

Hazai lamprofírok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján

Origin of carbonates in lamprophyres of Hungary:
a stable isotope study

DEMÉNY Attila¹

(8 ábrával és 1 táblázattal)

Összefoglalás

A budaligeti Remete-hegyen talált lamprofír, valamint a Budakeszi—1, Budaörs—1, Sukoró—1 fúrás és a pákozdi Nagy-kőfejtő lamprofír teléreiben levő karbonát $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ és δD vizsgálatából az alábbi következtetések vonhatók le:

1. A Budai-hegység lamprofírjainak karbonátja nem tisztán magmás eredetű, hanem magmás és üledékes anyag keveredéséből származik.

2. A velencei-hegységi karbonátit és lamprofír karbonátja magmás eredetű, összetételét magmás frakcionációs és/vagy kontaminációs folyamatok hozták létre.

3. A lamprofírtelérekhöz kapcsolódó kalciterek képződése két fő, a magmatit benyomulását követő fluidhatáshoz köthető. A két fluidgeneráció izotóppozíciója a magmás eredetű víz és az üledékes kőzetek poruszvizének tartományához áll közel.

Abstract

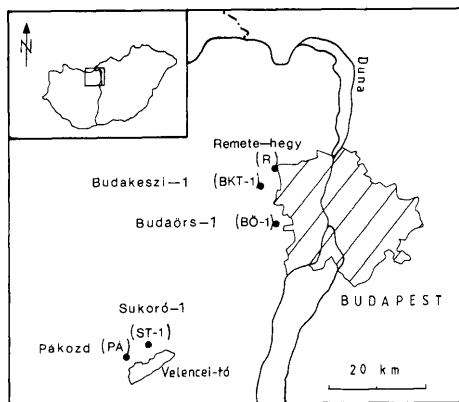
Based on $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and δD measurements of carbonates and fluid inclusions in lamprophyres and carbonatites in Transdanubia, Hungary, the following conclusions are drawn:

1. The carbonates of the lamprophyres in the Buda Hills are not of purely magmatic origin, but derive from mixing of magmatic and sedimentary materials.

2. The carbonates of the lamprophyre and carbonate that intruded granites in the Velence Hills are of magmatic origin and their isotopic compositions have been shifted by magmatic fractionation and/or contamination processes.

3. The formation of calcite veins related to lamprophyre dykes was induced by two fluid generations with isotopic compositions close to magmatic waters and formation waters, respectively.

¹DEMÉNY Attila, Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.



1. ábra. A vizsgált minták lelőhelyei. Remete-hegy (Budaliget) és Pákozd lelőhelyei felszíni feltárásokat, a Budakeszi-1, Budaörs-1 és Sukoró-1 lelőhelyek fúrásokat jelölnek.

Fig. 1. Localities of samples. The localities of Remete Hill (Budaliget) and Pákozd are outcrops, the points of Budakeszi-1, Budaörs-1, and Sukoró-1 are boreholes.

Bevezetés

Az 1980-as évek során számos tanulmány jelent meg a Dunántúli-középhegység mezozoós lamprofirjairól. HORVÁTH et al. (1983) az alkáli lamprofir telérek mellett karbonatithoz közelálló kőzeteket is ismertetett. A magmatizmus lokális — esetleges gazdasági — jelentőségének (pl. Nb-dúsulás) megismerése mellett ezen kőzetek vizsgálata információt nyújt távolabbi földtani korrelációs kérdések megoldásához is, hiszen a Dunántúli-középhegység mezozoós kőzetei és az Alpok megfelelő sorozatai között jól meghatározott kapcsolat van (például KÁZMÉR és KOVÁCS, 1985; BALLA, 1988). Emellett a lamprofirfos magmatizmus tanulmányozása általános magmagenetikai és -fejlődési kérdésekhez is hasznos adatokat szolgáltat.

A lamprofirfos sorozat kőzeteinek feltűnő tulajdonsága, hogy esetenként jelentős mennyiségű karbonátot tartalmaznak, ami karbonatit jellegű magmatitként (HORVÁTH et al., 1983; KUBOVICS és SZABÓ, 1987), a lamprofirban alapanyagként, vagy ocellumként (HORVÁTH et al., 1987; KUBOVICS et al., 1989) jelenik meg.

HORVÁTH és társai (1987) végeztek úttörő jellegű karbonát-stabilizotóp-vizsgálatokat a magmatitok karbonátján, valamint kalciterek és karbonátos kőzetek anyagán. A magmatitok karbonátanyagát stabil szénizotóp-összetételük alapján elsődlegesen magmás eredetűnek tekintették (HORVÁTH és ÓDOR, 1984), míg az oxigénizotóp-összetétel eloszlását irodalmi analógiák alapján vulkáni-szubvulkáni környezethez kapcsolták. Ezen következtetések hiányossága, hogy a szén- és az oxigénizotóp-összetétel mind a magmás frakcionáció folyamatai, mind karbonátos üledékes kőzetekkel való kölcsönhatás során

együtt változnak, így az eloszlások értelmezése során nem választhatók szét. A kőzetek utólagos átalakulásához kapcsolódó kalcitképződés körülményeinek ismerete ezen folyamatok értelmezéséhez fontos adatokat szolgáltat, viszont ezek genetikája még nem kellően tisztázott.

Jelen munka tárgya a lamprofiros magmatizmus fejlődésének és a környező kőzetekkel való kölcsönhatásának vizsgálata, a két folyamat elkülönítése és mértékük meghatározása.

E célból karbonátminták stabil szén- és oxigénizotópos, valamint fluidzárványok stabil hidrogénizotópos vizsgálatát végeztem el a felszíni feltárásban előforduló, jól mintázható és dokumentálható budaligeti teléren (Remete-hegy, dachsteini mészkő kőfejtő), valamint összevetésként a Sukoró—1, Budaörs—1, Budakeszi—1 fúrások és a pákozdi Nagy-kőfejtőben leírt telér anyagán (1. ábra).

Földtani viszonyok

A Dunántúli-középhegységben több lelőhelyről (Pákozdi, Nagykovácsi, Budaliget) és fúrásból (Sukoró—1, Diósd—1, Alcsútdoboz—2, Mány—1, Vál—3, Budaörs—1, Budakeszi—1, stb) ismert lamprofir és karbonatit jellegű magmatit, amely néhány métert is elérő vastagságú telérek formájában jelenik meg (HORVÁTH et al., 1983, 1985, 1987; KUBOVICS és SZABÓ, 1987; KUBOVICS et al., 1989). A magmatitok közzetani besorolása igen változatos, sokféle lamprofirváltozat (az alnöittől a spessartitig) szerepel a leírásokban.

A magmatitok korára vonatkozóan több szerző közöl adatokat mind K/Ar, mind fission track vizsgálatok alapján. A K/Ar koradatok 57,9-től 77,6 millió évig terjednek (HORVÁTH et al., 1983; EMBEY-ISZTIN et al., 1989, Kubovics, 1985; KUBOVICS et al., 1989), jól egyezően a kőzetek apatitján mért fission track korokkal (60—68 millió év, DUNKL, 1991). DUNKL (1991) a Mány—1 fúrás általa vizsgált mintájában két apatitpust különített el koruk (≈ 60 millió év és 99,1 millió év), illetve urántartalmuk alapján.

DOBOSI és HORVÁTH (1988) vizsgálatai szerint a telérek kémiai összetétele, genetikája és — klinopiroxenjeinek összetétele alapján meghatározott — kristályosodási sorrendje nagyon hasonló.

A budaligeti Remete-hegyen talált magmatittelér anyagával EMBEY-ISZTIN és társai (1989), valamint KUBOVICS et al. (1989) foglalkoztak részletesen, jóllehet eltérő kőzetbesorolást adtak.

A telér a kőfejtő tetején, mintegy 10 m hosszúságban látható, így különböző bontottsági fokú részei jól elkülöníthetők. A magmatit legnagyobb része vöröses-barnás színű, de nagyobb foltokban zöldes is lehet, ami különböző helyi redoxviszonyokra utal. Érdeemes megjegyezni, hogy a zöldes színű anyagban 10 cm átmérőt is elérő — valószínűleg köpenyeredetű — zárványok is előfordulnak, amelyek döntően karbonát-agyagásvány-klorit-szerpentinkeverékké alakultak át, több-kevesebb csillámrelikttal. A telér DK-i részén a vörösesbarna kőzettől jól elkülönülve szürkésfehér, karbonátból és agyagásványból álló, magmás szerkezetmaradványokat nem mutató kőzetreszt találunk. Ezen rész érdekessége, hogy ebben a bontott tömegben található a feltárás legkevésbé átalakult magmatitja, amely zöldes színű átmenettel érintkezik a szürkésfehér anyaggal, és kb. 40—50 cm átmérőjű relikttum blokkokként jelenik meg. Ebben a

blokkban EMBEY-ISZTIN et al. (1989) és KUBOVICS et al. (1989) a feno- és mikrofenokristályok között olivint, zónás klinopiroxént, csillámot és opak ásványt említenek, míg az alapanyagban karbonát, földpát, apatit és kőzetüveg szerepel. A kőzet szövete pánidiomorf. EMBEY-ISZTIN és munkatársai (1989) emellett peridotit zárványokat is leírtak.

Elektronmikroszondás és ritkaföldfém-vizsgálatok alapján KUBOVICS et al. (1989) a magmatittelért egyértelműen a Dunántúli-középhegység lamproffros-karbonatitospikrites sorozatába tartozónak tartják.

Az említett alapanyagbeli karbonát mellett (amely egyaránt származhat utólagos kőzetátalakulásból és elsődleges magmás forrásból is) a magmatit 2 cm-t is elérő ocellumokat tartalmaz. Tájékoztató jellegű mikroszondás vizsgálatok (elemző FÓRIZS István, Geokémiai Kutatólaboratórium) alapján az ocellumok kalcitból állnak, vékony (1–2 mm) dolomit szegéllyel.

A magmatitot magába foglaló dachsteini mészkő fehéres színű, cukorszövetű. A magmatit felé haladva egyre inkább elszíneződik, a kontaktuson vörösesbarna színűvé válik, bár helyenként szürke foltok jelennek meg.

