

## A földköpeny reológiai kutatása: mennyiségi Fourier transzformációs infravörös spektrometria alkalmazása egy Persány hegységi xenolit példáján

LANGE Thomas Pieter<sup>1,2\*</sup>, SZABÓ Csaba<sup>1,3</sup>, LIPTAI Nóra<sup>2,3</sup>, PATKÓ Levente<sup>1,2,4</sup>, GELENCSÉR Orsolya<sup>1,4</sup>,  
ARADI László Előd<sup>1</sup>, KOVÁCS István János<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG)  
H-1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, \*e-mail: lange.thomas@hotmail.com

<sup>2</sup>MTA CSFK Lendület Pannon Lith<sub>2</sub>Oscope Lendület Kutatócsoport

<sup>3</sup>MTA CSFK Geofizika és Geodéziai Intézet, H-9400, Sopron, Csatkai Endre u. 6–8.

<sup>4</sup>MTA Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (IKER), H-4026, Debrecen, Bem tér 18/c

### *Rheology study on the earth's mantle: Application of quantitative Fourier transform infrared spectroscopy on upper mantle xenolith from the Perşani Mountains*

#### Abstract

By studying mantle xenoliths we can obtain direct information about the chemical and physical state of the lithospheric mantle. With this information, some important geophysical properties (e.g. seismic velocity, conductivity and effective viscosity) can be calculated, which provide a tool to better understand the evolution of the studied region.

In this paper, we present how even a small amount of 'water' (more precisely structural hydroxyl) in nominally anhydrous minerals (NAMs) can affect the physical properties of the lithospheric mantle and how to quantify the amount of the structural hydroxyl. Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy is a useful technique to study NAMs for their 'water' content, which affects the rheology of the different rock types (e.g. melting temperature, deformation, conductivity). As demonstrated in petrologic experiments H<sup>+</sup> can be incorporated in a lattice vacancy replacing a cation or incorporate together with another cation, called heteroelectronic incorporation (e.g. H<sup>+</sup> + Al<sup>3+</sup> or 2H<sup>+</sup> + Ti<sup>4+</sup>). When H<sup>+</sup> incorporates in a vacancy it binds to an O<sub>2</sub><sup>-</sup> forming a structural hydroxyl (OH<sup>-</sup>) group. In some cases, the OH<sup>-</sup> can bind to a Li<sup>+</sup> or Na<sup>+</sup> ions within interstitial space. The type of incorporation depends on the composition of the system (e.g. Ti content), the oxygen, H<sub>2</sub>O and SiO<sub>2</sub> activity, oxygen fugacity and pressure.

With the help of micro-FTIR one can measure the exact structural hydroxyl content of the nominally anhydrous minerals. This value is defined in ppm wt. or mol%. Non-polarized micro-FTIR gives a good opportunity to measure small, unoriented grains in a relatively short time compared to the traditional polarized micro-FTIR. The goal of our study is to provide a detailed description of the micro-FTIR method and how it is used to measure structural hydroxyl content in NAMs.

Our study focuses on the lithospheric mantle xenoliths of the Perşani Mountains Volcanic Field and use the results to constrain the physical conditions. Comparing the results with xenoliths from other young volcanic fields (Styrian Basin and Nógrád–Gömör), we have a better understanding of the evolution of the Carpathian-Pannonian region (CPR).

*Keywords: FTIR, upper mantle xenolith, geophysics, rheology, Carpathian–Pannonian region, Perşani Mountains*

#### Összefoglalás

A felsököpenyből származó xenolitok közettani és geokémiai vizsgálatával közvetlen ismeretekhez juthatunk a litoszféra fizikai és kémiai állapotáról. Ezen információk birtokában kiszámíthatók a xenolitok által jellemzett köpenylitoszféra legfontosabb geofizikai tulajdonságai (pl. szeizmikus hullámsebesség, fajlagos vezetőképesség, effektív viszkozitás). Ezek a fizikai jellemzők meghatározók a geofizikai mérések eredményének értelmezésében, és így a kutatott régió geodinamikai fejlődésének megértésében.

Jelen tanulmányban azt mutatjuk be, hogy akár nyomnyi mennyiségű „víz” (helyesebben szerkezeti hidroxil) jelenléte a földköpeny névlegesen vízmentes ásványaiban (röviden NAM elegyrészek az angol „Nominally Anhydrous Minerals” kifejezés alapján) milyen kiemelkedő jelentőséggel bír a litoszféra fizikai viszonyaira, és hogyan reagál a rendszer kémiai összetételére. A felsököpeny geokémiai és geodinamikai kutatásában alkalmazott spektrometria technikák közül a Fourier transzformációs infravörös spektrometria (FTIR) a NAM elegyrészek szerkezeti hidroxil-tartalmának tanulmányozásával a kőzetek fizikai viselkedéséről (pl. olvadási hőmérséklet, deformálhatóság, fajlagos vezetőképesség stb.) és bizonyos kémiai tulajdonságairól (H-tartalom) ad képet. Kísérleti közettani eredmények alapján a H<sup>+</sup> töltéskompenzáló kationként vakanciákba önállóan vagy csatolt helyettesítést létrehozva más kationokkal (pl. Al<sup>3+</sup> vagy Ti<sup>4+</sup>) együtt tud a NAM elegyrészekbe beépülni. A vakanciák esetében a H<sup>+</sup> valamelyik koordináló oxigénhez csatlakozva OH<sup>-</sup> (szerkezeti hidroxil) gyököt hoz létre. Ritkán a H<sup>+</sup> önállóan, intersticiális helyzetben vagy Li<sup>+</sup>- és Na<sup>+</sup>-hoz csatlakozva szerkezeti hidroxil formájában is előfordulhat a rácsközi

térben. A beépülés jellege függ a rendszer összetételétől (pl. Ti-tartalom), az oxigén, H<sub>2</sub>O és SiO<sub>2</sub> aktivitásától, az oxigén fugacitástól és a nyomástól.

A beépülés módján kívül a NAM elegyrész pontos szerkezeti hidroxil tartalmát is meg lehet határozni mikro-FTIR spektrometriával. A szerkezeti hidroxil koncentrációt konvencionálisan molekuláris víz egyenértékben és ppm tömegrészben vagy mol%-ban fejezzük ki. A nem poláros mikro-FTIR módszer térnyerése az utóbbi időben jelentős áttérést hozott, hiszen a kis szemcseméretű (<0,7 mm) természetes és kísérleti kőzetek ásványainak elemzésére is lehetőség nyílt, amelyre a tradicionálisan megbízhatónak gondolt poláros mikro-FTIR módszer nem adott módot. Tanulmányunk egyik célja, hogy részletes áttekintést adjunk a mikro-FTIR alkalmazásáról a NAM szerkezeti hidroxil tartalmának vizsgálatához.

A nem poláros mikro-FTIR módszert ma már világszerte alkalmazzák, a Kárpát–Pannon régió felsőköpeny-kutatásában is nagy szerepet kap. Alkalmazását a Persány-hegységi vulkáni terület felsőköpeny xenolitjain mutatjuk be, összehasonlítva korábbi munkákkal a Kárpát–Pannon régióból, kiemelve az eredmények felhasználhatóságát a geofizikai adatok értelmezéséhez és így a Kárpát–Pannon régió geodinamikájának jobb megértéséhez. A persányi-hegységi xenolitra kapott geofizikai eredmények (szeizmikus hullámterjedési sebesség, fajlagos vezetőképesség) és effektív viszkozitás nagy hasonlóságot mutat a Stájer-medence xenolitjaival, ami a két terület hasonló geodinamikai helyzetével függhet össze. A Nógrád–Gömör vulkáni terület xenolitjai eltérő jellemvonásokat mutatnak.

*Tárgyszavak: FTIR, felsőköpeny xenolit, geofizika, reológia, Kárpát–Pannon régió, Persány hegység*

## Bevezetés

HORVÁTH Ferenc professzor személye nem csupán a geofizikai kutatásokban volt meghatározó, hanem a tudományterületek integrálásában is élen járt. Így vált a Kárpát–Pannon régió (KPR) fejlődéstörténetének egyik emblematis kutatójává. Eredményei, hipotézisei jelenleg is ösztönzőleg hatnak a KPR témájú kutatásokra. Felismerte, hogy a mélyebb litoszférából származó xenolitokban rejlő ismeretek jelentős potenciállal bírnak a geodinamikai modellekben. HORVÁTH professzor mindig nyitott volt a megbeszélésekre és vitákra, és nem sajnálta az időt arra, hogy megtalálja a közös nyelvet a kőzettan és geokémia szakterület művelőivel is. Jelen dolgozatunk HORVÁTH Ferenc professzor ezen tevékenysége előtt (is) kíván tisztelegni.

A felsőköpenyben és alsókéregben található ásványok döntő többsége (olivin, piroxén, spinell, gránát) ún. névlegesen vízmentes ásvány (angol megfelelője — nominally anhydrous minerals — után: NAMs). Víztartalmú elegyrészek (pl. amfibol, csillám, apatit) kis mennyiségben vannak jelen ilyen körülmények között. Névlegesen vízmentes ásványnak hívjuk mindazon ásványokat, amelyek sztöchiometrikan nem tartalmaznak „vizet” (OH<sup>-</sup> és H<sub>2</sub>O), azaz a „víz” kizárólag nyomnyi mennyiségben fordul elő az ásvány szerkezetében, azonban így is jelentős hatással van a kőzetek olvadáspontjára, reológiájára, továbbá a hullámterjedési sebességre és elektromos vezetőképességére (pl. KOHLSTEDT et al. 1996, DIXON et al. 2004, LI et al. 2008, INOUE et al. 1998, KARATO et al. 1986, KARATO 1990). A H<sup>+</sup> egyrészt beépülhet az adott ásvány rácsszerkezetének vakanciáiba, másrészt a koordináló oxigénnel összekapcsolódva szerkezeti hidroxilt alkot (a továbbiakban ezekre szerkezeti hidroxil megjelöléssel hivatkozunk, és amennyiben a hidrogén egyéb előfordulási módjáról van szó, azt külön jelezzük). A nyomelemnyi mennyiségű „víz” mennyiségi és minőségi mérésére a Fourier transzformációs infravörös (FTIR) spektrometria módszere bizonyul a legpraktikusabbnak, kis kimutatási határa (~ppm), pontossága (átlagos hibahatár ~15%), kis mintaelőkészítési igénye és költséghatékonyasága miatt (pl. LIBOWITZKY & ROSSMAN 1996, LIBOWITZKY 2006, KOVÁCS et al. 2008). Az utóbbi néhány

évtized kísérleti munkáinak során több közlemény született a földköpenyben előforduló NAM szerkezeti hidroxil tanulmányozásáról (pl. olivin: MACKWELL & KOHLSTEDT 1990; BAI & KOHLSTEDT 1992, 1993; KOVÁCS et al. 2010; BALAN et al. 2011; INGRIN et al. 2014; klinopiroxén: STALDER & LUDWIG 2007; ortopiroxén: RAUCH & KEPPLER 2002; gránát: ACKERMANN et al. 1983; ROSSMAN & AINES 1991; LU & KEPPLER 1997). A tanulmányok fő eredményei között szerepel a szerkezeti hidroxil szoros kapcsolatának kimutatása a kőzetek olvadáspontjával és tetteneszerű metasztatikus eseményekkel. A névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil mennyisége alapján többek között a rendszer SiO<sub>2</sub> aktivitását és H<sub>2</sub>O tartalmát megváltoztató metasztatikus folyamat is felismerhető (pl. MATVEEV et al. 2001). GREEN et al. (2010) kimutatta, hogy a litosferikus földköpenyben igen kis mennyiségű (0,02 tömeg%) szerkezeti hidroxil koncentráció esetén már létrejöhet pargasitos amfibol, ami a földköpeny olvadáspontját jelentős mértékben, mintegy 150–200 °C-kal csökkentheti. Azonban a NAM elegyrészek szerkezeti hidroxil koncentrációja nem csak a litosferikus köpenyre meghatározó jelentőségű. Jól mutatja ezt PLANK et al. (2013) és BIRÓ et al. (2016), akik kimutatták, hogy a névlegesen vízmentes magmás fenokristályokban (pl. kvarc, plagioklász, klinopiroxén és olivin) előforduló szerkezeti hidroxil információt adhat a kristállyal egyensúlyban lévő olvadék „víz”-tartalmáról, így hozzájárulhat egy vulkánkitörés jellegének alaposabb megismeréséhez. Ezek alapján jól látható, hogy a „víz” alapvető szerepet játszik a litosferikus köpeny és a kéreg geodinamikai alakításában, valamint az ott lejátszódó folyamatok fejlődésében.

A KPR-ben a neogén alkáli bazalt vulkanizmus nagyszámú litosferikus földköpeny xenolitot szállított a felszínre (pl. VASELLI et al. 1995, FALUS et al. 2000, SZABÓ et al. 2004, HIDAS et al. 2007, BERKESI et al. 2012, BALI et al. 2008, GUZMICS et al. 2008, LIPTAI et al. 2017, ARADI et al. 2017; PATKÓ et al. 2019). A felsőköpeny xenolitot tartalmazó öt alkáli bazalt vulkáni terület (Stájer-medence, Bakony–Balaton-felvidék, Kisalföld, Nógrád–Gömör és Persány hegység) részletes FTIR vizsgálat ezidáig a Nógrád–Gömörből (PATKÓ et al. 2019) és a Stájer-medencéről (ARADI et al. 2017) származó xenolitokon készült. Ezen tanulmányok

szerzői kimutatták, hogy a KPR peremén fekvő Stájer-mence földköpeny xenolitjainak NAM elegyrészei szerkezeti hidroxilban gazdagok, míg a Nógrád–Gömöri xenolitok „víz”-ben jelentősen kimerültek. Az említett munkák mellett a Persány hegységből is rendelkezésünkre állnak adatok (FALUS et al. 2008). Utóbbi közlemény két lelőhely vizsgálata alapján keresett összefüggést a gyengén és erősen deformált xenolitok ásványainak szerkezeti hidroxiltartalma között.

Munkánkban összefoglaljuk a FTIR spektrometria alapjait és alkalmazhatóságát, majd kitekintünk a Persány hegységi vulkáni terület alatti litoszférikus földköpeny víztartalmára. Egy jellegzetes, Grujuról származó xenolit példáján bemutatjuk, hogy a döntő többségben bazaltos kőzetekben előforduló felsőköpeny-fragmentumok szerkezeti hidroxiltartalma hogyan használható fel geofizikai alkalmazásra (elsősorban fajlagos vezetőképesség és viszkozitás meghatározására), és adott esetben a Kárpát–Pannon régióban ez milyen geodinamikai következtetések levonását teszi lehetővé.

### A Persány hegységi vulkáni terület földtani hátterének rövid ismertetése

A Persány hegységi vulkáni terület (PHVT) a KPR neogén monogenetikussá vált vulkáni mezők legfiatalabbika. A rövid ideig tartó (1,2–0,6 Ma; PANAIOTU et al. 2013, SEGHEDI et al. 2016) alkáli bazaltos vulkanizmusról és a felszínre hozott szubkontinentális litoszféra eredetű xenolitokról már több publikáció született (pl. DOWNES et al. 1995; VASELLI et al. 1995; CHALOT-PRAT et al. 1998; FALUS et al. 2000, 2008, 2011; TÓTH et al. 2006; HARANGI et al. 2013; LUFFI et al. 2015; KOVÁCS et al. 2018; SÁGI et al. 2018). A területtel keletre található a Vráncsa-zóna, amely ismert a nagy magnitúdójú (Richter skálán 6 feletti) közepes és nagy mélységben (70–170 km) kipattanó földrengéseiről (VACAREANU & IONESCU 2016). E földrengések hipocentrumai átfednek a szeizmikus tomográfia segítségével kiterképezett, nagy szeizmikus sebességgel jellemzett közettérfogattal, amit az irodalom alábukó (szubdukálódó/delamináló) lemez maradványaként értelmez (WORTEL & SPAKMAN 2000, TONDI et al. 2009, BARON & MORELLI 2017). A lemez geometriája alapján a Persány hegység alatt található földköpeny egy köpenyéknek fogható fel. FALUS et al. (2000) és TÓTH et al. (2006) igazolta, hogy a Persány hegység alatt a földköpeny felemelkedett, ami az alkáli bazaltos vulkanizmus keletkezéséhez vezethetett (HARANGI et al. 2013). A PHVT alkáli bazalt által felhozott földköpeny xenolitok petrográfiai tulajdonságai változatosak. A területre jellemző erősen deformált (milonitosodott) peridotitokkal (FALUS et al. 2008; 2011) és a gránátot tartalmazó piroxenitokkal TÓTH et al. (2006) és LUFFI et al. (2015) foglalkozott érdemben. A xenolitokban gyakran megjelenő amfibol és annak geokémiai tulajdonsága alapján (VASELLI et al. 1995, CHALOT-PRAT et al. 1998, SZABÓ et al. 2017) a Persány hegység alatt található földköpeny jelentős metasomatózison esett át, ami feltételezhetően a Vráncsa-zónában található alábukó lemezből felszabaduló fluidumokhoz köthető.

