

Asztenoszféra-áramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje?

KOVÁCS ISTVÁN^{1,2*}, FALUS GYÖRGY^{1,2}, STUART GRAHAM³, HIDAS KÁROLY²,
SZABÓ CSABA^{2&}, FLOWER MARTIN⁴, HEGEDŰS ENDRE¹, POSGAY KÁROLY¹,
ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ¹, FANCSIK TAMÁS¹

¹Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

²Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium, Közettani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

³School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK, LS2 9JT, Egyesült Királyság

⁴Earth and Environmental Sciences, University of Illinois at Chicago, 845 W. Taylor St. (M/C 186),
Chicago, IL 60607-7059, USA

*felelős szerző, @E-mail: kovacsij@elgi.hu; &E-mail: cszabo@elte.hu

A jelen közleményben áttekintést adunk a Kárpát-Pannon régió középső részéről a Bakony–Balaton-felvidék és Kisalföld alatti felsőkőpenyből származó xenolitokon végzett, elsősorban deformációs vizsgálatok eredményeiről, valamint összefoglaljuk a Kárpát-Pannon régióra vonatkozó eddig publikált szeizmikus anizotrópiaadatokat. Ezeknek az adatoknak az együttes értelmezése arra utal, hogy a régió alatt a földtörténeti közelmúltban jelentős asthenoszférikus áramlás zajlott, amely összefüggésben állhatott az alpi kollízióval. Munkahipotézisként bemutatjuk ennek a folyamatnak a lehetséges tér- és időbeli dimenzióit és ennek viszonyát az extenzióval és az extrúzióval, valamint az ezen folyamatok hajtóerejeként eddig feltételezett szubdukciós lemez-visszagördülési és gravitációs instabilitásmodellekkel.

**Kovács, I., Falus, Gy., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs., Flower, M., Hegedűs, E.,
Posgay, K., Zilahi-Sebess, L., Fancsik, T.: Asthenospheric flow as a driving force for
Tertiary extrusion and extension?**

We review deformation patterns in mantle xenoliths from the central part of the Carpathian-Pannonian Region (CPR) and, in combination with seismic shear wave splitting data, attempt to define patterns of upper mantle anisotropy. Our interpretations from both lines of evidence support a model for east-west oriented asthenospheric flow, decoupled (at least in part) from the overlying lithosphere. Mantle flow fields resulting from Tertiary indentation of Europe by the Adriatic micro-plate and the resulting Alpine orogen may thus have been an important factor in driving the eastward extrusion of lithospheric blocks in the CPR accompanied by lithospheric extension, rapid ‘rollback’ of the Carpathian subduction system, and its diachronous collision with the European craton. According to this model, eastward asthenospheric flow would add significantly to the effects of slab rollback and gravitational instability. Thus, opening of the Pannonian Basin, rather than being exclusively driven by ‘slab pull’ and gravitational instability, could have been resulted, at least in part, from mantle flow associated with the Adria-European collision and ensuing Alpine orogeny.

Beérkezett: 2011. július 24.; *elfogadva:* 2011. augusztus 31.

Bevezetés

Az Alpok keleti szomszédságában elterülő és számos extenziós medencét magában foglaló Kárpát-Pannon régió (KPR) a világ egyik, földtani értelemben legmegkutatottabb területe. A régió komplex geodinamikai fejlődését már régen felismerték, azonban kevés kivétellel nincs megfelelő módon tárgyalva, a tágabb földtani környezetbe illesztve és szélesebb interdiszciplináris megközelítésbe ágyazva (Schmid et al. 2008, Kovács, Szabó 2008). Az a tény, hogy az orogén és extenziós folyamat geológiai értelemben viszonylag fiatal, és nagy mennyiségű geológiai, geofizikai, vulkanológiai,

szedimentológiai és szerkezetföldtani adat áll rendelkezésre, lehetőséget kínál, hogy a régió egy ideális célterületként szolgáljon az orogén övek mellett létrejövő extenziós medencék keletkezésének pontosabb megértésében.

Az elmúlt években megismert új adatok arra utalnak, hogy a terület terciér geodinamikai fejlődését magyarázó eddigi modellek felülvizsgálata időszerű. A terciér extenzióhoz kapcsolódó vulkanizmus részletes áttekintő vizsgálatának eredményei arra engednek következtetni, hogy a régió központi részén a szubdukciós geokémiai jeleket magukon viselő vulkanitok egy jelentős része nem a Kárpátok mentén feltételezett szubdukcióhoz, hanem egy régebbi, fel-

tehetően mezozoós szubdukciós rendszerhez – feltehetően a Vardarhoz (Kovács et al. 2007, Kovács, Szabó 2008) – köthető. Ezt alátámasztani látszanak szintén a medence központi részén – a Bakony–Balaton-felvidéken – talált felsőköpeny-xenolitok geokémiai adatai, amelyek magukon viselik szubdukciós lemezből származó fluidumok és olvadékok átalakító hatását (Bali et al. 2007, 2008, Szabó et al. 2009). A legújabb geofizikai eredmények alapján valószínűtlennek tűnik, hogy klasszikus értelemben vett szubdukció az egész Kárpátok mentén kialakult volna (Grad et al. 2006, Szafián, Horváth 2006, Koulakov et al. 2009). Az új ismeretek arra utalnak, hogy a Nyugati-Kárpátok mentén sokkal inkább transzpressziós mozgások voltak, csekély konvergenciával kísérve, míg klasszikus értelemben vett szubdukció és az azt kísérő vulkanikus ív csak a Keleti-Kárpátok mentén fejlődhetett ki (lásd Kovács, Szabó 2008). Ezek a megfigyelések komoly kihívásokat támasztanak a Kárpát-Pannon régió terciér geodinamikai fejlődésében megjelenő kilökődést, extenziót és az azt kísérő vulkanizmust magyarázó, eddig széles körben elfogadott szubdukciós lemez-visszagördülési modellel (Horváth 1993, Horváth et al. 2006), valamint a Kárpátok mentén létrejövő gravitációs instabilitással (Houseman, Gemmer 2007) összefüggésbe hozó elképzeléssel szemben.

