

## Amfibolok petrogenetikai jelentősége a Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteiben

ALMÁSI Enikő Eszter<sup>1\*</sup>, BATKI Anikó<sup>1,2</sup>, KISS Balázs<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Vulcano Kutatócsoport, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

<sup>2</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C,

\*levelező szerző, e-mail: almasieniko@geo.u-szeged.hu,

### *Petrogenetic significance of amphiboles in ultramafic cumulates from the Ditrău Alkaline Massif*

#### Abstract

Amphiboles are the main rock-forming minerals in the ultramafic cumulates of the Ditrău Alkaline Massif, Eastern Carpathians, where they appear both as cumulus and intercumulus phases. In olivine-pyroxene hornblendite amphibole represents an intercumulus phase, in plagioclase-bearing pyroxene hornblendite it is both intercumulus and cumulus phases, while in plagioclase-bearing hornblendite it becomes a cumulus phase.

We used the composition of amphiboles to estimate the pressure and temperature conditions of their crystallization. The best results were given by the thermobarometer calibrated also for alkaline systems. Cumulus and intercumulus amphiboles of the Ditrău ultramafic cumulates are supposed to have crystallized at mid to lower crust levels in ~25 km depth indicated by the calculated crystallization temperature and pressure of 900–1050 °C and 6±1 kbar, and 950–1050 °C and 7±1 kbar, respectively, from a magma containing 6–7% H<sub>2</sub>O. Based on their composition, the amphiboles are inferred to have crystallized from a Si-undersaturated, differentiated basaltic-basanitic melt. Intercumulus amphiboles and the enclosed olivine and clinopyroxene cumulus crystals of the Ditrău ultramafic cumulates crystallized from a more primitive melt (mg#amp=0.46–0.48; mg#ol=0.43–0.46; mg#cpx=0.42–0.58), while cumulus amphibole phases were formed from a more fractionated melt (mg#=0.24–0.33).

*Keywords: amphibole, thermobarometry, ultramafic cumulate rock, hornblendite, Ditrău Alkaline Massif*

#### Összefoglalás

A Ditrői alkáli masszívum (Keleti-Kárpátok) ultramafikus kumulátumközeteinek (olivín-piroxén hornblenditek, plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditek és plagioklász-tartalmú hornblenditek) fő kőzetalkotó ásványa az amfibol, amely kumuluszfázisként és interkumuluszfázisként egyaránt megjelenik. Az olivín-piroxén hornblenditekben az amfibol interkumuluszfázis, a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditekben az interkumulusz- és kumuluszfázis is, míg a plagioklász-tartalmú hornblenditekben a kumuluszfázis.

Az amfibolok kristályosodási nyomás- és hőmérsékletviszonyainak becslésére termobarometriai számításokat végeztünk. Az alkáli rendszerekre is kalibrált termobarométtel kapott eredmények alapján a kumulusz amfibolok 6±1 kbar nyomáson és 900–1050 °C hőmérsékleten, míg az interkumulusz amfibolok 7±1 kbar nyomáson és 950–1050 °C-on jöttek létre. Mindkét amfibolcsoport 6–7 t% H<sub>2</sub>O-t tartalmazó olvadékból kristályosodott középső–alsó kéreg régióban, kb. 25 km mélységben. Kémiai összetételük azt bizonyítja, hogy Si-telítetlen differenciált bazalt–bazanitos olvadékból származnak. A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek interkumulusz amfiboljai és általuk bezárt olivín és klinopiroxén kumulusz-kristályok primitívabb olvadékból (mg#amp=0,46–0,48; mg#ol=0,43–0,46; mg#cpx=0,42–0,58), míg a kumulátum amfibolok egy frakcionáltabb olvadékból kristályosodtak (mg#=0,24–0,33).

*Tárgyszavak: amfibol, termobarometria, ultramafikus kumulátumközét, hornblendit, Ditrői alkáli masszívum*

#### Bevezetés

A mafikus és ultramafikus kumulátumok fontos információt hordoznak a magmaféjlődés mélybeli folyamatairól, körülményeiről (pl. NEUMANN et al. 2000; DAVIDSON et al.

2007; TIEPOLO & TRIBUZIO 2008; TIEPOLO et al. 2011, 2012; LAROCQUE & CANIL 2010; AZZONE et al. 2013; LARREA et al. 2014). Az amfibolban gazdag kumulátumok különösen fontosak, mivel a magmás differenciáció során kulcsszerepük lehet mind a kémiai összetétel, mind a magma illótartal-

mának alakulásában (pl. DAVIDSON et al. 2007, LAROCQUE & CANIL 2010, TIEPOLO et al. 2011). Az amfibol kémiai összetétele érzékenyen reagál a hőmérséklet, nyomás, redox viszonyok, illótartalom és, az olvadékösszetétel változására (pl. RUTHERFORD & HILL 1993, SCAILLET & EVANS 1999, BACHMANN & DUNGAN 2002, RIDOLFI et al. 2010), így az amfibolok részletes vizsgálatával nyomon követhetjük a magmás rendszerben végbement folyamatokat és a magmafejlődés körülményeit. Az amfibol összetételén alapuló termobarometerek (pl. JOHNSON & RUTHERFORD 1989, ANDERSON & SMITH 1995, RIDOLFI et al. 2010) lehetővé teszik a magmafejlődés körülményeinek számszerűsítését és a magmatározó-rendszerek felépítésének megismerését.

A Ditrói alkáli masszívum [DAM] amfibolban gazdag ultramafikus közetei kumulátumot képviselnek (MOROGAN et al. 2000, PÁL-MOLNÁR 2000, PÁL-MOLNÁR et al. in press).

A kumulátumok a kristályok akkumulálódása során jönnek létre (WAGER et al. 1960). Kialakulásuk a kristályoknak az olvadéktól történő elkülönüléséhez köthető az elsődleges magmában. A kumulátumkőzeteket két fő összetevő alkotja: a kumulált fázis (az angol cumulus crystal kifejezés után a továbbiakban kumulusz-kristály) és az interkumulusz-fázis (a továbbiakban kumulusz-kristály) és az interkumulusz-fázis (a továbbiakban kumulusz-kristály). Az elsődleges magmából először kiváló kristályok a kumulusz-kristályok. Az interkumulusz-kristály a kumulusz-fázisok közötti szemcseközi térben, a kumulusz-fázisok kristályosodása utáni frakcionálódott olvadékból, vagyis az interkumulusz-olvadékból alakul ki. A DAM ultramafikus kumulátumközeteivel (hornblenditekkkel) kapcsolatos korábbi kutatások eredményei megegyeznek abban, hogy ezek a kőzetek a masszívum fejlődésének korai szakaszában jöttek létre, de keletkezési körülményeik vitatottak. STRECKEISEN (1938) szerint a masszívum hornblenditjei egy alkáli gabbrós olvadékból jöttek létre. Szintén STRECKEISEN (1960) a hornblenditek kialakulását alkáli szienit szülőmagma frakcionált kristályosodási — „in situ” differenciációja során elsőként elkülönült — összetevőiként értelmezte. KRÄUTNER & BINDEA (1995, 1998) szerint a hornblenditek képződése olivin-tartalmú piroxenitokhoz köthető. Ezeket a piroxeniteket ultramafikus felső köpeny xenolitokként értelmezték. Véleményük szerint ezeket a köpeny eredetű kőzeteket egy felemelkedő gabbró típusú magma szállította a kéregbe. Kéreg körülmények között a magma részlegesen hidratálódott, és a benne lévő xenolitok is metasomatikus átalakulást szenvedtek, amfibolosodtak és részlegesen vagy teljesen átalakultak hornblenditté. PÁL-MOLNÁR (1998, 2000) szerint a hornblenditek alkáli-szubalkáli, lemezen belüli kőzetek, amelyek utólagos folyamatok során Na-ban dúsultak és erős alkáli (miaszkitos) jelleget kaptak. MOROGAN et al. (2000) szerint az ultramafikus kőzetek egy autolitot képviselnek és elsődleges kumulátumból származnak.

Az alpi takaróképződés során a masszívum elnyíródott eredeti helyzetéből, a nyírási zóna mélysége (Bukovinai-takaró síkja) kb. 2000 m. A masszívumban mélyített kutatófúrások nem érték el a Bukovinai-takaró alatti Szubbukovinai-takarót (PÁL-MOLNÁR 2000, 2010a). Ennek eredmé-

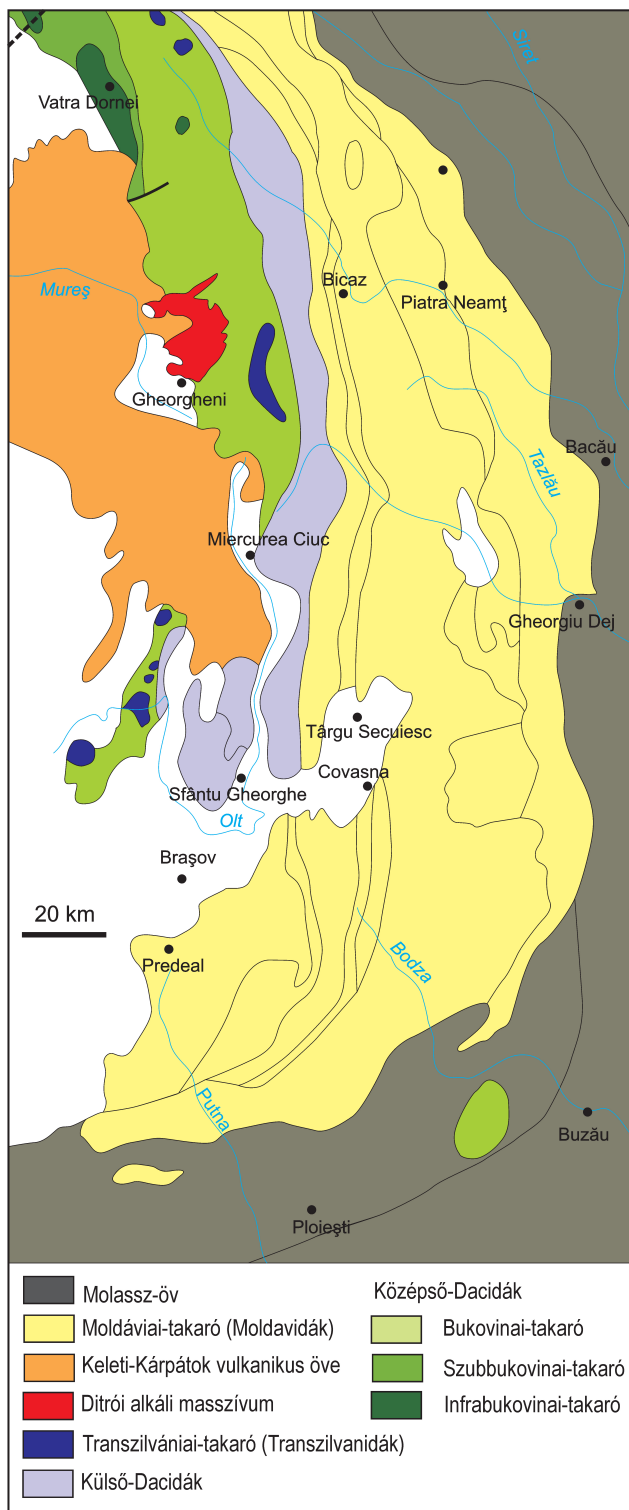
nyeként bármilyen információ az eredeti összlet mélységét illetően csak termobarometriai számításokból származhat. Kutatásunk célja, hogy a DAM ultramafikus kumulátumközeteit alkotó amfibolok átfogó szöveti, geokémiai és termobarometriai vizsgálatával meghatározzuk ezeknek a kőzetek keletkezési körülményeit (p-T) és a kőzeteket létrehozó olvadék összetételét, amelyek hozzájárulnak a DAM közel 180 éve tisztázatlan kialakulásának pontosabb megismeréséhez.

## Földtani háttér

A Ditrói alkáli masszívum a Keleti-Kárpátok kristályos zónájának déli részén található. A Kelemen–Görgény–Hargita neogén–kvarter mészkáli vulkáni vonulattól keletre, a Bukovinai-takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre (SÄNDULESCU 1984; KRÄUTNER & BINDEA 1995, 1998; PÁL-MOLNÁR, 2010a) (1. ábra). A masszívumot a vulkáni ívhez köthető andezites piroklasztitok és lávafolyamok, illetve a Gyergyói- és Orotvai-medence fiatal (pliocén–pleisztocén) üledékei fedik. A DAM egy allochton test, amely az alpi Bukovinai-takaró része (CODARCEA et al. 1957; KRÄUTNER & BINDEA 1995, 1998; PÁL-MOLNÁR 2010a).

A masszívum felszínén látható részének átmérője ÉNy–DK irányban 19 km, DNy–ÉK irányban 14 km, területe a határozónakkal együtt megközelítőleg 200 km<sup>2</sup>. Keletkezése a középső triász Meliata–Hallstatti-óceán kinyílásához (riftesedéséhez) köthető (HOECK et al. 2009, PÁL-MOLNÁR 2010, PÁL-MOLNÁR et al. in press), kora K-Ar koradatok alapján 196±6 (BAGDASARIAN 1972), illetve 216±8,8 és 237±9,1 millió év (PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 1995).

