dc_1897_21

MTA doktori értekezés

ZÁRT ÉS NYÍLT RENDSZERŰ MAGMÁS FOLYAMATOK A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUMBAN

Pál-Molnár Elemér



„Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport
Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Szeged, 2021

dc_1897_21

dc_1897_21

TARTALOMJEGYZÉK

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS 3
I. RÉSZ: BEVEZETÉS 5
1. Prológus 6
2. A kutatás előzményei, célkitűzései 9
3. A Ditrói Alkáli Masszívum földrajzi környezete 11
4. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani környezete 15
5. Alkalmazott vizsgálati módszerek 21
5.1. Kormeghatározás 21
5.2. A lamprofírok vizsgálati módszerei 22
5.3. A kumulátumkőzetek vizsgálati módszerei 22
5.4. A Tarniţa Komplexum kőzeteinek vizsgálati módszerei 23
5.5. A Klinopiroxének (Cpx) geokémiai elemzése 24

II. RÉSZ: EREDMÉNYEK ÉS ÉRTELMEZÉS 25
6. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani (kőzettani) térképe, terepi szerkezeti és kőzettani megfigyelések 26
7. A Ditrói Alkáli Masszívum keletkezési kora U-Pb és K/Ar adatok alapján 29
7.1. Előzmények 29
7.2. Koradatok 29
7.3. Palinszpasztikus rekonstrukció 30
8. Elsődleges magma (szülőmagma?) – a kamptonitok petrogenetikai jelentősége 34
8.1. Petrográfia 35
8.1.1. Kamptonit-I 35
8.1.2. Kamptonit-II 37
8.2. Ásványkémia 37
8.2.1. Klinopiroxén 37
8.2.2. Amfibol 38
8.2.3. Biotit 39
8.2.4. Karbonátok 40
8.2.5. Földpátok 40
8.3. Geokémia 40
8.3.1. Fő- és nyomelemgeokémia 40
8.3.2. Izotóp-geokémia 43
8.4. Értelmezés 45
8.4.1. Köpeny eredet és gazdagodási folyamatok 45
8.4.2. Parciális olvadás 47
8.4.3. Frakcionációs kristályosodás 48
8.4.4. Az ocellumok kialakulása 49
8.4.5. Tektonikai környezet 50
8.4.6. A lamprofírok kapcsolata masszívum kőzeteivel 51

9. Gravitációs frakcionáció – kumulátumkőzetek 52
9.1. Petrográfia 52
9.2. Ásványkémia 55
9.2.1. Amfibol 55
9.2.2. Klinopiroxén 56
9.2.3. Egyéb ásványok 58
9.3. Teljes kőzet geokémia 59
9.3.1. Főelemek 59
9.3.2. Nyomelemek 59
9.4. Értelmezés 63
9.4.1. A kumulátumok fejlődése 63
9.4.2. A szülőmagma becslése 64
9.4.3. Kristályosodási körülmények 66
9.4.4. A mafikus-ultramafikus kumulátumok eredete 67
10. Magmakeveredés 72
10.1. A Tarniţa Komplexum magmakeveredési és magmaelegyedési szövetei 72
10.1.1. A befogadó kőzet és a zárványok petrográfiai vizsgálatának eredményei 72
10.1.2. A befogadó kőzet és a zárványok geokémiai vizsgálatának eredményei 77
10.1.3. Értelmezés 82
10.2. A szienitek keveredési szövetei 86
10.2.1. Értelmezés 87
11. A Klinopiroxének (Cpx) integrált ásványszöveti és geokémiai elemzése és értelmezése 89
11.1. Terepi kapcsolatok, mintázás, petrográfia 89
11.2. A klinopiroxének szövete és zonációja 91
11.3. A klinopiroxének összetétele 93
11.3.1. Főelem-geokémia 93
11.3.2. Nyomelemgeokémia 96
11.4. Értelmezés 99
11.4.1. A primitív diopszidok eredete (I. típus) 99
11.4.2. A köztes klinopiroxének eredete (II. típus) 101
11.4.3. A fejlett klinopiroxének eredete (III. típus) 105
11.4.4. Frakcionáció és akkumuláció 106
11.4.5. Többszörös magmabenyomulás, kristály-recirkuláció, magmakeveredés 106

