

# A dunántúli peridotit xenolitok karbonátjainak eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján

## A stable isotope study on the origin of carbonate in peridotite xenoliths in the Transdanubian Range, Hungary

DEMÉNY Attila<sup>1</sup> – EMBEY-ISZTIN Antal<sup>2</sup>  
(5 ábra, 1 táblázat)

### Abstract

Peridotite xenoliths originated from the upper mantle are frequently found in the late Miocene–Pliocene–Pleistocene alkaline basaltic rocks of the Balaton Highland. The geochemical characteristics of the xenoliths reflect the effects of partial melting and mantle metasomatism. The xenoliths frequently show carbonatization. The presence of magmatic carbonate would bear implications on mantle fluids and metasomatism, whereas the formation of secondary carbonate is just related to rock alteration. In order to distinguish between these possibilities, stable carbon and oxygen isotope compositions of carbonates in the xenoliths from Gércse and Mindszentkállya have been investigated. The data support the process of secondary carbonate formation due to meteoric water influence. The carbon isotope compositions (from -12.79‰ to -10.13‰) agree with that of dissolved carbon in local groundwaters. According to the oxygen isotope compositions (from 22.14‰ to 22.52‰), the carbonates would be in equilibrium with either present-day or Pleistocene meteoric waters.

Manuscript received: 15. 05. 1997

### Összefoglalás

A Balaton-felvidék késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli bázisos vulkanitjaiban gyakoriak a felsőkőpeny-eredetű peridotit zárványok (xenolitok). A zárványok geokémiai jellemzői a parciális olvadás és kőpenymetaszomatózis hatását tükrözik. Emellett a xenolitokra változó mértékű karbonátosodás jellemző. Magmás karbonát jelenléte a kőpenyeredetű fluidumok genetikájára, a metasomatikus folyamatokra utalhat, míg a másodlagos karbonát képződése pusztán a kőzet átalakulásának következménye. Ennek eldöntésére Gércse és Mindszentkállya feltárásaiból származó xenolitok karbonátjának stabil szén- és oxigénizotóp-összetételét vizsgáltuk meg. Az adatok a másodlagos, a felszíni csapadékvíz hatására bekövetkező karbonátosodást támasztják alá. A karbonát szénizotóp-összetétele (-12,79‰-tól -10,13‰-ig) a talajvíz oldott széntartalmára jellemző  $\delta^{13}\text{C}$ -tartományba esik. Az oxigénizotóp-összetételek (22,14‰-tól 22,52‰-ig) alapján a karbonát a feltételezett évi középhőmérsékletek és a vizek  $\delta^{18}\text{O}$  értékei figyelembevételével mind jelenkori, mind pleisztocén kori csapadékvízzel egyensúlyban lehetett.

<sup>1</sup>Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutató Laboratóriuma, Budapest, Budaörsi út 45, H-1112

<sup>2</sup>Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, Budapest, Ludovika tér 2, H-1431 Pf. 137

## Bevezetés és földtani háttér

Késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli bazalt lávaömlések és tufaszórások már régóta jól ismertek az egész Kárpát-medencében (Gráci-medence, Burgenland, Kisalföld, Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör, Selmecbánya környéke, az erdélyi Bánát és Persányi-hegység). Az alkáli bázisos lávák keletkezését a köpeny diapíros megemelkedése segítette elő, melynek következtében a köpeny asztenoszférajában részleges megolvadás történt. A legújabb nyomelem- és izotópgeokémiai vizsgálatok a lávák uralkodóan asztenoszféra-jellegét igazolták, helyenként arra is van bizonyíték, hogy az asztenoszféra-komponenshez egy másik, a köpeny litoszférajából származó komponens is keveredett (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995).

Az alkáli bázisos olvadékok illókbán gazdagok, ennek következtében keletkezésük után, más lávákhoz képest, sokkal gyorsabban kerülnek a felszínre és a robbanásos kitörések, tufaszórások és salakkúpok is gyakoriak. A robbanásszerű kitörések következtében az alkáli bázisos kőzetek viszonylag gyakran szállítanak a felszínre mélybeli mellékkőzetekből leszakított kőzetzárványokat (xenolitokat), melyek egy része a köpeny-litoszférából, más része az alsó és a felső kéregből származik. A xenolitok véletlenszerűen kerülnek a feltörő magmába és a magmakeletkezés helyétől a felszínig tartó szelvény bármely részéről származhatnak.

