

A balatonmáriai ultrakáli trachiandezit petrogenézise

KLÉBESZ Rita¹, HARANGI Szabolcs¹, Theodoros NTAFLOS²

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, ritaklebesz@gmail.com, szabolcs.harangi@geology.elte.hu

²Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien, 1090 Wien, Althanstrasse 14, theodoros.ntaflos@univie.ac.at

Petrogenesis of the ultrapotassic trachyandesite at Balatonmária

Abstract

The Balatonmária Bm–1 borehole reveals a volcanic sequence about 200 m thick and 14–15 Ma old. It consists mostly of massive and vesicle-rich lava flows often more than 20 m thick. The lava flows are interlayered with volcanoclastic rocks and these contain fragments showing strong compositional similarity with the lava rocks. This study assumes that this series could represent a lava-dome edifice.

The rock at Balatonmária is homogenous basaltic trachyandesite. It is abundant in clinopyroxene, mica and apatite, and it contains smaller amount of olivine, orthopyroxene and feldspar. The clinopyroxene phenocrysts show remarkable zoning patterns (normal, patchy and oscillatory zoning) which include multiple resorptions. The complexity of compositional zoning in clinopyroxene together with mica phenocrysts, provides a detailed record of multiple mixing and fractional crystallization. The most important magma chamber processes are the following: fractional crystallization of clinopyroxene and mica from a relatively evolved magma in a chamber under high pressure, followed by the intrusion of a primitive magma. This created convection and the formation of a highly inhomogenous zone of mixed melts. A subsequent intrusion of a more mafic magma caused further mixing.

It is clearly noticeable that the clinopyroxene phenocrysts include abundant apatite inclusions. Apatite also frequently occurs as microphenocrysts and groundmass minerals. They are fluorine-rich, having up to 6–7% of their weight as fluorine content. Phlogopite is also fluorine-bearing. These facts suggest that the ultrapotassic magmas had a high F-content.

The source region of the ultrapotassic rocks could have been a clinopyroxene, mica and fluorine-apatite-bearing veined lithospheric mantle, enriched by a subduction component. The formation of the magmas is probably related to the thinning of the lithosphere beneath the Pannonian Basin during the Badenian, this caused decompression melting of the veined lithospheric mantle.

Keywords: ultrapotassic, clinopyroxene zoning, Balatonmária

Összefoglalás

A Balatonmária Bm–1 jelű fúrás közel 200 méter vastag, középső-miocén korú vulkáni rétegsort tárt fel. A kőzet-sorozat akár egyenként 20 m-es vastagságot is meghaladó lávakőzet- és vulkanoklasztit egységek váltakozásából áll. A vulkanoklasztitok a lávakőzetek áthalmazott termékei. Feltételezzük, hogy a vulkáni felépítmény egy szakaszosan növekvő lávadóm lehetett.

A balatonmáriai kőzet összetételét tekintve ultrakáli bazaltos trachiandezit. A fő ásványfázisai a klinopiroxén, a flogopit és az apatit, ami mellett kisebb mennyiségben jelenik meg olivin, ortopiroxén és földpát. A klinopiroxén fenokristályok rendkívül változatos és összetett zónásságot (normál, a foltos és az oszcillációs zónásság; gyakoriak a rezorpciós felületek is) mutatnak, ami komplex magmakamra-folyamatokra utal. A szöveti bélyegek és a kémiai összetétel adatai alapján többszöri magmabenyomulást és keveredési folyamatot rekonstruáltunk. A friss magmabenyomulások után intenzív konvekció és hibridizáció zajlott a magmakamrában. Kezdetben, a klinopiroxén kristályosodás mellett flogopit kiválása is zajlott. A flogopit fluortartalmú, akárcsak a jelentős mennyiségben megjelenő apatit is. Ez utóbbi ásványban, ami mikrofenokristályként, valamint klinopiroxénben zárványként egyaránt előfordul, a fluortartalom elérheti a 6 tömegszázalékot is! Mindezek az adatok arra utalnak, hogy az ultrakáli magmáknak jelentős fluorkoncentrációjuk lehetett.

Az ultrakáli magmák forrásterülete a szubdukciós komponenssel gazdagított, klinopiroxén-, csillám-, és F-apatit-gazdag erekkel átjárt litoszféraköpeny lehetett, aminek a részleges olvadása a Pannon-medence alatti litoszféra jelentős badeni korú elvékonyodásához kapcsolható.

Tárgyszavak: ultrakáli, zónás klinopiroxén, Balatonmária

Bevezetés

A balatonmáriai trachandezit egyik legfontosabb geokémiai karaktere az elsődlegesen magas káliumtartalma (HARANGI et al. 1995). A Kárpát–Pannon térségben számos kálium-gazdag kőzet-előfordulást (1. ábra) ismerünk, azonban csak három számít ultrakálinak ($K_2O > 3\%$, $MgO > 3\%$, $K_2O/Na_2O > 2$; FOLEY et al. 1987). Ezek a balatonmáriai trachandezit, a bári leucitit (HARANGI et al.

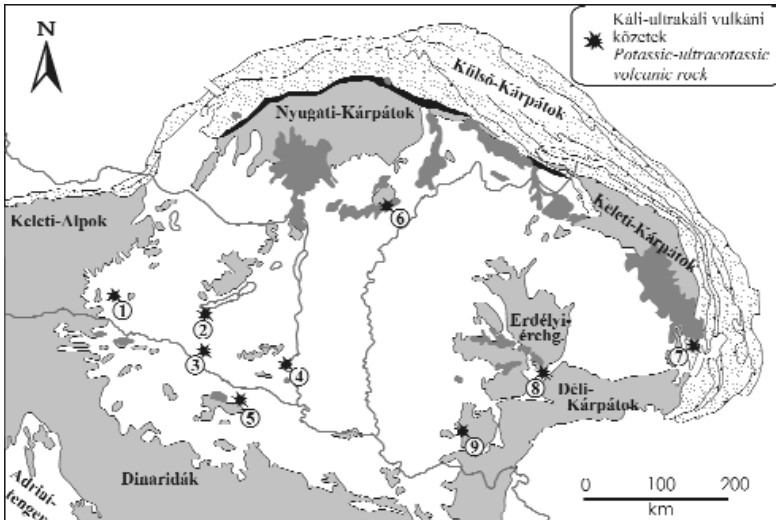
káli magmák kitörései sok esetben — így a Pannon-medencében is — minden előzmény nélkül történnek. Fontos tudni ezért, hogy a mélybeli magmaképződést követően milyen magmafejlődési folyamatok zajlanak a vulkáni kitörés előtt.

Földtani háttér

Balatonmária Bm–1 jelű fúrás a Tapolcai-medence délnyugati végében fekvő mélyedés neogén képződményeit tárja fel (JÓZSA et al. 1993). A fúrást 1987-ben mélyítette a MÉV vizkutatás céljából. A fúrás 349,6 m és 517,7 m közötti szakaszában jelenik meg a vizsgált neogén vulkanit (Balatonmária–1. számú fúrás 1987). A fekvő enyhén metamorf paleozoos agyagpala, fedője pedig pedig szarmata sekélyvízi törmelékes-karbonátos üledékes kőzet (Balatonmária–1. számú fúrás 1987). A vulkanit felszíni előfordulása nem ismert, a környező fúrásokban (Balatonberény–2 — KÖRPÁS 1970; Balatonfenyves–1 — KISS 1970) nem jelenik meg. A területről készült geofizikai szelvények nem állnak rendelkezésre, így a magmás test kiterjedése nem ismert.

A közel 200 m vastag vulkáni rétegsorban nem tapasztalható jelentős változékonyság. Uralkodóan szürke színű, biotitos, tömör és hólyagüreges lávakőzetek, illetve kisebb vulkanoklasztit-rétegek váltakozásából épül fel (2. ábra). A vulkanoklasztit törmelékei rokoníthatók egy-egy korábbi lávafolyás anyagával. Az egyes egységek néhány méter, vagy akár 20 m-t is meghaladó vastagságúak lehetnek.

A képződmény kora K/Ar mérések (kb. 14 millió év, JÓZSA et al. 1993; $13,4 \pm 0,5$ és $15,8 \pm 0,4$ millió év, HARANGI et al. 1995) alapján középső-miocén, badeni. A térség miocén káli és ultrakáli kőzeteinek képződésére HARANGI et al. (1995) két lehetséges modellt vázolnak: a késő-paleogén–kora-miocén során az Alcapa és a Tiszai-lemez egymás mellé került, így a Közép-magyarországi, illetve a Balatoni nyírási zóna mentén történetelt szubdukció, amelynek következtében a köpenyék szubdukált üledékes komponenssel kontaminálódott. A középső-miocén során az extenzió okozta nyomáscsökkenéses olvadás reaktiválhatta a kisebb olvadáspontú metasomatizált köpenyrégiót, ami ultrakáli magmák képződéséhez vezetett. A másik, a szerzők által preferált modell szerint, a paleogén során a Magura-medence óceáni litoszféra lemezének déli irányú kis szögű szubdukciója magmaképződéshez nem vezetett, de intenzív metasomatizist okozott az Alpi–Észak-Pannóniai-terrénum szubkontinentális litoszféraköpenyében. A középső-miocén extenzió miatt ezek a K-gazdag erek reaktiválódtak, így a nyomáscsökkenés okozta olvadás káli-ultrakáli magmákat eredményezett.



