghatározó egyénisége az 1980-as évtizedben Balla Zoltán (1980, 1984, 1986, 1987, 1988a,b) volt. Sokrétű tevékenységéből csak néhány témakört emelek ki, ahol – megítélésem szerint – eredményei koncepcionális szempontból a legfontosabbak. Mint minden magyar szakember, ő is elfogadta a medencealjzat kettőségéről Géczy által megfogalmazott tételt. Továbbmenőleg, alapvetően helyesnek ítélte Majoros (1980), Kovács (1982) valamint Kázmér és Kovács (1985) ösföldrajzi korrelációit, de nyilvánvaló volt számára, hogy az alpi fácieszónákhoz való kapcsolódás nem szűkíthető le a Dunántúli-középhegységre, hanem az a Zágráb-Kulcs nagyszerkezeti vonaltól északra lévő, teljes ALCAPA egységre érvényes (Balla, 1988b). Világosan látta azt is, hogy 4-500 km-es elmozduláshoz tartozó térrövidülés a terciér során csak a külső-kárpáti flis-zónában történhetett meg. Mindezt kiegészítette azzal, hogy a kiszökő

egységben központi helyet elfoglaló Dunántúli-középhegységhez északnyugatról egy legalább 100 km széles balos nyíródási zóna, míg délről egy hasonló szélességű jobbos nyíródási zóna kapcsolódott (41. ábra), több diszkrét oldalelmozdulásos vetővel, amelyek főleg az oligocén során voltak aktívak.

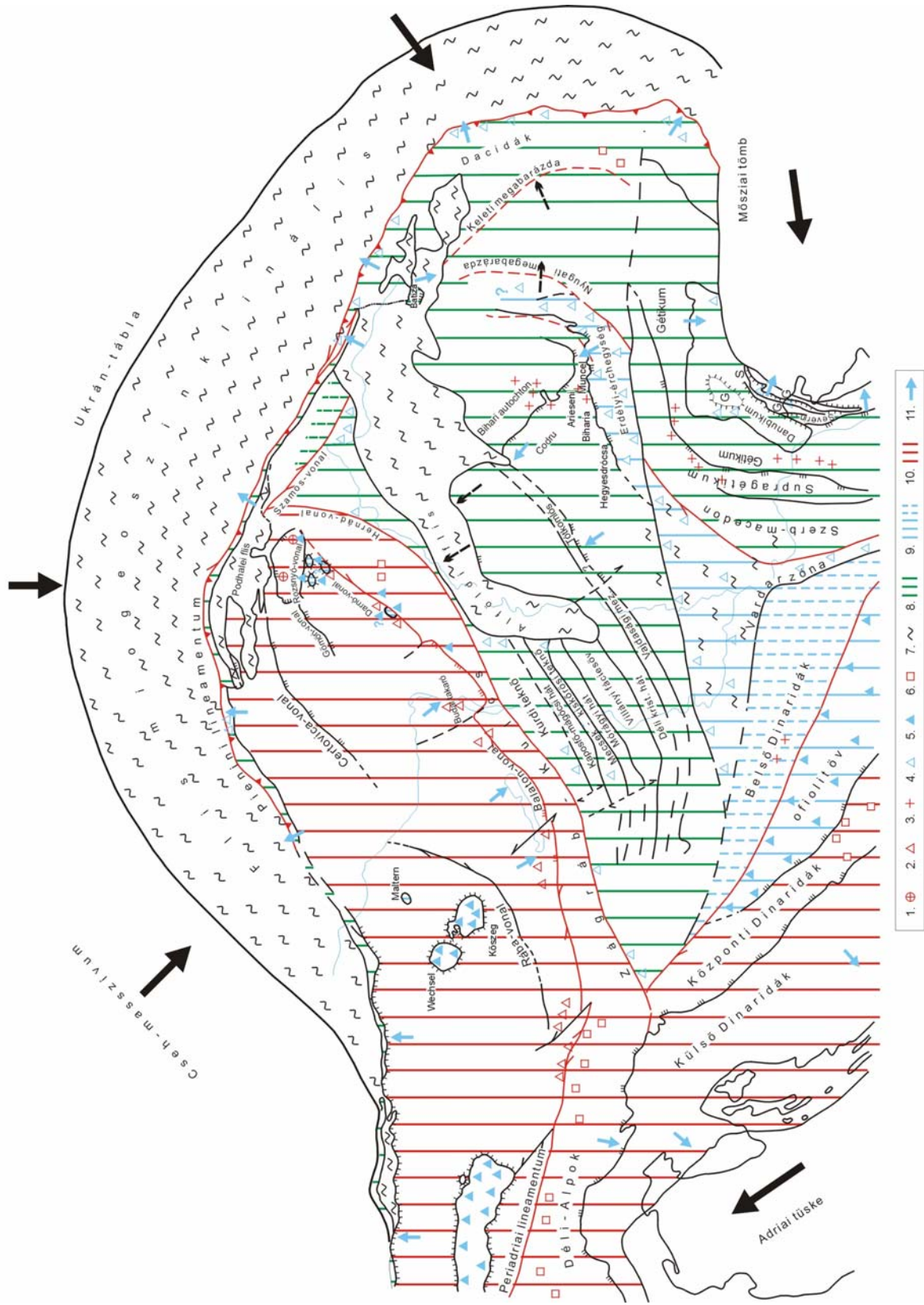
Másik fontos kinematikai következtetése alapvetően szerkezeti elemzésből és a paleomágneses adatok kreatív értelmezéséből következett (Balla, 1984, 1986, 1987). Az akkor rendelkezésre álló összes paleomágneses adat ugyanis meggyőző konzisztenciával arra mutatott, hogy a miocén során az ALCAPA egység kb. 35°-os óramutató járásával ellenkező, míg a TISZA-DACIA egység 100-110°-os óramutató járásával megegyező irányú rotációt végzett és ezúton foglalta el a kárpáti öblözetben rendelkezésre álló „szabad” területet (42. ábra). A szerző az általános képbe nem illő anomális paleomágneses irányokat lokális tektonikai hatásokkal magyarázta, ami logikus lehetőség, hiszen a 41. ábrán látható eredménye szerint a nagy egységekben jelentős belső deformációk mentek végbe. Mai ismeretünk birtokában kimondhatjuk, hogy Balla rotációs kinematikai eredményei, mint az ALCAPA és TISZA-DÁCIA terrének általános forgási trendje valós közelítésnek ítéelhetőek, de a paleomágneses adatbázis bővülésével egyre jobban megismerjük ezen egyszerűsített modell korlátait (Márton E., 2001). A paleomágneses adatok egyben világossá tették azt is, hogy a két pannóniai egység ellentétes értelmű rotációja a terciér során nem különleges jelenség, mert azokkal korrelálható forgások mentek végbe a Mediterráneumot szegélyező más orogén területeken is (Márton E. és Mauritsch, 1990).

Az összes releváns hazai tudást a környező területek legfontosabb ismereteivel ötvöző magas színvonalú szintézist Csontos és Vörös (2004) új munkája képviseli. Eredményeik jó összhangban vannak a legújabb alpi szintézissel (Schmid et al., 2004). Mindkét munka azonban számos lényegi részletkérdésben eltér Stampfli és Borel (2004) elegáns és egzaktásra törekvő szintézisétől, ami arra mutat, hogy a magyar föld és alpi környezetének lemeztektónikai rekonstrukciója még korántsem lezárt kérdés. A következő fejezetben egy olyan, eszmetörténeti szempontból különösen fontos kérdést tekintek át, amelyben általános egyetértés mutatkozik.

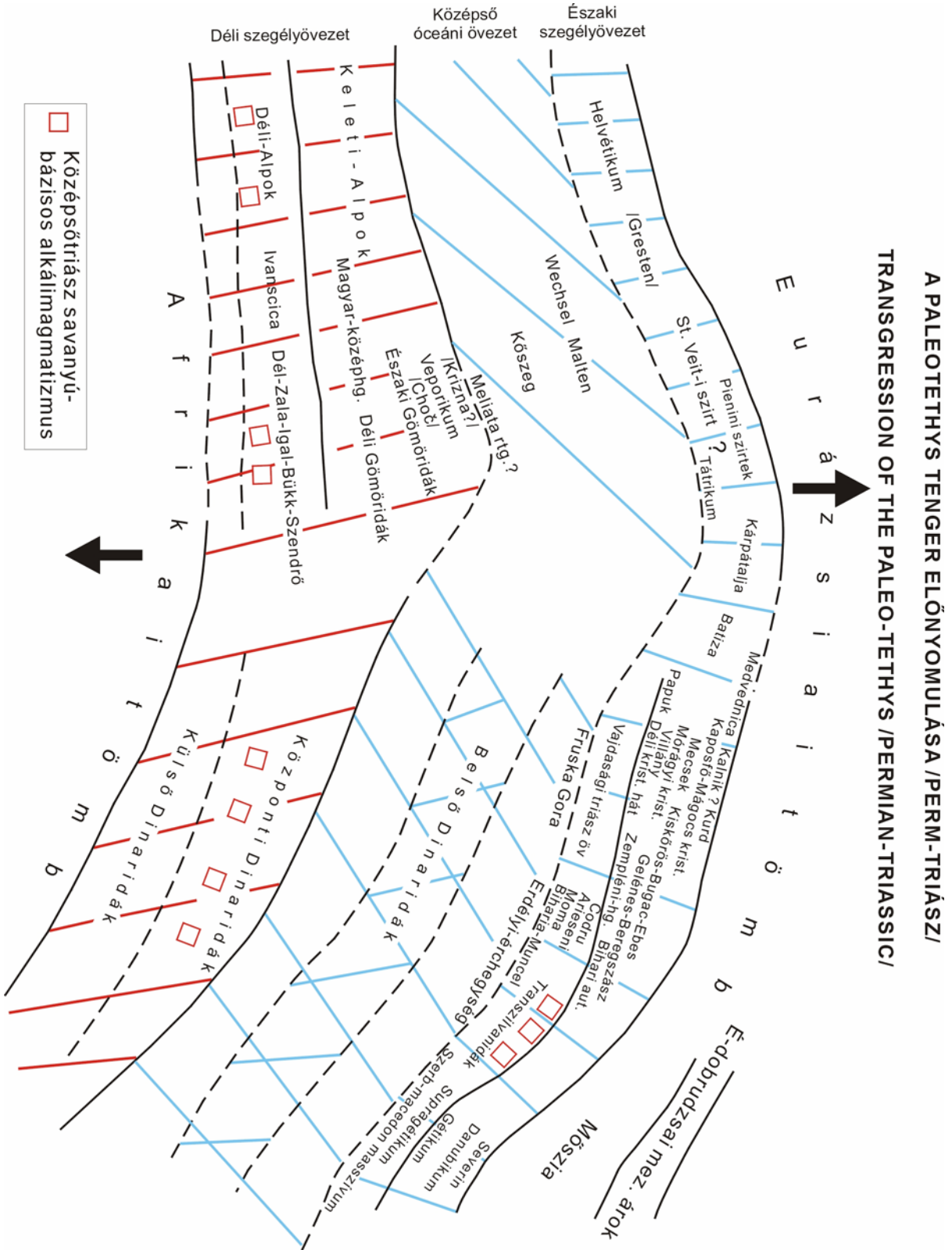


37. **ábra:** Afrika és Adria mozgása Európához viszonyítva és a térség mikrolemezei a középső-jura (a. ábra) és a felső-jura-alsó-kréta (b. ábra) során Channell és Horváth (1976) szerint

PALEOGÉN TEKTOGENEZIS UTÁNI ÁLLAPOT /FELSŐOLIGOCÉN/
 CONDITIONS AFTER THE PALEOCENE TECTONIC EVOLUTION /LATE OLIGOCENE/

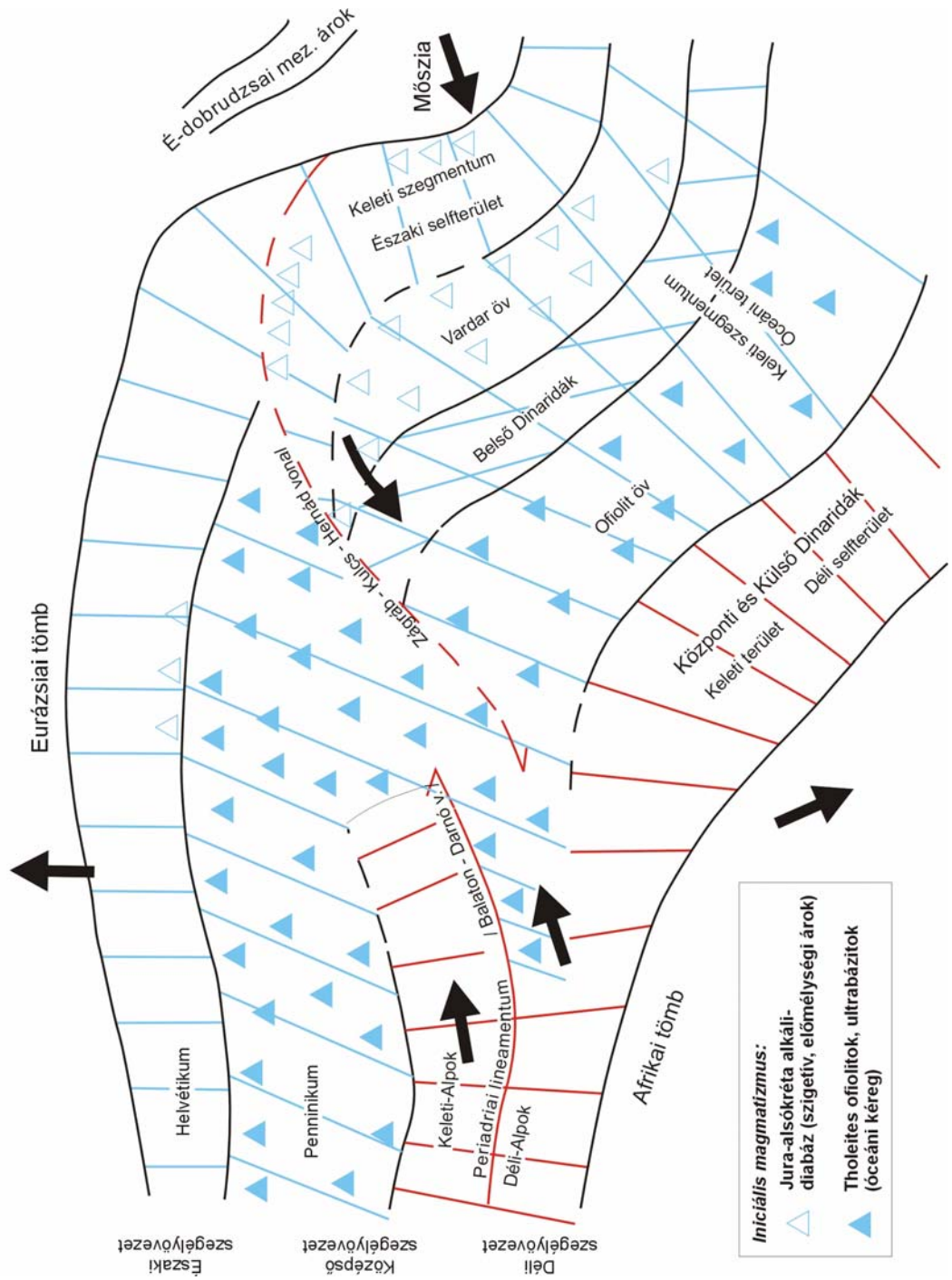


38. ábra: Az alp-kárpát-pannon térség tektonikai térképe a paleogén tektogenézis után Wein (1972) szerint



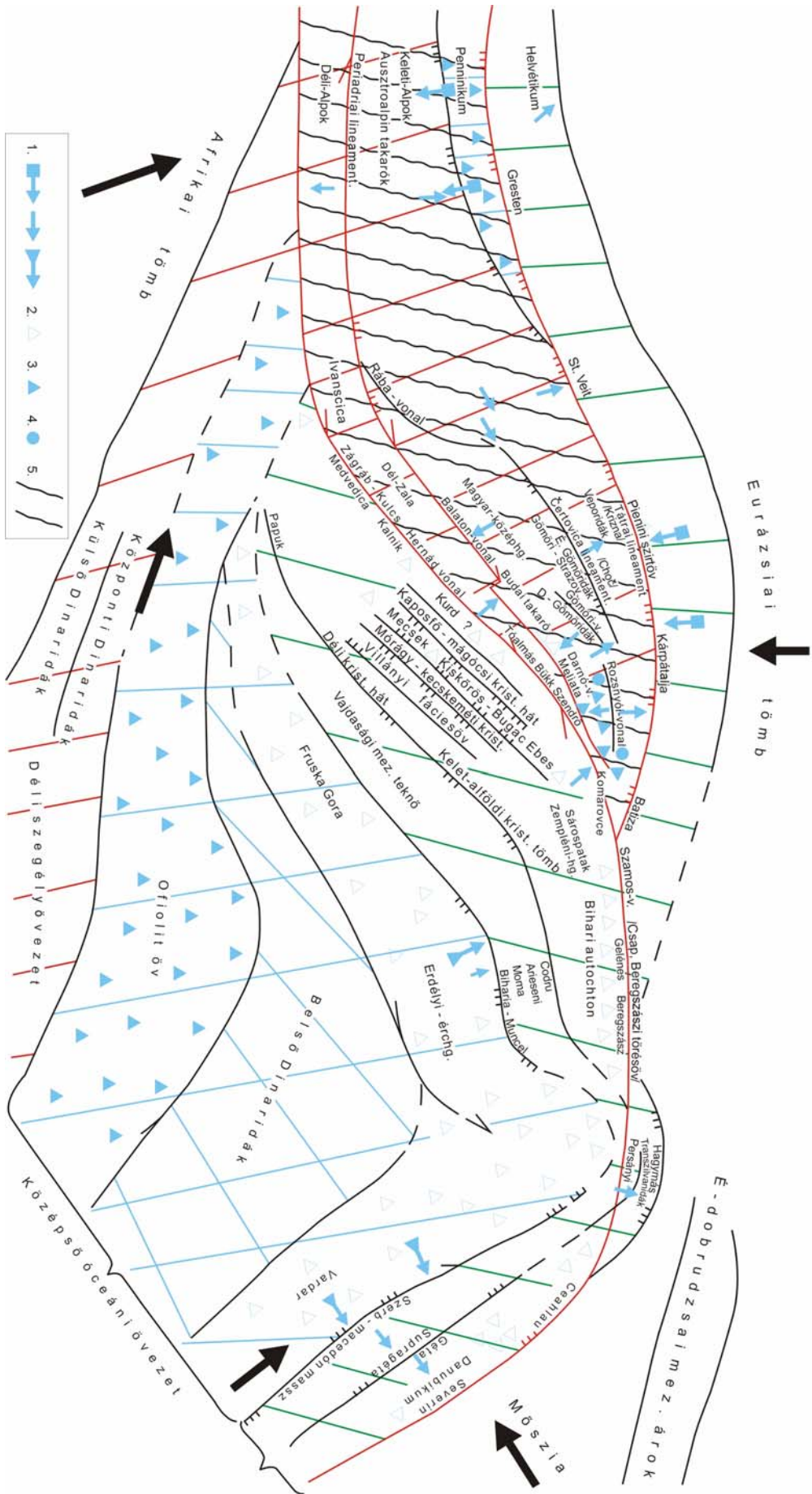
39a. ábra: Az alp-kárpát-pannon térség alpi fejlődéstörténete Wein (1978a, b) szerint

A NEOTETHYS GEOSZINKLINÁLIS TELJES KINYÍLÁSA / JURA - ALSÓKRÉTA/
 THE NEO-TETHYAN GEOSYNCLINE IN FULL DEVELOPMENT / JURASSIC-EARLY CRETACEOUS/

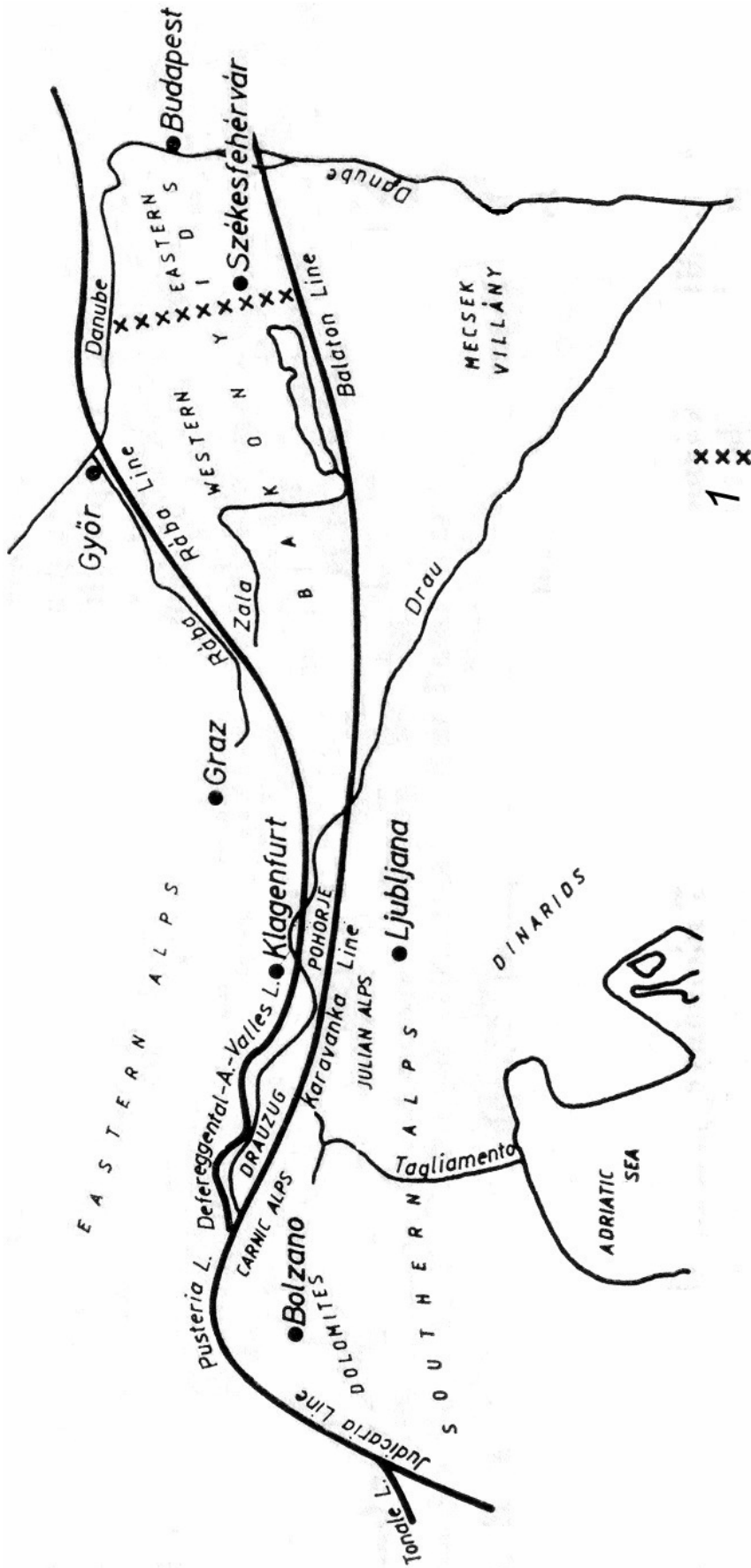


39b. ábra: Az alp-kárpát-pannon térség alpi fejlődéstörténete Wein (1978a, b) szerint

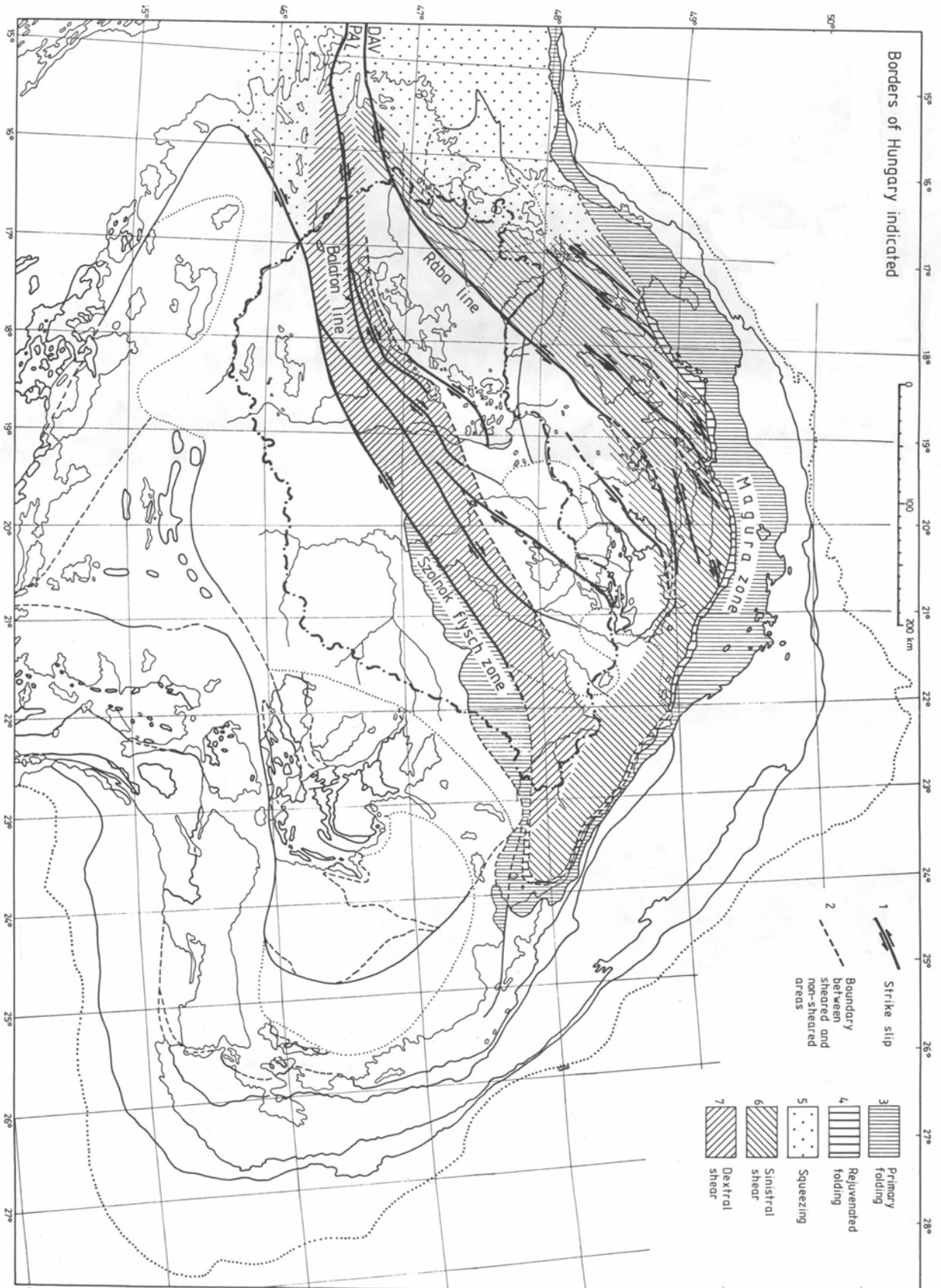
A NEOTETHYS KÁRPÁT-MEDENCEI TERÜLETEINEK FELSŐKRÉTA ELŐTTI HELYZETE (A BEZÁRÓDÁS ELSŐ FŐ IDŐSZAKA, AUSZTRIAI-MEDITERRÁN FAZISOK)
 THE PRE-LATE CRETACEOUS POSITION OF NEO-TETHYAN AREAS COVERING THE CARPATHIAN BASIN /FIRST MAIN PERIOD OF SEPARATION, AUSTRIAN-MEDITERRANIAN PHASES/



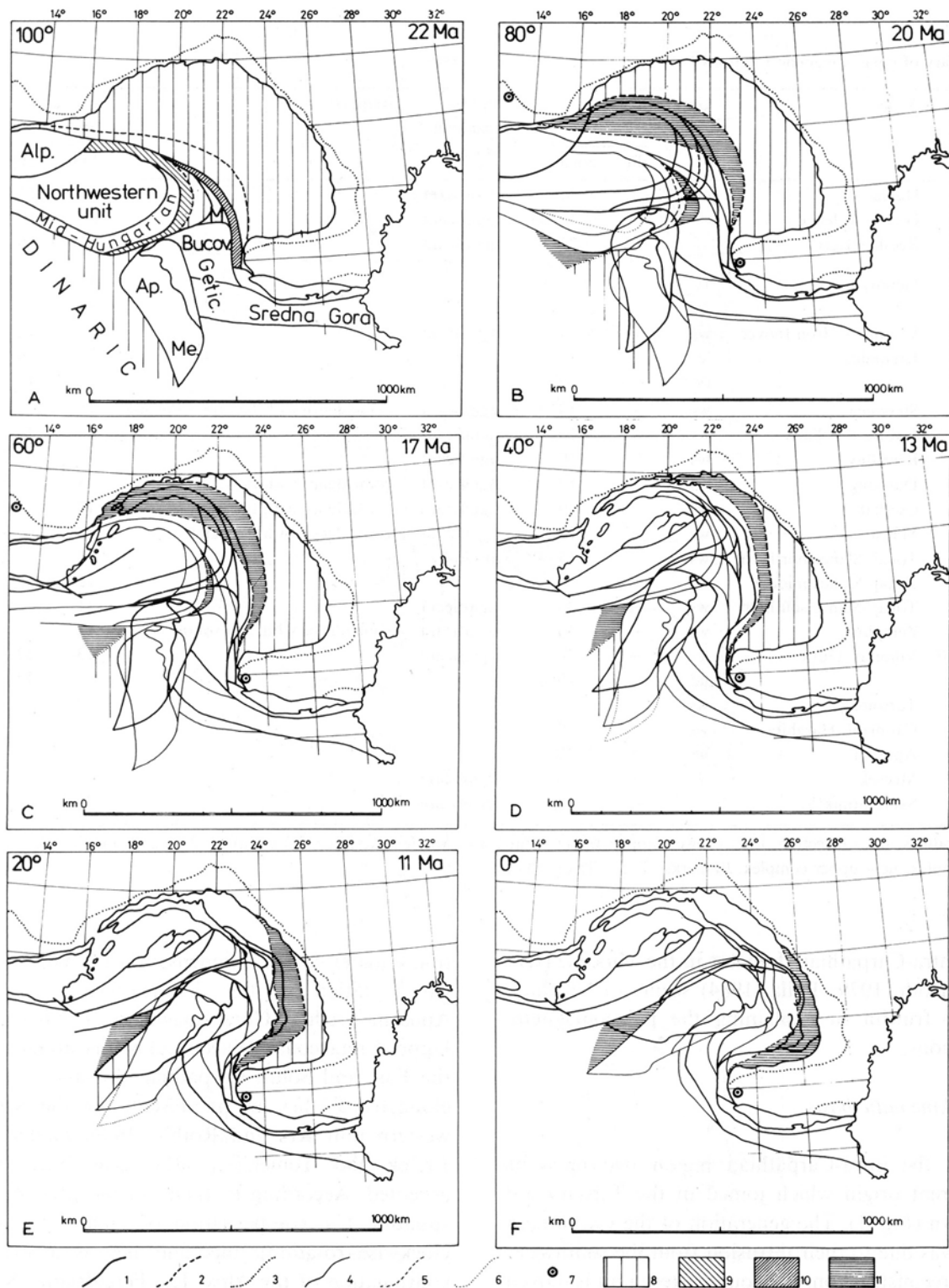
39c. ábra: Az alp-kárpát-pannon térség alpi fejlődéstörténete Wein (1978a, b) szerint



40. ábra: Az alpi kollíziós zónából kiszőkő Drauzug-Bakony egység elképzélése (Kázmér és Kovács, 1985)



41. ábra: Az alpi kollíziós zónából kiszökő egység határai széles nyíró zónát alkotnak Balla (1988b) szerint.



42. ábra: Az ALCAPA és a TISZA-DÁCIA egységek mozgástörténete a miocén során (Balla, 1984, 1986). Jelkulcs: 1=Az egységek határvonala; 2=A felgyűrődő területek frontja; 3=Az előtéri molasz-medence pereme; 4=Az egység korábbi határvonala; 5=A gyűrődés frontjának korábbi frontja; 6=A dél-dunántúli egység határa; 7=Rotációs pólus; 8=Konszumálható területek; 9=Gyűrt alpi és Magura-Maramaros-Szolnok övhöz tartozó flis képződmények; 10=Kelet-kárpáti flis-öv; 11=Konszumálódott területek.

4.4. HÁNY FELESÉGE VOLT ÓKEÁNOSZNAK?

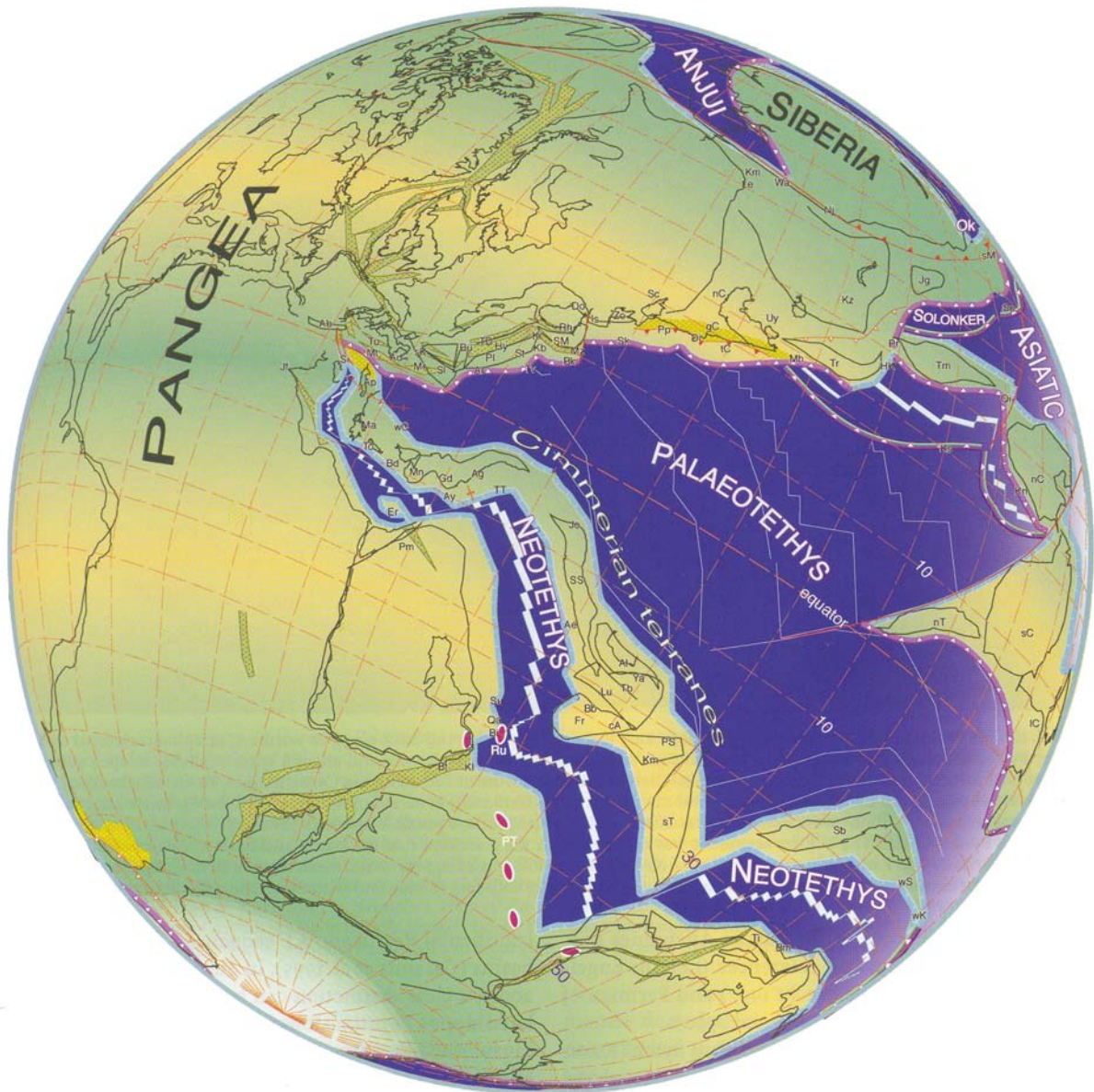
A pannon terület alpi fejlődéstörténete csak a Nyugati-Tethys kialakulásának és megsemmisülésének szélesebb keretei között érhető meg igazán. Ezért indokolt áttekinteni azokat a nagytektonikai rekonstrukciókat, amelyeket erre a területre dolgoztak ki Dewey et al., (1973) úttörő tanulmányát követően. Emlékezzünk vissza arra, hogy Eduerd Suess volt az, aki az alpmelánéziai hegységrendszer kialakulásához kapcsolódó, és szinte teljesen megsemmisült egykori óceánnak a görög mitológia szépséges nimfája, Tethys nevét adta. Bár a görög mitológia párkapcsolatai meglehetősen szövevényesek, Tethys az óceánok titánja, Ókeánosz feleségének tekinthető. A fejezet címét adó szellemes kérdést Sengör (1985) tette fel, és a probléma megoldásához rajta kívül még többen hozzájárultak (Dercourt et al., 1986; Ziegler, 1988, 1990; Ricou, 1994, Roure, 1994; Yilmaz et al., 1996 és Stampfli és Borell, 2004). A kiindulópont az, hogy a karbon végére, a variszkuszi hegységrendszer kialakulásával létrejött Pangea, az egységes szuperkontinens. Ennek északi és déli „karja” között egy óceán húzódott: Paleotethys. Sengör és a többi szakember arra a következtetésre jutott, hogy a Pangea déli ágán kezdődő riftesedés a perm közepére keskeny és hosszú óceáni medencévé fejlődött, melyet Neotethysnek neveztek el (43. ábra). A riftesedéssel leszakadt (Kimmériai) kontinens közelített Pangea északi peremvonalára felé, ahol Paleotethys szubdukálódott (44. ábra). A középső-triásztól kezdődően a szubdukációs zóna mögött új óceáni ívmögötti medencék és kontinentális szigetívek alakultak ki az északi kontinens szegélyén (45. ábra). Ennek egyik eredménye a környezetünkben ismert Hallstat-Melétei óceáni árok.

Az alsó-jura időszakra a Paleotethys teljes mértékben konzumálódott és a Kimmériai-terréren ütközött az északi kontinenssel (kimmériai orogén fázis). Pangea teljes öblözetét immáron Neotethys foglalta el. Ennek számunkra érdekes nyugati végén további szigetívek és ívmögötti medencék alakultak ki (45. ábra).

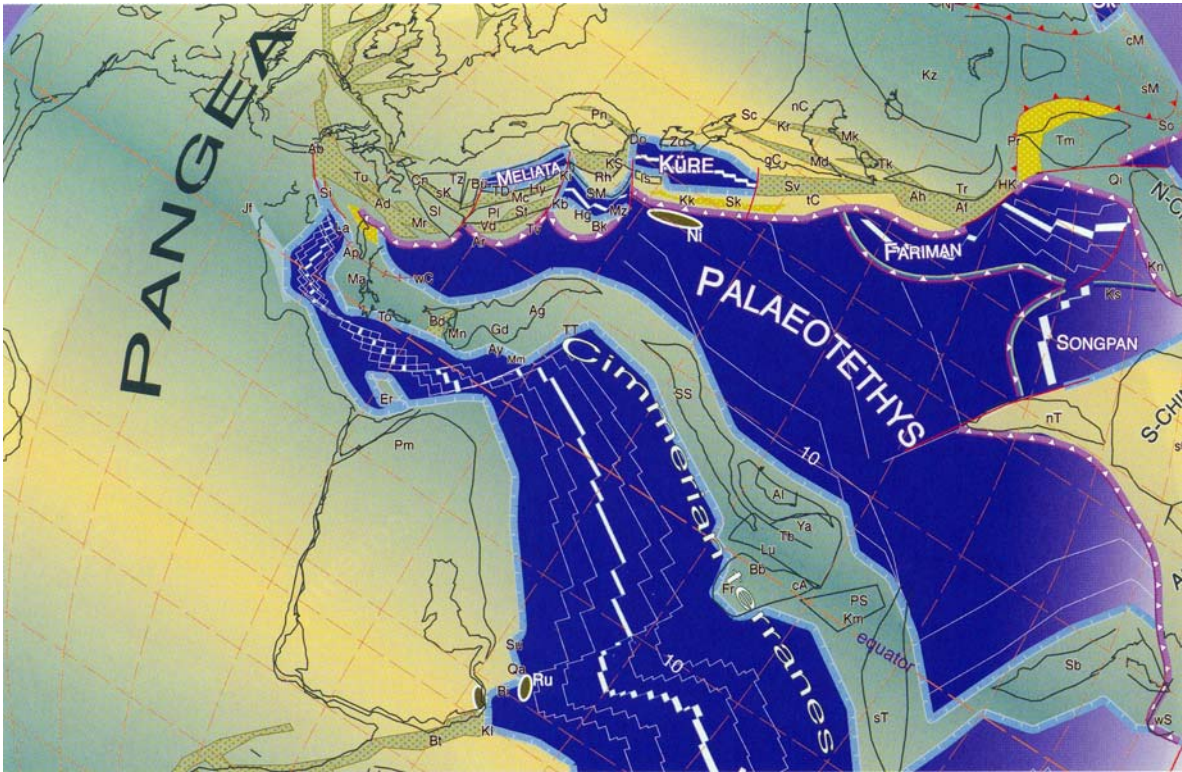
180 millió évvel ezelőtt új korszak kezdődött a Nyugat-Tethys történetében, mert ekkor indult meg az Atlanti-óceán középső részének kinyílása. A Közép-atlanti hátság északi vége messze elnyúlt keleti irányba és a riftesedés elvezetett az Alpok és Kárpátok középső- és késő-jura korú óceáni árkainak kialakulásához. Ezt a Neotethystől független rendszert Stampfli és Borell (2004) „Alpi-Tethysnek” nevezi (46. ábra). A jura végére ez egy összefüggő, bár helyenként kontinentális hátakkal elválasztott óceáni terület lett, amelynek részét képezték a ligúriai, piedmonti, délpennini, váhikumi, magurai, csalhoi és severini tengeri medencék (Csontos és Vörös, 2004). Ehhez csatlakozott még a korai-kréta (barrémi) során az észak-pennini (Valais) árok, amely a Pireneusi-rift részeként ugyancsak az Atlanti-óceán kinyílásával kapcsolatos (Stampfli és Borell, 2004).

Ezek az új eredmények radikálisan megváltoztatták az egyetlen Tethysről és az azt délről és északról szegélyező két kontinensperem ütközéséről Suess és Argand által kialakított egyszerű modellt. Legalább három Tethys, több ívmögötti óceáni medence, egy nagy kiterjedésű elszakadt kontinentális peremrész és számos mikrokontinens konvergenciája és kölcsönhatása hozta létre az alpmelánéziai hegységrendszert. Eszmetörténeti szempontból különösen érdekes, hogy, bár a Tethys-koncepció az Alpok tanulmányozásából született, valójában az Alpi-Tethysnek nincs köze sem a Paleotethyshez, sem a Neotethyshez, hanem az Atlanti-óceán

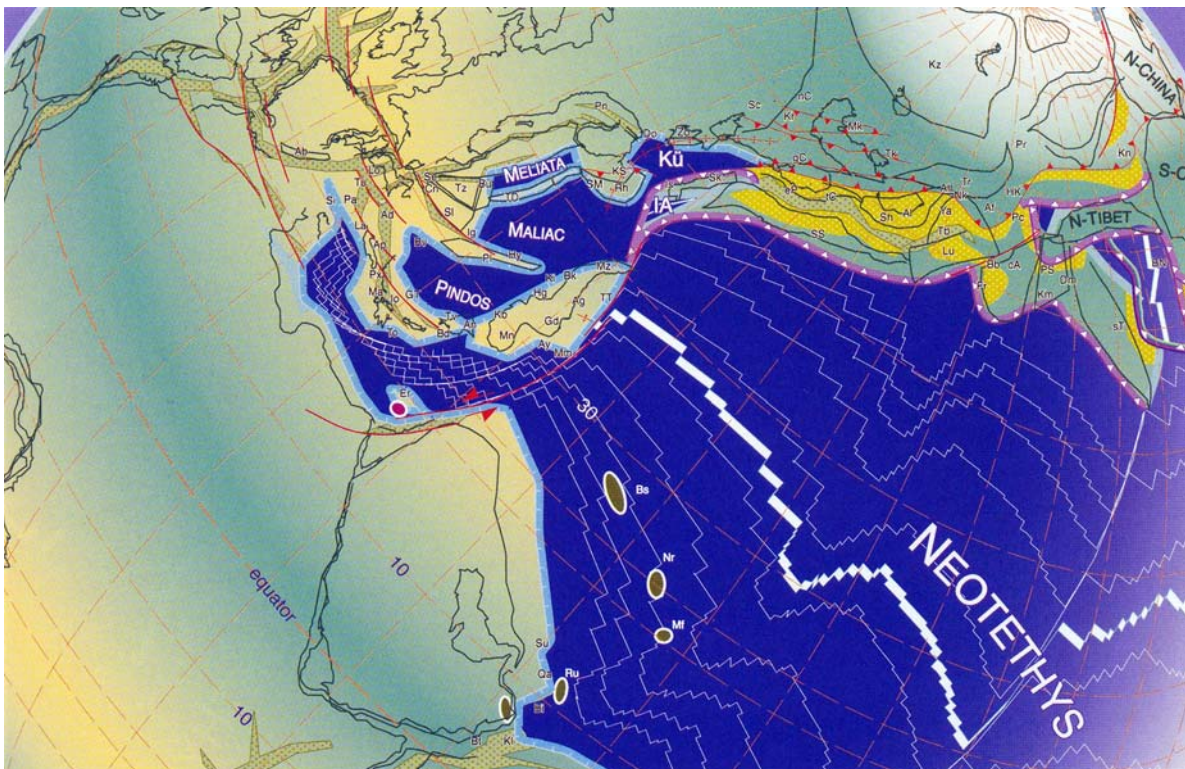
leánya. Sengör szellemes kérdésére pedig, Ókeánosz feleségeinek számáról azt a választ adhatjuk, hogy mai ismereteink szerint három biztosan volt: Paleotethys, Neotethys és Alpi-Tethys.



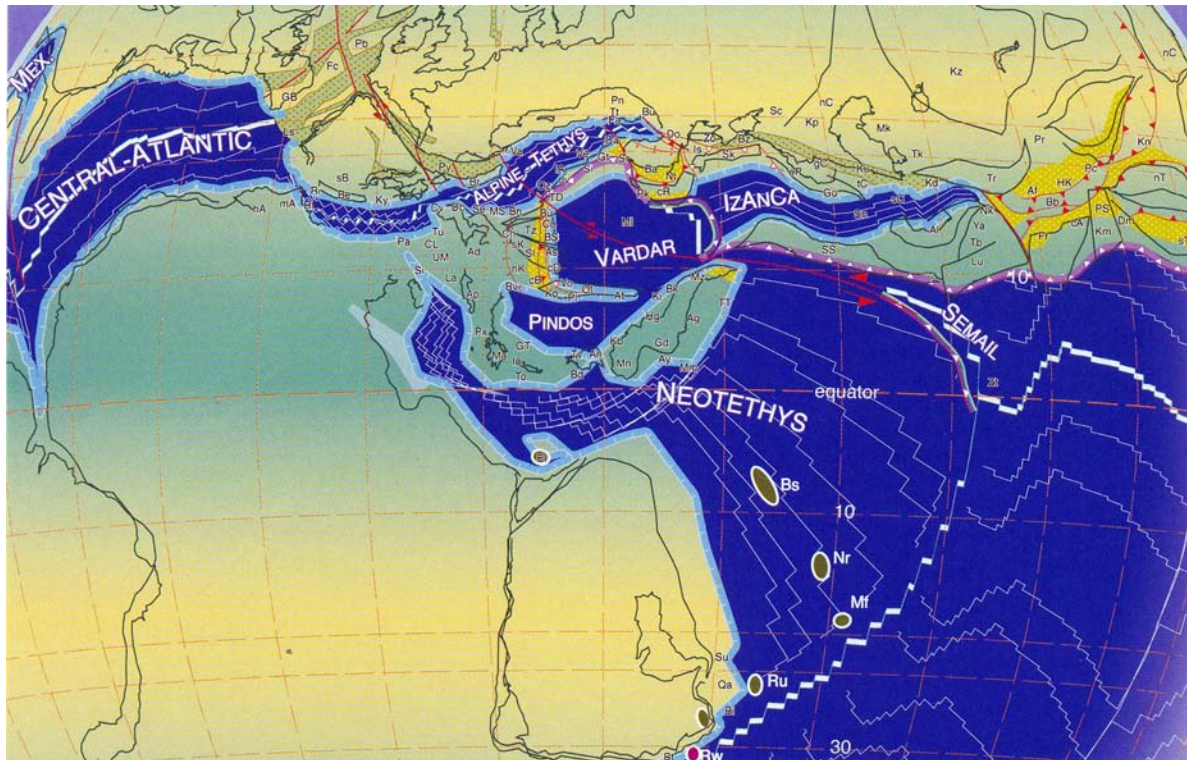
43. ábra: A Neotethys kialakulásának korai (260 Ma) fázisa (Stampfli és Borel, 2004)



44. ábra: A Neotethys kialakulásának középidője (240 Ma) és a Paleotethys északi irányú szubdukciójának kifejtett stádiuma (Stampfli és Bord, 2004)



45. ábra: A Paleotethys teljes konzumációja és a Kimmériai-terrén kollíziójának időszaka (200 Ma) (Stampfli és Borel, 2004)



46. ábra: Az Alpi-Tethys kialakulásának kezdeti időszaka (131 Ma) és összefüggése az Atlanti-óceán középső részének kinyílásával (Stampfli és Borel, 2004)

4.5. LEMEZTEKTONIKA ÉS MEDENCEFEJLŐDÉS

A földtudományok új globális elméletének, a lemeztektonikának a megjelenése tette lehetővé a világ különféle medencéinek egységes tárgyalását, genetikus típusokba való sorolását. Ahogy ezt számos szerző hangsúlyozza, minden egyes medencének egyedi fejlődéstörténete, sajátos „lelkivilága” van. Ennek ellenére, minden esetben megragadhatók olyan általános jellemzők, amelyek az adott medencét a lemeztektonikai helyzet, a létrehozó, majd módosító szerkezetalakulás szempontjából más medencékhez hasonlatossá teszik. Ezek a közös ismérvek adják aztán az ilyenfajta osztályozási rendszerek közvetlen hasznát, ami az, hogy az alaposan megkutatott és jól ismert típusmedencékből a kevésbé megkutatottakra kaphatók előzetes információk.

Nagy kőolajkutató világcégek több osztályozási rendszert dolgoztak ki (Bois et al., 1982; Ingersoll 1988; Einsele, 1992). Részletesen Bally és Snelson rendszerét ismertetem, mert véleményem szerint ez a nagytektonikai szempontból legkövetkezetesebb osztályozási rendszer (Bally és Snelson, 1980).

Medencének nevezünk olyan számottevő kiterjedésű üledékekkel és vízzel borított kéregdepressziót, ahol az üledékek kora számottevően fiatalabb az aljzatot alkotó alapközeteknél, és a medence szerkezetét utólagos tektonikai hatások még alapvetően nem módosították. Amennyiben a depresszió kitöltésében az üledék mennyisége a domináns akkor **üledékes medencéről**, ellenkező esetben **morfológiai medencéről** beszélünk. Teljes feltöltődés esetén alakulnak ki a szárazföldi üledékes medencék.

A Föld különböző medencéit lemezen belül elfoglalt helyzetük és a kapcsolódó lemeztektonikai folyamatok alapján osztályozta Bally és Snelson (II. táblázat). Megkülönböztettek litoszféra lemezen belül elhelyezkedő medencéket, valamint ütköző litoszféra lemezek szegélyén kialakuló és kompressziós megaszuturákhoz kapcsolódó, vagy közvetlenül ilyen megaszuturákon létrejött medencéket. Kompressziós megaszuturák az orogén öveket jelentik széles értelemben, vagyis belefoglalva az ütközés során létrejött deformált területeket és vulkáni tartományokat. Ezek tektonikai szempontból legfontosabb eleme a szubdukció, amelynek két lényegesen eltérő módját kell megkülönböztetni. Kontinentális és óceáni lemez közeledésekor jön létre a B-szubdukció, amely az óceáni lemez alátolódását és Benioff-zóna kialakulását jelenti. Kontinens/kontinens ütközés során az üledékek és a felső kéregrészek lenyíródhatnak az egyik litoszféráról a maradék köpenylitoszféra így már jelentős mértékben betolódhat a szembejövő másik kontinentális lemez alá. Ezt a folyamatot Ampferer ismerte fel elsőként, s ezért A-szubdukciónak nevezik.

A Pannon-medence besorolása ebbe a rendszerbe nyilvánvaló, hiszen a szerzők az A-szubdukcióhoz kapcsolódó és megaszuturán elhelyezkedő kontinentális medencék típusának tartják. Az osztályozás és az ábra világossá teszi, hogy olyan korábbi kompresszív rendszeren (alpi orogén) belül elhelyezkedő extenziós medencéről van szó, amely Nyugat-Mediterrán típusú testvérmedencéitől csak abban különbözik, hogy új óceáni kéreg helyett elvékonyodott kontinentális kéreg jellemzi. Horváth és Berckhemer (1982) az alp-mediterrán öv medencéinek geológiai és geofizikai jellemzőit áttekintő tanulmányukban kimutatták, hogy a kéregszerkezeti

különbségek pusztán az eltérő mértékű extenzióból és a medencék különböző fejlettségi fokából adódnak, genetikailag tehát hasonlóknak tekinthetők.

A Pannon-medence más osztályozási rendszerekben is a **típusmedence** rangjára emelkedett. A 47. ábra Einsele (1992) összefoglaló medence monográfiájából származik, és azt illusztrálja, hogy a Pannon-medence szembemutató kontinentális szubdukciókkal létrejött kollíziós zóna posztorogén extenziójával alakult ki. Az ábrán látható reprezentatív modell lényegében azonos Bally és Snelson (1980) elképzelésével. Annál meglepőbb azonban hasonlósága Kober (1921) klasszikus sémájával (8. ábra), hiszen látszólag csak a közbenső hegység neveződött intramontán medencévé. Bár e névcseré mögött jelentős koncepcionális fejlődés van, a két ábra hasonlósága Kobert dicséri.

II. táblázat

Medence osztályozás

1. Litoszféra lemezen belüli medencék:
 - 1.1. Óceáni kéreg kialakulásához kapcsolódó
 - 1.1.1. riftek;
 - 1.1.2. óceáni transzform vetőkkel kapcsolatos medencék;
 - 1.1.3. óceáni abiszikus síkságok;
 - 1.1.4. Atlanti-típusú (passzív) kontinentális peremek.
 - 1.2. Mezozoosnál idősebb kontinentális litoszférához kapcsolódó
 - 1.2.1. kratoni medencék.
2. Kompressziós megaszaturákhoz kapcsolódó medencék:
 - 2.1. Mélytengeri árkok.
 - 2.2. Előszüllyedékek (kontinentális kérgen A-szubdukció közelében).
 - 2.3. Kínai-típusú medencék (kontinentális kérgen A-szubdukciótól távol).
3. Kompressziós megaszaturákon lévő medencék:
 - 3.1. B-szubdukcióhoz kapcsolódó
 - 3.1.1. ívelőtti medencék;
 - 3.1.2. cirkumpacifikus ívmögötti medencék.
 - 3.2. Kontinens/kontinens kollízióhoz és A-szubdukcióhoz kapcsolódó ívmögötti medencék:
 - 3.2.1. Kontinentális vagy pannoniai típus.
 - 3.2.2. Óceáni vagy nyugat-medditerráni típus.
 - 3.3. Nagy nyíródási övekhez kapcsolódó medencék:
 - 3.3.1. Great Basin típus.
 - 3.3.2. Kaliforniai medence típus.

Mi igazán újat tud mondani a lemeztektonika az extenziós medencék genetikájáról? Erre a kérdésre McKenzie (1978) adott frappáns választ, amikor kidolgozta termomechanikus medencefejlődési modelljét. Ennek lényegét a 48a-b. ábra foglalja össze. Először definiálta a normál állapotú kétdimenziós litoszféra egyszerűsített rétegszerkezetét, hőmérsékletének és sűrűségének mélységi változását, valamint releváns geotermikus paramétereit (III. táblázat). A

medencefejlődés **iniciális (szinrift) fázisa** során zajlik le a litoszféra megnyúlása, mégpedig a legegyszerűbb tiszta nyírásos (pure shear) mechanizmussal. A megnyúlás mértékét a β paraméter adja meg, ami a litoszféra eredeti és elvékonyodás utáni vastagságának a hányadosa tehát $\beta \geq 1$. A megnyúlás homogén, azaz az eredeti litoszféra minden egységnyi térfogatú elemi kockája a megnyúlás után β hosszúságúra növekszik és $1/\beta$ értékűre vékonyodik. A megnyúlási modell továbbfejlesztett változata figyelembe tudja venni azt, hogy a litoszféra kétosztatú, és felső részét (célszerűen a kérget) β , míg alsó részét (azaz a köpenylitoszférát) egy ettől eltérő δ megnyúlási paraméter jellemezheti (Royden és Keen, 1980; Sclater et al., 1980).

A megnyúlás leírását tovább egyszerűsítő feltevés az, hogy az iniciális folyamat annyira gyors, hogy az állapotváltozás adiabatikus, azaz minden térfogatelem megtartja hőmennyiségét, s ezúton hőmérsékletét is. Mivel a megnyúlással magasabb szintre kerül minden litoszféraelem és a litoszféra kivékonyodás helyébe magas hőmérsékletű asztenoszféra emelkedik, az iniciális folyamat eredményeképpen a normál állapothoz képest jelentős hőanomália alakul ki (48. ábra). Ennek konduktív úton való elvezetése és a stacioner (normál) állapot elérése elvileg végtelen ideig tart, s ezt az időszakot a medencefejlődés **termikus (posztrift) fázisának** nevezzük.

III. táblázat

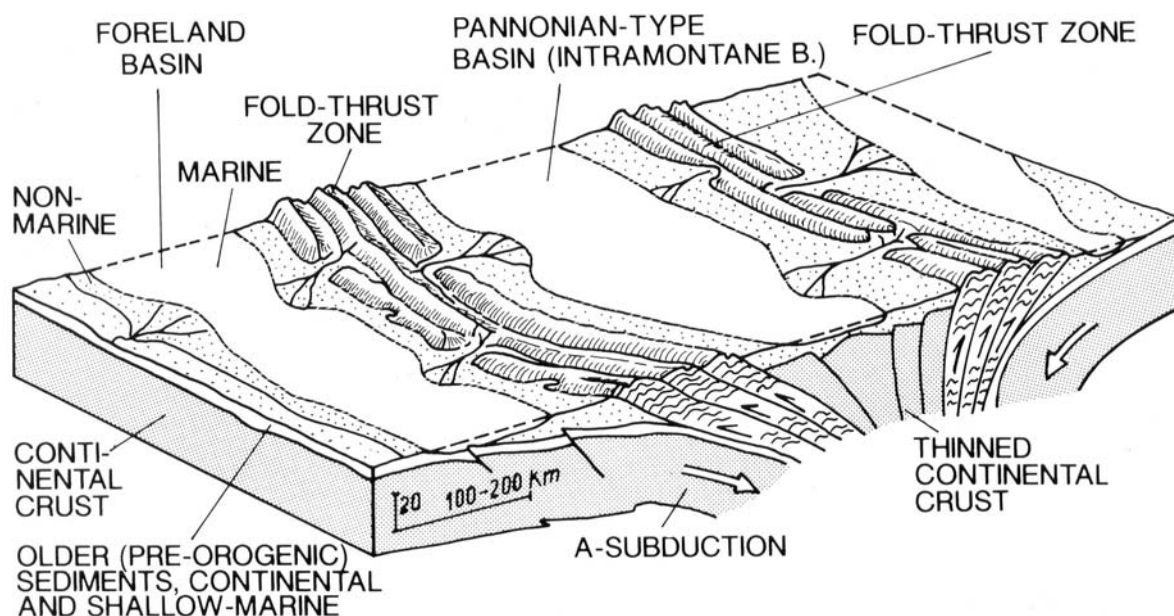
Medencefejlődés leírása során használt legfontosabb paraméterek

Elnevezés	Jelölés	Érték
Litoszféra vastagsága	A	126 km
Kontinentális kéreg vastagsága	t_c	36 km
Asztenoszféra hőmérséklete	T_a	1350°C
Kéregsűrűség (T=0°C hőmérségleten)	ρ_c	2800 kg/m ³
Köpenysűrűség (T=0°C hőmérségleten)	ρ_m	3310 kg/m ³
Litoszféra térfogati hőtágulási együtthatója	A	3,1 10 ⁻⁵ C ⁻¹
Litoszféra hődiffuzivitása	K	8,122 10 ⁻⁷ m ² /s
Litoszféra normális hőmérsékleti gradiense	$G_n = T_a / a$	10,71 °C/km
Litoszféra normális hőárama	$q_n = G_n \cdot k$	33,64 mW/m ²
Litoszféra hővezetőképessége	K	3,14 Wm ⁻¹ K ⁻¹

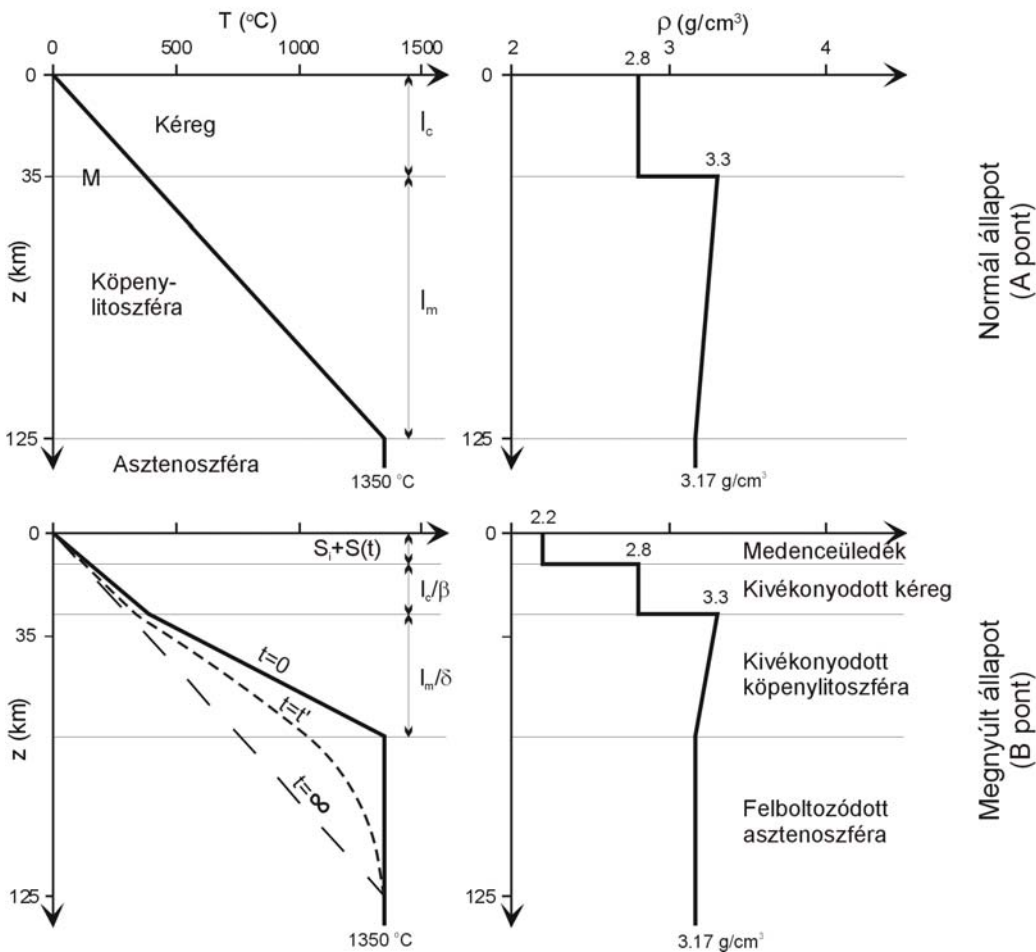
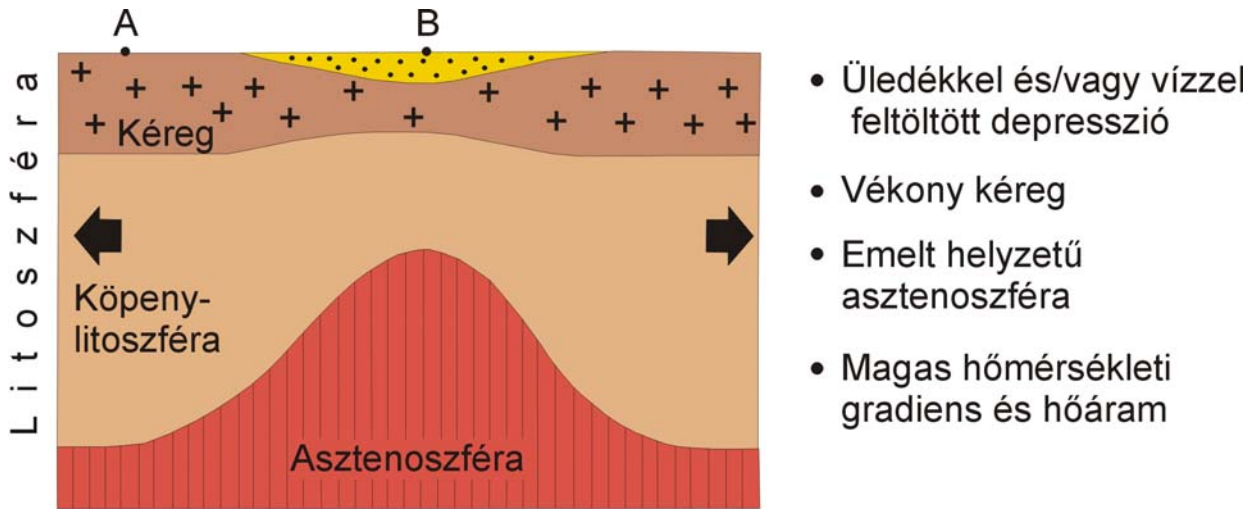
A medenceképződés mindkét fázisa során a litoszféra teteje a kiindulási szinthez képest süllyed, de eltérő okok miatt. Az iniciális megnyúlás megbontja az izosztatikus egyensúlyt, mert egy kiindulási magasságú litoszféra oszlop súlya megnövekszik a kissűrűségű kéreg elvékonyodása miatt. Az izosztázia a litoszféraoszlop süllyedésével állhat helyre. Ez az iniciális süllyedés (S_i) annál nagyobb minél fokozottabb mértékű a kéreg elvékonyodása és általában sokkal gyorsabb is az azt követő termikus süllyedésnél (S_t). Utóbbit ugyanis a litoszféralemez hőszugorodása okozza, mely a hővezetéssel bekövetkező lassú hőmérsékletcsökkenés hatására lép fel. A mindkét fázis során kialakuló süllyedéket víz és fokozatosan növekvő mennyiségű üledék tölti fel, amelynek terhelése izosztatikusan megnöveli a létrejövő üledékbefogadó teret. Mindezek az egyszerű folyamatok matematikailag szabatosan leírhatók, s ezáltal a McKenzie-modell fő érdeme az, hogy kiszámolható egy medence süllyedési és hőmérsékleti története, amennyiben a megnyúlási faktorok (β és δ) ismertek. Mivel ezek általában nem jól ismert

mennyiségek, a korszerű **medenceanalízis** módszere az, hogy az üledékes rétegsor minél pontosabb megismerésére törekszik és ebből származtatja le valamely medence térben és időben változó süllyedéstörténetét. Ezután a megfigyelt és számolt süllyedéstörténetek összevetése útján messzemenő következtetések tehetők a medencefejlődés tektonikájára, és az üledékes rétegek hőmérsékleti és érettségi történetére (Horváth, 1986; Royden és Horváth, 1988). Napjaink szénhidrogén-kutatásában az általánosan elterjedt medencefejlődés modellező gépi programok (pl. PetroMod) mindegyike McKenzie koncepciójából fejlődött ki.

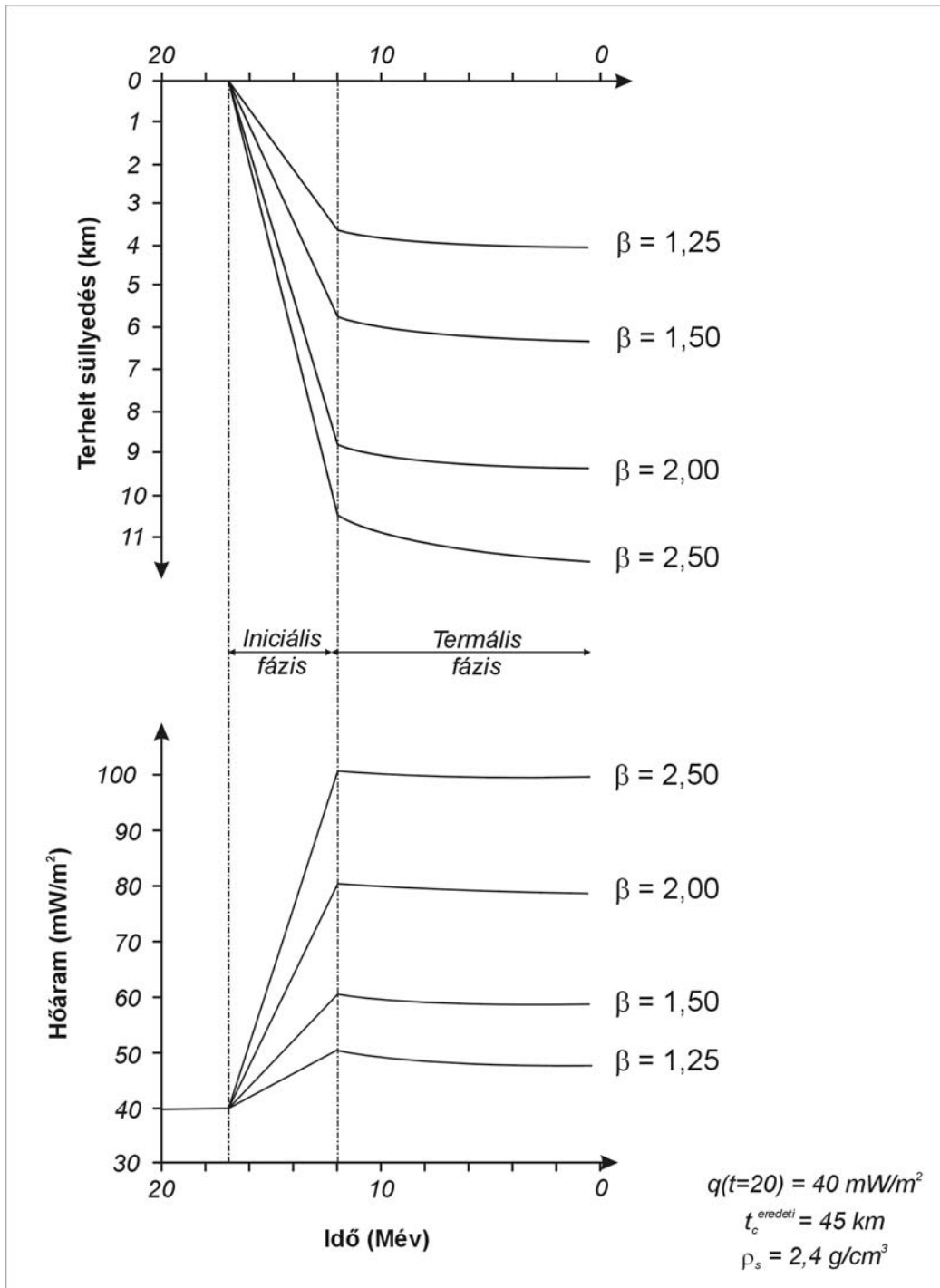
Ez a modell inspirálta azokat a szakembereket is, akik a „tisztá megnyúlás” matematikai absztrakcióján túlmenően az extenziós medencék olyan szerkezeti és rétegtani jellemzőit igyekeztek felvázolni, amelyek terepi és fúrásos térképezéssel, valamint szeizmikus szelvények értelmezése során ténylegesen megfigyelhetők (49. ábra). Ilyenek a különböző típusú normálvetők (Wernicke és Burchfiel, 1982), az aktív riftárkokat összekötő transzfer vetők (Gibbs, 1984), az oldalelmozdulásos vetők és kapcsolódó húzásos medencék (Mann et al., 1983), valamint a laposdőlésű normálvetők feküblökkjának nagymértékű kiemelkedése során létrejövő metamorf magkomplexumok (Lister és Davies, 1989). A medenceüledékek rétegtani architektúráját pedig a tektonika mellett alapvetően a tengerszint-ingadozásokhoz kapcsolódó üledékes szekvenciák kialakulása határozza meg (Posamentier és Vail, 1988). Közvetlen tengeri kapcsolattal nem rendelkező medencék és nagy tavak rétegsorában is világosan azonosíthatók a harmad- és negyedrangú üledékes szekvenciák, amelyeket a regionális feszültségtér fluktuációk (Cloetingh et al., 1985) és/vagy a behordási ütem és irány változásai (Mattick et al., 1988) hoznak létre.