A Pannon-medence nyugati részén, a Balaton-felvidéken, gyakoriak a köpenyszármazású peridotit xenolitok (pl. EMBEY-ISZTIN 1976a; 1976b; 1978; 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; KURAT et al. 1991; DOWNES et al. 1992) és ritkábbak az alsókéregből származó granulitzárványok (EMBEY-ISZTIN et al. 1990; EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; KEMPTON et al. 1997). A felsőkéregből eredő xenolitok (paleozoos, mezozoos és kainozoos üledékes, magmás és metamorf kőzetek) a tufákban általánosan elterjedtek (EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; EMBEY-ISZTIN et al. 1990).

A peridotit xenolitok a Balaton-felvidéken a felsőköpeny spinell peridotit stabilitási zónájából származnak, kőzetalkotó ásványai a forszterit-gazdag olivin, az enstatit-gazdag ortopiroxén, a diopszid-gazdag klinopiroxén és az Al-Cr spinell. E négy fázishoz ritkábban egy víztartalmú fázis, a pargazitos amfibol is társulhat (EMBEY-ISZTIN 1976a; KURAT et al. 1980). A xenolitok szöveti jellemzői felvilágosítást adnak a köpeny tektonikai állapotáról, mely a szöveti elemzések alapján az alig tektonizált zónáktól az erősen tektonizált, teljesen átkristályosodott zónáig változik (EMBEY-ISZTIN 1984). A peridotit xenolitok részletes geokémiai és ásványtani vizsgálata kimutatta, hogy bazaltos komponensben többé kevésbé elszegényedett kőzetekről van szó, ami parciális megolvadás és az olvadék szegregálódásának lehet a következménye. A nyomelemek gyakoriságának törvényszerűségeiből azonban az is kiderült, hogy a parciális megolvadás után a köpenyben metasomatikus elemeldúsulás is bekövetkezett (EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992). A szöveti és geokémiai vizsgálatok összevetéséből pedig levonhatjuk azt a következtetést, hogy a metasomatikus elemeldúsulás az erősen tektonizált zónákban jött létre. Ezek a deformált



1. ábra. A vizsgált xenolitok lelőhelyei

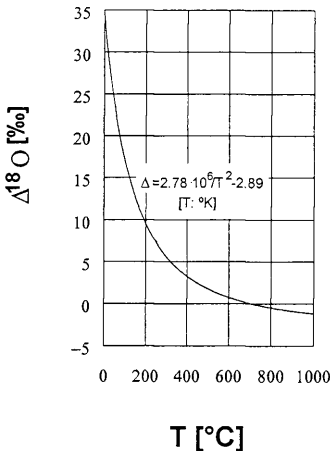
Fig. 1. Localities of the studied xenoliths.

zónák nyilvánvalóan szállító csatornáként szolgáltak az elemvándorlás számára (DOWNES 1990).

A peridotit xenolitok egy részén olyan ásványosodást is megfigyelhetünk, mely már első közelítésben is másodlagos eredetűnek tűnik és nehezen lehetne kapcsolatba hozni a felsorolt köpenyfolyamatok bármelyikével. A jelen tanulmányban vizsgált lelőhelyeken (1. ábra), Szigligeten és Gércén nem ritkák a karbonátosodott peridotit xenolitok, Mindszentkállán pedig kizárólag csak erősen karbonátosodott xenolitokat találtunk. Szigliget egyes részein a peridotit xenolitok teljesen épek, de gyakori, hogy e zárványokat karbonátos réteg vonja be. Másutt viszont maga a zárvány is karbonátosodott. A peridotitot alkotó fázisok közül egyértelműen az olivin a legérzékenyebb a karbonátosodásra és miután ennek az ásványnak a részaránya  $> 55\text{--}60\%$ , a karbonátosodás mértéke jelentős lehet. A mindszentkálai xenolitokban pl. az olivint teljesen kiszorította a karbonát, miközben megőrizte annak szemcsealakját. A piroxének jó része és a spinell teljes egészében ép maradt. Gércén a karbonátosodás ritkább és intenzitása is kisebb volt, mivel az olivinek még a legkarbonátosabb kőzetből sem tűntek el teljesen. A karbonát mindegyik xenolit esetében kalcit.

A karbonátok eredetére nézve három lehetőséget lehet számba venni:

(1) A xenolitok köpenyeredetű karbonátot tartalmaznak. A köpeny peridotitja metasomatikus olvadákvándorlás hatására jelentős mértékű karbonátosodást szenvedhet, amely a karbonátosodott kőzet kémiai összetételében is megjelenik



2. ábra. A kalcit-víz oxigénizotóp-frakcionáció hőmérsékletfüggése (O'NEIL et al. 1969; FRIEDMAN & O'NEIL 1977 által korrigálva)