1. ábra. A Kárpát–Pannon térség káli-ultrakáli kőzetei

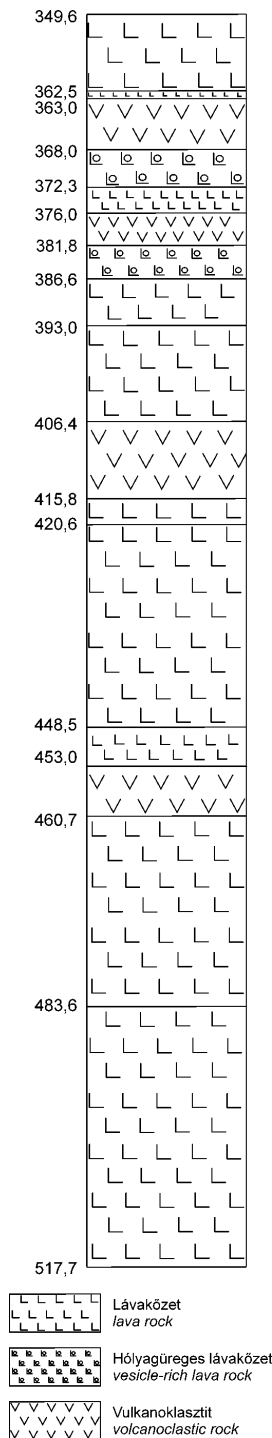
1 – Stájer-medence, 2 – Balatonmária, 3 – Szentá, 4 – Bár, 5 – Mt. Krndija, 6 – Bükkalja, 7 – Dél-Hargita, 8 – Mt. Uroiu, 9 – Gataia

Figure 1. Potassic-ultrapotassic rocks of the Carpathian–Pannonian Region

1 – Styrian basin, 2 – Balatonmária, 3 – Szentá, 4 – Bár, 5 – Mt. Krndija, 6 – Bükkalja, 7 – South Hargita, 8 – Mt. Uroiu, 9 – Gataia

1995), valamint a gataiai lamproit (SEGHEDI et al. 2008). A káli-ultrakáli kőzetek csak speciális geodinamikai környezetben képződnek (FOLEY et al. 1987, THOMPSON et al. 1989), mégpedig a metasomatizált köpeny, extenzió okozta nyomáscsökkenés, vagy köpenycső (plume) feláramlásához kapcsolódó hőmérsékletemelkedés hatására bekövetkező részleges olvadásával.

A kőzet másik fontos jellegzetessége a rendkívül összetett és változatos összetételű zónasságot mutató klinopiroxén fenokristályok jelenléte. A klinopiroxén érzékenyen reagál a kristályosító olvadék összetételének változására, akár zárt rendszerű folyamat, mint a frakcionációs kristályosodás, akár nyílt rendszerű folyamat okozza, mint például a magmakeveredés. Az ásványok részletes szöveti vizsgálata a geokémiai összetétel adataival párosítva lehetővé teszi a kőzet képződéséhez vezető magmakamrafolyamatok felderítését (pl. O'BRIEN et al. 1988, DOBOSI 1989, DOBOSI & FODOR 1992). Ezek a folyamatok jelentősen befolyásolhatják a vulkáni kitörés lefolyását is. Ezért, az aktív tűzhányók vizsgálatában is az utóbbi időben egyre nagyobb szerepet kapnak az olyan részletes ásványkémiai tanulmányok, amelyek alapján rekonstruálhatók a magmakamrában zajló folyamatok, azok körülményei (pl. NAKAWAGA et al. 2002, HUMPHREYS et al. 2006). Az ultra-



2. ábra. A Balatonmária-1 fúrás 349,6 m és 543,4 m közötti rétegsora
 Figure 2. Units of the Balatonmária-1 borehole between 346,6 and 543,4 m

Minták és vizsgálati módszerek

A vizsgált anyag egyrészt újonnan, másrészt korábban begyűjtött mintákból áll, amelyek már részben publikálásra kerültek (HARANGI et al. 1995).

A kiegészítő petrográfiai vizsgálatokra az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén került sor AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóp segítségével, 15 kV gyorsítófeszültségen. Egyes kisméretű ásványfázisok

azonosítására tájékoztató jellegű kémiai elemzést végeztünk a készülékre szerelt PU9800 típusú ED-spektrométer segítségével. Az ásványkémiai elemzéseket Bécsben, az Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung mikroszonda laboratóriumában végeztük, CAMECA SX100 típusú hullámhossz-diszperzív spektrométerrel felszerelt műszerrel. A bécsi Kőzettani Intézetben az új minták elemzése három fázisban történt: az izzítási veszteség meghatározása, főelem, majd nyomelem meghatározás. A minta előkészítések után a mintákat Rh-csővel felszerelt PHILIPS PW2400-as röntgenfluoreszcens spektrométerrel Peter NAGL (Institut für Petrologie, Universität Wien) mérte.

Petrográfia vizsgálatok

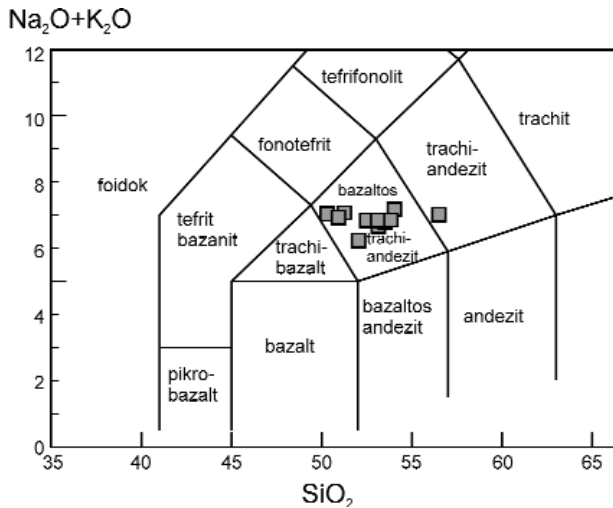
A lávaközetek fenokristályként saját- vagy félig sajátalakú klinopiroxént (0,25–2,5 mm), biotitot (0,25–3 mm) és esetleg földpátot tartalmaznak. A biotit részben vagy teljesen opacitosodott. Mikrofenokristályként ($\leq 150 \mu\text{m}$) klinopiroxén, apatit és néhány esetben olivin jelenik meg. Az alapanyag színe (színtelen, barna, fekete), kristályossági foka, üdesége, illetve az alapanyag és a fenokristályok aránya változó, vázát minden esetben szanidin- és plagioklászlecek alkotják, és a sűrűségüktől függően a kisebb-nagyobb szemcseközi teret közetüveg, piroxén és apatit töltheti ki. Az akcessóriák Fe-Ti-oxid ásványok (magnetit, ilmenit, titanomagnetit). A közetek szöveve általában pilotaxitos, ritkábban porfíros mikroholokristályos vagy glomeroporfíros. Ritkán megjelenik fél-néhány cm nagyságú, szabálytalan körvonalú közetzárvány is, amelyek biotitos, hólyagüreges és tömör lávaközetek. A zárványok alakja többnyire izometrikus, vagy szabálytalan, sokszor nem éles határvonallal különülnek el a bezáró közettől. Az alapanyag általában átkristályosodott, változó mértékben átalakult közetüveg.

A vulkanoklasztitok esetében a mátrix és a törmelékek színe általában eltérő, az előbbi színe világosbarna, az utóbbiak sötétebbek. A törmelékek 1 mm és néhány cm közötti, izometrikus vulkáni közetdarabok (fenokristályként zónás klinopiroxéneket és biotitot tartalmaznak, az alapanyagot többnyire kálföldpát- és plagioklászlecek alkotják) és ásványtörmelékek (rezorbeált, opacitosodott biotit, klinopiroxén). A mátrix feltehetőleg üveges volt, azonban teljesen agyagásványosodott. A szabálytalan alakú porusokat általában másodlagos kalcit tölti ki.

Teljesközet-összetétel

Főelemek

A közetek izzítási vesztesége alacsony (0,67–3,01%), ami azt jelzi, hogy a kőzet nem szenvedett jelentős másodlagos átalakulást, tehát az összetétele elsődlegesnek tekinthető. A közetek a TAS-diagramon (LE BAS et al. 1986)

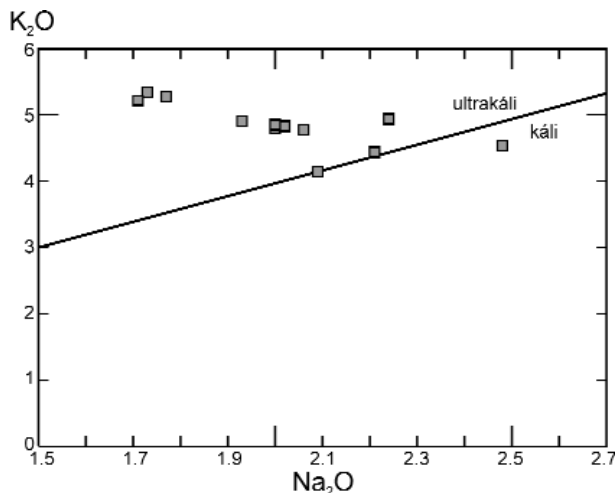


3. ábra. A vizsgált kőzetek TAS-diagram (LE BAS et al. 1986) szerinti besorolása

Figure 3. Classification of the studied rock types based on the TAS system (LE BAS et al. 1986)

a bazaltos trachandezit mezőbe esnek (3. ábra). A K_2O -tartalom (4,14–5,34%), illetve a MgO -tartalom (3,59–6,16%) nagyobb, mint 3%, valamint a K_2O/Na_2O arány (1,83–3,09) — két kivételtől eltekintve — nagyobb, mint kettő (4. ábra), tehát FOLEY et al. (1987) besorolása szerint ultrakáli kőzetnek számítanak. Fő- és nyomelem összetételük (I. táblázat) alapján a III. csoportba sorolhatók.

A kőzetben magas az Al_2O_3 - (13,37–15,73%), a CaO - (7,54–10,02%) és a P_2O_5 -tartalom (0,74–1,27%). Alacsony a TiO_2 -tartalom (0,97–1,27%) és a K_2O/Al_2O_3 arány (0,26–0,40), illetve relatíve alacsony a $mg\#$ ($Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})=0,54–0,62$, ahol $Fe^{2+}=0,85*Fe^{tot}$; MÜLLER et al. 1992). A SiO_2 és az Al_2O_3 , valamint a SiO_2 és a Na_2O között pozitív, míg a SiO_2 és a MgO , a SiO_2 és a Fe_2O_3 , a SiO_2 és a CaO , a SiO_2 és a K_2O , a SiO_2 és a TiO_2 , valamint a SiO_2 és a P_2O_5 között negatív korreláció tapasztalható.