A DAM kőzetanilag nagyon változatos felépítésű alkáli magmás komplexum: ultrabázitok, gabbrók, dioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszienitek, szienitek, nefelin-szienitek, kvarcszienitek, alkáliföldpát szienitek, gránitok és az ezeket átszelő lamprofir- és tinguaittelérek építik fel. Az ultramafikus kumulátumkőzetek a masszívum É-i, ÉNy-i részén — a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak között — gabbrókkal és dioritokkal együtt (Tarnița Komplexum; PÁL-MOLNÁR 1992, 1994a, 2000) bukkannak a felszínre (PÁL-MOLNÁR 1994b). A kumulátumkőzetek a gabbrókban és dioritokban lencse alakban és tömbök formájában vannak jelen. Szabálytalan kőzetestekről van szó, amelyek a szomszédos kőzetek felé is fokozatos átmenetet mutatnak. A kumulátumkőzetek mérete néhány cm-től a több száz méterig terjedhet (2. ábra). A bezáró gabbró-diorit (főleg diorit) kőzetek és a kumulátumok között ásványos összetételben nincs nagy különbség, az ásványok mennyiségi arányának változása akár kézipéldány szintjén is több kőzet-típust eredményezhet (Tarnița Komplexum). Az ultramafikus kumulátum, gabbró, diorit, monzodiorit, monzonit, kvarcmonzonit, szienit, kvarcszienit és gránit kőzetek egymáshoz viszonyított térbeli helyzete az Orotva-patak mentén — Ny–K irányban — 9 km-en át követhető (1. később 3. ábra). Ez, egyrészt azt jelenti, hogy a masszívum északi részének kőzetsorozata kibillent eredeti helyzetéből,



1. ábra. Alpi tektonikai egységek a Keleti-Kárpátokban (PÁL-MOLNÁR 2010, SÂNDULESCU et al. 1981 után módosítva)

Figure 1. Alpine structural units of the Eastern Carpathians (PÁL-MOLNÁR 2010 modified after SÂNDULESCU et al., 1981)

másrészt az ultramafikus kumulátumközetek eredeti helyzetükben vannak és a magmatározó rendszer alsó részét képezik. A terepi szerkezeti kép a gravitációs akkumuláció folyamatát erősíti.



2. ábra. A Ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátum köze-teinek megjelenése a Tarnița Komplexumban (Felső-Pietrăriei-patak, Orotva)

Figure 2. Field relationship of the ultramafic cumulate rocks from the Tarnița Complex, Ditrău Alkaline Massif (Pietrăriei de Sus Creek, Jolotca)

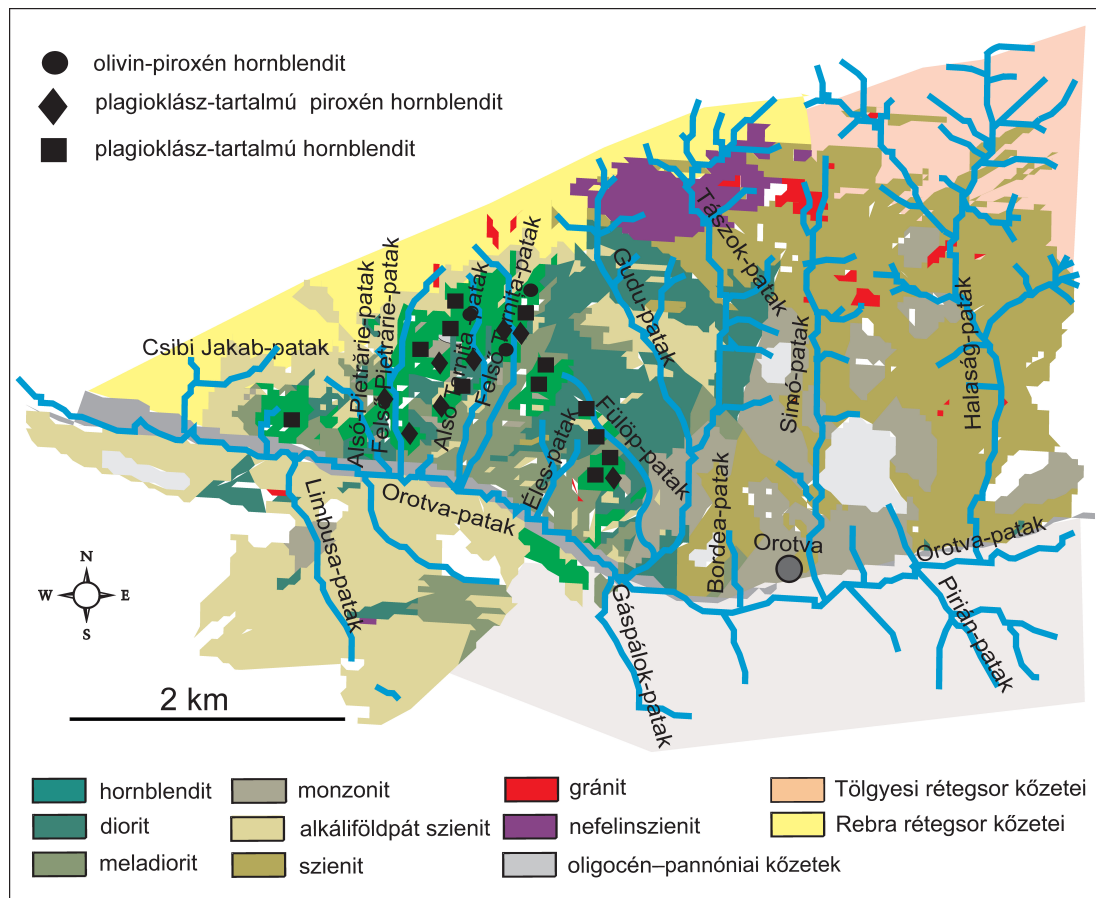
### Alkalmazott vizsgálati módszerek

A vizsgált kőzetmintákat a masszívum É-i, ÉNy-i részéről (Tarnița Komplexum; PÁL-MOLNÁR 2000), a Csibi-Jakab (Cibi-Jacob)-, Alsó-Pietrăriei (Pietrăriei de Jos)-, Felső-Pietrăriei (Pietrăriei de Sus)-, Alsó-Tarnica (Tarnița de Jos)-, Felső-Tarnica (Tarnița de Sus)-, Orotva (Jolotca)-, Fülöp (Filep)- és Éles (Ascuțit)-patak völgyéből gyűjtöttük (3. ábra). Az 55 minta vékonycsiszolati vizsgálatát a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük.

A petrográfiai vizsgálatok alapján 17 reprezentatív mintát választottunk ki a kőzetekből geokémiai elemzésekhez. A minták egy részének (hat minta) teljes kőzet főelem összetételét a Stockholmi Egyetem Geológiai Tanszékén Finnigan MAT Element tömegspektrométerrel (HR-ICP-MS módszerrel), míg nyomelem- és ritkaföldfém-tartalmukat Varian Vista AX spektrométerrel (ICP-AES módszerrel) határoztuk meg. Nyolc kőzetminta fő- és nyomelem geokémiai összetételének meghatározása az Edinburghi Egyetem Földtudományi Intézetében, Analytical PW2404 hullámhosszdiszperzív XRF-fel történt, valamint három minta esetében a teljes kőzet-geokémiai vizsgálatot az AcmeLabs Ltd. akkreditált vancouveri (Kanada) laboratóriumában készülték (ICP-MS). Az eredmények ellenőrzése belső és nemzetközi standardokkal zajlott.

Az optikai mikroszkópos vizsgálatokat pásztázó elekt-

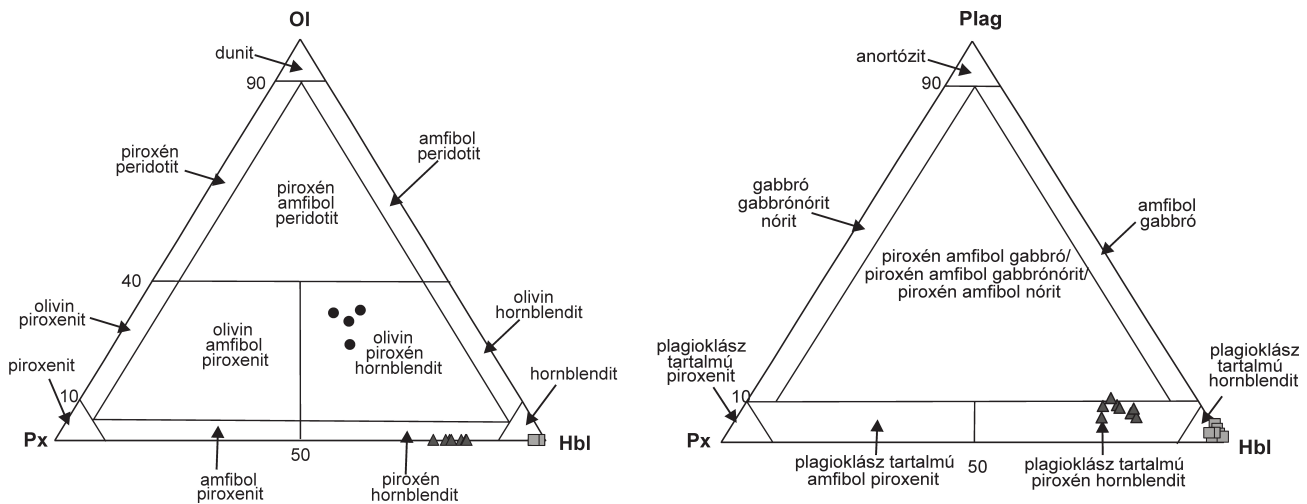
ronmikroszkópos vizsgálatokkal egészítettük ki az ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszékén üzemelő AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal (20 kV gyorsítófeszültségen és 1 nA áramerősséggel). A kisméretű ásványfázisok meghatározásához kémiai elemzést is végeztünk a készülékre szerelt EDAX PV9800 típusú energiadiszperzív spektrométerrel. Az egyes ásványfázisok (amfibol, klinopiroxén, földpát, olivin, titanit, biotit) in situ kémiai összetételét Cameca SX-50 típusú elektronmikroszondával, természetes standardok segítségével (kvarc [Si], korund [Al], gránát [Fe], olivin [Mg], rodonit [Mn], wollasztonit [Ca], jadeit [Na], adulár [K], titanit [Ti]) határoztuk meg a Berni Egyetemen. A gyorsítófeszültség 15kV, míg a mintaáram 20nA volt. Az ortopiroxének kémiai összetételének meghatározását JEOL 8900 típusú elektronmikroszondával (természetes és mesterséges standardok segítségével; diopszid (Si, Ca, Mg), hematit (Fe), plagioklász (Al), albit (Na), szanidin (K), rodonit (Mn), SrTiO<sub>3</sub> (Ti)) a Tübingeni Egyetem Földtudományok Tanszékén végeztük. A gyorsítófeszültség 20kV, míg az áramerősség 20 nA volt. A kumulusz amfibol, orto- és klinopiroxén, biotit, valamint a plagioklász földpát kristályokon vonalmenti mérések készültek. Az amfibol és a biotit esetében a pontok közötti távolság 10 μm, míg a piroxének és plagioklász földpátok esetében 50, illetve 100 μm volt. Az olivin, titanit, és az interkumulusz amfibol kristályokon pontmérések készültek.



3 ábra. A Ditrői alkáli masszívum Tarnița Komplexumának földtani térképe (BATKI et al. 2014 alapján) a mintavételi pontokkal  
 Figure 3. Geological map of the Tarnița Complex in the Ditrău Alkaline Massif (after BATKI et al. 2014) with the sample locations

## Petrográfia

A vizsgált ultramafikus kumulátumkőzetek fekete színűek, holokristályosak és irányítatlan szöveteűek. Modális összetételüknek akár 90 térfogat%-át amfibol alkotja. Szövetük poikilites és szemcseméretváltozást mutatnak (közép- és durvaszemcsések). Az ultramafikus kumulátumkőzetek a masszívumban háromféle kőzettípusként jelennek meg: olivin-piroxén hornblendit, plagioklász tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász tartalmú hornblendit (4. ábra).



4. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátumkőzeteinek petrográfiai besorolása (STRECKEISEN 1973, 1976 alapján)

Figure 4. Classification diagrams of ultramafic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (after STRECKEISEN 1973, 1976)

A DAM ultrabázisos kőzeteiben a kumuluszfázisokat az olivin, piroxén, amfibol és biotit, míg az interkumuluszfázisokat az amfibol és plagioklász földpát képviseli.