III. RÉSZ: ÖSSZEFOGLALÁS **109**
12. A legfontosabb új eredmények összefoglalása 110
13. További kutatások irányai 115
13.1. Szienitek és keveredési zárványaik 115
13.2. Nefelinszienit (tinguait, ijolit) 115
13.3. Granitoid kőzetek 115
13.4. Poszt-magmás hidrotermás eredetű ritkaföldfém-ásványosodás 116

IRODALOMJEGYZÉK 117

INZERT MELLÉKLETEK 131

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Az MTA doktori értekezés elkészítése a kutatói pálya egyik fontos állomása. Összefoglalja az eddig elért eredményeket és előrevetíti a jövő feladatait. Egy ilyen munka egyedül nem (vagy nagyon nehezen) kivitelezhető, különösen nem a földtudományok területén, ahol a csapatmunka elengedhetetlen feltétele a sikernek. Nincs ez másképp az én esetemben sem. Nem véletlen tehát, hogy a dolgozatban végig többes szám első személyt használok, hiszen a bemutatott eredmények nem jöhettek volna létre kitűnő kollégáim nélkül.

A magmás kőzettan iránti érdeklődésem családi vonatkozású, de nem szakmai értelemben. Orotvai nagyapám, Páll István négy évvel volt fiatalabb Albert Streckeisennél. Streckeisen a múlt század húszas éveinek végén, harmincas éveinek elején többször, és hosszabb időt is töltött Orotván, nagyapám pedig ismerte őt és megőrizte nekem emlékeiben. Persze mit sem tudott a svájci geológus munkáiról, és főleg arról nem, hogy az orotvai magmás kőzetek komplexitásának értelmezése és a Nigglivel való 1958-as közös munkája forradalmasítja majd a hetvenes években a magmás kőzettani nevezéktant. Amikor az egyetem padjaiban először találkoztam és szembesültem Streckeisen nevével – a „régi ismeretség" kapcsán – a magmás rendszertan, amolyan családi üggyé vált számomra, mint ahogyan a Ditrói Alkáli Masszívum is, konkrétan Orotva, a szülőfalum. Hálás vagyok nagyapámnak és természetesen Streckeisennek is ezért az indítatásért.

Szakmai alma matereim – „Alexandru Ioan Cuza" University of Iași; Babeș–Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár – valamennyi oktatójának és munkatársának, de különösen Wanek Ferencnek hálás vagyok, hogy tanult szakmám, a geológia művelése ma is a legkedvesebb időtöltésem.

Első munkahelyem a „Hargita" Geológiai Kutató és Feltáró Vállalat volt. Köszönöm Zólya Lászlónak és az akkori munkatársainak, hogy befogadtak és megtanítottak terepen (bányában, kutatófúrásoknál, térképi felvételezéseknél) gondolkodni és dolgozni. Az ott végzett felvételező kutatógeológusi munkám alapját képezte a későbbiekben megszülető digitális kőzettani térképeknek.

Szederkényi Tibor professzor úrtól nagyon sokat tanultam és a mai napig hálás vagyok azért, hogy a Szegedi Tudományegyetem (akkor József Attila Tudományegyetem) Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékére hívott munkatársnak, kollégának; hálás vagyok azokért az útmutatásokért, amelyeket tőle kaptam fiatal oktatóként és PhD-hallgatóként.

Köszönettel tartozom szerzőtársaimnak Almási Enikő Eszternek, Árva-Sós Erzsébetnek, Batki Anikónak, Dobosi Gábornak, Fall Andrásnak, Harangi Szabolcsnak, Haranginé Lukács Rékának, Heincz Adriánnak, Jankovics Mária Évának, Kiri Lucának, Kiss Balázsnak, Kovács Gábornak, Ódri Ágnesnek, Szabó Csabának, Szemerédi Máténak, akik nélkül a dolgozatom alapjait képező publikációk nem születhettek volna meg.