## Módszertan

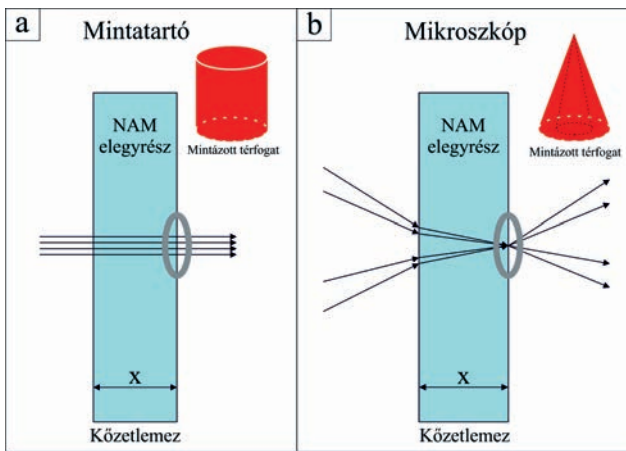
### A Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópia alapjai

Az infravörös spektrometria alapja, hogy az ásványokban fellépő kémiai kötések rezgései milyen hullámszámnál (energiánál) nyelik el az infravörös fényt, illetve mekkora az elnyelődés mértéke. Az elnyelődés hullámhossza alapján az elnyelő komponens leggyakrabban azonosítható, annak mértéke alapján pedig az abszolút koncentrációja is meghatározható mólban vagy még gyakrabban tömeg%-ban kifejezve. Az FTIR mérés során az elektromágneses hullámspektrum infravörös tartományát (780 nm – 1 mm) használjuk, és a mintán áthaladó sugárzás elnyelődését vizsgáljuk hullámszám szerint a háttér intenzitására vonatkoztatva (LIBOWITZKY & ROSSMAN 1996). A spektrumon található elnyelődési sáv helye a szerkezeti hidroxil beépülésének módjától, az elnyelődés intenzitása pedig annak mennyiségétől függ (LIBOWITZKY 2006)

A mikro-FTIR spektrometriához alkalmazott műszer a spektrométerből (amelynek legfontosabb részei a „Glowbar” forrás, az interferométer, optikai rendszer) és a hozzá tartozó infravörös mikroszkópból épül fel. Az infravörös sugárzás létrehozásához leggyakrabban SIC „Glowbar” („izzó rúd”) sugárforrást izsítottunk kb. 800 °C-ra. A kibocsátott infravörös sugárzást az interferométer segítségével moduláljuk és lencserendszerek segítségével vezetjük át a mikroszkóp tárgyasztalán, majd juttatjuk a detektorba. A kapott interferogramokat a Fourier-transzformáció matematikai műveletével alakítjuk át olvasható spektrumokká. A detektor leggyakrabban HgTe és CdTe (Mercury-Cadmium-Telluride = MCT) ötvözetből készül, ami folyékony nitrogénnel hűtve az infravörös sugárzás nagy érzékenységű detektálását teszi lehetővé.

A „Glowbar” forrásból kibocsátott infravörös fény alapvetően nem poláros jellegű, ami polarizátorokkal polarizált fényvé alakítható. Természetesen a primer, nem poláros fény is részben polarizált, ugyanis az optikai rendszeren történő reflexiók során részben polárossá válik. Az infravörös sugárzás egymásba forduló kúppalástok mentén terjedve halad át a mintán az objektíveknek köszönhetően, amelyeknek fókuszában ideálisan a minta van. Az ilyen módú fényterjedés a felhasználás szempontjából lényeges, ugyanis alaphelyzetben a spektrométerben az infravörös sugárzás párhuzamos sugárnyalábok formájában halad át a mintán. A kúppalást menti terjedésnek köszönhetően az ideális vastagságú mintáknál vastagabb (> 200 µm) minták esetében előfordulhat, hogy nemcsak a fókuszban lévő területét, hanem annak szűkebb környezetét is vizsgáljuk (1. ábra).

A mintára érkező infravörös sugárzás egy része elnyelődik, egy része pedig áthalad azon. Az elnyelt sugárzás hullámhosszértéke adja a minőségi, az elnyelődés mértéke pedig a mennyiségi információt a kölcsönhatásra vonatkozóan. A mérések során azt határozzuk meg, hogy egy adott hullámszámnál mért intenzitás ( $I_0$ ), hogyan viszonyul a mintán mért intenzitáshoz ( $I$ ). E két intenzitás hányadosát



**1. ábra.** A mintatartón található X vastagságú vékonycsiszolaton áthaladó infravörös fény (a) henger és (b) kúp alakú útvonalra. A kúp alakú útvonal során a fény kisebb térfogatot mintáz meg

**Figure 1.** Infrared light travels through thin section of the samples that has a thickness of X in the form of (a) cylinder and (b) cone. Notice that the light that travels in the form of cone sample has smaller volume than the light that travels in the form of cylinder

nevezük transzmittanciának (átlátszóság) ( $T=I/I_0$ ), aminek értéke 1, amennyiben nincsen elnyelődés, és 0, amennyiben minden sugárzás elnyelődik. A transzmittancia azonban gyakorlati szempontból nehezen használható, hiszen értéke az elemzett minta vastagságával exponenciálisan változik. Ezért a gyakorlatban inkább az abszorbanca értékének az alkalmazása terjedt el. Az abszorbanca a transzmittancia negatív 10-es alapú logaritmus (A =  $-\log(T)$ ; A =  $-\log(I/I_0)$  vagy  $T=10^{-A}$ ). Az abszorbanca 0, ha nincsen semmilyen elnyelődés, és végtelen, amennyiben minden sugárzás elnyelődik. Értéke lineárisan változik a minta vastagságával.

A NAM elegyrészek vizsgálatához rendszerint 200–300  $\mu\text{m}$  vastag, duplán polírozott vékonycsiszolat szükséges, amelyet a preparálás után leoldunk a tárgylemezről, és ezt a tiszta mintalemezt helyezük a tárgyasztalra. Amennyiben a vizsgált mintában lévő NAM elegyrészek víztartalma nagy (pl. olivin: >10 ppm; ortopiroxén: >100 ppm; klinopiroxén: > 500 ppm), a vastagság lehet kisebb is (néhány 10  $\mu\text{m}$ ), azonban sokkal nagyobb vastagság alkalmazása az infravörös sugárzás már említett kúppalást menti terjedéséből következően nem célszerű.

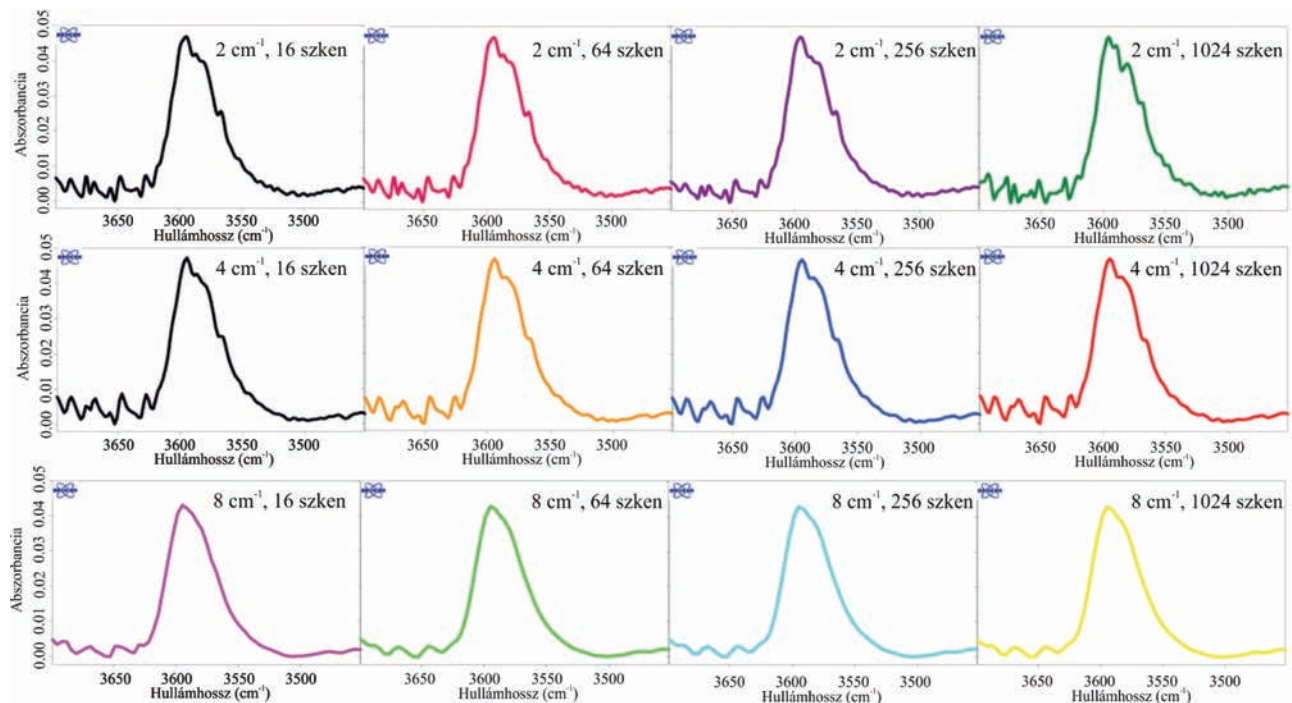
A rutin mérések során a vizsgált területet apertúra segítségével határoljuk le, amelynek mérete alapesetben 100\*100  $\mu\text{m}$  (rendszerint négyzet vagy téglalap alakú), ami csökkenthető. Az eddigi tapasztalatok alapján a „Glowbar” sugárforrással elvégezhető elégséges minőségű mérések a NAM elegyrészek esetében 30\*30  $\mu\text{m}$  apertúra mellett még kivitelezhetők. Nagyobb felbontás eléréséhez szinkrotron sugárforrás használatára lehet szükség, aminek jelerőssége rendszerint egy nagyságrenddel meghaladja a hagyományos „Glowbar” forrásét. A felbontás szinkrotron esetében akár néhány mikrométer is lehet, azonban a gyakorlat azt mutatja, hogy az 5–7  $\mu\text{m}$  körüli a legjobb érték. A valós laterális felbontást nagyban korlátozza, hogy az infravörös sugárzás kúppalást mentén terjed, és a csiszolatok rendszerint lénye-

gesen vastagabbak ettől az értéktől. Ennek köszönhetően valószínű, hogy nemcsak az apertúra által lefedett és a fókuszban lévő területről, hanem kívülről is érkező spektrális jel. Így lehetőleg nagy méretű (>500 nm), homogén egykristályokat és azoknak is inkább a központi részét célszerű vizsgálni. A mérések eredményei spektrumok, amelyek rendszerint az abszorbanciát ábrázoljuk a hullámszám függvényében. A hullámszám a hullámhossz inverze, amely az infravörös mérések során jellemzően néhány száz vagy néhány ezer reciprokméter ( $\text{cm}^{-1}$ ) jelent.

A mérések során számos mérési paraméter beállítására nyílik lehetőség. Gyakorlati szempontból ezek közül a legfontosabbak a spektrális tartomány, a spektrális felbontás és a leolvasások száma. A NAM elegyrészek esetében a 400–4000  $\text{cm}^{-1}$  közötti spektrális tartomány a legérdekesebb, ugyanis itt fordulnak elő a karakterisztikus O-H rezgések és a szilikátvázra jellemző Si-O rezgések, valamint ezek felharmonikusai. Hullámhosszban kifejezve ez a 2,5–25  $\mu\text{m}$  tartománynak felel meg. A kőzetüvegben lévő „víztartalom” vizsgálatához szükséges lehet a tartományt egészen 6000  $\text{cm}^{-1}$ -ig kibővíteni, hiszen így az OH- és H<sub>2</sub>O formájában megkötött „víz” is mennyiségileg elkülöníthető sorrendben a 4500 és 5200  $\text{cm}^{-1}$ -nél tapasztalható elnyelési sávjaik alapján (MANDEVILLE et al. 2002).

A spektrális felbontás megadja, hogy a vizsgált spektrális tartomány milyen sűrűn mintavételezett, azaz hány hullámszámonként mérjük az abszorbanca értékét. Minél kisebb a vizsgálandó elnyelési sávok félértékszélessége, annál sűrűbben szükséges mintavételezni, hogy a spektrális felbontást növeljük. A szerves anyagok és a nagy rendezettségű anyagok esetében nem ritka a néhány hullámszámnyi félértékszélesség sem, ami azt jelenti, hogy a felbontásnak is <1  $\text{cm}^{-1}$ -nek kell lennie. A mérések ideje a spektrális felbontás növelésével növekszik, így szükséges vizsgálni, hogy melyik az a spektrális felbontás, ami mellett minden releváns abszorbanciasáv detektálható és a mérési idő sem irreálisan hosszú (pl. több mint fél óra). Ennek meghatározása céljából a pakisztáni sztenderd olivin kristály (KOVÁCS et al. 2008) szisztematikus mérését végeztük el különböző spektrális felbontással. Az eredmények arra utalnak, hogy 4  $\text{cm}^{-1}$ -nél nagyobb felbontás esetében már nem nyerhető többletinformáció, azaz a legfontosabb elnyelési sávok mind jól elkülöníthetők. Mivel a többi szilikát NAM elegyrész — főleg piroxének, gránát és földpát — sávjainak félértékszélessége még az olivin sávjainál is nagyobb, ezért a 4  $\text{cm}^{-1}$ -es felbontás a rutin mérések elvégzésére alkalmas.

A mérések során szintén beállítható, hogy a megjelölt spektrális tartományt hányszor mérje le a berendezés, amit a leolvasások (scan) számaként adhatunk meg. A leolvasások számának növelése javítja a jel/zaj arányt, ami az alkalmazott leolvasások négyzetgyökével arányosan javul, azonban túl sok leolvasás jelentősen megnövelheti a mérési időt, ami a mérési körülmények változása miatt (atmoszferikus interferencia) végeredményben a mérési eredmények minőségét akár kedvezőtlenül is befolyásolhatja (LIBOWITZKY 2006) (2. ábra). A 2. ábra alapján az is látszik, hogy kb. 128 leolvasás után már nem következik be további jelentős



2. ábra. A pakisztáni olivinen végzett FTIR vizsgálat során kapott spektrumok minősége az OH-tartományra vetítve. Az ábrázolt spektrumok felbontása 2, 4 és 8  $\text{cm}^{-1}$ , ezekhez társított szkennelések száma 16, 64, 256 és 1024. Megfigyelhető, hogy a spektrumok zavarossága a felbontás és a szkennelések számával csökken. Azonban túl nagy felbontás és szkennelések számú túlsimítás okoz, ami információvesztéshez vezethet

**Figure 2.** Spectra of FTIR measurements for OH-interval in the Pakistan olivine. Resolution of the spectra is 2, 4 and 8  $\text{cm}^{-1}$ , the used scan number is 16, 64, 256 and 1024. Smoothing of the spectra increases by increasing the resolution and number of scans. Notice that too high resolution and scan number can lead loss of information because of the over smoothed surface

minőség javulás. Így a NAM elegyrészek méréséhez rutin esetekben 128 leolvasás javasolt. A leolvasások száma nem feltétlen szükséges, hogy a kettő hatványa legyen, de a leolvasások száma és a jel/zaj arány közötti négyzetgyökös összefüggés miatt praktikus.

#### Mérés során felléphető problémák és azok kiküszöbölése

A mikro-FTIR spektrometria kis kimutatási határa (~ 1 ppm tömegrész „víz” egyenértékben) miatt számos tényező befolyásolhatja a mérések kimenetelét és az adatok minőségét. Különösen igaz ez a  $\text{CO}_2$  és az  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  kimutatása esetében, ahol az atmoszferikus hatások jelentősen növelhetik a kimutatási határt és a kapott abszolút koncentráció bizonytalanságát.

A minta-előkészítés során törekednünk kell arra, hogy a minta felületéről minden szerves anyagot és „vizet” eltávolítsunk. Szerves anyag (pl. vékonycsiszolatok készítésekor használt ragasztó) maradványainak eltüntetésének céljából a mintát legalább 24 órán át acetonnal célszerű áztatni. Ezt követően a mintát kemencébe helyezzük és ott 1–2 órán keresztül legalább 80 °C hőmérsékleten állni hagyjuk (egyes amorf szerkezetű ásványok stabilitása még 80 °C alatt megszűnik, így ezek vizsgálatakor szárításhoz kisebb hőmérsékletet használunk). Előbbi eljárással — a mintán található — felületi víz jelentős része eltávolítható. Végezetül a

teljesen kiszáradt mintát jól zárható, száraz mintatartóba tesszük, és kizárólag a mérés előtti pillanatokban vesszük ki. Fontos, hogy ujjunkkal ne érnünk a mintához, mert a bőrön található nedvesség és szerves anyag jele visszaköszönhet a spektrumon.

A mérést (amennyiben lehetséges) jól légkondicionált szobában végezzük, ahol a hőmérséklet és a légnedvesség közel állandó. Fontos a mérés során feljegyezni, hogy éppen milyen a kinti időjárás, ugyanis egy párás nap alkalmával a háttérben a vízgőz jelenléte még akkor is nagy lehet, ha a labor megfelelően légkondicionált. Szintén figyelembe kell venni, hogy az életműködéshez szükséges biológiai folyamatok révén további vízgőz és  $\text{CO}_2$  kerül a légtérbe, ami megváltoztathatja a szoba levegőjének pára- és  $\text{CO}_2$ -tartalmát (ez különösen igaz, ha több fő tartózkodik a laboratóriumban). Az atmoszferikus interferencia a spektrumok minőségét jelentősen ronthatja, különösen a vízgőz 3800–3500  $\text{cm}^{-1}$  hullámszámtartományban megjelenő fésűs finomfelhasadásai révén. A műszer nagy érzékenysége miatt a  $\text{CO}_2$  jellegzetes sávjai 2350  $\text{cm}^{-1}$ -nél szinte mindig látszanak. A legtöbb spektrumfeldolgozó szoftver (pl. Opus, Omnic, Resolution Pro) ezt a zavaró hatást kezelni tudja a beépített atmoszferikus kompenzáció funkcióknak köszönhetően. Ezenkívül hatékony megoldás a mintaasztalt és a mikroszkóp objektívjeit egy kamra segítségével elzárni és abban inert gázt ( $\text{N}_2$ , He vagy Ar) áramoltatni. Az atmoszféra és a mérési körülmények stabilitása ellenőrizhető, ha a háttér

mérését követően a háttér „mintaként” is megmérjük. Amennyiben nincs semmiféle műszeres és atmoszferikus „drift”, akkor a mintaként felvett háttér spektrum egy 0 abszorbanciánál futó vízszintes egyenes.