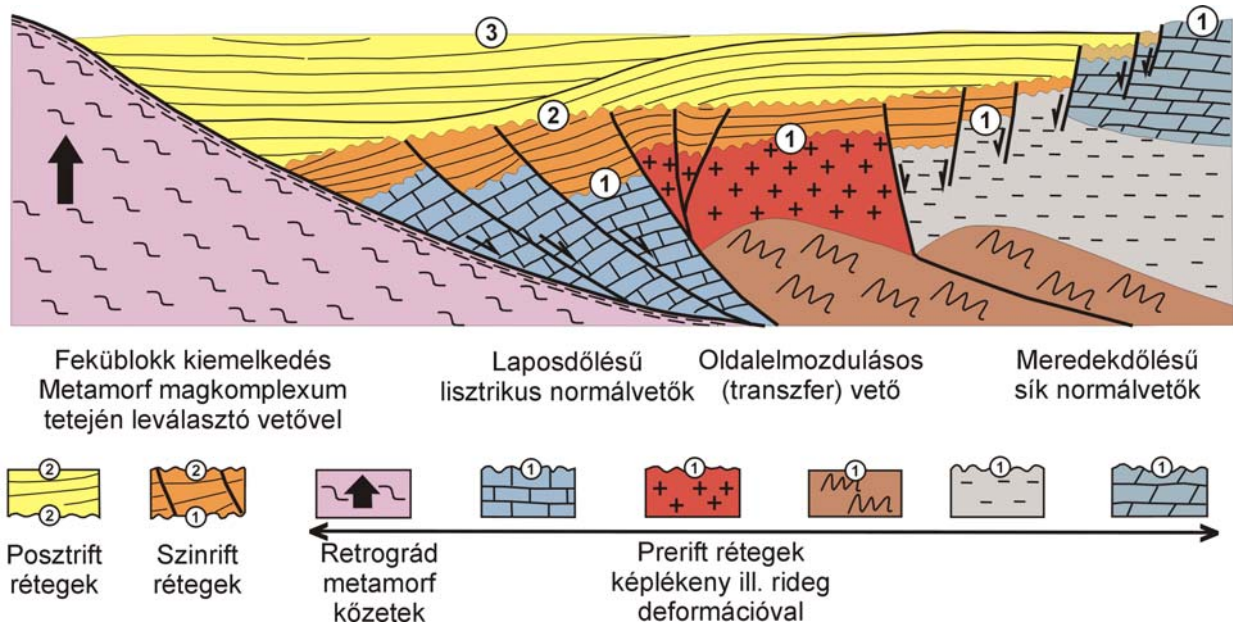
47. ábra: A pannóniai-típusú medencék szerkezeti sémája Einsele (1992) szerint.



48a. ábra: Extenziós medence jellemzői: a litoszféra szerkezete, a hőmérséklet és a sűrűség változása normális állapotban (A. pont) és megnyúlt állapotban (B. pont)



48b. ábra: A medence süllyedéstörténete üledékekkel terhelve, és a medencealjzati hőáram időbeli változása (b. ábra)



49. ábra: *Extenziós medence jellemzői: a medencealjzat és az üledékes kőzetek tektonikai elemei*

4.6. A PANNON-MEDENCE TERMOMECHANIKAI MODELLJE

McKenzie (1978) termomechanikai medencefejlődési modelljének első teszt-területe a Pannon-medence volt. Ennek a privilegizált helyzetnek kettős oka volt. Az első személyes természetű és a lemeztektonika két úttörőjének Dan McKenziének és John Sclaternek a rivalizálásához köthető. A termomechanikus medencefejlődés algoritmusára ugyanis nem más, mint az óceánok topográfiájának és hőáramának magyarázatára megalkotott modell (Parson és Sclater, 1977) egyszerű továbbfejlesztése. Ezért Sclater úgy érezte, hogy méltánytalanul kimaradt McKenzie cikkéből, amiért úgy akarta magát kárpótolni, hogy a modell első alkalmazását ő maga kívánta megtenni. A második ok a Pannon-medencében végzett kutatások magas színvonalra volt, ami kézenfekvővé tette Sclater és a Massachusetts Institute of Technology (MIT) más munkatársainak választását. Ennek eredményeként 1980-1986. között széleskörű együttműködés folyt az MIT és az Eötvös Loránd Tudományegyetem között, a Magyar Tudományos Akadémia és a National Science Foundation közötti kétoldalú megállapodás keretében. Ez az együttműködés jelentős nemzetközi visszhangot kiváltó eredményeket hozott a Pannon-medence és a környező orogének megismerésében, valamint érdemben hozzájárult más ívmögötti medencék és a kollíziós övek geodinamikájának jobb megértéséhez.

Ebben a fejezetben 1980-tól az együttműködést lezáró monográfia (Royden és Horváth, 1988) megjelenésig eltelt időszakban született eredményeket tekintem át úgy, hogy mai ismereteim alapján felmutatom az értékeket, de tárgyalom a hiányosságokat is, hogy világos legyen, melyek azok a területek, ahol sikerült továbblépni az utóbbi másfél évtizedben (5. fejezet). A termomechanikai modell alkalmazásának eredményeit három témakör szerint csoportosítva foglalom össze.

4.6.1. A medence süllyedés- és hőtörténete

A már említett első alkalmazás Sclater et al. (1980) munkája volt. Kiindulási adatrendszerét a szénhidrogén-kutató fúrásokból és szeizmikus mérésekből ismert medencekitöltő rétegsorok, a hőáramsűrűség értékek, valamint a kéreg és litoszféra vastagságára vonatkozó adatok szolgáltatták. Ezek arra mutattak, hogy a Kárpát-medencében a litoszféra megnyúlás iniciális fázisa a korai miocénben (ottnangi és kárpáti) kezdődött és a középső miocénben (bádeni és szarmata) kulminált, míg a termikus fázis a szarmata vége óta tart. Üledékvastagságok tekintetében a Kárpát-medence különböző részmedencéi lényegesen különböznek egymástól. A periférikus helyzetű medencerészeket (Bécsi-medence, Kárpátaljai-süllyedék és Erdélyi-medence) vastag kárpáti, bádeni és szarmata üledékek, kisebb vastagságú pannóniai és fiatalabb rétegek töltik ki (50. ábra). A Bécsi-medence és az Erdélyi-medence egyúttal hideg is, hőáramsűrűség értékei kisebbek a kontinentális átlagnál ($\sim 60 \text{ mW/m}^2$; Dövényi és Horváth, 1988). Ezzel szemben a belsőbb helyzetű medencerészek (Dunántúl és a Nagyalföld) a rétegsorra a kis vastagságú iniciális és a nagyvastagságú pannóniai és fiatalabb üledékek jellemzők. A hőáramsűrűségek pedig mindenütt jóval magasabbak a kontinentális átlagnál (jellemzően $\sim 90-110 \text{ mW/m}^2$). A tényleges üledék-felhalmozódási diagramok (50. ábra) és az elvi süllyedéstörténeti görbék (48b. ábra) összevetése világossá tették, hogy a belső helyzetű medencékre

a homogén megnyúlásos modell nem megfelelő. Az ezekre a területekre jellemző $80\text{-}100\text{W/m}^2$ hőáramértékből $\beta > 2$ megnyúlási faktor adódik, amihez viszont $9\text{-}11$ km üledékvastagságú medence tartozna, és ez domináns módon az iniciális fázis során kellene kialakuljon. Ezzel szemben a Pannon-medence markáns jellegzetessége a kisvastagságú szinrift sorozat (néhány száz méter kárpáti, bádeni és szarmata rétegsor) és a nagyvastagságú posztrift sorozat (néhány ezer méter alsó- és felső-pannoniai, valamint több száz méter negyedidőszaki rétegsor az Alföldön).

A nyilvánvaló ellentmondás feloldására született meg az **inhomogén megnyúlási modell**. A termomechanikai modellszámítások eredményei azt mutatták, hogy a területen lezajlott egy átlagosan kétszeres mértékű homogén megnyúlás ($\beta=2$) a bádeni során, de a belső medencerészekben az alsó litoszféra kivékonyodása ennél sokkal nagyobb volt akár a teljes köpenylitoszféra eltűnhetett ($\delta \rightarrow \infty$). Ez a meglepő eredmény a magas hőáram, a látszólag kicsi iniciális süllyedés és a nagy termikus süllyedés megkerülhetetlen következménye volt. Ennek a markánsan inhomogén megnyúlásnak az okát és mechanizmusát Sclater et al. (1980) részletesen diszkutálták, de nem jutottak megegyezésre, hanem két lehetséges alternatívát javasoltak:

a.) A drasztikus köpenylitoszféra kivékonyodást az hozta létre, hogy a Pannon-medence kialakulásához kapcsolódó kárpáti szubdukciós zóna fokozatosan hátrált, ennek során az alátoló lemez magával húzta a felette lévő lemez duktilis alsólitoszféráját. Azaz a szubdukálódó lemez sajátos, hátráló mozgása egyszerűen elszívja a képlékeny alsólitoszférát. Ezt az alternatívát favorizálta a négy amerikai szerző.

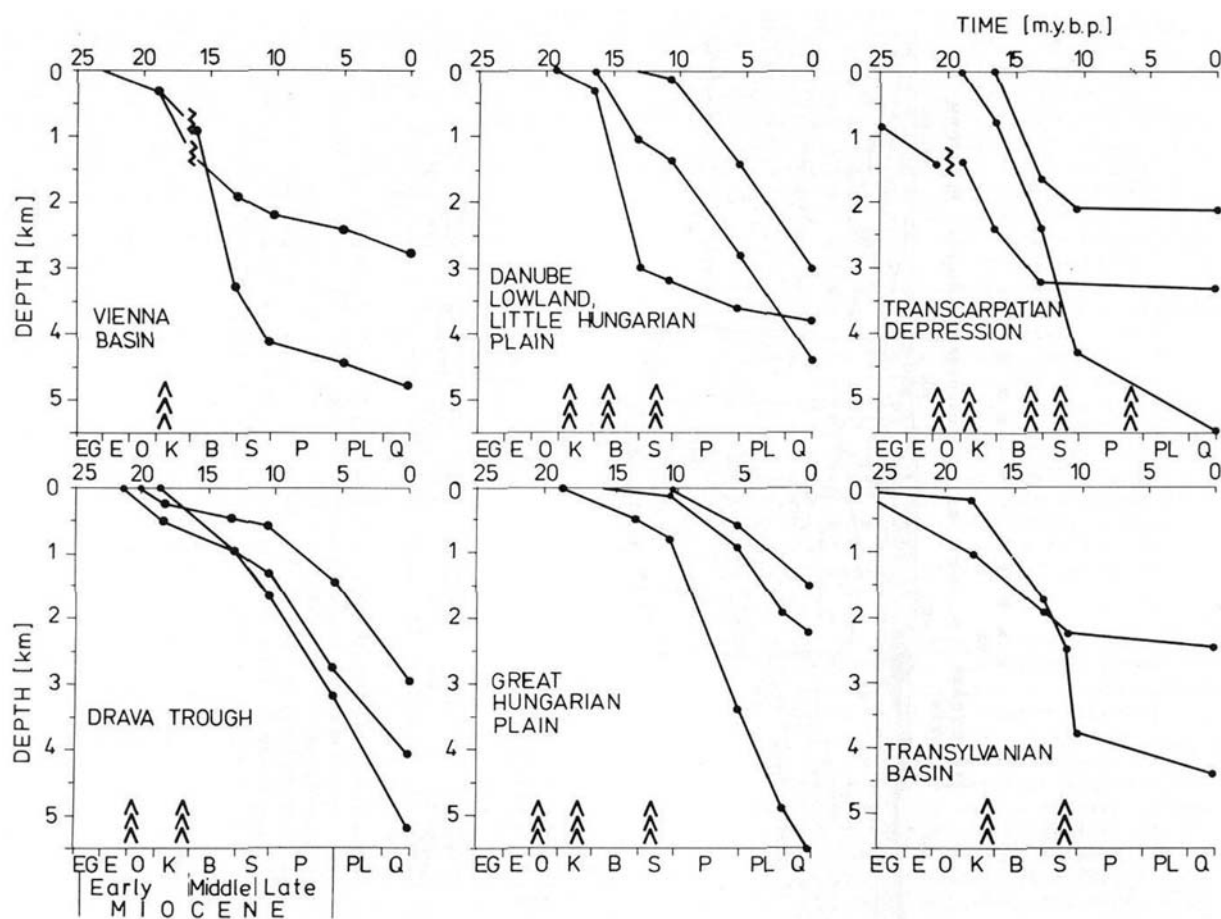
b.) Az alsólitoszféra drasztikus elvékonyodása a litoszféra alulról történő termikus átalakulásának a következménye. Az ehhez szükséges többlet hőmennyiséget a betoló lemez által generált másodlagos asztenoszféra áramlások szolgáltatják (Andrews és Sleep, 1974). A két magyar szerző véleménye szerint ez a „termikus erózió” olyan hatásos lehetett, hogy a teljes köpenylitoszféra, sőt a kéreg alja is megolvadhatott.

Megállapítható, hogy a két, érdemben különböző alternatíva között a medencefejlődés dinamikájának eltérő szemlélete húzódik. Az 5.7. fejezetben a hogyan tűnt el a pannóniai alsólitoszféra kérdésre újszerű választ fogok adni, ami azért is megkerülhetetlen, mert a további süllyedés- és hőtörténeti modellszámítások megerősítették a kezdeti értelmezést. Dövényi jelentősen továbbfejlesztette a termomechanikus medencefejlődés modellezési technikáját (Horváth et al., 1988). Olyan numerikus algoritmust dolgozott ki, amelyik hitelesen számolni képes a nem pillanatszerű, hanem többszöri időszakban bekövetkező tetszőleges időtartamú homogén vagy inhomogén litoszféra megnyúlást és az ennek során, valamint ezek után zajló termikus hűlést, illetve zsugorodást. Az új generációs modellezések az alsólitoszféra drasztikus kivékonyodásának megerősítése mellett számos új eredményt hoztak a medence süllyedéstörténetének megértése területén (Horváth et al., 1986, 1988). Legfontosabb annak kimutatása volt, hogy a Pannon-medence kialakulása során az egyes medenceterületeken a süllyedés üteme és az üledék-felhalmozódás sebessége nem volt egyenlő. Amennyiben a süllyedést nem tudta kompenzálni az üledékfeltöltődés akkor jelentős vízmélységű medencék alakultak ki.

A modellszámítások szerint a Pannon-medencében az extenzió térben jelentősen változott, s ezt a mai morfológia első közelítésben jól mutatja. A középhegységek és más sziget-hegységek körzetében a kéregextenzió nem volt számottevő értékű ($\beta \sim 1.0\text{-}1.2$). Ezzel szemben a

mélymedencék ($h > 3\text{km}$) területén a kéregextenzió helyenként több mint a felére csökkentette az eredeti kéregvastagságot ($\beta \sim 1.6-2.2$). A periferikus részeken a lehordási területek (alapvetően az emelkedő Kárpátok) közelsége miatt a kialakuló depressziók nagy tömegű üledék-mennyiséget fogtak be a szinrift fázis során, míg a centrális helyzetű süllyedékek éhező medencék voltak. Ezekben a vízmélység fokozatosan növekedett, maximális értéke elérte talán az 1000 métert is (Mattick et al., 1988). Ezek a területek csak később, a lassú termikus süllyedési fázis során töltődtek fokozatosan fel a pliocén elejére, s azóta alapvetően sekélyvízi (dominánsan folyóvízi) üledék-felhalmozódás, helyenként lepusztulás zajlott.

A termomechanikus modellezéssel kapott medencefejlődési eredményeinket összefoglalóan az 51. ábra mutatja (Horváth et al., 1988). Vizsgálatainkkal párhuzamosan születtek meg azok a jelentős üledékföldtani és rétegtani eredmények, amelyek bizonyították az ÉNy-i és ÉK-i irányból progradáló, konstruktív folyami delta-rendszereket (Bérczi és Phillips, 1985; Bérczi, 1988; Mattick et al., 1988).



50. ábra: Süllyedéstörténeti diagramok a Kárpát-medence különböző részmedencéire (Horváth és Berckhemer, 1982)

4.6.2. A medence tektonikája és geodinamikája

A 49. ábra összefoglalóan mutatja azokat a szerkezeti és rétegtani jellegzetességeket, amelyek egy extenziós eredetű medence kialakulásához kapcsolódnak. A termomechanikus modell alkalmazása során alapvető feladatunknak tekintettük ezek meghatározását.

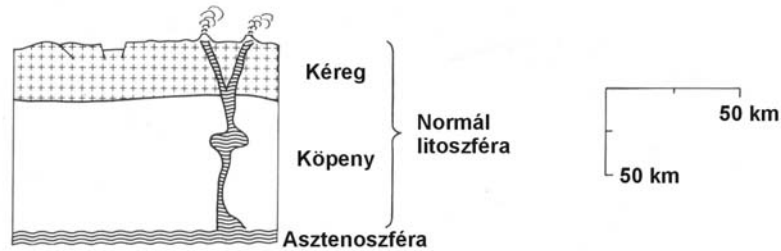
Először a neogén üledékes medencék aljzattmélység térképét szerkesztettem meg (52. ábra; Horváth és Royden, 1981) majd a medencék rétegtani architektúráját vizsgáltuk szeizmikus szelvények értelmezése segítségével (Horváth és Rumpler, 1984; Rumpler és Horváth, 1988). Kimutattuk, hogy a Pannon-medencét létrehozó tektonikai elemek messzemenően megegyeznek az extenziós medencefejlődéshez kapcsolódó, világszerte megfigyelt szerkezeti stílussal (49. ábra). A modell előrejelzésnek megfelelően a medence szinte minden részén markáns diszkordancia definiálja a szinrift és posztrift üledékes összlet határát (53. ábra).

A tektonikai elemek közül legfontosabbak az általában a mélymedencék peremén megfigyelhető laposszögű és gyakran lisztrikus normálvetők (54. ábra), valamint a meredekebb dőlésű sík normálvetők. Emellett jellegzetes szerkezeti elemnek találtuk a széttartó és/vagy megszakadó oldalelmozdulásos vetőkhöz tartozó „széthúzásos” (pull-apart) medencéket. Azonosíthatók voltak ugyanakkor olyan szerkezeti elemek is, amelyek nem voltak szigorúan összhangban az elvi termomechanikai extenziós modellel (48. és 49. ábra). Ilyenek a legfiatalabb rétegeket is deformáló gyűrt boltozatok (pl. Budafa) és az oldalelmozdulásos zónák (pl. Derecskei-medence). Ezeket a „rendellenes” szerkezeteket annak idején nem tudtuk geodinamikai szempontból megfelelően értelmezni, de tényszerűen dokumentáltuk azokat. Mindezek alapján született meg a Pannon-medence szinrift tektonikáját mutató kinematikai modell (55. ábra) és annak időbeli rekonstrukciója (Royden et al., 1982; Royden, 1988). Ez a normálvetők és a kapcsolódó oldalelmozdulások konzisztens rendszerét mutatja, és úgy értelmezhető, hogy a medenceképződést előidéző extenziós megnyúlás karakterisztikus iránya KÉK volt, ami a Keleti-Kárpátok fő csapására közel merőleges irány. Arra a következtetésre jutottunk, hogy a Pannon-medence kérgének megnyúlását (75-100 km, Royden et al., 1982) a külső-kárpáti flis és molasz övek egykorú kompressziós térrövidülése (120 ± 60 km, Royden, 1988) kompenzálta.

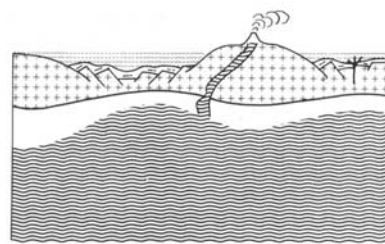
A Pannon-medence extenziós megnyúlásának és a külső-kárpáti kompressziós térrövidülésnek a kapcsolatát az 56. ábrán látható geodinamikai modellel magyaráztuk (Royden et al., 1982). Ennek lényege az, hogy az alpi kollíziós övből kipréselődő belső-alpi orogén egységek azért menekülhettek kelet felé, mert az itt lévő szubdukálódó flis-óceán alábukó lemeze fokozatosan meredekebb lett, s ezzel egyidejűleg a szubdukálódó lemez **hátragördült** (roll-back). Ezúton lehetőséget teremtett a Pannon-terület extenziós megnyúlására, a litoszféra kivékonyodására. Egyidejűleg a szubdukálódó lemezről lenyíródott kissűrűségű tengeri üledékösszlet (a külső-kárpáti flis) az alábukás felszíni zónájában feltorlódott és takarósan egymásra, illetve az előtéri molaszra tolódott. Ez az egyszerű és máig érvényes modell kézenfekvő magyarázattal szolgált a Pannon-medence rendszer „kakukktójására” az Erdélyi-medencére is. Ez a medence-rész ugyanis nem extenziós eredetű és anomálishan hideg, felszíni hőáramsűrűsége $30-40$ mW/m² közötti érték (Dövényi és Horváth, 1988). Ennek magyarázata az volt, hogy az Erdélyi-medence közvetlenül a lehajló és hátragördülő lemez felett helyezkedett el, ezért lefelé szívó erő hatására alakult ki itt depresszió (56. ábra). Amint a szubdukált lemez közel vertikális hely-

zetű lett (késő-pliocén) a leszívó hatás megszűnt és megkezdődött a medence kiemelkedése és intenzív eróziója.

KORA-MIOCÉN (22-17 Ma)



KÖZÉPSŐ-MIOCÉN (17-12 Ma)

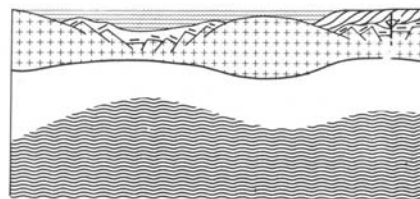


INICIÁLIS FÁZIS

A süllyedés oka a kéreg extenziója és a litoszféra kivékonyodása

Süllyedési ráta > Üledékképződési ráta

FELSŐ-MIOCÉN (12-5 Ma)

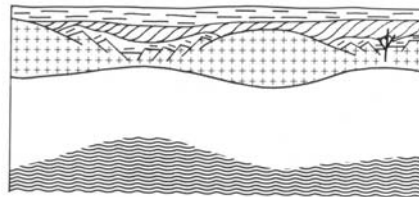


TERMÁLIS FÁZIS

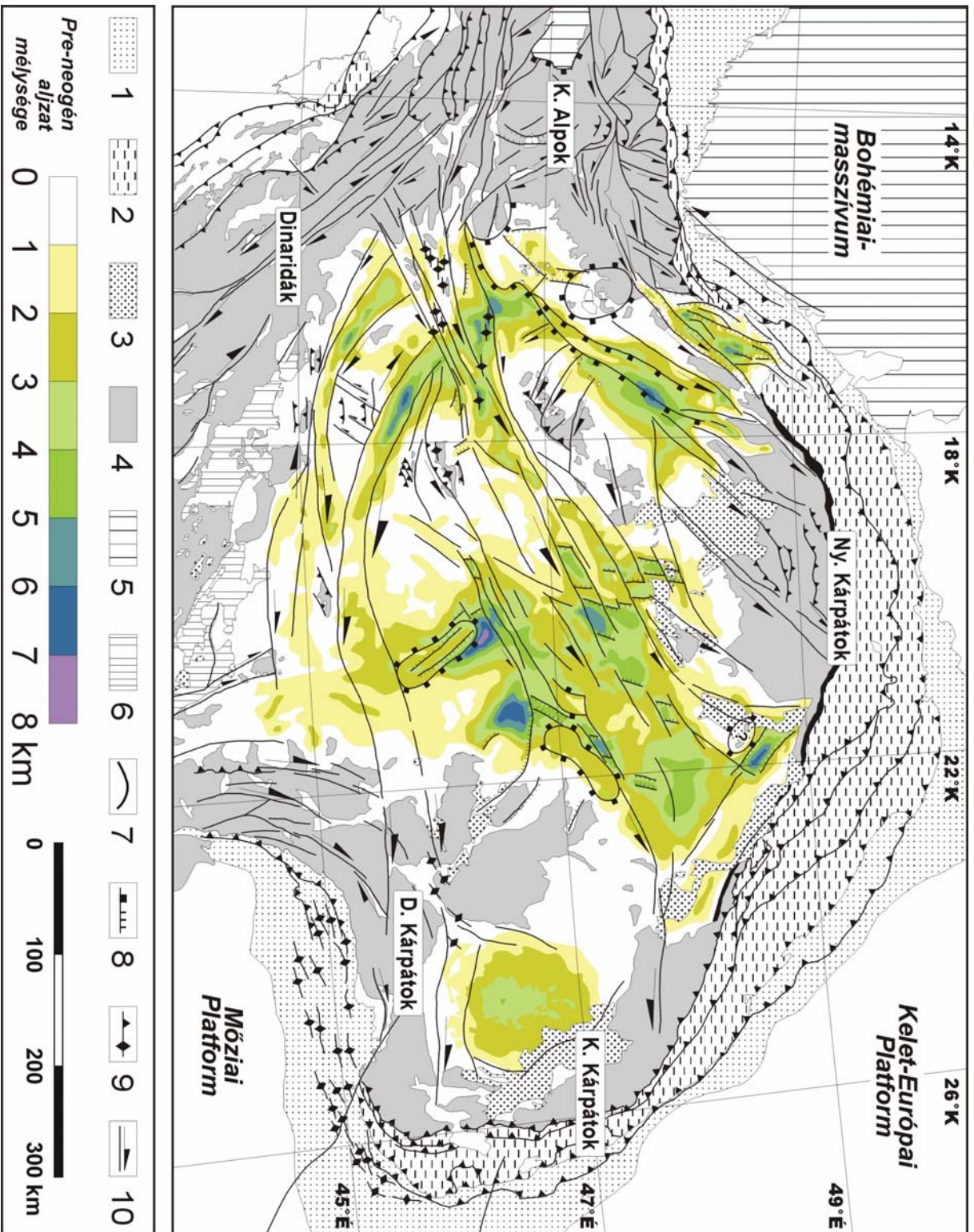
A süllyedés oka a litoszféra hülése miatti termikus zsugorodás

PLIOCÉN ÉS KVARTER (5-0 Ma)

Süllyedési ráta ≤ Üledékképződési ráta



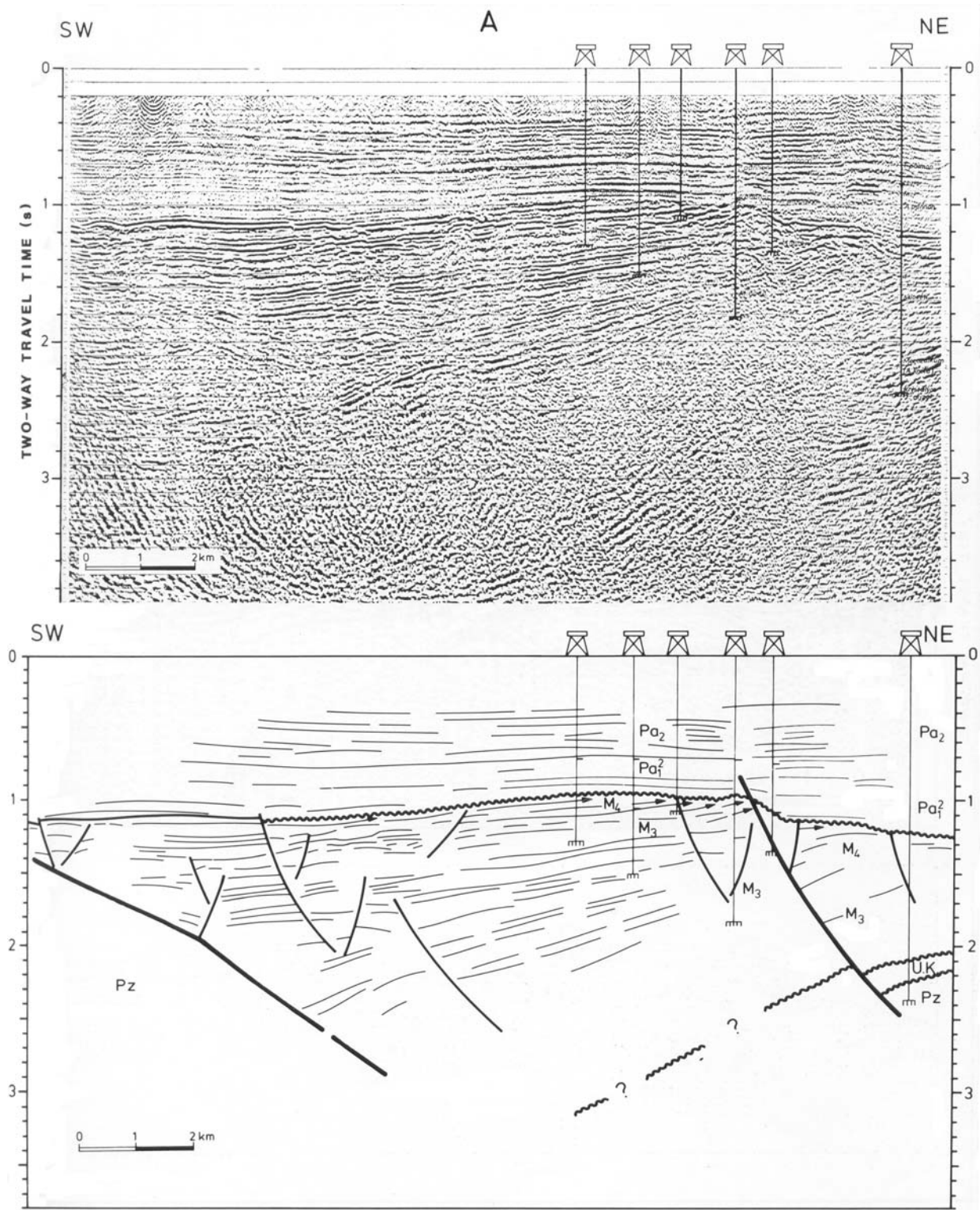
51. ábra: A Pannon-medence szerkezetfejlődési és üledékfeltöltődési modellje (Horváth et al., 1988 után)



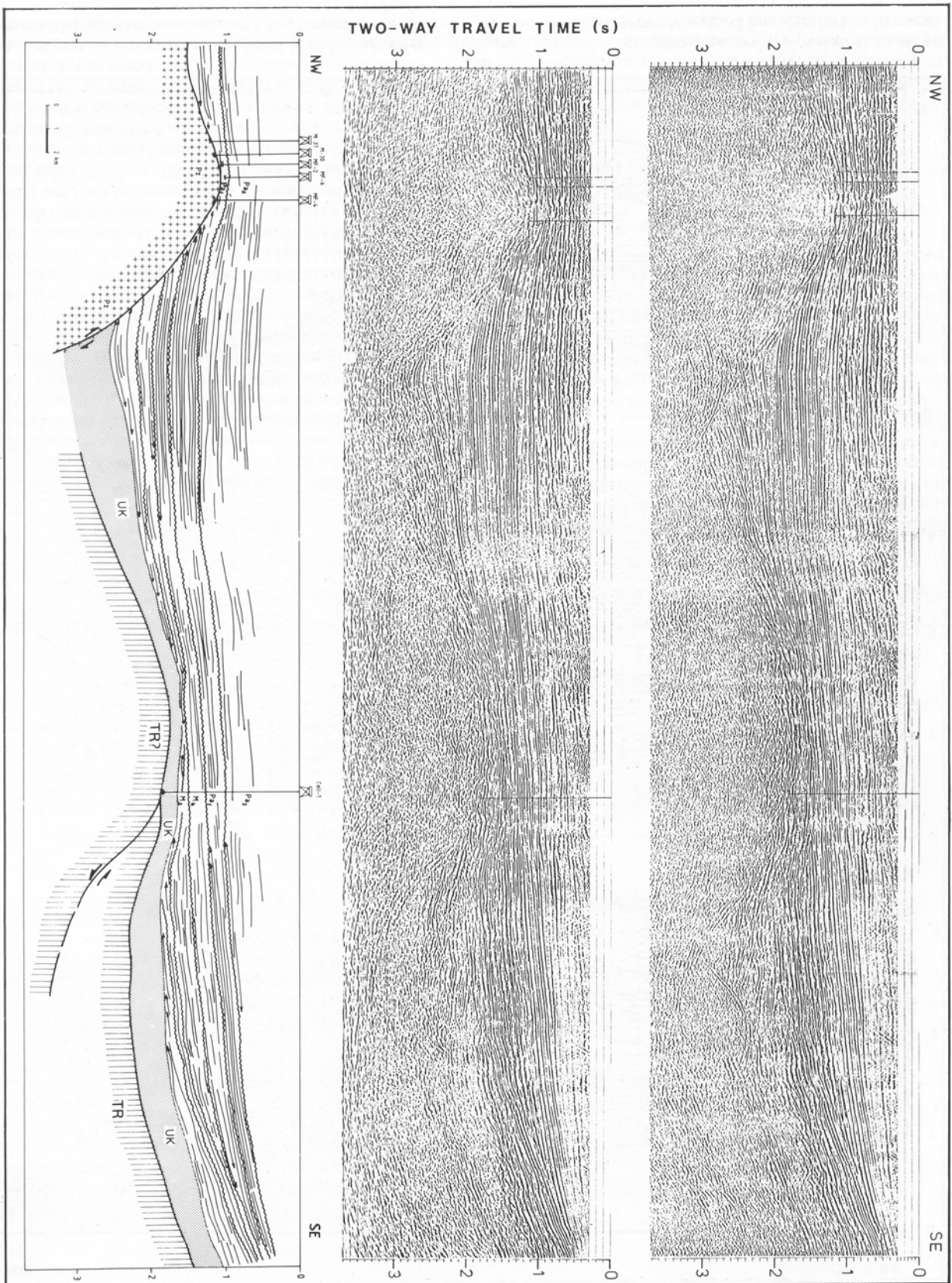
52. ábr.: A Pannon-medence és környezetének legfontosabb neogén szerkezeti vonalai, valamint a preneogén medencealjzat mélységterképe.

Jelkules:

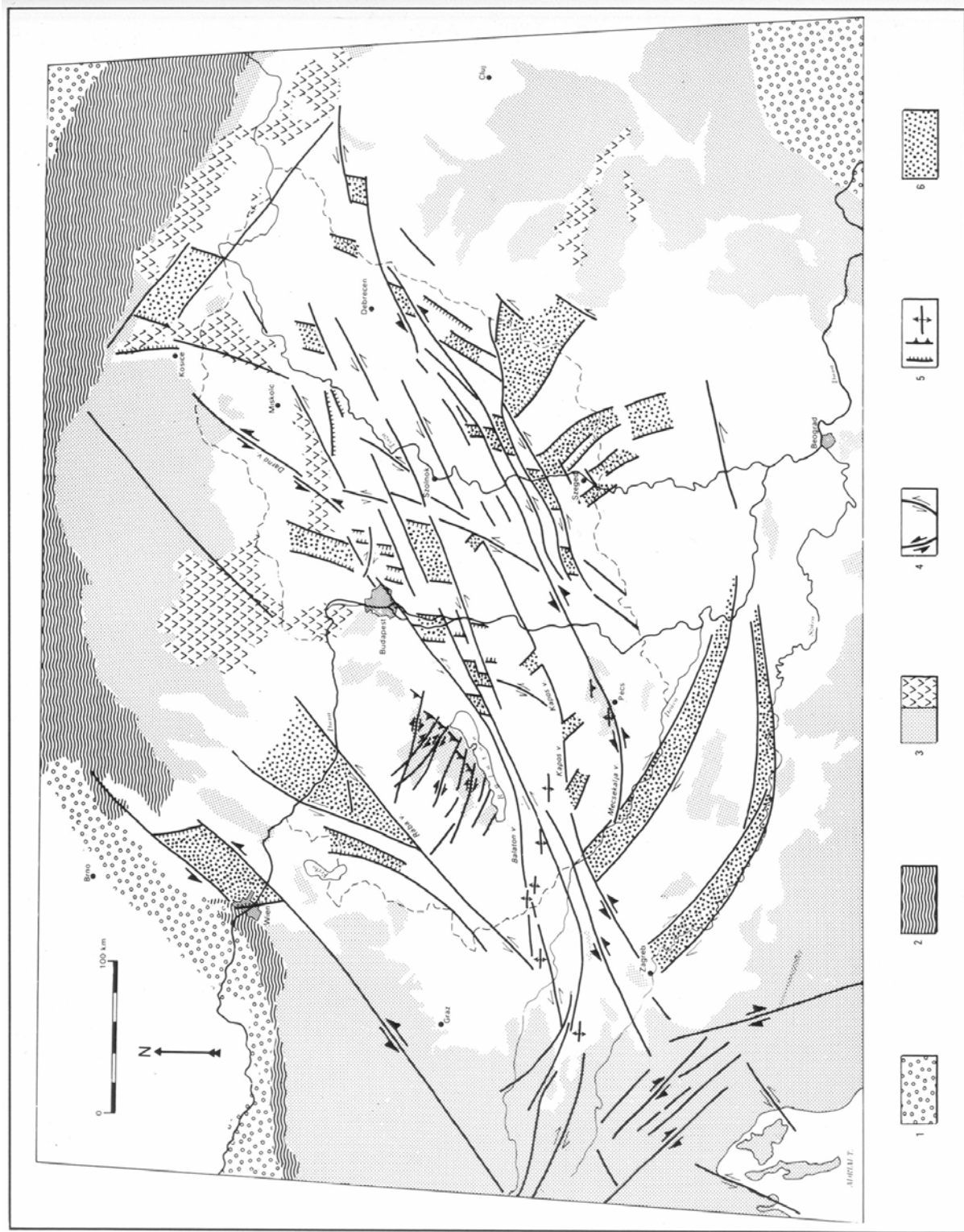
- 1 = Molassz elösziltyedék;
- 2 = Flis takarók;
- 3 = Neogén mészkalkali vulkáni kőzetek;
- 4 = Az Alpok, a Kárpátok, és a Dinaridák belső övei;
- 5 = Cseh-masszívum;
- 6 = Dinári ofiolitok;
- 7 = Kárpáti szirtöv;
- 8 = Leválasztó- ill. normálvető;
- 9 = Reverz-velő és antiklinális tengely;
- 10 = Oldalejtőlódás.



53. ábra: A Pannon-medence nagy részén a színrift (M₃=kárpáti, M₄=bádeni) és a posztrift (pannóniai-kvarter) üledékes kőzetrétegek határán jellegzetes diszkordancia (unkonformitás) felület található (Rumpler és Horváth, 1988). A szelvény a kiskunhalasi szerkezetet harántolja.



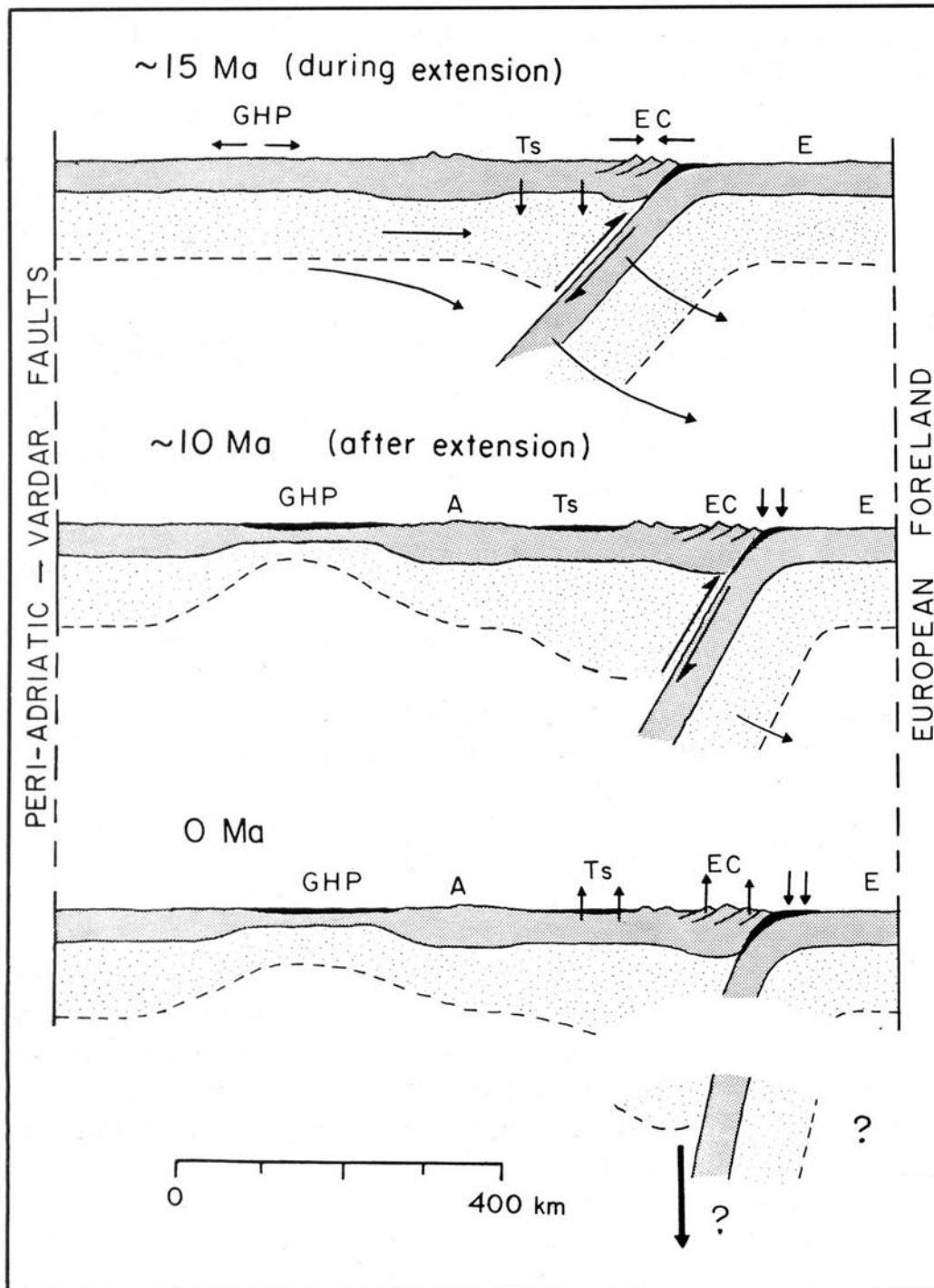
54. ábra: Kisalföldi szeizmikus szelvény a medence extenziójához tartozó, gyakran lisztrikus normálvetők és szinift-féltörtek illusztrálására (Rumpler és Horváth, 1988)



55. ábra: A Pannon-medence és környezetének szinrift tektonikai elemei Rumppler és Horváth, (1988) szerint. A térkép összehasonlítása az 52. ábrával jól mutatja ismereteink bővülését.

Jelkulcs:

- 1=Előtéri molasz;
- 2=Flis-takarók;
- 3=A környező orogének belső területei és mészkalkái vulkáni hegységek;
- 4=Oldalelmozdulások;
- 5=Normál- és reverz-vető, ill. a boltozatok tengelye;
- 6=Széthúzásos-medencék.



56. ábra: A flis-medence litoszférájának hátragördülését, a Pannon-medence extenzióját és a külső-kárpáti takarók kialakulását összekapcsoló modell (Royden et al., 1982)

4.6.3. A medence érettségtörténete és a szénhidrogén-képződés mechanizmusa

A Pannon-medence kéreg és litoszféra szerkezetének, a geotermikus viszonyoknak valamint a medencét kitöltő magmás és üledékes összletek felhalmozódási történetének az ismerete teremtette meg az alapot ahhoz, hogy előbb egyszerű (Sclater et al., 1980), majd később továbbfejlesztett (Horváth et al., 1986; GEOS, 1987; Horváth et al., 1988) algoritmussal fejlődéstörténeti modellszámításokat végezzünk. A számítások segítségével (egydimenziós közelítést használva) a medencerendszer jól ismert helyein rekonstruálható volt a medencealjzat süllyedéstörténete, a felhalmozódó üledékek kompakciója, az üledékképződés során az egykori vízmélységek, az üledékek mindenkori hőmérséklete, s mindezek ismeretében az üledékekben lévő szerves anyag érettségi története. A medencerendszer jól ismert helyei részletesen tanulmányozott szénhidrogén-kutató mesterkutak és földtani alapfúrások voltak (GEOS, 1987). A 25 db. részletesen tanulmányozott mesterkutak az 57. ábra és a IV. táblázat mutatja. A mesterkutak modellezésének sikeres megvalósítása után számításainkat elvégeztük egy 5kmx5km rácsháló minden egyes csomópontjában (GEOS, 1987; Horváth et al., 1988; Szalay, 1988). Ezek a kutatási eredmények és az ország medenceterületeire vonatkozó legfontosabb rétegtani, közetfizikai és geokémiai adatok egységes értelmezése elvezetett a Pannon-medence szénhidrogén-képződési mechanizmusának érdemi megértéséhez.

A következőkben csak azokat az általánosítható eredményeket foglalom össze, amelyek megszületésében tevékeny részt vállaltam. A fejlődéstörténeti rekonstrukció alapja a mesterkutak modellezése volt. A 25 db. modellezésből illusztrációként egy jellegzetes mutatót be, mégpedig a Jászládány-I fúrásra vonatkozót.

Az 58. ábrán a Jász-I mesterkút egyesített fejlődéstörténeti diagramja, valamint a rétegsor, a mért és modellezéssel kapott vitrinitreflexiós és hőmérsékleti értékek mélységi változása látható. A Jászsági-medence mélyebb részén elhelyezkedő fúrás (57. ábra, 20-as pont) a felszíntől mért 3637 m mélységben érte el az idősebb kristályos palákból álló medencealjzatot, amelyre 531 m vastagságban bádeni és szarmata színrift, majd 3106 m vastagságban posztrift üledéksor települ.

A modellezést a következő logikai menet szerint hajtottuk végre. A fúrás litogenetikai egységeit (Szalay és Szentgyörgyi, 1979) időrétegtani egységeknek tekintettük és kiszámítottuk az üledékesedési történetet, melyet a litogenetikai egységekre jellemző pelit/pszammit arányok és az általános porozitás-mélység összefüggések figyelembevételével dekompektáltuk. Ugyanakkor a szerkezetváltozás színrift periódusához kéregmegnyúlási és köpenylitoszféra-megnyúlási faktorokat (β_c ill. β_m)³ rendelve kiszámítottunk egy elméleti süllyedéstörténetet és hőtörténetet. A számítást mindaddig ismételtük, amíg olyan β_c ill. β_m értékeket, valamint Q értéket (a kéreg hőtermelése a kezdeti időpontban) találtunk, amelyre teljesültek az alábbiak:

- a.) a számolt süllyedéstörténet jó egyezést mutatott a tényleges üledékesedési történettel, figyelembe véve az egykori vízmélységet is;

³ A történeti hűség kedvéért a 4.6.1. fejezetben ugyanezen mennyiségekre a β ill. δ jelölést használtam.

- b.) a jelen időpontra kapott hőmérséklet-mélység függvény és hőáram jól egyezett a mérési eredményekkel;
- c.) a mért vitrinitreflexiós adatokat jól közelítette a mai időpontra számolt érettség-mélység összefüggés;
- d.) a litoszféra szerkezetváltozásának időszaka és mértéke összhangban került a tektonikai és kéregszerkezeti adatokkal.

A modellszámítási eredményeket két ábra illusztrálja (58a-b. ábra). Az 58a. ábra az egyesített fejlődéstörténeti diagram, amelyen a következők láthatók:

- az aljzat és az egyes litogenetikai egységek ($M_{4,5}$, Pa_1^{1a} , Pa_1^{1b} , Pa_2 , Q) határának dekomplektált süllyedéstörténete;
- a 40 °C, 80 °C, 120 °C és 160 °C hőmérsékletű izotermák mélységének időbeli változása,
- az $R_0=0.4\%$, 0.6% és 1.3% vitrinitreflexiós küszöbértékek mélységének időbeli változása;
- a vízmélység időbeli változása (h_w , méter egységekben megadva), és
- táblázatosan megadva az üledékesedési történet, a kéregre és a köpenylitoszférára kapott megnyúlási paraméterek (β_c ill. β_m) időbeli változása, valamint az egyes rétegtani egységek átlagos pelittartalma.

A 58b. ábrán a rétegsor (litogenetikai egységek), a mért vitrinitreflexió és hőmérséklet adatok valamint ezek modellezéssel számított mélységi menete látható.

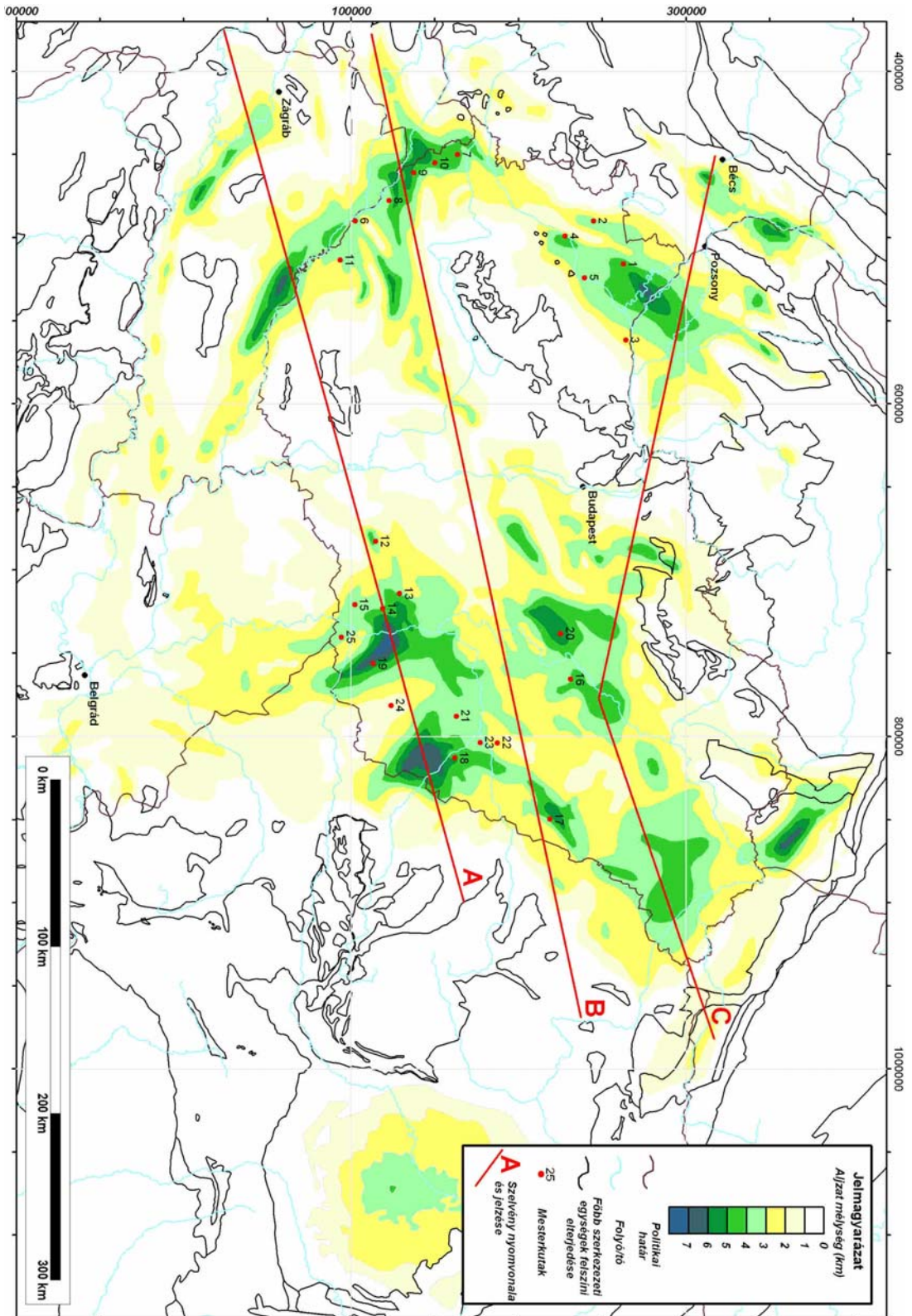
Az 58a-b. ábra alapján megállapítható, hogy a Jász-I fúrással megismert medencerész modellezése sikeres volt. Eszerint a színrift fázis során (17-11 Ma) a terület litoszférája markánsan inhomogén módon nyúlt meg. A kéreg 1.8-szoros extenziója mellett a köpeny- litoszféra 100-szorosára nyúlt meg, kisebb, mint 1 km-re vékonyodott, ami valójában azt jelenti, hogy a **kéreg közvetlenül érintkezett az asztenoszférával**. Ennek következtében a kéreg jelentősen felfűtődött. Inicialis süllyedése pedig olyan mértékű volt, amelyet az egykorú üledékbehordás nem tudott kompenzálni: egy kb. 500 méteres vízmélységű medence alakult ki. Ezt az intenzív alsó-pannóniai üledékbehordás annyira feltöltötte, hogy a felső-pannóniai kezdetétől sekélyvízi (tavi-, ártéri-, mocsári) környezetek voltak az uralkodóak. A rétegsorban a Pa_1^{1a} litogenetikai egység képviseli a viszonylag magas szervesanyag-tartamú ($C_{org} = 0.6-1.4\%$) potenciális anyakőzetet. Az 58a. ábráról leolvasható, hogy ennek a 326 m vastag összletnek a talpa mintegy 6 millió éve, teteje pedig 2,5 millió éve lépett be az olajképződési ablakba ($R_0 = 0.6-1.3\%$), és teljes terjedelmében ma is ott tartózkodik. Csak a rétegsor legalsó 100-120 méteres szakasza érte el a nedvesgáz-zóna ($R_0 = 1.3-2.0\%$) tetejét. A számítások szerint az olajképződési ablak teteje 2300 m, alja pedig 3500 m mélységben húzódik a vizsgált területen.

A többi pillérfúrás modellezése is hasonlóan jó eredményeket szolgáltatott és ez lehetővé tette az érettségtörténeti számítások kiterjesztését az ország teljes medenceterületére. Az 59. ábra egy olyan térképet mutat, amely jól illusztrálja a számításokból levonható következtetéseket. Az alaptérkép a hazai neogén medencék aljzattérségét mutatja. Erre sraffozott területként rárajzoltam azokat a medencerészeket, amelyekben lévő üledékek bejutottak az olajképződési ablakba. Ezek tehát a **forrásterületek**, amelyek térbeli helyzete az ismert mezőkhöz képest tájékoztatást nyújt a medencében végbement és általában még a jelenben is aktív szénhidrogén-migráció útvonalairól. Látható, hogy az alföldi területeken általános szabályszerűség az, hogy a

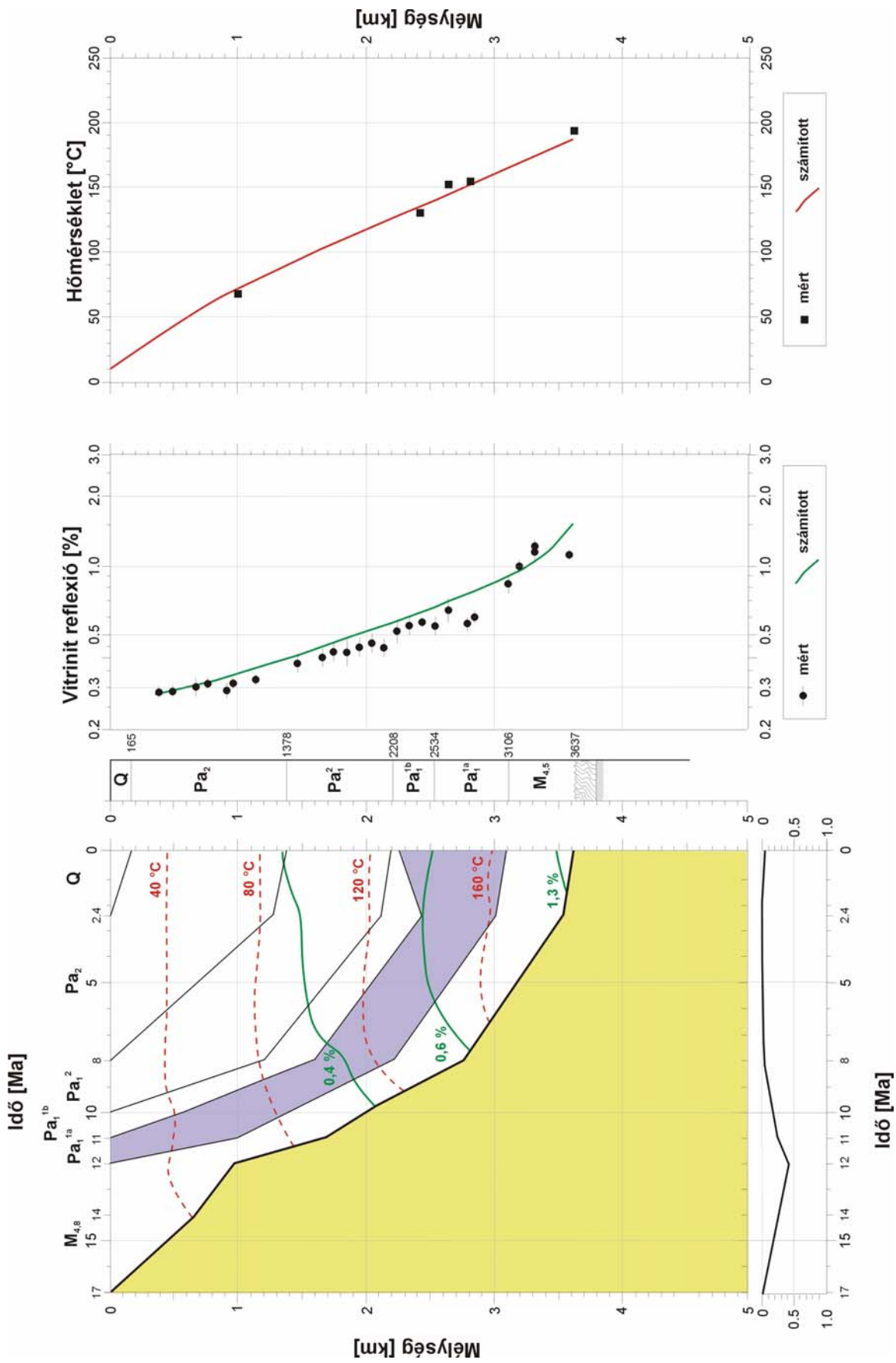
szénhidrogéntelegek az éretlen medenceüledékekben, a medence magasvonulatai feletti boltozatokban csapdázódtak. Gyakran a kiemelt helyzetű aljzatblokkok annyira repedezettek, hogy jó tárolókőzeteket képeznek (Dank, 1988). Ezek a telepek tehát a megfelelő szerves anyag tartalmú miocén és alsó-pannóniai márgákban képződött szénhidrogének 10-30 km úthosszúságú **laterális migrációja** utáni csapdázódás eredményei. Ezzel szemben más területeken (pl. Zala- és Dráva-medencében) a telepek gyakran a forrászónák feletti csapdákból találhatók, tehát a **másodlagos migráció felfelé irányult**. A csapdák gyűrt boltozatok (pl. Budafa), vagy a szin-rift-posztrift határon fellépő diszkordancia-felülethez kapcsolódnak (Dank, 1988).

A fentiekből két fontos következtetés adódott a hazai szénhidrogén-kutatások stratégiájához (Horváth et al., 1986, 1987, 1988):

- Mivel a forrászónák mindig túlnyomásosak, az elsődleges migráció minden irányba végbemeleg. Ahol látszólagosan a laterális migráció az uralkodó (pl. az Alföldön) ott a kutatásokat más irányú migrációs útvonalakat feltételezve a magaslatok szárnyaira, de akár a mélymedence tengelyzónájára is indokolt kiterjeszteni;
- Mivel a Pannon-medence középső-miocén és alsó-pannóniai anyakőzeteiben a szénhidrogén képződés csak későn, mintegy 6-8 millió éve indult meg és mindmáig tart, a neotektonikus szerkezetek (pl. fiatal oldalelmozduláshoz tartozó virágszerkezetek) kutatása perspektivikusnak ítélni.

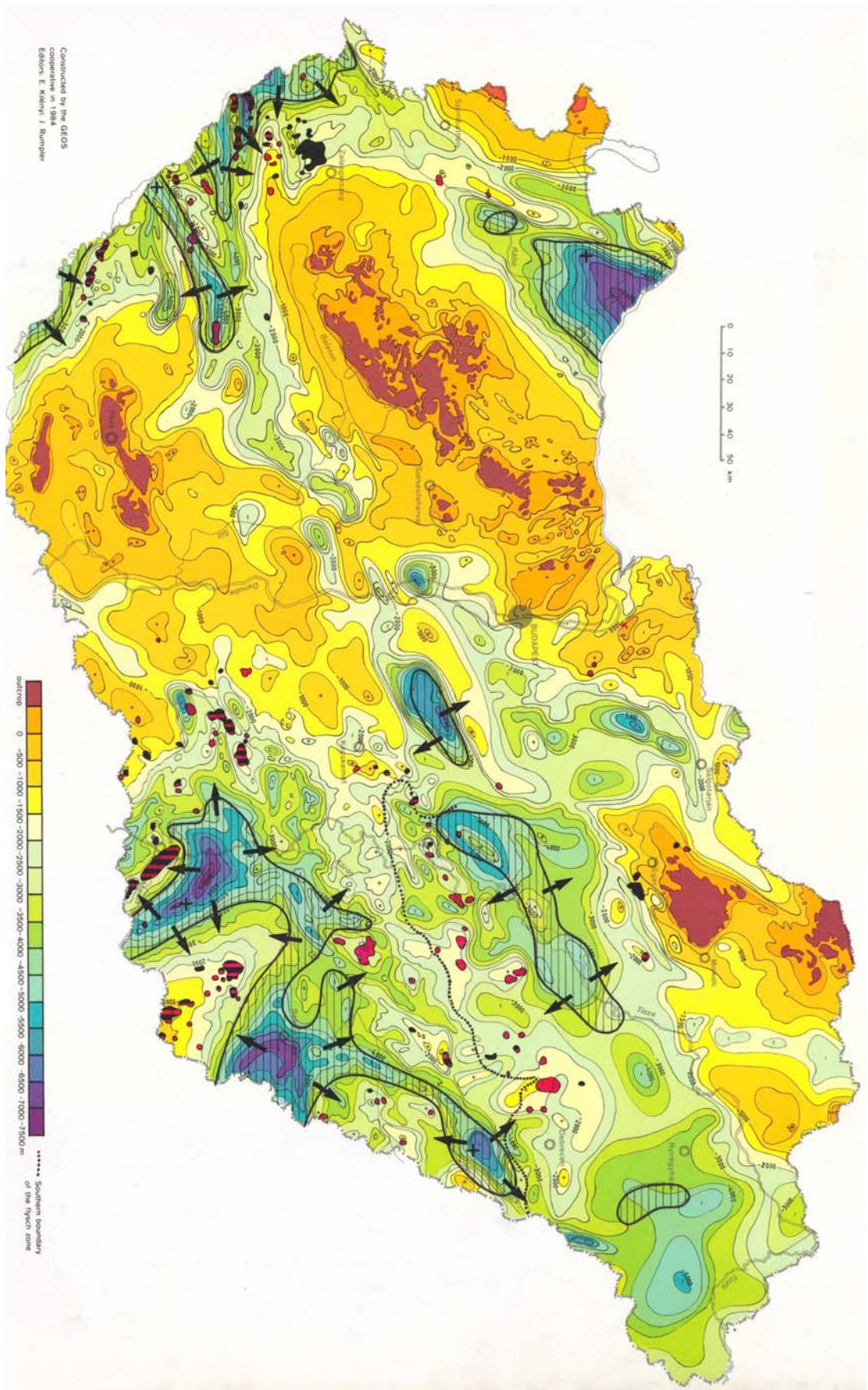


57. ábra: Székhidrogén-kutató mesterkutak térképe. A kutak nevét a IV. táblázat adja meg. A, B és C három székvényről, amely mentén meghatározottan a kumulatív extenzió mértékét (5.5.2 fejezet).



58. ábra: A Jász-I. mesterkút egyesített fejlődéstörténeti diagramja, a vitrinit reflexió és a hőmérséklet mért valamint számított értéke (Horváth et al., 1988 után)

59. ábra: Hazai szénhidrogén-mezők térképe a modellszámítással meghatározott forrásterületek és a másodlagos migráció irányainak feltüntetésével.



*„Itt lábaink előtt terjed el, hegyek koszorújával övezve, az Alföld rónasága.
A nehézség azt lesimítván, kedve szerint formálta felületét.
Vajon milyen alakot adott neki?
Micsoda hegyeket temetett el és mélységeket töltött ki lazább anyaggal
amíg létrejött ez az aranykalászkot termő, a magyar nemzetet éltető róna?
Amíg rajta járok, amíg kenyerét eszem,
erre szeretnék még megfelelni, erre kérek támogatást.”*
báró Eötvös Loránd

5. ÚJ EREDMÉNYEK A PANNON-MEDENCE GEODINAMIKÁJÁNAK VIZSGÁLATÁBAN

Újnak azokat a tudományos eredményeket nevezem, amelyek kandidátusi dolgozatom megvédése óta (1988) születtek. Tematikai szempontból szerencsésnek nevezhető az a helyzet, hogy ez az időbeli elválasztás nem okoz törést az értekezés eszmetörténeti elvet követő felépítésében, mert a 80-as évek vége természetes mérőföldkönek tekinthető a Pannon-medence megismerésében. Az előző fejezet azt kívánta bemutatni, hogy a klasszikus lemeztektonikai elméletnek a medencefejlődésre való alkalmazása a termomechanikus modell kifejlesztésével érte el csúcspontját.

Az ezt követő időszak már egy eszmetörténeti szempontból logikusan elválasztható új periódust képvisel. Erre a lemeztektonika eredeti paradigmarendszerének továbbfejlődése a jellemző, amely hagyományos és új módszerekkel végzett globális és regionális adatgyűjtésen és ezek korszerű értelmezésén alapul. Ez a paradigmaváltás alapvetően a nemzetközi tudomány színterén zajlik, de a hazai földtudomány jó hagyományait követve egyidejűleg megjelenik a Pannon-medence kutatásában is.

Ennek megfelelően a következőkben a saját és a munkatársaimmal együtt elért eredményeket a külföldi kutatókkal kooperációban született vagy a tőlünk függetlenül végzett vizsgálatok közegében kell bemutatnom, hogy megalapozottá váljék egy új geodinamikai szintézis lehetősége. Ennek érdekében elsőként az óceáni és a kontinentális szubdukció lehetőségét vizsgálom meg izosztikus szempontból. Ezután a Pannon-medence és orogén környezetének hőáramviszonyaival és az ezzel szoros kapcsolatban álló kéreg- és litoszféravastagság térbeli változásának térképezésével foglalkozom. Ezt követi a felsőköpenyben meglévő, szubdukciós eredetű lemezdarabok geometriáját feltáró szeizmikus tomográfia eredményeinek áttekintése. A medence szerkezetének újabb vizsgálatai lényegesen továbbfejlesztették úgy a szinrift, mind a posztrift tektonikáról kialakított, a termomechanikus modell szellemében született korábbi képet. Befejezésül, a jelen időszak regionális geodinamikai folyamatait tükröző földrengés-tevékenységet, a feszültségteret és a recens mozgások űrgeodéziai módszerekkel meghatározott eredményeit tekintem át.

5.1. IZOSZTÁZIA ÉS SZUBDUKCIÓ

A 2.6. fejezetben áttekintettem, hogy az izosztázia elve hogyan született meg és milyen jelentős szerepet játszott a nagytektonikai koncepciók fejlődésében. Később láttuk, hogy a ter-

momechanikus medencefejlődési modell (4.6. fejezet) kardinális eleme a szinrift süllyedés, amely a litoszféra izosztatikus válasza az extenziós kivékonyodásra. Ebben a fejezetben azt mutatom be, hogy az óceáni lemez szubdukciójához, majd az ezt követő kontinentális kollízióhoz kapcsolódó geodinamikai folyamatok során hogyan érvényesül az izosztázia törvénye.

Ennek érdekében egy egyszerű modellt szerkesztettem a kontinentális és az óceáni litoszférára (60. ábra). A kétfajta litoszféablokk talpnyomása azonos értékű az asztenoszféra tetején, vagyis kielégítik az izosztatikus egyensúly követelményét. Ezek a **normálállapotú litoszféalemezek**, amelyek tehát úsznak az asztenoszférán, mert a litoszféra átlagsűrűsége ($\rho_L = 3,11 \text{ g/cm}^3$) kisebb, mint az asztenoszféra sűrűsége ($\rho_a = 3,17 \text{ g/cm}^3$).

A hegységképződés kezdeti időszakában az óceáni és kontinentális litoszféalemezek közeledése zajlik, ami csak úgy lehetséges, ha litoszféra anyag konzumálódik. Ez a folyamat a szubdukció, amelyhez mindig kis mértékű obdukció is kapcsolódik. Lemeztektonikai ismereteink szerint általában kontinentális litoszféra peremén alakul ki óceáni litoszféalemez alábukása, amelynek során többször tízmillió éves idők alatt akár 10 ezer km-t meghaladó hosszúságú óceáni lemez is elnyelődhet (v.ö. 5.4. fejezet). A folyamat összeegyeztethető kell legyen az izosztázia törvényével. A 60. ábrán látható modell világossá teszi, hogy kontinentális és óceáni litoszféalemezek közeledésekor az **óceáni litoszféra képes alábukásra**. Ez azért van, mert alátolódáskor az óceáni víztömeg leválasztódik az óceáni litoszféráról, amitől annak átlagsűrűsége nagyobb lesz az asztenoszféra sűrűségénél ($\rho_L^{\text{viz}} = 3,21 \text{ g/cm}^3$ szemben a $\rho_a = 3,17 \text{ g/cm}^3$ értékkel). Azaz a lemez süllyed, mert a ráható felhajtóerő kisebb, mint saját súlya. Így válik lehetővé a szubdukció, ami tehát **nem benyomódás, hanem a nehéz óceáni lemez besüllyedése a kisebb sűrűségű asztenoszférába**. Ez az új lemeztektonika egyik legfontosabb alaptétele (Lithgow-Bertelloni és Richards, 1998; Faccenna et al., 2004).

Ebből nyilvánvalóan következik, hogy az óceáni lemez hátragördülését (roll-back) is ez a súlyerő hozza létre (61. ábra). Amennyiben a két lemez közeledésének sebessége kisebb, mint a hátragördülés sebessége, akkor adott annak lehetősége, hogy a felső lemezben **megnyúlás, riftesedés és ívmögötti medence alakuljon ki** (Taylor és Karner, 1983; Royden, 1993). Ennek tényleges bekövetkezése több tényezőtől függ, amelyek közül nagyon fontos, hogy hideg (hát-ságtól távol lévő) óceáni lemez tolódjon alá, és a felső lemezben legyenek egy korábbi deformációs fázisból örökölt gyengeségi zónák, illetve az alátolódás miatt létrejövő szigetív-típusú vulkanizmus mechanikailag gyengítse meg a felső lemezt (Shemenda, 1993). További kritikus tényező az alátolódó lemez szélessége. Ez azért fontos, mert az alábukott lemez lehajlásához és hátrafelé való mozgásához az asztenoszféra anyagát kell újból kiszorítania. Ez annál könnyebb, minél keskenyebb a hátragördülő litoszféanyelv Dvorkin et al., (1993). Mindezeknek a hatásoknak alapvető szerepe van a Pannon-medence kialakulásában (v.ö. 6. fejezet).