4. ábra. A balatonmáriai kőzetek K_2O/Na_2O arányuk alapján ultrakáli típusúak

Figure 4. The K_2O and Na_2O content of the rocks

I. táblázat. A balatonmáriai kőzetek fő- (%) és nyomelem (ppm) összetétele

Table I. Major (wt%) and trace element (in ppm) composition of the Balatonmária rocks

	BMI-369	BMI-402	BMI-447
SiO_2	52,05	53,14	53,52
TiO_2	1,24	1,27	1,02
Al_2O_3	15,73	15,55	15,4
Fe_2O_3	8,95	8,18	8,37
MnO	0,22	0,21	0,13
MgO	5,17	5,09	5,64
CaO	8,23	8,76	7,98
Na_2O	2,09	2,21	2
K_2O	4,14	4,44	4,8
P_2O_5	1,01	1,03	0,84
I. V.	2,33	1,22	1,15
$mg\#$	57,21	59,02	60,93
Nb	18	18	15
Zr	216	215	186
Y	39	38	32
Sr	664	646	522
Rb	214	236	301
Ga	19	19	19
Zn	102	97	75
Cu	25	34	60
Ni	50	53	49
Co	33	28	29
Cr	150	153	142
Sc	29	30	25
V	214	224	192
Ce	51	43	56
Ba	1334	1354	1275
La	26	31	24

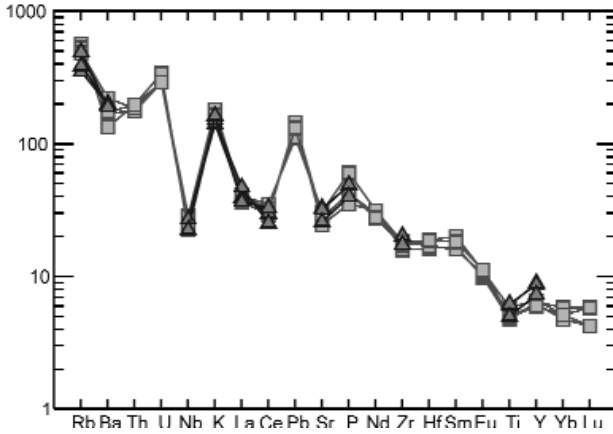
A függőleges szelvény mentén tapasztalható némi geo-kémiai változékonyság. A vulkáni működés korai termékei elkülönülnek, alacsony SiO_2 -, Al_2O_3 -, és Na_2O -tartalommal, valamint magas K_2O -, TiO_2 - és P_2O_5 -tartalommal rendelkeznek. A mélység csökkenésével, vagyis a vulkáni működés későbbi fázisai felé haladva általában véve csökken a K_2O -, és nő a Na_2O -tartalom.

Nyomelemek

Az FTS elemek (FTSE=First transition series elements — átmeneti fémek első sorozatának nyomelemei) koncentrációja alacsony (pl. $Cr=98–153$ ppm, $Ni=29–53$ ppm). A kőzetek a primitív köpenyhez (McDONOUGH & SUN 1995) képest gazdagodtak LIL elemekben (LILE=large ion lithophile elements — nagy ionsugarú litofil elemek; $Ba=898–1602$ ppm, $Sr=497–664$ ppm, $Rb=214–434$ ppm). HFS elem-tartalmuk (HFSE=high-field strenght elements — nagy térerejű nyomelemek) alacsony ($Zr=170–216$ ppm, $Hf=4,7–5,4$ ppm, $Nb=15–20$ ppm). A primitív köpeny

összetételre (MCDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem-diagramon (5. ábra) erős Ba és Nb, kisebb Ce, Sr és Ti negatív csúcs, valamint erős Rb és Pb, és kisebb U, K és P pozitív csúcs mutatkozik. A kondrit összetételre (NAKAMURA 1974) normált RFF diagramon gyenge könnyű RFF gazdagodás

minta/primitív köpeny



5. ábra. A balatonmáriai kőzetek primitív köpenyre (MCDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem eloszlása. Háromszög = új mérések (I. táblázat); négyzet = HARANGI et al. 1995

Figure 5. Primitive mantle (MCDONOUGH & SUN 1995) normalized trace element variation diagrams for the Balatonmária rocks. Triangle = new datas (Table I.); square = HARANGI et al. 1995

látszik, a görbe dőlése egyenletes, nagyon gyenge Eu negatív anomália látható. A kőzet gazdagodott könnyű RFF-ben, a nehéz RFF-hez képest (La/Yb= 9,16–12,21).

A mélység növekedésével egy általános Cr-gazdagodás tapasztalható. A Ba-tartalom és Nb-tartalom változókéony, de alapvetően csökken a mélységgel. A Ni-, a Sr-, a Zr-, valamint az Pb-tartalomban nem mutatkozik jelentős változókéonyosság.

Ásványkémiai adatok

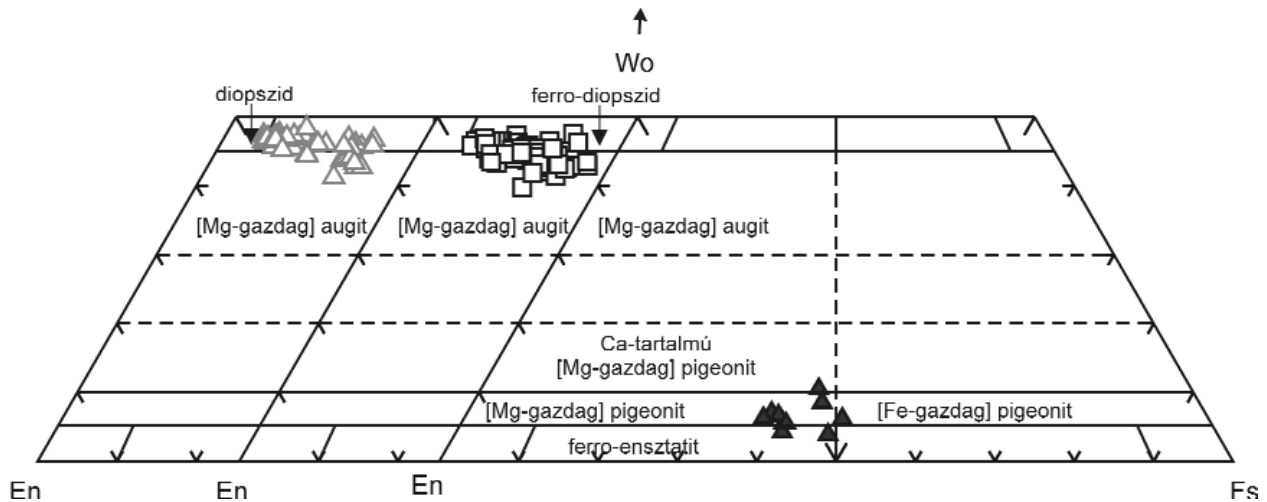
Piroxének

A klinopiroxén összetett zónásságot és jelentős összetételbeli változókéonyosságot mutat. Az IMA szerinti nevezéktan (MORIMOTO 1988, ROCK 1990) alapján a fenokristályok összetétele (II. táblázat) diopszid, ferrodiopszid és Mg-gazdag augit között változik (En_{34,23–48,33}Wo_{39,79–48,24}Fs_{4,97–22,22}; 6. ábra), egy gyenge trend figyelhető meg a vasdúsulás és a kalcium-, illetve magnéziumszegényedés irányába. Az alapanyag piroxénjének összetétele a Fe-gazdag pigeonit, ferroszitatit, Ca-tartalmú Mg-gazdag pigeonit, mezőbe esik (En_{46,11–56,02}Wo_{3,89–10,49}Fs_{37,69–47,71}; 6. ábra).

A mg# (Mg/(Mg+Fe²⁺)) vs. Ti diagramon (7. ábra) a klinopiroxén fenokristályok magjai 3 csoportra különülnek. Az első csoport jól lehatárolható, magas mg-számmal (átlagosan 0,95), de alacsony Ti-tartalommal (átlagos Ti-tartalom: 0,29%) jellemezhető. A második csoport, kevésbé jól lehatárolható, a magok Ti-tartalma és mg-száma

II. táblázat. Reprezentatív klinopiroxén kémiai összetétel adatok. A cpx1–4 ásványok, valamint az egyes mérési pontok a 8–11. ábrán láthatók. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)
Table II. Representative analyses of clinopyroxenes from the Balatonmária trachyandesite. The last numbers of the sample names correspond to the analysis positions illustrated in Figure 8–11. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)

	cpx1_1	cpx1_2	cpx2_3	cpx2_4	cpx2_5	cpx2_6	cpx3_7	cpx3_8	cpx3_9	cpx3_10	cpx3_11	cpx4_12	cpx4_13	cpx4_14	cpx4_15	cpx4_16
SiO ₂	52,47	50,83	50,46	50,88	52,79	50,49	50,51	52,20	50,81	52,39	51,20	52,06	50,45	51,28	50,99	51,46
TiO ₂	0,27	0,43	0,39	0,49	0,34	0,45	0,36	0,40	0,42	0,44	0,53	0,54	0,25	0,34	0,43	0,44
Al ₂ O ₃	1,19	1,95	2,51	2,46	1,03	2,53	2,56	1,59	2,33	1,44	2,50	1,63	1,47	2,07	1,96	2,13
Cr ₂ O ₃	0,35	0,02	0,01	0,00	0,09	0,02	0,05	0,04	0,00	0,15	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
FeO	3,65	7,15	10,31	7,70	4,63	8,96	11,57	6,86	9,61	6,05	9,45	5,08	13,01	8,11	8,21	7,08
MnO	0,13	0,25	0,41	0,21	0,14	0,27	0,52	0,24	0,39	0,21	0,34	0,11	0,56	0,25	0,23	0,21
MgO	17,53	15,21	12,85	14,80	16,92	14,02	13,04	15,93	14,40	16,88	14,75	16,26	12,07	14,46	14,64	15,40
CaO	23,40	22,26	22,28	22,77	23,95	22,26	20,38	22,19	21,17	21,78	20,30	23,56	21,00	22,60	22,09	22,44
Na ₂ O	0,13	0,17	0,21	0,16	0,12	0,18	0,32	0,22	0,28	0,13	0,20	0,19	0,24	0,18	0,13	0,15
Totál	99,11	98,28	99,42	99,47	100,00	99,18	99,31	99,68	99,40	99,47	99,28	99,42	99,03	99,32	98,72	99,31
mg#	0,97	0,86	0,74	0,85	0,94	0,80	0,71	0,86	0,79	0,88	0,76	0,92	0,67	0,82	0,81	0,85
En	48,07	43,01	36,85	41,56	45,96	39,84	37,82	44,41	40,87	46,83	42,35	45,03	34,69	40,85	41,53	43,23
Wo	46,12	45,24	45,91	45,96	46,78	45,45	42,49	44,47	43,19	43,42	41,89	46,90	43,40	45,90	45,03	45,28
Fs	5,81	11,75	17,24	12,47	7,26	14,71	19,69	11,12	15,94	9,75	15,76	8,08	21,90	13,25	13,43	11,49