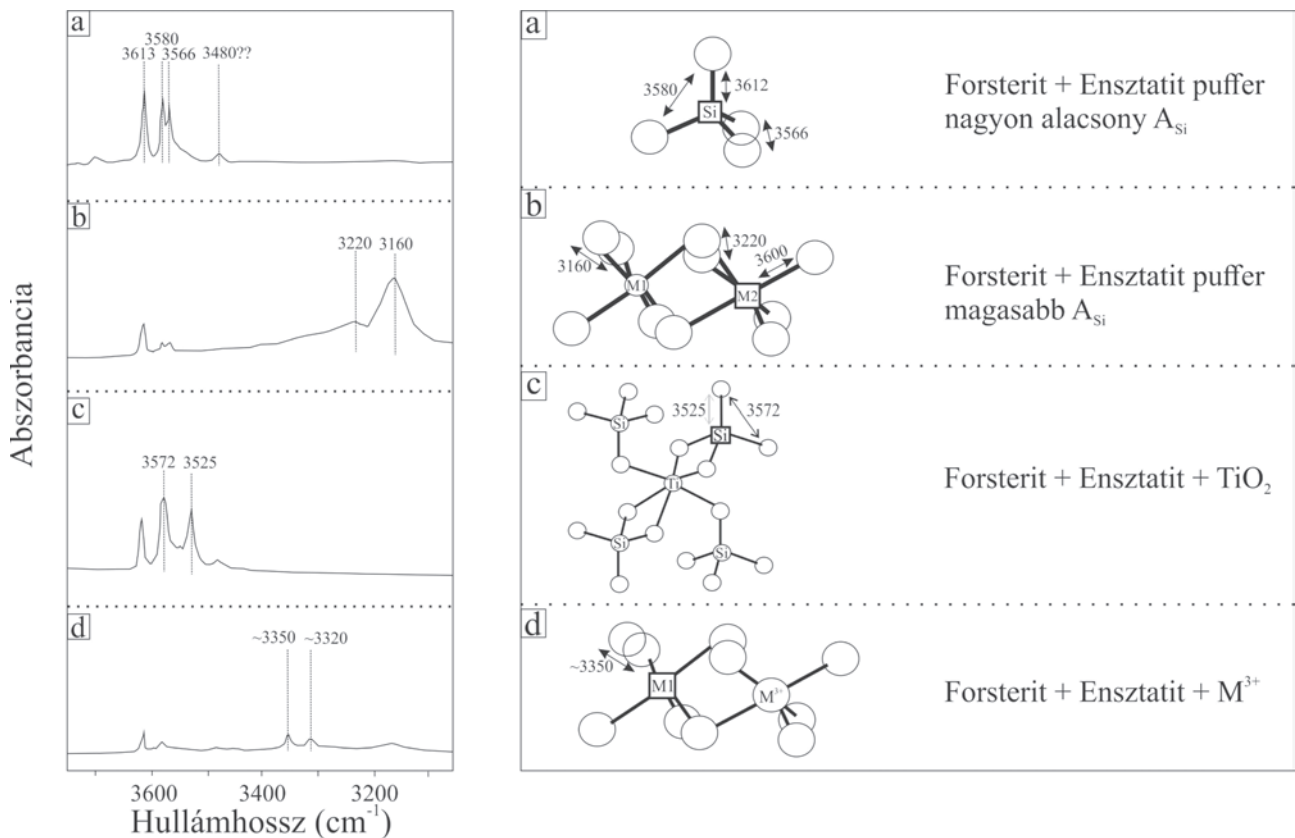
### A $H^+$ beépülésének módjai névlegesen vízmentes ásványok szerkezetébe

A spektrális „víz” tartományon belül lehetőségünk van elkülöníteni (1) molekuláris  $H_2O$ -t (~3400  $cm^{-1}$ -nél megjelenő nagy félértékszélességű széles sáv), (2) szerkezeti hidroxilt, ahol a  $H^+$  vakanciákba épül be önállóan vagy más kationnal csatolt helyettesítést létrehozva (mindkét esetben kis félértékszélességű sávokként 3650 és 3000  $cm^{-1}$  között) és (3) szerkezeti hidroxilt, ami olyan ásványt képvisel, amiben a  $H^+$  sztöchiometrikusan előfordul (rendszerint 3650  $cm^{-1}$ -nél nagyobb hullámzámmál).

Az olivin a képlete alapján  $((Mg,Fe)_2[SiO_4])$  nem tartalmaz molekuláris vizet, sem sztöchiometrikus szerkezeti hidroxilt. Azonban előfordulhat benne fluidumzárvány és/vagy vakanciát betöltő szerkezeti hidroxil. A csapódott fluidum- vagy olvadékszárványok molekuláris vizet tartalmazhatnak (HIDAS et al. 2010). A geofizikai számí-

tások jelenleg nem veszik figyelembe a fluidumzárványok jelenlétét, azonban elképzelhető, hogy a jövőben a pontosság érdekében nagy szerepet fognak játszani. Kísérleti munkák kimutatták, hogy a  $H^+$  többféleképpen képes beépülni (pl. MATVEEV et al. 2001; BERRY et al. 2005, 2007; KOVÁCS et al. 2010; BALAN et al. 2011). Az egyik lehetőség négy  $H^+$  beépülése a  $Si^{4+}$  rácspozíciójába (üres szilikát tetraéderbe/tetraédes vakanciába) (3. ábra), amit „hidrogránát” ( $Mg_2H_4O_4$ ) helyettesítésnek is neveznek (pl. KOVÁCS et al. 2010). Az üres szilikát tetraéderek előfordulása a rendszer kis  $SiO_2$  aktivitásával magyarázható (LEMAIRE et al. 2004). Ebben az esetben kizárólag  $H^+$  helyettesítésről beszélhetünk, amelynek sávpozíciói 3612, 3580, 3566  $cm^{-1}$ -nél található (3. ábra). A másik lehetőség, hogy a  $H^+$  helyettesítés az oktaédes (M1 vagy M2) pozíciókban történik (KOVÁCS et al. 2010). Ez esetben a két  $H^+$  helyettesít egy bivalens kationt ( $MgH_2SiO_4$ , jellemzően  $Mg^{2+}$  vagy  $Fe^{2+}$ ). Ennek a helyettesítésnek a sávjai 3220 és 3160  $cm^{-1}$ -nél helyezkednek el (KOVÁCS et al. 2010; BALAN et al. 2011).

Előfordulhat továbbá, hogy a  $H^+$  valamilyen egyéb kationnal együtt épül be különböző kristálytani pozícióba és vakanciába, amit csatolt helyettesítésnek hívunk (pl. BERRY et al. 2005). Ebben az esetben a szilikát tetraéderbe egy



3. ábra. Olivin szerkezetébe történő  $H^+$  beépülés különböző lehetőségei és a hozzátartozó abszorbanca pozíciói (KOVÁCS et al. 2010 alapján). a) Kis Si aktivitás mellett történő  $H^+$  beépülés az  $[SiO_4]$  tetraéderbe. b) Nagy Si aktivitás mellett történő  $H^+$  beépülés az M1 és M2 oktaédes pozícióba. c) Nagy  $TiO_2$  aktivitás mellett történő  $H^+$  beépülés (=klinohumit szerkezet kialakulása olivinben). d) Három vegyértékű kation és  $H^+$  együttes beépülése

Figure 3. Different types of  $H^+$  incorporation into olivine and their related absorbance peak. a)  $H^+$  incorporation in low Si activity environment. b)  $H^+$  incorporation in high Si activity environment. c)  $H^+$  incorporation with Ti in high  $TiO_2$  activity environment resulting in clinohumite structure within olivine. d) Trivalent cation and  $H^+$  joint incorporation into olivine structure

trivalens kation (pl.  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{3+}$ ) és egy  $\text{H}^+$  épül be egyszerre (pl. BERRY et al. 2007). A titán-klinohumit ponthiba esetében egy  $\text{Ti}^{4+}$  lép be egy oktaéderes vakanciába, a közvetlenül mellette lévő tetraéderes vakanciába pedig két  $\text{H}^+$  ( $\text{MgTiH}_2\text{O}_4$ ). E csatolt beépülés elnyelési sávjai 3572 és 3525  $\text{cm}^{-1}$ -nél jelennek meg. A felsőkőpeny xenolitok olivinjében ez az egyik leggyakrabban előforduló helyettesítési mechanizmus (PADRON-NAVARTA & HERMANN 2017). BERRY et al. (2007) számos trivalens kation és  $\text{H}^+$  csatolt helyettesítését (pl.  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Sc}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Lu}^{3+}$ ) vizsgálták. Megfigyeléseik alapján az ilyen típusú helyettesítések elnyelési sávjai általában 3400 és 3300  $\text{cm}^{-1}$  között helyezkednek el. Az adott típusú helyettesítés helye ezen a tartományon belül függ az adott kation tulajdonságaitól (elsősorban az ionrádiusától).

A tapasztalatok szerint a klinopiroxéneknél előforduló amfibol lamellák — amelyek esetenként polarizációs mikroszkópban sem láthatók — a  $\sim 3675\text{--}3695 \text{ cm}^{-1}$  tartományban észlelhető elnyelési sávokkal azonosíthatók (pl. DELLA VENTURA et al. 2007). Hasonló szubmikronos átalakulás az olivin szerpentinné vagy talkká történő átalakulása, amit a 3700  $\text{cm}^{-1}$  körüli elnyelési sávok (szerpentinre), illetve a 3709, 3685 és 3645  $\text{cm}^{-1}$ -nél található sávok (talkra) jelzik (MILLER et al. 1987).

### „Víz” koncentráció meghatározása

Az infravörös spektrometria földtudományi alkalmazásai során anizotróp ásványokat mérünk, ahol az abszorbancia sávok helye és intenzitása függ az ásvány orientációjától, ami megnehezíti a precíz mennyiségi kiértékelést, különösen finomszemcsés minták esetében ( $<0,7 \text{ mm}$ ).

A koncentráció számolása a Beer-Lambert törvény alkalmazásával történik:

$$c = \frac{A^{\text{tot}} * M_A}{\epsilon * l * \rho} * 100, \quad (1)$$

ami kimondja, hogy egy adott elem koncentrációja ( $c$  [ppm tömegrészt]) egyenesen arányos az elemre vonatkozó teljes abszorbanciával ( $A^{\text{tot}}$ ), a moláris tömeggel ( $M_A$  [g/mol]) és fordítottan arányos a moláris integrált kioltási együtthatóval ( $\epsilon$  [L/mol $\times$ cm $^2$ ]), a sűrűséggel ( $\rho$  [g/L]) és a vastagsággal ( $l$  [cm]). Az abszorbancia értéke mérhető az adott elnyelési sáv intenzitásaként az alavonalhoz viszonyítva. Az abszorbancia azonban kifejezhető az elnyelési sáv integrált területként is. LIBOWITZKY & ROSSMAN (1997) megállapította, hogy földtani mintákban az integrált terület meghatározása rendszerint kisebb hibával terhelt, ezért célszerű azt használni az abszorbancia értékének meghatározásához. Jelen tanulmányunkban az abszorbancia mérőszámaként integrált abszorbanciát értünk.

Az adott elem által létrehozott kötésekre történő teljes integrált abszorbanciát a következő módon tudjuk meghatározni. Először alapvonalkorrekciót alkalmazunk, majd az adott kötéstípusok sáv tartományát kijelöljük és integráljuk a görbe alatti területet kiértékelő szoftver segítségével, ami esetünkben a Bruker Opus programcsomagja volt. Bár az

alapvonalkorrekció elvégezhető manuálisan is, az összehasonlíthatóság érdekében érdemes a szoftverben található ún. konkáv gumikötél (concave rubber band) korrekciót használni 64 illesztőponttal és 1–4 iterációval. Ez a háttérkorrekciós módszer jól működik a legtöbb NAM elegyrész esetében. Nagyobb mértékű túlkompensációt a háttérkorrekciós módszer csak nagy félértékszélességű elnyelési sávok esetében okozhat, mint például fluidumzárványok molekuláris vízcsúcsa, vagy a plagioklászban kötött szerkezeti hidroxil spektruma. Fontos, hogy egy adott minta sorozat ásványai esetében mindig ugyanazokat a tartományokat jelöljük ki és integráljuk.

### Poláros és nem poláros módszer rövid ismertetése és összehasonlítása

A földtudományban sokáig tartotta magát az a nézet, hogy mennyiségi infravörös spektrometriához csak a poláros infravörös fény alkalmazható (BELL et al. 1995, 2003, 2004; LIBOWITZKY & ROSSMAN 1996). E módszer esetén a vizsgált ásványt az összes fő kristálytani tengelye mentén orientált poláros fényel kell lemérni, hogy megkapjuk a három fő abszorbanciaértéket ( $A_{\text{tot}} = A_a + A_b + A_c$ ). A mérések elvégezhetőek úgy is, hogy három tetszőleges, de egymásra merőleges metszet fő elnyelési értékeit állapítjuk meg, majd ezek átlagának összegét vesszük. A poláros fényel történő mérés során a minta előkészítés időigényes, és a legjobb igyekezet ellenére sem garantált, hogy a különböző metszetek tökéletesen 90 fokot zárnak be, és hogy a hasáb oldalai egy irányban lesznek a kristálytani tengelyekkel. A minta előkészítés szinte lehetetlenné válik, amennyiben finomszemcsés anyaggal ( $<0,7 \text{ mm}$ ) dolgozunk vagy korlátozott mennyiségű mintával rendelkezünk.

A nem poláros sugárzást sokáig nem használták mennyiségi meghatározásra, mert a nem poláros abszorbancia nem mutatott szisztematikus összefüggést a poláros abszorbanciaértékekkel. Emellett nem találtak lineáris összefüggést az abszorbancia értéke és a mintavastagság között. Később SAMBRIDGE et al. (2008) és KOVÁCS et al. (2008) kidolgozta az abszorbancia indikatrix teóriát. Ennek értelmében amennyiben a maximális poláros lineáris abszorbancia nem haladja meg a 0,3-at, akkor a poláros és nem poláros abszorbancia között szisztematikus összefüggés áll fenn, és a nem poláros abszorbancia minden esetben a vastagsággal arányosan változik.

A kifejlesztett nem poláros infravörös spektroszkópiai módszer alapján, amennyiben kellő számú orientálatlan ásványt vizsgálunk a mintában és a mérendő  $\text{H}^+$  komponens koncentrációja homogén, akkor a teljes poláros abszorbancia az átlagos nem poláros abszorbanciából is becsülhető. A tapasztalat alapján még erősen anizotróp ásványok (pl. olivin, plagioklász) esetén is elegendő 10 orientálatlan metszeten elvégezni a mérést, meghatározni az egyedi integrált abszorbanciákat, majd ezeket átlagolni és hárommal beszorozni ( $A_{\text{tot}} = 3 \times A_{\text{avg}}$ ). A nem poláros infravörös fényt alkalmazó módszer nem igényel jelentős mintaelőkészítést, ellenben lehetőséget biztosít a kis méretű szemcsék (akár

néhány 10  $\mu\text{m}$ ) mérésére. Szintén előnyt jelent, hogy rövid idő alatt sok adat nyerhető. Megjegyzendő továbbá, hogy a nem poláros sugárzás lényegesen erősebb jelet ad a poláros sugárzáshoz képest, továbbá kizárható a poláros módszer pontatlan orientációjából fakadó hiba.

### Különböző integrált moláris kioltási együtthatók

A teljes poláros abszorbanca ismeretében az abszolút koncentráció meghatározásához megfelelő integrált moláris kioltási együtthatókra van szükség. A gyakorlatban leginkább ásvány specifikus kioltási együtthatókat (*I. táblázat*; pl. BELL et al. 1995, 2003; MALDENER et al. 2001; JOHNSON & ROSSMAN 2003; THOMAS et al. 2009) szoktak használni, amelyek csak az adott sztenderd ásványban tapasztalható infravörös elnyelési sávokra alkalmazhatók. Ez azt jelenti, hogy amennyiben a vizsgált NAM elegyrészek infravörös spektruma jelentősen eltér a sztenderd ásványétól, az együttható alkalmazása jelentős bizonytalansággal lehet terhelt. Ilyen kis (néhány ppm) koncentrációban a szerkezeti hidroxil tartalom mérése más technikával (például ionmikroszkóp) rendkívül nehézkes, és kevés kellően homogén sztenderd ásvány ismert. Ezért a szakterület a rendelkezésre álló néhány nemzetközi sztenderdből (<10 a felsőköpenyre és alsókéregre) indul ki, még akkor is, ha a mért NAM elegyrész infravörös spektruma attól jelentősen eltér.

A kioltási együttható értékének meghatározására — részben az előbb ismertetettek miatt is — PATERSON (1982) kidolgozott egy univerzálisnak szánt megoldást, amit LIBOWITZKY & ROSSMAN (1997) aktualizált. Eszerint a víztartalmú ásványok elnyelési sávjai és víztartalmuk alap-

ján kimutatták, hogy a moláris kioltási együttható értéke a jellemző elnyelési sávok hullámszáma szerint leírható lineáris összefüggést mutat. Ezt nevezték el hullámszámfüggő kioltási együtthatónak. E megközelítés nagy előnye, hogy az bármilyen hullámszámnál megjelenő elnyelési sávokhoz a „víz” régióban kioltási együtthatót lehet rendelni. A módszer azonban jelentős kihívásokat is rejt. A legjelentősebb ezek közül, hogy az összefüggéseket víztartalmú ásványokon dolgozták ki, ahol a hidroxil nagy mennyiségben, sztöchiometrikusan és nem kis mennyiségben, izolált ponthibákban van jelen. Azonban az izolált ponthibák esetében nem ugyanazok a rezgési energiák lépnek fel a kristályrácsban, mint amikor a hidroxil nagy mennyiségben sztöchiometrikusan épül be. Egy másik alapvető kérdés, hogy hogyan vegyük figyelembe az egymás közelében megjelenő és jelentősen átfedő elnyelési sávokat. Az említett kihívások ellenére ez a megközelítés a mai napig is széles körben használt a NAM elegyrészek abszolút víztartalmának meghatározására.

A legújabb megközelítés az ún. helyettesítés-specifikus kioltási együttható meghatározása, amely különböző kioltási együtthatót rendel a szerkezeti hidrogén különböző beépülési módjaihoz (*I. táblázat*; KOVÁCS et al. 2010). Mivel a különféle sávok és a hozzájuk csatlakozó helyettesítések leginkább az olivinben ismertek (pl. MATVEEV et al. 2001, BALAN et al. 2010), így a helyettesítés-specifikus kioltási együtthatókat is olivinre meghatározva vezették be. Elméleti megfontolások alapján ez lehet a legpontosabb megközelítés, azonban fontos a különböző helyettesítésekhez tartozó elnyelési sávok azonosítása, továbbá ezek integrált területének meghatározása más sávokkal való átfedés esetén.

