

Karbonatitolvadékok geológiai környezetekben: keletkezésük, összetételük és fejlődésük

Carbonatite melts in geologic environments: formation, composition and evolution

Guzmics Tibor

Doktori értekezés

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Földtudományi Doktori Iskola
Földtan-Geofizika Doktori Program
Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG)

Prof. Dr. Monostori Miklós (Őslénytani Tanszék, ELTE)
a Doktori Iskola és a Doktori Program vezetője

Szabó Csaba, Ph.D. (Közöttani és Geokémiai Tanszék, ELTE)
témavezető

Prof. Roger H. Mitchell (Lakehead-i Egyetem, Ontario, Kanada)
konzulens

2009. december 20. ELTE Budapest

© 2009 – Guzmics Tibor

Tartalomjegyzék

Ábrajegyzék	5
Táblázatok jegyzéke.....	8
1. Bevezetés	10
1.1. A karbonatitolvadékokról általában.....	10
1.2. Célkitűzés.....	12
2. Geológiai háttér.....	13
2.1. Alcsútdoboz-2 fűrés, Magyarország	13
2.2. Kerimasi, Tanzánia	15
3. Az alkalmazott vizsgálati módszerek.....	17
3.1. Mintaelőkészítés, a minták rövid bemutatása	17
3.1.1. CAKP xenolitok az alcsútdoboz lamprofirokból.....	17
3.1.2. Kerimasi kalcio karbonatitok, Tanzánia	18
3.1.3. Nagynyomású és nagyhőmérsékletű kísérletek	19
3.1.4. Polarizációs mikroszkópos vizsgálatok	22
3.2. Elektronmikroszkopos elemzés (EMPA).....	22
3.3. Lézer-ablációs induktív csatolású plazma tömegspektrométeres (LA-ICP-MS) elemzés.....	23
3.3.1. Mérési körülmények	23
3.4. Nagynyomású kísérletek „piston cylinder” apparátussal.....	24
3.5. Mikrotermometriai vizsgálatok.....	26
3.6. Olvasztási és dermesztési kísérletek kemencében	27
3.4. Raman mikrospektroszkópia.....	28
4. Eredmények	28
4.1. A CAKP xenolitok petrográfija	28
4.1.1. A kőzet általános petrográfiai jegyei	28
4.1.2. Az apatit és a káliföldpát olvadékszárnyainak petrográfija	30
4.2. A Kerimasi kalcio karbonatit petrográfija.....	30
4.2.1. A kőzet általános petrográfiai jegyei	30
4.2.2. Az apatit szárnyainak petrográfija	35
4.2.3. A magnetit szárnyainak petrográfija.....	35
4.2.3. A monticellit szárnyainak petrográfija.....	39
4.2.4. A kalcit szárnyainak petrográfija	39
4.3. A „piston cylinder” kísérletekben előállt kőzetek petrográfija	42
4.3.1. T01-es minta (plagioklász–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát rendszer) ..	42
4.3.2. T04-es minta (káliföldpát–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát rendszer) ...	44
4.4. Mikrotermometriai vizsgálatok.....	44
4.5. Olvasztási és dermesztési kísérletek a kerimasi magnetit és apatit olvadékszárnyain	46
4.6. Raman mikroanalízis	47
4.6.1. A „piston cylinder” kísérlet T04-es minta káliföldpátjának fluidumai.....	47
4.6.2. Kerimasi apatitok olvadék- és fluidumzárnyai	47
4.7. Geokémia	51
4.7.1. Az alcsútdoboz CAKP xenolitok ásványai	51
4.7.2. Az alcsútdoboz CAKP apatitok olvadékszárnyainak fázisai.....	56
4.7.3. Az alcsútdoboz CAKP káliföldpátok olvadékszárnyainak fázisai	59

4.7.4. Az alcsútdobozú CAKP olvadékszárványok teljesösszetétele.....	61
4.7.5. A tanzániai Kerimasi kalcio karbonatit közetalkotó ásványai és a kalcitban lévő optikailag elkülönülő karbonátok.....	62
4.7.6. A tanzániai kerimasi magnetitokban és apatitokban lévő dermesztett olvadékszárványok.....	63
4.7.7. A T01-es „piston cylinder” kísérletben előállt kristályos fázisok és dermesztett olvadékok.....	66
4.7.8. A T04-es „piston cylinder” kísérletben előállt kristályos fázisok és dermesztett olvadékok.....	68
5. Következtetések.....	70
5.1. CAKP xenolitok.....	70
5.1.2. A LA-ICP-MS analízisek kvantifikálása.....	70
<i>Az apatit-olvadékszárványainak kvantifikálása.....</i>	71
<i>A kálföldpát olvadékszárványainak kvantifikálása.....</i>	72
5.1.3. A felhozó lamprofir kémiai hatása.....	72
5.1.4. A CAKP xenolitok becsült képződési hőmérséklete és nyomása.....	73
5.1.5. Az olvadékszárványok geokémiai tulajdonságai.....	76
5.1.6. Összetételbeli bizonyítékok a szételegyedésére.....	76
5.1.7. Nyomelem-megoszlás az olvadékszárványok és a megfelelő befogadó fázisai között.....	79
5.1.8. Elemmegoszlás a foszforos karbonatit és a karbonát-tartalmú alkáli aluminoszilikát olvadék között.....	81
5.1.9. A CAKP xenolitok metasomatikus eredete.....	83
5.1.10. A szételegyedés és a kristályosodás valószínű okai.....	89
5.1.11. Az szételegyedés előtti olvadék kémiai karaktere.....	90
5.1.12. Az apatit-kálföldpát-karbonát ál-háromösszetevős (pseudoternary) rendszer topológiája - elméleti modell.....	90
5.1.13. A nyomelem-összetétel változékonysága és az eredeti ultrabázisos köpeny geokémiai nyomai a CAKP klinopiroxénokban.....	94
5.1.14. A kezdeti olvadék forrásrégiója.....	97
5.1.15. Az olvadékfejlődés.....	98
5.2. “Piston cylinder” kísérletek.....	100
5.2.1. Fázisstabilitások és reakciók.....	100
5.2.2. Olvadék-olvadék-fluidum szételegyedés.....	102
5.3. Kerimasi kalcio karbonatitok.....	107
5.3.1. Olvadék-olvadék-fluidum nemelegedés és kristályosodási feltételek.....	107
5.3.2. Olvadékfejlődés.....	113
5.3.3. A Kerimasi kalcio karbonatitok petrogenetikai modellje.....	115
5.3.4. A kalcio karbonatitokat kristályosító olvadékok összetétele.....	116
5.3.5. Lesz-e a jövőben nátró karbonatit magmás tevékenység a Kerimasi-n vagy sem?.....	117
5.4. A karbonatit-olvadékok összetétele különböző természetes és kísérleti környezetekben.....	117
5.4.1. Köpeny.....	117
5.4.1. Kéreg.....	119
5.4.3. Főelemmegoszlás a nemelegedő olvadékok között.....	119

5.5. A karbonatitolvadékokkal együtt létező fluidum összetétele	121
6. Összefoglalás	123
7. English summary	126
8. Köszönetnyilvánítás	129
9. Összefoglaló.....	131
10. Summary	132
11. Irodalomjegyzék	133
Melléklet	142

Ábrajegyzék

1. ábra. A magyarországi kréta korú lamprofirok elterjedése a Dunántúli Középhegység területén.....	14
2. ábra. A Kerimasi és az Oldoinyo Lengai vulkánok, valamint közvetlen környezetük sematikus földtani térképe, Tanzánia (Hay, 1976 után).....	16
3. ábra. Az Alcsútdoboz-2 kutatófúrás által harántolt, IV-es és VIII-as lamprofir-telérekből levő, jellegzetes fűzőld színű klinopiroxénit xenolitok jellegzetes, makroszkópos jellegei szkennelt vékonycsiszolatokon.....	18
4. ábra. A vizsgálatokra kiválasztott Kerimasi kalcio karbonátok makroszkópos (A) és binokuláris mikroszkópi képei (B-F).....	20
5. ábra. A „piston cylinder” kísérletekben (T = 1100-1300, P = 2,2 GPa) előállított közetek a félbevágott és felpolirozott Pt-kapszulákban (binokuláris mikroszkópi fotók).21	
6. ábra. A nagynyomású kísérletekhez használt Voggenreiter gyártmányú, „piston cylinder” apparátus 0,5 inch átmérőjű, talk-pyrex-Al ₂ O ₃ nyomásátvivő mintatartójának sematikus keresztmetszete (Bayerisches Geoinstitut).....	25
7. ábra. Az Alcsútdoboz-2 lamprofirok klinopiroxén-apatit-káliciföldpát-flogopit (CAKP) xenolitjainak jellegzetes szöveti képei.....	29
8. ábra. Az Alcsútdoboz-2 lamprofirok klinopiroxén-apatit-káliciföldpát-flogopit (CAKP) xenolitjainak apatitjaiban és káliciföldpátjaiban található jellegzetes olvadékzárványok... 31	
9. ábra. A Kerimasi kalcio karbonátok jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei (Tz-sorozat) rá- (A, C és D) és áteső (B, E-H) fényben (1N).....	32
10. ábra. A Kerimasi kalcio karbonátok jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei rá- (A-D) és áteső (E-H) fényben (1N).....	33
11. ábra. A Kerimasi kalcio karbonátok jellegzetes visszaszórt-elektronmikroszkópos felvételei.....	34
12. ábra. A kerimasi apatitok kristály-, olvadék- és fluidumzárványainak jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei.....	36
13. ábra. A kerimasi apatitok jellegzetes olvadék- és kristály-zárványainak visszaszórt-(A-D, F) és pásztázó- (E) elektronmikroszkópos felvételei.....	37
14. ábra. A kerimasi magnetitek jellegzetes olvadék- és kristály-zárványainak visszaszórt-elektronmikroszkópos felvételei.....	38
15. ábra. A kerimasi monticellitok jellegzetes olvadék- és kristály-zárványainak visszaszórt-elektronmikroszkópos felvételei.....	40
16. ábra. A kerimasi kalcitok kristály- (D), elsődleges (A-C) és másodlagos (E-H) fluidumzárványainak jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei.....	41
17. ábra. A kerimasi kalcitok kristályzárványainak (Taz-sorozat) visszaszórt-elektronmikroszkópos felvételei.....	42
18. ábra. A T01-es „piston cylinder” kísérleti közet (1200 °C, 2,2 GPa) jellegzetes visszaszórt-elektronmikroszkópos felvételei.....	43
19. ábra. A T04-es „piston cylinder” kísérleti közet (1200 °C, 2,2 GPa) jellegzetes visszaszórt-elektronmikroszkópos (A, B, E és F) és polarizációs mikroszkópi (C és D) felvételei.....	45
20. ábra. Egy kerimasi apatitban lévő karbonátolvadék-zárvány reprezentatív homogenizációs kísérlete.....	46

21. ábra. A kerimasi magnetitek dermesztett olvadékszárványai. Visszaszórt-elektronképek.....	48
22. ábra. A kerimasi apatitok dermesztett olvadékszárványai. Visszaszórt-elektronképek.....	49
23. ábra. A T04-es „piston cylinder” kísérlet befogadó káliföldpátjának, valamint olvadékszárványában lévő dermesztett olvadékának és fluidumának (pl.: 19C-D. ábra) felvett Raman spektruma szobahőmérsékleten.....	50
24. ábra. Egy jellegzetes kerimasi apatit és olvadékszárványa buborékjának (pl.: 12E-H. ábra) két különböző pontjában (1 és 2) felvett Raman spektruma szobahőmérsékleten. .	50
25. ábra. Al (IV) – Al (VI) klinopiroxén diszkriminációs diagram (Aoki és Shiba, 1973).	52
26. ábra. Az alcústódozsi CAKP xenolitok klinopiroxénjeinek, valamint az apatit és a káliföldpát olvadékszárványainak primitív köpenyre (Sun és McDonough, 1989) normált nyomelemmegoszlásai.	53
27. ábra. A kerimasi apatit és magnetit dermesztett karbonatit-olvadékszárványainak alkáli–CaO diagramja (tömeg%).	64
28. ábra. A kerimasi magnetitben lévő karbonatit-olvadékszárványok összetételének változása a magtól a szegélyig tömeg%-ban.	65
29. ábra. Nyomelem-megoszlási együtthatók (D) az apatit és a karbonatit-olvadék között.	80
30. ábra. Az elemek megoszlása a foszforos karbonatit (apatit 1. csoport zárványai, n=48) és a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék (káliföldpát zárványai, n=20) között a becstől kb. 1120 °C-on és 2,2-3,8 GPa-on bezáródási feltételek mellett.	81
31. ábra. A CAKP olvadékszárványok és klinopiroxén közötti, átlagokkal számolt nyomelem-megoszlási együtthatók.....	85
32. ábra. Onuma-diagram (Onuma et al., 1968), amely a CAKP klinopiroxének M2-es pozícióját betöltő kationok ionrádiuszai (8-as koordináció, Shannon, 1976) és a klinopiroxén/olvadék megoszlási együtthatók közötti összefüggést mutatja.	86
33. ábra. (A) Elemmegoszlások a CAKP klinopiroxén és az apatitban (1. csoport átlag, n=48,8. táblázat), valamint a káliföldpátban (átlag, n=20, M3. táblázat) lévő olvadékszárványok között.	88
34. ábra. A CAKP kőzetet létrehozó metasomatikus folyamat sematikus lépéssorozata összhangban a elméleti modellel (5.1.12. fejezet).	93
35. ábra. Az alkalmazott „piston cylinder” kísérletek olvadékai és a CAKP olvadékszárványok Hamilton-vetítése a CO ₂ -ből a (CaO)-(MgO+Fe ^T)-(SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +TiO ₂)-(Na ₂ O+K ₂ O) ál-négyösszetevős (pseudoquaternary) diagramon (kiterített tetraéder).	104
36. ábra. Az alkalmazott „piston cylinder” kísérletek olvadékai és a CAKP olvadékszárványok Hamilton-vetítése a CO ₂ -ből a (CaO+MgO+Fe ^T)-(SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +TiO ₂)-P ₂ O ₅ ál-háromösszetevős diagramon.....	105
37. ábra. A 35. ábrán látható széthajtott (kiterített) tetraéder térbeli ábrázolásban.	106
38. ábra. A CaO-MgO-SiO ₂ -CO ₂ -H ₂ O rendszer kísérleti úton meghatározott dekarbonációs (piros) és likvidusz (fekete) görbéinek T-x metszete 1 kbar-on (Franz és Wyllie, 1967).	109
39. ábra. Kerimasi olvadékszárványok és más, hasonló karbonát-gazdag kémiai rendszerekből vett természetes, illetve kísérleti olvadék-összetételek (lásd jelmagyarázat)	

Hamilton vetítése a CO ₂ -ből a (CaO-MgO+FeO ^T +MnO)-(SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +TiO ₂ +P ₂ O ₅)-(Na ₂ O+K ₂ O) ál-háromösszetevős diagramon.	110
40. ábra. Kerimasi olvadékszárványok Hamilton vetítése a CO ₂ -ből a (CaO)-(MgO+FeO ^T)-(SiO ₂ +Al ₂ O ₃ +TiO ₂)-(Na ₂ O+K ₂ O) ál-négyösszetevős diagramon (Lee és Wyllie, 1998a, 1 GPa).....	111
41. ábra. A 40. ábrán látható széthajtott tetraéder (Lee és Wyllie, 1998a, 1 GPa) összcscukva (térbeli ábrázolás).....	112
42. ábra. A fő- és az illóelemek megoszlása a karbonatit- és az aluminoszilikát-olvadékok között különböző geológiai (CAKP-köpeny, Kerimasi-kéreg) és kísérleti (T01, T04; P=2,2 GPa, T=1200°C) környezetekben.	120

Táblázatok jegyzéke

1. táblázat. A vizsgált alcsútdobozos CAKP xenolitok becült modális összetétele (térfogat%).....	17
2. táblázat. „Piston cylinder” kísérleti (T01 és T04) adatok, valamint a kísérletek során felhasznált anyagok és ásványok aránya és elektronmikroszondával meghatározott főelemösszetétele tömeg%-ban.....	26
3. táblázat. Az alcsútdobozos CAKP xenolitok kőzetalkotó fázisainak főelemösszetétele tömeg%-ban.....	55
4. táblázat. Az alcsútdobozos CAKP xenolitok reprezentatív klinopiroxénjeinek LA-ICP-MS technikával.....	56
5. táblázat. Az alcsútdobozos CAKP xenolitokban lévő apatit és káliföldpát átlagos nyomelem-összetétele, 60 és 20 LA-ICP-MS elemzés alapján. Az átlagos megoszlási együththatók az apatit (D Ap/CMI), a káliföldpát (D Kfs/CMI) és olvadékszárnyáik között szintén láthatók.....	57
6. táblázat. Az alcsútdobozos CAKP xenolitok apatitjai feltárt olvadékszárnyaiban lévő fázisok reprezentatív tömeg%-os összetétele.....	58
7. táblázat. Az alcsútdobozos CAKP xenolitok káliföldpátjai feltárt olvadékszárnyaiban lévő fázisok reprezentatív tömeg%-os összetétele.....	59
8. táblázat. A CAKP apatitok olvadékszárnyai karakterisztikus csoportjainak LA-ICP-MS technikával meghatározott, átlagos fő (tömeg%)- és nyomelemösszetétele (ppm).....	60
9. táblázat. A kerimasi kalcitokban lévő Na-Ca-K karbonát és nyereireit főelem-összetétele tömeg%-ban.....	63
10. táblázat. A T01-es kísérlet kristályos fázisainak reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.....	66
11. táblázat. A T01-es kísérlet dermesztett olvadékainak reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.....	67
12. táblázat. A T04-es kísérlet kristályos fázisainak reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.....	68
13. táblázat. A T04-es kísérlet káliföldpátjának beforrt repedéseiben lévő nemelegyedő olvadékok reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.....	69

Mellékletben:

M1. táblázat. A visszazórt-elektronképanalízis és a fázisösszetétel alapján becült átlagos olvadék-összetétel (tömeg%) az alcsútdobozos CAKP xenolitok apatitjában és a káliföldpájában lévő olvadékszárnyokban (n=30 és 20).	I
M2. táblázat. A CAKP xenolitok apatitban lévő olvadékszárnyainak LA-ICP-MS technikával meghatározott fő- és nyomelem-összetétele.	II
M3. táblázat. A CAKP xenolitok káliföldpátban lévő olvadékszárnyainak LA-ICP-MS technikával meghatározott fő- és nyomelem-összetétele.	III
M4. táblázat. A kerimasi magnetitek főelemösszetétele tömeg%-ban.	IV
M5. táblázat. A kerimasi monticellitiek és forszteritek főelemösszetétele tömeg%-ban.	IV
M6. táblázat. A kerimasi apatitok főelemösszetétele tömeg%-ban.	IV
M7a. táblázat. A kerimasi magnetitek dermesztett karbonatit-olvadékszárnyainak főelemösszetétele tömeg%-ban.	V

- M7b. táblázat. A Kerimasi magnetitek dermesztett szilikát-olvadékszárványainak főelemösszetétele tömeg%-ban. VI
- M8. táblázat. A Kerimasi apatitok dermesztett karbonatit-olvadékszárványainak főelemösszetétele tömeg%-ban. VII
- M9. táblázat. Az 5. egyenlettel számolt cella-feszültség paraméterek a tanulmányozott CAKP xenolitok klinopiroxénjének M2 pozíciójában. VIII
- M10. táblázat. A CAKP xenolitok olvadékszárványaiból számolt olvadékok feltételezett fejlődésének lépései a keletkezéstől az ulramafikus köpennyel való reakción át a bezáródásukig. IX-X

1. Bevezetés

1.1. A karbonatitolvadékokról általában

A karbonatitolvadékok tanulmányozása a geokémiai és kísérleti kőzettani kutatások egyik legizgalmasabb és legbonyolultabb ága, amelyeknek tudományos és gazdasági jelentősége kiemelkedő. A Föld köpenyitoszférájának megfelelő nyomás-hőmérséklet körülményeken a karbonatitolvadékok stabilitását és létét az elmúlt bő három évtizedben végzett, számos nagynyomású és nagyhőmérsékletű kísérlet alátámasztotta (Wyllie és Huang, 1976; Wallace és Green, 1988; Green és Wallace, 1988; Baker és Wyllie, 1990; Dalton és Wood, 1993; Sweeney, 1994; Lee és Wyllie, 1998a, b; Dalton és Presnall, 1998; Lee et al. 2000; Yaxley és Brey, 2004), amellyel többek között világossá vált, hogy a szubdukció során a mélybe jutó karbonát-tartalmú eklogitok kismértékű olvadása esetén karbonatitmagmák is keletkezhetnek (pl.: Hammouda, 2003; Thomsen és Schmidt, 2008). Azonban az elsődleges (földköpenyből származó) karbonatitolvadékok nyomozása bonyolult feladat, mert dekarbonáció (karbonát instabilitás miatti CO₂ felszabadulás) miatt nagyon kicsi az esély arra, hogy az olvadékok jelentős átalakulás nélkül a felszínközébe jussanak (Wyllie és Huang, 1976; Green és Wallace, 1988). Ezzel magyarázható, hogy közvetlen bizonyítékokról földköpenybeli jelenlétükre ezidáig a nemzetközi irodalom nem tett említést. A karbonatit olvadékok képződését nagyon kismértékű parciális olvadással magyarázhatjuk (1%>>, pl.: Wallace és Green, 1988; Green és Wallace, 1988; Baker és Wyllie, 1992), amely miatt inkompatibilis nyomelemekben (pl.: könnyű ritkaföldfémek, S, P, Ba, Sr, Na, K, U, Th) igen gazdagok (pl.: Guzmics et al., 2008a, b; Mitchell, 2009). Viszkozitásuk olyannyira kicsi a szilikátolvadékokhoz képest (pl.: Hunter és McKenzie, 1989), hogy szinte akadály nélkül áramlanak keresztül a földköpeny anyagán, amelyet "heves" reakcióban metasztatizálhatnak (pl.: Green és Wallace, 1988; Watson et al., 1990; Yaxley et al., 1991; Hauri et al., 1993; Rudnick et al., 1993; Yaxley et al., 1998; Guzmics et al., 2008a, b) és fizikai nyom nélkül emészthetnek fel a földköpeny sekélyebb régióiban. Nem vitatott az sem, hogy köpenyben való jelenlétük nagy hatással lehet-e annak reológiai tulajdonságára. További nehézséget okoz kutatásukban és viselkedésük megértésében, hogy nyomástól, hőmérséklettől és kémiai összetételüktől függően szételegyedhetnek egy

szilikát- és egy karbonátgazdag olvadékká (Lee és Wyllie, 1998a, b és hivatkozásai). A szételegyedés tanulmányozása igen fontos, mert az olvadékok között lévő fizikai (pl.: viszkozitás, sűrűség) különbségek mellett kémiai (fő- és nyomelem-összetétel, ásványok oldhatósága, pl.: Baker és Wyllie, 1992; Lee és Wyllie, 1997) eltérések is vannak, amelyek ismerete meghatározó lehet az értékes nyersanyagok (pl.: ritkaföldfémek) és a karbonátit-komplexumok időbeli és térbeli kapcsolatának megértésében.

A világon több, mint 520 helyen ismerünk karbonátit kőzeteket (pl.: Wooley és Kjarsgaard, 2008) a kontinenseken és az óceáni szigeteken (pl.: Kanári-szigetek, Cape-Verdes, Kerguelen). A karbonátitok sokszor alkáli/ultraalkáli kőzetekkel társulva jelennek meg (Le Bas, 1977). Azonban összetételük (pl.: Le Bas, 1977; Wooley és Kempe, 1989; Kogarko et al., 1991; Hoernle et al., 2002; Ionov és Harmer, 2002; Wooley és Church, 2005; Hou et al., 2006) a legtöbb esetben igen nagy eltérést mutat azoktól a olvadék-összetételektől, amelyeket számos kutató (Huang és Wyllie, 1974; Wyllie és Huang, 1976; Egglér, 1978; Huang és Wyllie, 1980; Wallace és Green, 1988; Baker és Wyllie, 1992; Sweeney, 1994; Kjarsgaard et al., 1995; Dalton és Presnall, 1998; Lee és Wyllie, 1997, 1998a, b; Lee et al., 2000; Hammouda, 2003; Yaxley és Brey, 2004; Thomsen és Schmidt, 2008) állított elő nagyhőmérsékletű kísérletekben. Az eltérés legnagyobb mértékben az alkália- és a szilikát-tartalomban mutatkozik. Míg a karbonátit kőzetek alkália-tartalma világszerte igen csekély (általában 0,5 tömeg% alatt marad), SiO₂ koncentrációjuk általában az 1 tömeg%-ot sem éri el, addig a kísérletekben előállított, nemelegyedő olvadékokban az alkáliák meghatározó komponensek (több tömeg%-ot tesznek ki), a SiO₂-tartalom pedig szinte mindig 1 tömeg% fölötti (általában 1,5 és 10 tömeg% között mozog). Tulajdonképpen ugyanez mondható el a köpeny-xenolitokból leírt karbonátcsomók (pl.: Kogarko et al., 1995; Ionov et al., 1996; Lee et al., 2000; Bali et al., 2002; Van Achterberg et al., 2002; Demény et al., 2004; van Achterberg et al., 2004), valamint a kísérleti olvadék-összetételek összehasonlításában azzal a különbséggel, hogy itt még inkább szembetűnő a különbség. Wyllie és munkatársai –több évtizedes kísérleti közettani kutatásaikra alapozva (pl.: Lee és Wyllie, 1998a, b, 2000; Lee et al., 2000)– ezeket a fent említett kis Si- és alkália-tartalmú összetételeket ún. tiltott olvadékoknak („forbiden melts”) nevezi utalva arra, hogy ilyen összetételű olvadék nem létezhet szilikát-karbonát rendszerben.

További fontos tényező a fluidum-összetétel. Az illó komponensek (H-O-C-Cl-F-S-Na-K) –amelyekről (a CO₂, a Na, és a K kivételével) egyébként sem a karbonátit kőzetösszetételekben sem a kísérletekben nem kapunk szinte semmilyen pontos információt– arányának és mennyiségének együttes változása a magma fejlődési irányainak, kristályosodási hőmérsékletének kialakításában kulcsfontosságú. Világos, hogy csupán a karbonátit kőzetek összetételének tanulmányozásával nem lehetséges megmondani a magma fejlődésekor jelenlévő illó milyenségét és mennyiségét, következésképpen a fluidum-telített magmaösszetételt sem. Összegezve tehát, más megoldást kellett találnunk a karbonátitmagmák összetételének meghatározásához, az olvadékfejlődési irányok megismeréséhez és a fent vázolt ellentmondások feloldásához. Doktori munkámban ehhez nagy- (köpeny) és kisnyomású (kéreg) geológiai környezetből származó kőzetek fázisainak elsődleges karbonátgazdag olvadékszárványait, a bennük rejlő kémiai és fizikai tulajdonságokat tárgyalom és vetem össze az általam végzett nagynyomású (2.2 GPa) és nagyhőmérsékletű (1200 °C) kísérletek eredményeivel.

1.2. Célkitűzés

A bevezetésben felvázoltaknak megfelelően doktori értekezésemet három fő nyomvonalon mutatom be. Az elsőben az Alcsútdoboz-2 szerkezetkutató alapfúrás által harántolt, késő-kréta korú lamprofir telérekéből származó ún. CAKP („clinopyroxenapatite-K feldspar-phlogopite”; Guzmics et al., 2008a, b) felsőkőpeny xenolitikok és a bennük lévő apatit- és káliföldpát-gazdaásványok hordozta karbonátgazdag olvadékszárványok fő- és nyomelem összetételét mutatom be. Rávilágítok a nyitott-rendszerű a Földköpenyben végbemenő karbonátit metasomatózis nyomaira és következményeire, különösen a fő- és a nyomelemek viselkedését illetően.

A második nyomvonal a tanzániai Kerimasi kalcio karbonátit kőzetmintákban talált egyedülálló –magnetit, apatit és monticellit által bezárt– karbonátitolvadék-zárványok geokémiai vizsgálati eredményeit mutatja be. Tárgyalom a kalcio karbonátit kőzeteket kristályosító karbonátitmagma lehetséges összetételét és fő fejlődési irányát, valamint kitérek a karbonátit kőzetek alkáli deficitjének okaira.

A harmadik nyomvonal CAKP olvadékszárványokhoz hasonló kémiai rendszerben végzett nagynyomású ún. piston cylinder („hengerdugattyú”) kísérletek eredményeit

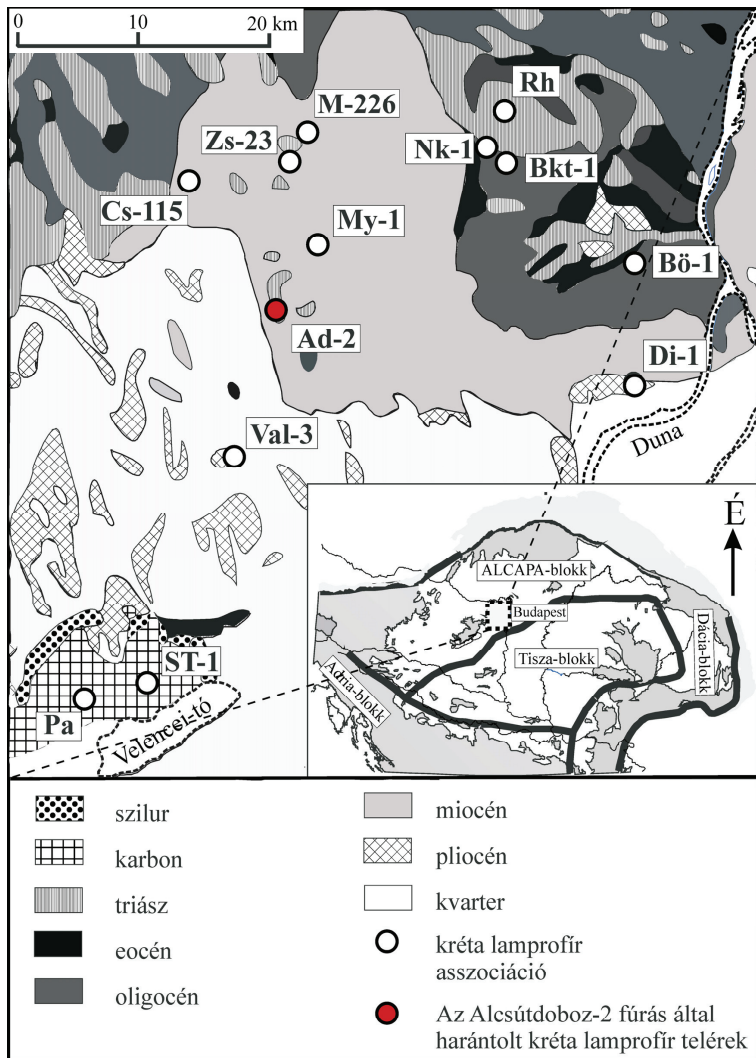
tárgyalja, különösen hangsúlyt fektetve az aluminoszilikát- és a karbonatitolvadék szételegyedésre és az olvadékokkal együtt létező fázisok bemutatására.

A nagynyomású rendszerekben (CAKP xenolitok és „piston cylinder” kísérletek) tett megfigyeléseimet összehasonlítom egymással és a köpeny-xenolitokban sűrűn előforduló karbonátcsomók összetételeivel. A kerimasi felmelegített, majd dermesztett olvadékszárvány-összetételeket összehasonlítom más nagyhőmérsékletű karbonatit-kísérletek és természetes olvadékszárványok eredményeivel, valamint a különböző helyen előforduló karbonatit kőzetek összetételeivel. Összességében keresem karbonatit-magmák szételegyedésének valószínű okait és vizsgálom összetételük változását a nagynyomású régiókból (köpeny) a kisebb nyomású (kéreg) geológiai szinterekig haladva.

2. Geológiai háttér

2.1. Alcsútdoboz-2 fúrás, Magyarország

Magyarországi lamprofirokkal eddig számos hazai kutató foglalkozott (pl.: Horváth et al., 1983; Horváth és Ódor, 1983; Dudko, 1984; Szabó, 1985; Kubovics és Szabó, 1988; Embey-Isztin et al., 1989; Kubovics et al., 1989; Szabó et al., 1993; Azbej et al., 2006). Ezek a kőzetek telérek, telérrajok formájában jelennek meg és az említett Alcsútdoboz-2 szerkezetkutató alapfúráson kívül több más fúrásban (St-1, Vál-3, My-1, Cs-115, Zs-23, M-226, Nk-1, Bkt-1, Bö-1, Di-1) és két feltárásban (Pákozdi és Remetehegy) is előfordulnak az ÉK-Dunántúl területén (1. ábra). A hazai lamprofirok felsőkarbon gránitban (St-1, Pá), felsőperm homokkőben (Vál-3), középsőtriász andezitben (Bö-1) és triász üledékes kőzetekben jelennek meg (My-1, Zs-23, M-226, Nk-1, Bkt-1, Di-1). Vastagságuk 0,5 cm-től 5 méterig terjed, csapásuk általában É-D-i, ÉNy-DK-i. A 20 éve még unikumnak tekintett kőzet leírása és nevezéktani besorolása ellentmondásosan történt: az irodalomban elfordul beforst, alkáli bazalt és bazalt elnevezés is a helyes lamprofir mellett.



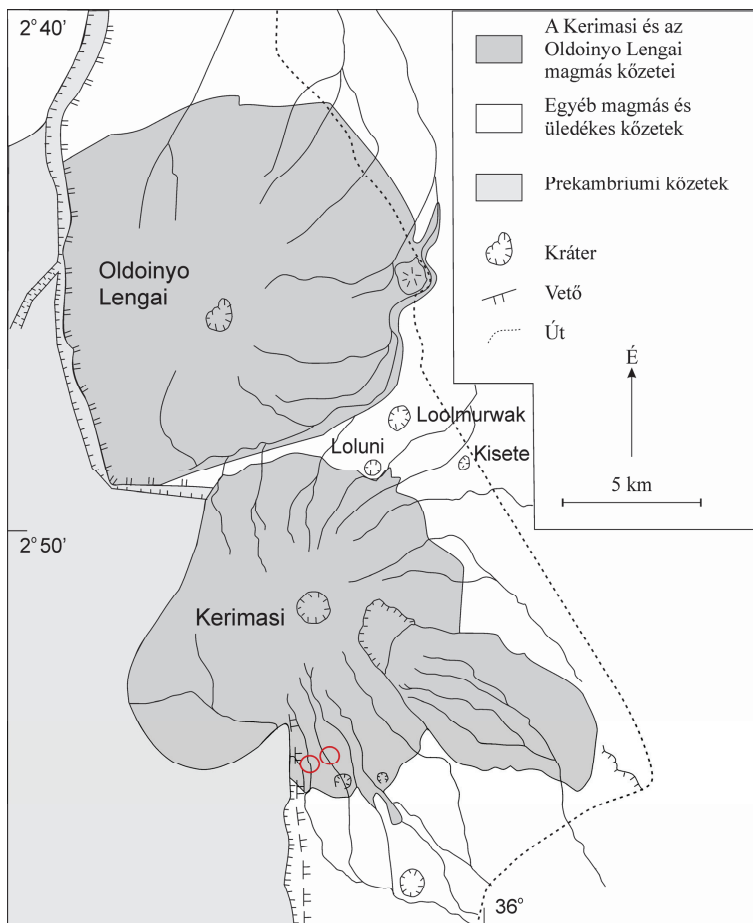
1. ábra. A magyarországi kréta korú lamprofirok elterjedése a Dunántúli Középhegység területén. Egyszerűsített földtani térkép Szabó et al., 1993 és Azbej et al., 2006 után.

A lamprofirok késő-kréta korát (kb. 70 Ma) K/Ar (Horváth et al., 1983; Embey-Isztin et al., 1989; Kubovics et al., 1989), illetve fission track módszerrel (Dunkl, 1989) határozták meg. A magmatitok tudományos értékét növeli, hogy az ultrabázisos xenolitok mellett egy részük alsó- és felsőkéreg, valamint extrém módon metasomatizált, nagyon ritka, köpeny eredetű kőzetzárványokat is tartalmaznak, amelyek elsősorban az Alcsútdoboz-2 szerkezetkutató alapfúrás által harántolt IV. és VIII. telérben fordulnak elő (Szabó, 1984) (1. ábra).

A teléreket tartalmazó Középhegységi Egység jelentős oldalirányú mozgások nyomán került jelenlegi pozíciójába. Az egyik ilyen jelentős mozgás a késő-eocén és az oligocén (Kázmér és Kovács, 1985; Fodor et al., 1999), vagy a kora-miocén során zajlott le (Tari et al., 1992), amikor a Középhegységi Egységet is magába foglaló ALCAPA Blokk az alpi zónából keletre mozgott (pl.: Balla, 1984; Kázmér és Kovács, 1985; Csontos et al., 1992). Mindezzel összhangban a Déli-Alpok, valamint a Dunántúli-középhegység perm - alsó-kréta formációi közötti rokonságot számos kutató leírta (pl.: Majoros, 1980; Kázmér és Kovács, 1985; Kázmér, 1987; Kubovics et al., 1989; Tari, 1994; Haas és Budai, 1995).

2.2. Kerimasi, Tanzánia

A Kerimasi vulkán a Kelet-Afrikai árokrendszerhez kapcsolódóan a Gregory Rift völgyben foglal helyet Tanzánia északi részén (Déli szélesség $2^{\circ}51'$; Keleti hosszúság $35^{\circ}5'$) néhány kilométerre a híres Oldoinyo Lengai vulkántól (2. ábra). A területen főleg prekambriumi kőzetekkel találkozhatunk, amelyek egy részét a Kerimasi és az Oldoinyo Lengai vulkáni kőzetei, valamint egyéb más vulkáni és üledékes sorozatok fedik (2. ábra). A Kerimasi vulkán kialakulása a vetőmozgások utolsó nagy szakaszában történhetett mintegy 400-600 ezer évvel ezelőtt (Hay, 1976). A vulkáni felépítmény többnyire nefelinit, fonolit és karbonatit piroklasztokból és agglomerátumokból, valamint karbonatit-tufából áll (Dawson, 2008). A plutoni kőzetek (piroxenitok, ijolitok és karbonatitok) blokkokként jelennek meg az agglomerátumokban. Az egykori karbonatit kőzetek valószínűleg teljesen átalakultak (Hay, 1983). A magmás karbonátok közül ma már csak a divalens kationok karbonátjai (elsősorban kalcit) található meg ezekben a kőzetekben.



2. ábra. A Kerimasi és az Oldoinyo Lengai vulkánok, valamint közvetlen környezetük sematikus földtani térképe, Tanzánia (Hay, 1976 után). A piros körök a mintavételi helyeket jelölik.

Az alkáli karbonátok – mint pl.: a nyerereite-fairchildit [$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ – $\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$], a gregoryit [Na_2CO_3] – utáni pszeudomorfózák helyeit másodlagos ásványok elsősorban másodlagos kalcit tölti ki (Hay, 1983). A vulkáni felépítményen több Maar-típusú kráter

található (2. ábra). A tanulmányozott minták a plutoni blokkok kalciumkarbonátit kőzetéből lettek kiválasztva. A mintákat Roger H. Mitchell professzor úr (Lakehead-i Egyetem, Kanada) gyűjtötte és bocsájtotta rendelkezésemre a vizsgálatokhoz.

3. Az alkalmazott vizsgálati módszerek

3.1. Mintaelőkészítés, a minták rövid bemutatása

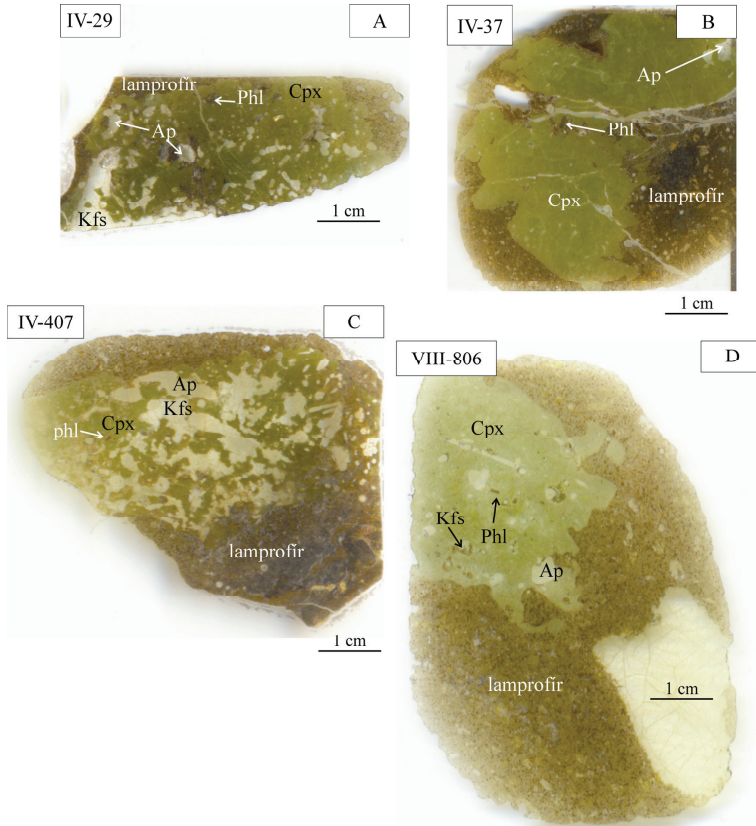
3.1.1. CAKP xenolitok az alcsútdobozai lamprofirokból

A lamprofir tartalmazó fűrőmagokban szabad szemmel jellegzetes fűzőld színű, klinopiroxénit xenolitok (3. ábra) ismerhetők fel, amelyeket üde (átalakulási nyomokat nem mutató) fűrőmagokból vágtam ki. A kutatáshoz kilenc kőzetzárvány állt rendelkezésre (1. táblázat). A kiválasztott xenolitok 6-8 cm nagyságúak, körvonaluk kissé elmosódó, alakjuk inkább kerekded (3. ábra). A xenolitokból mindkét oldalon polírozott, 200-250 µm vastagságú csiszolatok lettek készítve, amelyeket a további vizsgálatokhoz használtam fel.

1. táblázat. A vizsgált alcsútdobozai CAKP xenolitok becsült modális összetétele (térfogat%)

Telér-mintaszám	klinopiroxén	apatit	kálföldpát	flogopit
IV-29	70	15	10	5
IV-29z	65	17	19	-
IV-37	94	1	2	3
IV-407	51	30	16	3
IV-504	86	2	1	11
VIII-502	73	16	10	2
VIII-503	50	21	26	2
VIII-806	95	2	1	2
VIII-807	72	18	7	4
Átlag	73 (16)	14 (10)	10 (9)	4 (3)
M_p/M_k^a	1,36 (0,64)			
M_{hp}/M_r^b	0,29 (0,31)			

^a – apatit/kálföldpát, tömegarányban; ^b – (olvadékszárványt befogadó fázisok)/(reakció zóna), tömegarányban; hp – befogadó fázisok (apatit+kálföldpát); rz – reakció zóna (klinopiroxén+flogopit); M_p – apatit tömege, M_k – kálföldpát tömege. A zárójelben az abszolút szórás látható.



3. ábra. Az Alcsútdoboz-2 kutatófúrás által harántolt, IV-es és VIII-as lamprofir-telérekből levő, jellegzetes fűzőld színű klinopiroxénit xenolitik jellegzetes, makroszkópos jellegei szkenntett vékonycsiszolatokon.
Cpx–klinopiroxén, Ap–apatit, Kfs–káli földpát, Phl–flogopit.

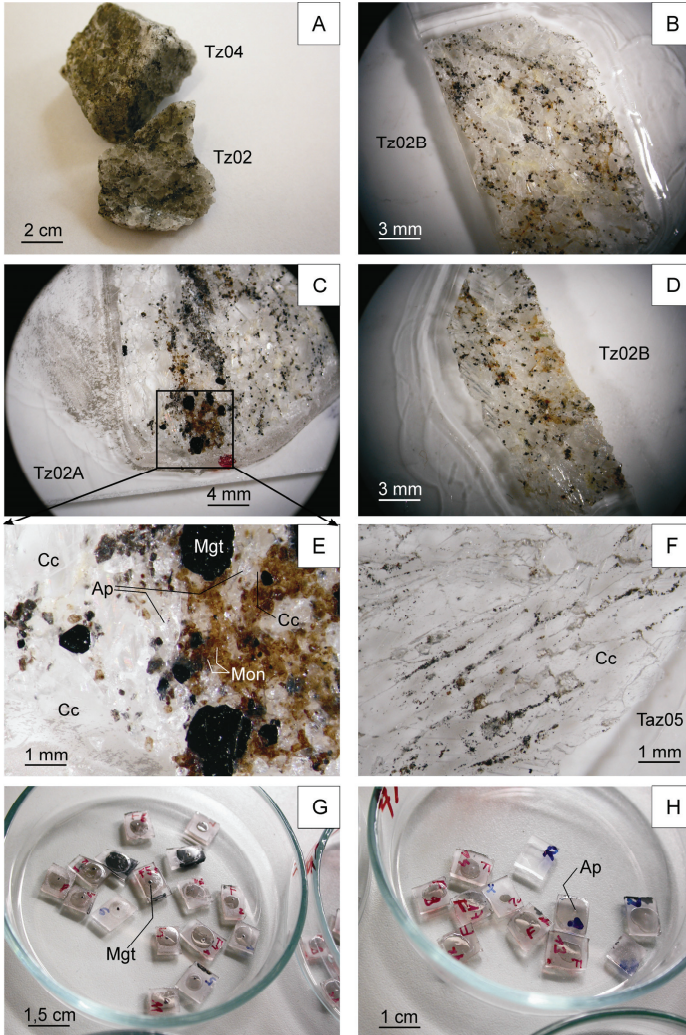
3.1.2. Kerimasi kalcio karbonátok, Tanzánia

A Kerimasi kalcio karbonátit kőzetminták makroszkópos megfigyelésekor feltűnt, hogy a kőzetben jól körülhatárolható durvakristályos részek vannak, ahol meg van az esély arra, hogy vizsgálható méretű olvadék- és/vagy fluidumzárvány található. E részekre

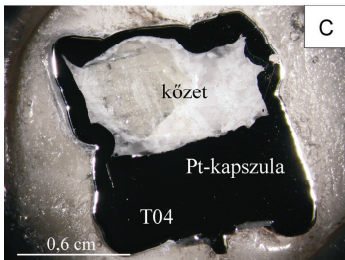
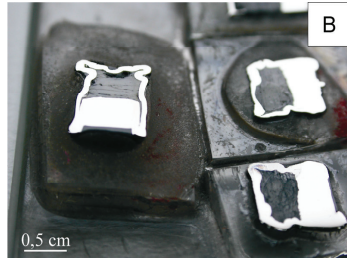
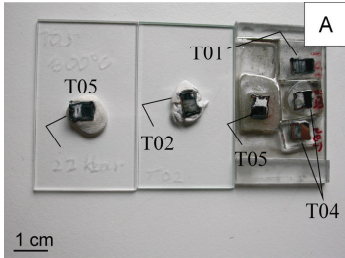
koncentrálva hét darab, mindkét oldalán polírozott csiszolatot készítettem (Taz03A, Taz03B, Taz05 és Tz02A, Tz02B, Tz04A, Tz04B), amelyeket a későbbi vizsgálatokhoz használtam (4. ábra.). A mikroszkópos megfigyelések során világossá vált, hogy a kőzet ásványi alkotóiban fluidum-, kristály- és olvadékszárványok vannak. Az olvadékszárványok a kőzet magnetitjeiben, apatitjaiban és monticellitjeiben található, ezért e fázisok szemcséit különítettem el a kőzet nagy tömegét kitevő kalcitól a Tz02-es és Tz03-as kőzetmintákban (4. ábra). A szeparálás híg (10 tömeg%-os) ecetsavas oldással történt szobahőmérsékleten. A nem oldódó részből kiválogatott apatit (300-1500 μm) szemcsék egy részét mindkét oldalán felpolíroztam, hogy a bennük lévő zárványokat, valamint a mikrotermometriai vizsgálatkor a zárványokban lejátszó folyamatokat nyomon lehessen követni. A polírozás előtt a szemcséket pillanatragasztóval rögzítettem kb. 0.25 cm^2 -es üveglemezekre (4. ábra). A szemcsék megfordításakor a ragasztó oldásához 99,9 %-os tisztaságú acetont használtam. A polírozási művelet kiterjedt a kemencében felmelegített, majd dermesztett magnetit és apatit szemcsékre is (4G. és H. ábra). E szemcsék polírozása az olvadékszárványok feltárását szolgálta, amely minden esetben, kézzel, szárazon, Al_2O_3 -poron és posztón történt, a vízben oldható fázisok elvesztése elkerülésének érdekében.

3.1.3. Nagynyomású és nagyhőmérsékletű kísérletek

A nagyhőmérsékletű és nagynyomású kísérleteket és előkészületeit, valamint utómunkáit a németországi Bayreuth-ban lévő Bayerisches Geoinstitut (BGI) „piston cylinder” laboratóriumában végeztük el. A kiindulási ásványok (pl.: apatit, kálföldpát, plagioklász) apró, 400-2000 μm -es darabokra lettek törve, majd nagy pontosságú analitikai mérlegen való lemérés után Pt-kapszulába helyezve. A kimért karbonátport – amelyet előzőleg 100°C-on, 24 órán keresztül szárítószekrényben szárítottunk ki – a kapszulába már bemért ásványdarabok közé szórtuk be. A Pt-kapszulák hegesztésekor kulcsfontosságú volt, az ún. lépcsős (folytásos) technika alkalmazása, amely meggátolta, hogy a kapszula végső hermetikusan lehegesztésekor bármilyen anyag (elsősorban gázok) távozzon el a rendszerből. Hegesztéshez kihelyezett grafitrudat használtunk. A Pt-kapszulákat a kísérletek után a bennük lévő kísérleti végtermékekkel (kőzetekkel) együtt félbevágtuk, majd Buehler-olajon, gyémántpasztával políroztuk (5. ábra).



4. ábra. A vizsgálatokra kiválasztott Kerimasi kalcio karbonátok makroszkópos (A) és binokuláris mikroszkópi képei (B-F). Néhány reprezentatív polirozott egyedi szemsét a Tz02-es kőzetből a C és a H kép mutat. Cc-kalcit, Ap-apatit, Mgt-magnetit, Mon-monticellit.



5. ábra. A „piston cylinder” kísérletekben ($T = 1100\text{--}1300$, $P = 2,2$ GPa) előállított kőzetek a félbevágott és felpolírozott Pt-kapszulákban (binokuláris mikroszkópi fotók).
 Analitikai vizsgálatok a reprezentatív T01-es és a T04-es mintákon lettek elvégezve.

3.1.4. Polarizációs mikroszkópos vizsgálatok

A petrográfiai vizsgálatok minden minta esetében az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszéken működő Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumában egy Nikon Eclipse E600 POL típusú kőzettani polarizációs mikroszkóppal történtek. A fényképek az említett polarizációs mikroszkópra szerelt Nikon CoolPIX E950 típusú digitális fényképezőgéppel készültek. A CAKP xenolitok fázisarányainak megbecslését képanalízissel végeztem a képeken elkülönült fázisok pixel-számainak arányát felhasználva. A mikrotermometriai vizsgálatok felvételei egy Nikon E600 típusú polarizációs mikroszkópra szerelt Nikon E4500 típusú digitális fényképezőgéppel történtek.

3.2. Elektronmikroszondás elemzés (EMPA)

A CAKP xenolitok és olvadékszárnyaik főelem analízise a Bécsi Egyetem Geológiai Tanszékén működő CAMECA SX-100 és a Zürichi Egyetem (ETH) JEOL JXA-8200 elektronmikroszondáján lettek elvégezve. Az alkalmazott gyorsítófeszültség 15-20 kV, a mintaáram 10-15 nA volt. A mérések során az elektronsugár átmérőjét 1 és 5 μm közötti intervallumban változtattam. A számlálási idő a háttéren és a csúcspozíciókban általában 20 és 40 s közötti volt, míg a Na és K esetében 10 s.

