

A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália-térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése^{a)}

KISS J.

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
E-mail: kiss.janos@mfgi.hu

Magyarország gravitációs Bouguer-anomáliatérképének egyik legérdekesebb Ny-ról K-re kinyíló tölcészerű rajzolatát, a felszíni földtani ismereteink alapján csak egyes részleteiben tudjuk megmagyarázni. Minél tovább nézzük a térképet (vizsgáljuk a Bouguer-anomáliateret), annál inkább megbizonyosodunk róla, hogy valószínűleg egy mély regionális földtani hatás tükröződik a felszínközeli tektonika által változtatossá tett anomáliakép alatt.

Ennek a hatásnak a jelenléte a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképén teljesen egyértelműen ott azonosítható, ahol ezek a jellegzetességek (minimumzónák formájában) a Pannon-medence kiterjedt gravitációs maximumát feldarabolják. Tulajdonképpen a Pannon-medence izosztatikus eredetű gravitációs maximumát írják felül, jelentős minimumokat rajzolva Bouguer-anomáliatérképre.

Ezek a minimumok medencealjzatnál mélyebb, kéreg- (vagy köpeny-) eredetű hatásoktól származnak, amire néhány évtizedes modellezési tapasztalatainkból következtetünk.

A regionális gravitációs lineamentek kialakulásának okait vizsgálva az izosztatikus gyökérszónák lehetséges hatása többször is előkerült. Az izosztatikus gyökérszónák és köpenykiemelkedések vizsgálataink alapján hatással lehetnek a Kárpát-Pannon Régió kéreg-köpeny mozgásmodelljére is.

Kiss, J.: Investigation in spectral domain, and interpretation of Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

One of the most interesting parts of Bouguer anomaly map of Hungary is the cone form opening from West to East which can be explained by our surface geological knowledge only to a certain extent. The longer we are looking the map (studying the Bouguer anomaly field) the more convinced we become that the effect of a deep regional geological structure is reflected on the Bouguer anomaly map which gets variety from the near surface tectonics.

These signatures can be identified only on the Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region where these minimum zones spaded the spacious gravity maximum of the Pannonian Basin. They overwrite the effect of isostasy generating significant minimum zones on this gravity maximum.

Based on our interpretation practice of several decades, we suppose that the source of these effects is deeper than the surface of the basement and it has a crust or mantle origin.

Looking for the sources of regional gravity minimum zones (lineaments), we had to build the consequences of the isostasy into the geodynamical model. The presence of the isostatic roots below the mountain regions and antiroots below the deep basins can modify the crust (mantle) mobility in the Carpathian-Pannonian Region.

Beérkezett: 2012. október 18.; *elfogadva:* 2013. február 12.

Bevezetés

Az izosztázia jelenségének vizsgálata során (Kiss 2009c, 2010) a Moho-felszín hatásának egyértelmű jeleit sikerült azonosítani Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképén. Ezek a jelek a környező hegyek (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) esetében teljesen nyilvánvalóak voltak, de a Kárpát-medence belsejében ezek a hatások – különösen,

ha az országos Bouguer-anomáliatérképből indultunk ki – nehezen felismerhetők, gyakorlatilag nem azonosíthatóak! A felszíni földtani értelmezések (pl. pretercier medencealjzatmélység-meghatározások) során ezek az anomáliák – mivel a Bouguer-anomáliatérre gyakorolt hatásukat nem ismertük pontosan – értelmezési problémákat okoztak. Ezek a gravitációs anomáliák ugyanakkor a földkéreg felépítésének megismerése szempontjából a szeizmikus mélykutató-

sok mellett – a pont- vagy vonalszerű adatrendszerek után, amelyekből az eddigi információk származtak – új területi képet adtak a földkéregről, annak inhomogenitásáról, amelynek elemzése érdekes adalékkal szolgálhat a kéregkutatás számára!

Vajon az egyértelműen kimutatható kéreghatások mit tükröznek vissza? A kérdés megválaszolása túlmutat a gravitációs értelmezésen, de talán a feldolgozásaink és az ebből kapott információk – más módszerek eredményeivel összevetve – fontosak lehetnek a Kárpát-Pannon Régió földtani „kirakós játék”-ának megoldásában.

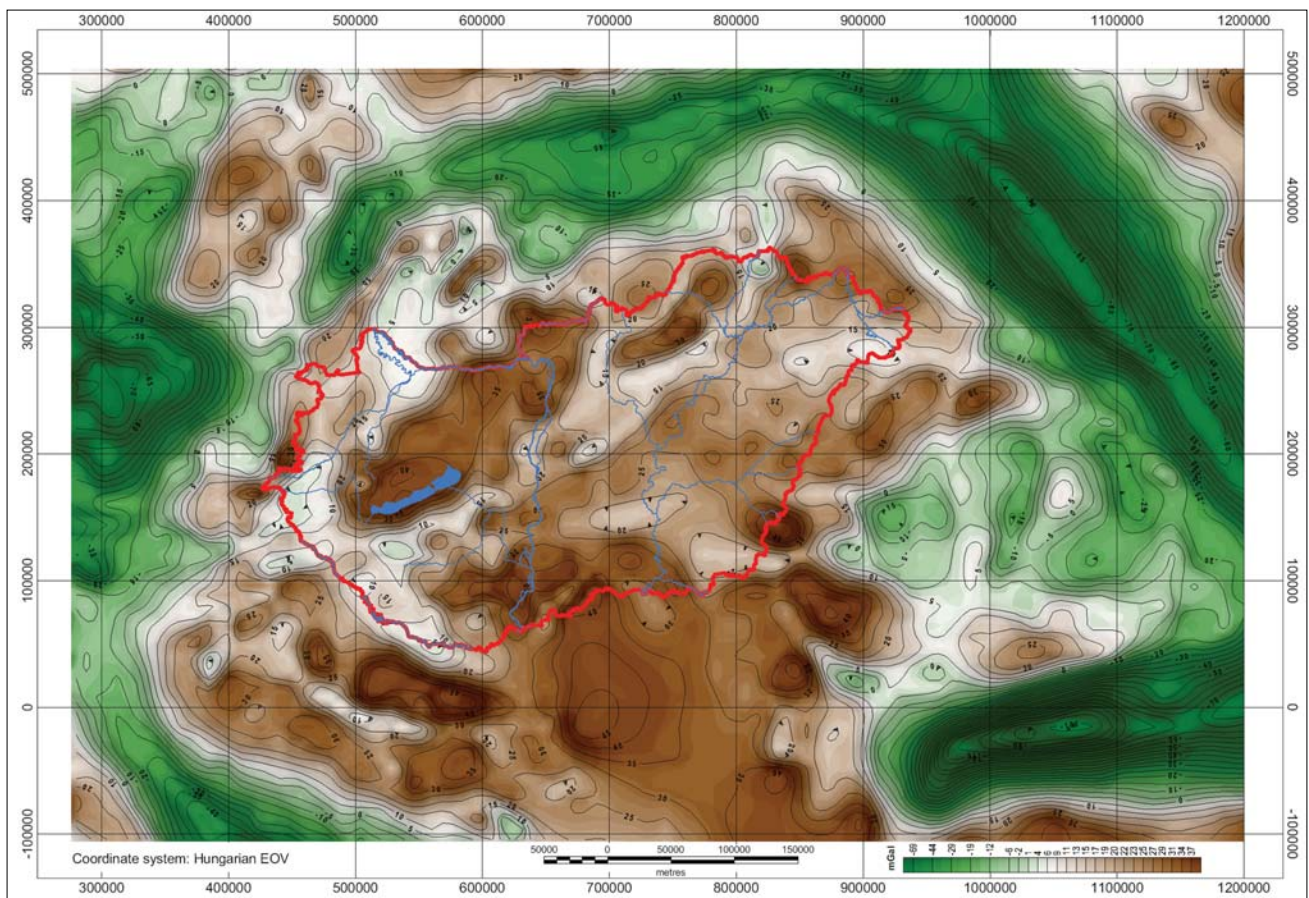
Érdeemes az anomáliák spektrális jellege alapján megvizsgálni a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképét, hátha a különböző mélységű (léptékű) hatásokat el tudjuk különíteni. Az elkülönítés nem mindig egyértelmű, mert az anomáliák szuperpozíciója miatt interferencia és *alias* jelenségek alakulhatnak ki, s ilyenkor a hatások nem csak a települési mélységüknek megfelelő térfrekvenciával jelentkeznek. Óvatosnak kell tehát lennünk a spektrálanalízis során, ellenőriznünk kell a kapott eredményeket a meglévő, más forrásból származó információkkal összevetve, miközben megőrizzük a gravitációs adatfeldolgozás eredményeit mint kiindulási forrásként szolgáló információkat!

A spektrálanalízis során abból indultunk ki, hogy a különböző mélységű hatások eltérő térfrekvenciájú^{b)} anomáliákat

okoznak. Feltételezzük, hogy a ható mérete nincs jelentős hatással az energiaspektrumra, amint azt a gravitációs lineamensek kimutatásához végzett modellezésekkel már többé-kevésbé beláttuk (Bodoky et al. 2007). Spektrális szűréssel azt is vizsgáltuk, hogy a Bouguer-anomáliák rajzolatát mely mélységtartományokban jelentkező sűrűségváltozások határozzák meg.

A Bouguer-anomáliatérkép spektrális szűrésekor az energiaspektrumon kijelölhetjük az egyenes szakaszokat (elvilleg ezek az azonos mélységtartományból származó hatások), majd sávszűréssel, a spektrum szakaszainak megfelelő hullámhosszúságú anomáliákat elkülöníthetjük. A szakirodalomban mélységi szelelelésnek is hívják ezt az eljárást, az adatfeldolgozás szempontjából tulajdonképpen egy – a kiindulási adatok spektrális elemzése alapján megtervezett – sávszűrésről van szó (a Meskó-féle maradékanomália-szűrő is sávszűrő volt – Meskó 1966).

A Bouguer-anomáliatérkép nagy hullámhosszúságú anomáliái határozott minimumsávokat jeleznek, amelyek eredete a kéreg, esetleg köpeny. Ez viszont azt is jelentheti, hogy az anomáliatérképen a Kárpát-Pannon Régió geodinamikai folyamatainak egyfajta lenyomata látszik, és ezek vizsgálata közelebb vihet minket a Pannon-medence kialakulásának megértéséhez.



1. ábra | Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália térképe
Figure 1 | Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

Kiindulási adatok

A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-értékeinek kiszámításakor – nemzetközi együttműködésben – az IGSN71 európai vonatkoztatási rendszert, WGS84 ellipszoidot és 2670 kg/m^3 korrekciós sűrűséget alkalmaztuk (East–West Gravity Project, GETECH–ELGI együttműködés).

A Bouguer-anomáliatérkép (1. ábra) nem egyforma pontsűrűségű adatrendszerből készült, így például Szerbia esetében sokkal ritkább hálózatból kellett a 8 km-es szabályos rácsávolságú Bouguer-anomáliatérképet elkészíteni, ami látszik is a térkép spektrális jellegéből. Ezt a szabályos rácsból álló adatrendszert interpoláltuk tovább 1 km-es hálóba (rácsból-rácsba – sűrítő interpolálás) egy szebb lefutású térkép előállítására céljából, így az interpolálásból származó álanomáliák megjelenését el tudtuk kerülni. A feldolgozásokat és szűréseket ezen az adatrendszeren végeztük el.

A Bouguer-anomáliatérképen (1. ábra) jól látszik, hogy a Pannon-medence belseje maximumként, a környező hegyvidékek (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) minimumként jelentkeznek, az izosztázia elvének megfelelően. Ellenőrizni kell azonban, hogy ezek a hatások tényleg a Moho-diszkontinuitás felszínének hullámzásából származnak-e, és nem csak a véletlen műve az anomáliák ilyen jellegű elrendeződése.

A gravitációs mérési adatokból indulunk ki, figyelmen kívül hagyva minden földtani koncepciót és előítéletet, spektrálanalízissel elkülönítjük a különböző gravitációs hatásokat, majd megpróbáljuk értelmezni a kapott eredményeket összekapcsolva azokat más – többek között földtani – ismeretekkel.

Spektrálanalízis

A Fourier-transzformáció a kétdimenziós függvények spektrális karakterisztikájának meghatározására is használható. Ilyen adatrendszer lehet, pl. a mágneses vagy a gravitációs anomáliatér (Meskó 1983, Blakely 1996, Kis K. 2009).

Az energiaspektrum a Fourier-transzformáltból a következőképpen írható le:

$$E(u, v) = \left| \overline{F}(u, v) \right|^2,$$

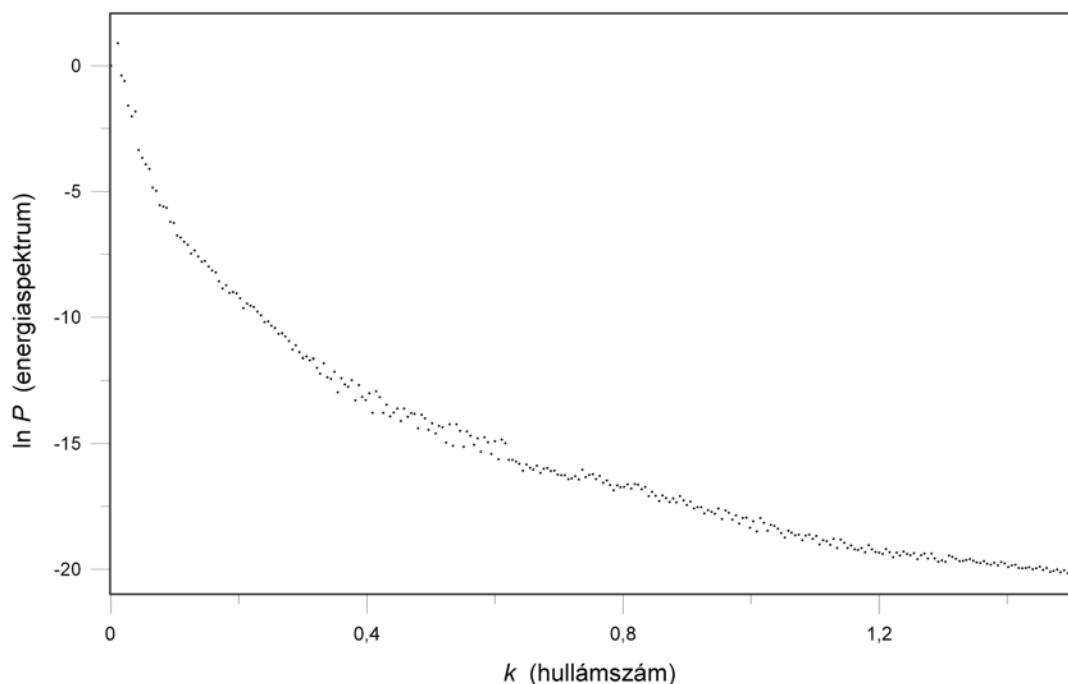
ahol $E(u, v)$ az energiaspektrum, $\overline{F}(u, v)$ a Fourier-transzformált.

Az energiaspektrum természetes logaritmikusanak megjelenítése a hullámszám (vagy térfrekvencia) függvényében adja az adatrendszer spektrumát.

A spektrumot többféle programmal (algoritmussal) állíthatjuk elő, de minden esetben fontos tisztázni, hogy térfrekvenciát vagy hullámszámot használunk-e, illetve azt, hogy mágneses vagy gravitációs adatok elemzésére használjuk-e a spektrálanalízis adta lehetőségeket (az Eötvös–Poisson-összefüggés alapján ismert, hogy egy deriváltnyi különbség van a kétfajta adat között, tehát nem mindegy!). A különböző „gyári” programok nem teljesen egyértelműen jelzik (dokumentálják), hogy mivel, és hogy mit számolnak („feketedoboz effektus”). A mélységmeghatározás során ezek a kiindulási információk döntő fontosságúak.