A feltárásban a következő karbonátér-típusokat különíttem el:

A. A magmatiton belül

- masszív, 5–10 cm vastagságot elérő karbonátos sávok,
- szálas szerkezetű, 0,5–1 cm vastagságú kalciterek,
- változó vastagságú (max. 5–10 cm), fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó erek.

B. A mészkőben

- vékony erek a vörösesbarna és a szürke átalakult mészkőben,
- mészkőbreccsát kitöltő, zónásságot mutató (vasas kalcit–kalcit) kalcitképződés,
- fennőtt kristályokat tartalmazó kalciterek.

A fenti típusok mindegyikét külön minta reprezentálja, amelyek leírása a Függelékben található. A Remete-hegyről származó anyagok az R(1–n) mintasorba tartoznak.

A már említett fúrási anyagokat a budaligeti telérrel való összevetés céljából vizsgáltam, így a részletes kőzettani-ásványos leírások az idézett tanulmányokban találhatóak. A legkevésbé bontott kőzet alapján a Budakeszi—1 (továbbiakban Bkt—1) magmatitja polzenit-szilikokarbonatit, a Budaörs—1 (továbbiakban Bő—1) fúrásban és a pákozdi Nagy-kőfejtőben leírt telér monchiquit, a Sukoró—1 (továbbiakban St—1) fúrás vizsgált kőzete magnezites beforisit (HORVÁTH et al., 1983, 1985, 1987).

A Bő—1 és Bkt—1 fúrások kőzetei a jelen tanulmány fő tárgyát képező budaligeti magmatithoz térben legközelebb álló és azonos sorozatba tartozó magmatitokat, míg a Velencei-hegység gránitjába nyomult telérek (St—1, Pákozdi) üledékes karbonátos kőzettel kapcsolatban nem levő és ezért az eredeti magmás karbonátösszetételhez legközelebb álló kőzeteket képviselik. Noha nem lehet kizárni, hogy a gránit alatt jelentős üledékes sorozatok lehetnek, a lamproffir magma benyomulása során ezekkel csak nagyon rövid ideig lehetett kölcsönhatásban és így a kontamináció valószínűsége kisebb, mint az üledékes kőzetekbe nyomult és ott kihűlt magmatitok esetében. Ezen összehasonlító mintákban szintén megtalálhatók a budaligeti telér leírásánál szereplő karbonáttípusok (ocellum, alapanyag, masszív karbonátosodás, fennőtt kristályok), felsorolásuk a mintákat ismertető Függelékben található.

Analitikai módszerek

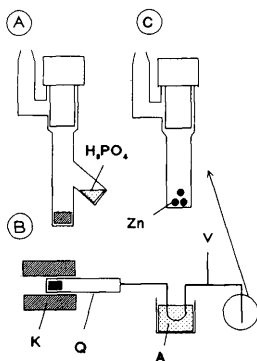
A mintákat kétféle módon készítettem elő. Teljes kőzet, illetve nagyobb mintadarab esetén törés után achát mozsárban kézzel porítottam az anyagot. Ocellumok és erek esetében azonban lassú fordulatszámú (2–3 fordulat/másodperc) fúróval a kézipéldányból fúrtam ki elemzésre elegendő anyagot. A karbonátok előkészítése a MCCREA (1950) által megalapozott módszer szerint történt. 20 mg tiszta CaCO_3 -at tartalmazó mintát a 2. ábrán bemutatott reakciócsőbe mértem be. Ezután a DEMÉNY ÉS FÓRIZS (1991) által leírtak szerint előkészített koncentrált foszforsavból $2,5 \text{ cm}^3$ -t a reakciócső másik „ujjába” töltöttem, majd az edényeket vákuumra szívattam. A foszforsavat a karbonátra öntve az anyagokat a karbonát típusától függően 12–15 órán keresztül (kalcit), illetve 5 napon át (dolomit) szobahőmérsékleten reagáltattam. A keletkező szén-dioxidot vákuumdesztillálással tisztítottam.

Mivel a reakció során az eredeti karbonát oxigénatomjainak csak 2/3-át nyerjük ki CO_2 formájában, ezért izotópfractionáció jön létre, amelyet az α fractionációs tényezővel adunk meg. Ez az α tényező függ a hőmérséklettől (lásd később) és a karbonát összetételétől. A hőmérséklet-függés kiküszöbölésére minden sorozatban jól meghatározott összetételű laboratóriumi standardot tarttam fel a mintákkal teljesen egyező módon, majd a minták összetételét ehhez az anyaghoz viszonyítottam. A laboratóriumi standardot az NBS—19 nemzetközi standardhoz kalibráltam.

A kinyert CO_2 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ és $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányait az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában működő Finnigan MAT Delta S típusú stabilizotóparány-mérő tömegspektrométerrel határoztam meg. Az adatokat a következő képlet szerint viszonyítottam a PDB (Pee Dee Belemnite) és SMOW (Standard Mean Ocean Water) standardokhoz:

$$\delta = (R_{\text{minta}}/R_{\text{standard}} - 1) \cdot 1000 \quad [‰],$$

ahol R az adott izotóparányt jelenti ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, stb.). A karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ adatainak reprodukálhatósága minden esetben jobb volt, mint $\pm 0,15\%$.



2. ábra. A. Karbonátelőkészítő reakciócső. A vákuum-rendszerhez csiszolatos csatlakozással kapcsolódik. B. Előkészítő vákuumszisztéma fluidzárványok kifűtéséhez. K: kemence, Q: kvarc cső, A: olvadó aceton, V: kimenet a vákuumpumpához. C. Reakciócső a kifűtés során felszabaduló H_2O fémcinkkel történő redukciójához.

Fig. 2. A. Reaction tube for carbonate preparation. B. Vacuum system for heating fluid inclusions. K: furnace, Q: quartz tube, A: melting acetone, V: vacuum. C. Reaction tube for the reduction of water released upon heating with zinc.

A kalciterek képződését létrehozó fluidok vizsgálatára három minta fluidzárványaiban jelenlevő H_2O D/H arányát is meghatároztam (az előkészítő rendszer rajza a 2. ábrán látható). A fluidzárványok jelenlétének mikroszkópos ellenőrzése után a minták 2–5 mm-es darabjait (kb. 5 g) a kvarccsöbe helyeztem, vákuumba szívtam, majd vákuumban 30 perc alatt $500^\circ C$ -ra hevítettem és 30 percig ott tartottam. A felszabaduló H_2O -t vákuumdesztillálással tisztítottam, majd a cinket tartalmazó reakciócsöbe fagyasztottam. A vízből hidrogén gázt a COLEMAN et al. (1982) által megalapozott és DEMÉNY és FÓRIZS (1991) által kissé módosított módszerrel, fémcinkkel $500^\circ C$ -on történő vízbontással készítettem. A felhasznált cink speciális intermetalikus vegyület, amely J.M. Hayes (Bloomington, USA) laboratóriumában készült. A D/H arányt a H_2 gázban a már említett Delta S tömegspektrométerrel határoztam meg és a SMOW standardhoz viszonyítottam.

Az izotópegyensúly számításának alapját az izotópfractionációs tényező, az α képezi:

$$\alpha = R_A/R_B,$$

ahol R_A és R_B az A és B anyagra vonatkozó izotóparány ($^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, stb.). A fractionációs tényező hőmérsékletfüggését az

$$1000 \cdot \ln \alpha = a \cdot T^{-2} + b$$

egyenlet adja meg. Ez a kalcit-víz oxigénizotópegyensúly esetében

$$1000 \cdot \ln \alpha = 2,78 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + 3,39$$

(O'NEIL et al., 1969).

A fractionációs tényező és a δ érték között a következő összefüggések léteznek (lásd pl. SHEPPARD, 1984):

$$1000 \cdot \ln \alpha_{XY} = \ln(1 + \delta_X/1000) - \ln(1 + \delta_Y/1000).$$

Ha $\delta/1000 < 1$, akkor $\ln(1 + \delta/1000) \approx \delta$, tehát

$$1000 \cdot \ln \alpha \approx \delta_X - \delta_Y,$$

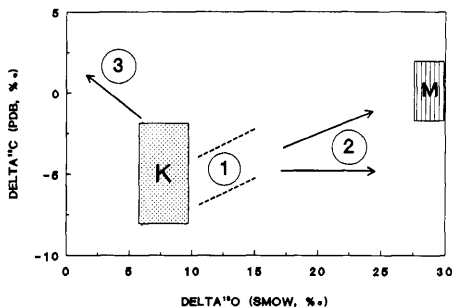
amely különbséget Δ -val jelölünk.

Az összefüggésekből látható, hogy két anyag közti izotópegyensúly esetén a δ értékek és a hőmérséklet közül bármely kettő ismeretében a harmadik meghatározható.

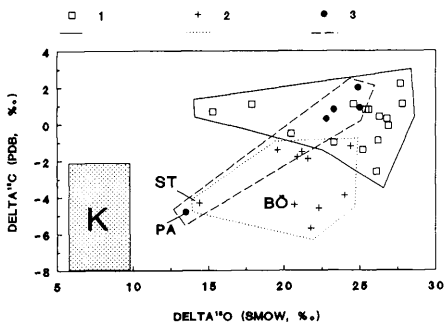
Eredmények

A stabilizotóp-vizsgálatok eredményei az I. táblázatban szerepelnek. Az izotópadatok $\delta^{13}C$ — $\delta^{18}O$ (karbonát) és δD — $\delta^{18}O$ (H_2O) eloszlásai a 4–7. ábrán láthatók.

A budaligetű magmatit kőzetminták alapanyagbeli karbonátjának izotópadatai viszonylag szűk tartományba esnek (4. ábra) ($\delta^{13}C = -1,4$ -től $-5,7$ ‰-ig, $\delta^{18}O = 19,6$ -tól $24,4$ ‰-ig). Ugyan a stabil szénizotóparányok közel vannak a köpenyeredetű magmás karbonátok tartományához, viszont az oxigénizotópadatok jelentősen eltérnek. Az izotópösszetételt meghatározó folyamatra nézve fontos információt jelenthet, hogy az izotóparányok nem mutatnak összefüggést a karbonáttartalommal (5. ábra).



