

A KÁRPÁT–PANNON RÉGIÓ „TERCIER” BAZALT-KÉPZŐDÉSÉNEK ÚJ GEODINAMIKAI MODELLJE

Kovács István¹, Kiss János¹, Falus György¹, Hidas Károly², Aradi László³, Patkó Levente³, Liptai Nóra³, Török Kálmán¹, Bíró Tamás⁴, Karátson Dávid⁴, Pálos Zsófia⁴, Király Edit¹, Fancsik Tamás¹, Sándorné Kovács Judit⁵, Szabó Csaba³,

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avenida de las Palmeras 4, 18100 Armilla (Granada), Spain

³ ELTE TTK, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium, Budapest

⁴ ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

⁵ Nemzeti Szakértői és Kutató Központ, Budapest

e-mail: steve.rooman@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát–Pannon régió „tercier” bazaltvulkanizmusának eredete mai napig a hazai kőzettani és geokémiai kutatások kihívásokkal teli kérdése (I. Szabó et al., 1992; Embey-Isztin et al., 1993; Seghedi et al., 2004; Harangi et al., 2015). A legfontosabb kérdés az, hogy mi okozza az olvadást a földképenben (legnagyobb részt az asztenoszféra) és az olvadék hogyan is kerül onnan a felszínre? Különösképpen érdekes, hogy a bazaltok felszínre kerülése miért éppen a fő tektonikai egységek kárpáti öblözetbe történő „dokkolódását” követően kezdődött és aktivitásának csúcspontját miért a tektonikai inverzió szakaszának kezdetén (~ 5 Ma) érte el?

Jelen előadásunkban először vizsgáljuk, hogy mekkora mennyiségű víz lehet jelen a bakony – balaton-felvidéki bazaltok forrásrégiójában és ez hogyan befolyásolja a földképen olvadás pontját. Ezt követően megvizsgáljuk, hogy amennyiben kis mennyiségű parciális olvadék lehet jelen a felső köpenyben az miért csak a tektonikai inverzió időszakában és meghatározott földrajzi elhelyezkedés szerint kerül a felszínre? Ezen megfigyelések szintézisével egy általános modellt kívánunk bemutatni, amely alkalmas a geológiai értelemben fiatal egykori extenziós medencékben magyarázni a bazaltok képződését a későbbi tektonikai inverzió (kompressziós erőter) során.

2. A bazaltok forrásrégiójában található víztartalom becslése klinopiroxén fenokristályokban lévő szerkezeti hidroxil koncentrációja alapján

Az elmúlt években bevett módszerré vált, hogy a befogadó magmák víztartalmát a bennük megtalálható primitív, kogenetikus fenokristályok szerkezeti hidroxil tartalma alapján becsülik meg (pl., Wade et al., 2008; Hamada et al., 2011; Nazzreni et al., 2011; Okumara, 2011; Xia et al., 2013; Weis et al., 2015). A módszer alkalmazásához üde, lehetőleg minél primitívebb összetételű (a magmás kristályosodás korai szakaszában képződött) fenokristályokra van szükség. Általában elmondható, hogy a vizsgálatokhoz leggyakrabban klinopiroxén és földpát fenokristályokat használnak fel. Minél nagyobb a klinopiroxén kristályok mg# értéke, illetve a földpát kristályok anortit tartalma a fázisok annál primitívebbnek tekinthetőek, azaz annál jobban adnak információt az „eredeti”