**I. táblázat.** Olivin, ortopiroxén és klinopiroxén (továbbá gránát, földpát, kvarc, szillimanit)  $\text{SiO}_4^{4-}$  tetraéder  $\text{Si}^{4+}$  pozícióba történő, különböző  $\text{H}^+$  beépülésének fizikai paraméterei és értékei.  $k$  = kalibrációs faktor;  $\rho$  = sűrűség;  $\varepsilon$  = moláris integrált kioltási együttható.

**Table I.** Physical parameters and values of different types of  $\text{H}^+$  incorporation in olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and other nominally anhydrous minerals (garnet, feldspar, quartz, sillimanite).  $k$  = calibration factor;  $\rho$  = density;  $\varepsilon$  = molar absorption coefficient.

Ásvány	$k^*$	$k(\sigma)$	$\rho(\text{g/L})$	$\varepsilon(\text{cm}^2 \text{ per mol H}_2\text{O/L})$	$\varepsilon(\sigma)$	Hivatkozások	Ásvány sztenderd
Olivin	0,188	0,012	-	29 584	-	Bell et al. (2003)	KLIV-23 (Dél-Afrika), GRR1012-2a (Dél-Afrika), GRR1695-2 (Nevada)
Olivin [Si]	0,57	0,04	3240	9723	-	Kovács et al. (2010)	Szintetikus és természetes (Pakisztáni olivin)
Olivin [triv]	0,18	0,07	3240	31246	-	Kovács et al. (2010)	Szintetikus olivin sztenderdek
Olivin [Ti]	0,18	0,05	3240	29 884	-	Kovács et al. (2010)	Szintetikus olivin sztenderdek
Olivin [Mg]	0,03	0,03	3240	18 5391	-	Kovács et al. (2010)	Szintetikus olivin sztenderdek
Klinopiroxén	0,14	0,007	3339	38 300	1700	Bell et al. (1995)	PMR 53, augit megakristály kimberlitből, Premier bányá
Ortopiroxén	0,0674	0,003	3320	80 600	3200	Bell et al. (1995)	KBH-1 ~ alumínium tartalmú enzstatit szeparátum, 1-5 mm, vízmentes peridotit xenolítból (Frey és Prinz (1978)), Kilbourne Hole bazanit maar, Új Mexico.
Gránát	0,719	0,072	3730	6700	670	Bell et al. (1995)	Pirop-almandin gránát megakristály (Monastery, Dél-Africa)
Földpát	0,0647	0,003	2600	107 000	5000	Johnson & Rossman (2003)	Természetes földpát minták
Kvarc	0,072	0,015	2650	94 000	20000	Thomas et al. (2008)	HQV természetes kvarc
Szillimanit	0,38	0,051	3150	15 000	2000	Koch-Müller & Rhede (2010)	Számított más nagy nyomású ásványokból



Ennek következtében a helyettesítés-specifikus kioltási együtthatók alkalmazása nem vált gyakorivá. Jelen munkánkban a leginkább elterjedt ásvány specifikus együtthatókat használjuk az olivin és a piroxének esetében.

Figyelembe véve az (1) egyenletben található tényezők bizonytalanságát és a teljes poláros abszorbanca becslésében lévő hibát, az abszolút koncentráció meghatározásában rejlő hiba minimum 5 mérésnél olivin, ortopiroxén és klinopiroxén esetén rendre ~20%, ~7% és ~6%, (LIU et al. 2006, XIA et al. 2019, PATKÓ et al. 2019).

Érdeemes megjegyezni, hogy a felsőköpeny xenolitokban található olivin általában igen kis szerkezeti hidroxil tartalommal rendelkezik, mivel jelentős vízvesztésen esett át a felszínre történő szállítódás során (PESLIER & LUHR 2006, DENIS et al. 2013). Ennek oka, hogy az ismert diffúziók (pl. proton ( $H^+$ ), elektron és kation diffúzió) közül a  $H^+$  diffúziója következik be a legkisebb aktiválási energia mellett (pl. NOVELLA et al. 2017). Az olvadék — a xenolit szállítása során — energiát ad át a xenolit kristályainak, gyengítve a bennük található kötések. Az olivinben található szerkezeti hidroxilkötés „fellazul” elősegítve a  $H^+$  diffúzióját, majd elindul az egyensúlyra való törekvés a szállító bazaltos olvadék víztartalma és az olivin víztartalma között (DEMOUCHY 2010). E folyamat hatására az olivin fokozatosan elveszti eredeti víztartalmát. PATKÓ et al. (2019) kimutatta, hogy az olivin vízvesztése növekszik a szállítódás és a befogadó bazaltos olvadék hűlésének idejével, azaz nagyobb vízvesztés lép fel, hogyha a xenolit lávaközetben hűl ki piroklasztos képest. Egyensúlyi (földköpeny) állapotban az olivin és klinopiroxén szerkezeti hidroxiltartalmának megoszlási együtthatója 10 körüli ( $D_{\text{klinopiroxén/olivin}} \approx 10$ ) (XIA et al. 2019), azaz a klinopiroxén a  $H^+$  koncentrációja minden esetben tízszer nagyobb az olivinhez képest. Ez az arány vélhetően a KPR xenolitjaira is érvényes, ezáltal jól kompenzálhatjuk az esetlegesen alulbecsült szerkezeti hidroxiltartalmakat az olivin esetében.

Ismertetve az FTIR spektrometria módszert megfogalmazható az a cél, hogy a mély litoszféra NAM alegységeiben található szerkezeti hidroxil mennyiségének területi és mélységbeli eloszlását feltérképezzük a Kárpát-Pannon régióban, és ennek birtokában pontosabban modellezzük a térségben lejátszódott extenzió és az extrúzió jelenségét.

## Eredmény

### Petrográfia és geokémia

A Persány hegység területéről kiválasztott xenolit (PGR-X1-0350) egy  $7 \times 5 \times 5$  cm-es, szögletes, üde, porfiroklasztos, a spinell elrendeződése miatt gyengén irányított szövettű, metasomatizált lherzolit xenolit, amelynek modális összetétele a következő: olivin: 62%, ortopiroxén: 18%, klinopiroxén: 13%, spinell: 2%, amfibol: 6%. Az olivin 500–1000  $\mu\text{m}$  átmérőjű, hipidiomorf-xenomorf alakú kristályként fordul elő. Alszemcsésedése gyakori. Az ortopiroxén mérete

200–10 000  $\mu\text{m}$ , szabálytalan alakú, ikresedése gyakori, és klinopiroxén, spinell és amfibol lamellákat tartalmaz. A klinopiroxén 50–2000  $\mu\text{m}$  nagyságú, xenomorf, ritkán ikresedik, ortopiroxén vagy amfibol lamellákat tartalmaz. Az amfibol 50–300  $\mu\text{m}$  méretű, hipidiomorf kristályokat alkot, amelyek általában piroxén-spinell környezetében vagy piroxénben zárványként jelennek meg. A spinell 100–200  $\mu\text{m}$  xenomorf kristályokat formál intersticiálisan. A xenolit egyes zónáiban az ortopiroxén és klinopiroxén nagy mennyiségű fluidumzárványt tartalmaz.

### Fourier transzformációs infravörös spektrometria

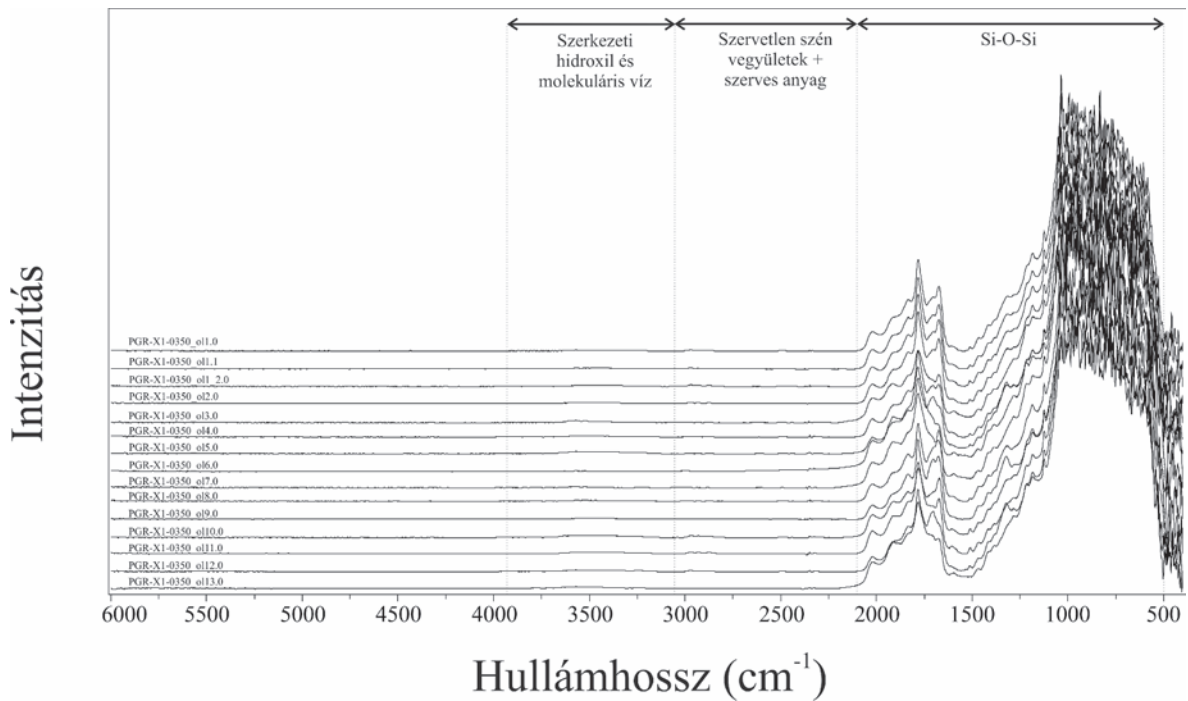
A kiválasztott mintából készített csiszolat vastagsága 320  $\mu\text{m}$ . A vizsgált PGR-X1-0350 xenolit vékonycsiszolatban 13 olivint, 13 ortopiroxént és 9 klinopiroxént választottunk ki elemzésre. Az abszorbanciaspektrumokon (4. ábra) a 2200–500  $\text{cm}^{-1}$  közötti tartományban található a Si-O-Si kötések helyeinek jellegzetes elnyelési sávjai. A 3000–2200  $\text{cm}^{-1}$  között jelenik meg az atmoszferikus és a fluidumzárványban előforduló  $\text{CO}_2$  jellegzetes elnyelődési tartománya. A 3800–3100  $\text{cm}^{-1}$  között hullámhossz tartományban várható az  $\text{OH}^-$  és a  $\text{H}_2\text{O}$  elnyelődési tartománya.

#### Olivin

Az olivinben az Si-O tartományon belül az 1200–500  $\text{cm}^{-1}$  tartományban az elnyelődések minden ásvány esetén azonosak, míg az 2200–1600  $\text{cm}^{-1}$  tartományban eltérő lefutásokat tapasztalunk, ami az olivin különböző kristálytani orientációjának köszönhető (4. ábra). Minden olivin-kristály esetén tapasztalunk egy aszimmetrikus elnyelődési sávot 3569  $\text{cm}^{-1}$ -nél, a „víz” tartományában. Ezenkívül megfigyelhető elnyelődés 3590 és 3525  $\text{cm}^{-1}$ -nél. Ritkán egy széles elnyelési sáv (3675–3150  $\text{cm}^{-1}$  között) húzódik eltérő intenzitással és tartománnyal. A 3700–3600  $\text{cm}^{-1}$  közötti tartományban fésűs megjelenésű, kis félérték-szélességű sávok csoportja azonosítható (az abszorbanciája lényegesen meghaladja a háttér értékét).

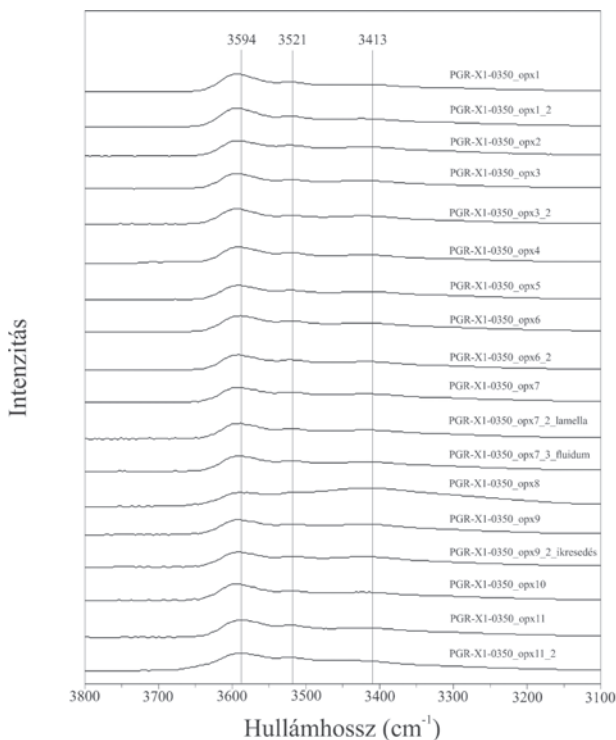
#### Ortopiroxén

Az ortopiroxénben a Si-O-Si elnyelődési tartományon belül (1000–500  $\text{cm}^{-1}$  között) egységes profil jelenik meg, azonban a 2200–1500  $\text{cm}^{-1}$  közötti tartományban eltérő elnyelődési sávok láthatók, amelyek az ásvány orientációjához kötődnek. A 3000–2800  $\text{cm}^{-1}$  tartományban csak egy szemcsében tapasztalható abszorbanca. A „víz” elnyelődési tartományán belül 3 sáv különíthető el (2960, 2930 és 2860  $\text{cm}^{-1}$ ). Az  $\text{OH-H}_2\text{O}$  elnyelődési tartományon belül ugyancsak 3 sáv azonosítható (3590, 3521 és 3440  $\text{cm}^{-1}$ ) (5. ábra). A 3 elnyelődési sáv közül a csökkenő hullámhosszal csökken a csúcsok intenzitása is, amely alól egy szemcsé spektruma kivétel, ahol a 3400-as sáv a legintenzívebb. Ahogy az olivinekből, úgy az ortopiroxénben is jelen van 3700–3600  $\text{cm}^{-1}$  között a „fésűs” kis félérték-szélességű sávok csoportja.



4. ábra. A vizsgált PGR-XI-0350 xenolit olivinének teljes abszorbanciaspektruma. A spektrumon különböző elnyelődési tartományokat (Si-O-Si, szervetlen szén+szerves anyag és szerkezeti hidroxil és molekuláris víz) különíthetünk el

Figure 4. Whole absorbance spectra of the olivines in the studied PGR-XI-0350 xenolith. On the spectra, different absorbance ranges (Si-O-Si bonds, inorganic carbon + organic materials and structural hydroxyl and molecular water) can be distinguished



5. ábra. A vizsgált PGR-XI-0350 xenolit ortopiroxénjének szerkezeti hidroxil elnyelődési sávjai (3594, 3521 és 3413  $\text{cm}^{-1}$ ) a 3800–3100  $\text{cm}^{-1}$  tartományon belül. Az összes abszorbanciaspektrum az opx8-on kívül egységes lefutást mutat

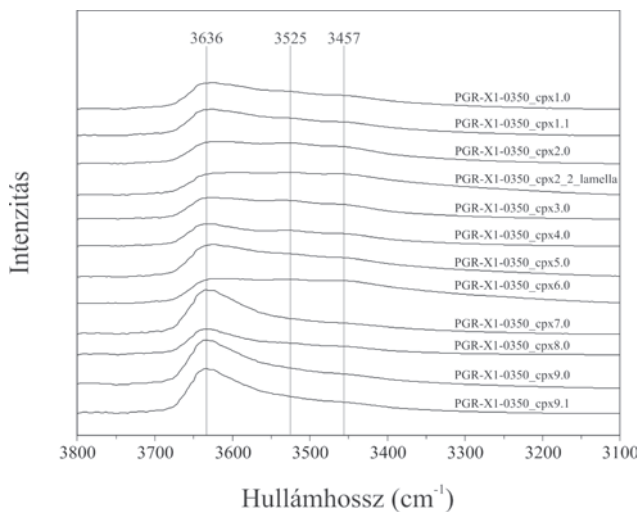
Figure 5. Structural hydroxyl absorbance peaks (3594, 3521 and 3413  $\text{cm}^{-1}$ ) within the range of 3800–3100  $\text{cm}^{-1}$  in orthopyroxene of the studied PGR-XI-0350 xenolith. Except opx8, all spectra show the same pattern

### Klinopiroxén

A 2500–1400  $\text{cm}^{-1}$  tartományon belül eltérő megjelenésű elnyelési sávokat figyelhetünk meg, ami a mért klinopiroxén orientációnak köszönhető. A „víz” elnyelődési tartományon belül 3 aszimmetrikus sáv mutatkozik (3636, 3525 és 3457  $\text{cm}^{-1}$ ). Minden klinopiroxénben a 3636  $\text{cm}^{-1}$  a legintenzívebb sáv. A második legintenzívebb sáv (3525  $\text{cm}^{-1}$ ) nem minden esetben jelenik meg (6. ábra), ami vélhetően a két szélső sáv intenzitás növekedésének köszönhető. A leggyengébb elnyelődés 3457  $\text{cm}^{-1}$ -nél tapasztalható.