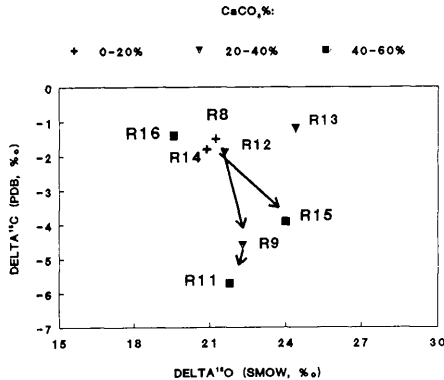
3. ábra. Karbonatitokban lejárolt izotópváltozások folyamatai és irányai. K: intruzív karbonatitok, M: mészkövek. A körökben levő számok: 1. Rayleigh-fractionáció által létrehozott izotópeltolódás. 2. Kontamináció és utólagos hidrotermális hatások. 3. Csapadékvíz hatása $\approx 250^{\circ}\text{C}$ -nál nagyobb hőmérsékleten. Fig. 3. Processes and directions of alterations of the isotopic compositions of carbonatites. K: intrusive carbonatites, M: limestones. Numbers in circles: 1. direction of the isotopic shift caused by Rayleigh fractionation processes. 2. Contamination and later hydrothermal effects. 3. The effect of meteoric water above $\approx 250^{\circ}\text{C}$.



4. ábra. Mészköminták (1), magmatitok alapanyagbeli karbonátjának (2) és karbonát ocellumainak (3) eloszlása a $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ ábrán. K: intruzív karbonatitok összetételei mezeje; ST: St-1/2 minta pontja; PA: a pákozdi Nagy-kőfejtő monchiquit telérében levő kalcit ocellumok pontja; BÖ: a Bő-1/19 minta pontja. Fig. 4. $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ plot of limestones (1) and groundmass carbonate (2) and ocelli (3) of the magmatites. K: intrusive carbonatites; ST: the point of sample St-1/2; PA: the point of the calcite ocelli of the monchiquite dyke of Pákoz; BÖ: the point of sample Bő-1/19.

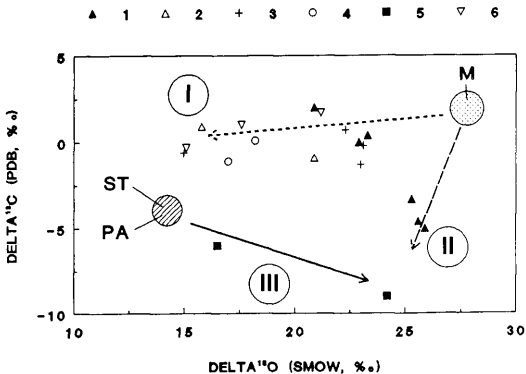
A Bő-1 fúrás karbonátosodott lamprofírjának (Bő-1/19 minta) karbonáttartalma nagyobb, mint 50%, amelynek kialakulása a szöveti bélyegek alapján nem felszíni

mállás eredménye, mégis izotópösszetétele közel áll a budaligeti telér erősen bontott magmatitjának (R11 minta) értékéhez.



5. ábra. A budaligeti (Remete-hegy) lamprofir telér alapanyagbeli karbonátjának izotópeloszlása és a kőzetek karbonáttartalma. A nyilak magyarázatát lásd a szövegben.

Fig. 5. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ plot of groundmass carbonates in the lamprophyre of Budaliget (Remete Hill). Explanations of arrows are in the text.



6. ábra. Kalciterek eloszlása a $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ábrán. 1. vékony kalciterek a kontaktus mészkőben; 2. fennőtt kalcit a mészkőben; 3. breccsakitöltés; 4. szálás kalciterek a magmatitban; 5. karbonátos sávok a magmatitban; 6. fennőtt kalcit a magmatitban; M: érintetlen mészkő összetételei mezeje; ST és PA mint a 4. ábrán. Az I., II. és III. nyilak magyarázata a szövegben szerepel.

Fig. 6. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ plot of calcite veins. 1. thin veins in the contact limestone; 2. calcite crystals in the limestone; 3. breccia fillings; 4. fibrous calcite veins within the magmatite; 5. carbonate bands in the magmatite; 6. calcite crystals in the magmatite. Explanations of arrows I, II, and III are in the text.

A Sukoró—1 fűrással harántolt karbonatit (St—1/2 minta) adta a vizsgált kőzetek közül az intruzív karbonatitok tartományához legközelebb eső értéket.

A pákozdi Nagy-kőfejtő monchiquit telérében talált kalcit ocellumok (PÁ minta) izotóparányai a karbonatit (St—1/2 minta) adataához esnek közel.

Az St—1 fűrás karbonatitja dolomitot tartalmaz a pákozdi monchiquit kalcit ocellumainál kissé pozitívabb szén- és oxigénizotóp-összetétellel. Egyensúlyi körülmények között a dolomit több nehéz izotópot (^{13}C és ^{18}O) tartalmaz, mint a kalcit (SCHWARTZ, 1966), így a két kőzet (St—1/2 és PÁ jelű minták) karbonátjának összetétele a magmás izotópegyensúlyt megközelíti (lásd DEINES, 1989).

A budaligeti telér reliktum magmatitjában (R8 minta) talált karbonát ocellumok izotópadatai szintén szűk tartományba esnek (I. táblázat, 4. ábra), viszont az alapanyagbeli karbonát adataihoz képest a mészkövek izotóppozíciójához esnek közelebb.

A budaligeti kőfejtő átalakulást nem mutató mészkőmintáinak izotóppozíciójának eloszlása alapján (I. táblázat) a mészkő eredeti összetétele $\delta^{13}\text{C} \approx 2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \approx 28\text{‰}$ volt. A kontaktus vörösbarna színű, átalakult mészkőnek összetétele a magmás karbonát értékei felé tolódott el (I. táblázat és 4. ábra). A vörösbarna színű mészkőben levő szürkés foltok karbonátjának összetétele jelentősen eltér környezetétől. A szénizotóp-adatok ugyan az üledékes karbonátra jellemzőek maradtak, az oxigénizotóparányok viszont negatív irányba tolódtak ($\delta^{18}\text{O} = 15,4\text{-től } 17,9\text{‰-ig}$; 4. ábra).

A karbonátos erek izotóparányai között igen nagy szórás jelentkezik (6. ábra), az -egyes típusok eltérését és azok okait a Diskusszió fejezetében részletezem.

A három minta, amelyeknek anyagában a bezárt fluidzárványok víztartalmának D/H arányvizsgálatát végeztem el, viszonylag közelálló δD adatokat adott (I. táblázat). Ezek közül is a fennőtt kalcitban (R17/b minta) és a breccsakitöltés kalcitjában (R20/3 minta) levő H_2O hidrogénizotóp-összetétele mutat jó egyezést ($-78,3$ és $-79,7 \text{‰}$), míg a harmadik anyag (magmatitban levő karbonát sáv, Bkt—1/9 minta) értéke kissé eltér ($-84,4 \text{‰}$).

Diskusszió

Magmás eredetű karbonát stabilizotópos összetétele (általános áttekintés)

Mivel lamprofirtelének gyakorta kapcsolódnak karbonatit-összetételekhez (FITTON és UPTON, 1987), így a vizsgált lamprofír kőzetekben levő karbonát eredetének eldöntéséhez először a magmás karbonát szempontjából legtöbb információt nyújtó karbonatitok izotóppozíciójának kialakulását és változását befolyásoló tényezőket kell áttekintünk.

WYLLIE et al. (1990) a karbonatitmagma képződését 75 km-nél nagyobb mélységben valószínűsíti. Az általuk adott modell több fázisú köpeny metasomatózist és magmaképződést feltételez, amely folyamat során mind elsődlegesen, mind nefelinites magma frakcionált kristályosodásával és nem elegyedő szilikát-karbonát fázisok elkülönülésével létrejöhet karbonatitmagma.

NELSON et al. (1988) a karbonatitmagma anyagát Sr, Nd, Pb, O és C izotópok eloszlásai alapján szubdukált óceáni litoszférából származtatja. Elméletük szerint a karbonát eredetileg üledékes jellegű izotóppozíciójával a magmaképződés során éri el a magmás karbonátra jellemző értéket.

DEINES és GOLD (1973) számos karbonatitösszetétel C és O izotópos vizsgálata alapján két fő típusra osztotta fel a karbonatitokat: szubvulkáni (intruzív) és szubvulkáni-vulkáni (extruzív is). Az intruzív karbonatitok C és O adatai kis szórást mutatnak ($\delta^{13}\text{C} = -2\text{-től } -8\text{‰-ig}$, $\delta^{18}\text{O} = 6\text{-től } 10\text{‰-ig}$, 3. ábra), amelyet a köpenyre jellemző értékek tekinthetünk (DEINES, 1989). Ezen tartományon belül is léteznek

szisztematikussá tett változások, amelyek magmafejlődéshez, regionális tektonikai helyzetű függő eloszlásokhoz köthetők (ANDERSEN, 1987; DEINES, 1989; SHEPPARD és DAWSON, 1973). Ezek a változások kapcsolatban lehetnek a WYLLIE és társai (1990) által adott modell különböző fázisaival is.

A vulkáni-szubvulkáni összletek esetében a szénizotópadatok kevésbé térnek el az eredeti köpenyösszetételtől, viszont az oxigénizotóp-összetételek rendkívül széles tartományban változnak. Ennek az izotópeltolódásnak az okait ANDERSEN (1987), DEINES (1989), NIELSEN és BUCHARDT (1985) és VINOGRADOV et al. (1967) munkái alapján a következőkben adhatjuk meg:

1. *Magmás frakcionáció.* DEINES (1989) összefoglaló munkájában 21 karbonatit lelőhely C és O izotópeloszlását ábrázolta (idézett szerző 13. 40. ábrája, 338. oldal) és az 5—15‰-es $\delta^{18}\text{O}$ tartományban mindkét izotóp pozitív irányú eltolódási trendjeit figyelte meg. A 3. ábrán a szaggatott vonalak ezt az irányt jelölik.