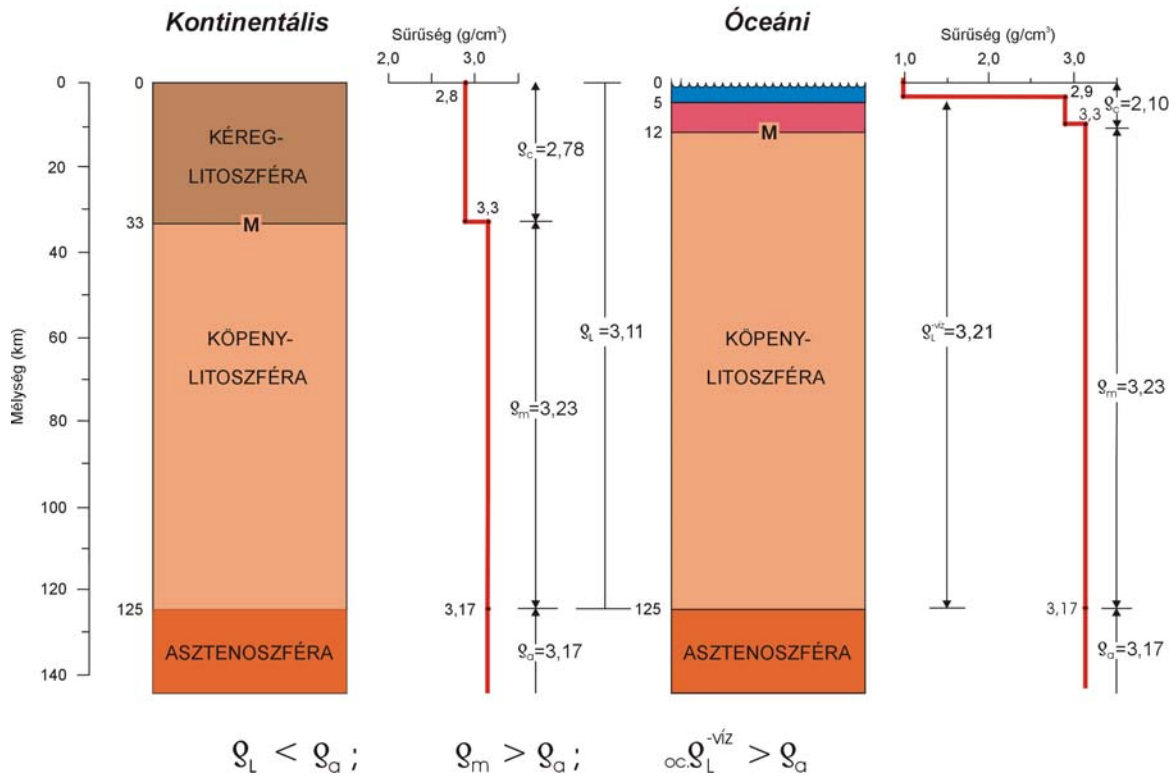
Az óceáni litoszféra teljes szubdukciója után bekövetkezik a két szembehaladó kontinentális lemez kollíziója. Amennyiben a két ütköző lemez közeledése folytatódik, akkor azonos ütemben a szubdukciónak is tovább kell folytatódnia. Ez látszólag lehetetlen, hiszen a kontinentális lemezek mindig könnyebbek az asztenoszféránál (60. ábra), azaz bármelyik alátolódását az asztenoszférában fellépő felhajtóerő gátolja. Már Ampferer óta tudjuk, hogy ez a folyamat mégis bekövetkezik. Erre két – egymást nem kizáró – lehetőség adódik. A kontinentális lemez bizonyos mértékig követheti az előtte szubdukálódott óceáni lemezt, amíg az arra ható húzóerő

nagyobb, mint a súrlódási erők és a kontinentális lemezre ható és a betolódás mértékével növekvő felhajtóerő. Ez a hatás akár 100-250 km hosszúságú kontinentális litoszférát is aláhúzhat (Ranalli et al., 2000).

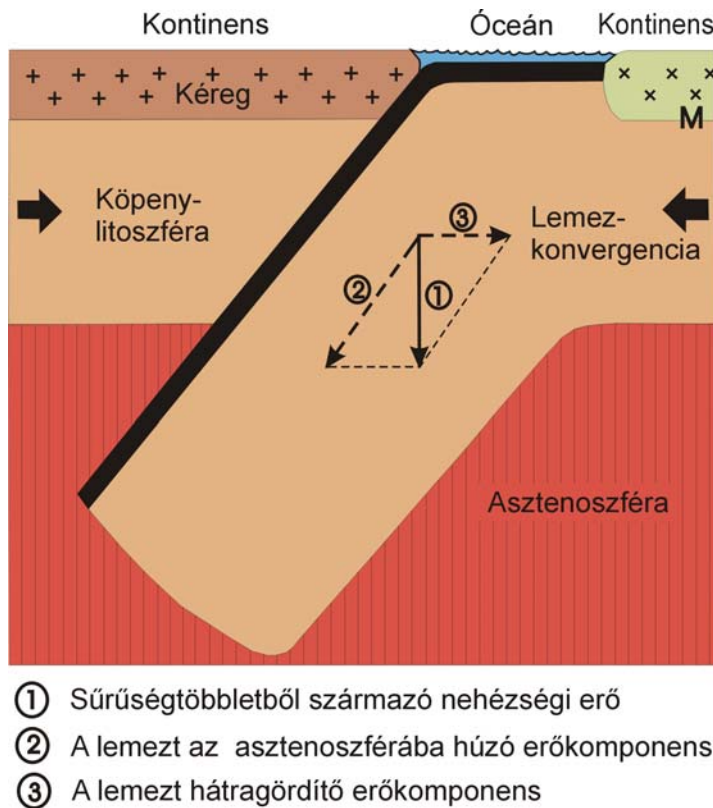
A másik még hatékonyabb lehetőség az, ha a kontinentális litoszféra reológiaiilag leggyengébb mélység szintjén, azaz a kéreg alján kettéhasad (Ranalli, 1995). Ezúton szeparálódik a könnyű kontinentális kéreg, és a köpenylitoszféra, amely önmagában már nehezebb az asztenoszféránál ($\rho_m=3,23 \text{ g/cm}^3$ nagyobb, mint $\rho_a=3,17 \text{ g/cm}^3$; 60. ábra). A **kontinentális köpenylitoszféra** tehát **alkalmas a szubdukcióra**, de lenyíródott kéregrészei fennmaradnak, és a korábban obdukálódott óceáni eredetű kéregrészekkel együtt bonyolult szerkezetű torlódási övet, az úgynevezett **orogén éket** hozzák létre (62. ábra). Ilyen körülmények között a kontinentális szubdukció mindaddig folytatódhat, amíg az orogén ék fenntartásához szükséges deformációs és potenciális energiát a konvergenciát létrehozó hajtóerők fedezni képesek. Végeselemes numerikus modellszámítások alátámasztják, hogy a vázolt mechanizmus fizikailag helyes és a kontinens/kontinens kollízió általánosan megvalósuló mechanizmusát jelenti az alpi orogénekből (63. ábra; Beaumont et al., 1996; Pysklywec et al., 2000).

A kontinentális kollíziós övek fejlődésének másik kardinális eleme az alátolódott óceáni litoszféra és a kontinentális köpenylitoszféra további sorsával kapcsolatos. Houseman et al. (1981) kimutatták, hogy ez az asztenoszférába süllyedő litoszféranyelv instabil, és konvektív úton leválasztódik a felette lévő orogén ékről (Rayleigh-Taylor instabilitás). Ez a kiszakadás az egész litoszféra-nyúlványra végbemehet, vagyis a kiszakadás után eltűnik a teljes litoszféragyökér, és az orogén ék alatt vékony litoszféra alakul ki. Ennek izosztatikus következménye az orogén ék markáns kiemelkedése és a kompresszióval egyidejű riftesedés megindulása. Ez a **riftesedési folyamat kiszökő orogén ékekben valósulhat meg a leghatékonyabban** (Molnár et al., 1993; Ruppel, 1995).

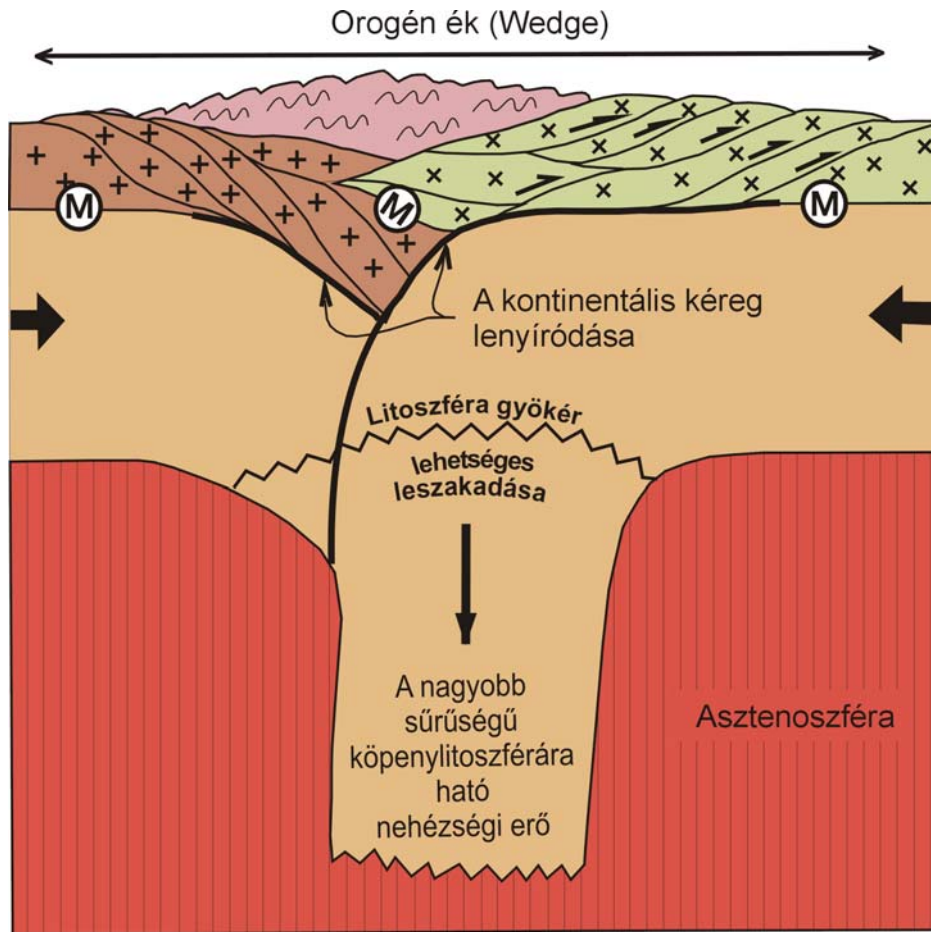
NORMÁLÁLLAPOTÚ LITOSZFÉRA



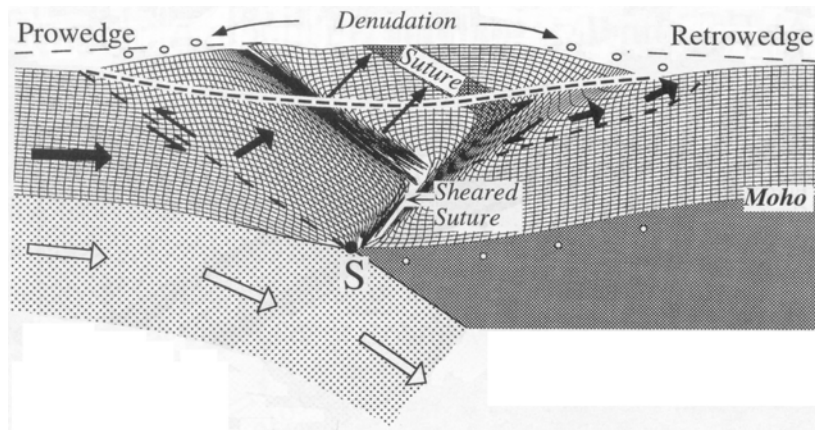
60. ábra: A normálállapotú kontinentális és óceáni litoszféra szerkezete és a sűrűség mélyységi változása. ρ_c , ρ_m és ρ_a a kéreg, a köpenylitoszféra és az asztenoszféra átlagsűrűségét jelöli. ρ_L a teljes litoszféra átlagsűrűsége, míg $\rho_{L-víz}$ az óceáni litoszféra átlagsűrűsége a vízréteg nélkül



61. ábra: Szubdukált litoszférára ható húzóerő (1) felbontása a lemezt befelé és hátrafelé mozgató komponensre (2 ill. 3)



62. ábra: Kontinens/kontinens ütközés és folytatódó közeledés során a kontinentális litoszféráról lenyíródó kéreg létrehozza az orogén éket



63. ábra: Végeselemes modellszámítás az orogén ék kialakulásának szimulációjára (Pysklywec et al., 2000)

5.2. FÖLDI HŐÁRAMSŰRŰSÉG

A Föld belső hője a földkéregből domináns módon kondukcióval jut a felszínre és sugárzódik ki az atmoszférába. Eredetét tekintve a hőenergia a Föld kialakulásához kapcsolódó „ősi hő” maradéka, kiegészülve a természetes radioaktív elemek bomlása során felszabaduló hőmennyiséggel. Egységnyi felületen, egységnyi idő alatt átáramló hőmennyiséget nevezzük földi hőáramsűrűségnek (röviden hőáramnak), amelynek világátlaga közel 65 mW/m^2 . Ennél kisebb értéket a Föld legnyugodtabb területein (pl. ősi pajzsokon) mérhetünk, míg magasabb értékek a fiatal tektonikai aktivitás zónáihoz kötődnek. Az extenziós medencék kialakulásának modellje szerint (48a-b. ábra) a litoszféra kivékonyodása miatt felemelkedő asztenoszféra, a kivékonyodás mértékével arányosan megemeli a hőáramot, amely csak hosszú idő alatt csökken le az eredeti, zavartalan érték közelébe. A konduktív hőáramot az üledékes medencék permeábilis kőzeteiben, valamint repedezett vagy karsztosodott kőzetekben fellépő folyadékáramlások (konvekciók) jelentős mértékben perturbálhatják (Stegena, 1982). Nyilvánvaló tehát, hogy a hőáramértékek minél részletesebb és megbízhatóbb területi ismerete lényeges információt tartalmaz egy terület tektonikai állapotáról és a medencefejlődéshez kapcsolódó folyadékáramlásokról.

Az első és egységes magyarországi hőáramtérképet Dövényi et al., (1983) szerkesztette, míg az első egész Pannon-medencére és a szegélyező területekre vonatkozó hőáram és hőmérsékleti adatbázist Dövényi és Horváth (1988) publikálta. Ezt egy újabb, javított térkép követte, amely az „Európa geotermális atlasza” monográfiában jelent meg (Horváth és Dövényi, 1991). Azóta további adatok láttak napvilágot Szlovákiában (Franko et al., 1995), Szlovéniában (Ravnik et al., 1995) és Romániában (Demetrescu et al., 2001). Új adatrendszer készítettünk Magyarországra vonatkozóan is. Az eredetileg 28 hőáram-meghatározást tartalmazó országos adatbázist mintegy 1500 becsült hőáramértékkel egészítettük ki, lényegesen megnövelve hőáramtérképünk pontosságát. A hőáramot fúrólukokban végzett megbízható hőmérsékletmérések és számított hővezető-képességek segítségével becsültük. A hővezető-képességeket a fűrési rétegsorok mentén, a neogén törmelékes üledékek hővezető-képességének mélységfüggését, más kőzetek esetén pedig mélységfüggetlen átlagos hővezető-képességeket figyelembe véve határoztuk meg (Dövényi és Horváth, 1988; Dövényi, 1994). Az adatok megfelelő mértékben fedik le a vizsgált területet a Keleti-Alpok és az Erdélyi-szigethegység kivételével, ahonnan csak igen kevés hőáramérték ismert.

Amennyiben szükséges volt, a hőáram adatokon megtörtént a topográfiai és paleoklíma korrekció. Sok esetben azonban ezek a korrekciók szükségtelenek voltak, főképpen azokon a sík vagy lankás domborzatú medenceterületeken, ahol a hőmérsékletmérések 1 kilométernél nagyobb mélységben történtek. Ennek ellenére a hőáramtérkép egyes helyeken nem stacionárius anomáliákat is mutathat a gyors üledék-lerakódásnak és, kisebb mértékben, az erózióknak köszönhetően. Hasonlóan valószínű, hogy több hőáram anomália nem konduktív eredetű.

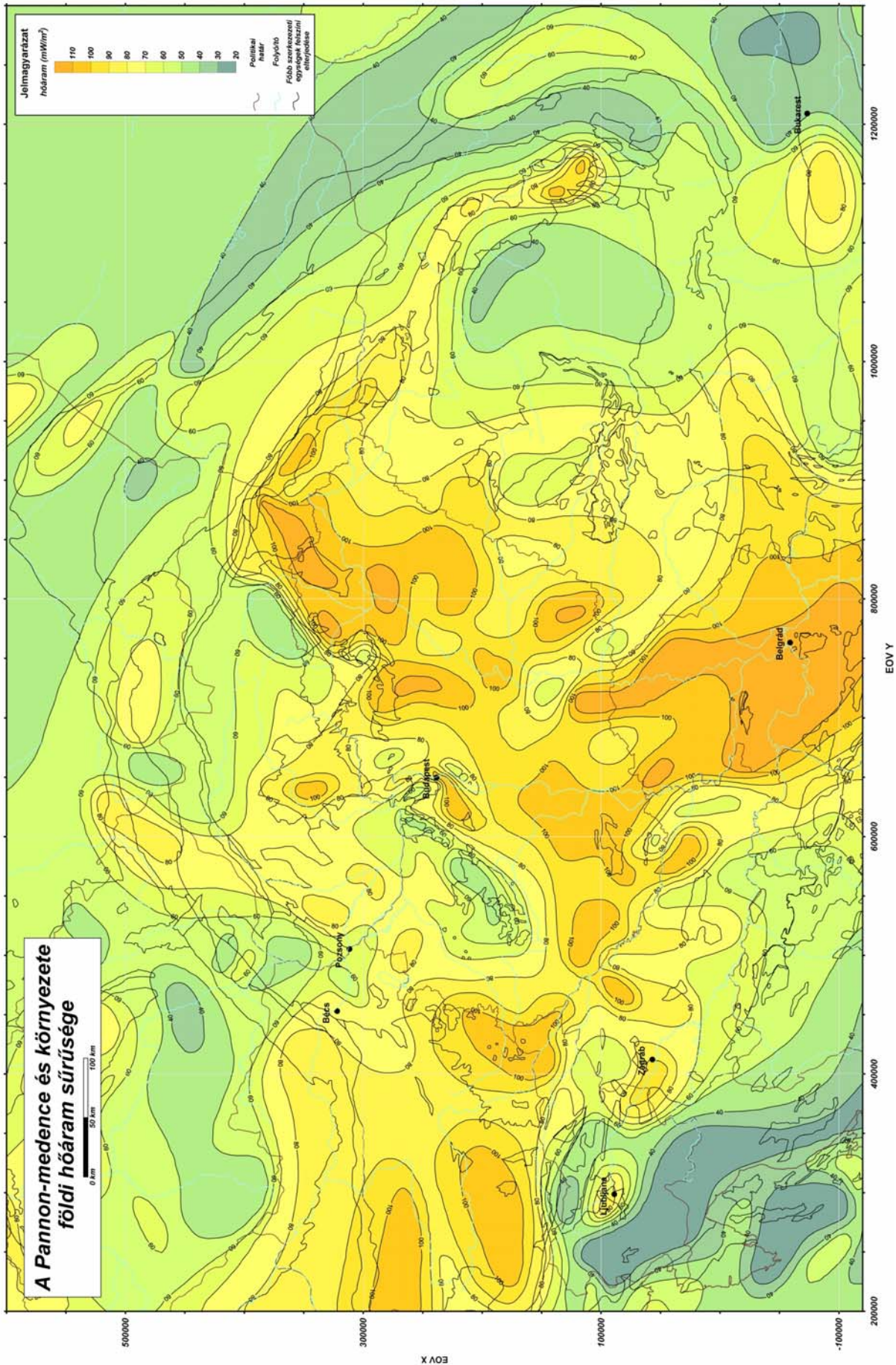
Az ismert adatrendszer alapján a következő módon szerkesztettük meg a hőáramtérképet (64. ábra). Új izovonalas térkép készült a magyar területekre, a szomszédos országok határközeli adatainak figyelembevételével. Szlovákiában, Szlovéniában és Erdélyben elfogadtuk az említett szerzők által rajzolt izovonalképet, kivéve a magyar határ közelében, ahol kisebb

korrekciókat végeztünk a megfelelő illesztéshez. A többi területen a korábbi (Horváth és Dövényi, 1991) adatokat használtuk. A térkép izovonalait 30 és 110 mW/m² között szerkesztettük meg 10 mW/m²-es lépésközzel. Karsztos területeken akad néhány 20 mW/m²-nél alacsonyabb hőáram adat, amely egyértelműen intenzív hidegvíz leszivárgás következménye. Hasonlóan, a 120 mW/m² feletti hőáramadatok nagy valószínűséggel szintén konvekciós vízáramlásokhoz kapcsolhatók. A szélsőségesen magas hőáramviszonyok területileg lokalizáltak, ezért nem jeleníthetők meg korrekt módon egy nagyléptékű térképen.

A térkép legszembetűnőbb jellemzője a belső medencék és a környező területek között fennálló hőáram kontraszt. Az átlagos hőáram a Pannon-medencében (80-100 mW/m²) számottevően magasabb, mint a környező hegyláncok átlagos értéke. A jelenlegi állapotot eredményező geodinamikai folyamat igen jól modellezhető a korai és középső-miocénben lezajlott mélységfüggő litoszféra extenzióval (v.ö. 4.6. fejezet). A modell szerint a Pannon-medence középső, északkelet-délnyugati csapású, magas hőárammal (90-120 mW/m²) jellemezhető zónája általában egybeesik a vékony litoszféra és emelt helyzetű Moho területeivel. A centrális medenceterületek legmélyebb árkaik akár 7 km vastag neogén, főleg törmelékes üledékek töltik ki (pl. Makói-árok, Békési-süllyedék, Kisalföld). A legmélyebb területek a környezetüknél kissé alacsonyabb hőáramértékekkel jellemezhetők (70-80 mW/m²), a késő-miocénben és a pliocén során lezajlott gyors üledék-felhalmozódás hűtőhatásának köszönhetően. Modellszámítások szerint e hatás 10-30%-os hőáramcsökkenést eredményezhet (Lenkey, 1999). Legalább részben konvekciós eredetűek a közép-magyarországi nyírási övtől É-ra felsorakozó hidegebb anomáliák (50-60 mW/m²).

A periférikus helyzetű Bécsi-, és különösen az Erdélyi-medence kisebb hőáramértékekkel jellemezhető (rendre 50-70 mW/m² és 30-40 mW/m²), mint a Pannon-medence központi területei. Az Erdélyi-medence igen alacsony hőárama azt mutatja, hogy nem extenziós folyamatok hatására alakult ki, úgy, mint a Pannon-medence. Délen, az ÉÉK-DDNy irányultságú hőáram maximumnak, amely a Pannon-medencéből húzódik a Vardar zóna felé, nincs egyértelmű geodinamikai magyarázata. A Belső-Kárpátok magas hőárammal jellemezhető mészkálai típusú vulkáni területei a Pannon-medence északi részétől a kárpáti ív belső oldalán át a Keleti-Kárpátok déli részéig húzódnak. A vulkáni kitörések hőtörténetének vizsgálata azt mutatja, hogy a felszínre, illetve felszín közelébe kerülő magma magas hőmérséklete néhány millió év alatt lecseng (Horváth et al., 1986). Így ezek a nagy hőáramértékek nem magyarázhatók a miocén és pliocén vulkanizmus közvetlen hőhatásával, talán csak lokálisan, a Keleti-Kárpátok déli területein, ahol a legfiatalabb vulkanizmus zajlott. A kárpáti ív hőáramadatai 40-70 mW/m² között mozognak. A Belső-Dinaridák 50-60 mW/m² hőáramértékeket mutatnak, míg a Külső-Dinaridák rendkívül alacsony értékekkel jellemezhetők (<30 mW/m²) a hegyvidék karsztos területein zajló jelentős vízbeszivárgásnak köszönhetően. A Keleti-Alpok pozitív hőáram-anomáliái könnyen magyarázhatók a gyors kiemelkedés és az erózió termális hatásával. Északkeleten a Kelet-Európai Platform és délkeleten a Mőzsi-tábla alacsony hőáramértékeket mutat (40-50 mW/m²), ami megfelel az idős kontinentális területekre jellemző átlagnak. Északnyugaton a Cseh-masszívum hőáram értékei (50-70 mW/m²) a kontinentális átlagérték körül mozognak.

Új földi hőáramsűrűség térképünk nagy része megfelelően alátámasztott megbízható hőmérséklet és hővezető-képesség meghatározásokon alapul. A Pannon-medence jól ismert neogén geodinamikai fejlődéstörténete és a jelenlegi kéregszerkezet megalapozott magyarázatot ad a regionális hőáramképre, azonban néhány helyi anomália eredete további vizsgálatokat igényel. A legnagyobb talány azonban továbbra is az Erdélyi-medence kis hőárama, mert a 30-40 mW/m² még akkor is alacsony érték, ha kizárjuk azt, hogy a neogén során bármilyen litoszféra extenzió történt volna.



64. ábra: A Pannon-medence és környezete földi hőáram sűrűség térképe (Horváth et al., 2005)

5.3. KÉREG- ÉS LITOSZFÉRAVASTAGSÁG

A Föld minden területének alapvető geodinamikai jellemzője az, hogy a kéreg és a litoszféra vastagsága hol és milyen mértékben tér el a Föld nyugodt területeire jellemző, átlagos értéktől. A Pannon-medence és környezete esetében ez a viszonyítási alap a zavartalan kontinentális területekre vonatkozó 33-35 km kéregvastagság és 125 km litoszféra-vastagság érték. A két geofizikai jellemző közül az első jól definiálható és ennek megfelelően szeizmikus mérésekkel általában egyértelműen meghatározható. A kéreg vastagságát a Mohorovicic-diszkontinuitás (Moho) tengerszinttől mért mélysége adja meg. Moho alatt, hagyományosan, azt a felületet értjük, ahol a rugalmas nyomási (P) hullámok sebessége 6,8-7,0 kms^{-1} értékről ugrásszerűen 8,0-8,2 kms^{-1} értékre növekedik. Ismereteink bővülésével többször is tapasztaljuk, hogy a kéreg és köpeny határának ez az egyszerű definíciója nem mindig teljesül. Vannak olyan területek, ahol a kéreg/köpeny határ nem éles, hanem egy 7,0-8,0 kms^{-1} közötti P-hullám sebességekkel jellemezhető átmeneti zóna lép fel. Esetünkben a térkép egyértelműségét úgy biztosítottam, hogy mindig a 8,0-8,2 kms^{-1} értékkel jellemezhető, reflexiós vagy refrakciós szeizmikus méréssel meghatározott sebességhorizontot neveztem a kéreg aljának. Azokon a területeken, ahol a szeizmikus információ nem elég sűrű, a gravitációs modellszámítások segítségével lényegesen javítani lehetett a Moho felület meghatározását (Szafián et al., 1999; Szafián és Horváth, 2006).

A litoszféra alja egy, a lemeztectonikai folyamatok szempontjából fontos felület, hiszen elvben azt az egységet határolja le alulról, amelyik az asztenoszférán mozgó, összefüggő kéreg és legfelső köpeny tartományt foglalja magába. Valójában azonban a litoszféra és az asztenoszféra átmenete folyamatos, mert az asztenoszféra a litoszféra részleges olvadásával alakul ki ott, ahol a mélységgel folyamatosan növekvő hőmérséklet megközelíti a litoszféra kőzeteinek átlagos olvadáspontját. Ezért logikusan, de némileg önkényesen a litoszféra alját az 1350 °C izoterma-felülettel szokás definiálni (v.ö. 48a. ábra). Ennek méréses meghatározása csak közelítéssel lehetséges a következő módszerekkel: szeizmikusan a "csökkent sebességű zóna" és magnetotellurikusan a "megnövekedett vezetőképességű tartomány" lehatárolásával. E két módszerhez kontrollt biztosíthat a gravitációs modellezés, amennyiben az asztenoszférát az alsó litoszféránál némileg kisebb sűrűségűnek ($-0,03 \text{ gcm}^{-3}$) lehet feltételezni.

A fenti mérési adatokból a Pannon-medencére és környezetére térképeket szerkesztettem Horváth (1993). A jelenlegi térképek azok továbbfejlesztései az utóbbi évtizedben született új eredmények alapján (65. és 66. ábra).

A hazai reflexiós mélyszeizmikus kutatások a világ élvonalában vannak, (Posgay et al., 1990, 1995, 1996, 2000). Jó minőségű reflexiós mélyszeizmikus szelvényeket eredményező méréseket végeztek a Nyugati-Kárpátokon keresztül és a szlovákiai medenceterületeken (Tomek és Thon, 1988; Tomek et al. 1989; Tomek és Hall, 1993), ugyanakkor a romániai reflexiós mélyszeizmika is jelentősen javult az utóbbi évtizedben (Railenau et al., 1994; Railenau és Diaconescu, 1998). A csúcshívonalat azonban kétségkívül a Nyugati- és Központi-Alpokat harántoló, a sekély és mélyszerkezeteket egyaránt leképező, kombinált szeizmikus technológiákat felhasználó szelvényezések képviselik (Piffner et al., 1997).

Jelentős eredmények születtek a Keleti-Alpok kéregszerkezetének megismerése területén is a régebbi szeizmikus adatok és gravitációs modellezések újrafeldolgozásával (Wald-

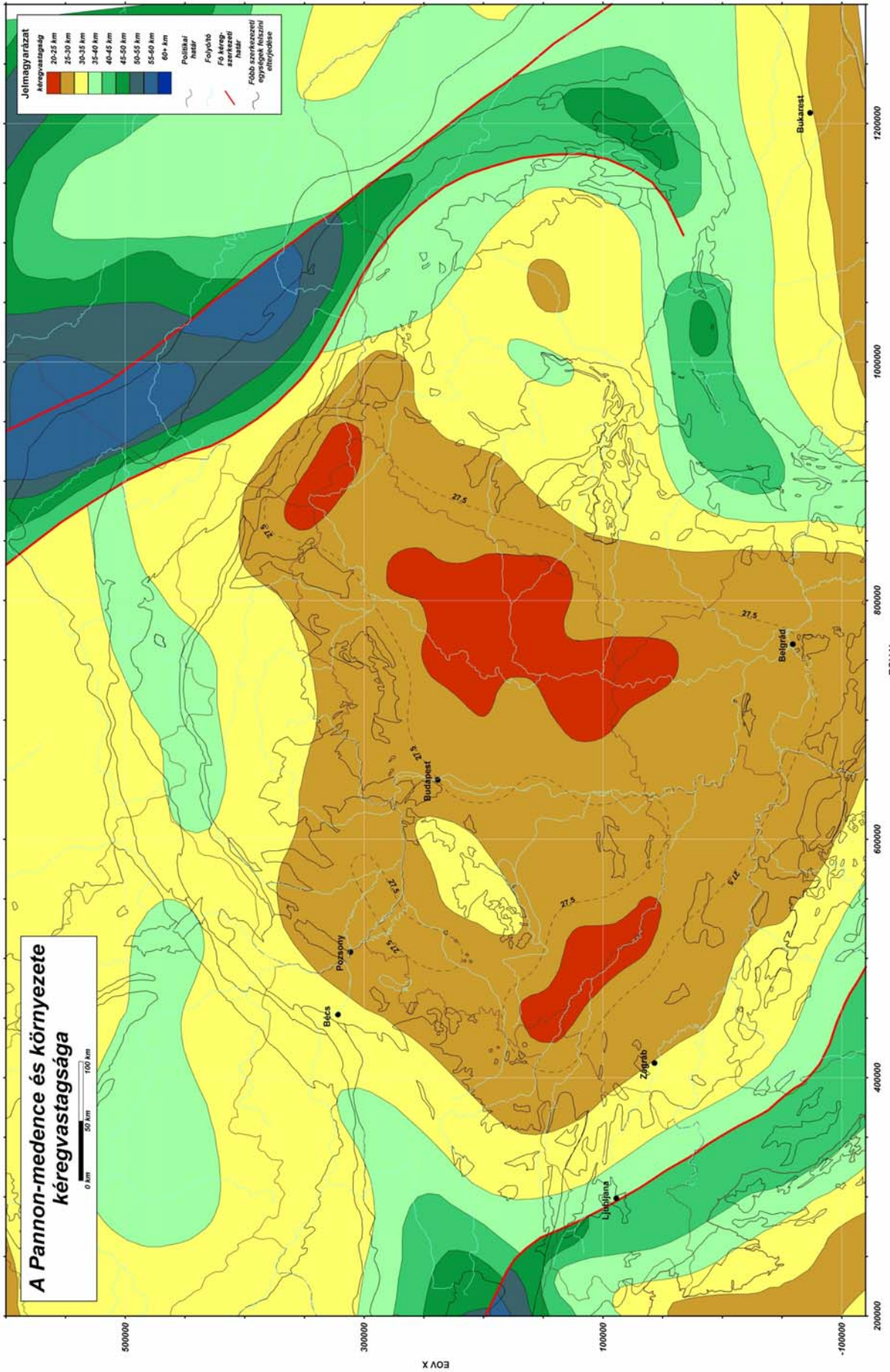
hauser et al., 1998; Cassinis, 2006), valamint a TRANSALP mérési kampány eredményeinek első feldolgozásával (TRANSALP Working Group, 2002; Lueschen et al., 2003; Kummerow et al., 2004). Különösen fontosnak ítélem Schmid et al (2003) munkáját, amely szerint a Tauern-ablaknál és attól a Dinaridák felé haladva már mindenütt az Adriai-blokk tolódik az Európai-lemez alá. Itt tehát két kontinentális kéreg van egymásra tolódva és a térkép (65. ábra) az alsó (adriai) kéregegység aljának mélységét mutatja. A piros vonal illusztrálni próbálja ennek az alsóbb helyzetű kéregnyelvnek az elvégződését. A Teisseyre-Tornquist zónában és ennek folytatásában, a Keleti-Kárpátok alatt két, közel párhuzamos piros vonal ugyancsak kollíziós folyamat eredményeként létrejött, anomálishan vastag kéregzónát jelöl.

Az elmúlt néhány évben a refrakciós mélyszeizmika ismét az érdeklődés előterébe került, általában szélesszögű reflexiós mérésekkel kombinálva. Egész Európát keresztező regionális és országos skálájú szelvények sorozata készült el, és szolgáltatott új, megbízható információt a kaledóniai-variszkuszi és alpi tektonikai fázisok során létrejött nagyszerkezetek képeiről (pl. Blundell et al., 1992; Ansorge és Baumann, 1997). A Pannon-medence geodinamikája szempontjából nagyon fontosak a lengyelországi mérési kampányok (pl. Guterch et al., 1999). Ennek eredményeképpen hiteles képet kapunk a Kelet-Európai Kraton, a Nyugat-Európai Platform, valamint az ezeket összekapcsoló Transz-Európai Szutura Zóna (TESZ) mélyszerkezetéről (Pharaoh, 1999). A 2. ábra Európa középső és keleti részének prealpi nagytektonikáját mutatja, és látható, hogy a Keleti-Kárpátok alpi takarói alatt a TESZ húzódik. Ez az összeesés nem véletlen; a szutura zóna vastag kontinentális kéreg természetes határt jelent a kifelé irányuló takaróképződésnek. Lengyel kezdeményezésre jött létre a CELEBRATION 2000 (Central European Lithospheric Experiment Based on Refraction) program, amely mögött 28 európai és észak-amerikai intézmény konzorciuma áll, és a lemért mintegy 9000 km összhosszúságú szelvények egy része keresztezi a Kárpátokat és a Pannon-medencét is (Guterch et al., 2000, 2001). Sajnos ezeknek sincs meg még a végső feldolgozása, ezért jelen értekezés keretében nem tudtam eredményeiket felhasználni.

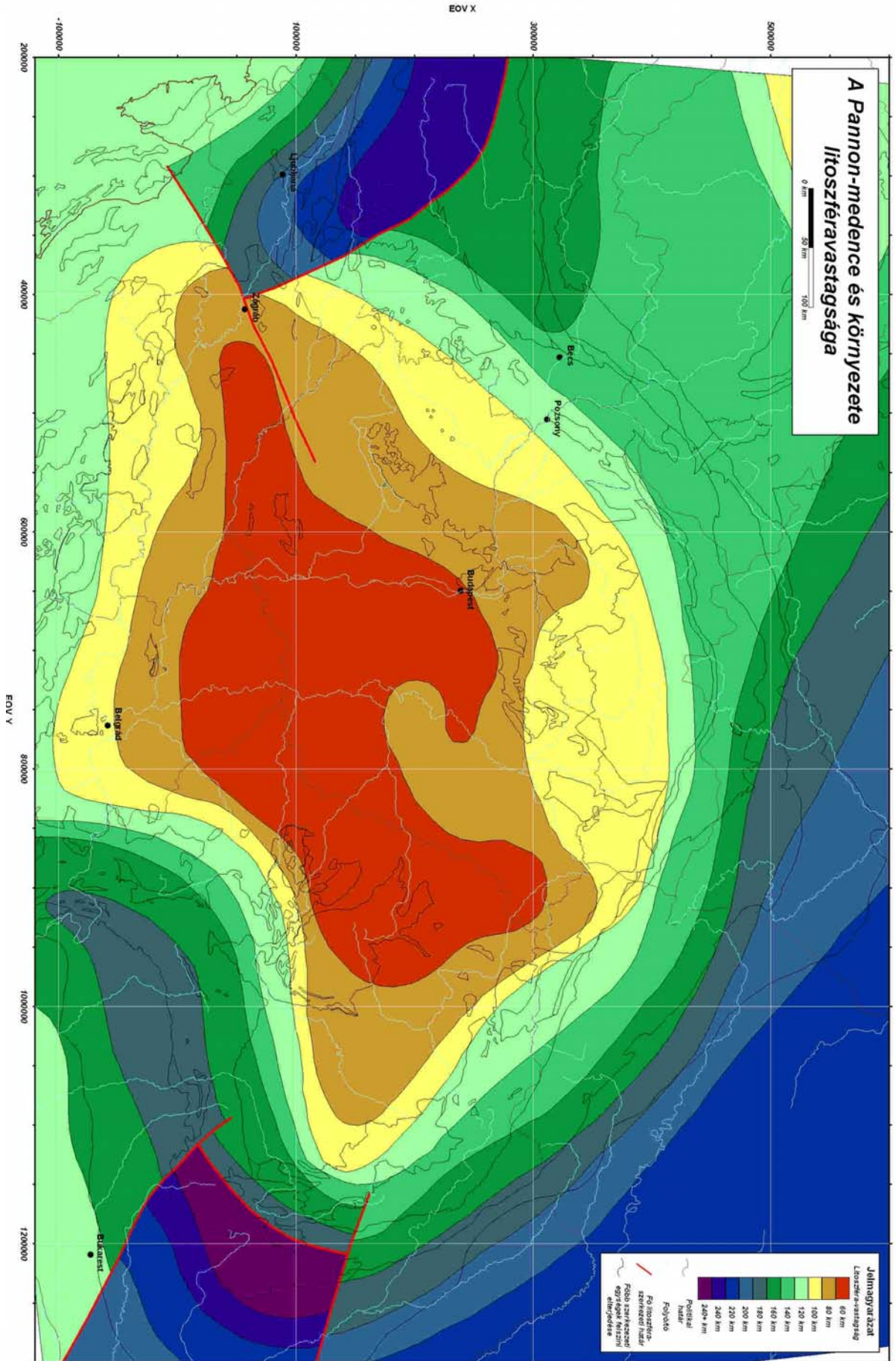
A litoszféra-vastagság térkép két területen javult számottevően, mégpedig ott, ahol a folyamatban lévő kontinens/kontinens kollízió eredményeképpen jelentős mértékű alátolódott litoszféra nyúlványok vannak. Ilyen a Keleti-Alpok területe (Lippitsch, 2002; Lippitsch et al. 2003), valamint a Vrancea-zóna (Wenzel et al., 1998, 2002; Wortel és Spakman, 2000). A Pannon-medence területén az új magnetotellurikus értelmezés (Ádám és Wesztergom, 2001), valamint lokális szeizmikus tomográfia (Wéber, 2002) javította a litoszféra-vastagság térképét.

A térképek pontossága továbbra sem megnyugtató az adathiányos területeken. Ilyenek az Erdélyi-medence és az Erdélyi-középhegység, valamint a Pannon-medence délkeleti (bácskai-bánáti) elvégződése. A hiányosságok ellenére biztosan állítható, hogy a Pannon-medence és orogén környezetének fő jellegzetességét mindkét térkép hitelesen ábrázolja. A medence-rendszer az orogén íven belül elhelyezkedő extenziós terület, ahol a kéreg közepes mértékben vékonyodott ki a szinrift fázis során (átlagosan $\beta=1.4$, v.ö. 5.5.2. alfejezet). Ezzel szemben a köpenylitoszféra markáns kivékonyodása (sőt valószínű eltűnése) tranzienst állapot, mert a rendszer konduktív hűlése (v.ö. 4.6. fejezet és 48. ábra) miatt a litoszféra vastagodása több mint 10 millió éve zajlik. Az orogén területek kéreg- és litoszféra-vastagságai jelentősen eltérnek

egymástól annak megfelelően, hogy a Keleti-Alpokban és a Keleti-Kárpátokban kontinentális kollízió zajlott (zajlik), míg a Nyugati-Kárpátok és a Dinaridák területén a neogén kinematikát a litoszféra blokkok egymás melletti (transzkurrens ill. transzpressziós) elmozdulása jellemezte (Horváth, 1993; Horváth et al., 2005a).



65. ábra: A Pannon-medence és környezete kéregvastagság térképe (Horváth et al., 2005)



66. ábrva: A Pannon-medence és környezete litoszféravastagság térképe (Horváth et al., 2005)

5.4. SZEIZMIKUS TOMOGRÁFIA

A kéregalatti köpenytartomány részletes megismerésének új, hatékony módszere a háromdimenziós **szeizmikus tomográfia**. Ennek kiindulási adatrendszere valamely területen (akár az egész Földön) működő szeizmológiai állomáshálózat által regisztrált rengések P és/vagy S hullám futási idejei; pontosabban ezek eltérései (reziduáljai) a héjasan homogén felépítésű Földre vonatkozó standard futási időktől (Romanowicz, 1991; van der Hilst et al., 1993; Masters et al., 1996; Zhou, 1996).

A sebességanomáliák általában $\pm 2.5\%$ között változnak, és a negatív reziduálok a kisebb sebességű, míg a pozitív reziduálok a nagyobb sebességű köpenytartományokat fedik le. Sebességanomáliákat a köpenyben több tényező hozhat létre, mint például a hőmérséklet és az anyagi összetétel térbeli változása, fázisátmenetek, nyomás hatására létrejövő sebességanizotrópiák és részleges olvadás. Bár az egyes tényezők szerepe és kölcsönhatása további vizsgálatokat igényel, általános egyetértés van abban, hogy a sebességanomáliákat domináns módon a hőmérséklet köpenybeli inhomogenitásai okozzák (Trampert et al., 2001). A felsőköpenyben ez azt jelenti, hogy szeizmikus tomográfiával háromdimenzióban térképezhetjük a forró köpenyfeláramlásokat és a szubdukálódott, hideg litoszféralemezeket. Szerencsés módon lényegében ugyanez a helyzet az alsóköpenyben is, mert a tapasztalat szerint a 410-660km között lévő sebességnövekedés és anyagi fázisátmenet ugyan befolyásolja, de valójában nem képezi gátját sem a feláramlásnak, sem a szubdukciónak (van der Hilst et al., 1997; Montelli et al., 2004). Utóbbi esetben ez a befolyásolás annyit jelent, hogy az alábukott lemezek gyakran stagnálnak az átmeneti zónákban, számos helyen azonban átjutnak rajta és mélyen lehatolnak az alsó köpenybe, akár a maghatárig (Lay, 1994; Romanowicz, 2002; Horváth, 2006). Modellszámítások alátámasztják ezt a megfigyelést, kimutatván azt, hogy az alábukott hideg óceáni és kontinentális lemezek akár 200 millió évig megőrizhetik konzisztenciájukat, bár fokozatos felmelegedésük miatt az általuk okozott sebességnövekedés kisebb és térben „szétkentebb” lesz (Hafhenscheid, 2004). Az új generációs lemeztektonikai kutatásoknak a teljesskálájú köpenyáramlások kimutatása egy másik fontos eredménye.

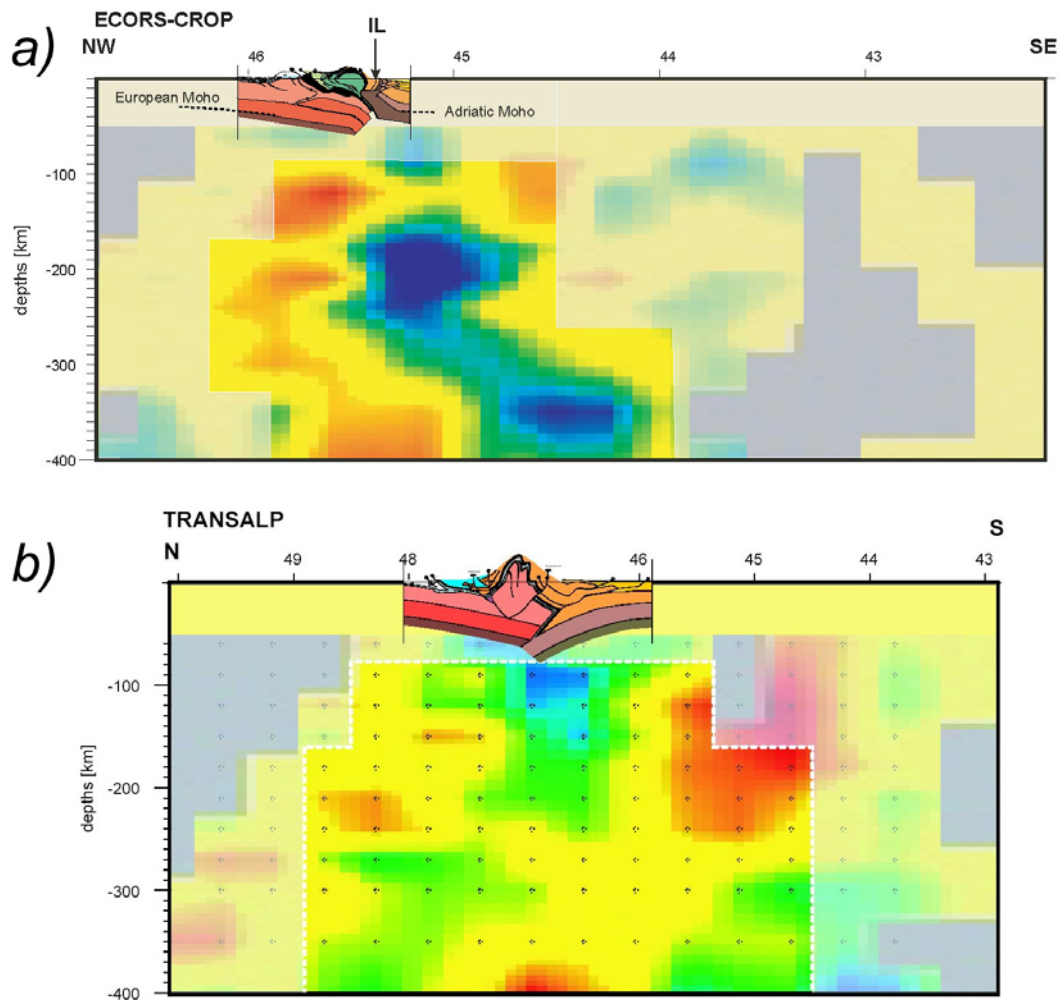
Az elmúlt tíz évben az európai regionális vizsgálatokból egyre pontosabb adatokat kaptunk a Pannon-medence és a szegélyező hegységívek köpenyszerkezetére vonatkozóan is (Spakman, 1990, 1991; Spakman et al., 1993; Bijwaard et al., 1998; Wortel és Spakman, 2000; Piromallo és Morelli, 2003). Különösen érdekes számunkra az Alpok területén végzett nagyfelbontású szeizmikus tomográfia (Lippitsch, 2002; Lippitsch et al., 2003). A változó kéregvastagság által okozott futási-idő reziduálokat (kb. 50%-a a teljes reziduáloknak) figyelembe véve minden más regionális tomográfias vizsgálatnál nagyobb felbontású és pontosabb felsőköpeny sebességteret tudtak meghatározni. A 67a-b. ábra világossá teszi, hogy a Nyugati-Alpok alatt az európai kontinentális alsólitoszféra tolódik Adria alá, míg a Keleti-Alpokban megfordul a szubdukció polaritása és az adriai alsólitoszféra képezi az alátolódó lemezt, amely mintegy 220-240 km mélységig ér le. Ezt a nyelvet mutatja a litoszféra-vastagság térkép (66. ábra) a Keleti-Alpok alatt. Lippitsch et al. (2003) szerint a térképezett szubdukciós geometriák az Alpok 40 millió éve (felső-eocén óta) tartó kontinens/kontinens kollíziója során alakultak ki. Az

utóbbi időben hazai szakemberek is kidolgozták a tomográfias algoritmusokat és vizsgálataikat a Pannon-medencére koncentrálták (Bus, 2001; Wéber, 2002). Célirányos kutatások folytak a terület geodinamikáját jelentős mértékben irányító kárpáti szubdukciós zóna reliktumának tekintett Vrancea-zóna megismerésére (Fan et al., 1998). Különösen fontos a CALIXTO program (Wenzel et al., 1998; Martin et al., 2001), amelynek keretében több mint 100 telepített szeizmográf 106 földrengést regisztrált és mintegy 7000 *P*-hullám futási idő reziduál alapján hajtották végre az inverziót

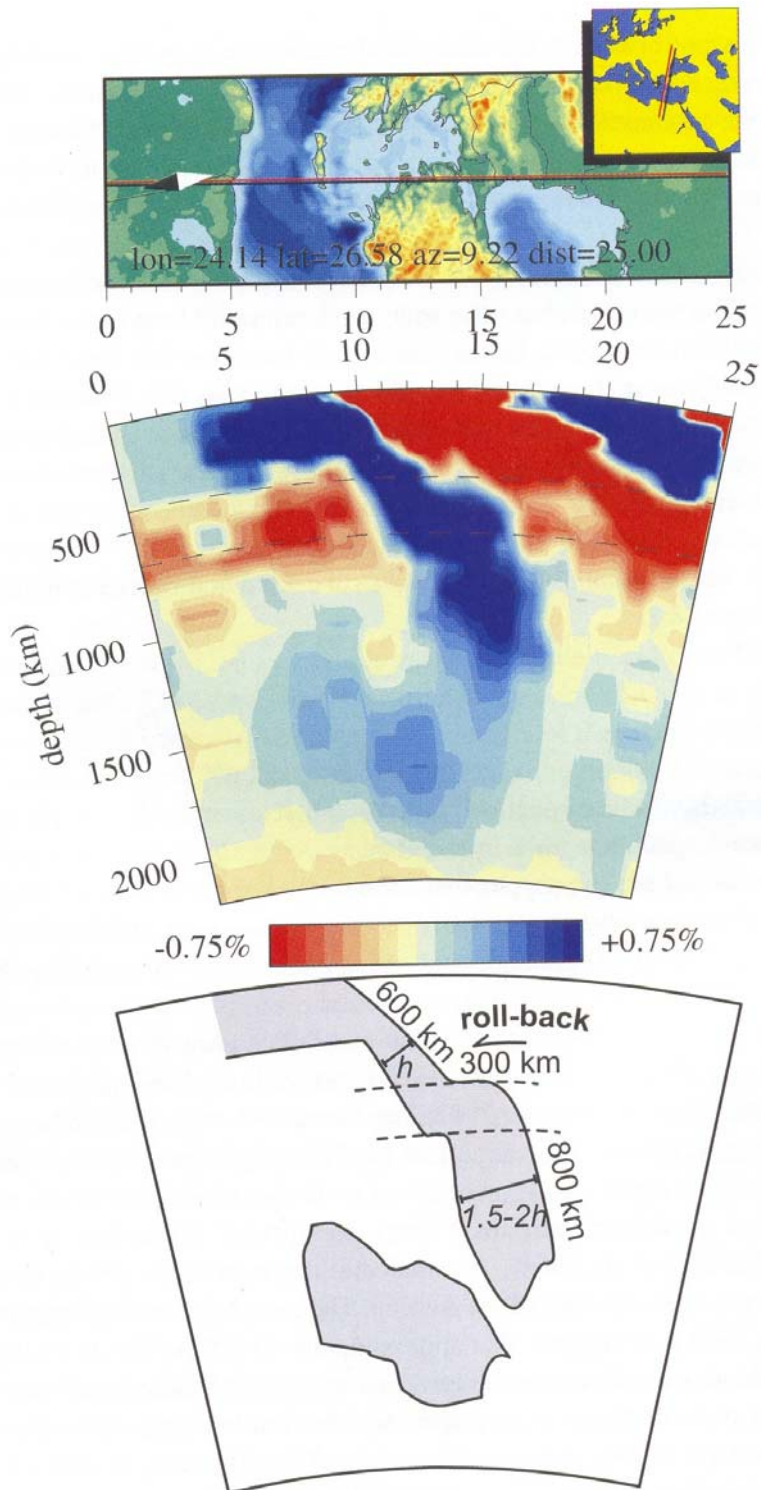
Az alp-mediterrán térség szeizmikus tomográfiai eredményeinek tektonikai értelmezése arra a megnyugtató eredményre vezetett, hogy a tomográfiailag kimutatott lemezdarabok térbeli helyzete és mérete összhangban van a térségre kidolgozott lemeztektonikai rekonstrukciókból (43-46. ábra) adódó szubdukált óceáni és kontinentális litoszférával (de Jonge et al., 1993; Hafhenscheid, 2004). A 68. ábra egy jellemző példát mutat az Égei-medence területéről (Van Hinsbergen, 2004). A Hellén-ív mentén alábukott litoszféra felsőköpenybeli része kb. 600 km hosszú. Folytatása „beszorult” az átmeneti zónába, s ez közel 300km hosszú. Ezt követi a sebesség-diszkontinuitási felületen átjutott mintegy 800 km-es darab az alsóköpenyben, ami másfélszeresen-kétszeresen vastagabb a felsőbb részeknél. Végül, a ferdén alátolódott litoszférából visszakunorodva és már eléggé szétkenve egy további 800-1000 km hosszúságú lemeznyelv látható. Ez együtt 2500-2700 km összhosszúságú szubdukciót jelent, ami a Hellenidák hegységképződéséhez és az Égei-medence extenziójához kapcsolódott. Tektonikai rekonstrukciók szerint kb. 600 km szubdukció a Vardar-óceán jura során bekövetkezett szubdukciójához kapcsolódott, míg 1800 km a krétától az oligocén végéig tartó, zömében kivékonyodott kontinentális litoszféra szubdukciójához köthető. Végül, a neogén alatt az Égei-medence extenziója során 300 km hosszúságú kelet-mediterrán óceáni kéreg hátragördülése és szubdukciója történt meg (van Hinsbergen, 2004).

A Pannon-medencén keresztül egy K-Ny irányú, közel 2000 km hosszúságú szelvényt mutatok be (69. ábra). Ennek egyik legfontosabb eleme a Vrancea-zónához kapcsolódó, 300-350 km hosszúságú, szinte tökéletesen függőleges litoszféranyelv, amelynek csak a felső 200 km-es része szeizmogén (Wortel és Spakman, 2000). A 6. fejezetben kifejtem, hogy ez a Magura-óceánhoz kapcsolódó flismedence hátragördült és szubdukálódott litoszférája, amely folyamat a Pannon-medence neogén extenziójához kötődik. A másik fontos elem a 410-660 km közti zónában lévő nagytömegű litoszféraanyag, ami a Dinaridák és a Kárpátok mentén szubdukálódott, és főleg jura és alsó-kréta korú óceáni litoszféra (Vardar és Magura) akkumulációjával jött létre. Mivel mindezek az adatok kardinális jelentőségűek a Pannon-medence és a környező orogének kialakulása szempontjából blokkmodellt szerkesztettem, amely az aktív szubdukciókat és a korábban alátolódott lemezdarabokat mutatja (70. ábra). Szerkesztése során a tomográfias adatok mellett figyelembe vettem azok értelmezését is a Nyugat-Mediterráneumban (Faccenna et al., 2004), az Alpokban (Lippitsch, 2003; Schmid et al., 2003), a Dináridák-Hellenidák ívén és a Keleti-Kárpátokban (Wortel és Spakman, 2000). Utóbbi szerzőktől származik az az értelmezés, amely szerint az inaktív szubdukciós zónákban a közel vertikális litoszféranyelv fokozatosan leszakad. A Keleti-Kárpátokban a leszakadás ÉNy-ről DK-felé migrált, és éppen a jelenben zajlik a Vrancea-zónában. Hasonló a helyzet a Dinaridák mentén is, de a Hellén-ív még aktív, mert a Földközi-tenger keleti medencéjének litoszférája további szubdukcióra képes.

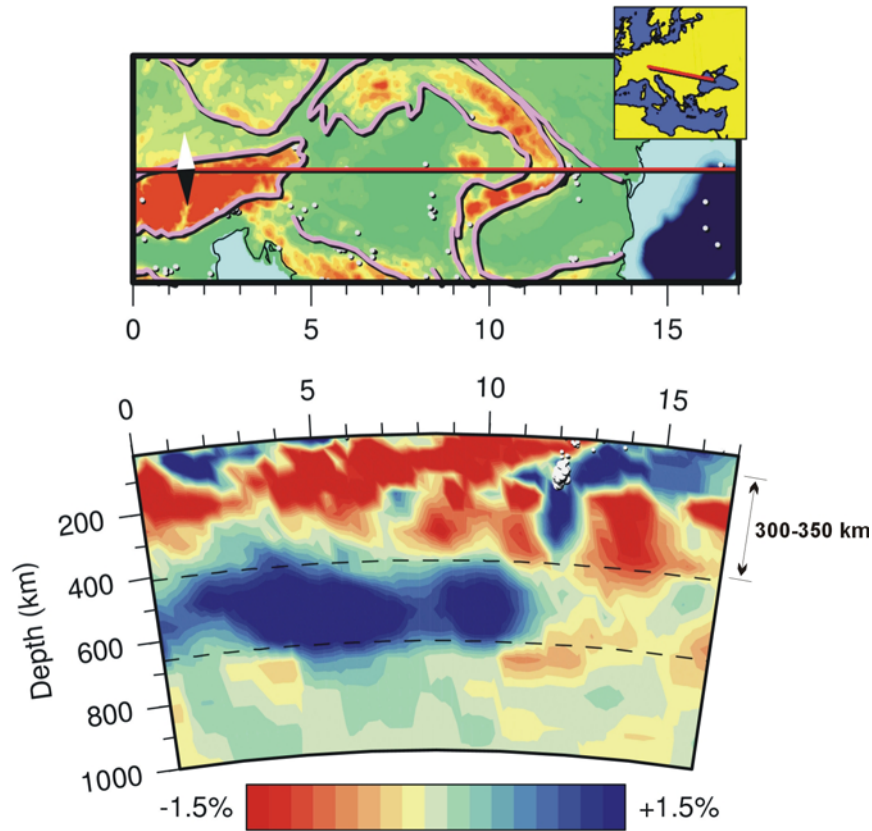
Az ábra azt is világossá teszi, hogy a Nyugati-Kárpátok alatt a tomográfiai vizsgálatok szerint nincs aláhajló litoszféra. Geodinamikai szerepe tehát alapvetően más, mint az aktív alpi, vagy a már inaktív keleti-kárpáti kollíziós zónáé (67. ábra). Adriától nyugatra a helyzet hasonló a Keleti-Kárpátokéhoz. Eszerint a hátragördült Ligúriai-óceán litoszférája leszakadóban van, korábban alátolódott része pedig az átmeneti zónában stagnál (Faccenna et al., 2004).



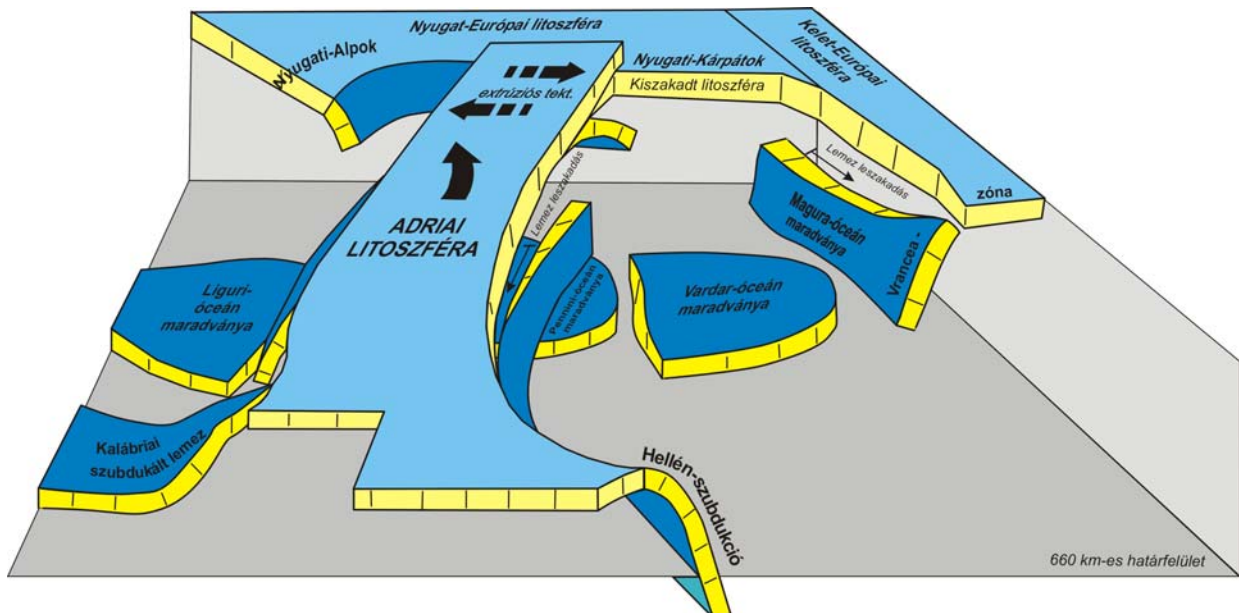
67. ábra: A szubdukció polaritásának megváltozása a Központi-Alpok területén (Lippitsch et al., 2002, 2003). A Nyugati-Alpok területén az európai kontinentális litoszféra tolódik Adria alá, míg a TRANSALP-szelvény mentén már fordított a helyzet (a. ill. b. ábra).



68. ábra: A Hellén-ív mentén alátolódtott óceáni litoszféra lemez szeizmikus tomográf képe (Van Hinsbergen, 2004). A színek a sebességanomáliák százalékos eltérését mutatják a standard földmodelltől.



69. ábra: Szeizmikus tomográfiai szelvény a Pannon-medencén keresztül. Fehér pontok a földrengések hipocentrumát mutatják a Vrancea-zónában. A színek a sebességanomália mértékét adják meg (Wortel és Spakman, 2000).



70. ábra: Szeizmikus tomográfiai és más geodinamikai adatok alapján szerkesztett blokkmodel a periadriatikus terület szubdukciós folyamatairól, az alátolódott litoszféra darabok elhelyezkedéséről és valószínű eredetéről

5.5. A MEDENCEFEJLŐDÉS TEKTONIKÁJA: SZINRIFT PERIÓDUS

Ennek a fejezetnek az a célja, hogy bemutassa azokat a tektonikai eredményeket, amelyek túlmutatnak a termomechanikus modellen, és annak érdemi továbbfejlesztését jelentik. Alapvetően magam és munkatársaim eredményeit foglalom össze, de egyúttal felvázolom azok kapcsolatát más hazai kutatásokkal és külföldi szakértők legfontosabb munkáival.

Először a Pannon-medence szinrift fázisához kapcsolódó, újabban felismert tektonikai stílusokat ismertettem. Ez után bemutatom, hogy a posztrift fázis elején egy kompressziós esemény ismerhető fel a medencében és környezetében. Végül a Pannon-medence neotektonikáját és recens geodinamikáját tárgyalom. A 71. ábra mindezen tektonikai fázisokat mutatja a Pannon-medence általánosított rétegtani diagramján.

5.5.1. Az extenzió módozatai

Az extenziós kontinentális medenceképződésre Wernicke (1985) javasolt a McKenzie-féle tiszta megnyúlástól alapvetően eltérő új modellt. Eszerint a teljes litoszférát egyetlen nagy vető metszi el lapos szögben, s e mentén történik meg a két litoszféra blokk szétcsúszása (72. ábra). Ennek eredményeképpen egy markánsan aszimmetrikus litoszféra-szerkezet alakul ki, ahol a litoszféra kivékonyodása, vagyis az asztenoszféra felboltozódása nem a riftesedett medence alatt, hanem a nagyvető dőlésirányában jelentősen eltolódva jön létre. A mélyszerkezeti vizsgálatok szerint azonban ilyen, a teljes litoszférát harántoló egységes vetőt sehol sem lehetett igazolni, mégis a Wernicke-modell inspirálólag hatott az extenziós tektonika mechanizmusainak vizsgálatára.

Ennek valószínűleg a legjelentősebb eredménye volt az orogén övekben megfigyelt **metamorf** magkomplexumok kialakulásának a megértése. Először az észak-amerikai Kordillerákban dokumentálták (Crittenden et al., 1980), majd az alp-mediterrán térségben is felismerték (Lister et al., 1984), hogy a jellegzetesen milonitos szövetű, zöldpala- vagy amfibolit-fáciesű retrográd metamorfózist szenvedett kőzettartományok az orogén területek fiatal extenziós szerkezetfejlődése során jöttek létre. Mégpedig úgy, hogy a kontinentális kéreg középső (10-20 km mélységű) képlékeny része felboltozódott, a felette lévő rideg kéregrészek feldarabolódtak, és olyan mértékben szétcsúsztak, hogy a metamorf mag nagy része teljesen kitakaródott (exhumálódott; Lister és Davies, 1989). A felül meredek és lefelé fokozatosan ellaposodó, liztrikus normálvetők mind a regionális kiterjedésű „leválasztó” (detachment) vetőbe símulnak bele, amely a ridegen deformálódó fedő blokk és a képlékenyen deformálódó fekü blokk tektonikus határát képezi (73a. ábra). Modern metamorf kőzettani és termo-kronológiai vizsgálatok igazolták, hogy a modell helyes, sőt a kihűlési-történet meghatározásával jól rekonstruálható a képlékeny kéreganyag exhumációjának a története és ennek szoros kapcsolata a rideg felsőkéreg extenziójával (Jolivet et al., 1994).

A felfedezés eszmetörténeti jelentősége óriási. Nemcsak az extenziós kéregfejlődés egyik alapvető mechanizmusát ismertük meg, hanem megoldódott az a rejtély is, hogy miképpen alakultak ki fiatal orogén övek belső tartományaiban nagy kiterjedésű magasfokú metamorf kőzettartományok. Ezeket Lóczy és általában a lemeztektonika előtti geológia ősi masszívumok roncsaiként értelmezte. Felmerült egy további érdekes probléma is, amelynek megválaszolása messzemenő következményekkel járt a kéreg mélyebb részeinek reológiájára vonatkozóan.

Block és Royden (1990) felhívták a figyelmet arra, hogy a 73a. ábrán látható modell előrejelzése a Moho felület felboltozódásáról a metamorf magkomplexum alatt nem indokolt, mert nincs összhangban az izosztrázia törvényével. Nevezetesen a metamorf mag felboltozódása során a rideg felsőkérget duktilis alsókéreg helyettesíti, amely eléri a felszínt (73a. ábra), tehát a kéregoszlop súlya semmiképpen nem csökkent. E helyett Block és Royden (1990) a 73b. ábrán látható modellt javasolták az alsókéreg felboltozódás izosztatikusan kiegyenlített kialakulására. Eszerint a **Moho felület** nem emelkedik fel, és nem is mélyül el, hanem **sima marad**, és a felboltozódáshoz szükséges anyagtöbbletet **oldalirányból odafolyó alsókéreg anyag** hozza létre. Mivel a metamorf magkomplexum kiemelkedése geológiai időskálán gyors folyamat (v.ö. 76. ábrára), az alsókéreg folyása is az. Olyannyira, hogy viszkozitása akár két nagyságrenddel kisebb lehet, mint az asztenoszférajé (10^{19} Pa·sec szemben 10^{21} Pa·sec értékkel). A Basin and Range Provincia területén mért mélyszeizmikus szelvényeken a Moho szisztematikusan 10-11 sec között jelentkezik, ami Block és Royden (1990) koncepcióját látszott alátámasztani.

Hamarosan megszülettek azok a modellszámítások (Buck, 1991; Ruppel, 1995), amelyek reális anyagi paramétereket és az extenziós litoszféra-fejlődés során fellépő erőhatásokat figyelembe véve bebizonyították, hogy a litoszféra-extenzió a következő három módozat szerint mehet végbe:

- metamorf magkomplexum módus,
- nagyterjedésű riftesedés módus, és
- keskeny riftesedés módus.

A három különböző módozat nem független egymástól, az egyiket felválthatja a másik, attól függően, hogy két lényegi paraméter, a kéregvastagság és hőáramsűrűség hogyan viszonyul egymáshoz. Hopper és Buck (1996) diszkriminációs diagramja a 74. ábrán látható.

A következőkben bemutatom a Pannon-medence extenziójának vizsgálatában elért új eredményeinket. Elsőként újraszerkesztettem azt a térképet, amely a Pannon-medence és környezete extenziós fejlődéséhez kapcsolódó tektonikai elemeket foglalta össze és feltüntettem rajta a medencékben és a peremeken felismert metamorf magkomplexumokat (75. ábra). A Horváth (1993) cikkben több mint félszáz hazai és külföldi publikáció eredményeit vettem figyelembe azért, hogy az öt évvel korábbi (Royden és Horváth, 1988) tektonikai térképvázlatot továbbfejlesszem. Az előrelépés szembetűnően nagy a medencét övező orogén területeken, különösen az Alpokban és a Dinaridákban. Ezzel egy átnézetes, de konzisztens tektonikai térkép állt elő, amely jól mutatja az extenzió kinematikáját, különös tekintettel a medencealakulás és az alpi extenzió kapcsolatára. A 75. ábrán látható térkép még az 1993-as változatnak is felfrissített változata, annak érdekében, hogy az extenziós tektonika különböző módozatait a legújabb ismereteknek megfelelően mutassa. Célszerű volt egyben a tektonikai térképen ábrázolni a medenceterületek mélységviszonyait is, természetesen a méretaránynak megfelelő átnézetes jelleggel.

A **metamorf magkomplexumok** megértésében bekövetkezett áttörés hamar elérte a Keleti-Alpokat is, ahol a legkorszerűbb metodikával dokumentálták, hogy:

- a hegység, beleértve a Déli-Alpok északi peremét is, É-D irányú kompresszió (σ_1) és K-Ny irányú extenzió (σ_3) hatása alatt van (Ratschbacher et al., 1989);

- az extenzió leglátványosabb megnyilvánulása a Tauern ablak exhumációja (Selverstone, 1989), amelynek során az európai aljzat és a rátolódott pennini óceáni kőzetek mintegy 30 km mélységből emelkedtek a felszínre. Ez a folyamat ma is tart, de az emelkedés kulminációja 4 cm/év sebességgel 20-15 Ma között ment végbe (Fügenschuh et al., 1997);
- a Pannon-medence peremén lévő pennini ablakok is hasonló eredetűek, sőt közelebb állnak az igazi magkomplexumokhoz, mert miocén kitakaródásuk tiszta extenziós feszültségterben történt (Ratschbacher et al., 1990).