### A szerkezeti hidroxil mennyisége a NAM elegyrészekben

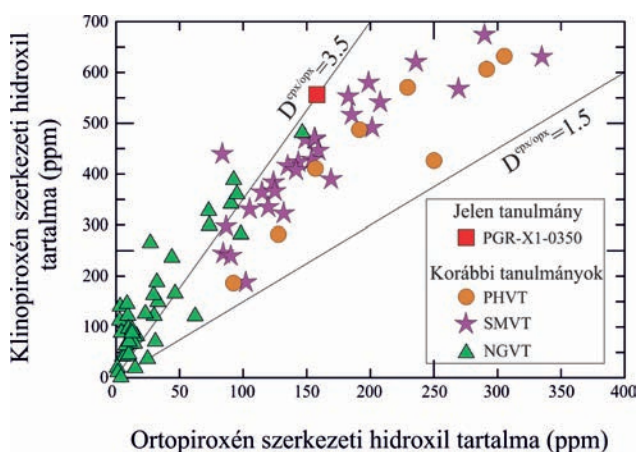
A szerkezeti hidroxil kiszámítása során (Beer-Lambert törvény szerint) nem vettük figyelembe azokat a pontméréseket, ahol alszemcsesedés, lamella, ikresedés vagy fluidumzárvány volt jelen az elemzett térfogatban. Az olivin esetében 3,27  $\text{g/cm}^3$ , az ortopiroxén és klinopiroxén esetében pedig 3,32 és 3,34  $\text{g/cm}^3$  sűrűséggel számoltunk (BELL et al. 1995), továbbá a BELL et al. (1995) és BELL et al. (2003) féle kioltási együtthatókat ( $\epsilon_{\text{ol}}$ : 28.450  $\text{L mol}^{-1} \text{cm}^{-2}$ ;  $\epsilon_{\text{opx}}$ : 80 600  $\text{L mol}^{-1} \text{cm}^{-2}$ ;  $\epsilon_{\text{cpx}}$ : 38300  $\text{L mol}^{-1} \text{cm}^{-2}$ ) használtuk. Az átlagos szerkezeti hidroxiltartalom az olivinben 4,5, az ortopiroxénben 158, a klinopiroxénben pedig 554 ppm tömegrésznek adódott. Figyelembe véve a kőzetalkotó szilikátok modális részarányát (lásd a Petrográfia és geokémia alfejezetet) és az elemzett ásványokban található szerkezeti hidroxiltartalmat, a teljes xenolit szerkezeti hidroxiltartalma 39 ppm tömegrészes. Az



6. ábra. A vizsgált PGR-XI-0350 xenolit klinopiroxénjének szerkezeti hidroxil elnyelődési sávjai (3636, 3525 és 3457  $\text{cm}^{-1}$ ) a 3800–3100  $\text{cm}^{-1}$  tartományon belül. Az összes abszorbancia spektrum az cpx2\_2\_lamella és cpx\_6.0 kívül egységes lefutást mutat

Figure 6. Structural hydroxyl absorbance peaks (3636, 3525 and 3457  $\text{cm}^{-1}$ ) within the range of 3800–3100  $\text{cm}^{-1}$  in clinopyroxene of the studied PGR-XI-0350 xenolith. Except cpx2\_2\_lamella and cpx\_6.0, all spectra show the same pattern

ortopiroxén és klinopiroxén között számolt „víz” megoszlási együttható ( $D^{\text{cpx/oxp}}$ ) 3,5, ami a Xia et al. (2019) által meghatározott „normál” földköpeny régió  $D^{\text{cpx/oxp}}=1,5\text{--}3,5$  nagyobb értékű határával azonos. A PGR-XI-0350 mintára kapott megoszlási együttható kívül esik, FALUS et al. (2008) által közölt  $D^{\text{cpx/oxp}}$  trendtől (7. ábra).



7. ábra. A KPR-ben tanulmányozott felsőköpeny xenolitokra számolt klinopiroxén és ortopiroxén szerkezeti hidroxil tartalmának megoszlási együtthatója ( $D^{\text{clinopyroxene/orthopyroxene}}$ ) (PATKÓ et al. 2019 után módosítva). A  $D=1,5$  és  $D=3,5$  megoszlási együtthatók egyenese közötti mező jelöli a „normál” köpeny tartományát (Xia et al. 2019), ahol a Persány hegységi és a stájer-medencei xenolitok mellett néhány Nógrád-Gömöri xenolit is előfordul. PHVT: Persány hegységi vulkáni terület, SMVT: Stájer-medencei vulkáni terület, NGVT: Nógrád-Gömöri vulkáni terület

Figure 7. Partition coefficient of structural hydroxyl content of clinopyroxene and orthopyroxene ( $D^{\text{clinopyroxene/orthopyroxene}}$ ) for all of the studied xenoliths of the Carpathian-Pannonian region, after PATKÓ et al. (2019). The area between  $D=1.5$  and  $D=3.5$  distribution lines define the ‘normal’ mantle (Xia et al. 2019), where beside xenoliths from Persány Mountains and Styrian Basin some Nógrád-Gömöri xenoliths are also fell. PHVT: Persány Mountains Volcanic Field, SMVT: Styrian Basin Volcanic Field, NGVT: Nógrád-Gömöri Volcanic Field

## Diszkusszió

### Infravörös spektrumok értékelése

Az olivinben a  $\text{H}^+$  beépülés jellemzően a Ti-klinohumit ponthibákhoz (3569 és 3525  $\text{cm}^{-1}$ ; BERRY et al. 2005, KOVÁCS et al. 2010) és kisebb részben hidratált Mg (oktaéderez) vakanciákhoz kötődik. Az ortopiroxénben mért elnyelési sávok azonosítása még bizonytalansággal terhelt (pl. STALDER 2004; STALDER et al. 2008, STALDER & LUDWIG 2007). A legnagyobb hullámszámmal (klinopiroxén: 3640 és ortopiroxén: 3590  $\text{cm}^{-1}$ ; 5–6. ábra) megjelenő sáv a Si tetraéderez pozícióban zajló helyettesítésből származtatható, bár elképzelhető az is, hogy oktaéderez pozícióban történő csatolt  $\text{Na}^+ + \text{H}^+$  helyettesítéshez kapcsolódik (pl. PURTON et al. 1997). A  $\sim 3520 \text{ cm}^{-1}$ -nél megjelenő sáv feltételezhetően csatolt  $\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$  helyettesítésnek köszönhető a tetraéderez vakanciában (KOCH-MÜLLER et al. 2004). A legkisebb hullámszámmal megjelenő elnyelési sáv (ortopiroxén: 3440 és klinopiroxén: 3457  $\text{cm}^{-1}$ ; 5-6. ábra) pedig az M2 oktaéderez vakanciába beépülő  $\text{H}^+$ -nak tulajdonítható. A különböző NAM elegyrészekben történő  $\text{H}^+$  beépülésen kívül a sztöchiometrikus vizet tartalmazó ásványok elnyelési sávjai is megjelennek (pl. amfibol, flogopit és antigorit) jellemzően a 3720–3650  $\text{cm}^{-1}$  közötti spektrális régióban (pl. DELLA VENTURA et al. 2007).

A tanulmányozott xenolitban található NAM elegyrészek szerkezeti hidroxilban viszonylag gazdagoknak tekinthetők összevetve más, nem kratoni szubkontinentális litoszférából származó xenolitokkal (PESLIER et al. 2010). A Persány hegység eddig tanulmányozott felsőköpeny xenolitjai (FALUS et al. 2008 és jelen munka) nagy hasonlóságot mutatnak a szintén KPR peremen található Stájer-medence ultramafikus xenolitjaival (ARADI et al. 2017). A hasonlóság többek között a xenolitok nagy víztartalmában mutatkozik meg, viszonyítva a többi, KPR felsőköpeny xenolit lelőhelyről (Kisalföld, Bakony-Balaton-felvidék és Nógrád-Gömör; KOVÁCS et al. 2016, PATKÓ et al. 2019) származó felsőköpeny xenolit víztartalmához képest. A „vízgazdagság” a peremi területekre jellemző, szubkontinentális litoszférák köpenyben számottevő mennyiségben jelenlévő, szerkezeti vizet tartalmazó ásványokon (pargasit, flogopit, apatit) túl a NAM elegyrészek vízgazdagságának is tulajdonítható (ARADI et al. 2017, SZABÓ et al. 2017). A Persány hegység és a Stájer-medence alatti földköpeny vízgazdagsága összhangban van azzal, hogy feltételezhetően köpenyék környezetet reprezentálnak (CSONTOS et al. 1992, HORVÁTH et al. 2015). Nem hagyható figyelmen kívül azonban, hogy a KPR litoszféra kivékonyodásának a mértéke az említett keleti és nyugati peremterületek alatt kisebb, mint a központi területen (HORVÁTH 1993, DÖVÉNYI 1994, ÁDÁM 1996, KOVÁCS et al. 2012, BALÁZS et al. 2016), ahol a nyomásnövekedés következtében kialakuló víz aktivitás csökkenés és hőmérséklet emelkedés eredményeként felgyorsuló diffúzió hozzájárulhatott a NAM elegyrészekben megfigyelt lényegesen kisebb szerkezeti hidroxil tartalom kialakulásához (PATKÓ et al. 2019).

### Effektív viszkozitás

A Földön lejátszódó geodinamikai folyamatok különböző feszültségtérket hoznak létre, amelyekre a litoszféra válasza a reológiájának megváltoztatása. A deformáció (alszemcsésedés, deformációs ikresedés) vagy újrakristályosodás kiindulópontjai az ásványok, amelyeknek az átalakulásai kiterjednek a kőzetekre és a lokális litoszféra egyes litológiai egységeire (pl. MERCIER & NICOLAS 1975, PIKE & SCHWARZMAN 1977). A felsőkőpenyben az olivin reagál a legérzékenyebben az új erőterre, és mint a felsőkőpeny leggyakoribb ásványa (>50 tömeg% feletti részarány) meghatározza a felsőkőpeny reológiáját.

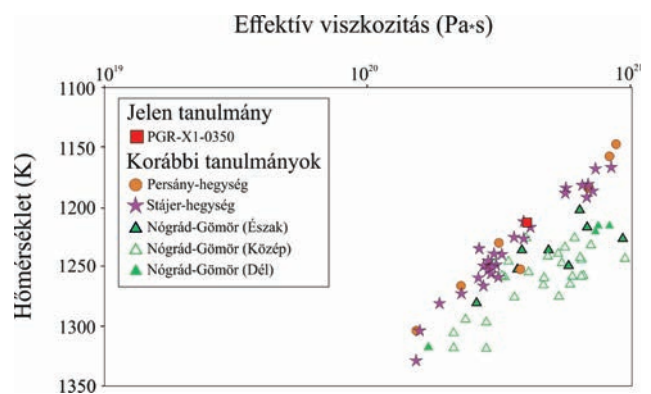
Az olivin reológiáját jelentősen befolyásolja az ásványban található szerkezeti hidroxil mennyisége, ami az ásvány szerkezetét „gyengíti” (KOHLESTEDT et al. 1996, DIXON et al. 2004, LI et al. 2008, PESLIER et al. 2010, FAUL et al. 2016, PADRÓN-NAVARTA & HERMANN 2017). A folyamatot „hydrolytic weakening”-nek, azaz hidrolízis okozta gyengülésnek is nevezik. A jelenség magyarázata, hogy az ásványokban megjelenő rácshibák (vakanciák) hidratációja révén a kristályrács lokális torzulásai csökkennek, ezáltal a  $H^+$  diffúzió aktivációs energiája lecsökken és a difúzió sebessége nő. Ennek egyenes következménye, hogy a rácshibák mozgása, ezáltal a kristályok deformációja is felgyorsulhat és hatékonyabbá válhat. E gyengülés mértékére utal pl. az effektív viszkozitás, amely a NAM elegyrészek szerkezeti hidroxil tartalmának függvénye. A mélység növekedés során fellépő nyomás és hőmérséklet emelkedés csökkenő hatással van az effektív viszkozításra. A felsőkőpenyre számolt effektív viszkozításhoz a DIXON et al. (2004) által javasolt egyenletet alkalmaztuk,

$$\eta_{\text{eff}} = \dot{\epsilon}^{(1-n)/n} * f_{\text{H}_2\text{O}}^{-r} * (A \exp^{-\frac{H}{RT}})^{-\frac{1}{n}}, \quad (2)$$

ahol  $\eta_{\text{eff}}$  az effektív viszkozitás,  $\dot{\epsilon}$  a deformációs ráta,  $n$  a stressz kitevő,  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  a víz fugacitás,  $r$  a fugacitás kitevő,  $A$  a pre-exponenciális állandó,  $H$  az entalpia,  $R$  az egyetemes gáz-állandó,  $T$  az egyensúlyi hőmérséklet. A számolás során a következő paramétereket alkalmaztuk:  $n=3,5$ ,  $r=1,20$ ,  $A=90$ ,  $R=8,314 \text{ J}/(\text{mol K})$ ,  $Q=4,80 \times 10^5 \text{ J}/\text{mol}$ ,  $V=1,10 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{mol}$ . A deformációs rátát ( $\dot{\epsilon}$ ) a földköpeny környezetére való tekintettel (földrengés aktív térséghez közeli)  $10^{-14} \text{ Pas}$ -nak vettük (DIXON et al. 2004). Ez az érték térben és időben a kéreg és a köpenylitoszféra különböző tartományaiban nagyságrendileg változik. Fontos megjegyezni, hogy a bevitt adatok pontossága (azaz a műszeres mérések feltétele) jelentős hatással van a kapott viszkozítási értékekre. DIXON (2004) kimutatta, hogy a száraz és víztelített rendszer közötti viszkozitás értéke akár nagyságrendnyi különbséget mutathat. Az olivin deformációja háromféle mechanizmussal történhet: szemcsehatárdiffúzió (diffusion creep), diszlokációs kúszás (dislocation creep) és Peierls-mechanizmus. A három deformációs mechanizmus nyomás és szemcseméretfüggő, ezért az olivin szöveti vizsgálatával a deformációs események (és környezetek) nyomozhatók. E három deformációs mechanizmusból az alkalmazott modellünk elsősorban a diszlokációs kúszás

mechanizmust feltételezi tekintettel a litoszferikus köpeny fizikai állapotára.

A vizsgált PGR–X1–0350 xenolit effektív viszkozítása  $4,03 \times 10^{20} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , ami beleesik a Persány hegység 8 nádas-völgyi és bereki xenolitjára (FALUS et al. 2008:  $1,56 \times 10^{20} - 8,88 \times 10^{20} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ) számolt tartományba (8. ábra). A kapott érték a KPR-ben legrészletesebben tanulmányozott stájer-medencei 28 xenolitra (ARADI et al. 2017) és 51 Nógrád–Gömöri xenolitra (LIPTAI et al. 2017, 2019) számolt effektív viszkozításértékek  $1,53 \times 10^{20} - 2,59 \times 10^{21} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  (Stájer-medence) és  $1,70 \times 10^{20} - 2,80 \times 10^{21} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  (Nógrád–Gömör) értékek között változik (8. ábra). Az effektív viszkozítás- és számolt hőmérséklet-eredmények alapján a Persány hegység és Stájer-medence xenolitjai teljes átfedést mutatnak (8. ábra). Ezzel szemben a Nógrád–Gömör xenolitjai a hőmérsékleti értékben különülnek el, nagyobb tartományt ölelnek fel és nagyobb effektív viszkozítást mutatnak, ami a lényegesen kisebb szerkezeti hidroxiltartalommal magyarázható (PATKÓ et al. 2019). Mindhárom terület alatt az effektív viszkozítás a hőmérséklet növekedésével csökken (8. ábra). Ez annak köszönhető, hogy a mélység növekedésével a felsőkőpeny hőmérséklete növekszik, gyengítve az ásványokban található kötéseket, ezáltal növelve a deformációra való hajlamot. A Persány hegység és Stájer-medence felsőkőpenyére ez a magyarázat elfogadható, azonban a Nógrád–Gömör esetében a vizsgált xenolitok kétharmada a nagyobb viszkozítású és kisebb hőmérsékletű mezőre esik. LIPTAI et al. (2017) köpenyxenolitok alapján három részre (északi, középső, déli) osztotta a Nógrád–Gömör vulkáni terület litoszferikus köpenyét. A számolt adatok területi eloszlást is sejtetnek: az északi és déli területre inkább a nagyobb effektív viszkozítás a jellemző a középső terület xenolitjaihoz képest (8. ábra).



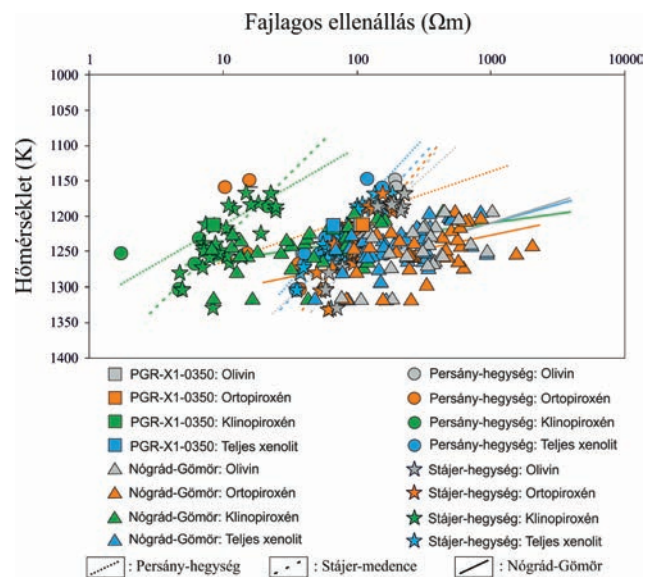
8. ábra. A Persány hegység, Stájer-medence és Nógrád–Gömör xenolitjainak effektív viszkozítása ( $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ) az egyensúlyi hőmérséklet ( $\text{K}$ ) függvényében. Mindhárom xenolittelelőhely egységes negatív korrelációt mutat a hőmérséklettel. A Persány hegység és Stájer-medence xenolitjai egy trendvonalra esnek. A Nógrád–Gömöri xenolitok nagyobb hőmérsékletűk miatt egy zónában önálló trendet és részleges területi elkülönülést mutatnak

Figure 8. Effective viscosity ( $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ) vs. equilibrium temperature ( $\text{K}$ ) for xenoliths from the Perșani Mountains, Styrian Basin and Nógrád–Gömör. All three xenolith locations show the same negative trend with increasing temperature. Perșani Mountains and Styrian Basin xenoliths follow the same line, Nógrád–Gömör xenoliths, due to their higher temperature, are distributing in a wider range with partial areal pattern

## Fajlagos vezetőképesség

A felsőköpeny két leggyakoribb ásványa (olivin és piroxén) a földköpenyben félvezetőként viselkedhet, amit az ásványokban található  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  és szerkezeti hidroxilként beépülő  $\text{H}^+$ -re vezethető vissza. A xenolitok kiváló lehetőséget biztosítanak az in situ vezetőképesség számolására, amelyek eredményeivel ellenőrizni lehet a magnetotellurikus szondázás során kapott eredményeket (SELWAY et al. 2014, 2015). A kísérleti munkák döntő többsége az olivin fajlagos vezetőképességét igyekezett meghatározni a hőmérséklet és nyomás függvényében (WANG et al. 2006, NOVELLA et al. 2017). Az első modellek a teljes kőzet fajlagos ellenállását kizárólag az olivin alapján becsülték meg (YOSHINO & KATSURA 2013). Azonban újabb, részletesebb geokémiai modellek figyelembe veszik a felsőköpenyben található többi ásványt (ortopiroxén, klinopiroxén, amfibol, spinell) is (pl. JONES et al. 2009, 2011; FULLEA 2017), továbbá a kis mennyiségben jelen lévő mafikus (pl. Ni et al. 2011, MILLER et al. 2015, LAUMONIER et al. 2017) vagy karbonátos olvadék jelenlétét is (SIFRÉ et al. 2014).