A jelenség magyarázatára DEINES (1989) számításokat végzett egy közös magmatárólóló fokozatosan kiváló karbonátos és szilikátos fázis izotópposztételének Rayleigh-frakcionáció hatására bekövetkező változására. Az általa alkalmazott feltételrendszer némileg eltér a PINEAU et al. (1973) által korábban kidolgozott karbonát— CO_2 —szilikát izotópegyensúly és folyamatos kristályosodás során lezajló Rayleigh-frakcionáció folyamatától, az izotópeltolódás iránya azonban azonos. PINEAU et al. (1973) elmélete szerint a 3. ábrán jelölt trendek lejtése 400°C alatt negatívvá válik, így ilyen hőmérsékleten az intruzív karbonatitokra jellemző $\delta^{13}\text{C}$ adatoknál negatívabb értékeket kapunk.

2. *Kéregkontamináció.* A magmatitot környező, szennet nem tartalmazó szilikátos kőzetek beolvadásából származó kontamináció csak az oxigénizotóp-összetételt változtatja meg. Ezzel szemben az üledékes karbonátok kontaminációs hatása mind a C, mind az O izotóparányait megváltoztatja.

A 3. ábrán a kontamináció lehetséges irányait nyilak jelölik.

3. *A karbonát utólagos átalakulása.*

a. *Zárt rendszer.* Magmás eredetű H_2O -val és CO_2 -vel egyensúlyba kerülő karbonát szén- és oxigénizotóp-összetétele csökkenő hőmérséklettel egyre inkább pozitív irányba tolódik el (PINEAU et al., 1973), amit a 3. ábra szaggatott vonalain is jelölnék.

b. *Nyílt rendszer.*

— Fluidok eltávoztása. A karbonáttal egyensúlyban levő CO_2 több ^{13}C -t, míg a H_2O több ^{18}O -t tartalmaz, mint a karbonát, így a fluidok eltávoztása a rendszert ezen izotópokban szegényebbé teszi. A maradék fluiddal egyensúlyban levő karbonát szénizotópposztétele negatív, oxigénizotóp-összetétele pozitív irányba tolódik el. HUBBERTEN et al. (1988) ezzel a folyamattal magyarázza a kaiserstuhli összlet késői karbonatitelléréinek és vulkanitjainak izotópposztéleti eloszlását.

— ^{18}O -dús vízzel történő egyensúly. DEINES (1989) a St. Honoré-i karbonatit vizsgálatára alapján valószínűsíti, hogy korábban üledékes karbonáttal egyensúlyba került — és így ^{18}O -ban dúsabbá vált — hidrotermális oldatok pozitív irányú $\delta^{18}\text{O}$ eltolódást okozhatnak a karbonatitokban.

— Felszíni mállás csapadékvíz hatására. A kalcit-víz oxigénizotóp-egyensúly alapján (O'NEIL et al., 1969) az átlagos, negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékű csapadékvízzel történő izotópcserre $\approx 250^\circ\text{C}$ felett a karbonatit izotópposztételét negatív irányba, az alatt pozitív irányba tolja el (3. ábra, és DEINES, 1989). Így például kb. —10‰-es $\delta^{18}\text{O}$ értékű vízzel 20°C -on egyensúlyban levő karbonát összetétele nagyon nagy fluid/kőzet arány mellett $\approx 20\%$, 300°C -on —5‰ lesz.

Ilyen csapadékvíz-hatásnak tulajdonítható egyes karbonatit tufák utólagos átkristályosodása és izotóparányváltozása (HAY és O'NEIL, 1983; HUBBERTEN et al., 1988).

A természetben legtöbbször a fentiek együttes hatása hozza létre a jelenleg megfigyelt izotópposztéletet.

Ezen folyamatok határozzák meg a karbonatitokhoz hasonló genetikájú lamprofírok izotópposztéletét is, noha a hatások mértéke gyakran eltérő.

A lamprofírokban levő elsődleges magmás karbonát szén- és oxigénizotóp-összetétele a karbonatitoknál gyakran pozitívabb, ami előrehaladottabb magmás frakcionációra utal. Emellett a lamprofíros magmatitok általában érzékenyebbek a kontaminációra is, mint a karbonatitok. Míg üledékes karbonátos kőzetbe hatoló karbonatit intrúziók sokszor megőrzik az eredeti izotópposztéletüket (LAPIN et al., 1986), a lamprofírok karbonátanyaga a környező kőzetekkel kevert összetételeket ad (BERNARD-GRIFFITHS et al., 1991; DONTSOVA et al., 1977; GALIMOV et al., 1974).

Mivel a lamprofitrok gyakran néhány méter vastag telérekben fordulnak elő, ezért zárt rendszerű magmás fluidhatás nehezen képzelhető el. Ezzel szemben a nyílt rendszerű utólagos átalakulások, mint például a fluidok eltávozása, csapadékvíz (HUBBERTEN et al., 1988), vagy metamorf fluidok metasztatikus hatása (FINLAYSON et al., 1988) gyakoriak.

A stabilizotóp-összetétel szempontjából a lamprofitrok a felszíni mállásra is érzékenyebbek, mint a karbonátitok (DENES, 1989). Ezért a magmatitban levő alapanyagbéli karbonát gyakran adja a felszíni hatásra jellemző értéket, noha eredeti magmás karbonátjának izotóparányai az intruzív karbonátitokéhoz álltak közel (pl. kaiserstuhli bergalitok, HUBBERTEN et al., 1988).

A magmás kőzetek karbonátos alapanyagának és ocellumainak eredete

A. Alapanyagbéli karbonát.

Mint láttuk, a vizsgált mintasorból a Sukoró—1 fúrás karbonátja adta az intruzív karbonátitokhoz legközelebb álló értéket, mégis ez az adat jelentősen eltér a köpenyeredetű karbonát tartományától (4. ábra). Ilyen mérvű izotópteltolódást mind magmás frakcionáció, mind a kéregkontamináció eredményezhet. Egyéb vizsgálatok (pl. radioaktív izotóparányok) hiányában a két folyamatot nem tudjuk elkülöníteni.

A budaligeti telér alapanyagbéli karbonátjának eloszlása az 5. ábrán látható. Makroszkópos megjelenés alapján két fő csoportot lehet elkülöníteni:

- csak felszíni mállás hatását mutató kőzetek (R8, R12, R13, R14 és R16 minták),
- az előzőtől eltérő, erőteljes átalakulást szenvedett anyagok (R9, R11, R15 minták).

Az R13 minta egy, a vizsgált teléren belüli törésből származik, földes, porló karbonátot tartalmaz, ami felszíni csapadékból kis hőmérsékleten történő kiválásra utal. Ez a karbonát kiválás nyilvánvalóan utólagos a többi kőzet karbonátjához képest.

Az R16 minta a lamprofit nagy karbonáttartalmú (59,6%) átalakult köpenyzárványa. Noha a karbonát mennyisége ebben a mintában a legtöbb, mégis izotóppozíciója közel áll az R8 mintáéhoz, amelyik a feltárás legkevésbé átalakult (5,2% karbonát) és a magmás jellegzetességeket legjobban megőrző kőzete. A vöröses barna (R14) és a zöldes színű (R12) kőzetreszek karbonáttartalma nagyobb ($\approx 20\%$), izotóppozíciója azonban gyakorlatilag megegyezik a legkevésbé átalakult, reliktum magmatit (R8 minta) alapanyagbéli karbonátjának összetételével. Az egyezés arra utal, hogy ezen kőzetek átalakulása egyazon folyamathoz köthető. A 4. ábrán látható eloszlás alapján a kőzetek karbonátja üledékes és magmás anyag keveredéséből származik. A magmás eredetű karbonátkomponens mennyisége abszolút értelemben nem állandó, viszont a karbonátban levő százalékos megoszlása a különböző mintákban nagyjából azonos. Ez azt jelenti, hogy azonos összetételű fluidból vált ki a karbonát, a kőzet átjárhatóságának megfelelő mennyiségben.

A budaligeti telér DK-i végében levő, karbonát és agyagásvány keverékévé teljesen átalakult, magmás szöveti elemeket nem mutató fehéresszürke kőzetanyag (R11 minta) összetétele jelentősen eltér az előzőektől. Az oxigénizotóp-arány nagyjából egyezik az átalakult kőzetben levő reliktmagmatitával (R8 minta), de a $\delta^{13}\text{C}$ adat a feltárásban mért legnegatívabb érték. A jelentősen eltérő szénizotópadatok kizárják, hogy ez a karbonát az előzőekkel azonos folyamatban képződjék. A teljesen átalakult kőzet (R11) és a reliktmagmatit (R8) közötti átmeneti anyag (R9 minta) összetétele a kőzet térbeli elhelyezkedésének megfelelően az R8 és R11 minták adatai közötti átmenetet jelzi.

Hasonló izotópeltolódást mutat a gömbös elválású közetrészek karbonátja is (R15 minta), így ez az átalakulás az előző mintacsoport (R8, R12, R14, R16) karbonátképződése után zajlott le.

A Bő—1 fúrás karbonátosodott lamprofirjának $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ adatai (Bő—1/19 minta, a 4. ábra BÖ jelzésű pontja) a budaligeti második csoport értékeihez állnak közel. A kőzet csak kismértékű átalakulást mutat (klorit, opakásvány) és döntő részben karbonátból és plagioklászából áll, ezért a kőzetszövet alapján a magmás izotóppösszetételhez közeli értéket várhatnánk. Ezzel szemben összetétele a budaligeti magmatit teljesen átalakult kőzetében (R11 minta) mért adatok irányába tolódott el, ami azonos fluidhatásra utal.

B. Ocellumok.

Az eredeti magmás karbonátanyagot a pákozdi Nagy-kőfejtő monchiquit telérének kalcit ocellumai közelítik meg leginkább (4. ábra PA jelzésű pontja). Szén- és oxigénizotóptértékei kissé negatívabbak a dolomitot tartalmazó és a Sukoró—1 fúrás által harántolt karbonatit (St—1/2 minta, a 4. ábra ST jelzésű pontja) adatainál, ami arra utal, hogy a dolomit (ST) és a kalcit (PA) összetételei megközelítették a DEINES (1989) által bemutatott izotópegyensúlyt. Ezek szerint a két magmás kőzet szoros kapcsolatban van; valószínűleg egyazon magma nem elegyedő szilikátos és karbonátos anyagát alkotják.