Fig. 2. Calcite-water oxygen isotope fractionation as a function of temperature (O'NEIL et al. 1969 recalculated by FRIEDMAN & O'NEIL 1977)

a karbonát eredetére jellemző, míg az oxigénizotóp-összetétel a karbonáttal izotópos kölcsönhatásban levő oxigénrezervoár (karbonát olvadék esetében a szilikátos magma, másodlagos karbonát esetén a karbonátosodást létrehozó fluidum) oxigénizotóp-összetételétől és a kölcsönhatás hőmérsékletétől függ. Így a primér karbonátitok oxigénizotóp-összetétele a köpeny  $\delta^{18}\text{O}$  értékéhez (5,5–5,7‰, ITO et al. 1987; MATTEY et al. 1994) közel, kb. 6–10‰ között szór (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989), míg a másodlagos karbonátok  $\delta^{18}\text{O}$  értékét alapvetően a kalcit-víz frakcionáció határozza meg (2. ábra). Az ábrán látható, hogy kis hőmérsékleten a frakcionáció értéke megnő, ezért a karbonátitoknál pozitívabb  $\delta^{18}\text{O}$  értékű karbonát válik ki.

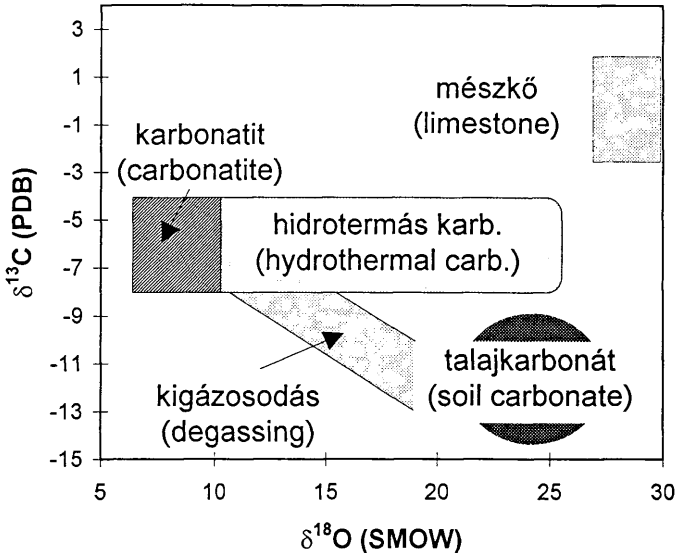
A szénizotóp-összetételek figyelembevételével a különböző eredetű karbonátok egymástól elkülöníthetők (3. ábra). A peridotitokban várható primér karbonát viszonylag szűk összetételi tartományba esik (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989). A magmás fluidumból kiváló kalcit szénizotóp-összetétele a magmás értékeket tükrözi, míg az oxigénizotópos eltolódás mértéke a kiválás hőmérsékletétől függ. Ugyanakkor a magmás fluidum kigázosodásával az oldott  $\text{CO}_2$  szénizotóp-összetétele negatív irányba tolódik el (lásd pl. DEMÉNY & HARANGI 1996). Ezzel szemben a felszíni csapadékvíz a légkörből és biológiai aktivitásból származó oldott  $\text{CO}_2$ -t, valamint üledékes karbonátközetek (lásd HOEFS 1973)

(IONOV et al. 1993, KOGARKO et al. 1995). A karbonátos olvadék általi metasomatózis esetenként nem hoz létre karbonátosodást, ún. rejtett metasomatózissal a nyomelemek eloszlását befolyásolja (RUDNICK et al. 1993). A metasomatizáló karbonátos olvadék lehet primér köpenyeredetű, de származhat szubdukált kéreganyag mobilizációjából is (NELSON et al. 1988; BARKER 1996).

(2). Lévén, hogy az alkáli bazaltos magma szintén tartalmazhat jelentős mennyiségű oldott  $\text{CO}_2$ -ot (BAILEY & HAMPTON 1990), a jelen tanulmányban vizsgált xenolitokat szállító bazalthoz kapcsolódó fluidumok szintén okozhattak karbonátosodást.

(3) Csapadékvíz hatására történő karbonátosodás.

Annak eldöntéséhez, hogy a három folyamat közül melyik okozhatta a xenolitok karbonáttartalmának létrejöttét, stabilizotóp vizsgálatok adatai adhatnak hasznos segítséget. A karbonátok szénizotóp-összetétele elsősorban



3. ábra. A jelen tanulmány szempontjából fontos karbonáttípusok szén- és oxigénizotóp-összetételei (‰-ben). Az adatok forrását lásd a szövegben

Fig. 3. Carbon and oxygen isotope compositions of carbonates that are important with respect to the present study. Sources of data are in the text.