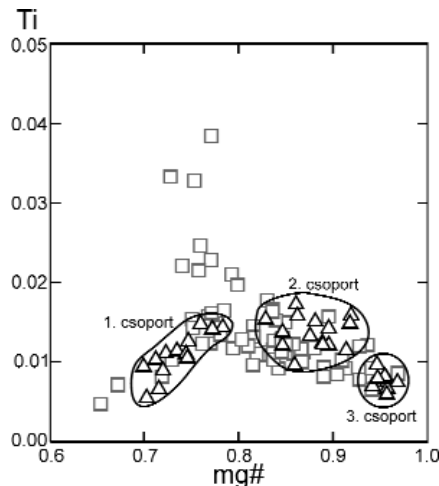
6. ábra. A piroxének besorolása (MORIMOTO 1988, ROCK 1990). Üres háromszög = kristálymag; négyzet = köztes zóna, kristályperem; teli háromszög = alapanyag piroxénjei

Figure 6. Classification and chemical variation of clinopyroxenes in the Balatonmária ultrapotassic rocks. Open triangle = core; square = inner zone rim; filled triangle = groundmass

Biotit

A mintában található csillámok esetében az Al-tartalom mérsékeltten növekszik a Fe/Mg aránnyal, így az adatok a flogopit-sziderofillit trendre esnek. A Mg/Fe arány — két kivételtől eltekintve — nagyobb, mint kettő, ami a flogopit és a biotit közti határt jelzi (pl. MACDONALD et al. 1992, MEYER et al. 1994), így a mintában található csillámok a flogopitmezőbe esnek.

A Ti-tartalom (1,61–5,45%) és a mg# ($Mg/(Mg+Fe^{tot})$) = 0,64–0,81) egyaránt tág határok között változik, azonban erős negatív korreláció mutatkozik a két változó között ($r^2=0,77$). A vizsgált szemcsék F-tartalma 0,50–2,86% között változik. A csillámok BaO-tartalma alacsony (kimutatási határ alatti – 1,95%). Néhány reprezentatív összetételt a III. táblázat tartalmaz.



7. ábra. A Ti-tartalom és a mg-szám ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) változása a klinopiroxén fenokristályokban. Háromszög = kristálymag, négyzet = köztes zóna, kristályperem

Figure 7. Compositional variation of the clinopyroxene phenocrysts, plotted on mg# [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] vs. Ti diagram. Triangle = core, square = inner zone, rim

egyaránt változékony (mg#=0,91–0,85; Ti-tartalom: 0,34–0,64%), nincs köztük lineáris korreláció. A harmadik csoport elnyúltabb, a Ti-tartalom (0,51–0,19%) és a mg# (0,78–0,70) között erős pozitív korreláció ($r^2=0,76$) tapasztalható.

A klinopiroxén fenokristályok Ti/Al aránya 0,069 és 0,319 között változik. Az adatok többsége, magok és zónák egyaránt, alacsony Ti-tartalommal (0,24–0,88%), és alacsony Ti/Al aránnyal (~0,125) rendelkeznek, míg néhány zóna, többnyire legkülső szegély, magasabb Ti-tartalommal (0,7–1,36%), és magasabb Ti/Al aránnyal (~0,25) jellemezhető.

III. táblázat. Reprezentatív csillám kémiai összetétel adatok (%). -: nincs adat
Table III. Representative mica compositions (wt%). -: not analysed

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36,63	36,73	36,43	37,51	36,61	38,04
TiO ₂	5,08	4,11	4,19	2,34	4,05	2,14
Al ₂ O ₃	16,28	15,40	15,19	15,18	15,56	14,95
FeO	12,52	12,21	11,62	10,77	10,89	9,08
MnO	0,06	0,08	0,03	-	-	0,06
MgO	16,12	16,50	16,93	18,64	16,83	19,64
CaO	0,01	0,03	0,02			0,03
Na ₂ O	0,33	0,23	0,28	0,34	0,26	0,31
K ₂ O	9,67	10,12	9,66	9,57	9,29	9,74
BaO				0,34	0,60	0,73
F	0,85	1,40	0,81	2,01	1,30	1,00
Totál	97,55	96,81	95,16	96,70	95,39	95,71
mg# (Fe ^{tot})	0,70	0,71	0,72	0,76	0,73	0,79

Apatit

A F-tartalom rendkívül változékony, azonban mind a zárványként, mind a mikrofenokristályként megjelenő apatitok esetében relatíve magas (2,55–7,48%), a Cl-tartalom alacsony (<1%). Az adatok többségénél a F-tartalom magasabb, mint 3,767%, tehát már nem illeszthető be a sztöchiometrikus képletbe (PICCOLI & CANDELA 2002). Hasonló jelenséget írnak le SEGHEDI et al. (2008) a gataiai lamproit esetében, ahol az apatitok F-tartalma 2,6–3,7% között változik, de a 4,5%-ot is elérheti, továbbá egyéb publikációkban is szerepel magas F-tartalomú apatit (pl. EDGAR & CHARBONNEAU 1991 — 2,64–6,40%). A mikrofenokristályok F-tartalma szűkebb határok közt változik (3,94–6,07%; átlagosan 4,54%), míg a zárványként megjelenő apatitok esetében sokkal szélesebb ez a tartomány (2,55–7,48%). Más tekintetben nincs jelentős különbség az apatitok között.

Olivin

Valamennyi olivin vasgazdag ($\text{Fo}_{56,12-60,73}$), NiO-tartalmuk alacsony (kimutatási határ alatti – 0,05%), CaO-tartalmuk viszonylag magas (0,29–0,39%). Figyelemre méltó, hogy az olivinek foszfor tartalmúak. A P_2O_5 -tartalmuk 0,056–0,189% között változik. MILMAN-BARRIS et al. (2008) által vizsgált foszfortartalmú olivinekben a P_2O_5 -tartalom kimutatási határ alatti érték és 0,2–0,4% között változik, míg az általuk említett irodalmakban a földi olivinekben mért legmagasabb P_2O_5 -tartalom 0,2%. NTAFLOR & SEGHEDI (2007) a gataiai lamproit olivinjeiben a foszforra nézve oszcillációs zónásságot, illetve a mag magas, maximálisan 0,80 %-os P_2O_5 -tartalmát mutatták ki.

Földpát

Az alapanyagként előforduló földpátok bytownitosszerű plagioklászok ($\text{Ab}_{22,10-26,96}\text{An}_{69,92-75,20}\text{Or}_{2,70-4,01}$), illetve szanidinek ($\text{Ab}_{25,19-27,21}\text{An}_{4,21-5,63}\text{Or}_{67,99-70,60}$).

A klinopiroxén fenokristályok zónássági típusai

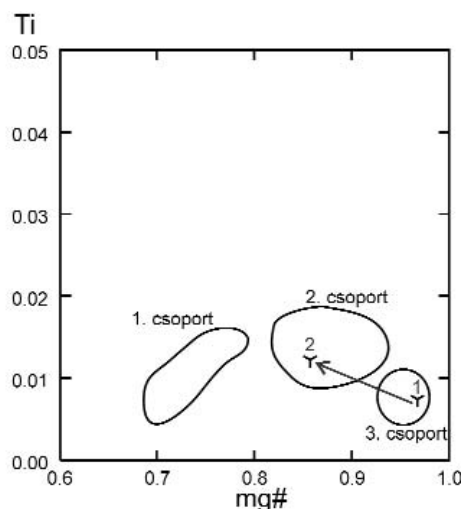
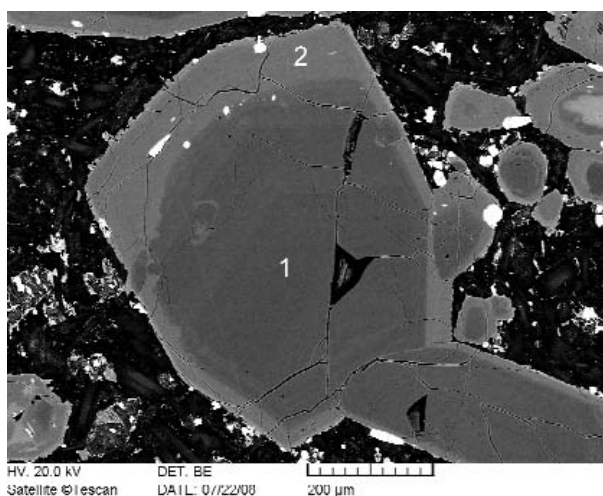
Polarizációs mikroszkóppal vizsgálva a szemcsék többnyire színtelenek, homogének, csak ritkán figyelhető meg normál zónásság, illetve kereszttezett nikolok mellett oszcillációs zónás kioltás. Elektronmikroszkóppal vizsgálva azonban valamennyi szemcse összetételbeli zónásságot mutat, valamint valamennyi szemcsén megfigyelhető egy vékony, néhány mikrométeres világos szegély, amely a többi zónához képest magasabb Ti-tartalommal (>1%) rendelkezik. A zónásság valamennyi szemcse esetében rendkívül összetett, a legjellemzőbb zónásság alapján három típusba, és további két altípusba sorolhatók a klinopiroxének.

I. típus

A mag idiomorf vagy kis mértékben rezorbeált, Mg-dús, összetétele a 1. csoportba esik, tehát alacsony Ti-tartalom, és magas mg# jellemzi (8. ábra). A magban ritkán nagyon sűrű oszcillációs zónásság figyelhető meg, azonban a sávok között csak egészen minimális összetételbeli különbség van. A szegély 20–100 μm széles, idiomorf, Fe-dúsabb, összetétele a 2. csoportba esik, vagyis közepes mg-számmal és Ti-tartalommal jellemezhető. Az összetételük alapján ezek a szemcsék normál zónásak. A mag és a szegély között a határvonal éles. A mag általában nem, míg a szegély kis mennyiségben tartalmaz apatitot.