A pákozdi telér kalcitjának az intruzív karbonatitoktól való eltérése ugyanazon okokra vezethető vissza, mint a St—1 fúrás karbonatitjáté.

A budaligeti telér magmatit reliktumának ocellumai jelentősen eltérnek a fenti izotóppösszetételektől (4. ábra). A magmatit—mészkö kontaktus melletti vörösbarna átalakult mészkö izotóppösszetétele nagy hasonlóságot mutat az ocellumokkal (lásd Függelék, I. táblázat és 4. ábra). Ez az összetételi egyezés arra utal, hogy a budaligeti lamprofir karbonátocellumai a benyomuláskor a magmába jutott mészkö anyagából származnak. Az ocellumok kerekítettsége és a magmatittal való kontaktusa (dolomitzegély) jelzi, hogy a karbonátanyag egy része mobilizálódott és keveredett a magma eredeti karbonátjával és/vagy fluidjaival. Ez a keveredés hozhatta létre a magmatit alapanyagbeli karbonátjának összetételét. A HORVÁTH ÉS ÓDOR (1984) által magmás szénizotóptértéknek ítélt adatok így valószínűleg szintén magmás-üledékes kevert összetételeket jelentenek.

Hasonló mérvű izotópeltolódást mutat a kontaktus vörösbarna mészköve, amely átalakulás a magmás fluidok hatására jött létre.

Mivel a pákozdi telér és a Sukoró—1 fúrás mintáinak az intruzív karbonatit tartománytól való eltérése egyaránt származhat magmás frakcionációból és kéregkontaminációból, így a tisztán köpenyeredetű karbonát izotóppösszetétele pontosan nem adható meg. A magmatit és mészkö anyagának keveredésével létrejött karbonátban még utólagos hatások nyomai is kimutathatóak, így a magmatit minták köpenyeredetű karbonáttartalma bizonytalan. Mindazonáltal a budaligeti lamprofir legkevésbé átalakult kőzetének (R8 minta) izotópadatai és összes karbonáttartalma alapján valószínűsíthető, hogy a magma a benyomulás és a mészkövel történt kölcsönhatás előtt 2%-nál kevesebb karbonátot tartalmazott.

A kalciterek keletkezése

A. Az izotópösszetétel és az időrendi sorrend kapcsolata

A 6. ábrán látható a kalciterek $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ adatainak eloszlása, amelynek alapján három fő izotópeltolódási irány határozható meg. Az I. irány a mészkőben és a magmatitban egyaránt előforduló, fennőtt kalcitkristályokat is tartalmazó erek, a kontaktusközeleli mészkőbreccsát kitöltő kalcit és a magmatitban levő szálás szerkezetű kalciterek etolódási irányát mutatja. A 4. ábrával összevetve láthatjuk, hogy a kontaktus átalakult mészkőjében levő szürke színű foltok (R1/1, R3/3 minták) izotópösszetétele is ehhez az etolódási irányhoz tartozik.

A kontaktus közelében talált mészkőbreccsa vasas kalcitónájának (R20/2 minta) izotópösszetétele a vörösbarna átalakult mészkőéhez áll közel, míg a tiszta kalcit kitöltés a fennőtt kalcitkristályok izotóparányait mutatja (lásd 6. ábra). A két hatás időrendi sorrendjének megállapításához további, a breccsakitöltések keletkezésére vonatkozó vizsgálatok szükségesek. A vörösbarna mészkő tömeges jellegű átalakulása és a fennőtt kristályok eloszlásához hasonló összetételű karbonát helyi (erek, foltok) megjelenése arra utal, hogy az előbbi áthatóbb jellegű volt, mint az utóbbi.

A 6. ábrán jelölt III. nyíl a magmatiton belüli masszív karbonátos sávok izotópeltolódásának irányát jelzi. A Budakeszi—1 fúrás magmatitjában talált karbonátos sáv (Bkt—1/9 minta) a vizsgált mintasor legnegatívabb szénizotópösszetételét adta és a 6. ábrán elfoglalt eloszlási pontja megmagyarázhatja a kontaktusközeleli mészkő kalciterek eloszlási változatosságát is. Ugyanazon fúrás más mélységközéből származó karbonátsáv (Bkt—1/2 minta) izotópösszetétele átmenetet jelent a kiindulási magas értékek (ST és PA mezeje, 6. ábra) és a Bkt—1/9 minta között.

Noha a fluidmozgások koráról nincs adatunk, és így pontos kapcsolatait sem tudjuk feltárni, az izotópeltolódás iránya a lamprofíros magmatit-hoz kapcsolódó frakcionációs folyamatra utal.

PINEAU et al. (1973) vizsgálatai szerint a karbonatitokban $400\text{ }^\circ\text{C}$ alatt lezajló Rayleigh frakcionáció által létrejövő izotópeltolódás iránya a $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ ábrán negatív lejtésű lehet, ami jól egyezik a III. nyíl (6. ábra) irányával. A magma $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ fluidjából csökkenő hőmérséklet mellett folyamatosan válik ki a karbonát és így a karbonát-fluid izotópfractionáció miatt folyamatos izotópeltolódást kapunk.

A frakcionáció során keletkezett fluid keveredhet külső forrásból származó anyaggal is. Ezt a folyamatot jelzi a II. nyíl, amely az előbbieken tárgyalt, Rayleigh-frakcionációval kapott fluid és a mészkő anyagának kölcsönhatását mutatja. Ezen etolódási irányba esik a kontaktus vörösbarna átalakult mészkőjében előforduló vékony kalciterek egy része. Ezek az erek metszik az I. irányhoz tartozó szürke foltos mészkövet, így képződésük az I. etolódási irányt létrehozó fluidmozgás utánra tehető.

Az átalakult mészkőben lévő vékony erek genetikája megjelenésük alapján nem állapítható meg, viszont izotópösszetételük szerint az egyes izotópeltolódási irányokhoz való viszonyuk meghatározható. A 6. ábra I. és II. etolódási irányába eső izotópösszetételek azt mutatják, hogy mindkét folyamatban keletkeztek makroszkópos megjelenésre el nem különíthető kalciterek.

A különböző fluidhatások szétválasztása után összevethetjük a magmatitok szórt karbonátjának képződési körülményeit a kalciterek genetikájával. Az 5. ábrán jelölt etolódási trendek jól egyeznek a 6. ábra II. és III. nyilainak irányával. Ezért a

budaligeti magmatit helyenkénti teljes átalakulása (R11 minta) és a Budaörs—1 fűrés lamprofirjának karbonátosodása (Bö—1/19) szintén a Rayleigh-frakcionációval létrejött fluid hatásának tulajdonítható. Ez a megállapítás a fluid térbeli és mennyiségi jelentőségét jelzi.

A kalciterek és mészkőátalakulás térbeli viszonyából következtethetünk arra, hogy a két fő fluidgeneráció közül időben az első az I., a második a II. és III. izotópteloldási irányt hozta létre.

B. A kalciterek képződési hőmérséklete és a fluidok eredete

A vizsgált minták közül háromból volt elegendő anyag a kalcitban levő fluidzárványok izotópösszetételének meghatározásához. A mészkőben előforduló, fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó erek (R17/b minta) és a kalcitos breccsakitöltés (R20/3 minta) a 6. ábra I. eltolódási irányát reprezentálja, míg a magmatiton belüli karbonát sáv (Bkt—1/9 minta) a II. és III. eltolódási irányt létrehozó fluidról ad információt. Az első két mintában levő H_2O δD értéke $-78,3$ és $-79,7$ ‰, a harmadikban $-84,4$ ‰ volt. A felfűtés során megfigyelt fő dekrepitáció hőmérséklete kb. 300 °C volt. Ismeretes, hogy a dekrepitáció hőmérséklete nagyon sok tényezőtől függ (a keletkezési hőmérséklet mellett például a nyomástól, az ásvány anyagától, a zárványok méretétől, stb.; lásd ROEDDER, 1984), mégis a kalcitér képződési hőmérsékletének maximum becslését (300 °C) adhatja.

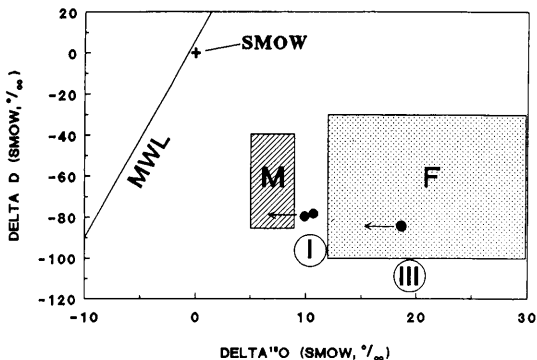
A kalcit— H_2O oxigénizotóp-frakcionáció értéke O'NEIL et al. (1969) alapján 300 °C-on $5,07$. Ennek ismeretében a kalcit izotópösszetételéből megkaphatjuk a vele egyensúlyban lévő víz izotópösszetételét. Ebből kiindulva a mészkőön belüli kalcitkristályok (R17/b minta) $10,7$ ‰-es, a breccsakitöltés (R20/3 minta) kalcitja $9,9$ ‰-es, míg a magmatiton belüli karbonát sávok (Bkt—1/9 minta) ezektől teljesen eltérő, $19,1$ ‰-es oxigénizotóp-összetételű vízzel lehettek egyensúlyban. A 6. ábrán megjelenő összetételi pontoktól kiinduló nyilak a képződési hőmérséklet maximum becslését jelentik, a 300 °C-nál kisebb hőmérséklet esetén számítható eltolódási irányával.