A FULLEA (2017) által javasolt számolási módszer paramétereit használva (minimum vezetőképesség, entalpia, hőmérséklet, Fe-koncentráció, ásványra jellemző fizikai-kémiai állandók, szerkezeti hidroxil tartalom) a PGR-X1-0350 xenolit NAM szilikátjainak fajlagos ellenállása: olivin 109  $\Omega\text{m}$ , ortopiroxén 111  $\Omega\text{m}$ , klinopiroxén 9  $\Omega\text{m}$ , teljes xenolitra kiszámolva pedig 67  $\Omega\text{m}$  (9. ábra). Ezek az értékek beleesnek a Persány hegység 8 nádasvölgyi és bereki xenolitjára (FALUS et al. 2008) számolt fajlagos ellenállási tartományba (olivin: 39–200  $\Omega\text{m}$ ; ortopiroxén: 10–163  $\Omega\text{m}$ ; klinopiroxén: 2–22  $\Omega\text{m}$ ; teljes xenolit: 35–153  $\Omega\text{m}$ ). Összehasonlításképp a Stájer-medence és Nógrád-Gömör alatti köpeny litoszférára számolt fajlagos ellenállásadatok a következő tartományokat ölelik fel: Stájer-medence: olivin: 58–415  $\Omega\text{m}$ , ortopiroxén: 50–371  $\Omega\text{m}$ , klinopiroxén: 5–32  $\Omega\text{m}$ , teljes xenolit: 36–317, és Nógrád-Gömör: olivin: 74–1011  $\Omega\text{m}$ , ortopiroxén: 83–2021  $\Omega\text{m}$ , klinopiroxén: 8–589  $\Omega\text{m}$ , a teljes xenolit: 49–925  $\Omega\text{m}$  (II. táblázat). A bemutatott adatok szerint az olivin és az ortopiroxén fajlagos ellenállása hasonló a nagyobb vezetőképességű klinopiroxénéhez képest. A három vulkáni terület litoszférikus köpenyét összehasonlítva megállapítható, hogy a Persány hegység és a Stájer-medence xenolitjai egyaránt egy szűk fajlagos vezetőképesség eloszlást mutatnak adott hőmérséklet (nyomás) tartományra (9. ábra). E két peremi területhez képest a nógrád-gömöri felsőköpeny xenolitok fajlagos ellenállásértéke jóval szélesebb tartományba esik és kisebb egyensúlyi hőmérsékleti (mélység) változékonyságot mutat a vezetőképesség függvényében. A jellemzett fajlagos ellenállásban mutatkozó különbség a nógrád-gömöri xenolitok vízszegénységéhez, valamint a Persány hegység, illetve a Stájer-medence liroszférikus köpenyének a vízgazdagságához köthető, mivel nincs lényegi különbség a felsőköpeny Fe-tartalmában (VASELLI et al. 1995, SZABÓ et al. 2004, FALUS et al. 2008, ARADI et al. 2017).



9. ábra. A Persány hegységi, stájer-medencei és nógrád-gömöri xenolitok kőzetalkotó ásványainak (olivin, ortopiroxén és klinopiroxén) és a teljes xenolit fajlagos elektromos ellenállása ( $\Omega\text{m}$ ) a hőmérséklet (K) függvényében. Olivin és ortopiroxén fajlagos ellenállása hasonló, a klinopiroxén ellenben kisebb fajlagos ellenállás értékkel rendelkezik. A Persány hegység és Stájer-medence xenolitjainak ásványai hasonló trendet rajzolnak ki, míg a nógrád-gömöri xenolitok ásványai eltérő trendet formálnak

Figure 9. Specific electrical resistivity ( $\Omega\text{m}$ ) of rock forming minerals (olivine, orthopyroxene and clinopyroxene) and of bulk xenoliths in function of equilibrium temperature (K) for xenoliths from the Persány Mountains, Styrian Basin and Nógrád-Gömör. Olivin and orthopyroxene have similar specific electrical resistivity, whereas clinopyroxene shows low values. Rock forming minerals and bulk xenoliths from the Persány Mountains and Styrian Basin depict the same trends, whereas those from Nógrád-Gömör distribute along distinct trends

## Szeizmikus sebesség

Ha ismert a köpenyxenolit modális ásványos összetétele és az ásványok kémiai összetétele, akkor kiszámolható a xenolitra vonatkozó átlagos primer ( $V_p$ ) és szekunder ( $V_s$ ) hullámterjedési sebesség (pl. JAMES et al. 2004, HACKER & ABERS 2004, PELSNER et al. 2010, KLÉBESZ et al. 2015). Az adatok egymással való összevethetősége érdekében egy átlagos alkáli bazaltos területre vonatkoztatott  $dT/dp$  görbét alkalmaztunk. Fontos megjegyezni, hogy JAMES et al. (2004) módszere izotróp közegeként kezeli a köpenyt, így ezen adatok nem feltétlenül egyeztethetők össze a visszaszórt elektrondiffrakciós (EBSD) adatokból számolt szeizmikus anizotrópia értékekkel (pl. FALUS et al. 2007, ARADI et al. 2017, LIPTAI et al. 2019). A különböző mélységből származó xenolitokra kapott hullámterjedési sebesség olyan oszlopot rajzol ki, amely több (3D tesztre kiterjeszhető) geofizikai módszer ellenőrzésére alkalmas (pl. szeizmikus tomográfia; RAWLINSON et al. 2006). Ilyen összehasonlítás során a geofizikai eredmények (szeizmikus tomográfia) összevethetők a xenolitokból meghatározott  $V_p$  és  $V_s$  hullámterjedési sebességtartománnyal (pl. KOVÁCS et al. 2018). Bár a névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil tartalma nincs jelentős hatással a primer és szekunder hullámok terjedési sebességére, azonban jelentősen lecsökkentik az adott kőzet olvadáspontját. A részleges

**II. táblázat.** Összefoglaló táblázat a H<sup>+</sup> olivinbe, ortopiroxénbe és klinopiroxénbe történő beépülésről. Az irodalmi adatokon kívül feltüntetettük a jelen munkában megfigyelt sávokat

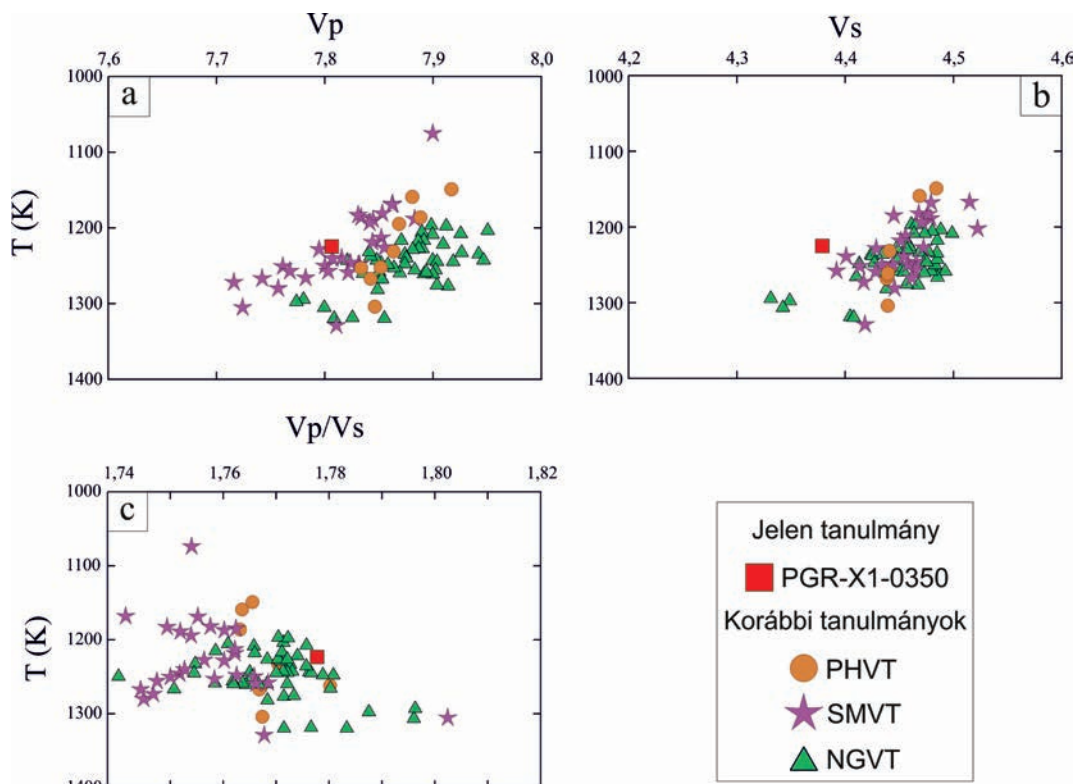
**Table II.** Summary of H<sup>+</sup> incorporation into olivine, orthopyroxene and clinopyroxene. Data acquired in this paper were also added to it

Elyelődés fajtája	Hullámhossz (cm <sup>-1</sup> )	Irodalom	Jelen munka (cm <sup>-1</sup> )
Olivin			
Atmoszferikus H <sub>2</sub> O (recés megjelenés)	>3700	Libowitzky (2006)	-
Olivin átalakulása során megjelenő talk	3709	Müller et al. (1987)	-
Olivin átalakulása során megjelenő talk	3685	Müller et al. (1987)	-
Olivin átalakulása során megjelenő talk	3645	Müller et al. (1987)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3612	Balan et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés nagy Si aktivitás mellett	3600	Balan et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3580	Balan et al. (2010)	3590
Ti-klinohumit	3572	Berry et al. (2005), Kovács et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> és Ti <sup>4+</sup> beépülés	3572	Balan et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3566	Balan et al. (2010)	-
Ti-klinohumit	3525	Berry et al. (2005), Kovács et al. (2010)	3525
Forsteritben történő H <sup>+</sup> és Ti <sup>4+</sup> beépülés	3525	Balan et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3480	Balan et al. (2010)	-
H <sup>+</sup> és M <sup>2+</sup> egyidejű beépülése (pl. B <sup>3+</sup> , Al <sup>3+</sup> , Sc <sup>3+</sup> , V <sup>3+</sup> )	3400–3300	Berry et al. (2007)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> és M <sup>2+</sup> kation beépülés	3350	Balan et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> és M <sup>2+</sup> kation beépülés	3320	Balan et al. (2010)	-
H <sup>+</sup> beépülés oktaéderes (Mg) vakanciába	3230	Berry et al. (2005), Kovács et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés nagy Si aktivitás mellett	3220	Balan et al. (2010)	-
Forsteritben történő H <sup>+</sup> beépülés nagy Si aktivitás mellett	3160	Balan et al. (2010)	-
Szerves anyag	<3100		2960, 2930, 2860
			-
Ortopiroxén			
Szubmikron amfibol v. flogopit jelenléte	3675–3695	Demouchy 2010, Kovács et al. 2012	-
Trivalens kation + H <sup>+</sup> együttes beépülés	3600	Stalder & Skogby 2002	3590
Trivalens kation + H <sup>+</sup> együttes beépülés	3525	Stalder & Skogby 2002	3521
Trivalens kation + H <sup>+</sup> együttes beépülés	3420	Stalder & Skogby 2002	3440
Klinopiroxén			
Szubmikron amfibol v. flogopit jelenléte	3675–3695	Demouchy 2010, Kovács et al. 2012	-
Trivalens kation + H <sup>+</sup> együttes beépülés	3600	Della Ventura et al. (2007)	3636
Trivalens kation + H <sup>+</sup> együttes beépülés	3525	Della Ventura et al. (2007)	3525
Trivalens kation + H <sup>+</sup> együttes beépülés	3420	Della Ventura et al. (2007)	3457

olvadás során képződő olvadék viszont lecsökkenti különösen a szekunder hullámok terjedési sebességét (pl. CHANTEL et al. 2016). A JAMES et al. (2004) módszere (szükséges paraméterek: adiabatikus nyomás modulus, nyírási modulus, Grüneisen parameter, nyomás, hőmérséklet, sűrűség, hőtágulási együttható, olivin fayalit-tartalom [Fe/Mg+Fe], ortopiroxén ferroszillit-tartalom [Fe/Mg+Fe]) alapján a vizsgált PGR–X1–0350 xenolit Vp és Vs hullámterjedési sebessége Vp=7,81 km/s és Vs=4,38 km/s, a Vp/Vs hányados pedig 1,78 (10. ábra). FALUS et al. (2008) által közölt Persány hegységi xenolit adatokból számolt Vp és Vs sebességtartomány 7,83–7,92 km/s és 4,43–4,48 km/s, a hányadosuk tartománya 1,76–1,77, ami szűk sebességtartományként értelmez-

hető. A Stájer-medencében a Vp és Vs értékek 7,7–7,90 km/s és 4,38–4,53 km/s közötti tartományt fednek le, hányadosuk 1,74–1,81; a Nógrád–Gömör Vp és Vs értékei 7,77–7,95 km/s és 4,33–4,49 km/s között mozognak, hányadosuk 1,74–1,80 közötti (10. ábra; III. táblázat). Mindhárom vulkáni terület xenolitjaira számolt hullámterjedési sebesség csökken az egyensúlyi hőmérséklet-növekedés függvényében (10. ábra, a és b).

Érdemes továbbá megjegyezni, hogy a PGR–X1–0350 xenolitban az amfibol részaránya 6 tömeg%, ezzel szemben FALUS et al. (2008) Persány hegységi xenolitjai amfibolmentesek. A Stájer-medence xenolitjaiban az amfibol gyakori, és részaránya 16 tömeg%-ot is elérhet (ARADI et al.



**10. ábra.** A Persány hegység, Stájer-medence és Nógrád–Gömör xenolitjaira számolt primer és szekunder szeizmikus hullámterjedési sebesség ( $V_p$ ,  $V_s$ ) az egyensúlyi hőmérsékleti adatok (K) függvényében. a) A Stájer-medence és a Nógrád–Gömör xenolitjai széles  $V_p$  tartományban jelennek meg, míg a Persány hegység xenolitjai szűk  $V_p$  tartományba esnek. b) A  $V_s$  hullámterjedési sebesség adatai az összes xenolitra egymást átfedve egy halmazban jelennek meg. c) A Persány hegység xenolitjainak  $V_p/V_s$  sebesség aránya szűk sávban jelennek meg, elválasztva a kisebb sebességhányadossal jellemezhető Stájer-medence xenolitjait a nagyobb  $V_p/V_s$  hányadosú nógrád–gömöri xenolitoktól. PHVT: Persány hegységi vulkáni terület, SMVT: Stájer-medencei vulkáni terület, NGVT: Nógrád–Gömöri vulkáni terület

**Figure 10.** Calculated primer and seconder seismic wave velocity ( $V_p$ ,  $V_s$ ) vs. equilibrium temperature (K) for Perşani Mountains, Styrian Basin and Nógrád–Gömör mantle xenoliths. a) The Styrian Basin and Nógrád–Gömör xenoliths demonstrate a wide range in  $V_p$  velocity compared to the Perşani Mountains xenoliths showing only a narrow  $V_p$  distribution. b) All xenoliths, regardless their localities, show a common cluster of  $V_s$  velocity. c) Data points of  $V_p/V_s$  ratio for the Perşani Mountain form a narrow range separating the low  $V_p/V_s$  ratio xenoliths from the Styrian Basin from the high  $V_p/V_s$  ratio Nógrád–Gömör xenoliths. PHVT: Perşani Mountains Volcanic Field, SMVT: Styrian Basin Volcanic Field, NGVT: Nógrád–Gömör Volcanic Field.

2017). Feltételezhetően az amfiboltartalom okozhatja, azt, hogy a vizsgált PGR–X1–0350 xenolit  $V_p$  hullámterjedési sebessége a Stájer-medence xenolitjai (ARADI et al. 2017) által kirajzolt mezőre esik és nem a Persány hegység (FALUS et al. 2008) amfibolmentes xenolitjainak trendjére (10. ábra, a). A vizsgált Nógrád–Gömör xenolitjai (LIPTAI et al. 2017) ritkán és alárendelt mennyiségben tartalmaznak amfibolt (max. 2 tömeg%-ban), és olivinben gazdagabbak a másik két vulkáni terület litoszférikus köpenyéhez képest (SZABÓ et al. 2004); a legnagyobb  $V_p$  sebesség értékeket (>8 km/s) erre a litoszférikus köpenyre számoltuk (10. ábra, a). A  $V_s$  hullámterjedési sebességben a különböző vulkáni területek xenolitjai egységes képet mutatnak, a három terület nem különíthető el egymástól (10. ábra, b).

A  $V_p/V_s$  hullámterjedési sebességarányok — egyensúlyi hőmérséklet relációban a Persány hegységi PGR–X1–0350 xenolit a nógrád–gömöri xenolitok mezejébe esik. Ellenben Persány hegység többi xenolitja (FALUS et al. 2008) az egyensúlyi hőmérséklettől független trendet jelöl ki elválasztva a kisebb sebesség hányadossal jellemezhető Stájer-

medence xenolitjait a nagyobb  $V_p/V_s$  aránnyal definiálható nógrád–gömöri xenolitoktól (10. ábra, c).