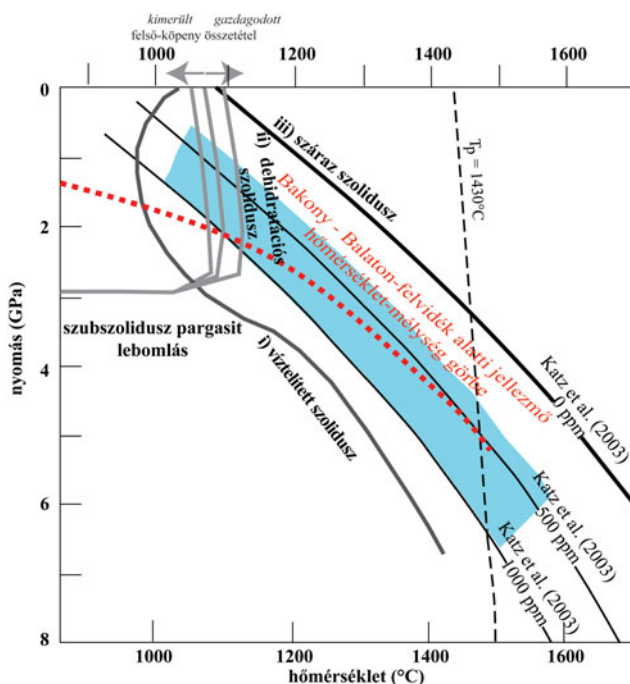
(nem kontaminált és nem frakcionált) kőzetolvadék összetételére vonatkozóan. Vizsgálatainkhoz a Kovács et al. (2016) által már mikro-FTIR módszerrel elemzett szigligeti (cpx2 és cpx3) és szentbékállai (Szb104; Szb108 és Szb1_0) bazaltokban talált primitív (mg# >75) klinopiroxén fenokristályokat használtunk. A klinopiroxén fenokristályok mindkét esetben cm-es méretű idiomorf kristályok. Kémiai összetételük szerint minden fenokristály diopszid. Az elemzett 5 fenokristály szerkezeti hidroxil tartalma Kovács et al. (2008) nem poláros infravörös módszere és Bell et al. (1995) kioltási együtthatója alapján 396–476 ppm t.% között változik. A klinopiroxének esetében a szerkezeti hidroxil tartalom az eddig a felső-köpeny xenolitok klinopiroxénjeiben és más bazaltok fenokristályaihoz mérten közepes-magas értéknek mondható (pl., Demouchy, Bolfan-Casanova, 2016; Xia et al., 2017).

A klinopiroxének főelem összetételének felhasználásával (Kovács et al., 2016) O’Leary et al. (2010) alapján meghatározzuk az egyensúlyban lévő bazaltos magma víztartalmát, ami nagyjából 2,0–2,5 t.% közötti koncentrációnak adódik. Ezt összevetve a különböző geodinamikai környezetek jellemző bazaltos magmáinak víztartalmával az óceáni sziget bazaltoknál (OIB) és az ív mögötti bazaltoknál (BABB) magasabbnak adódik és megegyezik a legkisebb víztartalmú szigetív bazaltok (IAB) tipikus értékeivel. Ezek alapján megállapíthatjuk, hogy a Bakony–Balaton-felvidék bazaltjai vízben gazdagnak tekinthetőek (Xia et al., 2013).

A bazaltok becsült víztartalma alapján a parciális olvadás mértékének ismeretében és a bazaltos olvadék és a felső-köpeny közötti vízre vonatkozó megoszlási együtthatók alapján különböző olvadási modellek alapján meghatározhatjuk a bazaltok forrásának víztartalmát (Xia et al., 2013). Harangi et al. (2015) a Balaton-felvidék bazaltjai esetében a nyomelem adatok alapján 1,5–3%-os mértékű parciális olvadást becsült. A kísérletek alapján a bazaltos olvadék és felső-köpeny peridotit közötti vízre vonatkozó megoszlási együttható értéke 0,005 és 0,013 között változik (Aubaud et al., 2004; Hirschmann et al., 2009; Tenner et al., 2009). Amennyiben akár frakcionációs, akár „batch” olvadási modellt veszünk figyelembe a forrásrégió víztartalma 300–1000 ppm t.% közé esik. Amennyiben elfogadjuk, hogy a felső-köpeny víztartalma ilyen nagyságrendű, akkor Katz et al. (2003) számításai alapján a földképen a Pannon-medence alatt 60 km-nél nagyobb mélységben a miocén extenziót követően részlegesen olvadt állapotban volt

(1. ábra). Tehát a magas víztartalom a bazaltok forrásrégiójában elegendő volt, hogy a felső-köpeny peridotit parciális olvadását okozza. Kérdésként felmerülhet, hogy mi okozhatta a felső-köpeny ilyen mértékű gazdagodását vízben? Az egyik lehetséges magyarázat, ahogy arra Bali et al. (2007) és Kovács és Szabó (2008) rámutattak, hogy az Alcapa-egység alatti litoszféra déli szegélye jelentős szubdukciós eredetű refertilizáció ment keresztül a középídő óta, amely legvalószínűbben a Ny-Vardar óceán ÉÉK-i irányú szubdukciója előterében következett be (pl., Kovács et al., 2007). Az a tektonikai elhelyezkedés lehetőséget adott rá, hogy a felső-köpeny jelentősen gazdagodjon vízben is. A másik lehetőség az, hogy a „többlet víz” a köpeny átmeneti zónájából (MTZ) származik.