Külföldi kollégáim, Alasdeir Skelton, Gregor Markl, Andrew C. Kerr, Robert J. Bodnar, Brian Geoffrey Johnson Upton, Odling N. támogatásáért, a közös munkáért szintén köszönettel tartozom.

E disszertáció alapját képező eredmények egy jelentős részét a „Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport (Szegedi Tudományegyetem) és az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport segítségével értem el. Az itt kapott támogatásért hálás vagyok a kutatócsoportok valamennyi tagjának, köszönöm, hogy szellemileg frissen tartottatok az elmúlt évtizedekben.

2004–2007 között a maszívummal kapcsolatos kutatásaimat az Országos Tudományos Kutatási Alapprogram (OTKA – T 046736) támogatta. Köszönet érte.

Köszönöm kollégáimnak – az Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékről, valamint a Földrajzi és Földtudományi Intézetből – a mindennapok jó hangulatát.

Legfontosabb számomra feleségem, Éva és gyermekeim, András, Soma és Bence támogatása volt. Nélkülük nem érhettem volna el idáig, de nem is lett volna értelme.

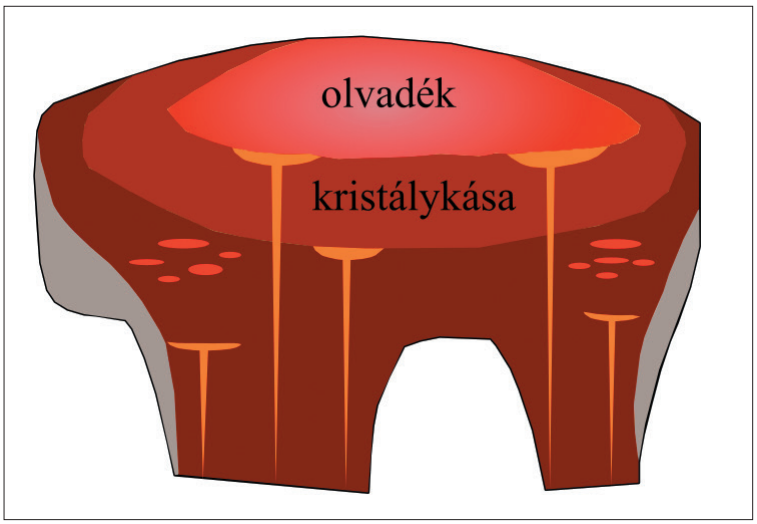
dc_1897_21

I. RÉSZ
BEVEZETÉS

1. PROLÓGUS

PhD-értekezésemet 1998-ban védtem meg *„A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditek és dioritok kialakulására”* címmel. Az értekezés elkészítését követően a tudományos közéletben jelentős paradigmaváltás következett be a magmakamra folyamatok megítélését illetően.

Több mint egy évszázadon keresztül az az elmélet volt elfogadott, miszerint a mélységi magmás kőzetek sekély mélységben elhelyezkedő, hosszú élettartamú magmakamra anyagának megszilárdulásával alakultak ki (1. ábra).