Az adatok értékeléséhez ismernünk kell a természetes vizek izotópeloszlásainak törvényszerűségeit is. Az oxigén- és hidrogénizotóp-eloszlások alapján a tengervíz, csapadékvíz, magmás eredetű H_2O és üledékes kőzetekktl izotópos kölcsönhatásban levő pórúsvíz elkülöníthető (7. ábra). A jó szétválaszthatóság ellenére a természetben lejátszódó folyamatok ezen típusok keveredését és így átmeneti eloszlásokat hozhatnak létre.

A 7. ábrán látható, hogy a három megvizsgált minta fluidja eltérő eredetű H_2O -t tartalmazott. A 6. ábrán I. nyíllal jelölt izotópteloldást a magmás eredetű vízhez közel álló összetételű fluid hozta létre, míg a II. és III. irányokhoz tartozó fluid H_2O -ja az üledékes kőzetekben levő pórúsvíz mezejébe esik. A korábbiakban ismertetett Rayleigh-frakcionációs folyamat mellett tehát vagy egyéb kölcsönhatás is lejátszódott, vagy a folyamat maga okozta a H_2O összetételének ilyen mértékű eltolódását.

A minták adataiból számolt izotópösszetételek három módon alakulhattak ki, az izotópadatoknak megfelelően növekvő mértékű változással:

- eredeti magmás víz frakcionációs izotópteloldásával,
- csapadékvíz üledékes kőzetekkel történő izotópos kölcsönhatásával,
- csapadékvíz és pórúsvíz keveredésével.



7. ábra. Természetes vizek δD — $\delta^{18}O$ eloszlásai (SHEPPARD, 1986 után), valamint a Bkt-1/9, R17/b és R20/3 minták karbonátjával egyensúlyban lévő fluidok összetételi pontjai. MWL: csapadékvíz eloszlási vonala; SMOW: a Standard Mean Ocean Water nemzetközi standard pontja; M: magmás eredetű víz; F: üledékes formációk pórusvize.

Fig. 7. δD — $\delta^{18}O$ distributions of natural waters (after SHEPPARD, 1986) and the composition of fluids in equilibrium with the carbonates of samples Bkt-1/9, R17/b and R20/3. MWL: Meteoric Water Line; SMOW: Standard Mean Ocean Water; M: magmatic water; F: formation waters.

Noha jelen vizsgálatos adataiból nem állapíthatjuk meg, hogy melyik folyamat határozta meg a fluidok izotópösszetételét, viszont a további — például nyomelem-geokémiai és radioaktív izotópos — vizsgálatok szempontjából fontos kiindulópontot kaptunk.

Következtetések

1. A Budai-hegység lamprofiros magmatitjainak karbonátja nem tisztán magmás eredetű, hanem magmás és üledékes anyag keveredéséből származik.

A Sukoró—1 fúrás karbonátjának és a pákozdi monchiquit telér kalcit ocellumainak izotópösszetétele magmás frakcionációs, vagy kontaminációs hatásokra toldott el a köpenyeredetű karbonát izotópösszetételi tartományától. A két magmatit karbonátja izotópegyensúlyhoz közeli értékeket adott, ami arra utal, hogy azonos forrásból származtak és a szilikátos és karbonátos olvadék szételegyedésével jöttek létre.

2. A lamprofir testekhez kapcsolódó kalciterek makroszkópos megjelenés alapján szétválasztott csoportjai a stabil szén- és oxigénizotóparányok szerint is elkülönülnek. A kalciterek és a vizsgált magmatitokon belüli karbonátsávok képződése két fluid-hatáshoz köthető.

A mészkőnek a magma benyomulásához kapcsolódó átalakulását követően magmás víz O és H izotópösszetételéhez közeli H_2O áramlott a rendszerben, nagyrészt repedésekhez köthetően helyi átalakulást, fennőtt kalcitkristályokat és breccsakitöltést hozva létre.

Ezután valószínűleg Rayleigh-frakcionációs folyamat és/vagy üledékes kőzetekkel való izotópcserre során kialakult izotópösszetételű fluid hatolt a vizsgált kőzetekbe. Ezen hatáshoz köthető a budaligeti telér helyi jellegű, de teljes átalakulása, a Budakeszi—1 fúrásban leírt karbonátos sávok, valamint a Budaörs—1 fúrásban 784 m mélységben talált karbonátos kőzet kialakulása.

Ez a legalább két, 300 °C körüli hidrotermás hatás magyarázhatja a lamprofirokon mért K/Ar koradatok nagy szórását (lásd a Földtani háttér fejezetét).

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Főríz Istvánnak a laboratóriumi munkák és a tanulmány elkészítése során nyújtott értékes segítségért, valamint Árkai Péternek a kézirat javítására tett észrevételeiért. Dunkl István és egy névtelen lektor kiegészítő megjegyzései nagyban javították a tanulmányt. A munkát az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA 1154) és a Magyar Tudományért Alapítvány (32/90/III) támogatta.

Függelék

A vizsgált minták lelőhelyei és jellemzői

Budaliget (Remete-hegy) (1. a 8. ábrát)

R1/1: kontaktus melletti mészkő szürke színű foltos változata

R1/2: az R1 mintában levő kalcitér

R2/1: kontaktus melletti vörösbarna színű mészkő

R2/2: az R2 mintában levő, makroszkóposan elkülöníthető karbonátszemcsék

R3/1: kontaktus melletti vörösbarna mészkő

R3/2: az R3/1 mintában levő kalcitér

R3/3: a kontaktus melletti vörösbarna mészkőben levő szürke foltos mészkő

R3/4: az R3/3 mintában levő kalcitér

R4: kontaktus melletti világos vörösbarna színű mészkő

R5/1: a kontaktustól ≈ 50 cm-re levő, átalakulást nem mutató mészkő

R5/2: az R5 mintában levő kalcitér szegélye

R5/3: az R5 mintában levő kalcitér

R7/1: magmatitban levő mészkőtömb kismértékű elváltozást (vöröses szín) mutató anyaga

R7/2: az R7 minta kissé eltérő színű (fehérebb) kőzetrésze

R7/3: kalcitér az R7/2 mintában

R8: magmatit reliktum, amely a legkisebb mértékű átalakulást mutatja

R8/1, 2, 3, 4: kalcit ocellumok az R8 mintában

R9: az R8 és az R11 minta kőzetei közötti átmeneti anyag

R10, R10/1: az R9 minta kőzetében levő szálas szerkezetű kalciterek

R11: a magmatit telér DK-i végében levő, teljesen elbontott, fehéresszürke kőzet

R12: zöldes színű, köpenyeredetű zárványokat (R16 minta) tartalmazó magmatit

R13: a magmatitban húzóódó törés erősen bontott kőzete

R14: vörösbarna magmatit

R15: a vörösbarna magmatit gömbös elválású anyaga

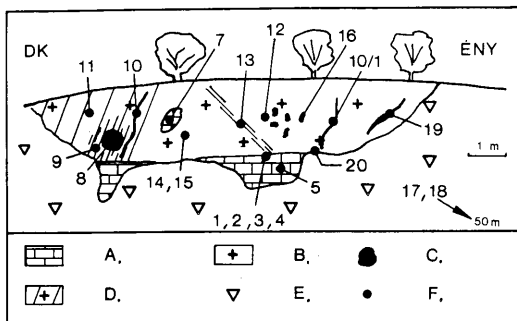
R16: zöldes színű, valószínűleg köpenyeredetű zárvány

R17/a: átalakulást nem mutató mészkő a kontaktustól 50 m-re

R17/b: fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó kalcitér az R17/a minta kőzetében

R18/1: breccsásodott mészkő

R18/2: az R18/1 minta breccsájának kalcitkitöltése



8. ábra. A Remete-hegy (Budaliget) dachsteini mészkő kőfejtőjében előforduló magmatit feltárás vázlatja a mintavételi helyek és mintaszámok megjelölésével. A. mészkő; B. magmatit; C. reliktum magmatit; D. teljesen átalakult magmatit; E. törmelék; F. mintavételi helyek (minden szám elé „R” értendő).

Fig. 8. Sketch of the outcrop of the magmatite in the Dachstein Limestone quarry of the Remete Hill (Budaliget) with sample localities and numbers. A. limestone; B. magmatite; C. relict magmatite; D. totally altered magmatite; E. debris; F. sample localities (an "R" should be added before each number).

R18/3: az R18/2 minta vaskalcit szegélye

R19: fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó ér a magmatitban

R20/1: kontaktus melletti mészkőbreccsa

R20/2: a mészkőbreccsa (R20/1 minta) kalcitkitöltésének vaskalcit szegélye

R20/3: a mészkőbreccsa (R20/1 minta) kalcitkitöltése

Budakeszi—1 (Bkt—1) fúrás

Bkt—1/1: 1,50 m, kontaktus melletti mészkő

Bkt—1/2: 4,0-4,50 m, karbonátos sáv a magmatitban

Bkt—1/5: 15,0 m, „-1”: átalakult mészkő a magmatitban

„-2”: vaskalcit erek a mészkőben

Bkt—1/9: 36,0 m, karbonátos sáv a magmatitban

Bkt—1/12-2: 51,5 m, fennőtt kalcitkristályok a magmatitban

Bkt—1/15: 54,0 m, „-1”: kontaktus melletti mészkő

„-2”: fennőtt kalcitkristályok a mészkőben

Budaörs—1 (Bö—1) fúrás

Bö—1/10: 808 m, fennőtt kalcit andezitben.

Bö—1/19: 784,30 m, uralkodóan karbonátból (sziderit) és plagioklászából álló karbonátosodott magmatit (noha az eredeti áványos összetétel nem állapítható meg, a mélységköz alapján a monchiquithez tartozik).

Sukoró—1 (St—1) fúrás

St—1/2: 63,60 m, karbonátos (dolomit) ocellumokban gazdag magmatit (magnezites beforsit, HORVÁTH et al., 1983)

PÁ: Pákozd, Nagy Kőfejtő. monchiquit telér a gránitban kalcit ocellumokkal.