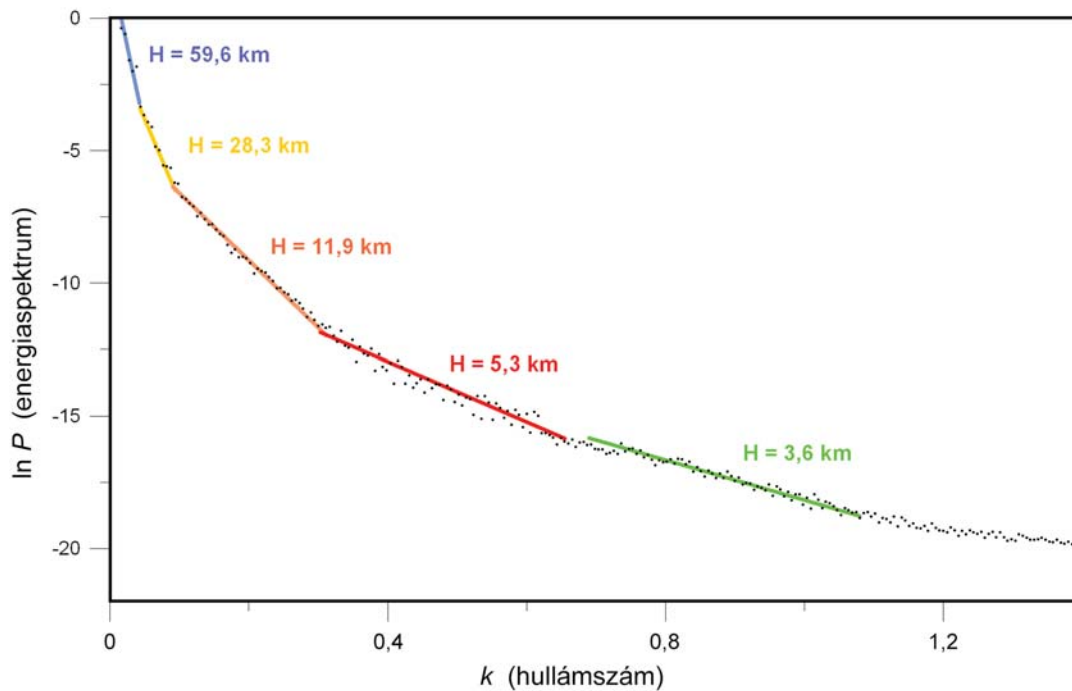
Az adatok spektrális érvényességi tartományát a Nyquist-frekvencia alapján a kiindulási adatok rácsávolságaiból (mintavételi távolságból) tudjuk meghatározni:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta x}; \quad k_N = 2\pi f_N = \frac{\pi}{\Delta x}.$$



2. ábra | A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének energiasűrűség-spektruma

Figure 2 | Power density spectrum of Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

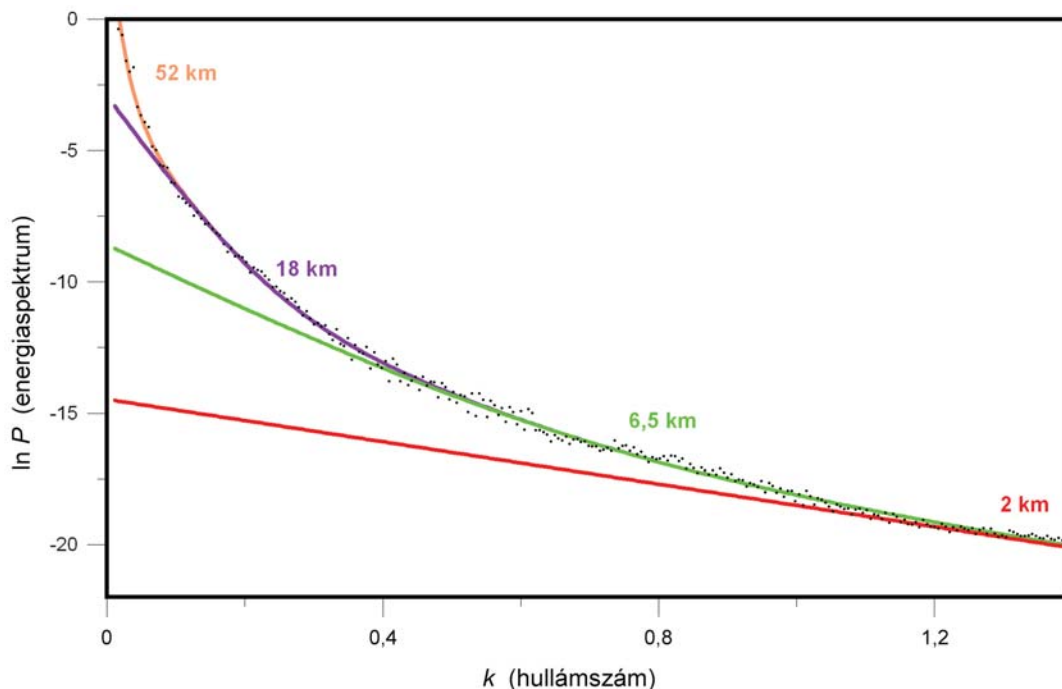


3. ábra Jellegzetes mélységtartományok manuális kijelölése a spektrumon

Figure 3 Manual designation of representative depth domain on the spectrum

Mivel a feldolgozásaink során hullámszámokkal (k_N) dolgoztunk, így esetünkben a térfrekvencia (f_N) értéket 2π -vel meg kellett még szorozni. A Nyquist-frekvenciának megfelelő hullámszámérték ebben az esetben 0,4 körüli (mivel a rácstávolság 8 km), így a kapott

spektrum csak eddig az értékig hordoz információt a mintavételi sűrűségéből adódóan. A spektrum másik szélsőértékét a vizsgált terület nagysága határozza meg (a gyakorlat alapján: vizsgálható mélység \sim területméret/ (10÷50).



4. ábra Jellegzetes mélységtartományok interaktív (illesztéses) kijelölése a spektrumon

Figure 4 Depth estimation by interactive curve fitting of the spectrum

A spektrum (2. ábra) a 0,4-es értéknél „szétválík”, elzajosodik, ez a Nyquist-frekvenciának megfelelő tartomány, és a spektrum 0,4-nél nagyobb hullámszámokhoz tartozó része már – az 1 km-es rácsba interpolálásból adódóan – nem használható valós mélységmeghatározásra.

A spektrumgörbe alapján lehet elkülöníteni a különböző mélységű hatásokat: az azonos mélységhez tartozó hatások a spektrumon egyenes szakaszokként jelentkeznek (Spector és Grant 1970). Van, amikor a kijelölés teljesen egyértelmű, esetenként azonban nehézkes a különböző mélységek hatását felismerni, mert a spektrumgörbe meredeksége folyamatosan változik, és nincsen egyenessel közelíthető szakasza. A modellezések alapján az is látszik, hogy egy adott mélység válaszspektruma csak egy meghatározott spektrális tartományban közelíthető egyenessel.

A 2. ábra a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének energiaspektrumát mutatja, a 3. ábra a spektrumon kirajzolódó (vagy kijelölhető) egyenes szakaszok alapján a gravitációs hatók legvalószínűbb mélységi helyzetét adják meg (ez a manuális vagy szubjektív kijelölés, amivel a szakmai publikációkban leggyakrabban lehet találkozni).

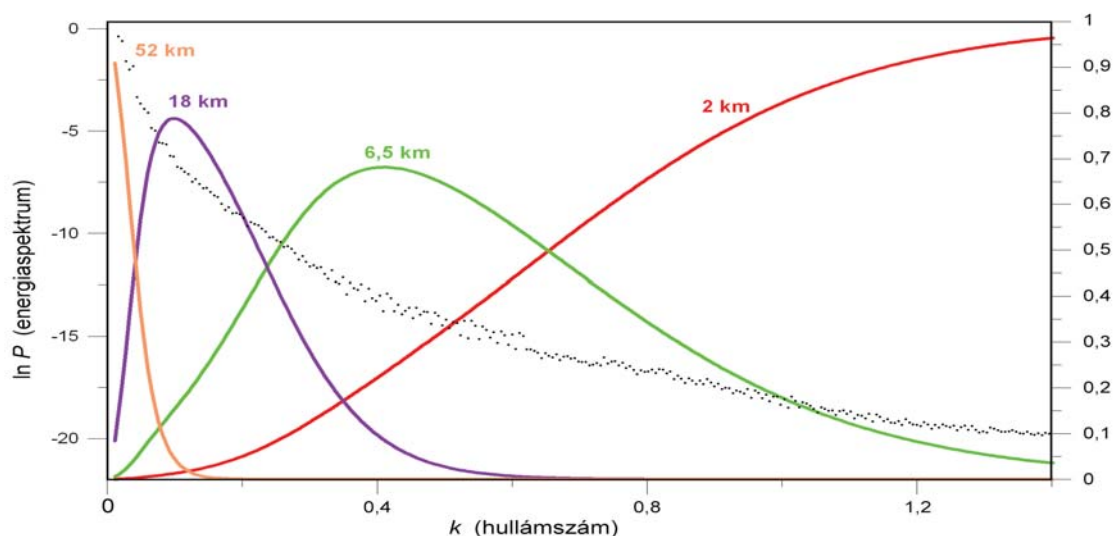
Lehetőség van a spektrális mélységek ellenőrzésére inverzióval, amelyet ekvivalens rétegek, vagy félterek energiaspektrumának kiszámolásával (Phillips 2001), továbbá a

számolt spektrumoknak és az eredeti spektrumnak az összevetésével érhetünk el. Erre azért van szükség, mert egyrészt a szuperpozíció miatt több hasonló megoldás lehetősége is benne van az energiaspektrumban, másrészt a kiindulási réteg mélysége hatással van a következő réteg mélységére, amiről csak a teljes spektrum kiszámításával győződhetünk meg.

Az inverziós spektrumillesztés során több manuálisan kijelölt mélység kieshet, illetve módosulhat, és tapasztalataink alapján a kiindulási értékek (azok hibája) befolyásolják az inverzió végeredményét, ami miatt a felszínről indulva, rétegről-rétegre kell felépíteni a modellt.

A 4. ábra az illesztett és inverzióval finomított spektrumot mutatja ekvivalens rétegenkénti bontásban (az inverziónál a fentebb említett okok miatt a teljes spektrumgörbére kellett illeszteni, figyelmen kívül hagyva a Nyquist-frekvenciát). A piros vonal a 2 km-es mélység spektrumát, a zöld vonal a 2 és 6,5 km-es mélységek együttes hatását mutatja és így tovább, míg végül a narancssárga vonal a teljes spektrumot, a 2–6,5–18–52 km mélységű hatók együttes hatását adja meg. Az utolsó mélységet már nem ekvivalens rétegenként, hanem féltérként vettük figyelembe.

Az illesztéskor különböző súlyokkal szerepelnek az eltérő mélységű hatások, ezt mutatják az 5. ábra átviteli függ-



5. ábra | Átviteli függvények a spektrumillesztésnél
Figure 5 | The bandpass filter characteristics on the spectrum

1. táblázat | A spektrális mélységek lehetséges földtani magyarázata

No.	Az ekvivalens ható mélysége (km)	A gravitációs hatás forrása	A megjelenés jellemző helye, érvényessége
1	~52	Moho-felszín, kéreg–köpeny határfelület	Alpok–Kárpátok–Dinaridák hegykoszorúja
2	~18	Conrad-felszín, gránitos-bazaltos kéreg határfelülete	Pannon-medence
3	~6,5	A legmélyebb üledékes medence mélysége	Pannon-medence
4	~2	A laza, nem tömörödött üledékek kimutathatósági határa	Pannon-medence

vényei. Ez megmutatja egyben azt is, hogy melyek a domináns hatások és melyek a kevésbé megbízható mélységtartományok. Esetünkben az 52 km-es mélységű szint hatása az egyik domináns hatás (a spektrum elején, rövid szakaszon 90%-os részaránnyal szerepel), a másik a 2 km-es lenne (a spektrum végén 96%-os részarányban jelenik meg), de ez már a zajtartományban van, mivel az interpolálásból származó a Nyquist-hullámszám feletti értékek tartományába esik. A 18 km-es és 6,5 km-es mélységek maximum 80, illetve 70%-os részarányban jellemzik a spektrumot az adott mélységtartományban. Az átviteli függvények azt is megmutatják, hogy az adott spektrális mélységhez milyen széles spektrum- vagy térfrekvenciatartomány tartozik.

A kisebb mélységek meghatározásához egy sűrűbben mintavételezett adatrendszerre van szükség, de ilyen adatok Közép-Európában számunkra csak Magyarország területéről állnak rendelkezésre (talán a következő publikációban bemutatjuk).

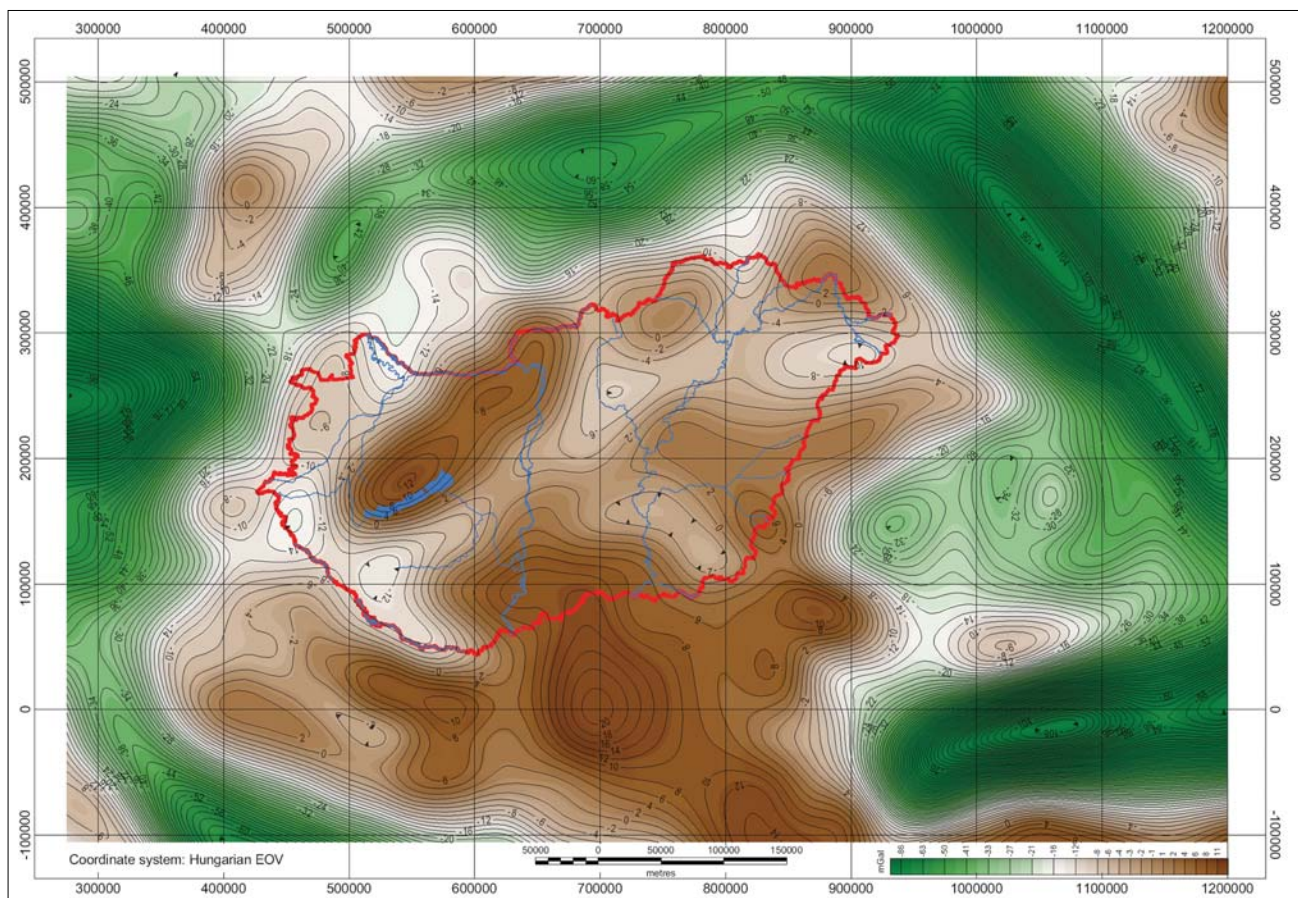
Földtani ismereteink alapján a kapott szintek többé-kevésbé beazonosíthatóak (1. táblázat), bár jelezni kell, hogy a spektrálanalízis csak azokat a Bouguer-anomáliaváltozásokat érzi, amelyek különböző térfrekvenciájú anomáliák formájában megjelennek. Ha nincs laterális sűrűségváltozás vagy vertikális irányú (mélység-) változás, akkor a szint

bármennyire is jellemző a területre, spektrális szempontból láthatatlan (mivel jelfrekvenciája nulla lesz, azaz nincsen anomália, csak egy konstans érték).

A szeizmikus mérések alapján a Pannon-medencére 25–30 km, a környező hegykoszorú alatt 40–60 km-es Moho-mélység a jellemző, így az 52 km-es spektrális mélység oka nagy valószínűséggel a Moho-szinten jelentkező sűrűségugrás. Az egész Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének egy jellemző mélységtartománya ez, ami a Pannon-medence Moho-szintjére – legalábbis jelen tudásunk szerint – nem jellemző, viszont a környező hegyek izosztatikus gyökérzónájának jelenléte miatt egy domináns jelfrekvenciával megjelenő mélység. Mivel spektrálanalízissel a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének egészét vizsgáltuk, nem lehet a hatásokat területileg lehatárolni, csak a földtani ismereteink alapján utólag értelmezni és magyarázni.