Ezt alátámasztja a geofizikai megfigyelés, hogy a Kárpát-Pannon régió alatt kb. 670 km-es mélységben egy jelentős „temetője” található a szubdukciós lemezeknek (Hetényi et al., 2011). A legfrissebb eredmények tükrében a köpeny átmeneti zónája alapvető forrása lehet a víznek, ami a dehidratáción és felfelé áramlásra keresztül a felette lévő felső-köpeny jelentős mértékű rehidratációjához vezethet (pl., Pearson et al., 2014).



1. ábra – A felső-köpeny olvadási viszonyai különböző víztartalmak mellett. A Bakony-Balaton-felvidék alatti jellemző hőmérséklet-mélység görbe szintén feltüntetve. A kék mezővel szemléltetett, területre jellemzőnek tekinthető víztartalmak mellett látható, hogy az asztenoszférában 60 és 120 km mélységek között olvadék jelenlétével számolhatunk

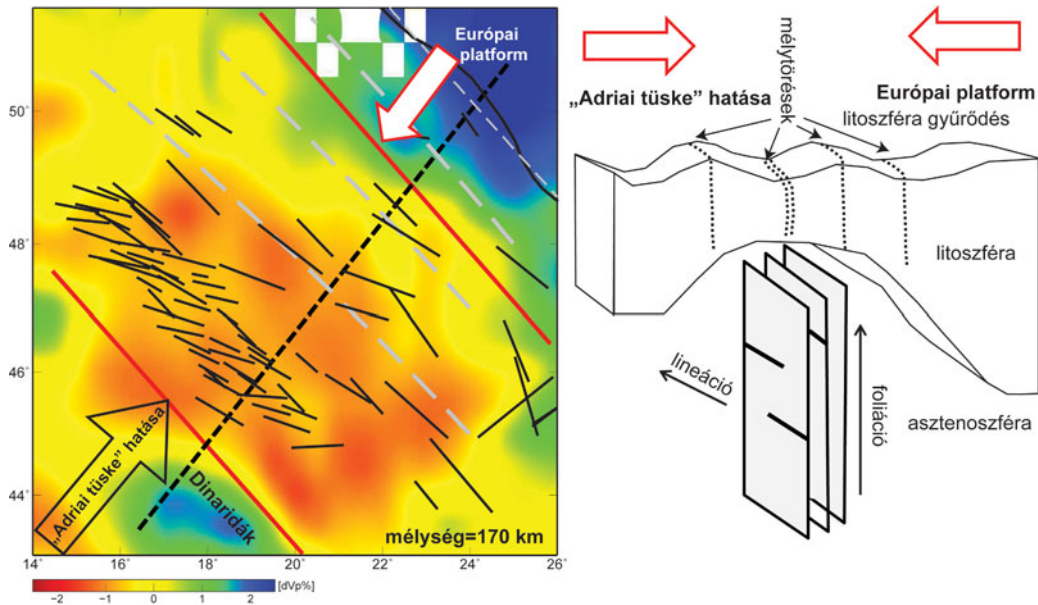
Ezek alapján tehát a kérdés nem az, hogy miért olvadt meg a felső-köpeny, hanem az, hogy az olvadék miért csak az extenzió fő fázisát követően jutott a felszínre? A következőkben ezt a kérdést igyekszünk tisztázni, felhasználva a „tercier” alkáli bazaltok térbeli elhelyezkedését, a területre jellemző szeizmikus anizotrópia adatokat és a felső-köpeny xenolitik kristálytani orientáltságára vonatkozó információkat.

3. Hogyan jut a felszínre a mélyben képződött parciális olvadék a felső-köpenyből egy jellemzően kompressziós erőterben?

Ha szemügyre vesszük az alkáli bazaltok elhelyezkedését az egyes vulkáni területeken belül (pl., Stájer-medence, Bakony-Balaton-felvidék, Kisalföld, Nógrád-Gömör) akkor megfigyelhetjük, hogy a vulkáni képződmények jellemzően ÉNy-DK-i zónák mentén helyezkednek el (pl., Bojár et al., 2013; Kovács et al., 2004; Kiss et al., 2017). Ha távolabb tekintünk regionális léptékben, akkor is kivehető, hogy az egyes nagyobb alkáli bazaltos mezők regionálisan is egy ÉNy-DK-i zóna mentén felfűzhetőek (pl., Burgenland-Kisalföld-Bakony-Balaton-felvidék-Bár). A kérdés joggal merül fel, hogy ez az ÉNy-DK-i irány megfeleltethető-e valamilyen nagytektonikai iránynak a térségben?