Érdeemes megjegyezni, hogy a köpenymodellek kizárólag a szilárd fázisokat veszik számításba, kizárva a fluidum/olvadék jelenlétét. Ha a modellek figyelembe vennék a fluidumok szerepét, elképzelhető, hogy a tárgyalt  $V_p$  adatok eloszlása kismértékben negatív irányba eltolódna a  $V_p$  hullámok a kis érzékenysége miatt. A  $V_p$  hullámhoz képest a  $V_s$  hullám érzékeny a fluidum/olvadék jelenlétére, és a sebessége fluidum-/olvadékgazdag közegben jelentősen lecsökken. Ezek alapján elképzelhető, hogy a KPR keleti és nyugati peremén található Persány hegység és Stájer-medence litoszférikus köpenye a központi régió vulkáni területeihez (Bakonny–Balaton-felvidék, Kisalföld) képest kisebb  $V_s$  sebességértékekkel rendelkezik. A Persány hegység és Stájer-medence xenolitjaira számolt  $V_s$ -csökkenés a hőmérséklet (mélység) függvényében mindkét területen feltételezhető szubdukáló lemezből felszabaduló fluidumokhoz kötődhet. A Nógrád–Gömör területen, bár több metasomatikus esemény — beleértve a wehrlitesedést — is lejátszódott

**III. táblázat.** A PGR-X1-0350 tesztxenolitra, Persány hegység, (FALUS et al. 2008), Stájer-medence (ARADI et al. 2017) és Nógrád-Gömör (LIPTAI et al. 2017) felsőköpeny xenolitjaira számolt effektív viszkozitás, fajlagos ellenállás és szeizmikus hullámterjedési sebesség. A táblázatban feltüntetjük POPA et al. (2012) Vránca-szónában mért szeizmikus adatait is

**Table III.** Calculated effective viscosity, conductivity and seismic wave velocity values for xenolith PGR-X1-0350 and xenoliths from Perșani Mountains (FALUS et al. 2008), Styrian Basin (ARADI et al. 2017) and Nógrád-Gömör (LIPTAI et al. 2017). Seismic velocity results from the Vrancea area are from POPA et al. (2012)

	PGR-X1-0350	Persányi-hegység (Falus et al. 2008; jelenlegi munka)	Persányi-hegység (Falus et al. 2008; Kovács et al. 2018)	Vránca-szóna Popa et al. 2012	Stájer-medence (Aradi et al., 2017)	Nógrád-Gömör (Liptai et al., 2017)
Effektív viszkozitás ( $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )	$4,03\times 10^{20}$	$1,56\times 10^{20}$ – $8,88\times 10^{20}$	$6,47\times 10^{19}$ – $9,13\times 10^{20}$	n.a.	$1,53\times 10^{20}$ – $2,59\times 10^{21}$	$1,70\times 10^{20}$ – $2,80\times 10^{20}$
Fajlagos ellenállás (olivín) ( $\Omega\text{m}$ )	109	39–200	37–228	n.a.	58–415	74–1011
Fajlagos ellenállás (ortopiroxén) ( $\Omega\text{m}$ )	111	10–163	29–181	n.a.	50–317	83–2021
Fajlagos ellenállás (klinopiroxén) ( $\Omega\text{m}$ )	9	2–22	3–24	n.a.	5–32	8–589
Fajlagos ellenállás (teljes xenolit) ( $\Omega\text{m}$ )	67	35–153	10–69	n.a.	36–317	49–925
Szeizmikus hullámterjedési sebesség ( $V_p$ ; km/s)	7,89	7,83–7,91	7,78–7,88	7,01–8,28	7,76–7,90	7,77–7,95
Szeizmikus hullámterjedési sebesség ( $V_s$ ; km/s)	4,46	4,43–4,48	4,42–4,47	4,13–4,75	4,23–4,51	4,33–4,49
Szeizmikus hullámterjedési sebesség aránya ( $V_p/V_s$ )	1,78	1,76–1,77	1,76–1,79	n.a.	1,74–1,81	1,74–1,80

(LIPTAI et al. 2017), ezek geokémiai hatása nem okozott akkora reológiai változást, mint a Stájer-medence és Persány hegység alatti litoszférában.

A Persány hegységtől nem messze található Vránca-szóna nagy magnitúdójú ( $>6.0$  a Richter-skála szerint) földrengéseinek tanulmányozásáról számos geofizikai munka született (pl. TONDI et al. 2009, BARON & MORELLI 2017). A szeizmikus tomográfia adatokat ( $V_p=7,01$ – $8,28$  és  $V_s=4,13$ – $4,75$  km  $\text{s}^{-1}$  (POPA et al. 2012) összevetve a Persány hegységi xenolitokból számolt geofizikai eredményekkel ( $V_p=7,73$ – $7,92$  km  $\text{s}^{-1}$  és  $V_s=4,33$ – $4,52$  km  $\text{s}^{-1}$  (KOVÁCS et al. 2018) kijelenthető, hogy  $V_p$  és  $V_s$  sebességtartományok átfednek (III. táblázat). Azonban a xenolit adatokból számolt paraméterek szűkebb intervallumba esnek, mint a szeizmikus tomográfia alapján kapott eredmények. Tehát a xenolitok jó becslést adnak a litoszférikus köpenyrégió szeizmikus hullámterjedési sebességére. POPA et al. (2012) geofizikai adatainak nagyobb szórása valószínűleg annak köszönhető, hogy eredményeik tartalmazzák a korábban említett fluidum/olvadék komponens is.

### Következtetés

A bemutatott FTIR módszer segítségével egyszerűen, gyorsan és kis költséggel juthatunk olyan eredményekhez a felsőköpeny geokémiai és geodinamikai kutatásában, amivel más módszerek adatai ellenőrizhetők. A példaként bemutatott (PGR-X1-0350) Persány hegységi Grujuról származó felsőköpeny xenolitra kapott szerkezeti hidroxiltartalom jól illeszkedik a Kárpát–Pannon régióból származó felsőköpeny xenolitok eddigi mérési eredményeihez (Persány hegység, Stájer-medence és Nógrád-Gömör). Az FTIR mérések alapján, a KPR keleti (Persány hegység) és nyugati (Stájer-medence) peremterületeiről vizsgált xenolitok nagyobb víztarta-

lommal rendelkeznek, mint a nógrád-gömöri (és a központi elhelyezkedésű) társaik. A vizsgált xenolit megerősíti a Persány hegység alatti köpeny „víz”-gazdagságát, ami vélhetően a szubdukálódó/delamináló lemez okozta metasomatózisnak köszönhető. A jövőbeli numerikus és analóg modellekben lényeges lehet az ilyen, területi és mélységbeli heterogenitások figyelembevétele. További fontos tanulság, hogy a felsőköpeny „víz”-tartalma és így a reológiája időben változhat, amit modellezés során figyelembe kellene venni. A bemutatott módszerek lehetőséget adnak arra, hogy ezen ismeretek birtokában a jelenlegi modelleket tovább pontosítsuk.

A Kárpát–Pannon régió geodinamikai fejlődésének megértéséhez a felsőköpeny NAM elegyrészekben található szerkezeti hidroxil koncentráció meghatározása alapvető adatokat szolgáltat a mélylitoszféra fajlagos vezetőképességének és viszkozitásának meghatározásához. Ezek közül a fajlagos vezetőképesség megkönnyíti a mély magnetotellurikus szondázások eredményeinek földtani értelmezését, ami hozzájárulhat a litoszféra lemezek háromdimenziós szerkezetének jobb megismeréséhez.

Az effektív viszkozitás függ a NAM elegyrészek víztartalmától, hőmérséklettől, deformációs rátától és a kőzetek olvadáspontjától (ami szintén a kőzet teljes „víz”-tartalmának függvénye), ezért fontos paraméter a litoszféra kinematikáját taglaló numerikus és analóg modellekben. A bemutatott Persány hegységi tesztxenolit effektív viszkozitásértéke nagy hasonlóságot mutat a Stájer-medence xenolitjaiból számított értékekkel, ami szintén megerősíti a geológiai párhuzamot a két terület között.

Jelen dolgozat demonstrálja a felsőköpeny xenolitjait alkotó NAM elegyrészek víztartalmának jelentőségét, az adatok sokrétű felhasználását. A víztartalom méréséhez ideális FTIR módszer olyan adatokat szolgáltat a xenolitokról, amelyek geofizikai méréseket kiegészítve a korszerű geodinamikai modellezések eszenciális alkotói.



### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönik az LRG tagok közreműködését, különösen PÁLOS Zsófia önzetlen segítségét. Az FT–IR mérések kivitelezésében nyújtott segítségéért köszönet illeti KESJÁR Dórárt (MTA CSFK FGI).

LANGE Thomas Pieter köszöni az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-18-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatását, amely hozzájárult a dolgozat elkészítéséhez.

ARADI László köszöni az ELTE Felsőoktatási Intézmé-

nyi Kiválósági Program (1783-3/2018/FEKUTSRAT) nevű pályázat támogatását, amely az Emberi Erőforrások Minisztériuma támogatásával valósult meg. A kézirat elkészültét támogatta az MTA CSFK Lendület Pannon LitH<sub>2</sub>Oscope Kutatócsoport.

A cikk az LRG 97. publikációja, amely a MTA CSFK GGI és a Lendület Pannon LitH<sub>2</sub>Oscope Kutatócsoportjával együttműködésben készült.

A szerzők köszönik BALÁZS Attilának és az Anonim bírálóknak a kézirat olvasása során tett javításait és hasznos javaslatokat/tanácsait.

### Irodalom –References

- ACKERMANN, L., CEMIČ, L. & LANGER, K. 1983: Hydrogarnet substitution in pyrope: a possible location for “water” in the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **62**, 208–214. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(83\)90084-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(83)90084-5)
- ÁDÁM, A. 1996: Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian Basin (Hungary). — *Acta Geodaetica et Geophysica Hungaricae* **31**, 191–216. <https://doi.org/10.1556/ageod.39.2004.4.5>
- ARADI, L. E., HIDAS, K., KOVÁCS, I. J., TOMMASI, A., KLÉBESZ, R., GARRIDO, C. J. & SZABÓ, Cs. 2017: Fluid-Enhanced Annealing in the Subcontinental Lithospheric Mantle Beneath the Westernmost Margin of the Carpathian-Pannonian Extensional Basin System. — *Tectonics* **36**, 2987–3011. <https://doi.org/10.1002/2017tc004702>
- BAI, Q. & KOHLSTEDT, D. L. 1992: Substantial hydrogen solubility in olivine and implications for water storage in the mantle. — *Nature* **357**, 672–674. <https://doi.org/10.1038/357672a0>
- BAI, Q. & KOHLSTEDT, D. L. 1993: Effects of chemical environment on the solubility and incorporation mechanism for hydrogen in olivine. — *Physics and Chemistry of Minerals* **19**, 460–471. <https://doi.org/10.1007/bf00203186>
- BALAN, E., INGRIN, J., DELATTRE, S., KOVÁCS, I. & BLANCHARD, M. 2011: Theoretical infrared spectrum of OH-defects in forsterite. — *European Journal of Mineralogy* **23**, 285–292. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2011/0023-2090>
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2016: The link between tectonics and sedimentation in backarc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. — *Tectonics* **35**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- BALI, E., ZANETTI, A., SZABÓ, C., PEATE, D. W. & WRIGHT, T. E. 2008: A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155**, 165–179. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0234-4>
- BARON, J. & MORELLI, A. 2017: Full-waveform seismic tomography of the Vrancea, Romania, subduction region. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **273**, 36–49. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2017.10.009>
- BELL, D. R., IHINGER, P. D. & ROSSMAN, G. D. 1995: Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. — *American Mineralogist* **80**, 465–474. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-607>
- BELL, D. R., ROSSMAN, G. R., MALDENRER, J., ENDISCH, D. & RAUCH, F. 2003: Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **108**, B2. <https://doi.org/10.1029/2001jb000679>
- BELL, D.R., ROSSMAN, G.R. & MOORE, R.O. 2004: Abundance and Partitioning of OH in a High-pressure Magmatic System: Megacrysts from the Monastery Kimberlite, South Africa. — *Journal of Petrology* **45**, 1539–1564. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh015>
- BERKESI, M., GUZMICS, T., SZABÓ, C., DUBESSY, J., BODNAR, R.J., HIDAS, K. & RATTER, K. 2012: The role of CO<sub>2</sub>-rich fluids in trace element transport and metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Central Pannonian Basin, Hungary, based on fluid inclusions in mantle xenoliths. — *Earth and Planetary Science Letters* **331–332**, 8–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.012>
- BERRY, A. J., HERMANN, J., O’NEILL, H. S. C. & FORAN, G. J. 2005: Fingerprinting the water site in mantle olivine. — *Geology* **33**, 869. <https://doi.org/10.1130/g21759.1>
- BERRY, A. J., O’NEILL, H. S. C., HERMANN, J. & SCOTT, D. R. 2007: The infrared signature of water associated with trivalent cations in olivine. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, A49. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1569>
- BIRÓ, T., KOVÁCS, I. J., KIRÁLY, E., FALUS, Gy., KARÁTSZON, D., BENDŐ, Zs., FANCSIK, T. & SÁNDORNÉ, J. K. 2016: Concentration of hydroxyl defects in quartz from various rhyolitic ignimbrite horizons: results from unpolarized micro-FTIR analyses on unoriented phenocryst fragments. — *European Journal of Mineralogy* **28**, 313–327. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2515>
- CHALOT-PRAT, F. & BOULLIER, A.-M. 1998: Metasomatism in the subcontinental mantle beneath the Eastern Carpathians (Romania): new evidence from trace element geochemistry. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **129**, 284–307. <https://doi.org/10.1007/s004100050338>
- CHANTEL, J., MANTHILAKE, G., ANDRAULT, D., NOVELLA, D., YU, T. & WANG, Y. 2016: Experimental evidence mantle partial melting in the asthenosphere. — *Science Advances* **2**, e1600246. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600246>
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)

- DELLA VENTURA, G., OBERTI, R., HAWTHORNE, F. C. & BELLATRECCIA, F. 2007: FTIR spectroscopy of Ti-rich pargasites from Lherz and the detection of O<sub>2</sub>-at the anionic O<sub>3</sub> site in amphiboles. — *American Mineralogist* **92/10**, 1645–1651. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2199>
- DEMOUCHY, S. 2010: Diffusion of hydrogen in olivine grain boundaries and implications for the survival of water-rich zones in the Earth's mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **295**, 305–313. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.034>
- DENIS, C. M. DEMOUCY, S. & SHAW, C. S. 2013: Evidence of dehydration in peridotites from Eifel Volcanic Field and estimates of the rate of magma ascent. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **258**, 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.010>
- DIXON, E., DIXON, T. H., BELL, D. R. & MALSERSIVI, R. 2004: Lateral variation in upper mantle viscosity: role of water. — *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 451–467. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.022>
- DÖVÉNYI P. 1994. Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszférafejlődésének megértéséhez. — *Candidate thesis, Hungarian Academy of Sciences, Budapest*, 127 p.
- DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., DOBOSI, G., JAMES, D.E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. — *Lithos* **35**, 65–81. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)91152-y](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)91152-y)
- FALUS, GY., SZABÓ, CS. & VASELLI, O. 2000: Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. — *Terra Nova* **12**, 295–302. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00313.x>
- FALUS, GY., TOMMASI, A., INGRIN, J. & SZABÓ, CS. 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. — *Earth and Planetary Science Letters* **272/1–2**, 50–64. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.035>
- FALUS, GY., TOMMASI, A. & SOUSTELLE, V. 2011: The effect of dynamic recrystallization on olivine crystal preferred orientations in mantle xenoliths deformed under varied stress conditions. — *Journal of Structural Geology* **33**, 1528–1540. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.09.010>
- FAUL, U. H., CLINE, C. J., DAVID, E. C., BERRY, A. J. & JACKSON, I. 2016: Titanium-hydroxyl defect-controlled rheology of the Earth's upper mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **452**, 227–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.016>
- FREY, F. A., & PRINZ, M. 1978: Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. — *Earth and Planetary Science Letters* **38**, 129–176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90130-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90130-9)
- FULLEA, J. 2017: On joint modelling of electrical conductivity and other geophysical and petrologica lobservables to infer the structure of the lithosphere and underlying upper mantle. — *Surveys in Geophysics* **38**, 963–1004. <https://doi.org/10.1007/s10712-017-9432-4>
- GREEN, D. H., HIBBERSON, W. O., KOVÁCS, I. & ROSENTHAL, A. 2010: Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. — *Nature* **467**, 448–451. <https://doi.org/10.1038/nature09369>
- GUZMICS, T., ZAJACZ, Z., KODOLÁNYI, J., HALTER, W. & SZABÓ, CS. 2008: LA-ICP-MS study of apatite- and K feldspar-hosted primary carbonatite melt inclusions in clinopyroxenite xenoliths from lamprophyres, Hungary: Implications for significance of carbonatite melts in the Earth's mantle. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 1864–1886. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.024>
- HARANGI, SZ., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perșani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. — *Lithos* **180**, 43–57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- HACKER, B. R. & ABERS, G. A. 2004: Subduction factory 3: an Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents of minerals and rocks at pressure and temperature. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**. <https://doi.org/10.1029/2003GC000614>
- HIDAS, K., FALUS, GY., SZABÓ, CS., 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. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.10.007>
- HIDAS, K., GUZMICS, T., SZABÓ, C., KOVÁCS, I., BODNÁR, R. J., ZAJACZ, Z., NÉDLI, ZS., VACCARI, L. & PERUCCHI, A. 2010: Coexisting silicate melt inclusions and H<sub>2</sub>O-bearing, CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). — *Chemical Geology* **274**, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.004>
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* **226**, 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* **53**, 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- INGRIN, J., KOVÁCS, I., DELOULE, E., BALAN, E., BLANCHARD, M., KOHN, S. C. & HERMANN, J. 2014: Identification of hydrogen defects linked to boron substitution in synthetic forsterite and natural olivine. — *American Mineralogist* **99**, 2138–2141. <https://doi.org/10.2138/am-2014-5049>
- INOUE, T., WEIDNER, D. J., NORTHRUP, P. A. & PARISE, J. B. 1998: Elastic properties of hydrous ringwoodite ( -phase) in Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>. — *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 107–113. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(98\)00077-6](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(98)00077-6)
- JAMES, D. E., BOYD, F. R., SCHUTT, D., BELL, D. R. & CARLSON, R. W. 2004: Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5**. <https://doi.org/10.1029/2003gc000551>
- JONES, A. G., EVANS, R. L. & EATON, D. W. 2009: Velocity–conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman extremal bounds. — *Lithos* **109**, 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.10.014>
- JONES, A. G., FULLEA, J., EVANS, R. L. & MULLER, M. R. 2012: Water in cratonic lithosphere: calibrating laboratorydetermined models of electrical conductivity of mantle minerals using geophysical and petrological observations. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **13**. <https://doi.org/10.1029/2012gc004055>
- JOHNSON, E. A. & ROSSMAN, G. R. 2003: The concentration and speciation of hydrogen in feldspars using FTIR and <sup>1</sup>H MAS NMR spectroscopy. — *American Mineralogist* **88**, 901–911. <https://doi.org/10.2138/am-2003-5-620>