A nagynyomású kísérletek produktumait – azaz a félbevágott Pt-kapszulákban lévő kőzet fázisait (5. ábra) – egy JEOL JXA-8200 mikroszondán vizsgáltuk 15 kV és 20 nA mellett a Bayreuthi Egyetemen. Az elektronsugár átmérője az ásványfázisok mérésénél 1 μm , a dermesztett olvadékok esetében 5 és 10 μm volt. A Na esetében számlálási időnek 10 s-ot választottunk.

A Kerimasi karbonatitok dermesztett olvadékszárnyait és befogadó ásványait, valamint a vékonycsiszolatok (4. ábra) ásványfázisainak főelemösszetételének meghatározását a Berlini Szabad Egyetemen egy JEOL JXA 8200 típusú, 5 db hullámhosszdiszperzív kristálydetektorral felszerelt mikroszondán végeztük el, 15 kV gyorsítófeszültség és 10 nA mintaáram mellett. A dermesztett olvadékszárnyok méréséhez 5 μm átmérőjű elektronsugarat alkalmaztunk. A Na számlálása az analízis első 5 másodpercében történt minimalizálva a párolgás miatt jelentkező mérési hibát. A

„quench” kalcitokat* tartalmazó olvadékszárványok összetétele a zárvány három különböző pontján mért összetételek átlagából lettek meghatározva.

A kerimasi kalcitokban lévő, optikailag a kalcittól elkülönülő karbonátok elemzése egy JEOL-JSM5900 pásztázó elektron mikroszkópra szerelt LINK ISIS 300 energiádiszperzív analitikai rendszerrel történt, kiegészítve egy Super ATW könnyűelem detektorral, 20 kV and 0.475 nA mellett a Lakehead-i Egyetemen (Thunder Bay) Kanadában. Mindegyik elektronmikroszondás elemzésnél a kvantifikáláshoz ZAF korrekciót alkalmaztunk.

A mikroszondás feldolgozás mellett visszaszórt-elektronképek (BSEI) készültek a fent említett műszerek mellett az ELTE Közöttani és Geokémiai Tanszéken működő AMRAY-1860 IT-6 típusú elektronmikroszkópon is. A BSE képek egymáshoz viszonyítva eltérő kontraszt-beállításokkal készültek, így egymáshoz nem viszonyíthatók. A visszaszórt-elektronképek analízise és a fázisok kémiai összetételének ismerete lehetővé tette, hogy a CAKP xenolitok apatitjaiban és káliciföldpátjaiban lévő olvadékszárványokban tömegegyensúly számolással főelemösszetételt becsüljek, amelyet – amint az 5.1.2. fejezet részletezi – a LA-ICP-MS vizsgálatok kvantifikálásához használtam fel, mint belső sztenderdet. Ehhez az apatitok esetében 30 db, míg a káliciföldpátok esetében 20 db feltárt olvadékszárványt alkalmaztam (M1. táblázat, melléklet).

3.3. Lézer-ablációs induktív csatolású plazma tömegspektrométeres (LA-ICP-MS) elemzés

3.3.1. Mérési körülmények

A CAKP xenolitok fázisainak és olvadékszárványainak nyom- és főelemtartalmának meghatározásához lézer-ablációs induktív csatolású plazma-tömegspektrómetert (LA-ICP-MS) alkalmaztunk, amely az ETH Izotópgeokémiai és Ásványvagyton Intézetének, Földtudományi Tanszékén működik, Zürichben. A 193 nm hullámhosszú, ArF lézergusár ablációs egysége egy ELAN 6100 ICP quadropole típusú tömegspektrométerhez volt kapcsolva. A behatolási sebesség a különböző ásványok ablálása esetében 0,12 és 0,16 $\mu\text{m/s}$ volt. Külső standardnak a NIST 610 üveget

* Azok a kalcitok, amelyek az olvadék dermedésekor nőnek.

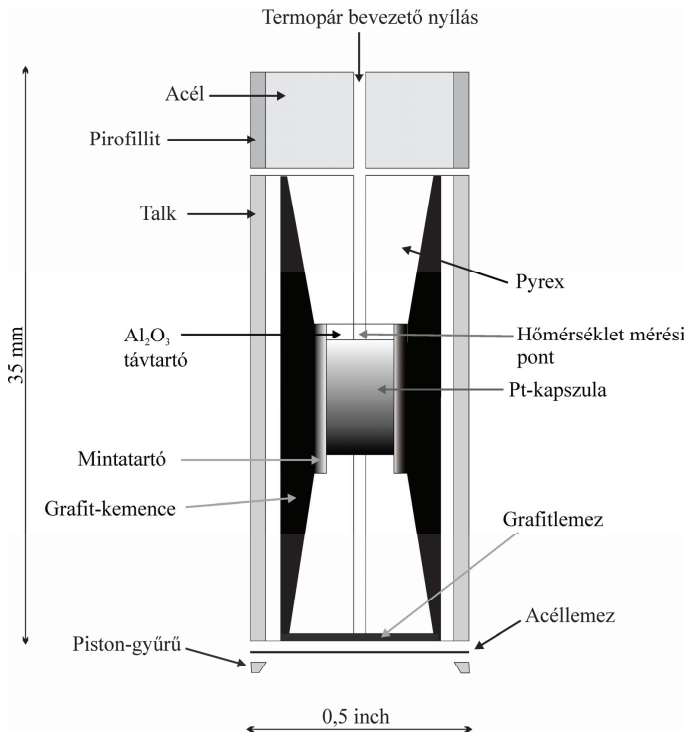
használtuk. Az abláció közben történő elemfrakcionálódás csökkentése érdekében a lézersugár mindig az ablációs kráter alsó felületére volt fókuszálva, amelyet a mikroszkóp tárgyasztalának mozgatása segítségével értünk el.

3.4. Nagynyomású kísérletek „piston cylinder” apparátussal

2,2 GPa nyomáson, valamint 1000-1300 °C-on hajtottunk végre 5 kísérletet a Bayreuth-i Bayerisches Geoinstitut „piston cylinder” laboratóriumában. Az alkalmazott műszer egy Voggenger gyártmányú, két hidraulikus pofával rendelkező, nyomás és hőmérséklet tartására és változtatására automatikusan képes apparátus volt. A 0,5 inch átmérőjű talk-pyrex-Al₂O₃ nyomásátvivő mintatartóban grafit fűtőelemet és Pt-kapszulát használtunk (6. ábra). A kísérletek során először a nyomást emeltük fel 1 óra alatt a célnyomás 80%-áig (1.8 GPa). Ezután történt meg a hőmérséklet növelése egészen a végső hőmérsékletig 30 perc alatt. Miután a célhőmérsékletet elértük a nyomást tovább emeltük és további 10 perc elteltével a mintatartóban már 2.2. GPa-os nyomás uralkodott. A kísérlet végén a hőmérsékletet hirtelen lecsökkentettük – így a mintát dermedtettük – azért, hogy a nagynyomáson és hőmérsékleten kialakult fázisegyütes minél hatékonyabban megőrződjön. Ez azt jelentette, hogy 4 másodperc alatt 80-100 °C-ra csökkent a hőmérséklet.

A kísérletekre kétféle kémiai rendszerben nyílt lehetőség: 1/ A CAKP xenolitik olvadékszárványainak összetételéből kiindulva (Guzmics et al., 2008a, b) és azt valamelyest egyszerűsítve a káliföldpát–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát kémiai rendszerben és 2/ plagioklász–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát kémiai rendszerben. Utóbbival azért egészítettük ki a vizsgálatokat, hogy megtudjuk vajon nagy (köpeny) nyomáson karbonát-gazdag rendszerben a káliföldpát vagy a plagioklász a stabil fázis. A kiindulási fázisok részarányainak és összetételeinek részleteit a 2. táblázat mutatja. Az apatit, a káliföldpát és a plagioklász természetes ásványok és mexikói lelőhelyekről, magmás kőzetekből származtak. Az apatit „közönséges” F-apatit, a káliföldpát „tisza” szanidin (Na₂O koncentráció maximum 0.5 tömeg%, FeO^T koncentráció maximum 1 tömeg%), plagioklászban a Na/Ca moláris aránya 34/66 és 33/67 között változott. A felhasznált karbonátpor keverék nagy részét (96,5 tömeg%) szintetikus kalcit és magnezit megközelítőleg dolomitos arányú pora adta, amelyhez minimális mennyiségű szintetikus Na-karbonát (gregoryit) pora lett keverve. Így a karbonátok részarányai a 100 tömeg%-

ot a következőképpen alakították ki: kalcit (CaCO_3) = 50,4 %; magnezit (MgCO_3) 46,2 %; Na-karbonát (Na_2CO_3) = 3,5 %. Öt próbálkozásból négy sikeres kísérletet születt, amelyek közül ebben a munkában 1-1 db, 1200 °C-os kísérletre fókuszáltak, mindkét kémiai rendszerből.



6. ábra. A nagynyomású kísérletekhez használt Voggenreiter gyártmányú, "piston cylinder" apparátus 0,5 inch átmérőjű, talk-pyrex-Al₂O₃ nyomásátvivő mintatartójának sematikus keresztmetszete (Bayerisches Geoinstitut).

2. táblázat. „Piston cylinder” kísérleti (T01 és T04) adatok, valamint a kísérletek során felhasznált anyagok és ásványok aránya és elektronmikroszondával meghatározott főelemösszetétele tömeg%-ban.

Szintetikus karbonátpor-keverék			T01		T04			
			P(GPa)	2,2±0,01	P(GPa)	2,2±0,01		
			T(°C)	1200±20	T(°C)	1200±20		
			Kísérleti idő (h)	24	Kísérleti idő (h)	12,5		
	kimért tömeg (g)	tömeg%		bemért tömeg (g)	tömeg%	bemért tömeg (g)	tömeg%	
Kalcit	15	50	Apatit	0,0626	42±2	Apatit	0,0315	36±2
Magnezit	14	46	Plagioklász	0,0517	35±2	Kálicföldpát	0,0349	39±2
Na ₂ CO ₃	1	3	Karbonátpor-keverék	0,0349	23±1	Karbonátpor-keverék	0,0222	25±1
Totál	30	100	Totál	0,1491	100	Totál	0,0886	100

Kiindulási ásványok kémiai összetétele

	Apatit	Kálicföldpát	Plagioklász-
SiO ₂	0,72	63,96	51,99
TiO ₂	n.d.	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	n.d.	17,15	30,63
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.
FeO ^a	n.d.	0,99	0,12
MnO	n.d.	n.d.	n.d.
NiO	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0,10	n.d.	0,05
CaO	53,54	n.d.	13,71
Na ₂ O	n.d.	0,46	3,66
K ₂ O	n.d.	16,35	n.d.
P ₂ O ₅	40,13	n.d.	n.d.
Cl	0,09	n.d.	n.d.
F	3,64	n.d.	n.d.
Totál	98,23	98,95	100,18

^a – Az összes vas FeO-ként van megadva, n.d. – nem detektált elem

A T01-jelű plagioklász–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát keveréket 24 óráig hagytuk 1200°C-on miután dermesztettünk, míg a T04-jelű kálicföldpát–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát keveréket 12,5 óráig hagytuk 1200°C-on, majd dermesztettünk.

3.5. Mikrotermometriai vizsgálatok

A vizsgálatokat a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumban egy Nikon E600 típusú polarizációs mikroszkópra szerelt nagyhőmérsékletű, számítógéppel vezérelt Linkam TS 1500 fűthető tárgyasztalon, a Kerimasi kalcio karbonatit 70 db szeparált és válogatott

apatit-szemcse olvadékszárványain végeztem el. Egyszerre egy szemcse vizsgálatára volt lehetőség. A fűtési sebességet $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{perc}$ -nek választottam. Bár a szemcsék több száz fluidum-, és olvadékszárványt tartalmaztak a sorozatos kishőmérsékletű ($150\text{-}220^{\circ}\text{C}$) dekrepitációk következtében összesen 60 db apatitban lévő olvadékszárványon sikerült a mikrotermometriai vizsgálatokat végigcsinálni. A melegítést addig folytattam, amíg az adott olvadékszárványban meg nem történt a homogenizáció vagy ennek hiányában a befogadó fázis megolvadása és a zárvány dekrepitációja. A felmelegített szemcsék visszahűtése szobahőmérsékletre kb. $80^{\circ}\text{C}/\text{perc}$ sebességgel történt. Azt, hogy egy-egy olvadékszárványban az olvadék biztosan beoldotta-e a fluidfázist a hűtés során visszapattanó buborék igazolta.

3.6. Olvasztási és dermesztési kísérletek kemencében

A Kerimasi kalcio karbonatiból szeparált és válogatott 150 db ($800\text{-}2000\text{ }\mu\text{m}$) magnetit-szemcse és 100 db ($500\text{-}1500\text{ }\mu\text{m}$) apatit-szemcse felmelegítése és dermesztése egy $1700\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklet elérésére is képes Carl Zeiss Jena típusú, elektromos kemencében került sor a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumban. A hőmérséklet kalibrálása tiszta NaCl kristály (801°C) és aranylemez (1063°C) olvadáspontján történtek, azonban így is $10\text{-}15^{\circ}\text{C}$ -os hibával lehetett a 900 és 1000°C körüli hőmérsékleteket megmondani. Először körülbelül 1 cm hosszúságú grafitkapszulákat és hozzá való dugókat készítettem. Ezekbe lettek a szemcsék helyezve, hogy a fűtés során fellépő oxidáció minimális legyen. Egy kapszulába egy kísérlet során kb. $20\text{-}20$ magnetit és apatit szemcsét tettem. Három hőmérséklet értékig melegítettem a szemcséket, figyelembe véve a mikrotermometriai eredményeket (4.4. fejezet). A szeparált szemcsék egyik harmadát 1020°C -ra, a másik harmadát 920°C -ra és a harmadik harmadát 880°C -ra fűttem. A fűtés $5\text{-}10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{perces}$ sebességgel haladt. Szabályozása manuálisan történt. A célhőmérséklet elérése után 30 perces várakozást követően történt meg a dermesztés. A dermesztés során a kemencéből csipesszel vettem ki az izzó grafitkapszulát, majd a dugó eltávolításával a szemcséket egy porcelán csészébe borítottam, ahol azok azonnal kihűltek. Ez mindössze $3\text{-}4$ másodpercet vett igénybe.

3.4. Raman mikrospektroszkópia

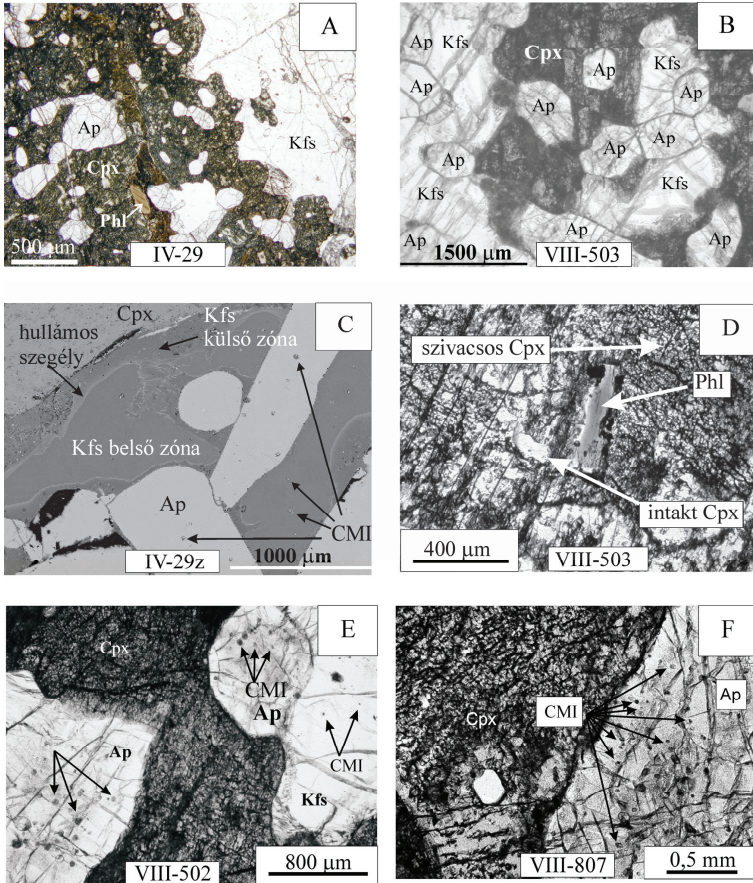
Raman mikrospektroszkópai méréseket végeztünk: 1/ a Kerimasi kalcio karbonát közetalkotó ásványfázisain, az apatitban és a monticellitben lévő feltáratlan zárványok fázisain, valamint az apatitban és magnetitben lévő olvasztott, majd dermesztett olvadékszárványokon; 2/ Bayreuthi kísérletek káliföldpát–apatit–kalcit–magnezit–Nakarbonát rendszerben végzett T04-es kísérlet ásványfázisain és a T04-es kísérlet káliföldpátjába záródott kristály-, fluidum- és olvadékszárványokon. A mérések a Budapest Műszaki Egyetem Szerves Kémiai Technológia Tanszékén egy LABRAM-típusú Jobin Yvon-tervezésű diszperziós elven működő konfokális, többcsatornás CCD detektorral felszerelt Raman spektrométeren lettek elvégezve, 532 nm hullámhosszon működő, Nd-Y-Al-gránát (Nd-YAG) lézerefényben. A névleges lézereenergia 20mW volt. A lézersugár fókuszálását 50-szeres nagyítású objektív lencsével végeztük. A spektrális felbontás mértéke különböző volt az egyes zárványokon történt mérés során, de átlagos értéke 2 cm^{-1} alatt maradt 1800 gr/mm-es rácsozatot használva. A gyűjtési időt a detektor érzékenységehez képest közel a maximálisra állítottuk. A spektrumokat a LabSpec programmal értékeltem ki. A csúcspozíciók meghatározását Lorentz-görbe illesztéssel végeztem el. A csúcsok azonosítása a Clermont-Ferrand-i egyetem által összeállított adatbázis felhasználásával történt (internetes cím: <http://www.obs.univ-bpclermont.fr/sfmc/ramandb2/index.html>).

4. Eredmények

4.1. A CAKP xenolitok petrográfiája

4.1.1. A kőzet általános petrográfiai jegyei

A CAKP xenolitok túlnyomórészt xenomorf fűzőld színű klinopiroxénből (0,6-0,8 mm), kisebb arányban hipidiomorf és idiomorf, fehér színű apatitból (0.1-2 mm), xenomorf, áttetsző káliföldpátból (0.08-2.0 mm), valamint xenomorf, sárgásbarna flogopitból (0.15-3.0 mm) állnak (3. és 7. ábra). A kőzet átlagos, becsült modális részaránya a kilenc darab xenolit alapján a következő (térfogat %): klinopiroxén 73, apatit 14, káliföldpát 10, flogopit 4 (1. táblázat). A kőzet szövete komplex képet mutat. Nagyobb nagyításon nézve



7. ábra. Az Alcsútdoboz-2 lamprofirók klinopiroxén-apatit-kálföldpát-flogopit (CAKP) xenolitjainak jellegzetes szöveti képei. Cpx–klinopiroxén, Ap–apatit, Kfs–kálföldpát, Phl–flogopit; CMI–karbonatit-olvadékzárvány. Az **A**, **B**, **D**, **E** és **F** képek áteső fényben készült polarizációs mikroszkópi felvételek (1N), a **C** kép visszazsúrt-elektronkép.

szemcsehatárok általában egyenesek, sok helyen kialakult a „triple junction” (7B. ábra). Azonban kisebb nagyításon figyelve az apatitokból és a kálföldpátokból álló

szemcsehalmaz hullámos körvonalban érintkezik a klinopiroxénnel (3A., C. és 7A. ábra).

A klinopiroxén általában szivacsos szerkezetű. Itt 5-10 μm nagyságú kőzetüveg beágyazások vannak a klinopiroxénben (7D. és F. ábra). Az intakt klinopiroxén nem tartalmaz kőzetüveget (7D. ábra). Az apatit és a káliföldpát nagy mennyiségben, tartalmaz olvadékszárványokat (7C., E. és F. ábra). A káliföldpát a visszaszórt-elektronképeken elkülönül egy homogén belső zónára és egy 10-150 μm széles külső zónára. Itt a két zóna között hullámos, világos tónusú határvonal húzódik (7E. ábra). A flogopitnak 20-30 μm vastag rezorbcíós szegélye van (7A. és D. ábra).

4.1.2. Az apatit és a káliföldpát olvadékszárványainak petrográfija

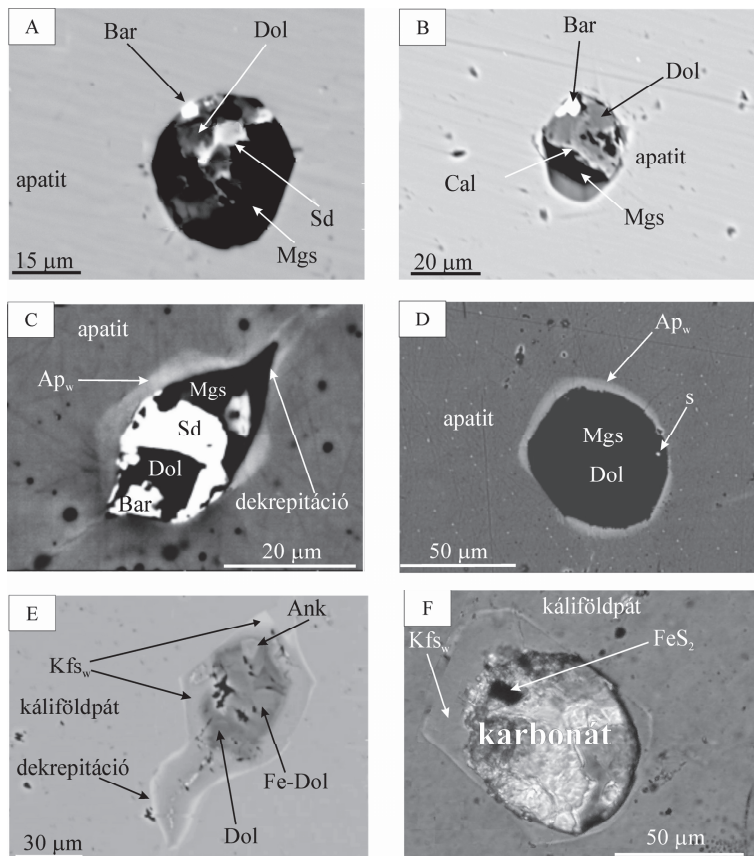
Mind az apatit, mind a káliföldpát nagyszámú olvadékszárványt tartalmaz véletlenszerű eloszlásban (7C., E. és 8. ábra). Például egy 0,72 mm^3 -es szemcsetérfogatban körülbelül 100 darab, mikroszkóppal azonosítható olvadékszárvány található (7. ábra). Az olvadékszárványoknak általában negatív kristály alakjuk van (8. ábra). Az olvadékszárványokban fal-apatit és fal-káliföldpát azonosítható, amelyek az apatit esetében erősen kontrasztos visszaszórt-elektronképeken (8. ábra), a káliföldpát esetében mind a visszaszórt-elektronképeken, mind optikai mikroszkópban (keresztezett nikollokkal) elkülönülnek (8. ábra) a befogadó ásványtól. A fal-káliföldpátban apró (kisebb, mint 1 μm) apatitűk detektálhatók az EDS (energiadiszperzív spektrométer) spektruma alapján. Az apatit és a káliföldpát olvadékszárányaiban a fő fázis a falra kristályosodott ásványokon kívül a xenomorf-idiomorf karbonát (8. ábra). Ezen kívül kisebb mennyiségben szulfát (az apatit olvadékszárányaiban és szulfid (a káliföldpát olvadékszárányaiban) is megtalálható (8. ábra). Néhány olvadékszárvány részleges újraolvadást és/vagy dekrepitációt szenvedett (8. ábra). A dekrepitációs csatornában karbonátfázisok és fal-apatit és fal-káliföldpát található (8. ábra).

4.2. A Kerimasi kalcikarbonátit petrográfija

4.2.1. A kőzet általános petrográfiai jegyei

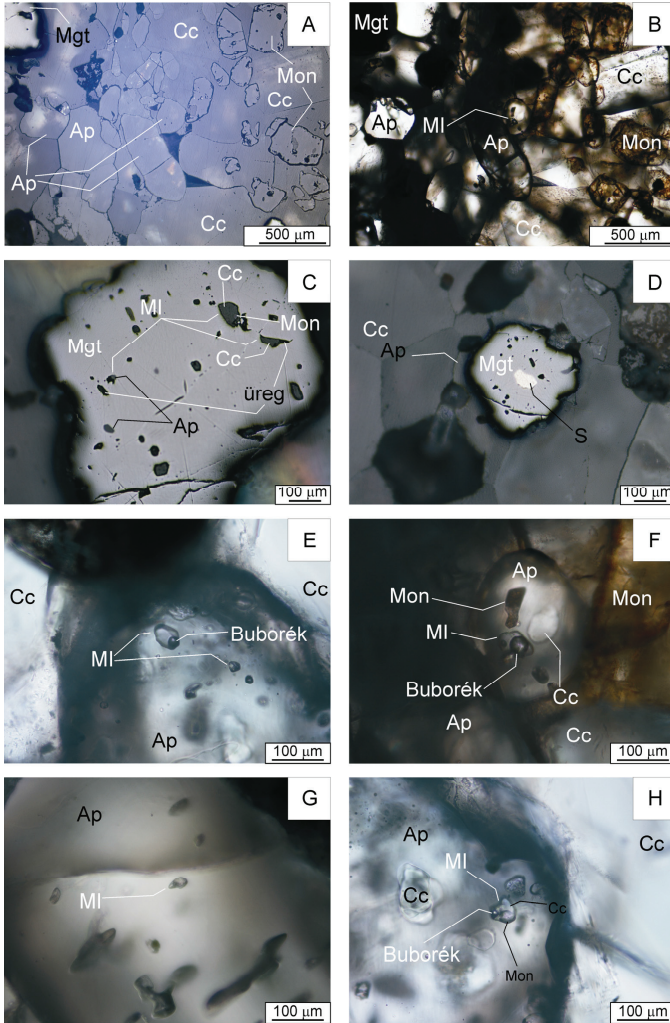
A vizsgálatra kiválasztott karbonátit kőzetalkotó fázisai a kalcit, az apatit, a magnetit és a monticellit. A kőzeteknek (4. ábra) típusos kumulát szövege van (4C-F.; 9A., B., D.;

10A-D. és 11A-D. ábra), amely azt mutatja, hogy az apatit, a magnetit és a monticellit idiomorf-hipidiomorf szemcséi a kalcitokból álló mátrixban „úsznak”. A kalcitok habitusuk alapján a különböző mintákban (4. ábra) elkülönülnek.

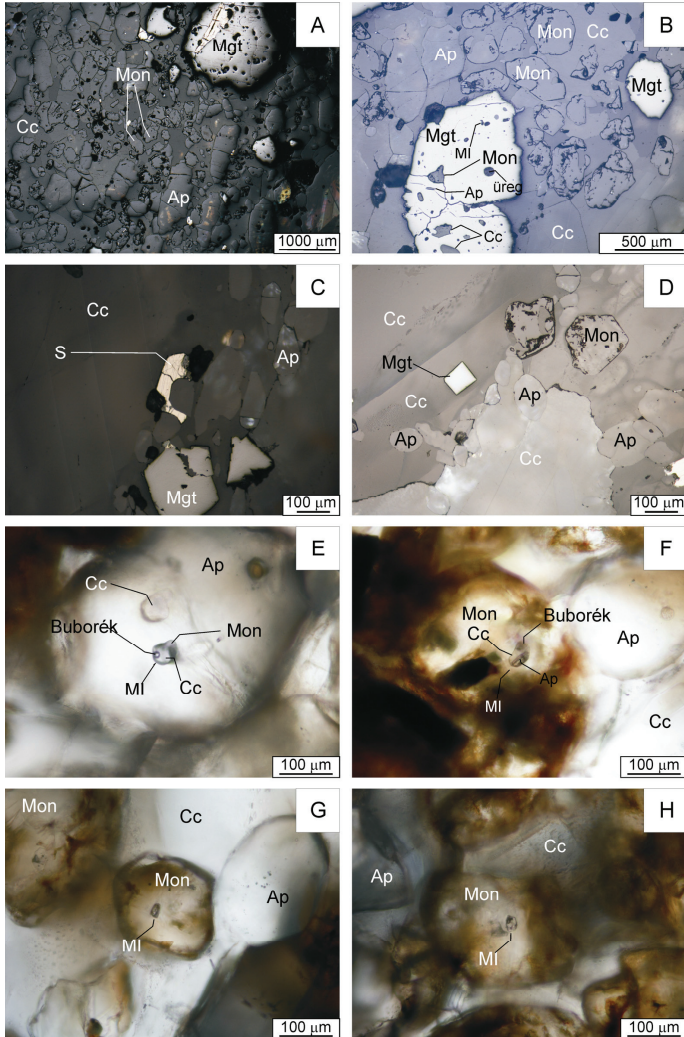


8. ábra. Az Alcsútdoboz-2 lamprofirok klinopiroxén-apatit-kálföldpát-flogopit (CAKP) xenolitjainak apatitjaiban és kálföldpátjaiban található jellegzetes olvadékszárványok.

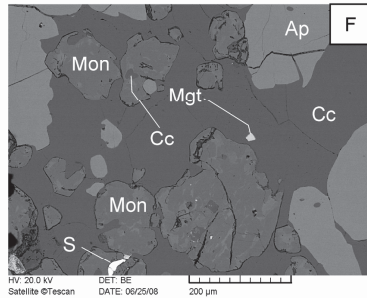
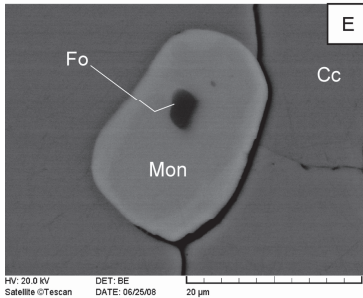
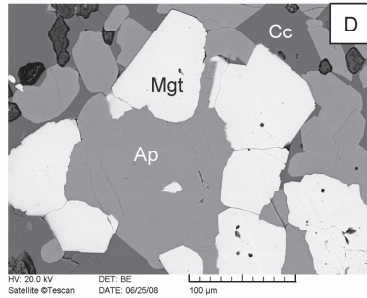
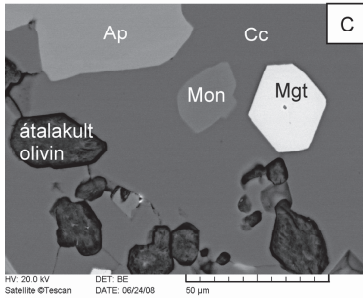
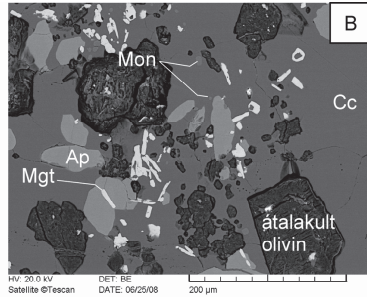
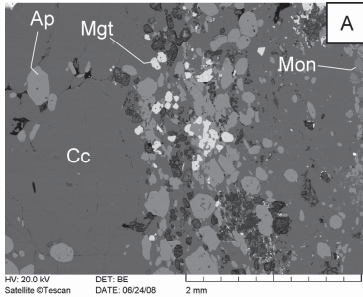
Ap_w és Kfs_w az olvadékszárványok falára kristályosodott apatit és kálföldpát; az Ap_w csak erősen kontrasztos visszaszórt-elektronképeken látható (C és D kép). Bar-Ba és/vagy Ba-Sr szulfát, Ank-ankerit, Cal-kalcit, Dol-dolomit, Fe-Dol-vasgazdag dolomit, Mgs-magnezit és Sd-sziderit. A-E-visszaszórt-elektronkép, E-polarizációs mikroszkópi felvétel, áteső fény (+N).



9. ábra. A Kerimasi kalkiokarbonátok jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei (Tz-sorozat) rá- (A, C és D) és áteső (B, E-H) fényben (1N). Ap-apatit, Cc-kalcit; MI-olvadékszárvány; Mgt-magnetit, Mon-monticellit, S-pirit. Az üregek az egykori fluidum helyét jelölik.



10. ábra. A Kerimasi kalcio karbonátok jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételi rá- (A-D) és áteső (E-H) fényben (1N).
 Ap-apatit, Cc-kalcit; MI-olvadékzárvány; Mgt-magnetit, Mon-monticellit, S-pirit. Az üregek az egykori fluidum helyét jelölik.



11. ábra. A Kerimasi kalcikarbonátitok jellegzetes visszazórt-elektronmikroszkópos felvételei. Ap–apatit, Cc–kalcit; Mgt–magnetit, Mon–monticellit, Fo–forszterit; S–pirit.

A Tz-sorozatban inkább durvakristályosak (pl.: 4A-E. és 9. ábra), míg a Taz-sorozatban kisebb a szemcseméretük (pl.: 4F. ábra). A kőzetekben számos esetben láthatók olivin utáni pseudomorfózások (11B. és C. ábra). Az apatit, a magnetit és a monticellit szemcséi

nagy számban tartalmaznak elsődleges kristály-, olvadék- és fluidumzárványokat (9.-15. ábrák). A kalcitokban fluidum- és kristályzárványok a jellemzők (16. és 17. ábra). A zárványok eloszlása véletlenszerű/szabálytalan.

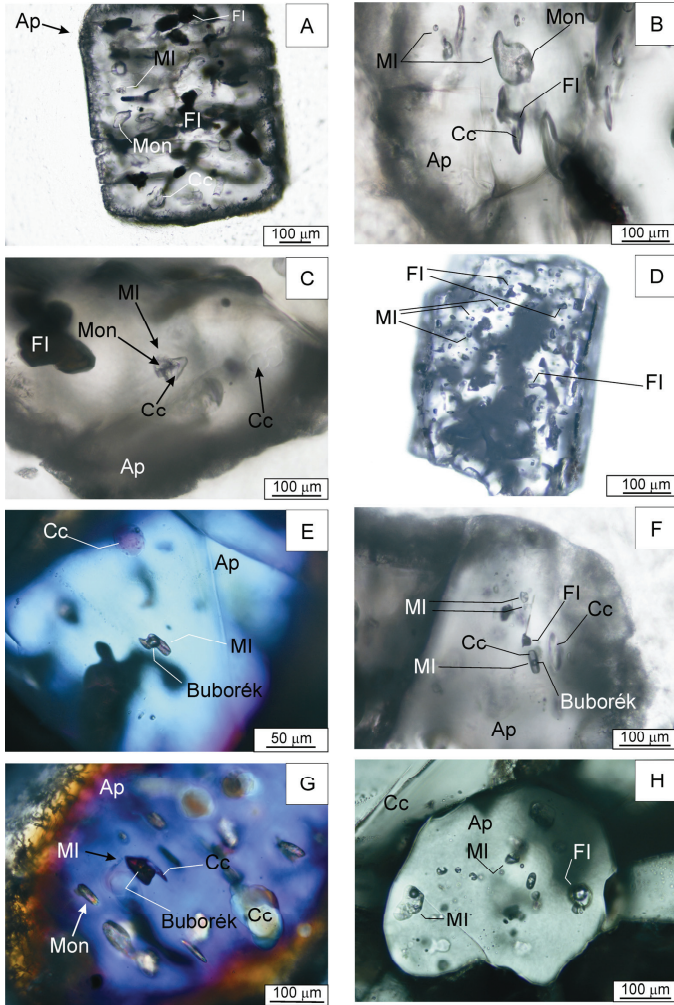
Akcessóriák közül említésre méltó a pirit és a csillám, amelyek elsősorban az apatit- és a magnetit-szemcsékben találhatóak (9D.; 11F. és 14F. ábra), de ritkán előfordulnak szemecskéi térben is (10C. ábra). Forszterit sokszor jelenik meg a monticellitiek magjában (11E. ábra).

4.2.2. Az apatit zárványainak petrográfiája

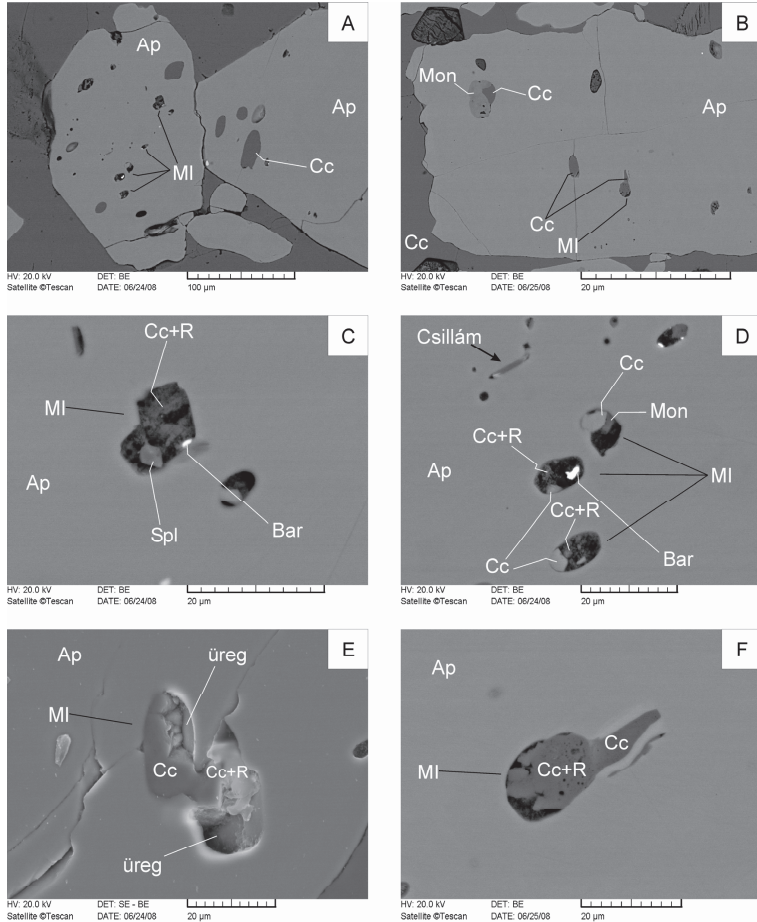
Az apatitokban hatalmas mennyiségben vannak elsődleges zárványok (9E-H.; 12. és 13. ábra). A zárványok eloszlása szabálytalan. A kristályzárványokat tekintve mindegyik közetalkotó fázis előfordul az apatitban, amelyeken felül megjelenik még a csillám és ritkán a spinell is. Az olvadékszárványokban a kalcit és a barit mellett jellegzetes Ca, alkáli és kéngazdag (EDS spektrum alapján), szivacsos szerkezetű képlet (13. ábra, CC+R) észlelhető. A kristályzárványok fázisai sokszor megjelennek az olvadékszárványokban is. Az olvadékszárványokban a fázisok (kristályok és a fluidumot reprezentáló buborékok, illetve a feltárt zárványok esetében a lyukak/üregek) arányai egy szemcsén belül is látható változatosságot mutatnak (9E-H.; 12. és 13. ábra).

4.2.3. A magnetit zárványainak petrográfiája

Hasonlóan az apatithoz a magnetit is rendkívül sok elsődleges zárványt tartalmaz (14. ábra). A zárványok eloszlása itt is szabálytalan. A kristályzárványokat tekintve mindegyik közetalkotó fázis előfordul a magnetitben, amelyek mellett megjelenik még a csillám, a spinell és a pirit (14. ábra) is. Egyedülálló módon a magnetitekben sokszor megjelenik a perovszkit is (14. ábra), amelyek általában az olvadékszárványokhoz kötődnek. A magnetitekben kristályzárványként ritkán, de előfordul egy Nb-gazdag oxid fázis is (14F. ábra). Ugyanúgy, mint az apatit esetében az olvadékszárványokban itt is, a kalcit mellett jellegzetes Ca, alkáli és kéngazdag, szivacsos szerkezetű képlet (14. ábra CC+R) észlelhető. A kristályzárványok fázisai – itt is, mint az apatit esetében – sokszor megjelennek az olvadékszárványokban (14.B és F. ábra). Az olvadékszárványokban a fázisok (kristályok és a fluidumot reprezentáló lyukak/üregek) arányai egy szemcsén belül is láthatóan változnak.

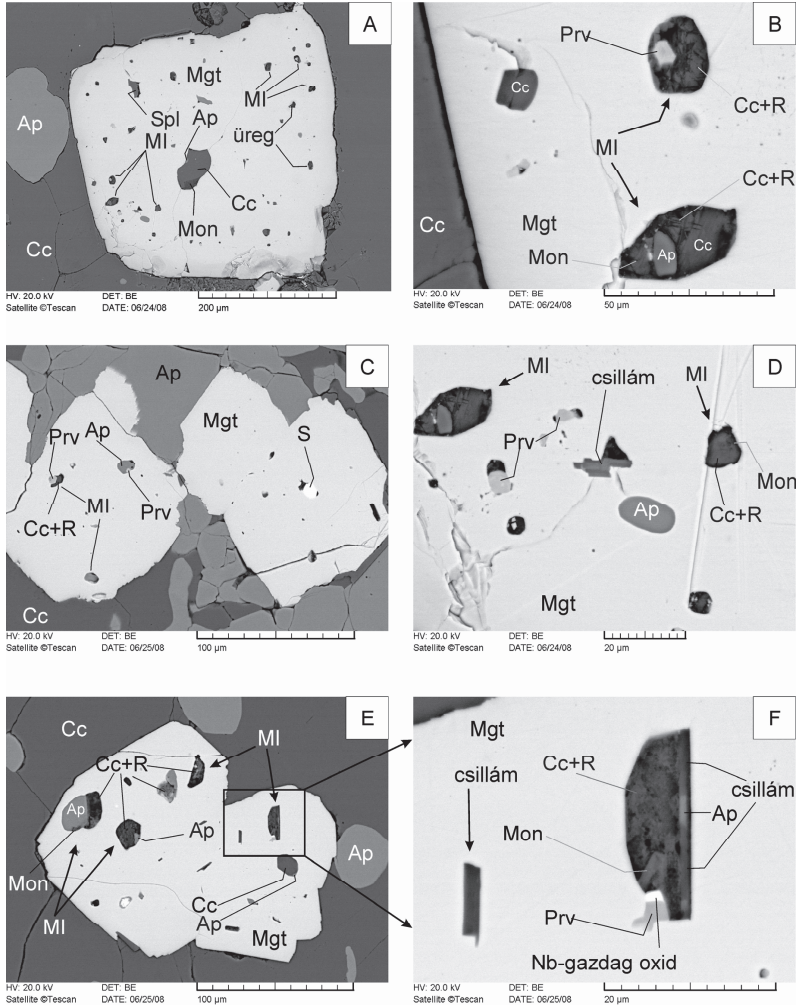


12. ábra. A keritási apatitok kristály-, olvadék- és fluidumzárványainak jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei.
 A-D, E, H képek 1N; E, G képek 10X. Ap-apatit; Cc-kalcit; MI-olvadékzárvány; FI-fluidumzárvány, Mgt-magnetit, Mon-monticellit.



13. ábra. A keramasi apatitok jellegzetes olvadék- és kristály-zárványainak visszazórt- (A-D, E) és pásztázó- (E) elektronmikroszkópos felvételei.

Ap-apatit, Cc-kalcit, Bar-barit, Mon-monticellit, Cc+R-Ca-, alkáli-, és S-gazdag mikrokrisztályos anyag, MI-olvadékszárvány, Spl-spinell. Üreg (E) és a fekete tónusú helyek (visszazórt-elektronmikroszkópos képek) a feltárás előtti fluidum helyét reprezentálják.



14. ábra. A keramasi magnetitek jellegzetes olvadék- és kristály-zárványainak visszاسzórt-elektronmikroszkópos felvételei.

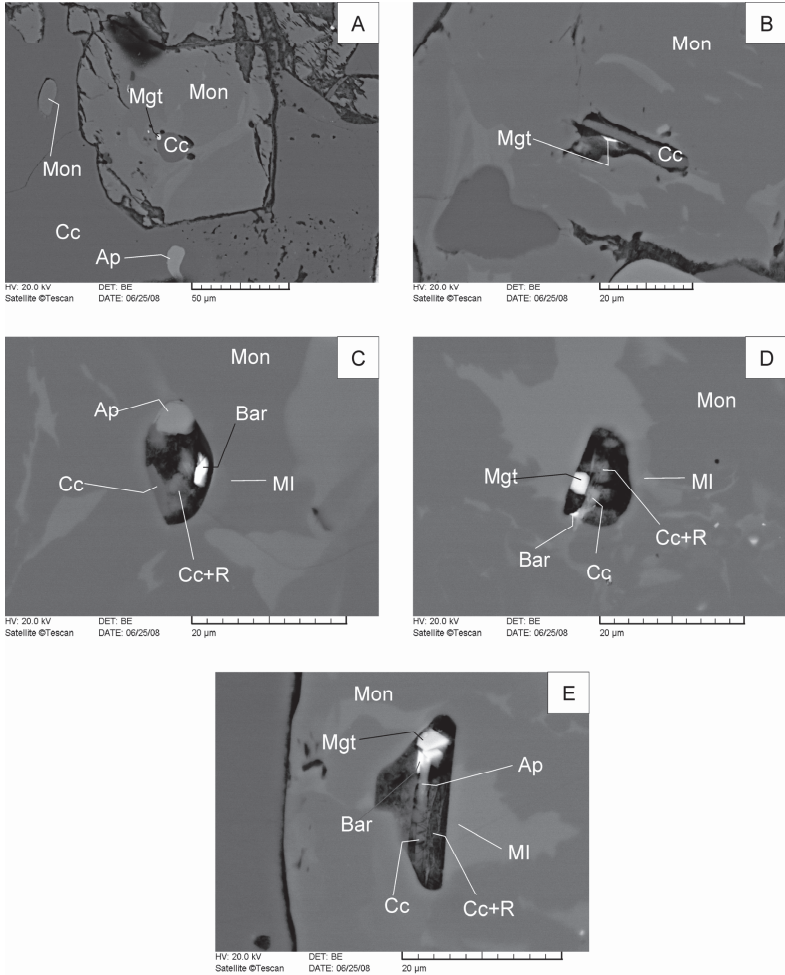
Ap-apatit, Cc-kalcit, Prv-perovszkit, Mon-monticellit, S-pirit, Cc+R-Ca-alkáli-, és S-gazdag mikrokrisztályos anyag, MI-olvadékszárvány, Spl-spinell. A zárványokban a fekete tónusú foltok és üregek az egykori fluidum helyét reprezentálják.

4.2.3. A monticellit zárványainak petrográfiája

A monticellitekben azonosítottam elsődleges olvadékszárnyókat (10F-H. és 15. ábra). A zárványok eloszlása szabálytalan. Ugyanúgy, mint az apatit és a magnetit olvadékszárányaiban a kalcit mellett egy jellegzetes Ca-, alkáli- és kéngazdag fázis (15. ábra CC+R) észlelhető. Hasonlóan az apatitban észleltekhöz, a monticellit olvadékszárányaiban is megjelenik a barit és a magnetit is (15. ábra). A fázisok (kristályok és a fluidumot jelző buborékok, illetve a feltárt zárványok esetében a lyukak/üregek) arányai egy szemcsén belül is látható változatosságot mutatnak (10. F-H és 15. ábra).

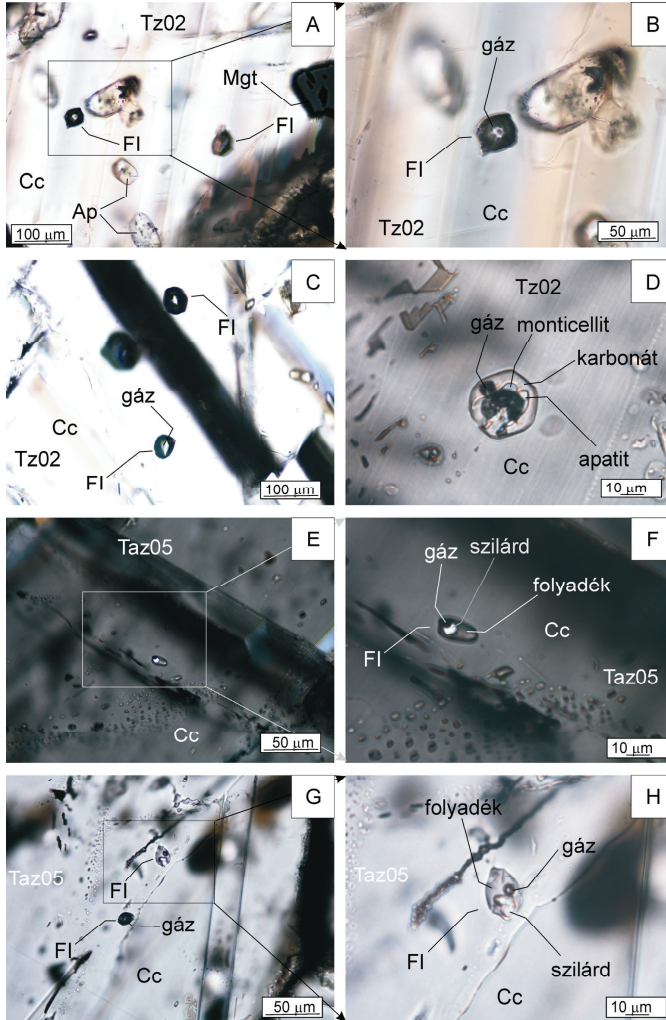
4.2.4. A kalcit zárványainak petrográfiája

Ellentétben az eddig említett közetalkotó ásványokkal, a kalcitban kristály- és fluidumzárványok vannak. A közetszövetből adódóan – hasonlóan az apatitához, illetve a magnetithez – minden közetalkotó ásvány megtalálható a kalcitban (4C-F.; 9A., B., D.; 10A-D. és 17. ábra). A kalcitokban szabálytalan eloszlásban elsődleges zárványok azonosíthatók (16. és 17. ábra), amelyek közül vannak gázzárványok (16A-C. ábra) és többfázisú kristályzárványok (16D. és 17. ábra). A kristályzárványokban egy, a kalcitól optikailag elkülönülő karbonátfázis is azonosítható (16D. ábra), ami EDS spektrum alapján Na-K-Ca karbonát (17. ábra). A kristályzárványok a Taz-sorozat kalcitjaiban a jellemzőbbek (17. ábra), mint a Tz-sorozatban. A kalcitok többségében beforrt hasadási síkjukhoz kötődően másodlagos zárványok jelennek meg, amelyek közül gáz- és folyadék-gazdagok is azonosíthatók egy nyomvonal/sík mentén (16G. ábra). A másodlagos folyadék-gazdag zárványokban, mikroszkópban egy szilárd fázis is azonosítható (16F. és H. ábra).

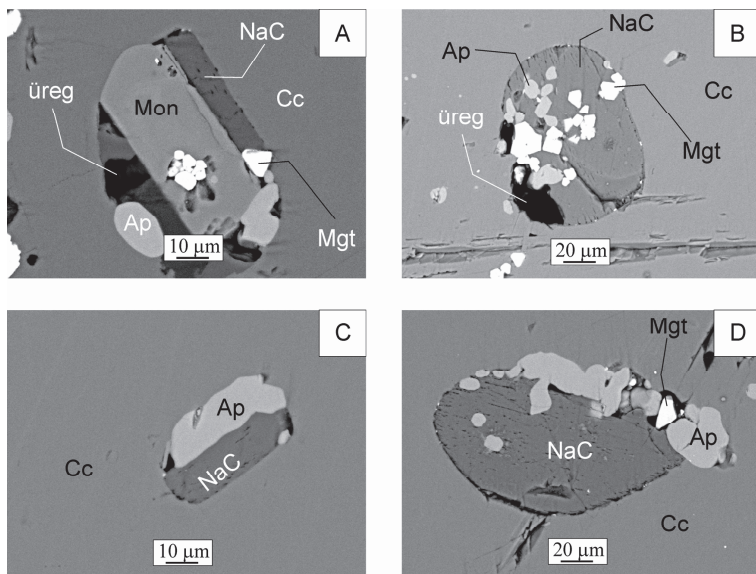


15. ábra. A kerimasi monticellitiek jellegzetes olvadék- és kristály-zárványainak visszazórt-elektronmikroszkópos felvételei.