oldódásából származó bikarbonátot tartalmazhat (SACKET & MOORE 1966; FRITZ et al. 1989; ALPERS et al. 1990), ezért  $\delta^{13}\text{C}$  értéke +2 és -27‰ között változhat, általában -7 és -12‰ körüli értéket mutat. A talajban kivált karbonát ezért ezt az izotópösszetételt mutatja. Mint látható, a felszíni kiválású és a magmás hidrotermás eredetű karbonát izotópösszetételei átfedést mutathatnak, ezért az értékeléshez egyéb, geológiai bizonyítékokat is figyelembe kell venni. Mindazonáltal a felszíni mállásból eredő és a köpenyeredetű karbonát nagy biztonsággal elkülöníthető. A másodlagos karbonát a zárványok szempontjából nem hordoz genetikai információt. Ezzel szemben a primér karbonát jelenléte a köpenyben lejátszódó metasomatikus folyamatokra utalhat. Ebben a rövid tanulmányban stabilizotópos elemzések segítségével próbálunk meg választ adni a karbonátosodás okaira és eredetére.

### Alkalmazott módszerek

A feltárások a MCCREA (1950) által kifejlesztett módszerrel, a karbonátnak vízmentes foszforsavval vákuumban történő reakciójával történtek. A keletkező CO<sub>2</sub>-t vákuumdesztillálással (-80 °C-os alkohol csapdán való keresztülvezetéssel) tisztítottuk meg a szintén felszabaduló H<sub>2</sub>O-tól, majd cseppfolyós levegő hőmérsékletén mintapalackokba fagyasztottuk. A CO<sub>2</sub>-ben a <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C és <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O arányokat egy Finnigan MAT delta S stabilizotópmérő tömegspektrométerrel határoztuk meg, és a PDB (Pee Dee Belemnite) és a V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) standardokhoz viszonyítva ‰-ben adjuk meg az alábbi összefüggés alapján:

$$\delta = (R1/R2 - 1) \times 1000,$$

ahol R1 és R2 a standardban, illetve a mintában mért izotóparány. A mérések pontossága jobb, mint  $\pm 0,2\%$ . A Harding Iceland Spar javasolt standardon a mérési sorozatban mért értékek:  $\delta^{13}\text{C} = -4,69\%$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 11,87\%$  (elméleti értékek:  $\delta^{13}\text{C} = -4,80\%$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 11,78\%$ , LANDIS 1983).

### Eredmények és értékelés

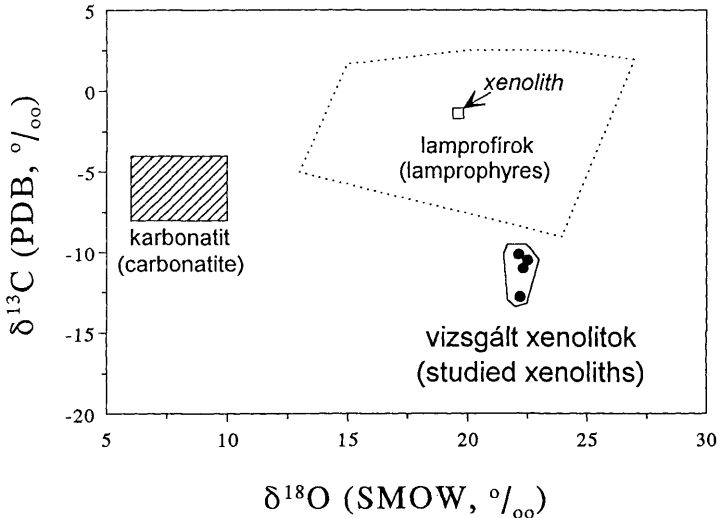
A vizsgált zárványok karbonátjának szén- és oxigénizotóp-összetélteli adatait az I. táblázatban soroltuk fel, valamint a 4. ábrán ábráztuk. Mivel egyéb dunántúli alkáli bázisos kőzetekben szintén ismert a karbonátosodás hatása, kézenfekvőnek tűnik az ezen kőzetekről nyert adatokkal történő összehasonlítás. Ezért a 4. ábrán

Dunántúli bazaltok köpenyeredetű xenolitjaiban levő karbonát szén- és oxigénizotóp-összetélteli. Az adatokat a PDB, illetve a V-SMOW standardhoz viszonyítva ‰-ben adjuk meg

*Stable carbon and oxygen isotope compositions of carbonates in mantle-derived xenoliths from Transdanubian basalts. The values are given in ‰ relative to PDB and V-SMOW.*