Szembeötlő, hogy a területen végzett szeizmikus anizotrópia mérések eredményei arra utalnak, hogy a jelenleg mérhető anizotrópia irányok szintén ÉNy-DK irányt adnak (Kovács et al., 2012; Qorbani et al., 2016). A szeizmikus anizotrópia a felső-köpeny olivin kristályainak kitüntetett elrendeződése miatt jön létre, amely jól leképezheti az aktuális feszültséget, amely a felső-köpenyre hat, beleértve a köpenylitoszférát és az asztenoszférát is (pl., Vauchez et al., 2011). Ennek folyamán az olivin kristályok tengelyei az aktuális kompresszióra merőleges irányt vehetnek fel (pl., Falus et al., 2008; Kovács et al., 2012). A felső-köpeny xenolitik kőzetalkotó ásványainak kristálytani irányok szerinti elrendeződésének vizsgálata EBDS („electron back scattered diffraction”) módszerrel lehetőséget ad rá, hogy a felső-köpeny xenolitokra jellemző szeizmikus anizotrópia adatokat számítani tudjuk (Mainprice, 1990). A xenolitik orientációja a felső-köpenyben nem ismert, azonban lehetőségünk van rá, hogy különböző lehetséges orientációk figyelembevételével becsülni tudjuk a felszínen megfigyelt szeizmikus anizotrópia nagyságát és irányát (pl., Falus et al., 2008; Kovács et al., 2012; Klébesz et al., 2015; Qorbani et al., 2016). Ezek alapján az adódik, hogy a felszínen mért ÉNy-DK irányú és ~1 s-os nagyságú szeizmikus anizotrópia magyarázatához legvalószínűbben egy vertikálisan ÉNy-DK-irányban foliált felső-köpeny tud magyarázatul szolgálni. A számított réteg vastagság jellemzően 200 km-nél kisebb, de lényegesen nagyobb, mint a területre tipikusnak mondható litoszféra vastagság (~60 km). Ebből következik, hogy az anizotrópia jelentős részre az asztenoszférából származik, hiszen a kéreg vastagsága jellemzően 25–30 km, azaz a jelenlegi köpenylitoszféra járuléka mindössze 30–35 km. Mivel a Bakony-Balaton-felvidék alatt a sekélyebb köpenylitoszféra mindössze 5–10 km vastagságú és kevésbé anizotróp szeizmikus szempontból (Kovács et al., 2012), ezért racionális a felvetés, hogy a felszínen megfigyelt anizotrópia magyarázataként a juvenilis litoszféra (egykori asztenoszféra, ami a miocén extenziót követően vált a litoszféra részévé a termikus relaxáció következtében) és az alatta található asztenoszféra szolgálhat, amely nagyobb anizotrópiával jellemezhető.

Hogyan értelmezhető a döntően az asztenoszférában képződött vertikális foliáció létrejötte? Legvalószínűbb magyarázat az lehet, hogy a Kárpát-Pannon régió alatt a miocén extenzió során létrejött asztenoszféra dóm „becsípődött” a



2. ábra – A Kárpát–Pannon régió alatti asztenoszférában létrejött vertikális foliáció, a litoszférában kialakult gyűrődés és az azzal összefüggő mélytörések sematikus vázlatja. Az ábrán feltüntetésre kerültek a 170 km mélységre jellemző sebesség anomáliák és szeizmikus anizotrópia irányok Qorbani et al. (2016) alapján módosítva

vastagabb dinári litoszféra és az Európai Platform közé. Ezt követően az Adria óramutató járásával ellentétes rotációja és északias mozgása következtében (pl., Bada et al., 2007) az asztenoszférában, majd a főbb tektonika egységek (Tisza-Dácia és Alcapa) „dokkolódását” követően (pl., Matenco et al. 2003) és különösen a tektonikai inverzió óta a litoszférában is ÉK–Dny irányú kompresszió jött létre. Ez a jellemzően ÉK–Dny irányú kompresszió alakíthatta ki az asztenoszférában erre a fő feszültségirányra merőleges ÉNy–DK-i foliációt. Természetesen a felszínen megfigyelt szeizmikus anizotrópia irányokat a xenolitok más irányú elhelyezkedésével is magyarázni tudjuk, ahhoz azonban nagyobb vastagságú és anizotrópiájú rétegek feltételezése szükséges. A vertikális foliáció kialakulásának jelentősége abban rejlik, hogy segítheti az asztenoszférában jelen lévő kis mennyiségű parciális olvadékok felszín felé történő migrációját. Az asztenoszférában a feltehetően az inverzió során kialakuló kompressziós erőterben létrejövő vertikális foliáció (**2. ábra**) tehát magyarázhatja, hogy az olvadékok miért „csak” a tektonikai inverzió időszakában juthattak el könnyebben a felszínre.