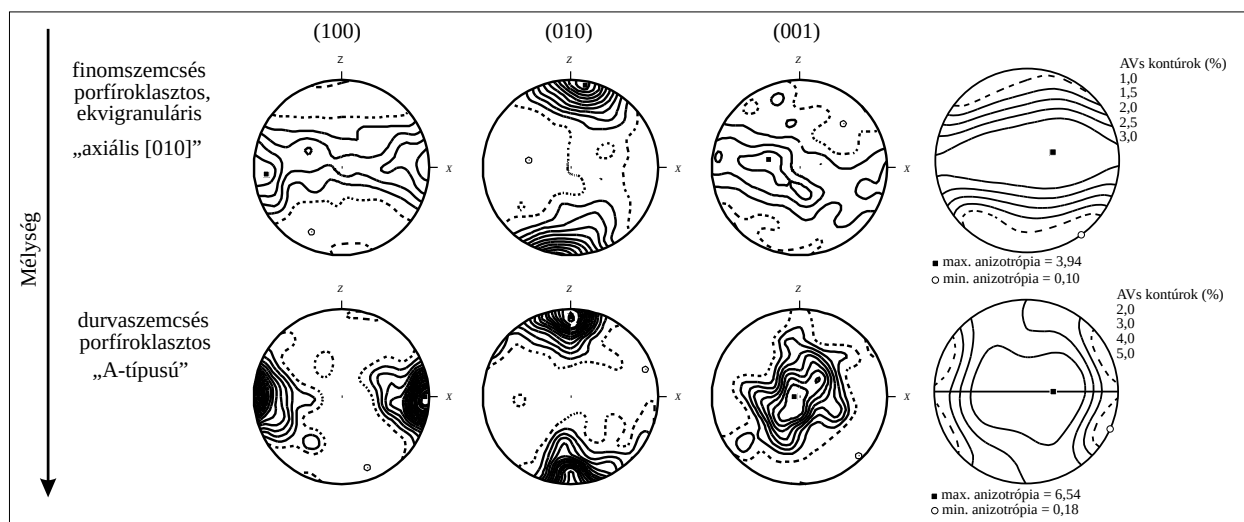
A jelen közleményben áttekintést adunk a Kárpát-Pannon régió középső részéről a Bakony–Balaton-felvidék és Kisalföld alatti felsőköpenyből származó xenolitokon végzett, elsősorban deformációs vizsgálatok eredményeiről, valamint összefoglaljuk a Kárpát-Pannon régióra vonatkozó eddig publikált szeizmikus anizotrópiaadatokat. Ezeknek az adatoknak az együttes értelmezése arra utal, hogy a régió alatt a földtörténeti közelmúltban jelentős asztenoszférikus

áramlás zajlott, amely összefüggésben állhatott az alpi kollízióval. Munkahipotézisként bemutatjuk ennek a folyamatnak a lehetséges tér- és időbeli dimenzióit és ennek viszonyát az extenzióval és az extrúzióval, valamint az ezen folyamatok hajtóerejeként eddig feltételezett szubdukciós lemez-visszagördülési és gravitációs instabilitás-modellekkel.

Felsőköpeny-xenolitok deformációs és geokémiai tulajdonságai a KPR középső részéről

A Kárpát-Pannon régió mély litoszférájának közettani és geokémiai összetételét, illetve fejlődését elsősorban a terciér alkáli bazaltok által felszínre szállított xenolitok petrográfiai, geokémiai és részben izotópos vizsgálatai révén ismerjük. Az alkáli bazaltok eddigi ismereteink szerint 5 vulkáni területen hoztak a felszínre nagy tömegben a mély litoszférából származó xenolitokat, nyugat-keleti irányban haladva a Stájer-medencében, Kisalföldön, Bakony–Balaton-felvidéken, Nógrád-Gömörben és a Persányi-hegységben (Downes et al. 1992, Szabó et al. 2004). A jelen összefoglalóban a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld területekről származó felsőköpeny-xenolitok közettani, geokémiai és deformációs jegyeiből levonható legfontosabb következtetéseket összegezzük.

Az ezekről a területekről származó felsőköpeny-peridotitok közetalkotó ásványainak univerzálásattal (Falus, Szabó 2004), illetve EBSD technikával (Bali et al. 2007, Falus et al. 2007, Hidas et al. 2007) végzett orientációana-



1. ábra A Kárpát-Pannon régió alatti sekélyebb („axiális [010]”) és a mélyebb („A-típus”) litoszférából származó reprezentatív köpenyperidotit xenolitok olivinjeinek jellegzetes, kristálytanilag kitüntetett irányai. A pólusábrák alsó félgömb, egyenlőterület-vetületek, amelyeket Mainprice et al. (2000) által készített PF2k program segítségével ábrázoltunk. A kontúrok a pólussűrűséget mutatják. A szeizmikus hullámterjedés háromdimenziós eloszlását a V_s hullámok esetében feltüntettük.

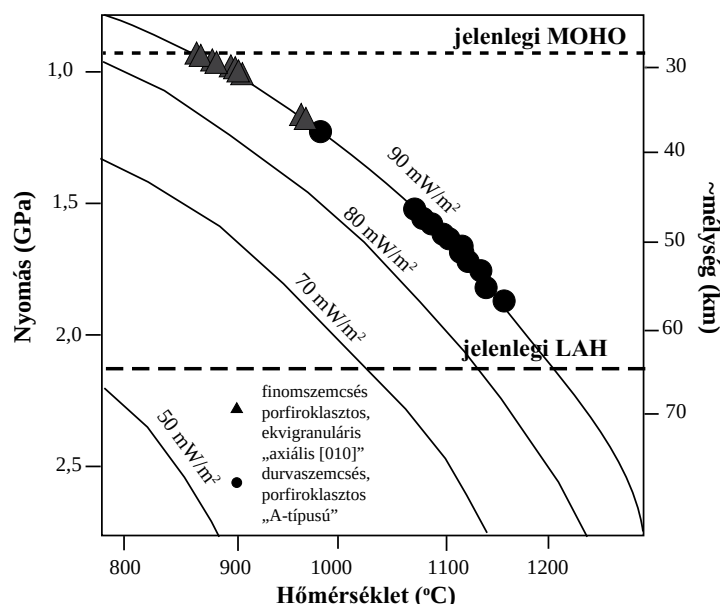
Figure 1 Lattice preferred orientations of peridotite xenoliths originating from the shallower (‘axial [010]’) and deeper (‘A-type’) upper mantle beneath the Carpathian-Pannonian region. The pole figures are lower hemisphere, equal area projections which were drawn by using the software (PF2k) of Mainprice et al. (2000). The contours indicate the density of crystallographic orientations. The 3D distribution of seismic wave propagation for V_s is also indicated.