Ap–apatit, Cc–kalcit, Bar–barit, Mgt–magnetit, Cc+R–Ca-, alkáli- és S-gazdag mikrokrisztályos fázis, MI–olvadékszárvány. A zárványokban a fekete tónusú foltok az egykori fluidum helyét jelzik.



16. ábra. A keritási kalcitok kristály- (D), elsődleges (A-C) és másodlagos (E-H) fluidumzárványainak jellegzetes polarizációs mikroszkópi felvételei. A-D, G, H képek 1N; E, E képek XN. Ap-apatit; Cc-kalcit; FI-fluidumzárvány, Mon-monticellit, Mgt-magnetit.



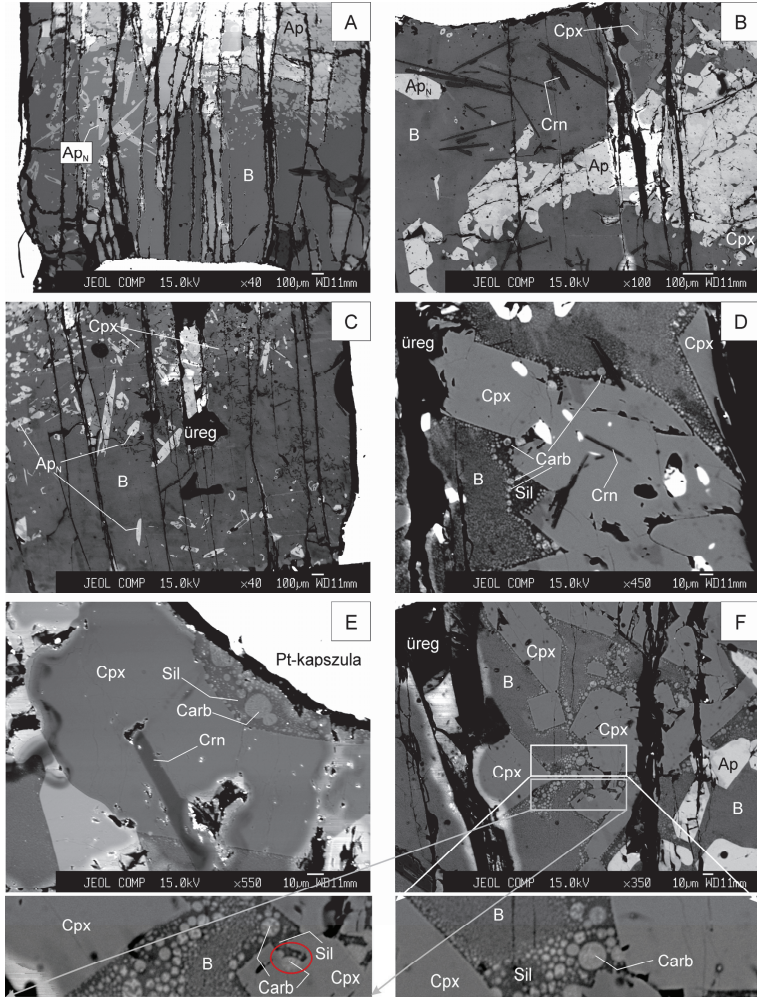
17. ábra. A kerasiti kalcitok kristályzárványainak (Taz-sorozat) visszaszórt-elektronmikroszkópos felvételei.

Ap–apatit, Cc–kalcit, NaC–Na-K-Ca-karbonát (pl.: 16D. ábra), Mon–monticellit, Mgt–magnetit. Az üregek (fekete tónusú helyek) az egykori fluidum helyét mutatják.

4.3. A „piston cylinder” kísérletekben előállt kőzetek petrográfiaja

4.3.1. T01-es minta (plagioklász–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát rendszer)

Az újonnan kristályosodott fázisok [klinopiroxén (20-200 µm), korund (50-500 µm) és apatit (10-200 µm)] idiomorf és hipidiomorf formát mutatnak a dermedt olvadékban (18. ábra). A reziduális apatit-aggregátum (18A. és B. ábra) lekerekített szélű, 50-150 µm nagyságú kristályokból áll. Kizárólag a klinopiroxének körül 2-25 µm nagyságú, nemelegedő karbonatit-cseppek (*Carb* a 18E-F. ábrán) vannak a szilikátgazdag (*Sil* a 18E-F. ábrán) olvadékban. A karbonatitolvadék cseppekben 1-2 µm nagyságú, „quench” karbonátok és apatitok vannak (18F. ábra). A szilikátolvadékban és a teljesolvadékban (homogén olvadék, *B* a 18. ábrán) nincsenek „quench” fázisok.



18. ábra. A T01-es „piston cylinder” kísérleti kőzet (1200 °C, 2,2 GPa) jellegzetes visszazsört-elektronmikroszkópos felvételei.
 Ap–apatit, Ap_N–újonnan kristályosodott apatit, Cpx–klinopiroxén, Crn–korund, B–teljes olvadék, Sil–aluminoszilikát-olvadék, Carb–karbonatit-olvadék. A piros kör az F ábra baloldali kinagyított részén egy éppen formálódó olvadékszárványt jelöl, amelyben mind a két olvadék (aluminoszilikát és karbonatit) csapdázódik (heterogén csapdázódás) a klinopiroxénben.

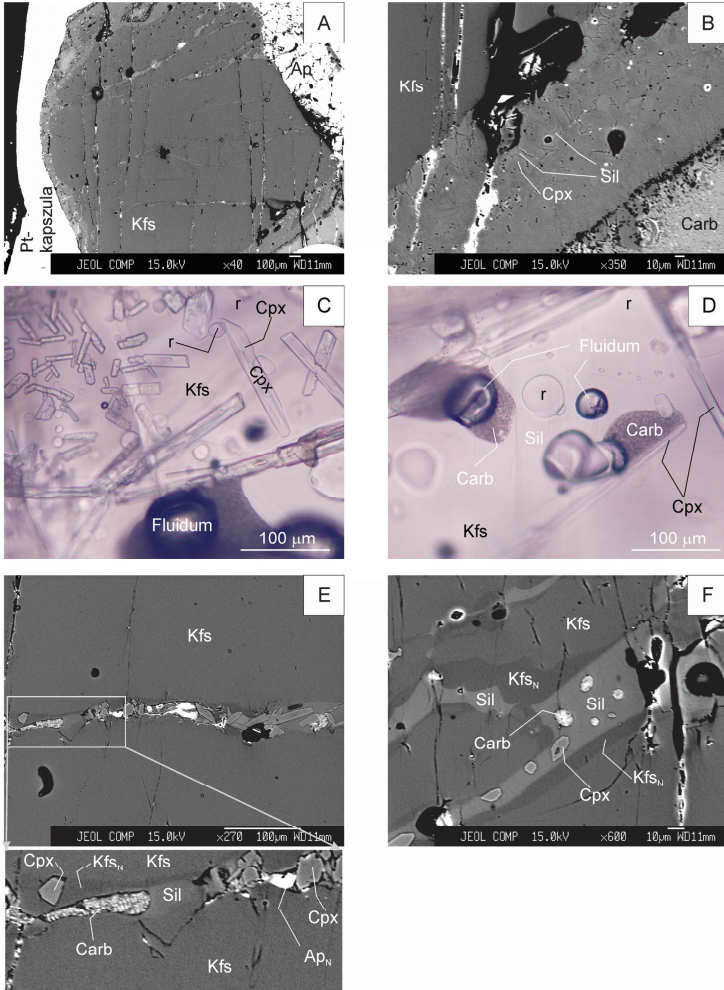
4.3.2. T04-es minta (káliföldpát–apatit–kalcit–magnezit–Na-karbonát rendszer)

A minta legnagyobb részét egy reziduális káliföldpát-kristály (1800-2200 μm) és néhány, 200-400 μm nagyságú, reziduális apatit alkotja (19A. ábra). E káliföldpátot részben klinopiroxénekből és buborékos szilikátolvadékból álló, 50-250 μm vastag korona övezi (19B. ábra). E koronán kívül karbonátgazdag olvadékfázis található „quench” karbonátokkal és apatittal (1-2 μm) (19B. ábra).

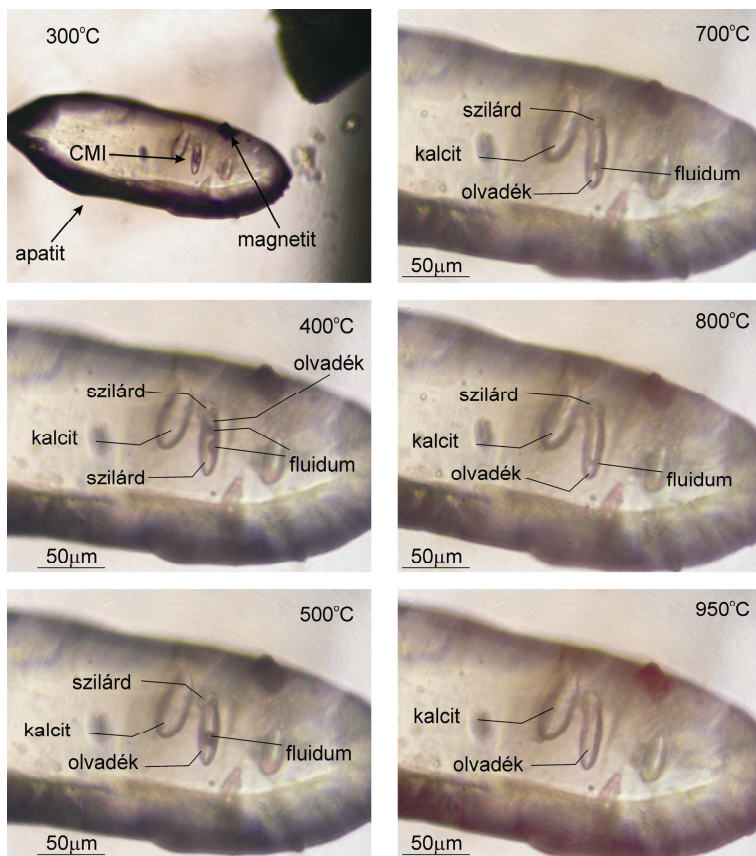
A reziduális káliföldpátban számos beforrt repedés van (19A-F. ábra), amelyekben újonnan kristályosodott fázisok találhatóak, mint például az idiomorf klinopiroxén (20-500 μm , 19C-F. ábra), az idiomorf apatit (10-20 μm , 19E. ábra) és a hipidiomorf-xenomorf káliföldpát. Utóbbi tulajdonsága, hogy a visszaszórt-elektronképeken sötétebb árnyalatot mutat, mint maga a reziduális káliföldpát (19E. és F. ábra). Ellentétben a reziduális káliföldpáttal az újonnan kristályosodott káliföldpát gyakran körbezár idiomorf klinopiroxéneket (19E. ábra). A beforrt repedésekben, a szilikátolvadékban 1-2 μm -es, „quench” karbonátot tartalmazó, 15-100 μm nagyságú karbonatitolvadék cseppek (19D., E. és F. ábra), 10-50 μm -es fluidumzárványok, illetve fluidum-karbonatitolvadék összetett zárványok (19D. ábra) találhatóak.

4.4. Mikrotermometriai vizsgálatok

A kerimasi apatit karbonatit-olvadékzárványainak egy része ($n=31$) 880 és 1200 $^{\circ}\text{C}$ között homogenizálódott. Egy reprezentatív homogenizációs kísérlet a 20. ábrán látható. Körülbelül 400 $^{\circ}\text{C}$ -on látható olvadás kezdődik. 500 $^{\circ}\text{C}$ -on az olvadékban kialakul a kerek formájú fluidum, azonban szilárd fázis még jelen van. 700 és 900 $^{\circ}\text{C}$ között a szilárd és a fluid fázis mérete csökken, majd 950 $^{\circ}\text{C}$ -on homogén olvadék áll elő a zárványban. A melegített zárványok mintegy fele azonban nem homogenizálódott, hanem dekrepitálódott 1200 $^{\circ}\text{C}$ felett.



19. ábra. A T04-es „piston cylinder” kísérleti kőzet (1200 °C, 2,2 GPa) jellegzetes visszazórt-elektronmikroszkópos (A, B, E és F) és polarizációs mikroszkópi (C és D) felvételei. Ap–apatit, Ap_N–újonnan kristályosodott apatit; Cpx–klinopiroxén, Kfs–kaliclín, Kfs_N–újonnan kristályosodott Kfs, Sil–aluminoszilikát-olvadék, Carb–karbonatit-olvadék, r–ragasztó (epoxi). Fluidum–CO₂-gazdag fluidum.



20. ábra. Egy kerimasi apatitban lévő karbonatitolvadék-zárvány reprezentatív homogenizációs kísérlete. Polarizációs mikroszkópi fotók (1N). A fontosabb változások 300 °C-tól 950 °C-ig, a homogenizációs hőmérsékletig történtek. CMI-karbonatit-olvadékzárvány.

4.5. Olvasztási és dermesztési kísérletek a kerimasi magnetit és apatit olvadékszárványain

A mikrotermometriai vizsgálatok és az olvadékszárványok petrográfiája együtt azt mutatja, hogy a nagy hőmérsékleten (>1100°C) végbement homogenizáció a heterogén bezáródásnak köszönhető, nem pedig a vizsgált apatitok nagyhőmérsékletű (>1100 °C) kristályosodásának. E megállapítást alátámasztja az, hogy a homogenizációs

kísérletekben kb. 1100 °C elérésekor a befogadó apatit és az olvadékszárvány határán látható olvadás kezdődött. Tehát a hőmérsékletek, amelyek az olvasztási és dermesztési kísérletekben alkalmaztam az apatit olvadékszárványainak alsó homogenizációs hőmérsékleti tartományából lettek kiválasztva, mint pl.: a 880, az 920 és az 1020 °C. A kísérleteket követően a feltárással a magnetitben 130 db, az apatitban 30 db dermesztett karbonatitolvadék-zárvány sikerült előállítani. A visszazórt-elektronképek mutatják, hogy zárványokban a karbonatitolvadék homogén (21. és 22. ábra). Néhány zárványban „quench” kalcitokat azonosítottam, amelyeknek eloszlása egyenletes a dermedt olvadékban (21E. és 22A. ábrák) A karbonatitolvadék-zárványokban a feltárással előtt jelenlévő fluidum-fázist a kerekded üregek jelzik (21A., E. és 22A., F. ábrák).

A karbonatitolvadék-zárványok mellett a magnetitben szilikátolvadék-zárványok és összetett zárványok is találhatóak (21E., G. és H. ábra). Utóbbiakban karbonatitolvadék szilikát-globulával vagy szilikátolvadék karbonatit-globulával található (21E., G. és H. ábra). Néhány magnetitben lévő karbonatitolvadék-zárványban heterogéne befogódott idiomorf-hipidiomorf szulfid és perovszkit azonosítható (21B. és D. ábra).

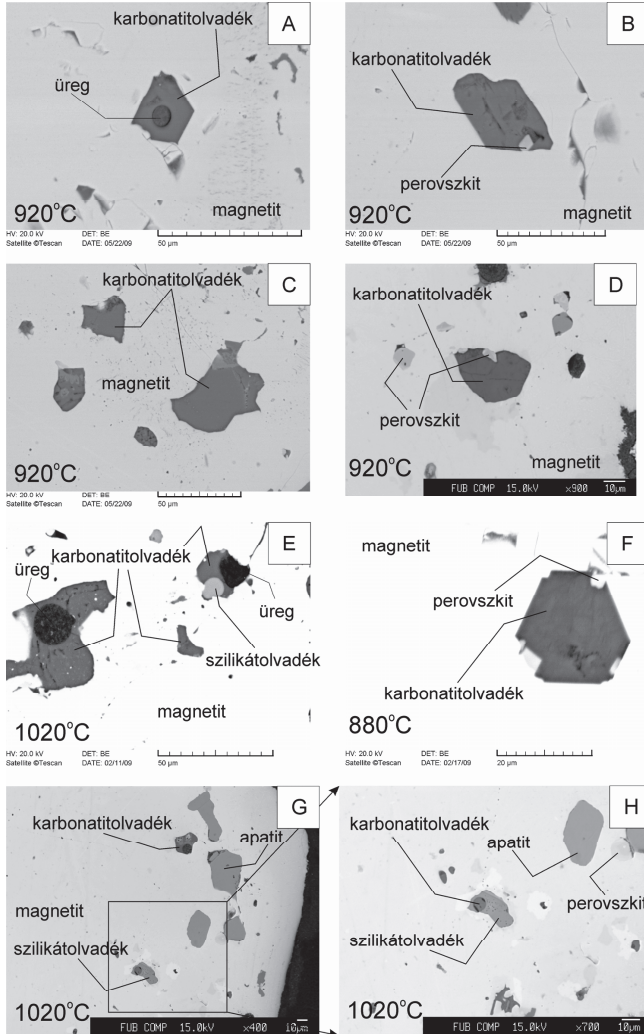
4.6. Raman mikroanalízis

4.6.1. A „piston cylinder” kísérlet T04-es minta káliföldpátjának fluidumai

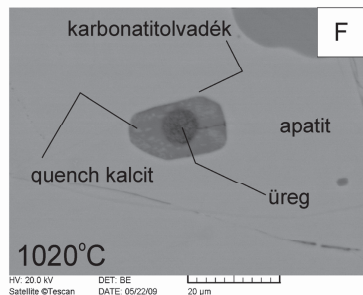
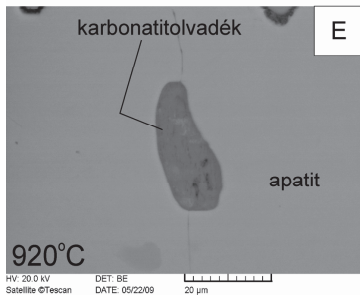
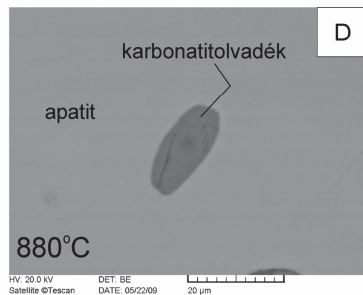
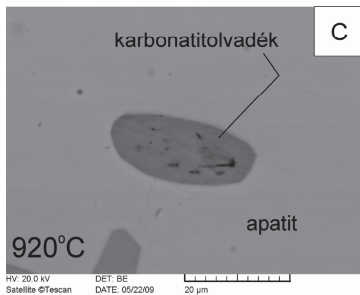
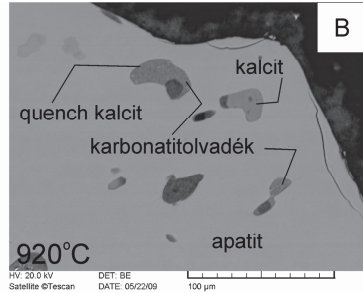
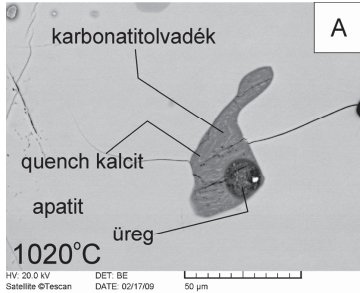
A káliföldpát olvadékszárvényaiban lévő buborékok (pl.: 19D. ábra) Raman analízise CO₂-t, hidrokarbonátot, karbonátot és szulfátot mutatott ki (23. ábra).

4.6.2. Kerimasi apatitok olvadék- és fluidumzárványai

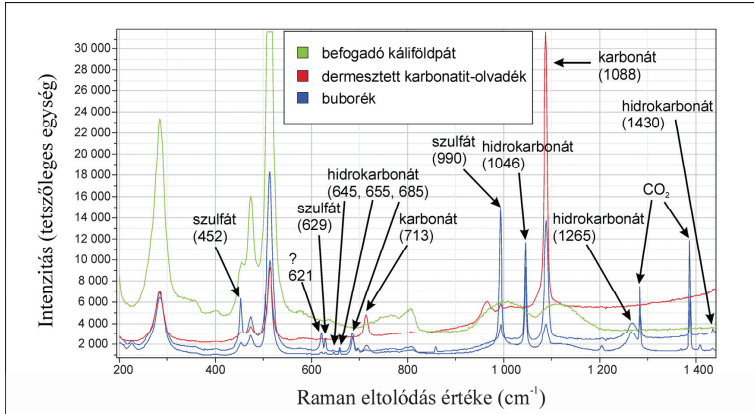
Az apatit fluidumzárványainak és olvadékszárványai buborékjainak (pl.: 12E-G. ábra) Raman analízise hidrokarbonátot, karbonátot és szulfátot mutatott ki (24. ábra).



21. ábra. A kerimasi magnetitek deresztett olvadékszárnyai. Visszaszórt-elektronképek. A deresztés előtt elért hőmérsékletek a fotókon láthatók. Az üregek a feltárási előtti fluidum helyét mutatják.

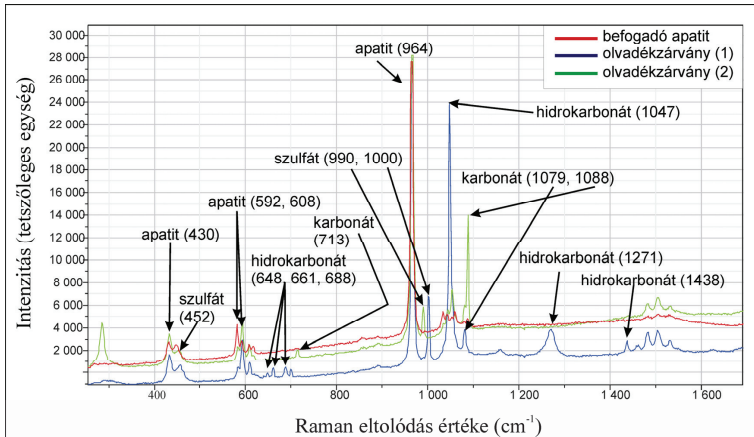


22. ábra. A kerimasi apatitok dermesztett olvadékszárnyai. Visszaszórt-elektronképek. A dermesztés előtt élt hőmérsékletek a felvételeken láthatók. Az üregek a feltárás előtti fluidum helyét mutatják.



23. ábra. A T04-es „piston cylinder” kísérlet befogadó káilföldpátjának, valamint olvadékszárnyában lévő dermesztett olvadékának és fluidumának (pl.: 19C-D. ábra) felvett Raman spektruma szobahőmérsékleten.

A nyílak a CO_2 , a szilárd hidrokarbonát (HCO_3^-), a szilárd karbonát (CO_3^{2-}) és a szilárd szulfát (SO_4^{2-}) karakterisztikus csúcsait mutatják.



24. ábra. Egy jellegzetes kerimasi apatit és olvadékszárnya buborékjának (pl.: 12E-H. ábra) két különböző pontjában (1 és 2) felvett Raman spektruma szobahőmérsékleten.

A nyílak az apatit, a szilárd hidrokarbonát (HCO_3^-), a szilárd karbonát (CO_3^{2-}) és a szilárd szulfát (SO_4^{2-}) karakterisztikus csúcsait mutatják.

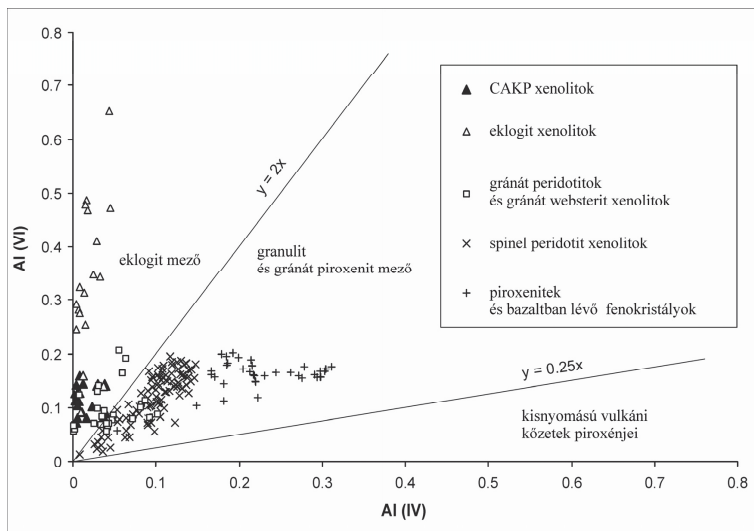
4.7. Geokémia

4.7.1. Az alcsútdobozai CAKP xenolitok ásványai

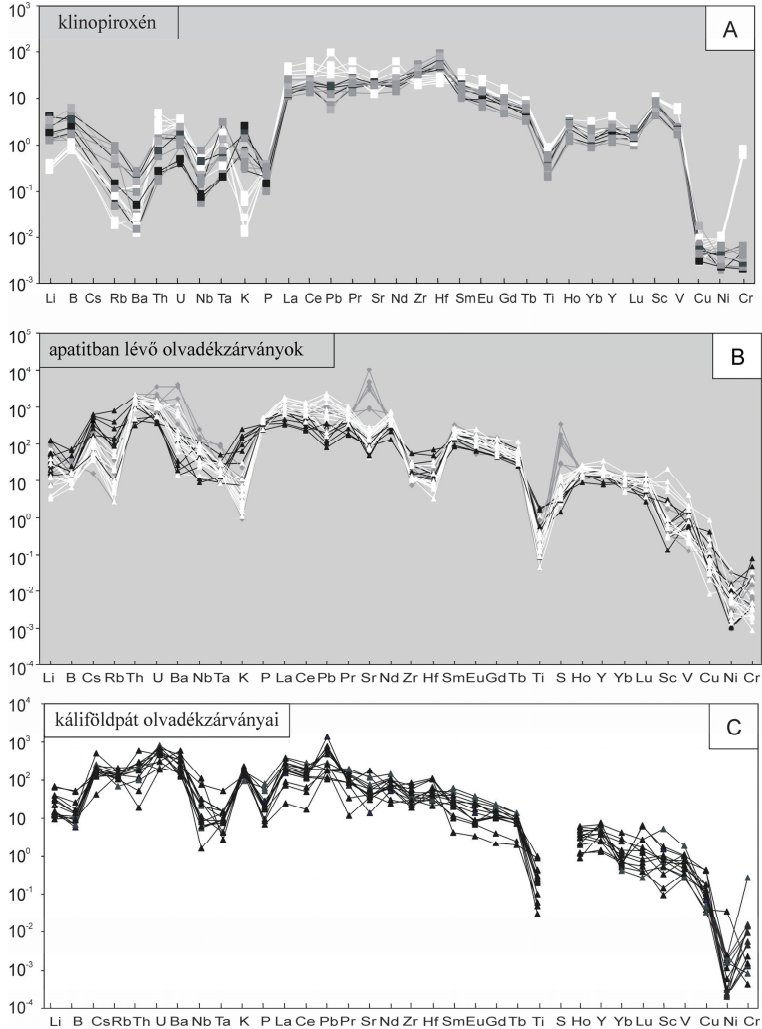
A főelem-összetételeket a 3. táblázat mutatja. Az intakt klinopiroxén (7D. ábra) diopszid, amely nagy (53,6-54,2 tömeg%) SiO_2 -, Na_2O - (2,51-4,35 tömeg%) és FeO^{T} - (7,15-8,22 tömeg%) tartalommal jellemezhető. E fázis azonban igen kevés TiO_2 -t (maximum 0,14 tömeg%) és Cr_2O_3 -t (maximum 0,19 tömeg%) tartalmaz. A mg-szám [$\text{mg}\# = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$, mólarány] 0,62 és 0,79 közötti, azonban a xenolitok modális apatit-tartalmával együtt pozitívan változik (3. táblázat). Az Al_2O_3 -tartalom közepesnek mondható (2,80-3,89 tömeg%). Az $\text{Al}^{\text{(VI)}}/\text{Al}^{\text{(IV)}}$ kettőnél nagyobb (25. ábra). A szivacsos klinopiroxén (7D. és E. ábra) kevés alumíniumot (Al_2O_3 maximum 1,36 tömeg%) és nátriumot (Na_2O maximum 0,65 tömeg%), azonban közetüveg beágyazódásai jelentős mennyiségű Al_2O_3 -ot (23 tömeg%) és Na_2O -t (7 tömeg%) tartalmaznak. Az apatit gazdag F-ban (1,22-1,29 tömeg%) a Cl-hoz képest (maximum 0,13 tömeg%). A kálicsillópat gazdag BaO-ban (0,97-1,10 tömeg%), Na_2O -tartalma 2,3 tömeg%, K_2O -tartalma 13 tömeg% körül mozog. A flogopit 1,88 és 1,97 tömeg% TiO_2 -t, 0,60-0,64 tömeg% Na_2O -t, valamint 0,50-0,54 tömeg% BaO-t tartalmaz, mg-száma ~0,86 és – hasonlóan az apatithoz – F-ban gazdagabb (0,22-0,28 tömeg%) a Cl-hoz (nem detektálható EMPA-val) képest.

A nyomelem-összetételeket a 4. és 5. táblázat mutatja. Harminc LA-ICP-MS analízis történt a klinopiroxén „intakt” részeiből a különböző xenolitokban. Ezek a xenolitok különböző mennyiségű modális apatitot tartalmaznak (1. táblázat, 3. ábra). A primitív köpenyre (PM; Sun és McDonough, 1989) normált nyomelemdiagramon (26A. ábra) annak a klinopiroxénnek a nyomelem-lefutását, amely olyan xenolitból származik, ahol a modális apatit mennyisége nagy (21-30%, 1. táblázat), fekete (minta: IV-407 és VIII-503), amely közepes mennyiségű modális apatittal (15-18 %, 1. táblázat) mutatkozik, szürke (minta: VIII-502, IV-37, IV-29, IV-29z és VIII-807), amely minimális modális mennyiségű (maximum 2%, 1. táblázat) apatittal van együtt, fehér színnel (minta: IV-504 és VIII-806) jelöltem (26A. ábra). Általánosságban elmondható, hogy a klinopiroxének primitív köpenyre normált nyomelem-megoszlása gazdagodást mutat a könnyű-ritkaföldfémekben a nehéz-ritkaföldfémekhez képest; a La/Lu értékek 6,5 és 31 között változnak a referenciához képest. Az összes klinopiroxén erős negatív

Ti-anomáliát mutat. A primitív köpenyhez képesti átlagos Nb/Ta=0,25 a Zr/Hf=0,67 értékeket mutat. A kis modális apatitot tartalmazó minták klinopiroxénjei (fehér görbék, 26A. ábra) gazdagabbak Th-ban, U-ban, ritkaföldfémekben és kevésbé kimerültek Ti-ban, Sc-ban, V-ban és főleg Cr-ban, mint azok a klinopiroxének, amelyek több modális apatittal mutatkoznak (szürke és fekete görbék, 26A. ábra). Ezzel ellentétben a Li, a B, a K, a Zr és a Hf fordított eloszlást mutatnak (26A. ábra). Az apatitban a Th, az U, a Sr és a könnyű-ritkaföldfémek nagy, azonban az alkáliák, a B, HFS (nagy téreřejű) elemek (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti) és a nehéz-ritkaföldfémek kis koncentrációban mutatkoznak (5. táblázat). A káliföldpátban a nyomelemek közül a Rb, a Ba, a Sr és a Cs mutat jelentősebb koncentrációt (5. táblázat).



25. ábra. Al(IV) – Al(VI) klinopiroxén diszkriminációs diagram (Aoki és Shiba, 1973). A CAKP xenolitok klinopiroxénjei mellett eklogit xenolitok (Harte és Kirkley, 1997), gránát peridotitok és gránát websterit xenolitok (Schmidberger és Francis, 1999; Seitz et al., 1999; Zhang et al., 2000), spinell peridotit xenolitok (Embey-Isztin et al., 1989; Downes et al., 1992; Szabó és Taylor, 1994; Vaselli et al., 1995, 1996), valamint piroxenitek klinopiroxénjei és alkáli bazaltban lévő klinopiroxén fenokristályok (Dobosi és Jenner, 1999; Dobosi et al., 2003; Kovács et al., 2004) vannak feltüntetve. A diagram azt sugallja, hogy a CAKP xenolitok klinopiroxénjei köpeny-nyomáson képződtek.



26. ábra. Az alcútdobozi CAKP xenitok klinopiroxénjeinek, valamint az apatit és a káliföldpát olvadékszárványainak primitív köpenyre (Sun és McDonough, 1989) normált nyomelemmegoszlásai.

A: Az apatit modális részaránya növekszik a xenitokban. A kevés modális apatitot (2% \rightarrow) tartalmazó xenit klinopiroxén nyomelem adatai fehér színnel, a közepes modális apatitot (15-18%) tartalmazó

xenolit klinopiroxénjei szürkével, míg a sok modális apatitot (21-30%) tartalmazó xenolit klinopiroxének feketével vannak ábrázolva.

B: Apatit olvadékszárnyainak nyomelemmegoszlásai; fehér – 1. csoport (szilikátban szegény zárványok, n=48); fekete – 2. csoport (szilikát-gazdag zárványok, n=6); szürke – 3. csoport (kéngazdag zárványok, n=6). A 2. csoport reprezentálja a heterogéneen espadázódott aluminoszilikát és karbonatitolvadékokat, mivel e csoport a káliföldpát hordozta olvadékszárnyok karakterisztikus elemeiben (például: Si, Al, K, Cs, Rb, Zr és Hf) különböző mértékű gazdagodást, míg a ritkaföldfémekben kimerülést mutat az 1. és 3. csoport zárványaihoz képest.

C: Káliföldpát olvadékszárnyainak nyomelemmegoszlásai (n=20). Ezek a zárványok alkáli aluminoszilikátos összetételűek és gazdagodást mutatnak Cs-ban, Rb-ban, Zr-ban és Hf-ban, valamint kimerültek ritkaföldfémekben az apatit 1. és 3. csoportjához képest. Ezekben az olvadékszárványokban a kén nem lett meghatározva.

3. táblázat. Az alcsútdobozi CAKP xenolitik közetalkotó fázisainak főelemösszetétele tömeg%-ban.

Telér	IV	VIII	IV	IV	IV	VIII	VIII	IV	VIII	VIII		
Minta	504	503	29z	504	29	502	806	407	503	503	átlag ^c	átlag ^c
Fázisok	Phl	Phl	Cpx	Cpx	Kfs	Kfs	Ap	Ap	Közetüveg ^a	Cpx ^b	Ap	Kfs
SiO ₂	41.29	41.44	53.67	54.18	63.77	63.55	0.26	0.53	65.36	52.06	0.51	63.68
TiO ₂	1.97	1.88	0.07	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	-	-
Al ₂ O ₃	13.45	13.26	3.89	2.80	19.34	19.67	n.d.	n.d.	23.22	1.36	-	19.54
Cr ₂ O ₃	0.07	0.09	n.d.	0.19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-
FeO ^d	6.64	6.58	8.87	7.01	0.19	0.10	0.27	0.26	0.40	10.02	0.26	0.15
MnO	0.06	0.10	0.19	0.12	n.d.	n.d.	0.10	0.08	n.d.	0.23	0.08	-
MgO	23.18	23.12	11.01	12.36	n.d.	n.d.	0.17	0.33	1.02	13.15	0.20	-
Na ₂ O	0.60	0.64	2.51	4.35	2.29	2.35	0.62	0.58	7.74	0.65	0.59	2.31
K ₂ O	9.32	9.49	n.d.	n.d.	12.98	12.96	n.d.	n.d.	0.14	n.d.	0.01	12.97
BaO	0.45	0.40	n.d.	n.d.	1.10	0.97	0.01	0.02	n.d.	n.d.	-	1.01
CaO	n.d.	n.d.	19.75	19.03	n.d.	n.d.	53.60	54.48	1.57	22.93	54.10	-
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.17	0.16	0.84	0.77	n.d.	n.d.	0.79	0.16
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	40.50	39.59	0.07	n.d.	39.96	-
La ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.15	0.12	n.a.	n.a.	0.14	-
Ce ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.34	0.30	n.a.	n.a.	0.33	-
F	0.22	0.28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.29	1.22	n.d.	n.d.	1.25	-
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	0.12	n.d.	n.d.	0.13	-
SO ₂	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	0.10	0.08	n.d.	0.08	-
Totál	97.27	97.30	99.96	100.18	99.84	99.76	98.35	98.50	99.46	100.47	98.43	99.82
mg# ^e	0.86	0.86	0.69	0.77								

^a: a klinopiroxén szivacsos részeinek közetüvegei.

^b: szivacsos klinopiroxén.

^c: az apatit és a kálföldpát átlagos összetétele (n=40, 40).

^d: az összes vas FeO-ként van kifejezve.

^e: MgO/(MgO + FeO) mólarány.

Cpx – klinopiroxén, Ap – apatit, Kfs – kálföldpát, Phl – flogopit, n.d. – nem detektált elem, n.a. – nem analizált elem.

4. táblázat. Az alcsútdobozí CAKP xenolitok reprezentatív klinopiroxénjeinek LA-ICP-MS technikával meghatározott nyomelemösszetétele (ppm).

Dájk-Minta	VIII-807	VIII-806	IV-504	VIII-502	VIII-503	IV-407	IV-29z	átlag (n=30)	1σ
	szürke	fehér	fehér	szürke	fekete	fekete	szürke		
Li	2.0	0.6	0.5	3.6	2.4	6.1	5.1	2.14	1.78
B	1.6	0.7	0.9	4.2	2.2	3.1	5.7	1.88	1.45
Rb	0.15	0.06	0.02	0.61	0.41	0.51	0.30	0.19	0.27
Ba	0.10	0.88	0.08	1.34	1.84	1.15	1.11	0.65	0.60
Th	0.02	0.15	0.27	0.12	0.12	0.06	0.10	0.14	0.12
U	0.01	0.06	0.08	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02
Nb	0.06	0.20	0.34	0.10	0.53	0.31	0.16	0.21	0.14
Ta	0.01	0.05	0.07	0.13	0.13	0.03	0.05	0.05	0.04
K	219.4	114.6	93.7	128.5	539.4	497.0	254.5	461.94	203.35
P	39.7	58.3	56.1	32.7	47.0	53.8	60.9	46.56	13.03
La	9.3	22.6	11.9	10.4	9.7	11.0	11.8	14.24	7.44
Ce	28.7	61.4	46.3	34.5	37.8	41.4	40.8	46.33	20.84
Pb	0.5	3.6	6.7	0.8	1.3	1.3	0.4	2.43	2.80
Pr	4.7	9.1	7.9	5.6	6.4	7.5	7.1	7.44	2.98
Sr	422.4	366.0	267.3	422.9	406.9	436.5	424.3	375.94	143.33
Nd	23.1	43.7	42.3	25.8	35.7	38.0	37.1	37.44	14.73
Zr	339.9	227.8	292.8	397.4	618.9	458.6	498.8	352.53	111.06
Hf	19.8	7.6	9.1	13.3	28.1	22.3	24.9	14.59	6.75
Sm	4.8	9.1	9.6	4.4	8.7	8.7	7.9	8.21	2.86
Eu	1.3	2.6	2.7	1.6	2.0	2.2	2.5	2.31	0.77
Gd	3.1	6.6	6.1	4.6	6.0	4.8	4.1	5.26	1.70
Tb	0.4	0.7	0.9	0.5	0.7	0.6	0.8	0.67	0.19
Ti	270.2	899.2	1,175.6	740.4	268.4	445.4	413.4	708.84	335.03
Ho	0.2	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.44	0.11
Yb	0.5	0.8	0.8	0.6	1.0	0.6	0.7	0.77	0.27
Y	6.3	11.8	12.2	7.7	11.0	11.2	11.9	10.54	3.06
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.11	0.02
Cu	0.5	1.1	0.4	0.9	0.5	0.6	2.0	0.72	0.40
Se	43.8	60.0	59.1	44.2	53.4	29.8	31.2	48.54	11.76
V	125.7	338.9	343.9	140.6	132.3	92.7	95.9	206.10	113.42
Ni	48.6	94.5	76.2	19.3	23.7	41.9	35.0	59.96	30.50
Cr	17.4	1,543.1	1,658.5	5.4	6.0	7.1	9.3	705.56	869.15
mg#	0.71	0.76	0.77	0.63	0.62	0.63	0.69	0.72	0.05

Az apatit modális részaránya eltérő a tanulmányozott xenolitokban. Ezek 26. A ábrán a különböző xenolitokból származó klinopiroxének esetében más-más színnel - a fehértől (kis modális apatit-tartalom: <2%), a szürkén (közepes modális apatit-tartalom: 15-18%) keresztül a feketéig (nagy modális apatit-tartalom: 21-30%) - vannak ábrázolva. 1σ – abszolút szórás; mg# – MgO/(MgO+FeO¹⁺), mólarány.

4.7.2. Az alcsútdobozí CAKP apatitok olvadékszárnyainak fázisai

A falra kristályosodott apatit (fal-apatit) csak erősen kontrasztos BSE képeken látható (8C. és D. ábra). Ez a fázis nagyobb La₂O₃ (maximum 1,19 tömeg%) és Ce₂O₃ (maximum 0,40 tömeg%) koncentrációt mutat, mint a befogadó apatit (6. táblázat). Az apatitban lévő karbonatit-olvadékszárnyokban a fő fázisokat a karbonátok alkotják. Ezek összetétele egy zárványon belül is változik a magnezittől a szideriten át a dolomiton

keresztül a Mg-tartalmú kalcitig (8. ábra és 6. táblázat). A karbonátok között kis mennyiségű Si-tartalmú és K₂O-gazdag fázisokat is detektáltam (6. táblázat). A kén-tartalmú fázisok Ba-Sr-szulfátok, kis (maximum 2,5 tömeg%) CaO-tartalommal (6. táblázat).

5. táblázat. Az alicsütdobozú CAKP xenolitokban lévő apatit és kálicföldpát átlagos nyomelem-összetétele, 60 és 20 LA-ICP-MS elemzés alapján. Az átlagos megoszlási együtthatók az apatit (D Ap/CMI), a kálicföldpát (D Kfs/CMI) és olvadékszárnyaik között szintén láthatók.

	átlagos apatit- összetétel	1σ	D Ap/CMI	1σ	K&D	átlagos kálicföldpát- összetétel	1σ	D Kfs/CMI	1σ
Li	1.05	0.77	0.019	0.05	0.044	1.50	1.30	0.029	0.03
B	1.02	0.31	0.060	0.05	0.012	3.64	1.72	0.194	0.19
Cs	0.03	0.06	0.029	0.06	0.004	1.11	0.16	0.700	0.71
Rb	0.20	0.20	0.005	0.04	0.006	168.11	40.66	2.021	0.63
Th	105.22	16.99	0.913	0.83	0.406	0.45	0.68	0.025	0.07
U	19.17	2.67	0.754	0.62	0.112	0.31	0.43	0.031	0.02
Ba	98.84	55.15	0.025	0.50	0.012	9,152.07	1,803.03	4.684	2.85
Nb	0.93	0.30	0.012	0.04	0.005	1.58	2.00	0.076	0.34
Ta	0.01	0.01	0.010	0.01	0.006	0.04	0.04	0.093	0.10
K*	135.44	77.52	0.016	0.15	0.022	14.43	0.58	2.849	0.71
P*	54.78	1.27	5.980	1.43	5.419	145.13	100.60	0.061	0.06
La	841.88	81.12	1.369	1.18	0.331	4.65	7.60	0.031	0.06
Ce	2,024.16	187.19	1.710	1.20	0.401	8.12	14.21	0.031	0.06
Pb	15.62	1.68	0.293	0.66	0.372	14.29	4.06	0.554	0.56
Pr	259.22	19.09	1.946	1.24	0.451	0.94	1.42	0.034	0.07
Sr	5,102.71	413.23	0.230	1.33	0.419	1,865.89	633.24	0.793	1.03
Nd	1,089.34	68.62	2.002	1.26		2.85	5.17	0.028	0.02
Zr	17.78	1.76	0.070	0.05	0.027	19.69	33.99	0.041	0.02
Hf	0.13	0.11	0.019	0.03	0.017	1.09	2.27	0.039	0.06
Sm	174.55	9.42	2.120	1.02	0.547	0.41	0.58	0.031	0.05
Eu	40.66	2.43	2.031	0.96		0.28	0.20	0.097	0.12
Gd	100.82	5.71	2.149	1.37	0.582	0.35	0.56	0.045	0.06
Tb	10.36	0.55	2.125	1.03		0.05	0.04	0.052	0.06
Ti	4.41	5.99	0.004	0.02		63.47	56.59	0.155	0.42
Ho	5.94	0.38	1.963	1.00		0.05	0.04	0.092	0.11
Y	144.31	0.39	1.871	1.00	0.501	0.84	1.08	0.044	0.04
Yb	6.41	5.18	1.403	0.61		0.08	0.04	0.116	0.10
Lu	0.73	0.05	1.176	0.77	0.329	0.01	0.01	0.077	0.12
Sc	0.42	0.13	0.032	0.11		0.35	0.10	0.061	0.17
V	1.98	0.09	0.038	0.06		0.67	0.57	0.018	0.01
Cu	0.22	0.41	0.018	0.06		1.99	1.09	0.104	0.13
Ni	0.54	0.57	0.006	0.01		4.11	2.35	0.112	0.95
Cr	1.17	0.67	0.031	0.11		3.98	1.42	0.060	0.92

Az elemkoncentrációk ppm-ben vannak megadva; * – a foszfor P₂O₅ (tömeg%-ben van az apatit esetében, illetve a kálium K₂O (tömeg%-ban van a kálicföldpát esetében). K&D – kísérleti úton meghatározott (Klemme and Dalpé, 2003) nyomelemmegoszlási együtthatók (D) az apatit és a vele egyensúlyban lévő karbonatitolvadék között (T = 1250°C és P = 1 GPa, BS 19); 1σ – abszolút szórás, CMI – karbonátgazdag olvadékszárnya.

6. táblázat. Az alsótudobozsi CAKP xenolitikok apatitjai felhárt olvadásközvetítésben lévő fázisok reprezentatív tömeg%-os összetétele.

minta	IV 29			VIII 502			IV 407			VIII 502			IV 29		átlag ^b
	Ba-szulfát	Dol	Mgs	Ba-Sr-szulfát	Cal	Dol	Mgs	Ba-Sr-szulfát	Sd	Si-cb	Dol	Dol	Ap _w ^a	Ap _w ^a	
SiO ₂	0.21	0.61	0.38	1.12	0.62	5.15	0.59	0.30	0.38	34.05	3.22	4.28	0.98	1.12	1.10
TiO ₂	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	0.05	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
Al ₂ O ₃	1.02	0.18	0.04	0.60	0.03	2.42	0.18	0.65	0.05	1.85	0.18	0.14	n.d.	n.d.	-
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
FeO ^c	0.59	42.90	8.92	0.35	3.32	8.91	6.68	0.35	44.58	14.32	2.86	5.41	0.20	0.27	0.21
MnO	n.d.	2.20	0.84	0.07	0.51	0.11	0.12	n.d.	0.98	0.06	0.31	0.83	0.08	0.07	0.09
MgO	0.23	10.21	21.38	0.32	2.21	14.44	41.33	n.d.	8.24	19.96	19.44	17.62	0.22	0.16	0.19
Na ₂ O	0.21	0.14	0.34	0.21	0.22	0.50	0.41	0.14	0.27	0.37	0.37	0.41	0.57	0.58	0.51
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.05	n.d.	n.d.	0.05	0.05	1.67	0.05	0.05	n.d.	n.d.	-
BaO	69.46	n.d.	1.55	8.21	0.06	0.09	n.d.	44.68	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	0.07	0.05
CaO	2.44	2.73	20.16	1.15	49.14	27.11	0.60	2.45	4.92	0.57	27.97	26.87	53.31	54.27	53.74
SiO	0.50	n.d.	0.24	55.16	0.25	n.d.	n.d.	27.66	n.d.	n.d.	0.22	0.24	0.87	0.77	0.80
P ₂ O ₅	n.d.	0.13	0.38	0.26	0.72	0.13	n.d.	n.d.	0.82	0.14	0.44	0.72	39.26	35.96	38.74
La ₂ O ₃	0.12	n.d.	n.d.	0.44	0.08	0.07	n.d.	0.12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.28	0.32	0.31
Ce ₂ O ₃	1.11	n.d.	n.d.	0.91	0.06	0.05	n.d.	0.89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.91	1.19	1.05
F	n.d.	n.d.	n.d.	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.27	1.26	1.27
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	0.08	0.09
SO ₂	23.99	n.d.	0.49	30.61	0.06	n.d.	n.d.	23.64	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	0.08	0.08
Totál	99.95	59.10	54.72	48.89	57.33	59.05	49.91	100.93	60.40	73.06	55.06	56.57	98.29	96.20	98.23

^a : fázis kristályosodott apatit.

^b : az Ap_w átlagos összetétele (n=30).

^c : az összes vas FeO-ként van megadva.

Ap_w – fázis kristályosodott apatit, Cal – kalcit, Dol – dolomit, Mgs – magnézit, Sd – sziderit, Si-Cb – szilikát-tartalmú karbonát;

n.d. – nem detektált elem. Számos karbonátízás mérete kisebb, mint az elektronsugár átmérője (1-10 µm), ezért az összetételüket befolyásolja a karbonátok között esetleg jelen lévő szilikátos anyag (többnyire kizettveg).

7. táblázat. Az alcsútdobozí CAKP xenolitik káliföldpátjai feltárt olvadékszárányaiban lévő fázisok reprezentatív tömeg%-os összetétele.

Minta	IV				VIII			VIII	VIII	átlag ^b
	29				502			502	502	
Fázisok	Fe-szulfid	Fe-Dol	Fe-Dol	Fe-Dol	Dol	Fe-Dol	Ank	Kfs _w ^a	Kfs _w ^a	Kfs _w ^a
SiO ₂	n.d.	1.55	0.17	6.62	0.61	0.65	2.59	59.32	64.55	63.68
TiO ₂	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	0.27	n.d.	n.d.	n.d.	-
Al ₂ O ₃	0.07	0.13	0.63	1.32	0.05	0.92	0.56	20.53	19.39	19.54
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
FeO ^c	57.59	11.70	8.50	13.70	1.56	8.32	24.63	0.20	0.25	0.18
MnO	n.d.	0.72	0.31	0.69	0.28	0.17	0.75	n.d.	n.d.	-
MgO	0.27	10.19	14.64	10.51	21.92	15.84	5.62	0.01	n.d.	-
Na ₂ O	n.d.	0.50	0.18	0.07	0.39	0.60	0.13	2.05	2.85	2.31
K ₂ O	n.d.	0.21	0.06	1.22	0.05	0.05	0.15	11.41	12.54	12.96
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.62	0.04	0.97
CaO	0.25	31.22	30.17	25.69	27.32	28.07	24.45	0.15	0.23	0.05
SrO	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	0.81	0.14	n.d.	1.02	n.d.	0.18
P ₂ O ₅	n.d.	0.45	0.06	0.04	0.30	0.31	n.d.	n.d.	n.d.	-
La ₂ O ₃	n.d.	0.07	0.06	n.d.	0.04	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	-
Ce ₂ O ₃	n.d.	0.05	0.06	0.21	n.d.	0.18	0.05	n.d.	n.d.	-
F	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
SO ₂	58.18	n.d.	0.06	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
Totál	116.67	56.79	55.09	60.17	53.33	55.57	58.93	100.31	99.85	99.87

^a : falra kristályosodott káliföldpát.

^b : Az átlagos Kfs_w (n=20).

^c : az összes vas FeO-ként van megadva.

A rövidítések ugyanazok, mint a 6. táblázatban. Kfs_w – falra kristályosodott káliföldpát, Ank – ankerit. Számos karbonát-fázis mérete kisebb, mint az elektronsugár átmérője (1-10 μm), ezért az összetételüket befolyásolja a karbonátok között esetleg jelen lévő szilikátos anyag (többnyire köztüveg).

4.7.3. Az alcsútdobozí CAKP káliföldpátok olvadékszárányainak fázisai

A falra kristályosodott káliföldpát (fal-káliföldpát; 8E. és F. ábra) heterogén összetételű. Például a fal-káliföldpát és a befogadó káliföldpát közötti vékony (1-3 μm) sávban a BaO (maximum 5,6 tömeg%) és a SrO (maximum 1 tömeg%) koncentrációja jóval nagyobb, mint a fal-káliföldpát belseje (karbonát-gazdag része) felé eső zónában (7. táblázat). Hasonlóan az apatit olvadékszárányaihoz itt is többféle karbonát ásvány azonosítható 1 zárványon belül is (8E. ábra és 7. táblázat), amelyek a dolomit, a vas-gazdag dolomit és az ankerit (7. táblázat).