<i>minta (sample)</i>	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\text{CaCO}_3 \%$	δD
R1/1	0,7	15,3		
R1/2	-3,3	25,3		
R2/1	0,8	25,4		
R2/2	0,7	25,6		
R3/1	1,1	24,6		
R3/2	-4,6	25,6		
R3/3	1,1	17,9		
R3/4	0,4	23,3		
R4	-0,1	26,9		
R5/1	1,1	27,8		
R5/2	1,6	27,7		
R5/3	0,0	22,9		
R7/1	-0,9	26,2		
R7/2	-2,6	26,1		
R7/3	-5,0	25,9		
R8	-1,5	21,2	5,2	
R8/1	0,9	25,0		
R8/2	2,0	24,9		
R8/3	0,3	22,8		
R8/4	0,8	23,3		
R9	-4,6	22,3	20,7	
R10	-1,1	17,0		
R10/1	0,1	18,2		
R11	-5,7	21,8	40,3	
R12	-1,9	21,6	21,9	
R13	-1,2	24,4	21,4	
R14	-1,8	20,9	13,1	
R15	-3,9	24,0	48,1	
R16	-1,4	19,6	59,6	
R17/a	0,4	26,3		
R17/b	0,9	15,8		-78,3
R18/1	0,3	26,8		
R18/2	-1,3	23,0		
R18/3	0,7	22,3		
R19	1,7	21,2		
R20/1	-1,4	25,2		
R20/2	-0,2	23,1		
R20/3	-0,6	15,0	-79,7	
Bkt-1/1	2,2	27,7		
Bkt-1/2	-6,0	16,5		
Bkt-1/5-1	-0,5	20,5		
Bkt-1/5-2	2,0	20,9		
Bkt-1/9	-9,0	24,2		-84,4
Bkt-1/12-2	1,0	17,6		
Bkt-1/15-1	-1,0	23,3		
Bkt-1/15-2	-0,9	20,9		
Bö-1/10	-0,3	15,1		
Bö-1/19	-4,4	20,7		
St-1/2	-4,3	14,4		
PÁ	-4,8	13,5		

Origin of carbonates in lamprophyres of Hungary: a stable isotope study

Attila DEMÉNY

Geological background and samples

Lamprophyres and carbonatites are known from several outcrops and drillings in the Transdanubian Midmountains of Hungary. These magmatites appear as 2-3 m thick dykes in Paleozoic granites of the Velence Hills and Permian and Triassic sediments (HORVÁTH et al., 1983, 1985, 1987; HORVÁTH & ÓDOR, 1984; KUBOVICS & SZABÓ, 1987; KUBOVICS et al., 1989). The petrographic determinations of the rocks are highly variable as almost all the lamprophyre varieties from alnöite to spessartite have been mentioned in the descriptions.

The age of the magmatic activity has been discussed on the base of K/Ar and fission track results. The K/Ar ages range from 57.9 to 77.6 Ma (HORVÁTH et al., 1983, EMBEY-ISZTIN et al., 1989, KUBOVICS et al., 1989) in compliance with the apatite fission track data (60–68 Ma) of DUNKL (1991).

The lamprophyre dyke in the Dachstein Limestone quarry at Budaliget (Remete Hill) (Fig. 1) has been studied by EMBEY-ISZTIN et al. (1989) and KUBOVICS et al. (1989), although they provided different rock classifications. The exposed section of the dyke is 10 m long, where parts with different alterations were observed. Most of the magmatite is reddish brown with green inclusions of possibly mantle origin. These inclusions have been altered to a mixture of carbonate, clay, chlorite and serpentine with variable amount of relict mica. At the southeast end of the dyke the magmatite completely altered to a light grey mixture of carbonate and clay showing no magmatic structure. It is interesting that the least altered rock of the outcrop has been found in this mass as relict blocks of 40–50 cm diameter. EMBEY-ISZTIN et al. (1989) and KUBOVICS et al. (1989) described olivine, zoned clinopyroxene, mica and opaque minerals among the phenocrysts and microphenocrysts; the groundmass contains carbonate, feldspar, apatite and glass. The texture is panidiomorphic.

Beside the groundmass carbonate, the rock contains carbonate ocelli up to 2 cm in diameter. Preliminary microprobe studies indicate that these ocelli are made of calcite with thin dolomite rim.

I. táblázat. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ mérési eredmények, valamint egyes minták karbonáttartalma (ahol nincs adat, ott 100% értendő) és bezárt fluidzárványainak δD mérési adatai. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek a PDB-hez, a $\delta^{18}\text{O}$ és a δD adatok a SMOW-hoz viszonyítva ‰-ben vannak megadva.

Table I. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and δD values (relative to PDB for the C and to SMOW for the O and H isotope data; all data are ‰) and carbonate contents (samples without data contain 100% CaCO_3).

The host limestone is originally white, but it changes to reddish brown at the magmatite-limestone contact. Sometimes grey patches appear in the reddish brown mass.

The following types of calcite veins are distinguished by naked eye:

A. Within the magmatite

- 5—10 cm thick carbonate bands,
- 0.5—1 cm thick calcite veins with fibrous structure,
- calcite veins with euhedral calcite crystals.

B. Within the limestone

- thin veins in the contact limestone,
- breccia fillings,
- veins with euhedral calcite crystals.

All the types described above have been sampled and marked with "R" (Remete Hill).

As the samples collected from boreholes (Fig. 1) were studied for comparison, it is not the aim of this paper to give detailed descriptions of these rocks; the reader is referred to the cited papers. Based on the least altered rocks, HORVÁTH et al. (1983, 1985, 1987) classified the magmatite of the Budakeszi—1 (Bkt—1) borehole as polzenite-silicocarbonatite, those of the Budaörs—1 (Bö—1) borehole and the Pákozd quarry as monchiquites and the dyke rock of the Sukoró—1 (St—1) borehole as magnetitic beforosite.

Analytical methods

Preparation of CO₂ from the carbonates was made using the conventional technique established by MCCREA (1950) with minor modifications (DEMÉNY & FÓRIZS, 1991). The water content of fluid inclusions was released by decrepitation at 500 °C and converted to hydrogen gas by reduction on zinc (method of COLEMAN et al., 1982), with some modifications (see details in DEMÉNY & FÓRIZS, 1991). Fig. 2. shows a sketch of the preparatory apparatus.

The ¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O and D/H ratios were measured with a Finnigan MAT Delta S mass spectrometer and the results are expressed in the standard δ notation. The reproducibilities of δ¹³C and δ¹⁸O values are better than ±0.15 ‰. The δD values of fluid inclusion water are not duplicates due to lack of sufficient material.

Results and discussion

The results of stable isotope measurements are listed in Table I and the data are plotted in Figs. 4—7.

The carbon and oxygen isotope composition of the *groundmass carbonate* of the Budaliget magmatite fall in narrow ranges (δ¹³C = -1.4 to -5.7 ‰, δ¹⁸O = 19.6 to 24.4 ‰, Fig. 4). Although the carbon isotope data are close to the range of carbonates of mantle origin, the oxygen isotope data differ significantly. It can provide valuable information for the processes of changes in the isotopic compositions indicating that there is no correlation between the isotope ratios and the carbonate contents (Fig. 5).

Sample R16 is an inclusion of mantle origin within the lamprophyre. Although the carbonate content is the highest in this sample among those collected from the dyke of Budaliget (Remete Hill), its isotopic compositions are similar to the least altered rock (sample R8) that contains only 5.2% carbonate. According to their carbonate content, samples R12 and R14 are intermediate between the former two, but their $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are almost the same. This compositional similarity means that the carbonate of the samples was formed in the same process that caused mixing of the magmatic and sedimentary material. The isotopic compositions of the original magmatic carbonate cannot be calculated since fractionation and contamination processes (see later) are not known. However, one can estimate on the base of the isotope values and carbonate content of the least altered rock (sample R8) that the magma contained less than 2% carbonate before its intrusion and interaction with the limestone.

The most altered rock of the Budaliget dyke (sample R11) shows quite different isotopic compositions with $\delta^{13}\text{C}$ shifted to more negative values. Similar isotope ratios have been determined for the carbonate of spherical joints within the magmatite (sample R15), where the rock was likely to suffer later alteration. These observations mean that the effect that altered the rock to the carbonate+clay mixture followed the formation of the groundmass carbonate of the least altered relict magmatite and the mantle inclusions.

Sample B6-1/19 contains more than 50% carbonate and — according to the rock texture — this carbonate is not a weathering product. In spite of its primary appearance, the isotopic compositions of this carbonate are close to those of the most altered rock of the Budaliget dyke (sample R11) suggesting the same formation process.

Samples St-1/2 and PÁ have the compositions closest to the range of intrusive carbonatites. The difference between the C and O isotopic compositions of the two samples makes possible that these rocks were near equilibrium, regarding that St-1/2 contains dolomite and the studied ocelli of sample PÁ are calcites, and the localities are close to each other. The cause of the isotope shift from the range of intrusive carbonatites could have been either magmatic fractionation (DEINES, 1989), or contamination, or a combination of both.

The C and O isotope compositions of the *carbonate ocelli* of the least altered magmatite of Budaliget fall also in narrow ranges, but these are shifted towards the composition of limestones with quite similar values to the contact limestone of reddish brown colour (See Table I and Fig. 4). This similarity means that the calcite of the ocelli derived from the limestone and the isotopic compositions have been only slightly shifted towards magmatic values. The rounded shape and the dolomite rim of the ocelli suggest the mobilization of a small part of the sedimentary carbonate mixed with the original carbonate content of the magma. This mixture could have provided the source of the groundmass carbonate discussed above.

The original compositions of the limestone of Budaliget were $\delta^{13}\text{C}=2\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}=28\text{‰}$ according to the limestone samples that show no alteration signs (see Table I). As mentioned before, the isotope ratios of the reddish brown limestone of the contact were shifted towards magmatic compositions (Fig. 4). The grey patches of the contact limestone gave significantly different isotope values from the reddish brown mass, with $\delta^{18}\text{O}$ data ranging from 15.4 to 17.9 ‰.

The carbon and oxygen isotopic compositions of the *calcite veins* scatter widely, but there are certain differences between the types distinguished macroscopically (Fig. 6).

There are three directions of isotope shifts (Fig. 6). Arrow I marks the distribution of the calcite crystals within both the magmatite and the limestone, the breccia fillings and the calcite veins of fibrous texture. The formation of the isotopic compositions of the grey patches within the contact limestone can be related to this fluid influence (Fig. 4).