lízise révén feltételezhető, hogy a szöveti változatosság intenzív diszlokációvándorlásos rezsimben zajló deformáció eredménye, hiszen a központi területeken az ekvigranuláris és a porfiroklasztos peridotitok közepesen, illetve erősen orientált szövetet mutatnak. A xenolitok szövete és a becsült egyensúlyi hőmérsékletek között is korreláció figyelhető meg. Az általában mobilis főelemben gazdag geokémiai jeleget és nagy egyensúlyi hőmérsékletet (980–1160 °C) mutató durvaszemcsés peridotitok olivinjeinek [100] tengelyei pontszerű maximumot rajzolnak ki az ásványi lineációval párhuzamosan a foliáció síkjában, a [010] tengelyek a foliációra és lineációra merőlegesek, míg a [001] tengelyek a foliáció síkjában a lineáció irányára közel merőlegesek (1. ábra). Ez a fajta olivin orientáció a (010)[100] siklatási rendszer aktiválódása révén jön létre (Avé Lallemant, Carter 1970), és felsőköpeny-körülmények között szokványosnak tekinthető asztenoszféra-áramlásra utal. A továbbiakban ezt a típust – alkalmazva Karato, Jung (2001) nevezékét – „A-típusúnak” nevezzük, és ezt a megjelölést használjuk a későbbiekben. Mainprice (1990) programjának segítségével és a felsőköpeny-xenolitok modális összetételének ismeretében lehetőség nyílt rá, hogy kiszámítsuk a szeizmikus hullámok 3 dimenziós sebességeloszlását az egyes jellemző xenolitok deformációs adatainak figyelembevételével. A nyíróhullám-anizotrópia értéke erre a xenolitcsoportra 6,54%, ami a maximális és minimális nyíróhullám-irányok közötti sebesség különbségét fejezi ki.

Ezzel szemben a finomabb szemcsés ekvigranuláris, illetve porfiroklasztos peridotitok 875–960 °C közötti egyensúlyi hőmérsékletet (Szabó et al. 1995, Embey-Isztin et al. 2001), geokémiaailag változatosabb és általában mobilis elemekben kimerült összetételt mutatnak (pl. Downes et al.

1992), valamint olivin orientációjuk is különleges. Ezekben a kőzetekben az olivin [010] tengelyeinek eloszlása pontszerű maximumot mutat a foliációra merőlegesen, míg az [100] és [001] tengelyek eloszlása a foliáció síkjában folyamatos, övszerű. Ezt a típusú orientáció eloszlást „axiális [010]”-nak írták le a szakirodalomban (1. ábra, Tommasi et al. 1999), és kísérleti körülmények között axiális rövidülés során, illetve transzpressziós erőterben reprodukálhatók. A számolt szeizmikus anizotrópia nagysága a nyíróhullámokra ezen xenolitcsoport esetében 3,94%. Elmondható, hogy mindkét xenolitcsoport esetében a nyírási hullámok a lineáció mentén polarizáltak, míg a legnagyobb késési időt azon hullámok esetében tapasztaljuk, amelyek a foliációs síkban terjednek és normális irányúak a lineációra.

Ezek az eredmények azt sugallják, hogy a Kárpát-Pannon régió központi része alatt két felsőköpeny-réteg található. A geotermometriai vizsgálatok eredménye alapján egy közelítő becslést tudunk adni az előbbieken ismertetett két eltérő xenolittípus („A-típus” és „axiális [010]”) származási mélységére vonatkozóan, felhasználva egy, a területre típusosnak mondható hőáramértéket (90 mW/m², Lenkey et al. 2002) és a hozzá tartozó geotermát (Artemieva 2009). A geotermára „ráhelyezve” az egyes xenolit típusokra jellemző egyensúlyi hőmérsékletértékeket, megbecsülhető, hogy a sekélyebb „axiális [010]” típusú xenolitok 30–40 km közötti, míg az „A-típusú” xenolitok 40–60 kilométer közötti mélységközből származhatnak (2. ábra). A számítás során azt feltételeztük, hogy 0,1 GPa egyensúlyi nyomásváltozás kb. 3 km mélységváltozásnak felel meg. A becslés magában foglalja az egyensúlyi hőmérséklet számításához használt, a xenolitok kőzetalkozó ásványainak geokémiai összetételén alapuló, „két piroxén” geotermométer-hibáját (Brey, Köhler



2. ábra Xenolitok számított egyensúlyi hőmérsékletei a 90 mW/m²-nek megfelelő geotermára vetítve (Lenkey et al. 2002, Artemieva 2009). MOHO: kéreg–köpeny határ; LAH: litoszféra–aszténoszféra határ.

Figure 2 Equilibrium temperatures of upper mantle xenoliths projected on the geotherm corresponding to 90 mW/m² heat flow (Lenkey et al. 2002, Artemieva 2009). MOHO: crust–mantle boundary; LAH: lithosphere–asthenosphere boundary.

1990) (± 20 °C), valamint a hőáram bizonytalanságát (Lenkey et al. 2002) is, amely kb. ± 10 mW/m². Ebből adódóan a xenolitok származási mélységének becslésében lévő hiba maximuma $\pm 0,4$ GPa (12 km).

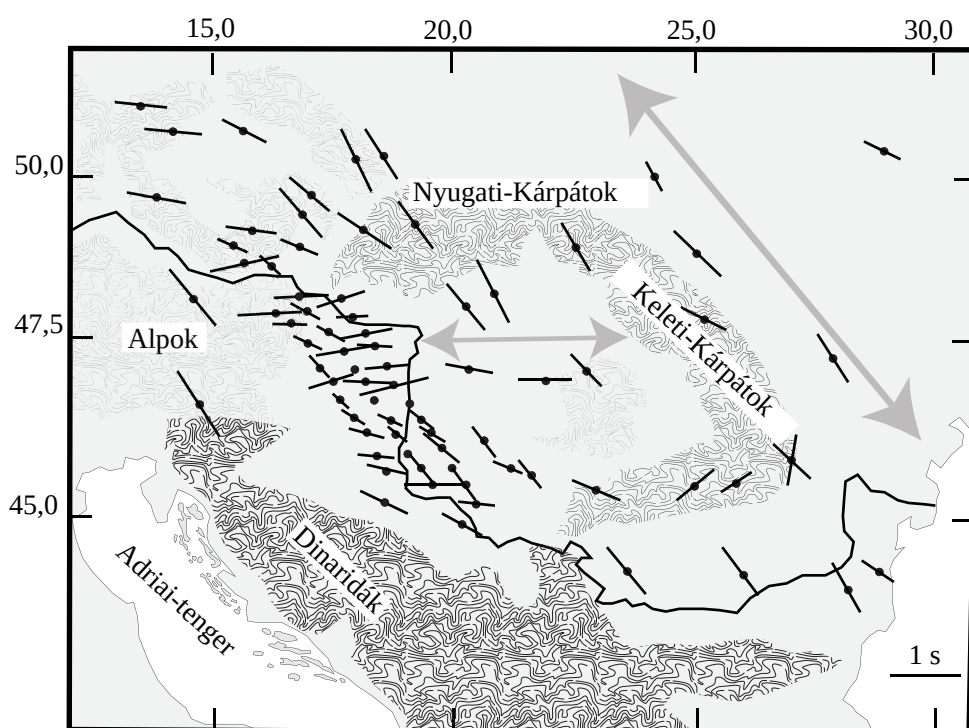
Ezek az eredmények tehát azt a mélységet, illetve deformációs állapotot rögzítik, amely akkor jellemezte a felsőköpenyt, amikor az alkáli bazaltok megmintázták azt a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld alatt kb. 4–5 millió évvel ezelőtt (Balogh et al. 1986, Wijbrans et al. 2007). Fontos azonban kiemelni, hogy kb. 10 millió éves időskálán a köpeny viszonylag jól megőrzi deformációs és geokémiai jegyeit, amennyiben jelentősebb tektonikai esemény nem történik (Jolivet et al. 2009). A Kárpát-Pannon régióban leszögezhetjük, hogy a miocén vége óta (~10 millió éve) – az extenziót és az extrúziót követően – nem volt jelentősebb tektonikai esemény. Így jó esély van arra, hogy a 4–5 millió évvel ezelőtt lezajlott alkáli bazaltos vulkanizmus által megmintázott felsőköpeny megőrizhette az addig lezajlott jelentősebb tektonikai események nyomait. A vulkanizmus óta két földtani esemény zajlik, egyrészt az extenzió során kialakult asztenoszféra-dóm kihülése, valamint a tektonikai inverzió. Az utóbbi azért jött létre, mert a Kárpát-Pannon régió aljzatát felépítő két jelentősebb mikrolemez – az Alcápa és Tisza-Dacia – teljesen kitöltötte a Kárpáti-öblözetet a miocén végén, és az Adria további északi sodródása és az óramutató járásával megegyező rotációja kompressziós fe-