Az olivin-piroxén hornblendit ortokumulátum (>25% interkumulusz fázis; IRVINE 1982), a kőzetnek akár a 45%-át interkumulusz amfibol alkotja. A plagioklász tartalmú piroxén hornblendit mezokumulátum (7–25% interkumulusz fázis; IRVINE 1982), összetételének 21%-át interkumulusz amfibol és plagioklász teszi ki. A plagioklász-tartalmú hornblendit pedig adkumulátum (0–7% interkumulusz fázis; IRVINE 1982) ugyanis az interkumulusz plagioklászok aránya 1–4% között változik (1. táblázat, 5. ábra).

### Kőzettípusok

#### Olivin-piroxén hornblendit

Ez a kőzet poikilites és irányítatlan szövettel jellemezhető. Olivin, ortopiroxén, klinopiroxén és amfibol alkotja, kisebb mennyiségben esetenként biotit és plagioklász földpát is előfordul (5. ábra, a). Akcesszóriaként apatit és magnetit jelenik meg (1. táblázat). Ennél a kőzetváltozatnál a kumuluszfázisokat az olivin- és a klinopiroxénkristályok, míg az interkumuluszfázist az amfibol képezi. Az olivin xenomorf szemcsék formájában jelenik meg, amely gyakran lekerekített és minden esetben szerpentinisedett. A

klinopiroxén hipidiomorf, kissé lekerekített vagy szabálytalan szemcsék formájában fordul elő, mérete 800–1300  $\mu\text{m}$  között változik. Az ortopiroxén xenomorf, lekerekített, erősen töredezett és mállott, mérete 500  $\mu\text{m}$  körüli. A szemcsék körül 40–50  $\mu\text{m}$  vastagságú finomszemcsés reakcióperem van jelen, amelyet döntően talk, kevés plagioklász és kis mennyiségű magnetit alkot. Az ortopiroxén nem egyensúlyi szöveti jellemzői xenokristály eredetét bizonyítják. Az amfibol hipidiomorf–xenomorf és zöldesbarna–sötétbarna színű. Interkumuluszként jelenik meg, körbeveszi a lekerekített olivin és piroxén kumulusz-kristályokat. A biotit szór-

ványosan fordul elő, xenomorf megjelenésű és a peremén klorit átalakulás figyelhető meg. A plagioklász xenomorf, nagyon kis mennyiségben és alig fordul elő. Az olivint magnetitzemcsék veszik körül, amelyek csomókba tömörülnek, vagy füzérszerűen az olivin repedései mentén jelennek meg. Az apatit gyakran az amfibolban vagy a szemcseközi térben van jelen.

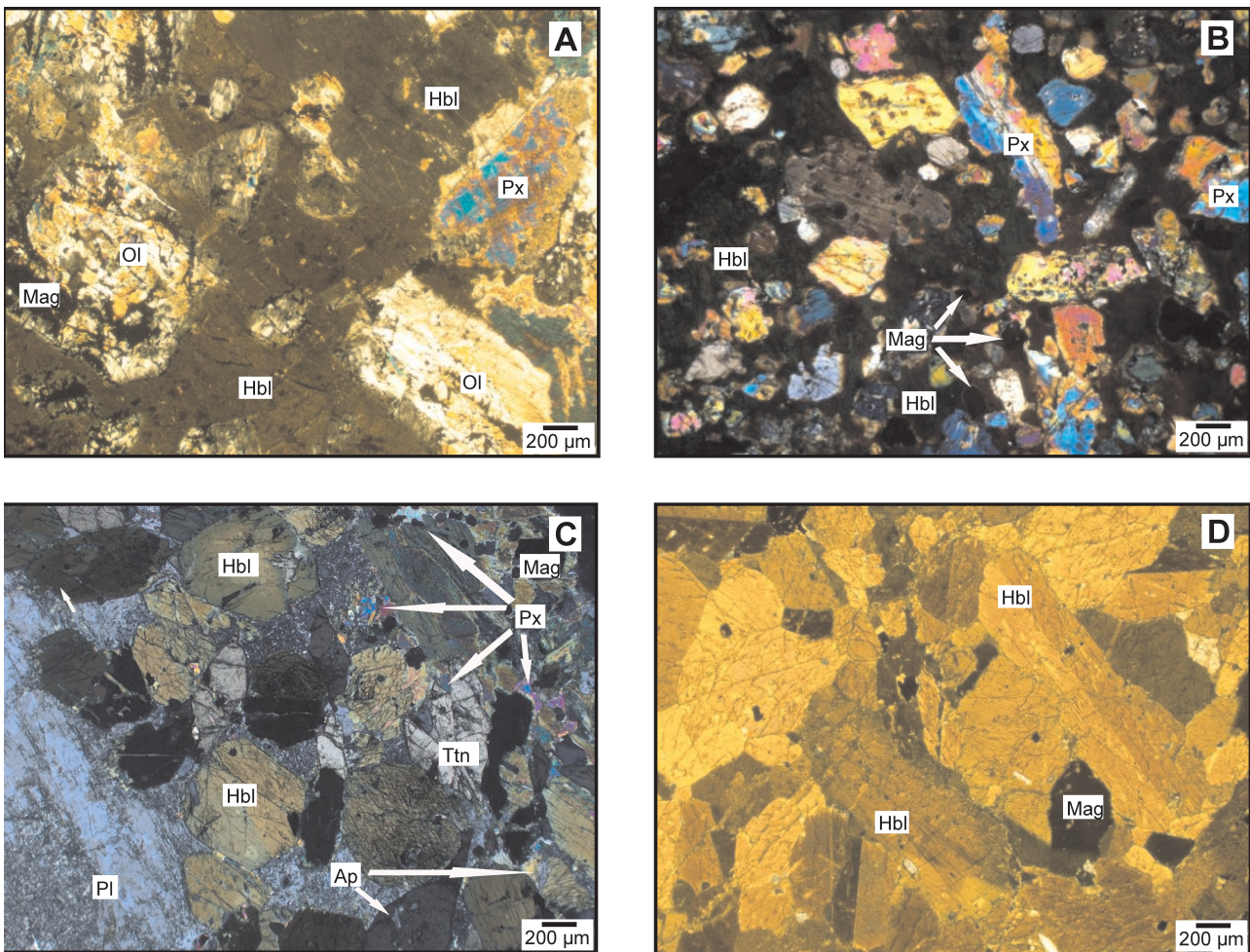
#### Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit

A kőzet szövete poikilites és irányítatlan. Jellemzően nagyméretű (1,5–1,8 mm) amfibolkristályokat tartalmaz. Klinopiroxén, amfibol és kis mennyiségben biotit alkotja (1. táblázat). Akcesszóriaként apatit, titanit és magnetit jelenik meg (5. ábra, b). A piroxén nagy (0,7–1,1 mm), megnyúlt kristályok vagy apró (150–300  $\mu\text{m}$ ) zömök prizmák formájában van jelen idiomorf kőzetalkotó ásványként vagy amfibolban, xenomorf zárványként. Apatit- és magnetitzárványokat tartalmaz, peremén klorit jelenik meg, valamint esetenként hipidiomorf amfibolzárványokat (50–100  $\mu\text{m}$ ) tartalmaz. A kőzetek egy részében az amfibol interkumuluszfázisként jelenik meg, míg másik részében kumuluszfázis. Gyakran klinopiroxén-, titanit-, magnetit- és apatitzárványokat tartalmaz. A kumulusz amfibolkristályok peremén klorit és/vagy epidot átalakulás figyelhető meg. A plagioklász interkumulusz fázisként kis mennyiségben van jelen,

I. táblázat. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kőzeteinek modális összetétele

Table I. Modal abundances of the minerals in the studied ultramafic cumulate rocks from the Diträu Alkaline Massif

Kőzet Ásvány	Olivin-piroxén hornblendit	Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit	Plagioklász tartalmú hornblendit
Olivin	22-30	0	0
Piroxén	20-26	9-18	1-2
Amfibol	39-45	60-66	90-93
Biotit	0-1	0-2	1-5
Plagioklász földpát	0-1	1-10	1-4
Titanit	0	1-3	1-3
Apatit	1	0-5	1-5
Opak ásványok	1-4	1-5	1-3



5. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátumkőzeteinek szöveti jellemzői (optikai mikroszkópos képek)

a) kumulusz olivin és klinopiroxén kristályok intercumulusz amfibolba zárva az ortokumulátum olivin-piroxén hornblenditben (+N), (b) kumulusz klinopiroxén és intercumulusz amfibol kristályok plagioklász tartalmú piroxén hornblenditben (+N), (c) kumulusz amfibol kristályok és titanit intercumulusz plagioklászba zárva a mezokumulátum plagioklász tartalmú piroxén hornblenditben (+N), (d) -adkumulátum szöveti plagioklász-tartalmú hornblendit kumulusz amfibol kristályokkal (+N). (a rövidítések WHITNEY & EVANS 2010 alapján történtek).

Figure 5. Photomicrographs of ultramafic cumulate rocks from the Diträu Alkaline Massif

a) cumulus olivine and clinopyroxene crystals enclosed in intercumulus amphibole showing orthocumulate texture in olivine-pyroxene hornblende, (b) cumulus clinopyroxene and intercumulus amphibole crystals in plagioclase-bearing pyroxene hornblende, (c) cumulus amphibole crystals and titanite enclosed in intercumulus plagioclase displaying mesocumulate texture in plagioclase-bearing pyroxene hornblende, (d) cumulus amphibole crystals showing adcumulate texture in plagioclase-bearing hornblende. (mineral abbreviations are after WHITNEY & EVANS 2010)

xenomorf és a kristályok közti teret tölti ki (5. ábra, c). A biotit félig sajtálatakú, piroxén-, apatit- és magnetit-zárványokat tartalmaz, valamint peremén kloritálatakulás fi-

gyelhető meg. Szórványosan vagy ritkán amfibollal összenőve fordul elő. A titanit félig sajtálatakú és kőzetalkotó mennyiségben (2–3%), egyrészt nagyméretű (1–2 mm),

idiomorf kristályként, másrészt amfibolban zárványként van jelen. Esetenként a titanitkristályok fészkekbe tömörülnek, illetve ritkán apatitot és magnetitet tartalmaznak. Az apatit idiomorf, a kőzetalkotó ásványok közötti térben jelenik meg, vagy zárványként fordul elő piroxénben, amfibolban és magnetitben. A magnetit nagyméretű (500 µm), szabálytalan alakú szemcsék formájában van jelen, nagyon ritkán idiomorf és szórványosan apatitot vagy cirkont tartalmaz.

### Plagioklász tartalmú hornblendit

A sötét színű kőzet szövete holokristályos, ekvigranuláris, irányítatlan. (I. táblázat, 5. ábra, d). A kumuluszfázist az amfibolkristályok, míg az interkumuluszfázist a plagioklász földpátok alkotják. Az amfibol nagyméretű (1–11 mm), prizmás habitusú. Zárványként magnetit-, apatit- és piroxén szemcséket tartalmaz. A klinopiroxén kis mennyiségben, a szemcsék közötti térben vagy amfibolban zárványként jelenik meg. A biotitkristályok mérete helyenként eléri a 4 mm-t is. A kristályok peremén klorit átalakulás figyelhető meg. Zárványként az összes mafikus ásvány megtalálható bennük. A plagioklász xenomorf megjelenésű, és az ásványok közti teret tölti ki. A titanit, apatit és magnetit kőzetalkotó mennyiségben vannak jelen (I. táblázat). A titanit két populációba sorolható: 1.) idiomorf, nagyméretű (~2 mm), sárgásbarna színű kristályok, amelyek magnetit- és apatitzárványokat tartalmaznak; 2.) hipidiomorf, kisméretű (~500 µm) kristályok, amelyek aprószemcsés halmozatok alkotnak, és amfibolok, esetenként biotitok körül jelennek meg. A magnetit a szemcsék közötti térben vagy zárványként fordul elő, főként xenomorf, de ritkán idiomorf megjelenésű. Az apatit idiomorf vagy hipidiomorf, megnyúlt prizma alakú, és leggyakrabban amfibolban fordul elő zárványként. Továbbá, kisebb mennyiségben, a többi ásványban (titanit, klinopiroxén, biotit) zárványként vagy a kőzetalkotók közötti térben is megjelenik, és ritkán magnetitzárványokat tartalmaz. A titanittal szoros összenövésben ritkán xenomorf kalcit is előfordul.

### Teljes kőzet fő- és nyomelem geokémia

A DAM ultramafikus kumulátum kőzetei alkáli jellegűek, nagyrészt metalumíniumosak és káliumban gazdagok. Alumínium telítettség indexük ( $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ ) széles tartományban mozog: 0,50–1,01. A kőzetek miaszkitosak ( $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 = 0,18–0,63$ ). A vizsgált kőzetek  $SiO_2$ -tartalma nagy változatosságot mutat (31–45 t%) (II. táblázat). Az olivin-piroxén hornblenditeknek a legnagyobb a mg# száma (0,73) ( $mg\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ). A plagioklász tartalmú piroxén hornblenditek ( $mg\# = 0,45–0,63$ ) és a plagioklász tartalmú hornblenditek ( $mg\# = 0,43–0,61$ ) hasonló, továbbá az olivin-piroxén hornblenditekéhez képest jóval kisebb mg# számmal jellemezhetőek.