A Conrad-diszkontinuitás (SiAl–SiMa határ) mélységére csak a magyarországi mágneses mérésekből tudunk következtetni, amiből 15–18 km körüli mélységet feltételeztünk korábbi cikkeinkben (Kiss 2009a, Kiss et al. 2010). Ez a mélység megfelel a gravitációs spektrális mélységmeghatározás 18 km-es mélységének.

Közismert, hogy Magyarországon a legnagyobb medencemélység 7–8 km körüli, tehát a 6,5 km-es mélység a leg-



6. ábra | 52 km-es mélység Bouguer-anomáliatérképe
 Figure 6 | Bouguer anomaly effect of 52 km depth sources from spectral analysis

mélyebb medencéink szintjén jelentkező sűrűségváltozással lehet kapcsolatban.

A gyakorlati gravitációs modellezések és a sűrűség–mélység összefüggések (Szabó, Páncsics 1999, Mészáros, Zilahi-Sebess 2001) azt mutatják, hogy az üledékek konszolidációjából, a pórusterfogat drasztikus lecsökkenéséből származó gyors sűrűségnövekedés miatt, általánosan 2–3 km mélységben a laza üledékek a medencealjzatnak megfelelő sűrűséget érnek el, ami után az aljzattól való elkülönítés „a priori” ismeretek hiányában nagyon nehéz. Ez lehetne az utolsó spektrális mélység magyarázata.

A sűrűség megváltozása a felszíntől a legnagyobb behatolási mélységig folyamatosan jelen van, de vannak olyan vezérszintek (reológiai változásokhoz, hőmérséklet–nyomás hatására létrejött, fázisátalakulásokhoz köthető határfelületek), amelyek domináns hatása megjelenik a spektrumon. A kristályos medencealjzat, a Conrad-, és a Moho-határfelületek is ilyen kitüntetett szintek, ezért is kapcsoljuk a kapott mélységeket ezekhez az ismert felületekhez. Nem lehetünk azonban teljesen biztosak abban, hogy csak ezeknél a felületeknél kapunk ugrásszerű változásokat a sűrűségparaméterekben.

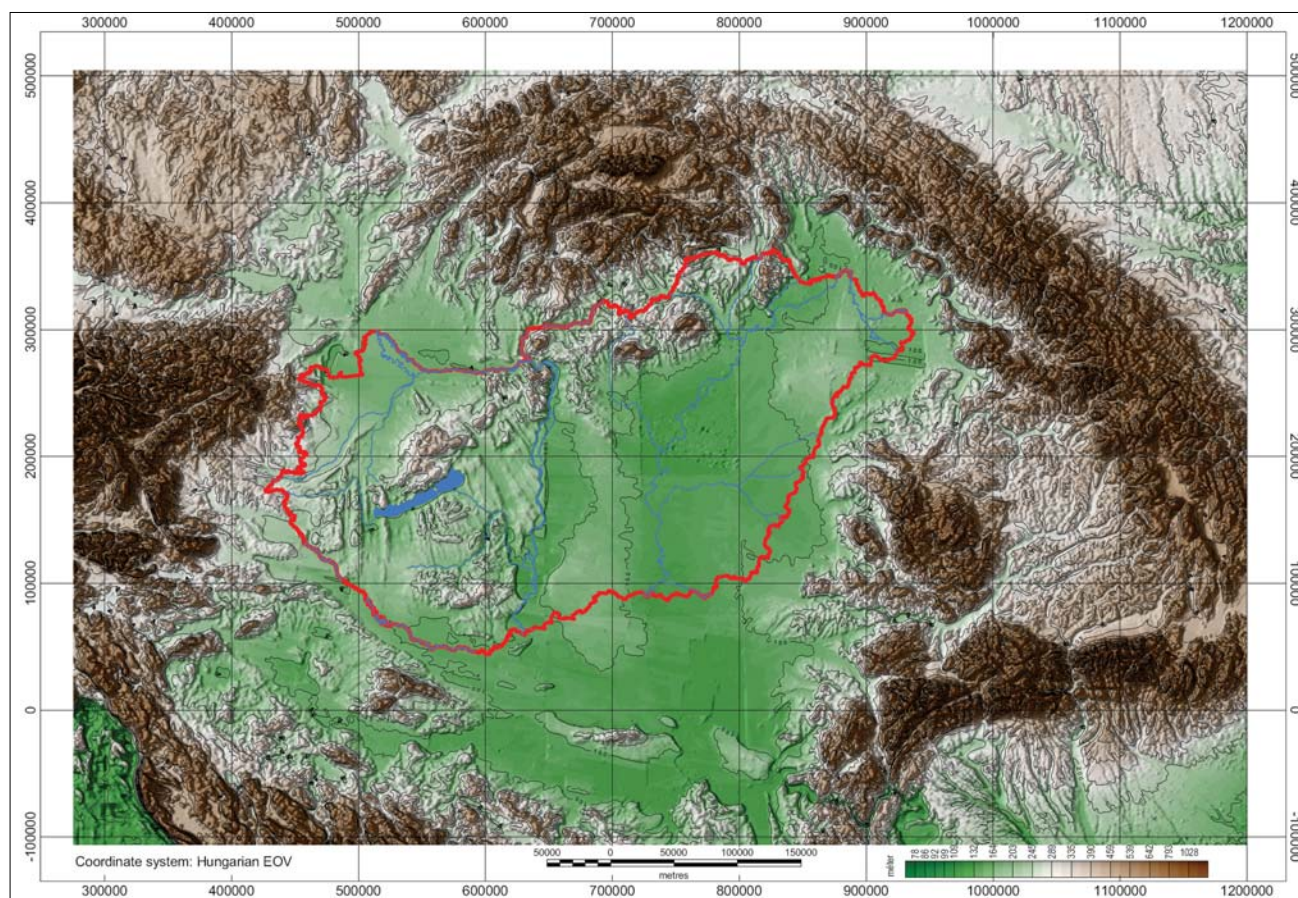
Az 52 km-es mélység az Alpok–Kárpátok–Dinaridák esetében a Moho-mélységgel vannak kapcsolatban, de a Pannon-medencében már a litoszféra vastagságához közeli ér-

ték. Erre a xenolitok vizsgálataiból (Kovács I. et al. 2011) kimutatott kettős felsőköpenyréteg – 30–40 km és egy 40–60 km mély – alapján következtethetünk. Kovács I. és munkatársai egy olyan kisebb mélységű fosszilis litoszféra–asztenoszféra határt feltételeznek, amely a késő miocénre jellemző, kisebb vastagságú litoszférához tartozott. Erről a mélységtartományról azonban nagyon kevés megbízható információval rendelkezünk, talán ezért is lehet érdekes ez a mélység. Ez a kettős felsőköpenyszint megmagyarázhatja a magyarországi Moho-kijelölések bizonytalanságát is.

Nem szabad elfelejteni, hogy a spektrális mélységmeghatározás statisztikusan becsült mélységeket jelent, a spektrum egyes szakaszai a feltételezett gravitációs hatókat egy változó sűrűségű, vékony ekvivalens réteg vagy egy féltér segítségével írják le, és annak mélységét határozzák meg. Így pontos mélységekről (az interferenciajelenségek és a szuperpozíció elvét is figyelembe véve) nem beszélhetünk, inkább csak mélységtartományokról.

Anomáliák a Moho szintjéről

A spektrálanalízis során lehetőség van a különböző hullámhosszúságú anomáliák, azaz az eltérő mélységű hatások el-



7. ábra | Kárpát-Pannon Régió domborzata (SRTM)

Figure 7 | Relief map of Carpathian-Pannonian Region (SRTM)

különítésére, a mélységi szeletelésre. A spektrálanalízis alapján kijelölt különböző mélységek hatását le tudjuk választani a Bouguer-anomáliatérképről. Ez azért lehet érdekes, mert különböző mélységtartományok gravitációs hatását így külön-külön is tanulmányozhatjuk.

Ilyen szempontból a legérdekesebb a Moho körüli mélységnek megfelelő gravitációs anomáliák (6. ábra) vizsgálata volt, azaz az 52 km körüli spektrális mélység. Az 52 km-es mélység elkülönítése lehetőséget ad a Moho körüli mélységek sűrűségváltozásainak nyomon követésére, a kéreg-köpeny határfelület várható hullámzásának vizsgálatára. Sűrűségváltozás, amely 52 km-es mélységben jelen van, az a Moho szintjében is biztosan változásokat jelent.

Az 52 km-es mélység Bouguer-anomáliatérképén megtaláljuk az izosztáziából adódó, már azonosított Moho-jellegzetességeket, a maximumzónát a Pannon-medencében, és a domináns minimumsávokat a környező hegyvonulatok nyomvonalában. Jól látszik a Békési medence ismert – több geofizikai módszer alapján beazonosított – köpenydiapírjának gravitációs hatása (Kovácsvölgyi 1995, 1997, Posgay et al. 1995).

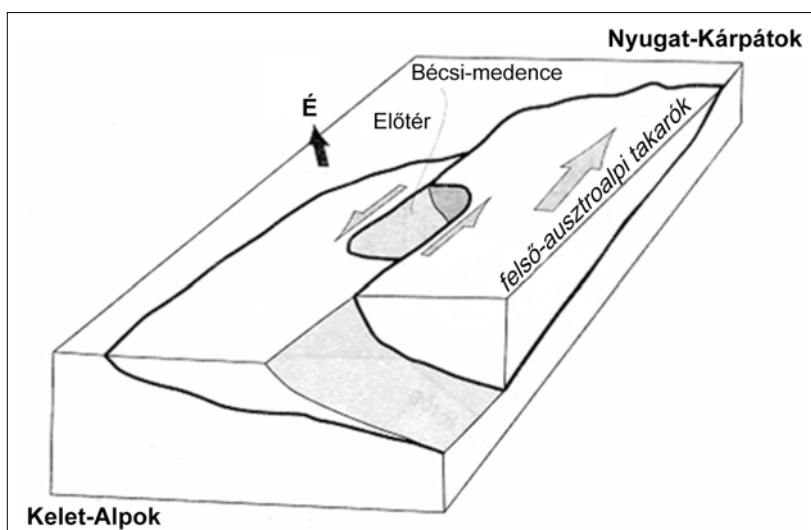
Van azonban néhány, az izosztázia szempontjából nehezen értelmezhető jelenség is a térképen, ezekből vizsgáljunk meg kettőt:

- A Balaton-felvidéken és a Vértes–Gerecse környékén gravitációs maximum van, pedig itt, ha nem is túl magas, de mégis csak hegyek (7. ábra) vannak, s ebből fakadóan izosztatikus gyökérszónát és gravitációs minimumot várnánk az izosztázia elve alapján. Az izosztatikus gyökérszóna jelenlétére utalnak a Dunántúli-középhegységben az 50-es évek végétől folyt intenzív mély szeizmikus kutatások eredményei (Posgay et al. 1991), valamint a litoszférakutató elsőbeérkezései szeizmikus refrakciós (tomografikus) mérések sebességadatai a Bakony–Balaton-felvidék esetében, a CEL08 szelvény mentén (Kiss 2009a, 2009b). Ehhez a gravitációs „rendellenességhez” kapcsolódik a bazaltos vulkanizmus jelenléte, köpeny eredetű zárványokkal. Ezek az információk együtt azt jelezhetik, hogy az izosztázia hatását valami a mélyben

felülírja, pl. egy anomális köpenyhatás, vagy egy köpeny eredetű (felfelé-) áramlás (Kovács et al. 2011), esetleg egy, a környezeténél bázikusabb összetételű alsó kéreg (Török et al. 2005), aminek következtésképpen a sűrűsége és gravitációs hatása is nagyobb, mint a környezetének. Embey-Isztin és társai (1990) a xenolitok vizsgálata alapján a Dunántúli-középhegység felemelkedéséért az alsó kéreg és köpeny közé betelepülő köpeny eredetű bázikus magmát teszik felelőssé, ami egyben a gravitációs rendellenességet is megmagyarázhatja.

- A másik érdekes hely a Bécsi-medence, ahol vastag, laza törmelékes üledékekkel fedett mély medence van és gravitációs minimum. Látszólag minden rendben is lenne, de ez a minimum a hegyek izosztatikus hatásával összemérhető nagyságrendű, tehát az izosztázia alapján nem egy medencének, hanem jelentős hegyvonulatnak kellene inkább lennie a Bécsi-medence helyén, amelynek izosztatikus gyökérszónája jelentős minimumot okoz. Ezt a jelentős gravitációs minimumot az ismert sűrűségű, laza üledékes kőzetekkel – a hazai modellezési tapasztalatokból kiindulva – már nem lehet modellezni, megmagyarázni. A földtani adatok alapján a Bécsi-medence az izosztatikus mozgásokat felülíró, gyors tektonikai mozgásnak köszönhetően kialakult széthúzásos (*pull-apart*) medence, amely az Alpok (DNy-ről) és a Kárpátok (ÉK-ről) között alakult ki a stabil Bohémiai-tábla és a kilökődő Kárpát-Pannon Régió határvonalán (8. ábra).

Mindkét esetben tehát úgy tűnik, hogy a felszínről ismert szerkezet – domborzati kiemelkedés a Bakony–Balaton-felvidék esetében és a mély árok a Bécsi-medence esetében – folytatódik a mélyben is. Ha elfogadjuk az izosztázia elvét, akkor ez csak gyors geodinamikai mozgásokkal vagy köpenyáramlásokkal lehet megmagyarázni, amelyekről lokálisan nagyon keveset tudunk. Azaz, a Bakony–Balaton-felvidék esetében az izosztatikus gyökérszóna hatását egy köpenyáramlás írja felül (pozitív domborzati elemhez anomálisan nagy sűrűségű köpeny társul), a Bécsi-medence esetében pedig a hegyvidéki zónában kialakult izosztatikus



8. ábra A Bécsi-medence gyors tektonikai mozgások hatására kialakult, széthúzásos medence
Figure 8 Vienna Basin, a pull-apart basin formed by quick geodynamical processes

egyensúlyállapotot egy széthúzásos tektonikának köszönhető medencekialakulás zavarja meg (izosztatikus gyökérzóna felett nagy mélységű medence képződik).

Ez egyértelműen azt jelzi, hogy a Bakony és a Bécsei-medence még nincs izosztatikus egyensúlyban. Persze ne felejtjük el, hogy az izosztatikus kiegyenlítődés egy nagyon lassú földtani folyamat, amelyet a gyors geodinamikai folyamatok könnyen felülírhatnak.

Kéregszerkezetek a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképén

A 8 km rácstávolságú Bouguer-anomáliatérképen több „keskeny” gravitációs minimumzónát (nevezük lineamensnek) azonosíthatunk (9. ábra), amelyeket nem lehet egy az egyben az ismert üledékes medencék (Kilényi, Šefara 1991) hatásával megmagyarázni, illetve a fúrásokból ismert medencealjzat-mélységgel leírni. Ezek a hatások medencealjzathoz mélyebb (kéreg vagy köpeny eredetű) hatások lehetnek, amelyek kialakulásáról a gravitáció alapján nehéz lenne bármit is mondani.