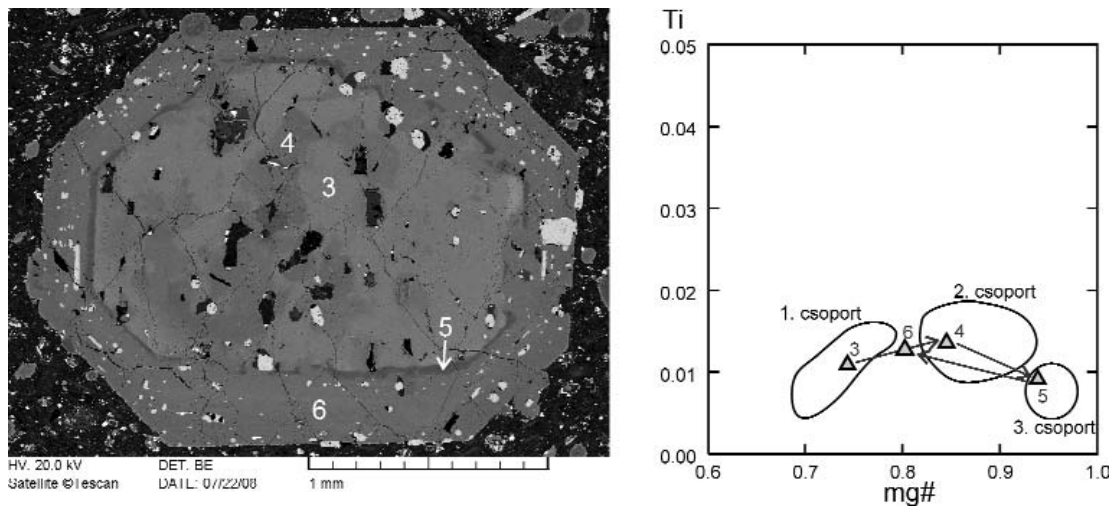
II. típus

A mag foltos zónás, összetétele a Fe-gazdag, 3. csoportba, illetve a Mg-gazdag, 2. csoportba esik (9. ábra). Az előző csoport szegélyéhez képest, ez a típusú mag nagyobb mennyiségben tartalmaz apatitot, azonban többnyire az üregekhez kötődnek. A szegély lehet oszcillációs zónás (a 2.



8. ábra. Az I. típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

Figure 8. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type I. clinopyroxene phenocryst



9. ábra. A II. típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

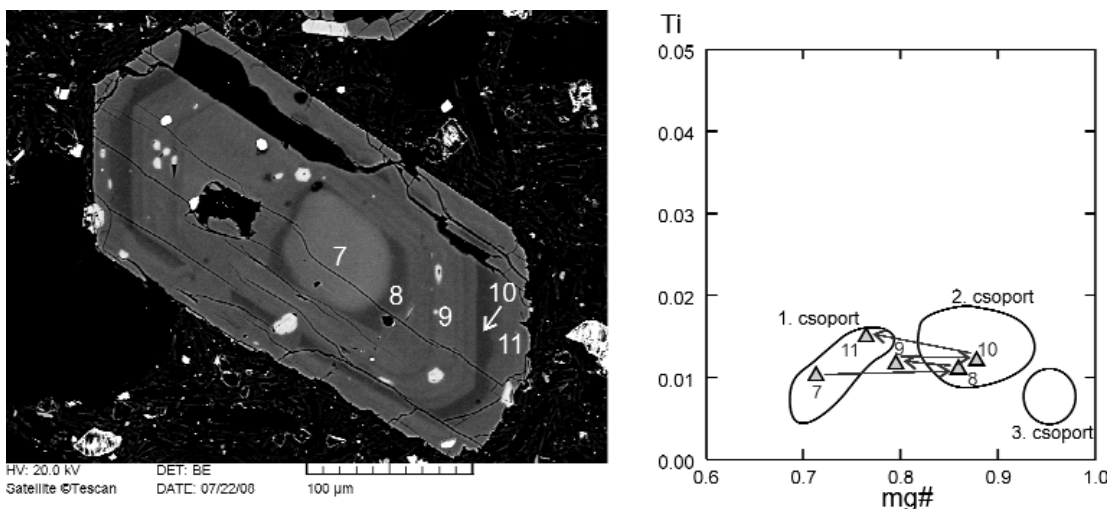
Figure 9. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type II clinopyroxene phenocryst

és a 3. csoport közé eső összetétellel rendelkező sávok változása), vagy normál zónás (Mg-gazdag felől fokozatos átmenet a vasdúsabb felé), ritkán homogén. Az egyes mintákon megfigyelhető nagyon sötét, többnyire rezorbeált zóna összetétele az 1. csoportba esik. A mag erősen rezorbeált, hipidiomorf-xenomorf. A mag és a szegély közti határvonal éles, szabálytalan lefutású. A szegély minden esetben nagy mennyiségű apatitot tartalmaz.

III. típus

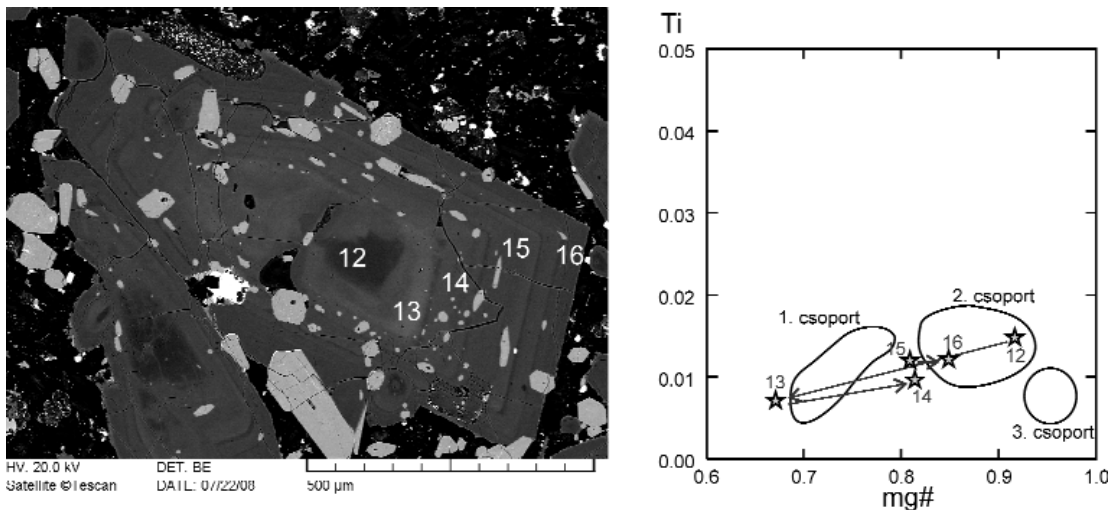
Ez a legnépesebb, és ebből adódóan a legváltozatosabb csoport. Az ide tartozó ásványok közös vonása, hogy Mg-gazdag és Fe-gazdag zónák felváltva követik egymást. Egy szemcsén belül többszöri rezorbcio is előfordulhat. A mag minden esetben erősen rezorbeált, xenomorf, lehet Fe-gazdag, a 3. csoportba eső összetételű (III/a altípus; 10. ábra), vagy Mg-gazdag, többnyire a 2., ritkán az 1. csoport-

ba eső összetételű (III/b altípus; 11. ábra). A magot minden esetben egy eltérő összetételű zóna követi, azonban a zónásság további mintázata szinte szemcsénként változik. A belsőbb zónák valamint a szegély lehet oszcillációs zónás (akár 10-12 eltérő összetételű sáv változása), ilyen esetekben az egyes sávok közt a határvonal éles, lefutása az idiomorf kristályalaknak megfelelő. Sok esetben a magot követően csak 2-3 eltérő összetételű zónát lehet elkülöníteni, a zónák közt a határvonal éles, de gyakran a rezorbcio miatt szabálytalan lefutású. Ritkán előfordul, hogy egyetlen fejlettebb zóna veszi körbe a Mg-gazdag magot, de sokkal gyakoribb a komplex, több, változatos összetételű zónákból álló mintázat. A zónák összetétele tág határok közt változik, átfedhetnek valamennyi csoportot alkotó magok összetételével, vagy az egyes csoportok közé eső összetétellel jellemezhetők. A csoport zárványosság szempontjából is nagyon változatos, vannak szinte teljesen apatitmentes szemcsék, illetve rendkívül apatitgazdagok is.



10. ábra. A III/a típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

Figure 10. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type III/a clinopyroxene phenocryst



11. ábra. A III/b típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

Figure 11. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type III/b clinopyroxene phenocryst

A jelenségek értelmezése

A vulkáni felépítmény jellege

Néhány aktív, illetve közelmúltban aktív, káli-ultrakáli magmatizmussal jellemezhető vulkán, mint például a Batu Tara (Indonézia, STOLZ et al. 1988) alapján elmondható, hogy az ilyen kémiai összetételű magmák általában sztrato-vulkánt építenek. A térség káli-ultrakáli képződményei, mint például az Arany-hegy (Mt. Uroiu; SEGHEDI et al. 2007), vagy a Mt. Krndija esetében (PAMIC et al. 1995) azonban a vulkáni építmény lávadóm volt.

A balatonmáriai rétegsorban a lávaközetek dominálnak, vastagságuk 0,5 és 28 m között változik. A tömeges láva-rétegeket általában egy hólyagüreges és/vagy vulkanoklasztit-réteg követ. A lávaközetek mikroszkópos szöveti bélyegei, mint például az alapanyag eltérő kristályosságú foka, arra utal, hogy egy adott képződmény eltérő fáciesét képviselik. Az üveges alapanyag azt jelzi, hogy a láva hirtelen megszilárdult, ez akár egy lávafolyás, akár egy lávadóm peremi fáciesét is képviselheti. A pilotaxitosporfíros mikroholokristályos szövet lassú hűlésre utal, ami a lávafolyás, vagy a lávadóm belső részein lehetséges. Mivel megjelenik illótartalmú ásvány (F-tartalmú csillám, F-apatit), így a magma jelentős illótartalommal rendelkezhetett, azonban a vulkanoklasztitok mikroszkópos szöveti jellegei egyértelműen kizárják, hogy a kőzet robbanásos vulkáni működéssel, majd piroklasztihullással keletkezett volna. A vulkanoklasztitok kőzettörmelékei (izometrikus, zónás klinopiroxént és flogopitot tartalmazó vulkáni kőzetdarabok) egyértelműen rokoníthatók egy-egy korábbi lávaközet anyagával, tehát azoknak az áthalmozott darabjai lehetnek. A többé-kevésbé egységes, és üveges alapanyag arra utal, hogy a törmelékek még forrón kerültek egymás mellé, majd a levegőn hirtelen kihűltek, üvegesen megdermedtek. Ez történik a lávadóm oldalán legördülő teljesen vagy részben megszilárdult törmelékek felhalmozódása során.