Ez utóbbi felismerésre függetlenül jutott Tari és Bally (1990) is, elsősorban szeizmikus értelmezés alapján, amelyet részletesebben a Tari et al., (1992) munkában ismertettünk. A 76. ábra ebből mutat egy szép szeizmikus szelvényt, kiegészítve a legújabb termokronológiai vizsgálatokból kapott eredményekkel (Dunkl és Demény, 1997; Dunkl et al., 1998). Eszerint a Rohonci-ablakban (és a közelében lévő kisebb ablakokban) kibukkanó zöldpala fáciesű retrográd metamorf kőzetek kb. 10-12 km mélységből indulva érték el a felszínt, s leggyorsabb emelkedésük időszaka a kora-miocén (22-17 Ma) volt. A képlékenyen deformálódó, penninikumot határoló elválasztó vető felett a ridegen deformálódó ausztróalpi takarók keletre csúszott egységei találhatóak a Pannon-medence üledékeivel lefedve. A létrejött szerkezet érdekessége, hogy a leválasztó vető, valamint a magasabb helyzetű normálvetők síkjai egybeesnek a kréta-korú takaróhatárokkal. A Kisalföldet keresztező számos regionális szeizmikus szelvény értelmezésével, a magnetotellurikus eredményeket (Ádám et al., 1990) is figyelembe véve szerkesztettem meg a terület általánosított tektonikai blokkdiagramját (Horváth, 1993; 77. ábra). Ez azt mutatja, hogy a kréta takarósíkok normálvetőként való reaktiválódása a Pannon-medence extenziója során az ALCAPA egység határzónájában általános jelenség volt.

A 77. ábrán látható szerkezeti modell legfontosabb nagytektonikai üzenete azonban az, hogy a dunántúli-középhegységi egység az ausztróalpi takarórendszer része, annak szerkezeti legfelső egysége. A Viktor Uhliggal elkezdődött tektonikai modellalkotás (v.ö. 3.1. fejezet), kiegészülve az újabb szeizmikus, magnetotellurikus és mélyfúrás adatok együttes értelmezésével, amelyet legrészletesebben Tari (1994, 1996) tett meg, megkerülhetetlenné teszi a Bakony takarós helyzetének elfogadását. Mégis indokolt ennek új adatokkal való folyamatos alátámasztása, hogy az időnként felmerülő kételyek indokolatlanok legyenek.

Ennek meggyőző példáját szolgáltatta legújabban Fodor et al., (2003), akik egyúttal a metamorf magkomplexum módozatú extenzióknak egy újabb esetét bizonyították az Alpok és a Pannon-medence átmeneti zónájának szlovéniai területén. Vizsgálataikat a Periadriatikus-vonal közvetlen északi szomszédságában lévő Pohorje és Kozjak metamorf masszívumok körzetében végezték. A masszívum kifejezést nem véletlenül használtam, mert a Pohorje osztrák neve Bacher-hegység, s így hivatkozott rá id. Lóczy is, aki köztes tömeg koncepciójának egyik sarokkővét látta benne. Nem indokolatlanul, mert a hegység bázisos kőzeteit ultranagy nyomású és magas hőmérsékletű (34-38 kbar és 750-850°C) metamorfózis érte. Azóta kiderült, hogy a Pohorje és a Kozjak alsóbb helyzetű ausztróalpi takaró s előbbi nagymértékű milonitosodás és zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis is jellemzi. A termokronológiai adatok szerint a kitakaródás fő időszaka a kora-miocén volt (Sachsenhoffer et al., 1998). Ekkor a felső blokkok – ame-

lyeknek legfelső eleme a Bakony – rideg törések mentén feldarabolódtak, és keleties irányban lecsúsztak a leválasztó vető mentén.

A 78. ábrán látható térkép a Keleti-Alpok és a Nyugati-Kárpátok metamorf közeteire meghatározott apatit-hasadványyomos koradatok területi elterjedését mutatja (Dunkl és Frisch, 2002). Fontos kiegészítés az elmondottakhoz, hogy a Tauern, Rohonc és Pohorje metamorf magkomplexumokra meghatározott fiatal kihűlési korok (<20 Ma) közvetlenül a képlékeny közettartományok felett elhelyezkedő alsó- és középső-ausztróalpi takarókra is kiterjednek (Alacsony Tauern, Wechsel ill. Kozjak).

Az ALCAPA egység hegység-medence átmeneti zónájában felszínen lévő fiatal metamorf magkomplexumok mellett meggyőző adatok vannak arra is, hogy a TISZA egységben neogén üledékekkel fedetten is léteznek hasonló extenziós eredetű metamorf kőzetblokkok (75. ábra). A gyanús helyzetek szeizmikus szelvények értelmezésével jól körvonalazhatók azokon a területeken, ahol kiemelt metamorf aljzatblokkok szárnyain normálvetők mentén lecsúszott nem metamorf (általában mezozoos) kőzetek vannak, tetejükön jellegzetesen aszimmetrikus alsó- és középső-miocén színrift rétegekkel. Mivel ezek az aljzatmagaslatok szénhidrogén akkumuláció szempontjából is ígéretesek voltak, minden nagyobb szerkezetet megfűrtak és számos telepet fedeztek fel a repedezett metamorf kőzetekben, a reájuk települt alapkonglomerátumban és a felettük kialakult kompaktációs antiklinálisokban (Dank, 1988).

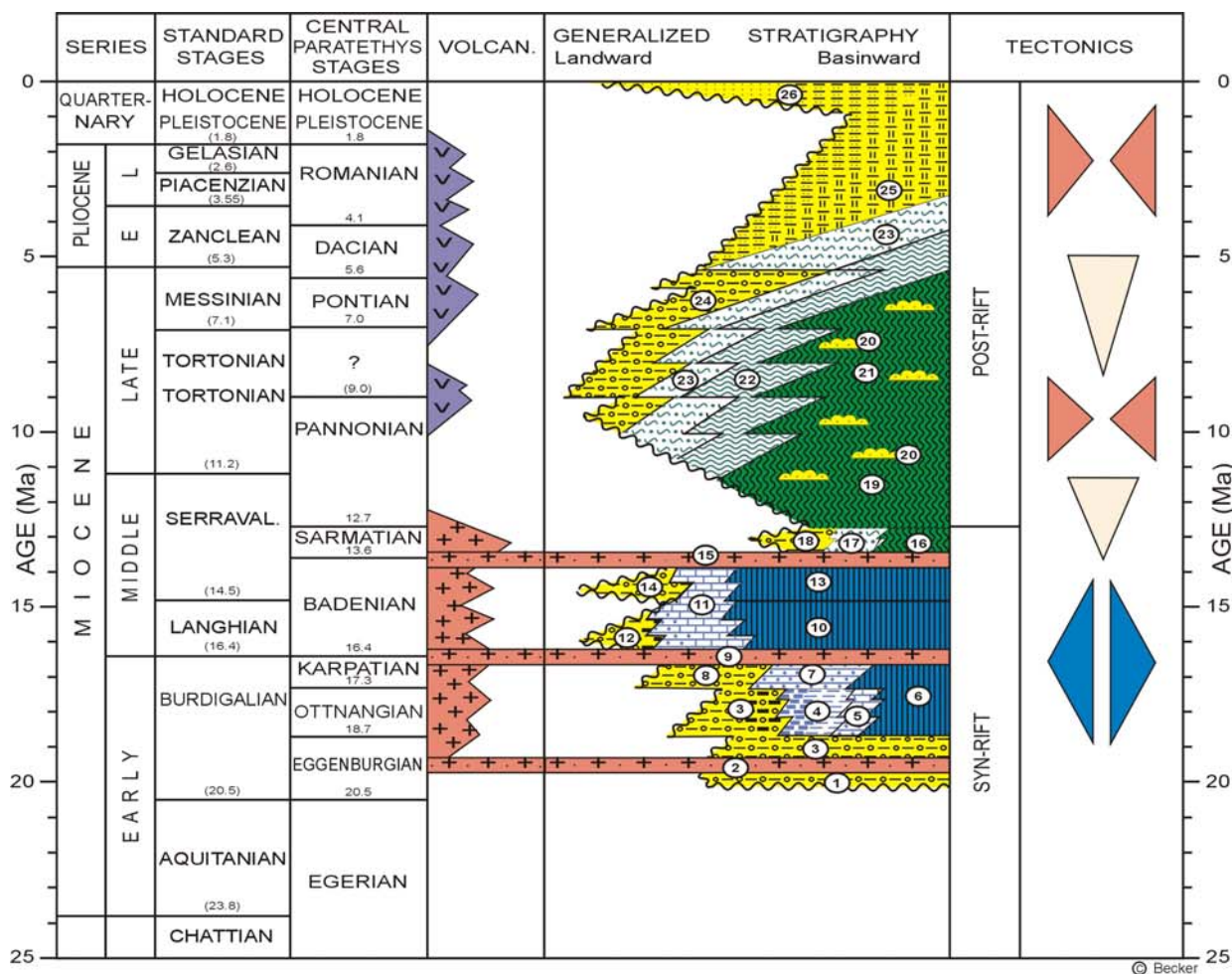
Ezek közül a legnagyobb az algyői mező, amelyen több mint 600 fúrás mélyült és ezek közül közel 100 elérte és feltárta a metamorf aljzatot. A 79. ábra a PGT-4 reflexiós kéregkutató szelvényt (Posgay et al., 1996) és korábbi értelmezésünk (Tari et al., 1999) javított változatát mutatja a szerkezeti viszonyok jellemzése céljából. Értelmezésünk szerint a pusztaföldvári egység az algyői rétegsor felett helyezkedett el, arról csúszott le a középső-miocén (kárpáti és bádeni) extenzió során. A szerkezet érdekessége, hogy a fő leválasztó vető és a kapcsolódó további normálvetők ezúttal átmetszik a krétakorú takarósíkokat (80. ábra) és a mélyebb kéregben lapulnak el. A takarósíkok és az extenziós normálvetők geometriai kapcsolatának itt egy másik lehetőségét figyelhetjük meg, mint a Kisalföldön (v.ö. 77. és 80. ábra) Az algyői hát metamorf kőzetei (Szalay, 1983; Fülöp, 1994) a metamorf magkomplexumok jellegzetes retrográd metamorfózist és képlékeny deformációit mutatják, a geokronológiai adatok pedig alsó-miocén kitakaródásra utalnak (Tari et al., 1999; Körösi Metamorf Összet; Fülöp, 1994). Az Alföld további fontos metamorf szénhidrogén tárlói a Békési-medence északi peremén Szarvas, Endrőd, Szeghalom, Mezősas, Biharkeresztes és Kismarja vonalában találhatóak. Ezek közül részletesen tanulmányozták a Szeghalmi-hátat felépítő kőzetek metamorf történetét és szerkezetfejlődését, a repedéskitöltő ásványokat, valamint a repedéseket legnagyobb tömegben kitöltő kalcitban talált polleneket (M. Tóth, 1997; Schubert és M. Tóth, 2001; Juhász A. et al., 2002; M. Tóth et al., 2003). E vizsgálatokból következik, hogy a miocén előtt a mai hátat nagyvastagságú, főleg mezozoos kőzetek fedték le. Hasadványyomos termokronológiai adatok alapján a felemelkedés és fokozatos kitakaródás fő időszaka a középső-miocén volt, Kismarja területén, sőt a Sarkadkeresztúri-hát (79. ábra) esetén is (Dunkl I. személyes közlése).

A Pannon-medence más területeit olyan normálvetős feldarabolódás és extenzió érte, amely nem vezetett el mélyebb kéregrészek felboltozódásához (75. ábra). Mivel ennek kiterje-

dése gyakorlatilag általános volt, ez azonosítható a **nagykiterjedésű riftesedés** módozattal. Az így kialakult árkokban a kárpáti és bádeni időszakban jelentős mennyiségű üledék akkumulálódott és komoly mélymedencék alakultak ki (Fodor et al., 1999; Hámor et al., 2001). Ilyen területek voltak a Kisalföld bakonyi pereme és teljes szlovákiai része, a Dráva- és a Száva-árok, a Zagyva-árok, a Vatta-Maklári árok, a Jászsági-medence, a Közép-magyarországi zóna (a Körösi Metamorfit Összlet területét kivéve), valamint a Békési medence. A felsorolásból és a 75. ábráról látható, hogy a nagykiterjedésű riftesedés nem jelenti egy nagy terület egységes feldarabolódását, hanem azt, hogy az elkülönült árokszerkezetek nagy területen jönnek létre. Ruppel (1995) ezért jobbnak tartja a „diffúz riftesedés” elnevezést. Egy jellegzetes vetőtípus megjelenése főleg ennek az extenziós módozatnak az eredménye. Ezek az ún. **transzfer vetők** (81. ábra). Bőséges irodalmukat akkor tekintettük át, amikor kimutattuk ezeknek a fontosságát a Pannon-medencében, a Zagyva-árok példáját felhasználva (Tari et al., 1992). Mai ismereteim alapján ezt tovább kell erősíteni, azzal a megállapítással, hogy a közép-magyarországi nyírási zónát a transzfer vetők uralják (75. ábra). Érthető módon, hiszen ez a zóna az ALCAPA és TISZA terrének érintkezési sávja, ahol a két terület egymás mellé kerülésével és különböző módozatú extenziójával együtt járó differenciális mozgások kioldódtak. Ez a kinematikai helyzet generálja a transzfer vetőket (81. ábra).

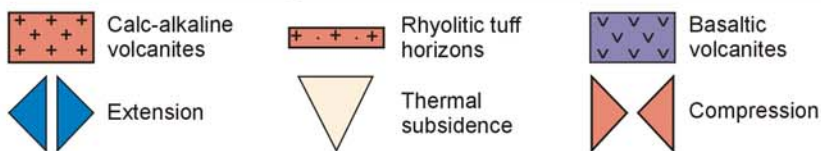
Megállapítható tehát, hogy az extenziós tektonika három alapvető módusa közül a **metamorf magkomplexum és a nagykiterjedésű riftesedés módozat a Pannon-medence jellemző deformációs stílusa**. Valószínűleg megvolt a keskeny riftesedési módus is, amelyet Ádám és Bielik (1998) javasolt a Békési-medence kialakulásának késői fázisára. Mindez összhangban van az elméleti modellszámításokkal, amelyek szerint egy vastag és meleg orogén kéreg extenziós kollapszusa során átmegy az extenzió különböző lehetséges módusain (74. ábra).

Befejezésül érdekes következtetéseket tehetünk a Moho felület geometriájára a magkomplexumok alatt az előbbieken áttekintett adatok alapján. A 75. ábra szerint a metamorf magkomplexumok jellemzően a Pannon-medence peremén található, ahol a 65. ábra tanulsága szerint a kéreg markánsan vékonyodik a hegységektől a medence felé. A 85. ábrán a kéreg morfológiájában a legélesebb változás éppen a Rohonci-ablak alatt van. A 79. ábrán látható PGT-4 szeizmikus szelvény sem mutat sima lefutású Mohot, különösen akkor, ha elvégezzük az időszelvény mélységmigrációját (Posgay et al., 1996). A **sima Moho koncepció egyszerűen tévedés**, mert a Basin and Range Provincia területén mért szelvényeken is undulál a Moho, ha az időszelvényeket szabatosan átkonvertálják mélységshelvényekké.



LEGEND

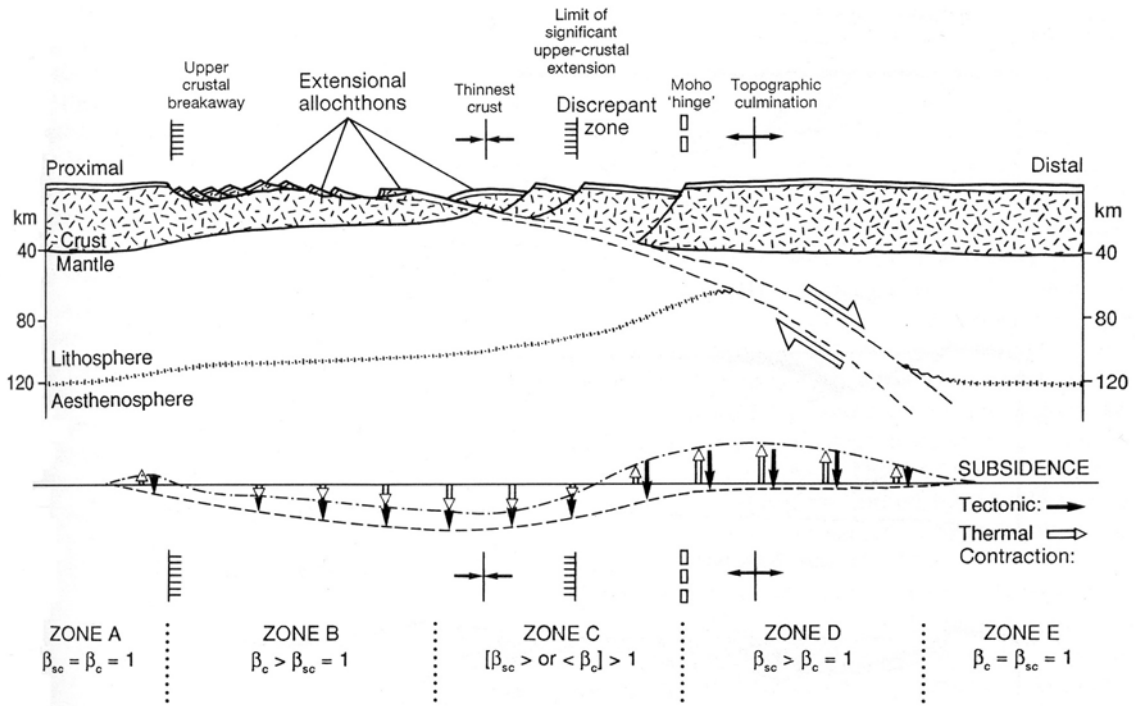
DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	FACIES		
	Landward		Basinward
Marine	Paralic clay, sand & coal seams	Neritic limests, & sandsts	Pelagic marls, clay & siltsts.
Brackish lake	Delta plain & front sandsts, siltsts, & marls with lignites	Delta slope marls & siltsts; with slope channel fills	Prodelta marls & clays with turbidites
Continental	Coarse clastics, marsh deposits; Variegated to red clays	Eolian sand & loess	Alluvial fan & meandering river systems



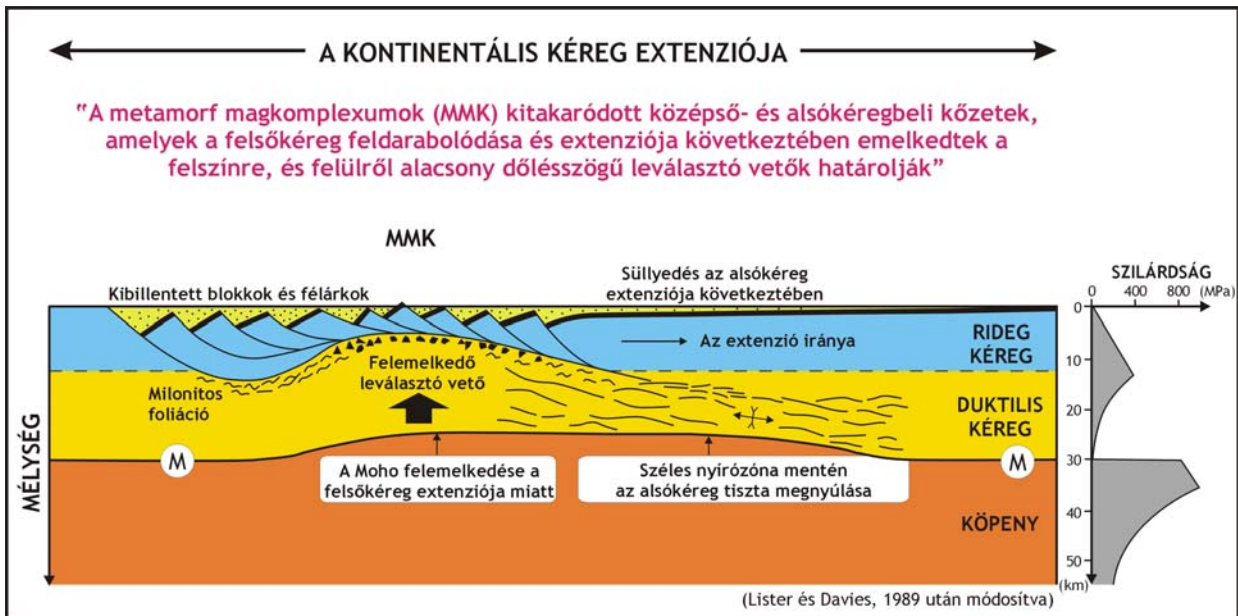
FORMATIONS

- | | | |
|--|---|--|
| 1 = Zagyvapálfalva Fm. | 11 = Leithakalk and Sámsonháza Fms. | 21 = Nagylengyel and Nagykörös Marl Fms. |
| 2 = Lower Rhyolite 19.6 ± 1.4 Ma | 12 = Hidas Coal Fm. | 22 = Dráva and Algyó Fms. |
| 3 = Brennberg Coal and Szászvár Fms. | 13 = Szilágy and Makó Marl Fms. | 23 = Újfalu and Törtel Sandstone Fms. |
| 4 = Salgótarján Fm. | 14 = Ócs Fm. | 24 = Rábaközi and Zagyva Fms. |
| 5 = Bántapuszta Fm. | 15 = Upper Rhyolite, 13.7 ± 0.8 Ma | 25 = Nagyalföld Variegated Clay Fm. |
| 6 = Garáb Siltstone Fm. | 16 = Kozárd Fm. | 26 = Quaternary terrestrial Fms. |
| 7 = Budafa Sandstone Fm. | 17 = Tinye Fm. | |
| 8 = Ligeterdő and Kiskunhalas Fm. | 18 = Sajóvölgy Fm. | |
| 9 = Middle Rhyolite, 16.4 ± 0.8 Ma | 19 = Belezna and Tótkomlós Marl Fm. | |
| 10 = Baden Clay and Tekerés Siltstone Fms. | 20 = Tófej, Lovászi and Szolnok Sandstone Fm. | |

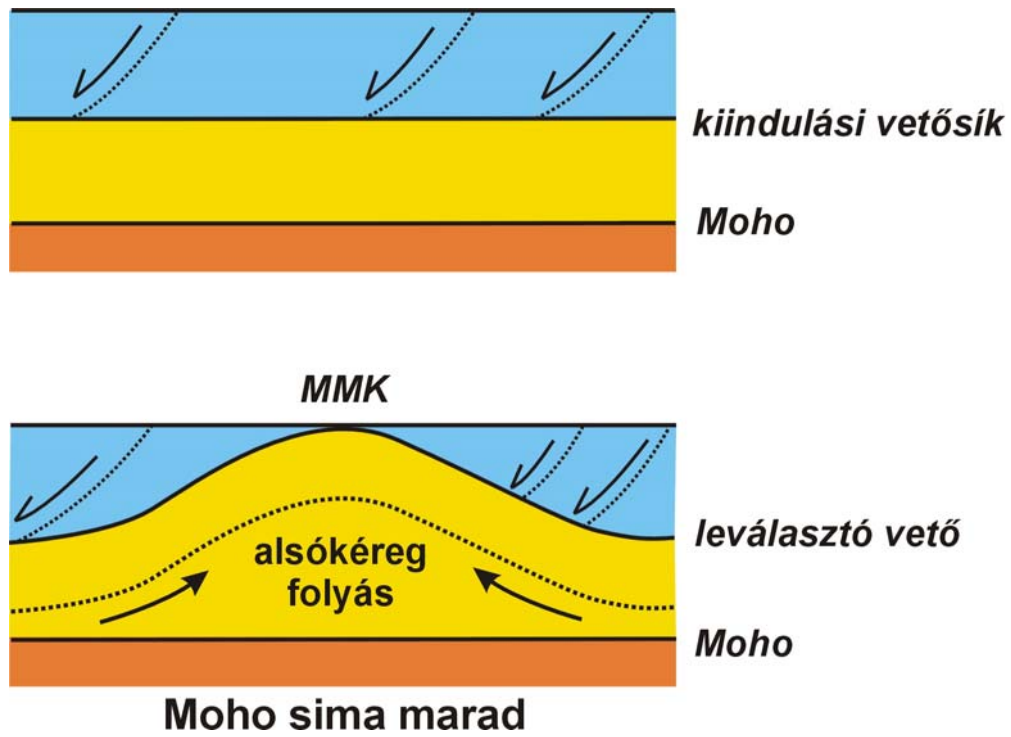
71. ábra: A Pannon-medence kialakulásának, főbb tektonikai eseményeinek, vulkanizmusának és legfontosabb formációinak időskálája (Horváth és Tari, 1999). Az üledékes környezetek és a formációk leírását Bérczi és Jámbor, (1998) alapján tettük meg.



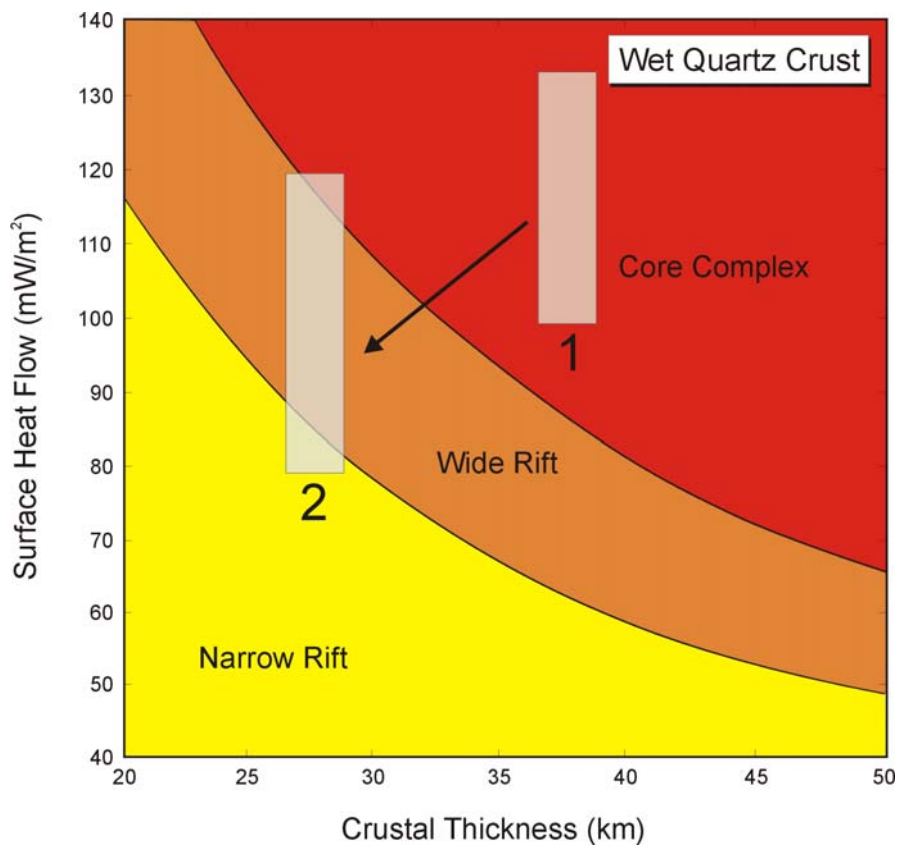
72. ábra: Wernicke (1985) modellje a teljes litoszférát harántoló nyírási síkról



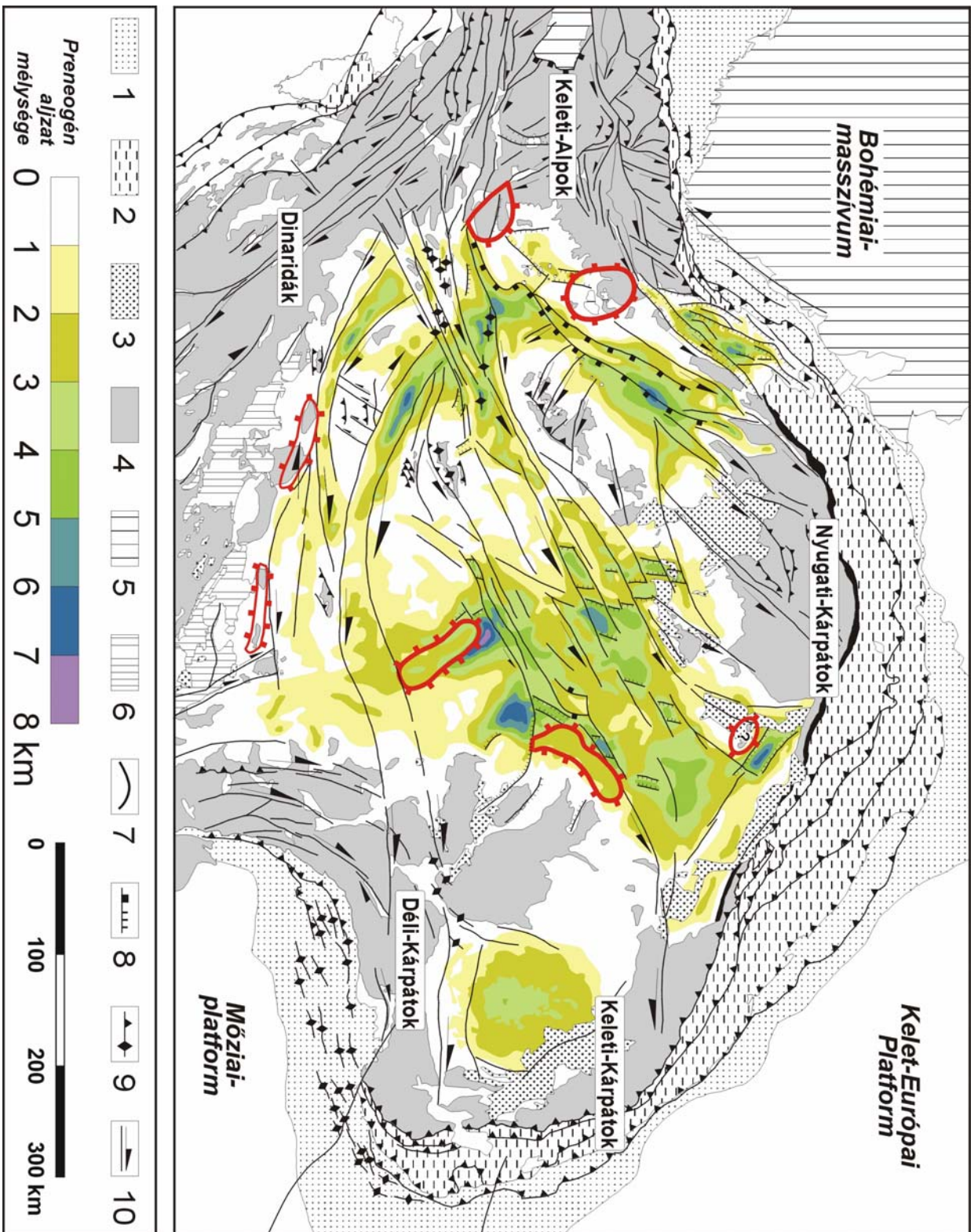
73a. ábra: Kontinentális kéreg extenziója során kialakuló metamorf magkomplexumok (MMK) szerkezete Lister és Davies, (1989) szerint



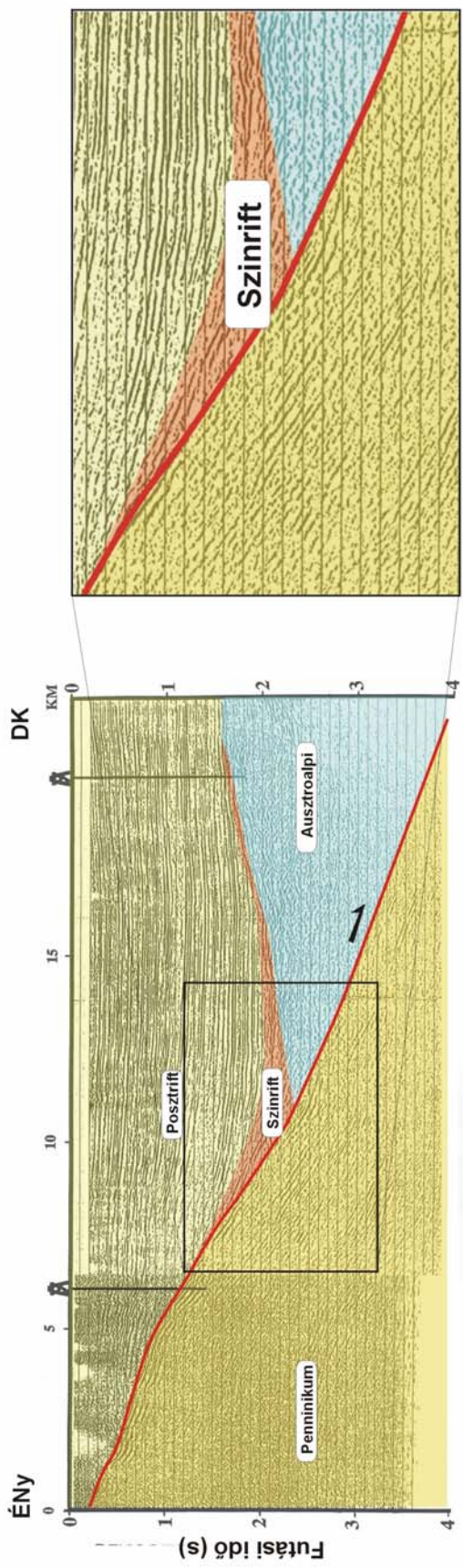
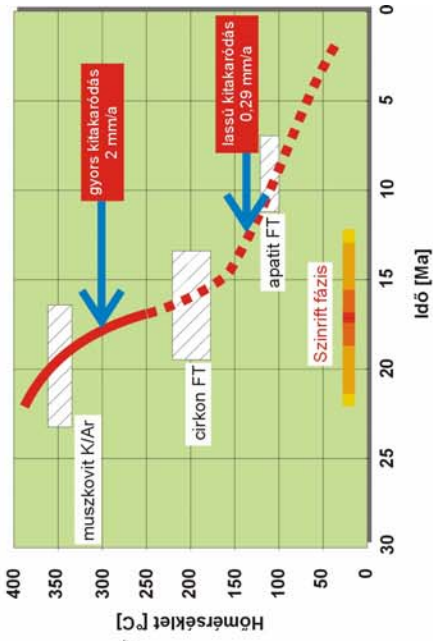
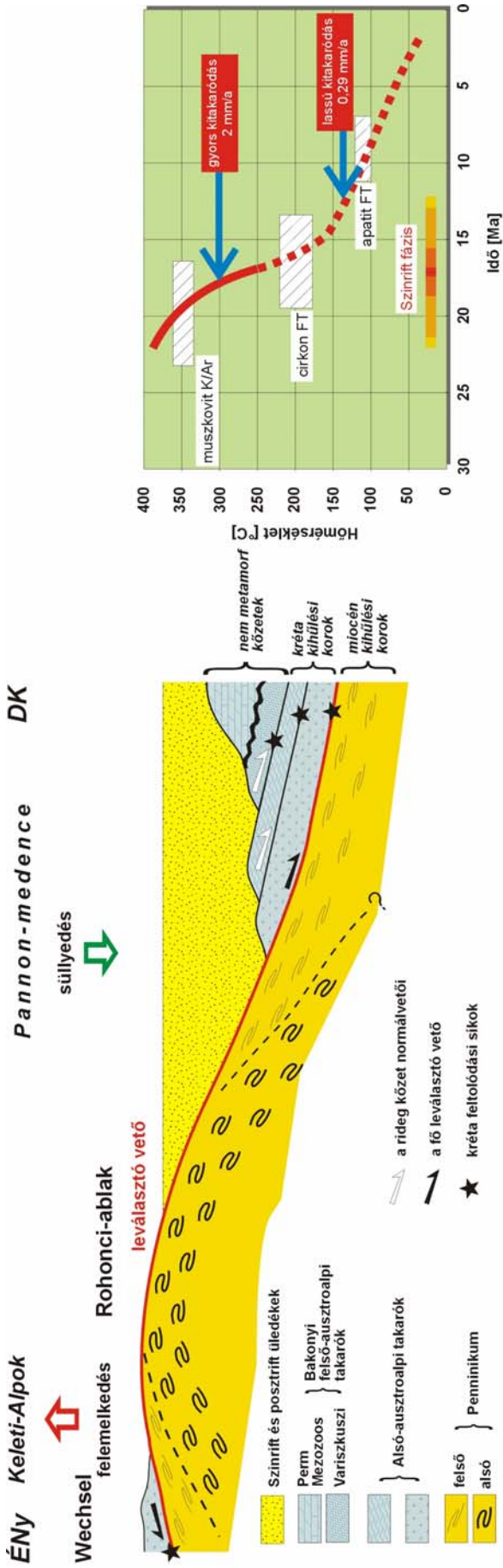
74. ábra: Block és Royden (1990) szerint a metamorf magkomplexumok alatt a kéreg alja nem emelkedik fel, hanem sima marad az oldalirányból „befolyó” alsókéreg anyag miatt



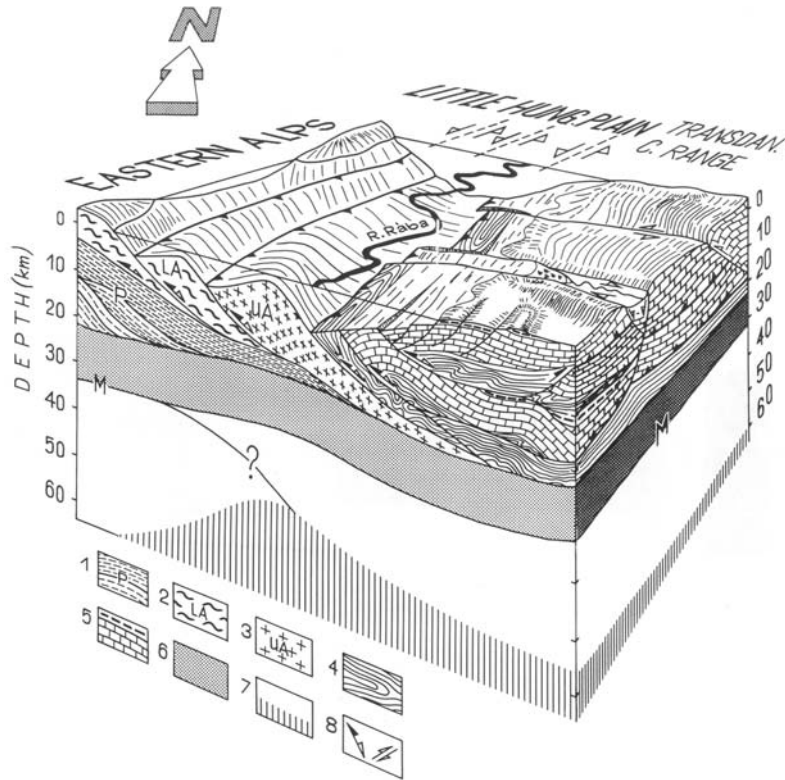
73b. ábra: A litoszféra-extenzió alapvető módusai a kéregvastagság és a hőáram függvényében (Hopper és Buck, 1996). A kifejértett oszlopok és a nyíl a Pannon-medence fejlődésének trendjét mutatják a kiindulási állapottól (1) a mai állapotig (2).



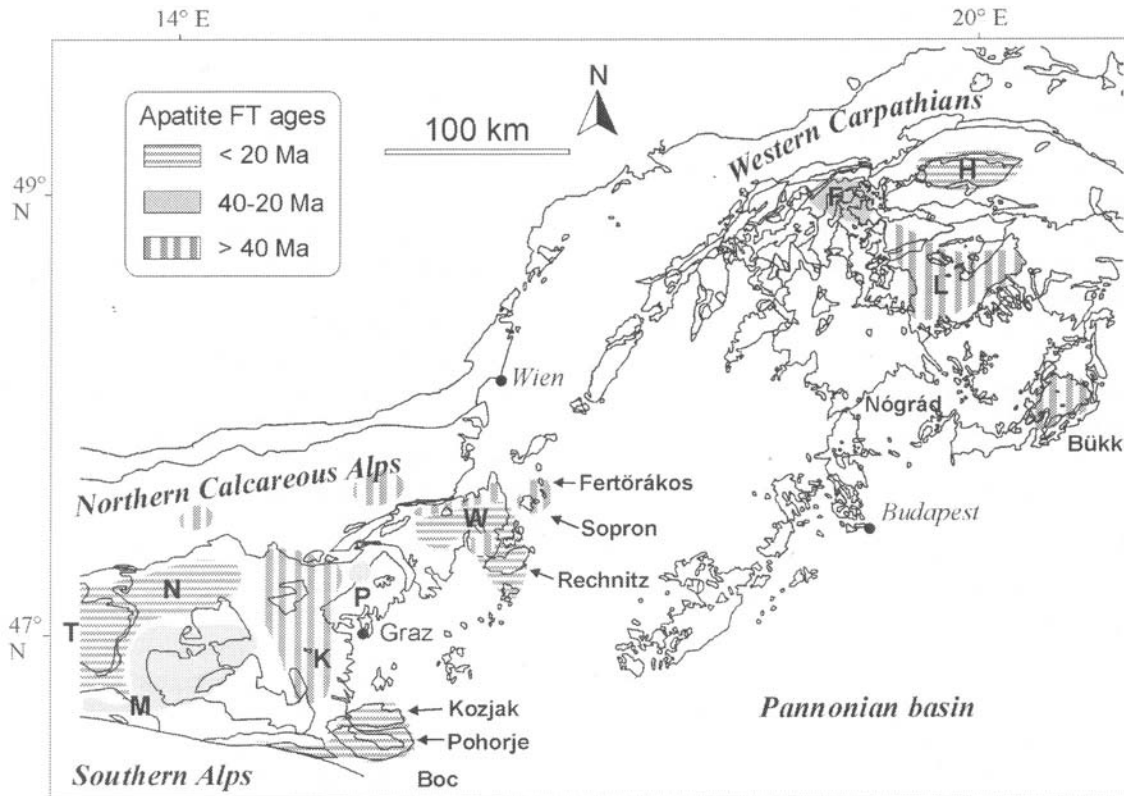
75. ábra: A Pannon-medence extenziója során létrejött metamorf magkomplexumok (a piros vonallal határolt tartományok).
 Adatforrások:
 Rohonc v. ö. 76. ábra;
 Pohorje és Kozjak Fodor et al. (2003);
 dinári perem Csontos L. (személyes közlése);
 Algyó Tari et al. (1999);
 Kismarja-Sarkad Dunkl I. (személyes közlése).
 Az ábra jelkulcsa az 52. ábra aláírásában található.



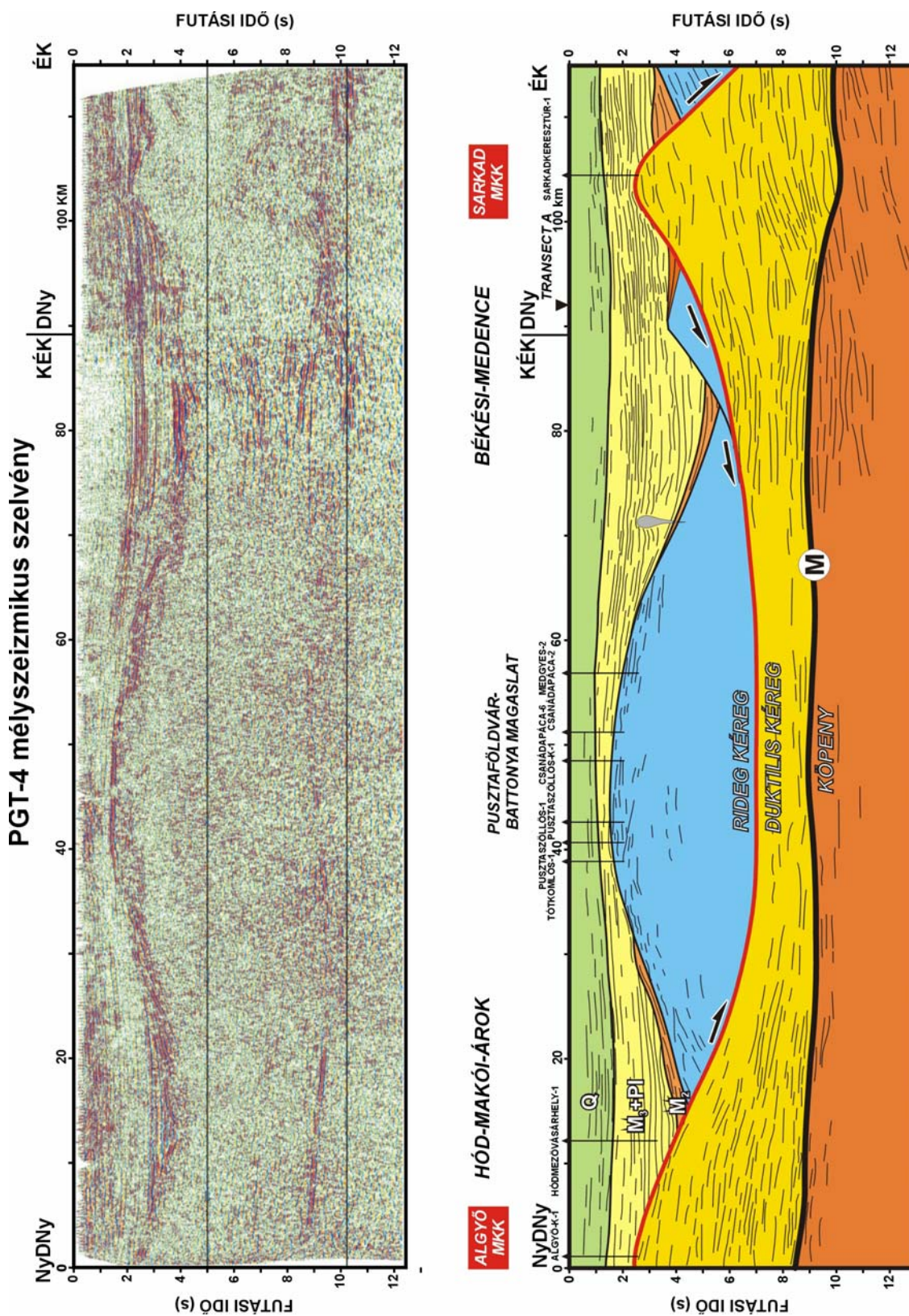
76. ábra: A rohongi metamorf magkomplexum fő jellemzői (Dunkl és Demény, 1997; Dunkl et al., 1998; Tari et al., 1992 nyomán). Az ábra felső sora a MMK szerkezetét és hűléstörténetét mutatja, míg az alsó sorban a Kisalföld nyugati szárnyán felvett szeizmikus szelvény és annak egy kinagyított részlete látható.



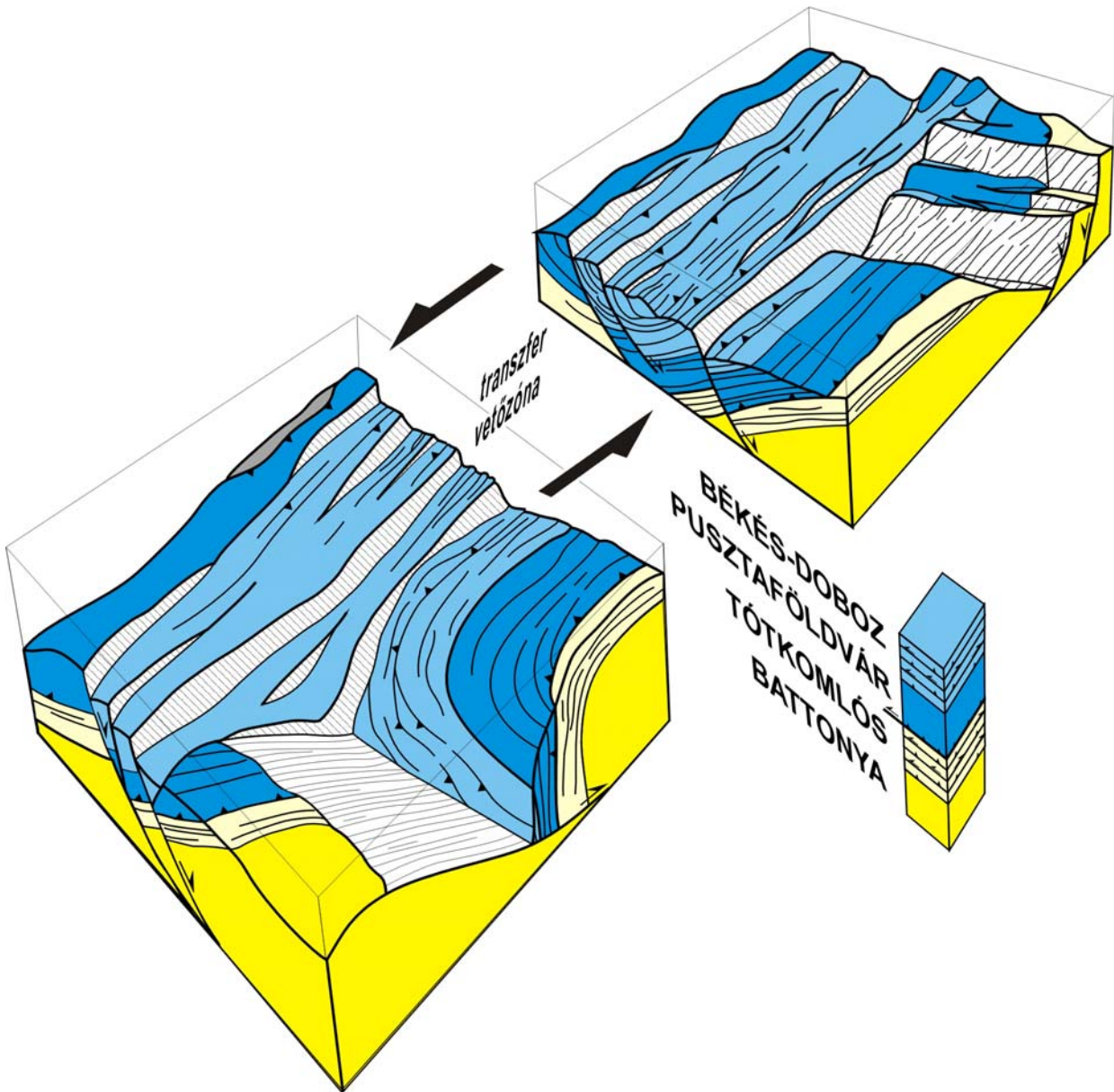
77. ábra: A Kisalföld általánosított tektonikai blokkdiagramja (Horváth, 1993). Jelkulcs: 1 = Penninikum; 2 = Alsó-ausztrálpi takarók; 3 = Felső-ausztrálpi takarók; 4 = Késői-paleozoos palák; 5 = A Dunántúli-középhegység triász-jura kőzetei; 6 = Duktilis alsókéreg; 7 = Köpenylitoszféra és asztenoszféra; 8 = Alpi takaróhatár és extenziós reaktíválódása, valamint oldalelmozdulás.



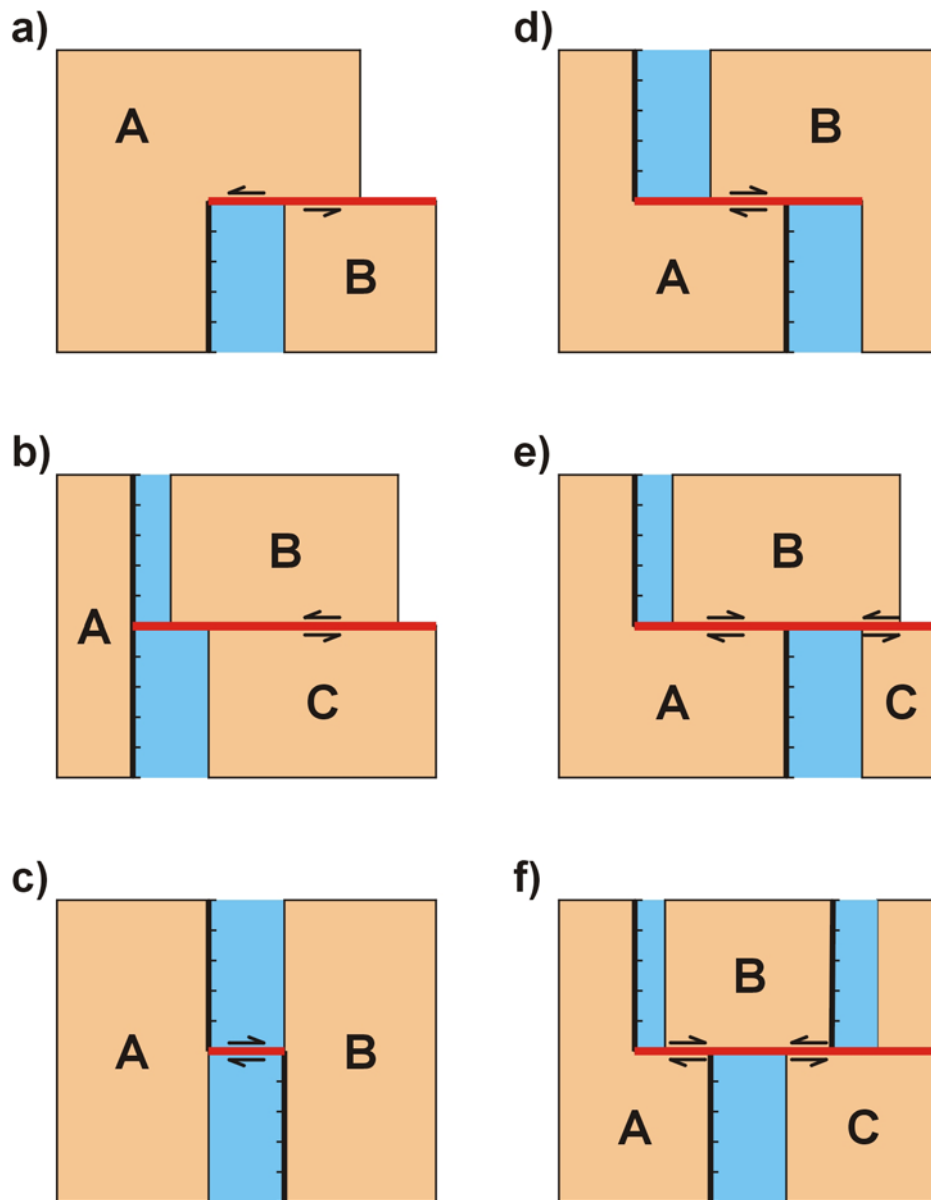
78. ábra: Apatit-hasadványnyomos koradatok elterjedése az ALCAPA térségben (Dunkl és Frisch, 2002)



79. ábra: A PGT-4 kéregkutató szeizmikus időszelvény és tektonikai újraértelmezése (Posgay et al., 1996 és Tari et al., 1999 után)



80. ábra: Az extenziós normálvetők viszonya a kréta korú takarósíkokhoz a DK-Alföldön (Tari et al., 1999 után)



81. ábra: Néhány kinematikai helyzet, amikor az A, B és C blokkok közti differenciális mozgás transzfer vetők kialakulásához vezet

5.5.2. Medenceskálájú kinematika: extrúzió és extenzió

Medenceskálájú kinematika azt jelenti, hogy a teljes Pannon-medencére és az extenzióban résztvevő alpi orogén környezetére rekonstruáljuk a szerkezetfejlődés tér- és időbeli történetét az utóbbi 25 millió évre vonatkozólag. Ennek az ambiciózus feladatnak a megoldása még várat magára, csak részeredményeket és előzetes modelleket tudok felmutatni. A rekonstrukció során figyelembe veendő területet és annak legfontosabb tektonikai egységeit valamint szerkezeti vonalait a 82. ábra mutatja (Bada és Horváth, 2001).

Az egyik legfontosabb részeredmény az ALCAPA téren alpi részére vonatkozó palinszasztikus rekonstrukció (Frisch et al., 1998). A 83a-b. ábra a Keleti-Alpok mai szerkezeti egységeit és vetőit, valamint a 30 millió évvel ezelőtti (késő-oligocén) rekonstruált állapotot mutatja. Az ábráról leolvasható, hogy a keleti irányú megnyúlás 170 km, ami az eredeti állapothoz viszonyítva 50%-os hossznövekedést jelent. A megnyúlással egyidejűleg azonban, azt területileg általánosan kompenzálva, észak-déli irányú térrövidülés is zajlott (zajlik), amelynek maximális értéke 54% a Tauern-ablak nyugati szélén, és ettől keletre haladva fokozatosan csökken a Pannon-medence pereméig, ahol már csak 17%. A deformáció kinematikáját alapvetően ÉK-DNY és ÉNy-DK irányú konjugált balos illetve jobbos csapásvetők menti keleti kipréselődés, blokkrotáció, és a mélyebb helyzetű pennini és alsóausztroalpi egységek kitakaródásához kapcsolódó leválasztó normálvetők jellemzik. Ezen túlmenően feltolódások is vannak úgy az északi, mint a déli hegységszegélyen. Ilyen az Északi-Mészköalpok rátolódása a flisre, utóbbi rátolódása a molaszra illetve a Déli-Alpok visszatorlódása a Pó-medencére.

A rekonstrukció fontos eleme annak felismerése, hogy a Periadriatikus-vonal csak a miocén előtt működött regionális léptékű csapásvetőként, amikor is kb. 100-150 km jobbos oldalelmozdulás ment végbe (Bögel, 1975). A Déli-Alpok (Adria) északi előrenyomulása következtében azonban a miocén elején kialakult a Giudicarie-vonal, ami lehetetlenné tett további regionális oldalelmozdulást a két blokk között. A Periadriatikus-vonal tehát nem az extrudáló kelet-alpi blokk déli határvetője és a keletre irányuló kipréselődésben a Déli-Alpok takarói is részt vettek (Frisch et al., 1998) egy széles transzfer-zóna mentén, amely a Közép-magyarországi zónában folytatódik kelet felé.

A rekonstrukció másik fontos eleme, hogy a mai (egyszerűsített) tektonikai térkép alapján definiált egyedi blokkokat merevnek tekintették, és ezeknek a változatlan alakú és területű elemeknek a vetők menti visszatorlásával rekonstruálták a kipréselődés előtti (késő-oligocén) szerkezeti képet. A kipréselődés utáni alakzat területe csak annyival nagyobb, amennyivel azt a kinyíló ablakok (Tauern, Engadine és Rohonc) területe megnövelte. Például az Ötztal és Gurktal blokk szétszakadása és a Brenner illetve Katschberg leválasztó vetők menti szétesésüként eredményeként exhumálódott a Tauern-ablakban a korábban fedett Penninikum valamint az európai előtér. Így a rekonstrukció előtti terület (kb. 80 ezer km²) alig több mint 7%-al növekedett meg (kb. 86 ezer km²). A közelítőleges területtartáshoz hozzátéve a kontinentális kéreg megmaradásának kézenfekvő követelményét arra következtethetünk, hogy a rekonstruált terület egykori és mai átlagos kéregvastagsága azonos értékű. A 65. ábra alapján a **területre számított átlagérték 38km-nek adódik**. Az így kapott **eredeti kéregvastagság** plauzibilis érték, amit a 84. ábra illusztrál. Látható, hogy a Tauern és a Rohonci-ablak közti szakaszán a Keleti-Alpok

mai kéregvastagsága szinte pontosan 38 km, ami azért van, mert a keleti megnyúlást az északi térrövidülés kompenzálta.

Frisch et al. (1998) eredményeit kiteljesítendő indokolt lenne hasonló stílusú rekonstrukciót megvalósítani a teljes ALCAPA egységre. A hiányzó láncszemek a Pannon-medence északi fele és a Nyugati-Kárpátok azonban még nem eléggé ismertek ahhoz, hogy ezt megtehessek a Frisch et al., (1998) modellel kompatibilis módon. Szerencsére azonban a megoldás karnyújtásnyira van, hiszen Fodor et al., (1999) szintézise széleskörűen megalapozott, kvalitatív rekonstrukciósorozatot tartalmaz. A 85a. ábrán ebből idézzük az oligocén-miocén átmeneti időszakára vonatkozó rekonstrukciót, amely az ALCAPA egység kipréselődésének és egyúttal a TISZA-DÁCIA egység kipréselődésének és óramutató járásával ellentétes nagyrotációjának megindulását szemlélteti. A 85b. ábrán pedig mindkét egység fő extenziójának és forgásának befejeződésére, a késő-bádeni – szarmata idősakra vonatkozó rekonstrukció látható. A két időszakra vonatkozó rekonstrukció összevetése jól érzékelteti az egységek extenziója miatti területnövekedést és az ezt lehetővé tevő flis-medence azonos mértékű fogyását. A kvantitatív rekonstrukció elősegítése érdekében azt a célt tűztem ki, hogy számszerűsítsem a két egység keleti irányú megnyúlásának mértékét.

Ennek megvalósítására a következő egyszerű geofizikai elven nyugvó módszert dolgoztam ki. A 4.6.2. alfejezetben ismertetett és a 57. ábrán látható mesterkutak modellszámítási eredményeit (IV. táblázat) felhasználva egy olyan diagramot szerkesztettem, amelyik a mai medencealjzat mélységet mutatja a számolt kéregmegnyúlási faktorok függvényében (86. ábra). A kutak adatait kiegészítettem két olyan területre vonatkozó adattal, amelyek területén a „medencealjzat” a tengerszint felett helyezkedik el. Fentebb érveltem, hogy a Keleti-Alpok nagy részén nem történt kéregvastagság-változás, azaz $\beta_c=1$ és a topográfiai kiemelkedés átlagosan 1500 méternek vehető (v.ö. 84. ábra). A Bakony esetében a jellemző csúcsmagasságot 600 méternek veszem a kéregextenzióra pedig az eredeti és mai kéregvastagság (38 km ill. 33 km) hányadosából $\beta_c=1,15$ számítható. Az adatok a 86. ábrán látható egyenessel jól közelíthetők. Ezt a lineáris relációt használom fel az ALCAPA és TISZA-DÁCIA blokkok extenziós megnyúlásának számítására.

IV. táblázat

A kéregmegnyúlási faktor (β_c) és a kéreg tetejének topográfiai helyzetét (h) mutató empirikus reláció (86. ábra) meghatározásához felhasznált adatok

Terület	Fúrás neve	Száma	β_c	h (m)
Kisalföld	Bősárkány-1	1	1,90	-5300
	Csapod-1	2	1,65	-3951
	Gönyű-1	3	1,48	-3110
	Mihályi-28	4	1,47	-2877
	Tét-5	5	1,60	-3705
Zala és Dráva medence	Gyékényes-1	6	1,87	-4652
	Kerkáskápolna-1	7	1,82	-4510
	Letenye-2	8	1,73	-3420
	Lovászi-II	9	2,10	-6500
	Resznek-1	10	1,90	-3533

	Tarany-2	11	1,74	-3300
Duna-Tisza köze	Kiskunhalas-4	12	1,72	-3700
	Kömpöc-1	13	1,68	-3269
	Sándorfalva-1	14	1,80	-3815
	Üllés-DK-1	15	1,74	-3482
Tiszántúl	Abádszalók-D-I	16	1,74	-3250
	Derecske-I	17	1,90	-4988
	Doboz-I	18	1,85	-4288
	Hódmezővásárhely-I.	19	2,20	-7000
	Jászládány-I	20	1,80	-3640
	Kondoros-1	21	1,78	-3700
	Körösladány-1	22	1,65	-2790
	Köröstarcsa-1	23	1,75	-3360
	Tótkomlós-1	24	1,56	-1792
	Újszentiván-1	25	1,80	-3670
Bakony			1,15	+600
Keleti-Alpok			1,00	+1500

Azzal a kézenfekvő feltételezéssel élve, hogy a megnyúlásnak van egy kitüntetett iránya (nevezetesen a hátragördülő lemez lehajlási peremére merőlegesen), akkor amilyen arányban vékonyodik a kéreg, olyan arányban hosszabbodik is meg:

$$\beta_c = h_{\text{def}} / h_{\text{orig}} = \ell_{\text{def}} / \ell_{\text{orig}},$$

ahol az első tört a deformáció utáni és deformálatlan kéregvastagság hányadosa, míg a második ugyanez az arány egy kéregdarab hosszúságára vonatkozólag. Ebből adódik, hogy egy elemi kéregrész megnyúlása:

$$\Delta \ell = \ell_{\text{def}} - \ell_{\text{orig}} = \ell_{\text{def}} (1 - 1/\beta_c)$$

Elvben a teljes megnyúlás egy hosszszelvény mentén az elemi megnyúlások integrálja. Jó pontossággal azonban úgy számolhatunk, hogy olyan hosszabb szakaszokat választunk, amely mentén a medencealjzat mélysége közel állandó és az ehhez tartozó kéregmegnyúlási tényezőt kiválasztva kiszámoljuk a részmegnyúlást, és ezeket összegezzük. Ezt a számolást mutatja a V. táblázat egy-egy szelvény mentén az ALCAPA és a TISZA-DRÁVA blokkban, és egy további szelvény mentén, amelyik a Közép-magyarországi övet követi. Meglepő módon a három szelvény mentén a megnyúlás közel azonos értékű. A jelenlegi hosszúság tehát a deformáció előtti hosszúság és a megnyúlás összegeként a következőképpen alakult ki:

$$\text{A szelvény: } 560 \text{ km} = 390 \text{ km} + 160 \text{ km}$$

$$\text{B szelvény: } 600 \text{ km} = 425 \text{ km} + 175 \text{ km}$$

$$\text{C szelvény: } 540 \text{ km} = 390 \text{ km} + 150 \text{ km}$$

A számítás megbízhatóságának hibahatárán belül egyező megnyúlási értékek ($\Delta \ell = 150\text{-}175$ km) arra utalnak, hogy a már egymás mellé került ALCAPA és TISZA-DACIA blokk az **extenzió fő időszakában** (kárpáti és bádeni) **egységes módon reagált a húzófeszültségekre**. Ugyanakkor azonban a C szelvényre számolt 150 km megnyúlás az ALCAPA egység keleti felére vonatkozik, tehát a teljes megnyúlást úgy kapjuk, hogy ehhez hozzáadjuk a Frisch et al. (1998) által az Alpokra kapott 170 km-t is. Így az ALCAPA egységre levezetett keleti irányú extenzió teljes értéke $150 + 170 = 320$ km.

V. táblázat
A kumulatív extenzió meghatározása

Területrész	h (km)	ℓ (km)	β_c	$1-1/\beta_c$	$\Delta\ell$ (km)
A. szelvény					
Száva-árok	2,5	40	1,55	0,35	14
Dráva-árok	3,0	70	1,65	0,39	27
Makói-árok	4,0	70	1,80	0,44	31
Békési-medence	4,0	60	1,80	0,44	26
Sekély részek	0,75	310	1,25	0,20	62
		$\Sigma\ell = 550$ km	$\beta_c = 1,41$		$\Sigma\Delta\ell = 160$ km
B. szelvény					
Zala-medence	3,0	200	1,65	0,39	78
Derecskei-árok	4,0	50	1,80	0,44	22
Nagykárolyi-medence	2,5	30	1,55	0,35	10
Sekély részek	0,75	320	1,25	0,20	64
		$\Sigma\ell = 600$ km	$\beta_c = 1,40$		$\Sigma\Delta\ell = 174$ km
C. szelvény					
Bécsi-medence	3,0	30	1,65	0,39	12
Kisalföld	3,0	90	1,65	0,39	35
Zagyva-árok	2,0	10	1,50	0,33	3
Bükkalja	3,0	30	1,65	0,39	12
Nyírség	2,5	80	1,55	0,33	28
Kárpátalja	2,0	10	1,50	0,33	3
Sekélyrészek	0,75	290	1,25	0,20	58
		$\Sigma\ell = 540$ km	$\beta_c = 1,38$		$\Sigma\Delta\ell = 151$ km

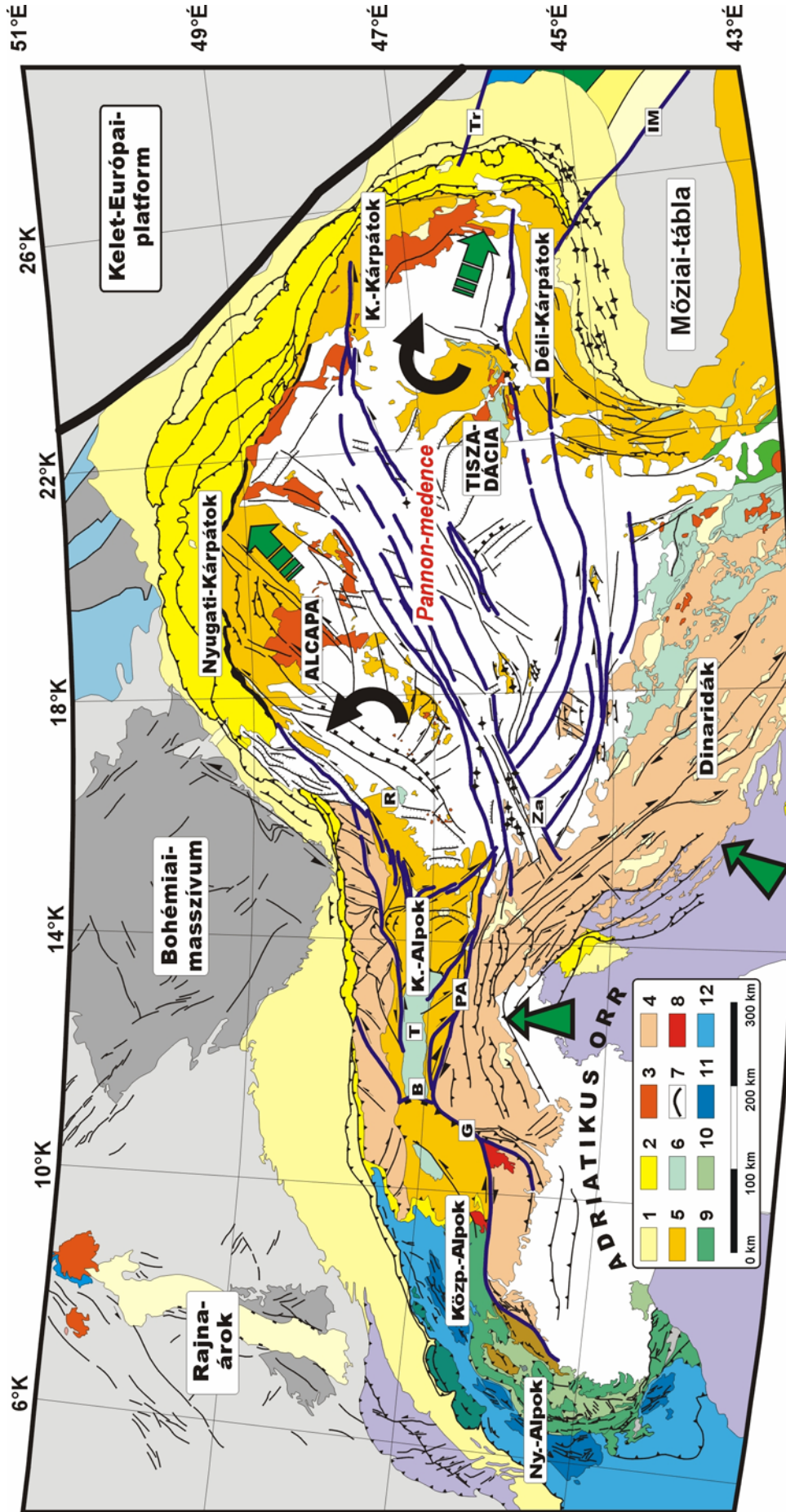
A Dunántúli-középhegységnek a Déli-Alpokhoz viszonyított (4-500 km) jobbos oldaleltolódását először Majoros (1980) ismerte fel permi ősföldrajzi rekonstrukció alapján, majd ezt támogatta Kázmér és Kovács (1985) felső-triász fácieszónák korrelációja alapján. A keleti irányba kiszökő egység valós határait, és azok szélesebb nyíró zónákhoz, s nem kitüntetett tektonikus vonalokhoz való kapcsolódását Báldi (1983) és Balla (1984) pontosították. A kiszökés mértékének és menetének rekonstruálásával ezután számos munka foglalkozott (pl. Balla, 1986; Ratschbacher et al., 1991a,b; Csontos et al., 1992; Tari, 1994), amelyek alapvonásaiban egyeztek, de fontos részletekben számos eltérés volt közöttük.