A kérdés, hogy a bazaltok hogyan érték el a felszínt azonban továbbra is fennáll, hiszen az asztenoszféra vertikális foliációja elvileg csak a litoszféra-asztenoszféra határ eléréséig biztosít szabad utat az olvadékok számára. Ahhoz, hogy erre magyarázatot tudjunk adni, segítségül kell hívjuk a „litoszféra gyűrődés” jelenségét amit Sierd Cloetingh és munkatársai (Cloetingh et al., 1999; 2013) vezettek be és értelmezték segítségével a litoszféra regionális léptékű topográfiai változásait különböző tektonikai helyzetekben. A jelenség lényege, hogy a litoszférában rendszerint több száz kilométeres hullámhosszúságú gyűrődések jöhetnek létre a lemezek peremén ható (kompressziós) erők hatására. Dombrádi et al. (2011) munkája alapján megállapítható, hogy a Kárpát–Pannon régió litoszférájában is létrejöhetnek ilyen regionális léptékű gyűrődések. Mi ennek a jelentősége a bazaltok képződése szempontjából?

A kialakuló litoszféra szintű gyűrődések antiklinális és

szinklinális részein a teljes litoszférát átszelő mélytörések jöhetnek létre (**2. ábra**). Ezek a mélytörések pedig segíthetik az asztenoszféra vertikális foliációját kihasználva a litoszféra-asztenoszféra határig eljutott bazaltos olvadékokat, hogy a felszínre kerüljenek.

4. Összefoglalás

A szigligeti és szentbékállai primitív összetételű klinopiroxén fenokristályok szerkezeti hidroxil tartalma és kémiai összetétele alapján a velük egyensúlyban lévő bazaltos olvadékok víztartalma 2–2,5 t.% lehetett. Ez meglehetősen magas értéknek tekinthető, hiszen a vízben leggazdagabb szigetiv bazaltok mezejének alsóbb tartományával fed át. A területre jellemző parciális olvadás mértékének és kísérleti megoszlási együtthatóknak a felhasználásával a bazaltok forrásrégiójának víztartalma 300–1000 ppm körülnek adódott, ami szintén víz gazdag forrást sejtet. Ekkora víztartalom mellett a Bakony – Balaton-felvidék alatti köpeny az extenziót követően létrejövő P-T viszonyok mellett már olvadt állapotban kellett legyen. A jelenlévő bazaltos olvadék felszínre jutását az asztenoszférából az abban létrejövő ÉNy–DK irányú vertikális foliáció és a litoszférában végbemenő hasonló irányú gyűrődések következtében kialakuló mélytörések segíthették elő. A modell lényege tehát az, hogy tektonikai inverzió átesett – jelenleg kompressziós de eredetileg extenziós – medencék esetében az asztenoszféra foliációja és a litoszféra gyűrődése elősegítheti az asztenoszférában jelenlévő kis mennyiségű parciális olvadékok felszínre kerülését. A modell tehát globális jelentőséggel is bírhat, amennyiben az asztenoszférában elegendő mennyiségű víz van jelen, hogy az parciálisan olvadt állapotban legyen.

Köszönetnyilvánítás

A jelen munka elkészítését az OTKA K119740 pályázat és a Bolyai János Posztdoktori ösztöndíj támogatta Kovács István János részére.