Arrow III of Fig. 6 indicates the shift of the compositions of the carbonate bands within the magmatite. The carbonate of sample Bkt—1/9 has the most negative carbon isotope value. Although there are no direct age data on fluid motion, the direction of the isotope shift suggests a fractionation process related to the lamprophyre magmatism. According to PINEAU (1973), below 400 °C the Rayleigh fractionation in carbonatites can cause shifts to more positive oxygen and more negative carbon isotopic compositions. Although the carbonate contents of the lamprophyres are far less than 50%, the close genetic relationship between carbonatites and lamprophyres (see DEINES, 1989; HUBBERTEN et al., 1988) makes the existence of similar processes possible.

Comparing Figs. 5 and 6 the relationship between the isotope shift of the carbonate of the totally altered rock of the Budaliget dyke (R11) and the direction of arrow III of Fig. 6 is apparent.

The thin veins within the contact limestone show isotopic compositions related to both arrow I and II. The veins in direction II represent intermediate compositions between the limestone and the carbonate bands of the magmatite (arrow III). Some of the veins related to direction II cut the grey patches within the contact limestone, which means that the fluid influence that induced the formation of the grey patches preceded the fluid movement that caused the isotope shift marked by arrow III.

Although the thin veins of the contact limestone cannot be distinguished by their macroscopic appearance, the genetic relationships can be determined according to their $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values.

Three samples were selected to study the hydrogen isotopic compositions of the fluids from which the carbonate precipitated. Samples R17/b and R20/3 represent the fluid influence that induced direction I of Fig. 6, while sample Bkt—1/9 gives information about the fluid related to direction II and III.

The water of the fluid inclusions of the former two samples showed identical δD values (-78.3 and -79.7 ‰), but the third sample (Bkt—1/9) has slightly different isotope ratios ($\delta\text{D} = -84.4$ ‰). The temperature of the main decrepitation was about 300 °C for all the three samples. It is well known that the decrepitation temperature depends on several factors, such as the formation temperature, pressure, mineralogy, the size of inclusions (ROEDDER, 1984), but it can provide a rough estimate of the formation conditions. Using the equation of O'NEIL et al. (1969), we determined that the carbonates of samples R17/b, R20/3 and Bkt—1/9 precipitated from waters with $\delta^{18}\text{O}$ values of 10.7, 9.9 and 19.1 ‰, respectively. Plotting the measured δD and calculated $\delta^{18}\text{O}$ data on the $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ diagram (Fig. 7), the fluids of the isotope shifts marked in Fig. 6 separate from each other. The fluid that caused the shift in direction I falls close to the magmatic water, while the fluid of direction III has compositions similar to the formation waters. The evolution of magmatic fluids and mixing with meteoric and formation waters can not be determined from these data, but the results provide a sound base for future studies (e.g., on radioactive isotopes).

Conclusions

1. The carbonate of the studied lamprophyres is not of pure magmatic origin, but a mixture of magmatic and sedimentary materials.
2. The carbon and oxygen isotopic compositions of the carbonatite and monchiquite of the Velence Hills (Sukoró—1 drilling and Pákozdi quarry) shifted from the range of intrusive carbonatites by either fractionation, or contamination processes.
3. The formation of calcite veins related to the lamprophyre dykes was induced by two fluid generations. The former one contained magmatic, or a mixture of meteoric and formation waters, while the later one derived from Rayleigh fractionation processes and/or from sedimentary rocks.

Irodalom — References

- ANDERSEN, T. (1987): Mantle and crustal components in a carbonatite complex, and the evolution of carbonatite magma: REE and isotopic evidence from the Fen complex, southeast Norway. — *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 65, 147—166, Amsterdam.
- BALLA Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 31, 53—63, Budapest.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., FOURCADE, S. & DUPUY, C. (1991): Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics. — *Earth and Planetary Science Letters* 103, 190—199, Amsterdam.
- COLEMAN, M.L., SHEPHERD, T.J., DURHAM, J.J., ROUSE, J.E. & MOORE, G.R. (1982): Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. — *Analytical Chemistry* 54, 993—995.
- DEINES, P. (1989): Stable isotope variations in carbonatites. In BELL, K. (ed.): *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 301—359.
- DEINES, P. & GOLD, D.P. (1973): The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 1709—1733.
- DEMÉNY A. & FÓRIZS I. (1991): On some preparation methods in stable-isotope mass spectrometry and their geochemical applications. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 5, 524—526.
- DOBOSI, G. & HORVÁTH, I. (1988): High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 158, 241—256, Stuttgart.
- DONTSOVA, E.I., KONONOVA, V.A. & KUZNETSOVA, L.D. (1977): The oxygen-isotope composition of carbonatites and similar rocks in relation to their sources and mineralization. — *Geochemistry International* 14/4, 1—11.
- DUNKL I. (1991): A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. [The fission track method and its application in solving geochronological problems]. Kandidátusi értekezés, 177 p. [Ph.D. Thesis, Hungarian Academy of Sciences] (In Hungarian)
- EMBEY-ISZTIN A., DOBOSI G., NOSKE-FAZEKAS G. & ÁRVA-SÓS E. (1989): Petrology of a new basalt occurrence in Hungary. — *Mineralogy and Petrology* 40, 183—196.
- FINLAYSON, E.J., ROCK, N.M.S. & GOLDING, S.D. (1988): Deformation and regional carbonate metasomatism of turbidite-hosted Cretaceous alkaline lamprophyres (northwestern Papua New Guinea). — *Chemical Geology* 69, 215—233, Amsterdam.
- FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (eds.) (1987): *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special Publication 30, 568 p. Blackwell, Oxford.
- GALIMOV, E.M., KONONOVA, V.A. & PROKHOROV, V.S. (1974): Carbon isotopic composition in carbonatites and carbonatite-like rocks (in connection with the source of carbonatite material). — *Geochemistry International* 11, 503—510.
- HAY, R.L. & O'NEIL, J.R. (1983): Carbonatite tuffs in the Laetoli beds of Tanzania and the Kaiserstuhl in Germany. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82, 403—406.

- HORVÁTH I., TICHY-DARIDA M. & ÓDOR L. (1983): Magnesitiferous dolomitic carbonatite (beforsite) dyke rock from the Velence Mountains. — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1981. évről (Annual report of the Hungarian Geological Institute of 1981, 369—389, Budapest. (In Hungarian with English abstract)
- HORVÁTH I. & ÓDOR L. (1984): Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — *Mineralia Slovaca* 16, 115—119, Bratislava.
- HORVÁTH I., ÓDOR L. & DUDKO A. (1985): Az ÉK-dunántúli alkáli-ultrabázisos képződmények vizsgálata. [Investigation of alkali-ultramafic rocks of NE-Transdanubia]. Magyar Állami Földtani Intézet, Országos Földtani Adattár. Kézirat. [Hungarian Geological Institute, manuscript] (In Hungarian)
- HORVÁTH I., ÓDOR L., DARIDÁNYI TICHY M. & DUDKO A. (1987): A Velencei-hegység—Balatonfő közretének ércprognózisa. [Prognostic evaluation of ores of the Balatonfő-Velence Hills district]. Magyar Állami Földtani Intézet, Országos Földtani Adattár. Kézirat. [Hungarian Geological Institute, manuscript] (In Hungarian)
- HUBBERTEN, H.-W., KATZ-LEHNERT, K. & KELLER, J. (1988): Carbon and oxygen isotope investigations in carbonatites and related rocks from the Kaiserstuhl, Germany. — *Chemical Geology* 70, 257—274, Amsterdam.
- KÁZMÉR M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* 28, 71—84, Budapest.
- KUBOVICS, I. (1985): Mesozoico magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* 28, 141—164, Budapest.
- KUBOVICS I. & SZABÓ Cs. (1987): Mineralogical-petrographic and geochemical analysis of alkali basic and ultrabasic dyke rocks from borehole Alesütdoboz—2. — *Annals of the Hungarian Geological Institute*, LXV, 2, 335—356.
- KUBOVICS I., SZABÓ Cs. & GÁL-SÓLYMOS K. (1989): A new occurrence of lamprophyre in the Buda Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 32/1—2, 149—168, Budapest.
- LAPIN, A.V., GUSCHIN, A.N., LUGOVAYA, I.P. (1986): Isotopic composition of carbonatites and metamorphosed carbonate sedimentary rocks. *Geokhimiya* 1986/7, 979—986.
- 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.
- NIELSEN, T.F.D. & BUCHARDT, B. (1985): Sr-C-O isotopes in nephelinitic rocks and carbonatites, Gardiner Complex, Tertiary of East Greenland. — *Chemical Geology* 53, 207—217, Amsterdam.
- 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.
- PINEAU, F., JAVOY, M. & ALLEGRE, C.J. (1973): Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonatites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 2363—2377.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. — *Reviews in Mineralogy* 12, Mineralogical Society of America, Washington.
- SCHWARTZ, H.P. (1966): Oxygen and carbon isotopic fractionation between coexisting metamorphic calcite and dolomite. — *Journal of Geology* 74, 38—48, Chicago.
- SHEPPARD, S.M.F. (1984): Isotopic geothermometry. In LAGACHE, M. (ed.): *Thermométrie et barométrie géologique*. Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, pp. 351—412.
- SHEPPARD, S.M.F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. In VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., Jr. & O'NEIL, J.R. (eds.): *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. — *Reviews in Mineralogy* 16, 165—184.
- SHEPPARD, S.M.F. & DAWSON, J.B. (1973): $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and D/H isotope variations in "Primary Igneous Carbonatites". — *Fortschritte der Mineralogie* 50 (Beiheft 3), 128—129.
- VINOGRADOV, A.P., KROPOTOVA, O.I., EPSHTEIN, E.M. & GRINENKO, V.A. (1967): Isotopic composition of carbon in calcites representative of different temperature stages of carbonatite formation and the problem of genesis of carbonatites. — *Geochemistry International* 4, 431—441.
- WYLLIE, P.J., BAKER, M.B., WHITE, B.S. (1990): Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites. — *Lithos* 26, 3—19, Oslo.