Részletes terepi megfigyelések hiányában, pusztán a fúrómagok alapján nehéz meghatározni, hogy milyen típusú kitöréshez vagy kitörésekhez köthető a rétegsor képződése, illetve, hogy milyen lehetett a vulkáni felépítmény. A lávafolyás jellege a feltörő magma viszkozitásától függ, amit pedig számtalan tényező befolyásol, mint az olvadék összetétele, elsősorban SiO₂-tartalma, illótartalma, kristályossági foka, valamint a hőmérséklet és a nyomás (BEST 2003a).

Bár a kőzetek teljes kőzet összetételéből becsült viszkozitás (10³–10⁴ Pas nagyságrendű, WOHLITZ 1999) alapján aa, vagy blokkos lávafolyásra következtethetünk (KILBURN 2000), az egyéb paraméterek miatt nem zárható ki a lávadóm sem, amely viszkózusabb magmák kitörésekor keletkezik (FINK & ANDERSON 2000).

Figyelembe véve a teljes rétegsor, illetve egy-egy lávaegység vastagságát, valamint a vulkanoklasztitok áthalmozott jellegét, úgy véljük, hogy a legvalószínűbb vulkáni felépítmény egy lávadóm lehetett. A szelvény mentén tapasztalható geokémiai változékonyság, valamint az ismétlődő lávafolyások arra utalnak, hogy a lávadóm növekedése szakaszos volt.

Magmakamra-folyamatok

A több fajta klinopiroxén zónássági típus egy mintában történő megjelenése, illetve a nem egyensúlyi szövet (pl. többszöri rezorbcio) legkézenfekvőbb magyarázata a magmakeveredés. Ezt alátámasztja az is, hogy egy bazaltos trachandezites, a teljes kőzetnek megfelelő mg-számú magmából nem kristályosodhattak a nagyon magas mg-számú (≥0,90) klinopiroxén-magok, ehhez mindenképpen feltételeznünk kell egy primitív, mafikus olvadékot.

Feltéve, hogy a klinopiroxén fenokristályok magjai az eredeti olvadék összetételét tükrözik (NAKAWAGA et al. 2002), akkor a mg# vs. Ti diagramon 3 csoportba elkülönülő mag 3 eltérő összetételű olvadékra utal. A 3. csoport alacsony mg-száma (0,70–0,78) egy fejlettebb magmára (A

magma), a 2. csoport viszonylag magas mg-száma (0,85–0,91) egy primitívebb olvadékra (*B* magma), míg az 1. csoport nagyon magas mg-száma (átlagosan 0,95) egy egészen primitív, mafikus magmára utal (*C* magma). Tehát, feltehetőleg legalább 3 magma keveredésével kell számolni. A magmakamra mélységére vonatkozólag kvantitatív becslésre nincs lehetőség, de kvalitatív a klinopiroxének Ti/Al aránya jelzi, hogy milyen nyomáson kristályosodtak (KUSHIRO 1969). A Ti két Al-mal együtt lép be a kristályrácsba, azonban az Al egyéb módon is stabilizálódhat a kristályban, amelyeknek a magasabb nyomás kedvez, tehát a nagyobb Ti/Al arány kisebb nyomást jelez (KUSHIRO 1969). HARANGI (2002) mindezek alapján azt a magyarázatot adta a balatonmáriai magmafejlődésre, hogy a kristályosodás nagyobb mélységben kezdődhetett, majd alacsonyabb nyomáson fejeződött be, vagyis a magmakeveredés nagy mélységben történhetett, a szegély és alapanyag pedig már sekélyebb mélységben kristályosodott. Ezt az elméletet a jelenlegi adatok is alátámasztják.

A 3. csoportban, tehát az *A* magmát képviselő piroxénmagok esetében, egy határozott pozitív korreláció látszik a Ti és a mg# között. A mg-számban tapasztalható változás magyarázható normál frakcionációs trenddel, azonban a Ti-tartalom éppen ellentétesen változik, mint ahogy az irodalmi adatok alapján (DOBOSI et al. 1991, CUNDARY & SALVIULO 1989) a frakcionáció során várnánk. A Ti beépülése a klinopiroxénbe számos fizikai és kémiai paramétertől függ. A Ti helyettesítheti a Si-t a tetraéderes koordinációban, amelynek a magas hőmérséklet kedvez, míg a $Ti^{VI}Al^{IV}_2MgSi_2$ páros helyettesítés inkább alacsonyabb hőmérsékleten zajlik. A klinopiroxének Ti-tartalma függ a kristályosító olvadék összetételétől, valamint az oxigénfugacitástól is, a kis oxigénfugacitás ugyanis a Ti oxidfázisba lépésének kedvez (CUNDARY & SALVIULO 1989). ROCK et al. (1994) további két tényezőt említ, amely befolyásolja a klinopiroxének Ti-tartalmát: a klinopiroxének Ti-tartalma hirtelen megnövekedhet gyors növekedés és túlhűlés hatására, azonban egy együtt kristályosodó Ti-gazdag fázis a piroxénben Ti-csökkenést okozhat. A balatonmáriai flogopitok esetében a csökkenő mg-számmal növekvő Ti-tartalmat tapasztalunk. Feltételezhető tehát, hogy a piroxének esetében a Ti-csökkenés oka a flogopit együttlétes kristályosodása, a flogopit fokozatos kristályosodása ugyanis csökkenthette a maradék-olvadék Ti-koncentrációját. Mindezek alapján legkézenfekvőbbnek az látszik, hogy a differenciálódó *A* magma tartózkodhatott a mélybeli magmakamrában, amelyben a flogopit mellett a 3. csoport klinopiroxénjei kristályosodtak.

Az esetenként megjelenő Mg-gazdag, az 1. csoport magjainak összetételével rokonítható, tehát a *C* magmából kristályosodott köztes zóna az *A*, a *B*, vagy a kettő keverékéből származó hibrid magmából kristályosodott magokra, illetve belsőbb zónákra ránövekedve jelenik meg. A differenciációt követően tehát előbb a *B*, majd a még primitívebb *C* magma nyomulhatott be a magmakamrába. A piroxének zónássága és összetételbeli változékonysága alapján további következtetéseket tehetünk a magmakamrában játszódó folyamatokra (12. ábra). A friss magmabenyomulás intenzív keveredést

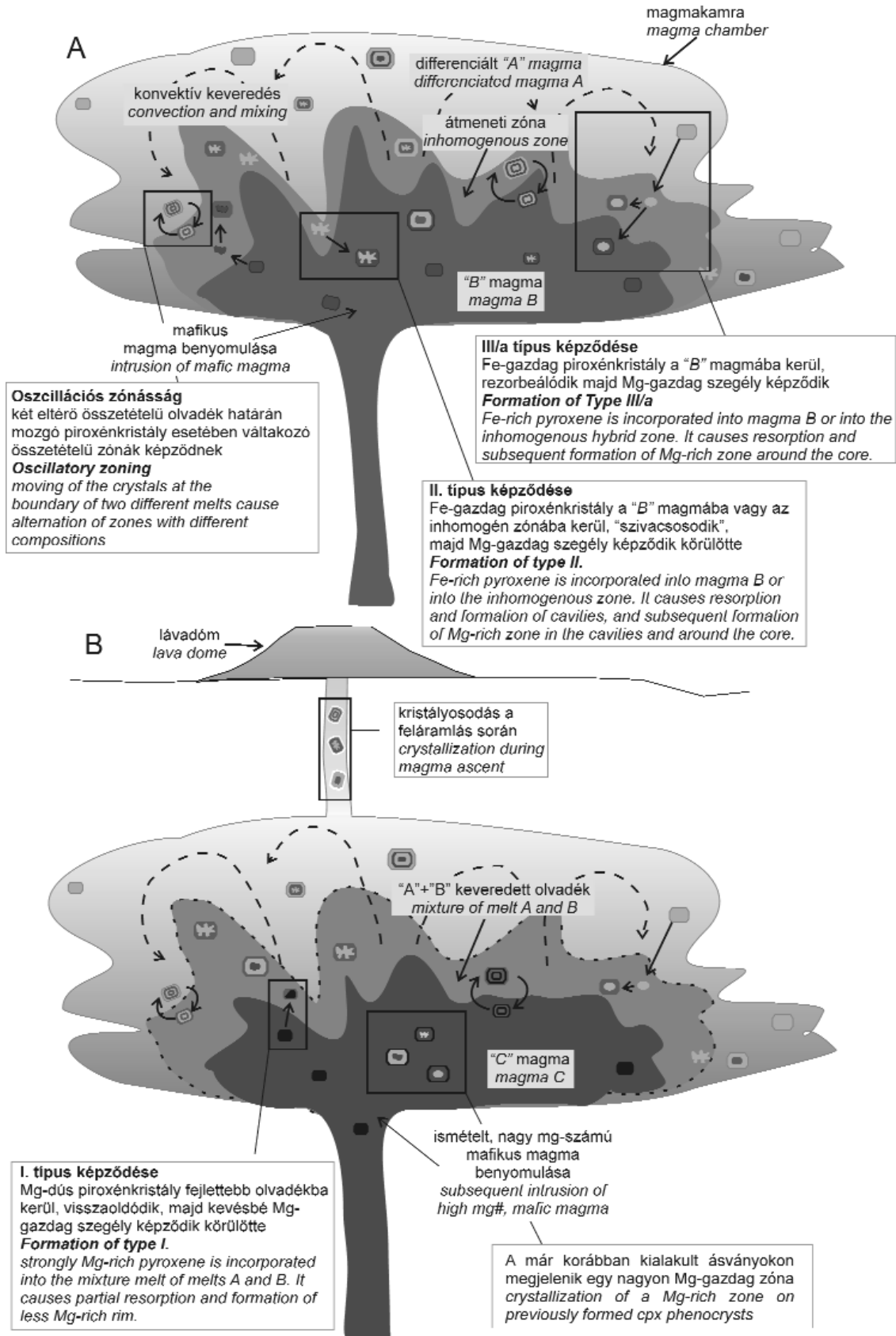
okozott, a közel azonos hőmérsékletű magmák között homogenizáció indult meg, ezáltal egy rendkívül inhomogén, kevert zóna jöhetett létre a két magma határán. A keveredés hatására egyes piroxén-kristályok egy eltérő összetételű olvadékba kerülhettek, ahol visszaoldódtak, majd az új összetétellel egyensúlyban lévő ásványfázis kezdett körülötniük kiválni. Az ismételt rezorbció, valamint a szegélyt alkotó zónák tág határok közt változó összetétele azt mutatja, hogy ez a folyamat újra és újra bekövetkezett, tehát az ásványszemcsék inhomogén olvadékszónában mozogtak. Egy adott zóna vastagsága, illetve a zónák közti rezorbció utalhat arra, hogy az ásvány mennyi időt töltött egy adott olvadéktípusban. Ahol az egymás mellett lévő zónák összetétele közt nagyobb a különbség, ott általában intenzív visszaoldódást tapasztalunk. Ez azt jelenti, hogy az ásványszemcsé viszonylag hosszabb időt tölthetett a vele egyensúlyban nem álló olvadékban. Előbb visszaoldódott és csak azután kezdődött meg az újabb zónák kristályosodása. A sűrű, oszcillációs zónás, idiomorf kristályalaknak megfelelő határvonalakkal érintkező zónák esetében feltehetőleg az ásvány ide-oda mozgott a két eltérő összetételű olvadék határán, gyorsan kristályosodott, az újabb és újabb zóna meggátolta a visszaoldódást. Az I. típus magjaira esetenként jellemző oszcillációs zónásság azonban valószínűbb, hogy a gyors kristályosodás következtében (O'BRIEN et al. 1988) alakult ki, mivel az egyes sávok összetétele között nincs jelentős különbség.