8. táblázat. A CAKP apatitok olvadékszárnyai karakterisztikus csoportjainak LA-ICP-MS technikával meghatározott, átlagos fő (tömeg%)- és nyomelemösszetétele (ppm).

	1. csoport		2. csoport		3. csoport	
		1 σ		1 σ		1 σ
SiO ₂	7.35	5.69	26.08	10.31	4.26	3.32
TiO ₂	0.27	0.14	0.17	0.15	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	0.81	0.75	4.36	2.69	0.59	0.81
FeO ^T	6.71	2.27	6.07	3.41	8.81	4.48
MnO	0.27	0.12	0.09	0.07	0.36	0.10
MgO	13.85	6.14	9.72	7.07	14.35	4.79
CaO	28.34	8.31	18.94	6.16	15.29	7.44
Na ₂ O	0.41	0.25	0.52	0.75	0.17	0.09
K ₂ O	0.14	0.11	3.85	2.19	0.27	0.26
P ₂ O ₅	9.13	1.33	6.91	1.07	7.75	0.78
SrO	0.47	0.42	0.21	0.09	11.40	7.80
BaO	0.19	0.26	0.09	0.07	1.55	1.25
SO ₃	0.46	0.38	0.22	0.11	9.62	6.53
CO ₂	31.59	2.94	22.76	6.23	25.55	6.34
Li	43	38	101	75	37	28
B	10	3	34	23	21	11
Cs	0.6	0.4	3.3	1.3	0.8	0.6
Rb	9	8	167	161	11	7
Th	114	46	104	57	132	41
U	23	9	13	5	40	22
Nb	37	20	39	31	96	48
Ta	0.8	0.4	1.0	0.6	1.9	1.4
La	676	324	441	179	624	100
Ce	1,344	584	713	277	1,222	299
Pb	64	53	19	16	60	14
Pr	149	60	96	42	127	29
Nd	603	232	440	180	478	118
Zr	180	125	298	209	218	60
Hf	4.7	3.0	8.4	7.1	3.8	2.3
Sm	87	28	77	36	73	20
Eu	22	8	18	7	16	6
Gd	50	21	45	20	39	9
Tb	5.1	2.3	5.1	2.1	3.9	1.1
Ho	3.3	1.0	2.7	0.8	2.7	0.6
Y	84	30	66	24	68	16
Yb	4.7	1.8	4.4	0.7	4.5	1.3
Lu	0.6	0.3	0.5	0.3	0.6	0.2
Sc	19	31	5.0	6.0	4.0	3.0
V	58	56	56	34	29	20
Cu	13	23	17	17	5	2
Ni	93	108	108	122	51	65
Cr	25	30	68	75	41	22
ca#	0.53	0.14	0.51	0.13	0.36	0.20
ca# a fal-apatit nélkül	0.35	0.16	0.35	0.15	0.16	0.25

Csoportok: 1. – Si-zegény zárványok (a nagy többség, n=48), 2. – Si-gazdag zárványok (n=6), 3. – kén-gazdag zárványok (n=6); FeO^T – az összes vas FeO-ban van kifejezve; ca# – CaO/(CaO+MgO+FeO^T), mólarány; 1 σ – abszolút szórás.

Azonban ahogyan az apatit olvadékszárányaiban megvannak a „Ca-mentes” karbonátok, mint például a magnezit és a sziderit, a káliföldpát olvadékszárányaiban ilyeneket nem találtam. A kéntartalmú fázis vas-szulfid (7. táblázat).

4.7.4. Az alcsútdobozai CAKP olvadékszárányok teljesösszetétele

Hatvan darab apatitban lévő és 20 darab káliföldpátban lévő „érintetlen” (másodlagos hatások elszenvedésére utaló jegyeket nem mutató) olvadékszárány lett kiválasztva LA-ICP-MS analízisre a VIII-807., VIII-502., IV-504., VIII-503., IV-36 és a IV-29z -jelű mintákból.

Az apatit olvadékszárányai foszfor-gazdag dolomitos karbonatit összetételt mutatnak (M2. táblázat), amelyek átlagos ca-száma $[(CaO)/(CaO+MgO+FeO^T)]$, moláris arányok] 0,50 ($1\sigma = 0,20$). Azonban a Si-Al-K, valamint a Sr-Br-S koncentrációk alapján három karakterisztikus csoport elkülöníthető (8. és M2. táblázat). Az 1. csoport (Si-szegény csoport) többi csoporthoz képest kevesebb SiO_2 -t (8. táblázat) tartalmaz. Ez az olvadékszárányok legnagyobb hányadát (48 db) kitevő csoportja (26B. ábrán fehér színnel jelölt görbék), amelynek átlagos SiO_2 -tartalma 7,3 tömeg% ($1\sigma = 5,7$), Si/Al (moláris arány) értéke 2,3 és 52 (15 átlagosan) között változik. A 2. csoport (Si-gazdag csoport) olvadékszárányai (26B. ábrán fekete színnel jelölt lefutások, 6db) a többi csoporthoz képest jelentősen dúsultak Si-ban Al-ban és K-ban (8. és M2. táblázat). E csoport zárványainak átlagos SiO_2 -tartalma 26 tömeg% ($1\sigma = 10$), Si/Al (moláris arány) értéke 2,9 és 18 (7 átlagosan) között változik. A Si, az Al és a K mellett ezek az olvadékszárányok az 1. csoport zárványaihoz képest dúsultak Cs-ban, Rb-ban, Zr-ban, Hf-ban, Na-ban, Li-ban, B-ban, míg kimerültek ritkaföldfémekben, Nb-ban és Sr-ban. A 3. csoport (kén-gazdag csoport, 8. és M2. táblázat) olvadékszárányai (6 db) az 26B. ábrán szürke színnel vannak jelölve. Ezek a zárványok a többi csoporthoz képest jelentősen dúsultak Sr-ban, Ba-ban és kénben, valamint dúsultak U-ban, Nb-ban és Ta-ban. Általánosságban elmondható, hogy az olvadékszárányok primitív köpenyre normált nyomelem-lefutásukat tekintve (26B. ábra) jelentősen dúsultak a peridotit-ásványokra nézve inkompatibilis nyomelemekben (mint például a Cs, a Rb, a Sr, a Th, az U, az Pb, a P és a könnyű-ritkaföldfémek) a nehéz-ritkaföldfémekhez és a kompatibilis elemekhez (pl.: V, Sc, Ni és Cr) képest. A primitív köpenyre normált La/Lu értéke átlagosan 107, a

HFS elem pároknál, a Nb/Ta tekintetében ez az érték átlagosan 4, a Zr/Hf pedig 1. A Li, a Cs, a Rb, a Nb, a Zr és a Hf gyenge, míg a B, a Ta, a K és a Ti erősebb negatív anomáliát mutat (26B. ábra).

A káli földpát olvadékszárányai karbonát-tartalmú alkáli-aluminoszilikátos összetételt mutatnak (M3. táblázat, melléklet). Az olvadékszárányok karbonátja ez esetben is dolomitos összetételű; átlagos ca-szám = 0,60 ($1\sigma = 0,22$). Hasonlóan az apatit olvadékszárányaihoz e zárányok összetétele is dúsulást mutat Cs-ban, Ru-ban, U-ban, Ba-ban, Sr-ban, Pb-ban és könnyű ritkaföldfémekben a nehéz ritkaföldfémekhez és a kompatibilis elemekhez (V, Sc, Ni és Cr) képest (26C. ábra). Azonban a Th, az U, a Ba, a Sr, a könnyű ritkaföldfémek és az Y koncentrációja nem olyan nagy, mint az apatit olvadékszárányai esetében. Az apatit olvadékszárányaival ellentétben a Cs, a Rb és a Zr nem mutat negatív anomáliát a primitív köpenyre normált nyomelem-diagramon (26C. ábra). A Pb, a K, a Hf pozitív, a P, a Nb, a Ta és a Ti negatív anomáliát jelez (26C. ábra). Hasonlóan az apatit olvadékszárányaihoz a La/Lu primitív köpenyre normált értéke nagy (144 átlagosan). Az átlagos primitív köpenyre normált Nb/Ta = 2,5, míg a Zr/Hf 0,5 (M3. táblázat, melléklet).

4.7.5. A tanzániai Kerimasi kalcikarbonatit kőzetalkotó ásványai és a kalcitban lévő optikailag elkülönülő karbonátok

Az M4., az M5., és az M6. táblázatok (melléklet) mutatják a magnetit, a monticellit, a forszterit és az apatit főelem-összetételét. A magnetitek magnetit(Fe_3O_4)–magnezioferrit(MgFe_2O_4)–jacobsit(MnFe_2O_4)–spinel(MgAl_2O_4)–ulvöspinel(Fe_2TiO_4) szilárd oldatból állnak. A Cr_2O_3 -tartalmuk általában a kimutatási határ alatti (M4. táblázat, melléklet). A vizsgált magnetitek szegélye spinell ($\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3$) komponensben dúsult a maghoz képest. A monticellit kevés MnO-t (átlagosan 1,81 tömeg%) és FeO-t (átlagosan 2,69 tömeg%) tartalmaznak. A monticellit és a forszterit NiO-koncentrációja általában a kimutatási határ alatt van (M5. táblázat, melléklet). Az apatitok fluor-apatitok és SiO_2 -tartalmuk 0,10 és 1,02 tömeg% között változik (M6. táblázat, melléklet).

A 9. táblázat mutatja a kalcitban lévő optikailag elkülönülő karbonátok főelem-összetételét. Ezek az ásványok Na-Ca-K karbonátok és tartalmaznak kevés SO_3 -t

(átlagosan 1,66 tömeg%) és SrO-t (átlagosan 0,58 tömeg%). Ritkán azonosítottam nyereireit is (9. táblázat).

4.7.6. A tanzániai kerimasi magnetitekben és apatitokban lévő dermesztett olvadékszárványok

A magnetitekben lévő 103 db karbonatit-olvadékszárvány és 6 db szilikátolvadékszárvány, valamint az apatitokban lévő 30 db karbonatit-olvadékszárvány összetételét az M7. és az M8. táblázatok (melléklet) mutatják.

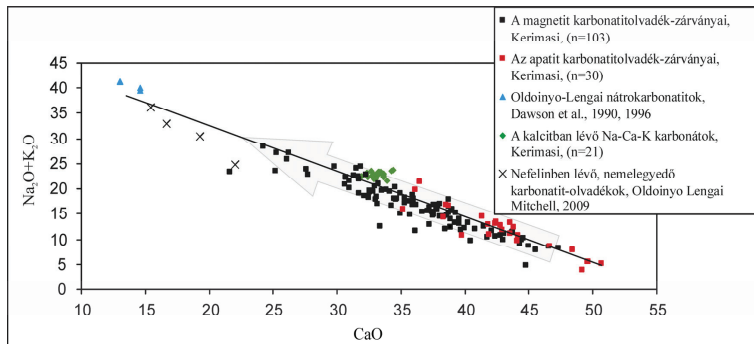
9. táblázat. A kerimasi kalcitokban lévő Na-Ca-K karbonát és nyereireit főelem-összetétele tömeg%-ban.

	Nac1	Nac2	Nac3	Nac4	Nac5	Nac6	Nac7	Nac8	Nac9	átlag (n=21)	1 σ	Ny
CaO	33.31	33.40	33.18	34.22	33.13	33.23	33.45	33.00	32.34	33.24	0.62	24.35
SrO	0.49	0.47	0.52	0.79	0.58	0.59	0.51	0.47	0.51	0.58	0.12	0.22
Na ₂ O	20.79	20.78	20.15	20.55	20.67	20.72	20.40	19.40	20.42	20.14	0.52	24.04
K ₂ O	2.61	2.56	2.58	3.00	2.58	2.59	2.89	2.59	2.73	2.70	0.15	0.19
SO ₃	1.26	1.32	1.32	1.14	1.70	1.81	1.63	1.63	1.74	1.66	0.28	0.53
Totál	58.46	58.53	57.75	59.70	58.66	58.94	58.88	57.09	57.74			49.33

Nac – Na-Ca-K karbonát, Ny – nyereireit, 1 σ – abszolút szórás

Mind az apatitban, mind a magnetitben kén- és foszfor-tartalmú Ca-alkáli karbonatitolvadék van bezáródva (M7a. és M8. táblázat, melléklet). Az alkáli-tartalom (Na₂O+K₂O) ellentétesen változik a CaO-tartalommal (27. ábra). Ez a trend szintén látható egy nagy (kb. 1 mm) magnetit kristályban lévő karbonatitolvadék-zárványokban, ahol az olvadékszárványok növekvő alkália tartalmat mutatnak a kristály magjától a szélék felé haladva (28. ábra). Néhány magnetit-szegélybe záródott karbonatitolvadék extrém dúsulást mutat alkáliákban. Itt a Na₂O+K₂O koncentrációja eléri a 28 tömeg%-ot (M7a. táblázat a mellékletben, 26. és 27. ábra). Az olvadékszárványok mindig tartalmaznak kis mennyiségű SiO₂-t (maximum 3,48 tömeg %; az átlag a magnetit esetében 0,75 tömeg%, míg az apatit esetében 0,42 tömeg%). Az átlagos P₂O₅-tartalom az apatit- és a magnetit-hordozta karbonatitolvadékok esetében igen hasonló egymáshoz: 2,24, illetve 1,92 tömeg%. A magnetit karbonatit-olvadékszárványai nagyobb FeO^T értéket mutatnak (1,76 tömeg%), mint az apatit olvadékszárványai (maximum 0,13 tömeg%). MgO tekintetében azonban kisebb a különbség: 1,3 tömeg% magnetit olvadékszárányaiban, 0,8 tömeg% az apatit olvadékszárányaiban. Néhány karbonatit-olvadékszárvány extrém nagy dúsulást

mutat F-ban (maximum 5,5 tömeg% az apatitban lévők esetében és maximum 4,4 tömeg% a magnetitben lévőkben) és Cl-ban (maximum 3,1 tömeg% a magnetit

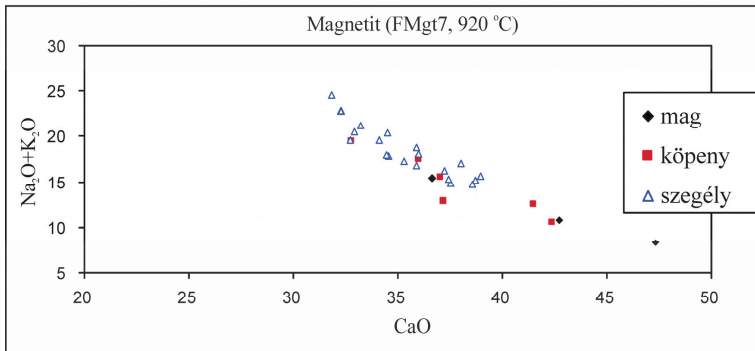
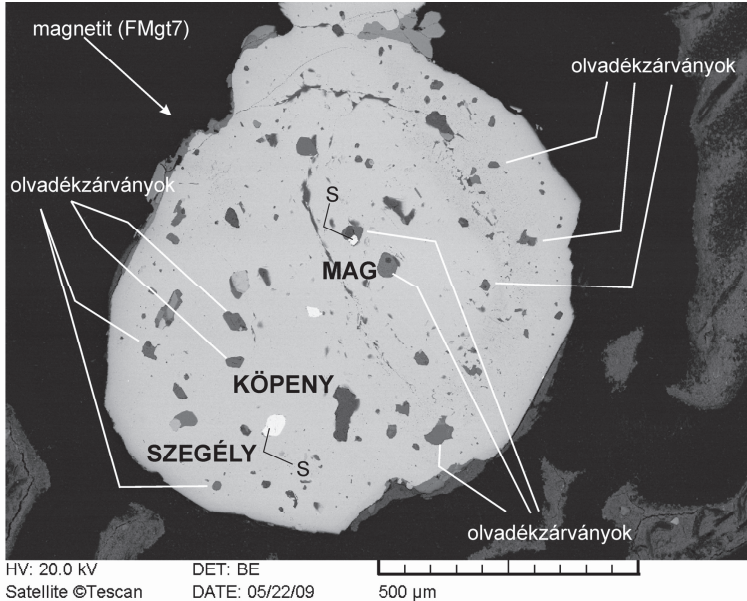


27. ábra. A kerimasi apatit és magnetit dermesztett karbonatitolvadékszárványainak alkáli-CaO diagramja (tömeg%).

A diagram a dermesztett karbonatitolvadékszárványok (pl.: 21. és 22. ábra) és a kalcit optikailag elkülönülő (pl.: 16D. és 17. ábra) karbonátok (Na-Ca-K karbonátok) összetételbeli változatosságát mutatja. A szürke nyíl szemlélteti az olvadékképződési irányt. Az Oldoinyo Lengai nefelinben lévő karbonatitolvadékszárványok (Mitchell, 2009) és nátrókarbonatit lávák összetételét (Dawson et al., 1990; 1996) szintén feltüntettem, amely azt sugallja, hogy a Kerimasi vulkánnál az olvadékképződés eljuthatott az ultra-alkáli Oldoinyo Lengai lávához hasonló összetételig.

zárvényaiban és maximum 0,8 tömeg% az apatitében). Az összes karbonatitolvadék kis (maximum 0,35 tömeg%) Al₂O₃-koncentrációt mutat.

A magnetitben lévő szilikátolvadékok peralkáli összetételt mutatnak nátrium metaszilikát normatív ásvány-komponenssel (M7b. táblázat, melléklet). A peralkalinitásuk [(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, mólarány] 3,1 és 10,4 között változik. Ezek az olvadékszárványok jelentősen gazdagabbak MgO-ban és FeO^T-ban, szegényebbek alkáliákban (az Na₂O+K₂O 9 és 16 tömeg% közötti), P₂O₅-ben (maximum 0,8 tömeg %) és illókban (F and Cl), mint a karbonatit-olvadékszárványok. A SiO₂/Al₂O₃ (4,4-től 32,0-ig) és a MgO/FeO^T (0,55-től 1,22-ig) tömegarányok említésre méltóan változnak az szilikát-olvadékszárványokban (M7b. táblázat, melléklet).



28. ábra. A kerimasi magnetitben lévő karbonatit-olvadékszárványok összetételének változása a magtól a szegélyig tömeg%-ban. A fény visszaszórt-elektronkép. S-Fe-szulfid.

4.7.7. A T01-es „piston cylinder” kísérletben előállt kristályos fázisok és dermedtett olvadékok

A 10. táblázat mutatja a T01-es kísérlet során képződött kristályok: klinopiroxén, korund és apatit főelem-összetételét. A klinopiroxén összetételében a Ca-Al Tschermak molekula (CaAlAlSiO_6) a meghatározó (42-45 mól%), a diopszid ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) (38-41 mól%) és a jadeit ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) (14-15 mól%) mellett, amelyeknek tehát a szilárd oldata. A klinopiroxének ca-száma [$\text{ca\#} = \text{CaO}/(\text{CaO}+\text{MgO})$, mólarány] 0.63 és 0.65 közötti. Az apatit fluor-apatit, azonban az újonnan kristályosodott apatitban a SiO_2 -koncentráció kisebb (0,35-0,45 tömeg%), mint a reziduális apatitban (0,85-1,44 tömeg%).

10. táblázat. A T01-es kísérlet kristályos fázisainak reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.

	Cpx					átlag		1 σ		korund	
	SiO ₂	43.13	43.90	44.34	44.38	43.43	43.84	0.55	0.23	0.20	
TiO ₂	0.05	0.00	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07		
Al ₂ O ₃	24.33	23.18	21.80	22.63	23.93	23.17	1.01	102.10	102.23		
FeO ^T	0.08	0.07	0.09	0.06	0.08	0.08	0.01	0.04	0.05		
MgO	8.22	8.39	9.30	8.91	8.20	8.60	0.48	0.19	0.18		
CaO	21.45	21.26	21.61	21.38	21.32	21.40	0.14	0.09	0.08		
Na ₂ O	2.01	2.27	1.89	2.00	2.01	2.04	0.14	0.01	0.01		
K ₂ O	0.02	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.01	n.d.	n.d.		
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.06	0.06	0.09	0.06	0.02	n.d.	n.d.		
Totál	99.32	99.11	99.15	99.45	99.12	99.23		102.71	102.82		

	Ap _{rez}			Ap _{új}	
	SiO ₂	1.44	0.98	0.85	0.45
FeO ^T	0.10	n.d.	0.06	n.d.	0.05
MgO	0.23	0.33	0.15	0.65	0.62
CaO	54.12	52.98	53.55	53.56	53.52
Na ₂ O	0.04	0.09	0.04	0.26	0.19
K ₂ O	0.53	0.04	0.02	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅	40.45	42.15	39.84	40.44	41.66
Cl	0.04	0.04	0.08	0.08	0.08
F	3.27	3.32	3.59	3.51	3.35
Totál	100.22	99.93	98.18	98.95	99.83

Cpx–klinopiroxén, Ap_{rez}–reziduális apatit, Ap_{új}–újonnan kristályosodott apatit; FeO^T–az összes vas FeO-ban van kifejezve, n.d.–nem detektált elem, 1 σ –szórás abszolút értékben.

A 11. táblázat mutatja a T01-es kísérlet dermedtett olvadékainak összetételét. A klinopiroxének körül képződött nemelegyedő karbonatit-cseppek (18F. ábra) foszforos-karbonatit-olvadékok (a P₂O₅-tartalom 9,99 és 12,79 tömeg% közötti), amelyek mindig tartalmaznak Na₂O-t (1,35-1,85 tömeg%) és kis mennyiségű SiO₂-t (1,01-1,85 tömeg%, 10. ábra). A karbonatit-cseppek körüli olvadék egy alkáli-gazdag aluminoszilikát-

olvadék (10. táblázat), amelyben SiO₂-tartalom (39,51 és 44,07 tömeg% közötti), az Al₂O₃-tartalom (19,59 és 20,86 tömeg% közötti) és Na₂O-tartalom nagyobb (3,30-4,78 tömeg%), azonban a P₂O₅-tartalom kisebb (1,32 és 2,40 tömeg% közötti), mint a karbonatitolvadékban. A *teljes olvadék* (homogén olvadék), amely a klinopiroxéntól távolabbi helyeken képződött (18C., D. és F. ábra) összetételében az előbb említett két olvadék között van (11. táblázat). A *teljes olvadék* peralkalinitása kicsi, 0,34-0,40 közötti (11. táblázat).

11. táblázat. A T01-es kísérlet dermesztett olvadékaiknak reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.

	Carb_olv				átlag		1σ	
SiO ₂	1.83	1.25	1.01	1.45	1.79	1.85	1.53	0.35
TiO ₂	0.03	0.01	0.02	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	1.00	0.99	0.82	0.88	0.84	0.89	0.90	0.07
FeO *	0.12	0.14	0.15	0.16	0.11	0.18	0.14	0.03
MgO	9.27	8.31	8.28	6.40	8.74	9.10	8.35	1.04
CaO	43.65	45.95	45.49	48.08	39.43	39.95	43.76	3.46
Na ₂ O	1.71	1.85	1.59	2.23	1.47	1.35	1.70	0.31
K ₂ O	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.01
P ₂ O ₅	10.94	12.34	12.79	16.86	9.99	11.23	12.36	2.42
Cl	0.08	0.11	0.07	0.08	n.d.	0.08	0.08	0.02
F	0.82	1.04	0.79	1.12	0.80	0.98	0.92	0.14
Totál	69.49	72.02	71.06	77.30	63.21	65.67	69.81	
PI	2.88	3.12	3.25	4.24	2.95	2.56	3.16	
	Sil_olv				átlag		1σ	
SiO ₂	44.07	42.08	45.30	39.51	42.74	2.53		
TiO ₂	n.d.	0.05	0.04	0.01	0.04	0.02		
Al ₂ O ₃	20.86	20.38	23.01	19.59	20.96	1.46		
FeO *	0.07	0.06	0.08	0.05	0.07	0.01		
MgO	2.08	2.89	2.72	2.74	2.61	0.36		
CaO	11.30	13.55	10.79	15.06	12.68	1.99		
Na ₂ O	4.69	3.37	3.30	4.78	4.04	0.81		
K ₂ O	0.49	0.40	0.35	0.44	0.42	0.06		
P ₂ O ₅	1.99	2.40	1.32	2.61	2.08	0.57		
Cl	0.07	0.08	0.06	0.08	0.07	0.01		
F	0.11	0.17	0.12	0.17	0.14	0.04		
Totál	85.73	85.44	87.09	85.05	85.83			
PI	0.40	0.29	0.25	0.43	0.34			
	B				átlag		1σ	
SiO ₂	30.70	30.86	30.60	31.07	30.77	30.16	30.77	0.34
TiO ₂	n.d.	0.04	n.d.	0.04	0.05	0.05	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	15.92	15.95	16.05	16.00	15.97	16.17	16.05	0.13
FeO *	0.10	0.11	0.09	0.12	0.13	0.10	0.11	0.01
MgO	5.31	5.20	5.21	5.39	5.26	5.30	5.26	0.07
CaO	22.29	21.48	21.88	22.30	22.14	22.22	22.06	0.29
Na ₂ O	3.15	3.46	3.49	3.73	3.37	3.53	3.47	0.18
K ₂ O	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22	0.24	0.22	0.02
P ₂ O ₅	4.81	4.37	4.86	4.62	4.57	4.48	4.58	0.20
Cl	0.07	0.04	0.07	0.09	0.05	0.09	0.07	0.02
F	0.27	0.29	0.28	0.25	0.32	0.24	0.29	0.04
Totál	82.82	82.01	82.74	83.81	82.85	82.57	82.91	
PI	0.34	0.37	0.40	0.36	0.38			

Sil_olv–alkáli aluminoszilikát-olvadék, Carb_olv–foszforos karbonatitolvadék, B–teljes olvadék = homogén olvadék a kapszula klinoproxéntól távolabbi helyein (lásd 18F. ábra). *–az összes vas FeO-ban van kifejezve, n.d.–nem detektált elem, 1σ–abszolút szórás. PI–peralkalinitási index [(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, mólarány]

4.7.8. A T04-es „piston cylinder” kísérletben előállt kristályos fázisok és dermedtett olvadékok

A 12. táblázat mutatja a T04-es kísérlet során képződött kristályok: klinopiroxén, apatit és kálföldpát főelem-összetételét. Ellentétben a T01-es kísérletben tapasztaltakkal, a kálföldpát beforrt repedéseiben lévő klinopiroxének (19C-F. ábra) Al_2O_3 -ban jóval szegényebbek (2,11-4,25 tömeg%). Ezek a klinopiroxének tulajdonképpen diopszidok kis Na_2O - (1,03-1,30 tömeg%) és FeO^{T} -tartalommal (1,05-2,82 tömeg%). Az újonnan kristályosodott és a reziduális apatit között nincs említésre méltó kémiai különbség. Az újonnan kristályosodott kálföldpát (19E-F. ábra) azonban (FeO^{T} : 0,21-0,39 tömeg%) kimerült FeO^{T} -ban a reziduális kálföldpáthoz (FeO^{T} : 0,93-1,02) képest.

A 13. táblázat mutatja a T04-es kísérlet kálföldpátjának beforrt repedéseiben lévő dermedtett olvadékainak összetételét (19E-F. ábra). A nemelegyedő karbonatit-cseppek (19D-F. ábra) foszforos karbonatit-olvadékok (P_2O_5 -tartalom 5,77 és 7,83 tömeg% között) változik) jelentős alkália (a $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 4,4 és 10,98 tömeg% közötti) tartalommal.

12. táblázat. A T04-es kísérlet kristályos fázisainak reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.

	Cpx	Cpx	Cpx	Čpx	Cpx	Cpx	Cpx	átlag	1σ
SiO_2	52.66	53.89	53.74	53.15	52.74	53.12	52.81	53.16	0.49
TiO_2	n.d.	0.02	0.01	0.03	0.02	n.d.	0.02	0.02	0.01
Al_2O_3	3.80	2.11	2.21	4.67	4.25	3.14	4.37	3.51	1.04
FeO^{T}	2.82	2.09	2.01	1.05	1.74	2.05	1.88	1.95	0.52
MgO	15.73	16.57	16.32	16.45	16.23	16.33	16.10	16.25	0.27
CaO	23.47	23.64	23.71	23.26	23.20	23.48	23.25	23.43	0.20
Na_2O	1.30	1.13	1.25	1.09	1.29	1.09	1.03	1.17	0.11
K_2O	0.12	0.19	0.14	0.09	0.15	0.11	0.23	0.15	0.05
P_2O_5	0.02	0.15	0.05	0.07	0.05	0.06	n.d.	0.07	0.04
Totál	99.92	99.78	99.44	99.86	99.67	99.38	99.70	99.69	

	Ap_{rez}			$\text{Ap}_{\text{új}}$		Kfs_{rez}			$\text{Kfs}_{\text{új}}$		
SiO_2	1.46	0.78	0.72	0.95	1.06	SiO_2	63.28	63.43	63.96	63.38	63.82
FeO^*	0.12	n.d.	n.d.	0.13	0.11	TiO_2	0.04	0.04	0.04	n.d.	n.d.
MgO	0.26	0.55	0.10	0.86	0.68	Al_2O_3	17.55	17.57	17.15	17.97	18.20
CaO	54.31	53.65	53.54	53.61	53.59	FeO^*	0.93	0.99	1.02	0.39	0.21
Na_2O	0.05	0.11	0.04	0.61	0.49	MgO	0.12	0.05	0.02	0.01	n.d.
K_2O	0.54	0.05	0.02	0.02	0.02	CaO	0.20	0.04	n.d.	0.04	0.05
P_2O_5	40.37	42.11	40.13	39.95	40.21	Na_2O	0.43	0.37	0.46	0.49	0.47
Cl	0.04	0.05	0.09	0.03	0.04	K_2O	16.39	16.55	16.35	16.52	16.61
F	3.25	3.36	3.64	3.18	3.08	P_2O_5	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01
Totál	100.39	100.66	98.29	99.34	99.28	Totál	98.96	99.07	99.02	98.81	99.37

Cpx–klinopiroxén, Ap_{rez} –reziduális apatit, $\text{Ap}_{\text{új}}$ –újonnan kristályosodott apatit; Kfs_{rez} –reziduális kálföldpát, $\text{Kfs}_{\text{új}}$ –újonnan kristályosodott kálföldpát; FeO^* –az összes vas FeO -ban van kifejezve, n.d.–nem detektált elem, 1σ–szórás abszolút értékben.

Peralkalinitásuk nagy, 18,21 és 95,06 között változik (13. táblázat). Ezek az olvadékok mindig tartalmaznak kis mennyiségű SiO_2 -t (1,56-4,06 tömeg%). A karbonatitolvadék-cseppeket kálium-gazdag aluminoszilikát-olvadék veszi körül: SiO_2 -tartalom 50,28-55,08 tömeg%; K_2O -tartalom 13,05-14,05 tömeg%; Al_2O_3 -tartalom 15,32-17,25 tömeg%; peralkalinitásuk nagyobb, mint a T01-es aluminoszilikát-olvadéké (1,09 és 1,34 között változik, 13. táblázat). Ugyanúgy, ahogyan a T01-es olvadékok esetében, az aluminoszilikátolvadékban a divalens kationok (CaO : 4,40-5,79 tömeg%; MgO : 1,28-2,34 tömeg%) és a foszfor (0,11-0,21 tömeg%) mennyisége kisebb, mint a karbonatitolvadékban.

13. táblázat. A T04-es kísérlet káliföldpátjának beforrt repedéseiben lévő nemelegyedő olvadékok reprezentatív főelem-összetétele tömeg%-ban.

	Sil_olv								átlag	1 σ
SiO_2	55.08	53.71	50.28	52.15	53.68	54.14	53.87	54.18	53.39	1.50
TiO_2	0.10	0.09	0.14	0.09	0.12	0.05	0.08	0.04	0.09	0.03
Al_2O_3	16.40	17.25	15.37	16.55	15.32	15.98	16.14	16.25	16.16	0.63
FeO^*	2.18	2.15	3.22	2.75	2.98	2.52	2.41	2.54	2.59	0.37
MgO	1.45	1.37	2.34	1.98	1.65	1.28	1.54	1.25	1.61	0.38
CaO	4.40	4.40	5.79	5.51	5.41	3.65	4.89	5.48	4.94	0.74
Na_2O	1.93	2.28	4.01	3.56	3.25	2.13	3.21	2.58	2.87	0.75
K_2O	14.01	13.95	12.94	13.05	13.10	14.05	13.57	13.27	13.49	0.46
P_2O_5	0.15	0.11	0.17	0.18	0.16	0.15	0.18	0.21	0.16	0.03
Cl	0.11	0.11	0.17	0.16	0.15	0.11	0.14	0.12	0.13	0.03
F	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.08	0.06	0.05	0.02
Totál	95.84	95.48	94.46	96.01	95.87	94.11	96.11	95.98	95.48	
PI	1.12	1.09	1.34	1.21	1.28	1.17	1.24	1.15	1.20	
	Carb_olv								átlag	1 σ
SiO_2	3.12	4.03	2.58	2.76	1.56	1.87	1.98	3.98	1.95	3.98
TiO_2	0.04	0.05	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.01	0.04	n.d.	0.03
Al_2O_3	0.28	0.58	0.12	0.43	0.12	0.09	0.21	0.51	0.24	0.41
FeO^*	0.42	0.87	0.22	0.23	1.37	0.76	0.84	0.84	1.25	1.12
MgO	5.07	7.47	5.50	8.04	10.56	6.81	9.62	6.54	9.87	8.54
CaO	41.51	36.48	47.67	37.34	43.38	43.88	39.21	37.41	41.25	38.53
Na_2O	2.73	2.93	2.69	2.37	2.87	1.74	1.98	2.95	2.84	3.15
K_2O	5.77	7.83	6.49	3.55	5.64	2.66	4.65	6.54	5.55	6.87
P_2O_5	5.54	4.52	6.41	7.72	5.52	10.75	7.52	7.11	7.54	5.56
Cl	0.28	0.34	0.19	0.26	0.04	0.11	0.15	0.15	0.12	0.12
F	0.23	0.27	0.22	0.66	0.14	0.67	0.29	0.31	0.38	0.28
Totál	65.00	65.37	72.09	63.35	71.22	69.35	66.46	66.38	70.99	68.59
PI	38.33	22.96	95.06	18.21	90.25	60.84	39.49	23.40	44.51	30.79

Sil_olv –alkáli aluminoszilikát-olvadékok, Carb_olv –foszforos karbonatitolvadékok (19. ábra); * – az összes vas FeO -ban van kifejezve, n.d. –nem detektált elem, 1 σ –abszolút szórás. PI –peralkalinitási index [$(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, mólárány].

5. Következtetések

5.1. CAKP xenolitok

5.1.2. A LA-ICP-MS analízisek kvantifikálása

A CAKP xenolitok fő- és nyomelemaidatainak kinyerését és feldolgozását Halter et al. (2002), valamint Zajacz és Halter (2007) módszere alapján végeztük el. Az ásványösszetételek meghatározásakor a főelemek a klinopiroxén és a kálicföldpát esetében 100 tömeg%-ra, az apatit esetében 98,5 tömeg%-ra lettek normálva. A vizsgálatok során biztosak voltunk benne, hogy az elemzett olvadékszárványok közül egyik sem volt feltáródva. Csak az „érintetlen” olvadékszárványokat analizáltuk, a dekrepitálódott és újraolvadt olvadékszárványokat nem vizsgáltuk LA-ICP-MS módszerrel. A lézersugár átmérője úgy lett megválasztva, hogy az analízis során az egész zárvány (beleértve a falapatitot és a fal-kálicföldpátot) maradéktalanul elpárologjon. Tehát az egyes zárványvizsgálatok teljes jelei az ablált olvadékszárvány és befogadó fázis valamilyen arányú keverékéből álltak. Ebből a jelből kivonva a befogadó fázist megkapható az olvadékszárványok összetétele. Ehhez azonban tudni kell a befogadó fázis összetételét és a elpárolgott befogadó fázis (pl.: apatit) relatív mennyiségét a teljes jelhez (olvadékszárvány+befogadó ásvány) képest. Az egyes anyaásványok összetételét általában a vizsgálandó olvadékszárvány mellőli „tisztá” részből, az olvadékszárvánnyal megegyező mélységből integrálva kaptuk meg. Amennyiben a nagy zárványsűrűség miatt erre nem volt lehetőség, a teljes spektrumról a zárvány jelét követő vagy azt megelőző (térben a zárvány feletti vagy alatti) „tisztá”, zárványmentes részből lettek a befogadó fázis összetételei kiszámolva. Ahhoz, hogy megkapjuk az olvadékszárvány relatív mennyiségét a teljes jelben (ún. tömeg-faktor) belső sztenderdeket használtunk. Ezeket a LA-ICP-MS méréstől független belső sztenderdeket korábban feltárt olvadékszárványok fázisarányainak és az EMPA (elektronmikroszondás analízis)-val mért fázisösszetételeinek felhasználásával, tömeg-egyensúly számolással határoztuk meg 30 apatitban és 20 kálicföldpátban lévő olvadékszárvány alapján (M1. táblázat, melléklet). A mikroszonda használata fontos volt, mert az olvadékszárványokban mind a C mind a S jelentős mennyiségű, azonban ezeknek az elemeknek a mérése LA-ICP-MS technikával igen nagy hibával terhelt és nem alkalmazható.

Az apatit-olvadékszárványainak kvantifikálása

Az apatit olvadékszárvényaiban a fal-apatit (Ap_w , 8C. és D. ábra) relatív mennyisége megfelel a bezárt olvadékban lévő telítettségi szinthez tartozó oldott apatit mennyiségének. Kísérletekből tudjuk, hogy felsőköpeny nyomáson az apatit-telített karbonatit olvadékban a P_2O_5 -koncentráció nagyban függ a hőmérséklettől, valamint az olvadék CaO és CO_2 koncentrációjától, ahogyan a következő egyenlet mutatja ($P = 3$ GPa, Baker és Wyllie, 1992):

$$\ln(P_2O_5, \text{tömeg}\%)_{\text{olv.}} = 4,834 - \frac{3809}{T(K)} + 0,0113 \cdot (CaO, \text{tömeg}\%)_{\text{olv.}} - 0,00574 \cdot (CO_2, \text{tömeg}\%)_{\text{olv.}} \quad (1)$$

Az olvadékszárványokban végzett tömegegyensúly számolással kapott teljes összetételek (M1. táblázat, melléklet) megfelelő elemeit behelyettesítve az egyenletbe az apatit-képződési hőmérsékleteket 1070 és 1190 °C közé, átlagosan 1120 °C-nak számoltam. Ezt a hőmérsékletet használtam fel az iteratív számolás során, mint „belső sztenderd” a következők szerint. Először tetszőlegesen 1-nek választottam egy hipotetikus tömeg-faktort. A teljes jel tartalmazza az elpárologtatott apatit befogadóásványt is. Azonban a teljes jel biztos, hogy nagyobb CaO/ P_2O_5 arányt mutat, mint maga a befogadó apatit, hiszen az olvadékszárványokban Ca-gazdag karbonatit van (M1 táblázat, melléklet). A feltárt zárványok fázisösszetétele alapján (6. és M1. táblázatok, 8. ábra) megállapítható, hogy: 1) e többlet CaO-hoz és az összes MgO-, FeO-, Na_2O - és MnO-hoz valószínűleg CO_2 tartozik sztöichiometrikus karbonátot formálva, és 2) a BaO-hoz és a SrO-hoz SO_4 kapcsolódik Ba- és Sr-szulfátot adva. Feltételezhető, hogy ezek az oxidok (P_2O_5 , CaO, MgO, FeO, MnO, Na_2O , CO_2 , továbbá BaO, SrO and SO_4) együtt a K_2O -val, az Al_2O_3 -al és a SiO_2 -vel 100 tömeg %-ot tesznek ki. Kis adagonként csökkentve e hipotetikus tömeg-faktort 1-ről az előálló olvadékszárvány „összetétel” szintén változott. Ezt a csökkentést addig folytattam, míg az előálló „olvadékösszetétel” CaO, P_2O_5 és CO_2 tömeg%-os értékeit az 1. egyenletbe helyettesítve az 1120 °C-t, azaz az számolt egyensúlyi hőmérsékletet kaptam.

A 30 db karbonatit-olvadékszárvány átlagos teljesösszetételek ca-száma $[(CaO)/(CaO+MgO+FeO^T)]$, moláris arányok] 0,49-nek (M1. táblázat, melléklet), a 60 db LA-ICP-MS elemzéssel meghatározott karbonatitolvadék-zárványok összetételének

átlagos ca-száma 0,50-nek adódott (8. táblázat). A két érték igen hasonló, amely a kvantifikálás pontosságát sugallja. Néhány olvadékszárvány az apatitban sok (>15 tömeg%) SiO₂-t tartalmaz, amely zárványok kvantifikálása a ca-szám (~0,50) alapján történt, mert az 1. egyenlet SiO₂ gazdag (>~15 tömeg%) karbonatitolvadékokra nem alkalmazható megbízhatóan (Baker és Wyllie, 1992).

A káliföldpát olvadékszárványainak kvantifikálása

A káliföldpát olvadék-zárványainak kvantifikálásához 20 db, feltárt zárvány, átlagos SiO₂-tartalmát [~27 tömeg% (1σ = 8.3 tömeg%)] használtam fel (M1. táblázat, melléklet) mint belső sztenderd. A tömeg-egyensúly számolás alapján feltételeztem továbbá, hogy a P₂O₅ együtt a megfelelő mennyiségű CaO-val apatitot képez. A maradék CaO és a teljes mennyiségű MgO, FeO és MnO karbonátot formál CO₂-vel. Ezek az oxidok együtt a K₂O-, a Na₂O-, az Al₂O₃- és a SiO₂-al teszik ki a 100 tömeg %-ot.

5.1.3. A felhozó lamprofir kémiai hatása

A szivacsos klinopiroxén (7D. ábra) és a káliföldpát hullámos zónájának (7C. ábra) jelenléte azt sugallja, hogy a CAKP xenolitok olvadást szenvedtek a lamprofir magmában történő felemelkedés során. A szivacsos klinopiroxén, amelynek klinopiroxén maradványai jelentősen kimerültek Na-ban és Al-ban az „érintetlen” klinopiroxénhez képest (3. táblázat) és a szivacsos klinopiroxén kőzetüveg beágyazásai, amelyek viszont jelentősen gazdagodtak ezekben az elemekben az „érintetlen” klinopiroxénhez képest (3. táblázat) egyértelműen mutatják a klinopiroxén kezdődő parciális olvadását. Ez a nyomás csökkenésével és a hőmérséklet emelkedésével együtt magyarázható (pl.: Carpenter et al., 2002).

Az olvadékszárványok alakjában is látszik számos esetben a magma felfűtő hatása és a nyomás csökkenése, ahogyan alakjuk változik: kikerekednek és/vagy dekrepitálódnak (8. ábra). Azonban a mélyből jövő CAKP xenolitok olvadékszárványainak negatív kristály alakja sok esetben megőrződött (8C. és F. ábra) köszönhetően a lamprofiros magma nagy sebességű feláramlásának és gyors kihülésének. Tehát az olvadékszárványok falára kristályosodott oldott apatit- és káliföldpát-tartalom a negatív kristály alakú zárványok esetében nagy valószínűséggel a származási helyükön fennálló hőmérsékletéhez és

nyomáshoz tartozó befogadó ásvány telítettségi vagy ahhoz közeli szintet reprezentálják és alkalmasak tömegegyensúly számolásra. A fal-apatit és a fal-káliföldpát valószínűleg akkor kristályosodott zárványok falára, mikor a CAKP xenolitokat tartalmazó lamprofir-magma teléres formában megrekedt és megszilárdult.

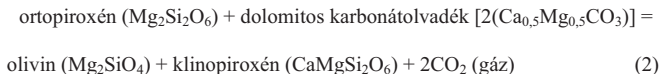
5.1.4. A CAKP xenolitok becsült képződési hőmérséklete és nyomása

Baker és Wyllie (1992) 3 GPa-on végzett karbonatitolvadékban apatit-oldhatóságot vizsgáló kísérleti eredményei alapján a CAKP apatit 1090 és 1180 °C közötti intervallumban, átlagosan 1120 °C-on kerülhetett egyensúlyba az olvadékszárnyaival (5.1.2. fejezet). Felmerülhet a kérdés, hogy az apatit oldhatósága mennyire függ a nyomástól. Összehasonlítva Klemme és Dalpé (2003) 1 GPa-os, valamint Baker és Wyllie (1992) 3 GPa-os kísérleteiben előállt, apatit-telített karbonatitolvadékok oldott apatit tartalmát ugyanazokon a hőmérsékleteken, nem állítható, hogy az apatit oldhatóságát a nyomás 1 és 3 GPa között jelentős mértékben befolyásolná. Elmondható azonban, hogy a CAKP apatitok viszonylag nagy egyensúlyi hőmérséklete egyértelműen a xenolitok köpenyeredetét jelzi.

A nyomás megbecsléséhez a CAKP „érintetlen” klinopiroxének $Al^{(IV)}/Al^{(VI)}$ értékeit használtam fel és összehasonlítottam más, nagy-, közepes- és kis-nyomású kőzetek klinopiroxénjeinek $Al^{(IV)}/Al^{(VI)}$ értékeivel (25. ábra). Az eredmények szintén azt sugallják, hogy a klinopiroxének legalább felsőköpeny-nyomásról származnak.

Megvizsgálva azokat a nagynyomású és nagyhőmérsékletű kísérleteket, ahol a képződő karbonatitolvadékok ultramafikus köpenykőzetekkel voltak egyensúlyban (pl.: Wyllie és Huang, 1976; Wallace és Green, 1988; Green and Wallace, 1988; Dalton és Wood, 1993; Sweeney, 1994; Dalton és Presnall, 1998; Lee et al. 2000) egyértelműen látszik, hogy ezek az olvadékok dolomitosak, vagy esetleg még annál is gazdagabbak Mg-ban [$ca\text{-szám} = CaO/(CaO+MgO+FeO^T) = 0,45\text{-}0,59$; mólarány]. A CAKP xenolitok apatit- és káliföldpát-hordozta olvadékszárnyainak átlagos $ca\text{-számjai}$ (0,50 és 0,60) dolomitos karakterűek. A fázisdiagramok szerint (Lee et al., 2000), ha a dolomitos karbonatitolvadék felfelé migrálása közben eléri a kb. 2,2 GPa nyomású köpeny-régiót, akkor a lherzolittal reakcióba lépve instabillá válik és wehrlitet hoz létre intenzív CO_2 -

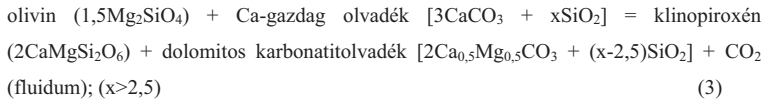
felszabadulás kíséretében (pl.: Green és Wallace, 1988; Wallace és Green, 1988; Lee és Wyllie 2000).



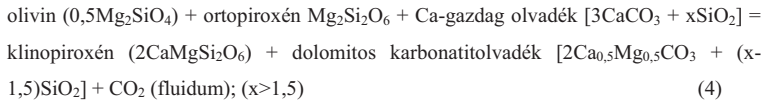
A természetben azonban nem e fenti egyenletnek megfelelő moláris arányban reagálnak a fázisok. A köpenyhez képest kis porcióban jelenlevő karbonatitolvadékok – ugyan sebesen haladhatnak – igen hamar felemészthetnek klinopiroxén gazdag kőzetet (wehrlitet) és CO₂ fluidumot produkálva. Bár a CAKP xenolitok fő fázisa a klinopiroxén mégsem valószínű, hogy a fenti wehrlitesedési reakció hozta létre, mert a CAKP xenolitok dominánsan karbonatit-olvadékszárnyokat és nem pedig CO₂-gazdag fluidumzárnyokat hordoznak, továbbá nem tartalmaznak olivint sem.

Figyelembe kell venni azt is, hogy a 2. egyenletben mutatott reakció ortopiroxénmentes környezetben nem megy végbe. Tehát, ha a xenolitokat létrehozó karbonatit-metaszomatózis kiindulási kőzete nem lherzolit volt, hanem például wehrlit, akkor a képződési nyomást túlbecsülhetjük. Azonban Dalton és Wood (1993) kísérletei szerint a wehrlittel egyensúlyban lévő karbonatitolvadék ca-száma a CAKP xenolitok olvadékszárnyaihoz képest nagyobb; 0,7-es értéket mutat. Továbbá ezek a kísérletek azt is megmutatják, hogy az olvadék ca-száma () nő a nyomás csökkenésével. Így ezek alapján a wehrlites kiindulási kőzet elmélet nehezebben képzelhető el.

Tovább gondolva a 2. egyenlet egy egyszerűsített leírása a reakciónak, hiszen „tisztá” karbonátolvadék a szilikátos köpenyben nem létezhet csakis oldott szilika-tartalommal. Ezt számos kísérlet igazolta (Wallace és Green, 1988; Baker és Wyllie, 1992; Sweeney, 1994; Dalton és Presnall, 1998; Lee et al., 2000; Lee és Wyllie, 2000; Dasgupta et al., 2004; Yaxley és Brey, 2004, Thomsen és Schmidt, 2008; illetve lásd az 5.4.1. fejezetet). Fentieket figyelembe véve és egy Ca-gazdag kiindulási olvadékot feltételezve nem zárható ki, hogy a CAKP klinopiroxének és velük együtt a dolomitos olvadék létrejötté – saját számolás szerint – a következő egyszerűsített reakciók valamelyike szerint ment végbe:



vagy,



Ahol felszabaduló CO₂-fluidum mennyisége nagyban függ a reagáló fázisok arányától és egy nyílt rendszerű karbonatit-metaszomatózist feltételezve a képződő CO₂ tömege igen kicsi lehet az olvadékhoz képest.

Az apatit stabilitása köpeny nyomás és hőmérséklet viszonyok között széles körben elfogadott és bizonyított (Watson, 1980; Baker és Wyllie, 1992; Ryabchikov és Hamilton, 1993; Klemme és Dalpé, 2003). Bár nem karbonatitos – hanem a forszterit-leucit-akermanit – rendszerben Nag et al. (2007) nagynyomású kísérletei azt mutatják, hogy a káliföldpát egyensúlyban van a flogopittal és diopsziddal 2,3 GPa nyomáson és 1140 °C-os hőmérsékleten, amely ugyan nem bizonyítja, de alátámaszthatja a CAKP xenolitok köpenybeli létrejöttét. (A káliföldpát nagynyomású stabilitásának tárgyalására karbonatitos rendszerben az 5.2.1. fejezetben kerül sor). Hasonlóan az apatithoz a flogopit is létezik köpeny-nyomásokon karbonatitos rendszerben. Thibault et al. (1992) és Sweeney (1994) kísérletei szerint a flogopit stabilitásának maximum nyomásértékei a dolomit-karbonatitos rendszerben 1120 °C-on kb. 3,6-3,8 GPa.

Összegezve a fentieket látható, hogy mennyire bizonytalanul megbecsülni a CAKP xenolitok képződési nyomását. Valószínű azonban, hogy a xenolitok körülbelül 2,2 GPa és 3,8 GPa közötti nyomásról és hozzávetőlegesen 1100 °C-os hőmérsékletű felsőköpenyből származnak (Guzmics et al. 2008b).

5.1.5. Az olvadékszárványok geokémiai tulajdonságai

A tanulmányozott olvadékszárványok nagy (>1) P_2O_5/TiO_2 értéket (tömeg%) mutatnak (8., M2. és M3. táblázatok), amely Wallace és Green, 1988 illetve Baker és Wyllie, 1992 munkái alapján az elsődleges karbonatitok típusos geokémiai tulajdonsága. A nagynyomású kísérletekben a köpenykőzettel együtt létező karbonatitok összetétele mindig dolomitos (vagy Mg-ban még gazdagabb) karakterű (Wyllie és Huang, 1976; Egger, 1978; Wallace és Green, 1988; Thibault et al., 1992; 1993; Ryabchikov és Hamilton, 1993; Sweeney, 1994; Dalton és Presnall, 1998; Lee et al., 2000; Lee és Wyllie, 2000). A tanulmányozott olvadékok elsődleges eredetét tehát jól alátámasztja dolomitos összetételük (8., M2. és M3. táblázatok). További fontos tényező a SiO_2 -tartalom. Mivel az elsődleges karbonatitok valamilyen karbonát-tartalmú szilikátos kőzetből (pl.: peridotit, eklogit, metaszedimentek) származnak, kell, hogy tartalmazzanak minimum néhány tömeg%-nyi SiO_2 -t. Ez egyértelműen tükröződik a tanulmányozott olvadékszárványok összetételében (8., M2. és M3. táblázatok) és megfigyelhető a CaO-MgO- SiO_2 - CO_2 fázisdiagramokon (pl.: Lee és Wyllie, 1997, 1998; Lee és Wyllie, 2000; Lee et al., 2000) mutatván, hogy a szilikát-karbonát likvidusz határfelület – ugyan közel halad – de soha nem terjed ki a “tisztá” karbonát csúcsokba.