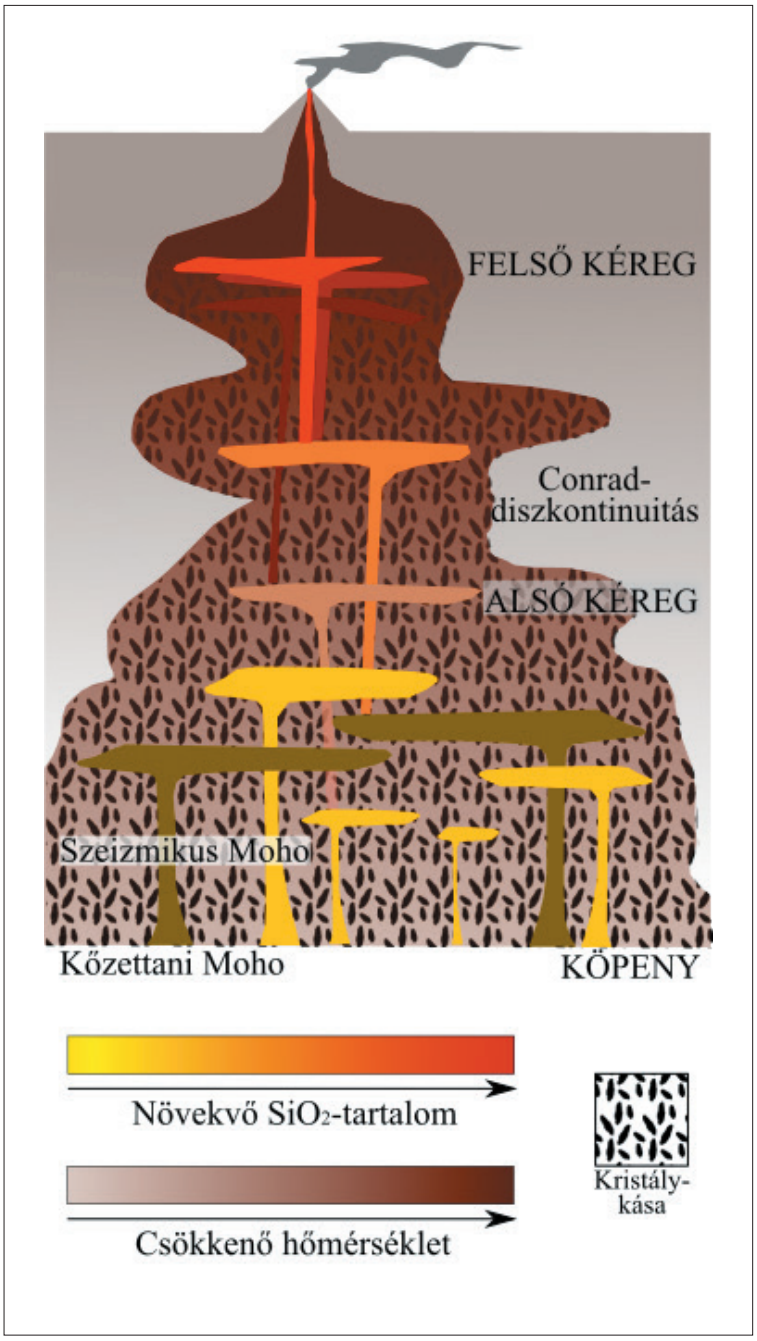


1. ábra *Felső kéregbeli magmás rendszer*
A felzikus olvadékok elkülönülnek a mafikusaktól, amelyek szakaszos utánpótlást kapnak a rendszer mélyebb részéről (Hildreth, 2004 alapján).

Azonban az elmúlt néhány évtized geofizikai, geokémiai, petrológiai, vulkanológiai és geológiai megfigyelései gyakran ellentmondanak a klasszikus magmakamra elméletnek A magmás folyamatok termodinamikai és mechanikai törvényeket ötvöző, modern fizikai modelljei rávilágítottak, hogy a magmakamrák felépítése és kialakulásuk folyamata jóval bonyolultabb, mint ahogyan azt korábban feltételezték (Cashman et al., 2017). A manapság elfogadott nézet szerint a magmás folyamatok a kéreg/litoszféra teljes vastagságában nyomon követhetők (2. ábra). Az így kialakuló olvadékok a kéreg/litoszféra sekélyebb régióiban halmozódnak fel egy olyan magmakamrát létrehozva, amely egy nagy kiterjedésű magmás rendszer legfelső – felszínhez legközelebbi – részét képviseli.

A magmatározókban olyan zárt és nyílt rendszerű folyamatok mehetnek végbe, mint az akkumuláció, ismétlődő magmabenyomulás (periódikus újratöltődés), kristálykása-remobilizáció (Anderson, 1976) vagy a kéregasszimiláció (DePaolo, 1981). Mindezek mellett már az alsó litoszférában megindul a frakcionáció és az olvadékok elkülönülése (pl. Hildreth, Moorbath, 1988; Annen et al., 2006), valamint folyamatos átmenet figyelhető meg a litoszféra mélyebb régióira jellemző mafikus kumulátumok és a felső kéreg gránitos intrúziói között (Jagoutz, Schmidt, 2012).