I. táblázat – Table I.

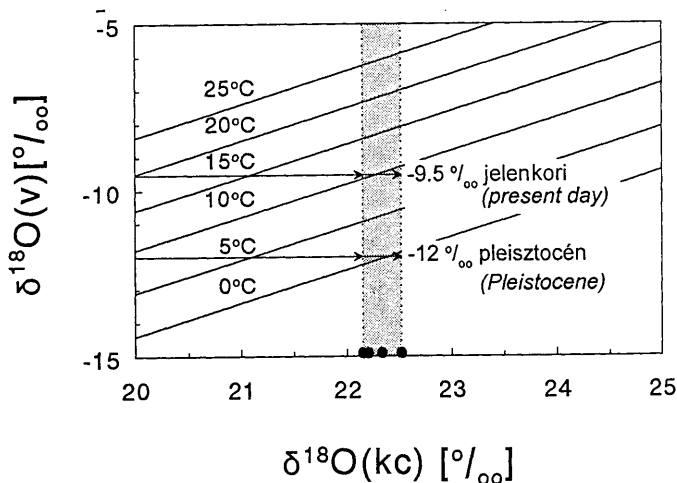
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
<b>M-1001 Mindszentkállya.</b> Nagyon finomszemcsés, ekvigranuláris szövetű Cr-diopszidban gazdag kőzet. Eredetileg lherzolit lehetett. A kalcit az olivint teljesen kiszorította <i>Very-fine grained Cr-diopside-rich rock with equigranular texture. Originally lherzolite. Complete replacement of olivine by calcite</i>	-10.13	22.14
<b>M-1003 Mindszentkállya.</b> Finomszemcsés, ekvigranuláris szövetű kőzet. Az olivin kalcitá alakult át <i>Fine-grained rock with equigranular texture. Complete replacement of olivine by calcite</i>	-10.51	22.52
<b>M-1005 Mindszentkállya.</b> Középszemcsés, ekvigranuláris szövetű kőzet. Az olivin kalcitosodott <i>Medium-grained rock with equigranular texture. Complete replacement of olivine by calcite.</i>	-11.01	22.33
<b>G-1005 Gércé.</b> Finomszemcsés poikilit szövetű harzburgit. A spinell kis zárványoszemcséket alkot az olivinben és az ortopiroxénben. Klinopiroxénben nagyon elszegényedett. <i>Fine-grained harzburgite of poikilitic texture with small spinel inclusions in olivine and orthopyroxene. Clinopyroxene in subordinate amounts. Olivine is partially replaced by calcite</i>	-12.79	22.20



4. ábra. A vizsgált xenolitok karbonátjának szén- és oxigénizotóp-összetételei. Összevetésképpen a Dunántúli-khg. mezozoos lamprofirjaiban levő karbonát (DEMÉNY et al. 1994) és karbonátosodott xenolit (DEMÉNY 1992), valamint a primér karbonatitok összetételeit (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989) is feltüntettük

Fig. 4. Carbon and oxygen isotope compositions of the studied xenoliths. Compositions of Mesozoic lamprophyres of the Transdanubian Range (DEMÉNY et al. 1994), a mantle xenolith from a lamprophyre (DEMÉNY 1992) and the field of primary carbonatites (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989) are also shown for comparison

feltüntettük a primér karbonatitok, a magmás karbonátot tartalmazó dunántúli mezozoos lamprofirok és a budaligeti lamprofir telérből gyűjtött karbonátosodott xenolit (DEMÉNY 1992; DEMÉNY et al. 1994) összetételei tartományait is. Az ábrán látható, hogy a triász mészkőbe hatolt lamprofirban talált köpenyxenolit karbonátjának összetétele jelentősen eltér a vizsgált xenolitok adataitól. A mért  $\delta^{13}\text{C}$  adatok felszíni eredetű  $\text{CO}_2$ , vagy kigázosodáson keresztülment magmás fluidum  $\text{CO}_2$ -tartalmának hatására kivált karbonátra utal. Ilyen magmás fluidumból kivált karbonátot tartalmaznak pl. a mecseki alkáli bazalt sorozat egyes lávaközetei, viszont a mecseki kőzetek esetében a szubvulkáni alkáli bazalt testekben nagy hőmérsékleten kikristályosodott magmás karbonát ocellumok is előfordulnak (DEMÉNY & HARANGI 1996). Mivel a jelen tanulmányban vizsgált xenolitokat környező bazaltban nem jellemző a magmás karbonát jelenléte, ezért ilyen magmás fluidum jelentős hatása nem valószínű.