Az apatitokba és a káliföldpátokba fogódott olvadékszárványok primitív köpenyre normált nyomelemeloszlása erős dúsulást mutat inkompatibilis nyomelemekben (pl.: Th, Pb, U, Sr, P és könnyű-ritkaföldfémek) a nehéz-ritkaföldfémekhez és a kompatibilis elemekhez (Sc, V, Ni és Cr) képest (26. ábra). Például az apatit olvadékszárványainak primitív köpenyre normált U és Th értéke közel 1 milliószoros, a La és a Sr értéke közel 100 ezerszeres dúsulást mutat a Ni és a Cr primitív köpenyre normált értékeihez képest. Ezt a lefutást az elsődleges karbonatitolvadékok esetében a karbonátos kéreg- vagy köpenykőzet kismértékű parciális olvadása idézheti elő.

5.1.6. Összetételbeli bizonyítékok a szételegedésére

Az apatit 1. csoport és a káliföldpát olvadékszárványainak főelem geokémiai összehasonlításáról elmondható, hogy erős kontrasztot mutatnak számos elem vonatkozásában (pl.: P, Si, K és Al) (8., M2. és M3. táblázat). Ez azt jelenti, hogy ezek az apatitban illetve a káliföldpátban lévő olvadékszárványok nem lehetnek differenciációs

maradékai egymásnak. Például tegyük fel, hogy az apatit kristályosodott először. Ilyenkor az apatit olvadékszárányaiban kéne jelentős mennyiségű kálicföldpát-komponensnek (pl.: K, Al és Si) lennie és fordítva, ha a kálicföldpát kristályosodott volna először, akkor a kálicföldpát olvadékszárányaiban kellene találnunk jelentős mennyiségű apatit-komponenst. Ezeket azonban nem látjuk. Más szóval nagyon nehezen elképzelhető az, hogy az apatit 1. csoport és a kálicföldpát olvadékszárányai ugyanazon olvadéknak a különböző fejlődési szakaszait képviselik.

Elképzelhető lehet az, hogy a fent említett kémiai különbséget egy ugyanazon olvadék és a különböző befogadó-ásványok (apatit és kálicföldpát) közötti olvadék-bezáródás utáni reakciók (pl.: apatit és kálicföldpát olvadékszárányaikba való beolvadása, majd falra kristályosodása) okozzák. Azonban ha összehasonlítjuk az apatit olvadékszárányainak belső karbonátgazdag részének ca-számát (tehát a fal-apatitot *nem* vesszük figyelembe, 8C., D. ábra; 8. és M1. táblázatok) és kálicföldpát olvadékszárányainak ca-számát (M1. és M3. táblázatok, melléklet), jelentős különbséget kapunk: 0,35 az apatit esetében és 0,60 a kálicföldpát esetében. Ez kizárja azt, hogy az összes olvadékszárány *ugyanannak* az olvadéknak különböző fázisokba (apatit és kálicföldpát) való befogódásával jött létre. Ebből adódóan sokkal valószínűbb, hogy ezek az olvadékok, amelyek cseppjei az apatitba és a kálicföldpátba vannak záródva egy karbonátban gazdag olvadék *szételegyedésével* jöttek létre.

Az olvadék-olvadék szétkülönülés kinetikája azonban fontos szerepet játszhatott az olvadékbefogódásban. A szételegyedéskor a szóban forgó olvadékok nem voltak egyensúlyban egymással, hanem túltelítettek voltak apatitra és kálicföldpátra nézve. E fázisok kristályosodásakor az apatit típusosan a foszforgazdag karbonatitolvadékot, a kálicföldpát pedig a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadékot zárta be. Azonban egy ilyen szételegyedő rendszerben az is elképzelhető, hogy a kristályosodó fázis (pl.: az apatit) bezárja a másik jelenlévő olvadékot (azt az olvadékot, amelyikben nagyon kis mennyiségben van oldva pl.: aluminoszilikát olvadék) is függően a nedvesítési tulajdonságoktól és a kristályosodás sebességétől. Ezt a jelenséget heterogén bezáródásnak hívjuk (pl.: Frezzotti, 2001; Danyushevsky e al., 2002; Schiano 2003; De Vivo et al., 2006; Zajacz et al., 2007 és Guzmics et al., 2008a, b).

A heterogén bezáródás kiolvasható az apatit különböző karakterisztikus csoportokat alkotó karbonatit-olvadékszárányaiból (pl.: 1, 2, és 3. csoport; 8. és M2. táblázat; 26B. ábra). Az 1. csoport a LA-ICP-MS-el vizsgált olvadékszárványok túlnyomó többséget reprezentálja. A 2. csoport az 1. és a 3. csoporthoz képest jelentős mértékben dúsult K-ban, Al-ban és Si-ban. Ezek a főelemek a káliföldpát olvadékszárányaiban is meghatározó komponensek (M3. táblázat a mellékletben, 26C. ábra). A Cs, a Rb, a Zr és a Hf koncentrációja szintén nagyobb a 2. csoportban és a káliföldpát olvadékszárányaiban, mint az 1. csoportban. Továbbá – hasonlóan a káliföldpát olvadékszárányaihoz – a 2. csoport olvadékszárványai szegényebbek ritkaföldfémekben, mint az 1. csoport zárványai. Mivel a Si/Al moláris arány értéke a 2. csoport (2,9-18; 7 átlagosan) és az 1. csoport (2,3-52; 15 átlagosan) olvadékszárányaiban jelentős különbséget mutat a káliföldpát Si/Al moláris arányától (3), e csoportok olvadékszárványainak összetételbeli különbsége nem lehet kizárólagos eredménye a káliföldpát kristályok heterogén bezáródásának. Sokkal inkább valószínű, hogy a 2. csoport olvadékszárványai tartalmaznak mind a foszforos karbonatit-, mind a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék cseppjeiből. Ez pedig bizonyíték lehet a szételegedésre, amely az apatit kristályosodása előtt és/vagy azzal együtt történhetett.

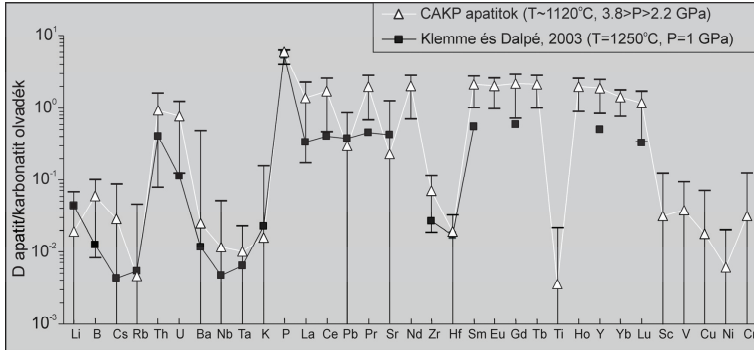
Az apatitban a 3. csoport olvadékszárványai még tovább bonyolítják a képet. E zárványok nagyon erősen gazdagodtak Sr-ban, Ba-ban és S-ben (26B. ábra), amely eredménye lehetne a Sr-Ba-szulfát kristályok (8A. és B. ábra) heterogén befogódásának. Azonban, ha megvizsgáljuk a 3. csoport olvadékszárványainak fal-apatitot nem tartalmazó részének Ca-számát (átlagosan 0,16; 8. táblázat) majdnem a fele értékét kapjuk, mint az 1. csoport zárványaira (átlagosan 0,35; 8. táblázat). Ezek az olvadékszárványok jóval gazdagabbak Mg-ban és Fe-ban a Ca-hoz képest, mint az 1. csoport zárványai, amely nem magyarázható a heterogéne befogott Ba-Sr-szulfátok jelenlétével. Ezen felül a CAKP xenolitokban nem azonosítottunk Ba-Sr-szulfát szemcséket. Fentiek azt jelzik, hogy a 3. csoport olvadékszárványainak kén-gazdagságát nem heterogéne befogódott szulfát kristályok okozzák, hanem heterogéne befogódott, kénben gazdag további olvadék vagy fluidum fázis. Ennek a fázisnak más, apatiton kívüli kristályba való bezáródása nem észlelhető.

A LA-ICP-MS elemzés során a megvizsgált 20 db káliföldpát zárvány esetében egyszer sem tapasztaltam kiugró (>2 tömeg%) foszfor értékeket. Egy esetben a feltárt zárványok között került elő olyan képlet, amelyben foszfor-gazdag karbonatit globula van (Guzmics et al., 2008b), amely jelzi a heterogén bezáródást a káliföldpátban is. Ez a zárvány azonban erősen dekrepitálódott és megolvadt, így pontosabb információ nem adható e tekintetben.

Összegezve elmondható, hogy olvadék-olvadék szételegyedés volt egy foszforban gazdag karbonatitolvadék és egy karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék között mielőtt az olvadékbefogódás (a gazdaásványok érdemi kristályosodása) elkezdődött. E rendszerben egy harmadik, nemelegyedő olvadék/fluidum fázis is jelen lehetett, amely extrém módon dúsíthatta magába a kenet. A CAKP xenolitok tárgyalásakor az apatit heterogén bezáródást mutató zárványait (2. és 3. csoport) nem használjuk fel az olvadék-olvadék megoszlási együtthatók becsléséhez. A szételegyedés egyszerűsített, elméleti modellje pedig az 5.1.12. fejezetben olvasható.

5.1.7. Nyomelem-megoszlás az olvadékzárványok és a megfelelő befogadó fázisai között

A LA-ICP-MS elemzéssel vizsgált olvadékzárványok azt mutatják, hogy az apatitban az összes ritkaföldfém és – természetesen – a foszfor kompatibilis, míg az U és a Th gyengén inkompatibilis elemek (29. ábra, 5. táblázat). A ritkaföldfémek közül a Gd a legkompatibilisebb ($D=2.15$, $\sigma=1.37$). A Sm (2.12 , $\sigma=1.02$), az Eu (2.03 , $\sigma=0.96$) és a Tb (2.12 , $\sigma=1.03$) hasonló értékeket mutat, azonban a La és a Lu kevésbé kompatibilis elemek: $D_{La} = 1.37$ ($\sigma=1.18$) és $D_{Lu} = 1.18$ ($\sigma=0.77$). Tehát a vizsgált ritkaföldfémek D értékeinek eloszlása boltozatszerűen jelenik meg és a boltív tetején a Gd található (29. ábra). A ritkaföldfémek hasonló boltíves megoszlását már megfigyeltek apatitban (pl.: Fleet és Pan, 1995, 1997; Sha és Chappell, 1999) jelezve, hogy a közepes-ritkaföldfémek sokkal inkább preferálják az apatit szerkezetét, mint a nehéz- és a könnyű-ritkaföldfémek. Hasonló olvasható Klemme és Dalpé (2003) 1250°C -on és 1 GPa-on végzett kísérleti eredményének és a saját adatainak összevetéséről (29. ábra, 5. táblázat). A kísérletek szerint a ritkaföldfémek közül a Gd kedveli leginkább az apatitot ($D=0,58$), míg a La ($D=0,37$) és a Lu ($0,34$) kisebb megoszlási együtthatót mutat.

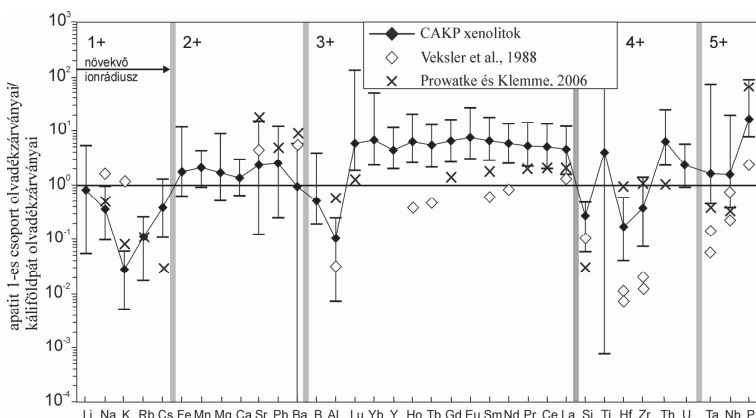


29. ábra. Nyomelem-megoszlási együtthatók (D) az apatit és a karbonatitolvadék között. A CAKP apatit/karbonatitolvadék adatok az 5. táblázatból származnak, amelyek Klemme és Dalpé (2003) kísérleti munkájával (BS 19. kísérlet) együtt vannak ábrázolva a diagramban. A természetes minta (CAKP) és a kísérleti adatok hasonló mintázata (pl.: a ritkaföldfémek boltíves lefutása) azt sugallja, hogy az CAKP apatit egyensúlyba kerülhetett karbonatitolvadék-zárványaival.

A 29. ábrán továbbá megfigyelhető, hogy a Rb-P, Zr-Hf, ritkaföldfém lefutása és koncentrációja a két mintában (kísérleti eredmények és saját adatok) nagyon hasonló egymáshoz. Mindkét tanulmány szerint a Th az apatitot jobban preferálja, mint az U-t. Az Pb és a Sr értékei azonban a CAKP apatitok esetében a ritkaföldfémekhez képest jóval kisebb D értékeket mutat, mint ez Klemme és Dalpé (2003) kísérletében. E különbség magyarázható azzal, hogy az apatit olvadékszárványai jelentős mennyiségben tartalmaznak kenet, amely komponens hiányzik a szóban forgó kísérletből. A kén (pl.: SO_4^{2-} formában) jelentős mértékben befolyásolhatja a Sr és az Pb megoszlását az apatit és a karbonatitolvadék között (26B. ábra). Továbbá Klemme és Dalpé (2003) kísérleteit más nyomáson és hőmérsékleten hajtották végre (29. ábra), mint amely értékeket a CAKP xenolitok képződésére becsültünk. A hőmérséklet és vagy nyomás hatása az elemek megoszlására a kristályos és az olvadék fázis között ismert jelenség (pl.: Witt-Eickschen és O'Neill (2005).

5.1.8. Elemmegoszlás a foszforos karbonatit és a karbonát-tartalmú alkáli aluminoszilikát olvadék között

A koordináló anionok, mint például a SiO_4^{4-} , O^{2-} , CO_3^{2-} , S^{2-} , SO_4^{2-} és a PO_4^{3-} fontos szerepet játszanak az olvadék struktúrájának kialakításában (pl.: Purton et al., 1996; Blundy és Dalton, 2000; van Westrenen et al., 2000). Többek között ezért is nyújtanak az olvadékszárványok különleges lehetőséget az elemek viselkedésének megértésében a szételegyedés során. A 30. ábrán az apatit 1. csoport zárványainak összetétele van normálva a kálicföldpát zárványainak összetételére.



30. ábra. Az elemek megoszlása a foszforos karbonatit (apatit 1. csoport zárványai, n=48) és a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék (kálicföldpát zárványai, n=20) között a becsült kb. 1120 °C-on és 2,2-3,8 GPa-on bezáródási feltételek mellett.

Az átlagos összetételek mellett a szórás is ábrázolva van (8. és M3. táblázat). A diagram azt mutatja, hogy az alkáliák (Li, Na, K, Rb és a Cs), valamint a B, az Al, a Si és a Zr és a Hf az aluminoszilikát-olvadékokat, a többi meghatározott elem a foszforos karbonatit-olvadékokat részesítik előnybe. Összevetésként 1) Veksler et al. (1998) 965-1015 °C-on és 0,084-0,094 GPa-on végzett kísérleteiben képződött nemelegyedő szilikát- és karbonatit-olvadék közötti, valamint 2) Prowatke és Klemme (2006) 1510 °C-on és 10¹⁰ Pa-on végzett kísérleteiben előállt nemelegyedő foszfát- és szilikát-olvadék közötti elemmegoszlások szintén láthatók.

Az olvadékszárványok azt mutatják, hogy a bezáródási nyomás-hőmérsékleten a foszfor extrém módon, a Sr, az Y és a ritkaföldfémek nagyon, a Mg, a Mn, a Fe, a Pb és az U közepesen, míg a Ca, a Nb és a Ta gyengén kompatibilisak a foszforos karbonatit-olvadékban. Ezzel szemben a K, a Na, az Al, a Si és a Hf erősen, míg a Li, a B, a Zr, a Rb és a Cs közepesen kompatibilis elemek a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-

olvadékban. Az kapott eredményeket összehasonlítottam Veksler et al. (1998, nemelegyedő szilikát-és karbonatitolvadék közötti elemmegoszlás), valamint Prowatke és Klemme (2006, nemelegyedő szilikát-és foszfát-olvadék közötti elemmegoszlás) adataival.

A direkt összehasonlítás Veksler et al. (1998) eredményeivel talán vitatható, hiszen a kálicföldpát olvadékszárványai jelentős mennyiségben tartalmaznak karbonátot – ellentétben Veksler et al. (1998) szilikátolvadékaival –, mégis úgy tűnik, hogy a kálicföldpát olvadékszárványainak a SiO₂-tartalma alapja lehet ennek az összehasonlításnak. Továbbá, a szételegyedés pillanatában, az olvadékokban több kálicföldpát- és apatit-komponensnek kellett lennie, mint amennyit most látunk falra kristályosodva (8. ábra), hiszen valamennyi befogadó-ásvány kikristályosodott az olvadékokból. Ezért egy összehasonlítás Prowatke és Klemme (2006) kísérleti rendszerével használható információt adhat annak ellenére, hogy e kísérleti rendszer nem tartalmazott karbonátot és kenet sem. Meg kell említeni, hogy Kogarko et al. (1977) kísérletében szintén felismert szételegyedést foszfát és aluminoszilikát olvadék között a F-apatit-nefelin-dioszid rendszerben, de tanulmányában nem határozott meg nyomelemeket.

Veksler et al. (1998) és jelen dolgozat eredményeinek összehasonlítása alapján elmondható, hogy mindkét munka szerint az Al, a Si, a Zr és a Hf szilikát-tartalmú olvadékot preferálja, míg a P és a Sr ellentétesen viselkedik, azaz a karbonatitolvadékot részesíti előnyben. A Hf kompatibilisabb a szilikátos olvadékban, mint a Zr. Elmondható azonban, hogy vannak különbségek ebben az összehasonlításában. Például a közép- és nehéz-ritkaföldfémek, a Nb és a Ta a szilikátos olvadék helyett a foszforos karbonatitot preferálja; a nátrium és a kálium (hasonlóan a többi alkáliához) a szilikátos olvadékot részesíti előnyben a CAKP xenolitokban. Ezek a különbségek abból adódhatnak, hogy a kétféle rendszer különböző fizikai (nyomás és hőmérséklet) illetve kémiai paramétereken működött. Például a CAKP olvadékszárványok rendszere a P₂O₅-ben és SO₃-ban jóval gazdagabb, mint Veksler (1998) által tanulmányozott rendszer.

Az alkáliák és a ritkaföldfémek megoszlásának változása a két nemelegyedő olvadék között jobban érthető, ha Veksler et al. (1998), Prowatke és Klemme (2006), valamint a CAKP nemelegyedő olvadékait hasonlítjuk össze egymással. Ezek szerint a foszfor

gazdag olvadérendszerekben (Prowatke és Klemme, 2006 és jelen munka) a ritkaföldfémek kompatibilisak, míg az alkáliák inkompatibilisak a foszfor-gazdag olvadékban. A különbségek az alkáli-fémek megoszlásában azonban adódhatnak a jelentős nyomás-különbségből is (lásd 30. ábra).

Összefoglalva tehát elmondható, hogy a CAKP olvadékszárványok szerint a foszfor komponensnek (PO_4^{3-}) nagy szerepe van a ritkaföldfémek, a szilikát komponensnek (SiO_4^{4-}) pedig a B, az Al, a Zr, a Hf és az alkáli fémek szállításában.

5.1.9. A CAKP xenolitok metasomatikus eredete

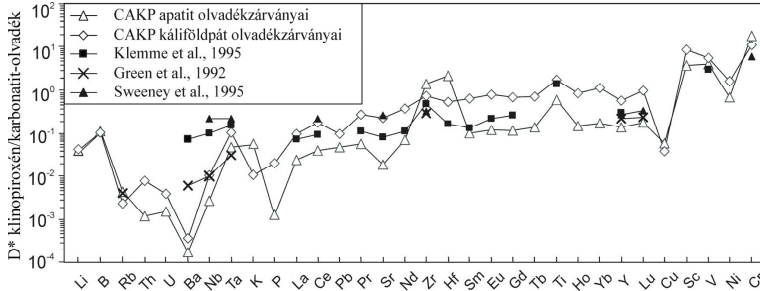
Bár az apatit és kálicföldpát – a klinopiroxénnel és a flogopittal ellentétben – nagyszámú olvadékszárványt tartalmaz (7. E-F. ábra) mutatván, hogy a CAKP xenolitok e fázisai olvadékból kristályosodtak, a kapcsolat leírása az apatit és a kálicföldpát kristályosodása, valamint a klinopiroxén és az apatit képződése között jóval bonyolultabb. A flogopit kis modális részarányban van jelen a xenolitokban (1. táblázat), ezért kis kémiai hatása van, ezért inkább a lényeges elegyrészre (~73%, 1. táblázat), a klinopiroxénre célszerű összpontosítani. A következő három pont összesíti, hogy a CAKP klinopiroxén (és a flogopit) valószínűleg sem a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadékból sem a foszforos karbonatitolvadékból nem kristályosodhatott *közvetlenül*:

- a) A klinopiroxén (és a flogopit) nem tartalmaz olvadékszárványokat, amely azt sugallja, hogy kristályosodásuk más volt, mint az apatité és a kálicföldpáté.
- b) Egyszerűsítve a CAKP rendszert, az apatit-diopszid ásványpár egy eutektikus rendszert alkot (Kogarko et al., 1977), ahol az eutektikus pont jóval közelebb van a diopszid szélsőtaghoz, mint az apatitéhoz. Ha az első kristályosodási fázis az apatit volt, akkor a fejlődő olvadékösszetétel el kellett volna, hogy érje az eutektikus pontot, hogy megmagyarázhassuk a klinopiroxén – mint a xenolitok fő fázisának a – jelenlétét. Ebben az esetben nagy arányban kellene olyan olvadékszárványokat is látnunk az apatitban, amelyekben túlnyomórészt diopszid van. Ilyeneket azonban nem sikerült azonosítani. Tétélezük fel, hogy az első kristályosodási fázis klinopiroxén, ebben az esetben is az apatitba bezáródó olvadékszárványok nem karbonatitosnak kellene lenniük, hanem diopszidosnak, azaz szilikátosnak, az eutektikus rendszerek ismert viselkedésének megfelelően (pl. Kogarko et al., 1977). A nyomás növelésével nem valószínű, hogy az

eutektikus pont számottevően eltolódik, hiszen nem várható az, hogy a diopszidba a foszfor az apatitba pedig a magnézium és/vagy a szilícium nyomnyi mennyiségnél nagyobb koncentrációban épülne be.

c) A $\text{CaO-SiO}_2\text{-CO}_2$, illetve a $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ fázisdiagramok szerint (pl.: Huang és Wyllie, 1974; Huang et al., 1980; Lee és Wyllie, 2000; Lee et al., 2000) a CO_2 -telített dolomitos karbonatitolvadék nem kristályosít diopszidot a likviduszon csak akkor, ha vele együtt karbonát (pl.: dolomit, magnezit, kalcit) is kristályosodik. Primer karbonátásványok azonban nem találhatóak a CAKP xenolitokban az olvadékszárványokban lévőkön kívül.

A klinopiroxének nyomelem-összetételének tanulmányozása az egyik legjobb módszer a (karbonatit-) metasomatózis nyomozására (pl.: Hunter és McKenzie, 1989; Watson et al., 1990; Yaxley et al., 1991; Hauri et al., 1993; Rudnick et al., 1993; Yaxley et al., 1998, Blundy és Dalton, 2000). Annak ellenére, hogy tényként ismert, hogy a karbonatitolvadékkal nagy nyomáson egyensúlyban lévő klinopiroxénben a nehéz-ritkaföldfémek kompatibilisabbak, mint a könnyű-ritkaföldfémek (Green et al., 1992; Klemme et al., 1995; Sweeney et al., 1995), a CAKP klinopiroxének mégis gazdagodást mutatnak könnyű-ritkaföldfémekben a nehéz-ritkaföldfémekhez képest (26A. ábra). Ezen felül a klinopiroxének – hasonlóan a tanulmányozott karbonatitolvadékszárványokhoz – erős negatív Ti-anomáliát mutatnak (26A. ábra). Az olvadékszárványok geokémiai karaktere tükröződik tehát a klinopiroxének nyomelem-összetételében (26. ábra). Továbbá a CAKP klinopiroxének, valamint az apatit és a káliföldpát olvadékszárványai közötti nyomelem-megoszlás igen hasonló eloszlást mutat a nagynyomású kísérletek eredményeivel (31. ábra). Például a klinopiroxén/karbonatitolvadék megoszlási együttható értékek folyamatosan növekednek a könnyűritkaföldfémektől a nehéz-ritkaföldfémek felé (31. ábra). A klinopiroxénben a Ta kompatibilisabb, mint a Nb; a Zr és a Ti nagyobb kompatibilitást mutat, mint a szomszédos Hf és ritkaföldfémek (31. ábra), valamint a Sc, a V és a Cr erősen kompatibilisen viselkednek (31. ábra).



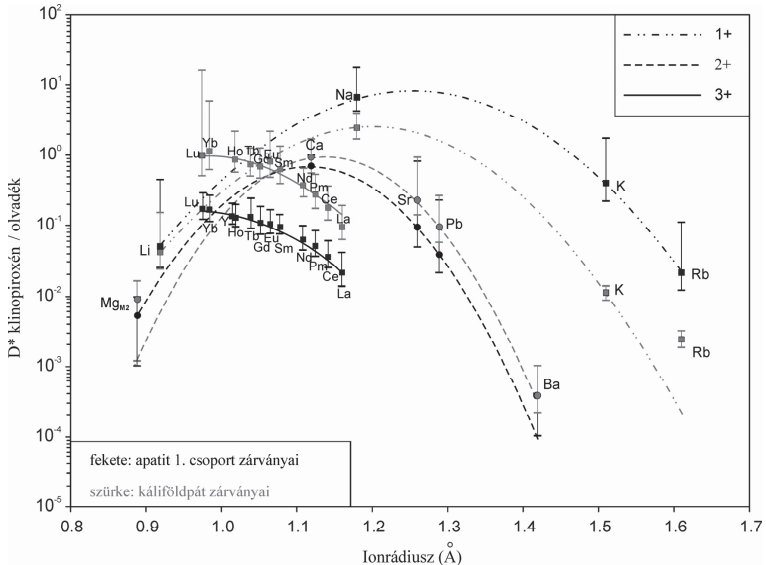
31. ábra. A CAKP olvadékszárványok és klinopiroxén közötti, átlagokkal számolt nyomelem-megoszlási együtthatók.

Az adatok a 4., valamint az M2. és M3. (melléklet) táblázatból származnak. A nagy nyomású kísérletekben meghatározott klinopiroxén-karbonatitolvadékok nyomelem-megoszlások szintén fel vannak tüntetve. A D^* azt illusztrálja, hogy a CAKP xenolitik karbonatitolvadékjai és klinopiroxénjei között nem feltétlenül állt be az egyensúly.

Bár feltételezhető, hogy a tanulmányozott metasomatózis nyílt rendszerben valósult meg (lásd. 5.1.13. fejezet), a klinopiroxén/karbonatitolvadékok megoszlási együtthatók konzisztenciája Blundy és Wood (1994) cella-feszültség (lattice strain) modelljével azt sugallja, hogy egyensúlyihoz közeli állapotot érhetett el a tanulmányozott metasomatikus rendszer. Az azonos töltésű kationok – amelyek egy ásvány ugyanazon cellahelyére épülnek be (például a klinopiroxén M2-es pozíciójába) – ásvány/olvadékok megoszlási együtthatói és effektív ionsugarai között közel parabolikus az összefüggés (Goldschmidt, 1937; Onuma, 1968; Blundy és Wood, 1994). Ezt mutatja a 32. ábra, ahol a CAKP klinopiroxén/olvadékszárvány megoszlási együtthatók mind az apatit 1. csoport és mind a kálföldpát olvadékszárványai esetére ábrázolva vannak az ún. Onuma diagramon (Onuma, 1968). A parabolák kvantifikálásához Blundy és Wood (1994) cella-feszültség modelljét alkalmaztam. A modell leírja az $n+$ töltésű, α helyre beépülő i kation megoszlását az i^{n+} ion sugara $= r_i$ (m), az ideális cellahely sugara $= r_{o(\alpha)}^{n+}$ (m), a cellahely effektív Young modulusa $= E_{\alpha}^{n+}$ (Pa) és a feszültségmentes cella $r_{o(\alpha)}^{n+}$ -sugarú kation megoszlási együtthatója $= D_{o(\alpha)}^{n+}$ függvényében a következő egyenlet szerint:

$$D_i^{n+} = D_{0(\alpha)}^{n+} \cdot \exp \left[\frac{-4\pi \cdot E_{\alpha}^{n+} \cdot N_A \cdot \left[\frac{r_{0(\alpha)}^{n+}}{2} \cdot (r_i - r_{0(\alpha)}^{n+})^2 + \frac{1}{3} \cdot (r_i - r_{0(\alpha)}^{n+})^3 \right]}{RT} \right] \quad (5)$$

Az egyenletben R az ideális gáz állandó, N_A az Avogadro-szám és T a hőmérséklet (K). Ezt az egyenletet 1120°C-os hőmérséklettel illesztettük (legkisebb négyzetek módszere) a CAKP klinopiroxén ($\alpha=M2$ hely)/olvadékzárványok számolt D_i^{n+} értékeire Green et al. (1992); Klemme et al. (1995), valamint Blundy és Dalton (2000) kísérleti adataival együtt azért, hogy a parabola többi változóját megkapjuk.



32. ábra. Onuma-diagram (Onuma et al., 1968), amely a CAKP klinopiroxének M2-es pozícióját betöltő kationok ionrádiuszai (8-as koordináció, Shannon, 1976) és a klinopiroxén/olvadék megoszlási együtthatók közötti összefüggést mutatja.

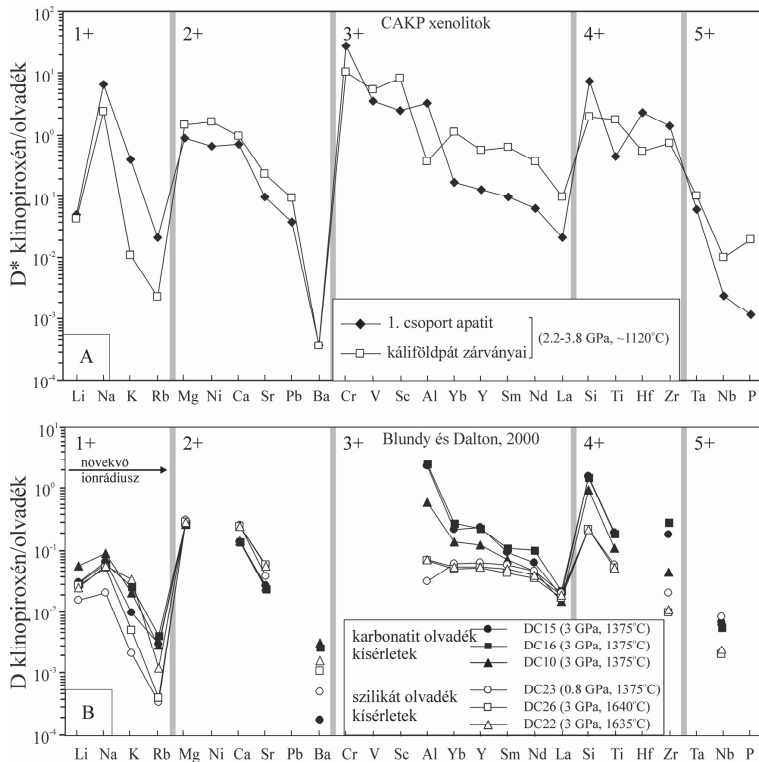
A parabolák a legkisebb négyzetek módszerével lettek illesztve a feltüntetett átlagpontokra. A megoszlási együtthatók kiszámításához a CAKP klinopiroxének, az apatit 1. csoport olvadékszárványainak és a káliclínopát olvadékszárványainak átlagos összetételét használtam fel (4., 8. és M3. táblázat). A szórásból adódó hibát az egyes elemek esetében jelöltem. A kapott parabolák az illesztési paraméterekkel együtt (M9. táblázat) azt sugallják, hogy a klinopiroxének genetikai kapcsolatban vannak az apatit és a káliclínopát olvadékszárványaival. A D^* azt illusztrálja, hogy a CAKP xenolitik karbonatitolvadékaik és klinopiroxénjei között nem feltétlenül állt be az egyensúly.

A kapott adatok és az illesztési paraméterek az M9. táblázatban követhetők.

Hasonlóan Blundy és Dalton (2000) nagynyomású kísérleteiben tapasztaltakhoz, az ideális cellahely sugarának nagysága (r_{α}^{n+}) – amely az adott töltésű kationok illesztett paraboláinak maximum D_{α}^{n+} értékeihez tartozik – növekszik a töltés csökkenésével (32. ábra). Blundy és Dalton (2000) a klinopiroxént mind karbonatit-, mind szilikátolvadékokkal egyensúlyban vizsgálta a különböző kísérleteiben (33B. ábra), így kiváló lehetőség kínálkozott összehasonlítani a tendenciákat CAKP klinopiroxén és a karbonát-tartalmú aluminoszilikát olvadék, valamint a CAKP klinopiroxén és a foszforos-karbonatitolvadék közötti elemmegoszlás tekintetében (33. ábra). A kísérletekkel (Blundy és Dalton, 2000) összhangban az alkáliák (Na, K és Rb) kisebb D klinopiroxén/olvadék értékeket mutatnak a karbonát-tartalmú aluminoszilikát olvadék (azaz a káliföldpát olvadékszárnyai), mint a foszforos karbonatitolvadék (azaz az apatit 1. csoport olvadékszárnyai) esetében (33. ábra). Az Al, a Si, a Zr, és a Hf az alkáliákhoz hasonló megoszlást mutat (33. ábra). A 2^+ kationok közül a Ca, a Sr és az Pb mutat jelentősebb különbséget. Ezek az elemek nagyobb D klinopiroxén/olvadék értékeket mutatnak a káliföldpát olvadékszárnyai esetében, mint az apatit olvadékszárnyaiban. Azonban a ritkaföldfémek – Blundy és Dalton (2000) eredményeivel ellentétben – nagyobb D klinopiroxén/olvadék értékeket mutatnak a karbonát-tartalmú aluminoszilikát olvadék (káliföldpát olvadékszárnyai) esetében, mint a foszforos karbonatitolvadékban (apatit 1. csoport olvadékszárnyai) (33. ábra). Ez az eltérés valószínű, hogy a tanulmányozott rendszer jelentős foszfortartalmának köszönhető, amely komponens hiányzott Blundy és Dalton (2000) kísérleteiből. Úgy tűnik tehát, hogy a PO_4^{3-} fontos koordinációs anion és jelenléte jelentősen befolyásolja a ritkaföldfémek oldhatóságát az olvadékban és így a klinopiroxénben is.

Összességében elmondható tehát, hogy a tanulmányozott klinopiroxén genetikai kapcsolatban van mind az apatit, mind a káliföldpát olvadékszárnyaival, amely megerősíti azt, hogy a CAKP klinopiroxének karbonatitolvadék metasomatózis során jöttek létre. Ezen felül a 32. és a 33. ábra új adalékkal szolgálhat a klinopiroxén/olvadék elemmegoszlás megismerésében. A kationok oldhatósága a klinopiroxénben (felsőköpeny nyomás és a hőmérséklet mellett) nagyban függ az elemek töltésétől,

méretétől, és az olvadék-szerkezettől, amely különösen az alkáliák és a ritkaföldfémek esetében érzékelhető.



33. ábra. (A) Elemmegoszlások a CAKP klinopiroxén és az apatitban (1. csoport átlag, n=48,8. táblázat), valamint a káliföldpátban (átlag, n=20, M3. táblázat) lévő olvadékszárnyok között.

A kétféle olvadékról elmondható, hogy lényeges különbség mutatkozik néhány elem tekintetében (pl.: Na, K, Rb, Al, Si, Hf és ritkaföldfémek) de a két megoszlási kép hasonló egymáshoz.

(B) Kísérleti úton meghatározott megoszlási együtthatók (Blundy és Dalton, 2000) a klinopiroxén és karbonátolvadék, illetve a klinopiroxén és szilikátolvadék között. A két tanulmány (jelen munka - A és Blundy és Dalton, 2000 - B) összehasonlítása alapján elmondható, hogy az alkáliák (Li, Na, K, Rb), a Ca, a Sr, az Al, a Si és a Zr hasonló, de a ritkaföldfémek fordított eloszlást mutatnak. Utóbbit az okozhatja, hogy az általam tanulmányozott rendszerben jelentős a P_2O_5 -tartalom, míg Blundy és Dalton (2000) kísérleti rendszeréből a foszfor hiányzott. A D^* azt illusztrálja, hogy a CAKP xenolitok karbonátolvadékai és klinopiroxénjei között nem feltétlenül állt be az egyensúly.

5.1.10. A szételegyedés és a kristályosodás valószínű okai

A nyomás-hőmérséklet paraméterek a litoszfikus köpenyben a mélységgel folyamatosan, nem pedig ugrás-szerűen változnak és ezért nem valószínű, hogy apró léptékű változások – néhány cm-en belül a köpenyben – nagy modális arányban kristályosít apatitot és kálföldpátot (3A. és C. ábra). Feltételezhető, hogy az adott köpeny porción keresztül (amelyet a CAKP xenolit reprezentál) folyamatosan áramlott a metasomatizáló karbonátgazdag olvadék, amely reagált az eredeti ultramafikus köpennyel. Ahhoz azonban, hogy klinopiroxén gazdag kőzet képződjön egy, eredetileg ultramafikus köpenyből ennek a „kezdeti” karbonatitolvadéknak Ca-gazdagnak kellett lennie. A „kezdeti” olvadék Ca-gazdagsága és egy nyílt rendszerű metasomatózis együtt megmagyarázhatja a klinopiroxén ultramafikus kőzetből való képződését.

Elképzelésünk szerint a „kezdeti” karbonatitolvadék egy karbonátos, mafikus kőzetből (metabazalt vagy metaszediment) való keletkezése után beszűremkedett az ultramafikus köpenybe (34. ábra), ahol egy metasomatikus reakciónát alakított ki, amelyet a CAKP xenolitok klinopiroxénje és a flogopitja reprezentál. Az 1. egyenletből kiolvasható, hogy e reakció csökkentette az apatit oldhatóságát a „kezdeti” olvadékban – még akkor is, ha a nyomás és a hőmérséklet ~konstans volt –, mert a klinopiroxén formálódásával az olvadék CaO koncentrációja a P_2O_5 és a CO_2 koncentrációihoz képest csökkent. Továbbá, amennyiben az eredeti köpeny kőzet olivint is tartalmazott, akkor a 3. és 4. egyenlet szerint CO_2 fluidumnak is keletkeznie kellett a klinopiroxén képződésekor, amely az 1. egyenlet szerint – nem nagymértékben ugyan, de – szintén csökkenti az apatit oldhatóságát konstans nyomás és hőmérséklet mellett. E metasomatikus reakció tehát kedvezhetett az apatit kristályosodásának. Bár nem zárható ki a nyomás és hőmérséklet változásának a szerepe, sokkal kézenfekvőbb megoldásnak kínálkozik, ha a fent vázolt metasomatikus reakció következtében kialakult összetételbeli változás – ami lehet CO_2 -felszabadulás is – vezethetett szételegyedéshez a „kezdeti” olvadékban. Ugyanis számos sok-komponensű magmás- és fluidumrendszerben látható (pl.: Roedder, 1984, 1987; Lee és Wyllie, 1998; Safonov et al., 2007), hogy az összetétel-változás szételegyedést idéz elő a folyadékokban.

5.1.11. Az szételegyedés előtti olvadék kémiai karaktere

Felmerül a kérdés, hogy karbonatit vagy inkább szilikátos volt-e az eredeti olvadék? Más szóval, milyen arányban járulnak hozzá a szételegyedés előtti olvadékösszetételhez az apatitban lévő karbonatit-olvadékszárványok 1. csoportjának, illetve a káliföldpát olvadékszárványainak összetételei?

Jelen munka alapján megállapítható, hogy a karbonatitolvadékok egyik meghatározó komponense lehet a foszfor, amely egyrészt a kismértékű parciális olvadással való keletkezéssel, másrészt a foszfor karbonatitolvadékokban való nagy (nagyobb, mint a szilikátolvadékokban) oldhatóságával magyarázható (pl.: Baker és Wyllie, 1992; Ryabchikov és Hamilton, 1993). Ezek szerint az eredeti olvadékösszetétel az apatit 1. csoport olvadékszárványaihoz áll közelebb. Ezzel szemben Thomsen és Schmidt (2008) karbonátos metapéliteken végzett nagynyomású kísérleteiben ($T = 900\text{--}1070\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 2.5\text{--}5\text{ GPa}$) előállt olvadékok karbonát-tartalmú kálium-gazdag aluminoszilikát karakterűek, amely viszont a káliföldpát olvadékszárványainak összetételéhez áll közelebb. Az összes vizsgált olvadékszárvány mind az apatitban és mind a káliföldpátban nagy $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ (>1) arányt mutat (M2. és M3. táblázat, melléklet). Ez a geokémiai tulajdonság igen jellemző a karbonatitolvadékokra (Green és Wallace, 1988; Baker és Wyllie, 1992), míg a legtöbb köpenyből származó szilikátolvadékokban (kimberlit, lamprofir, alkáli bazalt) a titán a foszforhoz képest nagyobb értéket mutat (Mitchell, 1986, 1995; Edgar et al., 1998; Greenough, 1988; Szabó et al., 1993). Ez azzal magyarázható, hogy a Ti-tartalmú ásványok (pl.: gránát, ilmenit, rutil, csillám) a szilikátolvadékokban jobban oldódnak, mint a karbonatitolvadékokban (pl.: Baker és Wyllie, 1992).

Fentiek szerint a szételegyedés előtti olvadék egy karbonatitolvadék volt, amelyet figyelembe vettünk a „kezdeti” olvadékösszetétel megbecsléséhez (lásd következő fejezet, M10. táblázat a mellékletben).

5.1.12. Az apatit-káliföldpát-karbonát ál-háromösszetevős (pseudoternary) rendszer topológiája - elméleti modell

Az olvadékszárványok és a gazdafázisaiak kémiai rendszerét a $\text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3 + \text{FeCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3$ —káliföldpát—apatit($\text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{F}$) ál-háromösszetevős rendszerrel elméletileg le lehet írni (34/I-IV. ábra). Az alábbi részletes

tárgyalás során a káliföldpát és az apatit kristályosodásával kapcsolatban a következőkre keressük a választ: 1/ Mi volt az eredeti olvadék összetétele, amely szételegyedéssel olyan olvadékokat produkált, amely a megfelelő telítettségi vonalakra tolta az olvadékösszetételeket? 2/ Hogyan magyarázható ezt figyelembe véve a klinopiroxén+flogopit reakciózána (pl.: 7A., E. és F. ábra) képződése?

A modell számítás egy példáját a 34. mutatja. A modell kiindulási paramétereit és részleteit a diplomamunkámban és a Guzmics et al., 2008b publikációban ismertettem. A példaszámolás eredménye számokban az M10. táblázatban látható (melléklet). E modell a rendszer általános topológiáját mutatja be anélkül, hogy kvantitatívan meghatározná a fázishatárokat.

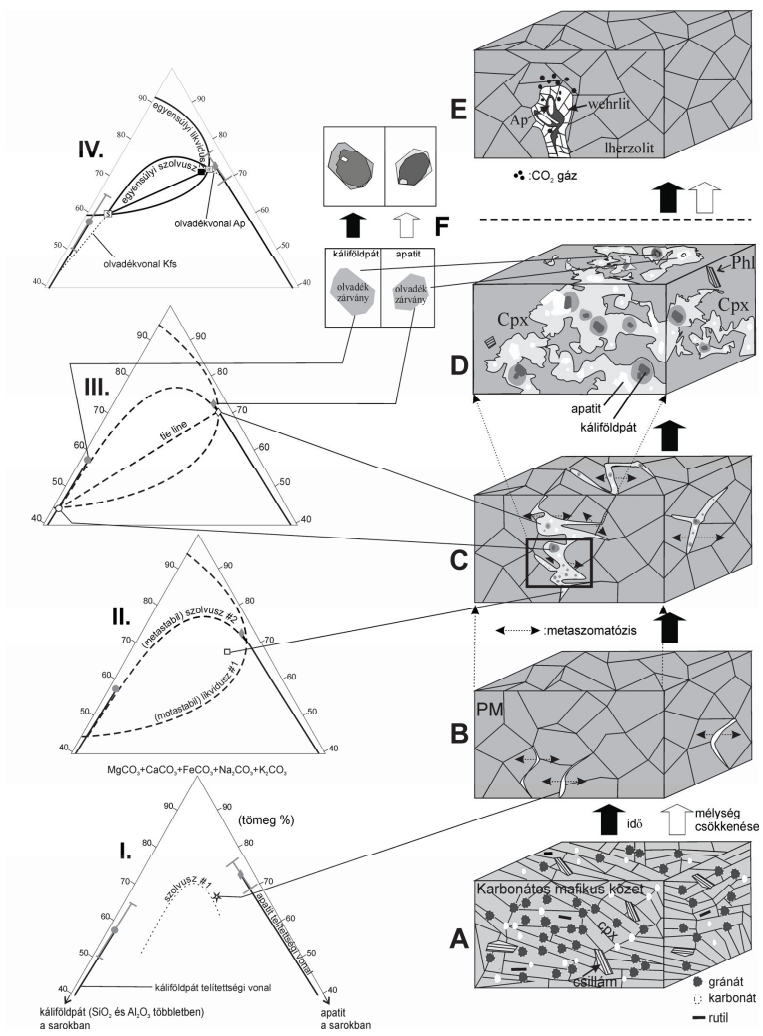
Azoknak az olvadékszárványoknak az átlagos összetételét használtam, amelyek nem mutattak heterogén befogódásra utaló jelet (M1. táblázat, melléklet). A összetételek szórása nem változtat a görbék relatív helyzetén (34. ábra). Az apatit olvadékszárványainak (szürke gyémánt) és a káliföldpát zárványainak átlagos összetétele (szürke kör, 34/I. ábra) a telítettségi állapotokat reprezentálják. Azoknak a vonaloknak bármely pontján, amely az előbb említett pontokat a megfelelő csúcsokkal összeköti (telítettségi vonalak, 34/I. ábra) *relatív* túltelítettség áll elő apatitra és káliföldpátra nézve.

Ahhoz, hogy a „kezdeti” olvadékban (csillag, 34/I. ábra) szételegyedés következzen be, az olvadék összetételének bele kell esnie egy nemelegyedő mezőbe (szolvusz-1, 34/I. ábra). Ez úgy képzelhető el, hogy a „kezdeti” olvadék összetétele és/vagy a szolvusz mérete megváltozik (például kiterjed, 34/II. ábra). A szolvusz kiterjedését a 34. ábrán a nyomás és/vagy az összetétel vagy a hőmérséklet és/vagy összetétel változtatásával lehet elérni. Azonban – ahogyan a fentiekben említettem – néhány cm-es távolságon belül a köpenyben elhanyagolhatóan kis mértékben változik a nyomás és a hőmérséklet. Ezért sokkal valószínűbbnek tűnik az, hogy a *szolvusz kiterjedését a kezdeti olvadék összetételének megváltoztatása*, tehát egy metasztatikus reakció okozta. Az 34/I-II. ábrán jelölve van ez az összetétel-változás. A „kezdeti” olvadék-összetétel (csillag, 34/I. ábra) megváltozik és „szülőolvadék” (üres négyzet, 34/II. ábra) lesz belőle úgy, hogy beleesik a nemelegyedő mezőbe. A szételegyedés pillanatában a szételegyedett megfelelő „leányolvadékokban” nagyobb az oldott foszfát- és szilikát-tartalom, mint a „szülőolvadékban” volt. Például a karbonatitolvadékban (fehér gyémánt, 34/III. ábra)

nagyobb az oldott apatit-tartalom, mint a „szülőolvadékban” és ugyanígy az aluminoszilikát olvadékban (fehér kör, 34/III. ábra) nagyobb az oldott kálföldpát-tartalom, mint a „szülőolvadékban”. Ezért, bár mind a két leányolvadék túltelített mind apatitra mind kálföldpátra nézve, döntően apatitot a karbonatitolvadék, kálföldpátot pedig a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék fog kristályosítani.

A szétkülönült olvadékok összetétele a megfelelő telítettségi vonalakon van (34/III. ábra). Az apatit és a kálföldpát folyamatosan kristályosodnak konstans P és T mellett amennyiben a túltelítettség fennmarad. Miközben a befogadó ásványok kristályosodnak a megfelelő nemelegyedő olvadékaikból, ezek az olvadékok olvadékszárványokat formálnak. Konstans túltelítettség esetén (likvidusz-1 és szolvusz-2, 34/II. ábra) mindegyik *bezáródó* olvadékcsepp eléri a kálföldpát-, illetve az apatit-telítettségi szintet a megfelelő telítettségi vonalakon haladva (34/III. ábra). A befogott olvadékcsepp egyensúlyba kerül a bezáró ásványával. Ezért ezek az olvadékcseppek izolált alrendszerként foghatók fel, hiszen a másik befogadó fázis kristályosodása, az előrehaladó metasomatózis folyamata és a másik olvadék kémiai fejlődése nincs hatással az összetételükre.

Azonban számos tényező van, amely befolyásolja az ezekből az olvadékokból kristályosodó apatit és kálföldpát mennyiségét. Az egyik ilyen faktor a két nemelegyedő olvadék tömegaránya, a másik pedig az apatit és a kálföldpát túltelítettségének mértéke ezekben az olvadékokban. A tömegarányt a szülőolvadék abszolút pozíciója mutatja az összekötő vonalon („tie-line”) (34I-II. ábra). A túltelítettség mértéke pedig megfelel az fehér és a szürke szimbólumok közötti távolságnak a megfelelő telítettségi vonalakon (34/III. ábra). További tényező a kezdeti olvadék és a metasomatizált kőzet (klinopiroxén+flogopit) tömegaránya. Ezt jelzi a csillag és az üres négyzet közötti távolság (34/I-II. ábra). Ezek a tényezők szorosan függnek egymástól és folyamatosan változhatnak, hiszen a metasomatózis nyílt rendszerben fogható fel. Végül, ahogyan korábban jeleztem, elképzelhető, hogy a kristályosodó elegyrész (pl.: apatit) bezárja a másik nemelegyedő olvadékot is (heterogén bezáródás) függően a szételegyedés kinetikájától és az olvadékok nedvesítési tulajdonságaitól (Frezza, 2001; Danyushevsky et al., 2002; Schiano 2003; De Vivo et al., 2006; Zajacz et al., 2007).



34. ábra. A CaPK kőzet létrehozó metasomatikus folyamat szemantikus lépéssorozata összhangban a elméleti modellel (5.1.12. fejezet). A folyamat főbb lépései az 5.1.15. fejezetben követhető. Ap–apatit, Cpx–klinopiroxén, Kfs–kálföldpát, PM–primitív köpeny, Phl–flogopit.

Eszerint tehát túl sok bizonytalanság van ahhoz, hogy a CAKP közetet létrehozó események kvantitatív módon leírhatók legyenek.