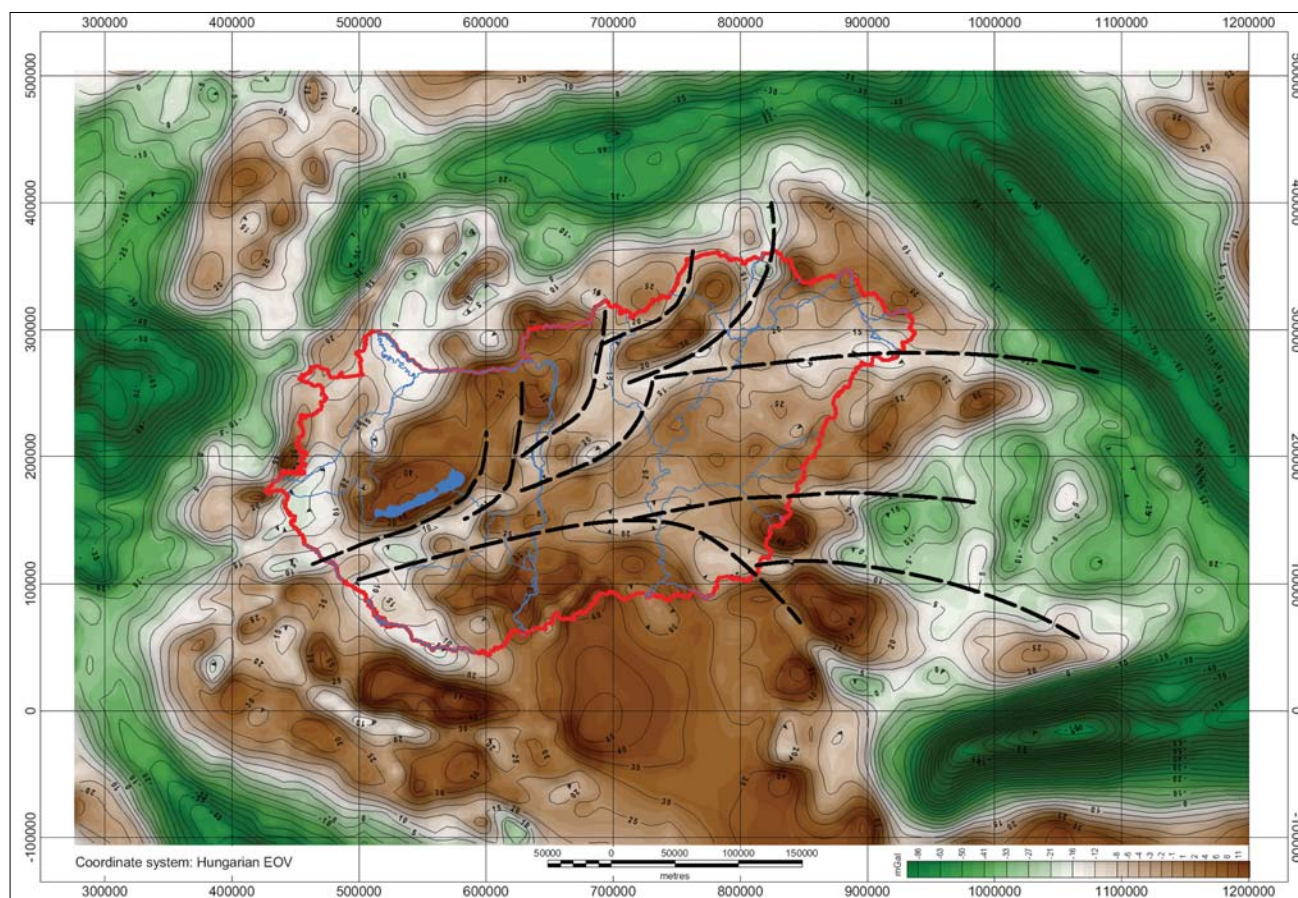
A gravitáció az összes, különböző földtani korokban lejátszódnak kéregmozgás együttes hatását mutatja, a képződ-

mények sűrűségparamétere alapján összegezve, a szuperpozíció elvének megfelelően.

A lineamensek a legnagyobb hullámhosszúságú anomáliák esetében is azonosíthatóak (6. ábra), ami megerősíti a mélybeli eredetet. A minimumzónákban a kéreg átlagos sűrűsége lecsökken a környezetéhez képest, például azért, mert ezek a zónák mély nyírási zónák (a mozgással párhuzamosan kialakuló tektonikai zónák), ahol a mozgások (vagy valamilyen utóhatás) következtében a kéreg kőzetanyaga fellazul, felaprózódik, illetve átalakul. A zónákat vonallal jelöljük ki, de valójában ezek nem vonalszerű képződmények, hanem több kilométer széles zónák.

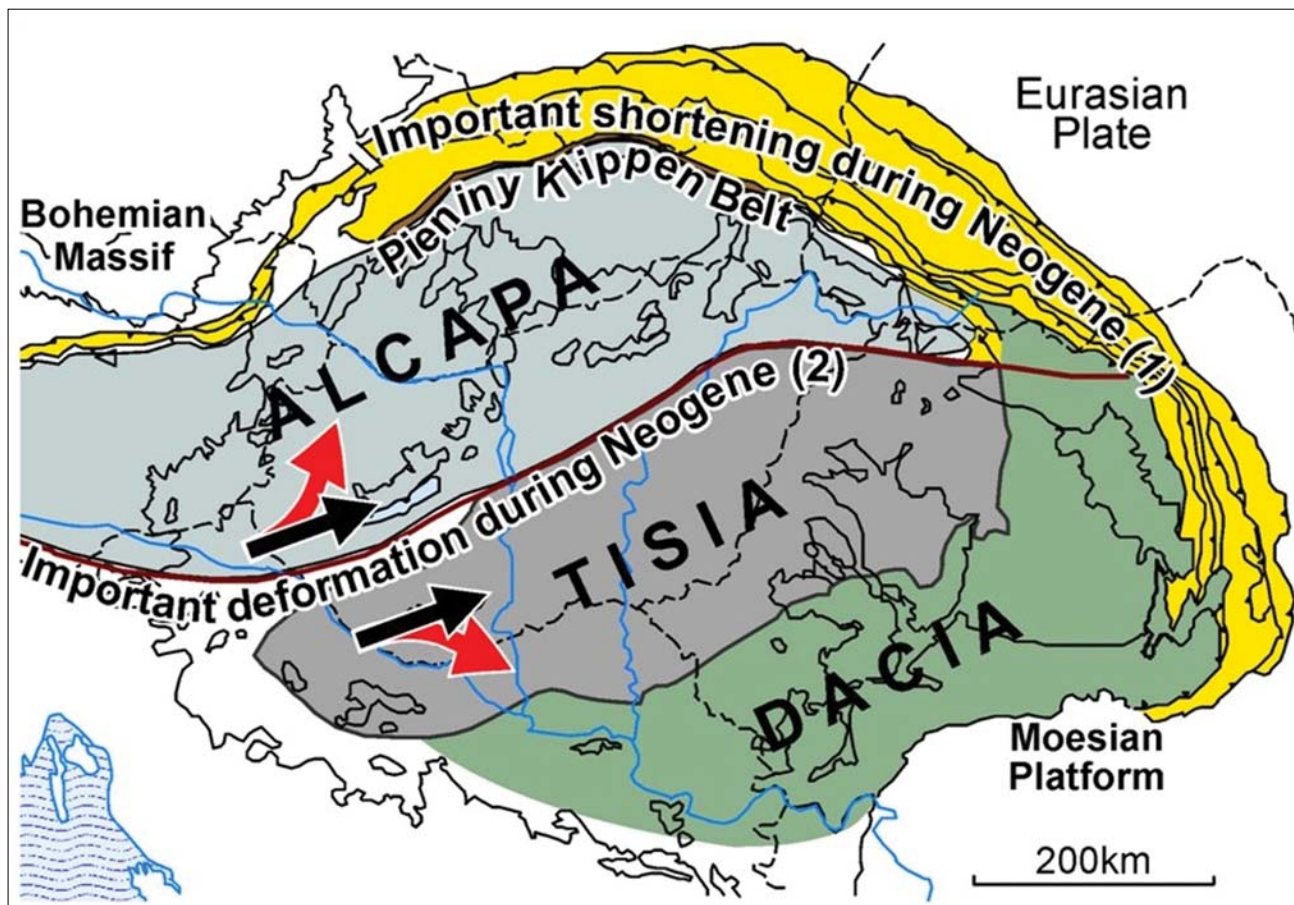
Vauchez és társai (2012) így írják le a vetőkkel kapcsolatos szerkezetgeológiai és geofizikai tapasztalataikat: „More than 40 years of structural geology and geophysics have shown that faults are complex structures (cf. review in Handy et al., 2007). They penetrate deep into the crust and, when crossing the brittle–ductile transition, are no longer characterized by a discontinuity, but by a localized zone of continuous deformation dominated by simple shear, in which the differential displacement between two blocks is accommodated. They become shear zones.”

Következésképpen a felszínről ismert vetőmintatérkép elemei mély nyírási zónáknak a különböző felszíni megjele-



9. ábra Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképe a tölcsészerű lineamenssekkel (minimumzónákkal)

Figure 9 Cone form gravity lineaments (minimum zones) on the Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region



10. ábra

Az ALCAPA és TISIA egységek paleomágneses rotációja (Márton 2008)

Figure 10 Different rotation of ALCAPA and TISIA units based on paleomagnetic measurements (Márton 2008)

nési formái lehetnek, melyek között térbeli és időbeli eltérések vannak.

A gravitációs minimumzónák alapján behúzott lineamentek első ránézésre legyezőszerűen szétnyíló vagy tölcserzerű rajzolatot mutatnak (9. ábra).

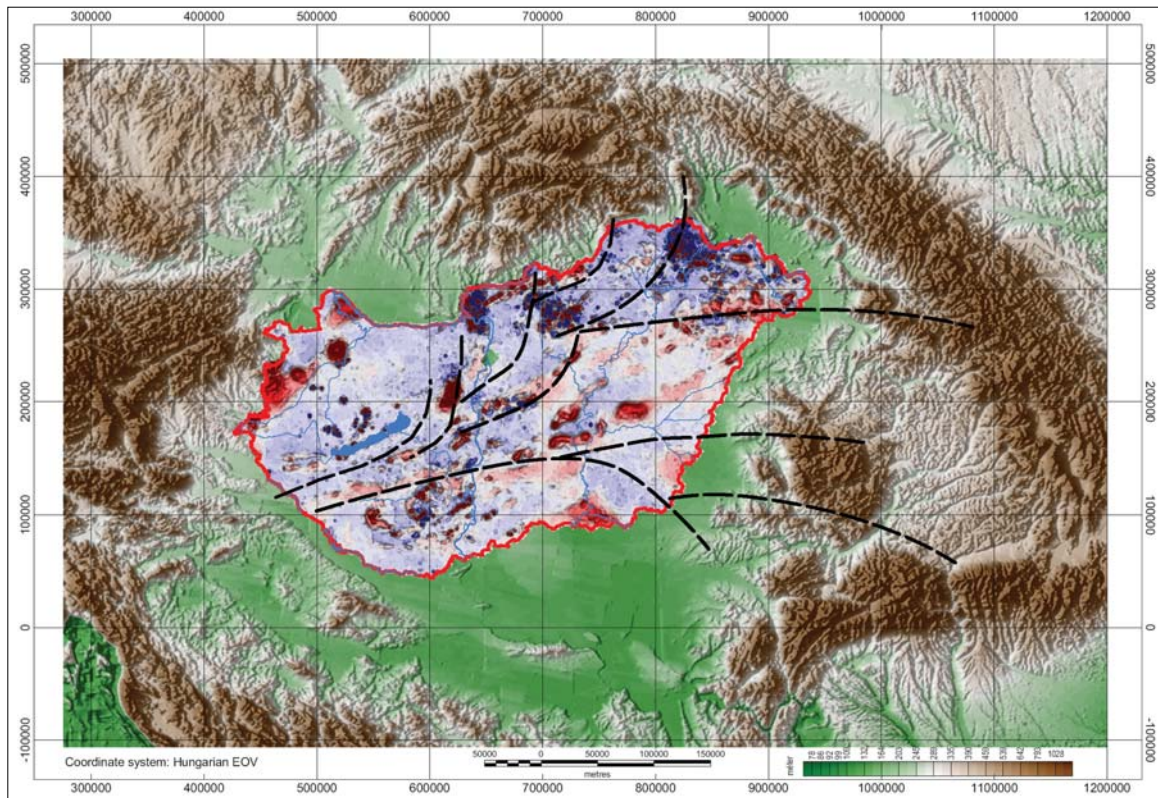
A lineamentek értelmezésünk szerint a mozgással párhuzamosan jelentkező nyírási zónák. A mozgás tengelyiránya esetünkben a NyDNY–KÉK-i irány, Magyarország fő tektonikai iránya. A gravitációs lineamentek ettől a főiránytól É-ra az óramutató járásával ellentétes, ettől D-re pedig az óramutató járásának megfelelő irányú elfordulást mutatnak, például azért, mert a közettömegek elérve a TESZ (*Trans European Suture Zone*) vonalát, egy masszív kontinentális tábla szélét, oldalirányú mozgásra kényszerülnek (persze ennek lehetnek más okai is).

A lineamentek alkotta kép már ismerős számunkra, hiszen az évtizedek óta folyó paleomágneses vizsgálatok (10. ábra) is azt mutatják, hogy a kréta időszak utáni különböző rotációjú mozgások közötti választóvonal mint fő tektonikai zóna kettészeli a Pannon-medencét, az É-i ALCAPA és a D-i TISIA egységekre. A lineamentek elfordulása ugyanazt a haladó-forgómozgást jelezhetik.

A két különböző földtani kifejlődésű egységet a Pannon Szutura Zóna (Balla, 1990) vagy Közép-magyarországi zóna választja el egymástól.

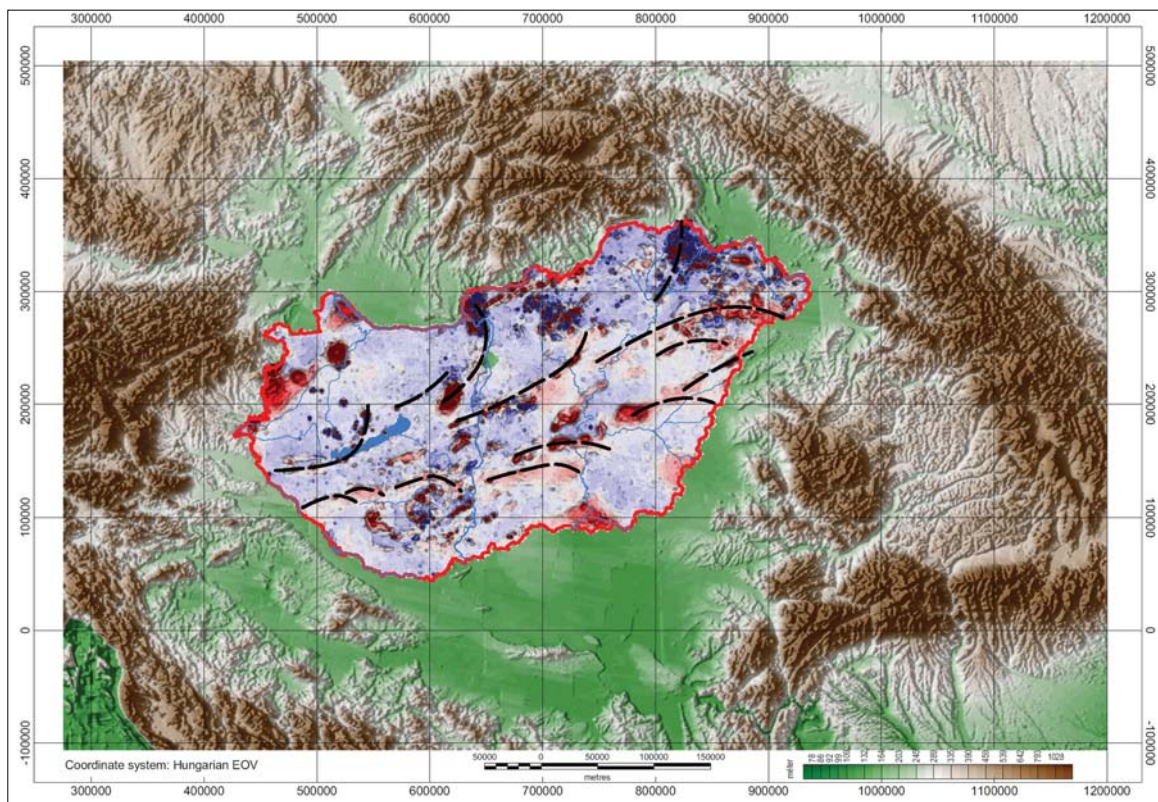
Ez a tölcserzerű irányítottság más geofizikai paramétereknél is megtalálható. A gravitációs lineamenteket a mágneses anomália-térképen elhelyezve (11. ábra) több, a gravitációs lineamentekkel hasonló lefutású mágneses anomália-zónát azonosíthatunk. Ezen a térképen talán nem annyira dominánsan látszik, mint a gravitációs térképen, de azért itt is felismerhetők az irányok és a tendenciák. Ez azért érdekes, mert a lemeztektonika szempontjából a vulkáni tevékenység helye, időbeni mozgása fontos a földtani folyamatok elemzésekor. A geomágneses anomáliák elsődleges hatói pedig, az alkáli, mészkáli vulkáni képződmények.