5. ábra. Kalcittal (kc) különböző hőmérsékleten egyensúlyban levő víz (v) oxigénizotóp-összetétele O'NEIL et al. 1967; FRIEDMAN & O'NEIL 1977 által korrigálva) egyenlete alapján. További részletek a szövegben

Fig. 5. Oxygen isotope composition of water (v) in equilibrium with calcite (kc) using the equation of O'NEIL et al. 1967) recalculated by FRIEDMAN & O'NEIL (1977). See text for further details

Sokkal valószínűbb a felszíni csapadékvizek hatására történő karbonátosodás. A  $\delta^{13}\text{C}$  adatok megfelelnek a hazai talajvíz szénizotóp-összetételének (DEÁK 1979). A következő eldöntendő kérdés az, hogy a mért  $\delta^{18}\text{O}$  értékek összhangban vannak-e a feltételezhető csapadékvíz-összetételekkel. Ennek vizsgálatára ábráztuk a karbonátokkal különböző hőmérsékleten izotópegyensúlyban levő víz oxigénizotóp-összetételét (5. ábra). Az ábra alapján a karbonát jelenkori (átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  kb.  $-9,5‰$ ) vagy pleisztocén korú (átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  kb.  $-12‰$ ) csapadékvízzel kb. 10, illetve kb. 0 °C-on lenne egyensúlyban. Ez a hőmérsékleti tartomány nagyjából megfelel a kérdéses időszakokra a csapadékvíz  $\delta^{18}\text{O}$  adatából számítható évi középhőmérsékletnek (FÓRIZS 1995).

Jóllehet a karbonátosodás korára vonatkozó adatunk nincs, összefoglalás-ként megállapíthatjuk, hogy a Balaton-felvidéki bazaltok köpenyzárányaiban levő karbonát nem magmás eredetű, hanem valószínűleg a zárványok felszíni mállása során keletkezett. Ezért a magmás kőzetképződésre vonatkozó genetikai információt nem hordoz.



## Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki a FÓRIZS István és SZABÓ Csaba által készített lektori bírálatokért, melyekkel hozzájárultak a tanulmány színvonalának emeléséhez. A bemutatott munka az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA T 014968) támogatásával jött létre.

## A stable isotope study on the origin of carbonate in peridotite xenoliths in the Transdanubian Range, Hungary

Attila DEMÉNY – Antal EMBEY-ISZTIN

### Introduction

Late Miocene, Pliocene and Pleistocene alkali basaltic lava flows and tuffs derived from the partial melting of the asthenospheric mantle are frequent in the Transdanubian Range. Based on trace element and isotope geochemical studies, it is apparent that the magmas were contaminated by a lithospheric component (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995). Due to the highly volatile contents characteristic of alkaline basaltic magmas, the eruptions were explosive, and thus the lavas carried large amounts of peridotitic and crustal xenoliths. In the Balaton Highland peridotitic xenoliths are especially frequent (EMBEY-ISZTIN 1976a, 1976b, 1978, 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; KURAT et al. 1991; DOWNES et al. 1992) compared to the amount of granulitic fragments (EMBEY-ISZTIN et al. 1990; EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; KEMPTON et al. 1997). Fragments of upper crustal rocks are generally found in tuffs.

The peridotite xenoliths derive from the spinel peridotite stability zone which consists of forsterite-rich olivine, enstatite-rich orthopyroxene, diopside-rich clinopyroxene and Al-Cr spinel. Pargasitic amphibole occurs sporadically. The textures of the peridotite xenoliths vary from unsheared to sheared and completely recrystallized ones (EMBEY-ISZTIN 1984). Geochemical and mineralogical investigations indicate that the peridotites have undergone depletion during partial melting and melt separation followed by metasomatic enrichment (EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992).

Some of the xenoliths show mineralizations that seem to be independent of the mantle processes. Carbonatized xenoliths are frequent in Szigliget and Gérce, whereas the xenoliths of Mindszentkállya are all carbonatized. Some fresh peridotite xenoliths of Szigliget are covered by secondary carbonate. As a general rule, olivine is most sensitive to alteration. The olivine grains are totally pseudomorphosed by carbonate in the Mindszentkállya rocks, whereas olivine is partially preserved in the xenoliths of Gérce. The carbonate is always calcite.

Three possibilities should be evaluated for the origin of the carbonate:

(1) Mantle-derived carbonate. Mantle peridotite may suffer carbonatite metasomatism, which also appears in its chemical composition (IONOV et al. 1993; KOGARKO et al. 1995; RUDNICK et al. 1993). The carbonatite melt may be juvenile or it could be a result of the mobilisation of subducted crustal material (NELSON et al. 1988; BARKER 1996).

(2) Hydrothermal carbonate. Owing to the highly volatile contents of alkaline basaltic magmas (BAILEY & HAMPTON 1990), the carbonatization of the xenoliths might have been brought about by fluids related to the host basalt.

(3) Weathering. Infiltration of meteoric water could have caused the alteration of the xenoliths thus resulting in the formation of secondary carbonate.