Visszatérve a folyamathoz, ahogyan a rendszer közelít az egyensúlyhoz az apatitban és a kálicföldpátban való túltelítettség mértéke csökken. Azoknak az olvadék-cseppeknek a összetételére, amelyek nem záródtak be zárványként hatással volt és van mind a konjugált nemelegyedő olvadékuk összetételének változása, mind a keletkező ásványok kristályosodása. Következésképpen a karbonát-tartalmú aluminoszilikát olvadék egyre gazdagabb lesz karbonát és apatit komponensekben, míg a foszforos karbonatitolvadékban egyre nő a karbonát és a kálicföldpát komponens. Ezek az olvadékok más úton fognak fejlődni (olvadékvonala, 34/IV. ábra), mint a bezárt olvadék-cseppek. A likvidusz és a szolvusz pozíciója szintén változik elérve az egyensúlyi állapotot (34/IV. ábra). Az olvadékvonalak (34/IV. ábra) nem feltétlenül egyenesek. Ezek csak a fejlődés trendjét illusztrálják.

Mikor a rendszer egyensúlyban van az apatitnak és a kálicföldpátnak sem kristályosodása sem oldódása nem történik. Ekkor a kristályokkal együtt két olvadék van egyensúlyban (34/IV. ábra). Az egyik egy foszforos karbonatitolvadék, a másik egy alkáli aluminoszilikátos karbonatitolvadék. Mind a két olvadék telített apatitra és kálicföldpátra nézve és összetételük az egyensúlyi likvidusz és az egyensúlyi szolvusz metszéspontjaiban van (\$ és @, 34/IV. ábra), amely pontoknak az egyvonalra-esés szabálya (ko-linearitás) miatt az apatit olvadékszárványainak (szürke gyémánt, 34/IV. ábra) és a kálicföldpát olvadékszárványainak (szürke kör, 34/IV. ábra) összetételét összekötő képzővonalon kell lenniük.

5.1.13. A nyomelem-összetétel változékonysága és az eredeti ultrabázisos köpeny geokémiai nyomai a CAKP klinopiroxénekben

Nyílt rendszerű metasomatózis feltételezve elvárható, hogy az apatit+kálicföldpát a metasomatizált közethez (klinopiroxén+flogopit) viszonyított relatív tömege tükröződjék a CAKP xenolitik klinopiroxénjeinek nyomelem-összetételében az eltérő modális összetételt mutató különböző xenolitikokban. Ha például kis mennyiségű „kezdeti” olvadék migrált keresztül az adott köpenyrészen (34. ábra), akkor kevés apatit+kálicföldpát tudott kiválni és a metasomatikusán képződött klinopiroxénnek

jobban kellene őriznie az eredeti köpeny nyomelem-jellemvonását, és fordítva. Sok modális apatit+káliföldpát létrehozásához nagy mennyiségű olvadék migrált keresztül az adott köpenyrészen és a formálódott klinopiroxénnek kevésbé kellene mutatnia az eredeti köpeny nyomelem-összetételét. Ennek a hatásnak a kimutatása azokban a CAKP xenolitokban várható, amelyek között lényeges különbség van az apatit+káliföldpát klinopiroxénhez viszonyított arányában. Tekintve, hogy a legtöbb nyomelem (U, Th, Pb, Y és a ritkaföldfémek) sokkal kompatibilisabb az apatitban, mint a káliföldpátban a következőkben főleg az apatitra összpontosítok. Azokban a klinopiroxénekben, amelyek kevés modális apatittal (maximum 2%) léteznek együtt (fehér görbék, 26A. ábra) az U, a Th, az Pb és a könnyű-ritkaföldfémek nagyobb koncentrációt mutatnak, mint azokban a klinopiroxénekben, amelyek jelentős modális (15-30%) apatittal mutatkoznak (szürke és fekete görbék, 26A. ábra). Figyelembe véve, hogy ezek az elemek sokkal kompatibilisabbak az apatitban, mint a klinopiroxénben (29. és 31. ábra), ezért az apatitban halmozódnak fel a metasomatózis utáni szubsolidusz egyensúlyba kerülés során. Ez jelzi azt, hogy ezen elemek tekintetében a modális apatit mennyiségének mekkora hatása van a klinopiroxénben jelenleg vizsgálható nyomelemek mennyiségére. Ezzel szemben a Li, a B, a Rb, a Ba, a K, a Zr és a Hf – amelyek erősen inkompatibilisak az apatitban – ellentétes trendet mutatnak: jobban dúsulnak azokban a klinopiroxénekben, amelyek nagy mennyiségű apatittal léteznek együtt (26A. ábra). Ha a Zr és a Hf koncentrációjára fókuszálunk, akkor még szembetűnőbb a jelenség: e nyomelemek koncentrációja a klinopiroxénekben összhangban van a CAKP xenolitok modális összetételével. Mind a Zr és mind a Hf erősen inkompatibilis az apatitban és a káliföldpátban is ($D < 0,075$; 9. ábra és 5. táblázat) a klinopiroxénhez ($D > 0,4$) képest. Ez azt jelenti, hogy ha a Zr és Hf koncentrációit olyan, primitív köpenyben kompatibilis elemek (pl. Ti, Sc, V, Ni and Cr) koncentrációval együtt vizsgáljuk, amelyek szintén erősen inkompatibilisak mind az apatitban és mind a káliföldpátban (5. táblázat), akkor információt kaphatunk az átáramlott „kezdeti” olvadék relatív mennyiségéről a reakciónához (klinopiroxén+flogopit) képest. Ugyanis a modális apatit és káliföldpát jelenléte utólag (szubsolidusz folyamatok) nem befolyásolja ezen elemek egymáshoz viszonyított arányát.

A klinopiroxének fehér görbéi (26A. ábra) a szürke és a fekete görbékhez képest nagyobb koncentrációt mutatnak a kompatibilis elemekben (Ti, Sc, V, Ni és Cr). Ez a jelenség legjobban a Cr esetében figyelhető meg. Az apatit-szegény xenolitok klinopiroxénje Cr-ban gyengébb kimerülést mutat (1500-1600 ppm, fehér lefutások a 26A. ábrán), mint a klinopiroxén az apatit-gazdag xenolitokban (~17 ppm, szürke és fekete görbék a 26A. ábrán). Az olvadékszárványok (26B. és C. ábra) és klinopiroxének (26A. ábra) primitív köpenyre (Sun és McDonough, 1989) normált nyomelem-megoszlásai és a D klinopiroxén/karbonatitolvadék értékek (31. ábra) a Ti, Sc, V, Ni és Cr esetében azt mutatják, hogy ezek az elemek kisebb koncentrációban lehetnek a „kezdeti” karbonatitolvadékban, mint a primitív köpenybeli értékeik. Ebből az következik, hogy bár olyan elemek, mint a Ti, Sc, V, Ni és a Cr D-értékei általában 1-nél nagyobbak, kiöblítődhettek a klinopiroxénből ahogyan a metasomatizáló olvadék áramlott keresztül az adott köpenyrészen. Tehát a Ti, a Sc, a V, a Ni és a Cr nagyobb koncentrációja a fehér lefutású (apatit+kálföldpát-szegény) klinopiroxénben (26A. ábra) az eredeti köpenyrész nyomelem-jellemvonását jobban reprezentálhatja. Egy lehetséges magyarázat e különbségekre az, hogy bár a modális metasomatózist minden CAKP xenolit esetében észleltük, azonban 26A. ábrán a fekete és a szürke görbékkel jelölt klinopiroxének nagyobb mennyiségű karbonatitolvadékkal érintkeztek, mint a fehér görbék klinopiroxénjei. Következésképpen a primitív köpenyből örökölt Ti, Sc, V, Ni és Cr jobban megőrződött az apatit-szegény (2%[>], 1. táblázat) xenolitokban és szinte teljesen eltűnt az apatit-gazdag (15-30%, 1. táblázat) xenolitokban, amelyek utóbbiak nagy olvadék-átáramlásról tanúskodnak. Azonban az olvadékszárványok azt mutatják, hogy a Zr és a Hf jóval nagyobb koncentrációban volt a „kezdeti” metasomatizáló olvadékban, mint a primitív köpenyben (26B. és C. ábra). Ezért tehát, bár a Zr és a Hf kisebb ($D > 0,4$) D klinopiroxén/karbonatitolvadék értéket mutat, mint a Cr, a Sc, és a V, egy nyílt rendszerű karbonatit-metasomatózis növelhette a Zr és a Hf koncentrációját a kialakult klinopiroxénben (26A. ábra). A csökkenő mg# a klinopiroxénben a modális apatit növekedésével szintén összhangban van a nyílt rendszerű metasomatózis elképzeléssel (4. táblázat). A mg# kisebb változása a Cr-tartalomhoz képest azzal magyarázható, hogy míg a Mg és a Fe meghatározó elemei a karbonatitolvadéknak, addig a Cr extrém kis koncentrációban van jelen benne (26B. és C. ábra).

5.1.14. A kezdeti olvadék forrásrégiója

Karbonátgazdag olvadékból, nagynyomású kísérletekben szintetizált klinopiroxén és a vele egyensúlyban lévő karbonátgazdag olvadék egymáshoz igen hasonló mg-számot mutat (pl.: Wallace és Green, 1988; Hammuoda, 2003; Yaxley és Brey, 2004). Tehát a CAKP klinopiroxének kis mg-száma (4. táblázat) úgy magyarázható meg, ha a CAKP klinopiroxént létrehozó eredeti olvadéknak szintén kicsi ($<0,7$) volt a mg#-a. Karbonatitolvadékok nagy ca#-mal ($>0,6$) és kis mg#-mal ($<0,7$) szubdukált karbonát-tartalmú *mafikus* kőzetből (Hammuoda, 2003; Yaxley és Brey, 2004), illetve szubdukált karbonát-tartalmú metaszedimentekből (Thomsen és Schmidt, 2008) származhatnak és nehéz elképzelni azt, hogy ilyen karakterű olvadékok karbonát-tartalmú *ultramafikus* köpeny parciális olvadásával jöjjenek létre (Wallace és Green, 1988; Dalton és Presnall, 1998; Lee és Wyllie, 2000). Ezek szerint a „kezdeti” olvadék valószínűleg valamilyen szubdukált kőzetből származhat.

Mivel a HFS elemek erősen inkompatibilisak az apatitban és a káliföldpátban (5. táblázat), e fázisok kristályosodása és mennyisége elhanyagolható mértékben mutatkozik meg a HFS elemek egymáshoz viszonyított arányaiban. Ezért ezek az arányok használhatók a kezdeti olvadék forrás régiójának meghatározására. Bár a legtöbb köpeny szilikátban a Nb és a Ta erősebben inkompatibilis, mint a Zr és a Hf, a primitív köpenyre normált megoszlásukat nézve hasonló mértékű negatív anomáliát mutatnak az olvadékszárványokban (26B. és C. ábra). Hasonlóan, a Ti erős negatív, a Cs, Rb, Ba és K negatív anomáliát mutat az olvadékszárványok összetételében (26B. és C. ábra). Ez akkor lehetséges, ha a kezdeti olvadék anyakőzete olyan fázisokat tartalmaz, amelyekre igaz, hogy a ásvány/karbonatitolvadék megoszlási együttható nagyobb a Nb-ra és a Ta-ra, mint a Zr-ra és a Hf-ra. Abban a mélységben, ahol a karbonatit olvadék képződhet az egyik potenciális fázis, ami tartalmazza a fenti HFS elemeket a rutil, – amiben a Nb és a Ta jóval kompatibilisabb, mint a Zr és a Hf (Green és Pearson, 1987; Foley et al., 2000) – a másik ásvány pedig a csillám. Ha az utóbbi például egyensúlyban van a karbonatit olvadékkal, akkor a Nb és a Ta sokkal kompatibilisabb a csillámban, mint a Zr (Sweeney et al., 1995). Hasonlóan, a Cs, Rb, Ba és a K kompatibilis a csillámban, ellentétben a többi köpenybeli kőzetalkotó szilikáttal (pl.: Cpx, Opx, Amph, Grt and Ol). Mind a csillám és mind a rutil jellegzetes fázisai lehetnek a szubdukált kőzeteknek (pl.: Rudnick

et al., 2000 és hivatkozásai) különösen a metaszedimenteknek (Nichols et al., 2002). Ez megerősíti azt, hogy a CAKP xenolitokban lévő olvadékszárványok kiindulási olvadéka egy karbonát-tartalmú, szubdukált kőzet nagyon kismértékű parciális olvadásával jöhetett létre (34. ábra).

5.1.15. Az olvadékfejlődés

A CAKP xenolitok olvadékszárványait létrehozó olvadék fejlődésének elméleti lépéseit (A-tól F-ig) a fentiekben ismertetett 34. ábra mutatja.

A-lépés: A szubdukált, karbonát-tartalmú mafikus vagy metaszediment kőzet kismértékű parciális olvadást szenved. Ez a Ca- és foszfor gazdag karbonatitolvadék („kezdeti” olvadék) infiltrálódik a környező ultramafikus köpenybe (1. állapot az M10. táblázatban, a mellékletben; csillag a 34/I. ábrán)

B-lépés: Az extrém reaktív „kezdeti” olvadék reakcióba lép az ultramafikus köpennyel és klinopiroxén+flogopit reakciózónát hoz létre. Ebben a pontban a szolvusz kiterjed (34/II. ábra). Ez a metasomatikus esemény változást okoz a „kezdeti” olvadékban (csillag→fehér négyzet), ahol a főbb összetételbeli változások a következők: a MgO, a P₂O₅ és a CO₂-növekszik; a CaO, az Na₂O, a K₂O, a SiO₂ és az Al₂O₃ csökken (2. állapot az M10. táblázatban, a mellékletben; 34/II. ábra).

C-lépés: Olvadék-szeparálódás. Egy foszforos karbonatit és egy karbonát-tartalmú, alkáli aluminoszilikátos olvadék képződése (3. állapot az M10. táblázatban, a mellékletben; üres gyémánt és üres kör a 34/III. ábrán). A szételegyedés során az előbbiben dúsul a S, a F, a P, a Mg, a Ca, és a Sr, míg az aluminoszilikátos olvadékot az Al, a K, a Na és a Si preferálja. A nyomelemeket tekintve a karbonatitolvadékban a P, a ritka földfémek, az Y, a Th az U a Nb és a Ta; az aluminoszilikátos olvadékban pedig a Li, a B, a Rb, a Cs, a Zr és a Hf dúsulnak.

D-lépés: Köszönhetően a „kezdeti” olvadék folyamatos beáramlásának és reakciójának az ultramafikus köpennyel a túltelítettségi állapot fennmarad. Ezért az apatit és a káliföldpát kristályosodik, miközben bezárja az olvadékszárványokat. Az apatit döntően a foszforos-karbonatitolvadékból, míg a káliföldpát a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadékból formálódik (34/III. ábra; 4. állapot az M10. táblázatban, a mellékletben).

E-lépés: A két (kvázi) egyensúlyban lévő nemelegyedő olvadék tovább migrál a köpenyben Mg-ben gazdagodott karakterrel. Ezek az olvadékok ismét jelentős metasomatózist és apatit kiválást okozhatnak (34/IV. ábra) ha elérik a dekarbonációs nyomásnak (Iherzolitban 2,2 GPa) megfelelő mélységet (pl.: Wass et al., 1980; Wass és Rogers, 1980; Andersen et al., 1984; Yaxley et al., 1991; Hauri et al., 1993).

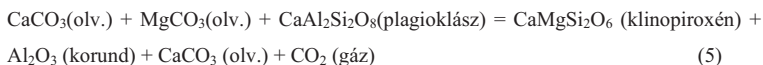
F-lépés: Miután a lamprofir-magma magával ragadja a CAKP köpeny xenolitokat a bennük lévő, korábban bezáródott olvadékszárványok felfűtődnek. E hatás azokban a zárványokban nem okoz jelentős kémiai változást, amelyek megőrzik negatív kristály alakjukat. A lamprofir magma miután a kéregben megreked és hűlni kezd az oldott apatit, valamint a kálicföldpát az olvadékszárványok falára (34. ábra; 5. állapot az M10. táblázatban, a mellékletben), míg az egyéb fázisok (pl.: karbonát, szulfát és szulfid) a zárványok visszamaradt térfogatában kristályosodnak.

5.2. "Piston cylinder" kísérletek

5.2.1. Fázisstabilitások és reakciók

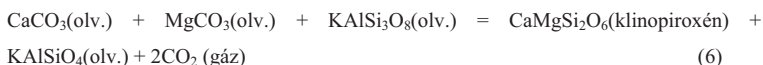
A kísérleti közetani kutatásokban alkalmazott technikák közül a „piston cylinder” kísérletek előnyeikhez tartozik a nagyhőmérsékletű kísérleti termékek dermesztésének a gyorsasága (3.4. fejezet). A néhány másodperc alatt lejátszódó dermesztés során nem képződhetnek több 10 mikrométer nagyságú olvadékcseppek, valamint 10-300 mikrométeres kristályok a hűlő rendszerben (pl.: Wallace és Green, 1988). Ezért a kísérleti termékekben azonosított fázisok a kísérleti nyomás-hőmérséklet kondíciók alatt létező fázisegyüttest reprezentálhatják (18. és 19. ábra) az 1200 °C-os hőmérsékleten és 2,2 GPa-os nyomáson.

A kísérletekben az újonnan kristályosodott fázisok stabilak 2,2 GPa-on és 1200 °C-on a vizsgált kémiai rendszerekben. E fázisok a T01-es kísérletben Tschermak és diopszid komponensekben gazdag klinopiroxén, korund és apatit (18. ábra, 10. táblázat). A kiindulási plagioklász nem stabil fázis, hiszen teljesen felemészződött okozva ezzel azt, hogy a rendszer túltelítetté vált Al_2O_3 -ra nézve. Ez eredményezte a korund létrejöttét és a klinopiroxének Al-ban rendkívüli gazdagságát. Tehát a végbement folyamat a következő *egyszerűsített* reakcióval írható fel, ahol az „olv.”-val jelölt komponensek az olvadékban lévőket, nem pedig az olvadékot reprezentálják:

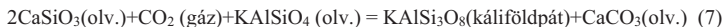


Mindamellet, hogy a diopszid-gazdag klinopiroxén létrejötte megköveteli a CO_2 -képződését, a kapszulában lévő üregek (18C., D. és F. ábra) is a felszabadult CO_2 -gazdag fluidum jelenlétére utalnak. T01-es kísérleti produktumon végzett vizsgálatok szerint a fent említett kristályok mellett a stabil fázisok a következők: 1) a klinopiroxének körül egy alumino-szilikátolvadék és egy foszforos karbonatitolvadék (18. ábra, 10. és 11. táblázat); 2) a klinopiroxénétől távolabb (ahol már homogén az olvadék, 18. ábra) egy karbonát-tartalmú szilikátolvadék (teljes olvadék, 18. ábra, 11. táblázat).

A T04-es kísérletben, ha a káliföldpát beforrt repedéseit és közvetlen környezetét vizsgáljuk, akkor a stabil kristályos fázisok a diopszidos klinopiroxén, az apatit és a káliföldpát (19. ábra). Itt azonban kicsit bonyolultabb a helyzet, mint a T01-es kísérletben, hiszen kétféle (egy sötét és világos tónusú) káliföldpát van jelen a visszaszórt-elektronképek szerint (19E. és F. ábra). A fázisstabilitás szempontjából fontos kérdés, hogy van-e újonnan kristályosodott káliföldpát és nem pedig metastabilan megmaradt, reziduális ásványról beszélünk (pl.: Huang és Wyllie, 1974). Először is a sötét tónusú (visszaszórt-elektronképek, 19E. és F. ábra) káliföldpát sok esetben körül öleli az idiomorf klinopiroxéneket (19E. és F. ábra). Másodszer a sötét tónusú (visszaszórt-elektronképek, 19E. és F. ábra) káliföldpátban kevesebb a vas, mint a reziduálisban (12. táblázat). E megfigyelések és az ismert tény, miszerint az FeO sokkal kompatibilisabb a diopszidban, mint a káliföldpátban egyértelműen bizonyítják, hogy a visszaszórt-elektronképeken az eredeti káliföldpátnál sötétebb tónusú, vas-szegény káliföldpát (19E és F. ábra) egy újonnan kristályosodott fázis. Az eredeti káliföldpátban lévő vas nagy része a diopszidba épült be (12. táblázat). Felmerül a kérdés azonban, hogy miért olvadt meg először a káliföldpát – SiO₂ tartalmával lehetőséget adva például a klinopiroxén képződésének – és azután miért kezdett el visszakristályosodni. Elképzelhető, hogy mikor még csak a célnyomás 80%-án volt a műszer (1.8 GPa) és a célhőmérséklet elérése közben a hőmérséklet már elég nagy volt (>1100 °C) (lásd 3.4. fejezet), akkor a káliföldpát repedéseibe áramlott karbonátgazdag olvadék és az olvadt káliföldpátból származó szilikátolvadék reagált egymással a következő *egyszerűsített* reakcióban [az olv.-al jelölt komponensek az olvadékban lévőket jelöli, nem pedig az olvadéko(ka)t]:



A 2,2 GPa célnyomás eléréseivel a káliföldpát ismét stabil fázis lett és a kialakult olvadék(ok)ból valamennyi visszakristályosodott (19. ábra) és beállt a kvázi egyensúly az alábbi egyenlet szerint:



Mindamellett, hogy a diopszid létrejötte megköveteli a CO₂-képződését, a káliföldpát repedéseiben csapdázódott, CO₂-gazdag fluidumzárványok (19. és 23. ábra) is a CO₂-fluidum jelenlétét mutatják a rendszerben.

T04-es kísérleti termékek vizsgálatai szerint a káliföldpát repedéseiben a stabil fázisok – az újonnan formálódott kristályok mellett – a következők: egy alkáli aluminoszilikát-olvadék, egy foszforos karbonatitolvadék és egy főleg C-O-H-S komponensekből álló fluidum (19. és 23. ábra; 12. és 13. táblázat). A stabilitásokat tekintve fontos, hogy a plagioklász nem, azonban a káliföldpát stabil fázis 1200 °C-on és 2,2 GPa-on karbonátgazdag rendszerben.

5.2.2. Olvadék-olvadék-fluidum szételegedés

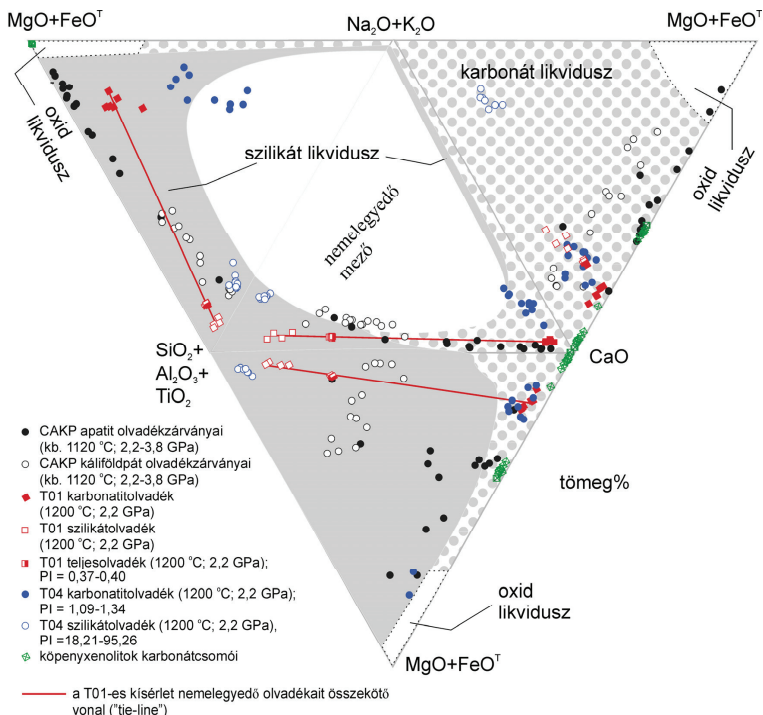
A T01-es kísérletben a klinopiroxének körül két nemelegyedő olvadék van: egy foszforos karbonatit- és egy aluminoszilikát-olvadék (18. ábra, 11. táblázat). Ugyanakkor a T04-es kísérletben a káliföldpát repedéseiben együtt van kettő olvadék- és egy fluidum: egy foszforos karbonatit- és egy alkáli aluminoszilikát-olvadék (19. ábra, 13. táblázat), továbbá egy C-O-H-S fluidum (23. ábra). Ezek erős bizonyítékok a szilikát-karbonatit nemelegedésre mind két kísérleti rendszerben.

Mivel a kísérleti időtartam alatt a nyomás és a hőmérséklet állandó volt csak az olvadék-összetételének változása – amely az újonnan formálódott fázisok kialakulásához kötődik – okozhatja a szételegedést, amint azt számos tanulmány bizonyította (pl.: Baker és Wyllie, 1992; Lee és Wyllie, 1997). A T01-es kísérletben kizárólag a klinopiroxének körül jelennek meg a nemelegyedő olvadékcseppek (18. ábra). Ebből következik, hogy a klinopiroxén kristályosodása miatt a klinopiroxén néhány 10 mikrométeres környezetben megváltozhat az olvadék összetétele („Grain Boundary Layer Effect”, pl.: Danyushevsky e al., 2002; Schiano 2003). Megvizsgáltuk a teljes olvadék (*B* a 18. ábrán; 11. táblázat) – tehát a klinopiroxéntől távolabbi, homogén, karbonát-tartalmú szilikátolvadék –, a foszforos karbonatitolvadék (*Carb* a 18. ábrán; 11. táblázat) és az aluminoszilikát-olvadék (*Sil* a 18. ábra; 11. táblázat) főelemösszetételét több, CO₂-ből

vetített (Hamilton-vetítés[†]) ál-háromösszetevős diagramon. A szételegedés kialakulásában fontos szerepet játszó komponenseket (pl.: $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO-FeO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$) más-más csúcsba helyeztük (35. és 36. ábra), ahogyan az irodalomban ez megszokott (pl.: Lee és Wyllie, 1997, 1998a, b). Megállapítható, hogy a T01-es kísérletben mindhárom olvadék-összetétel (karbonatit-, aluminoszilikát- és teljesolvadék) mindegyik alkalmazott diagramon (35. és 36. ábra) egy vonalon van, így nem lehet értelmezni a teljesolvadék szételegedését ha azt a diagramokon (35. és 36. ábra) a csúcsokban lévő komponens-együttesek arányainak megváltozása [pl.: $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})$; $\text{CaO}/(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)\dots\text{stb.}$] okozta. Ezért magyarázatukra más megoldás kézenfekvőbbnek tűnik. Az összes újonnan kristályosodott fázis – korund, apatit és klinopiroxén – közül a csak klinopiroxén formálódása szabádít fel a rendszerből CO_2 -t, hiszen a teljes Mg-tartalma és Ca-tartalmának egy része csak a kiindulási karbonátból származhat. Elképzelhető, hogy a klinopiroxének formálódása során felszabaduló CO_2 -gazdag fluidum jelenléte/mozgása okozhatja a karbonát-tartalmú szilikátolvadék (teljes olvadék, *B* a 18. ábrán, 11. táblázat) szételegedését egy foszforos karbonatit- (*Carb* a 18. ábrán; 11. táblázat) és egy aluminoszilikát (*Sil* a 18. ábra; 11. táblázat) olvadékká a klinopiroxének körül (18. ábra). Ezzel szemben sem a korund, sem az apatit formálódása nem igényli a karbonátok szétesését és következésképpen a CO_2 felszabadulását sem. Ezzel összhangban sem a korund, sem az apatit körül nincsenek nemelegyedő olvadékok.

A T04-es kísérletben a káliföldpát repedéseiben a teljesolvadék hiányzik (19E. és F. ábra). Itt tehát az egyvonalra-esés nem vizsgálható. Azonban a repedésekben a nagyszámú klinopiroxén jelenléte együtt a CO_2 -gazdag fluidumzárványokkal (19C. és D. ábra) azt sugallja, hogy CO_2 felszabadulás itt is részben szerepet játszhatott az olvadékok szételegedésében.

[†] Azt jelenti, hogy a CO_2 elhagyása után 100 tömeg%-ra normáljuk a komponenseket.



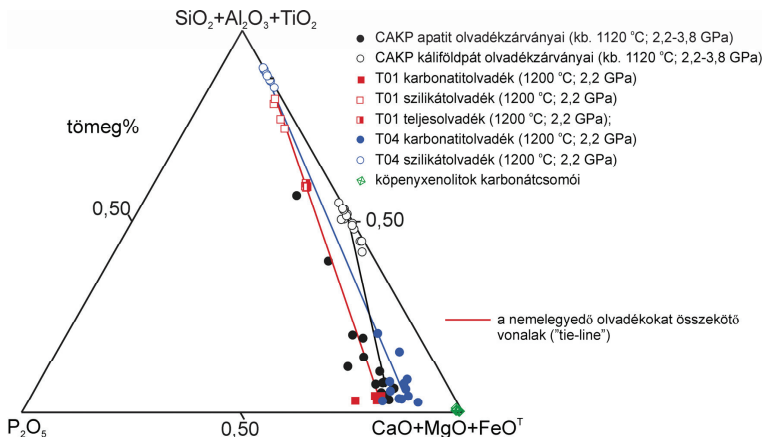
35. ábra. Az alkalmazott "piston cylinder" kísérletek olvadékai és a CAKP olvadékszárnyok Hamilton-vetítése a CO_2 -ből a $(\text{CaO})\text{-(MgO+FeO}^T\text{)}\text{-(SiO}_2\text{+Al}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{)-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ ál-négyösszetevős (pseudoquaternary) diagramon (kiterített tetraéder).

A diagramon láthatók a CAKP xenolitik apatitjába és káliclópátjába zárt olvadékszárnyok; a T01-es és a T04-es kísérletben előállt nemelegyedő olvadékok, a T01-es teljes-olvadék és a köpeny-xenolitokban lévő karbonátsomók (Pyle és Haggerty, 1994; Kogarko et al., 1995; Ionov et al., 1996; Lee C.-T. et al., 2000a; Laurora et al., 2001; Bali et al., 2002; Demény et al., 2004) összetételei a tetraéder lapjaira vetítve.

A T01-es kísérlet olvadékai egy vonalra esnek mindegyik tetraéder-lapon, tehát a szételegyedést nem okozhatta az ábrázolt diagram sarkaiban lévő komponens-együttesek koncentrációjának változása.

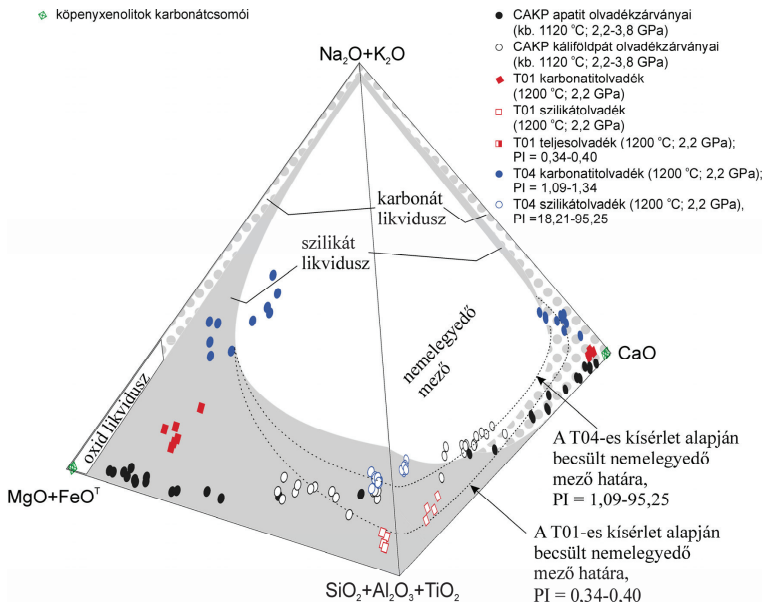
A fázishatárok (pl.: nemelegyedő mező, szilikát likvidusz, karbonát likvidusz) Lee és Wylie (1998a) 1 GPa-os kísérleti munkájából származik.

Karbonát likvidusz – az a térfogat, ahol karbonátásványok kristályosodnak, nemelegyedő mező – az a térfogat, ahol egy olvadék egyensúlyban nem létezik, szilikát likvidusz – az a térfogat, ahol szilikátásványok kristályosodnak, PI–peralkalinitási index $[(\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]$ mólarány).



36. ábra. Az alkalmazott „piston cylinder” kísérletek olvadékai és a CAKP olvadékszárnyok Hamilton-vetítése a CO_2 -ből a $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{T}})-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)-\text{P}_2\text{O}_5$ ál-háromösszetevős diagramon. A diagramon látható a CAKP xenolitok apatitjában és kálföldpátjában megjelenő olvadékszárnyok; a T01-es és a T04-es kísérlet nemelegyedő olvadékai, a T01-es teljes-olvadék és a köpeny-xenolitokban lévő karbonátsomók (hivatkozásait lásd a 35. ábrán) összetétele.

Tekintettel arra, hogy mind a két kísérletben (T01 és T04) a nyomás és a hőmérséklet ugyanaz volt, lehetőség kínálkozott arra, hogy összehasonlítsuk a nemelegyedő olvadékok ál-négyszetevős (pseudoquaternary) diagramban (37. ábra) mutatott helyzetét és ezzel képet kapjunk a nemelegyedő mezők ál-négyszetevős diagramban mutatott helyzete és nagysága közötti különbségekre, valamint a különbségek összetételbeli okára. Kjarsgaard et al., 1995 kísérleti és Mitchell, 2009 természetes nemelegyedő szilikát és karbonatit olvadékainak összetétele azt mutatja, hogy a teljes olvadékösszetétel peralkalinitása fontos szerepet játszik a nemelegyedő mező nagyságában és helyzetének kialakításában (lásd később a kerimasi olvadékszárnyok tárgyalásánál). A fent idézett szerzők szerint a peralkalinitás növekedése (konstans nyomás és hőmérséklet mellett) szűkíti és az alkáli csúcs irányába tolja a nemelegyedő mezőt a Hamilton-vetítésekből. Ezzel összhangban van a 37. ábra, amely szerint a T01-es kísérlet [kis peralkalinitású (0,34-0,40) olvadékrendszer] nemelegyedő olvadékai egy szélesebb nemelegyedő mezőt, míg a T04-es [nagy peralkalinitású (1,12-95,06) olvadékrendszer] nemelegyedő olvadékai egy keskenyebb nemelegyedő mező jelenlétét jelzik.



37. ábra. A 35. ábrán látható széthajtott (kiterített) tetraéder térbeli ábrázolásban.

A kísérleti eredmények szerint a nemelegyedő mező nagysága (nyomás és hőmérséklet konstans) függ a teljes olvadérendszer peralkalinitásától (PI): $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, mólarány. A növekvő peralkalinitás szűkíti a nemelegyedő mezőt az alkáli csúcsok irányába.

A köpenyxenolitok karbonátsomói (Pyle és Haggerty, 1994; Kogarko et al., 1995; Ionov et al., 1996; Lee C.-T. et al., 2000a; Laurora et al., 2001; Bali et al., 2002; Demény et al., 2004) (zöld szimbólumok) nem lehetnek nemelegyedő olvadékok, mert vetített összetételüket ha összekötjük a tetraéder alján (alkáli mentes háromszög), akkor a kapott vonallal semmilyen ismert nemelegyedő mezőbe sem metszenék bele.

A fázishatárok (pl.: nemelegyedő mező, szilikát likvidusz, karbonát likvidusz) Lee és Wyllie (1998a) 1 GPa-os kísérleti munkájából származik.

Karbonát likvidusz – az a térfogat, ahol karbonátasványok kristályosodnak, nemelegyedő mező – az a térfogat, ahol *egy* olvadék egyensúlyban nem létezik, szilikát likvidusz – az a térfogat, ahol szilikátasványok kristályosodnak.

Végül fontos a relatív nedvesítési tulajdonságokról beszélni, ugyanis az általam végzett kísérletekben a sűrű (2,2 GPa nyomáson jelenlévő) CO_2 -gazdag fluidum befogása nem *primer* (hanem repedésekben csapdázódott) zárványként történt. Nem tapasztalható az, hogy a CO_2 -gazdag fluidum fázis az újonnan kristályosodott elegy részbe csapdázódott volna, jelezvén a nedvesítési tulajdonságokban (felületen való megtapadás) való jelentős különbséget az olvadékok és a CO_2 -gazdag fluidum között nagy nyomáson (*sűrű* fluidum

esetében). Ezzel ellentétben az olvadékok csapdázódása megfigyelhető és a heterogén csapdázódásnak egy „pillanatfelvétele” a 18. ábrán látható [aluminoszilikát (*Sil* a 18F. ábrán) és a foszforos karbonatit (*Carb* a 18F. ábrán) részvételével].

Összegezve a T04-es kísérlet azt mutatja, hogy 1200 °C-on és 2,2 GPa-on együtt létezhet a káliföldpát, a diopszidos klinopiroxén, az apatit és két, CO₂-gazdag fluidumban telített nemelegedő olvadék: egy foszforos karbonatit- és egy alkáli aluminoszilikát-olvadék. Ez jó összhangban van a CAKP xenolitokban történt megfigyelésekkel. A T01-es kísérleti eredmények szerint nem zárható ki a CO₂-gazdag fluidum jelenléte a CAKP xenolitok formálódásakor (pl.: 3. és 4. egyenlet) még akkor, sem ha ilyen fluidumzárványokat a CAKP xenolitok nem tartalmaznak. A szételegyedés *egyik valószínű* oka a CO₂ felszabadulás mozgás. A nemelegedő mező nagysága konstans nyomás és hőmérséklet esetén az ál-négyösszetevős diagramban nagyban függhet az olvadékrendszer peralkalinitásától.

5.3. Kerimasi kalcikarbonatitok

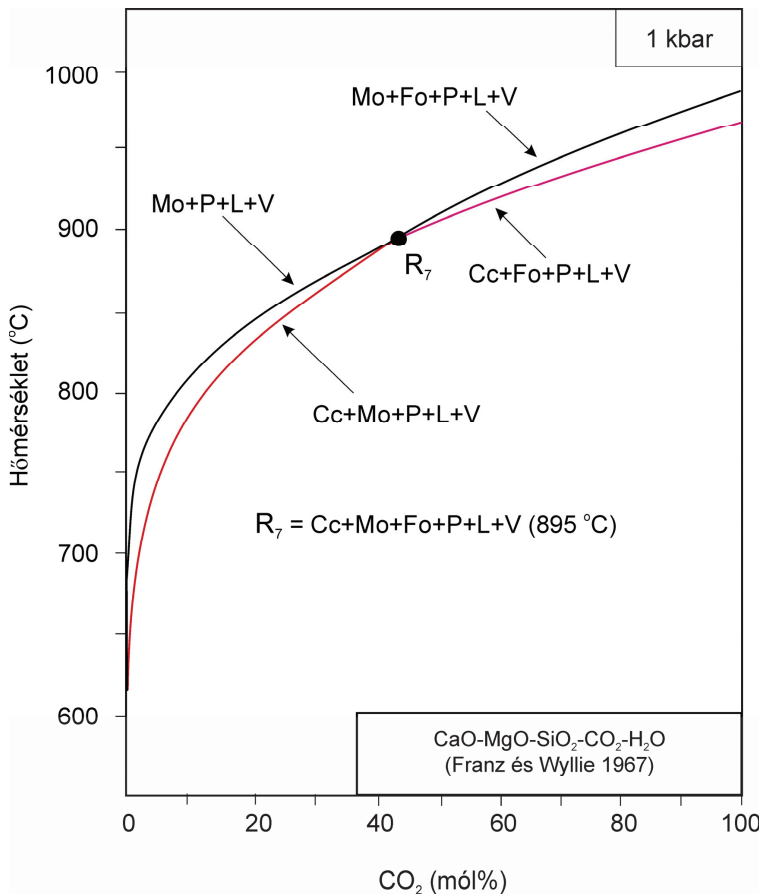
5.3.1. Olvadék-olvadék-fluidum nemelegedés és kristályosodási feltételek

A Kerimasi kalcikarbonatitokból szeparált és feltárt apatitok és magnetitek üregei (13E. és 14A. ábra) azt jelzik, hogy egy, olvadékkal nemelegedő fluidum fázis létezett együtt a magnetittel és az apatittal, miközben a kristályosodás zajlott. Míg a magnetitbe zárodott fluidum komponensei, valamint a feltáratlan magnetit fluidumzárványai nem vizsgálhatók Raman mikroanalízissel és mikrotermometriai eszközökkel, addig az apatitban lévő átlátszószáguk miatt igen. Ezek a fluidumzárványok együtt jelennek meg olyan olvadékszárnyokkal, amelyekben különböző méretű buborék mutatkozik (12. ábra). Az apatit fluidumzárványaiban és az olvadékszárnyok buborékjaiban (pl.: 12E-H. ábra) azonosított karbonát (CO₃²⁻), hidrokarbonát (HCO₃⁻) és szulfát (SO₄²⁻) (24. ábra) alapján az olvadékokkal nemelegedő fluidum elsősorban C-O-H-S komponensekkel írható le. E fluidumban a tanulmányozott olvadékok telítve voltak.

Indikációk az olvadék-olvadék nemelegedésre szintén láthatók azokban a melegített, majd dermesztett magnetit szemcsékben, amelyek tartalmaznak mind karbonatitolvadék-zárványt, mind szilikátolvadék-zárványt (21G-H. ábra) vagy karbonatit-olvadék-zárványt,

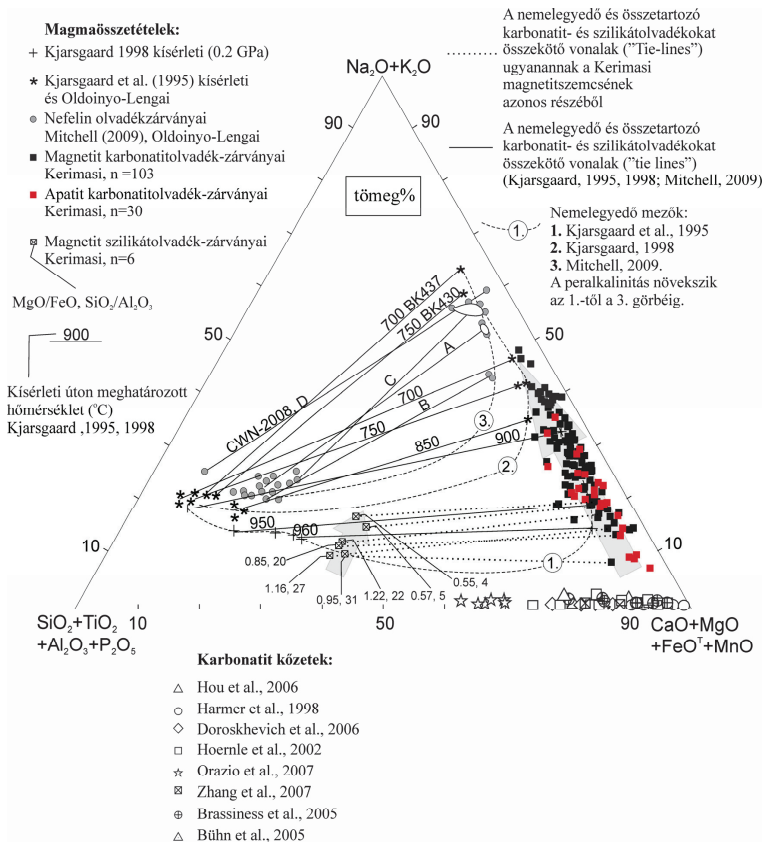
amelyben szilikátolvadék-csepp van (21E. ábra) vagy szilikátolvadék-zárványt, amelyben karbonatitolvadék-csepp van (21H. ábra). A jelentős változékonyság a befogódott fázisok (fluidum, olvadék(ok), kristályok) arányaiban a heterogén bezáródás következménye. E szerint a magnetit vagy az apatit növekedésekor azok nem egy olvadék vagy egy fluidum fázist zárnak be, hanem ezeket véletlenszerű arányban (pl.: Frezzotti, 2001; Danyushevsky e al., 2002; Schiano 2003; De Vivo et al., 2006; Zajacz et al., 2007 és Guzmics et al., 2008a, b). Egy ilyen heterogéne bezáródott rendszer csakis a bezáródási hőmérsékleténél nagyobb hőmérsékleten homogenizálódhat. Az apatit kristályosodási hőmérsékleténél nagyobb homogenizációs hőmérsékletek, valamint a zárványok (mind az apatitban, mind a magnetitben) nem teljesen végbemenő homogenizációja (21B. ábra) megmagyarázható ezzel a jelenséggel. Ezek szerint az apatit kristályosodási hőmérsékletére a legjobb megközelítés az apatit olvadékszárványainak homogenizációs kísérletei során tapasztalt hőmérsékletek alsó tartománya, amely körülbelül 900–1000°C. Néhány monticellit magjában lévő forszterit (11E. ábra, M5. táblázat a mellékletben) együtt a CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ kísérleti rendszer (1 kbar) fázis relációjával (Franz 1965; Franz és Wyllie, 1967; Mitchell, 1986) összhangban van a fenti megállapítással (38. ábra). E, kísérleti úton meghatározott fázisdiagram topológiája szerint a kalcit-szétesés (dekarbonáció) reakciógörbéje 895 °C-on metszi likviduszt az „R₇” invariáns pontban (1 kbar) (38. ábra). Ez magyarázza meg, hogy a kalcit és a forszterit együtt kristályosodhatott az invariáns hőmérsékletnél (895 °C) nagyobb hőmérsékleten (például a maximális 970 °C-on is) (38. ábra). A kristályosodás előre haladtával (azaz csökkenő hőmérséklet mellett) a rendszer elhagyta az „R₇” invariáns pontot és ezzel együtt a forszterit kristályosodását felváltotta a monticellit (11E. és 38. ábra) (Franz 1965; Franz és Wyllie, 1967). A 39., 40. és 41. ábra mutatja az apatitban és a magnetitben lévő, felfűtés után dermedt olvadékszárványok, valamint más természetes (Kjarsgaard et al., 1995; Mitchell, 2009) és kísérleti úton meghatározott [Kjarsgaard et al., 1995; Kjarsgaard 1998 (0,2 GPa); Lee és Wyllie, 1998a (1GPa)] karbonatit- és szilikátolvadék-összetételek Hamilton-vetítéseit, illetve a fenti kísérletekben meghatározott szilikát-karbonatit nemelegedő mezőt. Általánosságban elmondható, hogy a kerimasi szilikát- és karbonatitolvadék összetételek közel vannak a

kísérleti úton (Kjarsgaard et al., 1995; Kjarsgaard 1998) meghatározott nemelegyedő mező széléhez (39-41. ábra).

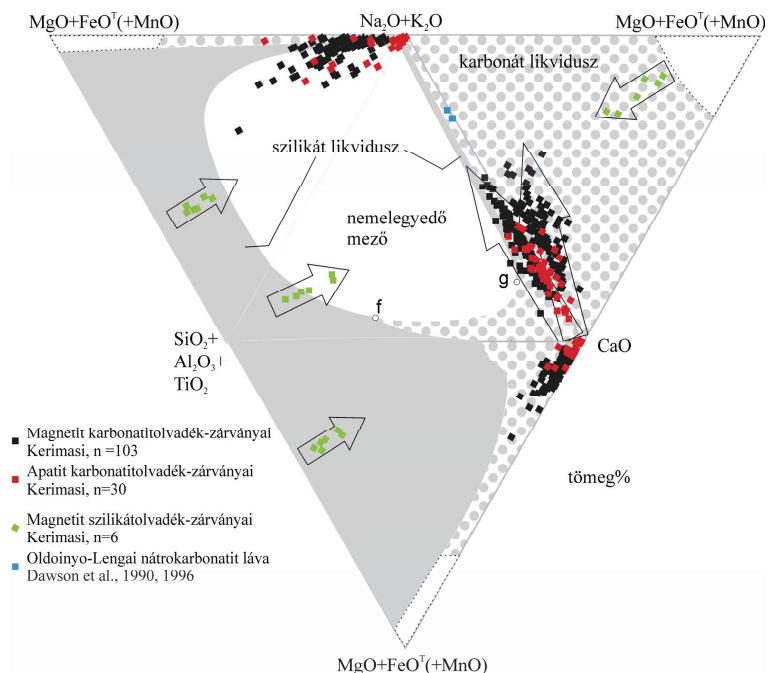


38. ábra. A CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O rendszer kísérleti úton meghatározott dekarbonációs (piros) és likvidusz (fekete) görbéinek T-x metszete 1 kbar-on (Franz és Wyllie, 1967).

Az R_7 invariáns pont 1 kbar-on 895 °C-on van. Ez a hőmérséklet közel lehetett a kerimasi rendszer kristályosodásakor uralkodó hőmérséklethez, amelyen a forszterit kristályosodását felválthatta a monticellit. Cc–kalcit, Fo–forszterit, Mo–monticellit, P–periklász, L–olvadék, V–gáz.



39. ábra. Kerimasi olvadékszárványok és más, hasonló karbonát-gazdag kémiai rendszerekből vett természetes, illetve kísérleti olvadék-összetételek (lásd jelmagyarázat) Hamilton vetítésű egy CO_2 -ből a $(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}) - (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ál-háromösszetevős diagramon. A magmafejlődési irányt a szürke nyílak mutatják. A kísérletekkel való összehasonlítás szerint kerimasi magmafejlődés korai szakaszára 900–1000 °C becsülhető. A nagynyomású kísérletekkel való jó összhang alapján a peralkalinitás növekedése szűkíti a nemelegyedő mezőt az alkáli csúcs irányába. Ha a karbonatit teljesközet összetételek olvadékokat reprezentálnának, akkor karbonatitmagma nem jöhetne létre szilikát-karbonatit szételegyedéssel, hiszen a teljesközet-összetételek nem metszik a nemelegyedő mezőt. Ez azt sugallja, hogy a karbonatit teljesközet-összetételek nem lehetnek reprezentatívak a magmaösszetételt illetően.

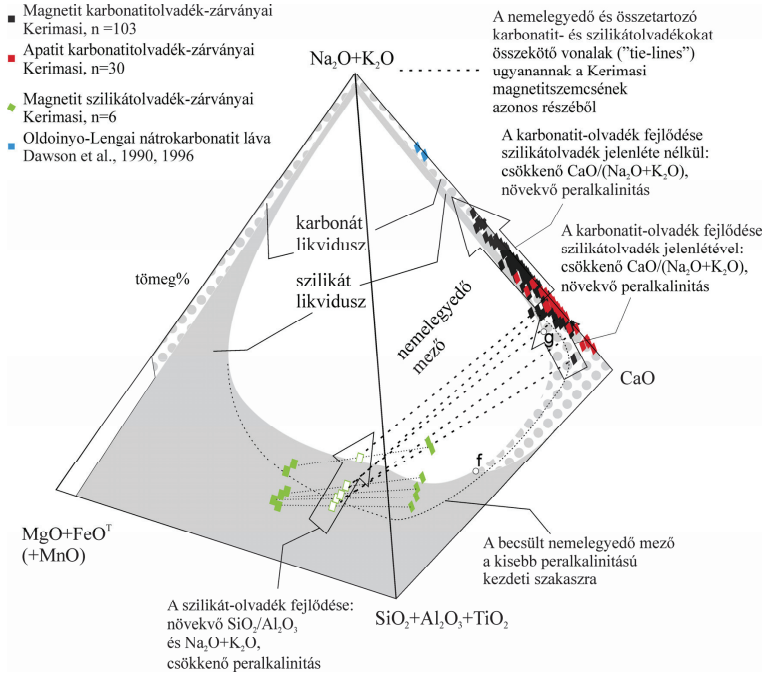


40. ábra. Kerimasi olvadékszárnyok Hamilton vetítése a CO_2 -ből a $(\text{CaO})\text{-(MgO+FeO}^\ddagger\text{)-}$ $(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ ál-négyszögletes diagramon (Lee és Wyllie, 1998a, 1 GPa).

A kerimasi olvadékszárnyok és az Oldoinyo Lengai nátrokarbonatit lávák összetétele a tetraéder lapjaira vannak vetítve. A magmafejlődési irányt a nyilak mutatják. Az MnO Lee és Wyllie (1998a) kísérleteiben nem szerepelt.