A kérget átszelő magmás rendszerek (*trans-crustal magmatic systems, TCMS*) zömében kristálykásából (*crystal mush*) épülnek fel. Kristálykásának nevezzük az olvadék és ásványok olyan rendszerét, amelyben a kristályok alkotta „váz” üregeit olvadék tölti ki. A kristálykása anyaga vulkáni működés során glomerokristályok, zárványok formájában kerülhet a felszínre. Ezzel szemben a kitörésre alkalmas magma (*eruptible magma*) olvadékból és az abban szuszpendált állapotban lévő kristályokból (± könnyen illókból) áll. A magma és a kristálykása közötti átmenetet egy szűk tartomány (kristályossági fok: 50–65%) képviseli, amelyben a viszkozitás több nagyságrenddel megnövekszik és a kristály-olvadék szuszpenzió nem-Newtoni folyadékká válik (Whitney, 1988; Carrichi, Blundy, 2015).



2. ábra *A teljes kérget átszelő magmás rendszer (trans-crustal magmatic systems – TCMS)*
Az alsó kéregben keletkező olvadékok a középső, majd a felső kéregbe migrálnak (Christopher et al., 2015).

Az olvadékok litoszférabeli eloszlása nem ismert pontosan, ugyanis a szeizmikus tomográfiás felvételek felbontása nem teszi lehetővé az 1 km-nél kisebb méretű, olvadékban gazdag régiók azonosítását (Cashman et al., 2017). Az alsó kéregbeli olvadékok heterogén eloszlásúak (pl. McKenzie, 1984; Solano et al., 2012; Connolly, Podladchikov, 2015), mikroskálán a szemcsehatárok mentén jelennek meg, nagyobb mérettartományban pedig rétegzett lencséket alkotnak.

A felszínre kerülő kőzetanyag (láva és piroklasztitok) összetételének és szövetének vizsgálatából ugyan következtethetünk a magmatározóban uralkodó körülményekre, a teljes magmaösszetétel vizsgálatával nyomon követhetjük a magma fejlődését (pl. McKenzie, 1984; Solano et al., 2012; Connolly, Podladchikov, 2015), azonban – ezekből következtetve, sajnos – nincs mód a mélységi magmás képződmények teljes körű és pontos jellemzésére, ugyanis egyetlen kőzetmintán belül is lehetnek olyan ásványok, amelyek a szubvulkáni rendszer különböző régióiból származnak (Cashman, Blundy, 2013; Wallace, Bergantz, 2004; Berlo et al., 2007; Andrews et al., 2008; Ginibre et al., 2002). A magmás rendszerek tulajdonságairól további információkat a magmás differenciáció és a kristálynövekedés időtartamának vizsgálatával nyerhetünk (Cashman et al., 2017).[1]

A nyílt rendszerű magmás folyamatok módosíthatják a keletkező magma összetételét és stabilitását. Az olvadéklencsék destabilizációjával a fejlettebb olvadékok a felső kéregbeli rezervoárokban halmozódhatnak fel. Ezzel párhuzamosan a nagy sűrűségű kumulátumok az alsó kéregbe

[1] Erre kiváló lehetőség nyílhat a cirkonok kormeghatározásával, ezek az ásványok ugyanis az ismétlődő magmabenyomulások hatására sem olvadnak újra.

süllyedhetnek (Cashman et al., 2017). A destabilizáció hatására a kumulátumok, glomerokristályok és antekristályok is migrálhatnak a rendszeren belül. A felső kéregbeli nagy kiterjedésű magmás testek kialakulásához időszakos magmautánpótlásra van szükség, amelynek anyaga a magmás rendszer nagyobb mélységben kialakult olvadékfelhalmozódásaiból származik (2. ábra). Az egyes magmacsomagokban egyedi kristályok (antekristályok), több ásványból álló aggregátumok *(crystal clots)* (glomerokristályok) és kumulátumfázisok *(cumulate nodules)* is szállítódhatnak. A magmacsomagok megőrződhetnek a befogadó kőzettől éles határral elkülönülő, eltérő összetételű kőzetzárványok *(enclave)* formájában, ugyanakkor elegyedhetnek is felhalmozódásuk során. Mindezek mellett a magmás rendszerek fejlődése során az egyik legmeghatározóbb folyamat a kristálykásától elkülönülő olvadékok frakcionációja (Lee, Bachmann, 2014).