A masszívum ultramafikus kőzetei a primitív köpenyhez képest nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE=large-ion-lithophile-elements), nagy térerejű nyomelemekben (HFSE

= high-field-strength elements) és könnyű ritkaföldfémekben gazdagodtak. A DAM olivin-piroxén hornblenditjeinek nagy mg# száma, Ni- (150–390 ppm) és Cr- (220–509 ppm) tartalma a modális olivin és piroxén jelenlétét tükrözi a kőzetek kémiai összetételében. A plagioklász tartalmú piroxén hornblenditek Ni- (<116 ppm) és Cr- (<231 ppm) tartalma az előzőekhez képest kisebb, míg a plagioklász tartalmú hornblenditek 32–157 ppm Ni és 3–354 ppm Cr koncentrációval rendelkeznek.

### Az ásványok kémiai összetétele

#### Amfibol

Az amfibol a DAM ultrabázisos kumulátumkőzeteinek fő kőzetalkotó ásványa. Legkisebb mennyiségben az olivin-piroxén hornblenditekben (38 tf%), legnagyobb mennyiségben (93 tf%) a plagioklász tartalmú hornblenditekben van jelen.

LEAKE et al. (1997) és HAWTHORNE et al. (2012) osztályozási kritériumai alapján a DAM ultrabázisos kumulátumkőzeteinek interkumulusz amfibolja magneziohastingsit, pargazit és kaersutit, míg a kumulusz amfibolja magneziohastingsit, pargazit, ferropargazit és kaersutit összetételű (6. ábra, III. táblázat). A zárvány amfibol pargazitot tartalmaz.

Az interkumulusz amfibolnak átlagosan nagyobb az MgO- (14,2 t%) és kisebb az  $FeO^{tot}$ - (10,2 t%) tartalma, illetve nagyobb a mg# száma (0,71–0,77) ( $mg\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ), mint a kumulusz amfibolnak (MgO 10,2 t%,  $FeO^{tot}$  15,2 t%,  $mg\# = 0,47–0,68$ ). A zárvány amfibol mg# száma (0,54–0,64) átfedést mutat a kumulusz amfibol mg# számával. A interkumulusz amfibol Fe-ban, Mn-ban és K-ban szegényebb, illetve Si-ban gazdagabb, mint a kumulusz amfibol. A zárvány amfibol  $Al^{IV}$ -ben és Ti-ban szegényebb, Si-ban és  $Al^{VI}$ -ban pedig gazdagabb a kumulusz amfibolhoz képest. Az amfibolokban összességében a K, Al, Fe és Mn koncentrációja nő, a Ti- és a Si-tartalom pedig csökken a mg# csökkenésével (7. ábra).

Kémiai sztratigráfiájuk alapján a kumulusz amfibolok között vannak homogén (kaersutit és pargazit/magneziohastingsit) és zónás kristályok is (kaersutit mag és magneziohastingsit perem, valamint magneziohastingsit mag és kaersutit perem) (8. ábra). A kaersutit kristályokban a  $FeO$ -tartalom növekedése figyelhető meg a magtól a perem felé haladva (8. ábra a, b).

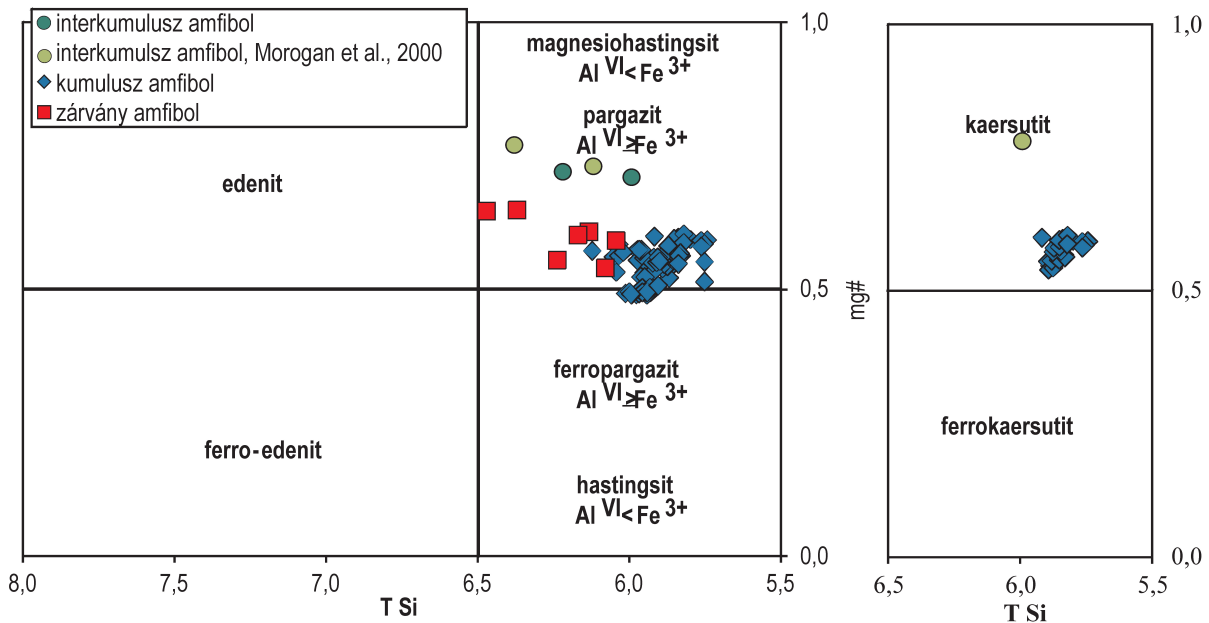
#### Piroxén

Ortopiroxén az olivin-piroxén hornblenditekben fordul elő. Az ortopiroxén összetétele, MORIMOTO (1988) alapján, ensztatit ( $Wo_{2-3}En_{67-69}Fs_{29-30}$ ). A kristályok homogének, mg# számuk 0,70–0,72 ( $mg\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ),  $Al_2O_3$ -tartalmuk 1,1–1,3 t%, és CaO-tartalmuk 0,95–1,3 t% között változik.

## II. táblázat. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteinek reprezentatív fő-és nyomelem összetétele

Table II. Representative major and trace element compositions of the ultramafic cumulate rocks from the Diträu Alkaline Massif

Kőzettípus	Olivin-piroxén hornblendit		Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit				Plagioklász tartalmú hornblendit	
	VRG 6749	VRG 6757	VRG 6713	VRG 7452	VRG 6706	VRG 6546	VRG 6547	VRG 7434
Mintaszám	Felső-Tarnaíta- patak	Alsó-Tarnaíta- patak	Alsó-Tarnaíta- patak	Felső-Tarnaíta- patak	Orotva, 6-os táró	Felső Pietrăriei- patak	Felső Pietrăriei- patak	Fülöp-patak
Főelemek (%)								
SiO <sub>2</sub>	43,46	44,07	40,15	31,39	32,36	39,41	36,43	45,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,47	9,00	12,60	8,78	9,88	12,86	11,13	15,46
TiO <sub>2</sub>	3,35	2,07	4,15	5,671	5,25	9,00	4,93	3,499
FeOt	14,67	12,46	16,31	22,44	20,73	14,54	17,65	11,78
MgO	16,82	16,40	10,57	9,23	9,06	9,65	9,54	5,77
MnO	0,17	0,19	0,25	0,32	0,26	0,23	0,26	0,163
CaO	11,44	10,84	12,88	15,49	13,55	11,55	12,44	8,49
Na <sub>2</sub> O	1,17	1,33	2,37	1,21	1,77	2,54	2,12	4,00
K <sub>2</sub> O	0,54	1,04	1,43	0,73	1,38	1,6	1,38	2,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				3,15	2,72		1,32	0,862
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,07	0,03			0,02	0,02	
LOI				1,46	2,60		2,30	2,00
mg#	0,74	0,74	0,61	0,45	0,53	0,59	0,54	0,49
Nyomelemek (ppm)								
Be	0,24	0,67	1,11			1,07	1,00	
Sc	29,76	22,76	20,42	22,40	24,00	21,32	25,00	16,60
V	248,15	144,14	250,00	202,90	356,00	252,53	324,00	250,20
Cr	509,44	487,90	221,79	2,50		170,65		37,10
Co	76,81	63,25	46,46		63,20	46,47	56,6	
Ni	390,03	355,06	116,29	24,60	28,00	91,65	114,00	42,30
Cs					1,20		0,40	
Ga					19,10		20,50	
Cu	141,71	131,82	41,27	63,00	57,80	44,34	45,00	35,00
Zn	90,05	108,59	156,55	278,20	142,00	146,66	119,00	132,00
Sr	267,93	191,86	645,63	1144,30	777,50	692,49	899,40	1201,80
Ba	139,34	165,13	363,33	788,40	418,00	441,55	476,00	709,90
Rb	11,27	45,59	38,88	63,60	28,80	60,12	18,00	66,20
Sn					3,00		3,00	
Zr	54,50	109,08	179,10	358,00	159,60	169,36	215,90	362,40
Pb	4,40	11,17	3,42	4,20	2,60	3,02	3,90	6,20
Nb	37,27	34,70	78,83	154,30	48,40	79,24	76,70	118,30
Y	12,58	12,09	24,50	61,30	36,30	23,90	36,80	33,00
Hf	9,27	8,05	10,15		4,90	6,91	6,30	
Ta					3,20		4,00	
Mo	13,98	2,22	22,90		1,40	2,55	1,73	
S	353,44	234,13	210,50			313,35	8,32	
La	10,97	19,19	36,79	194,30	71,40	35,06	1,34	74,50
Ce	18,72	34,64	86,44	327,50	155,3	79,60	145,2	135,20
Pr					20,28		18,68	
Nd	19,82	24,43	51,37	128,90	88,20	45,68	82,2	59,20
Sm	5,14	4,51	11,75		17,32	11,34	15,5	
Eu	1,88	1,19	3,26		5,18	3,40	4,92	
Gd					15,33		13,2	
Tb					1,94		1,73	
Dy	3,33	3,89	6,21		8,89	6,12	8,32	
Ho					1,36		1,34	
Er					3,07		3,06	
W					1,10		1,20	
Lu					0,31		0,32	
Yb	2,22	2,12	3,28		2,21	3,18	2,24	
U				0,40		1,00	0,90	2,30
Th				7,20	2,70		2,30	11,80



6. ábra. A ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben található amfibolok összetétele a LEAKE et al. (1997) nevezéktani diagramon (intercumulus amfibol olivin-piroxén hornblenditből, cumulus amfibol plagioklász tartalmú piroxén hornblenditből és plagioklász tartalmú hornblenditből, zárvány amfibol plagioklász tartalmú piroxén hornblenditből)

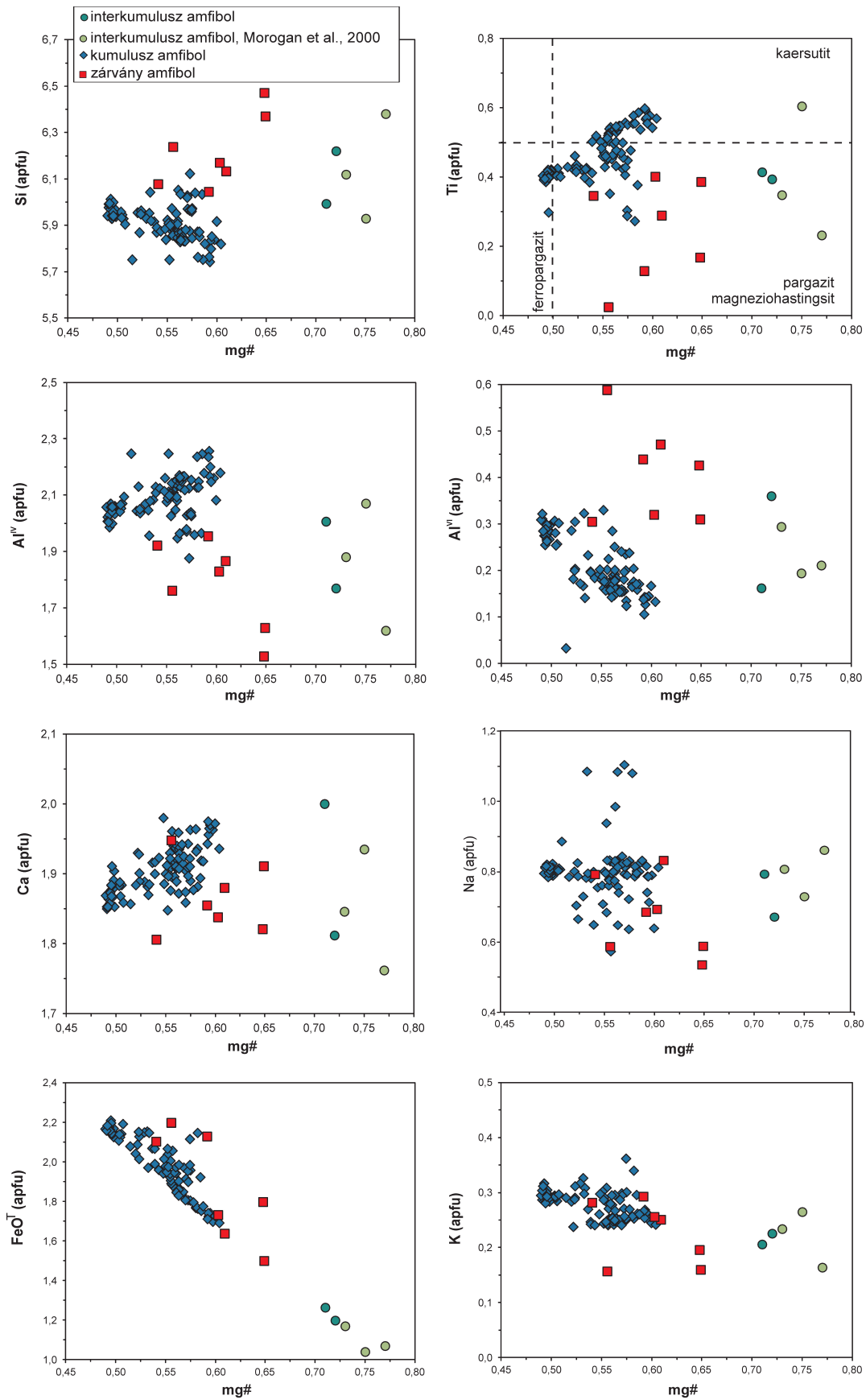
Figure 6. Classification of amphiboles in the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulates (after LEAKE et al. 1997) (intercumulus amphibole from olivine-pyroxene hornblende, cumulus amphibole from plagioclase-bearing pyroxene hornblende and plagioclase-bearing hornblende, amphibole inclusion from plagioclase-bearing pyroxene hornblende)