szültséget gerjesztett bennük. Ez egyes területeken süllyedésben, máshol pedig emelkedésben nyilvánul meg (Bada et al. 2006, 2007).

Beillesztve ezeket az adatokat a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld alatti litoszféráról alkotott eddigi ismereteinkbe megállapítható, hogy az „axiális [010]” típusú xenolitok a köpenylitoszféra legsekélyebb, felső 10 kilométeres részét reprezentálhatják, amely a terület alatti kéregköpeny határ kb. 30 kilométeres mélységétől kb. 40 km-es mélységig terjed. Az „A-típusú” xenolitok a köpenylitoszféra ennél mélyebb, 40–60 km közötti részét foglalhatják el. Ennek az alsó határa (~60 km) majdnem a terület alatti jelenleg feltételezett litoszféra–asztenoszféra határig terjed (~65 km, Posgay et al. 1995, Tasarova et al. 2009).

Szeizmikus anizotrópiairányok a Kárpát-Pannon régióban

A litoszférában és az asztenoszférában tapasztalható szeizmikus anizotrópia irányára és erősségére rendelkezésre álló adatok mennyisége egyre gyarapszik a Kárpát-Pannon régióra vonatkozóan (Vinnik et al. 1992, 1994, Dricker et al. 1999, Plomerova et al. 2000, Meissner et al. 2002, Schmid et al. 2004, Kummerow, Kind 2006, Stuart et al. 2007, Ivan



3. ábra A közel vertikálisan terjedő SKS fázisok polarizáltságának nagysága és iránya a Kárpát-Pannon régióban a következő irodalmi adatok összegzése alapján: Vinnik et al. 1992, 1994, Dricker et al. 1999, Plomerova et al. 2000, Meissner et al. 2002, Schmid et al. 2004, Kummerow, Kind, 2006, Stuart et al. 2007, Ivan et al. 2008, Dando et al. 2011.

Figure 3 Direction and strength of vertically propagating SKS phases in the Carpathian-Pannonian region based on the following references: Vinnik et al. 1992, 1994, Dricker et al. 1999, Plomerova et al. 2000, Meissner et al. 2002, Schmid et al. 2004, Kummerow, Kind, 2006, Stuart et al. 2007, Ivan et al. 2008, Dando et al. 2011.

et al. 2008, Dando et al. 2011). A megfigyelt anizotrópia értékét a magba is belépő SKS hullámok polarizáltságának mértékéből tudják meghatározni. A mostani összefoglaló az Adriai-tengertől a Fekete-tengerig, valamint a Dinaridáktól az Európai platformig terjedően mutatja be az anizotrópia irányát és nagyságát (3. ábra).

A legtöbb anizotrópiairány északnyugat–délkeleti orientációt mutat a Cseh-masszívumtól egészen a Déli-Kárpátokig és az Európai platformon is. Ezek az irányok északnyugat felé haladva fokozatosan fordulnak be az óramutató járásával ellentétes irányba, és a Cseh-masszívum közelében közel kelet–nyugati irányt vesznek fel (3. ábra). Megállapítható, hogy ez az anizotrópiairány nem függ a tektonikai helyzettől, hiszen hasonló a Cseh-masszívumon, a Kárpátokban (orogén) és a Pannon-medence (extenziós medence) bizonyos részein. Az SKS anizotrópia nagyságát késési időben kifejezve 0,5 és 1,5 s között változik, azonban a Pannon-medencében ezek az értékek kisebbek és jellemzően 1 s alatt maradnak (3. ábra). Ez az anizotrópiairány merőleges a jelenleg megfigyelhető felszíni elmozdulások alapján kirajzolt rövidülési irányokra (Bada et al. 2006, 2007, Caporali et al. 2009). A „CELEBRATION 2000” szeizmikus adatrendszerből a Pannon-medencére számított 3D szeizmikus sebességeloszlások esetében is megfigyelhető egy északnyugat–délkeleti irányú anizotrópia. Ezek az anizotrópiák feltehetően a felsőkéregre jellemzők, de elképzelhető, hogy akár a középső- és alsókéregben is jelen lehetnek (Hegedűs et al. 2002). Érdekes, hogy a kéregben tapasztalható ezen északnyugat–délkelet irányú sebesség anizotrópiák iránya megegyezik az előzőekben ismertetett, feltehetőleg nagyobb mélységből (köpeny, asthenoszféra) származó, SKS hullámok polarizáltságából adódó hasonló irányokkal. Ez arra utalhat, hogy a kéreg és az alatta lévő köpeny hasonlóan deformálódik egy adott feszültségtér hatására.