Stable isotope ratio determinations can provide essential data for making a distinction between these processes. In general, carbon isotope compositions are characteristic of the origin of the carbonates; on the other hand, the oxygen isotope compositions depend on the isotopic composition of the oxygen reservoir with which the carbonate was in equilibrium, and on the temperature of isotope exchange. Thus primary carbonatites have O isotope compositions (6–10‰, TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989) close to that of the silicate mantle (5.5–5.7‰, ITO et al. 1987; MATTEY et al. 1994); on the other hand the  $\delta^{18}\text{O}$  values of secondary carbonates are more positive, depending on the calcite-water isotope fractionation (Fig. 2).

Carbonates of different origins can be distinguished in the  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  plot (Fig. 3). The fields of primary carbonatites (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989), marine limestones (HOEFS 1973) and meteoric solutions from which soil carbonate is precipitated (SACKET & MOORE 1966; FRITZ et al. 1989; ALPERS et al. 1990) differ significantly from each other. On the other hand, the field of carbonates precipitated from fluids carrying magmatic  $\text{CO}_2$  partly overlaps the field of soil carbonate, especially if fluids that have undergone  $\text{CO}_2$ -degassing are also taken into consideration (DEMÉNY & HARANGI 1996). As discussed above, the formation of secondary carbonate does not hold any genetic significance for the xenoliths, whereas the presence of mantle-derived carbonate reflects mantle metasomatic processes. The aim of the present paper is to determine the origin of the carbonate using stable isotope ratio determinations.

### Analytical methods

Carbon and oxygen isotope compositions of carbonates were determined using the conventional  $\text{H}_3\text{PO}_4$  digestion method of MCCREA (1950).  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios were determined in  $\text{CO}_2$  gas using a Finnigan MAT delta S mass spectrometer. The results are expressed in the  $\delta$  notation  $\delta = (R_1/R_2 - 1)1000$  as‰, where  $R_1$  and  $R_2$  are the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in the sample and the standard, respectively) relative to PDB (for  $\delta^{13}\text{C}$ ) and V-SMOW (for  $\delta^{18}\text{O}$ ). Reproducibility is better than  $\pm 0.2\%$ .  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of  $-4.69$  and  $11.87\%$ , respectively, were obtained for the Harding Iceland Spar standard ( $\delta^{13}\text{C} = -4.80\%$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 11.78\%$ , LANDIS 1983) in the course of this study.

## Results and Discussions

Carbon and oxygen isotope compositions of the studied xenoliths are listed in *Table I* and plotted in *Fig. 4*. Since other alkaline rocks of the Transdanubian area also show carbonatization, *Fig. 4* shows the field of Mesozoic lamprophyres of the Transdanubian Range (DEMÉNY 1992; DEMÉNY et al. 1994). The isotopic compositions of a carbonatized mantle xenolith from a lamprophyre dyke that intruded limestone differ significantly from the compositions of the xenoliths studied here. The  $\delta^{13}\text{C}$  data of the xenoliths would indicate the influence of meteoric water or a magmatic fluid that had undergone  $\text{CO}_2$ -degassing, as described in the basaltic series of the Mecsek Mts. by DEMÉNY & HARANGI (1996). However, the Mecsek basalts also contain magmatic carbonate (which is not found in the host rock of the xenoliths).

The most likely process is surface weathering. The  $\delta^{13}\text{C}$  data agree well with the carbon isotope compositions of groundwaters of the area (DEÁK 1979). The  $\delta^{18}\text{O}$  data would indicate equilibrium with present-day ( $\delta^{18}\text{O}_{(\text{average})} \sim -9.5\text{‰}$ ) and Pleistocene ( $\delta^{18}\text{O}_{(\text{average})} \sim -12\text{‰}$ ) meteoric waters at  $\sim 10$  and  $\sim 0\text{--}3$  °C, respectively (*Fig. 5*). These ranges are in agreement with the expectable annual mean temperatures.

In summary, although we do not have data on the age of carbonatization, it can be concluded that the carbonate of the peridotite xenoliths in the Transdanubian basalts do not originate from the mantle, but was rather formed during surface weathering.