Irodalomjegyzék

- Aubaud, C., Hauri, E.H., Hirschmann, M.M. (2004): *Geophysical Research Letters*, 31/20
- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., Cloetingh, S. (2007): *Global and Planetary Change*, 58/1, 165–180.
- Bell, D.R., Rossman, G.R., Maldener, J., Endisch, D., Rauch, F. (2003): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Bojar, H.P., Bojar, A.V., Hałas, S., Wójtowicz, A. (2013) *Geological Quarterly*, 57/3, 405–416.
- Cloetingh, S., Burov, E., Francois, T. (2013): *Gondwana Research*, 24/3, 815–837.
- Cloetingh, S.A.P.L., Burov, E., Poliakov, A. (1999): *Tectonics*, 18/6, 1064–1083.
- Demouchy, S., Bolfan-Casanova, N. (2016): *Lithos*, 240, 402–425.
- Dombrádi, E., Sokoutis, D., Bada, G., Cloetingh, S., Horváth, F. (2010): *Tectonophysics*, 484/1, 103–118.
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D.E., Upton, B.G.J., Dobosi, G., Ingram, G.A., Harmon, R.S., Scharbert, H.G. (1993) *Journal of Petrology*, 34/2, 317–343.
- Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J. Szabó, C. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 272/1, 50–64.
- Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E., Fujii, T. (2011): *Earth and Planetary Science Letters*, 308/1, 259–266.
- Harangi, S., Jankovics, M.É., Sági, T., Kiss, B., Lukács, R., Soós, I. (2015): *International Journal of Earth Sciences*, 104/8, 2007–2032.
- Hetényi, G., Stuart, G.W., Houseman, G.A., Horváth, F., Hegedűs, E., Brückl, E. (2009) *Geophysical Research Letters*, 36/211,
- Hirschmann, M.M., Tenner, T., Aubaud, C., Withers, A.C. (2009): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176/1, 54–68.
- Kiss, J., Vértesy, L., Gulyás, Á. (2017): *Magyar Geofizika*, 57/4, 126–151.
- Kovács, I., Szabó, C. (2008): *Journal of Geodynamics*, 45/1, 1–17.
- Kovács, I., Csontos, L., Szabó, C., Bali, E., Falus, G., Benedek, K., Zajacz, Z. (2007): *Geological Society of America Special Papers*, 418, 93–112.
- Kovács, I., Demény, A., Czuppon, G., Lécuyer, C., Fourel, F., Xia, Q.K., Liu, J., Pintér, Z., Király, E., Török, K., Szabó, Á. (2016): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171/5, 38.
- Kovács, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M.F.J., Hegedűs, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L. (2012): *Tectonophysics*, 514, 168–179.
- Kovács, I., Zajacz, Z., Szabó, C. (2004): *Tectonophysics*, 393/1, 139–161.
- Mainprice, D. (1990): *Computers & Geosciences*, 16/3, 385–393.
- Klébesz, R., Grácz, Z., Szanyi, G., Liptai, N., Kovács, I., Patkó, L., Pintér, Z., Falus, G., Wesztergom, V., Szabó, C. (2015): *Acta Geodaetica et Geophysica*, 50/2, 133–149.
- Matenco, L., Bertotti, G., Cloetingh, S.A.P.L., Dinu, C. (2003): *Sedimentary Geology*, 156/1, 71–94.
- Okumura, S. (2011): *European Journal of Mineralogy*, 23/5, 771–778.
- O'Leary, J.A., Gaetani, G.A., Hauri, E.H. (2010): *Earth and Planetary Science Letters*, 297/1, 111–120.
- Pearson, D.G., Brenker, F.E., Nestola, F., McNeill, J., Nasdala, L., Hutchison, M.T., Matveev, S., Mather, K., Silversmit, G., Schmitz, S., Vekemans, B. (2014): *Nature*, 507/7491, 221–224.
- Qorbani, E., Bokelmann, G., Kovács, I., Horváth, F., Falus, G. (2016): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121/9, 6644–6657.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): *Tectonophysics*, 393/1, 43–62.
- Szabó, C., Harangi, S., Csontos, L. (1992): *Tectonophysics*, 208/1–3, 243–256.
- Tenner, T.J., Hirschmann, M.M., Withers, A.C. and Hervig, R.L. (2009): *Chemical Geology*, 262/1, 42–56.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Mainprice, D. (2012) *Faults (shear zones) in the Earth's mantle. Tectonophysics*, 558, 1–27.
- Wade, J.A., Plank, T., Hauri, E.H., Kelley, K.A., Roggensack, K., Zimmer, M. (2008): *Geology*, 36/10, 799–802.
- Weis, F.A., Skogby, H., Troll, V.R., Deegan, F.M., Dahren, B. (2015): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16/7, 2127–2146.
- Xia, Q.K., Liu, J., Kovács, I., Hao, Y.T., Li, P., Yang, X.Z., Chen, H., Sheng, Y.M. (2017): *National Science Review*, p.nwx016.
- Xia, Q.K., Liu, J., Liu, S.C., Kovács, I., Feng, M., Dang, L. (2013): *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 85–97.