Ezen az irányon túl van egy másik, alárendelt anizotrópia irány is, amely nagyjából kelet–nyugat orientációjú. Ez az irány úgy tűnik, hogy nem összeegyeztethető a jelen feszültségtérrel és csak a Pannon-medencében jelenik meg. Néhány dunántúli állomás, a Bécsi-medence közelében, valamint a Tisza egységen lévők – a Vajdaságban és az Alföld keleti szegélyén – egyértelműen mutatják ezt az irányt (3. ábra). Ez a kelet–nyugati anizotrópia hasonló vagy csak árnyalatnyival nagyobb (~1 s), mint a tágabb régióra jellemző északnyugat–délkelet irányú anizotrópia. Fontos megjegyezni, hogy Kummerov, Kind (2006) és Stuart et al. (2007) szintén azonosított az előzőekhez hasonló, délnyugat–északkelet és kelet–nyugati anizotrópiairányokat a Keleti-Alpokban (3. ábra). Ezek az irányok egy kelet–nyugati irányú folyosó jelenlétére utalnak, amely a Keleti-Alpoktól egészen az Alföld keleti szegélyéig terjedhetnek, nagyjából a 47° északi szélességgel párhuzamosan. Mint említettük, kelet–nyugati anizotrópiairányok jelen vannak a Cseh-masszívumon és az Alpok északi előterében is. Azonban ez az irány, a Pannon-medencében tapasztalattal ellentétben, jól igazodik a jelenlegi feszültségtérhez, és folyamatosságot mutat a tágabb régióban tapasztalt északnyugat–délkeleti

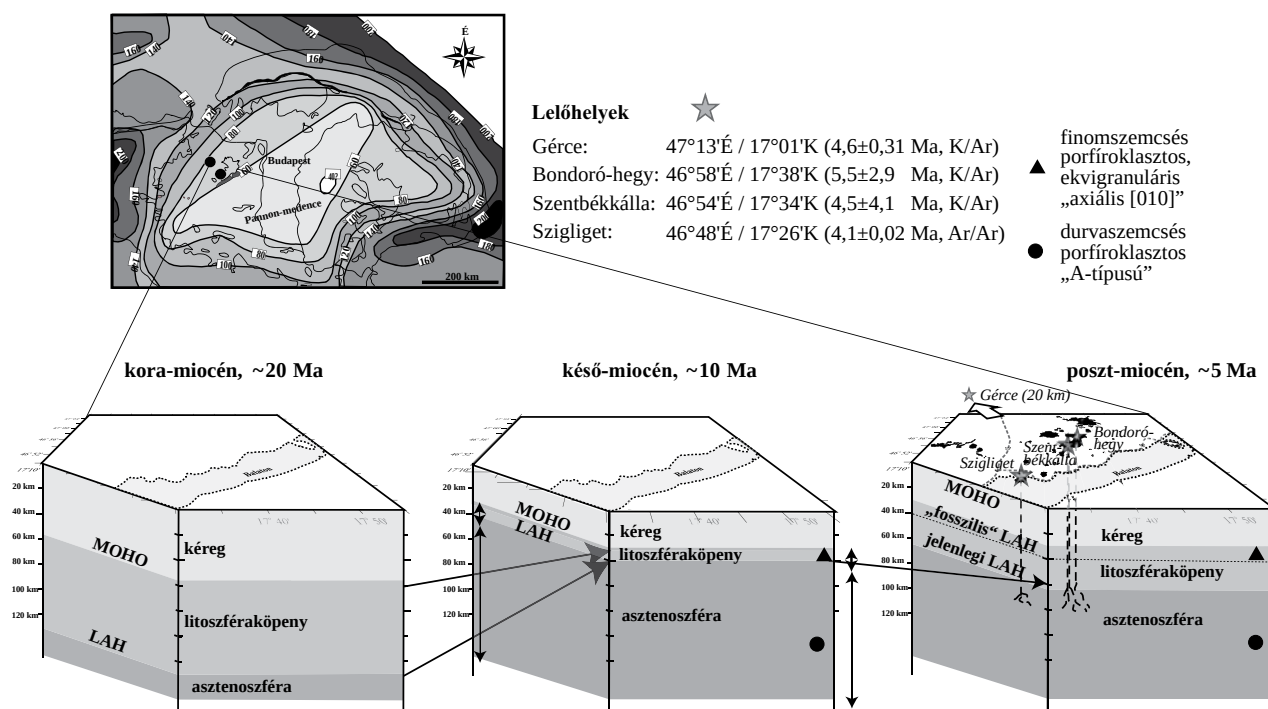
irányokkal (Bada et al. 2006, 2007, Caporali et al. 2009). A Pannon-medencében tapasztalható kelet–nyugati irányok ugyanakkor nem egyeztethetők össze a jelenlegi feszültségtérrel, ezért legvalószínűbb, hogy valamilyen „fosszilis” feszültségtér irányának felelnek meg.

A Keleti- és Déli-Kárpátok találkozásánál található Vranca-zónában az előbb tárgyalt irányoktól eltérő irányok jelennek meg egy viszonylag keskeny régió belül, ami a Tisza-Dacia egység és az Európai platform ütközéséhez kapcsolódó lokális anomália lehet (3. ábra, Falus et al. 2008, Ivan et al. 2008).

A szeizmikus anizotrópiairányok és a xenolitok deformációs tulajdonságainak lehetséges kapcsolata

A szeizmikus anizotrópiairányok és a felsőköpeny-xenolitokban megfigyelt anizotrópiairányok közötti esetleges kapcsolat vizsgálata céljából kiszámítottuk, hogy milyen vastagságú „A-típusú” xenolitokból álló rétegnek kellene a vizsgált terület alatt lennie, hogy a felszínen tapasztalt átlagosan 1 s körüli késési időt megkapjuk. A számítások során feltételeztük, hogy a kéreg és a mindössze kb. 10 km vastagságú „axiális [010]” xenolitokkal jellemezhető felsőköpeny-anizotrópia járuléka elhanyagolható mértékű. A számításhoz a deformációs adatok alapján számított szeizmikus nyíróhullámok sebességét (km/s) használtuk fel, és meghatároztuk mind a legnagyobb és legkisebb lehetséges anizotrópia mértékét, hiszen az nem ismert, hogy a vizsgált xenolitok szöveteivel azonos köpeny milyen orientációban helyezkedett el a szeizmikus hullámok terjedési irányához képest (Oeberseder et al. 2011).