A kiszökés mértékére vonatkozó legfontosabb véleményeket és az azok mögött lévő geológiai markerek használhatóságának részletes kritikai elemzését a Tari et al., (1995) munkában adtuk meg. Kiderült, hogy a meghatározható kiszökési mértékek nagy hibával terheltek és 0-1040 km között szórnak. Egyúttal hangsúlyoztuk, hogy az értékek nagy eltéréseinek van egy koncepcionális oka is, miszerint különbséget kell tenni az ALCAPA egység keleti irányú kiszö-

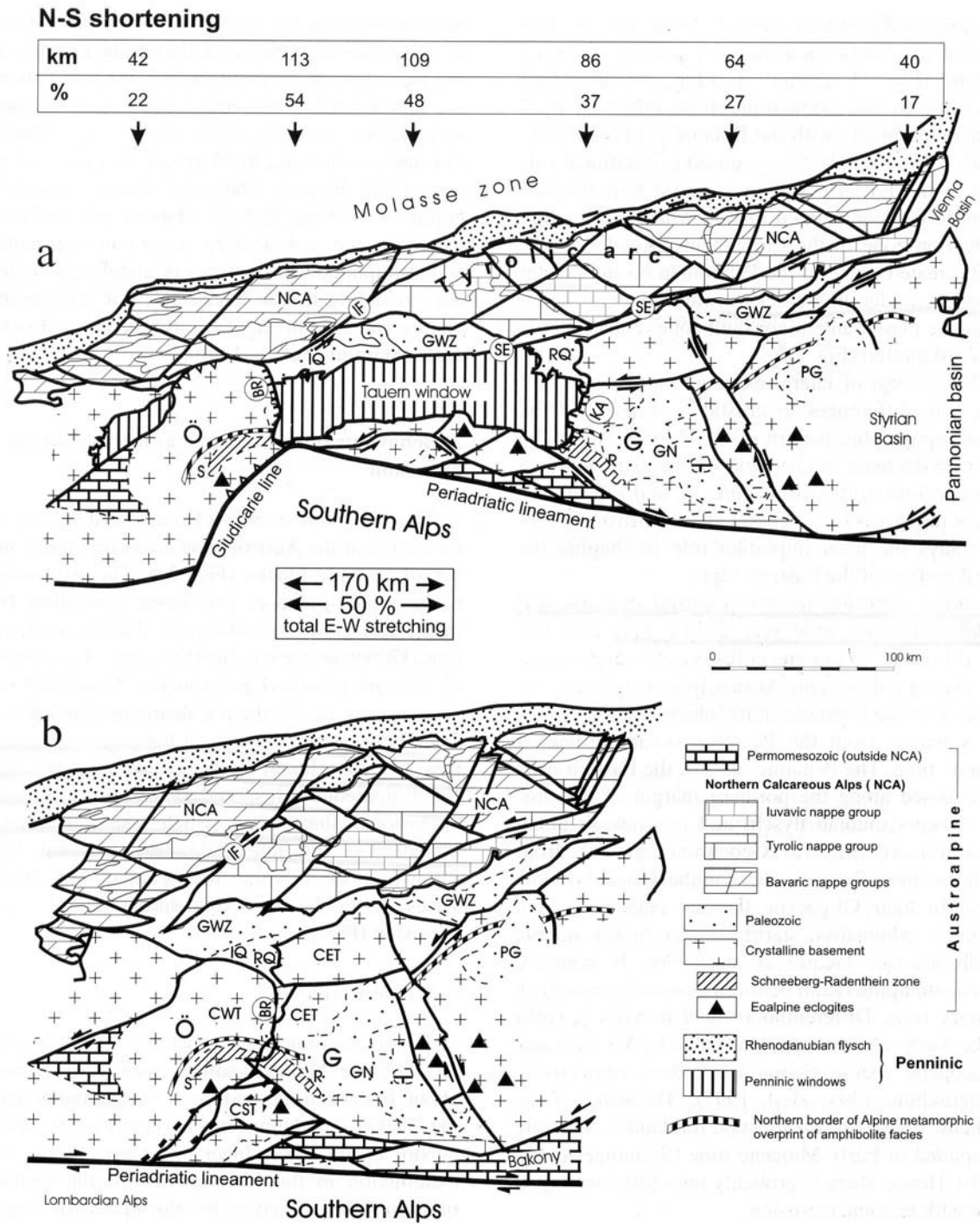
késének az extenziót megelőző komponense és az extenzió miatt előálló komponense között. A továbbiakban ezt a kérdést fejtem ki részletesebben az előbbieken levezetett új adatok figyelembe vételével (87a-d. ábra).

Az alpi geológusok között általánosnak mondható az egyetértés abban, hogy a Periadriatikus-vonal mentén nagymértékű jobbos oldalelmozdulás történt a miocén megelőzően. Erre vonatkozólag fogadjuk el Frisch et al. (1998) választása alapján a Bögel (1975) által levezetett 100-150 km-t. Ez a mozgás tiszta translációs csapásvetődés volt a 87b. ábrán sematikusán bemutatott módon és mértékben (Δl_0). A 87c. ábra azt a helyzetet illusztrálja, amikor az ALCAPA és TISZA-DACIA blokk már egymás mellé került, az egyszerűség kedvéért elhagyva azt, hogy ez pontosan miképpen is történt meg (v.ö. 85. ábra). Az egyszerűsítés ellenére egy fontos geometriai követelmény nyilvánvaló az ábra és a fenti számítások alapján. Mivel az ALCAPA egység teljes extenziós megnyúlása kétszerese a TISZA-DÁCIA egység megnyúlásának (320 km, szemben a 160 km-rel), azért annak frontja jóval keletebbre volt, mint a TISZA-DÁCIA egységé a kora-miocén során (87c. ábra). Mégis – amint azt a következő 5.6.1. fejezetben kifejtem – ez ütközött előbb (kb. 11 millió éve) az európai előtérrel (87d. ábra), azaz a középső-miocén extenzió során utolérte és némileg lehagyta a TISZA-DÁCIA egység frontját. Mivel a két egység keleti irányú kiszökése az eredetileg ott lévő óceáni litoszféra konzumációjával járt együtt, arra következtethetünk, **hogy a hosszabb alátolt óceáni lemez hatékonyabban „húzza magára” a felső lemezt, mint a rövidebb.**

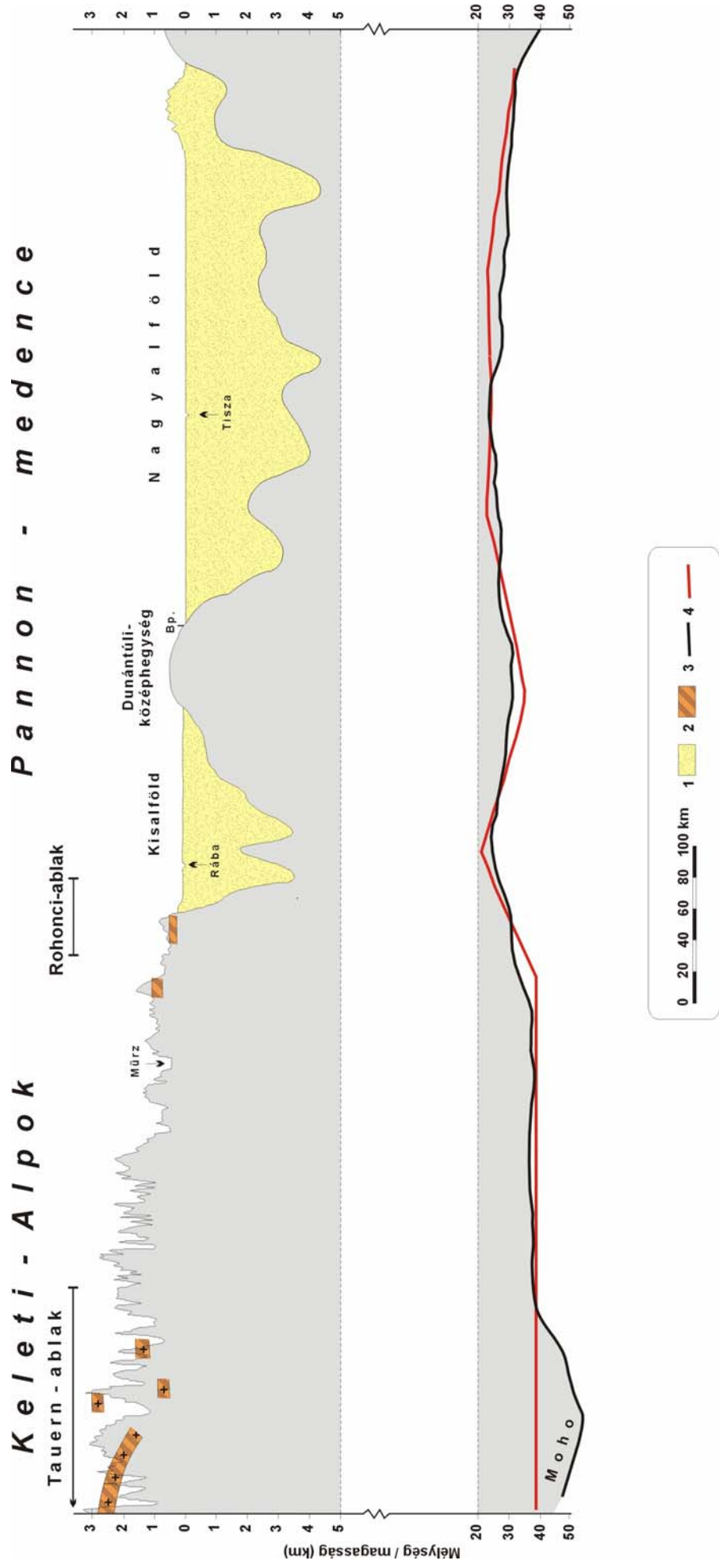
Befejezésül még egy fontos kinematikai következtetés adódik a 87. ábrán látható sémából. Nevezetesen az, hogy az ALCAPA egység extrúziójának két komponense van: a premiocén jobbos oldalelmozdulás (87b. ábra), és az orogén ék extenziós kollapszusa miatti laterális megnyúlás (87d. ábra). Ebből következik, hogy a kiszökés mértéke nem egy konstans érték, hanem Ny-ról K-felé haladva növekszik (v.ö. az 1., 2. és 3. markerek helyzetét). Ennek folyománya, hogy a **két egység közötti zóna** („TR” a 87d. ábrán) **nem egyszerű oldalelmozdulás, hanem összetett transzfer vetődéssel jellemzett nyírási öv.**



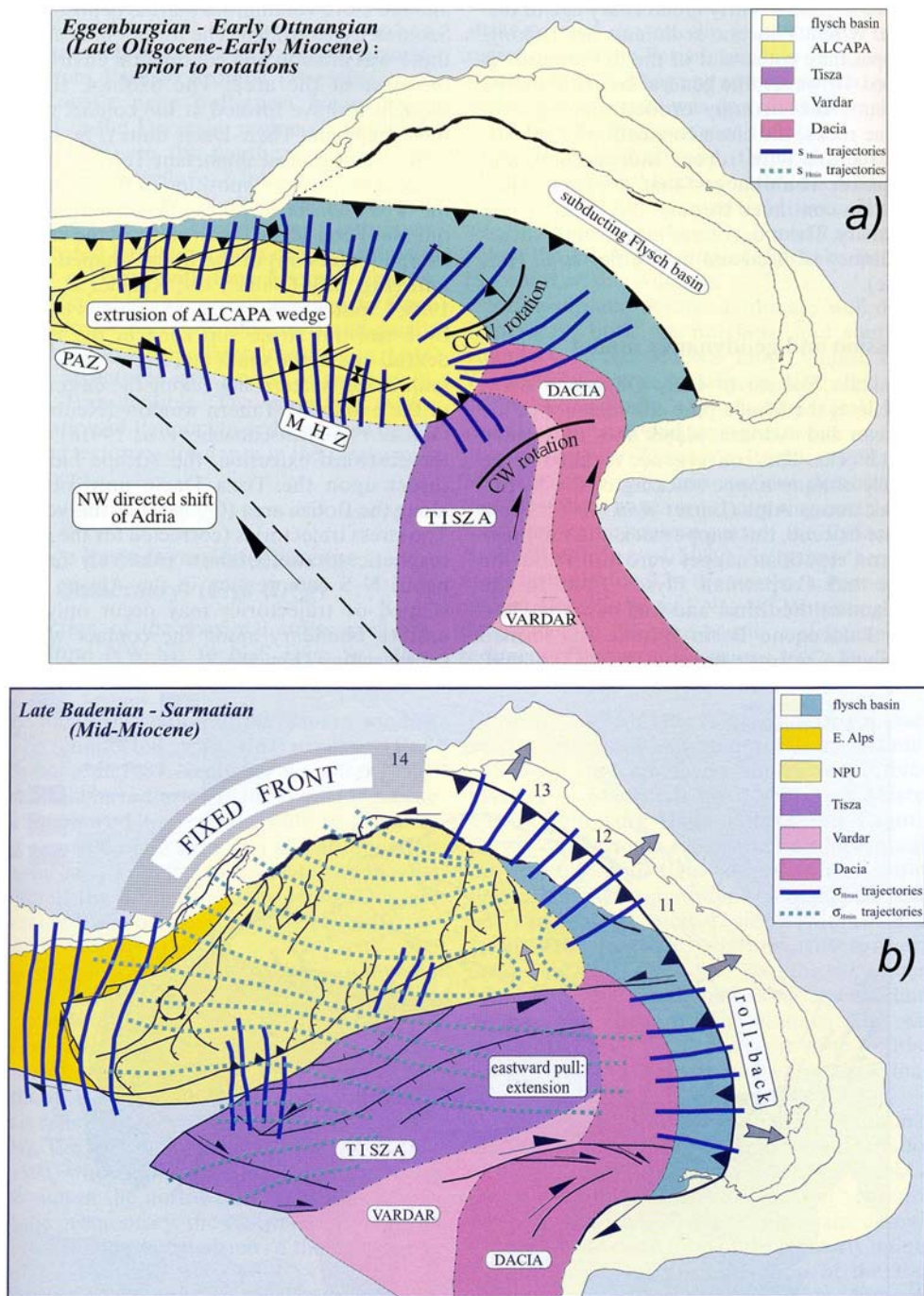
82. ábra: A Pannon-medence alpi tektonikai környezete (Bada és Horváth, 2001). Jelkulcs: 1 = Molasz elősüllyedékek; 2 = Flis takarók; 3 = Mészalkáli vulkáni hegységek; 4 = Alpi és dinári karbonátos kőzetek; 5 = Belsőalpi és kárpáti takarók; 6 = Európai variszkeszi aljzat tektonikus ablakokban; 7 = Kárpáti szirtő; 8 = Tonalitok; 9 = Pennini-aljzat; 10 = Penninikum fedőképződményei; 11 = Helvetikum aljzata; 12 = Helvetikum fedőképződményei; PAL = Periadriai-vonal.



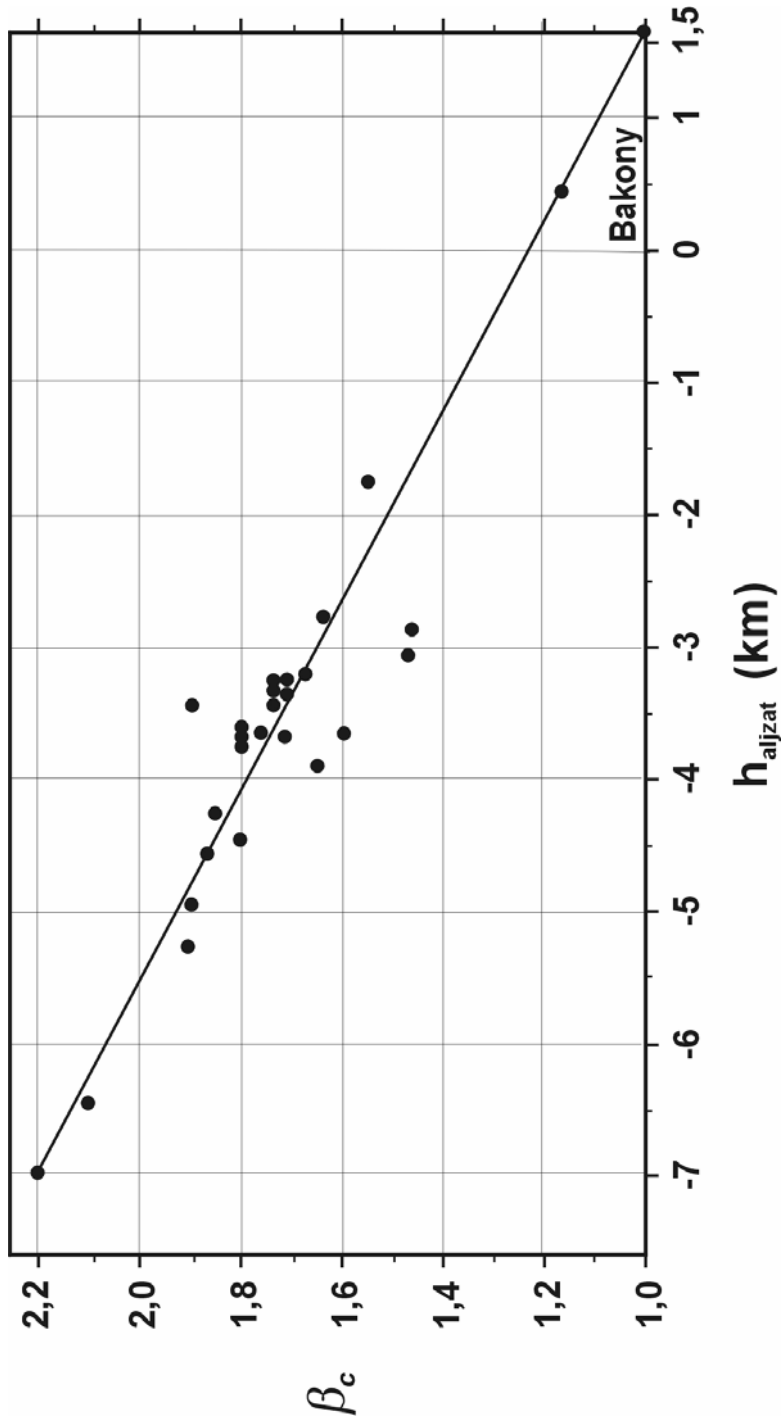
83. ábra: A Keleti-Alpok mai tektonikai képe (a. ábra) és keleti irányú megnyúlás előtti rekonstruált állapota (b. ábra) (Frisch et al., 1998)



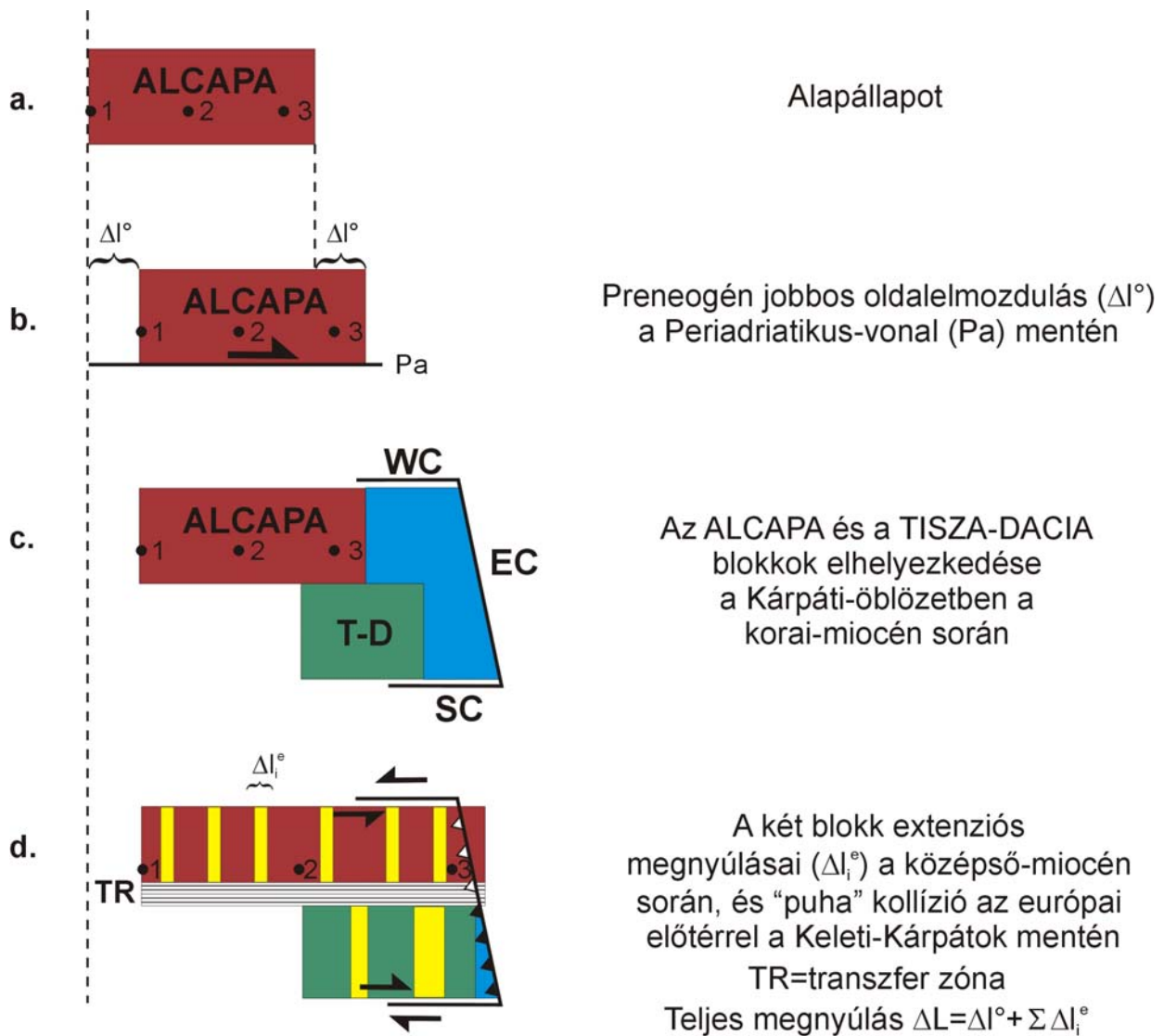
84. ábra: K-Ny irányú hosszszelvény az ALCAPA egységben a Tanern-ablaktól a Pannon-medence északi részén keresztül a topográfia, a medencealjzat mélysége és a Moho-felület menetének feltüntetésével. A pirossal jelölt felület a számított Moho, azzal a feltételezéssel, hogy az extenzió előtti értéke 38 km volt. Jelkulcs: a = Medenceüledékek; b = Penninikum



85. ábra: Az ALCAPA és a TISZA-DÁCIA egységek helyzete az oligocén végén-miocén elején és a középső-miocén során Fodor et al. (1999) szerint.



86. ábra: A számított kéregmegnyúlási faktorok (β_c) és az aljzat mélysége/magassága (h_{aljzat}) között jó közelítéssel lineáris kapcsolat áll fenn



Egység	Eredeti hossz [km]	Teljes extenzió ($\Sigma \Delta l_i^\circ$) [km]	Megnyúlt hossz [km]	Átlagos β_c	Δl° [km]
ALCAPA	730	321	1051	1,45	100-150
alpi része	340	170	510	1,50	100-150
pannon része	390	151	541	1,38	100-150
TISZA-DÁCIA	390	160	550	1,41	-

87. ábra: Egyszerűsített séma az ALCAPA és TISZA-DÁCIA terrének egymáshoz és az európai előtérhez viszonyított mozgásának és extenziós megnyúlásának a bemutatására. Az ábra azt szemlélteti, hogy az ALCAPA egység extruziójának két komponense van: a premiocén jobbos oldalelmozdulás (b. ábra) és az orogén ék extenziós kollapszusa miatti laterális megnyúlás (d. ábra).

Jelkulcs: WC, EC, SC = a Nyugati-, Keleti- és Déli Kárpátok íve; T-D = TISZA-DACIA terrén; kék = flis-óceán; sárga = extenziós árkok.

5.6. A MEDENCEFEJLŐDÉS TEKTONIKÁJA: POSZTRIFT PERIÓDUS

Az ALCAPA és a TISZA-DÁCIA egységek egymás mellé kerülése és extenziós feldarabolódása a szarmata során befejeződött (71. ábra). Az ezt követő és napjainkban is folytatódó időszakot posztrift periódusnak nevezzük. A termomechanikai medencefejlődési modell szerint erre az időszakra a nyugodt (tektonikai aktivitás nélküli) termikus süllyedés a jellemző. Mivel ennek sebessége az idő előrehaladtával exponenciálisan csökken, az üledék-felhalmozódás mértéke hamarosan meghaladja a süllyedés ütemét és a medence fokozatosan feltöltődik (51. ábra).

Az újabb vizsgálatok arra az eredményre vezettek, hogy a Pannon-medence posztrift periódusa ennél bonyolultabb és izgalmasabb időszak. A termikus süllyedést felülírja egy korai (posztszarmata) kompressziós fázis, majd egy zavartalan süllyedési és intenzív feltöltődési időszak után, a pliocén során megkezdődik a medence neotektonikus reaktiválódása.

5.6.1. Posztszarmata tektonikai inverzió

A termomechanikus modell által előre jelzett szerkezeti kép (49. ábra) jó összhangban van a Kisalföldön és a Nagyalföld mélyzónáiban felvett és értelmezett szeizmikus szelvényekkel. Más területeken azonban ennél bonyolultabb geometriákra figyeltem fel. Ez elsősorban abban jelentkezik, hogy a szinrift-posztrift határ gyakran felboltozódik, és a sztratigráfiai értelmezés számottevő rétegtani hiányt jelez. Nevezetesen az ilyen boltozatokról gyakran hiányoznak a szarmata üledékek, helyenként csökkent vastagságú még a bádeni is, és az alsó-pannóniai képződmények sem teljes kifejlődésűek. Ezt a jelenséget már több évtizede, a mélyfúrások maganyagának értelmezése során felismerték (Kőrössy, 1963) és a képződmények mai elterjedése alapján egy vízszint csökkenéshez kapcsolódó „sziget-tenger” jellegű szarmata ősföldrajzi képet vázoltak fel (pl. Bérczi et al., 1988).

Az első boltozatos szinrift-posztrift diszkordancia felületet mutató szeizmikus szelvényeket a Rumpler és Horváth (1988) cikkben közzétettük. Ezzel párhuzamosan magnetosztratigráfiai szelvények és radiometrikus koradatok szeizmikus korrelálásával arra következtettünk, hogy ilyen helyeken a diszkordancia felülethez több millió éves réteghiány tartozik (Horváth és Pogácsás, 1988). A Paksi Atomerőmű szélesebb környezetének vizsgálatakor általánosnak mutatkozott ezen diszkordanciafelület felboltozódása, a szinrift üledékek kiemelkedése, és eróziós lepusztulása (Horváth et al., 1993). Először az EAPG bécsi konferenciáján elhangzott előadásomban (Horváth et al., 1994) vontam le azt a következtetést, hogy ennek oka egy a szinrift fázis lezáródását követő, a **12-9 Ma időintervallumra becsült kompressziós esemény**, amely változó intenzitással, de az egész Pannon-medencét érintette. Részletesebben a következtetést a Horváth (1995) cikkben publikáltam, ahol illusztrációként a kiskunhalasi szerkezetet mutattam be. Ott jól látszik a vastag szinrift üledékeket tartalmazó árok kompressziós invertálódása és a diszkordancia felület alatti rétegsor eróziós lepusztulása. Az ebben a szerkezetben kialakult kőolajtelepeket Dank (1988) írta le.

A további vizsgálatok kimutatták, hogy a Szolnok-Debrecen vonalban húzódó flis-öv a Pannon-medence aljzatának a leglátványosabb olyan szerkezete, amely a posztszarmata kompressziós inverzióhoz kapcsolódik (Lőrincz és Szabó, 1992; Lőrincz, 1996; Lőrincz et al.,

2002). E szerkezet tektonikai modelljét egy transzpressziós oldaleltolódáshoz kapcsolódó „mega-virágszerkezettel” jellemeztem, ahol is az „en echelon” redőket elválasztó szintetikus Riedel-törések egyetlen mestervetőben egyesülnek (88. ábra). A flis övben felfedezett számos gáztelep zöme e redőkben csapdázódott.

Az ALCAPA egység kipurításához kapcsolódó fő oldalelmozdulásos vetők irányváltását a Keleti-Alpokban is megfigyelték és egy 9 Ma körüli, kelet-nyugat irányú kompressziós eseménnyel magyarázták (Decker és Peresson, 1996; Peresson és Decker, 1997). A teljes területre vonatkozó maximális horizontális főfeszültség trajektóriákat Fodor et al., (1999) rekonstruálták a Pannon-medence tektonikai fejlődését felvázoló szintézisükben. Az osztrák és magyar szerzők egybehangzóan arra következtettek, hogy a posztszarmata kompressziós fázis azt az eseményt jelzi, amikor a flis medence szubdukálható litoszférája teljesen felemésztődött és az extendáló ALCAPA kéregblokk ütközött az európai előtérrel. Ezt az ütközést szellemesen „puha kollízióknak” nevezik (Sperner et al., 2002, 2004), mivel ezzel egyidejűleg jöttek létre a Keleti-Kárpátok külső öveiben az utolsó nagy, takarós áttolódások. Az áttolódások kora szisztematikusan 13 Ma-ról 9 Ma-re csökken az Ukrán Kárpátoktól a Vrancea-zóna felé haladva, ami az ütközés fiatalodását jelzi a keleti-kárpáti front mentén. A Pannon-terület extenziós tágulásának és a Külső-Kárpátok térrövidülésének logikai összekapcsolását elsőként Horváth és Royden (1981) és Royden et al. (1982) javasolták.

A kompressziós fázis rétegtani megnyilvánulására további fontos eredmények születtek. Csontos és Nagymarosy (1998) a Paleogén-medence Budapeستől DK-re lévő részét elemezve mutatták ki a vastag paleogén képződmények és a rájuk települő alsó- és középső-miocén üledékes és vulkáni kőzetek invertált helyzetét, amelyet egy korai-pannóniai (kb. 10 Ma) kompressziós fázissal magyaráztak. A Paleogén-medencére és a Dunántúli-középhegységre szerkesztett rétegtani diagramok alapján bizonyították, hogy a területen megfigyelt fő kompressziós események mind jelentős erózióval jártak. A Mecsek és a Villány fejlődéstörténetében ugyancsak kimutatható egy közel É-D irányú kompressziós inverzió, valamint a kapcsolódó felsőszarmata és alsó-pannóniai réteghiány (Csontos et al., 2002b).

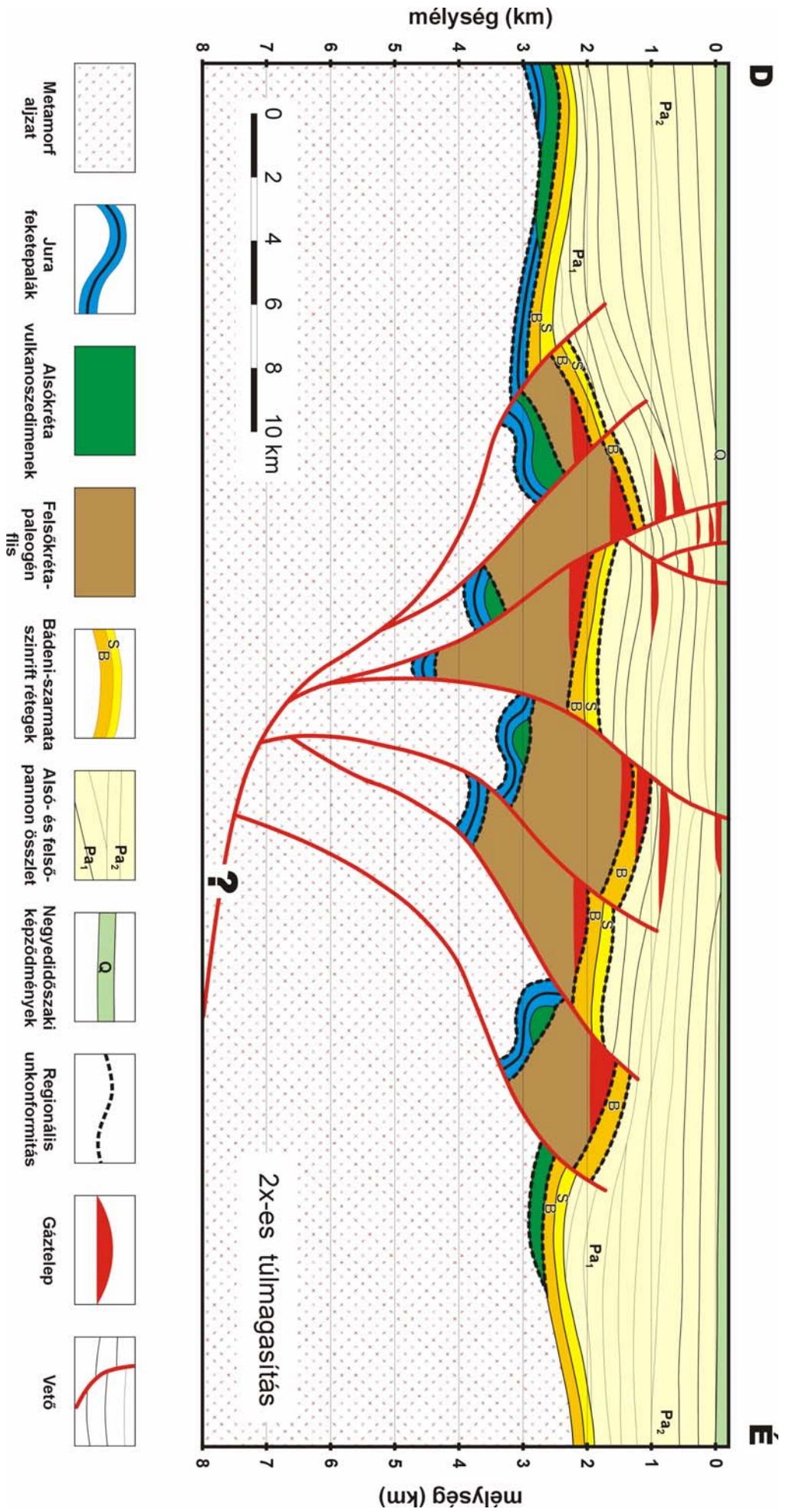
A Magyar Állami Földtani Intézet által kivitelezett, folyamatos maggal fúrt 15 kút részletes szedimentológiai, szekvencia- és magnetosztatográfiai vizsgálata eredményeképpen megállapítható, hogy medenceperemi helyzetben a réteghiány általános és 1-3 millió évet fog át (Juhász E. et al., 1996, 1999). A Dráva- és a Száva-árok legújabb rétegtani és tektonikai analízise (Saftic et al., 2003) arra az eredményre vezetett, hogy a medencekitöltő üledékösszetlet három megaciklusra (másodrendű szekvenciára) lehet felosztani. Az első megaciklust a medencealjzat és a pannóniai bázisánál lévő unkonformitás határolja. E fölött van a második megaciklus, amelyet a pliocén bázisánál húzódó unkonformitás választ el a felszínig tartó harmadik megaciklustól. A pannóniai és a pliocén talpánál észlelhető unkonformitást kompressziós eseménnyel, kiemelkedéssel és nagy területre kiterjedő lepusztulással magyarázták (v.ö. 71. ábra).

Mindezek után felmerül a kérdés, hogy mi történt azokon a medenceterületeken, amelyek elég mélyek voltak ahhoz, hogy a szarmatát követő több száz méteres kiemelkedés ellenére továbbra is mélymedencék maradjanak. Erre a kérdésre a hazai szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok adhatnak választ. A feltételes mód annak szól, hogy több és élesen különböző modell született a Pannon-medence rétegtani felépítésének magyarázatára; sem a harmadrendű szekvenci-

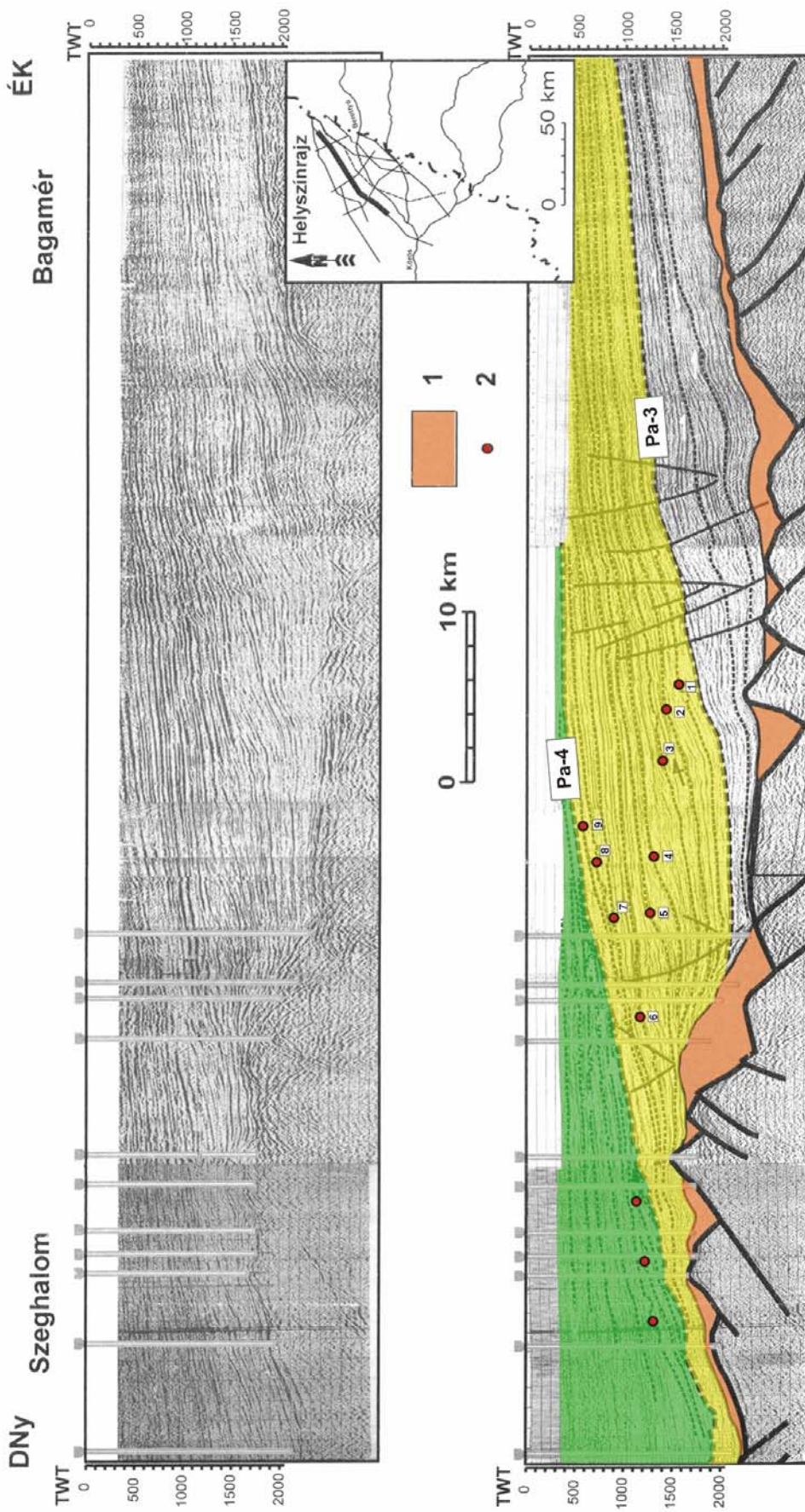
ák, sem pedig a szekvenciákat kialakító mechanizmusok kérdésében nincs egyetértés (ld. Juhász Gy. et al., 2006). Én ehelyütt csak az utóbbi kérdéssel kívánok röviden foglalkozni, mert újabb szekvenciák kialakulásában a fő szerepet a tektonikának tulajdonítják a globális tengerszintváltozások (Vakarcs, 1997; Csató, 1993) helyett. Juhász Gy. et al., (2006) elfogadták Vakarc (1997) szekvencia-határait és azok korolását, de felülvizsgálták a szekvenciák mintázatát és szedimentológiai felépítését abból a célból, hogy jobban megérthető legyen a tektonika szerepe. Arra következtettek, hogy fejlődéstörténeti szempontból kiemelkedő fontosságúnak tartott Pa-3 szekvencia 6.8. Ma és 9.1. Ma között képződött. A tőlük átvett és a 89. ábrán bemutatott mesterszelvény jól illusztrálja ezt a harmadrendű szekvenciát. Az ábrán piros pontok a negyedrendű szekvencia határokra bejelölt selfperemek helyzetét mutatják. Az 1-6. jelű selfperemek a deltalejtő DNy irányú progradációját, majd a 7-9. jelűek retrogradációt jeleznek. A retrogradáció eredményeképpen a 6-os jelű szekvenciahatár parti és folyóvízi síkságának jelentős része újra víz alá került és nagy vastagságban deltafront és deltasíkság üledékek rakódtak rá. Ezután egy markáns unkonformitás-felület alakult ki, és a Pa-4 szekvenciától kezdődően, kisvízi viszonyok mellett, megkezdődött a Pannon-tó fokozatos feltöltődése.

A Pa-3 szekvencia során és végén észlelt vízszintváltozásokat és üledék-felhalmozódási anomáliákat a szerzők az egész medencére és peremvidékére kiterjedő szerkezeti mozgások megjelenésével, alapvetően oldalelmozdulásos tektonikával magyarázták. Véleményük szerint a medence kompressziós inverziója a Pa-3/Pa-4 határon, azaz 6.8. millió éve kezdődött. Ezt az eseményt nevezik ők intra-pannoniai inverzióknak. E következtetés kritikája helyett ehelyütt csak arra kívánom felhívni a figyelmet, hogy az általuk javasolt esemény más, mint az itt tárgyalt posztszarmata inverzió. A posztszarmata inverzió, definícióm szerint a színrift üledékek gyűrődésében és a boltozat feletti réteghiányban nyilvánul meg. Ilyen szerkezeti szituáció jellemző majdnem az egész szelvényre, de a leglátványosabb színrift boltozat a fűrészekkel sűrűn feltárt Szeghalmi-hát ÉK-i peremén található (89. ábra). A boltozatra a Pa-3 szekvencia alsó hátfelülete és az 1-4. jelű negyedrendű szekvencia határok enyhén felfutnak, majd rálapolódnak. Azaz deltaelőtéri turbiditjeik számára akadályt jelentett ez a boltozat, egészen az 5. jelű progradációs sorozat kialakulásáig. Levonható tehát az a következtetés, hogy a boltozat kialakulása a 9,1 Ma korú szekvencia határnál idősebb, de fiatalabb, mint a 12,5 Ma korú színrift-posztrift határ. Fontos következtetés még az, hogy a boltozat tetején fellépő, legalább 5 millió éves réteghiányt nem szárazföldi lepusztulással, hanem a vízzel borított magaslaton az üledékképződés hiányával lehet kézenfekvően magyarázni.

Összefoglalva megállapítható, **hogy a Keleti-Alpokban és a Pannon-medencében általánosan megfigyelhető egy posztszarmata kompressziós fázis**, amely a kipréselődéshez kapcsolódó oldalelmozdulások irányváltását, valamint az extenziós árkok kipréselődését és a színrift-posztrift határ felboltozódását eredményezte. Az invertálódott medencerészekon szárazföldi és/vagy víz alatti erózió, illetve az üledékképződés hiánya miatt többmillió éves üledékhézag alakult ki. **A kompressziót az okozta, hogy a flis-medence hátragördülő litoszférája szubdukálódott és a pannon terület megnyúlt kerge ütközött az európai előtérrel.** A Külső-Kárpátok utolsó nagy takarós áttolódásai ehhez a „puha” ütközéshez köthetők és időben fiatalodva a Keleti-Kárpátok mentén DK-felé haladva 13 és 9 Ma között zajlottak le.



88. ábrán: A Szolnok-Debreceen vonalban húzódó flis-övi egyszerűsített szerkezeti képe



89. ábra: Juhász Gy. et al. (2006) szeizmikus szelvénye a posztszarmata tektonikai inverzió során invertálódott szintifit üledékek (halványbarna színnel jelölve) bemutatására. A számozott piros pontok a sélfperem progradációját és retrogradációját mutatják a Pa-3 szekvencia egységben.

5.6.2. Neotektonika

A neotektonika kifejezést Obruchev (1948) használta először mindazon kéregmozgások leírására, amelyek a neogén-kvarter időszak során mentek végbe, és alapvető fontosságúak a földfelszín mai morfológiájának kialakításában. Ez a definíció ezután általánosan elfogadottá vált az orosz szakirodalomban. Jól alkalmazható volt ugyanakkor más területeken is, amit legjobban az Alpok fejlődéstörténetének Trümpy (1973) által adott, és általánosan elfogadott fázisai illusztrálnak. A hegység fejlődéstörténetének neo-alpi tektonikai fázisa a késő-oligocéntől napjainkig tart. Más szerzőknek ez a kb. 24 millió év túl hosszúnak látszott, és a neotektonika elnevezést fiatalabb tektonikai események leírására javasolták használni. Ez gyakran a pliocén-kvarter 5-6 millió éves időtartamát (Slemmons, 1991), vagy csak a negyedidőszakhoz közel álló, utóbbi 2,5-3,0 millió évet jelentette (Mörner, 1990, 1994).

A legjobb meghatározásra azok a szerzők jutottak, akik lemeztektonikai megfontolások alapján igyekeztek megadni a definíciót. Legtömörebb Sengör et al., (1985) neotektonikai időszak meghatározása: „...*the time that elapsed since the last major whole-scale tectonic re-organization.*” Vagyis a legutóbbi nagyskálájú tektonika átrendeződés óta eltelt időt célszerű vizsgálni, amikor is egy adott területen a releváns lemezegységek mai konfigurációja és kinematikája létrejött (Hancock és Williams, 1986).

A neotektonika másik fontos eleme az, hogy a vizsgált szerkezeti változásoknak máig tartó hatásai vannak. Ez azt jelenti, hogy **a neotektonika szerves része** az élő, a jelenben és a jövőben is működő **aktív tektonika** (Mörner, 1989). Aktív tektonikai elemként kell kezelnünk minden olyan dokumentálható jellegzetességet (pl. deformációt) valamint múltbeli eseményt (pl. földrengést, vulkánkitörést), amelyről valószínűsíthető, hogy tevékenysége felújulhat a jövőben, különösen a közeljövőben.

Ebben a fejezetben a Pannon-medence neotektonikájával foglalkozom, és úgy korlátozom ezt az óriási témát, hogy csak a fiatal deformációk meglétének és jellegének bemutatására szorítok ipari és saját felvételezésű szeizmikus szelvények felhasználásával. A következő fejezetben bemutatom a jelenkori kőzetfeszültségek meghatározásában elért eredményeinket, amelyek világossá teszik, hogy a feszültségtér jellegváltása hozta létre a Pannon-medence napjainkban is tartó új tektonikai stílusát.

A neotektonika jelentőségét a Pannon-medence szerkezetfejlődésében viszonylag későn ismertem fel, de az ebben a témában írt első munkánk (Horváth és Cloetingh, 1996) a szerkezeti megnyilvánulásokat és a létrehozó okot helyesen határozta meg. A kései minősítés arra utal, hogy a Pávai Vajna tevékenységét (v. ö. 3.6. fejezet) leminősítő törekvések mellett, a hazai földtani és különösen a földrajzi kutatásokban magas színvonalon jelen volt egy, a fiatal tektonika markáns szerkezet- és felszínformáló hatását képviselő iskola (pl. Rónai, 1973, 1986; Pécsi, 1959, 1986). Ezek a fiatal tektonikai események azonban koncepcióban nem illettek bele a medencefejlődés termomechanikai modelljébe, hiszen az az aktív riftesedést követő időszakra passzív termikus hűlés miatt bekövetkező süllyedéssel számolt (v.ö. 4.6. fejezet). Az ismeretek fényében a modell továbbfejlesztése elkerülhetetlenné vált.

A termomechanikai modell továbbfejlesztését a nemzetközi szinten elsősorban az amszterdami iskola tevékenysége alapozta meg. Eszerint a regionális feszültségtér változására a

medencék litoszféra skálájú gyűrődéssel reagálnak, és az így generált kéregemelkedések és süllyedések modellszámítással megbecsülhetők (Cloetingh et al., 1989; Van der Beek, 1994).

Az előző alfejezet (5.6.1) egy ilyen süllyedéstörténeti anomáliát írt le a korai posztrift periódusból. Hasonló, de jobban dokumentálható esemény történt az utóbbi 3-5 millió év során is. Ezt nevezzük a medence **neotektonikájának**. Ennek egyik markáns megnyilvánulását mutatja a medence átnézetes rétegsora és felszínének morfológiája (90. és 91. ábra, Horváth és Cloetingh, 1996).

A medencét K-Ny irányban harántoló szelvényen az látható, hogy a negyedidőszaki üledékek számottevő vastagságban (max. 1000 m) csak a síkfelületű Nagyalföld központi részén található meg. Ettől Ny-ra (Dunántúl és Stájer-medence) és K-re (Erdélyi-középhegység és – medence) magasabb topográfiai szinten dombvidékek, illetve középhegység található, elhanyagolható vastagságú negyedidőszaki üledékréteggel. Ezeken a területeken a felszínen lévő, vagy néhány méteres lösszel, folyóvízi üledékkel fedett medenceüledék kora változó, de a Dunántúlon uralkodóan felső-miocén (pontusi; Sacchi et al., 1999), míg az Erdélyi-medence nagy részén középső-miocén (szarmata és bádeni; Ciupagea et al., 1970). Ez a helyzet úgy alakult ki, hogy az alföldek süllyedő, a dombvidékek és középhegységek emelkedő és lepusztuló területek voltak a negyedidőszak során. Ezt mutatja átnézetes jelleggel a 92. ábrán található térkép.

E megfigyelésnek a modellszintű magyarázatát kíséreltük meg az amszterdami iskola továbbfejlesztett medenceképződési koncepciója alapján (Horváth és Cloething, 1996). A lényegi új elem az volt, hogy a termodinamikai modellel szemben a litoszféra realisztikus reológiai modelljét vettük fel. Ekkor a regionális feszültségtér változásai deformációkat hoznak létre a litoszférában, s ezek számításával meghatározhatók. Elvárásunk az volt, hogy a deformációk hosszú hullámhosszú györődések lesznek, amelyek a térben változva a litoszféra felszínének kiemelkedését és behorpadását gerjesztik. A valós reológiai modell azt jelenti, hogy a kőzetmechanika eredményeit felhasználva, ismerve a Pannon-medence kérgének és litoszférájának átlagos összetételét és vastagságát valamint a hőmérsékletét, meghatározható a litoszféra húzási és nyomási szilárdságának (strength) mélységi változása (93a-d. ábra). Fontos eredményre jutottunk, miszerint kiderült az, hogy a medence vékony és az átlagosnál nagyobb hőmérsékletű litoszférája **mechanikai szilárdságát tekintve nagyon gyenge**. Lényegében csak a kéreg felső 12-16 km-es és a legfelső köpeny 2-4 km szelete rideg, azaz csak ezek reagálnak elasztikusan, majd törélesen a feszültség növekedésre, míg a maradék, nagyobb rész plasztikusan folyik (duktilis). Ez a reológiai gyengeség egyrészt azt jelenti, hogy **a medence litoszférája érzékenyen reagál a feszültségtér változásaira**, ami egy kollíziós övön belül többször is bekövetkezhet. Másrésztől érthetővé teszi azokat a megfigyeléseket, amelyek szerint a Pannon-medence szeizmicitása kis-közepes mértékű (v.ö. 5.7.1. alfejezet) és nagy rugalmas energia csak kis valószínűséggel tud itt felhalmozódni és felszabadulni (Tóth et al., 2002).

Esetünkben a kétdimenziós modellszámítások arra vezettek, hogy egy 3 millió éve „bekapcsolt” 400 MPa feszültségnövekedés hatására a Pannon-medence litoszférája meggyűrődik, és ez a felszínen a 94. ábrán látható kiemelkedéseket és besüllyedéseket hozza létre. A kvalitatív egyezés a megfigyeléssel meglepően jó: a litoszféra kompressziója a Nagyalföld központi részén mintegy 150 méteres süllyedést, míg a szárnyakon közel 100 méter amplitúdójú kie-

emelkedést generál. A kvantitatív egyezés viszont elégtelen, mert a differenciális mozgások amplitúdója többszöröse (akár 3-5-szöröse) lehet az egyszerűsített modellezéssel meghatározott értékeknek. Mindazonáltal a modellezésből levonható fő következtetés érvényes, miszerint az észlelt **vertikális kéregmozgásokat a terület feszültségterének az extenziósról a kompressziósra való átalakulása hozza létre.**

A MÁFI országos alapfúrési programja keretében szerzett adatok rétegtani feldolgozása kétségbevonhatatlan adatokkal támasztotta alá a Pannon-medencében zajló ellentétes irányú kéregmozgásokat (Juhász E. et al., 1999). A legmeggyőzőbb eredményeket a folyamatos magfúrással mélyült kutakban végzett magneto-sztratigráfiai vizsgálatok szolgáltatták (95. ábra). Ezek szerint a miocén végétől folyamatos süllyedést és üledék-felhalmozódást csak a Nagyalföld középső részén (Dévaványa és Vésztő) tapasztalhatunk, míg a Középhegység peremén (Berhida és Tiszpalkonya), az Alpok lábánál (Szombathely), a Dunántúlon (Iharosberény) és a Duna-Tisza közén is (Kaskantyú) a teljes pliocén és pleisztocén nagy része a térszín emelkedése miatt lepusztult.

A Pannon-beltő maximális kiterjedése idején a mai szigethegységek, (beleértve a Dunántúli-középhegységet is), valamint a medence peremterületei szinte teljesen vízzel borítottak voltak és ennek megfelelően általános volt az üledékkel való fedettség (Magyar et al., 1999; Dunkl és Frisch, 2002). A 92. ábrán jelölt területek emelkedése és eróziós lepusztulása a pliocén során kezdődött el, majd változó ütemben folytatódott a jelen időszakig. A szeizmikus szelvények tanúsága szerint a Középhegységet lefedő üledékek tengelye emelkedett a legnagyobb mértékben (Horváth, 1995).

A legújabb He³ kozmogén izotóp felhasználásával végzett kitétségi kormérések azt mutatták, hogy a Visegrádi-szoros körzetében a Középhegység kiemelkedése eleinte lassúbb, majd az utóbbi 170 ezer évben kb. 1,6 mm/év sebességgel ment végbe (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005). A kiemelkedés átlagos ütemére vonatkozó becslést kaphatunk a Bükkben végzett termokronológiai vizsgálatok alapján is (Dunkl et al., 1994), amely szerint a felszínen lévő triász karbonátok 5 millió évvel ezelőtt még legalább 1000 m mélységben voltak. Ebből 0,2-0,3 mm/év kiemelkedési ütem számítható, ami minimális becslés, és inkább az alföldi homokos dombokra jellemző. Vakarcs et al., (1994) szekvencia-sztratigráfiai mesterszelvényét úgy értelmezte, hogy 3 Ma után a Békési-medencében 850 m üledék halmozódott fel, míg annak szárnyain (Csanád ill. Hajduság) 600m kiemelkedés és lepusztulás történt, ami 0,2 mm/év emelkedési ütemet ad.

A kiemelkedés következtében a Középhegységet egykoron lefedő üledékes rétegek szinte teljesen lepusztultak, míg a szárnyakon a rétegek kibillentek és eróziósan lefejeződtek, amint azt a 96. ábrán látható egyszerűsített blokkmodell mutatja (Horváth és Tari, 1999). Konkrét esetként egy speciális nagyfelbontású szeizmikus szelvényt mutatok be, amelyet a Dunán mértünk (Horváth et al., 1997). A 97. ábrán látható többsatornás vízi szeizmikus szelvény Ercsőtől északra indul és egészen Budapest déli határáig tart. A helyszínrajz jól érzékelteti, hogy a szelvény északi részén a Duna bevágódik a Középhegység emelkedő déli szárnyába. Az északi irányba emelkedő rétegek egészen a felszínig kifutnak és itt eróziósan lefejeződnek.

Igaza volt tehát Pávai Vajának, amikor a Pannon-medencét kitöltő rétegek felszínközei dőlésében szisztematikus rendszert ismert fel és ebből a mélyebb struktúrák megismerését kísérelte meg. Szándéka azonban aligha volt felszíni dőlésmérésekkel jól megoldható, mert a 97. ábrán látható szelvényből számolhatóan a dőlésértékek $1-2^\circ$ körül vannak. Ez az enyhe dőlés (20-40 méter emelkedés 1 kilométeren) azonban a 27 km hosszú szelvény esetében legalább 6-700 m vastag felső-pannóniai réteghiányt mutat a szelvény északi végén. Itt a középső-miocén rétegeket elvető, de a felső-pannóniaiakat is érintő, sőt a dunai allúviumot is befolyásoló vetőrendszer ismerhető fel. Ez a Balaton-vonalhoz kapcsolható, neotektonikai mechanizmusát tekintve balos oldaleltolódás, amely az 1956-os dunaharaszti és a legújabb gyömrői földrengés forrászónája volt. A területtel szomszédos Pesti-síkságot legújabb részletesen vizsgálták szeizmikus szelvények és földtani-geomorfológiai térképezés alapján (Fodor et al., 2005; Ruzsáczay-Rüdiger, 2007). Arra az eredményre jutottak, hogy a Gödöllői-dombságot harántoló KÉK-NyDNy csapású Tápió-Tóalmás balos oldalelmozdulásos zóna a térség legfontosabb neotektonikus szerkezeti eleme (97. ábra). Ennek nyugati folytatása azonban a Dunát 6-8 km-el délebbre keresztezné, mint a vízi szelvényen látható vető, de itt a szelvény zavartalan rétegsort mutat. A látszólag ellentmondás feloldása kézenfekvő, és a Pannon-medence összes „vonalnak” nevezett oldalelmozdulásos nagyvetőjére érvényes. **A középső kéregben még az egységes mestervető a felszínfelé szétágazó virágszerkezetet alkot** (szintetikus Riedel-törések), és ezek kulisszásan („en echelon” módon) elrendezett vetőelemei **több km széles nyírt zónát képeznek**. A részletesebb térképezésből kitűnik, hogy az enyhén, de szisztematikusán redőzött medenceüledéket KÉK-NyDNy csapással elvető regionális kiterjedésű oldalelmozdulásos vetők a Pannon-medence legfontosabb neotektonikus szerkezeti elemei. Igaza volt tehát Pávai Vajna bírálóinak (v.ö. 3.6. fejezet) a **Pannon-medence fiatal tektonikai folyamataira a gyűrődések és a vetődések egyaránt jellemzők**.

A legmarkánsabb gyűrt szerkezetek Zalában és a Száva-redők övében találhatóak. A 98. ábra a budafai boltozatot mutatja, amely a színrift árok és a teljes posztrift üledékes sorozat szerkezeti inverziójával jött létre. A szelvénykép alapján nyilvánvaló, hogy a felboltozódás fiatal, feltehetőleg aktív folyamat. A szerkezet déli szárnyán a felszínre kifutó pannóniai rétegek dőlése kb. 15° , egyezően azzal, amit a korai geofizikai mérések alapján Vajk (1943) meghatározott (v.ö. 3.7. fejezet).

A Száva-redők övében a fiatal gyűrt szerkezetek régóta ismertek. Újabban Tomljenovic és Csontos (2001) gyűrt kvarter és pliocén képződményekre rátolt miocén és kristályos rétegeket mutatott ki a Krsko- és a Zagorje-medencében. Értelmezésük szerint ÉÉNy-DDK irányú kompresszió hozta létre ezeket a szerkezeteket a miocén végétől kezdődően (6—0 Ma). Hasonló fiatal gyűrődések jellemzik a Periadriatikus-vonal szlovéniai körzetét is (Fodor et al., 1998).

A Dráva és Száva közötti szlavóniai hegységek (Papuk, Pszuny, Pozsega) a pliocén-kvarter kompressziós fázis során emelkedtek ki, határoló reverz vetők mentén Pavelic (2001) értelmezése szerint. Tari és Pamic (1998) regionális szeizmikus szelvényt közölt, és értelmezett a Dráva- és Száva-árok között. Ez jól illusztrálta azon véleményüket, hogy egy széles, jobbos transzpressziós öv húzódik a Dinaridák és a Pannon-medence átmeneti zónájában, amelynek

része a Száva- és a Dráva-árok, valamint az e mozgás hatására kipréselődött szlavóniai sziget-hegységek is. A Mecsek és a Villány fiatal szerkezetfejlődését is transzpresszió jellemzi (Csonotos et al., 2002a).

Az oldalelmozdulásos vetőrendszerek részletes térképezésére két kiemelt fontosságú hazai kutatási projekt keretében volt lehetőségem. Az egyik a paksi atomerőmű szeizmikus biztonságának meghatározásához szükséges tektonikai térképezési megbízás volt. A másikra pedig a nagyaktivitású radioaktív hulladéktároló kijelölését előkészítő vizsgálatok adtak lehetőséget. Az első projekt több fontos eredménye publikálható is volt, ezért csak ezzel foglalkozom. Az első, és komoly vitát kiváltó értelmezés (Horváth et al., 1990, 1993) egy kiterjedt adatbázisra támaszkodó szintézis követte (Tóth és Horváth, 1997). majd egy legújabb feldolgozás, amelynek során minden, az utóbbi 10 évben készült MOL szelvényt is felhasználhatunk (Bada et al., 2005; Wórum és Horváth, 2005). Ez megkérdőjelezhetetlenné tette, hogy Paks városán keresztül és attól délre egy kb. 10 km szélességű, KÉK-NyDNy csapású, **balos nyírt zóna húzódik, amely jól korrelálható „en echelon” szegmensekből épül fel.**

A 99a. ábra egy többcsatornás, nagyfelbontású dunai szeizmikus szelvényt és annak értelmezését mutatja a vetőrendszer illusztrálása céljából. Értelmezésünk szerint a vetőraj nemcsak a pannóniai üledékeket harántolja, hanem érinti az ábrán kvarternek nevezett, de valójában csak néhány tízezer éves dunai alluviumot is. Mivel a kvarter és a pannóniai határán lévő markáns diszkordancia felülethez 5-6 millió éves réteghiány kapcsolódik a vetőrendszer recens aktivitása megkérdőjelezhető, ha az alluvium szeizmikus leképezését nem tekintjük hitelesnek (Balla et al., 1997). Ezt a feltevést a szeizmikus adatfelvétel és feldolgozás tényleges ismeretében megalapozatlannak találtuk, de elfogadhatónak véltük azt az igényt, hogy az aktivitás fiatal korára erősebb bizonyítékok lehetnek szükségesek (Tóth és Horváth, 1998).

A Tiszán végzett szeizmikus méréseink ilyen bizonyítékokkal szolgáltak (Horváth et al., 1996). A 100. ábrán a Tiszának az a szakasza látható, ahol a paksi nyírási zóna keresztezi a folyót. Mivel itt a negyedidőszaki képződmények vastagsága több mint 300 m, és határa nem diszkordáns a felső-pannóniaival, az oldalelmozdulás negyedidőszaki aktivitása kétségbevonhatatlan (Tóth és Horváth, 1998).

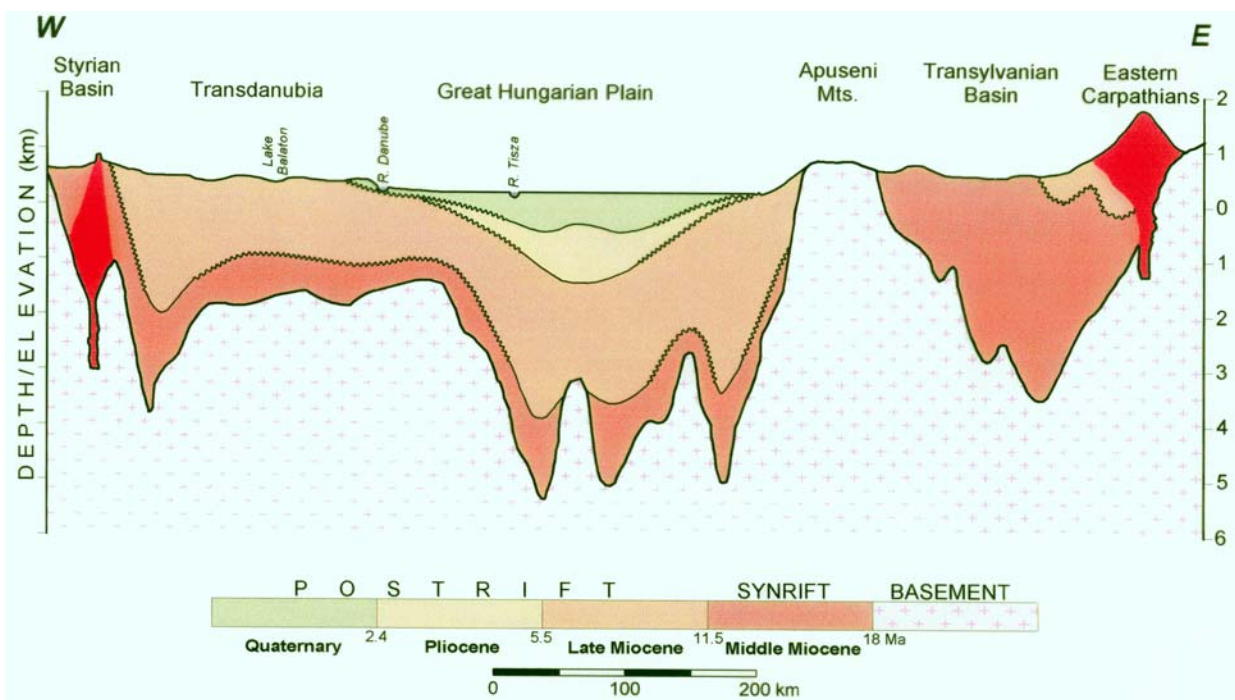
A 97., 99a-b. és 100. ábrán bemutatott nagyfelbontású folyóvízi szeizmikus szelvények további fontos eredménye annak dokumentálása, hogy az oldalelmozdulásos tektonika elméletének megfelelően (Horváth és Tari, 1989) ezek a vetők csak a mélységben alkotnak egyetlen mestervetőt, felső részük a lazább kőzetekben több száz méter, vagy akár több kilométer szélességű virágszerkezetté alakul, amely térképi nézetben a mestervetővel szöget bezáró Riedel-törések kulisszásan elrendezett sorozatából épül fel. Ennek a ténynek két fontos következménye van. Egyrészt **a tektonikai „vonal” a valóság túlzott leegyszerűsítése,** másrészt **a vonalas morfológiai elemek nem tektonikus eredetűek.**

Vízi szeizmikus méréseink másik fontos neotektonikai eredményeket hozó területe a Balaton. A 101. és 102. ábra két különböző technikával felvett s ennek következtében eltérő behatolású és felbontóképességű szeizmikus szelvényt mutat annak igazolására, hogy a holocén iszap alatt húzódó felső-pannóniai üledékek gyűrtek (ezúttal is csak 1-3° rétegdőlésekkel) és a vetőkkel felszabdaltak. A 103. ábra az észlelt vetők korrelálásával szerkesztett térképet mutatja

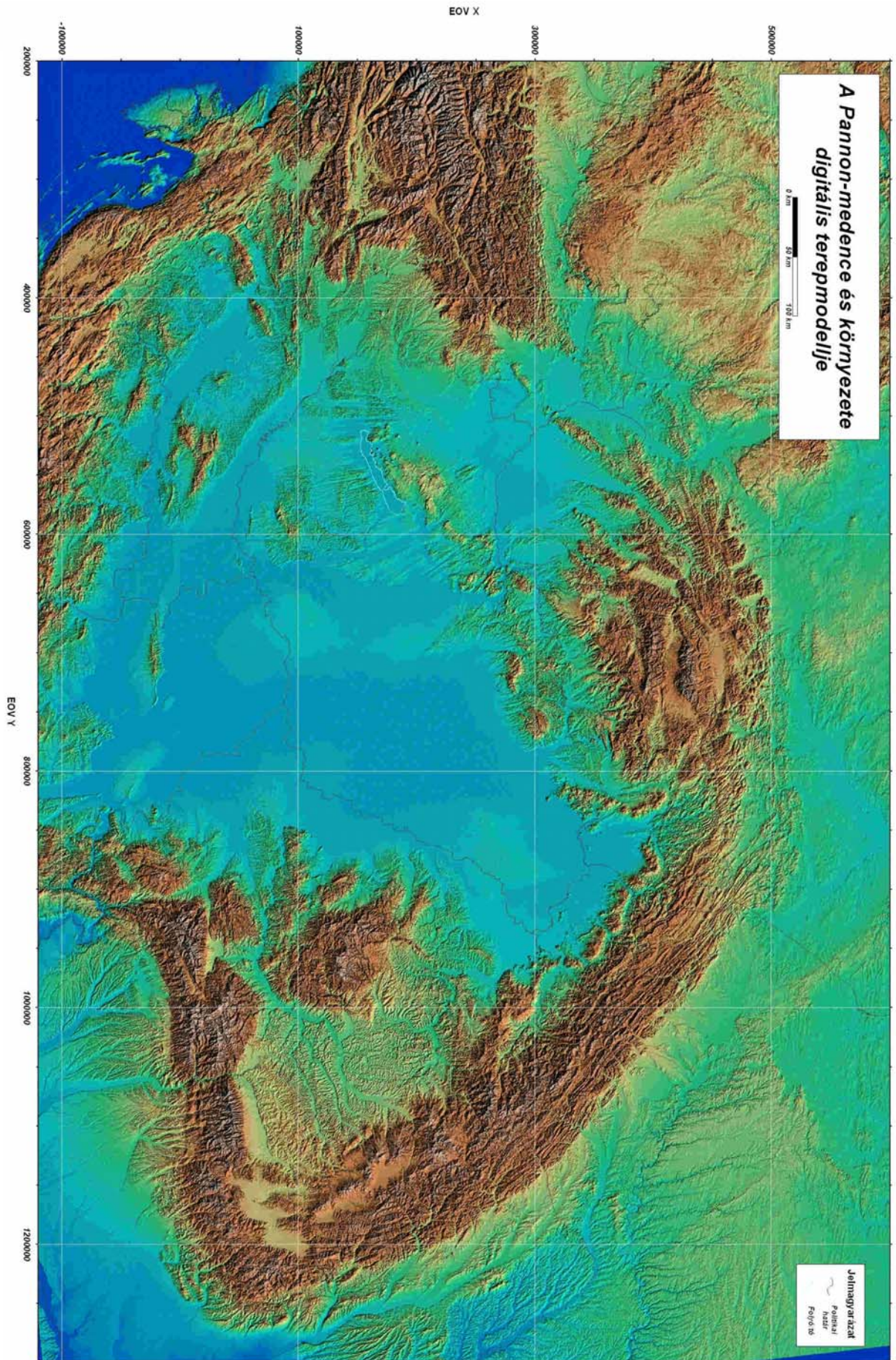
(Sacchi et al., 1999), amelyet azóta néhány száz km hosszúságú új szelvényezés is igazolt, és részleteiben is továbbfejlesztett. A térkép alapján az alábbi következtetéseket teszem:

- a.) Az ábrán jelölt szelvényhálózat, kiegészítve az azóta éves rendszerességgel végzett felmérésekkel olyan sűrűségű és nagyfelbontású adatrendszert jelent, hogy bizony kijelenthető, miszerint **csak a Balaton tengelyével közel párhuzamosan haladó vetőraj (virágszerkezet) létezik**. Ez pedig egy **balos oldalelmozdulással** jellemzett nyíró zónához tartozik.
- b.) **A Balaton tehát nem árkos beszakadás** (v.ö. 3.4. fejezet és 28. ábra), hanem az oldalelmozdulások következtében fellazult zóna, amit a szél könnyen kivájhatott és a különálló horpadásokat a „víz szélhajtotta hullámai átmarták” (Lóczy, 1913b).
- c.) A Balatont nem harántolják meridionális irányú törésvonalak (v.ö. 3.4. fejezet és 26., 27. ábra), tehát a zalai és somogyi meridionális völgyek és háta nem tektonikus eredetűek.