## Irodalom – References

- ALPERS, C.N., DETTMAN, D.L., LOHMANN, K.C., BRABEC, D. 1990: Stable isotopes of carbon dioxide in soil gas over massive sulfide mineralization at Crandon, Wisconsin. – *Journal of Geochemical Exploration* **38**, 69–86.
- BAILEY, D.K., HAMPTON, C.M. 1990: Volatiles in alkaline magmatism. – *Lithos* **26**, 157–165.
- BARKER, D.S. 1996: Consequences of recycled carbon in carbonatites. – *The Canadian Mineralogist* **34**, 373–387.
- DEÁK, J. 1979: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. – *Isotope Hydrology 1978*, vol. I., International Atomic Energy Agency, Vienna, 221–247.
- DEINES, P. 1989: Stable isotope variations in carbonatites. – In: BELL, K. (ed.), *Carbonatites: Genesis and evolution*: Unwin Hyman, London, Boston, Sydney, Wellington, 301–359.
- DEMÉNY, A. 1992: Hazai lamproffrok karbonátjainak eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján. – *Földtani Közlöny* **122**, 209–232.
- DEMÉNY, A., FÖRZS, I., MOLNÁR, F. 1994: Stable isotope and chemical compositions of carbonate ocelli and veins in Mesozoic lamprophyres of Hungary. – *European Journal of Mineralogy* **6**, 679–690.
- DEMÉNY, A., HARANGI, SZ. 1996: Stable isotope studies on carbonate formations in alkaline basalt and lamprophyre series: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. – *Lithos* **37**, 335–349.
- DOWNES, H. 1990: Shear zones in the upper mantle – Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites. – *Geology* **18**, 374–377.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., THIRLWALL, M.F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between

- enrichment and texture in the upper mantle. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109**, 340–354.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976a: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. – *Earth and Planetary Science Letters* **31**, 297–304.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976b: Felsőköpeny eredetű lherzolit zárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitós vulkanizmus közeteiben. – *Földtani Közlöny* **106**, 42–51.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1978: On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **70**, 27–44.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1984: Texture types and their relative frequencies in ultramafic and mafic xenoliths from Hungarian alkali basaltic rocks. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **76**, 27–42.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G. 1988: Basic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary). – *Terra Cognita* **8**, 270–271.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G., DIETRICH, H., POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – *Journal of Petrology* **30**, 79–105.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G., DIETRICH, H., POULTIDIS, H. 1990: Mafic granulite and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implication for the deep structure of the Pannonian Basin. – *Mineralogical Magazine* **54**, 463–83.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D.E., UPTON, B.G.J., DOBOSI, G., SCHARBERT, H.G., INGRAM, G.A. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34**, 317–343.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. – *Acta Vulcanologica* **7**, 155–166.
- FÓRIZS I. 1995: Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. – Egyetemi doktori dolgozat, Kossuth Lajos Tudományegyetem, 1995, 109 p.
- FRIEDMAN, I., O'NEIL, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: *Data of Geochemistry* 6th, Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK.
- FRITZ, P., FONTES, J.-Ch., FRAPE, S.K., LOUVAT, D., MICHELOT, J.-L., BALDERER, W. 1989: The isotope geochemistry of carbon in groundwater at Stripa. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1765–1775.
- HOEFS, J. 1973: *Stable isotope geochemistry*. – Springer, Berlin, 140 p.
- IONOV, D.A., DUPUY, C., O'REILLY, S., KOPYLOVA, M.G., GENSHAFT, Y.S. 1993: Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. – *Earth and Planetary Science Letters* **119**, 283–297.
- ITO, E., WHITE, W.M., GOPEL, C. 1987: The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. – *Chemical Geology* **62**, 157–176.
- KEMPTON, P. D., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. – *Journal of Petrology* **38**, 941–970.
- KOGARKO, L.N., HENDERSON, C.M.B., PACHECO, H. 1995: Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **121**, 267–274.
- KURAT, G., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch., WANKE, H. 1980: Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 45–60.
- KURAT, G., EMBEY-ISZTIN, A., KRACHER, A., SCHARBERT, H. 1991: The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region, E Austria and W Hungary: A comparison. – *Mineralogy and Petrology* **44**, 21–38.
- LANDIS, G.P. 1983: Harding Iceland Spar: A new  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  carbonate standard for hydrothermal minerals. – *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **1**, 91–94.
- MATTEY, D., LOWRY, D., MACPHERSON, C. 1994: Oxygen isotope composition of mantle peridotite. – *Earth and Planetary Science Letters* **128**, 231–241.

- MCCREA, J.M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *The Journal of Chemical Physics* **18**, 849–857.
- NELSON, D.R., CHIVAS, A.R., CHAPPELL, B.V., MCCULLOCH, M.T. 1988: Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 1–17.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N., MAYEDA, T.K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – *The Journal of Chemical Physics* **51**, 5547–5558.
- RUDNICK, R.L., McDONOUGH, W.F., CHAPPELL, B.W. 1993: Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. – *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 463–475.
- SACKETT, W.M., MOORE, W.S. 1966: Isotopic variations of dissolved inorganic carbon. – *Chem. Geol.* **1**, 323–328.
- TAYLOR, H.P., Jr., FRECHEN, J., DEGENS, E.T. 1967: Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31**, 407–430.
- A kézirat beérkezett: 1997. 05. 15.