A számítások arra utalnak, hogy az „A-típusú” xenolitokat képviselő rétegnek ~85–115 km vastagnak kellene lennie, hogy a felszínen megfigyelt késési időt megkapjuk. Mivel az „A-típusú” xenolitok szöveti tulajdonságai asthenoszféra-áramlásra utalnak, ez azt jelzi, hogy a litoszféra a kivékonnyodást követően (~10–11 millió évvel ezelőtt) mindössze ~40 km vastag lehetett. Az „A-típusú” xenolitok által képviselt köpeny az extenziót követő termális relaxáció következtében vált a köpenylitoszféra részévé, amelyet a későbbi, kb. 4–5 millió évvel ezelőtti alkáli bazaltok felemelkedő olvadáka mintázott meg. Ez azt jelenti, hogy a 30 és 40 km között elhelyezkedő „axiális [010]” réteg alatt, 40 km-től kezdve még 85–115 km vastagságú „A-típusú” deformációs tulajdonságokkal jellemezhető köpeny található. Ennek legfelső része 40 és 65 km között jelenleg a köpenylitoszférát képezi, (ahol a 40 km a régi (10–11 millió éves), a 65 km a jelenlegi litoszféra–asthenoszféra határ mélysége a terület alatt), míg mélyebb része most is az asthenoszférához tartozhat. E rétegnek a bázisa – amely eredményeink alapján 125–155 km mélységben lehet – jó egyezést mutat a Kárpát-Pannon régió környezetében található általános litoszféra-vastagságokkal (4. ábra). Falus et al. (2000) a felsőköpeny-xenolitokban található gránát utáni klinopiroxén-ortopiro-



4. ábra | Litoszféra szelvény a Kárpát-Pannon régió központi részről a miocén elején (~20 Ma), a miocén végén (~10 Ma) és a miocént követően (~5 Ma). Az ábrásor azt illusztrálja, hogy a kéreg- és a litoszféra-vastagság hogyan változott idővel. Az LAH a litoszféra–asztenoszféra határt jelöli, a „fosszilis” LAH pedig arra a litoszféra–asztenoszféra határra vonatkozik, amely közvetlen a kivékonyodás után lehetett jellemző. A jelenlegi (és valószínűleg a felsőköpeny-xenolitokat felszínre hozó bazaltos vulkanizmus idejére jellemző) litoszféra vastagabb lehetett a kivékonyodást követő lehűlés következtében.

Figure 4 | Schematic lithospheric cross section through the central part of the Carpathian-Pannonian region in the early Miocene (~20 Ma), late Miocene (~10 Ma) and in the Pliocene (~5 Ma). The figure illustrates how the crustal and lithospheric thicknesses were changing with time. LAH indicates the lithosphere–asthenosphere boundary, whereas the ‘fossil’ LAH refers to the lithosphere–asthenosphere boundary characteristic immediately following the main phase of the extension at ~10 Ma. The present lithosphere (and most probably the one at the time of the alkali basaltic volcanism at ~5 Ma) is thicker due to the thermal relaxation since the main phase of the Miocene extension.

xén-spinell ásványegyüttesekből származó becsléssel szintén arra jutottak, hogy az extenzió előtti litoszféra-vastagság legalább 120 km volt. Mindez arra utalhat, hogy az egykori asztenoszféra, amelyet az „A-típusú” xenolitok képviselnek, aktívan beáramlott nyugati irányból, az Alpok alól az elvékonyodó és ÉK-re kilökődő litoszférolemezek alatt létrejövő „térbe”.

Az egyik legfontosabb kérdés az, hogy hozzá tudjuk-e rendelni a két jellemző szöveti xenolitípust a KPR területén tapasztalható szeizmikus anizotrópiáirányokhoz. Mint említettük, az „axiális [010]” xenolitok vélhetően transzpressziós erőterben deformálódtak, és a réteg túl vékony (~10 km) és kevésbé anizotróp ahhoz (3,94%), hogy bármelyik, ma megfigyelhető szeizmikus anizotrópia irányát magyarázni tudja. Ezzel ellentétben az „A-típusú” xenolitok jóval anizotrópabbak (6,54%) és asztenoszféra-áramlásra utaló deformációs bélyeget viselnek magukon, amelyek a mélyebb köpenylitoszféra 4–5 millió évvel ezelőtti állapotát rögzítik. A szeizmikus anizotrópia irányok közül a kelet–nyugati irányultságú tűnik fosszilis irányúnak, amely valamely megelőző tektonikai esemény lenyomatát viseli magán a régió alatt. Mivel a felsőköpeny deformációs mintázata 10 millió éves

időskálán nem változik jelentősen, ha nincsen jelentős változás a feszültségtérben, ezért feltételezhetjük, hogy ezen kelet–nyugati szeizmikus anizotrópia irány kialakulásáért az „A-típusú” xenolitok által reprezentált asztenoszféra-áramlás lehet a felelős. Ezt erősíti az a megfigyelés is, hogy ez az anomális, a jelenlegi feszültségtérrel össze nem egyeztethető kelet–nyugati irány csak a Pannon-medence központi területére lokalizálódik, és kapcsolatba hozhatóan látszik az Alpokban tapasztalható hasonló irányokkal. A megfigyelés arra utalhat, hogy geodinamikai kapcsolat feltételezhető az alpi kollízió és a Kárpát-Pannon régióban tapasztalt extenzió között. Ez azt jelentheti, hogy a kollíziókor fellépő és az utána keletkező feszültség jelentős része az asztenoszféra kilökődése révén oldódhatott fel, és csak részben jelentkezhett a litoszférában. Feltételezhető, hogy a kelet–nyugati szeizmikus anizotrópiáirányok és a köpenyben tapasztalt „A-típusú” deformációs bélyegek tehát a kollízió hatására létrejövő asztenoszféra-kilökődéssel magyarázhatók, amely jelentős szerepet játszhatott az oligocént követően az Alcapa és kisebb részben a Tisza-Dácia kilökődésében, valamint a miocén extenzióban is. Ezen folyamat geológiai analógiáit már ismertették más hasonló geodinamikai

adottságú területeken is, elsősorban a Pacifikum nyugati szegélyén végbemenő szubdukciós jelenségek és a Himalájában lezajló kollízió kapcsolatát értelmezendő (Flower et al. 1998, 2001).

Az asztenoszféra-áramlás mint újabb hajtóerő a Kárpát-Pannon régió negyedidőszaki fejlődéséhez: munkahipotézis

Összegzésül megállapítható, hogy az asztenoszféra-áramlás feltételezhető nyugat-keleti pályája az Alpokban tapasztalható kollízió és a Pannon-medence keletkezése közötti kapcsolatra utal. A Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld aljzatából származó felsőköpeny-xenolitok geokémiai tulajdonságai, termobarometriai adatai és deformációs mintázata, valamint a Kárpát-Pannon régióban mért szeizmikus anizotrópiairányok egy koherensnek tűnő munkahipotézis felállítását teszik lehetővé. A munkahipotézis kiindulópontja, hogy az Adria és az Európai platform kollíziója a késő eocént követően az asztenoszféra jelentős keleti irányú kipréselődéséhez vezetett, és ez az asztenoszféra-áramlás jelentős szerepet játszott a Kárpát-Pannon régió későbbi geodinamikai fejlődésében.