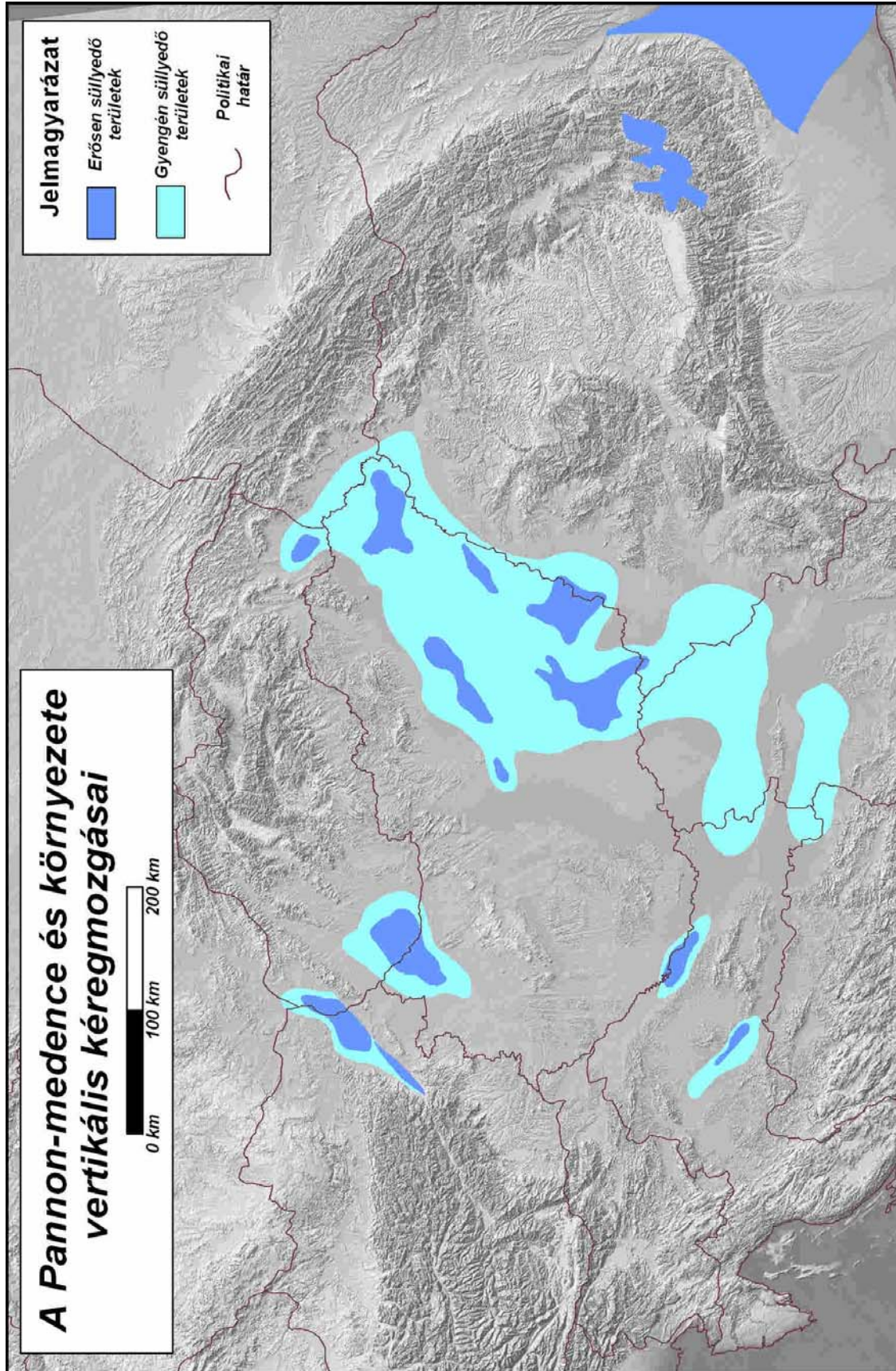
Cholnoky és Lóczy érdeme azonban megmarad a szél felszínformáló szerepének felismerésében, mert a markánsan megjelenő meridionális formák, a legújabb vizsgálatok szerint is szélcsatornák (Jámbor, 2002; Fodor et al., 2005; Ruzsiczai-Rüdiger, 2007). Azaz, a **Pannon-medence neotektonikáját jellemző vetőrendszerek KÉK-NyDny csapású balos oldalelmozdulások, amelyek nyíró zónát alkotó felszíni megnyilvánulásait a differenciális felszínmozgások és az intenzív eróziós folyamatok markánsan felülírják** (91. ábra).



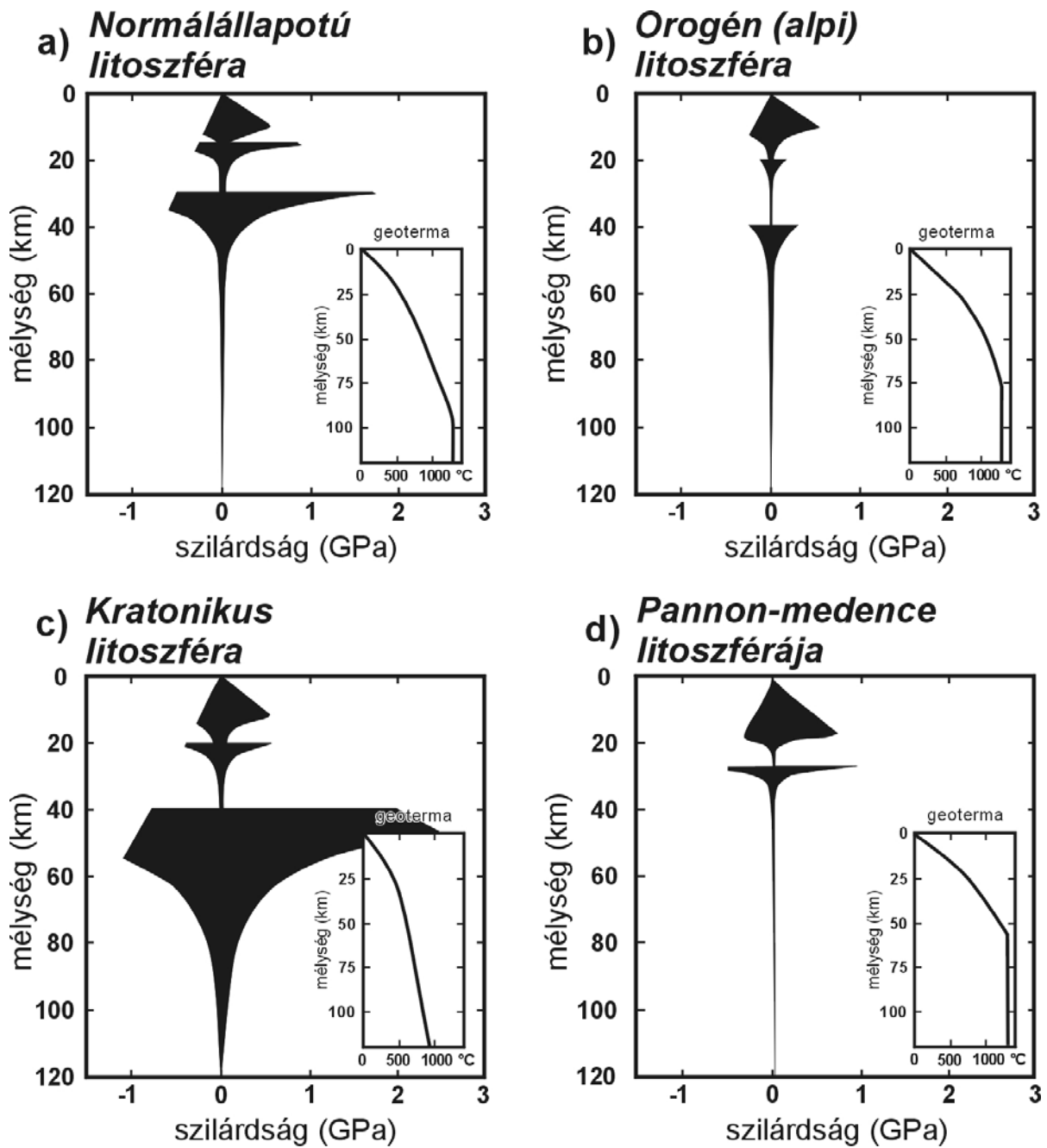
90. ábra: K-Ny irányú szelvény a Pannon-medencén keresztül az egyszerűsített rétegtani viszonyok bemutatása céljából (Horváth és Cloetingh, 1996)



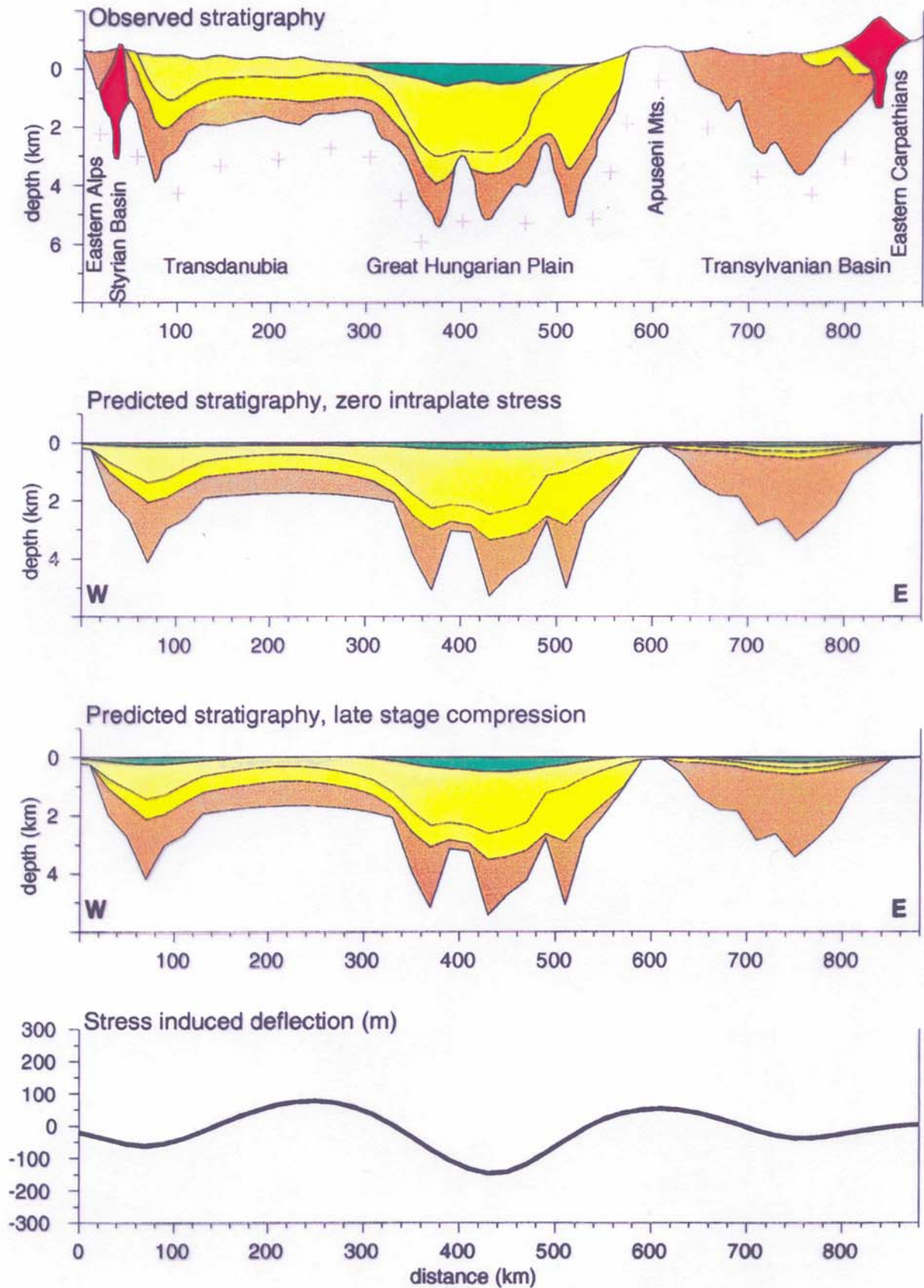
91. ábra: A Pannon-medence és környezete digitális terepmodellje (Horváth et al. 2005)



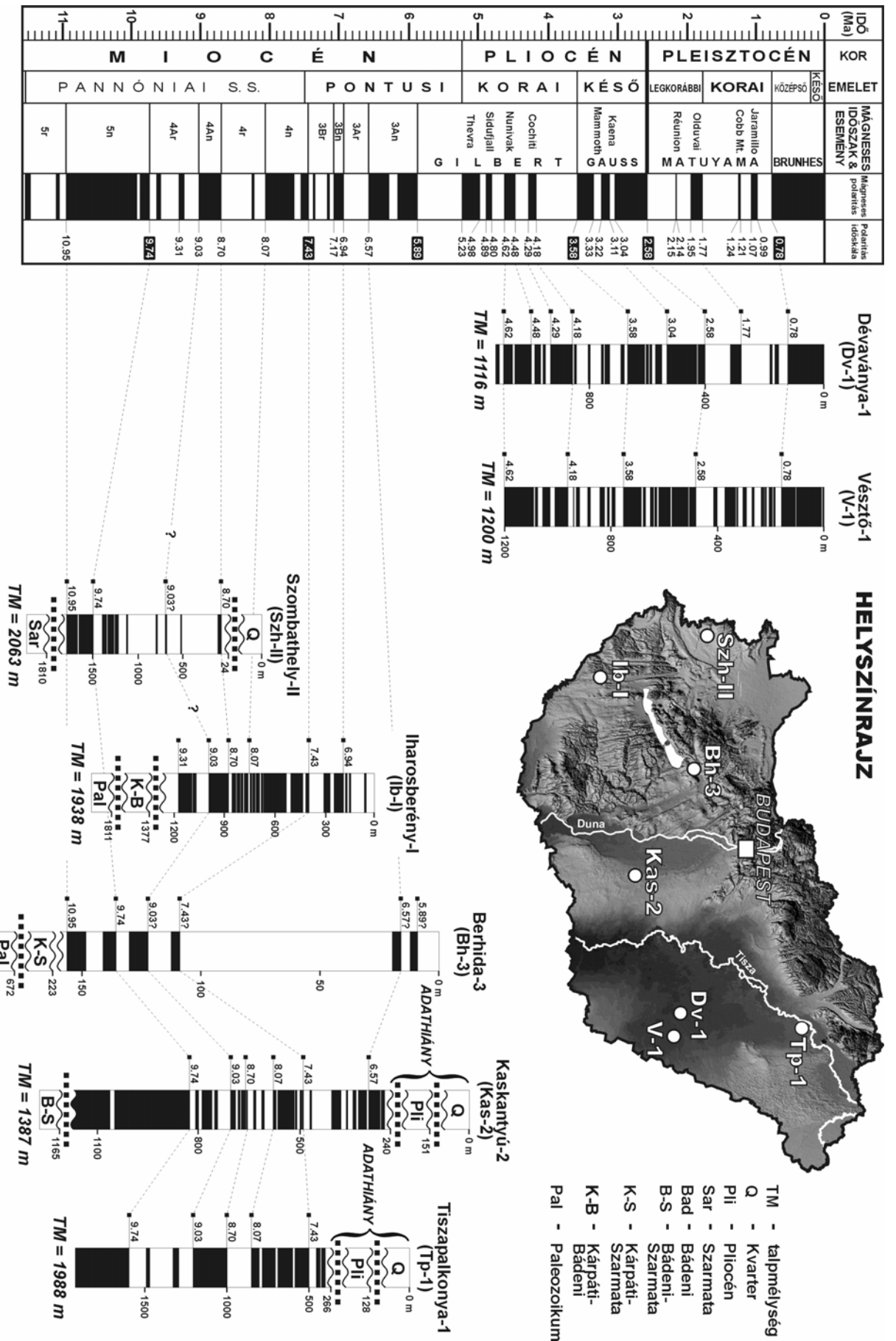
92. ábra: A Pannon-medence és környezete vertikális kéregmozgásai (Horváth et al., 2005)



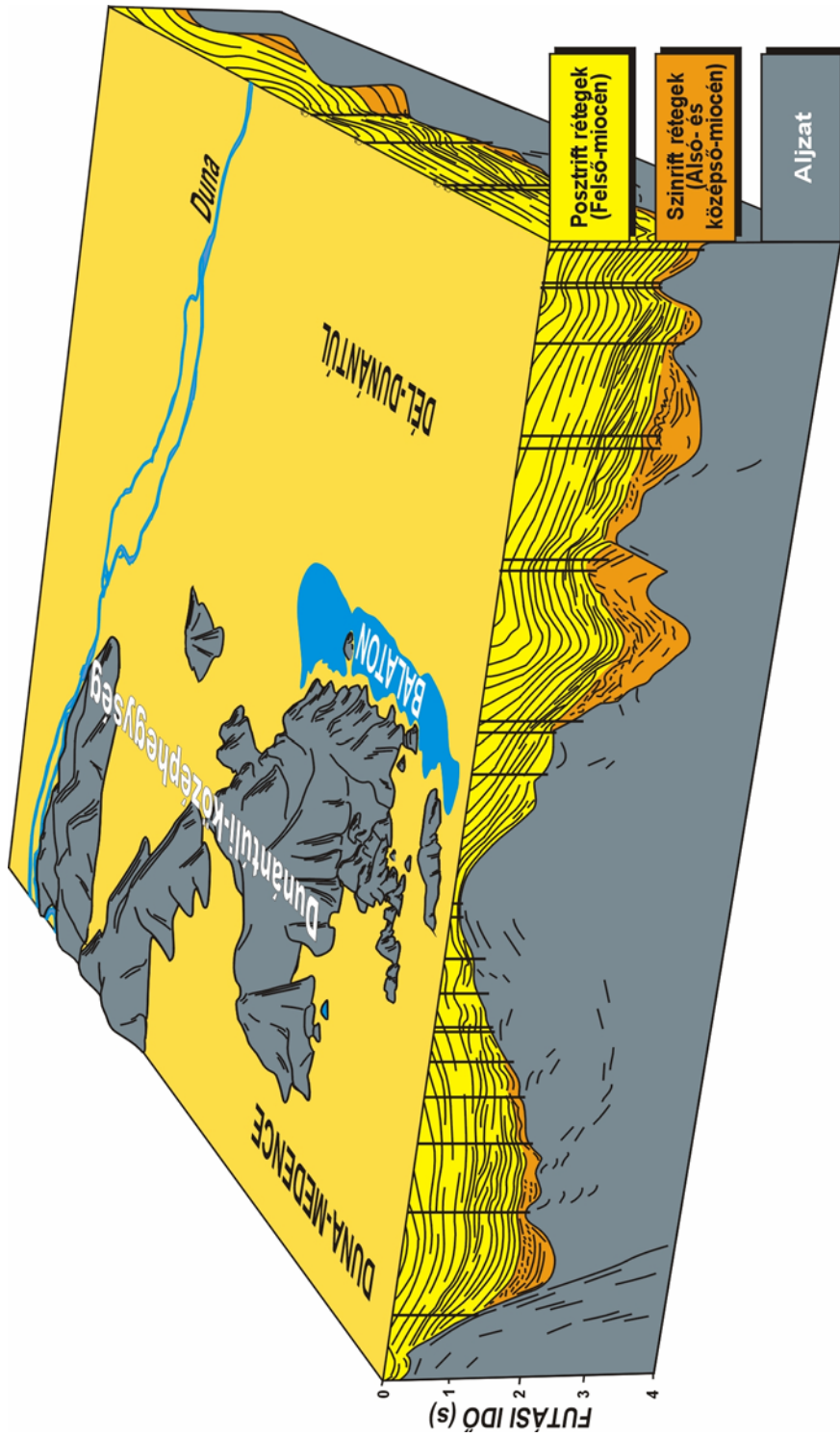
93. ábra: A litoszféra szilárdságának jellemző mélyégi változása normálállapotú, idős és alpi orogén területen (a-c. ábrák, Bada, 1999). A d. ábra a Pannon-medence jellemző szilárdság-mélység összefüggését mutatja (Horváth és Cloetingh, 1996)



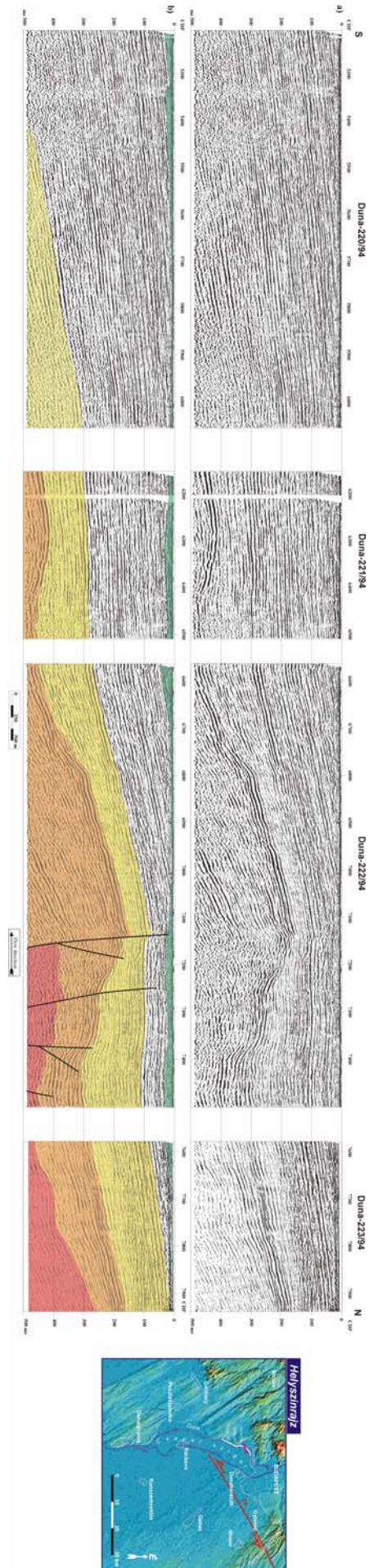
94. ábra : A litosféra szilárdságának jellemző mélységi változása normálállapotú, idős és alpi orogén területen (a-c. ábrák, Bada, 1999). A d. ábra a Pannon-medence jellemző szilárdság-mélység összefüggését mutatja (Horváth és Cloetingh, 1996)



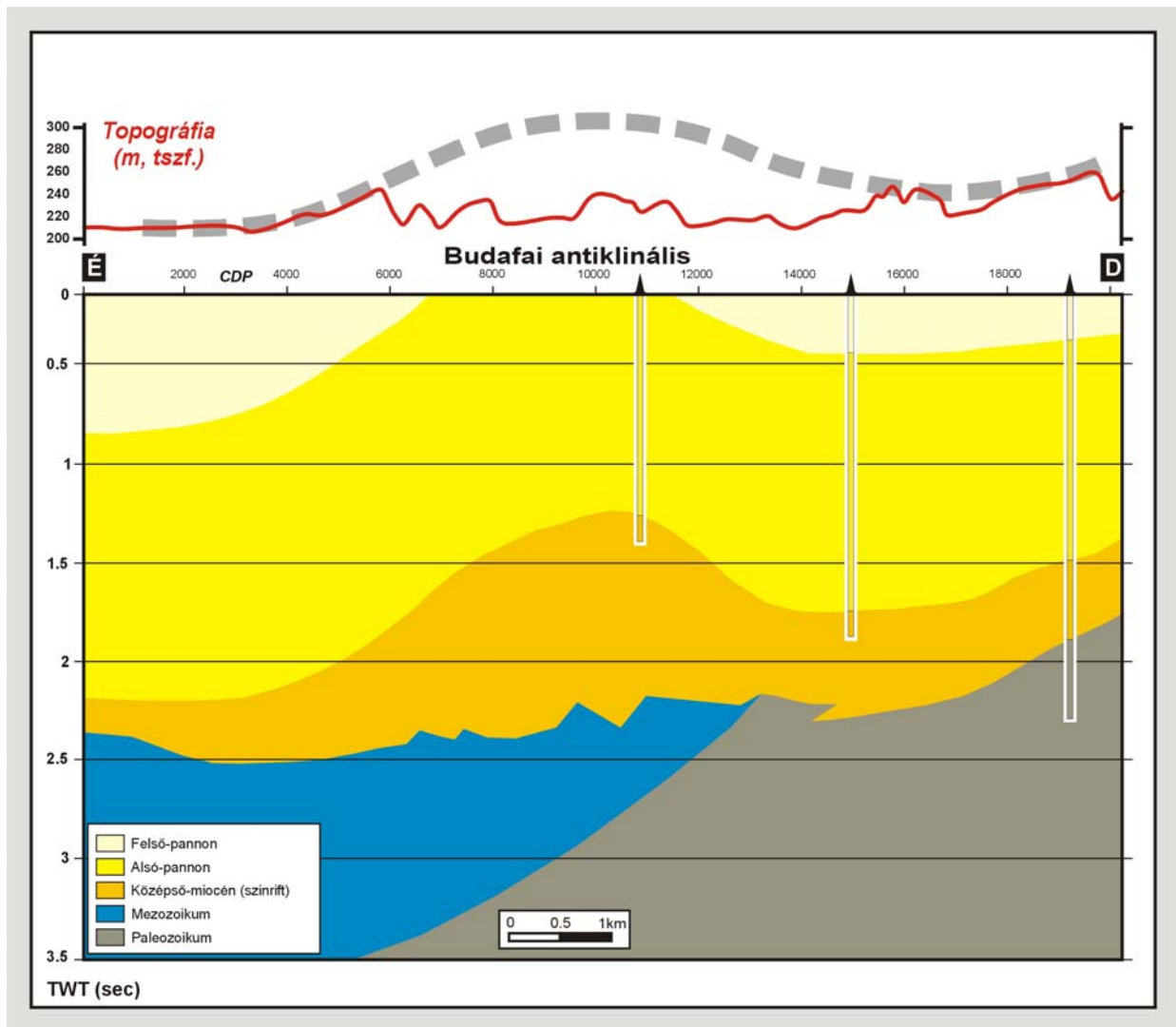
95. ábra: A MÁFI alapfűrésésében meghatározott magnetosztatigráfiai szelvények összesítő ábrája (Juhász E. et al., 1999 nyomán)



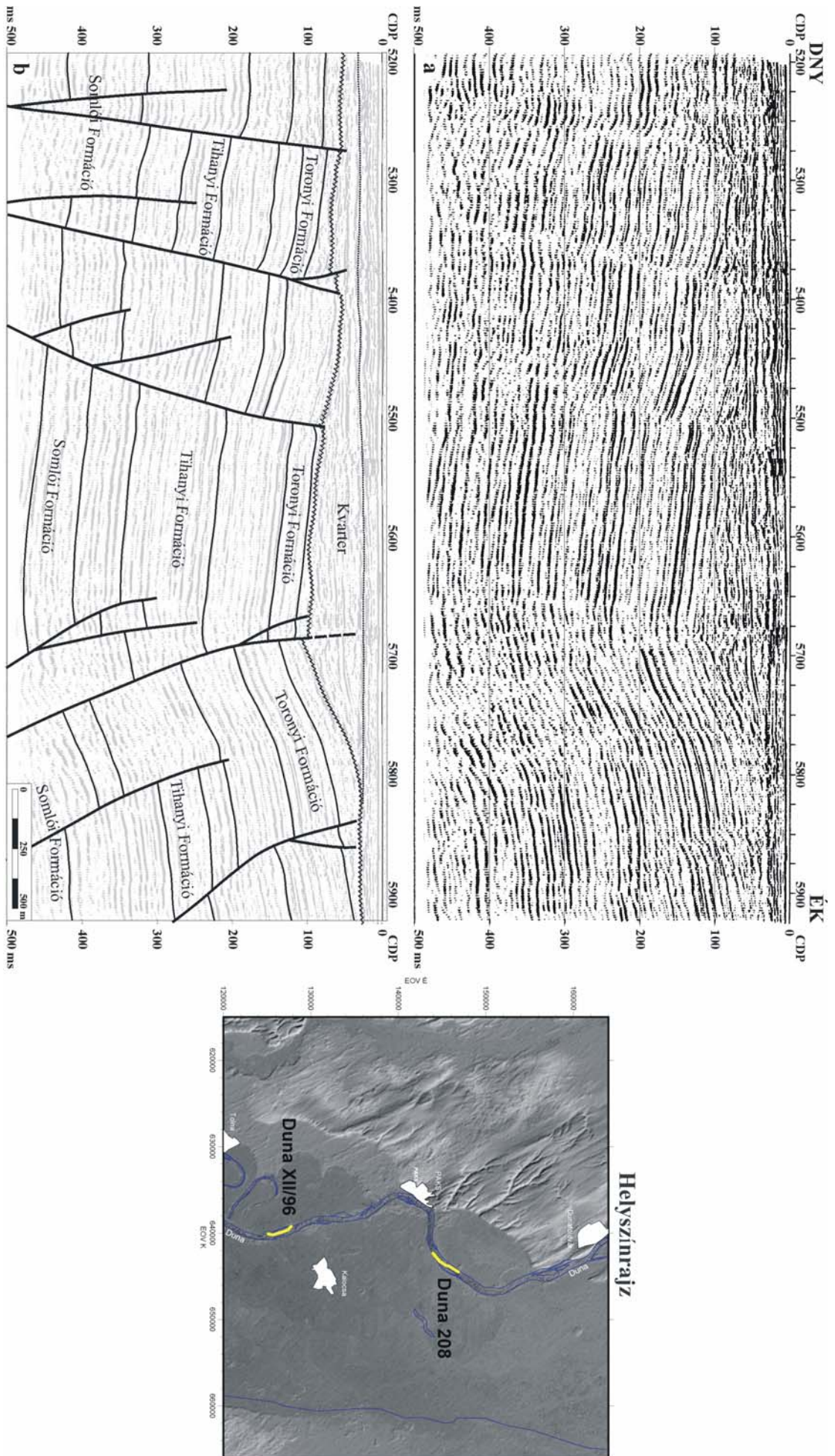
96. ábra: A Dunántúli-középhegység fiatal kiemelkedését illusztráló blokkmodell (Horváth és Tari, 1999)



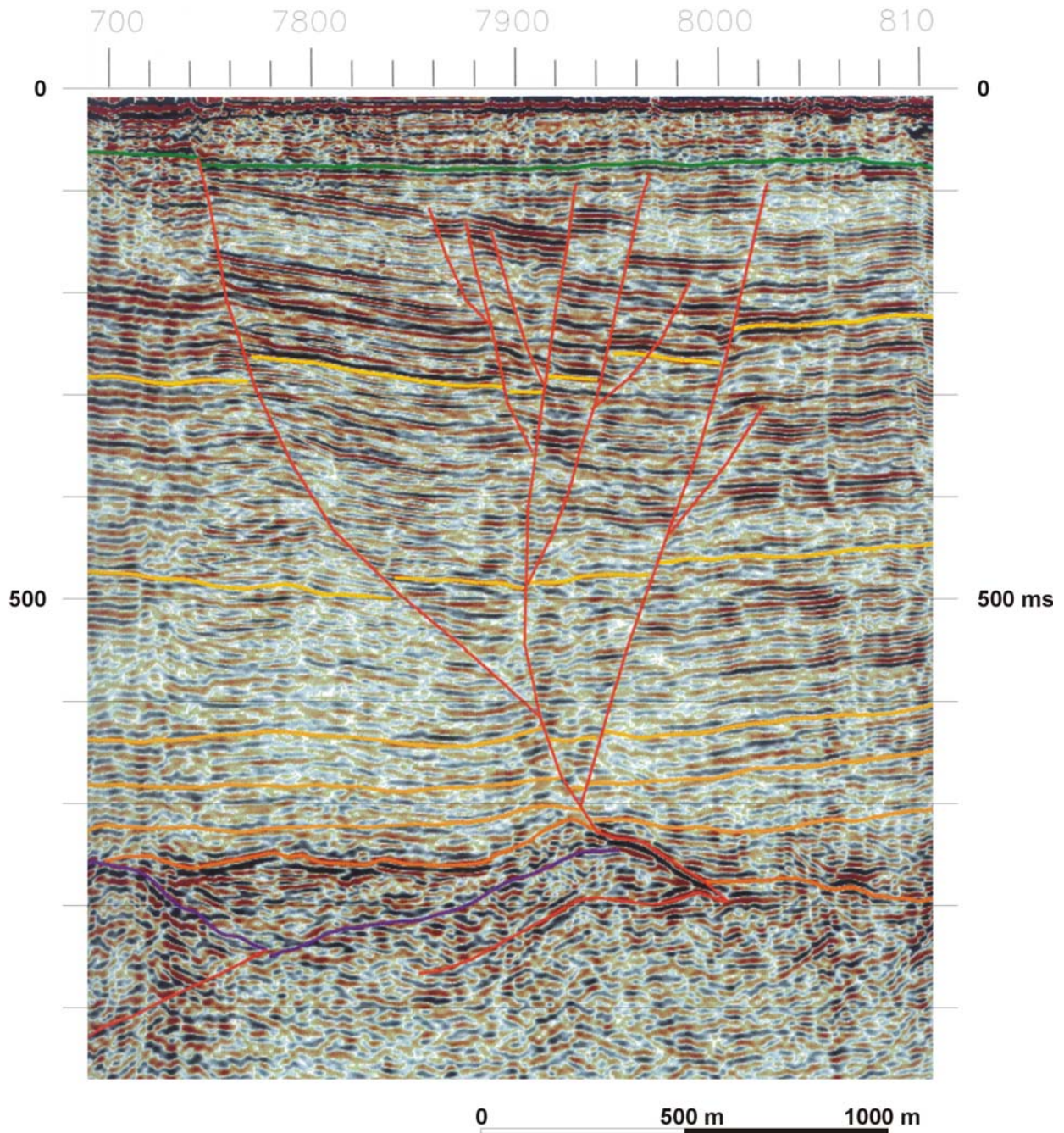
97. ábra: Nagyfelbontású, többcsatornás szelvény a Duna főágában Budapest alatt (Horváth et al., 1997). A helyszínrajz a leképzett vető helyét, valamint a Tápó-Tóalmás balos oldalelmozdulási zónát is mutatja (Fodor et al., 2005).



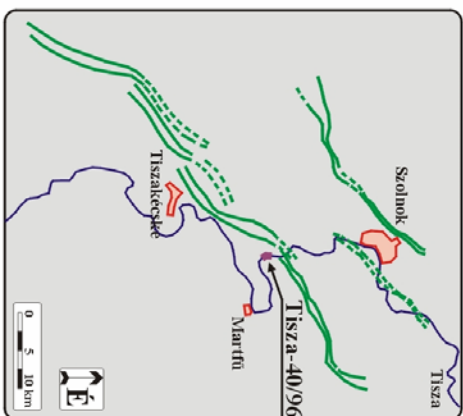
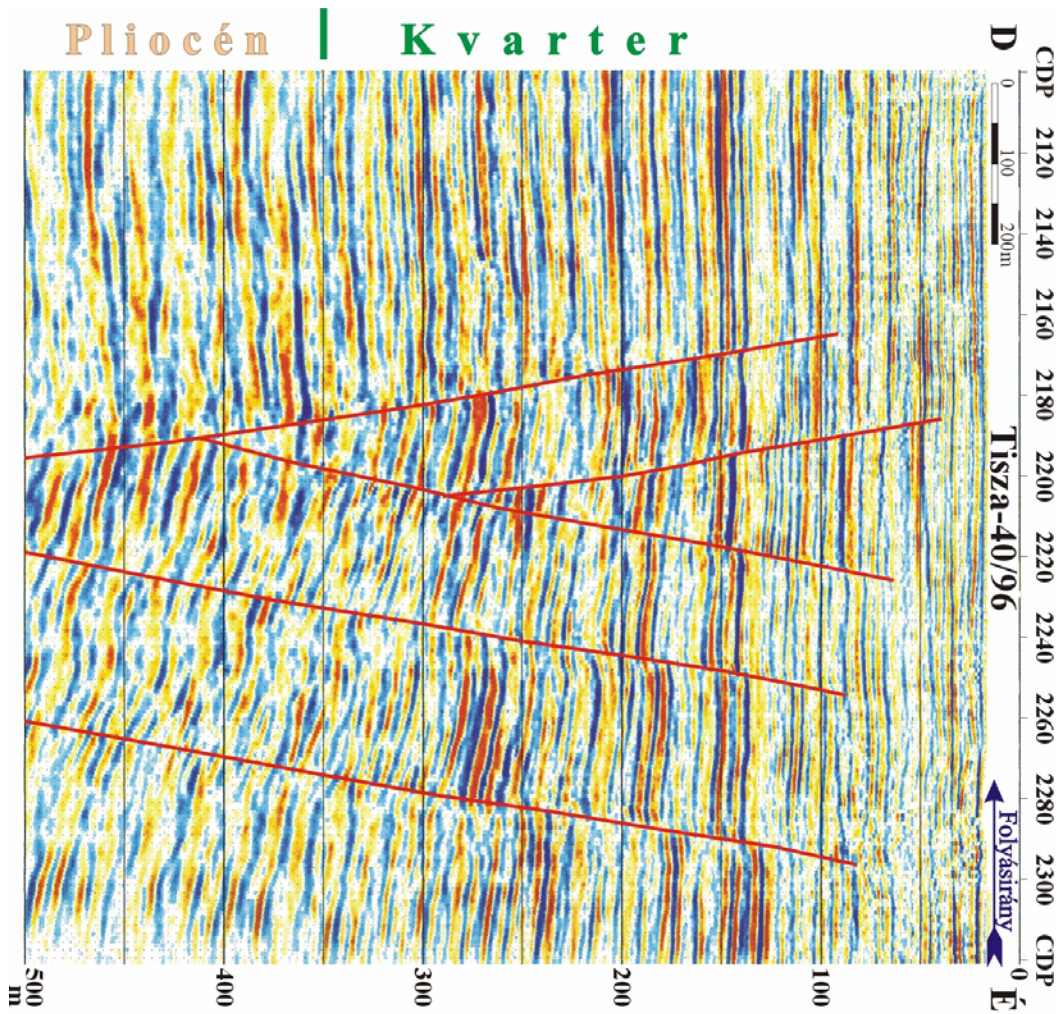
98. ábra: A budafai antiklinális a neotektonikus inverzió során alakult ki (Horváth et al., 2005)



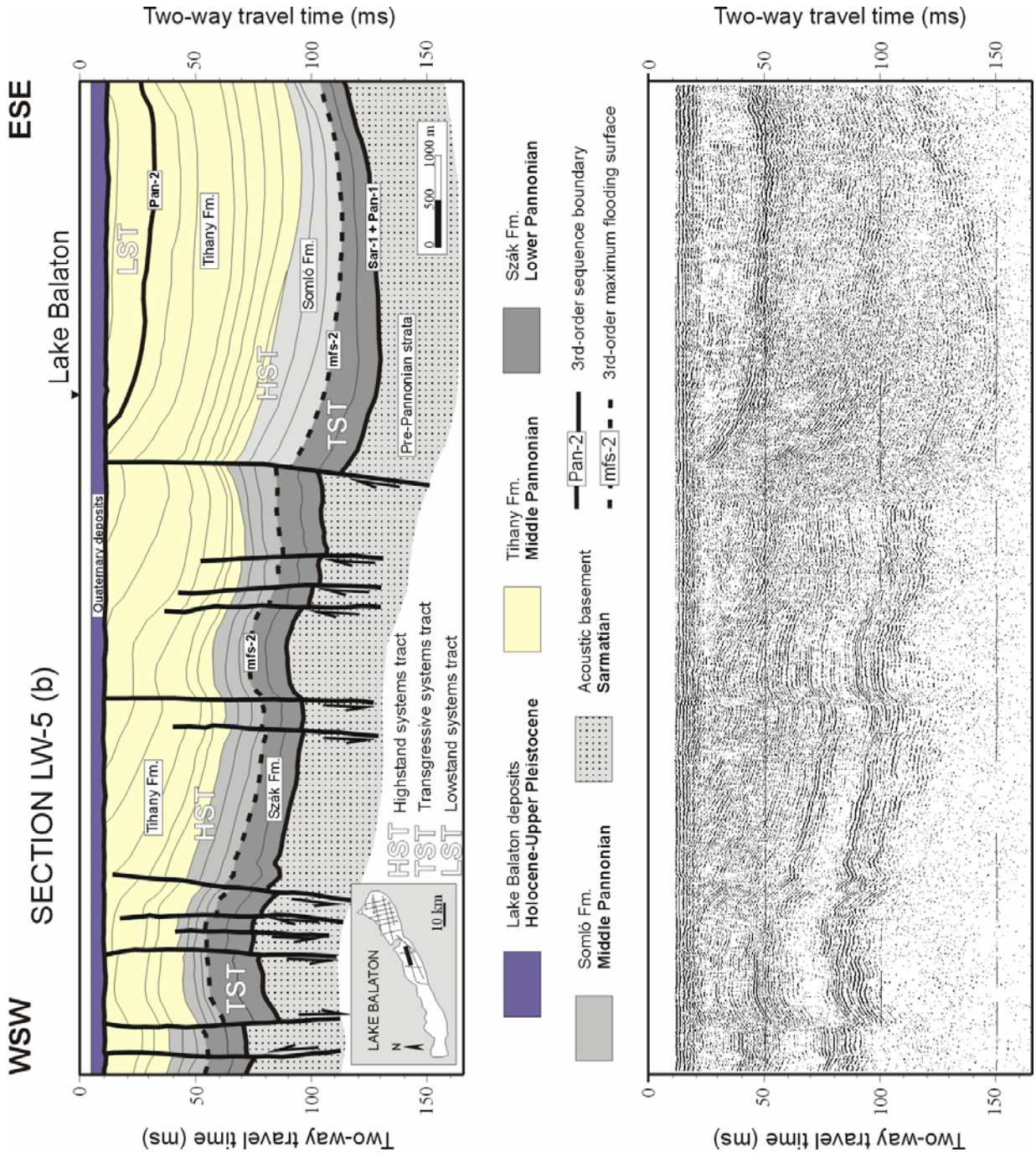
99a. ábra: Neotektonikus oldalelmozdulás Paks feletti nagyfelbontású, többsorornás dunai szelzmikus szelvényen (Duna 208; Tóth és Horváth, 1998)



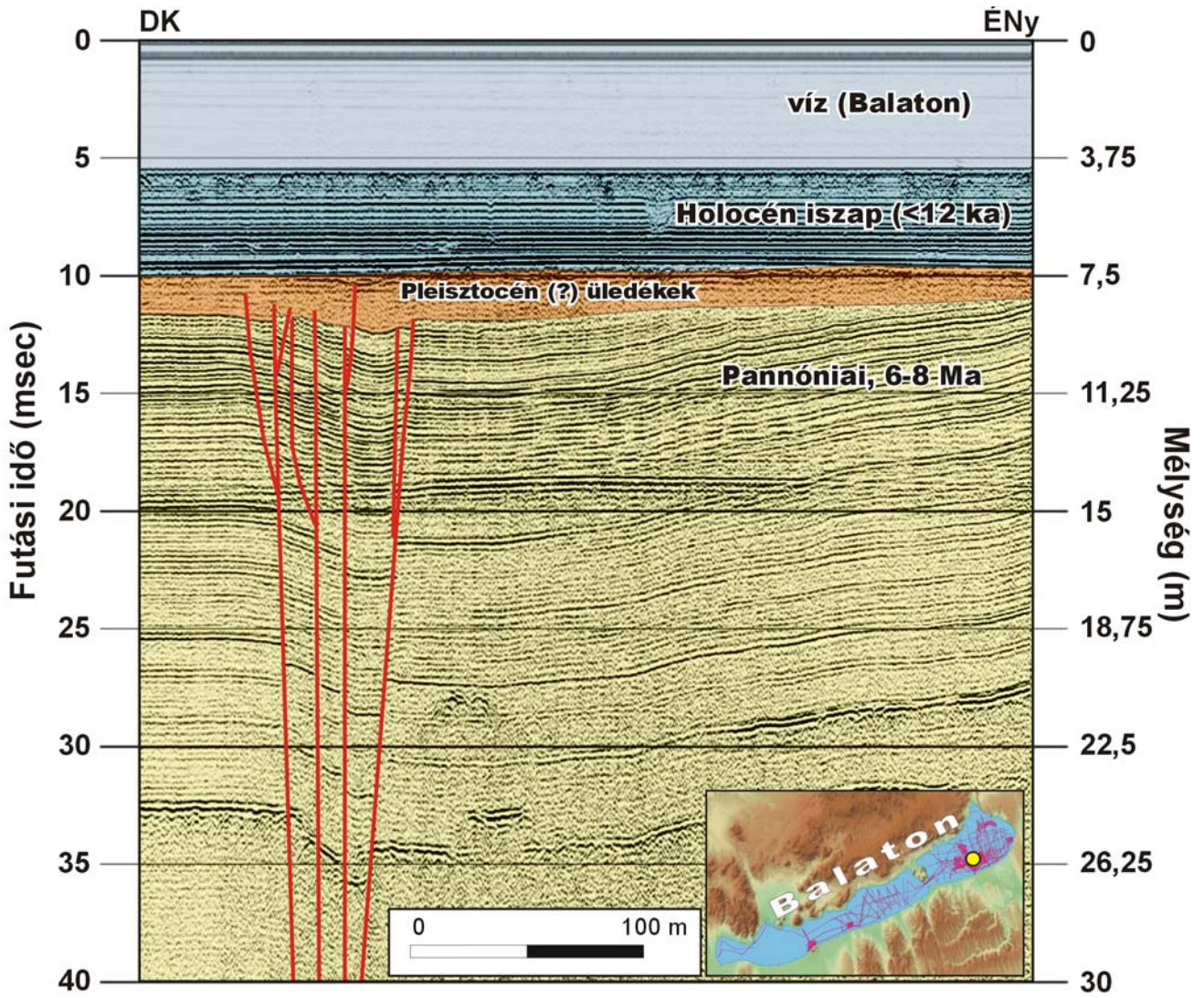
99b. ábra: A Dunát keresztező balos oldalelmozduláshoz kapcsolódó neotektonikus virágszerkezet (XII/96 jelű szelvény a 99a. ábra helyszínrajzán; Horváth et al., 1997)



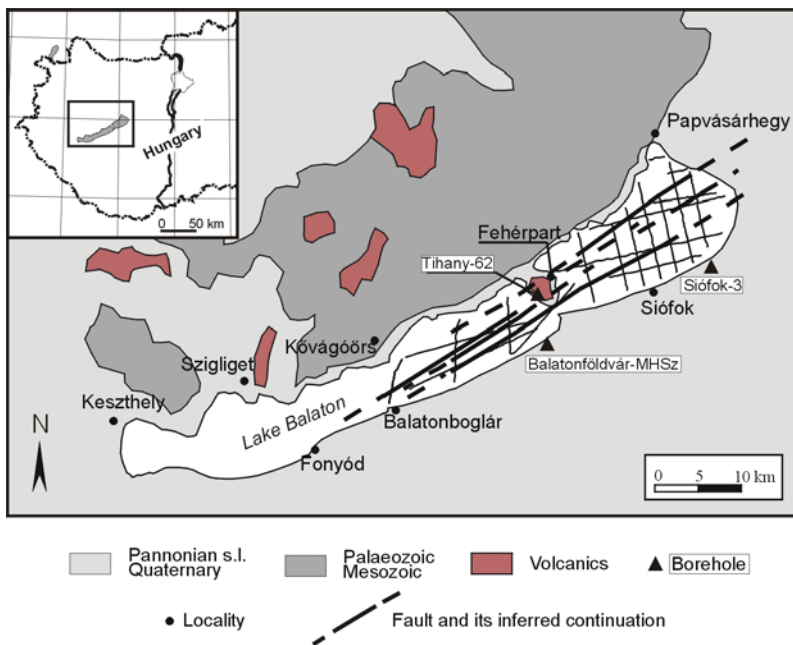
100. ábra: A Tiszát keresztelő és a negyedidőszaki töldeket is elvető balos oldalelmozduláshoz tartozó virágszerkezet (Tóth és Horváth, 1998)



101. ábra: A Balaton középvonalában haladó balos nyírási zóna képe nagyfelbontású, egycsatornás szeizmikus szelvényen (Sacchi et al., 1999)



102. ábra: Ultranagyfelbontású, egycsatornás szelvény a Balatonon egy fiatal nyírt zóna bemutatására



103. ábra: A balatoni szeizmikus szelvények korrelálásával meghatározott balos oldalelmozdulásos vetőzóna (Sacchi et al., 1999)

5.7. AKTÍV TEKTONIKA

Az előző alfejezet elején láttuk, hogy a neotektonika definíció szerint magába foglalja a geológiai értelemben vett jelenben működő, aktív tektonikát is. Vizsgálati módszereit tekintve azonban elválnak attól, mert a Föld lemezhatárokon lévő szélsőségesen aktív területeitől eltekintve nem vagy csak nehezen ismerhetjük fel a recens szerkezeti változásokat. A Pannon-medence esetében három területen érhetjük tetten a működő tektonikát. Ezek a medence és környezetének földrengései, az ürgeodéziai GPS mérésekkel végzett mozgásvizsgálatok, valamint a tektonikai változásokat gerjesztő kőzetfeszültségek mai értékének meghatározása. Mivel az első két témában legfeljebb támogató és ösztönző szerepem volt, ezek legfontosabb eredményeit csak röviden idézem, szemben a feszültség meghatározásokkal, amelyekben magam és munkatársaim érdemi szerepet játszottunk. Befejezésül itt és a neotektonika alfejezetben áttekintett vizsgálatokra támaszkodva egy a Pannon-medence és orogén környezetének jelenkori geodinamikáját mutató összefoglaló térképet adok meg.

5.7.1. Szeizmicitás

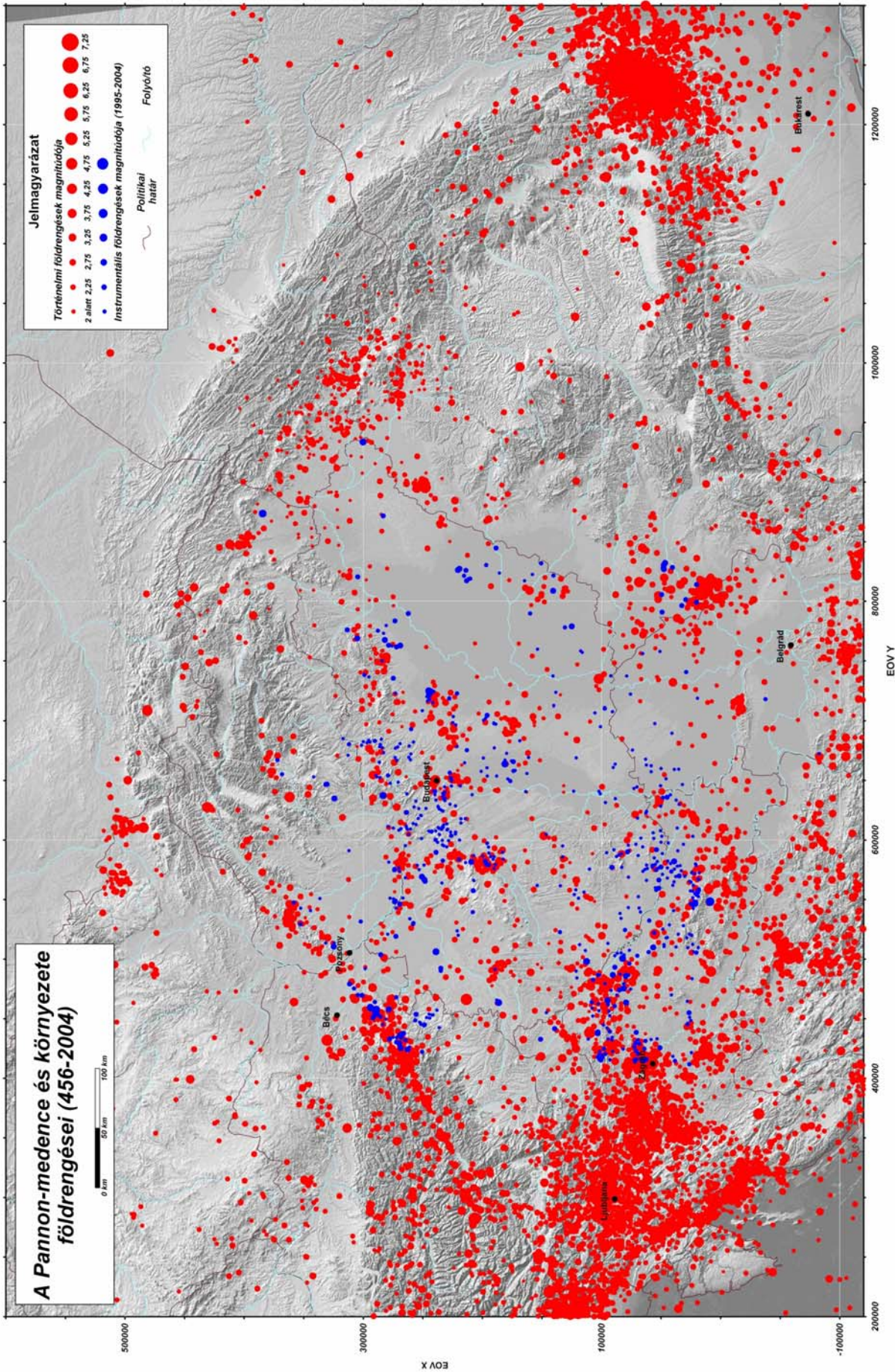
A 104. ábra a Pannon-medencében és orogén környezetében kipattant földrengések epicentrumát mutatja a történelmi rengéseket, a szeizmológiai alaphálózatok által regisztrált rengéseket, valamint az egy évtizede működő hazai monitorozó rendszer adatait átfogó adatbázis alapján (Zsíros, 2000; Tóth et al., 2002, 2004). A regionális katalógus több mint 20 ezer földrengést tartalmaz 456-tól napjainkig, és teljesnek tekinthető az $M \geq 6,4$ magnitúdójú eseményekre. 1500-tól, $M \geq 4,7$ földrengésekre 1800-tól, valamint az $M \geq 3,5$ rengésekre 1880-tól. A földrengések előfordulási gyakorisága azt mutatja, hogy a Pannon-medence és tágabb környezete szeizmikusan aktív, bár ezen belül az egyes területek aktivitása jelentősen különböző. A Vrancea-zóna, a Déli-Alpok és a Dinaridák szeizmikusan aktívak, ahol erős ($M \geq 6$) földrengések gyakran fordulnak elő. Csupán az elmúlt két évtizedben három nagy földrengés keletkezett e területen, melyek magnitúdója meghaladta a 6,5 értéket: $M \approx 5$ földrengés pedig szinte minden évben előfordul. A szeizmikusan kevésbé aktív Pannon-medence területén 6-os magnitúdójú földrengés kb. 100 évente ismétlődik meg, 5-ös magnitúdójú rengés pedig átlagosan 20-30 évente fordul elő (105a. ábra). Fontos megfigyelés az, hogy a Pannon-medencében kipattant földrengések kizárólagosan a kéregből erednek (105b. ábra). Ugyanez a helyzet a Keleti-Alpokban is, sőt ha csak a műszeres hipocentrum meghatározásokat vesszük figyelembe, akkor kiderül, hogy a földrengések döntő többsége a 4-13 km mélységből ered (105c. ábra). Ezek a megfigyelések jó összhangban vannak a medencére és az orogénekre számolt szilárdság-mélység profilokkal (93. ábra), bizonyítván, hogy földrengések csak a rideg törésre képes litoszférában jöhetnek létre (Reinecker és Lenhardt, 1999; Willingshofer és Cloetingh, 2003). Nagyobb mélységű ($h \leq 200$ km) földrengések csak a Vrancea-zónában vannak, amely a kárpáti ív mentén szubdukálódott litoszféra lemez maradványa (v.ö. 69. és 70. ábra).

A földrengések epicentrumainak térbeli eloszlását (104. ábra) elemezve megállapítható, hogy a Pannon-medencében nem rajzolódnak ki határozott szeizmoaktív tektonikus vonalak,

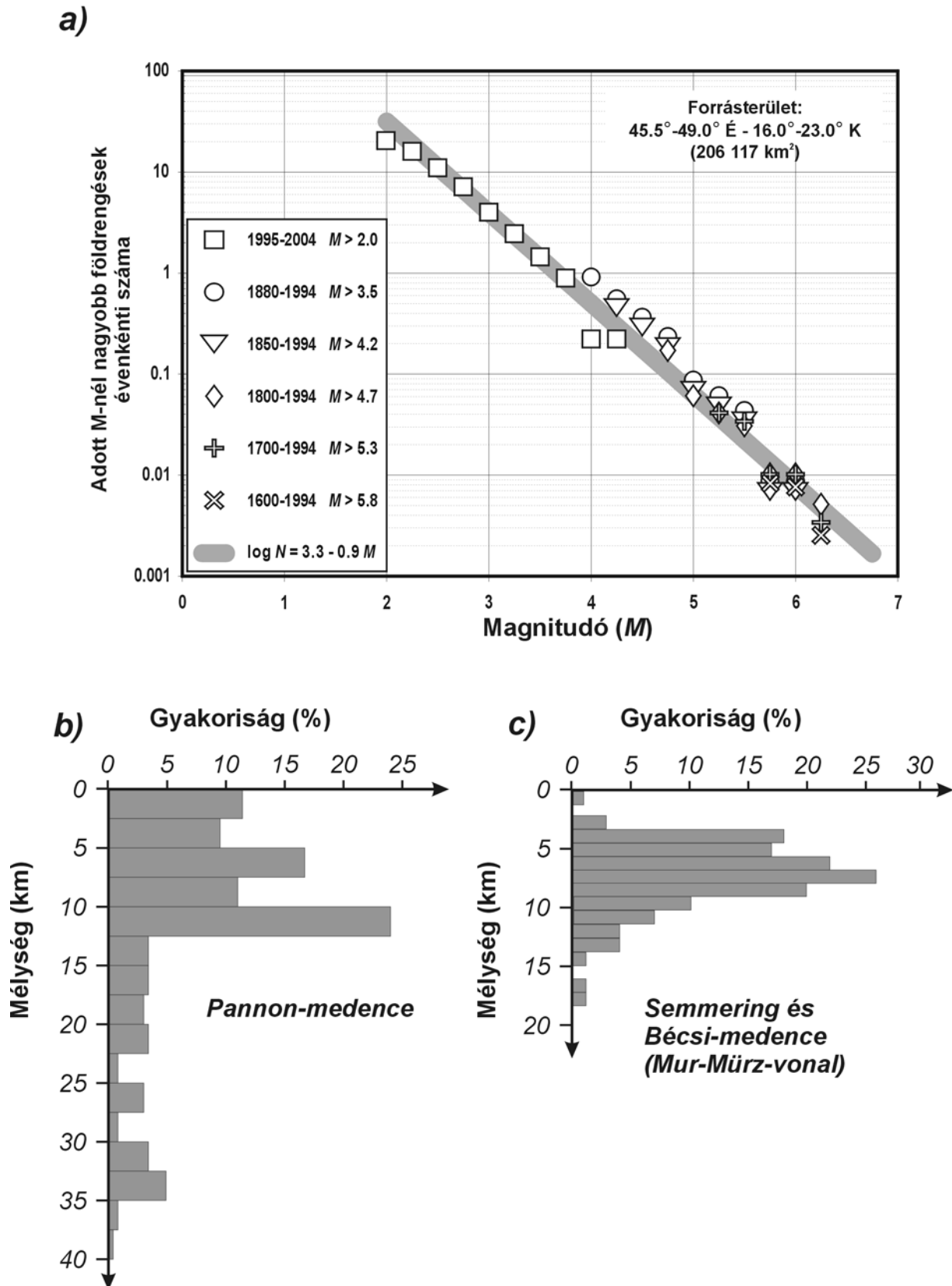
bár vannak körzetek, ahol a rengések csoportosulnak (Temesvár, Kárpátalja, Berhida, Érmellék stb.). Talán csak a Zágráb-vonal és annak magyarországi folytatása tekinthető közelítőleg jól definiáltnak. Mindennek az oka nem az, hogy a hazai rengések ne volnának tektonikus eredetűek, hanem annak a következménye, hogy a terület alacsony szeizmicitása miatt kevés a rengés és azok zömének a lokalizációja jelentős hibával terhelt. Szembetűnő viszont a Nyugati-Kárpátok alacsony szeizmicitása. A Déli-Alpok és a Dinaridák csatlakozó északnyugati része ezzel szemben olyan magas szeizmicitást mutat, hogy az epicentrum meghatározás átlagos hibája (± 10 km) miatt a rengések láthatóan egyenletesen lefedik a területet. Érdekes, hogy a Periadriatikus-vonal alig mutat aktivitást, az epicentrumok attól délre a Friuli-zónában sűrűsödnek.

Egyértelműbb a helyzet a Keleti-Alpokban, ahol morfológiailag is szembetűnő, hogy a kiszökéshez kapcsolódó alsó- és középső-miocén vetők (v.ö. 83. ábra) továbbra is aktívak (pl. Mur-Mürz-Zsolna vonal, Lavanttal-vonal stb.).

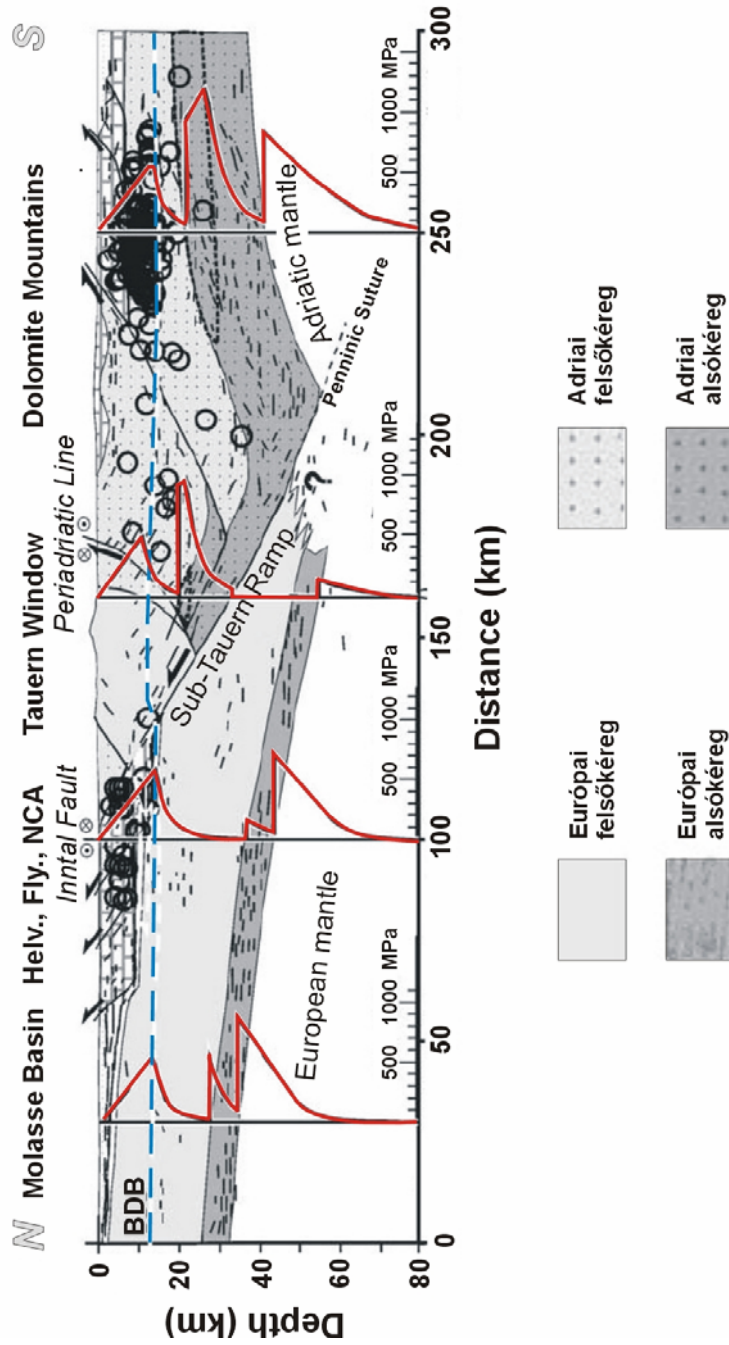
A 106. ábra a TRANSALP mélyszeizmikus szelvényt, négy helyen a szilárdság-mélység összefüggést, valamint a szelvénybe egy 50 km széles sávból bevetített földrengések hipocentrumát mutatja (Willingshofer és Cloetingh, 2003). Jól látható, hogy a kontinens/kontinens kollízió során kialakult orogén ék (v.ö. 62. ábra) mutat csak szeizmikus aktivitást, amely döntő mértékben a peremi feltolódásokhoz (Északi-Mészkőalpok ill. Dolomitok) és a kiszökés egyik szegélyvetőjéhez, a balos oldalelmozdulást mutató Inntal-vetőhöz kapcsolódik. Az ábrán bemutatott helyzet az egész Keleti-Alpokra jellemző: a földrengések a kéreg rideg részéhez kötődnek, fészekmechanizmusuk pedig feltolódást vagy a kiszökéshez kapcsolódó balos illetve jobbos oldaleltolódást mutat (Reinecker és Lenhardt, 1999; Gerner et al., 1999). Kummerow et al. (2004) le is vonja a kézenfekvő következtetést, miszerint a kiszökés ma is aktív folyamat, de **a kiszökő egység a nagy leválasztó vetőkkel elkülönült és így mobilissá váló kéregblokk**, vagyis a köpenylitoszféra nem vesz részt ebben a folyamatban.



104. ábra: A Pannon-medence és környezete föld rengései (Tóth et al., 2004)



105. ábra: Magnitudo-gyakoriság összefüggés és fészekmélységek a Pannon-medencében (Tóth et al., 2002,2004) és a Keleti-Alpokban (Reinecker és Lenhardt, 1999)

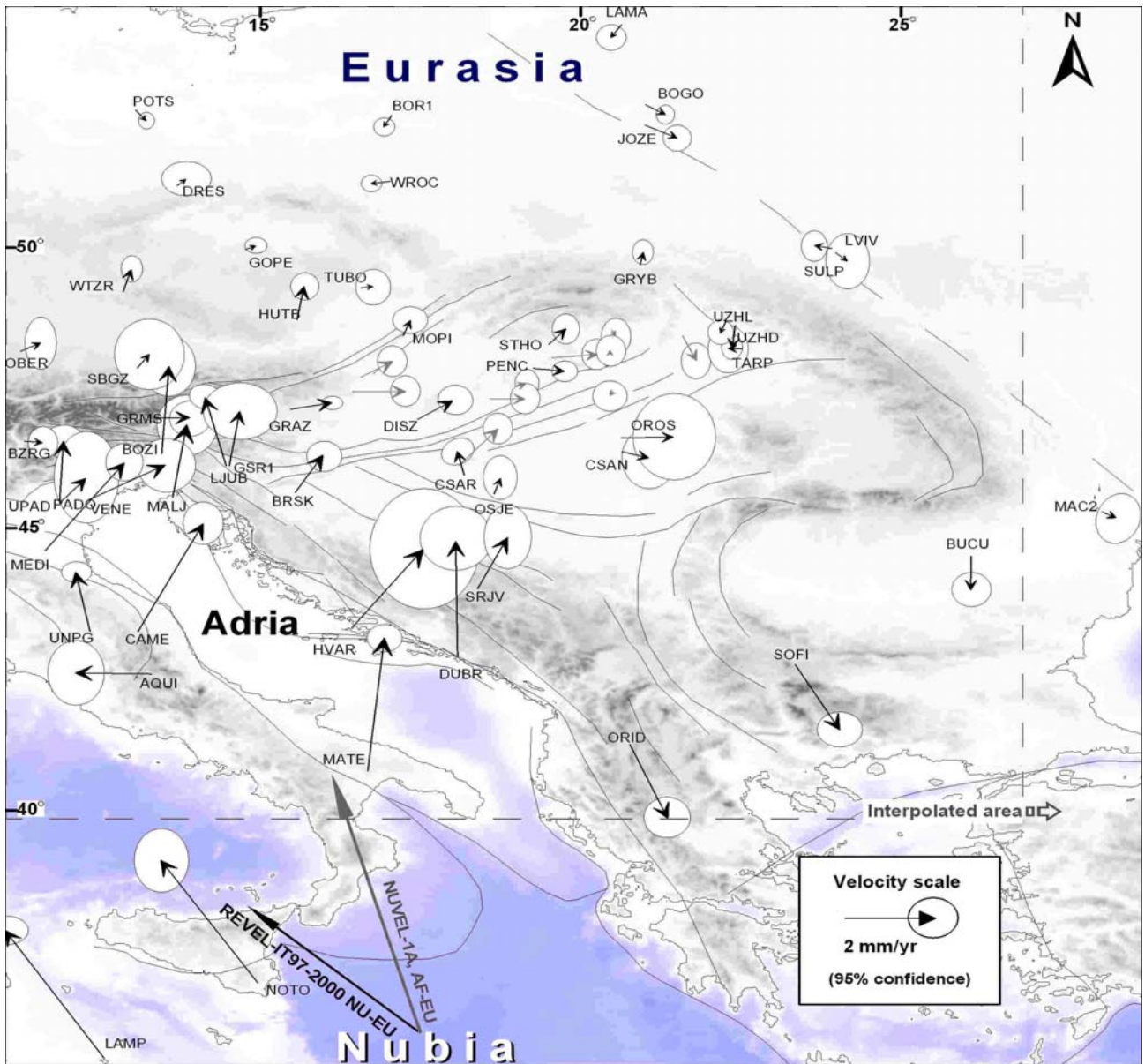


106. ábra: Kéregszerkezet, négy reológiai profil és földrengések a TRANSALP szelvény mentén (Willingshofer és Cloetingh, 2003). A kék szaggatott vonal a rideg felsőkéreg alját jelzi.

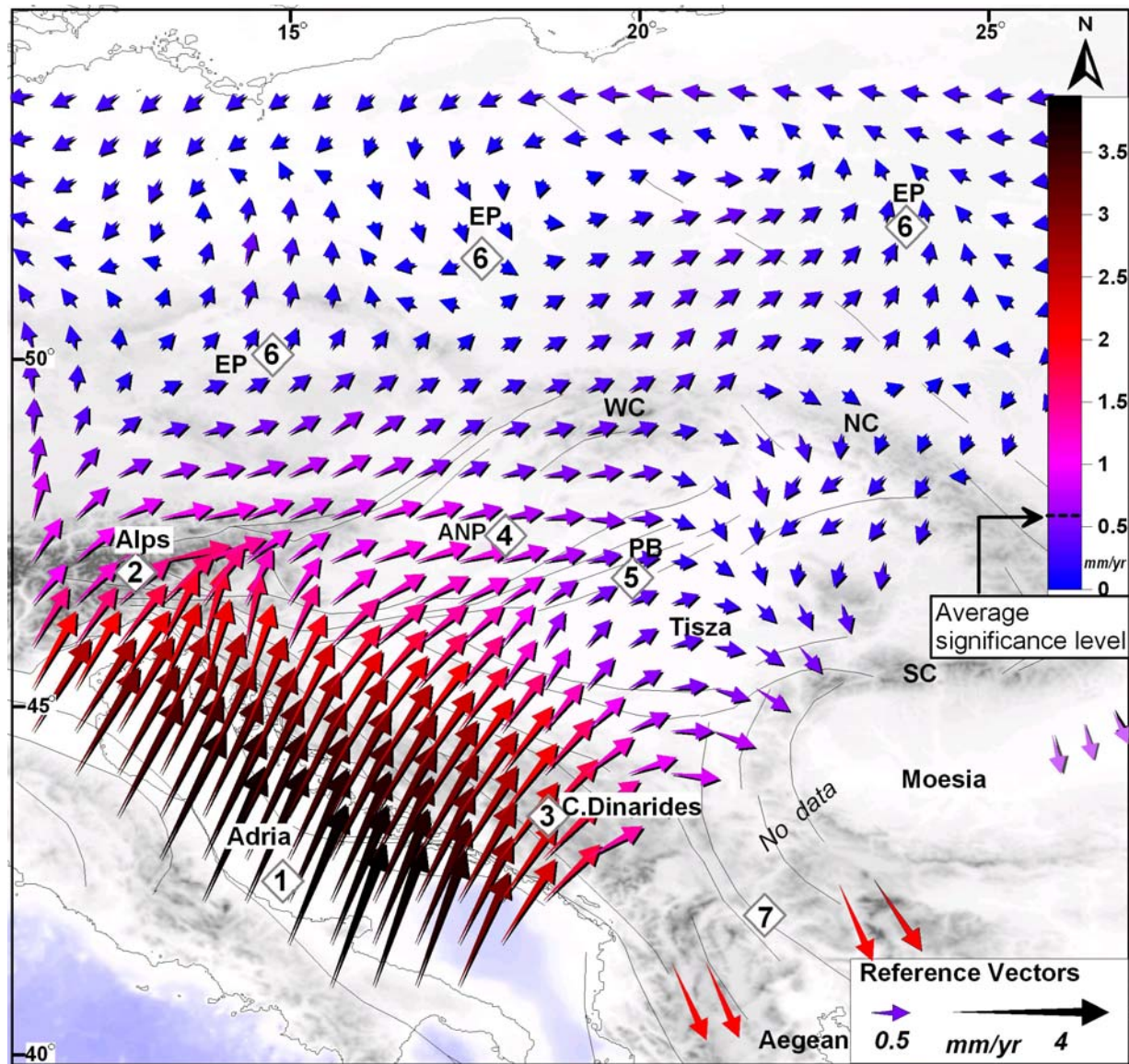
5.7.2. Űrgeodéziai mozgásvizsgálatok

A földi kéregmozgások jelenlegi sebességét űrgeodéziai mozgásvizsgálatokkal lehet a legjobban meghatározni. Látványos fejlődés következett be a GPS módszerben, amelyet világszerte alkalmaznak és az így meghatározott „pillanatnyi” sebességek jelentős mértékben pontosítják és kiegészítik a lemeztektónikai és szeizmológiai alapon kapott kinematikai információkat. Ez a helyzet a Pannon-medencében és annak szélesebb közép-európai környezetében is (Grenerczy, 2002; Grenerczy et al., 2000, 2005). A 107. ábrán bemutatott térkép a közép-európai GPS Geodinamikai Referencia Hálózat (CEGRN) és az Európai Permanens Állomáshálózat (EPN) 1994. illetve 1996-tól begyűjtött mérési kampányok adatainak feldolgozása alapján készült. A sebességvektorok – melyeket a térképen nyílak ábrázolnak – az egyes GPS állomásokon meghatározott sebességek irányát és nagyságát, az ellipszisek pedig a sebességek meghatározása során kapott 95%-os konfidencia tartományokat jelzik. Az Eurázsiai lemezmozgás az Európai Platform pontjainak sebességeiből legkisebb négyzetek módszerével számított Euler vektor alkalmazásával lett eltávolítva. A rendelkezésre álló GPS sebességadatok alapján egyszerű krigeeléssel egy simított szabályos rácshálóba interpolált GPS kéregmozgás-sebességmező is készült (108. ábra). A két térkép és a szeizmológiai adatok (Gerner et al., 1999) alapján messzemenő következtetések tehetők a közép-európai térség aktív tektonikai folyamataira.