Karbonát likvidusz – az a térfogat, ahol karbonátásványok kristályosodnak, nemelegedő mező – az a térfogat, ahol *egy* olvadék egyensúlyban nem létezik, szilikát likvidusz – az a térfogat, ahol szilikátásványok kristályosodnak. Az f és g a pontok olyan nemelegedő szilikát-(f) és karbonatit-(g) olvadék-összetételt mutatnak a $\text{CaO}\text{-(SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ síkon, amelyekkel együtt létezhet mind karbonát, mind szilikát fázis is.

Azonban a nyomás és/vagy az összetétel változása, így a Ca/Mg, Si/Al és a peralkalinitás $[(\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3, \text{ moláris arány}]$ befolyást gyakorol a nemelegedő mező nagyságára (Lee és Wyllie, 1998a, b; Kjarsgaard et al., 1995; Mitchell, 2009) az ál-háromszögletes (39. ábra) és az ál-négyszögletes diagramokon (41. ábra). A magnetit szilikátolvadékszárnyaiban a Si/Al arány csökken (39. ábra). Az olvadékok teljesösszetétele, Si/Al arányának változása csökkentette az elegyedési hézag méretét az olvadékfejlődés során (Lee és Wyllie, 1998a).



41. ábra. A 40. ábrán látható széthajtott tetraéder (Lee és Wyllie, 1998a, 1 GPa) összecsuksva (térbeli ábrázolás).

A diagramon a kerimasi olvadékszárványok és az Oldoinyo Lengai nátrókarbonatit láva összetételei láthatók. A magmafejlődési irányt a nyilak mutatják. Az MnO Lee és Wyllie (1998a) kísérleteiben nem szerepelt. A magmafejlődés korai szakaszában együtt fejlődött a két nemelegyedő (karbonatit és szilikát) olvadék. Azonban később a karbonatitolvadék elhagyta a nemelegyedő mezőt és önálló olvadékként fejlődött tovább a szilikát-karbonatit likvidusz határfelületen kristályosítva mind kalcitot mind monticellit. Végül az olvadék elérhette az Oldoinyo Lengai nátrókarbonatit lávához hasonló, azaz alkáliában extrém gazdag összetételt. A részletes petrogenetikai leírás az 5.3.3. fejezetben olvasható.

Karbonatit likvidusz – az a térfogat, ahol karbonátásványok kristályosodnak, nemelegyedő mező – az a térfogat, ahol *egy* olvadék egyensúlyban nem létezik, szilikát likvidusz – az a térfogat, ahol szilikátásványok kristályosodnak. Az f és g a pontok olyan nemelegyedő szilikát-(f) és karbonatit-(g) olvadék-összetételt mutatnak a $\text{CaO}-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ síkon, amelyekkel együtt létezhet mind karbonát, mind szilikát fázis is.

A szerzők kísérletsorozataikban mutatták be, hogy a Si/Al csökkenése egy nemelegyedő szilikát-karbonatit rendszerben csökkenti a nemelegyedő mező nagyságát, valamint eltolja ezt a mezőt az alkáli csúcs irányába az ál-háromösszetevős diagramon. Ahogyan

korábban is szó volt róla, ugyanez lehet a következménye a peralkalinitás növekedésének (Kjarsgaard et al., 1995, Mitchell, 2009) (39. ábra).

A kerimasi olvadékfejlődés során a karbonatitolvadék-zárványokban az alkália-tartalom (27. ábra) és ezzel együtt a peralkalinitás jelentősen növekedett, a szilikátolvadék-zárványokban a peralkalinitás csökkent (41. ábra). Azonban a magnetitben és az apatitban a karbonatitolvadék-zárványok túlsúlya a szilikátolvadék-zárványokkal szemben, valamint a kerimasi karbonatit mivolta egyértelműen arra utal, hogy a Kerimasi kalcio karbonatit túlnyomó részt karbonatitolvadékból kristályosodott. Így tehát a magnetitbe zárt nemelegyedő olvadékok (karbonatit és szilikát) teljesösszetétele a karbonatitolvadék-zárványok összetételéhez kellett, hogy közel legyen az összekötő vonalakon („tie-lines”) (41. ábra szaggatott vonalak). Ezért az olvadékfejlődés során a *teljes rendszer* peralkalinitását a karbonatitolvadékok peralkalinitása határozta meg, így az olvadékfejlődés során a *teljes rendszer* peralkalinitásának jelentősen növekednie kellett a nemelegyedő mező szűkülését eredményezve (41. ábra). Fentiek (Si/Al csökkenése és a peralkalinitás növekedése) miatt lehetséges az, hogy a magnetitben lévő szilikát-karbonatit konjugált párok egy jobban kiszélesedett nemelegyedő mezőt mutatnak a magmafejlődés korai szakaszára (kis peralkalinitás), mint amelyet Lee és Wyllie (1998a) illusztrált (41. ábra).

A kísérleti munkákban előállt nemelegyedő szilikát és karbonatit olvadékok hőmérsékletei (Lee és Wyllie, 1998a, B és Kjarsgaard, 1998; 39. ábra ebben a munkában), valamint a magnetitben és az apatitban lévő olvadékszárványok összetételei alapján összegezve az mondható el, hogy a magmafejlődés korai szakaszában a hőmérséklet 900–1000 °C körül lehetett. Ez a következtetés jó összhangban van az apatit olvadékszárványainak homogenizációs kísérleteinek eredményeivel, valamint a CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ rendszer (1 kbar) fázisviszonyaival (38. ábra) (Franz, 1965; Franz és Wyllie, 1967).

5.3.2. Olvadékfejlődés

A kerimasi karbonatitolvadékok primitívebbek – tehát gazdagabbak CaO-ban –, mint az effúzív Oldoinyo Lengai nátrókarbonatitok (Dawson et al., 1990, 1996; Kjarsgaard et al., 1995; Kjarsgaard, 1998; Mitchell, 2009) (27., 39., 40. és 41. ábrák). Emellett a 27. ábra

azt is mutatja, hogy a CaO egyenes arányban csökken az alkáliák növekedésével. Tehát, a tanulmányozott kerimasi karbonatitolvadék-zárványok mind az apatitban, mind a magnetitben kalcit frakcionációt jeleznek, amely jelentős alkáli gazdagodást okozott a fejlődő olvadékban. Az alkáli gazdagodás az olvadékfejlődés függvényében megfigyelhető a magnetitben lévő olvadékszárványok összetételében is a szemcse magjától a szélek felé haladva (28. ábra). Az olvadékösszetétel fejlődése végső soron eljutott odáig, hogy Na-K-Ca karbonátok és Na-Ca karbonátok (pl.: nyerereit) kristályosodtak, amelyeket kalcitban sikerült azonosítani (17. ábra, 9. táblázat). Meg kell említeni, hogy Kogarko et al. (1991) és Stoppa et al. (2009) szintén bemutatott Na-Ca karbonátokat perovszkitban és melilitben lévő kristályzárványok formájában, amely azt sugallja, hogy a Guli (Szibéria) és a Monte Vulture (Olaszország) karbonatitok fejlődésében hasonló jelenség történhetett.

Az apatit, amely CaO-ban gazdag karbonatit-olvadékzárványokat tartalmaz kissé korábban kezdhetett kristályosodni, mint a magnetit, hiszen utóbbi ásványban alkáliában gazdagabb karbonatitolvadék-zárványok vannak (27., 39., 40. és 41. ábrák). A megemelkedett MgO/FeO^T és SiO_2/Al_2O_3 arány (0,55-1,22, illetve 4,40-32,0) a szilikátolvadék-zárványokban (39. ábra, M7b. táblázat a mellékletben) szintén primitívebb összetételt jelez. Ezekben a szilikátolvadék-zárványokban a Mg/Fe és a Si/Al csökkenése forszterit frakcionációt sugall az olvadékfejlődés korai szakaszában. A kalcit, az olivin, az apatit és a magnetit frakcionációja a fejlődő olvadék(ok)ban Al_2O_3 -dúsulást eredményezhetett, amely tükröződik abban, hogy a magnetit peremén a spinell komponens ($MgAl_2O_4$) dúsul. Ezt a dúsulást Reguir et al. (2008) szintén észrevette és hasonló következtetésre jutott: a kerimasi magma dúsulhatott Mg-ben és Al-ban fejlődése során.

Ca-gazdag karbonatitolvadékok, mint amilyeneket a tanulmányozott olvadékszárványok tartalmaznak (27. ábra; M7a. és M8. táblázatok a mellékletben) nem származhatnak *közvetlenül* a köpenyből anélkül, hogy jelentős frakcionációt és/vagy szétegyedést ne szenvedtek volna el. Azok a karbonatitolvadékok, amelyek közvetlenül a köpenyből származnak nem kalcitos, hanem inkább dolomitos karakterűek. Ezt számos nagynyomású kísérlet (Green és Wallace, 1988; Sweeney, 1994; Lee és Wyllie, 1998a, b) és természetes karbonatit-olvadékzárványok összetétele (Guzmics et al. 2008a, b) is

alátámasztja (pl.: 5. táblázat). Ebből adódóan sejthető, hogy mielőtt a tanulmányozott kerimasi olvadékok formálódtak egy korai („első”) szilikát-karbonatit szételegyedésnek kellett történnie. A Kerimasi kalcio karbonatit valószínűleg az elkülönült karbonatit olvadék-frakcióból kristályosodott, amely kétségtelenül tartalmazott oldott szilikát-komponenseket. Ezeket reprezentálják most a forszterit, a monticellit, a csillám és a magnetitben lévő szilikátolvadék-zárványok. Ez utóbbi néhány, nemelegyedő szilikátolvadék-csepp lehet, amely a korábban már szeparálódott („első” szételegyedés) karbonatit-magmától elkülönült el („második” szételegyedés, 41. ábra). Ezért lehetséges az, hogy a fejlődő, nemelegyedő (szilikát és karbonatit) olvadékok teljesösszetétele a karbonatit oldalon hagyta el a nemelegyedő mezőt (40. és 41. ábra) formálva egy karbonatitolvadékot, amellyel már nem létezett együtt szilikátolvadék (41. ábra).

Felmerül a kérdés, vajon mi történhetett az „első” szételegyedés után, az elkülönült szilikátolvadék frakcióval? Ez időben és térben külön úton fejlődhetett tovább és kristályosíthatott szilikát kőzeteket (pl.: piroxeniteket, ijolitos kőzeteket és nefelinitufákat), amelyek szintén megtalálhatók a Kerimasi vulkánon (Dawson, 2008). Bár igen nehéz megmondani a szétkülönült szilikát- és karbonatit-olvadék frakciók relatív arányát, a kísérleti adatok (pl.: Lee és Wyllie, 1997) és a Kerimasi szilikát kőzetei (lásd fentebb) alapján úgy tűnik, hogy a magma, amely az „első” szételegyedés előtt létezett egy karbonátos nefelinit típusú olvadék lehetett.

5.3.3. A Kerimasi kalcio karbonatitok petrogenetikai modellje

A dermesztett olvadékszárványok összetételei az ál-háromösszetevős (39. ábra) és az álnégyösszetevős (40. és 41. ábra) diagramokon azt sugallják, hogy eredetileg a karbonatitolvadék összetétele közel volt a „g” ponthoz (40. és 41. ábra), ahol legkevésbé 3 nemelegyedő fázis létezett: 1) egy Ca-gazdag alkáli karbonatitolvadék; 2) egy Mg- és Fe-gazdag peralkáli szilikátolvadék; és 3) egy C-O-H-S fluid fázis. A „g” pont a $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ síkon (40. ábra) meghatározza az összetételét annak a fluid (CO_2)-telített karbonatitolvadéknak, amely együtt létezik egy szilikátolvadékkal („f” pont) és kristályosít karbonát (kalcit) és szilikát (olivin) ásványokat is (Lee és Wyllie, 1998a, b). E rendszerhez az MgO és az FeO^T hozzáadása, valamint a csúcspokban lévő komponensek arányának (pl.: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ és/vagy peralkalinitás) megváltoztatása

kiterjesztheti a „g” és az „f” pontokat a tetraéderben (41. ábra) egy a nemelegyedő mező térfogatát érintő felületre. Tehát e felületen két olvadék (egy karbonatit és egy szilikát) egy fluidum fázis fejlődhet kristályosítva mind szilikát (pl.: forszterit), mind karbonát (kalcit) fázist, amely tény összhangban van a Kerimasi kalcio karbonatit petrográfiai megfigyeléseivel (pl.: 10. és 11. ábra). Az olivin, a kalcit, az apatit és a magnetit további kristályosodásával a karbonatitolvadék elhagyta a nemelegyedő térfogatot (41. ábra) és összetétele tovább változott az alkáli-csúcs irányába a szilikát-karbonát likvidusz határfelületen (40. és 41. ábra), hiszen csak így lehet értelmezni a kalcit és a monticellit együttes kristályosodását (10. és 11. ábra). A kristályosodás előrehaladtával, kisebb hőmérsékleten (pl.: 500-700 °C, 39. ábra) az olvadék jelentősen dúsult alkáliákban (27., 39., 40. és 41. ábra) és elérte a Na-K-Ca karbonátok telítettségét. A kristályosodás legvégén a karbonatitolvadék extrém módon dúsult alkáliákban és illóknak (CO_2 , SO_3 , H_2O , F és Cl; M7a. és M8. táblázatok a mellékletben) és összetételében igen hasonló lehetett az Oldoinyo Lengai nátrókarbonatitokhoz (27. ábra) (Dawson et al., 1990, 1996; Keller és Kraft, 1990; Kjarsgaard et al., 1995; Mitchell, 2009). Kis hőmérsékleten (100-150 °C) a fluidum alkáli hidrokarbonátot kristályosíthatott, amelyet az olvadékszárványok buborékjában (pl.: 12E-H. ábra) is sikerült azonosítani (24. ábra).

5.3.4. A kalcio karbonatitokat kristályosító olvadékok összetétele

A Kerimasi kalcio karbonatitok típusos kalcio karbonatit kőzetek, amelyeket világszerte ismerünk (pl.: Woolley és Kempe, 1989; Kogarko et al., 1991; Hoernle et al., 2002; Woolley és Church, 2005; Hou et al., 2006; Woolley és Kjarsgaard, 2008; Stoppa et al., 2009). Ezek a kőzetek általában csak kis mennyiségű alkáliát tartalmaznak (<0,5 tömeg%) (pl.: Woolley és Kempe, 1989; Kogarko et al., 1991; Hoernle et al., 2002; Woolley és Church, 2005; Hou et al., 2006). Azonban a tanulmányozott természetes olvadékszárványok (Kerimasi) együtt a nefelinben lévő, Na-K-Ca karbonatitolvadékokkal (Oldoinyo Lengai; Mitchell, 2009) és a releváns fázisdiagramokkal (Lee és Wyllie, 1998a, b; Kjarsgaard, 1998) azt mutatják, hogy minimum 6-10 tömeg% $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ szükséges ahhoz, hogy a karbonatitok olvadékként létezzenek kéreg körülmények között. Így világos, hogy a teljes kőzetösszetételek nem reprezentálhatják a karbonatitmagma összetételét. Meg kell említeni, hogy ezt petrográfiai tanulmányok már korábban

sejtették (pl.: Bailey, 1993; Harmer és Gittins, 1997; Gittins és Harmer, 2003; Mitchell, 2005; Zurevinski és Mitchell, 2004). Az alkáli gazdag fázisok, mint például a Ca-alkáli karbonátok (shortit és fairchildit-nyerereit) és az alkáli-hidrokarbonátok, mint például a nacholit a magma- és fluidumfejlődés kései szakaszában kristályosodnak és vízben való nagy oldhatóságuk miatt extrém érzékenyek az átalakulásra (pl.: Kogarko et al., 1991; Zaitsev és Keller, 2006). Ez magyarázhatja meg az alkáli-gazdag fázisok hiányát a legtöbb kalcio karbonatit kőzetből. Nem kérdés tehát, hogy az ellenálló ásványokban lévő karbonatitolvadék-zárványok összetétele sokkal közelebb van a karbonatit-magmák szülőolvadékának összetételéhez, mint a teljes kőzet összetételek. Hasonlóan a karbonátos rendszerekhez a szilikátolvadék-zárványoknak is nagy jelentősége van a magmaösszetételek megbecslésében (pl.: Zajacz et al., 2006; Bali et al., 2008; Thomas et al., 2009) mutatva az olvadékszárvány-kutatás nagy jelentőségét különböző geológiai rendszerekben.

5.3.5. Lesz-e a jövőben nátrokarbonatit magmás tevékenység a Kerimasi-n vagy sem?

Az Oldoinyo Lengai egy aktív vulkán és néhány kilométerre található a Kerimasi vulkán felépítménytől (2. ábra), továbbá egyedülálló módon a világon időszakosan nátrokarbonatit lávát lövel ki. A Kerimasi az idősebb (Hay, 1983; Dawson, 2008) és jelenleg inaktív. A bemutatott adatok és Hay (1983) megfigyelései azt sugallják, hogy a Kerimasi nátrokarbonatitok kitorése már megtörtént, azonban az alkáli lávakőzetek átalakultak és lepusztultak. Ezért nem elképzelhetetlen, hogy a jövőben a Kerimasi újra aktiválódik és akár nátrokarbonatit láva képződését is eredményezheti.

5.4. A karbonatitolvadékok összetétele különböző természetes és kísérleti környezetekben

5.4.1. Köpeny

Az 35-37. ábrák mutatják a CAKP xenolitok és a „piston cylinder” kísérletekben előállt karbonatitolvadék-összetételeket. Feltűnő, hogy mindegyik karbonatitolvadék (CAKP olvadékszárványok és a T01-es, valamint a T04-es olvadékok) tartalmaz legalább 1,5 tömeg% SiO_2 -t (35-37. ábrák). Az is jellemző, hogy a SiO_2 koncentráció ezekben a

karbonatitolvadékokban több (3-10) tömeg%. (35-37. ábrák). Ha a szilikát-karbonát kémiai rendszerek fázisdiagramjait nézzük e tulajdonság megkövetelt (Lee et al., 2000; Lee és Wyllie, 2000). Ugyanis a szilikát/karbonát likvidusz határfelület (35. és 37. ábra) közel halad ugyan a karbonát csúcshoz, de semmilyen nyomás-hőmérséklet-en oda *nem* terjedhet. Ez különösen hangsúlyos a fázisdiagramokon a divalens kationok sarkaira (35 és 37. ábra) (Lee et al., 2000; Lee és Wyllie, 2000). Ha tehát egy szilikát-karbonát olvadékrendszer kristályosodni kezd, akár karbonátfázis (pl.: kalcit, dolomit, magnezit, stb.), akár szilikátfázis (pl.: klinopiroxén, olivin, ortopiroxén, gránát, káliföldpát, stb.) és akár mindkettő egyszerre kristályosodik, az olvadék összetétele *nem lehet* „tisza” karbonát. A nagynyomású kísérletekben bármilyen ismert természetes közzettel (pl.: peridotit, wehrlít, eklogit, metaszediment) együtt létező karbonatitolvadék (Wyllie és Huang, 1976; Wallace és Green, 1988; Green és Wallace, 1988; Dalton és Wood, 1993; Sweeney, 1994; Dalton és Presnall, 1998; Lee et al. 2000; Yaxley és Brey, 2004; Hammouda, 2003; Thomsen és Schmidt, 2008) mindig tartalmaz néhány tömeg% SiO₂-t. Másik nagyon fontos komponens a karbonatitolvadékokban foszfor. Ha a természetes karbonatitolvadékokat tanulmányozzuk – például a CAKP (Guzmics et al., 2008a, b) és a kerimasi olvadékszárványokat – akkor azt tapasztaljuk, hogy a foszfor lényeges összetevő (több tömeg%, 36. és 39. ábra; M2., M7a. és M8. táblázatok a mellékletben). E fenti tények ellenére számos kutató (Pyle és Haggerty, 1994; Kogarko et al., 1995; Ionov et al., 1996; Lee C.-T. et al., 2000a; Laurora et al., 2001; Van Achterberg et al., 2002; van Achterberg et al., 2004) a köpenyxenolitokban lévő, sem alkáliát, sem foszfort, sem szilíciumot nem tartalmazó (36. és 37. ábra) karbonátsomókat olvadéknak, esetleg a szilikátüveg által reprezentált, szilikátolvadékkal nemelegyedő karbonátolvadéknak tekintik. Emellett a CaO—MgO+FeO csúcspontot összekötő egyenesek nem metszenek ismert, nemelegyedő mezőt (37. ábra). Fentieket figyelembe véve a köpenyxenolitokban lévő karbonátsomók *nem* lehetnek egykori olvadékok, jelenlétüket mással kellene magyarázni (talán másodlagos oldatok karbonátos üregkitöltései).

Összességében megállapítható, hogy a köpeny körülmények között létező karbonatitolvadékok fontos összetevője a karbonát mellett a foszfor, a szilícium és alárendelten az alkáliák is. Divalens karbonátok (kalcit, dolomit, magnezit, sziderit, Mg-

kalcit...stb.) nem lehetnek olvadékokat reprezentáló képződmények egy karbonát-szilikát rendszerben.

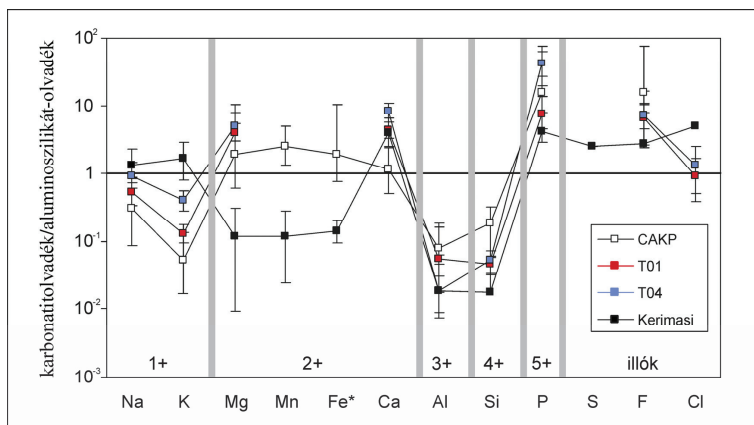
5.4.1. Kéreg

A kalcio karbonatit kőzetekben nincs elegendő alkália ahhoz, hogy bármilyen ismert szilikát-karbonatit nemelegyedő mezőre (pl.: Lee és Wyllie 1997 és hivatkozásai) essen összetételük (39. ábra). Ellenben, ha nem szételegyedéssel keletkezik egy karbonatitmagma, akkor is legalább 6-10 tömeg% alkáliát kell tartalmaznia, ahhoz hogy kéregkörülmények között ($T_{\text{maximum}} \sim 1000 \text{ }^{\circ}\text{C}$) olvadékként létezhessen, ahogyan erről korábban már szó volt (39. ábra). Annak ellenére, hogy úgy tűnik a teljes kőzetösszetételek nem reprezentálják a karbonatitmagma összetételét, számos kutató felhasználja a (sok esetben jelentősen átalakult) karbonatitkőzetek fő- és nyomelem-, valamint izotópos adatait az olvadék eredetének, kemizmusának, valamint képződési nyomásának- és hőmérsékletének megbecslésére (pl.: Woolley és Kempe, 1989; Kogarko et al., 1991; Hoernle et al., 2002; Ionov és Harmer, 2002; Chakhmouradian, 2006; Hou et al., 2006; Stoppa et al., 2009). Nem kérdés tehát, hogy a karbonatitolvadék-zárványoknak nagy a tudományos jelentősége, mert vizsgálatuk lehetővé teszi a kőzetet kristályosító olvadék eredetének, kemizmusának, valamint képződési nyomásának- és hőmérsékletének viszonylag pontos meghatározását; sőt az olvadékok időbeli fejlődési állapotai is könnyebben rekonstruálhatók.

5.4.3. Főelemmegoszlás a nemelegyedő olvadékok között

Összevetve a nagyhőmérsékletű és nagynyomású, azaz köpeny eredetű ($T=1100-1200 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \geq 2,2 \text{ GPa}$) (35-37. ábrák), valamint a kishőmérsékletű és kisnyomású, azaz kéreg eredetű ($T = 500-1000 \text{ }^{\circ}\text{C}$) karbonatitmagmákat (39-41. ábrák), elmondható, hogy előbbiekben a Ca, Mg, Fe, foszfát- és szilikát-komponensek, míg utóbbiakban a Ca és az alkáliák játszanak kiemelkedő szerepet az összetétel kialakításában. A főelem-megoszlás tekintetében a Ca, a P és a F mindig a karbonatitolvadékokat, míg az Al és a Si a szilikátolvadékokat kedveli (42. ábra). A nagynyomású (köpeny) rendszerekben (a CAKP xenolitok, a T01-es kísérlet és a T04-es kísérlet) az alkáliák az aluminoszilikát-olvadékban, míg a divalens kationok a karbonatitolvadékban kompatibilisak (42. ábra). Ezzel szemben a kisnyomású (kéreg) rendszerben (Kerimasi kalcio karbonatitok) fordított

a helyzetet. A Ca kivételével a divalens kationok inkább az aluminoszilikát-olvadékot, míg az alkáliák a karbonatit-olvadékot részesítik előnyben (42. ábra). Bár a kenet a CAKP karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadékszárányaiban nem lehetett pontosan meghatározni relatív dúsulását a karbonatit-olvadékban a CAKP apatit karbonatit-olvadékszárányai (nemcsak a 3. csoport) és a kerimasi olvadékszárányai is mutatják (42. ábra). Érdemes figyelembe venni, hogy a kétféle olvadék között a kén megoszlását a kén oxidációs állapota nagyban befolyásolhatja, amit nem határoztunk meg. A klór szinten kis nyomáson a karbonatit-olvadékban kompatibilisabb, mint nagy nyomáson (42. ábra).



42. ábra. A fő- és az illóelemek megoszlása a karbonatit- és az aluminoszilikát-olvadékok között különböző geológiai (CAKP-köpeny, Kerimasi-kéreg) és kísérleti (T01, T04; P=2,2 GPa, T=1200°C) környezetekben.

Adatok: CAKP – az apatit 1. csoport olvadékszárányainak és a káliföldpát olvadékszárányainak átlaga (8. és M3. táblázat); T01-es kísérlet – (11. táblázat, átlag); T04-es kísérlet – (13. táblázat, átlag); Kerimasi – a magnetit karbonatit-olvadékszárányainak és szilikát-olvadékszárányainak átlagai (M7a. és M8. táblázat, melléklet).

A diagram azt mutatja, hogy minden esetben a Ca, a P és a F a karbonatit-olvadékot, míg az Al és a Si a szilikát-olvadékot preferálja. A nagynyomású (köpeny) rendszerekben (CAKP, T01 és T04 rendszerek) az alkáliák az aluminoszilikát-olvadékban, míg a divalens kationok a karbonatit-olvadékban kompatibilisak. Ezzel szemben a kisnyomású (kéreg) rendszerben (Kerimasi) fordított a helyzet. A Ca kivételével a divalens kationok inkább az aluminoszilikát-olvadékot, míg az alkáliák a karbonatit-olvadékot kedvelik. A kén a CAKP és a kerimasi olvadékszárányai alapján a karbonatit-olvadékban dúsul a szilikát-olvadékhoz képest, azonban oxidáltsága nem volt meghatározva egyik természetes mintában sem. A klór -hasonlóan az alkáliákhoz- kis nyomáson a karbonatit-olvadékban jobban kompatibilis, mint nagy nyomáson. * – Az Fe^{2+}/Fe^{3+} arányt a kísérletekben nem kontrolláltuk, a természetes mintákban meghatározása pedig nem történt meg, ezért megoszlási értéke Fe^{2+} ionként nagy hibát hordozhat.

5.5. A karbonatitolvadékokkal együtt létező fluidum összetétele

A T04-es kísérlet káliföldpátjának beforrt repedéseiben lévő fluidumzárványok és az olvadékszárványokban lévő fluidumok (19C. és D. ábra) Raman analízise CO₂-t, szilárd karbonátot, szilárd szulfátot és szilárd hidrokarbonátot mutatott ki (23. ábra). Bár kenet névlegesen nem tettünk a kísérleti rendszerbe valószínű, hogy a kén az apatitból származik. A kerimasi apatitok fluidumzárványainak és az karbonatitolvadék-zárványok buborékjainak Raman elemzése szintén mutatott szilárd karbonátot, szilárd szulfátot és szilárd hidrokarbonátot (24. ábra). Ezek alapján az olvadékokkal együtt létező fluidumrendszer mind a két esetben nagy részben C-O-H-S komponensekkel írható le, ahol a szulfát jelenléte egy oxidáltabb fluidumot feltételez. Kéreg nyomásokon az alkáli hidrokarbonátok (pl.: nacholit) kis (150 °C>) hőmérsékleten disszociálnak alkáli karbonáttá, vízzé és szén-dioxiddá [pl.: $2\text{NaHCO}_3 \rightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$]. További hőmérséklet emelésre az alkáli karbonátok (pl.: Na₂CO₃) kisebb, mint 200 °C-os hőmérsékleten tovább bomlanak [pl.: $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{NaOH} + \text{CO}_2$] (pl.: Deshpande et al., 1983), amely maga után vonja a CO₂ mellett a H₂O (OH) és az alkáli molekulák (Na₂O+K₂O) jelenlétét is a forró (pl.: 800-1000 °C) homogén fluidumban. E komponensek (C-O-H-S-alkália) arányai azonban változhatnak a vizsgált fluidumrendszerekben. A CAKP xenolitok bemutatásakor (5.1.6. fejezet) említettem, hogy az apatit 3. csoport olvadékszárványainak kén-gazdagságát talán okozhatja egy nemelegedő és heterogénen befogódó fluidum. Ezért elképzelhető, hogy a CAKP rendszer esetében – bár a 3. és a 4. egyenlet (5.1.4. fejezet) alapján a CO₂ lehetett a domináns fluidummolekula – a kén szintén számottevő arányban volt jelen a fluidumfázisban. Ezt erősíti az, hogy az apoláros CO₂-fluidum kristálylapot nedvesítő hatása a poláros molekulákéhoz (pl.: H₂O, SO₃) képest nagyon kicsi (Craw és Norris, 1993). Ezzel összhangban van a peridotit xenolitok fluidumzárványainak összetétele is, amely azt mutatja, hogy az uralkodó CO₂ mellett (pl.: Szabó és Bodnar, 1996) minden esetben poláros fluidummolekula (pl.: a H₂O, Berkesi et al., 2009; Hidas, 2009) is jelen van. A korábban tiszta CO₂-nak hitt fluidumzárványok a köpenyben talán nem is léteznek (Hidas, 2009) és befogódásuk is nagyon nehezen történne meg (Craw és Norris, 1993). A fluidumbefogódást tehát elősegíthették a poláros molekulák, mint például a H₂O és az SO₃ (CAKP és kerimasi rendszer) jelenléte. A H₂O jelenlétét a kerimasi

olvadék(ok)al koegzisztens fluidumban az is alátámasztja, hogy a kerimasi kalcitokban sósvíz-gazdag fluidumzárványok (16E. és H. ábra) is vannak, amelyek képviselhetik a fluidumfejlődés késői produktumait [pl.: víz-gazdag és széndioxid-gazdag fluidum kishőmérsékletű (100-200 °C) nemelegyedése (pl.: 16G. ábra)]. Azonban a kerimasi fluidumrendszerek részletes vizsgálata meghaladja e doktori értekezés kereteit.

Összességében megállapítható, hogy a karbonatitolvadékok felforrása egy túlnyomórészt C-O-H-S-alkália komponenseket tartalmazó, CO₂-gazdag fluidum elkülönülését eredményezi. A poláros molekulák (H₂O, SO₃) valószínűleg elősegítik a CO₂-gazdag fluidum-megtapadását a kristálylapokon és a primer fluidumzárványok keletkezését. Ezek a fluidumok nagy szerepet játszhatnak a magma- és fluidum-fejlődés kései szakaszában az alkáli gazdag ásványok [Na-K-Ca karbonátok, a Na-Ca karbonátok (pl.: shortit és nyerereit) szulfátok (pl.: barit), alkáli hidrokarbonátok (pl.: nacholit) és az alkáli kloridok (pl.: kósó)] kristályosításában.

6. Összefoglalás

Az Alcsútdoboz-2 fúrás lamprofirjai különleges metasomatikus klinopiroxénit xenolitokat tartalmaznak, amelyek fő fázisai a klinopiroxén, az apatit, a káliföldpát és a flogopit (CAKP). Az apatit és a káliföldpát nagyszámú, elsődleges foszforos karbonatit-, illetve karbonátgazdag aluminoszilikát-olvadékok zárt be növekedése során, azonban a klinopiroxén és a flogopit nem tartalmaz egyet sem. A modális metasomatózis előrehaladottságának foka korrelál a metasomatikus úton képződött klinopiroxén összetételével, amely Cr-ban jelentős kimerülést, viszont Zr-ban és Hf-ban gazdagodást mutat. A CAKP xenolitok az ultramafikus köpeny nyílt rendszerű karbonatit metasomatózisa során jöhettek létre. A klinopiroxén/karbonatitolvadék elemegoszlások és az olvadékok nyomelemtartalma – különösen a ritkaföldfémek és az alkáliák tekintetében – erősen függ a karbonát-tartalmú olvadékok foszfor- és Si-koncentrációjától. A CAKP xenolitok olvadékszárnyainak nyomelem-természete a felvázolt modellel együtt azt sugallja, hogy kezdeti olvadékuk egy karbonát-tartalmú mafikus kőzet (pl.: szubdukálódott lemez) kismértékű parciális olvadásával jött létre. A CAKP olvadékszárnyok fő- és nyomelemösszetétele azt mutatja, hogy szételegedés történt egy foszforos karbonatit és egy karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék között, amelyet valószínűleg a metasomatikus reakció idézhetett elő.

A „piston cylinder” kísérletek bebizonyították, hogy köpeny körülmények között (pl.: 2,2 GPa-on és 1200 °C-on) a káliföldpát-apatit-diopszid fázisok együtt létezhetnek egy fluidumtelített, nemelegedő olvadékrendszerrel, ahol az egyik olvadék egy foszforos karbonatit, a másik egy karbonát-tartalmú alkáli aluminoszilikát-olvadék. Ez a fluidum CO₂-gazdag és elsősorban C-O-H-S komponensekkel írható le. A plagioklász nem stabil fázis a fenti kísérleti körülmények között. A kísérletek ezen felül arra is rávilágítottak, hogy a nemelegedő mező kiterjedése függ a (CaO)-(MgO+FeO^T)-(SiO₂+Al₂O₃+TiO₂)-(Na₂O+K₂O) ál-négyösszetevős (pseudoquaternary) olvadékrendszer peralkalinitásától és, hogy az olvadékok szételegedését elősegítheti a felszabaduló CO₂-gazdag fluidum mozgása.

A Kerimasi kalcikarbonatit kőzetek elsősorban kalcitból és kevesebb apatitból, magnetitből és monticellitből állnak. Karbonatitolvadék-zárványok találhatóak az

apatitban, a magnetitben és a monticellitben. Az apatit és a kalcit fluidumzárványokat is tartalmaz. A magnetitben ezen felül szilikátolvadék-zárványok is vannak. Nagyszámú felmelegített, majd dermedtett olvadékszárvány-összetételek az apatitban és a magnetitben egy kén- és foszfortartalmú, Ca- és alkáli-gazdag karbonatit, míg a magnetitben lévő szilikátolvadékok egy normatív Na-metaszilikátos peralkáli karaktert mutatnak. Az apatit olvadékszárványainak mikrotermometriai vizsgálata, a forszterit-monticellit reláció és az olvadékszárvány-összetételek szerint a kerimasi karbonatitmagma fejlődésének korai szakaszára 900–1000 °C-os hőmérséklet becsülhető. Ebben a szakaszban legalább három nemelegyedő folyadékfázis létezett: 1/ egy Ca-gazdag P-, S- és alkáli-tartalmú karbonatitolvadék, 2/ egy Mg- és Fe-gazdag peralkáli szilikátolvadék és 3/ egy C-O-H-S komponensekben gazdag fluidum. Az olvadékok (karbonatit és szilikát) fejlődésével a szilikátolvadék Si/Al és Mg/Fe aránya csökkent, az alkáli-tartalma nőtt az olivin frakcionációjával; míg a karbonatitolvadék alkáli-tartalma a kalcit frakcionációja miatt nőtt. A teljes olvadérendszer peralkalinitása jelentősen növekedett az olvadékfejlődés során. A peralkalinitás növekedése a $(\text{CaO})\text{-(MgO+FeO}^{\text{T}}\text{)-(SiO}_2\text{+Al}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{)-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ ál-négyösszetevős (pseudoquaternary) diagramon a nemelegyedő mező szűkülését és az alkáli csúcsok felé hátrálását eredményezi. Ez a fejlődés egy alkáliákban extrém gazdag olvadékot produkált, amely összetételében hasonlíthatott az Oldoinyo Lengai nátrókarbonatit láváéhoz. A kerimasi olvadékszárványok alapján valószínű, hogy a kalciokarbonatit kőzeteket kéreg körülmények között kristályosító magmák *legalább* 6-10 tömeg% alkáliát ($\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$) tartalmaznak.

A nagyhőmérsékletű és nagynyomású ($T=1100\text{-}1200$ °C, $P\geq 2,2$ GPa; köpeny), valamint a kishőmérsékletű és kisnyomású ($T = 500\text{-}1000$ °C, kéreg) karbonatitmagmákat összehasonlítva elmondható, hogy előbbiekben a Ca, Mg, a Fe, a foszfát- és a szilikát-komponensek, míg utóbbiakban a Ca és az alkáliák játszanak kiemelkedő szerepet az összetétel kialakításában. A főelem-megoszlás a nemelegyedő olvadékok között a következő képet mutatja: minden esetben a Ca, a P és a F a karbonatitolvadékokat, míg az Al és a Si a szilikátolvadékokat preferálja. A nagynyomású (köpeny) rendszerekben (CAKP xenolitok, T01-es és T04-es kísérlet) az alkáliák az aluminoszilikát-olvadékokban, míg a divalens kationok a karbonatitolvadékokban kompatibilisak. Ezzel ellentétben a

kisnyomású (kéreg) rendszerben (Kerimasi) fordított a helyzet. A Ca kivételével a divalens kationok az aluminoszilikát-olvadékot, az alkáliák a karbonatitolvadékot részesítik előnyben. A kerimasi olvadékszárványok azt mutatják, hogy a kén a karbonatitolvadékban kompatibilisabb, mint a szilikátolvadékban. A klór kis nyomáson a karbonatitolvadékban kompatibilisabb, mint nagy nyomáson. A CAKP rendszerben a nyomelemek közül az U, Th, Nb, Ta, Sr, Y és a ritkaföldfémek a foszforos karbonatitolvadékot, míg a Cs, Rb, Li, B, Al, Zr és a Hf a karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadékot preferálják. A karbonatitmagmáktól felforrással elkülönülő, többnyire C-O-H-S-alkália komponenseket tartalmazó, CO₂-gazdag fluidumfázis nagy szerepet játszhat az olvadék- és fluidumfejlődés kései szakaszában a könnyen átalakuló illó-gazdag fázisok (szulfátok, alkáli hidrokarbonátok, alkáli karbonátok) kristályosításában.

Tiszta karbonátok (például karbonátsomók), valamint a kalciumkarbonatit teljeskörű összetételek nem reprezentálhatják ezeket az elegyrészeket létrehozó olvadék összetételét. Ezért a karbonatitmagmák és fluidumjaik tanulmányozásához hatékony és alkalmas módszer a rezisztens ásványokban lévő olvadék- és fluidumzárványok tanulmányozása. A karbonatitolvadékok keletkezése és fejlődése összetett, döntően olvadék-olvadék(-fluidum) szételegyedéssel kísért folyamat. Nagy reakciókészségük és inkompatibilis nyomelemkoncentrációjuk miatt kulcsfontosságúak a litoszféra geokémiai jellemvonásainak kialakításában.

7. English summary

The Hungarian late Cretaceous Ad-2 lamprophyres contain unique metasomatic mantle xenoliths consisting of clinopyroxene, apatite, K-feldspar and phlogopite (CAKP). Apatite and K-feldspar entrapped a high number of primary carbonatite melt inclusions during their growth; however clinopyroxene and phlogopite contain no any of them. The degree of modal metasomatism correlates with the composition of the altered mantle clinopyroxene, resulting in marked depletion of Cr and enrichment of Zr and Hf. This shows that the CAKP xenoliths were formed by an open-system carbonatite melt metasomatism in an ultramafic environment. Clinopyroxene/carbonatite melt partition coefficients, especially for REE and alkalis, strongly depend on the P and Si content of the carbonatite melts. Trace element signature of the carbonatite melt inclusions indicates that their initial melt was produced by extremely low degree partial melting of a carbonated silicate rock probably a carbonate-bearing subducted slab (e.g., metabasalt or metasediment). Trace and major element content of the apatite- and K-feldspar-hosted carbonatite melt inclusions indicates that there was liquid-liquid separation between a P-bearing carbonatite and a carbonate-rich alkali aluminosiliceous melts, initiated by compositional changes due to reaction with the ultramafic wall-rock. Liquid-liquid separation caused separation of trace and major elements between the immiscible melts. Uranium, Th, Pb, Nb, Ta, P, Sr, Y and REE partitioned into the P-bearing carbonatite melt, whereas Cs, Rb, Na, Li, K, B, Al, Zr and Hf preferred the carbonate-bearing silicate liquid. Such melts may be effective means of transport for a large number of trace elements from subducted slab to the mantle wedge, and within the upper mantle.

Piston cylinder experiments demonstrated that at 2.2 GPa and 1200 °C phase assemblage of apatite–diopside–K-feldspar can be coexisted with two fluid-saturated immiscible melts where one melt is a phosphorous carbonatite and the other is a carbonated alkaline aluminosiliceous melt. However, plagioclase is not stable at these experimental (namely physical and chemical) conditions. Additionally, our experiments shed light on that 1) the size of the miscibility gap is strongly depended on the peralkalinity of the bulk melt system and, 2) formation and/or migration of CO₂-rich supercritical fluid phase can drive process of melt-melt immiscibility.

Kerimasi carbonatite melt evolution can be followed by study of a statistically significant number of melt inclusions in co-crystallizing magnetite and apatite. The predominance of carbonatite melt inclusions over silicate ones and the bulk rock composition of the Kerimasi calciocarbonatite requires that Kerimasi calciocarbonatite crystallized dominantly from a carbonatite melt. Ca-rich composition of this carbonatite melt indicates that such melt did not derive directly from the mantle, however underwent silicate-carbonatite liquid immiscibility. Kerimasi calciocarbonatite crystallized from the immiscible carbonatite fraction of this system, containing some dissolved silicate components, represented now by silicate minerals (forsterite, monticellite and mica) and silicate melt (silicate melt inclusions). On the basis of homogenization experiments of apatite-hosted carbonatite melt inclusions and forsterite-monticellite relations, temperatures are estimated to be 900–1000 °C at the early stage of magma evolution. It is postulated that at this time at least three liquid phases coexisted: 1) a Ca-rich, P-, S- and alkali-bearing carbonatite melt; 2) a Mg- and Fe-rich, peralkaline silicate melt; and 3) a C-O-H-S-bearing fluid phase. During development of coexisting melts (carbonatite and silicate), the Si/Al and Mg/Fe ratio of the silicate melt decreased with contemporaneous increase in alkalis due to olivine fractionation, whereas the carbonatite melt increased in alkalis and decreased in CaO as a result of calcite fractionation. Overall, the peralkalinity of bulk melt increased resulting in decrease of the size of miscibility gap. The carbonatite melt composition leaves the miscibility gap and develops further along the silicate-carbonate liquidus field boundary surface, crystallizing both calcite and monticellite together with apatite and magnetite. This alkali enrichment during melt evolution results ultimately in the crystallization of the Na-Ca carbonates enclosed in calcite. At the final stage of the evolution, the magma composition could be extremely enriched in alkalis, and have a composition similar to that of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites. In contrast with the compositions of bulk carbonatite rocks, the melt inclusions show at least 6-10 wt.% Na₂O+K₂O for carbonatite melts that form calciocarbonatites. Thus, carbonatite melt inclusions are considered as being more representative for magma composition than those of any bulk rock.

At high pressure and temperature in the characterization of composition of carbonatite melts Ca, Mg, a Fe, a PO₄³⁻ and SiO₄⁴⁻ have great role (T=1100-1200 °C, P>=2.2 GPa;

mantle), whereas at lower pressure and temperature ($T = 500-1000$ °C, crust) Ca and alkalis show great significance. The major element distribution between the immiscible melt shows: 1) Ca, P and F prefer the carbonatite melt whereas Si and Al partitioned into the silicate melt at both high and low pressure, 2) in the high pressure systems (CAKP xenoliths, T01 and T04 experiments) the alkalis are compatible in aluminosilicate melt however, the divalent cations prefer the carbonatite liquid, and 3) in contrast, at low pressure (Kerimasi) the divalent cations (in exception of Ca) partitioned into silicate liquid, whereas the alkalis prefer the carbonatite melt. The sulfate prefers the carbonatite melt instead of silicate melt. The behavior of Cl is similar to that of alkalis. Fluids that boiled in both natural and experimentally produced carbonatite melts can be characterized dominantly by C-O-H-S and alkali components. Pure carbonates (globules and ocellis) and carbonatite rocks represent no carbonatite liquid. Thus, studying of carbonatite melt inclusions are considered as being more applicable and powerful method for estimating of magma composition than study of any bulk rock. Our study indicates that the evolution of carbonatite melts is complex. It is a process involving immiscible liquid separation, which in turn influences both the chemical and physical characteristics of such melts through liquid-liquid trace element partitioning and partial crystallization.

8. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek Szabó Csabának, aki a kutatásban is és emberi vonatkozásban is mindvégig kitarott mellettem és maximálisan támogatott és segítségemre volt a doktorandusz évek előtt és alatt is. Köszönet illeti a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest) valamennyi tagját, különösen Berkesi Mártát, Bali Enikőt, Hidas Károlyt, Kodolányi Jánost és Rajnai Gábort a nagyszerű tudományos diszkusszióikért.

Az analitikai eszközök használatában nagy segítségemre voltak: Andreas Audétat (Bayerisches Geoinstitut) és Bali Enikő (Bayerisches Geoinstitut), „piston cylinder” kísérletek, EMPA analízis; Bendő Zsolt (ELTE, Kőzettani és Geokémiai Tanszék), pásztázó-elektronmikroszkóp; Berkesi Márta (ELTE, Kőzettani és Geokémiai Tanszék), Raman mikroanalízis; Gálné Dr. Solymos Kamilla (ELTE, Kőzettani és Geokémiai Tanszék), pásztázó-elektronmikroszkóp; Kovács István (ELGI), EMPA analízis; Pekker Péter (ELTE, Ásványtani Tanszék), pásztázó-elektronmikroszkóp; Ralf Milke (Free University, Berlin) EMPA analízis; Roger H. Mitchell (Lakehead University, Kanada), EMPA analízis; Stephan Keyssner (Bayerisches Geoinstitut), a BGI bemutatása; Szőnyi Angéla (LRG), minta előkészítés; Vajnai Balázs (Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem), Raman mikroanalízis; Zajacz Zoltán (ETH, Zürich) és Werner Halter (ETH, Zürich), LA-ICP-MS analízis.

A konstruktív tudományos diszkusszióért külön köszönettel tartozom a következő professzoroknak és hallgatótársaimnak: Bali Enikő (Bayerisches Geoinstitut), Berkesi Márta (LRG), Bernardo Cesare (University of Padova), David Dolejs (Bayerisches Geoinstitut), Hidas Károly (LRG), Hilary Downes (Birkbeck University), Frances Wall (University of Exeter), Kovács István (ELGI), Kodolányi János (University of Bern), Lesley Rose-Weston (Bayerisches Geoinstitut), Rainer Abart (Free University), Robert J. Bodnar (Virginia Tech), Roger H. Mitchell (Lakehead University), Szabó Csaba (LRG), Zajacz Zoltán (University of Maryland) és Werner Halter (ETH).

A következő szervezetek anyagi támogatása nélkül doktori munkám nem jöhetett volna létre: Magyar Fejlesztési Bank (Habilis Program, 2007-2008), ELTE Doktori Iskola (Földtan-Geofizika Doktori Program, 2006-2009); EURISPET EU FP7 (2008-

2009), Geochemical Society, USA (Goldschmidt 2007, Student Travel Grant Program); European Science Foundation (Grant for International Geological Congress, 2008); Bayerisches Geoinstitut (EU FP7 Research Infrastructure–Transnational Access, The Structure and Properties of Materials at High Pressure, 2008), Budapest XVII. Kerület Önkormányzat (Kutatási Ösztöndíj, 2007-2008).

Nagyon nagy köszönettel tartozom Édesapámnak, aki többek között anyagilag tette lehetővé számomra, hogy kizárólag a kutatással foglalkozzak. Köszönöm a lelki támogatást a családomnak, Koninak, Bettinek, Áginak és a Barátaimnak.

Doktori munkámat halott Édesanyámnak ajánlom.

9. Összefoglaló

Az Alcsútdoboz-2 fűrés lamprofirjai különleges metasomatikus klinopiroxénit xenolitokat tartalmaznak, amelyek fő fázisai a klinopiroxén, az apatit, a kálföldpát és a flogopit (CAKP). Az apatit és a kálföldpát nagyszámú, elsődleges karbonát-, illetve karbonátgazdag olvadékszárványt tartalmaz. CAKP xenolitok az ultramafikus köpeny nyitott rendszerű karbonátit metasomatózisa során jöhettek létre. A klinopiroxén/olvadék megoszlási együtthatók nagyban függenek az olvadék foszfor és szilícium koncentrációjától. A CAKP olvadékszárványok fő- és nyomelemösszetétele azt mutatja, hogy szételegyedés történt egy foszforos karbonátit és egy karbonát-tartalmú aluminoszilikát-olvadék között, amelyet valószínűleg a metasomatikus reakció idézhetett elő. A „piston cylinder” (hengerdugattyú) kísérletek bebizonyították, hogy 2,2 GPa-on és 1200 °C-on egy kálföldpát-apatit-diopszid fázisegyüttes együtt létezhet egy fluidumtelített nemelegedő olvadékrendszerrel, ahol az egyik olvadék egy foszforos karbonátit, a másik egy karbonát-tartalmú alkáli aluminoszilikát-olvadék. A Kerimasi kalcio karbonátit apatitjában és magnetitjében lévő nagyszámú, felmelegített, majd dermedt olvadékszárványok nemelegedő, szilikát-karbonátit olvadékokat reprezentálnak, ahol az egyik egy kén- és foszfortartalmú, Ca- és alkáli-gazdag karbonátit, míg a másik egy normatív Na-metaszilikátos peralkáli szilikátolvadék. A kerimasi karbonátitolvadék fejlődése 900-1000°C-tól néhány száz °C hőmérsékletig követhető, amelynek során jelentős kalcit frakcionáció történhetett. Ez a fejlődés egy alkáliákban extrém gazdag karbonátit olvadékat produkált, amely összetételében hasonlíthatott az Oldoinyo Lengai nátrókarbonátit láváéhoz. A karbonátit magmáktól felforrással elkülönülő folyadék többnyire C-O-H-S komponenseket tartalmazó CO₂- és alkáli-gazdag fluidum. A természetes minták és kísérletek rávilágítottak arra, hogy a nemelegedő mező nagysága függ az olvadékrendszer peralkalinitásától és, hogy az olvadékok szételegyedését elősegítheti a felszabaduló CO₂-gazdag fluidum mozgása. A fő- és nyomelemek viselkedése mind az ásvány-olvadék megoszlásban mind a szételegyedés során nagyban függ a nyomástól és az olvadékösszetételtől, bár a P, a Ca és a F a karbonátitolvadékokat, míg a Si és az Al a szilikátolvadékot preferálta minden esetben. Tiszta karbonátok (például karbonátcsomók), valamint a kalcio karbonátit teljeskörzet-összetételek nem reprezentálhatják ezeket a képződményeket létrehozó olvadék összetételét. Ezért a karbonátitmagmák és fluidumjaik tanulmányozásához leginkább alkalmas módszer a rezisztens ásványokban lévő olvadék- és fluidumzárványok tanulmányozása.