III. táblázat. A Ditróu alkáli masszívum ultramafikus kumulátumkőzeteiben előforduló amfibolok reprezentatív kémiai összetétele

Table III. Representative analyses of amphiboles from the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulate rocks

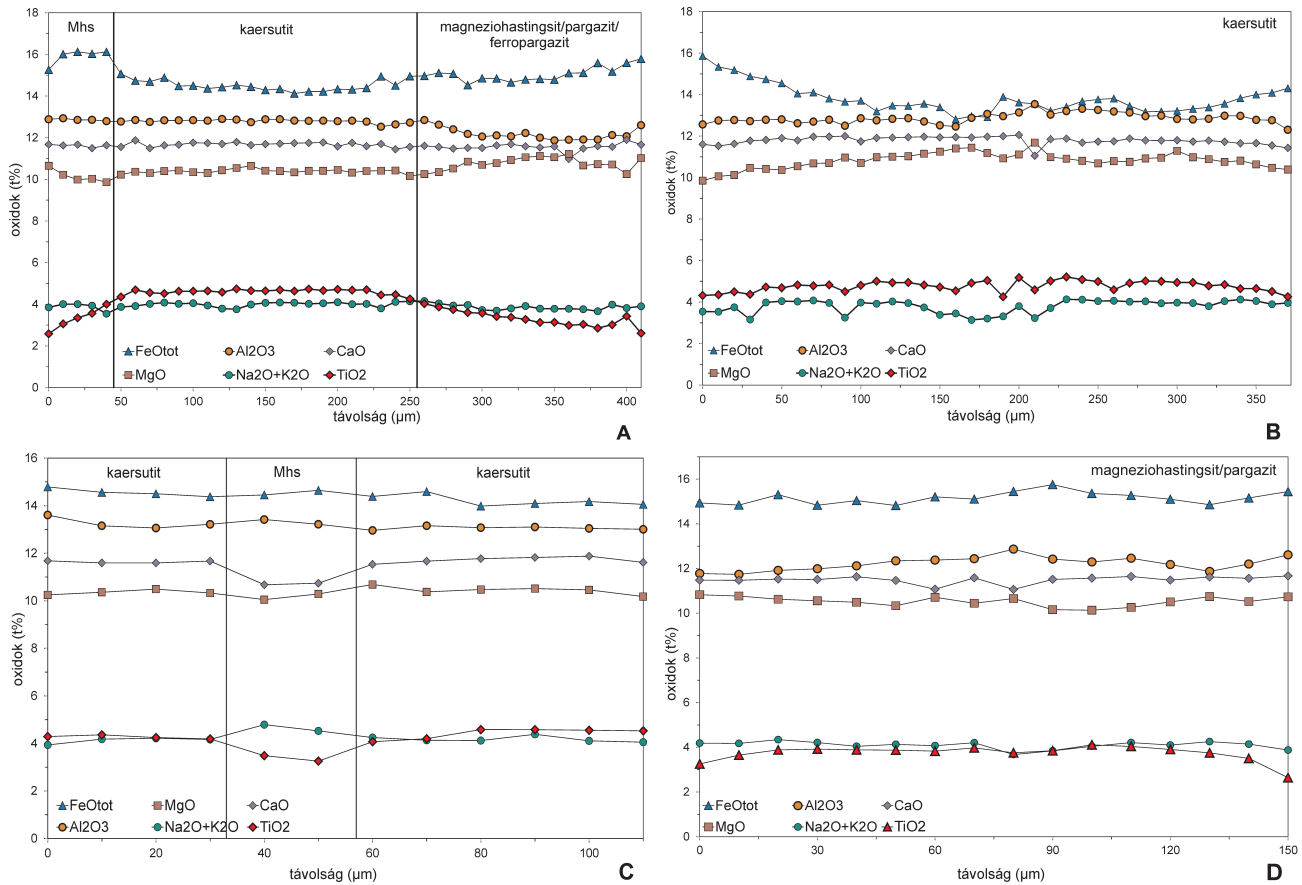
Kőzettípus	Olivin-piroxén hornblendit		Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit				Plagioklász tartalmú hornblendit						Plagioklász tartalmú piroxén hornblendit			
	Prg	Prg	Fprg	Prg	Mhs	Prg	Prg	Prg	Mhs	Mhs	Prg	Krs	Krs	Krs	Prg	Prg
Ásvány																
Mintaszám	VRG23a	VRG23b	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6706	VRG 6706
Méresi pont	1	1	19/35	118/1	18/21	19/29	23/2	23/3	22/1	21/1	22/3	21/5	21/31	22/12	17/6	17/9
Megjelelés	intercumulus amfibol		cumulus amfibol				cumulus amfibol						zárvány amfibol			
SiO <sub>2</sub>	40,48	42,25	38,62	40,35	39,67	39,51	39,19	39,13	38,86	38,30	38,67	38,25	38,05	38,13	40,48	41,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,43	12,26	13,30	12,78	13,20	13,24	11,78	11,74	12,88	12,56	12,85	12,79	12,83	12,81	12,59	11,36
FeO	10,21	9,72	17,20	15,28	17,56	17,09	14,94	14,84	15,26	15,86	16,12	14,74	13,21	14,36	16,75	14,03
MgO	14,17	13,81	8,92	9,42	9,85	9,36	10,83	10,77	10,65	9,85	9,99	10,41	11,29	10,30	9,79	11,36
MnO	0,18	0,10	0,49	0,41	0,60	0,46	0,34	0,25	0,26	0,33	0,32	0,22	0,21	0,31	0,43	0,37
CaO	12,83	11,47	11,39	11,27	10,77	11,58	11,48	11,47	11,67	11,60	11,66	11,81	11,80	11,73	11,23	11,62
Na <sub>2</sub> O	2,64	2,60	3,00	2,83	1,87	2,72	2,68	2,66	2,45	2,30	2,63	2,69	2,74	2,68	2,72	2,42
K <sub>2</sub> O	1,09	1,20	1,53	1,32	1,82	1,46	1,51	1,52	1,40	1,25	1,38	1,29	1,24	1,26	1,47	1,37
TiO <sub>2</sub>	3,72	3,55	3,49	4,08	3,17	3,58	3,26	3,65	2,58	4,32	3,34	4,72	4,95	4,63	3,02	3,61
Összesen	97,76	96,96	97,94	98,25	98,50	98,32	95,99	96,03	96,02	96,36	96,96	96,93	96,30	96,23	98,49	97,93
Kationok 23 oxigénre																
T Si	5,993	6,220	5,905	6,015	5,895	5,943	6,034	6,028	5,754	5,887	5,916	5,852	5,820	5,860	6,078	6,25
T Al <sup>IV</sup>	2,007	1,770	2,095	1,985	2,105	2,057	1,966	1,972	2,246	2,113	2,084	2,148	2,180	2,134	1,922	1,75
C Al <sup>VI</sup>	0,162	0,360	0,302	0,261	0,206	0,315	0,171	0,16	0,111	0,162	0,233	0,157	0,133	0,189	0,305	0,25
Σ Al	2,169	2,130	2,397	2,246	2,311	2,372	2,137	2,132	2,357	2,275	2,317	2,305	2,313	2,323	2,23	2,00
C Ti <sup>4+</sup>	0,414	0,390	0,401	0,458	0,354	0,407	0,377	0,423	0,43	0,499	0,385	0,544	0,569	0,537	0,346	0,40
C Fe <sup>2+</sup>	1,264	1,170	1,969	1,912	2,238	2,139	1,765	1,868	1,562	1,833	1,974	1,888	1,692	1,853	1,863	1,75
C Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,030	0,223	0,000	0,000	0	0,158	0,045	0,436	0,205	0,095	0,000	0,000	0	0,240	0,000
C Mg <sup>2+</sup>	3,128	3,040	2,026	2,324	2,239	2,082	2,485	2,475	2,403	2,258	2,284	2,379	2,578	2,370	2,191	2,534
C Mn <sup>2+</sup>	0,023	0,010	0,064	0,052	0,077	0,070	0,044	0,033	0,042	0,043	0,041	0,029	0,027	0,040	0,055	0,047
B Ca <sup>2+</sup>	2,000	1,810	1,859	1,888	1,760	1,897	1,894	1,859	1,941	1,910	1,916	1,940	1,936	1,940	1,806	1,862
B Na <sup>+</sup>	0,000	0,120	0,141	0,112	0,240	0,103	0,106	0,141	0,059	0,090	0,084	0,060	0,064	0,052	0,194	0,138
A Na <sup>+</sup>	0,793	0,550	0,745	0,708	0,312	0,676	0,694	0,653	0,765	0,594	0,697	0,738	0,748	0,750	0,598	0,564
A K <sup>+</sup>	0,206	0,230	0,297	0,253	0,353	0,281	0,296	0,299	0,282	0,244	0,270	0,253	0,242	0,248	0,282	0,261
Össz. kation	15,99	15,700	16,00	16,00	16,00	16,00	15,99	15,96	16,00	15,84	15,98	15,99	15,99	15,98	15,89	15,82
mg#	0,71	0,72	0,51	0,54	0,50	0,49	0,58	0,57	0,62	0,55	0,54	0,56	0,60	0,56	0,54	0,59

mg#=(Mg<sup>2+</sup>)/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>)



7. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben megjelenő amfibolok összetételének változékonysága a mg# függvényében

Figure 7. Compositional variations in amphiboles for the Diträu ultramafic cumulates



**8. ábra.** A Ditráu alkáli masszívum plagioklász-tartalmú ultramafikus kumulátum közeiben megjelenő különböző amfibol típusok kémiai profiljai  
 a) zónás kumulusz amfibolkristály, (b) homogén kumulusz kaersutitkristály, (c) zónás kumulusz amfibolkristály, (d) homogén kumulusz magneziohastingsit/pargazitkristály  
**Figure 8.** Zoning profiles for the different amphibole types in the plagioclase-bearing ultramafic cumulate rocks from the Ditráu Alkaline Massif  
 a) zoned cumulus amphibole crystal, (b) unzoned cumulus kaersutite crystal, (c) zoned cumulus amphibole crystal, (d) unzoned cumulus magnesio-hastingsite/pargasite crystal

A klinopiroxén a vizsgált ultramafikus kumulátumokban túlnyomó részben diopszidos összetételű ( $Wo_{46-68}En_{23-42}Fs_{9-18}$ ). Ritkán, a plagioklász tartalmú piroxén hornblenditekben a klinopiroxén magja diopszid, míg pereme augit ( $Wo_{28-44}En_{54-65}Fs_{13-33}$ ). A klinopiroxén mg# száma ( $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$ ) 0,66–0,85 között változik. Az augit  $Al_2O_3$ -tartalma 2,3–5,1 t%, míg a diopszid 1,2–7,3 t%. Az augit  $TiO_2$ -tartalma 0,36–0,78 t%, míg a diopszid jóval nagyobb  $TiO_2$ -tartalommal (0,97–2,9 t%) jellemezhető.

### Egyéb ásványok

Az olivin csak az olivin-piroxén hornblenditekben fordul elő. Összetétele  $Fo_{73-79}$  és 0,00–0,30 t% CaO-tartalommal jellemezhető. A plagioklász földpát a plagioklász tartalmú piroxén hornblenditekben oligoklász ( $Ab_{87}Or_0An_{13}$ ), míg a plagioklász-tartalmú hornblenditekben albit-oligoklász ( $Ab_{98-62}Or_{0-14}An_{2-30}$ ) összetételű. A biotit sziderofilitt-annit összetételű jellemző (mg#=0,59–0,62). Nagy  $Al_2O_3$ - (<16,3 t%) és  $FeO^{tot}$ - (<18,1 t%) tartalommal, valamint kis  $TiO_2$ - (0,35–1,1 t%) tartalommal rendelkezik.