- KARATO, S. 1990: The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. — *Nature* **347**, 272–273. <https://doi.org/10.1038/347272a0>
- KARATO, S.-I., PATERSON, M. S. & FITZGERALD, J. D. 1986: Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, **24**, A8. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(87\)91296-4](https://doi.org/10.1016/0148-9062(87)91296-4)
- KLÉBESZ, R., GRÁCZER, Z., SZANYI, GY., LIPTAI, N., KOVÁCS, I., PATKÓ, L., PINTÉR, ZS., FALUS, GY., WESZTERGOM, V. & SZABÓ, CS. 2015: Constraints on the thickness and seismic properties of the lithosphere in an extensional setting (Nógrád–Gömör Volcanic Field, Northern Pannonian Basin). — *Acta Geodaetica et Geophysica* **50**, 133–149. <https://doi.org/10.1007/s40328-014-0094-0>
- KOCH-MÜLLER, M., MATSYUK, S. S. & WIRTH, R. 2004: Hydroxyl in omphacites and omphacitic clinopyroxenes of upper mantle to lower crustal origin beneath the Siberian platform. — *American Mineralogist* **89**, 921–931. <https://doi.org/10.2138/am-2004-0701>
- KOHLSTEDT, D. L., KEPPLER, H. & RUBIE, D. C. 1996: Solubility of water in the  $\alpha$ ,  $\beta$  and  $\gamma$  phases of  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ . — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123**, 345–357. <https://doi.org/10.1007/s004100050161>
- KOVÁCS, I., HERMANN, J., O'NEILL, H. ST. C., GERALD, J. F., SAMBRIDGE, M. & HORVÁTH, G. 2008: Quantitative absorbance spectroscopy with unpolarized light: Part II. Experimental evaluation and development of a protocol for quantitative analysis of mineral IR spectra. — *American Mineralogist* **93**, 765–778. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2656>
- KOVÁCS, I., O'NEILL, H. S. C., HERMANN, J. & HAURI, E. H. 2010: Site-specific infrared O-H absorption coefficients for water substitution into olivine. — *American Mineralogist* **95**, 292–299. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3313>
- KOVÁCS, I., DEMÉNY, A., CZUPPON, GY., LÉCUYER, C., FOUREL, F., XIA, Q.-K., LIU, J., PINTÉR, ZS., KIRÁLY, E., TÖRÖK, K., SZABÓ, Á., DELOULE, E., FALUS, GY., FANCSIK, T., ZAJACZ, Z., SÁNDORNÉ KOVÁCS, J. & UDVARDI, B. 2016: Water concentrations and hydrogen isotope compositions of alkaline basalt-hosted clinopyroxene megacrysts and amphibole clinopyroxenites: the role of structural hydroxyl groups and molecular water. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**, 38. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1241-0>
- KOVÁCS, I., FALUS, GY., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, CS., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2012: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flows as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514–517**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>
- KOVÁCS, I. J., PATKÓ, L., FALUS, GY., ARADI, L. E., SZANYI, GY., GRÁCZER, Z. & SZABÓ, CS. 2018: Upper mantle xenoliths as sources of geophysical information: the Perşani Mts. area as a case study. — *Acta Geodaetica et Geophysica* **53**, 415–438. <https://doi.org/10.1007/s40328-018-0231-2>
- LAUMONIER, M., FARLA, R., FROST, D. J., KATSURA, T., MARQUARDT, K., BOUVIER, A. S. & BAUMGARTNER, L. P. 2017: Experimental determination of melt interconnectivity and electrical conductivity in the upper mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **463**, 286–297. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.037>
- LEMAIRE, C., KOHN, S. C. & BROOKER, R. A. 2004: The effect of silica activity on the incorporation mechanisms of water in synthetic forsterite: a polarized infrared spectroscopic study. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **147**, 48–57. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0539-x>
- LI, Z. X. A., LEE, C. T. A., PESLIER A. H., LENARDIC A. & MACKWELL, S. J. 2008: Water contents in mantle xenoliths from the Colorado Plateau and vicinity: Implications for the mantle rheology and hydration-induced thinning of continental lithosphere. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **113**, B9. <https://doi.org/10.1029/2007jb005540>
- LIBOWITZKY, E. 2006: 2. The Structure of Hydrous Species in Nominally Anhydrous Minerals: Information from Polarized IR Spectroscopy. — In KEPPLER, H. & SMYTH J. R. (eds): *Water in Nominally Anhydrous Minerals*. **62**, Berlin, Boston: De Gruyter. 29–52. <https://doi.org/10.1515/9781501509476-006>
- LIBOWITZKY, E. & ROSSMAN, G. R. 1996: Principles of quantitative absorbance measurements in anisotropic crystals. — *Physics and Chemistry of Minerals* **23**, 319–327. <https://doi.org/10.1007/bf00199497>
- LIBOWITZKY, E. & ROSSMAN, G. R. 1997: An IR absorption calibration for water in minerals. — *American Mineralogist*, **82**, 1111–1115. <https://doi.org/10.2138/am-1997-11-1208>
- LIPTAI, N., PATKÓ, L., KOVÁCS, I. J., HIDAS, K., PINTÉR, ZS., JEFFRIES, T., ZAJACZ, Z., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., PEARSON, N. J. & SZABÓ, CS. 2017: Multiple metasomatism beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin) revealed by upper mantle peridotite xenoliths. — *Journal of Petrology* **58**, 1107–1144. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx048>
- LIPTAI, N., HIDAS, K., TOMMASI, A., PATKÓ, L., KOVÁCS, I. J., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., PEARSON, S. Y. & SZABÓ, CS. 2019: Lateral and vertical heterogeneity in the lithospheric mantle at the northern margin of the Pannonian Basin reconstructed from peridotite xenolith microstructures. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**, <https://doi.org/10.1029/2018jb016582>
- LIU, X. I., O'NEILL, H. S. C. & BERRY, A. J. 2006: The effects of small amounts of  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  on the partial melting of spinel lherzolite in the system  $\text{CaO–MgO–Al}_2\text{O}_3\text{–SiO}_2 \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2 \pm \text{Na}_2\text{O}$  at 1.1 GPa. — *Journal of Petrology* **47**, 409–434. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi081>
- LU, R. & KEPPLER, H. 1997: Water solubility in pyrope to 100 kbar. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **129**, 35–42. <https://doi.org/10.1007/s004100050321>
- LUFFI, P., SEGHEDI, I. & DUCEA, M. 2015: Subcreted oceanic crust melting beneath the Southeastern-Carpathians: evidence from garnet pyroxenite xenoliths from Quaternary basalts of the Perşani Mts. — *Mineralogia, Special Papers*, **43**, 63–64.
- MACKWELL, S. J. & KOHLSTEDT, D. L. 1990: Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **28**, A78. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(91\)92297-c](https://doi.org/10.1016/0148-9062(91)92297-c)
- MALDENER, J., RAUCH, F., GAVRANIC, M. & BERAN, A. 2001: OH absorption coefficients of rutile and cassiterite deduced from nuclear reaction analysis and FTIR spectroscopy. — *Mineralogy and Petrology* **71**, 21–29. <https://doi.org/10.1007/s007100170043>
- MANDEVILLE, C. W., WEBSTER, J. D., RUTHERFORD, M. J., TAYLOR, B. E., TIMBAL, A. & FAURE, K. 2002: Determination of molar

- absorptivities for infrared absorption bands of H<sub>2</sub>O in andesitic glasses. — *American Mineralogist* **87**, 813–821. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0702>
- MATVEEV, S., O'NEILL, H. S. C., BALLHAUS, C., TAYLOR, W. R. & GREEN, D. H. 2001: Effect of Silica Activity on OH- IR Spectra of Olivine: Implications for Low-aSiO<sub>2</sub> Mantle Metasomatism. — *Journal of Petrology* **42**, 721–729. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.4.721>
- MERCIER, J. C. C. & NICOLAS, A. 1975: Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. — *Journal of Petrology* **6**, 454–487. <https://doi.org/10.1093/ptrology/16.1.454>
- MILLER, K. J., MONTÉSI, L. G. & ZHU, W. L. 2015: Estimates of olivine–basaltic melt electrical conductivity using a digital rock physics approach. — *Earth and Planetary Science Letters* **432**, 332–341. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.004>
- MILLER, G. H., ROSSMAN, G. R. & HARLOW, G. E. 1987: The natural occurrence of hydroxide in olivine. — *Physics and Chemistry of Minerals* **14**, 461–472. <https://doi.org/10.1007/bf00628824>
- NI, H., KEPPLER, H. & BEHRENS, H. 2011: Electrical conductivity of hydrous basaltic melts: implications for partial melting in the upper mantle. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162**, 637–650. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0617-4>
- NOVELLA, D., JACOBSEN, B., WEBER, P. K., TYBURCZY, J. A., RYERSON, F. J. & DU FRANE, W. L. 2017: Hydrogen self-diffusion in single crystal olivine and electrical conductivity of the Earth's mantle. — *Scientific Reports* **7**, 5344. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05113-6>
- PADRÓN NAVARTA, J. A. & HERMANN, J. 2017: A subsolidus olivine water solubility equation for the Earth's upper mantle. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **122**, 9862–9880. <https://doi.org/10.1002/2017jb014510>
- PANAIOU, C. G., JICHA, B. R., SINGER, B. S., ȚUGUI, A., SEGHEDI, I., PANAIOTU, A. G. & NECULA, C. 2013: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar chronology and paleomagnetism of Quaternary basaltic lavas from the Perșani Mountains (East Carpathians). — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **221**, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.06.007>
- PATERSON, M. S. 1982: The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz glasses and similar materials. — *Bulletin de Minéralogie* **105**, 20–29.
- PATKÓ, L., LIPTAL N., KOVÁCS, I. J., ARADI, L. E., XIA, Q.-K., INGRIN, J., MIHÁLY, J., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., WESZTERGOM, V. & SZABÓ, Cs. 2019: Extremely low structural hydroxyl contents in upper mantle xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (northern Pannonian Basin): Geodynamic implications and the role of post-eruptive re-equilibration. — *Chemical Geology* **507**, 23–41. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.017>
- PESLIER, A. H. & LUHR, J. F. (2006) Hydrogen loss from olivines in mantle xenoliths from Simcoe (USA) and Mexico: mafic alkalic magma ascent rates and water budget of the sub-continental lithosphere. — *Earth and Planetary Science Letters* **242**, 302–319. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.019>
- PESLIER, A. H., WOODLAND, A. B., BELL, D. R. & LAZAROV, M. 2010: Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons. — *Nature* **467**, 78–81. <https://doi.org/10.1038/nature09317>
- PIKE, J. N. & SCHWARZMAN, E. C. 1977: Classification of textures in ultramafic xenoliths. — *The Journal of Geology* **85**, 49–61. <https://doi.org/10.1086/628268>
- PLANK, T., KELLEY, K. A., ZIMMER, M. M., HAURI, E. H. & WALLACE, P. J. 2013: Why do mafic arc magmas contain 4wt% water on average? — *Earth and Planetary Science Letters* **364**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.044>
- POPA, M., RADULIAN, M., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., & ZAHARIA, B. 2012: New seismic and tomography data in the southern part of the Harghita Mountains (Romania, Southeastern Carpathians): connection with recent volcanic activity. — *Pure and Applied Geophysics* **169**, 1557–1573. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0428-6>
- PURTON, J. A., ALLAN, N. L. & BLUNDY, J. D. 1997: Calculated solution energies of heterovalent cations in forsterite and diopside: implications for trace element partitioning. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 3927–3936. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(97\)00198-1](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(97)00198-1)
- RAUCH, M. & KEPPLER, H. 2002: Water solubility in orthopyroxene. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 525–536. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0365-6>
- RAWLINSON, N., READING A. M. & KENNETT, B. L. 2006: Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **111**, B2. <https://doi.org/10.1029/2005J B0038 03>
- ROSSMAN, G. R. & AINES, R. D. 1991: The hydrous components in garnets: Grossular-hydrogrossular. — *American Mineralogist* **76**, 1153–1164.
- SAMBRIDGE, M., GERALD, J. F., KOVÁCS, I., O'NEILL, H. S. C. & HERMANN, J. 2008: Quantitative absorbance spectroscopy with unpolarized light: Part I. Physical and mathematical development. — *American Mineralogist* **93**, 751–764. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2657>
- SÁGI T., JANKOVICS É. M., KISS B., NTAFLÓS T. & HARANGI SZ. 2018: Új módszer alkáli bazaltos magmák olivin- és klinopiroxén-frakcionációjának modellezésére. — *Földtani Közlöny* **148**, 273. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.3.273>
- SEGHEDI, I., POPA, R.-G., PANAIOTU, C. G., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2016: Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkalic basaltic field (Perșani Mountains, SE Transylvania, Romania). — *Bulletin of Volcanology* **78**, 10. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1063-y>
- SELWAY, K., YI, J. & KARATO, S. I. 2014: Water content of the Tanzanian lithosphere from magnetotelluric data: implications for cratonic growth and stability. — *Earth and Planetary Science Letters* **388**, 175–186. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.024>
- SELWAY, K., FORD, H. & KELEMEN, P. 2015: The seismic mid-lithosphere discontinuity. — *Earth and Planetary Science Letters* **414**, 45–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.029>
- SIFRÉ, D., GARDÉS, E., MASSUYEAU, M., HASHIM, L., HIER-MAJUMDER, S. & GAILLARD, F. 2014: Electrical conductivity during incipient melting in the oceanic low-velocity zone. — *Nature* **509**, 8. <https://doi.org/10.1038/nature13245>
- STALDER, R. 2004: Influence of Fe, Cr and Al on hydrogen incorporation in orthopyroxene. — *European Journal of Mineralogy* **16**, 703–711. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0703>

- STALDER, R. & LUDWIG, T. 2007: OH incorporation in synthetic diopside. — *European Journal of Mineralogy* **19**, 373–380. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1721>
- STALDER, R. & SKOGBY, H. 2002: Hydrogen incorporation in enstatite. — *European Journal of Mineralogy* **14**, 1139–1144. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2002/0014-113>
- STALDER, R., KRONZ, A. & SIMON, K. 2008: Hydrogen incorporation in enstatite in the system MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–NaCl. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156**, 653. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0306-0>
- SZABÓ, Á., BERKESI M., ARADI, L. E. & SZABÓ, Cs. 2017: Preliminary results of study on fluid inclusions in mantle xenoliths from the Perșani Mountains, Eastern Transylvanian Basin. — *ECROFI abstract*, 230.
- SZABÓ, Cs., FALUS, Gy., ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I. & BALI, E. 2004: Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. — *Tectonophysics* **393**, 119–137. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.031>
- THOMAS, S. M., KOCH-MÜLLER, M., REICHART, P., RHEDE, D., THOMAS, R., WIRTH, R. & MATSYUK, S. 2009: IR calibrations for water determination in olivine, r-GeO<sub>2</sub>, and SiO<sub>2</sub> polymorphs. — *Physics and Chemistry of Minerals* **36**, 489–509. <https://doi.org/10.1007/s00269-009-0295-1>
- TONDI, R., ACHAUER, U., LANDES, M., DAVI, R. & BESUTIU, L. 2009: Unveiling seismic and density structure beneath the Vrancea seismogenic zone, Romania. — *Journal of Geophysical Research* **114**, B11. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005992>
- TÓTH, A., DOBOSI, G., BEARD, A., DOWNES, H., BALI, E. & SZABÓ, Cs. 2006: Garnet Pyroxenites from Eastern Transylvanian Basin: an Integrated Textural and Geochemical Study. — *Geolines* **20**, 128–129.
- VACAREANU, R. & IONESCU, C. 2016: *The 1940 Vrancea Earthquake. Issues, Insights and Lessons Learnt*. — Springer International Publishing Switzerland, 521 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-29844-3>
- VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL, M., DOBOSI, G., CORA-DOSSI, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the eastern Transylvanian basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. — *Journal of Petrology* **36**, 23–53. <https://doi.org/10.1093/ptrology/36.1.23>
- WANG, D., MOOKHERJEE, M., XU, Y. & KARATO, S. I. 2006: The effect of water on the electrical conductivity of olivine. — *Nature* **443**, 977–980. <https://doi.org/10.1038/nature05256>
- WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2000: Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean–Carpathian Region. — *Science* **290**, 1910–1917. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>
- XIA, Q. K., LIU, J., KOVACS, I., HAO, Y. T., LI, P., YANG, X. Z., CHEN, H. & SHENG, Y. M. 2019: Water in the upper mantle and deep crust of eastern China: concentration, distribution and implications — *National Science Review* **6**, 125–144. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwx016>
- YOSHINO T. & Katsura T. 2013: Electrical Conductivity of Mantle Minerals: Role of Water in Conductivity Anomalies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **41**, 605–628. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124022>

Kézirat beérkezett: 2019. 08. 06.