A legegyszerűbb, normál zónásságot az I. típus esetében tapasztalunk, amelynek magjai a *C* magmából kristályosodtak. Feltehetőleg az egyes szemcsék nem tartózkodtak elegendően hosszú ideig a magmakamrában ahhoz, hogy összetettebb zónásság kialakuljon. Mint ahogy azt hasonló rendszerek esetében is feltételezik (pl. NAKAWAGA et al. 2002). Elképzelhető, hogy a kitörést a legutoljára benyomuló mafikus, vagyis a *C* magma indította el.

A magma felemelkedése során a piroxénkristályokra egy vékony, Fe- és Ti-gazdag perem növekedett, valamint megkezdődött a flogopitok opacitósodása. A magma illótartalmának, illetve oxigénfugacitásának — felemelkedés hatására bekövetkezett — változása miatt, az illótartalmú ásványok, mint a csillám instabillá válnak, s reakcióba lépnek a magmával, aminek következtében a peremükön illómentes fázisok (piroxén, földpát ± Fe-Ti-oxidok) képződnek (RUTHERFORD & GARDEN 2000). Elképzelhető azonban az is, hogy az opacitósodás a vulkáni kitörés után, a felszínen történt. A felszínre ömlött lávában, ahogy a hűlési front halad, úgy érvényesül a légköri víz- és oxigénfugacitás, következésképpen a víztartalmú fázisok instabillá válnak, és helyettük szilárd fázisú átkristályosodással illómentes, és a magasabb oxigénfugacitásnak megfelelő stabilitású fázisok jönnek létre (pl. piroxén, földpát, magnetit; BEST 2003b).

A magmák összetétele és fejlődése

Mivel a kőzet képződésében jelentős szerepet játszott a magmakeveredés, így a teljes kőzet már egy kevert magma összetételét tükrözi. HARANGI et al. (1995) a nyomelem-



12. ábra. A magmakamrában lejátszódó folyamatokat bemutató modell az első (B), illetve a második (C) magma benyomulását követően
Figure 12. Magma chamber processes after the intrusion of the first (B) and the second (C) mafic melt

arányok alapján nem valószínűsíthetők jelentős mértékű kéreganyag-kontaminációt, tehát a geokémiai jelek a forrásrégió természetét tükrözik. Mindhárom magmának közös forrásrégiót feltételezve, a magas K-, P_2O_5 -, valamint F-tartalom feltehetőleg mindhárom magmára jellemző volt.

A magmafejlődésben a legfontosabb szerepe a klinopiroxének kristályosodásának volt. Már korai fázisként megjelentek, és végig kristályosodtak. Ezek összetételbeli változása érzékenyen jelzi a különböző magmák benyomulását és keveredését, valamint az egyidőben kristályosodó ásványfázisok (pl. flogopit) olvadékösszetételre gyakorolt hatását. További információkat kapunk a frakcionációs folyamatokról a teljes kőzet adatokból. Az FTS elemek alacsony koncentrációja valamilyen mafikus ásvány (valószínűleg Mg-gazdag olivin) korai frakcionációját jelzi. A teljes kőzet SiO_2 -tartalmának összehasonlítása egyéb elemek koncentrációjával, megerősítik a petrográfiai és ásványkémiai megfigyeléseket, mi szerint a K_2O és a SiO_2 negatív korrelációja a flogopit kiválását jelzi, a P_2O_5 és a SiO_2 negatív korrelációja pedig az apatit frakcionációjára utal. Az apatit kiválását alapvetően a magma SiO_2 -tartalma, illetve a hőmérséklet befolyásolja. Minél nagyobb a SiO_2 -tartalom, illetve minél kisebb a hőmérséklet, az apatit annál korábban válik ki, a nyomástól gyakorlatilag függetlenül (WATSON 1979, 1980). Mafikus rendszerekben az apatit tehát csak viszonylag későn jelenik meg. Azonban a magma K-tartalmának növekedésével a foszfor oldhatósága csökken (GREEN & ADAM 2002), tehát egy ultrakáli rendszerben az apatit akár korai fázisként is megjelenhet. Mivel a piroxének magjaiban csak kevés esetben találunk zárványként apatitot, így feltételezhető, hogy a kristálymagok kiválásakor, még nem kezdődött meg az apatit tömeges kristályosodása, vagy a piroxénkristályok növekedése túl lassú volt ahhoz, hogy képes legyen zárványt befogni (O'BRIEN et al. 1988). Az igazán szembetűnően apatitgazdag piroxénzónák összetétele azonban a 2. és 3. csoport közé esik, tehát az intenzív apatitkiválás a magmakeveredés utánra tehető, vagyis a hőmérséklet csökkenése és/vagy relatív SiO_2 -tartalom növekedése okozta. Plagioklász frakcionáció nem történt, amit a negatív Eu anomália hiánya jelez, továbbá ezt a petrográfiai megfigyelések is megerősítik, hiszen a plagioklász fenokristály nem jellemző. A mikrofénokristály és alapanyag-olivin idiomorf alakja jelzi, hogy egyensúlyban állt az őt felhozó olvadékkal, magas Fe-tartalma pedig arra utal, hogy kései kiválási termék, azaz differenciálódott magmából kristályosodott. Az olvinek viszonylag magas foszfortartalma jelenthet viszonylag gyors kristályosodást (MILMAN-BARRIS et al. 2008), azonban ennél sokkal jelentősebb, hogy a magma olyan foszforgazdag lehetett, hogy nagy mennyiségű apatit kiválása után is maradt annyi foszfor, hogy foszfortartalmú olivin tudott kiválni.

Forrásrégió jellege

A kőzet primitív köpenyre (MCDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem-eloszlása egyértelműen mutatja, hogy a

kőzet forrásrégiója gazdagodott köpeny lehetett. A magas LILE/HFSE arány, a pozitív Rb-, K- és Pb-, valamint negatív Ti- és Nb-csúcs a gazdagító fluidum szubdukciós komponensét jelzik. HARANGI et al. (1995) a gazdagító komponens eredetére a már korábban említett, két lehetséges modellt vázolják. A FOLEY-féle (1992) modell szerint a metasomatózis hatására illóban és inkompatibilis elemekben gazdag fázisok alkotta erek jönnek létre a litoszféraköpenyben. A magas kálium- és inkompatibilis elem tartalmú stabilis fázisok a köpenyben a csillám és az amfibol, különösen a F-tartalmú változatok (FOLEY et al. 1987). A magas P-tartalom és F-tartalom magyarázható a forrásrégió fluorapatit tartalmával. Kísérleti adatok bizonyítják (WATSON 1980), hogy a fluorapatit stabilis fázis a földköpenyben. A mafikus magmákban nagy az apatit oldhatósága, így akár a 3-4%-ot is elérheti a magma P_2O_5 -tartalma, tehát már kismértékű olvadás is az apatit teljes kiolvadásához vezethet. Ennek kapcsán felmerül a kérdés, hogy elegendően apatitgazdag volt-e a forrásrégió ahhoz, hogy mindhárom magma foszforgazdag legyen. Számos apatittartalmú köpenyxenolit igazolta, hogy egyes köpenyrészekben az apatit 1%-os nagyságrendig is feldúsulhat, sőt ritkán egyes metasomatizált köpenyrészekben akár az 50%-t is elérheti (O'REILLY & GRIFFIN 2000). Továbbá, ha az olvadás relatív alacsony hőmérsékleten megy végbe (~1100 °C), ahogy az a felsőköpeny H_2O -tartalmú régióiban lehetséges, és/vagy nagyon nagy kismértékű az olvadás, akkor az olvadék előbb válik foszforra nézve telítetté, tehát maradhat vissza a forrásrégióban apatit (WATSON 1980), vagyis még a későbbiekben kiolvadó magmának is jelentős lehet a foszfortartalma. A földköpenyben két fajta apatit fordul elő, az egyik az A-típusú, amely jelentős karbonát- és magas Cl-tartalommal rendelkezik, míg a másik (B-típusú) nem tartalmaz kimutatható karbonátot, azonban magas a F-, valamint alacsony a Cl-tartalma (O'REILLY & GRIFFIN 2000). A balatonmáriai ultrakáli magma forrásrégiójában tehát valószínűleg B-típusú apatittal kell számolni.