### Diszkusszió, következtetések

A továbbiakban röviden összefoglaljuk és összehasonlítjuk az amfibol összetételén alapuló barométereket és termométereket és alkalmazzuk azokat, amelyek a DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljaira a legjobban megfelelnek. Annak eldöntésére, hogy mely barométer eredményeit fogadjuk el a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira összehasonlítottuk az ismert körülmények között kísérletileg előállított amfibolok és az általunk vizsgált DAM amfibolok összetételét. A kísérleti adatoknál NEKVASIL et al. (2004) munkáját vettük alapul, amelyben ismert összetételű kőzetekben, meghatározott kristályosodási körülmények között vizsgálták a keletkezett amfibolok összetételét. A NEKVASIL et al. (2004) munkájában használt közzétípusok és azok amfibol adatai nagy hasonlóságot mutatnak a DAM közeiteivel és amfibol összetételeivel, így megfelelő referenciatorrás egy alkáli rendszer nyomás- és hőmérsékletbecslésének megállapítására. A kísérletek arra utalnak, hogy az olyan alkáli kőzetösszeteltekben, mint a DAM az amfibolok kristályosodása 430–930 MPa közötti nyomáson és 920–1040 °C közötti hőmérsékleten zajlanak.

### Barometria

A nyomás meghatározásához a következő tanulmányokban szereplő egyenleteket használtuk (IV. táblázat): HOLLISTER et al. (1987), JOHNSON & RUTHERFORD (1989), SCHMIDT (1992), ANDERSON & SMITH (1995), RIDOLFI et al. (2010), LAROCQUE & CANIL 2010, RIDOLFI & RENZULLI (2012), KRAWCZYNSKI et al. (2012).

oxo-hygro-termobarométert, amelynek köszönhetően e barométer már az alkáli magmák kalcium amfiboljaira is használható 1130 °C és 2,2 GPa értékekig. A Ridolfi-féle számításokhoz az amfibol elemzéseket először egy kritériumrendszer alapján meg kell szűrni ( $[Mg]/[Mg+Fe^{2+}] > 0,5$ ;  $Al\# \leq 0,21$  [ $Al\# = Al^{VI}/Al^T$ ]; oxidok összege  $< 98$  t%), és amelyik mért amfibolösszetétel nem felel meg akár csak egy kritériumnak is, úgy az nem használható fel a számí-

IV. táblázat. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok kristályosodási nyomás értékei a különböző barométerekkel számolva

Table IV. Estimated crystallization pressures of the amphiboles in the Diträu Alkaline Massif ultramafic cumulate rocks obtained from the different barometers

Geobarometria szerzője	Hibahatár (kbar)	Kumulusz amfibol (kbar)	Interkumulusz amfibol (kbar)	Zárvány amfibol (kbar)
HAMMARSON & ZEN (1986)	±3	6,0–9,0	5,3–7,5	7,5–9,0
HOLLISTER et al. (1987)	±1	6,3–9,8	5,6–8,0	6,2–8,7
JOHNSON & RUTHERFORD (1989)	±0,5	4,9–7,4	4,3–6,1	4,7–6,7
SCHMIDT (1992)	±0,6	6,3–9,3	5,7–7,3	6,0–8,4
LAROCQUE & CANIL (2010)	±1,42	2,0–6,2	3,0–5,4	5,6–8,5
RIDOLFI et al. (2010)	±1	3,2–5,8	4,3	3,1–6,0
KRAWCZYNSKI et al. (2012)	±1,41	1,4–5,4	2,2–4,4	4,6–7,4
RIDOLFI & RENZULLI (2012)*	±0,5 és ±0,9**	4,2–8	5,7–7,6	7,8–7,8

\*a táblázat a két egyenlet (eq 1a és eq 1b) átlagolása során kapott értékeket tartalmazza.

\*\*a DAM ultramafikus kumulátum közeteinek amfiboljai esetén a 11,5%.

A hornblende Al-tartalma magmás rendszerekben egyensúlyi körülmények között lineárisan korrelál a kristályosodás nyomásviszonyaival, így a hornblende Al-tartalma geobarométerként használható (HAMMARSTROM & ZEN 1986). Ezt alapul véve HAMMARSTROM & ZEN (1986) a mészkáli plutoni kőzetek kalcium amfiboljaira kifejlesztettek egy barométert, amely az amfibol teljes Al-tartalmán alapul. HOLLISTER et al. (1987) finomítottak ezen az összefüggésen, közepes nyomáson (2–8 kbar), mészkáli rendszerben kristályosodott intrúziók hornblende összetételbeli adatainak bővítésével, így sokkal kisebb (1 kbar) hibahatárt értek el. A barométert olyan gránitintrúziókra kalibrálták, amelyek különböző mélységben szilárdultak meg, ásványos összetételük amfibol + kvarc + plagioklász + ortoklász + biotit + magnetit + titanit (szöveti egyensúlyban), és a plagioklászok An-tartalma 25–35 mol%. Ezek együttesen pufferelek az amfibol Al-tartalmát. Kísérleti úton szintén sikerült alátámasztani az amfibol Al-tartalmára épülő („Al-in-hornblende”) geobarométer alkalmazhatóságát ±0,5 kbar pontossággal (JOHNSON & RUTHERFORD 1989, SCHMIDT 1992).

RIDOLFI et al. (2010) mészkáli magmákból származó kalcium amfibolokra egy újabb oxo-hygro-termobarométert dolgoztak ki. E nyomásszámítás szintén az amfibolok Al-tartalmán alapul továbbá lehetőség van relatív oxigénfugacitás és az olvadék víztartalmának kiszámítására is. Később RIDOLFI & RENZULLI (2012) újrakalibrálta ezt az

tásokhoz. A DAM kumulátumközeteinek amfiboljai esetében eltávolítottuk a  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,5$  kritériumot, mert alkáli rendszerekben fejlettebb magmákban az amfibolok ezen értéke lehet kisebb, mint 0,5. A barométer 11,5%, az olvadék víztartalma 0,78 t%, az oxigénfugacitás pedig ( $\Delta NNO$ ) 0,37 logaritmusos egység hibával adható meg. A kristályosodási nyomás kiszámításához öt egyenletet ismeretnek a szerzők.

Bazaltos és andezites rendszerben kristályosodott amfibolok  $Al^{VI}$ -tartalma lineáris kapcsolatban van a kristályosodási nyomással (SIMAKIN et al. 2009, 2012; LAROCQUE & CANIL 2010; KRAWCZYNSKI et al. 2012), így az amfibolok  $Al^{VI}$ -tartalma felhasználható a kristályosodási nyomás becslésére. Az  $Al^{VI}$  barométert kísérletileg szintetizált amfibolok összetételét felhasználva kalibrálták. A legújabb kalibráció hibája, 142 MPa (KRAWCZYNSKI et al. 2012).

A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljaira nem alkalmazhatóak a szakirodalomból ismert amfibol-plagioklász barométerek (BLUNDY & HOLLAND 1990, HOLLAND & BLUNDY 1994, ANDERSON et al. 2008), mivel az amfibol és a plagioklász nem egyszerre kristályosodott.

A különböző barométerekkel számolt nyomásértékeket összehasonlítottuk, a barométereket csoportosítottuk. Az amfibol teljes Al-tartalmával számoló barométerek („Al-in-hornblende”) egy csoportba kerültek, míg RIDOLFI et al. (2010) és RIDOLFI & RENZULLI (2012) barométerei egy másik csoportba, továbbá az amfibol  $Al^{VI}$  értékét használó

barométereket (LAROQUE & CANIL 2010, KRAWCZYNSKI et al. 2012) egy harmadik csoportba soroltuk. A számított nyomásértékek széles tartományban változnak (IV. táblázat). A legkisebb értékeket (<5 kbar) az Al<sup>VI</sup> barométert használva kaptuk, amelyek valószínűleg alulbecsültek és csak egy abszolút minimumként kezelhetők. SIMAKIN et al. (2012) szerint az alkáli magmákban kristályosodó amfibolok esetében az alumínium elsősorban a tetraéderes (Al<sup>IV</sup>) pozícióba épül be, így adott nyomáson az alkáli magmák amfiboljait várhatóan kisebb Al<sup>VI</sup>-tartalom jellemzi, mint a szubalkáli magmák amfiboljait, így a számolás során alkáli magmák esetében alulbecsüli a kristályosodási nyomást. Erre utal a kísérleti adatokkal való összehasonlítás is, amely nagyobb nyomástartományt jelez, az általunk vizsgált amfibolkristályokra.

A Ridolfi-féle barométerek (RIDOLFI et al. 2010, RIDOLFI & RENZULLI 2012) közül, az alkáli rendszerekre is kalibrált RIDOLFI & RENZULLI (2012) 5 db egyenlete közül a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel a „eq1a” és „eq1b” egyenletek nyújtották. Az eq1a egyenlet nagy nyomásra, míg az eq1b egyenlet kis nyomásra van kalibrálva. A barométerrel jobb eredményt, a kísérletek által jelzett (430–930 MPa) nyomás intervallumban, az eq1a és eq1b egyenletek nyomás értékeinek átlagolásával érhetjük el, ami azt eredményezi, hogy kissé alulbecsült nyomásértéket kapunk, azonban a szóras mértéke a felére csökken.

Ezek alapján a DAM kumulátumközeteinek amfiboljaira is ennek a 2 egyenletnek az átlagértékeit használtuk. A kumulusz amfibol 6±1 kbar nyomásviszonyok mellett kristályosodott, míg az interkumulusz amfibol 7±1 kbar kristályosodási nyomást mutat. A zárványamfibol szintén 7±1 kbar kristályosodási nyomást jelez.

### Termometria

A DAM ultramafikus kumulátum amfiboljai kristályosodási hőmérsékletének meghatározásához a következő tanulmányok egyenleteit használtuk (V. táblázat): FÉMENIAS et al. (2006); RIDOLFI et al. (2010), ill. RIDOLFI & RENZULLI (2012).

FÉMENIAS et al. (2006) mészkáli magmából származó kalcium amfibolokra egy termométert dolgozott ki, amely az amfibol Ti-tartalmán alapul. A kalcium amfibolba bepülő Ti pozitív korrelációban áll a hőmérséklettel (ALONSO-PEREZ et al. 2009), amennyiben az amfibol mellett Ti-tartalmú fázisok is kristályosodtak (pl. Fe-Ti-oxidok). A termométer hibája 15–55 °C. A Ridolfi-féle termométerek

(RIDOLFI et al. 2010, RIDOLFI & RENZULLI 2012) az amfibol összes kationját felhasználják a kristályosodási hőmérséklet becslésére, a termométer hibahatára 23,5 °C.

A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljaira, a három különböző termométerrel (FÉMENIAS et al. 2006, RIDOLFI et al. 2010, RIDOLFI & RENZULLI 2012) számolt képződési hőmérséklet értékei közel megegyeznek. FÉMENIAS et al. (2006) termométere a kersutitokba épülő magasabb Ti-tartalom miatt nagyobb értékeket mutat, mint a bazaltos rendszerben kristályosodó amfibolok maximum hőmérsékleti stabilitási értéke (1050 °C).

A termométereknél is alkalmaztuk NEKVASIL et al. (2004) munkájának kísérleti eredményeit, ahol szintén RIDOLFI & RENZULLI (2012) termométere mutatta a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel. A DAM ultramafikus kumulátumközeteinek kumulusz amfiboljainak a termométere 900–1050 °C kristályosodási hőmérsékletet becsülnek. Az interkumulusz amfibol 950–1050 °C hőmérsékleten, míg a zárvány amfibol valamivel kisebb, 825–1000 °C hőmérsékleti értékeket mutat.

Elmondható, hogy mindhárom termométer használható a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira és reális hőmérsékleti értékeket adnak, amelyek megfelelnek egy bazaltos olvadékból kristályosodó kumulátum hőmérsékletének.

### Kristályosodási körülmények és keletkezési környezet

A RIDOLFI & RENZULLI (2012) termométerrel számított adatok alapján meghatározható az amfibolok kristályosodási mélysége, ezáltal a DAM ultramafikus kumulátumközeteinek keletkezési helye (9. ábra). Ennek oka, hogy az amfibolba beépülő elemek mennyisége korrelációt mutat az adott nyomás- és hőmérsékletviszonyokkal. Ha a kontinentális kéreg 2,8 g/cm<sup>3</sup>-es átlagos köztetsűrűségével számolunk, akkor 100 MPa (1 kbar) litosztatikus nyomás körülbelül 3,7 km-es mélységnek felel meg.