A gravitációs és mágneses lineamentek között különbségek kettős forrásból erednek, egyrészt a két módszer behatolási mélysége eltérő (a Curie-hőmérséklet mélysége alatt már közetmágnességről nem beszélhetünk, így ebből geomágneses anomáliák sem lehetnek). Másrészt nem minden kéregmozgás velejárája a ferromágneses anyagfeldúsulás vagy anyagfeláramlás, ezért lehetnek a kéregben olyan mozgászónák, amelyekhez nem kapcsolódik mágneses anomália. Az azonban itt is igaz, hogy az összképet eltérő idejű hatások, pl. magmás benyomulások és metamorf kőzetátalakulások idézik elő, amelyek bölcsője (ha úgy tetszik, forrása) nagy valószínűséggel a medencében gravitációsan kijelölt főbb nyírási, szerkezeti zónák vonulata. Példaként a szubdukciós zónákat említhetnénk, és az azzal együtt,



11. ábra | Magyarország mágnesesanomália-térképe és a gravitációs lineamensek összevetése a domborzati térképen

Figure 11 | Magnetic anomaly map of Hungary with gravity lineaments on the relief map of Carpathian-Pannonian Region



12. ábra | Magyarország mágnesesanomália-térképe és a mágneses lineamensek a domborzati térképen (az anomáliatengely vonalainak megjelenése „nem azonos” földtani képződmények mentén!)

Figure 12 | Magnetic anomaly map of Hungary with magnetic lineaments on relief map of Carpathian-Pannonian Region

párhuzamosan, de nem ugyanott megjelenő, szubdukcióhoz kapcsolódó ív menti vulkanizmust.

A mágneses lineamentek (12. ábra) a mozgás tengelye mentén határozottan elkülönítenek egy 30–50 km-es közbülső sávot, amelynek Ny-i része a Szávai Egység (Igal-Bükki Zóna), K-i része pedig durván a „flis zóna”. Ennek a zónának a földtani magyarázatát Balla Zoltán (1982) adta meg, a következő fejezetben ismertetem.

Kéregszerkezeti modellek

Mielőtt ennek a fejezetnek részleteibe belemennénk, idézni kell Vauchez és munkatársainak (2012) egy másik megállapítását a mélybeli kéreg- vagy köpenyszerkezetek vizsgálatával kapcsolatban: „There is a large discrepancy between the scale at which deformation processes are studied (a few kilometres, at most, due to the limited size of continuous mantle exposures at the Earth’s surface) and the scale inferred for strain localization in the mantle from geophysical observations (tens of kilometres).”

A mélybeli kéreg–köpeny szerkezetek azonosítására vagy globális mozgásmodellek kialakításához olyan módszereket kell alkalmazni, amelyek közvetlen információi a vizsgálandó kutatási mélységből származnak, például a nagy mélységek hatását visszatükröző geofizikai mérések (gravitációs mérések, litoszférakutató szeizmikus mérések, földrengések hatását vizsgáló passzív szeizmikus mérések), illetve nagy területet lefedő (azokat összegző) megfigyelések.

A Pannon-medence a medencealjzat-képződmények alapján több allochton blokkból áll, amelyek valamikor a Tethys különböző részein helyezkedtek el, és az oligocén végén, miocén elején rendeződtek egymás mellé a mai helyzetüknek megfelelően. Ezeket az egységeket É–ÉK-ről a „Peniny Klippen Belt”, K–DK-ről a „Mures Ophiolite Belt” és a K-i és D-Kárpátok felől a „Median Dacides”, D–DNy-ről a „Dinaric–Vardar Ophiolite Belt Complexes” zárja le (Kovács S. et al. 1998). A Ny–DNy-i oldalon egy szűk sávban nem beszélhetünk ilyen határfelületről – és nem véletlenül –, hiszen ennek az iránynak a Pannon-medence kialakulása szempontjából, úgy tűnik, rendkívül fontos szerepe volt.

A kéregblokkok összerendezésének többféle modellje ismert, amelyek talán magyarázatot adhatnak a geofizika alapján azonosított szerkezetekre is. Ebből néhányat kiemeltünk. Az egyik a mikrolemezek mozgásának rekonstrukciójából, a földtani folyamatok elméleti visszapörgetéséből és a vulkanizmus vizsgálatából következett a kinematikai mozgásra és a modellre (Balla 1982, 1984). Egy másik a mészkáli vulkanizmus elterjedésére és a vulkanitokban meglévő köpenyxenolitok vizsgálata alapján következett a szubdukcióra és a geodinamikai folyamatokra (Kovács I. et al. 2007, 2008). Egy harmadik a Kárpát-Pannon Régió kialakulását gravitációs csúszással magyarázza (Ratschbacher 1991a, 1991b). Végül ismert még egy lehetőség, amely a mozgás forrásaként a mélybeli köpenyáramlást adja meg (Kovács et al. 2011).

Geodinamikai modell (Balla 1982, 1984)

Balla Zoltán már 1982-ben felvázolta Kárpát-medence kréta utáni geodinamikai modelljét, amelyet a szubdukciókhoz kapcsolódó magmás vulkáni képződmények elterjedésére alapozott. A gravitációs tölcészerű szerkezet és a Balla által felvázolt modell között nagyon sok a hasonlóság (13. ábra), ami annak köszönhető, hogy a szerző a geológiai információk mellett a geofizikai adatokat is figyelembe vette a munkájában.

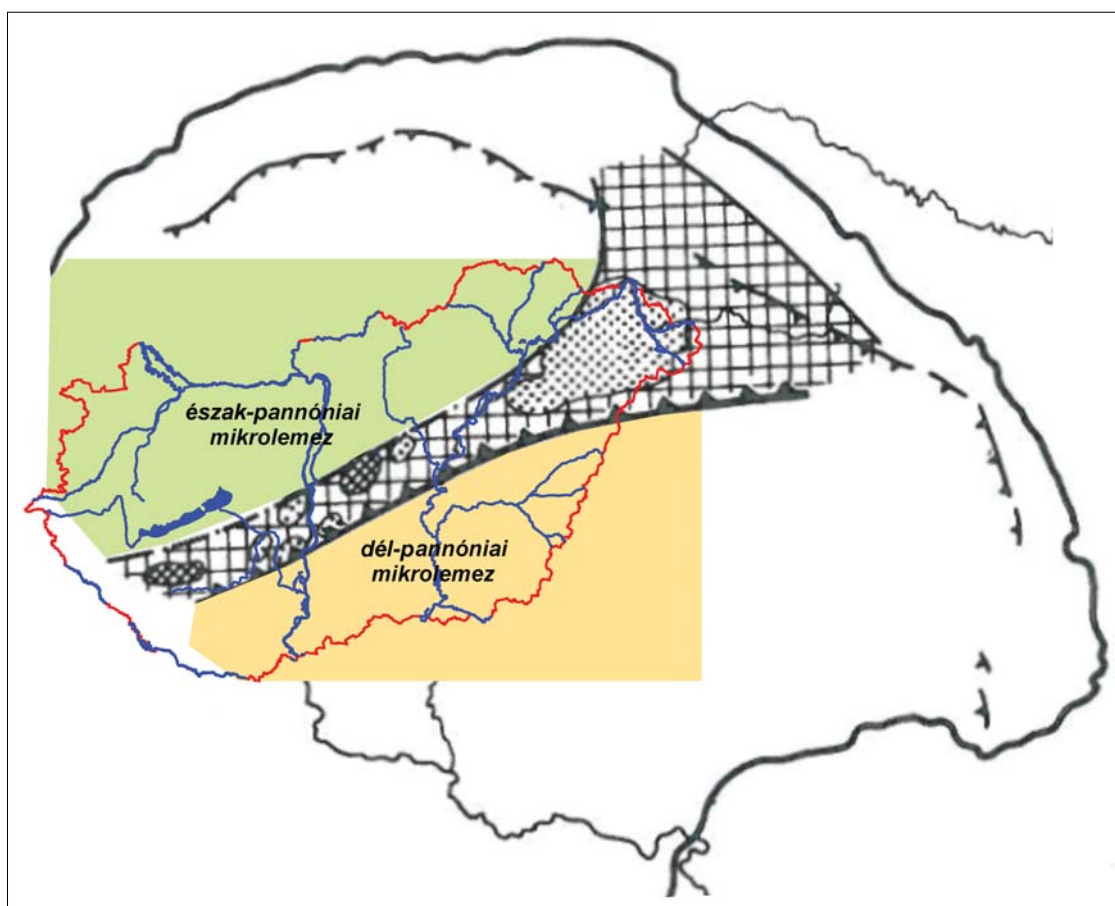
A gravitációs geofizikai adatok alapján csak a mozgás eredményeként kialakult mély nyírási zónákat tudtuk beazonosítani, de az ezekhez tartozó geodinamikai mozgások felismerésére a földtani információk olyan átfogó szintézisére van szükség, amelyet például Balla adott cikkeiben (1982, 1984) vagy később Fodor és társainak (1999) a feszültségtérre alapozott tektonikai fejlődéstörténete, hogy csak néhányat említsék.

Balla első cikkében a szubdukciós eredetű mészkáli vulkanizmus alapján három mikrolemezt mutatott ki, az észak-pannóniai (ma ALCAPA), a dél-pannóniai (ma TISIA) és a közép-pannóniai (ma közép-magyarországi zóna) mikrolemezt.

Az észak-pannóniai mikrolemez Ny-i irányból, a dél-pannóniai mikrolemez D-i irányból került a mai helyére a rekonstrukció alapján, azaz a mikrolemezek eltérő, K-i és ÉÉK-i irányú mozgást folytattak a kréta időszak után, amíg a mai helyükre nem kerültek. Az északi és déli mikrolemezek szilárd kéregként viselkedtek, viszont a közép-pannóniai mikrolemez képlékenyebb kéreg–köpeny anyagból állt, amelyen a többi mikrolemez vonszolódott. A középső mikrolemez tehát egy mobilis zónának tekinthető (Balla 1982). Ez az elképzelés a gravitációs és mágneses adatok szempontjából teljesen elfogadható. Később a mikrolemezek mozgását, forgását is részletezte a szerző (Balla 1984) földtani megfontolások alapján észlelési, mélyfúrési és mérési adatokra alapozva.

Ezek alapján megállapította:

- 1) A Pannon-medence a Kárpátokkal egy időben képződött szinorogén medence.
- 2) Az egész neogén és kvarter időszak alatt Afrika északi mozgása, közeledése figyelhető meg, ennek köszönhető a medence kialakulása (ezt napjaink GPS vizsgálatai igazolták is).
- 3) Az ALCAPA egység az Alpok közvetlen folytatásaként fogható fel, amelyet az eocén és oligocén mészkáli vulkáni ív kapcsol össze, a Dunántúlon az egység D-i határvonala a Balaton-vonal.
- 4) A TISIA egység a Balkán közvetlen folytatásaként fogható fel, amelyet a kréta paleocén mészkáli vulkáni ív kapcsol össze, a Dunántúlon az egység É-i határvonala a közép-magyarországi vonal.
- 5) K-en a két egységet az eocén korú Szolnok–máramarosi flis öv választja el, amelyet csak szerkezeti alapon tudunk a geofizika segítségével Ny-i irányban követni.



13. ábra | Az észak-pannóniai és a dél-pannóniai eltérő mozgású mikrolemezek és a köztes mikrolemez mai helyzete (Balla 1982 után, módosítva)

Figure 13 | The present location of the moving North-, South-Pannonian Microplates and the mobile Middle-Pannonian Microplate by hatch (after Balla 1982, modified)

- 6) A régióban négy mészkáli központot lehet azonosítani, ezekből napjainkban három a külső-kárpáti szubdukcióhoz tartozik, és csak egyetlen kapcsolható a közép-magyarországi zónához.
- 7) A közép-magyarországi zóna éles határvonalat jelent a vulkanitok elterjedésében, amelyek a zónával párhuzamosan, annak peremén láncszemekként sorakoznak az ÉNy-i és DK-i egységek közötti belső kárpáti szubdukciós vonalon.
- 8) A mészkáli vulkanizmus és a szubdukció kapcsolata nem bizonyított egyértelműen, de az egyetlen módja a rotációs mozgásokkal tarkított fejlődéstörténet megmagyarázásának.
- 9) A mészkáli vulkanizmus időbeli megjelenésének ÉK-i irányú eltolódása a szubdukálódó lemez lehajlásával (vagy a szubdukció hátrálásával) lehet kapcsolatban.
- 10) A Pannon-medence kialakulása csak a mészkáli vulkanizmussal kapcsolható össze:
 - a) a fiatalabb alkáli vulkanizmus termékei már a medence kialakulása után jelentek meg,
 - b) az idősebb (21–22 Ma) vulkanitok pedig a rotációt megelőző földtörténethez kapcsolódnak.

Geodinamikai modell (Kovács I. et al. 2007, 2008)

A paleogén–miocén vulkanizmus elterjedése a vizsgálatok szempontjából úgy tűnik alapvető információnak számít. Kovács I. és munkatársai (2007, 2008) szintén a vulkanitok elterjedésének elemzése alapján vonták le következtetéseiket. Ebből csak azokat emeltük ki, amelyek új megállapításokat jelentenek a korábbiakhoz képest:

- 1) A paleogén és kora miocén magmás kőzetek az alpi-kárpáti zónában általában lineárisan helyezkednek el, amely területek közül hármat különíthetünk el: a preadriai-, a közép-magyarországi és a Sava–Vardar zónát.
- 2) A paleomágnesez rekonstrukció alapján a három zóna egyetlen, közel lineáris vulkáni övet alkotott, amelynek hosszúsága 1200 km-re tehető.
- 3) A mostani helyzet alapján a közép-magyarországi zóna közel merőlegesen helyezkedik el a preadriai- és/vagy a Sava–Vardar zónákhoz viszonyítva.
- 4) A három zónában folyamatos volt a vulkáni működés eocéntől kora miocénig, a képződött vulkáni termékek geokémiai és kőzettani jellege is hasonló, és

szubdukcióhoz köthető. Egyedül a közép-magyarországi zónában tartott tovább a vulkanizmus, egészen a késő miocénig, itt átfedés van a vulkáni ciklusok között (itt tovább voltak nyitva a magmacsatornák, pl. az extenzió miatt).

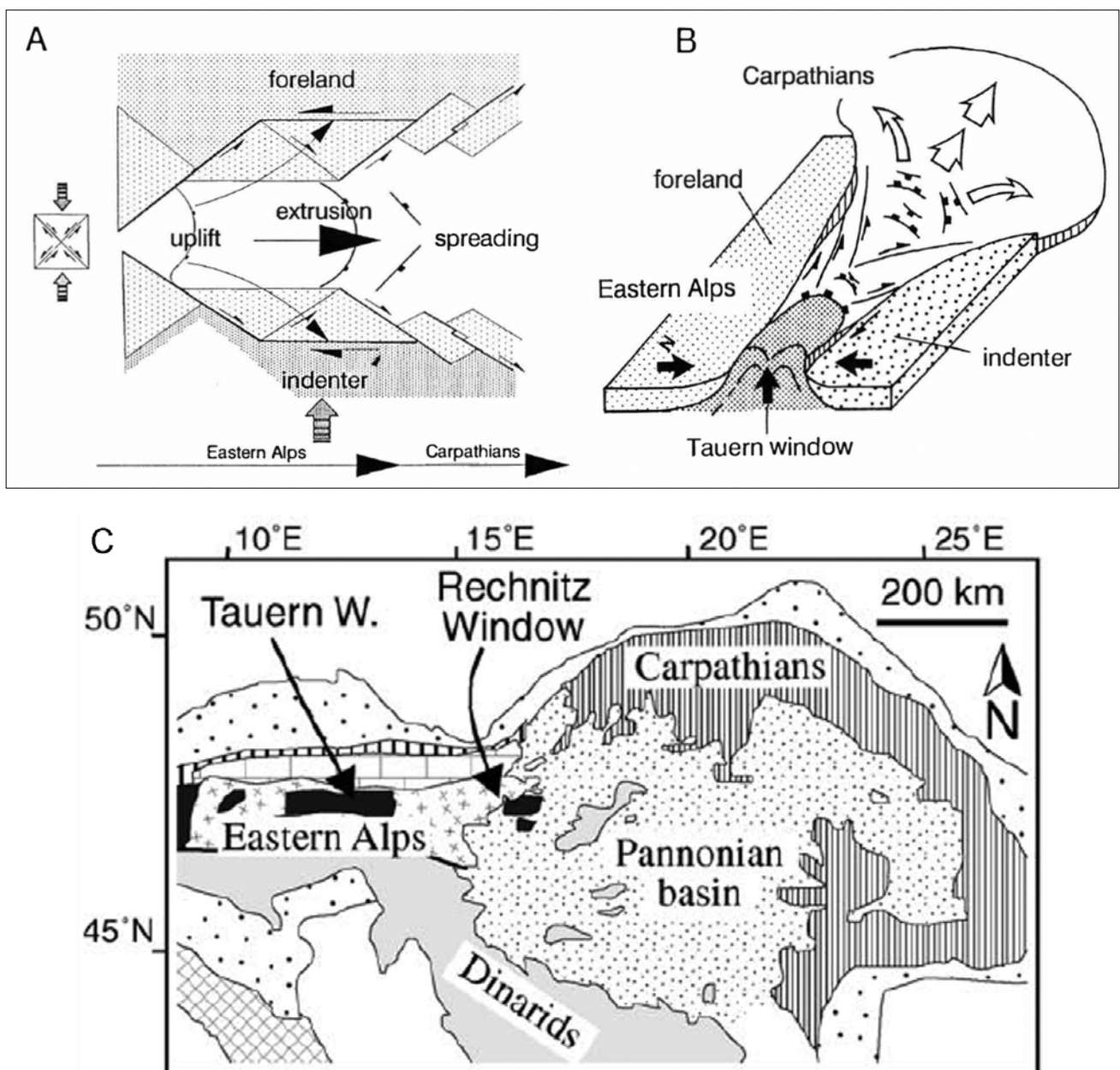
- 5) A vulkanitokban található köpenyxenolitok vizsgálata szubdukcióhoz közeli állapotot mutat. A szubdukció késő jurában vagy kora krétában történhetett.