Ez a modell képes magyarázni a Kárpát-Pannon régió kollíziót követő fejlődésének legfontosabb geodinamikai jellemzőit: 1) Az Alcapa és Tisza-Dacia litoszféraegységek oligocén–kora miocén kilökődését magyarázhatja az alattuk végbemenő asztenoszféra-áramlás húzó hatása. 2) A Pannon-medence kialakulása párhuzamosan a Kárpáti öblözet fokozatos eltűnésével. 3) A szubdukció megindulása és az azt követő lemez-visszagördülés a Keleti-Kárpátokkal párhuzamosan, amely folyamatok végén bekövetkezett az Alcapa és a Tisza-Dacia kollíziója az Európai platformmal illetve a Mőzai lemezzel. 4) A miocén magmás tevékenység tér- és időbeli fejlődése. A vulkanizmus legkorábbi szakaszát a miocénben ugyanis mészkalki vulkanitok és kisebb részben alkáli vulkanizmus jellemezte (Kovács, Szabó 2008). A vulkáni tevékenység időbeli lefolyása fokozatos keleti irányba történő vándorlást jelez (Pécskay et al. 2006). Ez összhangban van a keleti irányban áramló asztenoszférával, amely az előrehaladása során fokozatosan vékonyította el a litoszférát, annak olvadását (is) okozva. Az extenzió legfőbb időszakában megjelenő magmás kőzetek típusos szubdukciós geokémiai jegyeket mutatnak, amely a későbbi szakaszban fokozatosan gyengül (Seghedi et al. 2004). Ez összefüggésben lehet az „axiális [010]” xenolitok mobilis elemekben kimerült geokémiai jellegével, utalva arra, hogy ebből a litoszférikus köpenyrétegből jelentős olvadékmenyiség távozatott el az extenziót kísérő mészkalki vulkanizmus folyamán. Az extenziót követő alkáli bazaltos vulkanizmus (amely a xenolitokat is felszínre hozta) ezzel szemben óceáni sziget (OIB) jellegű geokémiát mutat (Embey-Isztin et al. 1993), aminek forrása az „A-típusú” xenolitokkal jellemzett, geokémiai szempontból mobilis elemekben gazdagított asztenoszféra volt. Érdemes megje-

gyezni, hogy a vulkanizmushoz hasonlóan a medencék képződése is keleti irányú eltolódást mutat az extenzió során (Meulenkamp et al. 1996).

Az asztenoszféra-áramlás kinematikájának átfogó leírása további részletes vizsgálatokat igényel, amely magában foglalja modellszámítások elvégzését (a tér- és idődimenziók figyelembevételével) és többek között a paleomágneses adatok (Márton 1987) integrációját.

Összegzés

A Kárpát-Pannon régió alatti felsőköpeny-szerkezetének kialakulására magyarázatot adhat a kollízió által vezérelt asztenoszféra-áramlás modellje, amelynek függőleges komponense játszott szerepet a miocénben végbemenő köpenyfelboltozódásban és az azzal együtt jelentkező extenzióban. A vízszintes komponens pedig hozzájárult az Alcapa és a Tisza-Dacia egységek kilökődéséhez, ahogy a kelet felé irányuló „áramlás” alulról magával ragadta a felette lévő litoszféraegységeket. A kétrétegű litoszférát képviselő köpenyxenolitok közül a durvaszemcsés, mélyebbről származó, „A-típusú” xenolitok olyan deformációs feszültségterekre engednek következtetni, amelyek összhangban vannak az asztenoszféra-áramlási modellel, míg a sekélyebb helyzetű, kisebb egyensúlyi hőmérsékletű „axiális [010]” xenolitok, magukon viselik a kollíziós és kilökődés nyoma-ait. Geokémiai jellemvonásuk arra utal, hogy ezekből jelentős mennyiségű olvadék is eltávozatott az extenzió folyamán. Az asztenoszféra-áramlás modellje a széles körben elfogadott lemez-visszagördülési és gravitációs instabilitás-modellekkel ötvözve a jövőben a Kárpát-Pannon régió tercier geodinamikájának még pontosabb leírását adhatja.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a CELEBRATION 2000 és a Pannonian Basins projektben résztvevő minden kollégának, valamint a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) és Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium (LRG, ELTE) kutatóinak. A tanulmány létrejöttéhez anyagiilag hozzájárult a NAMS-230937 Marie Curie Nemzetközi Reintegrációs Ösztöndíj Kovács István és az ELGI részére. A szerzők köszönik Bodoky Tamás és Török Kálmán konstruktív bírálatait. Ez az LRG 56. publikációja, amely az ELGI és az LRG közötti együttműködés keretében született.

Hivatkozások

- Artemieva I. M., 2009: The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos* 109, 23–46
- Avé Lallemant H. G., Carter N. L., 1970: High temperature flow of dunite and peridotite. *Bulletin of the Geological Society of America* 81, 2181–2202
- Bada G., Horváth F., Cloetingh S., Coblenz D. D., Tóth T., 2006: Role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. *Tectonics* 20, 343–363

- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloetingh S., 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58, 165–180
- Bali E., Falus G., Szabó C., Peate D. W., Hidas K., Török K., Ntaflou T., 2007: Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? *Mineralogy and Petrology* 90, 51–72
- Bali E., Zajacz Z., Kovács I., Szabó C., Halter W., Vaselli O., Török K., Bodnar R. J., 2008: A quartz-bearing orthopyroxene-rich websterite xenolith from the Pannonian Basin, Western Hungary: evidence for release of quartz-saturated melts from a subducted slab. *Journal of Petrology* 49, 421–439
- Balogh K. A., Árva-Sós E., Pécskay Z., Ravasz-Baranyai L., 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica and Petrographica* 28, 75–93
- Brey G. P., Köhler T., 1990: Geothermobarometry in four phase lherzolites 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353–1378
- Caporali A., Aichhorn C., Barlik M., Becker M., Fejes I., Gerhatova L., Ghitau D., Greneczy G., Hefty J., Krauss S., Medak D., Milev G., Mojzes M., Mulic M., Nardo A., Pesec P., Rus T., Simek J., Sledzinski J., Solaric M., Stangl G., Stopar B., Vespe F., Virag G., 2009: Surface kinematics in the Alpine-Carpathian-Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network GPS combination solution. *Tectonophysics* 474, 295–321
- Dando B., Stuart G., Housman G., Hegedüs E., Brückl E., Radovanovic S., 2011: Teleseismic tomography of the mantle structure in the Carpathian-Pannonian region of central Europe. *Geophysical Journal International* 186, 11–31
- Downes H., Embey-Isztin A., Thirlwall M. F., 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the Western Pannonian basin (Hungary) – evidence for and association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 340–354
- Dricker I., Vinnik L., Roecker S., Makeyeva L., 1999: Upper-mantle flow in Eastern Europe. *Geophysical Research Letters* 26, 1219–1222
- Embey-Isztin A., Downes H., James D. E., Upton B. G. J., Dobosi G., Ingram G. A., Harmon R. S., Scharbert H. G., 1993: The petrogenesis of pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 34, 317–343
- Embey-Isztin A., Dobosi G., Altherr R., Meyer H-P., 2001: Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. *Tectonophysics* 331, 285–306
- Falus G., Szabó C., Vaselli O., 2000: Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. *Terra Nova* 12, 295–302
- Falus G., Tommasi A., Ingrin J., Szabó C., 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the south-eastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 50–64
- Falus Gy., Szabó Cs., 2004: Upper mantle xenoliths from Tihany: traceable lithosphere evolution in Bakony–Balaton Highland Volcanic Field? *Földtani Közlemény* 134, 499–520
- Falus Gy., Szabó Cs., Kovács I., Zajacz Z., Halter W., 2007: Symplectite in spinellherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: a key for understanding basin evolution. *Lithos* 94, 230–247
- Flower M. F. J., Russo R. M., Tamaki K., Hoang N., 2001: Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) ‘high-tide mark’: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics* 333, 9–34
- Flower M. F. J., Tamaki K., Hoang N., 1998: Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and dupal-like asthenosphere in East Asia and the western Pacific, Mantle dynamics and plate interactions in East Asia, in *Geodynamics* 27, American Geophysical Union
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Slaczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006: Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 111, doi: 10.1029/2005JB003647
- Hegedüs E., Fancsik T., Kovács A. C., Bodoky T., Csabafi R., Posgay K., 2003: Celebration Working Group, C. 3D crustal velocity structures of the Pannonian basin derived from CELEBRATION 2000 seismic data, EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003
- Hidas K., Falus G., Szabó C., Szabó P. J., Kovács I., Földes T., 2007: Geodynamic implications of flattened tabular equigranular textured peridotites from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). *Journal of Geodynamics* 43, 484–503
- Horváth F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333–357
- Horváth F., Bada G., Szafián P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data, in Gee, D.G., and Stephenson, R.A., eds., *European Lithosphere Dynamics*, 32, London, Geological Society, pp. 191–206
- Houseman G. A., Gemmer L., 2007: Intra-orogenic extension driven by gravitational instability: Carpathian-Pannonian orogeny. *Geology* 35, 1135–1138
- Ivan M., Popa M., Ghica D., 2008: SKS splitting observed at Romanian broad-band seismic network. *Tectonophysics* 462, 89–98
- Jolivet L., Faccenna C., Piromallo C., 2009: From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 198–209
- Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P., 2008: Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36, 59–95
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloetingh S., 2009: P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophysical Journal International* 179, 345–366
- Kovács I., Csontos L., Szabó C., Bali E., Falus G., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene-early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: an integrated approach, in Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M., ed., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. Geological Society of America Special Paper 418, 93–112
- Kovács I., Szabó C., 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
- Kummerow J., Kind R., 2006: Shear wave splitting in the Eastern Alps observed at the TRANSALP network. *Tectonophysics* 414, 117–125
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth F., Cloetingh P. L., 2002: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the neotectonics. EGU Stephan Müller Special Publication Series 3, 29–40

- Mainprice D., 1990: A FORTRAN program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Computers and Geosciences* 16, 385–393
- Mainprice D., Barruol G., Ben Ismail W., 2000: The seismic anisotropy of the Earth's mantle: from single crystal to polycrystal. In: *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*. Ed. Karato, S.I., Washington, D.C., Geodyn. Ser. AGU, pp. 237–264
- Márton E., 1987: Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *Journal of Geodynamics* 7, 33–57
- Meissner R., Mooney W. D., Artemieva I., 2002: Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens. *Geophysical Journal International* 149, 1–14
- Meulenkamp J. E., Kovács M., Cicha I., 1996: On Late oligocene to Pliocene depocentre migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics* 266, 301–317
- Oeberseder T., Behm M., Kovács I., Falus G., 2011: A seismic discontinuity in the upper mantle between the Eastern Alps and the Western Carpathians: Constraints from wide angle reflections and 3 geological implications. *Tectonophysics* 504, 122–134
- Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Seghedi I., Balogh K., Konecny V., Zelenka T., Kovács M., Póka T., Fülöp A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57, 511–530
- Plomerova J., Granet M., Judenherc S., Achauer U., Babuska V., Jedlicka P., Kouba D., Vecsey L., 2000: Temporary array data for studying seismic anisotropy of Variscan massifs – The Armorican Massif, French Massif Central and Bohemian Massif. *Studia Geophysica et Geodaetica* 44, 195–209
- 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
- Schmid C., van der Lee S., Giardini D., 2004: Delay times and shear wave splitting in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 159, 275–290
- Schmid S.M., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 139–183
- Seghedi I., Downes H., Szakács A., Mason P. R. D., Thirlwall M. F., Rosu E., Pécskay Z., Márton E., Panaiotu C., 2004: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72, 117–146
- Stuart G., Houseman G., Dando B., Hegedüs E., Brückl E., Radovanovic S., Falus G., Kovács A., Hausmann H., Brisbane A., 2007: Understanding extension within a convergent orogen: initial results on seismic structure from the Carpathian Basins Project. S41A-0235 AGU Fall Meeting, 2007
- Szabó C., Falus G., Zajacz Z., Kovács I., Bali E., 2004: Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics* 393, 119–137
- Szabó Cs., Hidas K., Bali E., Zajacz Z., Kovács I., Yang K., Guzmics T., Török K., 2009: Mafic melt/peridotitic wall rock interaction as shown by silicate melt inclusions in upper mantle xenoliths from the central Pannonian Basin (western Hungary). *Island Arc*, 18, 375–400
- Szabó Cs., Vaselli O., Vanucci R., Bottazzi, P., Ottolini L., Coradossi N., Kubovics I., 1995: Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Vulcanologica* 7, 249–263
- Szafián P., 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
- Tasarova A., Afonso J. C., Bielik M., Gotze H. J., Hok J., 2009: The lithospheric structure of the Western Carpathian-Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modeling. *Tectonophysics* 475, 454–469
- Tommasi A., Tikoff B., Vauchez A., 1999: Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 173–186
- Vinnik L. P., Krishna V. G., Kind R., Bormann P., Stammer K., 1994: Shear-wave splitting in the records of the German regional seismic network. *Geophysical Research Letters*, 21, 457–460
- Vinnik L. P., Makeyeva L. I., Milev A., Usenko A. Y., 1992: Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophysical Journal International* 111, 433–447
- Wijbrans J., Németh K., Martin U., Balogh K., 2007: Ar-40/Ar-39 geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 193–204