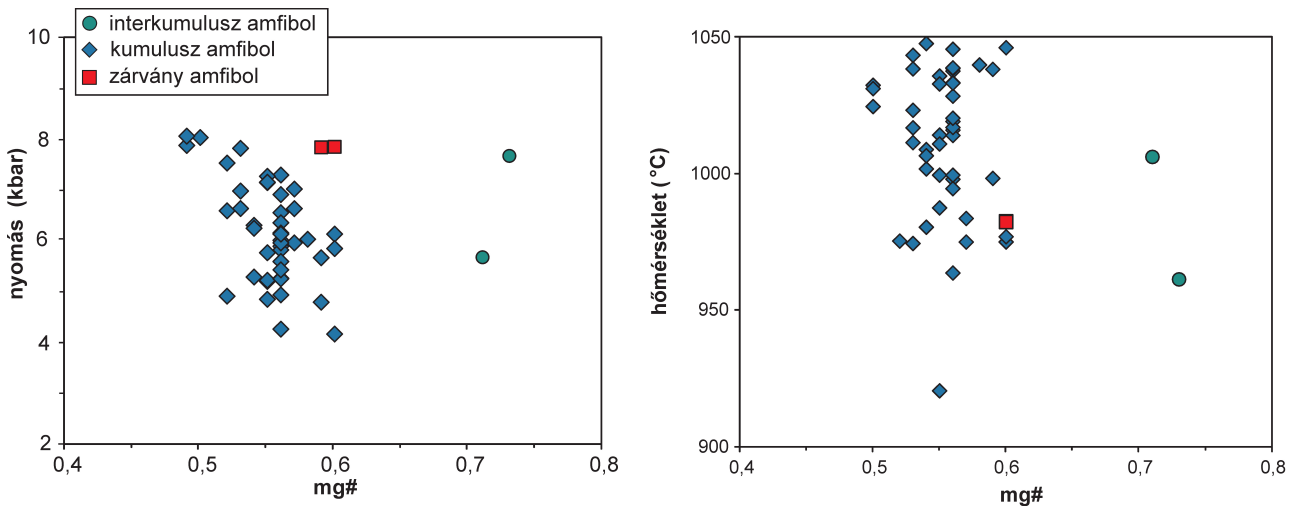
A barometriai eredmények azt mutatják, hogy a DAM ultramafikus kumulátum közetei 22,4 ± 3,9 km mélységben jöttek létre, amely átlagos kéregvastagság esetén (30 km) középső–alsó kéreg régiót jelez. Ez a mélység megegyezik azzal a megállapítással, miszerint ultramafikus kőzetek (pl. Bonanza-ív, Brit Columbia, Kanada, LAROQUE & CANIL 2010; Adamello, Olaszország, TIEPOLO et al. 2011) jellemzően a középső–alsó kéreg régióban jönnek létre.

RIDOLFI & RENZULLI (2012) egyenleteit használva lehetőség van az amfibolt kristályosító olvadék víztartalmának

V. táblázat. A Ditrói alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok kristályosodási hőmérséklet értékei a különböző termométerekkel számolva

Table V. Estimated crystallization temperatures of the amphiboles in the Diträu Alkaline Massif ultramafic cumulate rocks obtained from the different thermometers

Termometria szerzője	Hibahatár (°C)	Kumulusz amfibol (°C)	Interkumulusz amfibol (°C)	Zárvány amfibol (°C)
FÉMENIAS et al (2006)	±15/±55	866–1088	823–1180	750–995
RIDOLFI et al. (2010)	±22	942–1020	1033	903–996
RIDOLFI & RENZULLI (2012)	±23,5	920–1047	961–1006	900–100



9. ábra. A Ditrői alkáli masszívum kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok kristályosodási nyomás- (a) és hőmérsékletértékei (b) az amfibolok mg#-ának függvényében. A paraméterek számolása RIDOLFI & RENZULLI (2012) egyenletei alapján történtek

Figure 9. Crystallization pressure (a) and temperature (b) values of amphiboles vs amphibole mg# in the ultramafic rocks from the Diträu Alkaline Massif. The parameters were calculated based on the equation of RIDOLFI & RENZULLI (2012)

meghatározására. E számítások szerint a DAM ultramafikus kumulátumközeteiben az interkumulusz amfibolok egy 6–7 t% H<sub>2</sub>O-t, míg a kumulusz amfibolok egy 6–8 t% H<sub>2</sub>O-t tartalmazó olvadékból kristályosodtak ki.

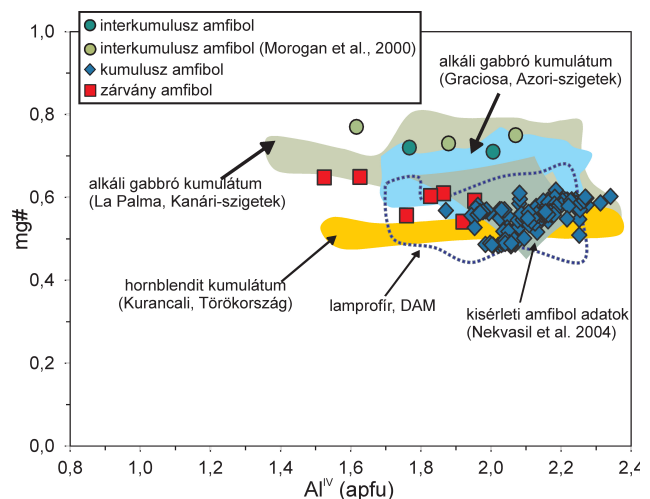
A DAM ultramafikus kumulátumközeteiben megjelenő amfiboljai nagyon hasonlóak a masszívum lamprofír közeteiben megjelenő amfibolok összetételéhez.

A DAM ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok összetétele hasonlóságot mutat olyan hornblendit kumulátumok amfiboljaival amelyek H<sub>2</sub>O-ban gazdag magmából kristályosodtak (Kurancali, Törökország, TOKSOY-KÖKSAL & OBERHAENSLI 2009), valamint olyan alkáli gabbró kumulátumok amfiboljaival, amelyek lemezen belüli tektonikai környezetben, alkáli mafikus olvadékokból képződtek frakcionációs kristályosodás útján (La Palma, Kanári-szigetek, NEUMANN et al. 2000; Graciosa, Azori-szigetek, LARREA et al. 2014) (10. ábra).

Si-ban túltelített és telítetlen alkáli rendszerek Ca-amfiboljainak fejlődési trendjét vizsgálva GIRET et al. (1980) megállapították, hogy az amfibolok kristályosodása a magmafejlődés során a Ca+Al<sup>IV</sup>-ben gazdag és Si+Na+K-ban szegény összetételtől a Ca+Al<sup>IV</sup>-ben szegény és Si+Na+K-ban gazdag összetétel felé halad. Ezen összefüggés alapján a DAM ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljai Si-telítetlen primitív, alkáli bazaltos olvadékból kristályosodtak. Ez összhangban van MOROGAN et al. (2000) és BATKI et al. (2014) eredményeivel, miszerint a DAM szülőmagmája bazanitós összetételű és az alkáli ultramafikus kőzetek bazanitós magma frakcionációs kristályosodása révén keletkeztek. BATKI et al. (2014) vizsgálatai szerint a DAM ultramafikus kumulátum közetei és alkáli lamprofírjai között szembetűnő az ásványtani és geokémiai hasonlóság, ami szoros petrogenetikai kapcsolatokat jelzi (10. ábra). Továbbá az említett tanulmányban a szerzők arra a következtetésre jutottak, hogy az alkáli lamprofírok az egyetlen olyan bazanitós összetételű kőzetek, amelyek a masszívum teljes

területét átjárják, és olvadék fázist képviselnek, ezért a DAM szülőmagmája a lamprofíros magma lehetett. BATKI et al. (2014) szerint a lamprofíros szülőmagma 4 térfogat% amfibolt tartalmazó gránát-lherzolit kisfokú (1–4%) parciális olvadásával keletkezett, ami magyarázatot adhat a szülőmagma illókbán való gazdagságára.

Az olivin és a klinopiroxén kémiai összetételét (pl. Fe/Mg arányát) az egyensúlyi olvadék összetétele határozza



10. ábra. A Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok AlIV-mg# diagramja

Összehasonlításként feltüntettük a törökországi Kurancali hornblendit kumulátumainak (TOKSOY-KÖKSAL & OBERHAENSLI 2009), a kanári-szigeteki La Palma alkáli gabbró kumulátumainak (NEUMANN et al. 2000) és az azori-szigeteki Graciosa alkáli gabbró kumulátumainak (LARREA et al. 2014), kísérleti (NEKVASIL et al. 2004) valamint a Ditrői alkáli masszívum lamprofírjainak (BATKI et al. 2014) amfibol összetételi adatait is

Figure 10. AlIV vs mg# plot of the amphiboles from the ultramafic cumulate rocks of the Diträu Alkaline Massif

Amphibole compositions of the hornblendite cumulates from Kurancali, Turkey (TOKSOY-KÖKSAL & OBERHAENSLI 2009), alkaline gabbro cumulates from La Palma, Canary Islands (NEUMANN et al. 2000), alkaline gabbro cumulates from Graciosa, Azores (LARREA et al. 2014), experimental data (NEKVASIL et al. 2004) and those of the lamprophyres from the Diträu Alkaline Massif (BATKI et al. 2014) are also shown for comparison

meg (pl. Sisson & Grove 1993). Így az olivin és a klinopiroxén összetételét, valamint az ásvány/olvadék megoszlási együtthatót felhasználva megbecsülhetjük, hogy a vizsgált ásványok milyen összetételű olvadékból kristályosodtak.

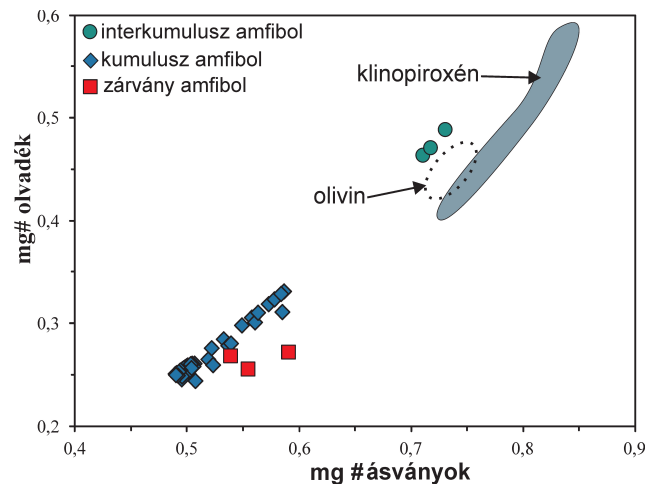
Az olivin esetében, a  $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{olivin} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,29$  (Sisson & Grove 1993) megoszlási együtthatót használtuk. A számítások során arra az eredményre jutottunk, hogy a DAM ultramafikus kumulátum közeteinek olivinjével egyensúlyt tartó olvadék mg#száma 0,43–0,46 lehetett.

A modellszámításhoz klinopiroxén esetében  $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{klinopiroxén} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,26$  (Akinin et al. 2005) megoszlási együtthatót használtunk. A klinopiroxén azt mutatja, hogy annak az olvadék mg-száma, amellyel egyensúlyt tartott: 0,42–0,58 volt. Mind az olivin, mind a klinopiroxén közepes mg# számú olvadékkal tartott egyensúlyt, ami azt jelenti, hogy egy differenciált olvadékból kristályosodtak ki.

Pargazitós amfibol esetében az ásvány/olvadék megoszlási együttható  $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{amfibol} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,29$  (Sisson & Grove 1993). A modellszámítás során kapott eredmények azt mutatják, hogy az interkumulusz amfibol, az olivinnel és a klinopiroxénnel egyensúlyt tartó olvadékhoz hasonló olvadékkal (mg#=0,46–0,48) tartott egyensúlyt. A kumulusz amfibol egy sokkal differenciáltabb olvadékból (mg#=0,24–0,33) kristályosodott. A zárvány amfibol, a kumulusz amfibolhoz hasonlóan, szintén egy jóval fejlettebb olvadékkal (mg#=0,26–0,39) tartott egyensúlyt (11. ábra).

Interkumulusz amfibol keletkezhet olivin-tartalmú kumulátumban, a bazaltos olvadék és a korábban kikristályosodott olivin, ortopiroxén és ritkán klinopiroxén reakciójának eredményeként (Laracque & Canil 2010). A DAM ultramafikus kumulátumközeteiben a kumulusz és interkumulusz amfibol összetétele hasonló kristályosodási nyomás- és hőmérsékletviszonyokra utalnak, de az őket létrehozó olvadék összetétele különbözik. A zárvány amfibol és a kumulusz amfibol összetétele, valamint a velük egyensúlyt tartott olvadék összetétele hasonló. A zárványok a kumulusz amfibolkristályokkal azonos közettípusokban vannak jelen, és mivel a klinopiroxén hasadási síkjában jelennek meg, így valószínűsíthető, hogy ugyanabból az olvadékból kristályosodott ki, mint a kumulusz amfibol.