A fentebb (Balla Zoltántól és Kovács Istvántól) szabadon idézett megállapítások alapján a következők körvonalazódnak: adott a mozgás, annak iránya (NyDNy–KÉK), annak körülbelüli helye és a végeredménye, csak azt kell kitalálni,

hogyan jöhetett ez létre, és mi volt a mozgatója a folyamatnak! Természetesen erre is született korábban már néhány elképzelés.

Gravitációs csúszási modell (Ratschbacher et al. 1991b)

A 14. ábra mutatja sematikusan a Kárpát-Pannon Régió mozgását, az alpi hegységképződést követő gravitációs csúszást feltételezve. Az ábrán a kilökődés irányát jelző nyilak (14. ábra B része) és a gravitációs térkép lineamensei (minimumzónái) hasonló rajzolatot mutatnak. A kilökődést



14. ábra | A Kárpát-Pannon Régió egy másik geodinamikai modellje (Ratschbacher et al. 1991b)

Figure 14 | Another geodynamical model of Carpathian-Pannonian Region (Ratschbacher et al. 1991b)

számtalan tényező befolyásolja, amelyek eltérő sebességű mozgást eredményeznek az egyes blokkok között. Az eltérő sebességű blokkok között feltételezhetően mély nyírási zónák alakultak ki. E zónák töredezett, összemorzsolódott kőzetanyagának sűrűsége eltér a környezet masszív kristályos kőzetanyagától, ennek hatására alakulnak ki a gravitációs minimumok.

Ennek a geodinamikai modellnek a feltételezett mozgásai közvetve vagy közvetlenül a gravitációs Bouguer-anomáliatérképen és a mágneses anomália-térképen is megjelenhetnek. Nyilvánvaló, hogy ilyen jellegzetességek csak térképi geofizikai adatrendszerek esetében ismerhetők fel. Természetesen a pont- vagy vonalszerű mérések adataiban is jelen vannak ezek, de a távoli pontokon vagy szelvényeken ritkán ismerhető fel ugyanaz a hatás teljes biztonsággal.

Kérdés az is, hogy mi volt az a felület, amely mentén a köztömeg mozgása bekövetkezett? Orosz szerzők (Gascenko et al. 2010, Nyikolajevszkij 2001) vizsgálatai alapján a felső kéreg ridegségét a középső kéreg plasztikussága váltja fel a fluidum telítettségnek köszönhetően, és a határfelületen nyírófeszültségek alakulnak ki. A domináns horizontális nyomás hatására a kéregnek a középső részében még a meredek mozgási síkok is vízszintesen elfekszenek, ugrásszerű határvonalat képezve. Ez a plasztikus középső kéreg lehet talán egy ilyen határfelület, amely mentén a horizontális közeli mozgás, a gravitációs csúszás megtörténhetett.

Az európai–adriai táblák heves összeütközésénél (az Alpok vonalában, D-i előterében) a mozgás során felgyülemelő kinetikus energia a köztömegek helyzeti energiává alakul át (az Alpok kiemelkedésével a nagy sűrűségű kőzetek a kis sűrűségű légtérbe nyomulnak). A helyzeti energia egy kriti-

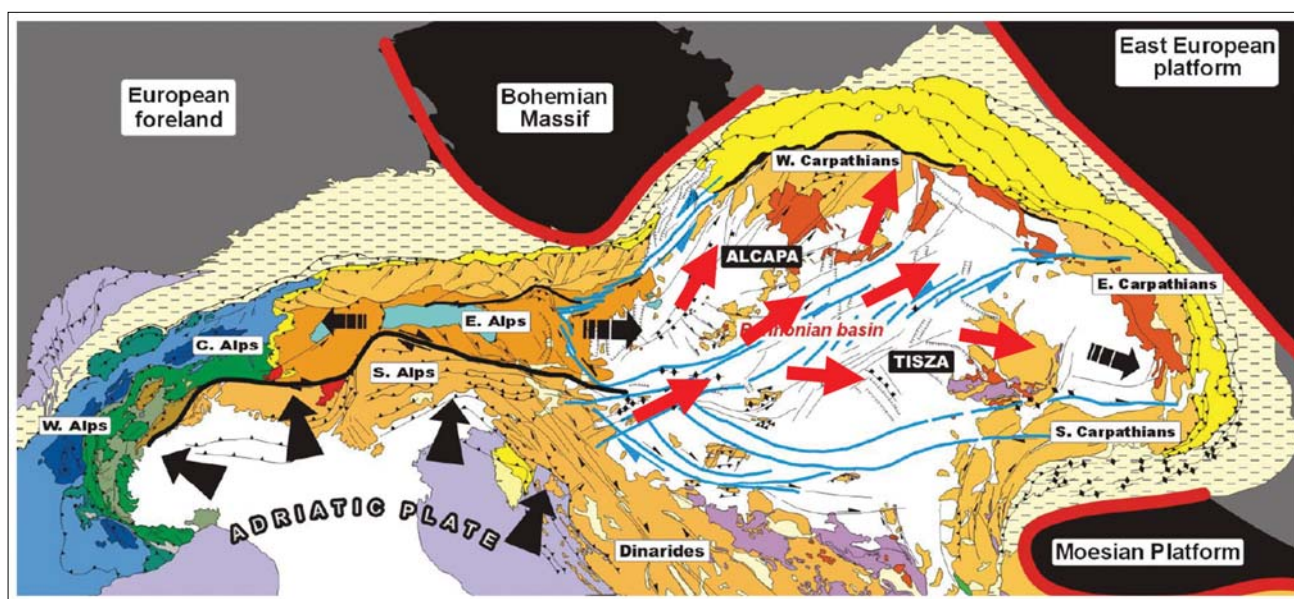
kus értéke felett a kőzetek közötti súrlódás már nem tudja megtartani a felgyülemlett köztömeget, így az energia-minimumra való törekvés miatt elindul a kiegyenlítődé – a gravitációs csúszás – az energiaminimum felé (14. ábra).

A csúszás határfelülete egy képlékenyebb zóna lehet a földkéregben, pl. a középső kéreg, amire a pannon-medencei földrendések fő hipocentrum-mélységéből is következtethetünk, ahol a földrendések gyakorisága lecseng, ott jelentkezik a csúszás, kb. 15–17 km mélyen.

A modell hihető, de három probléma is felmerül ezzel kapcsolatban:

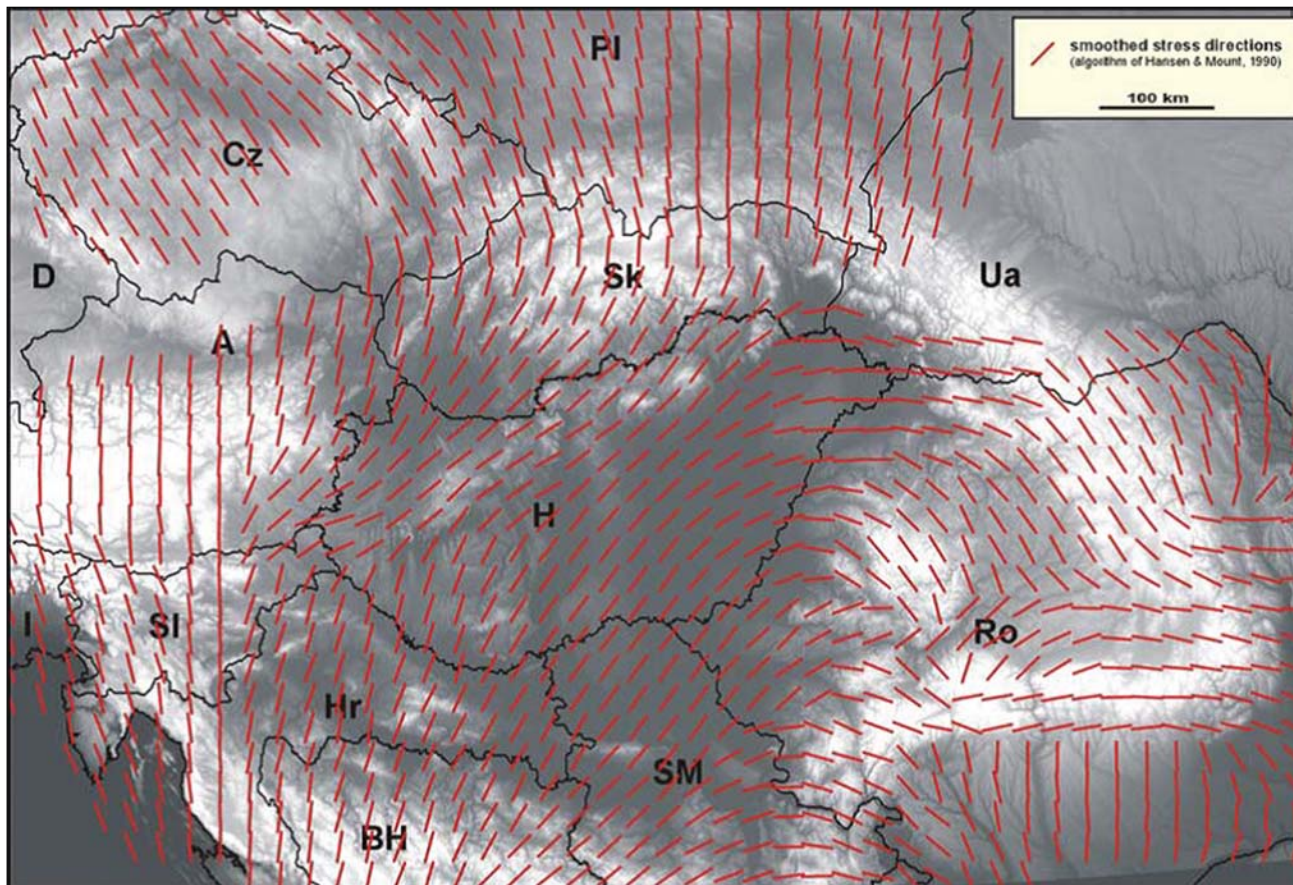
- 1) Az egyik az, hogy földtanilag igazolható-e ez a mozgás, pl. a Pannon-medence képződésénél, vagy nem?
- 2) A másik gond az, hogy a lecsúszott köztömegek eredeti helyeként a Kárpát-Pannon Régió NyDNY-i peremterületét kellene megadni, mert csak a NyDNY–KÉK mozgásirány esetén kapjuk végeredményként a Pannon-medencének megfelelő gravitációs lineament rajzolatot. A Tauern-ablak Ny-i irányban van a medencétől (14. ábra, 15. ábra – Dombrádi 2008), tehát iránybeli eltérés van a modell és a mozgásra utaló, mély szerkezetet jelző gravitációs lineamentek között. Az irány csak akkor felelhet meg, ha:
 - Feltételezzük, hogy a Pannon-medence kialakulását követően az Európa–Adria határvonal jelentős É-i (kb. 150 km) hátrálása következett be, és azóta nem volt jelentősebb K-i irányú gravitációs csúszás (erre semmilyen bizonyíték nincs),
 - Ha a csúszás iránya nem K-i, hanem KÉK-i irányú, ez viszont ütközik a szerzők eredeti elképzelésével.

Mai helyzetében egy ilyen gravitációs csúszás csak az ALCAPA egység vándorlását magyarázhatja meg,



15. ábra Az Alpok–Kárpátok szerkezetföldtani képe és mozgásai (Bada 1999 után módosítva). Piros nyilakkal a Pannon-medence feltételezett mozgásirányai

Figure 15 Geological structures and movements at the Alps and Carpathians (after Bada 1999, modified). Supposed direction of mobility in the Pannonian Basin showed by red arrows



16. ábra | A legfelső kéregnek jelenkori feszültségállapota a Kárpát-Pannon Régióban (Bada et al. 2004, Horváth 2004)

Figure 16 | The present-day stress directions of the upper crust in the Carpathian-Pannonian Region (Bada et al. 2004, Horváth 2004)

az egész medence kialakulását nem, különösen, ha az Európa–Adria határvonal 150 km-es É-i hátrálását is elvetjük.

- 3) A harmadik probléma a mélységi helyzet. A gravitációs anomáliák még az 50 km-ről származó hatások esetében is tartalmazzák ezeket az irányítottságokat (6. ábra), márpedig lefelé a szerkezetek nem öröklődnek, csak felfelé!

A vizsgálataink alapján tehát a mozgatóerő nem a gravitációs csúszás, hanem valami más.

A 15. ábra mutatja az Alpok–Kárpátok környékének szerkezetföldtani képét és mozgásait Bada (1999) munkája alapján. Ezt az ábrát egészítettük ki piros nyilakkal, amivel a gravitációs lineamentek alapján feltételezett mozgásirányokat jeleztük.

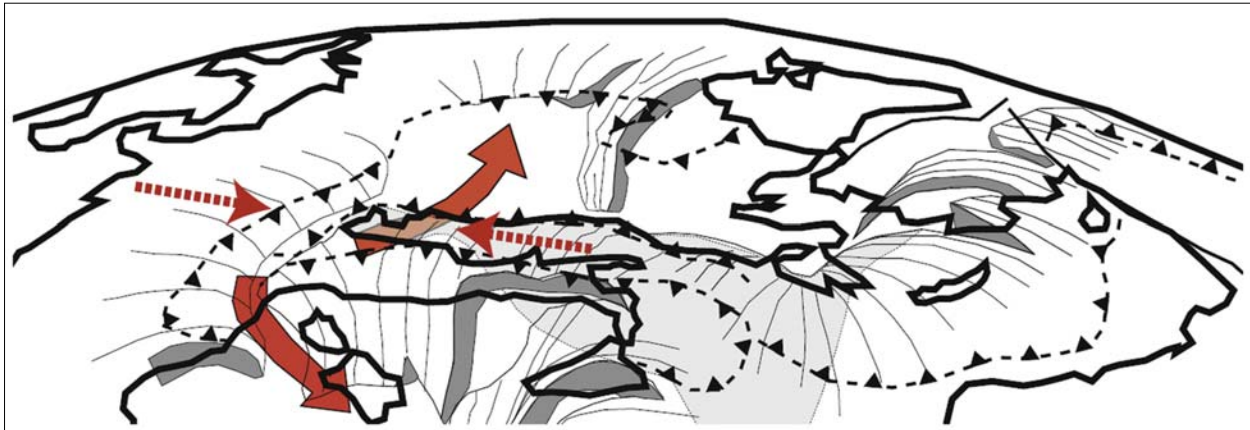
A piros nyilakkal jelzett mozgásirányok (15. ábra) még a jelenkori feszültségtérben is meghatározóak, amint azt Bada és munkatársai (2004) vagy Horváth (2004) által szerkesztett geodinamikai atlasz is jelzi (16. ábra). Jól látszik a szlovén–magyar határnál a feszültségirányok hirtelen átfordulása közel É–D irányból, NyDNy–KÉK irányba, nyilvánvalóan az Alpok terelő hatása miatt. D-ről, Horvátország felől ez a forgás kevésbé látványos, folyamatosabb átmenetként jelentkezik a Mecsektől É-ra. Az Alpok irányából je-

lentkező gravitációs csúszás nyomai még a jelenkori feszültségtérben sem mutathatók ki! Ugyanakkor viszont (16. ábra) az Alpoktól D-re (kb. a szlovén–osztrák határon) egy hasonló tölcésér rajzolódik ki, mint amelyet a TESZ vonalától NyDNy-ra, a szlovák–magyar–ukrán határ környezetében találunk a feszültségirányok és a gravitációs lineamentek alapján.