Afrika (Nubia) stabil Európához viszonyított közeledési sebessége a 107. ábrán látható helyen 6-9 mm/év, iránya pedig ÉNy illetve ÉÉNy. Ennek hatására az Adriai-tüske (amelyről nem kizárható, hogy a Gargano-Dubrovnik szeizmogén zóna mentén két alegységre osztható) **óramutató járásával ellentétes értelmű forgást végez.** Ennek Euler-pólusa a Nyugati Alpokban (41,6 °É és 6,9 °K) helyezkedik el és a forgás szögsebessége 0,3-0,4 °/millió év, ami az Adriai-tüske középső részén 3-4,5 mm/év sebességű ÉÉK irányú mozgást jelent. A forgás következtében Adria a Keleti- és Déli-Alpok főcsapására merőlegesen is mozog mintegy 2-3 mm/év sebességgel. A sebesség az orogén zónában teljes mértékben abszorbeálódik, méghozzá **kompressziós térrövidülésként a Déli-Alpokban és extruziós tektonikaként a Keleti-Alpokban.** Az ALCAPA egység KÉK irányú kitéréselődésének sebessége az alpi területeken 1-1,5 mm/év. Ez a sebesség a Pannon-medencében abszorbeálódik és az ALCAPA térség keleti részén már nincs a mozgásnak keleties irányú komponense (109a. ábra). A mozgás az ALCAPA egységen belüli, diffúz szeizmicitásban és függőleges kéregmozgások gerjesztésében oldódik ki. A TISZA egység mozgása szintén keleties a Dinaridák irányából ható nyomás következtében. Adria 3-4,5 mm/év sebességű közeledése a Dinaridák főcsapására kissé ferdén a hegységben jobbos oldalelmozdulásokat, feltolódásokat és erős földrengés tevékenységet eredményez (109b. ábra). Ennek a nyomásnak a következménye a **TISZA egység keleti irányú kitéréselődése,** aminek a sebessége valamivel nagyobb, mint az ALPACA egység sebessége, így a Közép-magyarországi öv mentén észlelt vetőrendszerek (pl. 97. ábra) balos nyírása érthetővé válik. Megállapítható, hogy **az Adriai-tüske óramutató járásával ellentétes irányú rotációja irányítja vizsgálati területünk mai kinematikáját és hozza létre a Pannon-medence kompressziós állapotát.**



107. ábra: Mért GPS sebességvektorok Közép-Európában (Granerczy et al., 2005)



108. ábra: Símitott és interpolált sebességtér az előző ábra adatai alapján (Grenerczy et al., 2005)

5.7.3. Kőzetfeszültségek

1988-ban a Nemzetközi Litoszféra Program keretében kezdődött meg a földkéreg recens feszültségadatainak összegyűjtése és mérése a világ minden táján. A már meglévő adatokat rendszerezték, az újaknak egységes adatbázist és minősítési kritériumrendszert dolgoztak ki. Először az észak-amerikai kontinensen sikerült annyi adatot összegyűjteni, hogy kiderüljön: a feszültségirányok nagy területeket tekintve konzisztensek, s így jellegzetes feszültség-provinciákat jelölnek ki, amelyek a recens tektonikai folyamatok jobb megismerését és megértését teszik lehetővé (Zoback és Zoback, 1980). Ezen eredményekre támaszkodva indult el a World Stress Map Project (WSMP), amelynek központja 1995. óta a karlsruhei egyetem Geofizikai Intézete.

A WSMP vezetőjének meghívására kapcsolódtunk be a nemzetközi munkába és kezdtük el Dövényi Péter kollégámmal együtt a hazai feszültség meghatározásokat (Dövényi és Horváth, 1990). Ez a munka napjainkban is folyik és a jelenlegi adatbázisunk 708 adatot tartalmaz a Pannon-medencére és környezetére vonatkozólag (Bada et al., 2007). Alapvetően négy-fajta feszültség adattípus határozható meg, amelyek mennyiségi eloszlása a következő:

1. földrengések fészekmechanizmus megoldásából származó adat (346 db-48,87%),
2. fúrólukfal kirepedések vizsgálatából származó adat (331 db-46,75%),
3. ráfúrásos technikával nyert adat (23 db-3,25%),
4. hidraulikus kőzetrepesztésekből származó adat (8 db-1,13%).

A különbözőfajta adatok egységes kezelése azonban nem egyszerű feladat. Egyrészt a feszültség adatok a litoszféra különböző mélységtartományaiból származnak: 10-20 m mélységből a 3. típusú adatok, 2-4 km mélységből a 2. és 4. típusú adatok, míg az 1. típusú adatok általában 2-13 km mélységtartományból. Másrészt egyik módszer sem alkalmas a feszültségtenzor összes elemének meghatározására, hanem csak részadat, nevezetesen a **horizontális síkban lévő maximális feszültség (S_H) iránya** nyerhető ki, mint összehasonlítható információ.

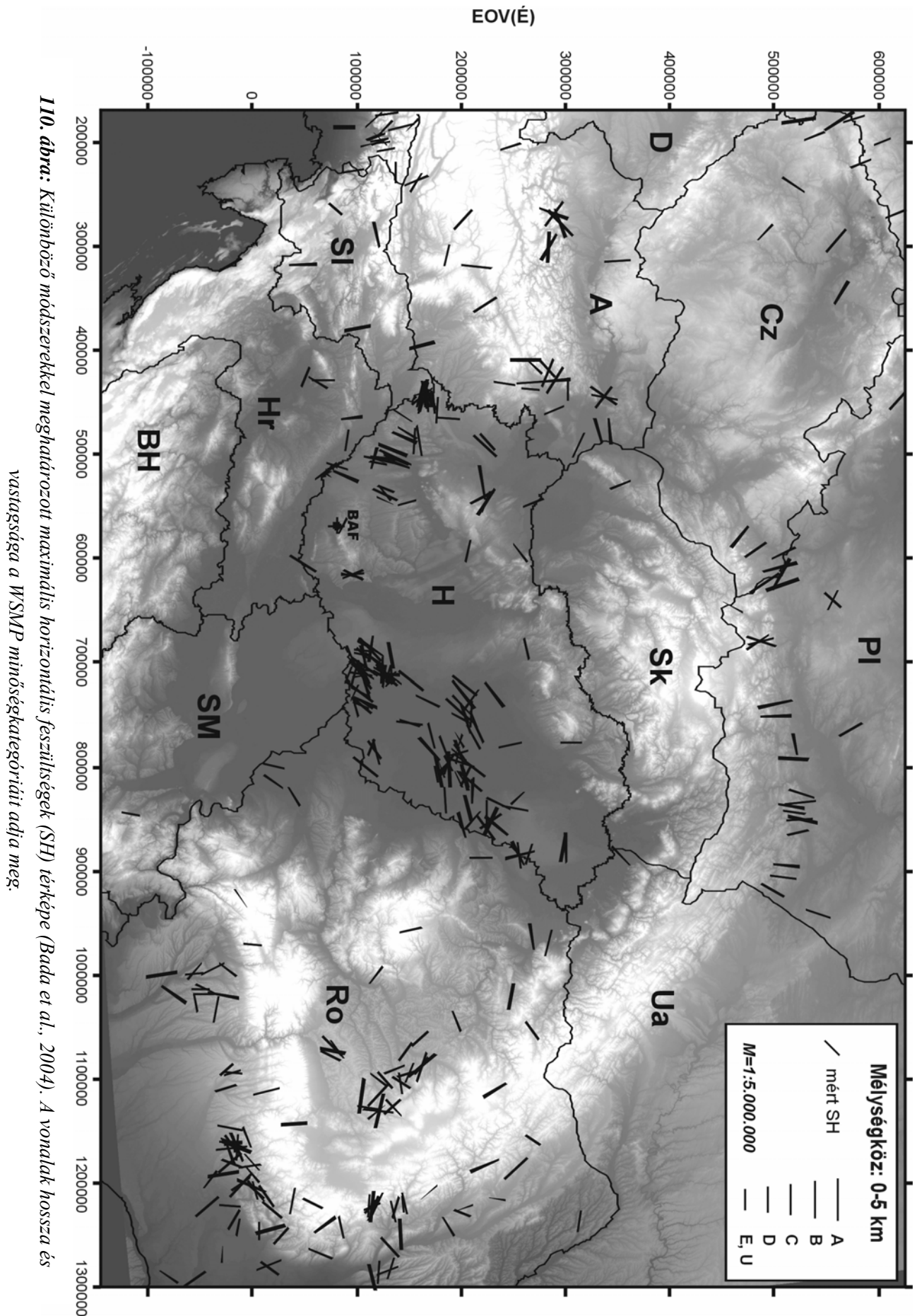
A tektonikai értelmezést jelentősen segíti az az általában jól megvalósuló egyszerűsítő feltételezés miszerint a három főfeszültség (σ_1 , σ_2 , σ_3) egyike vertikális irányú, mert forrása a kőzetek rétegterhelése. Ilyen esetben a maximális horizontális feszültség vagy a maximális feszültséggel ($S_H = \sigma_1$), vagy a közepes főfeszültséggel ($S_H = \sigma_2$) esik egybe. A választás a földrengések fészekmechanizmusa alapján megtehető, mert azok megadják a rideg törés során bekövetkező vetődés típusát.

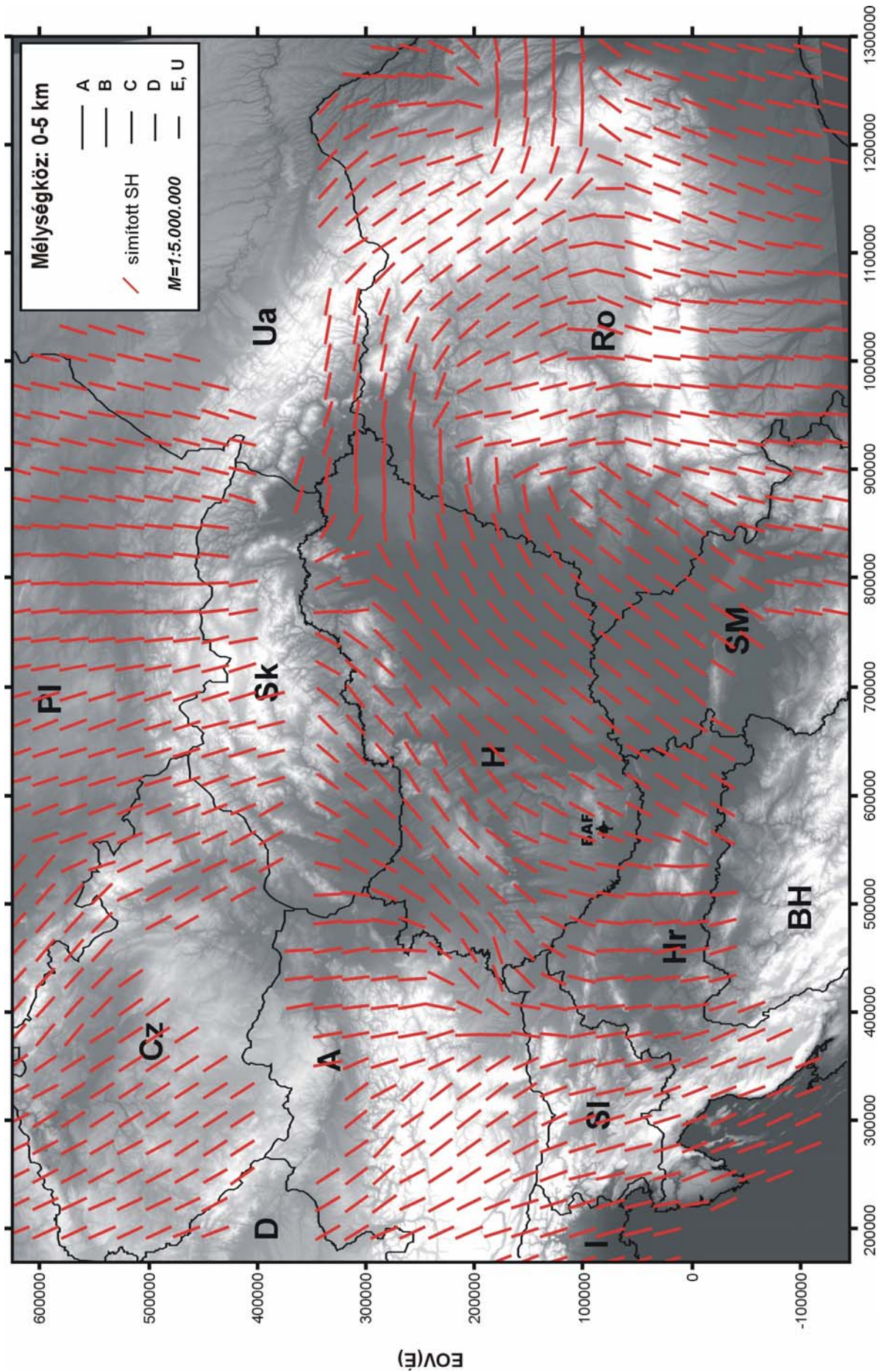
A 110. ábrán különböző színekkel jelölve láthatók a vizsgálati területekre vonatkozó S_H irányok mérési adatai, míg a 111. ábra ezek simított és a teljes területre kiterjesztett lefutását mutatják. A térképeket tanulmányozva szembetűnő, hogy a különböző területek jelentősen eltérő S_H irányokkal jellemezhetők. S_H iránya a Déli-Alpoktól (Friuli-zóna) a Dinári-hegységen keresztül annak délkeleti szegélyéig (Szerbia-Montenegró) az óramutató járásával megegyező módon elfordulni látszik, míg az utóbbi területen ÉK-DNy, a Déli-Alpokban közel ÉÉNy-DDK. A Pannon-medence délnyugati részén a maximális horizontális feszültség közel É-D-i, amely kelet felé haladva ÉK-DNy felé fordul el. A Déli-Kárpátokban és a Nyugati-Kárpátokban S_H iránya közel merőleges a hegylánc ívére, ami keletebbre fokozatosan ÉNy-DK-ivé válik. A fenti nagyléptékű változás alapján tehát elmondhatjuk, hogy az S_H uralkodó iránya az Adriai partvidéktől északkeleti irányban – előbb a Pannon-medence belsejében, majd tovább a Kárpá-

tok ívének irányában – **legyezőszerűen szétseprűződik, létrehozva a pannon térség recens feszültségterének jellegzetes képét.**

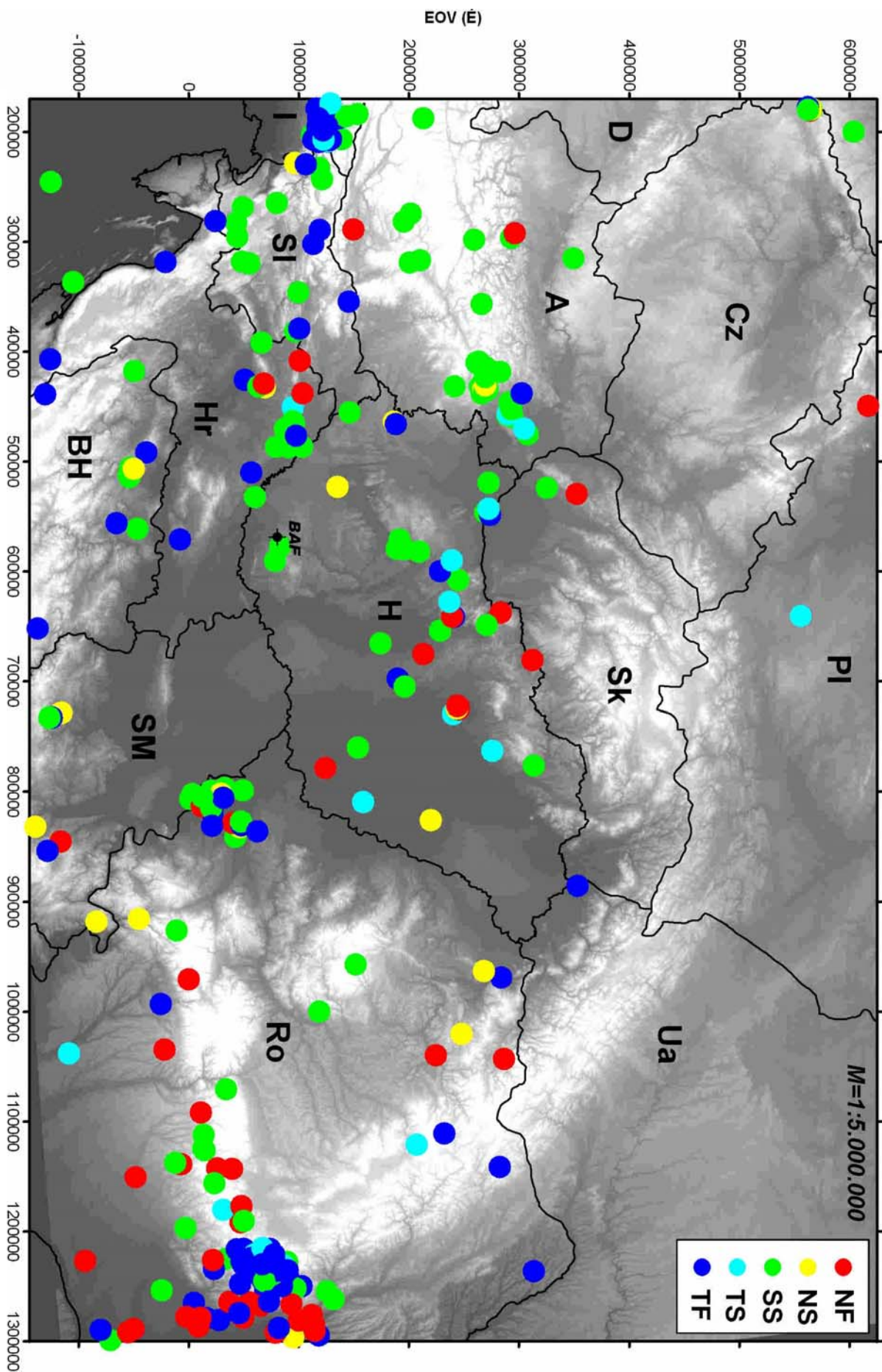
A feszültségirányok ismeretén túlmenően egy terület jelenkori tektonikai stílusának megítélésében a **feszültségi rezsím** ismerete is elsőrendű fontosságú. Ennek keretében azt vizsgáljuk, hogy a feszültségi ellipszoid tengelyei, azaz a főfeszültségek ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) a függőlegeshez képest hogyan helyezkednek el. Eszerint három alapvető tektonikai stílust különböztethetünk meg: normálvetőset (σ_1 vertikális), feltolódásost (σ_3 vertikális) és oldaleltolódásost (σ_2 vertikális). A feszültségi rezsimek térképezéséhez nagyszámú földrengés fészekmechanizmus megoldásra van szükség (Gerner et al., 1999; Tóth et al., 2002). A World Stress Map Project osztályozási rendszere szerint a fészekmechanizmus megoldásokat öt osztályba soroltuk. Nevezetesen elkülönítettük az alapvető három feszültségtér típust (normálvetős vagy tenziós – NS, eltolódásos – SS, feltolódásos vagy kompressziós – TF terek), illetve ezek kombinációját (transzteniós – NS és transzpressziós – TS terek). A feszültségi rezsimeket ennek alapján térképi nézetben fészekmechanizmus megoldásonként pontszerűen ábrázoltuk, (112. ábra), majd azokat szabályos rácshálóba átszámítva egy simított képet szerkesztettünk (113. ábra).

A fészekmechanizmusok alapján meghatározott feszültség rezsimeket mutató két térkép legfontosabb üzenete az, hogy a húzásos eredetű **Pannon-medence mai állapotát**, lokális kivételektől eltekintve, **az oldalelmozdulások jellemzik**. Ugyanez vonatkozik az Erdélyi-medencére és a Keleti-Alpokra is. A Déli-Alpok és a Dinaridák területén jelennek meg a tisztán feltolódásos tartományok, amelyek azonban nagy területeken átmennek oldalelmozdulásos tektonikával jellemzett régiókba. Kárpátalját és a Keleti-Kárpátok belső öveit feltolódásos tektonika jellemzi. A Vrancea-zónában zajló bonyolult lemezszakadási folyamatok környezetében a litoszféra feszültségállapota változatos, szinte minden vetődéstípus előfordulhat. A Déli-Kárpátokban egy nagyobb tartomány jelentkezik, amelyet normál vetődések jellemeznek. Ezek feltehetőleg a hegység gravitációs eredetű „szétfolyásához” kapcsolódnak.

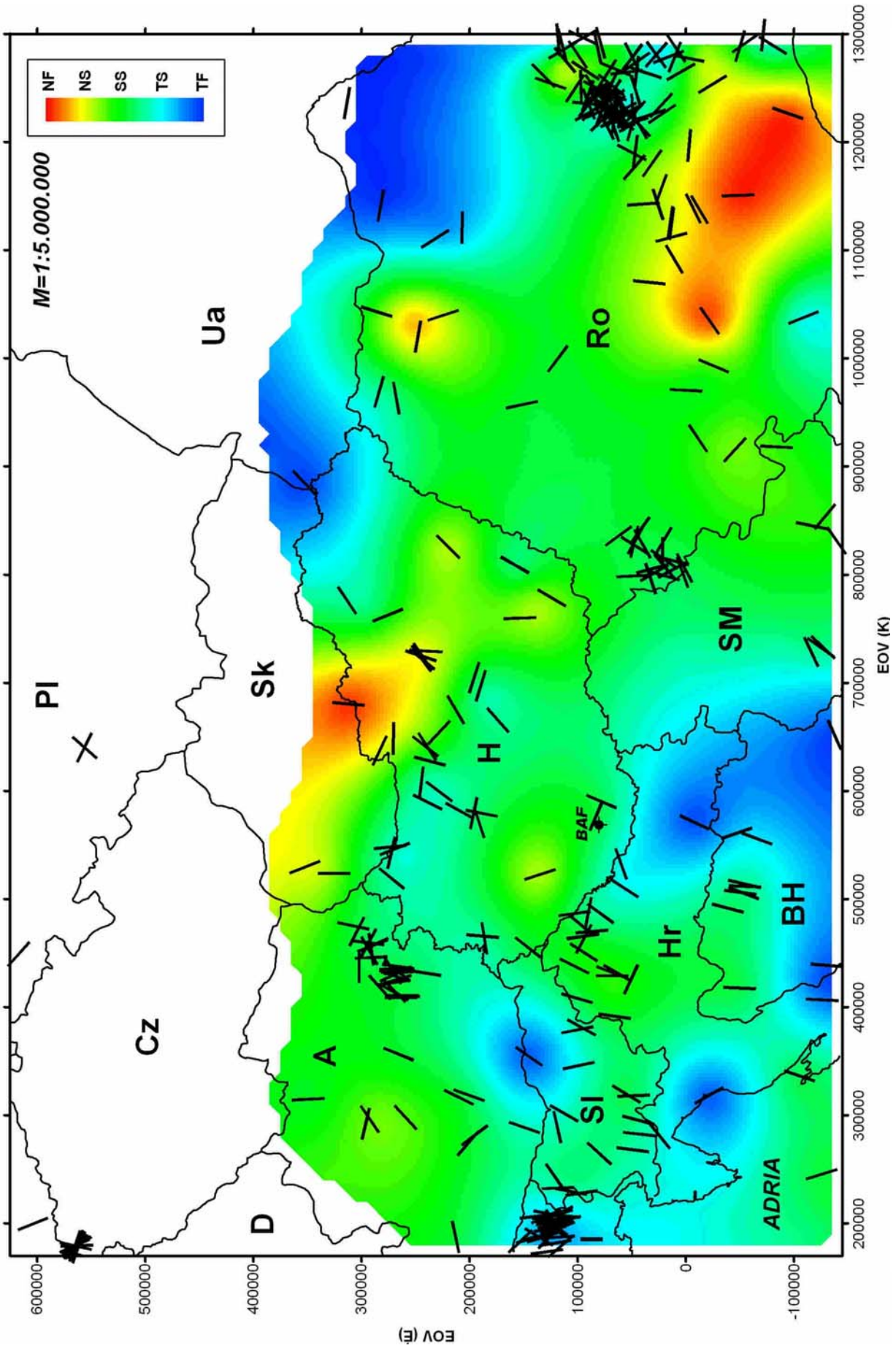




111. ábra: Az előző ábrán látható adatokból számított, simított S_H értékek térképe (Bada et al., 2004)



112. ábra: Földrengések fészkelemek mechanizmus megoldásaihoz kapott térkép. Jelkúcs: NF = normálvető; NS = normál és oldalelmozdulásos vetődés kombinációja; SS = tiszta oldalelmozdulás; TS = feltolódás és oldalelmozdulás kombinációja; TF = feltolódás (Bada et al., 2004).



113. ábra: Az előző ábra adataiból számolt, általánosított feszültségprovincia térkép. A színek megfelelnek az előző ábrán látható vetődéstípusok színeivel (Bada et al., 2004).

5.7.4. Recens geodinamikai modell

A földrengések térbeli eloszlása és fészekmechanizmusa, a direkt mozgásvizsgálatok, valamint a mozgó blokkok kölcsönhatása következtében kialakuló közetfeszültségek olyan egymást ellenőrző és kiegészítő adatrendszer biztosítanak, amely alapján megadható egy a recens tektonikai megfigyeléseket magyarázó geodinamikai modell.

Ennek első lépéseként a fészekmechanizmus megoldásokból kapott generalizált képet (113. ábra) összevetem a szeizmológiailag jelzett elmozdulási irányokat (slip vector) az ürgeodéziai adatokkal, valamint tektonikai ismereteinkkel. A 114. ábrán látható térkép hat területegységre mutatja az általánosított feszültségtenzort, azzal a feltevéssel, hogy az egyik főfeszültség a vertikálistól nem tér el érdemben. A vastag egymás felé irányuló vektorkettősök a maximális főfeszültséget (σ_1) jelentik. A kisebb nyilak, ha egymás felé mutatnak a közepes főfeszültséget (σ_2), ha ellentétes irányba mutatnak, akkor a minimális főfeszültséget (σ_3) reprezentálják. Kettő főfeszültség megadásából a hiányzó harmadik és feltevésünk szerint függőleges irányultságú főfeszültség kikövetkeztethető. Ezek ismeretében meghatározható, hogy a σ_1 főfeszültséggel 30° - 40° szöget bezáró két konjugált törési sík mentén milyen értelmű vetődés jöhet létre.

A 114. ábra szerint a Pannon-medencére két meghatározás esik, amelyek gyakorlatilag azonosak: a vízszintes síkban σ_1 iránya közelítőleg ÉK-DNy és erre σ_3 főfeszültség merőleges, tehát a σ_2 függőleges. Ebben a feszültségterben oldalelmozdulások alakulhatnak ki, amelyek közül a σ_1 -től óramutató járásával megegyezően 30° - 40° -al eltérő vető balos értelmű. Ez a következtetés összhangban van azzal a megfigyeléssel (v.ö. 5.6.2. alfejezet), hogy a **Közép-magyarországi övben lévő és vele párhuzamos vetők neotektonikai jellege balos oldalelmozdulás.**

Hasonlóan jól értelmezhető képet mutatnak a Keleti-Alpokra átlagolt feszültségtenzorok is, amelyek oldalelmozdulást hoznak létre. A σ_1 főfeszültséggel 30° - 40° -ot bezáró vetők balosak, illetve jobbosak. Ez azt bizonyítja, hogy a **Keleti-Alpok kiszökéséhez kapcsolódó jellegzetes korai-miocén vetőrendszer** (83a. ábra) **a jelenben is működik** és ezek mentén zajlik az **alpi kéreg keleti irányú kipréselődése**. Ez összhangban van a terület szeizmicitásával és az ürgeodéziai mozgásvizsgálatokkal. Ugyanez az összhang állapítható meg a Friuli-zónára vonatkozó feszültségtenzor esetében is, amely tisztán feltolódásos. A két konjugált vető közül a déli irányba emelkedő feltolódás a domináns.

Érdekes a Dinaridákra kapott két feszültségtenzor. A déli tisztán feltolódásos a σ_1 főfeszültségekkel közel párhuzamos reverz vetők mentén. Itt is az adriai előtér felé emelkedő reverz vetők a dominánsak. A Dinaridák középső részére pedig egy transzpressziós feszültségteret lehetett levezetni, ami akár feltolódásokat akár **oldalelmozdulásokat képes létrehozni**. Az oldalelmozdulások közül a σ_1 -el $+30^\circ$ – -40° -t bezáróak jobbosak, amelyeket bőségesen megfigyelhetünk a Dinaridák főcsapásával egyirányú vetők mentén. A konjugált irányú vetődések pedig balosak, s ez megfelel a Zágráb-vonalnak és az ezzel közel párhuzamos vetőrendszernek.

A jelenkori feszültségadatok részletes elemzésével egyidejűleg, annak eredményeit megerősítendő numerikus modellszámításokat is végeztünk (Bada et al., 1998, 2001). A numerikus modellezési technikák közül az ún. végeselemes modellezési eljárást (Finite Element

Modelling, FEM) alkalmaztuk, amely különösen akkor hasznos, ha a vizsgált terület bonyolult geometriával és többféle, különböző mechanikai paraméterrel rendelkező térrészből épül fel. A számítás menete a következő: a modell geometriai és mechanikai jellemzőinek definiálása után a lemeztektonikai folyamatokat szimulálandó a modell peremeit vagy deformáljuk, vagy pedig egy adott nyomó- vagy húzóerőt fejtünk ki rá. Ezután minden egyes elemre kiszámoljuk a feszültségirányokat és magnitúdókat., majd ezeket összevetve a mérési adatokkal (111. ábra) addig javítjuk a bemenő paramétereket, míg az egyezés jó nem lesz. A modellszámítások fő eredménye az volt, hogy a **Pannon-medence és orogén környezetének jellegzetes feszültségterét alapvetően az Adriai-tüske nyomó hatása hozta létre**. Másodlagos tényezőként nem elhanyagolható hatása van a topográfia magaslatoktól (hegyek) az alacsonyabb térszínnek (medencék) felé irányuló, gravitációs többletpotenciálból származó nyomásnak is. Legújabb Közép- és Kelet-Európára végzett nagyléptékű modellszámítás is alátámasztotta a fenti következtetéseket (Jarosinski et al., 2006).

A 115. ábrán látható modell a fő blokkmozgásokat, a kapcsolódó vetőrendszereket és azok jellegét, a vertikális kéregmozgások során emelkedő és süllyedő területek középpontjait, valamint a recens feszültségtér (S_H) simított trajektorait mutatja. Mindezen adatok egy konzisztens rendszert képeznek, amelynek kialakulásában a következő folyamatok játszották a fő szerepet.

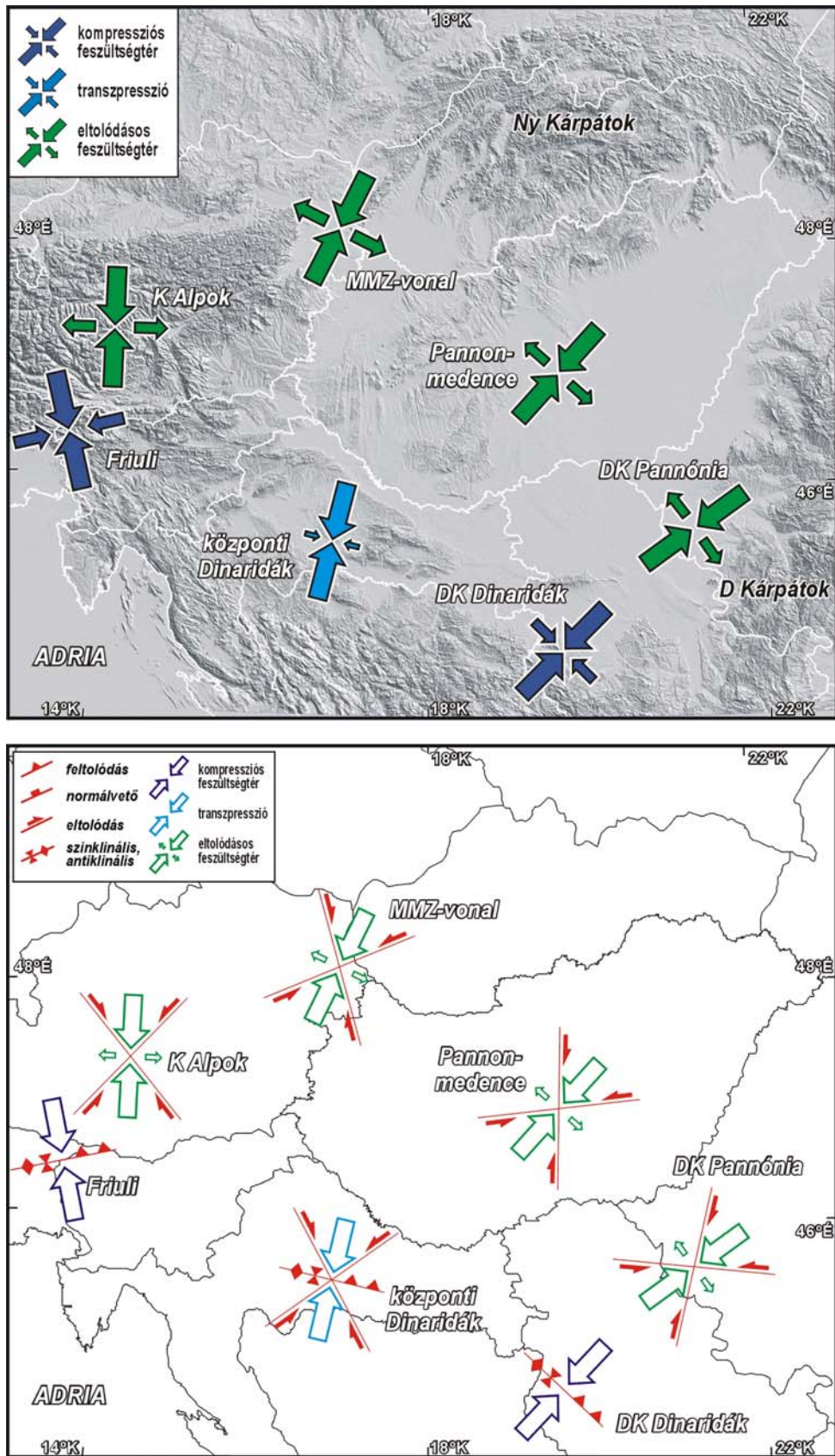
A Keleti-Alpok túlvastagodott kérgének oldalirányú kitéréselődését az Adriai-mikrolemez északias mozgása, az európai lemezre ható intenzív nyomása okozza a miocén időszak óta. Az ALCAPA egység neotektonikája a kompressziós feszültségtér fokozatos kiépülésének története, amelynek fő oka az, hogy a kárpáti ívvel való puha kollíziót követően, feltehetőleg a pliocén elejétől kezdődően nem volt további lehetőség keleties kiszökésre, így a 1-1,5 mm/év sebességű alpi mozgást a lemez belső deformációja abszorbeálta. Ennek egyik megnyilvánulása a markáns differenciális kéregmozgás: a Bécsi-medence és a Kisalföld süllyedése és a Középhegység emelkedése. Az ALCAPA egységnek peremi vetője északnyugaton van, mégpedig a balos oldalelmozdulással jellemezhető Mur-Mürz-Zsolna vonal.

Adria 2-3 mm/év sebességű északias mozgásának abszorpciója nagyrészt a Déli-Alpokban történik meg, ahol a déli irányú feltolódásokhoz és (általában „vak”) reverz vetőkhöz jelentős szeizmikus aktivitás kapcsolódik. A kompresszió kelet felé haladva fokozatosan transzpressziós jelleget ölt, de markáns gyűrődéseket hoz létre a Száva-redők övében és Zalában is. A Periadriatikus-vonaltól délre lévő szlovén és horvát területeken létrejövő oldalelmozdulások dominánsan jobbosak.

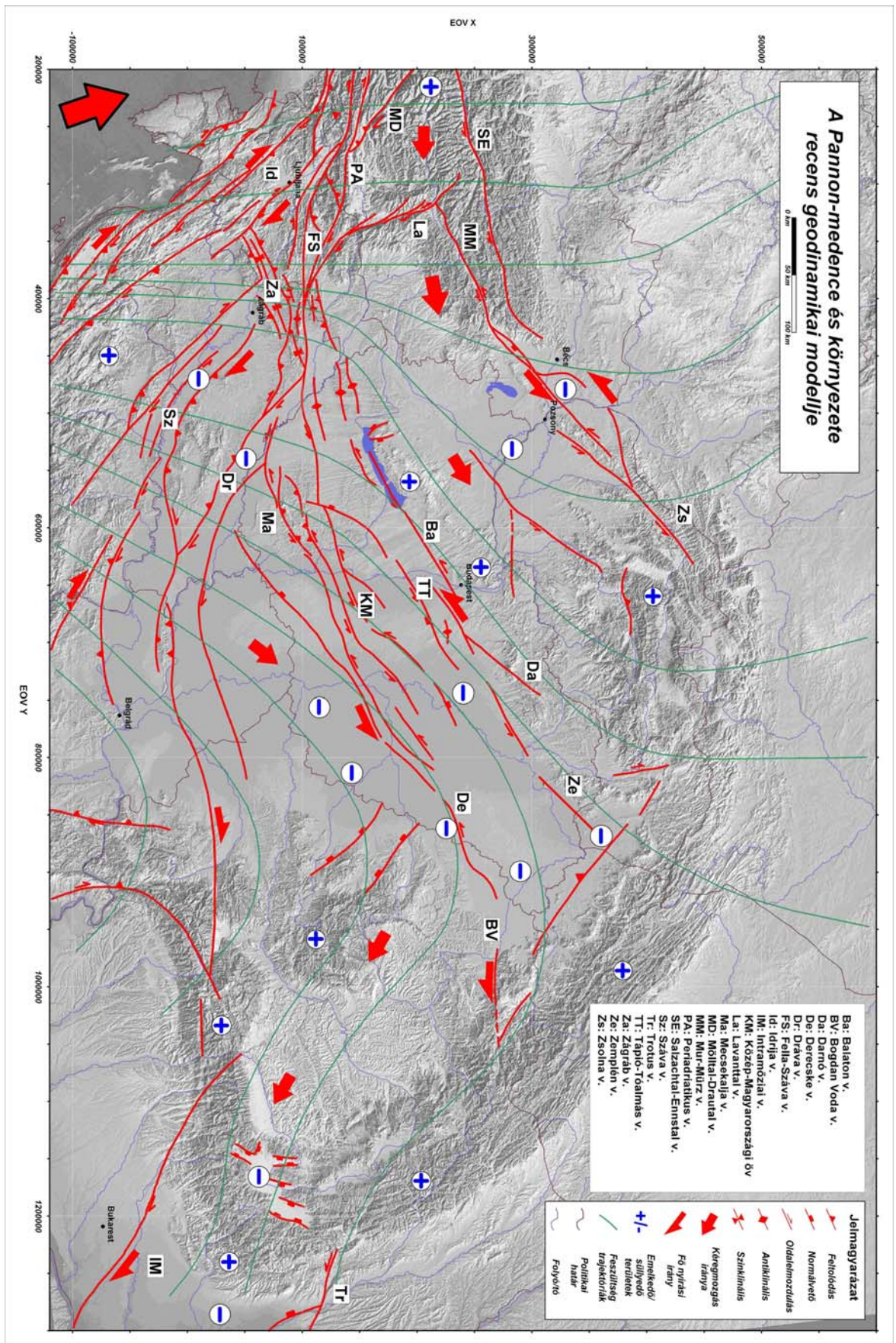
A dinári hegységvonulatra ugyancsak a transzpresszió a jellemző, az oldalelmozdulások a dalmáciai tengerparttól a Dráva-árokig egy széles jobbos nyírási zónát alkotnak. Egyúttal Adria rotációja következtében DK felé haladva a 3-4 mm/év sebességű közeledés miatt a TISZA egységre fokozódó nyomás hat, aminek következtében ez is keleti irányba préselődik ki. Mivel a Kárpátok íve mentén a Mőzsi-tábla felé irányuló két határvető között a Vrancea-zónában folyik a szubdukálódott lemez lehajlása és kiszakadása, van némi „szabad tér” a TISZA –DÁCIA egység keleties kitéréselődésére. Ennek következtében még mozoghat ebben az irányban, aminek az az eredménye, hogy a Közép-magyarországi zónában és azzal

párhuzamosan egy széles balos nyírási zóna jött létre a korábbi terrénhatáron végbement tektonika reaktiválódása révén. Ehhez kapcsolódnak a negyedidőszak során felgyorsult süllyedést mutató alföldi területek. Az Erdélyi-középhegység és a medence kiemelkedése szintén neotektonikus folyamat, amelyet a növekvő feszültség és az egyre inkább függőlegessé váló szubdukált lemez szívó hatásának csökkenése okozhat.

Összefoglalásként megállapítható, hogy a pliocén-kvarter geodinamikai folyamatok fő jellemzőit a Pannon-medencében és környezetében megbízható adatbázisra támaszkodva jól ismertnek tekinthetjük.



114. ábra: A Pannon-medence jellegzetes feszültségprovinciái és az ezekhez tartozó konjugált vetők (Bada et al., 2004)



115. ábra: A Pannon-medence és környezete recens geodinamikai modellje (Horváth et al., 2005). Magyarátzat a szövegben.

„Erős képzelet szüli az okokat”

Montaigne

6. GEODINAMIKAI SZINTÉZIS

Az előző fejezetekben éttekintettem a Pannon-medencéről kialakított eszmék történetét a XIX. század végétől a lemeztektónikai elmélet hazai térhódításának idejéig. A geofizika területén teljességre törekedve bemutattam az azóta eltelt időszakban született legfontosabb új eredményeimet, mások eredményeit és azok értelmezését. Ez megteremtette annak lehetőségét, hogy egy olyan szintézist vázoljak fel, amely egységesen és ellentmondásmentesen képes magyarázni az érvényes régi és a megbízható új adatok tömegét. Mivel a Pannon-medence nem „kirívó exotikum” az alpi hegységrendszerben, hanem típusmedence, a szintézis nem lehet helyspecifikus. Alapelveiben alkalmazható kell legyen a mediterrán térség többi ívmögötti medencéjére, s ezzel hozzájárulhat a litoszféra-dinamika általános törvényszerűségeinek megismeréséhez is.

A szintézis felvázolásának módszere az, hogy időrendben haladva megadom a Pannon-medencének és környezetének legfontosabb felszíni és mélységi folyamatait, valamint ezek lehetséges okát, magyarázatát.

A. Kontinentális kollízió

A mediterrán térség fejlődésének nagytektonikai rekonstrukcióiból láttuk (4.3. fejezet, 46. ábra), hogy az egységes Alpi-Tethys (Valais-Magura óceán) kialakulása után Adria és peremterületeinek északias mozgása kontinentális kollízióhoz vezetett az eocén végén, de legkésőbb az oligocén elején. Nagyjából 35 Ma-tól kezdődően ezúton szétválasztódott az egységes Alpi-Tethys és létrejött a teljes mértékben kontinensek közé zárt és jórészt óceáni kérgű, Magura-Moldáviai flis-medence. Átöröklődött ugyanakkor a jurakorú Neotethys egy jelentős területe is, amely Adriától nyugatra és délre helyezkedett el (116a. ábra).

B. Idős óceáni lemezek szubdukciója

Az 5.1. fejezetben bemutattam, hogy a normál állapotú óceáni litoszféra szubdukcióra képes az asztenoszférájához viszonyított súlytöbblete következtében (60. és 61. ábra). Különösen kedvező a helyzet, ha az óceáni litoszféra idős, mert akkor hidegebb és nehezebb. A vizsgálati területünkön lévő két óceáni maradvány legalább 50 millió éves (Magura), illetve 100 millió éves (Neotethys) volt már az oligocén elején, vagyis készen állt az alábukásra. Ez azonban nem a klasszikus szubdukció formájában valósult meg, hanem a mechanizmus a lemez hátragördülése volt. Hátragördülés az óceáni lemez lehajlását és a hajlatvonal fokozatos hátrálását jelenti. Kontinensekkel körbezárt óceáni medencék esetén az óceáni lemez konzumációjára nincs is más geometriai lehetőség. A hátragördülést először a Pannon-medence kapcsán javasoltuk (56. ábra; Royden et al., 1982), s azóta az ívmögötti medencék kialakulásának általánosan elfogadott mechanizmusává vált (Faccenna et al., 2004). Az idős óceáni kéreg hátragördülésének folyamatát a Mediterráneumban a 116b-d. ábrák mutatják.

C. Alpi kollízió és extrúzió

A két kontinentális lemez ütközése után folytatódó közeledés több száz, akár ezer km is lehet, ami ezzel arányos mennyiségű litoszféra anyag konzumációját követeli meg. Mivel a teljes kontinentális litoszféra izosztikus okokból nagyobb mértékben alátolódásra képtelen, ezért reológiaiilag leggyengébb szintjén (akár a Moho felületnél, 93. ábra) szétválak, és a maradék (az asztenoszféránál már nehezebb) köpenylitoszféra már képes a szubdukcióra. A feltorlódo kéregrészek hozzák létre az orogén éket (62. és 63. ábra). Az orogén ék a folyamatosan szállított kéreganyag hatására növekszik. Ez úgy valósul meg, hogy lenyírt egységei takarósan egymásra tolódnak, s ezúton az ék felfelé növekszik. A másik lehetőség az ék szélességének növekedése, azaz az előtér és a háttér egyre nagyobb részén történő rátolódás. A harmadik lehetőség az, ha az orogén ék egy része oldalirányban szökik ki az ütközési zónából, főleg, ha az oldalirányú mozgásnak nincs különösebb akadálya. Ilyen „szabad” oldalirányú határfelületet nyújtanak a hátragördülő litoszférájú óceáni medencék. Az extrúzió és a hátragördülés tehát két összekapcsolódó, egymást segítő folyamat, amely minden kollíziós orogénben lejátszódhat.

D. Extrúzió és extenzió

A kéregblokkok kipréselődése a Keleti-Alpokban megfigyelt (115. ábra) oldalelmozdulásos vetőpárok mentén valósult meg. Midőn ezek a kéregblokkok lenyíródtak eredeti köpenylitoszférájukról, olyan tértartományba extrudáltak, ahonnan az ott lévő óceáni litoszféra éppen kihátrált. Az a különleges helyzet állt így elő, hogy az orogén kéreg közvetlenül a forró asztenoszférára csúszott rá (117a. ábra), és erősen átmelegedett. Összhangban van ez a Pannon-medencére végzett modellszámításainkkal, melyek szerint (4.6.1. fejezet) a megfigyelések csak mérsékelt kéreg és drasztikus köpenylitoszféra kivékonyodással voltak magyarázhatók.

A vastag és forró kéreg extenziósan könnyen feldarabolódik, és a szabad határ irányában tágul. Az extenzió dominánsan metamorf magkomplexum, majd a nagykiterjedésű riftesedés módozat szerint megy végbe (5.5.1. fejezet). A Periadriatikus-vonal mentén történt, riftesedést megelőző oldalelmozdulástól eltekintve az extrúzió során nincs blokk-transzláció, hanem csak extenzió, amelynek kumulatív értéke az ALCAPA blokk keleti pereménél mintegy 320 km. Mivel a TISZA-DÁCIA téren tektonikai stílusát, süllyedés- és hőtörténetét tekintve messzemenően hasonló az ALCAPA térenhez, annak extrúziós eredetét is indokolt feltételezni (116b. ábra).

E. Posztzarmata kompressziós esemény

A korai-miocén során az ALCAPA téren mellé került TISZA-DÁCIA téren a színrift fázisban együtt, de eltérő mértékben tágult a Keleti-Kárpátok felé. Bár az ALCAPA téren előtt hosszabb óceáni litoszféra szakasz helyezkedett el (87. ábra), mégis az ütközött előbb a szubdukcióra képtelen kelet-európai előtérrel. Ez az esemény a riftesedés végéhez és kb. 11-12 millió évvel ezelőtt kompressziós esemény kialakulásához vezetett. 1-2 millió éves késéssel ugyanez történt a TISZA-DÁCIA térennel is. Ez a posztzarmata tektonikus inverzió a prerift és színrift üledékek több helyütt megfigyelhető felboltozódásában, alsó-pannóniai és zarmata

réteghiányokban valamint a kelet-alpi oldalelmozdulások időleges irányváltásában mutatkoztak meg (5.6.1. fejezet).

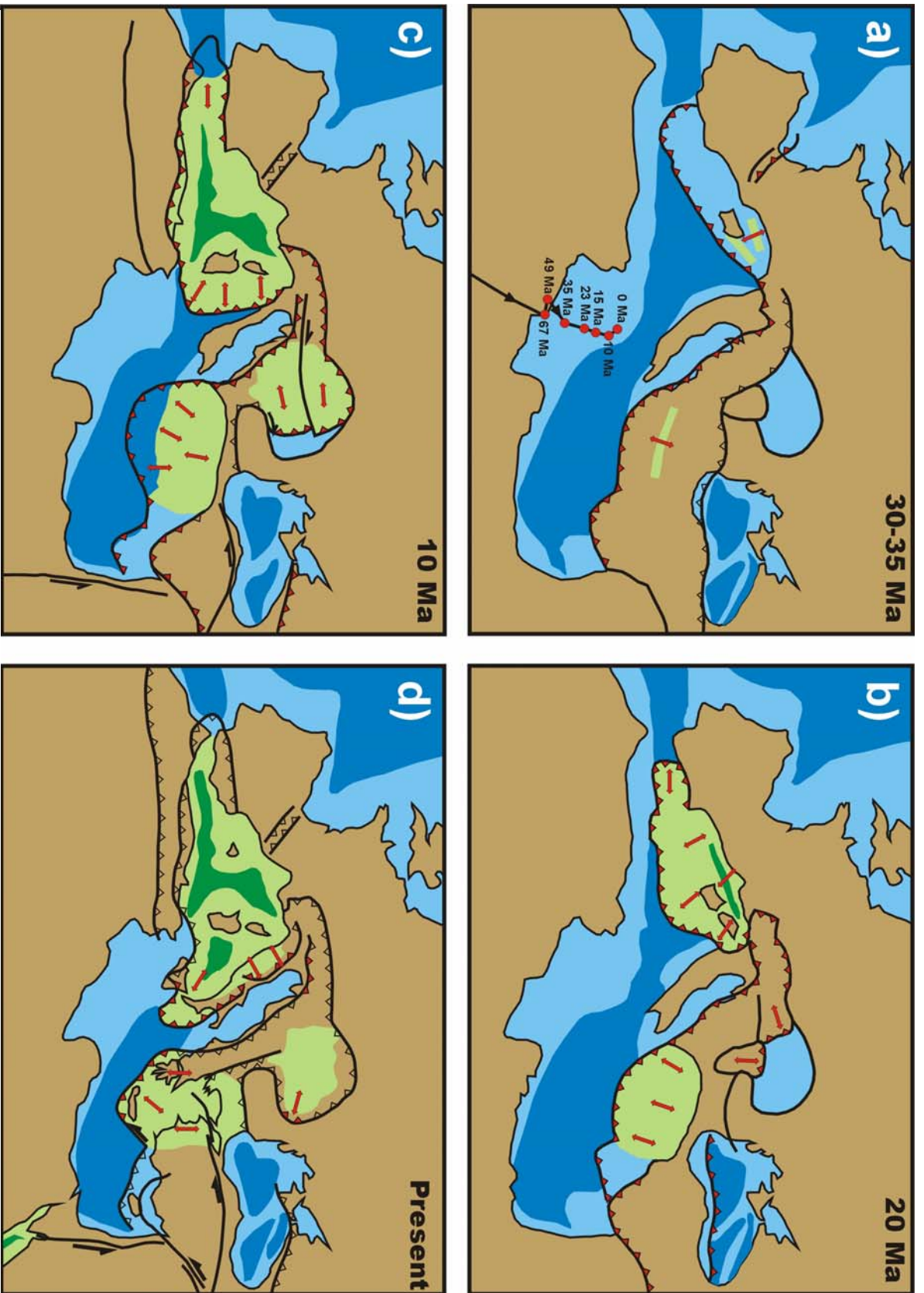
F. Késő-miocén süllyedés és üledék-felhalmozódás

A posztzarmata tektonikai esemény legkésőbb 8 millió évvel ezelőtt lezárult és a medencében főleg ÉNy-ról és ÉK-ról jövő folyóvízi szállítással nagy tömegű üledék halmozódott fel (89. ábra). Ezt a tektonikailag nyugodt időszakot az tette valószínűleg lehetővé, hogy a puha ütközés idején még ferde helyzetű alábukott lemez, bár már nem tudott számottevő mértékben hátragördülni, de lehajlását folytathatta, és dőlésszöge közel került a függőlegeshez (117b. ábra). Ez a pliocén elején következett be, s egy új kompressziós fázis kiépülésének kezdetét idézte elő a Pannon-medencében.

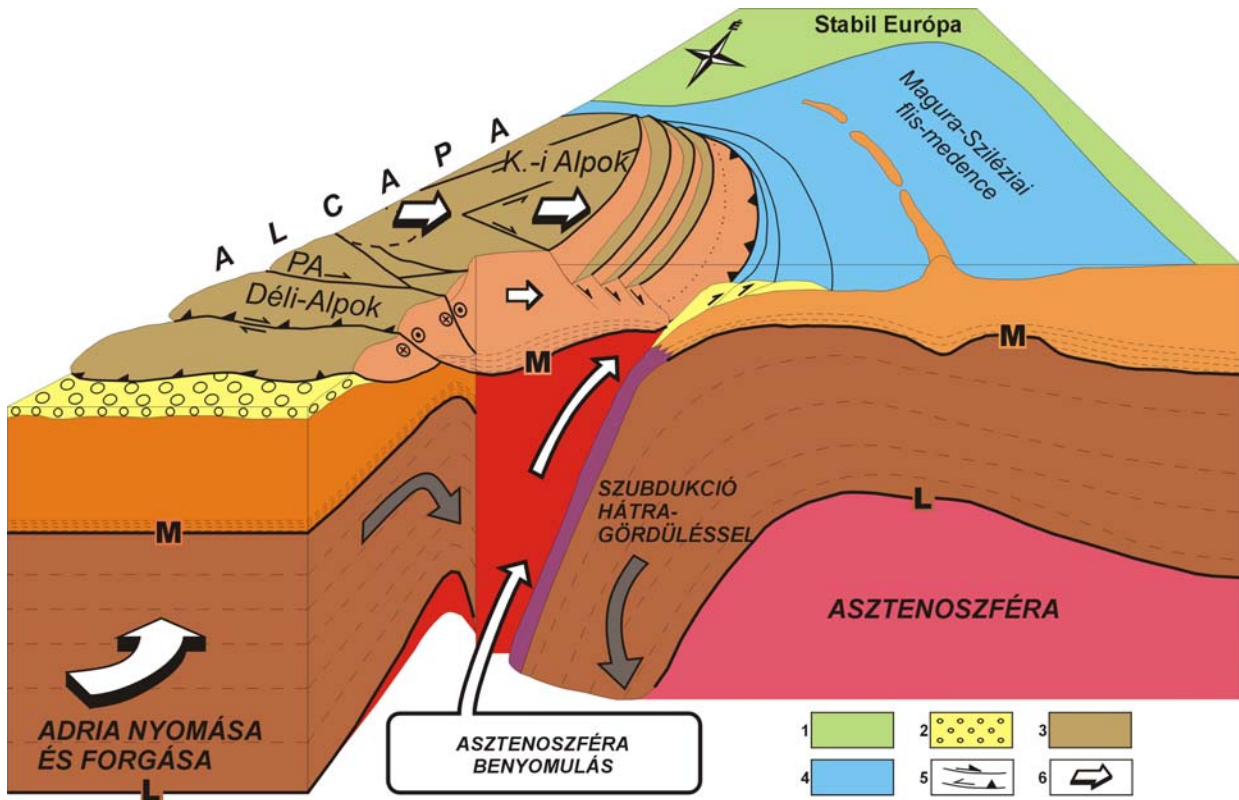
G. Neotektonika és aktív tektonika

A medence neotektonikája a kompressziós feszültségtér kiépülésnek a története, és két litoszféra-skálájú folyamat együtthatásának az eredménye (117c. ábra). Egyrészt Afrika (Nubia) északias irányú mozgása gyakorlatilag változatlan sebességgel (6-9 mm/év) megszakítatlanul folyt a 35 millió évvel ezelőtti Adria/Afrika kontinentális kollízió óta. Ebből következik, hogy Adria mozgása, valószínűleg a jelenlegi rotációs jelleggel ugyancsak megszakítatlan, azaz ALCAPA és a TISZA-DÁCIA terrének a kipréselődése is folyamatos volt. Ugyanakkor a Keleti-Kárpátok mentén egyre meredekebbé váló szubdukált lemez a reája ható függőleges irányú erőkomponens növekedése miatt (61. és 62. ábra) ÉNy-ról DK felé haladva megkezdte leszakadását (70. és 117c. ábra). Az így tehermentesített orogén izosztatikus okokból gyorsan emelkedhetett a szubdukált lemez kiszakadásának előrehaladtával párhuzamosan. Ezzel a kipréselődő kéregblokkok keleties mozgása fokozatosan ellehetetlenült, ÉNy-ról a Vrancea-zóna felé haladva az extenziós feszültségtér Adria közelében kompressziósra, ettől távolabb transzpressziósra váltott (114. ábra). A puha litoszférájú pannon terület érzékenyen reagált erre a feszültségtér változásra. A medence délnyugati részén nagyskálájú gyűrődések zajlottak, és medencealjzat-blokkok kipréselődése következett be, amelyhez az egész medencét harántoló, KÉK-NyDNy csapású, balos oldalelmozdulásos szerkezeti övek kapcsolódtak. A Dinaridák mentén megfigyelhető jobbos oldalelmozdulások (115. ábra) ugyanabban a feszültségtérben létrejött, konjugált vetőrendszernek tekinthetők (114. ábra)

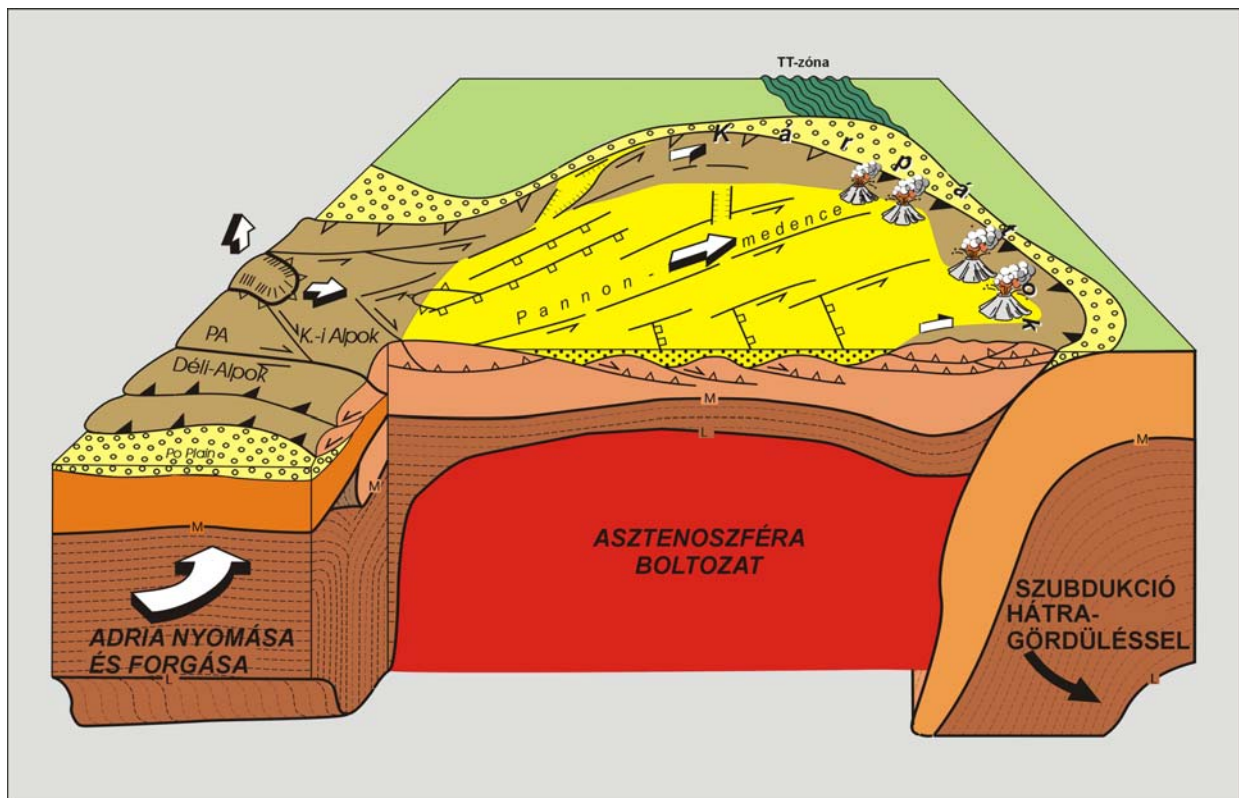
Ezek a folyamatok határozzák meg a medence aktív tektonikáját, amelyet szerkezetkutató mérések, földrengés-tevékenység, ürgeodéziai mozgásvizsgálatok és kőzetfeszültség meghatározások konzisztens adatrendszere támaszt alá.



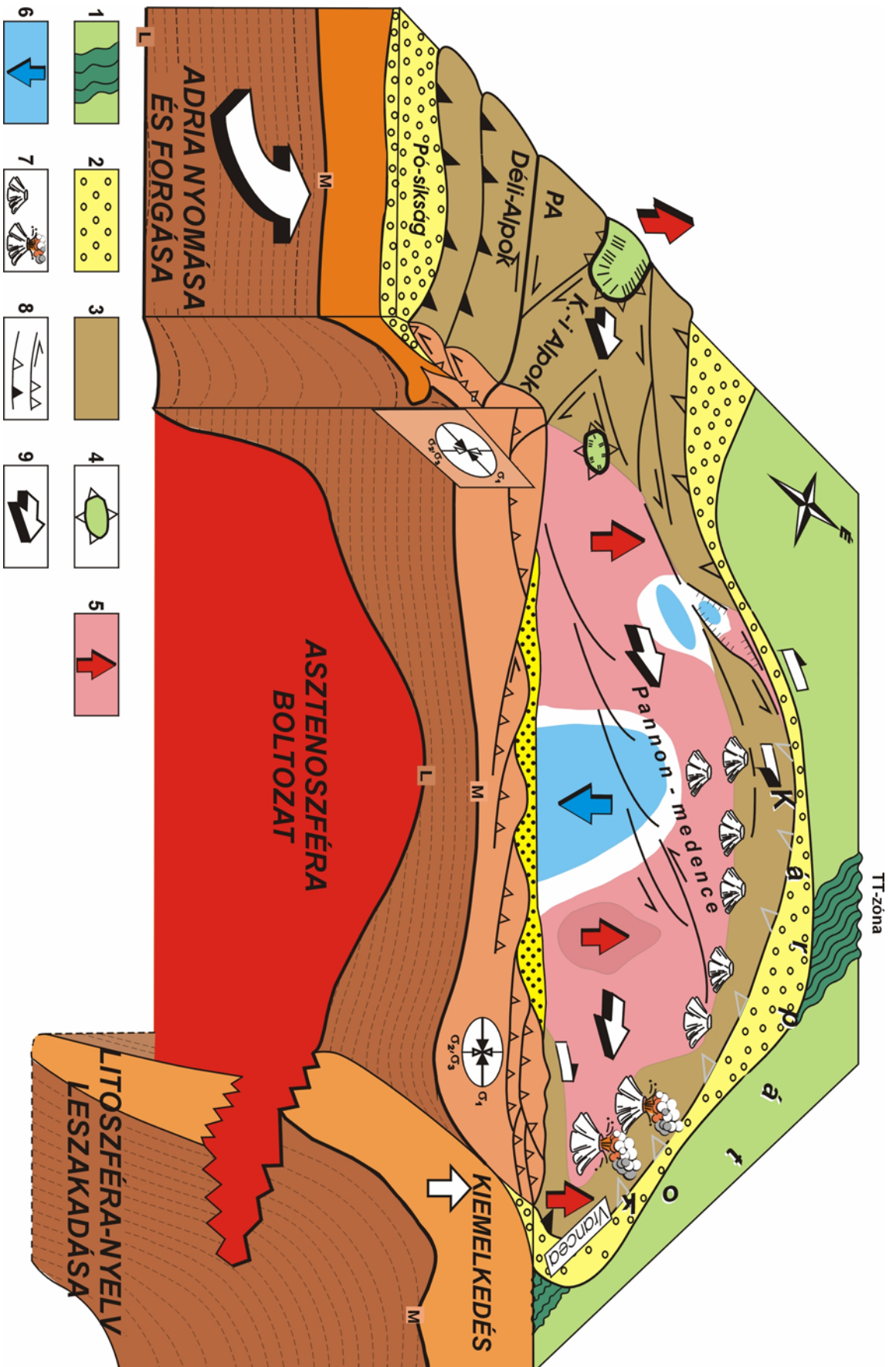
116. ábra: Az alp-medierrán térség fejlődése az oligocéntől a jelenig. Jelkules: kék = mezozoos óceáni területek; zöld = kivékonyodott kontinentális kéreg (halvány); és új óceáni kéreg (sötét); piros kettős nyilak = az extenzió tengelyirányai; háromszöges vonal = inaktív (türes) és aktív (teli piros) szubdukció.



117a. ábra: Háromdimenziós geodinamikai modell a Pannon-medence kialakulásának és fejlődésének illusztrálására: korai-miocén (18-16 Ma) állapot. Jelkulcs: 1 = Európai-előtér; 2 = Előtéri molasz-medence; 3 = Alpi orogén ék; 4 = Magura-Sziléziai flis-medence; 5 = Normálvetődés ill. transzpressziós oldalelmozdulás; 6 = Mozgási irány.



117b. ábra: Háromdimenziós geodinamikai modell a Pannon-medence kialakulásának és fejlődésének illusztrálására; késő-miocén (11-10 Ma) állapot.



117c. ábra: Háromdimenziós geodinamikai modell a Pannon-medence kialakulásának és fejlődésének illusztrálására: negyedidőszaki (2-0 Ma) állapot. Jelkules: 1 = Európai előter a Transzeurópai Szutura Zónával (TT); 2 = Eltőéri molass-medence; 3=Alpi orogén ékfelszíni része; 4=Tektonikus ablak; 5 = A medence emelkedő területei; 6 = A medence süllyedő területei; 7 = Inaktív és aktív vulkánok; 8 =

Transzpressziós oldalelmozdulás ill. inaktív és aktív felhalodás; 9 = Mozaicsi iránv.

Köszönetnyilvánítás

Ha az ember negyven éves szakmai működéssel a háta mögött kutatásait összegző nagydoktori dolgozatot készít, akkor nagyon sok embernek tartozik köszönettel. Megtörténhetett volna ez már jóval korábban is, de mindig közbejött valami fontosabbnak vélt kutatási téma, más munkahelyi vagy családi feladat. Most, hogy ez mégis megtörtént ez elsősorban azok érdeme, akik szeretetükkel nyilvánvalóvá tették számomra, hogy ezzel tartozom magamnak és tanítványaimnak. Őket illeti tehát elsőként a köszöntés.

Ezután következnek tanárain és mestereim. Geofizikus nem önszántamból lettem, hanem az akkori dékán, *Egyed László* irányított át saját szakterületére egy lelkes fizikus jelöltet. Azóta is hálás vagyok neki, hogy ez így történt. *Setgena Lajos* formálta legmarkánsabban szakmai érdeklődésemet, mert megértette velem, hogy a geofizika feladata nem más, mint a fontos geológiai kérdések megoldásához való hozzájárulás földfizikai mérések és értelmezések segítségével. További professzoraim *Barta György* és *Meskó Attila*, nagytekintélyű kollégáim *Ádám Antal* és *Posgay Károly* munkám mindenkori segítői és ösztönzői voltak.

A jószerencse úgy hozta, hogy 1974-ben ösztöndíjat nyertem el a lemeztektonikai kutatások egyik fellegvárába, Newcastle-ba, *Runcorn* professzor intézetébe. Itt alakult ki egy hosszantartó barátság és tudományosan eredményes együttműködés *Jim Channell* angol kollégával. Hamarosan triumvirátus lettünk *Bruno D'Argenio* csatlakozásával. Mindkettőjüktől sokat tanultam a Mediterráneum tektonikai fejlődéséről. Ezidőtájt gyakran jártam terepre *Galács András* és *Vörös Attila* barátaimmal. Tőlük tanultam meg, hogy elképzeljem a geológiai képződmények mögött a földtörténeti folyamatot, és különbséget tudjak tenni sekélyességek és mélységek között.

Szakmai tevékenységem legizgalmasabb periódusát hozta az amerikai kollégákkal való együttműködés. *Wiki Roydentől* legalább annyit tanultam a medenceképződéről, mint ő tőlem a Pannon-medencéről. Legnagyobb hatással rám a „nagy öregek” *Clark Burchfiel* és *Bert Bally* voltak, akik mindent tudtak a tektonikáról és a világ geológiájáról. *Bally* professzornál megszállottabb tanárral azóta sem találkoztam. Ezt *Tari Gábor*, egykori tanítványom megerősítheti, aki nála szerezte meg doktori fokozatát. Ma Gabi nagytekintélyű szénhidrogén-kutató az Egyesült Államokban, de együttműködésünk folyamatos. Nála jobban senki nem tud szeizmikát értelmezni és modelljeiről művészi színvonalú grafikus megjelenítést készíteni.

Érdeklődésem a szénhidrogén-kutatás iránt meglehetősen profánul indult; feleségem egyszer elég egyértelmű hangsúllyal azt mondta, hogy „...csinálj valami hasznosat is...”. Ebből az ösztönzésből örökre szóló elkötelezettség lett, és ez elsősorban *Szalay Árpád* és *Rumpler János* érdeme. Árpádtól tanultam azt, hogy ez a kutatás milyen széles ismereteket igényel, mert ő mindig a legizgalmasabb kérdéseket tette fel. János irodájában pedig állandóan szívesen látott vendég voltam, hogy a legérdekesebb szeizmikus szelvényeket megbeszéljük. *Jámbor Áron* is azok közé tartozott, akik mindig a legfontosabb problémák felé irányították figyelmemet. Tőle tanultam meg, hogy a negyedidőszak különleges periódus a Pannon-medence fejlődésében. Köszönöm nekik máig tartó barátságukat.