10. Summary

Hungarian late Cretaceous Ad-2 lamprophyres contain metasomatic mantle xenoliths consisting of clinopyroxene, apatite, K-feldspar and phlogopite (CAKP). Apatite and K-feldspar contain a high number of primary carbonatite and carbonate-rich melt inclusions. CAKP xenoliths were formed by an open system carbonatite melt metasomatism in an ultramafic environment. Clinopyroxene/carbonatite melt partition coefficients, especially for REE and alkalis, depend on the P and Si content of the carbonatite melts. Trace and major element content of the apatite- and K-feldspar-hosted carbonatite melt inclusions indicates that there was liquid-liquid separation between a P-bearing carbonatite and a carbonate-rich alkali aluminosiliceous melts initiated by compositional changes due to reaction with the ultramafic wall-rock. Piston Cylinder experiments demonstrated that at 2.2 GPa and 1200 °C phase assemblage of apatite–diopside–K-feldspar can be coexisted with two fluid-saturated immiscible melts where one melt is a phosphorous carbonatite and the other is a carbonated alkaline aluminosiliceous melt. Kerimasi carbonatite melt evolution and silicate-carbonatite immiscibility can be followed by study of a statistically significant number of melt inclusions in co-crystallizing magnetite and apatite. The carbonatite melt shows a Ca-rich, P-, S- and alkali-rich and the silicate melt shows an Mg- and Fe-rich, peralkaline character. During evolution of the Kerimasi carbonatite, the magma composition could be extremely enriched in alkalis, and have a composition similar to that of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites. Fluids that boiled in both natural and experimentally produced carbonatite melts can be characterized dominantly by C-O-H-S and alkali components. Both natural and experimental examples demonstrated that the size of the miscibility gap depends on the peralkalinity of the bulk melt system. Behavior of major and trace elements, during immiscibility and partitioning between melt and mineral, is strongly affected by pressure and melt composition: P, Ca and F always preferred carbonatite structure whereas Si and Al were partitioned into silicate one. Pure carbonates (globules and ocellis) and calciocarbonatite rocks do not represent carbonatite melt. Thus, studying of carbonatite melt inclusions are considered as being more applicable and powerful method for estimating of magma composition than study of any bulk rock.

11. Irodalomjegyzék

- Andersen T, O'Reilly SY, Griffin WL (1984) The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia, implications for mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol* 88, 72-85
- Azbej T, Szabó C, Bodnar RJ, Dobosi G (2006) Genesis of carbonate aggregates in lamprophyres from the northeastern Transdanubian Central Range, Hungary, Magmatic or hydrothermal origin? *Mineral Petrol* 88, 479-497
- Aoki K, Shiba I (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6, 41-51
- Bailey DK (1993) Carbonatite magmas. *J Geological Society of London* 150, 637-651
- Baker MB, Wyllie PJ (1992) High pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids, Implications for mantle metasomatism. *Geochim Cosmochim Acta* 56, 3409-3422
- Baker MB, Wyllie PJ (1990) Liquid immiscibility in a nephelinite-carbonate system at 25 kbar and implications for carbonatite origin. *Nature* 346, 168-170
- Bali E, Szabó C, Vaselli O, Török K (2002) Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. *Lithos* 61, 79-102
- Bali E, Zajacz Z, Kovács I, Szabó Cs, Halter W, Vaselli O, Török K, Bodnar RJ (2008) A quartz-bearing orthopyroxene-rich websterite xenolith from the Pannonian Basin, western Hungary, Evidence for release of quartz-saturated melts from a subducted slab. *J Petrol* 49, 421-439
- Balla Z (1984) The North Hungarian Mesozoic mafics and ultramafics. *Acta Geol Hung* 27, 341-357
- Berkesi M, Hidas K, Guzmics T, Dubessy J, Bodnar RJ, Szabó Cs, Vajnai B, Tsunogae T (2009) Detection of small amounts of H₂O in CO₂-rich fluid inclusions using Raman spectroscopy. *J Raman Spectr*, in press, DOI 10.1002/jrs.2440
- Blundy J, Dalton J (2000) Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implication for mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol* 139, 356-371
- Blundy JD, Wood BJ (1994) Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452-454
- Carpenter RL, Edgar AD, Thibault Y (2002) Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinell from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineral Petrol* 74, 149-162
- Craw D., Norris RJ (1993) Grain boundary migration of water and carbon dioxide during uplift of garnet-zone Alpine Schist, New Zealand. *J Metamor Geol* 11, 371-378
- Csontos L, Nagymarossy A, Horváth F, Kovács M (1992) Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area, A model. *Tectonophysics* 208, 221-241
- Chakhmouradian AR (2006) High-field strength elements in carbonatitic rocks, Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. *Chem Geol* 235, 138-160
- Dalton JA, Presnall DC (1998) Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ from 3 to 7 GPa. *Contrib Mineral Petrol* 131, 123-135

- Dalton JA, Wood BJ (1993) The composition of primary carbonate melts and their evolution through wall rock reaction in the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 119, 511-525
- Danyushevsky LV, McNeil AW, Sobolev AV (2002) Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas, an overview of techniques, advantages and complications. *Chem Geol* 183, 5-24
- Dawson JB (2008) The Gregory Rift Valley and Neogene-Recent Volcanoes in Northern Tanzania. Geological Society, London Memoir 33, 64-66
- Dawson JB, Pinkerton H, Norton GE, Pyle DM (1990) Physicochemical properties of alkali carbonatite lavas, Data from the 1988 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Geology* 18, 260-263
- Dawson JB, Pyle DM, Pinkerton H (1996) Evolution of natrocarbonatite from a wollastonite nephelinite parent, evidence from the June 1993 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Journ Geol* 104, 41-54
- Demény A, Vennemann TW, Hegner E, Nagy G, Milton JA, Embey-Isztin A, Homonnay Z (2004) Trace element and C–O–Sr–Nd isotope evidence for subduction-related carbonate–silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary). *Lithos* 75, 89-113
- Deshpande DA, Ghormare KR, Jawadekar VL, Deshpande ND (1983) Thermal analysis of Na₂CO₃-H₂O crystals. *Thermochim Acta* 60, 295-302
- Dobosi G, Downes H, Embey-Isztin A, Jenner GA (2003) Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary). *N Jahrb Mineral Abh* 178/3, 217-237
- Dobosi G, Jenner GJ (1999) Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nógrád volcanic province, north Hungary, a study by laser ablation microprobe - inductively coupled plasma - mass spectrometry. *Lithos* 46, 731-749
- Doroshkevich AG, Wall F, Ripp GS (2006) Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths. *Mineral Petrol* 90, 19-49
- Downes H, Embey-Isztin A, Thirlwall MF (1992) Petrology and geochemistry of spinell peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary), evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contrib Mineral Petrol* 109, 340-354
- Dunkl I (1989) A fission track módszer alkalmazása geokronológiai problémák megoldásában. Kézirat. Doktori disszertáció, Budapest
- Edgar AD, Arima M, Baldwin DK, Bell DR, Shee SR, Skinner MW, Walker EC (1988) High pressure high temperature melting experiments on a SiO₂-poor aphanitic kimberlite from the Wesselton mine, Kimberley, South Africa. *Am Mineral* 73, 524-533
- Eggler DH (1978) The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O-CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂-CO₂ to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H₂O-CO₂ system. *Am J Sci* 278, 305-343
- Embey-Isztin A, Scharbert HG, Dietrich H, Poultidis H (1989) Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. *J Petrol* 30, 79-105

- Fleet ME, Pan Y (1995) Site preference of rare earth elements in fluorapatite. *Am Min* 80, 329–335
- Fleet ME, Pan Y (1997) Rare earth elements in apatite, uptake from H₂O-bearing phosphate fluoride melts and the role of volatile components. *Geochim Cosmochim Acta* 61, 4745–4760
- Fodor L, Csontos L, Bada G, Györfi I, Benkovic, L (1999) Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens, a new synthesis of paleostress data. In, *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine orogen*. Durand B, Jolivet L, Horváth F and Séranne M (eds). *Geol Soc, London, Spec Publ* 156, 295-334
- Foley SF, Barth MG, Jenner GA (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence on rutile on trace element characteristics of the subduction zone magmas. *Geochim Cosmochim Acta* 64, 933-938
- Frezza ML (2001) Silicate melt inclusions in magmatic rocks, applications to petrology. *Lithos* 55, 273–299
- Gittins J, Harmer RE (2003) Myth and reality in the carbonatite – silicate rock “association”. *Periodico Mineralogie* 72, 19-26
- Goldschmidt VM (1937) The principles of the distribution of chemical elements in minerals and rocks. *J Chem Soc Lond* 140, 655-673
- Green TH, Adam J, Sie SH (1992) Trace element partitioning between silicate minerals and carbonatite at 25 kbar and application to mantle metasomatism. *Mineral Petrol* 46, 179-184
- Green TH, Pearson NJ (1987) An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim Cosmochim Acta* 51, 55-62
- Green DH, Wallace ME (1988) Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* 336, 459-462
- Greenough JD (1988) Minor phases in the Earth's mantle, evidence from trace- and minor-element patterns in primitive alkaline magmas. *Chem Geol* 69, 177-192
- Guzmics T, Zajacz Z, Kodolányi J, Werner H, Szabó C (2008a) LA-ICP-MS study of apatite- and K-feldspar-hosted primary carbonatite melt inclusions in clinopyroxenite xenoliths from lamprophyres, Hungary, Implication for significance of carbonatite melts in the Earth's mantle. *Geochim Cosmochim Acta* 72, 1864-1886
- Guzmics T, Kodolányi J, Kovács I, Szabó Cs, Bali E, Ntaflós T (2008b) Primary carbonatite melt inclusions in apatite and in K-feldspar of clinopyroxene-rich mantle xenoliths hosted in lamprophyre dikes (Hungary). *Mineral Petrol* 94, 225-242
- Haas J, Budai T (1995) Upper Permian-Triassic facies zones in the Transdanubian Range. *Riv Ital Paleont Strat* 101, 249-266
- Halter WE, Pettke T, Heinrich CA, Rothen-Rutishauser B (2002) Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS, methods of quantification. *Chem Geol* 183, 63-86

- Hammouda T (2003) High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 214, 357-368
- Harmer RE, Gittins J (1997) The origin of dolomitic carbonatites, field and experimental evidence. *J Afr Earth Sci* 25, 5-28
- Hauri EH, Shimizu N, Dieu JJ, Hart SR (1993) Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 365, 221-227
- Harte B, Kirkley MB (1997) Partitioning of trace elements between clinopyroxene and garnet, data from mantle eclogites. *Chem Geol* 136, 1-24
- Hay RL (1983) Natrocarbonatite tefra of Kerimasi volcano, Tanzania. *Geology* 11, 599-602
- Hidas K (2009) Deformation and metasomatism in the sub-continental lithospheric mantle of the Carpathian-Pannonian region (Hungary) and Jeju Island (South Korea) Ph.D. disszertáció, 157 oldal.
- Hoernle K, Tilton G, Le Bas MJ, Duggen S, Garbe-Schönberg D. (2002) Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites, mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contrib Mineral Petrol* 142, 520-542
- Horváth I, Ódor L (1983) Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). *Miner Slov* 16, 115-119
- Horváth I, Daridáné TM, Ódor L (1983) Magnezittartalmú dolomitos karbonátit (beforsit) telérközet a Velencei-hegységből. *Földt. Int. Évi Jel.* 1981-ről, 41-44
- Hou Z, Tian S, Yuan Z, Xie Y, Yin S, Yi L, Fei H, Yang Z The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China, Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet Sci Lett* 244, 234-250
- Hughes JM, Cameron M, Mariano AN (1991) Rare-earth element ordering and structural variations in natural rare-earth-bearing apatites. *Am Min* 76, 1165-1173
- Huang WL, Wyllie PJ (1974) Eutectic between wollastonite II and calcite constrained with thermal barrier in MgO-SiO₂-CO₂ at 30 kbar, with application to kimberlite-carbonatite petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett* 24, 305-310
- Huang WL, Wyllie PJ, Nehru CE (1980) Subsolidus and liquidus phase relationships in the system CaO-SiO₂-CO₂ to 30 kbar with geological applications. *Am Mineral* 65, 285-301
- Hunter RH, McKenzie D (1989) The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition. *Earth Planet Sci Lett* 92, 347-356
- Ionov DA, O'Reilly SY, Genshaft YS, Kopylova MG (1996) Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen, phase relationships, mineral compositions and trace-element residence. *Contrib Mineral Petrol* 125, 375-392
- Kázmér M, Kovács S (1985) Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system, Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geol Hung* 28, 71-84
- Kázmér M (1987) Lower Cretaceous facies zones in the Bakony unit of Hungary. *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect Geol* 27, 101-116
- Keller J, Krafft M 1990. Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988. *Bull Volcanol* 52,629-645
- Kjarsgaard BA (1998) Phase relations of a carbonated high CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. *J Petrol* 39, 2061-2075

- Kjarsgaard BA, Hamilton DL, Peterson TD (1995) Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility, comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. In: Bell K, Keller J (eds) Carbonatite volcanism. Springer, Berlin, pp 163–190
- Klemme S, Dalpé C (2003) Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt. *Am Min* 88, 639-646
- Klemme S, van der Laan SR, Foley SF, Günther D (1995) Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. *Earth Planet Sci Lett* 133, 439-448
- Kogarko LN, Krigman LD, Petrova YN, Solovova IP (1977) Phase equilibria in the fluorapatite-nepheline-diopside system and origin of the Khibiny apatite deposits. *Trans. from Geokhimiya*, No. 1, pp. 42-55
- Kogarko LN, Plant DA, Henderson CMB, Kjarsgaard BA (1991) Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, polar Siberia. *Contrib Mineral Petrol* 109,124-129
- Kogarko LN, Henderson CMB, Pacheco H (1995) Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle. *Contrib Mineral Petrol* 121, 267-274
- Kovács I, Zajacz Z, Szabó C (2004) Type-II xenoliths and related metasomatism from the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian region (northern Hungary-southern Slovakia). *Tectonophysics* 393, 139-161
- Kubovics I, Szabó Cs (1988) Az Alsótdoboz 2.Sz. fűrés alkali bázisos, ultrabázisos teléreközeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. *MÁFI Évkönyve LXV.* 2, 335-356
- Kubovics I, Szabó Cs, Gálné-Solymos K (1989) A new occurrence of lamprophyre in the Buda Mountains, Hungary. *Acta Geol Hung* 32, 149-168
- Laurora A, Mazzucchelli M, Rivalenti G, Vannucci R, Zanetti A, Barbieri MA, Cingolani CA (2001) Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from mantle wedge: The Gobernador Gregores case (Southern Patagonia). *J Petrol* 42, 69-87
- Le Bas MJ (1977) Carbonatite-nephelinite volcanism. Wiley-Interscience Publication, Bristol, Great Britain
- Lee CT, Rudnick RL, McDonough WF, Horn I (2000a) Petrologic and geochemical investigation of carbonates in peridotite xenoliths from northeastern Tanzania. *Contrib Mineral Petrol* 139, 470-484
- Lee WJ, Wyllie PJ (1997) Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0-2.5 GPa compared with mantle compositions. *Contrib Mineral Petrol* 127, 1-16
- Lee WJ, Wyllie PJ (1998a) Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system $\text{CaO}-(\text{MgO} + \text{FeO}^*)-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)-\text{CO}_2$. *J Petrol* 39, 495-517
- Lee WJ, Wyllie PJ (1998b) Processes of Crustal Carbonatite Formation by Liquid Immiscibility and Differentiation, Elucidated by Model Systems. *J Petrol* 39, 2005-2013
- Lee WJ, Wyllie PJ (2000) The system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at 1 GPa, metasomatic wehrlites and primary carbonatite magmas. *Contrib Mineral Petrol* 138, 214-228

- Lee WJ, Huang WL, Wyllie PJ (2000) Melts in the mantle modeled in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at 2.7 GPa. *Contrib Mineral Petrol* 138, 199-213
- Majoros Gy (1980) Problems of Permian sedimentation in the Transdanubian Central Range. A paleogeographic model and some consequences. *Földtani Közlöny* 110, 323-341 (In Hungarian with English abstract)
- Mitchell RH (1986) *Kimberlites, mineralogy, geochemistry and petrology*. Plenum Press, New York
- Mitchell RH (2005) Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *Can Mineral* 43, 1853-1852
- Mitchell RH (2009) Peralkaline nephelinite-natrocarbonatite immiscibility and carbonatite assimilation at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Contrib Mineral Petrol* 158, 589-598
- Nag K, Arima M, Gupta AK (2007) Experimental study of the joins forsterite–diopside–leucite and forsterite–leucite–åkermanite up to 2.3 GPa [P(H₂O)=P(Total)] and variable temperatures, Its petrological significance. *Lithos* 98, 177-194
- Nichols GT, Wyllie PJ, Stern CR (2002) Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature* 371, 785-788
- Onuma N, Higuchi H, Wakita H, Nagasawa H (1968) Trace element partition between two pyroxenes and the host lava *Earth Planet Sci Lett* 5, 47-51
- Prowatke S, Klemme S (2006) Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochim Cosmochim Acta* 70, 4513-4527
- Purton JA, Allan NL, Blundy JD, Wasserman EA (1996) Isovalent trace element partitioning between minerals and melts - a computer simulation study. *Geochim Cosmochim Acta* 60, 4977-4987
- Purton JA, Allan NL, Blundy JD (1997) Calculated solution energies of heterovalent cations in forsterite and diopside, implications for trace element partitioning. *Geochim Cosmochim Acta* 61, 3927-3936
- Reguir EP, Chakhmouradian AR, Halden MN, Yang P, Zaitsev AN (2008) Early magmatic and reaction-induced trends in magnetite from the carbonatites of Kerimasi, Tanzania. *Can Mineral* 46, 879-900
- Roedder E (1984) Fluid Inclusions. In *Reviews in mineralogy*. (Ed. Ribbe P. H.) Mineralogical Society of America Series, vol 12, Chelsea 646 p
- Roedder E (1987) Silicate liquid immiscibility in magmas. In *The evolution of the igneous rocks* (Ed. Yoder H. S.). Princeton University Press, Princeton pp. 15-58
- Rudnick RL, Barth M, Horn I, McDonough WF (2000) Rutile-bearing refractory eclogites, Missing link between continents and depleted mantle. *Science* 287, 278-281
- Rudnick RL, McDonough WF, Chappell BW.(1993) Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle—petrographic and geochemical characteristics. *Earth Planet Sci Lett* 114, 463-475
- Ryabchikov ID, Hamilton DL (1993) Interaction of carbonate-phosphate melts with mantle peridotites at 20-35 kbar. *S Afr Geol* 96/3, 143-148
- Safonov OG, Perchuk LL, Litvin YA.(2007) Melting relations in the chloride–carbonate–silicate systems at high-pressure and the model for formation of alkalic diamond–forming liquids in the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett* 253, 112-128

- Schiano P (2003) Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth Sci Rev* 63, 121–144
- Schmidberger SS, Francis D (1999) Nature of the mantle roots beneath the North American craton, mantle xenolith evidence from Somerset Island kimberlites. *Lithos* 48, 195–216
- Seitz HM, Altherr R, Ludwig T (1999) Partitioning of transition elements between orthopyroxene and clinopyroxene in peridotitic and websteritic xenoliths, New empirical geothermometers. *Geochim Cosmochim Acta* 63, 3967-3982
- Stoppa F, Jones AP, Sharygin VV (2009) Nyerereite from carbonatite rocks at Vulture volcano, implications for mantle metasomatism and petrogenesis of alkali carbonate melts. *Cent Eur J Geosci* 1(2), 131-151
- Shannon RD (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Cryst* A32, 751-767
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders AD and Norry MJ). Geological Society of London, London, pp. 313-345
- Sweeney RJ (1994) Carbonatite melt composition in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett* 128, 259-270
- Sweeney RJ, Prozesky V, Przybyłowicz W (1995) Selected trace and minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 18-46 kb pressure. *Geochim Cosmochim Acta* 59, 3671-3683
- Szabó Cs (1984) *Az Alcsútdoboz 2. (Ad.2.sz.) fúrással harántolt alkálibázit zárványainak ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata, eredete, genetikai jelentősége. Egyetemi doktori disszertáció. ELTE, Budapest*
- Szabó Cs (1985) Xenoliths from cretaceous lamprophyres of Alcsútdoboz-2 borehole, Transdanubian Central Mountains, Hungary. *Acta Min Petrograph* 27, 39-50
- Szabó Cs, Bodnar RJ (1996) Changing magma ascent rates in the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Northern Hungary / Southern Slovakia: Evidence from CO₂-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths. *Petrology* 4, 240-249
- Szabó Cs, Kubovics I, Molnár Z (1993) Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary, The Alcsútdoboz-2 (AD-2) borehole. *Mineral Petrol* 47, 127-148
- Szabó Cs, Taylor LA (1994) Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád-Gömör volcanic field, Carpathian-Pannonian region. *Inter Geol Rev* 36, 328-358
- Tari G (1994) *Alpine tectonics of the Pannonian Basin. Ph.D. thesis, Rice University, Houston, Texas*
- Tari G, Horváth F, Rumpel J. (1992) Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics* 208, 203-219
- Thibault Y, Edgar AD, Lloyd FE (1992) Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite, Implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle. *Am Min* 77, 784-794
- Thomas R, Davidson P, Badanina E (2009) A melt and fluid inclusion assemblage in beryl from pegmatite in the Orlovka amazonite granite, East Transbaikalia, Russia, implications for pegmatite-forming melt systems. *Miner Petrol* 96, 129–140

- Thomsen TB, Schmidt MW (2008) Melting of carbonated pelites at 2.5–5.0 GPa, silicate–carbonatite liquid immiscibility, and potassium–carbon metasomatism of the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 267, 17–31
- Van Achterbergh E, Griffin WL, Ryan CG, O'Reilly SY, Pearson NJ, Kivi K, Doyle BJ (2002) Subduction signature for quenched carbonatites from the deep lithosphere. *Geology* 30, 743–746
- Van Achterbergh E, Griffin WL, Ryan CG, O'Reilly SY, Pearson NJ, Kivi K, Doyle BJ (2004) Melt inclusions from the deep Slave lithosphere, implications for the origin and evolution of mantle-derived carbonatite and kimberlite. *Lithos* 76, 461–474
- Van Westrenen W, Allan NL, Blundy JD, Purton JA, Wood BJ (2000) Atomistic simulation of trace element incorporation into garnets—comparison with experimental garnet-melt partitioning data. *Geochim Cosmochim Acta* 64, 1629–1639
- Vaselli O, Downes H, Thirlwall MF, Coradossi N (1996) Spinel-peridotite xenoliths from Kapfenstein (Graz Basin, Eastern Austria), a geochemical and petrological study. *Mineral Petrol* 57, 23–50
- Vaselli O, Downes H, Thirlwall MF, Dobosi G, Coradossi N, Seghedi I, Szakács A, Vanucci R (1995) Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the eastern Transylvanian Basin, depleted mantle enriched by vein metasomatism. *J Petrol* 36, 23–55
- Veksler IV, Petibon C, Jenner GA, Dorfman AM, Dingwell DB (1998) Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems, an initial experimental study using a centrifuge autoclave. *J Petrol* 39, 2095–2104
- Wallace ME, Green DH (1988) An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335, 343–346.
- Watson EB (1980) Apatite and phosphorous in mantle source regions, An experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. *Earth Planet Sci Lett* 51, 322–325
- Watson EB, Brenan JM, Baker DR (1990) Distribution of fluids in the continental mantle. In *Continental Mantle* (eds. MA Menzies). Clarendon Press, Oxford. pp. 111–125
- Wass SY, Henderson P, Elliott C (1980) Chemical heterogeneity and metasomatism in the upper mantle - evidence from rare earth and other elements in apatite-rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia. *Phil Trans R Soc Lond A* 297, 333–346
- Wass SY, Rogers NW (1980) Mantle metasomatism—precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim Cosmochim Acta* 44, 1811–1823
- Witt-Eickschen G, O'Neill H (2005) The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinell in upper mantle peridotite. *Chem Geol* 221, 65–101
- Woolley AR, Church AA (2005) Extrusive carbonatites, A brief review. *Lithos* 85, 1–14
- Woolley AR, Kempe DRC (1989) Carbonatites, nomenclature, average chemical compositions, and trace element distribution. In *Carbonatites, genesis and evolution* (Ed. Bell K.). Unwin Hyman, London, pp.1–14
- Woolley AR, Kjarsgaard BA (2008) Carbonatite Occurrences of the World, Map and Database; Geological Survey of Canada, Open File 5796, 1 CD-ROM + 1 map

- Wyllie PJ, Huang WL (1976) Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contrib Mineral Petrol* 54, 79-107.
- Yaxley, GM, Brey GP (2004) Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa, implications for petrogenesis of carbonatites. *Contrib Mineral Petrol* 146, 606-619
- Yaxley GM, Crawford AJ, Green DH (1991) Evidence for carbonatite metasomatism in spinell peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth Planet Sci Lett* 107, 305-317
- Yaxley GM, Green DH, Kamenetsky V (1998) Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. *J Petrol* 39, 1917-1930
- Zajacz Z, Halter W (2007) LA-ICPMS analyses of silicate melt inclusions in co-precipitated minerals, Quantification, data analysis and mineral/melt partitioning. *Geochim Cosmochim Acta* 71, 1021-1040
- Zajacz Z, Kovács I, Szabó Cs, Halter W, Pettke T (2007) Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle, a melt inclusion study of olivine-clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary. *J Petrol* 00, 1-32
- Zaitsev AN, Keller J (2006) Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania. *Lithos* 91, 191-207
- Zhang RY, Liou JG, Yang JS, Yui T-F (2000) Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China. *J metamorph Geol* 18, 149-166
- Zurevinski SE, Mitchell RH (2004) Extreme compositional variation of pyrochlore-group minerals at the Oka carbonatite complex, Quebec, Evidence of magma mixing. *Can Mineral* 42, 1159-1168

Melléklet

M1. táblázat. A visszazórt-elektronképanalízis és a fázisösszetétel alapján becslült átlagos olvadék-összetétel (tömeg%) az alcsőtdobozú CAKP xenolitik apatitjában és a káliföldpát olvadékszárnyokban (n=30 és 20).

	az apatit olvadékszárnyai				a káliföldpát olvadékszárnyai			
	teljes összetétel	1 σ	*	1 σ	teljes összetétel	1 σ	*	1 σ
SiO ₂	2.68	9.82	3.07	10.95	26.83	8.28	1.03	0.55
TiO ₂	0.04		0.05		0.07		0.12	
Al ₂ O ₃	0.45		0.58	2.10	8.17	3.81	0.21	
Cr ₂ O ₃	0.02		0.02		0.04		0.06	
FeO ^a	5.23	2.94	6.69	3.12	4.59	2.57	7.70	2.89
MnO	0.29		0.34		0.18		0.31	
MgO	17.22	5.41	22.07	4.18	8.51	2.88	14.47	4.37
Na ₂ O	0.47	0.40	0.36		1.08	0.41	0.22	
K ₂ O	0.13	1.90	0.16	2.10	5.47	1.92	0.23	
BaO	1.72	1.51	2.20	2.00	0.41		0.01	
CaO	27.03	8.20	19.14	6.90	17.84	5.50	30.32	7.41
SrO	0.61	2.70	0.55	3.63	0.18		0.19	
P ₂ O ₅	9.12	1.78	0.46	0.12	0.38	1.50	0.50	1.75
La ₂ O ₃	0.08		0.01		0.02		0.04	
Ce ₂ O ₃	0.26		0.03		0.01		0.02	
F	0.29				0.01		0.01	
Cl	0.03		0.01		0.04		0.07	
SO ₂	0.78	4.20	0.98	0.62	0.40	0.28	0.68	0.34
CO ₂	33.62	5.80	43.27	1.97	25.78	4.58	43.82	1.78
Total	100		100		100		100	
Ca# ^b	0.49±0.06		0.35±0.07		0.54±0.06		0.54±0.07	

^a: az összes vas FeO-ban van kifejezve.

^b: CaO/(CaO+MgO+FeO), mólarány.

1 σ – abszolút szórás; teljes összetétel – minden olvadékszárnyban lévő anyag beleértve a fázis kristályosodott is, * – az olvadékszárnyban lévő anyag a fázis kristályosodott részt *nem* számítva.

M3. táblázat. A CANKP xentoltek kétféle pályán lévő átvédkezésvényainak LA-FCP-MS technikai meghatározott Fe_2O_3 -nyomon-tartás-ele. A 20 db elemzés átlagát az 1. táblázatban szorítással szintén látható.

Mennyiség	VIII-003	VII-003	IV-036	IV-036	IV-036	IV-036	IV-292	IV-292	IV-292	IV-292	IV-292	IV-292	IV-292	to	átlag(n=20)	to																
SO_2	25,40	7%	28,49	14%	28,04	3%	24,82	7%	27,81	7%	28,14	2%	28,31	14%	29,60	8%	29,14	12%	27,44	8%	24,77	8%	25,60	10%	26,92	2,65						
TiO_2	0,05	7%	0,22	7%	0,09	4%	0,10	4%	0,01	5%	0,05	7%	0,06	3%	0,19	2%	0,21	4%	0,06	12%	0,01	4%	0,02	8%	0,04	13%	0,07					
Al_2O_3	4,32	1%	3,97	14%	7,88	3%	7,48	3%	5,33	2%	4,21	2%	7,88	8%	9,12	2%	8,21	14%	9,43	8%	7,86	14%	9,60	8%	7,82	8%	9,39	8%	7,65			
Fe_2O_3	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32	1%	12,32			
CaO	0,18	2%	0,15	2%	0,12	2%	0,11	2%	0,14	2%	0,15	2%	0,15	2%	0,15	2%	0,15	2%	0,15	2%	0,11	2%	0,08	2%	0,17	2%	0,13	0,04				
MgO	10,15	2%	10,24	2%	8,89	2%	11,24	2%	15,16	2%	2,53	2%	5,72	2%	10,42	2%	10,05	4%	1,09	4%	1,36	3%	6,68	1%	1,18	3%	16,42	2%	8,33	6,26		
MnO	20,49	9%	11,24	4%	18,77	2%	19,36	2%	15,88	2%	33,05	2%	30,54	3%	28,63	3%	30,38	3%	21,55	2%	32,48	2%	13,82	2%	21,07	8,87	12,44	2%	21,07	8,87		
N a_2O	0,57	9%	1,00	10%	1,28	2%	0,81	3%	0,59	2%	0,55	8%	0,85	7%	1,37	9%	2,41	7%	1,32	10%	1,40	6%	1,18	8%	1,05	6%	1,11	0,47				
K $_2\text{O}$	4,43	4%	3,95	21%	5,38	3%	5,25	4%	4,12	2%	2,89	13%	5,00	9%	5,92	2%	4,81	17%	5,23	28%	6,02	13%	5,44	9%	5,27	8%	6,88	8%	5,02	0,96		
P_2O_5	0,60	4%	0,20	15%	1,10	2%	0,18	4%	0,35	2%	1,29	3%	1,64	1%	0,15	4%	0,44	9%	0,49	7%	0,43	8%	0,38	2%	0,44	5%	0,43	6%	0,55	0,44		
CO_2	28,46	24,41			28,40	30,92	27,98		23,74	28,36		25,95	21,10	22,52		23,61		25,68		23,61		25,68		20,45	25,36	3,01						
Li	23	11%	25	12%	20	19%	21	7%	15	7%	20	31%	35	7%	48	7%	53	5%	62	7%	63	6%	104	5%	107	8%	51	36,61	19	18,8%		
B	5	25%	6	31%	6	34%	8	14%	9	14%	10	15%	12	13%	13	14%	13	14%	16	14%	16	11%	46	7%	45	8%	19	15,40	9	46%		
Ca	1,3	42%	1,8	22%	1,6	20%	1,3	31%	1,5	9%	1,9	61%	2,0	50%	1,4	10%	1,7	37%	3,0	98%	1,1	39%	1,0	20%	1,3	37%	0,3	80%	1,6	0,81		
Co	0,6	1%	0,5	2%	0,7	1%	0,6	1%	0,5	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	1%	0,6	
Ti	15	5%	14	12%	18	15%	18	15%	15	13%	20	15%	25	18%	16	13%	16	13%	16	13%	16	13%	24	2%	20	1%	15	8%	13	6%	11,51	
U	10	4%	16	12%	18	3%	12	5%	10	5%	6	2%	4	4%	4	18%	10	18%	13	18%	14	3%	10	7%	7	9%	10	4,54	10	4,54		
Ba	1,021	3%	1,603	28%	2,527	3%	3,132	8%	2,92	2%	1,31	17%	9,06	48%	3,23	2%	1,206	3%	1,145	17%	842	61%	832	6%	2,501	4%	4,240	10%	1,793	1,130,73	1,793	
Nb	23	3%	53	4%	18	3%	1	5%	15	3%	4	3%	78	1%	17	8%	6	7%	8	10%	6	3%	23	4%	4	5%	24	20,84	24	20,84		
Ta	0,6	15%	21	17%	0,2	25%	0,3	8%	0,3	8%	0,6	14%	0,4	8%	0,1	19%	0,4	55%	0,4	4%	0,2	63%	0,6	8%	0,6	20%	0,4	10%	0,5	0,49		
Te	10,2	3%	19,5	3%	8,9	2%	6,0	2%	4,9	2%	2,0	2%	2,6	1%	1,7	3%	1,4	4%	1,9	3%	1,2	4%	143	1%	25,5	2%	119	3%	149	72,27		
Ce	189	3%	281	3%	348	2%	114	2%	89	2%	301	1%	301	2%	248	3%	322	3%	211	3%	239	1%	413	2%	209	3%	284	129,42	284	129,42		
Pr	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	3%	11	
Sm	10	13%	12	8%	7	11%	10	13%	7	11%	10	13%	12	8%	7	11%	10	13%	12	8%	7	11%	10	13%	12	8%	7	11%	10	13%	12	
Eu	6	15%	7	17%	13	8%	10	8%	7	17%	13	8%	10	8%	7	17%	13	8%	10	8%	7	17%	13	8%	10	8%	7	17%	13	8%	10	
Tb	0,8	7%	1,0	14%	1,5	10%	1,0	12%	1,1	13%	1,5	10%	1,0	12%	1,1	13%	1,5	10%	1,0	12%	1,1	13%	1,5	10%	1,0	12%	1,1	13%	1,5	10%	1,0	
Ho	0,6	20%	0,4	25%	1,0	12%	0,5	14%	0,2	14%	0,3	16%	0,5	16%	0,4	18%	0,5	16%	0,5	16%	0,4	18%	0,5	16%	0,5	16%	0,4	18%	0,5	16%	0,5	
Yb	17	5%	36	6%	24	3%	11	4%	6	3%	24	4%	29	2%	6	4%	12	11%	18	8%	11	10%	22	2%	18	5%	31	5%	19	9,22	19	9,22
Lu	0,50	32%	0,48	30%	0,21	18%	0,32	22%	0,44	23%	0,33	4%	0,02	8%	0,03	5%	0,10	5%	0,06	4%	0,05	5%	0,09	11%	0,12	9%	0,10	0,20	38%	0,11	0,10	
Y	9	10%	10	9%	31	4%	3	12%	11	15%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%	3	19%
Zr	8	2%	9	1%	7	2%	10	1%	8	1%	9	1%	8	1%	9	1%	8	1%	9	1%	8	1%	9	1%	8	1%	9	1%	8	1%	9	1%
Co	9	21%	50	17%	11	13%	15	11%	15	11%	10	12%	4	27%	6	10%	12	9%	15	10%	22	8%	32	6%	52	11%	10	12%	19	15,58	19	15,58
Ni	8	2%	31	21%	31	21%	17	13%	7	54%	38	44%	17	37%	6	45%	26	17%	3	52%	4	30%	2	40%	2	40%	3	95%	37	10,61	37	10,61
Cr	26	18%	41	17%	79	3%	3	25%	2	31%	4	25%	1	52%	15	21%	37	23%	25	22%	38	7%	6	45%	4	30%	66	18,45	66	18,45		

FeO — az összes vas FeO -ként van megadva. Az extoltek tömeg%-ban, a nyomonlétek pmn-ben vannak feltüntetve. A mérésnek relatív hibái az elemzési eszközök mellett következtek ki.

M7b. táblázat. A kerimasi magnetitek dermesztett szilikát-olvadékzárványainak főelemösszetétele tömeg%-ban.

SiO ₂	49.37	46.62	35.39	35.90	47.58	45.30
TiO ₂	0.34	0.12	0.17	0.14	0.36	0.25
Al ₂ O ₃	1.86	2.35	7.96	7.05	1.49	2.05
FeO*	11.67	12.50	12.80	13.79	12.52	10.26
MnO	5.17	4.86	3.46	3.66	6.69	3.85
MgO	13.48	10.63	7.04	7.89	11.95	12.54
CaO	5.65	7.85	12.59	13.26	7.25	9.25
BaO	0.69	0.61	0.71	0.57	0.40	0.48
Na ₂ O	7.28	9.22	13.21	11.97	8.25	9.12
K ₂ O	1.97	1.86	2.82	2.40	1.72	2.52
P ₂ O ₅	0.81	0.15	0.27	0.26	0.74	0.54
F	-	-	0.51	0.43	-	0.21
SO ₃	0.07	0.15	0.70	0.65	0.08	0.10
Cl	0.00	0.01	0.22	0.15	0.02	0.12
Total	98.37	96.93	97.85	98.11	99.04	96.59
T °C	1020	1020	1020	1020	1020	1020
PI	7.6	7.3	3.1	3.2	10.4	8.7
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	26.5	19.8	4.4	5.1	32.0	22.1
MgO/FeO	1.16	0.85	0.55	0.57	0.95	1.22

T °C Az olvasztási és dermesztési kísérletek során elért hőmérséklet, - nem detektált elem,

FeO* az összes vas FeO-ban van kifejezve. PI peralkalinitási index [(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃],
mólarány]

M8. táblázat. A kettősimi apálytók demerszati, turbománi-olvadásközvetveinek fémjenszázaléka tömeg%-ban.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	átlag (m30)	1 σ			
SiO ₂	1,37	1,27	2,26	0,29	0,02	0,12	0,02	0,11	1,96	0,55	0,32	0,21	0,03	0,02	0,02	-	0,04	0,01	-	0,04	0,06	0,03	0,02	0,02	1,16	1,04	0,95	0,74	-	1,25	-	0,46	0,64		
TCO ₂	-	0,05	-	0,04	0,01	0,04	0,01	0,05	0,12	0,09	0,02	0,02	0,22	-	0,02	0,03	-	0,03	-	-	0,01	0,02	-	0,02	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,03	0,05	
Al ₂ O ₃	0,09	0,06	0,01	0,07	0,05	-	0,06	0,10	0,17	0,02	0,12	0,06	0,09	0,08	0,15	0,01	-	-	-	0,03	0,05	0,11	0,06	0,07	0,05	0,03	0,08	0,05	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,04	
FeO*	0,11	0,08	0,05	0,03	0,01	0,02	-	0,03	0,10	0,00	0,05	0,02	-	0,03	-	-	0,04	-	-	0,13	-	0,01	0,06	0,02	0,03	0,11	-	-	-	0,08	0,03	0,04	0,03	0,04	
MnO	0,46	0,36	0,29	0,29	0,04	-	0,02	-	0,09	0,03	0,05	0,03	0,46	0,05	0,03	-	0,06	0,03	0,05	0,03	0,43	0,20	0,41	0,48	0,17	0,12	0,05	0,43	-	0,36	0,17	0,18	0,18	0,18	
MgO	3,32	0,61	3,10	1,09	0,04	-	0,02	-	0,54	0,06	0,17	0,06	0,00	0,18	0,09	0,03	0,04	-	0,11	0,15	3,28	0,97	1,23	1,96	1,60	1,72	0,52	1,36	0,08	2,89	0,84	1,09	0,84	1,09	
CaO	38,87	41,79	35,17	38,33	48,44	42,34	44,12	42,89	36,09	38,54	43,53	43,90	38,68	42,45	43,50	41,33	42,77	49,67	36,43	50,67	39,77	41,87	44,10	48,15	49,55	46,61	35,56	43,25	40,89	35,25	42,18	4,46	42,18	4,46	
BaO	0,19	0,26	0,18	0,43	0,41	0,31	0,36	0,24	0,16	0,20	0,15	0,19	0,39	0,24	0,24	0,32	0,35	0,45	0,22	0,67	1,52	0,17	0,53	0,46	0,22	0,32	0,35	0,59	0,30	0,20	0,35	0,26	0,35	0,26	0,35
Na ₂ O	9,65	10,65	13,40	12,99	6,65	11,02	8,99	9,97	8,31	15,37	9,91	10,94	14,33	11,40	11,46	12,94	11,24	4,17	18,90	3,52	9,58	10,15	8,70	3,57	4,80	7,92	17,80	8,74	11,89	14,21	10,77	3,98	10,77	3,98	10,77
K ₂ O	2,80	2,37	2,47	1,34	1,18	2,17	1,74	1,86	1,48	1,49	1,28	1,51	2,28	2,02	1,77	1,56	1,45	1,33	2,66	1,68	1,22	0,81	0,96	0,27	0,60	0,71	2,56	1,25	2,30	2,32	1,65	0,65	1,65	0,65	1,65
P ₂ O ₅	3,38	3,62	3,50	2,67	2,45	3,82	2,78	3,39	1,71	0,84	2,01	2,47	1,81	1,61	2,21	2,47	2,42	1,98	2,31	2,41	2,23	1,71	1,55	1,12	1,71	0,86	2,30	1,63	2,14	3,29	2,26	0,81	2,26	0,81	2,26
F	1,95	1,53	0,72	0,13	0,45	0,04	0,73	0,39	0,26	0,14	4,00	3,53	2,61	2,87	1,69	1,32	0,92	1,58	3,99	3,69	0,96	2,88	1,75	0,83	0,96	2,23	2,52	1,56	0,85	1,79	1,44	1,79	1,44	1,79	1,44
SO ₂	1,09	1,16	0,79	3,90	1,03	1,16	1,50	1,44	0,76	0,90	1,42	1,61	2,39	0,74	0,65	1,15	1,24	1,08	1,00	1,51	3,68	2,87	2,04	0,82	0,08	0,08	3,40	1,58	0,98	0,57	1,42	0,96	1,42	0,96	1,42
Cl	0,04	0,06	0,02	0,25	0,07	0,04	0,06	0,09	0,31	0,07	0,06	0,07	0,13	0,05	0,07	0,03	0,03	0,03	0,14	0,07	0,14	0,08	0,07	0,17	0,79	0,70	0,14	0,21	0,05	0,03	0,14	0,18	0,18	0,18	
T _{össz}	63,34	63,86	61,97	61,83	65,85	61,07	60,40	60,77	62,07	58,52	64,99	64,35	61,48	63,49	61,55	61,01	59,59	63,31	64,76	65,79	59,93	62,57	59,92	61,69	61,08	65,98	62,35	60,23	61,31	61,31	61,31	61,31	61,31	61,31	61,31
T °C	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	1020	

T °C olváshozsík és demerszi (és kísérletek során ellenőrzött) fémjenszázaléka (FeO) az összes vas FeO-ban kifejezve.

M9. táblázat. Az 5. egyenlettel számolt cella-feszültség paraméterek a tanulmányozott CAKP xenolitikok klinopiroxénjének M2 pozíciójában. A D_0 (ideális megoszlási együttható) értékek kiszámításánál az átlagos összetételek lettek felhasználva. **Ey**éb karbonait- és szilikátolvadékból, nagy nyomáson szintetizált klinopiroxén kísérleti adatok szintén láthatók. A d ölt betűs adatok a klinopiroxén–szilikátos olvadék, a többi a klinopiroxén–karbonatitolvadék nyomelem-megoszláson alapszanak. A zárójelben lévő relatív hiba (%) az illesztésből származik.

töltés	CAKP xenolitikok		a					b		c		
	apatit csoport olvadék-zárványai	1. kálföldpát olvadék-zárványai	DC15	DC10	DC16	DC23	DC26	DC22	K2	K4	G	
	T (°C)	~1120	~1120	1375	1375	1375	1375	1640	1635	1100	1100	1100
	P (GPa)	>2.2	>2.2	3	3	3	0.8	3	3	2	2.2	2.5
1+	E_{M2} (Pa*10 ¹¹)	1.14 (0.38)	1.39 (0.2)	0.93	0.93	0.93	0.88	0.9	0.9			
	r_0 (m*10 ⁻¹⁰)	1.252 (0.1)	1.194 (0.2)	1.251	1.27	1.304	1.234	1.205	n.d.			
	D_0	8.52 (0.35)	2.46 (0.5)	0.28	0.44	0.36	0.063	0.19	n.d.			
2+	E_{M2} (Pa*10 ¹¹)	2.66 (0.1)	2.82 (0.1)	1.87	1.87	1.87	1.77	1.8	1.81	1.89	1.89	
	r_0 (m*10 ⁻¹⁰)	1.116 (0.1)	1.141 (0.6)	1.063	1.065	1.061	1.081	1.085	1.085	1.09	1.08	
	D_0	0.71 (0.04)	0.99 (3.64)	0.71	0.74	0.73	1.32	1.19	1.15	0.75	0.69	
3+	E_{M2} (Pa*10 ¹¹)	1.22 (0.2)	1.66 (0.3)	2.8	2.8	2.8	2.65	2.7	2.71	2.83	2.83	2.9
	r_0 (m*10 ⁻¹⁰)	0.942 (2.8)	0.964 (2.2)	0.971	0.983	0.975	1.03	1.023	1.028	1.01	n.d.	0.989
	D_0	0.17 (8.4)	1.04 (6.4)	1.03	0.57	1.17	0.24	0.19	0.2	0.4	n.d.	0.25

a – Blundy és Dalton (2000); b – Klemme et al. (1995); c – Green et al. (1992). a_b és a_c illesztési paraméterek Blundy és Dalton (2000) munkájából lettek átemelve; n.d.-az illesztés nincs meghatározva.

M10. táblázat. A CAKP xenitok olvadékszárányaiból számolt olvadékok feltételezett fejlődésének lépései a keletkezéstől az uramafikus köppennyel való reakción át a bezáródásukig. (a részleteket a diplomamunkámban és a Guzmics et al., 2008b publikációban ismertettem). Az adatok tömegarányban (A) és tömeg%-ban (B) vannak.

állapot	1	2	3		4		*	5	
(A)			p	a	p	a		p	a
SiO ₂	9.63	5.86	2.36	3.50	2.35	2.09	4.44	2.09	0.05
TiO ₂	0.04	0.04	0.04	0.01	0.04	0.01	0.04	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	1.48	1.46	0.40	1.07	0.40	0.64	1.03	0.40	0.01
Cr ₂ O ₃	-	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
FeO ^a	4.99	4.97	4.61	0.36	4.61	0.36	4.96	4.57	0.35
MnO	0.29	0.27	0.25	0.01	0.25	0.01	0.26	0.23	0.01
MgO	3.31	15.77	15.11	0.66	15.11	0.66	15.77	15.05	0.66
Na ₂ O	2.59	0.51	0.38	0.14	0.36	0.08	0.45	0.25	0.01
K ₂ O	1.48	0.82	0.11	0.71	0.11	0.43	0.54	0.11	0.01
BaO	1.56	1.56	1.51	0.05	1.51	0.03	1.54	1.50	0.00
CaO	41.36	26.33	24.94	1.39	23.72	1.39	25.11	13.05	1.39
SrO	0.57	0.57	0.55	0.02	0.53	0.01	0.55	0.37	0.01
P ₂ O ₅	8.94	8.94	8.91	0.03	8.01	0.03	8.04	0.32	0.02
La ₂ O ₃	0.08	0.08	0.07	0.00	0.07	0.00	0.07	0.01	0.00
Ce ₂ O ₃	0.24	0.24	0.24	0.00	0.23	0.00	0.23	0.02	0.00
F	0.28	0.28	0.28	0.00	0.25	0.00	0.25	0.00	0.00
Cl	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00
SO ₂	0.72	0.72	0.69	0.03	0.69	0.03	0.72	0.67	0.03
CO ₂	31.52	31.52	29.52	2.01	29.52	2.01	31.52	29.52	2.01
Totál	109.12	100.00	90.00	10.00	87.78	7.78	95.57	68.21	4.58

(B)									
SiO ₂	8.83		2.62	34.99	2.68	26.83	4.64	3.07	1.03
TiO ₂	0.04		0.04	0.06	0.04	0.07	0.04	0.05	0.12
Al ₂ O ₃	1.36		0.44	10.69	0.45	8.17	1.08	0.58	0.21
Cr ₂ O ₃	-		0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.06
FeO ^a	4.57		5.13	3.60	5.25	4.59	5.20	6.69	7.70
MnO	0.27		0.28	0.14	0.28	0.18	0.28	0.34	0.31
MgO	3.03		16.79	6.62	17.21	8.51	16.50	22.07	14.47
Na ₂ O	2.38		0.42	1.35	0.41	1.08	0.47	0.36	0.22
K ₂ O	1.36		0.12	7.13	0.13	5.47	0.56	0.16	0.23
BaO	1.43		1.68	0.53	1.72	0.41	1.61	2.20	0.01
CaO	37.90		27.71	13.89	27.02	17.84	26.27	19.14	30.32
SrO	0.52		0.61	0.18	0.61	0.18	0.57	0.55	0.19
P ₂ O ₅	8.19		9.89	0.34	9.12	0.38	8.41	0.46	0.50
La ₂ O ₃	0.07		0.08	0.02	0.08	0.02	0.08	0.01	0.04
Ce ₂ O ₃	0.22		0.27	0.01	0.26	0.01	0.24	0.03	0.02
F	0.26		0.31	0.00	0.29	0.01	0.27	0.00	0.01
Cl	0.03		0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.07
SO ₂	0.66		0.76	0.31	0.78	0.40	0.75	0.98	0.68
CO ₂	28.88		32.80	20.06	33.62	25.78	32.98	43.27	43.82
Totál	100.00		100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ca# ^b	0.83	0.50	0.50	0.54	0.49	0.54	0.49	0.35	0.54
Mg# ^c	0.54	0.85	0.85	0.77	0.85	0.77	0.85	0.85	0.77
P ₂ O ₅ ^d	10.66	9.21	9.28		9.17		9.13	7.94	
M _s ^e	2.22								
M _t ^f	2.22								

1. állapot: A "kezdeti" karbonátgazdag olvadék összetétele a metasomatózis előtt (csillag a 34. ábra/I-n).
2. állapot: A karbonátgazdag olvadék elvi összetétele ("szülőolvadék") a metasomatózis után a szételegyedés előtt (mássalval a következő lépésben említett nemelegyedő olvadékok teljesösszetétele) (üres négyzet a 34. ábra/II-n). A feltételezett eredeti (metasomatózis előtti) kőzet összetétele Sun és McDonough, 1989 vagy Guzmics et al. 2008b (A2-es táblázat) munkákban követhetők.
3. állapot: A szételegyedett olvadékok ("leányolvadékok") összetétele közvetlenül a szételegyedés után. Foszforos karbonatit olvadék–(p, üres gyémánt a 34. ábra/III-n) és karbonáttartalmú alkáli aluminoszilikát olvadék–(a, üres kör a 34. ábra/III-n).
4. állapot: A szételegyedett olvadékok összetétele miután bezáródtak a gazdafázisukba. Foszforos karbonatit olvadék–(p, szürke gyémánt a 34. ábra/III-n) és karbonáttartalmú alkáli aluminoszilikát olvadék–(a, szürke kör a 34. ábra/III-n).
 - *: A két egyensúlyban lévő nemelegyedő olvadék teljesösszetétele (fekete négyzet a 34. ábra/IV-n).
 - 5. állapot: A bezáródott olvadékok összetétele az apatitban (p) és a kálföldpátban (a) miután az oldott apatit és kálföldpát az olvadékszárványok falára kristályosodott.
 - ^a: az összes vas FeO-ként van kifejezve.
 - ^b: $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO})$ molarányok.
 - ^c: $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ molarányok.
 - ^d: P_2O_5 koncentráció az apatit-telített foszforos karbonatit olvadékban $T=1120\text{ }^\circ\text{C}$, $P=3\text{ GPa}$ (Baker and Wyllie, 1992; 1. egyenlet ebben a munkában).
 - ^e: A túltelített apatit-tartalom (tömeg%) a 3. állapotban (lásd a különbséget a totál értékekben a 3p és a 4p oszlopok között).
 - ^f: A túltelített kálföldpát-tartalom (tömeg%) a 3. állapotban (lásd a különbséget a totál értékekben a 3a és a 4a oszlopok között).