Továbbá valószínűsíthető az is, hogy az interkumulusz amfibol az olivinnel és klinopiroxénnel közös olvadékból kristályosodott, H<sub>2</sub>O-ban gazdag differenciált bazaltos magmából, az olvadék és az olivin, illetve klinopiroxén reakciója során létrehozva az olivin-piroxén hornblenditeket. Az Fe-Mg-gazdag ásványok kristályosodása és akkumulálódása során az olvadék összetétele megváltozott. A plagioklász tartalmú piroxén hornblenditek és plagioklász tartalmú hornblenditek kumulusz amfibolja már egy fejlettebb, frakcionált olvadékból kristályosodott, amelynek a mg# száma sokkal kisebb (0,24–0,33) volt, mint az elsődleges olvadéknak. A kétféle amfiboltípus hasonló kristályo-



11. ábra. A Ditráu alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteiben megjelenő amfibolokkal egyensúlyt tartott olvadék mg# számának becslése, feltüntetve az olivin és klinopiroxén adatokat is

Figure 11. Calculated mg# of the melt which was in equilibrium with amphiboles, olivine and clinopyroxene of the ultramafic cumulate rocks from the Ditráu Alkaline Massif

sodási hőmérsékleti és nyomás viszonyokat mutat, keletkezésük ugyanazon régióban történt, a középső–alsó kéregben.

## Következtetések

A Ditráu alkáli masszívum ultramafikus kumulátumközeteinek amfiboljai interkumulusz- és kumuluszfázisként, valamint zárványként jelennek meg. Az amfibolok kristályosodási nyomás és hőmérsékletviszonyainak meghatározása érdekében számos termobarométert használtunk, amelyek közül az alkáli rendszerekre is kalibrált RIDOLFI & RENZULLI (2012)-féle termobarométer bizonyult legmegfelelőbbnek a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira. A termobarometriai számítások azt mutatják, hogy az amfibolok, középső–alsó kéreg régióban, H<sub>2</sub>O-ban gazdag (7–8 térfogat% H<sub>2</sub>O) olvadékból kristályosodtak, 7–8 kbar nyomáson és 900–1050 °C hőmérsékleten.

Olyan amfibolokkal mutatnak hasonlóságot, amelyek középső–alsó kéregbeli mélységben, H<sub>2</sub>O-ban gazdag magmából kristályosodtak, valamint olyanokkal is, amelyek lemezen belüli környezetben, alkáli mafikus olvadékokból frakcionációs kristályosodás révén képződtek.

Az elsődleges olvadékból kivált korai olivin- és klinopiroxén-kristályok akkumulációja és az interkumulusz amfibol kristályosodása során az olvadék összetétele megváltozott, ezért az interkumulusz amfibollal egyensúlyt tartó olvadék primitívebb összetételű lehetett (mg#=0,46–0,48), míg a kumulusz amfibol egy frakcionált olvadékból kristályosodhatott (mg#=0,24–0,33).

A DAM ultramafikus kumulátumközeteiben megjelenő amfibolok Si-telítetlen differenciált bazaltos–bazanitós magmából kristályosodtak, amelynek összetétele közel áll a masszívumban megjelenő lamprofir olvadék összetételéhez.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén dolgozó Vulcano kutatócsoport tagjainak. Külön köszönet illeti PÁL-MOLNÁR Elemért a témavezetésért, az analitikai

mérések anyagi háttérének biztosításáért és a kézirat átdolgozása során nyújtott segítségéért. Köszönjük KÓBOR Balázsnak az ásványkémiai mérésekben, HEINCZ Adriánnak pedig a termobarometriai számításokban nyújtott segítségét. Köszönjük DOBOSI Gábornak a kézirat rendkívül alapos és építő jellegű véleményezését.

## Irodalom — References

- ANDERSON, J. L. & SMITH, D. R. 1995: The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. — *American Mineralogist* **80**, 549–559.
- ANDERSON, J. L., BARTH, A. P., WOODEN, J. L. & MAZDAB, F. 2008: Thermometers and thermobarometers in granitic systems. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69/1**, 121–142.
- AKININ, V. V., SOBOLEV, A. V., NTAFLIOS, T. & RICHTER, W. 2005: Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **150**, 85–101.
- ALONSO-PEREZ, R., MÜNTENER, O. & ULMER, P. 2009: Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **157/4**, 541–558.
- AZZONE, R. G., ENRICH, G. E. R., GOMES, C. de B. & RUBERTI, E. 2013: Trace element composition of parental magmas from mafic-ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic-ultramafic alkaline-carbonatite massif, SE Brazil. — *Journal of South American Earth Sciences* **41**, 5–21.
- BACHMANN, O. & DUNGAN, M. A. 2002: Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. — *American Mineralogist* **87/8–9**, 1062–1076.
- BAGDASARIAN, G. P. 1972: Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România — *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie, Seria Geologie* **17/11**, 13–21.
- BATKI, A., PÁL-MOLNÁR, E., DOBOSI, D. & SKELTON, A. 2014: Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos* **200–201**, 181–196.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104/2**, 208–224.
- CODARCEA, A., CODARCEA, D. M. & IANOVICI, V. 1957: Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. — *Buletin Stiințific Secția de Geologie și Geografie* **II/3–4**, 385–446
- DAVIDSON, J., TURNER, S., HANDLEY, H., MACPHERSON, C. & DOSSETO, A. 2007: Amphibole „sponge” in arc crust? — *Geology* **35/9**, 787–790.
- FÉMÉNIAS, O., MERCIER, J-C. C., NKONO, C., DIOT, H., BERZA, T., TATU, M. & DEMAÏFFE, D. 2006: Calcic amphibole growth and composition in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). — *American Mineralogist* **91**, 73–81.
- GIRET, A., BONIN, B. & LEGER, J. M. 1980: Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. — *The Canadian Mineralogist* **18**, 481–495.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E-AN. 1986: Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. — *American Mineralogist* **71**, 1297–1313.
- HAWTHORNE, F. C., OBERTI, R., HARLOW, G. E., MARESCH, W. V., MARTIN, R. F., SCHUMACHER, J. C. & WELCH, M. D. 2012: Nomenclature of the amphibole supergroup. — *American Mineralogist* **97**, 2031–2048.
- HOECK, V., IONESCU, C., BALINTONI, I. & KOLLER, F. 2009: The Eastern Carpathians “ophiolites”(Romania): Remnants of a Triassic ocean. — *Lithos* **108**, 151–171.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. 1994: Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 433–447.
- HOLLISTER, L. S., GRISSON, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H. & SISSON, V. B. 1987: Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. — *American Mineralogist* **72**, 231–239.
- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J. 1989: Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. — *Geology* **17**, 837–841.
- IRVINE, T. H. 1982: Terminology for Layered Intrusions, — *Journal of Petrology* **23/2**, 127–162.
- KRÄUTNER, H. G. & BINDEA, G. 1995: The Ditrău alkaline intrusive complex and its geological environment. — *Romanian Journal of Mineralogy* **77/3**, 1–44.
- KRÄUTNER, H. G. & BINDEA, G. 1998: Timing of the Ditrău alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). — *Slovak Geological Magazine* **4**, 213–221.
- KRAWCZYNSKI, M., GROVE, T. & BEHRENS, H. 2012: Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature,  $H_2O$  content, and oxygen fugacity. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **164/2**, 317–339.
- LARACQUE, J. & CANIL, D. 2010: The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**, 475–492.

- LARREA, P., GALÉ, C., UBIDE, T., WIDOM, E., LAGO, M. & FRANÇA, Z. 2014: Magmatic evolution of Graciosa (Azores, Portugal) — *Journal of Petrology* **55/11**, 2125–2154.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W. & YOUZHI, G. 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. — *Mineralogical Magazine* **61**, 295–321.
- MORIMOTO, N. 1988: Nomenclature of pyroxenes. — *Mineralogy and Petrology* **39/1**, 55–76.
- MOROGAN, V., UPTON, B. G. J. & FITTON, J. G. 2000: The petrology of the Ditrău alkaline complex, Eastern Carpathians. — *Mineralogy and Petrology* **69**, 227–265.
- NEKVASIL, H., DONOLINI, A., HORN, J., FILIBERTO, J. & LONG, H. 2004: The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: an experimental study. — *Journal of Petrology* **45**, 693–721.
- NEUMANN, E. R., SORENSEN, V. B., SIMONSEN, S. L. & JOHNSEN, K. 2000: Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **103**, 313–342.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1992: Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) hornblendites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania): a preliminary description. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **33**, 67–80.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1994a: Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) diorites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania). — *Acta Mineralogica-Petrographica* **34**, 95–109.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1994b: A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. — A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged, 85 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1997: Composition of pyroxenes in hornblendites from the northern part of the Ditró Syenite Massif — *Acta Mineralogica-Petrographica* **38**, 123–130.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1998: A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditek és dioritok kialakulására. — PhD értekezés, Szeged.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2000: Hornblendites and diorites of the Ditró Syenite Massif. — Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2010a: Geology of Székelyland. — In: SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. (eds): *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 33–43.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2010b: Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. — In: SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. (eds): *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 63–88.
- PÁL-MOLNÁR, E. & ÁRVA-SÓS, E. 1995: K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrău Syenite Massif and its petrogenetic implications. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **36**, 101–116.
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ALMÁSI, E., KISS, B., UPTON, B. G. J., MARKL, G. & ÖDLING, N. 2015: Origin of cumulate hornblendites from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos*, in press.
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ÓDRI, Á., KISS, B. & ALMÁSI, E. 2015: Geochemical implications for the magma origin of granitic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (Eastern Carpathians, Romania). — *Geologia Croatica* **68/1**, 51–66.
- PUTIRKA, K. 2014: Amphibole-liquid equilibria: barometers and thermometers for volcanic systems. — 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia — *Geological Society of America Abstracts with Programs* **46/6**, 180-4.
- RIDOLFI, F. & RENZULLI, A. 2012: Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **163**, 877–895.
- RIDOLFI, F., RENZULLI, A. & PUERINI, M. 2010: Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160**, 45–66.
- RUTHERFORD, M. J. & HILL, P. M. 1993: Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruption. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **98(B11)**, 19667–19685.
- SĂNDULESCU, M. 1984: *Geotectonica Romăniei*. — Editura Technică, 336 p.
- SĂNDULESCU, M., KRÄUTNER, H.G., BALINTONI, I., RUSSO-SĂNDULESCU, M. & MICU, M. 1981: The Structure of the East Carpathians (Moldavia – Maramures Area). — *XII. Congress Carpathian-Balkan Geological Association, Institutul Geologie and geofizica, Guide to excursion. B1*, 1–92 p.
- SCAILLET, B. & EVANS, B.W. 1999: The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. phase equilibria and pre-eruption P-T-fO<sub>2</sub>-fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma. — *Journal of Petrology* **40/3**, 381–411.
- SCHMIDT, M. W. 1992: Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 304–310.
- SIMAKIN, A., SALOVA, T. P. & BABANSKY, A. D. 2009: Amphibole crystallization from a water-saturated andesite melt: experimental data at P=2 kbar. — *Petrology* **17/6**, 591–605.
- SIMAKIN, A., ZAKREVSAYA, O. & SALOVA, T. 2012: Novel amphibole geobarometer with application to mafic xenoliths. — *Earth Science Research* **1/2**, 82–97.
- SISSON, T. W. & GROVE, T. L. 1993: Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113/2**, 143–166.
- STRECKEISEN, A. 1938: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. — *Verhandlungen der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft* 159–161.

- STRECKEISEN, A. 1960: On the structure and origin of the Nephelinsyenite Complex of Ditró (Transylvania, Roumania). — *21<sup>st</sup> International Geological Congress, Rep. 21<sup>st</sup> Session Norden, 13, Petrographic provinces igneous and metamorphic rocks, 461* 228–238.
- STRECKEISEN, A. L. 1973: Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. — *Geotimes* **18/10**, 26–30.
- STRECKEISEN, A. L. 1976: Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* **1**, 1–15.
- TIEPOLO, M. & TRIBUZIO, R. 2008: Petrology and U-Pb zircon geochronology of amphibole-rich cumulates with Sanukitic affinity from Husky Ridge (Northern Victoria Land, Antarctica): Insights into the role of amphibole in the petrogenesis of subduction-related magmas. — *Journal of Petrology* **49/5**, 937–970.
- TIEPOLO, M., TRIBUZIO, R. & LANGONE, A. 2011: High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). — *Journal of Petrology* **49**, 937–970.
- TIEPOLO, M., LANGONE, A., MORISHITA, T. & YUHARA, M. 2012: On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the arc crust: evidence from Shikanoshima island (Kyushu, Japan). — *Journal of Petrology* **53/6**, 1255–1285.
- TOKSOY-KÖKSAL, F. & OBERHAENSLI, R. 2009: Hydrous aluminosilicate metasomatism in an intra-oceanic subduction zone: Implications from the Kurancali (Turkey) ultramafic-mafic cumulates within the Alpine Neotethys Ocean. — *Mineralogy and Petrology* **95**, 273–290.
- WAGER, L. R. 1960: The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. — *Petrology* **1**, 364–398.
- WHITNEY, D.L. & EVANS, B.W. 2010: Abbreviation for names of rock-forming minerals. — *American Mineralogist* **95**, 185–187.

Kézirat beérkezett: 2015. 03. 02.