Több mint huszonöt éves szakmai és emberi kapcsolat fűz *Sierd Cloetingh* amszterdami professzorhoz, akinek oroszlánrésze volt abban, hogy az európai földtudomány magas színvonalát és versenyképességét megőrizte az Egyesült Államokkal szemben. Köszönettel tartozom neki azért, hogy minden nagyprojektjében partnerei lehettünk, és mert több fiatalabb kollégának biztosított inspiráló környezetet doktori tanulmányokhoz. *Bada Gábor*, *Szafián Péter* és *Lenkey László* azóta vezető munkatársaim lettek, s örömmel tapasztalom hogyan haladnak azon az úton, hogy meghaladják mestereiket. Ugyanez vonatkozik *Tóth Tamásra* is, aki nélkül sohasem jutottunk volna el odáig, hogy tavi és folyóvízi szeizmikus kutatásokban a legjobbak között lehetünk a szakmában.

Nagy hálával tartozom *Dövényi Péternek* az elmúlt, majd három évtizedet átfogó folyamatos együttműködésért. Ezen időszak alatt nem volt egyetlen olyan modellépítési és szoftverfejlesztési feladat, amit ő ne tudott volna tökéletesen megoldani, s nem volt olyan szakmai következtetésem, amit ne lett volna képes hevesen vitatni.

Befejezésül álljon itt egyszerű felsorolás további kollégáimról és barátaimról, akikkel hosszú évek óta tartó együttműködés gyümölcsöző és örömteli volt: *Márton Péter*, *Mindszenty Andrea*, *Sztanó Orsolya*, *Nádor Annamária*, *Tóth László*, *Fodor László*, *Nagymarosy András*, *Csontos László*, *Drahos Dezső*, *Kis Károly*, *Timár Gábor*, *Székely Balázs*, *Wórum Géza*, *Dombrádi Endre*, *Barabás Ambrus* és még sokan mások.

Budapest, 2007. február 10.

Irodalmi hivatkozások

- Ádám, A., 1964: A kéreg és felsőköpeny felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relatív tellurikus frekvenciaszondázások alapján. *Geofiz. Közl.*, 13(2):141-161.
- Ádám, A., Duma, G., and Horváth, J. 1990: A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug-Bakony geological unit. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 60:155-162.
- Ádám, A. and M. Bielik, 1998: The crustal and upper-mantle geophysical signature of narrow continental rifts in the Pannonian basin. *Geophys. J. Int.*, 134:157-171.
- Ádám, A. and V. Westergom, 2001: An attempt to map the depth of the electrical asthenosphere by deep magnetotelluric measurements in the Pannonian Basin (Hungary). *Acta Geol. Hung.*, 44:167-192.
- Airy, G. B., 1855: On the computation of the effect of attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Phil. Transact. Roy. Soc. London*, 145:101-104.
- Ampferer, O. and W. Hammer, 1911: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. *Jb. k. k. Reichsanst.*, 61:531-710.
- Anderson, H. and Jackson, J., 1987: Active tectonics of Adriatic region. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 91:937-983.
- Andrews, D. F. and N. H. Sleep, 1974: Numerical modeling of tectonic flow behind island arc. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 38:237-251.
- Ansorge, J. and M. Baumann, 1997: Acquisition of seismic refraction data within NRP 20, Deep structure of the SWISS Alps, In: Piffner, O. A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, St. and Steck, A. (eds.), *Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, pp. 25-30.
- Antalfi Gy., 1964: A Himalájától a Balatonig. Lóczy Lajos élete. Móra F. Könyvkiadó, Budapest, pp. 1-205.
- Argand, E., 1916: Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclog. Geo. Helvet.*, 14:145-191.
- Argand, E., 1924: La Tectonique de l'Asie. *Comp.-Rend. 13e Congrès géologique internat. Vol. 1.*, Bruxelles 1922, pp. 171-372. Angol fordítás (A. V. Carozzi): Haffner Press, New York 1977:1-218.
- B**ada, G., 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens. Inferences from kinematic indicators and finite element stress modeling. PhD thesis, Vrije Univ., Amsterdam, pp. 1-204.
- Bada G., Horváth F., Tóth L. és Tóth T., 2000: Radioaktív hulladékok elhelyezésének szeizmotektonikai problémái. *Földt. Közl.*, 130(4):585-610.
- Bada, G. and Horváth, F., 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. *Acta Geol. Hung.*, 44. (2-3):301-327.
- Bada, G., Horváth, F., Cloetingh, S., Coblenz, D. D. and Tóth, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian-basin. *Tectonics*, 20:343-363.
- Bada G., Bus Z., Gribovszki K., Horváth F., Magyarai Á., Mónus P., Szafián P., Szeidovitz Gy., Timár G., Tóth T., Weber Z., és Wörum G., 2005: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása. Kutatási jelentés az ETV-Erőterv Rt. megbízásából, Georisk és Geomega, pp. 1-217. (Kézirat)
- Bada G., Dövényi P., Horváth F., Szafián P., and Windhoffer G., 2007a: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és tektonikai környezetében. *Földt. Közl.*, betérjesztve.
- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P. and P. Szafián, 2007b: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planet. Change*, in press.
- Báldi T., 1983: Magyarországi oligocén és alsó miocén formációk. Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- Balkay, B., 1959: Crustal structure of Hungary. *Ann. Univ. Sci. Bp. R. Eötvös nom., Sect. Geol.*, 2:3-13.
- Balkay B., 1960: A magyarországi földkéreg szerkezete. *Geofiz. Közl.*, 9(1-2):5-21.
- Balkay B., 1974: A globális tektonika lokális problémáiról. *Föld. Kut.*, 17(3):39-40.
- Balla Z., 1972: Az orogenezis különböző típusairól. *MTA X. Oszt. Közl.*, 5(1-2):1-15.
- Balla, Z., 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. *Geophys. Trans.*, 30(4):313-353.
- Balla, Z., 1986: Paleotectonic reconstruction of the central Alpine-Mediterranean belt for the Neogene. *Tectonophysics*, 127:213-243.
- Balla, Z., 1987: Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics*, 139:67-98.
- Balla, Z., 1988a: Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary). *Tectonophysics*, 145:277-292.
- Balla, Z., 1988b: On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 31:53-63.
- Balla Z., Dudko A. és Marosi Gy, 1997: Paks környékének mélyszerkezete és neotektonikája. In: Marosi S. és Meskó A. (szerk.), *A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága*, Akad. Kiadó, Budapest, pp. 33-59.
- Ballenegger R., 1911: A kecskeméti földrengés. *Földt. Közl.*, 61(9-10):625-631.
- Bally, A. W. and Snelson, S., 1980: Realms of subsidence. In: A. D. Maiall (ed.): *Facts and principles of world petroleum occurrence*. Can. Soc. Petr. Geol. Mem 6:9-94.
- Bárdossy Gy., 1973: Bauxitképződés és lemeztectonika. *MTA X. Oszt. Közl.*, 6:227-240.
- Beaumont, Ch., Ellis, S., Hamilton, J. and Ph. Fullsack, 1996: Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24:675-678.
- Belousov, V. V., 1962: *Basic problems in geotectonics* McGraw-Hill, New York, 809 p.
- Bérczi, I. and R. L. Phillips, 1985: Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. *Geophys. Transact. Spec. Edit.*, 3:55-75.

- Bérczi, I., 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression. In: Royden and Horváth (1998), pp. 107-116.
- Bérczi, I., Hámor, G., Jámor, Á and K. Szentgyörgyi, 1988: Neogen sedimentation in Hungary. In: Royden and Horváth (1998), pp. 57-67.
- Bérczi I. és Jámor Á. (szerk.) 1998: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL és MÁFI, Budapest. 517 p.
- Bertrand, M.A., 1884: Rapports de structure de Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bull. Soc. Geol. Fr., 3eme Sér., 12:318-330.
- Bijwaard, H., Spakman, W. and E. R. Engdahl, 1998: Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103:30055-30078.
- Block, L. and L.H. Royden, 1990: Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9:557-567.
- Blundell, D., Freeman, R. and St. Mueller, 1992: A continent revealed. *The European Geotraverse*. Univ. Press, Cambridge, 1-275 p.
- Bodoky T., Kérmárky I. és Molnár K., 2004: A szeizmikus kutatások története. 50 éves az MGE, *Magyar Geofizika Jubileumi különszáma*, 45:38-48.
- Bois, C., Bonche, P. and R. Pelet, 1982: Global geologic history and distribution of hydrocarbon reserves. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 66:1248-1270.
- Boldizsár, T., 1956: Measurement of terrestrial heat flow in the coal mining district of Komló. *Acta Techn. Acad. Sci. Hung.*, 15(1-2):219-227.
- Boldizsár, T., 1959: Terrestrial heat flow in the Nagylengyel oil field. *Publ. Mining Faculty Sopron*, 20:27-34.
- Bowie, W., 1928: Comments on the Wegener hypotheses. In: W. von Waterschoot van der Gracht (ed.), *The theory of continental drift: a symposium*, New York. AAPG Publ., pp. 178-186.
- Boyer, S.E. and D. Elliott, 1982: Thrust systems. *AAPG Bull.*, 66:1196-1230.
- Bögel, H. 1975: Zur Literatur über die Periadriatische Naht. *Verh. Geol. Bundesanst.*, pp. 163-199.
- Böckh H., 1930: Lóczy Lajos és a Magyar geológia. *Földr. Közl.*, 58(7-8), pp. 106-115.
- Böhm F., 1939: Ásványolaj- és földgázkutatás és termelés 1935-től, a mai állapot és a jövő kilátásai. *BKL*, 72(9):153-189.
- Buck, W. R., 1991: Modes of continental lithospheric extension. *J. Geophys. Res.*, 96:163-168.
- Bullard, E. C., 1936: Gravity measurements in East Africa. *Trans. Roy. Soc., London, Ser. A.*, 235:445-531.
- Bus, Z., 2001: Tomographic imaging of the three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Pannonian Basin. *Acta Geod. Geophys. Hung.*, 36:189-206.
- Burke, K. and A. M. C. Sengör, 1986: Tectonic escape in the evolution of the continental crust. In: M. Barazangi and L. Brown (eds.): *Reflection seismology: A global perspective*. AGU Geodynamics series 14:41-53.
- Cassinis, R. 2006: Rewieving pre-TRANSALP DSS models. *Tectonophysics*, 414:79-86.
- Cavazza, W., Roure, F., Spackman, W., Stampfli, G. M. and P. Ziegler, (eds.) 2004: *The TRANSMED Atlas*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 141 p.
- Channell, J.E.T. and F. Horváth, 1976: The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35:71-101.
- Channel, J. E. T., 1996: Paleomagnetism and paleogeography of Adria. In: A. Morris and D. H. Tarling (eds.), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean region*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 105:119-132.
- Cholnoky J., 1911: A kecskeméti földrengés. *Földr. Közl.*, 39(9-10):373-391.
- Cholnoky J., 1918: A Balaton hidrológiája. *A Balaton Tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet, 2. rész. Kiadja a M. Földr. Társ. Balaton-Bizottsága, Kilián F. bizománya, Budapest, 316 p.
- Cholnoky J., 1920: Lóczy Lajos. *Földr. Közl.*, 48(6-10):33-82.
- Cholnoky J., 1930: Lóczy Lajos, mint geográfus. *Földr. Közl.*, 58(7-8):116-120.
- Cholnoky J., 1936: Magyarország földrajza. *A Föld és élete VI. köt.*, Franklin Társ. kiadó, Budapest, 1-530 p.
- Ciupagea, D., Pauca, M. and T. Ichim, 1970: *Geologia Depresinii Transilvaniei*. Ed. Acad. Bucharest, 256 p.
- Cloetingh, S., Mcquenn, H. and K. Lambeck, 1985: On a tectonic mechanism for regional sea level variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75:157-166.
- Cloetingh, S., Kooi, H. and W. Groenewoud, 1989: Intraplate stress and sedimentary basin evolution. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 48:1-16.
- Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G. and A. Lankreijer (eds.) 2002: Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. *EUG St. Mueller Spec. Publ. Ser.*, 3: 295 p.
- Crittenden, M. D., Coney, P. J. and G. H. Davies (eds.) 1980: Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera. *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 153, pp 350.
- Császár G. és Haas J., 1974: Irodalmi áttekintés a lemeztectonikai elmélet mai helyzetéről. *Földt. Kut.*, 17(3):41-56.
- Csató, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian-basin, Hungary. *Tectonophysics*, 203:433-456.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. and Kovács, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208:221-241.
- Csontos, L. and A. Nagymarosy, 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, 297:51-71.
- Csontos, L., Márton, E., Wórum, G. and L. Benkovics, 2002a: Geodynamics of the SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villány Mts., SW Hungary): Inferences from a complex structural analysis. In: Cloetingh et al. (2002), pp. 227-245.
- Csontos, L., Benkovics, I., Bergerat, F., Mansy, J-L. and G. Wórum, 2002b: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek-villány area, SW Hungary). *Tectonophysics*, 367:51-71.
- Csontos, L. and A. Vörös, 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr. Palaeodim. Palaeoecol.*, 210:1-56.
- Dana, J. D., 1847a: Geological results of the Earth's contraction in consequence of cooling. *Am. J. Sci.*, 53, Ser 2, 3:176-188.

- Dana, J. D., 1847b: Origin of the grand outline features of the Earth. *Am. J. Sci.*, 53, Ser. 2, 3:381-398.
- Dana, J. D., 1873: On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the Earth's interior. *Am. J. Sci. Ser. 3*, 5:423-443, 6:6-14, 104-115, 161-171.
- Dank V., 1963: A délföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolataik a délbaranyai és jugoszláv területekhez. *Földt. Közl.*, 93:304-324.
- Dank, V. és Bodzay, I., 1971: Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. *Acta Minera Petrogr. Szeged.*, 20(1):57-70.
- Dank, V., 1988: Petroleum geology of the Pannonian basin, Hungary: an overview. In: Royden and Horváth (1998), pp. 319-331.
- Decker, K. and Peresson, 1996: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: G. Wessely and W. Liebl (eds.), *Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe*. EAGE Spec. Publ. 5:69-77.
- De Jong, K. and R. Scholten, 1973: Gravity and tectonics. Wiley, New York, 300 p.
- de Jonge, M. R., Wortel, M. J. R. and W. Spakman, 1993: From tectonic reconstruction to upper mantle model: an application to the Alpine-Mediterranean region. *Tectonophysics*, 223:53-65.
- Demetrescu, C., Nielsen, S.B., Ene, M., Serban, D.Z., Polonic, G., Andreescu, M., Pop, A. és Balling, N., 2001. Lithosphere thermal structure and evolution of the Transylvanian depression - insights from new geothermal measurements and modelling results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126:249-267.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P. Et al., 1986: Geological evolution of the Tethys from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123:241-315.
- Dewey, J. F., Pittmann, W. C., Ryan, W. B. and J. Bonnin, 1973: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84:3137-3180.
- Dimitrijevic, M. D., 1974: Tectonics of the Dinarides: Implications on Tertiary volcanism. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 18(3-4):457-464.
- Dövényi, P., Horváth, F., Liebe, P., Gálfi, J. and I. Erki, 1983: Geothermal conditions of Hungary. *Geophys. Transact.*, 29:3-114.
- Dövényi, P. and F. Horváth, 1988: A review of temperature thermal conductivity and heat flow data from the Pannonian basin. In: Royden and Horváth (1998), pp. 195-233.
- Dövényi, P. and F. Horváth, 1990: Determination of contemporary crustal stress regime in Hungary. *Acta Geod. Geophys. Mont.*, 25:257-266.
- Dövényi P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféraféjlesztésének megértéséhez. Kandidátusi értekezés, Budapest.
- Dunkl I., Árkai P. Balogh K., Csontos L. és Nagy G. 1994: Hő-történeti modellezés apatit hasadványnyomos vizsgálatok alapján: A Bükk kiemelkedés története. *Földtani közlöny*, 124:1-24.
- Dunkl, I. and Demény, A. 1997: Exhumation of Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps an Pannonian Basin during Neogene extension. *Tectonophysics*, 272:197-211.
- Dunkl, I. Grasemann, B., and W. Frisch 1998: Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall synrift sediments – an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. *Tectonophysics*, 297:31-50.
- Dunkl, I. and W. Frisch 2002: Thermochronologic constraints on the Late Cenozoic exhumation along the Alpine and West Carpathian margins of the Pannonian Basin. In: Cloetingh et al. (2002), pp. 135-147.
- Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. and M. Sérrane (eds.), 1999: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. Spec. Publ. 156, London, 570 p.
- Dutton, C. E., 1889: Isostasy. *Bull. Phil. Soc. Wash.*, 11:51-64.
- Dvorkin, J., Nur, A., Mavko, G. and A. Z. Ben, 1993: Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins. *Tectonophysics*, 227:63-79.
- Egyed L., 1956: *A Föld fizikája*. Akad. Kiadó, Budapest, 365 p.
- Eötvös L., 1889: A Szent Gellérthegy vonzó erejére vonatkozó vizsgálatok. *Természettud. Közl.*, 21:198-206.
- Eötvös L., 1900: A nehézségi és mágneses erő nivófelületeinek és változásainak meghatározásáról. *Math. és Fizikai Lapok*, 9:361-385.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and F. Rosetti, 2004: Lateral slab deformation and the origin of the Western Mediterranean arc. *Tectonics*, 23, TC1012, doi: 10.1029/2002TC001488.
- Facsina, L., 1948: Isostatic anomalies of Transdanubia (Hungary) according to the gravity measurements *Geofisica Pura e Appl.*, 13:28-42.
- Facsina L. és Szilárd J., 1956: A magyarországi gravitációs alaphálózat. *Geofiz. Közl.*, 5(2):3-49.
- Fisher, O., 1882: On the depression of ice-loaded lands. *Geol. Mag.*, 9:526-527.
- Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Skaberne, D., Car, J. and M. Vrabec, 1998: Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: implications for Alpinic-Carpathian extrusion models, *Tectonics*, 17:690-709.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. and L. Benkovics, 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand et al. (1999) pp. 295-334.
- Fodor L., Koroknai B., Balogh K., Dunkl I., Horváth P. 2003: A Dunántúli-középhegységi-egység (Bakony) takarás helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján (Nappe position of the Transdanubian Range Unit (Bakony) based on new structural and geochronological data from NE Slovenia). *Földtani Közönlöny*, 133:535-546.
- Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruzsiczay-Rüdiger, Zs., Palotás, K., Síkhegyi, F., Timár, G., Cloetingh, S. and F. Horváth, 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. *Tectonophysics*, 410:15-41.
- Franko, O., Remsik, A. és Fendek, M., 1995. *Atlas of Geothermal Energy of Slovakia*. GUDŠ, Bratislava.
- Frisch, W. Kuhlemann, J., Dunkl, I. and A. Brügel, 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics*, 297:1-15.

- Fügenschuh, B., Sheward, D. and N. Mancktelow, 1997: Exhumation in a convergent orogene: The Western Tauern window. *Terra Nova*, 9:213-217.
- Fülöp J., 1989: Bevezetés Magyarország geológiájába. Akad. Kiadó, Budapest, 246 p.
- Fülöp J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Akadémiai Kiadó, Budapest. 447.
- Gálfy J. és Stegena L., 1957: Szeizmikus reflexiós mérésekkel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. *Geofiz. Közl.*, 61(1-2):53-60.
- Gálfy, J. és Stegena, L., 1960: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. *Ann. Univ. Sci. Bp. R. Eötvös nom.*, 3:41-47.
- Géczy B., 1972: A jura fauna provinciák kialakulása és a mediterrán lemeztectonika. *Geonómia és Bányászat*, 5:297-311.
- Géczy, B., 1973: The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. *Ann. Univ. Sci. Bp. R. Eötvös nom. Sect. Geol.*, 16:99-114.
- Géczy B., 1974: Lemeztectonika és paleontológia. *Földt. Kut.*, 17(3):17-20.
- GEOS Gmk., 1987: Magyarország neogén medencéinek szénhidrogén-genetikai értelmezése. Készült a MÁFI megbízása alapján, MGSz Adattár, Budapest, I-VI. fejezet, pp. 1- 673
- Gerner, P., Bada, G., Dövényi, P., Müller, B., Oncescu, B., Cloetingh, S. and F. Horváth, 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: data and models. In: Durand et al. (1999) pp. 269-294.
- Gibbs, A. D., 1984: Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, 141:609-620.
- Gilluly, J., 1949: The distribution of mountain-building in geological time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 60:561-590.
- Glossary of Geology, 1972: M. Gary, R. McAfee, Jr. and C. L. Wolf (editors), *Americ. Geol. Inst.*, Washington, D. C., 805 p.
- Grenerczy, Gy., Kenyeres, A. and Fejes, I., 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 105:21835-21856.
- Grenerczy, Gy., 2002: Tectonic processes in the Eurasian-African plate boundary zone revealed by space geology. In: S. Stein, J. T. Freymueller (eds.), *Plate boundary zones. AGU Monograph, Geodyn. Ser.* 30:67-86.
- Grenerczy, Gy., Sella, G. F., Stein, S. and Kenyeres, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. *Geophysical Research Letters* 32, L16311, doi:10.1029/2005GL022947.
- Guterch, A., Grad, M., Thybo, H., Keller, G. R. and the Polonaise Working Group, 1999: POLONAISE '97, an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, 314:101-121.
- Guterch, A., Grad, M., Keller, R., Posgay, K., Vozár, J., Spicak, A., Brueckl, E., Hajnal, Z., Thybo, H., and O. Selvi, 2000: Huge seismic experiment in Central Europe. *Geol. Carpat.*, 51:413-414.
- Guterch, A., Grad, M., Keller, G. R., Posgay, K., Vozar, J., Spicak, A., Brueckl, E., Hajnal, Z., Thybo, H. and O. Selvi (org. com.), 2001: First results of the CELEBRATION 2000 seismic experiment in Central Europe. Abstract book, St. Mueller topical conf. EGS, Balatonfüred, Hungary, pp. 22-23.
- Haarmann, E., 1930: Die Oszillationstheorie. F. Enke, Stuttgart, 260 p.
- Hafkenscheid, E., 2004: Subduction of the Tethys ocean reconstructed from plate kinematics and mantle tomography. PhD thesis, *Geol. Ultraiectina No. 241*, Utrecht, 200 p.
- Hamilton, W. B., 1990: On terrane analysis. In: J. F. Dewey et al. (eds.), *Allochthonous terranes. Phil. Trans. R. Soc. London*, A 331:511-522.
- Hámor, G., Pogácsás, Gy. and Á. Jámbor, 2001: Paleogeographic/structural evolutionary stages and the related volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Acta. Geol. Hung.*, 44:193-222.
- Hancock, P. L. and G. D. Williams, 1986: Neotectonics. *J. Geol. Soc., London*, 143:325-326.
- Haug, E., 1900: Les géosynclinaux et les aires continentales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 28:617-711.
- Hayford, J. F., 1909: The figure of the Earth and isostasy from measurements in the United States. U. S. Govern. Printing Off., Washington, D. C., 287 p.
- Hayford, J. F., 1911: The relation of isostasy to geodesy, geophysics and geology. *Science*, 3:199-208.
- Heiskanen, W. A. and F. A. Vening Meinesz, 1958: The Earth and its gravity field. McGraw-Hill, New York, 470 p.
- Hess, H. H., 1938: Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies. *Proc. Anur. Phil. Soc.*, 79:71-96.
- Holmes, A. 1931: Radioactivity and Earth movements. *Trans. geol. Soc. Glasgow*. 18:559-606.
- Horusitzky F., 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. *Földt. Int. Évk.*, 49(2):267-278.
- Horváth F., 1972: A szilárd Föld fizikája. ELTE TTK egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest, 240 p.
- Horváth, F. 1974: Application of plate tectonics to the Carpatho-Pannon region: a review. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 18:243-255.
- Horváth F., Stegena L. és Géczy, B., 1974: Szialikus és szimaikus ívközi medencék. *Földt. Kut.*, 17(3):11-16.
- Horváth, F. and J.E.T. Channell, 1977: Further evidence relevant to the African/Adriatic promontory as a paleogeographic premise for Alpine orogeny. In: B. Biju-Duval and L. Montadert (eds.), *Internat. Symp. on the Structural History of the Mediterranean basins. Split, 25-29 Oct., 1976. Edit. Technip, Paris*, pp. 133-142.
- Horváth, F., Bodri, L. and P. Ottlik, 1979: Geothermics of Hungary and the tectonophysics of the Pannonian basin "red spot". In: V. Cermak and L. Rybach (eds.) *Terrestrial heat flow in Europe, Springer, Berlin*, pp. 206-217.
- Horváth, F. and L. Royden, 1981: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. *Earth Evolution Sci.* 1:307-316.
- Horváth, F., Berckhemer, H. and L. Stegena, 1981: Models of Mediterranean back-arc basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 300:383-402.
- Horváth, F. and H. Berckhemer, 1982: Mediterranean back arc basins. In: H. Berckhemer and K. Hsü (eds.), *Alpine-Mediterranean Geodynamics, Geodyn. Ser. vol. 7, Amer. Geophys. Union Publ., Washington*, pp. 141-173.
- Horváth, F. and J. Rumpler, 1984: The Pannonian basement: extension and subsidence of an Alpine orogene. *Acta Geol. Hung.*, 27:222-236.

- Horváth F., 1986: A Pannon medence kialakulásának geofizikai modellje. Kandidátusi értekezés, Budapest, 148 p.
- Horváth, F., Szalay, Á., Dövényi, P. and J. Rumlper, 1986: Structural and thermal evolution of the Pannonian basin: an overview. In: J. Burrus (ed.), Thermal modeling in sedimentary basins. 1st IFP Expl. Res. Conf., Carcans, France, June 3-7, 1985. Édit. Technip, Paris, pp. 339-358.
- Horváth, F., Dövényi, P., Papp, S., Szalay, Á. and M. Hargitay, 1987: Tectonic control on migration and trapping of hydrocarbons in the Pannonian basin. In: B. Doligez (ed.), Migration of hydrocarbons in sedimentary basins. 2nd IFP Expl. Res. Conf., Carcans, France, June 15-19. 1987. Édition Technip, Paris, pp. 667-681.
- Horváth, F. and Gy. Pogácsás, 1988: Contribution of seismic reflection data chronostratigraphy of the Pannonian basin. In: Royden and Horváth (1998), pp. 69-77.
- Horváth, F., Dövényi, P., Szalay, Á. and L.H. Royden, 1988: Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: Royden and Horváth (1998), pp. 355-372.
- Horváth F., Csontos L., Erdélyi M., Ferencz Cs., Gábris Gy., Hevesi A. és Síkhegyi F., 1990: Paks környezetének neotektonikája. Kutatási jelentés a MÁELGI megbízásából, Budapest, 71 p. (Kézirat)
- Horváth, F. and P. Dövényi, 1991: Hungary. In: E. Hurtig, V. Cermak, R. Haenel and V. Zui (eds.), Geothermal Atlas of Europe, Maps and Explanatory Text. H. Haack, Gotha, pp. 45-47.
- Horváth, F. 1993: Towards a mechanical model for the Pannonian Basin. In: Cloetingh, S., Sassi, W. and Horváth, F. (eds.), The origin of sedimentary basins: inferences from quantitative modelling and basin analysis. *Tectonophysics*, 226:333-358.
- Horváth F., Csontos L., Dövényi P., Wéber Z., Drahos D., Nagymarosy A., Székely B., Tímár G., Győri E., Szabó A., Várkonyi L., Cserny T., Czeller I., Gombos Cs., Remete L., Samu L. és G. Buntebarth, 1993: Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani-geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján. Kutatási jelentés a Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából, Budapest, 92 p. (Kézirat)
- Horváth, F., Csontos, L., Cloetingh, S., Gerner, P. and P. Dövényi, 1994: Compression during extension in the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. In: Abstract book of the European Association of Petroleum Geoscientists and Engineers, 6th Conference, Vienna, Austria. pp. 415-416
- Horváth, F., 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. *Mar. Petr. Geol.*, 12:837-844.
- Horváth, F. and S. Cloetingh, 1996: Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266:287-300.
- Horváth F., Dövényi P., Tóth T., Magyarai O., Szafián P., Lenkey L. és Győrfi I., 1996: Folyóvízen kivitelezett nagyfelbontású szeizmikus kísérleti mérések végzése a Tisza Szegec és Szolnok közötti szakaszán. Készült a MOL Rt. Megbízásából, Budapest, 30 p. (Kézirat)
- Horváth F., Tóth T., Szafián P., Bada G., Vida R., Benkovic L., Csontos L. és Dövényi, P., 1997. A tervezett magas aktivitású radioaktív hulladéktároló tektonikai veszélyeztetettségének analízise a Dunán végrehajtott speciális szeizmikus szelvényezés alapján. Kutatási jelentés a Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából, Geomega, Budapest, 127 p. (Kézirat)
- Horváth, F. and G. Tari, 1999: Pannonian basin: new results and benefits for hydrocarbon exploration. In: Durand et al. (1999) pp.195-213.
- Horváth, F., Bada, D., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A. and Cloetingh, S., 2005a: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data, In: Gee, D. and Stephenson, R., (eds.), *European Lithosphere Dynamics*, EUROPROBE, Geol. Soc. London Memoirs, 32:191-206.
- Horváth F. (témavezető) 2005b: A pannon medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Eurokonform térképsorozat és magyarázó, OTKA projekt T034928.
- Horváth F., 2006: Lemeztektonika és az új globális geodinamika. *Magyar Tudomány*, 167(8):930-945.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. and P. Molnar, 1981: Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for thermal evolution of continental convergence belts. *J. Geophys. Res.*, 86:6115-6132.
- Hsü, K. J., 1971: Origin of the Alps and Westwrm Mediterranean. *Nature*, 233:44-48.
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. and V. Zui (eds.), 1992: *Geothermal Atlas of Europe*. Explan. Text, 156 p., and Map Series, GFZ Potsdam Publ. no. 1, H. Haack VI. Gotha.
- Ingersoll, R. W., 1988: Tectonics of sedimentary basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100:1704-1719.
- Jámbor Á., 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. *Földt. Közl.*, 132:101-116.
- Jantsky B., 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. *MÁFI Évkönyv*, 60:1-315.
- Jarosinski, M., Beekman, F., Bada, G., and S. Cloetingh, 2006: Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: insight from FEM modelling. *Geophys. J. Int.*, 167:860-880.
- Jolivet, L., Daniel, J.M., Truffert, C. and B. Goffé, 1994: Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back arc regions. *Lithos*, 33:3-30.
- Juhász, A., Tóth, T. M., Ramseyer, K. and A. Matter, 2002: Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonia Basin, SE-Hungary. *Chem. Geol.*, 182:91-120.
- Juhász, E., Müller, P., Ricketts, B. D., Tóth-Makk, Á., Hámor, T., Farkas-Bulla, J. and M. Sütő-Szentai, 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian basin, Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 39:129-152.
- Juhász, E., Phillips, L., Müller, P., Ricketts, B., Tóth-Makk, A., Lantos, M. and Ó. Kovács, L., 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian basin, Hungary. In: Durand et al. (1999) pp. 335-356.
- Juhász Gy., Pogácsás Gy., Magyar I. és Vakarc, G., 2006: Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannoniai s.l. rétegsorában. *Földt. Közl.*, 136:51-86.

- Kázmér M., and S. Kovács, 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geol. Hung.* 28:71-84.
- Kertai Gy., 1957: A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatók eredményei alapján. *Földt. Közl.*, 87:383-394.
- Kober, L., 1921-1928: *Der Bau der Erde*, 1st and 2nd edit., Gb. Bornträger, Berlin, 324 p. and 499 p., resp.
- Kober, L., 1933: *Die Orogentheorie. Grundlinien eines natürlichen Gestaltungsbildes der Erde.* Gb. Bornträger, Berlin, pp. 1-300
- Kovács, S. 1982: Problems of the "Pannonian Median Massif" and a plate-tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic - Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rundschau*, 71, 617-639.
- Kovács, S., Haas, J., Császár, G., Szederkényi, T., Buda, Gy. and A. Nagymarosy, 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. *Acta Geol. Hung.*, 43(3):225-328.
- Körössy L., 1957: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatók kilátásai szempontjából. *BKL*, 90(9):491-503.
- Körössy L., 1959: A nagy Magyar Alföld fliss jellegű képződményei. *Földt. Közl.*, 89(2):115-124.
- Körössy L., 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. *Földt. Közl.*, 93(2):153-172.
- Kubassek J., 2002: Lóczy Lajos szerepe Ázsiai földtudományi feltárásában és eredményeinek külföldi visszhangja. In: Marosi (2002), pp. 69-87.
- Kummerow, J., Kind, R., Oncken, O., Giese, P., Ryberg, T., Wylegalla, K., Scherbaum, F. and TRANSALP Working Group, 2004: A naturel and controlled source seismic profile through the Eastern Alps: TRANSALP. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225:115-129.
- Laubscher, H., 1971: Das alpen-dinariden Problem und die Palinspastik der nördlichen Tethys. *Geol. Rundsch.*, 60:831-843.
- Lay, T., 1994: The fate of descending sabs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22:33-61.
- Lenkey, L., 1999: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. PhD thesis, Vrije Univ., Amsterdam, 215 p.
- Le Pichon, X., Sibuet, J. C. and J. Francheteau, 1977: The fit of the continents around the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 38:169-209.
- Lexa, J. and V. Konečný, 1974: The Carpathian volcanic arc: a discussion. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 18(3-4):279-293.
- Lister, G. S., Banga, G. and A. Feenstra, 1984: Metamorphic core complexes of the Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea. *Geology*, 12:221-225.
- Lithgow-Bertelloni, C. and M. A. Richards, 1998: The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. *Rev. Geophys.*, 32:1-36.
- Lippitsch, R., 2002: Lithosphere and upper mantle P-wave velocity structure beneath the Alps by high resolution teleseismic tomography. PhD thesis, ETH Zürich, 137 p.
- Lippitsch, R., Kissling, E. and J. Ansorge, 2003: Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *J. Geophys. Res.*, 108, B8, 2376, doi: 10.1029/2002JB002016.
- Lister, G. S. and G. A. Davies, 1989: The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region U.S.A., *J. Struct. Geol.*, 11:65-94.
- Lóczy L. (szerk.), 1918a: *A magyar Szent Korona Országainak földrajzi, társadalomtudományi, közművelődési és közgazdasági leírása.* Budapest, I-VIII. kötet. A M. Földr. Társ. kiadványa, 528 p.
- Lóczy L. (szerk.), 1920a: *A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe.* 1:75.000, Magy. Földr. Társ. Balaton Bizottsága, Budapest. (Társ-szerzők: Cholnoky J., Kormos T., Laczkó D., László G., Taeger H., Treitz P., Vadász E., és Vitális I.)
- Lóczy L., 1876: *Az Alpések keletkezése.* *Természettud. Közl.*, 82(8):225-236.
- Lóczy L., 1890: *Földtan.* In: Gróf Széchenyi Béla keletázsiai útjának tudományos eredménye, 1877-1880. Budapest, Kilián F. Bizományában. I.kötet, 3. szakasz, pp. 312-736.
- Lóczy L., 1907: *Megfigyelések a Keleti-Himalájában.* *Földr. Közl.*, 35(7):293-310.
- Lóczy L., 1913a: *A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése.* A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I.kötet, 1. rész, 1. szakasz Budapest, Kilián F. Bizománya, 617 p.
- Lóczy L., 1913b: *Balaton környékének geomorfológiája.* Pótfüzetek a *Természettud. Közlönyhöz*, 45. kötethez 1-2. pótfüzet, 17 p.
- Lóczy L., 1915: *Suess Ede emlékezete.* *Földr.Közl.*, 45(4-6):105-121.
- Lóczy L., 1918b: *Magyarország földtani szerkezete.* In: Lóczy, 1918a, I. kötet, pp. 5-43.
- Lóczy L., 1918c: *Összehasonlító szemléldések az Erdélyi Érchegység és az Északnyugati Kárpátok geoszinklinálisai felett.* *Föld. Közl.*, 68:229-234.
- Lóczy L., 1920b: *Nyugatszerbiai tanulmányutam.* *Földr. Közl.*, 48(6-10):82-84.
- ifj. Lóczy L., 1923: *Magyarország hegyszerkezetének vázlatja.* *Földt. Szemle*, 1(3):109-115.
- ifj. Lóczy L., 1925: *A Dunántúl hegyszerkezetéről.* *Földt. Közl.*, 55(1):57-63.
- ifj. Lóczy L., 1934: *Tectonics and paleogeography of basin system of Hungary elucidated by drilling for oil.* *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 18(7):925-941.
- ifj. Lóczy L., 1938: *A magyar föld kialakulása és bányakincsei.* *Búvár*, 1938 jan.-febr. száma.
- ifj. Lóczy L., 1939: *A magyar medencerendszer geomorfológiája, különös tekintettel a petroleumkutatásra.* *Földr. Közl.*, 47(4):1-19.
- Lőrincz K. és Szabó P., 1992: *Többfázisú oldaleltolódásos tektonizmus vizsgálata a Szolnok-környéki szeizmikus szelvényeken.* *Magyar Geofizika*, 33:85-108.
- Lőrincz K., 1996: *Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén.* *Magyar Geofizika*, 37:228-246.
- Lőrincz, K. D., Horváth, F. and G. Detzky, 2002: *Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt.* In: Cloetingh et al. (2002), pp. 247-266.
- Lueschen, E., Gebrande, H., Millahn, K. und R. Nicolich, 2003: *Seismic profiling by the TRANSALP Working Group: deep crustal vibroseis and explosive seismic profiling.* *Mem. Sci.Geol.*, 54:11-14.
- Magyar, I., Geary, D. H. and P. Müller, 1999: *Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake*

- Pannon in Central Europe. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol.*, 147:151-167.
- Magyari Á., Musitz B., Csontos L., Van Vliet-Lanoe, B. és Unger Z., 2004: Késő-negyedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata külső-Somogyban terepi mikro- és morfológiával. *MÁFI Évi Jelentése 2002. évről*, pp. 111-128.
- Majoros Gy., 1980: A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. *Földt. Közl.* 110:323-341.
- Majzon L., 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei *Földt. Közl.*, 86(1):44-58.
- Mallet, F.R., 1875: On the geology of the Dargeeling-district and the Western Duars: *Mem. Geol. Survey India, Calcutta, Vol. XI, Part 1.*
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C. and K. Burke, 1983: Development of pull-apart basins. *J. Geol.*, 91:529-554.
- Marosi S. (szerk.), 2002: Lóczy Lajos emlékkötet. MTA FKK Földrajztud. Kut. kiadványa, Budapest, 91 p.
- Martin, M. and the CALIXTO working group, 2001: Results from teleseismic tomography for SE Romania, facts and surprises. Abstract book, St Mueller topical conference EGS, Balatonfüred, Hungary, pp. 38-39.
- Márton, E., and H. J. Mauritsch 1990: Structural applications and discussion of a paleomagnetic post-Paleozoic database for the Central Mediterranean. *Phys. Earth Planet., Int.*, 62:46-59.
- Márton, E., 2001: Tectonic implications of Tertiary paleomagnetic results from the PANCARDI area (Hungarian contribution). *Acta Geol. Hung.*, 44:135-144.
- Márton, E., Drobne, K., Cosovic, V., Moro, A. 2003: Palaeomagnetic evidence for Tertiary counterclockwise rotation of Adria. *Tectonophysics* 377:143-156.
- Márton, E. 2006: Paleomagnetic evidence for Tertiary counterclockwise rotation of Adria with respect to Africa. In: Pinter, N., Greneczy, Gy., Weber, J., Stein, S. and Medak, D. (eds.): *The Adria microplate: GSP Geodesy, Tectonics and Hazards. NATO Science Series IV - 61*, 71-80.
- Masters, G., Johnson, S., Laske, G. and H. Bolton, 1996: A shear-velocity model of the mantle. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 354:1285-1411.
- Mattick, R. E., Phillips, R. L. and J. Rumpler, 1988: Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary the Pannonian basin in southeastern Hungary. In: Royden and Horváth (1998), pp. 117-146.
- McKenzie, D., 1972: Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30:109-185.
- McKenzie, D. 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 40:25-32.
- Mescherikov, Y. A., 1968: Neotectonics. In: Fairbridge, R. W. (editor), *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York, pp. 768-773.
- Mészáros E. és Schweitzer F. (szerk.), 2002: Föld, víz, levegő. Glatz F. (főszerk.): *Magyar Tudománytár, 1. kötet*, Kossuth Kiadó, Budapest, 511 p.
- Mítuch E., 1964: A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. *Geofiz. Közl.*, 13(3):289-300.
- Molnar, P., England, Ph. and J. Martinod, 1993: Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, 31:357-396.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R. and Shu-Huei Hung, 2004: Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303:338-343.
- Morelli, C., Ganter, G. and M. Pisani, 1975: Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea. *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, 17:39-67.
- Mörner, N., 1989: Introduction. *Spec. issue on "Paleoseismicity and Neotectonics"* ed. by N. Mörner. *Tectonophysics*, 163:181-184.
- Mörner, N., 1990: Neotectonics and structural geomorphology: General Introduction INQUA Neotectonics Comm. Bull., no.13, p. 87.
- Mörner, N., 1994: Neotectonics in new perspectives. *INQUA Neotectonics Comm. Bull.*, 17:63-65.
- M. Tóth T., Kedves M. és Schubert F., 2003: Az Alföld metamorf aljzatának exhumációja a Szeghalmi-hát környékén: Palinológiai bizonyítékok. *Földtani Közöny* 133:547-562.
- M. Tóth, T., 1997: Retrograded eclogite from the Körös komplex (Eastern Hungary): Records of a two-phase metamorphic evolution in the Tisia composite terrane. *Acta Miner.-Petr. Szeged*, 38:51-63.
- Nagy L. J., 1991: A csillagok gyermekei vagyunk. Dr. Pávai-Vajna Ferenc élete és munkássága. Piremon kiadó, Debrecen, 340 p.
- Natland, J. H., 2003: Rock stars, James Dwight Dana (1813-1895): Mineralogist, Zoologist, Geologist, Explorer. *GSA Today*, 13(2):20-21.
- Obruchev, V. A., 1948: Osnovnije cserti kinematiki i plastiki neotektoniki. *Izv. AN SSSR ser. geogr.* 5:25-35.
- Oreskes, N., 1999: The rejection of continental drift. *Theory and method in American Earth sciences*. Oxford Univ. Press, Oxford, 420 p.
- Oreskes, N. (editor), 2003: *Plate tectonics, an insider history of the modern theory of the Earth*. Westview Press, Boulder, Co., 424 p.
- Papp S., 1939: A Magyar-Amerikai Olajipari Rt. földiolaj- és földgáz kutatásai a Dunántúlon. *Bányászati és Kohászati Lapok*, 72(9):200-241.
- Parson, B. and J. G. Sclater, 1977: An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82:803-827.
- Pávai Vajna F., 1917: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. *Földt. Közl.*, 47:249-253.
- Pávai Vajna F., 1919: A Dunántúl földgáz- és petroleumkincséről. *Bányászati és Kohászati Lapok*,
- Pávai Vajna F., 1921: A magyar földgáz és petroleum geológiájáról. *Bányászati és Kohászati Lapok*,
- Pávai Vajna F., 1923: Válasz a magyar földgáz kutatás kritikájára. *Földt. Közl.*, 51-52 kötet (1921-22):21-30.
- Pávai Vajna F., 1925: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. *Földt. Közl.*, 55(1):63-85.
- Pávai Vajna F., 1926: A magyar szénhidrogén kutatások eddigi tudományos eredményei. *Bányászati és Kohászati Lapok*, 598(20):375-379, 415-417, 436-443, 457-463.
- Pávai Vajna F., 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. *Földt. Közl.*, 60:7-33.

- Pávai Vajna F., 1943: A Dunántúl hegyszerkezete. M.kir. Földt. Int. 1943. évi Jelentésének Függeléke, 5. füzet, pp. 212-223 valamint a Hozzászólások és Válasz, pp. 224-238.
- Pavelic, D., 2001: Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin system. *Basin Res.*, 13:359-376.
- Pécsi M., 1959: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. *Geofiz. Közl.*, 8:73-83.
- Pécsi M., 1986: A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. *Földr. Közl.*, 34(1-2):3-10.
- Pekár D., 1917: A báró Eötvös-féle geofizikai mérésekről. *BKL*, 50:486-504.
- Pekár, D., 1930: Travaux de l'Institut Géophysique baron Reland Eötvös Rapp. pres. IV-eme Ass. Gen. UGGI, Stockholm 1930, pp. 1-34.
- Pekár D., 1941: Báró Eötvös Loránd. A tóziós inga 50 éves jubileumára. A Kis Akadémia kiadása, Budapest, A Kis Akadémia Könyvtára, 48:1-339.
- Peresson, H. and Decker, K., 1997: Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. *Tectonics*, 16:38-56.
- Piffner, O. A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, St. and A. Steck (eds.) 1997: Results of NRP 20, Deep structure of the Swiss Alps. Birkhäuser Verlag, Basel, 380 p.
- Piromallo, G. and A. Morelli, 2003: P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.*, 108, B2, 2065, doi: 10.1029/2002JB001757.
- Posamentier, H. W. and P.R. Vail, 1988: Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and system tract models. In: C. K. Wilgus et al. (eds.), *Sea-Level Changes: An integrated approach*. SEPM Spec. Publ., 42:125-154.
- Posgay, K. et al., 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophys. Transact*, 40(1-2):1-44.
- Posgay, K., Bodoky, T., Hegedűs, E., Kovácsvölgyi, S., Lenkey, L., Szafián, P., Takács, E., Timár, Z. and G. Varga, 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. In: Cloetingh S., D'Argenio, B., Catalano, R., Horváth, F. and W. Sassi (eds.), *Interplay of extension and compression in basin formation*. *Tectonophysics*, 252:467-484.
- Posgay, K., Hegedűs, E. and Z. Timár, 1990: The identification of mantle reflections below Hungary from deep seismic profiling. In: Leven, J. H., Finlayson, D. M., Wright, C., Dorley, J. C. and Kenneth, B. L. N. (eds.), *Seismic probing of continents and their margins*. *Tectonophysics*, 173:379-385.
- Pharaoh, T.C., 1999: Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314:17-42.
- Pitman, W. C. III. and M. Talwani, 1972: Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83:619-632.
- Posgay, K., Nagymarosy, A., Pápa, A., Hegedűs, E. and K. D. Lőrincz, 2000: Deep structure of the Szolnok Flysch Belt. *Geophys. Transact*, 43(2):71-91.
- Pratt, J. H., 1855: On the attraction of the Himalaya Mountains, and the elevated regions beyond them, upon the plumb-line in India. *Phil. Transact. Roy. Soc. London*, 145:53-100.
- Pratt, J. H., 1871: On the constitution of the solid crust of the Earth. *Phil. Transact. Roy. Soc. London*, 161:335-357.
- Prinz Gy., 1926: Magyarország földrajza. I. kötet: Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja. Danubia könyvkiadó, Pécs, 202 p.
- Pysklywec, R., Beaumont, Ch. and Ph. Fullsack, 2000: Modeling the behaviour of the continental mantle lithosphere during plate convergence. *Geology*, 28:655-658.
- Raileanu, V. and C. C. Diaconescu, 1998: Some seismic signatures in the Romanian crust. *Tectonophysics*, 288:127-136.
- Raileanu, V., Diaconescu, C. C., and F. Radulescu, 1994: Characteristics of Romanian lithosphere from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 239:165-185.
- Ramberg, H., 1967: Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuged models. *Acad. Press, London*, 214 p.
- Ranalli, G., 1995: Rheology of the Earth. Chapman and Hall, London, 413 p.
- Ranalli, G., Pellegrini, R. and S. D'Offizi, 2000: Time dependence of negative buoyancy and the subduction of continental lithosphere. *J. Geodyn.*, 30:539-555.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S. M. and Neugebauer, J. 1989: Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps. *Geology*, 17:404-407.
- Ratschbacher, L., Behrmann, J. H. and Pahr, A. 1990: Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. *Tectonophysics*, 172:91-105.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, Ph. and Cobbold, P. 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10:245-256.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G. and Merle, O. 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. *Tectonics*, 10:257-271.
- Ravnik, D., Rajver, D., Poljak, M. and M. Zivcic, 1995: Overview of the geothermal field of Slovenia in the area between the Alps, the Dinarides and the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 250:135-149.
- Reich L., 1986: Id. Lóczy Lajos belső-ázsiai felfedező útjának tudománytörténeti jelentősége. *Földt. Közl.*, 116:337-391.
- Reinecker, J. and W. A. Lenhardt, 1999: Present-day stress field and deformation in Eastern Austria. *Int. J. Earth. Sci.*, 88:532-550.
- Renner J., 1959: A magyar országos gravitációs alaphálózat végleges feldolgozása. *Geofiz. Közl.*, 8(3):105-141.
- Renner J. és Stegena L., 1966: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. *Geofiz. Közl.*, 14:103-114.
- Réthly A., 1911: A kecskeméti földrengés elemei. *Földr. Közl.*, 39(9-10):391-420.
- Réthly A., 1912: Földrengések a Balaton környékén. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, I. kötet, 1. rész, III. szakasz. Kiadja a M. Földr. Társaság Balaton-Bizottsága, Kilián F. bizománya, Budapest, 43 p.
- Ricou, L.-E., 1994: Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260

- Ma from Central America to south-eastern Asia. *Geodyn. Acta*, 7:169-218.
- Rogers, W. B. and H. D. Rogers, 1943: On the physical structure of the Appalachian chain, as exemplifying the laws which have regulated the the elevation of great mountain chains, generally. *Rep. of the Meetings of the Assoc. of Amer. Geol. and Natur.*, pp. 474-531.
- Romanowicz, B., 1991: Seismic tomography of the earth's mantle. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 19:77-99.
- Romanowicz, B., 2002: Global mantle tomography: present status and perspectives. *Acta Geophys. Polon.*, 50:3-21.
- Rónai A., 1973: A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon. *MTA X. Oszt. Közl.*, 6:241-243.
- Rónai A., 1986: A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete. *Földt. Közl.*, 116:31-43.
- Roure, F., 1994: Peri-Tethyan platforms. *Ed. Technip, Paris*, 275 p.
- Royden, L., Horváth, F. and B.C. Burchfiel, 1982: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. America Bull.*, 93:717-725.
- Royden, L., Horváth, F. and J. Rumpel, 1983: Evolution of the Pannonian basin system: 1. Tectonics. *Tectonics*, 2:63-90.
- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A. and L. Stegena, 1983: Evolution of the Pannonian basin system: 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics*, 2:91-137.
- Royden, L. H. and F. Horváth (eds.), 1988: The Pannonian basin - a study in basin evolution. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 45, Tulsa, Okl.*, 394 p.
- Royden, L. H., 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: Royden and Horváth (1998), pp. 27-48.
- Royden, L. H., 1993: Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12:629-638.
- Rozlozsnik P., 1936: A Bihar-hegységcsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében: *Mat. és Term.tud. Értesítő*, 55:46-74.
- Rumpel, J. and F. Horváth, 1988: Some representative seismic reflection lines from the Pannonian basin and their structural interpretation. In: Royden and Horváth (1998), pp. 153-169.
- Ruppel, C., 1995: Extensional processes in continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 100:24187-24215.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Dunai T., Fodor L., Bada G., Leél-Össy Sz. és Horváth E., 2005: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ³He kitértési kor mérések alapján. *Földt. Közl.*, 135:373-403.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., 2007: Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the central Pannonian basin: a quantitative geomorphological, geochronological and structural analysis. PhD thesis, VU Amsterdam, 149 p.
- Sacchi, M., Horváth, F. and O. Magyar, 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the Western Pannonian basin, Hungary. In: Durand et al. (1999) pp. 357-390.
- Sachenhofer, R. F., Dunkl, I., Hasenhütte, Ch. and B. Jelen, 1998: Miocene thermal history of the southwestern margin of the Styrian Basin: Vitritine reflectance and fission track data from the Pohorje/Kozjak area (Slovenia). *Tectonophysics*, 297:17-29.
- Saftic, B., Velic, J., Sztanó, O., Juhász, Gy. and Z. Ivkovic, 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian basin (Northern Croatia and Southwestern Hungary). *Geol. Croat.*, 56:101-122.
- Scheffer V. és Kántás K., 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. *Földt. Közl.*, 79:327-362.
- Scheffer, V., 1960: Some contribution to the geophysical knowledge of the Carpathian basins. *Acta Tecton. Acad. Sci. Hung.*, 30:423-461.
- Scheffer V., 1962: A Kárpátmedencék néhány regionális geofizikai problémájáról. *Geofiz. Közl.*, 11:101-118.
- Scheffer V., 1960: A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. *Geofiz. Közl.*, 9(1-2):55-68.
- Scheffer V., 1963: Adatok a Vardaridák és a Bánátí-árok felszínalatti vonulatainak követéséhez a Kárpát-medencékben. *Földt. Közl.*, 93(3):286-303.
- Schmidt Eligius, R., 1956: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge, als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. *Geotektonisches Symp. zu Ehren von H. Stille. Stuttgart*, pp. 441-452.
- Schmidt Eligius R., 1961: Geomechanikai szempontok a magyar mezozoos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegység szerkezeti vonásai értelmezéséhez. *Földt. Int. Evk.* 49(3):747-758.
- Schubert, F. and T. M. Tóth, 2001: Structural evolution of mylonitized gneiss zone from the northern flank of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Miner.-Petr. Szeged*, 42:59-64.
- Sclater, J. G., Royden, L., Horváth, F., Burchfiel, B. C., Semken, S. and L. Stegena, 1980: The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51:139-162.
- Selverstone, J. 1988: Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing of the Tauern Window. *Tectonics*, 7, 87-105.
- Sengör, A. M. C., 1982a: Classical theories of orogenesis. In: A. Miyaskiro, K. Aki and C. Sengör (eds.), *Orogeny*, J. Wiley and Sons, New York, pp.1-48.
- Sengör, A. M. C., 1982b: Eduard Suess relations to the pre-1950 schools of thought in global tectonics. *Geol. Rundschau*, 71:381-420.
- Sengör, A. M. C., 1990: Plate tectonics and orogenic research after 25 year: a Tethyan perspective. *Earth-Science Rev.*, 27:1-201.
- Sengör, A. M. C., Görür, N. and F. Saroglu, 1985: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey: as a case study. *Spec. Publ. SEPM no. 37:227-264.*
- Sengör, A. M. C., 1985: The story of Thetys: How many wives did Okeanos have? *Episodes*, 8:3-12.
- Simon B., 1939: A Magyar medence földrendési térképe. *Földt. Közl.*, 69(10-12):199-201.
- Slemmons, D. B., 1991: Introduction. In: Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D. and Blackwell, D. D. (eds.), *Neotectonics of North America*. DNAG Vol. 1, Boulder, Co., pp. 1-20.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B. and Lippitsch, R., 2003: The Westwrm Alps – Eastern Alps transition: Tectonics and deep structure. *Ext. Abstr.*

- TRANSALP conference, Trieste. Mem. Sci. Geol., pp. 257-260.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E. and R. Schuster, 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geol. Helvet.*, 97:93-117.
- Smith, A.G., 1971: Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82:2039-2070.
- Spakman, W., 1990: Images of the upper mantle of central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2:542-553.
- Spakman, W., 1991: Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean and Asia Minor. *Geophys. J. Int.*, 107:309-332.
- Spakman, W., van der Lee, S. and R. van der Hilst, 1993: Travel time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400km. *Phys. Earth Plan. Int.*, 79:3-74.
- Sperner, B., Ratschbacher, L. and M. Nemcok, 2002: Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. *Tectonics*, 21, 1051, doi: 10.1029/2001TC901028.
- Sperner, B., Ioane, D. and R. J. Lillie, 2004: Slab behaviour and its surface expression: new insight from gravity modelling in the SE-Carpathians. *Tectonophysics*, 382:51-84.
- Stampfli, G. M. and G. Borell, 2004: The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F., Spackman, W., Stampfli, G. M. and P. Ziegler, (eds.): *The TRANSMED Atlas*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 53-80.
- Stegena L., 1958: A Nagyalföld geotermikus viszonyai. *Geofiz. Közl.* 7(3-4):229-238.
- Stegena, L., 1963: A magyarországi földi hőáram kérdéséhez. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.*, 32(1-4):151-158.
- Stegena, L., 1964: The structure of the Earth's crust in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 8(1-4):413-431.
- Stegena, L., Horváth, F. and A. Ádám, 1971: Spreading tectonics investigated by magnetotelluric anisotropy. *Nature*, 231:442-443.
- Stegena L., 1971: Lemeztektonika, Tethys és a Magyar medence. *Ált. Földt. Szemle*, 1:41-58.
- Stegena, L., 1982: Water migration influences on the geothermics of basins. *Tectonophysics*, 83:91-99.
- Stegena, L., Géczy, B. and Horváth, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 26, 71-90.
- Sterneck R., Eötvös L., és Steiner L., 1908: Geofizikai függelék. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, I. kötet, 1. rész, I-III. szakasz. I. szakasz: Ingamérések, pp. 1-28., II. szakasz: A Balaton nivófelülete s azon nehézség változásai, pp. 1-61., III. szakasz: A Balaton vidékén az 1901 év nyarán végzett földtudományi mérések eredményei, pp. 1-27. Kiadja a M. Földr. Társaság Balaton-Bizottsága, Kilián F. bizománya, Budapest
- Stille, H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gb. Bornträger, Berlin, 413 p.
- Stille, H., 1940: Einführung in den Bau Amerikas. Gb. Bornträger, Berlin, 717 p.
- Stille, H., 1949: Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung. *Dentsch. Akad. Wiss. Berlin, Vorträge u. Schr.*, 32:1-27.
- Stille, H., 1950: Bemerkungen zu James Gillulys „Distribution of mountain-building in geological time“. *Geol. Rundsch.*, 38:91-102.
- Stille, H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jb. Hannover*, 8:1-239.
- Suess, E., 1875: Die Entstehung der Alpen. W. Braumüller, Wien, 168 p.
- Suess, E., 1885-1909: *Das Antlitz der Erde*. Vol I-III. Freytag, Wien, valamint Tempsky, Prag, Vol. I. (1885), 778 p., Vol. II. (1888), 703 p., Vol. III/1 (1901) 508 p., Vol. III/2 (1909), 789 p.
- Szabó, Z.** and Z. Páncsics, 1999: Gravity map of Hungary corrected for basin effect. *Geophys. Transact.*, 42:41-54.
- Szádeczky-Kardoss, E., 1964: Grosstektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmamechanismus des innerkarpatischen Vulkanismus. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 8:433-454.
- Szádeczky-Kardoss, E., 1966: Magmamechanismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 10:371-395.
- Szádeczky-Kardoss E., 1967a: A magyarországi földtani kutatások újabb eredményei és távlatai a nemzetközi fejlődés tükrében. *MTA X. Oszt. Közl.*, 1(1-2):5-24.
- Szádeczky-Kardoss E., 1967b: Elgondolások a Kárpáti medencerendszer mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához. *Geonómia és Bányászat, MTA X. Oszt. Közl.*, 1:41-65.
- Szádeczky-Kardoss E., 1971: A globális tektonika mozgásmechanismusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Alkalmazások a Kárpát-Pannon-Dinárid területre. *Geonómia és Bányászat, MTA X. Oszt. Közl.*, 4:3-89.
- Szádeczky-Kardoss E., 1973a: Szublitoszferikus gőzpárnamagmatizmus és klimageozozás. *Geonómia és Bányászat, MTA X. Oszt. Közl.*, 6(1-4):163-169.
- Szádeczky-Kardoss E., 1973b: A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. *Földt. Közl.*, 103(3-4):224-244.
- Szádeczky-Kardoss E., 1974: A módszeres szubdukció vizsgálat a hasznosítható telepek kutatásának szolgálatában. *Földt. Kut.*, 17(3):1-10.
- Szafián, P., 1999: Gravity and tectonics, a case study in the Pannonian basin and the surrounding mountain belt. PhD thesis, Vrije Univ., Amsterdam, 153 p.
- Szafián, P., Tari, G., Horváth, F. and S. Cloetingh, 1999: Crustal structure of the Alpine-Pannonian transition zone: a combined seismic and gravity study. *Int. Journ. Earth Sci.*, 88:98-110.
- Szafián, P. and Horváth, F. 2006: Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modelling and their geodynamic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 95:50-67.
- Szalai T., 1958: A Kárpátok geotektonikai szintézise. *Geofiz. Közl.*, 7(2):111-145.
- Szalai T., 1960: A Kárpátok keletkezése. *Tisia. Földr. Ért.*, 9(4):439-461.
- Szalai T., 1961: A Tisia és a Pannonikum közti hegysége. *Geofiz. Közl.*, 9(3-4):165-185.
- Szalay A. és Szentgyörgyi K., 1979: Adatok a szénhidrogénkutató fúrások által feltárt medencebeli pannon képződmények litológiai tagolódásának ismeretéhez trendelemzés alapján. *MTA X. Oszt. Közl.* 12:401-423.

- Szalay, Á., 1983: Metasomatic alteration of metamorphic, granitoid rocks in the basement of the Great Plain. *Acta Geol. Hung.*, 26:359-374.
- Szalay, Á., 1988: Maturation and migration of hydrocarbons in the southeastern Pannonian basin. In: Royden and Horváth (1998), pp. 347-354.
- Szénás, Gy., 1967: The crustal structure of the Carpathian basin. *Acta Geod. Geophys. Montanist. Acad. Sci. Hung.*, 3(3-4):373-393.
- Szénás Gy., 1968: A Kárpát-medence kéregszerkezete a földtan és a geofizika tükrében. *Geofiz. Közl.* 17(4):17-37.
- Szénás, Gy., 1969: The evolution and structure of the Carpathics basin. *Spec. paper Hung. R. Eötvös Geophys. Inst. for the IXth Session CBGA, Budapest*, pp. 1-111.
- Szénás, Gy., 1972: The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. *Geophys. Transact., Spec. edit.* 1-172.
- Szénás Gy., 1974: A lemeztectonika és bírálata. *Földt. Kut.*, 17(3):35-38.
- Szentes F., 1949: A kárpáti hegységrendszer helyzete az alpesi orogénban. *Földt. Közl.*, 79(1-4):89-94.
- Szentes F., 1961: Magyarország hegység szerkezeti térképe. *Földt. Int., Évi Jel. 1957-58-ról*, pp. 7-24.
- Szilárd J., 1959: Az országos gravitációs alaphálózat néhány különleges problémája. *Geofiz. Közl.*, 14:97-104.
- Szilárd J., 1984: Eötvös Loránd csavarási ingájának bevezetése a földtani kutatásba. *Földt. Kut.*, 27(3):63-69.
- Tanni, L., 1942: On the isostatic structure of the Earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena. *Publ. Isost. Inst. Intern. Assoc. Geod. No. 11, Helsinki*, pp. 1-100.
- Tari, G. and Bally, A.W. 1990: Metamorphic core complexes at the boundary of the Eastern Alps and the Pannonian basin. *Geol. Soc. Amer., Abstr. and Progr.*, 97-98.
- Tari, G., Horváth, F. and Rumpel, J., 1992: Styles of extension in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 208:203-219.
- Tari, G., 1994: Alpine tectonics of the Pannonian basin. PhD theses, Rice Univ., Houston, Texas, 501 p.
- Tari, G., 1996: Nealpine tectonics of the Danube basin (NW Pannonian basin, Hungary). In: Ziegler, P. A. and F. Horváth (eds.), *Structure and prospects of Alpine basins and forelands. Peri-Tethys Memoir 2*, Edit. Museum Paris, pp. 439-454.
- Pharach, T. C., 1999: Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314:17-41.
- Tari, V. and J. Panic, 1998: Geodynamic evolution of the northern Dinarides and the southern part of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 297:269-281.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Szafián, P. and T. Tóth, 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand et al. (1999) pp. 215-250.
- Tasnádi-Kubacska A., 1974: Lóczy Lajos. *Akad. Kiadó, Budapest*, 150 p.
- Taylor, B. and G. D. Karner, 1983: On the evolution of marginal basins. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21:1727-1741.
- Telegdi Roth K., 1929: Magyarország geológiája, I. rész. A Magyar föld és az azt környező területek hegység szerkezetének kialakulása. *Tudományos Gyűjtemény, Danubia Könyvkiadó, Pécs*, 170 p.
- Telegdi Róth K., 1949: A geológus Lóczy Lajos. Születésének 100 éves évfordulója alkalmával tartott előadás. *Földt. Közl.*, 79(1-4):311-319.
- Termier, P., 1922: A la Gloire de la Terre. *Nouvelk Libraire Nat.*, Paris, 425 p.
- Tomek, C and A. Thon, 1988: Interpretation of seismic reflection profiles from the Vienna basin, the Danube basin, and the Transcarpathian depression, Czechoslovakia. In: Royden and Horváth (1998), pp. 171-182.
- Tomek, C. and J. Hall, 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. *Geology*, 21:535-538.
- Tomek, C., Ibrmajer, I., Korab, T., Biely, A., Dvorahova, L., Lexa, J. and A. Zboril, 1989: Crustal structures of the West Carpathians on deep reflection seismic line 2T. *Miner. Slov.*, 21:3-26. (in Slovakian with English abstract).
- Tomljenovic, B. and L. Csontos, 2001: neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac Basins, Croatia). *Int. J. Earth Sci.*, 90:560-578.
- Tóth, L., Mónus, P., Zsiros, T. and M. Kiszely, 2002: Seismicity in the Pannonian region, earthquake data. In: Cloetingh et al. (2002), pp. 9-28.
- Tóth, T. and F. Horváth, 1997: High resolution seismic profiling for neotectonic investigations. In: Marosi S. and Meskó A. (eds.) *Seismic risk of the Paks Nuclear Power Plant of Hungary. Akad. Kiadó, Budapest*, pp. 123-152.
- Tóth T. és Horváth F., 1998: Van bizonyíték a negyedik-dőszaki tektonizmusra Paks környékén! *Földtud. Közl.*, 129(1):109-124.
- Trampert, J., Vacher, P. and N. Vlaar, 2001: Sensitivities of seismic velocities to temperature, pressure and composition in the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Int.*, 124:255-267.
- Tóth, T., Vida, R., Horváth, F. and Simpkin, 1997: Shallow-water single and multichannel seismic profiling in a riverine environment. *The Leading Edge*, 1691-1695.
- Trümpy, R., 1973: The timing of orogenic events in the Central Alps. In: de Jong, K. and R. Scholten (eds.), *Gravity and tectonics. Wiley, New York*, pp. 229-251.
- Trümpy, R., 2001: Why plate tectonics was not invented in the Alps. *Int. J. Earth Sci.*, 90:477-483.
- TRANSALP Working Group, 2002: First deep seismic images of the Eastern Alps reveal giant constal wedges and transcmstal ramps. *Geophys. Res. Lett.*, 29., doi: 10.1029/2002GL014911.
- Uhlig, V., 1903: Bau and Bild der Karpathen. In: C. Diener, R. Hoernes, F. E. Suess und V. Uhlig, (eds.) *Bau und bild Österreichs. F. Tempsky, Wien, Leipzig*, pp. 651-911.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. *Kais-König-Hof-und Staatsdruckerel, Wien*, 111 p.
- Vadász E., 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlat. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.*, 14(1-3):217-248.

- Vadász, E., 1961: On the problem of the Hungarian median „massif“. *Ann. Univ.Sci. Budapest. R. Eötvös nom. Sect. Geol.*, 4:105-119.
- Vail, P. R., Mitchum, R.M. and S. Thompson III., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: C.E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 26, Tulsa, Okl., pp. 83-97.
- Vajk R., 1943a: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. *Földt. Közl.*, 73(1-3):17-38.
- Vajk R., 1943b: Hozzászólás dr. Pávai-Vajna Ferenc: „A Dunántúl hegyszerkezete“ c. előadáshoz. *M. kir. Földt. 1943. évi Jelentésének Függeléke*, 5:224-228.
- Vakarcz, G., Vail, P. R., Tari, G., Pogácsás, Gy., Mattick, R. E. and A. Szabó, 1994: Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 240:81-106.
- Vakarcz, G., 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian basin. PhD theses, Rice Univ. Houston, Texas, 1-514.
- Van Bemmelen, R. W., 1933: Die Anwendung der Undations Theorie auf das Alpine system in Europa. *Proc. Kon. Akad. Wetensch., Ser. B.*, 36(7):730-739.
- Van Bemmelen, R. W., 1954: Mountain building. *Nijhoff, The Hague*, 177 p.
- Van Bemmelen, R.W., 1933: Die Anwendung der Undation Theorie auf das Alpine System in Europa. *Proc. Kon. Akad. Wetensch., Ser. B.*, 36:730-739.
- Van Bemmelen, R. W., 1966: On mega-undations: a new model for the Earth's evolution. *Tectonophysics*, 3(2):83-127.
- Van Bemmelen, R. W., 1972: Geodynamic models: in evolution and synthesis. Elsevier, Amsterdam, 267 p.
- Van der Beek, P. A., Cloetingh, S. R. P. L. and P.A.M. Andriessen, 1994: Mechanism of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: constraints from tectonic modelling and fission track thermochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121:417-433.
- van der Hilst, R. D., Engdahl, E. R. and W. Spakman, 1993: Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region. *Geophys. J. Int.*, 115:264-302.
- van der Hilst, R. D., Widiyantoro, S. and E. R. Engdahl, 1997: Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386:578-584.
- van Hinsbergen, D. J. J., 2004: The evolving anatomy of a collapsing orogen. PhD thesis, Geol. Ultraiectina No. 243, Utrecht, 280 p.
- Vening Meinesz, F. A., 1933: The mechanism of mountain formation in geosynclinal belts. *Proceed. Kon. Acad. Wetensch. Amsterdam*, 36: 200 p.
- Vening Meinesz, F. A., 1954: Indonesian Archipelago: A geophysical study. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65:143-164.
- Wéber, Z., 2002: Imaging P_n velocities beneath the Pannonian basin. *Phys. Earth Planet. Int.*, 129:283-300.
- Wegener, A. L., 1912: Die Entstehung der Kontinente. *Petermann Geogr. Mittlg.* Aprilheft pp. 185-195, Maiheft pp. 263-256, Juniheft pp. 305-309.
- Wegener, A. L., 1915: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. F. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 94 p.
- Wegener, A. 1929: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. (4. átdolg. kiadás), F. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 110 p.
- Wein Gy., 1967: A Délkelet-Dunántúl hegyszerkezeti összefüggései az óalpi ciklusban. *Földt. Közl.*, 97:286-293.
- Wein, Gy., 1969: Tectonic review of the Neogene covered areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13:399-436.
- Wein Gy., 1972: Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. *Földr. Közl.*, 96:302-328.
- Wein Gy., 1974: A Budai-hegység szerkezetalakulása. *Földt. Kut.*, 17(3):23-34.
- Wein Gy., 1978a: A kárpátmedence kialakulásának vázlat. *Ált. Földt. Szemle*, 11:5-34.
- Wein Gy., 1978b: A kárpátmedence alpi tektogenezeise. *MÁFI Évi Jel. 1976-ról*, pp. 245-256.
- Wenzel, F., Achauer, U., Enescu, D., Kissling, E., Russo, R., Mocanu, V. and G. Musacchio, 1998: Detailed look at final stage of plate breck-off is target of study in Romania. *EOS, Transact. AGU.*, 79(48):589-592.
- Wernicke, B. and B. C. Burchfiel, 1982: Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4:105-115.
- Wernicke, B., 1985: Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22:108-125.
- Willingshofer, E. and S. Cloetingh, 2003: Present day lithospheric strength of the Eastern Alps and its relationship to neotectonics. *Tectonics*, 22, 1075, doi:10.1029/2002 TC 0014763.
- Willis, B., 1944: Continental drift. *Ein Märchen. Am. J. Sci.*, 242:509-513.
- Wortel, M. J. R. and W. Spakman, 2000: Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290:1910-1917.
- Wórum G. és Horváth F., 2005: 3D földtani-hidrológiai modell készítése a paksi Atomerőmű környezetére. *Kutatási jelentés az ETV-Erőterv Rt. megbízásából, Geomega*, 68 p. (Kézirat)
- Yilmaz, P. O., Norton, I. O., Leary, D. and R. J. Chucla, 1996: Tectonic evolution and paleogeography of Europe. In: P. Ziegler and F. Horváth (eds.), *Structure and prospects of Alpine basins and forelands. Mém. Museum Nat. d'Hist. Nat.*, Paris, vol. 170:47-60.
- Zhou, H.-W., 1996: A high resolution P-wave model for the top 1200km of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 101:27791-27810.
- Ziegler, P., 1988: Evaluation of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 43, pp. 1-189.
- Ziegler, P., 1990: Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell Int. Petrol. Mij. B. V. and Geol. Soc. London*, 239 p.
- Zoback, M. L. and M. Zoback, 1980: State of stress in the conterminous United States. *J. Geophys. Res.*, 85:6113-6156.
- Zuchiewicz, W., 1995: Neotectonics of Poland: A state-of-art review. *Folia Qatern.*, Kraków, 66:7-37.
- Zsiros T., 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA GGKI kiadvány, Budapest, 495 p.