Következtetések

A Balatonmária Bm-1 jelű fúrás által feltárt közel 200 m vastag, középső-miocén korú, ultrakáli, bazaltos trachandezites összetételű vulkáni rétegsor részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálata alapján levonható következtetések az alábbiak:

— A vulkáni felépítmény egy lávadóm lehetett. Az üvegesebb alapanyagú lávaközetek a lávadóm peremi fáciest, míg a kritályosabb alapanyagúak a belső fáciest képviselik, a vulkanoklasztitok pedig a korábban képződött lávaközetek esetenként még forró állapotban áthalmozott termékei lehetnek, a lávadóm meredek, külső peremi zónáját képviselhetik.

— A magmakamrában állandó nyomáson piroxén és flogopit együttkristályosodásával járó differenciáció zajlott (A magma), majd egy mafikus, kevésbé fejlett olvadék nyomult be (B olvadék). A benyomulás intenzív keveredést

okozott, a magmák között megindult a homogenizáció, közöttük egy rendkívül inhomogén, kevert zóna jöhetett létre. Ezt követően, egy újabb, primitívebb olvadék (C magma) nyomult be a magmakamrába. Elképzelhető, hogy ez indította el a magma felszínre törését és a vulkáni működést.

— Mindhárom magma erősen gazdagodott káliumban, foszforban, és fluorban, ez a geokémiai jelleg valószínűleg már a forrásrégióban kialakult.

— A kőzet forrásrégiója gazdagodott, klinopiroxén-, csillám-, és F-apatitban gazdag erekkel átjárt litoszféraköpeny lehetett.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük MÁTHÉ Zoltánnak (Mecsekérc Zrt.), hogy rendelkezésünkre bocsájtotta a fúrómagokat. Köszönet illeti a cikk bírálóját, DOBOSI Gábort (MTA Geokémiai Kutatóintézet) és EMBEY-ISZTIN Antalt (Magyar Természettudományi Múzeum) a hasznos tanácsokért és észrevételeikért. Köszönettel tartozunk KISS Balázsnak (ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék) és SÁGI Tamásnak (ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék) a fúrómagok leírása, valamint a kézirat elkészítése során nyújtott segítségért.

Irodalom — References

- Balatonmária–1 számú fúrás. — *Kézirat*, MÉV Adattár, Kővágószőlős, adattári szám: B.128.
- BEST, M. G. 2003a: Chapter 6: Chemical Dynamics of Melts and Crystals. — In: BEST, M. G.: *Igneous and Metamorphic Petrology*, 122–147.
- BEST, M. G. 2003b: Chapter 7: Kinetic Paths and Fabric of Magmatic Rocks. — In: BEST, M. G.: *Igneous and Metamorphic Petrology*, 148–182.
- CUNDARI, A. & SALVIULO, G. 1989: Ti solubility in diopside pyroxene from a suite of New South Wales leucitites (Australia). — *Lithos* **22/3**, 191–198.
- DOBOSI, G. 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101**, 112–121.
- DOBOSI, G. & FODOR, R. V. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. — *Lithos* **28**, 133–150.
- DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G. & KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. — *Mineralogy and Petrology* **43/4**, 275–292.
- EDGAR, A. D. & CHARBONNEAU, H. E. 1991: Fluorine-bearing phases in lamproites. — *Mineralogy and Petrology* **44/1**, 125–149.
- FINK, J. H. & ANDERSON, S. W. 2000: Lava domes and Coulees. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., MCNUTT, R. S., RYMER, H. & STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 307–319.
- FOLEY, S. 1992: Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. — *Lithos* **28/3–6**, 435–453.
- FOLEY, S. F., VENTURELLI, G., GREEN, D. H. & TOSCANI, L. 1987: The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. — *Earth-Science Reviews* **24/2**, 81–134.
- GREEN, T. H. & ADAM, J. 2002: Pressure effect on Ti- or P-rich accessory mineral saturation in evolved granitic melts with differing K₂O/Na₂O ratios. — *Lithos* **61/3–4**, 271–282.
- HARANGI, SZ. 2002: *Új eredmények a Kárpát-Pannon-térség neogén vulkanizmusának ismeretéhez*. — MTA Doktori Értekezés, Budapest. 290 p.
- HARANGI, SZ., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 125–134.
- HUMPHREYS, M. C. S., BLUNDY, J. D. & SPARKS, R. S. J. 2006: Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. — *Journal of Petrology* **47/12**, 2303–2334.
- JÓZSA, S., ÁRVA-SÓS, E., MAJOROS, G., MÁTHÉ, Z. & SZAKMÁNY, Gy. 1993: Tectonical evolution and magmatism of Tapolca Basin. — *8th Meeting of the Assoc. European Geol. Soc., Abstract. Abstracts of papers Suppl., Budapest*, 1 p.
- KILBURN, C. R. J. 2000: Lava Flows and Flow Fields. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., MCNUTT, R. S., RYMER, H. & STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 307–319.
- KISS K. 1970: Balatonfenyves–1 számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Bányászati, Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, adattári szám: 1178/5.
- KORPÁS L. 1970: Balatonberény–2 számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Bányászati, Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, adattári szám: 1288/77.
- KUSHIRO, I. 1969: Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressure. — *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* **2**, 179–191.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. — *Journal of Petrology* **27**, 745–750.
- MACDONALD, R., UPTON, B. G. J., COLLERSON, K. D., HEARN, B. C. J. & JAMES, D. 1992: Potassic mafic lavas of the Bearpaw Mountains, Montana: Mineralogy, chemistry, and origin. — *Journal of Petrology* **33/2**, 305–346.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S.-S. 1995: The composition of the Earth. — *Chemical Geology* **120/3–4**, 223–253.

- MEYER, H. O. A., MITCHELL, R. H. & JAYAGANAPATHY, S. 1994: Phlogopite in calc-alkaline lamprophyres of Northern England. — *Mineralogy and Petrology* **51/2**, 227–237.
- MILMAN-BARRIS, M., BECKETT, J., BAKER, M., HOFMANN, A., MORGAN, Z., CROWLEY, M., VIELZEUF, D. & STOLPER, E. 2008: Zoning of phosphorus in igneous olivine. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155/6**, 739–765.
- MORIMOTO, M. 1988: Nomenclature of pyroxenes. — *Mineralogical Magazine* **52/4**, 535–550.
- MÜLLER, D., ROCK, N. M. S. & GROVES, D. I. 1992: Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. — *Mineralogy and Petrology* **46**, 259–289.
- NAKAGAWA, M., WADA, K. & WOOD, C. P. 2002: Mixed Magmas, Mush Chambers and Eruption Triggers: Evidence from Zoned Clinopyroxene Phenocrysts in Andesitic Scoria from the 1995 Eruptions of Ruapehu Volcano, New Zealand. — *Journal of Petrology* **43/12**, 2279–2303.
- NAKAMURA, N. 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38/5**, 757–775.
- NTAFLOS, T. & SEGHEDI, I. 2007: The significance of the phosphoran olivine on the petrogenesis of the Gataia Lamproite, SW Romania. — Petrological evolution of the European lithospheric mantle: from Archean to present day. — *European Mantle Workshop Abstract Volume, Ferrara*, 1 p.
- O'BRIEN, H., IRVING, A. J. & MCCALLUM, I. S. 1988: Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana. — *American Mineralogist* **73/9–10**, 1007–1024.
- O'REILLY, S. Y. & GRIFFIN, W. L. 2000: Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. — *Lithos* **53/3–4**, 217–232.
- PAMIC, J. J., MCKEE, E. H., BULLEN, T. D. & LANPHERE, M. A. 1995: Tertiary Volcanic Rocks from the Southern Pannonian Basin, Croatia. — *International Geology Review* **37**, 259–283.
- PICCOLI, P. M. & CANDELA, P. A. 2002: Apatite in Igneous Systems. — In: KOHN, M. J., RAKOVAN, J. & HUGHES, J. M. (eds): Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance. Washington, DC. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **48**, 255–292.
- ROCK, N. M. S. 1990: The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) Pyroxene Nomenclature Scheme: Computerization and its Consequences. — *Mineralogy and Petrology* **43**, 99–119.
- ROCK, N. M. S., GWALANI, L. G. & GRIFFIN, B. J. 1994: Alkaline rocks and carbonatites of Amba Dongar and adjacent areas, Deccan Alkaline Province, Gujarat, India. 2. Complexly zoned clinopyroxene phenocrysts. — *Mineralogy and Petrology* **51/2**, 113–135.
- RUTHERFORD, M. J. & GARDEN, J. E. 2000: Rates of Magma Ascent. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., MCNUTT, R. S., RYMER, H. & STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 207–218.
- SEGHEDI, I., BOJAR, A.-V., DOWNES, H., ROSU, E., TONARINI, S. & MASON, P. 2007: Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: An Sr-O-H isotopic study of the Apuseni Mountains neogene magmatic province, Romania. — *Chemical Geology* **245/1–2**, 70–88.
- SEGHEDI, I., NTAFLS, T. & PÉCSKAY, Z. 2008: The Gataia Pleistocene lamproite: a new occurrence at the southeastern edge of the Pannonian Basin, Romania. — In: COLTORTI, M. & GRÉGOIRE, M. (eds): *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle. London, Special Publications* **293**, 83–100.
- STOLZ, A. J., VARNE, R., WHELLER, G. E., FODEN, J. D. & ABBOTT, M. J. 1988: The geochemistry and petrogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98/3**, 374–389.
- THOMPSON, R. N., LEAT, P. T., DICKIN, A. P., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L. & GIBSON, S. A. 1989: Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. — *Earth and Planetary Science Letters* **98**, 139–153.
- WATSON, E. B. 1979: Apatite saturation in basic to intermediate magmas. — *Geophysical Research Letters* **6/12**, 937–940.
- WATSON, E. B. 1980: Apatite and phosphorus in mantle source regions: An experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. — *Earth and Planetary Science Letters* **51/2**, 322–335.
- WOHLETZ, K. H. 1999: MAGMA: Calculates IUGS Volcanic Rock Classification, Densities, and Viscosities. — Los Alamos National Laboratory computer code LA-CC 99–28. Los Alamos, New Mexico.

Kézirat beérkezett: 2009. 02. 11.