Köpenyáramlási modell (Kovács I. et al. 2011)

A Bakony–Balaton-felvidék és Kisalföld alatti felső köpenyből származó xenolitokon végzett deformációs vizsgálatok és a Kárpát-Pannon Régióra publikált szeizmikus anizotrópiaadatok együttes értelmezése (Kovács I. et al. 2011) arra utal, hogy a régió alatt a földtörténeti közelmúltban jelentős asztenoszferikus köpenyáramlás zajlott, amely összefüggésben állhatott az alpi kollízióval. A K-i irányú kilökődésnek tehát lehet egy sokkal mélyebb meghajtó motorja is, ami egy másik geodinamikai modellt jelent.

Ebben az esetben az európai–adriai táblák ütközésénél, a mozgásból származó állandó tömegutánpótlás magas hegységet hoz létre (Alpok), amely alatt az izosztázia elve miatt izosztatikussá gyökérszóna alakul ki (a kisebb sűrűségű rideg kéreg a nagyobb sűrűségű, de képlékenyebb köpenybe

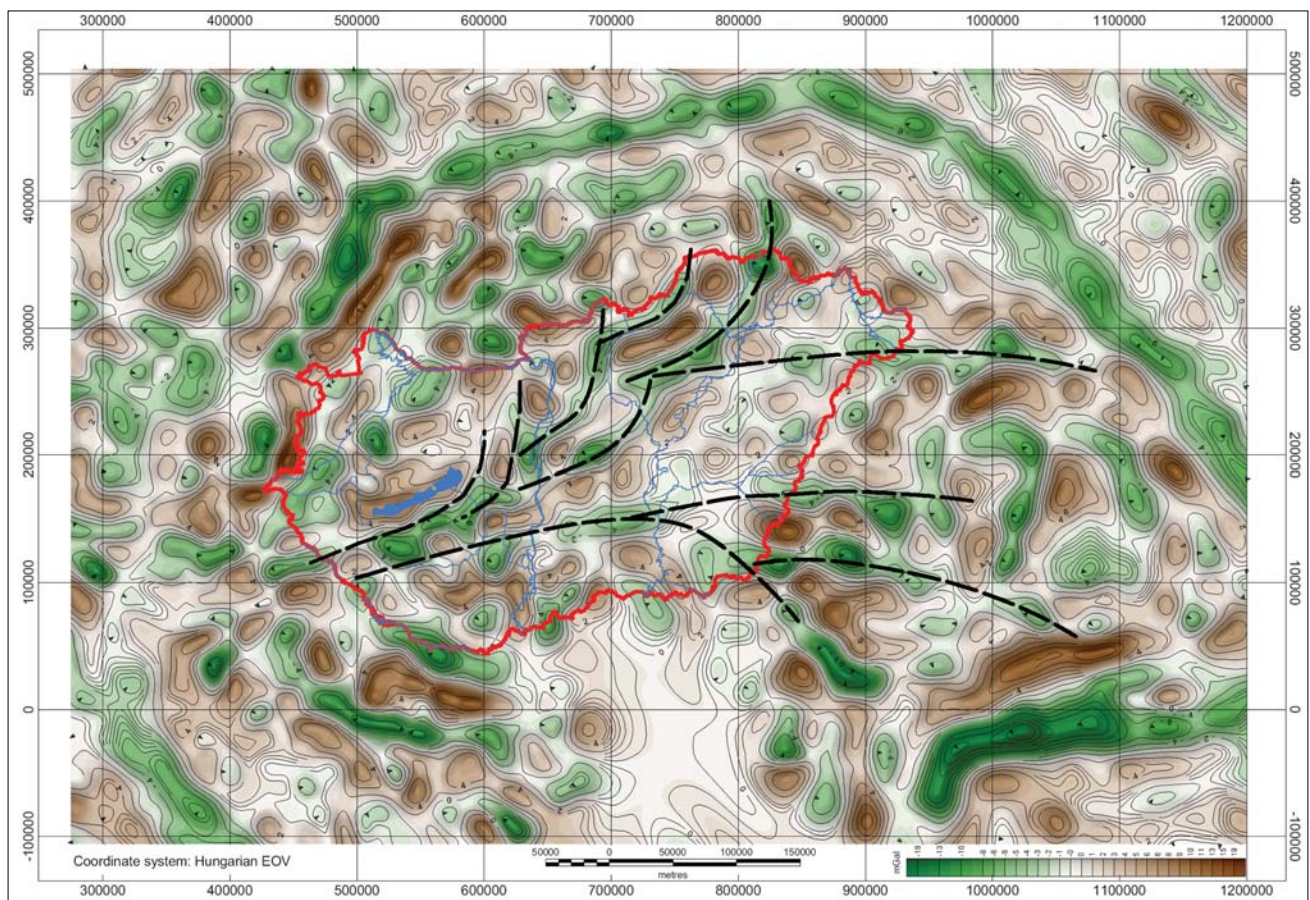


17. ábra A harmadik geodinamikai modell (Kovács et al. 2011, Jolivet et al. 2009 után módosítva). Az afrikai tábla nyomóereje (illetve az ellen-erő) látszik piros szaggatott nyilakkal és a feltételezett köpenyáramlások folyamatos nyilakkal, mindez egy Spanyolország feletti műhold perspektívájából. Jól felismerhető az olasz csizma és az attól Ny–DNy-ra elhelyezkedő szigetek (Szicília, Szardínia és Korzika)

Figure 17 The third geodynamical model (Kovács et al. 2011, after Jolivet et al. 2009). The compressive force of the African plate (and the counter-force) by dashed red arrows and the supposed mantle flows with red arrows can be seen on the figure from a satellite above Spain perspective. The Italian boots and the islands (Sicily, Sardinia, and Corsica) are well recognisable on the picture

nyomul). Ennek a gyökérvónának a mérete a mozgással párhuzamosan nőhet: az izosztázia elvéből kiindulva a mélysége a Moho szintjétől lefelé legalább négyszer akkora, mint a kialakult hegység magassága. Ez a rideg gyökérvóna benyomulva a köpenybe már eleve oldalirányú anyagmozgást,

az Alpok irányából kifelé mutató köpenyáramlást okoz (15. ábra). Az adriai tábla északias irányú mozgása (17. ábra, szaggatott nyilakkal jelölve) az európai táblának nekiütközve K-en NyDNy–KÉK irányú (Ny-on ÉK–DNy irányú) köpenyáramlást (vastag nyilakkal jelölve) idéznek elő.



18. ábra A 18 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe a lineamensekkel

Figure 18 Bouguer anomaly effect of 18 km depth sources from spectral analysis

Az áramlás nemcsak az Alpok alatt, hanem annak D-i előterében is kialakul az izosztatikuss gyökérezónák terelő hatása miatt (15. ábra, piros nyíllal jelölve Magyarország DNy-i részén). Az Alpok vonulata, az európai és az adriai tábla ütköző felülete É-ról és Ny-ról is lezárja az utat, K-ról a Dinári-hegységrendszer kiszélesedésével teszi ugyanezt. A hegyeknek mély gyökérezónái vannak, így az adriai blokk északi mozgásának hatása (feszültsége) csak egy keskeny, KÉK-i irányú folyosón keresztül kéreg-, köpenyáramlással tud kiegyenlítődni nagyjából Szlovénia alatt (15. ábra). A köpenyáramlást és közvetve az áramlás irányát a Moho kivastagodása (ami az alpi zóna és a környezete között van) is befolyásolja. Ennél a modellnél nem kell feltételezni az Alpok É-i hátrálását, a jelenkori helyzet esetén is tartható a modell, a mélybeli köpenyáramlás és a gravitációs lineamensek iránya nem ellentmondásos.

Ezt a köpenyáramlást K-en, a Pannon-medencén túl, a Kárpátok izosztatikuss gyökérezónája és a TESZ kényszeríti más irányokba, pl. északias és délies irányú szétnyílásra. Ebből déli irányokban (a Vrancea-zóna felé) a feszültségek hatása még napjainkban is kimutathatók földrengések formájában. A köpenyáramlási modell nem mond ellent a Balla-féle elképzelésnek, hanem annak mozgató mechanizmusát adja meg.

A modellek kiválasztásakor a legfontosabb érv az, hogy a szerkezeti hatások felülről lefelé nem öröklődnek, már-

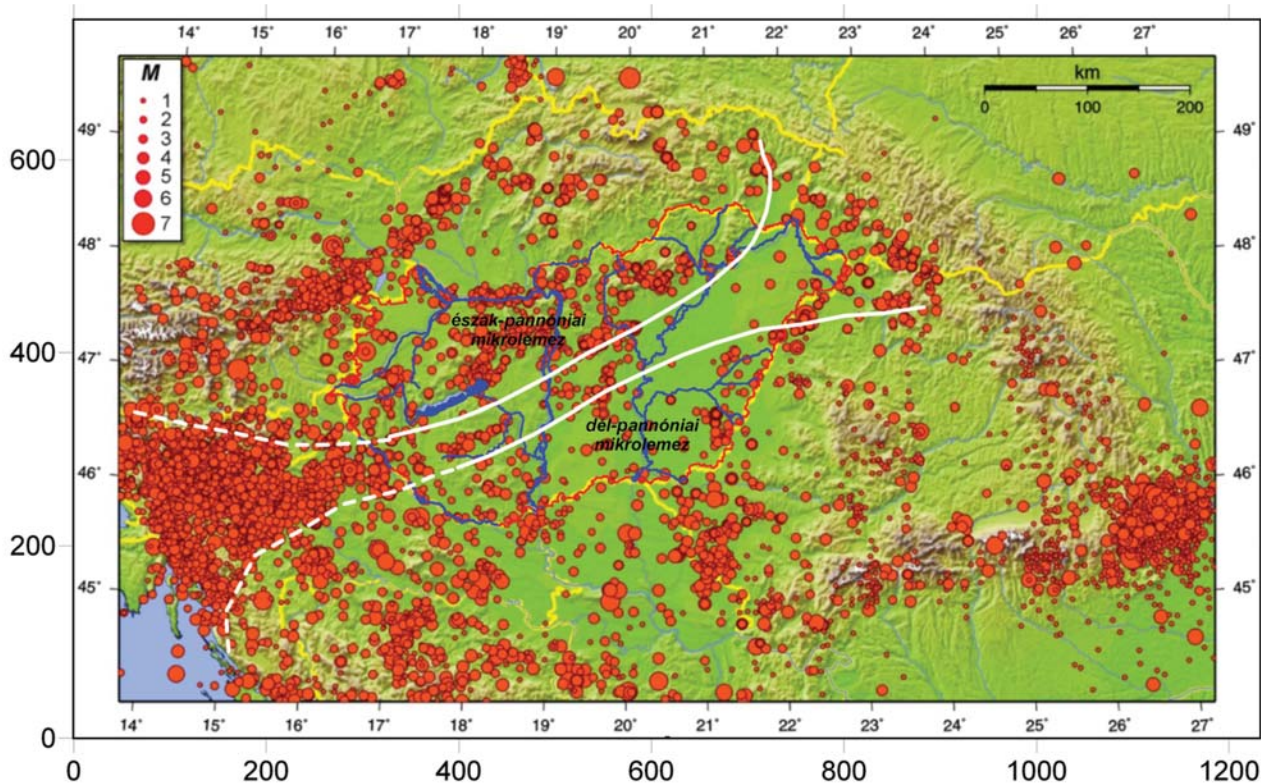
pedig a gravitáció mélynek jelzi a lineamenseket, illetve ezeket az alakzatokat kialakító mozgásokat (amelyekre felszínközeli anomális hatások is utalnak). Amennyiben csak a 15 km feletti rész mozgott volna, akkor a 15 km alatti rész anomális mintázata eltérő lenne, de ez nem így van (lásd akár csak a 18 km-es mélység gravitációs hatását, 18. ábra). Ebből következően a feltételezett gravitációs csúszási modellt gyakorlatilag elvethetjük.

Az általunk feltételezett modell kissé eltér a köpenyáramlási modelltől is, forrása egy NyDNy-i mozgatóerő, amely az adriai és európai tábla kollíziójából táplálkozik, de az Alpok D-i előteréből származik.

Egyéb szerkezeti megfontolások

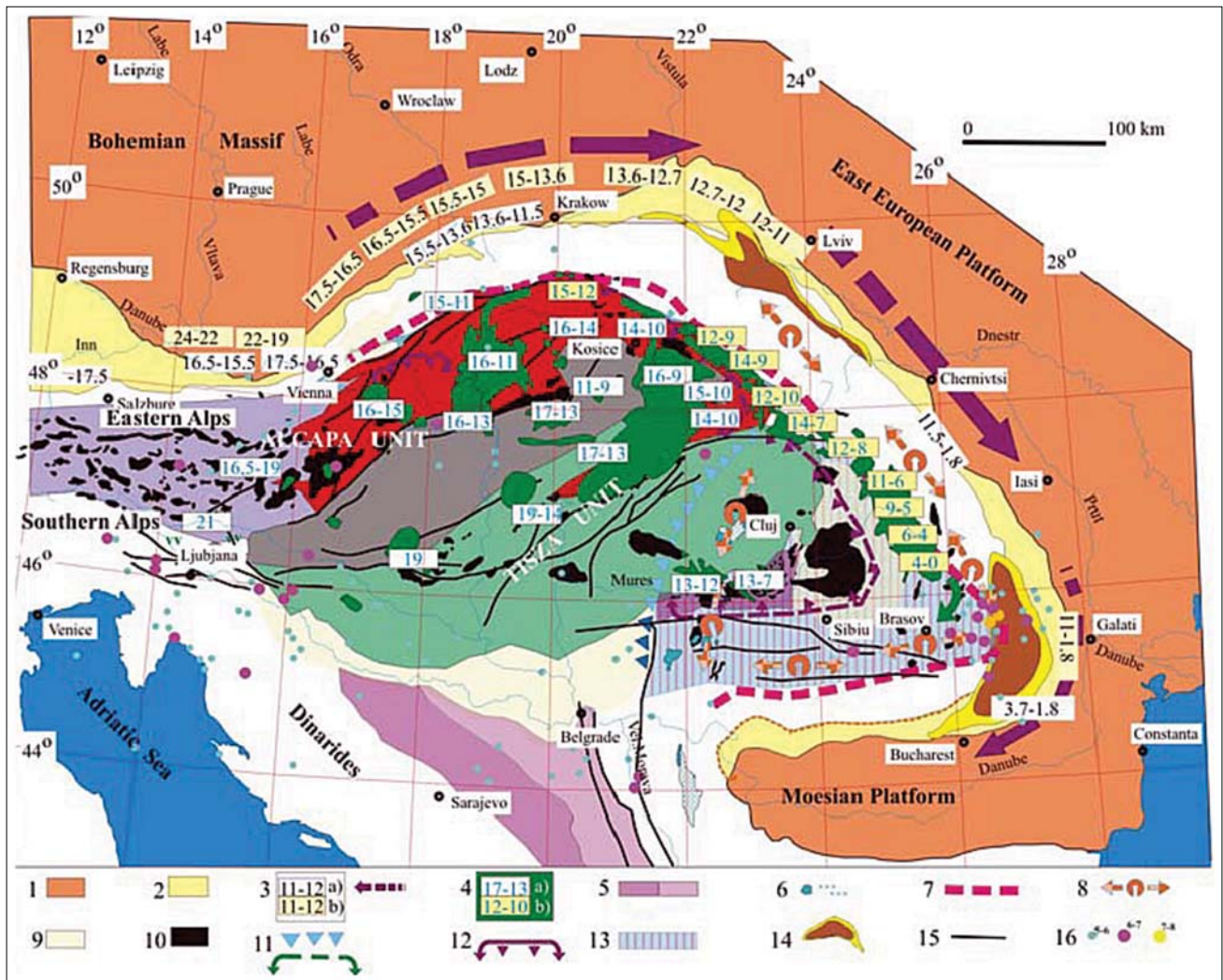
A lemeztektonika elmélete szerint „a lemezek belső része stabil, a földrengések és a vulkánok a lemezszegélyeken alakulnak ki” (Hartai 2011). Eddigiekben utaltunk a vulkanitok és a mikrolemezek kapcsolatára, de nem elemeztük a földrengésekkel való kapcsolatot. A magyarországi földrengés-adatbázis és -nyilvántartás (Tóth, Zsíros 2000) lehetőséget nyújt ennek a vizsgálatnak az elvégzésére is.

A történelmi földrengések térképén (19. ábra) azt látjuk, hogy Szlovénia területe szinte ki sem látszik a sok rengést jelző piros pont alól, azaz szeizmikusan nagyon aktív a terü-



19. ábra | Balla-féle lemezhatárok (folytonos vonal) a magyarországi földrengések térképén (Tóth, Zsíros 2000), kiegészítve a szlovéniai rengések határoló vonalaival (szaggatott)

Figure 19 | Boundaries of microplates (solid lines) after Balla and the contours of area of active plate edges (dashed lines) below Slovenia on the Earthquake Map (Tóth és Zsíros 2000)



20. ábra A szubdukció–kollízió átmenet és a vulkanizmus korának változása a Kárpát-Pannon Régióban (Pospíšil et al. 2012). 1 – kontinentális tábla, 2 – előtéri süllyedék, 3 – a) a legutolsó üledékfelhalmozódás (Ma); b) az utolsó takaróképződés a külső Kárpátokban (Ma), 4 – a) területi vulkanizmus korral; b) lineáris vulkanizmus korral, 5 – ophiolitok, 6 – finális bazaltvulkanizmus, 7 – jólvezető zóna, 8 – anomális mértékű vertikális mozgások, 9 – prekainozoos összletek, külső kárpáti egységek, 10 – pretercier eredetű geomágneses hatók, 11 – szubdukáló óceáni litoszfémaradványok tengelye, 12–13 – óceáni litoszféralemez-maradványok megjelenése, 14 – az előtéri süllyedék legmélyebb része, 15 – főbb törésvonalak, 16 – 5–8-as magnitúdójú földrengések helyei

Figure 20 The changes of the age of subduction–collision transition and volcanism in the Carpathian-Pannonian Region (Pospíšil et al. 2012). 1 – platform, 2 – foredeep 3 – a) last stage of foreland basin deposition (in Ma), b) last thrust movements of the Outer Carpathians (in Ma), 4 – a) areal volcanisms with ages (roll-back), b) linear volcanisms with ages (tear break-off), 5 – ophiolite complex, 6 – final (basalt) volcanism, 7 – high conductive boundary, 8 – anomalous trends of recent vertical movements, 9 – pre-Cenozoic complexes and the Outer Carpathian units, 10 – sources of magnetic anomalies from the pre-tertiary subsurface, 11 – axis of abscission of subducting oceanic lithosphere, 12–13 – delineation of remaining parts of oceanic lithosphere (rCFB), 14 – deepest parts of foredeep, 15 – principal fracture zones, 16 – foci of earthquakes with magnitude 5–8

let. Ez azt jelzi, hogy aktív lemezszegélyek (európai, adriai stb.) található ebben az ÉÉK-i irányban összeszűkülő zónában. Ez a zóna éppen abban az irányban és abban a helyzetben van, mint amelyet a gravitációs lineamentek és főbb szerkezeti vonalak alapján a mozgásmodell kiinduló pontjaként meghatároztunk. Ennek a zónának a pannon-medencei folytatását jelölte ki Balla is az 1982-es cikkében (13. ábra).

A földrengéstérképről megállapított rengés határvonal és a Balla-féle mikrolemezhatárok együttes megjelenítésekor még a vázlatos értelmezési vonalak ellenére is meggyőző illeszkedést tapasztalunk (19. ábra). A Pannon-medence

belsejében a rengések több helyen is a Balla-féle vonalakkal párhuzamosan, attól É-ra rajzolódnak ki (Benioff-zóna).

Egy másik érdekes adat lehet a szubdukció–kollízió átmenet kora és a vulkanizmus ideje. Ezt vizsgálták Pospíšil és munkatársai (2012) a Kárpátok gerincvonala mentén. A vizsgálatok eredménye azt mutatja, hogy a szubdukció–kollízió átmenet ÉNy-on a legidősebb és DK-i irányban fiatalodik. Ugyanez vonatkozik a vulkáni tevékenységre is (20. ábra).

Ezzel kapcsolatban fel kell idéznünk Karátson Dávid „Vulkanológia I.” c. könyvének (1998) egy bekezdését:

„Lemeztektonikai érdekesség a lemezek mozgásának iránya a külső szubdukció frontjához képest. Ha ferde, annak sajátos következménye van. A vulkánosság, ahogy az alábukó lemez éppen beolvadó (illetve beolvadást gerjesztő) része vándorol, az ív mentén fiatalodik – ilyen folyamattal magyarázható a Kelet-Kárpátok vulkáni ívének déli fiatalodása.”

Pospíšil et al. (2012) eredményei és a gravitációs lineamentek helyzete számunkra azt jelzik, hogy a legfőbb mozgatóerőnek az iránya idővel változott, a kezdetben É-i irányítottságot az Alpok hegyvonulatának és az Alpok izosztatikus gyökérvonulatának kialakulásával egyre inkább az ÉK-i irányítottság váltotta fel, amely K-en a kárpáti ív és annak izosztatikus gyökérvonulatának kialakulása és terelő hatása miatt fokozatosan K-i, illetve DK-i irányúvá vált.

Az orogén hatásokra kialakuló hegyvonulatok alatt a jelentős fáziskéssel megjelenő izosztatikus gyökérvonulat a köpenyáramokat megterelik, időben és térben változó mozgást idézve elő.

Összegzés

Spektrálanalízis segítségével megvizsgáltuk a Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképét. Különböző mélységű hatásokat tudtunk elkülöníteni és beazonosítani az energiaspektrum alapján, amiből az 52 km és a 18 km mélységhez tartozó szűrt Bouguer-anomáliatérképet be is mutattuk.

A gravitációs maximumként megjelenő Pannon-medencét néhány nagy minimumzóna darabolja fel, amely zónák a pretercier medencealjazatnál mélyebb eredetű sűrűséginhomogenitásoknak a hatásai, mivel ezek a minimumzónák azonosíthatók a legnagyobb spektrális mélységhez (52 km) tartozó anomáliatérképen is.

Végeredményként megállapíthatjuk, hogy a tölcsészerű minimumzónák kéregszerkezeti anomáliák, amelyek a kéreg mozgásának nyomait – a mozgással párhuzamosan kialakult nyírási zónákat – tükrözik.

A Kárpát-Pannon Régió kialakulását többféleképpen magyarázták: gravitációs csúszással, amely elsősorban a középső kéregtől felfelé lehet jellemző (Ratschbacher et al. 1991b), vagy mélybeli köpenyáramlásokkal (Jolivet et al. 2009), amelyekre a zárványok geokémiai elemzése és a szeizmikus anizotrópia vizsgálatok (Kovács et al. 2011) is utalnak.

Vizsgálataink alapján a köpenyáramlási modellt fogadtuk el, kiegészítve az izosztatikus gyökérvonulat feltételezhető terelő hatásával, amivel pontosítottuk Kovács István és társai által felállított mozgásmodellt.

Mindegyik mozgási modellnek a meghajtó ereje az európai és adriai lemezek ütközési zónájában felgyülemelő anyagtöbblet, amely felülről és alulról hatva igyekszik kiegyenlíteni vagy levezetni az Alpi zónában keletkező többletfeszültséget. A feszültséget levezető mozgás az Adria felől, Szlovénián át a Pannon-medence irányába mutat, amelynek hatását a gravitációs anomáliatérkép is magán hordozza.

A tanulmányban nem foglalkoztunk a környező kontinentális táblák (bohémiai, kelet-európai, moesiai, égei) önálló mozgásával, hanem csak az adriai mikrolemez mozgásának hatásával, noha azoknak is jelentős szerepe lehet a Pannon-medence belsejében jelentkező földtani folyamatokra. Völgyesi Lajos (2010) geodinamikai tanulmányában GPS és műholdas radarvizsgálatokra alapozva azt írja, hogy a statisztikai tesztekkel világosan kimutatható, hogy az adriai mikrolemez egésze függetlenül mozog Euráziától és Nubiától is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az ELGI egykori és jelenkori vezetését, hogy lehetővé tették a gravitációs adatok használatát és a módszertani vizsgálatokat, kutatásokat, amelyek eredménye az itt megjelent cikk is. Sok segítséget adtak a szakmai beszélgetések kollégákkal (geofizikusokkal, geológusokkal) a gravitációs anomáliák vizsgálatakor és azok földtani beazonosításakor.

A cikkben felhasználtuk Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképét, amely ELGI–GETECH nemzetközi együttműködésnek köszönhetően állt rendelkezésünkre.

Köszönettel tartozom az OTKA-043100 sz. „Magyarország gravitációs lineamenttérképe” és az OTKA-68475 sz. „Mágneses fázisátalakulás a földkéregben és geofizikai következményei” c. projekteknek, amelyek előmunkálatai (adatgyűjtései) és utóélete (szakmai megbeszélések, publikációk) megteremtették jelen tanulmány alapanyagát és módszertani hátterét.

A tanulmányban sok cikket felhasználtunk (lásd irodalomjegyzék), amelyekben rengeteg kereshívkoztatás volt; ezek felgöngyöltése nem minden esetben történt meg, így elnézést kérünk mindenkitől, akinek megállapítását felhasználtuk, de a hivatkozásban sem a neve, sem a címe nem jelent meg.

P.S.: 1) Azt hiszem báró Eötvös Lorándnak is meg kell köszönni! 2) E cikkel (kapcsolódva az MTA és az ELTE lemeztektónikai előadásaihoz) adózunk a 100 éves kontinensvándorlás-elmélet és Alfred Wegener emlékének.

A tanulmány szerzője

Kiss János

Jegyzetek

- a) A szerző 2011. évi BGS konferencián és az MTA Soproni Tudósklub rendezvényén elhangzott előadásának kibővített változata – az anyag az MFGI módszertani kutatásainak eredménye.
- b) Térfrekvencia (f_i) az időtartománybeli frekvenciának megfelelő érték tértartományban ($f_i = 1/\lambda$), azaz az anomália hullámhosszának reciprok értéke, ami analóg az időtartománybeli frekvenciával ($f_i = 1/T$, ahol T egyetlen periódus ideje). A tértartománybeli hullámszám, vagy ciklusszám ($k = 2\pi f_i = 2\pi/\lambda$) az időtartománybeli körfrekvenciának felel meg ($\omega = 2\pi f_i = 2\pi/T$). A tértartománybeli hullámszámot nem szabad összekeverni az elektromágneses térelméletben használatos időtartománybeli hullámszámmal. Ez utóbbi egy komplex szám, amely a körfrekvencia mellett közeg fizikai paramétereit (elektromos vezetőképességet és mágneses permeabilitást) is tartalmazza! A szakirodalomban időnként a térfrekvenciát szokták hullámszámként is hívni; hibásan, mert a két mennyiség nem ugyanaz, ezeket meg kell különböztetni egymástól!

Hivatkozások

- Bada G., 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems, *Geodynamics* 27, 501–527
- Bada G., Windhoffer G., Szafián P., Dövényi P., 2004: Feszültségtér Európában és a Pannon-medence térségében: Adatok, modellek és geodinamikai alkalmazások. ELTE tanulmány
- Balla Z., 1982: Development of the Pannonian Basin basement through the Cretaceous–Cenozoic collision: a new synthesis. *Tectonophysics* 88, 61–102
- Balla Z., 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophysical Transactions* 30/4, 313–353
- Balla Z., 1990: On the origin of Carpathian mantle diapir. Oral presentation on Symposium of Diapirism, 8–14 December 1990, Bandarabbas, Iran
- Blakely R. J., 1996: *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press
- Bodoky T., Kiss J., Gulyás Á., Vértesy L., Prácser E., 2007: Magyarország gravitációs lineamenstérképe. (zárójelentés) OTKA T-043100
- Dombrádi E., 2008: A Pannon-medence kialakulása és fejlődéstörténete – Geodinamika óra. PPT bemutató, ELTE
- Embey-Istzin A., Scharbert H. G., Dietrich H., 1990: Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for deep structure of the Pannonian Basin. *Minerological Magazine* 54, 463–483
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F., Seranne M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication 156, 295–334
- Gacsenco Sz. V., Ivanov Ny. K., Krivosenkov A. L., Szmirmov T. G., 2010: A Szaján-hegység és a Léna mentén húzódó regionális szelvény D-i szakaszának komplex geofizikai értelmezési eredményei a földkéregről és a felső-köpenyről. Kézirat, 426–431 o., GFYGP, Irkutszk – Geofizika, Irkutszk
- Handy M. R., Hirth G., Bürgmann R., 2007: Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward. In: Handy M. R., Hirth G., Hovius N. (eds.), *Dahlem Workshop Reports*. The MIT Press, Cambridge, USA, pp. 139–181
- Hartai É., 2011: *Geológia IX. Globális tektonika*. Digitális Egyetem, jegyzet
- Horváth F., 2004: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza, Euro-konform térképsorozat és magyarázó. http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- Jolivet L., Faccenna C., Piromallo C., 2009: From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 198–209
- Karátson D., 1998: *Vulkanológia I. (Vulkánosság és lemezttektonika; a magma; a vulkánosság fő folyamatai és típusai)*. ELTE, Eötvös Kiadó, Budapest
- Kilényi É., Šefara J., 1991: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions* 36/1–2
- Kis K., 2009: *Magnetic methods of applied geophysics*. Eötvös University Press, pp. 203–214
- Kiss J., 2009a: Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD) értekezés, NyME Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola, Sopron
- Kiss J., 2009b: A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika* 50/2, 59–74
- Kiss J., 2009c: Regionális gravitációs anomáliák, izosztikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika* 50/4, 153–171
- Kiss J., 2010: Mély medencék izosztikus hatása. *Magyar Geofizika* 51/3, 1–13
- Kiss J., Prácser E., Szarka L., Ádám A., 2010: Mágneses fázisátalakulás és a magnetotellurika. *Magyar Geofizika* 51/2, 73–87
- Kovács I., Csontos L., Szabó Cs., Bali E., Falus Gy., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaric region: An integrated approach. *Geological Society of America, Special Paper* 418, 93–112
- Kovács I., Szabó Cs., 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics* 45, 1–17
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M., Hegedüs E., Posgay K., Zilahi-Sebess L., Fancsik T., 2011: Asztenoszféra áramlás, mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje? *Magyar Geofizika* 52/2, 79–87
- Kovács S., Szederkényi T., Árkai P., Buda Gy., Lelkes-Felvári Gy., Nagymarosy A., 1998: Explanation to the terrane map of Hungary. In: Papanikolaou D., (ed.): *IGCP Project No. 276, Terrane Maps, Terrane Descriptions, 1996/1997*, Athens. *Ann. Geol. Pays Helleniques* 37, 271–330
- Kovácsvölgyi S., 1995: Interpretation of gravity and magnetic anomalies in SE Hungary. *Magyar Geofizika* 36/3, 198–202
- Kovácsvölgyi S., 1997: Gravitációs kutatások Magyarországon. A békési rejtély. Élet és Tudomány. <http://www.sulinet.hu/eletestudomany/archiv/1997/9718/bekesi/bekesi.html>
- Márton E., 2008: Intézeti beszámoló a Paleomágneses Laboratórium 2008. évi munkájáról. ELGI archívum
- Meskó A., 1966: Two-dimensional filtering and the second derivative method. *Geophysics* 31, 606–617
- Meskó A., 1983: A frekvenciataromány felhasználása gravitációs és mágneses térképek lineáris szűrésében. *Magyar Geofizika* 24/2, 43–75
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L., 2001: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. *Geophysical Transactions* 44/1, 21–48
- Nyikolajevszij V. N., 2001: *Kéregtörések és tektonikai hullámok*, *Vesznyik OGGGGN Orosz Tudományos Akadémia*, No. 1.
- Phillips J. D., 2001: Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential field anomalies. *ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition, Brisbane*
- Posgay K., Albu I., Mayerová M., Nakládová Y., Ibrmajer I., Blizkovsky M., Aric K., Gutdeutsch, R., 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geoph. Trans.* 36, 7–13
- Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G., (1995): Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics* 252, 467–484
- Pospišil L., Hefty J., Hipmanov L., 2012: Risk and geodynamically active areas of the carpathian lithosphere on the base of geodetical and geophysical data. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 47/3, 287–309, DOI: 10.1556/AGEod.47.2012.3.2
- Ratschbacher L., Merle O., Davy Ph., Cobbold P., 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics* 10, 245–256
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Merle O., 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part II: Structural analysis. *Tectonics* 10, 257–271
- Spector A., Grant F. S., 1970: Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35/2, 293–302

- Szabó Z., Páncsics Z., 1999: Rock densities in the Pannonian basin – Hungary. *Geophysical Transactions* 42/1–2, 5–28
- Tóth L., Zsiros T., 2000: A pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Török K., Dégi J., Szép A., Marosi Gy., 2005: Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, W-Hungary. *Chemical Geology* 223, 93–108, DOI: 10.1016/j.chemgeo.2005.05.010
- Vaucher A., Tommasi A., Mainprice D., 2012: Faults (shear zones) in the Earth’s mantle, *Tectonophysics* 558–559, 1–27, DOI: 10.1016/j.tecto.2012.06.006
- Völgyesi L., 2010: A Kárpát-Pannon-térség geodinamikája. Kézirat, BME <http://www.agt.bme/volgyesi/mszeizmo/pannon.pdf>