A Ditrói Alkáli Masszívumban (a továbbiakban DAM) – a magmás kőzettan klasszikus mintaterületén – egy fosszilis magmatározó-rendszer megszilárdult kőzetanyaga tárul fel, azaz közvetlenül vizsgálhatók mindazon zárt és nyílt rendszerű, a litoszférát átszelő magmás folyamatok, amelyek a felszínre került kőzetanyag összetételének és szövetének vizsgálatából csak közvetetten tárhatók fel.

A DAM első, 1833-as irodalmi említése óta (Lilienbach, 1833) a petrográfusok, petrológusok érdeklődésének középpontjában áll. Miután a masszívum petrográfiailag nagyon változatos felépítésű, az elmúlt több mint másfél évszázad kutatásai, a térség politikai hovatartozásától függetlenül, alapvetően határozták meg a hazai és főleg a nemzetközi magmás petrográfia – ma már ugyan az IUGS által nem javasolt ditróit, orotvit, ditróessexit neveket is beleértve[2] – nevezéktanának kialakulását. Ezt a kutatási folyamatot olyan hazai és nemzetközi geológusok neve fémjelzi, mint Batki Anikó, Robert J. Bodnar, Alexandru Codarcea, Emil Constantinescu, Fellner Alajos, Fall András, Godfrey Fitton, Földvári Aladár, Herbich Ferenc, Jakab Gyula, Andrew C. Kerr, Koch Antal, Gregor Markl, Mauritz Béla, Pantó Gábor, Alasdeir Skelton, Albert Streckeisen, Szádeczky Gyula, Brian Geoffrey Johnson Upton, Vendl Miklós.

Korábbiakban, ha nem is a folyamat mai pontos értelmében, de szakmai szellemiségében a terepi és petrográfiai megfigyeléseiket Koch (1879), Streckeisen (1938, 1952, 1954), Codarceae et al. (1957), Anastasiu, Constantinescu (1979, 1980), Pál-Molnár (1998, 2000), Pál-Molnár, Árva-Sós (1995), Morogan et al. (2000), Batki et al. (2014, 2018) és Pál-Molnár et al. (2015a, 2015b, 2021) is nyílt rendszerű magmás folyamatok eredményeként értelmezték.

[2] *Ditróit* – Herbich Ferenc balánbányai bányagondnok 1859 szeptemberében a Tászok-patak felső részén gyűjtötte be az első kék színű, általa lazurkőnek tartott pédányokat. A ditróit nevet a kőzetnek Ferdinand Zirkel (1866) adta. Az IUGS ajánlása szerint ez nem más, mint nefelinszienit, amelyet a repedések és szemcsehatárok mentén szodalit jár át.
Ditróessexit – az összefoglaló elnevezést Streckeisen (1952) a DAM Güdüc térségében előforduló, párhuzamos szövetű, amfiboldús kőzetekre (alkálimonzogabbró-alkálimonzodiorit) használta.
Orotvit – az elnevezést eredendően Streckeisen (1935) Orotva nyugati részén felszínre bukkanó horblendit-alkáligabbró-alkálidiorit típusú kőzetekre használta. Ma ezek a Tarniţa Komplexum klasszikus kőzetei.

2. A KUTATÁS ELŐZMÉNYEI, CÉLKITŰZÉSEI

A DAM részletes kutatástörténetét – tekintettel a nagy mennyiségű információs adatra – időszakokra osztva és a kutatási módszerek függvényében, 1994-ben foglaltam össze (Pál-Molnár, 1994a). Az 1800-as évek második felének magyar geológusai (Herbich, Koch és mások) leíró, ásvány-kőzettani munkáikkal megalapozták a további kutatások tudományos hátterét. A masszívum a 20. század első felében Európa egyik legjobban megkutatott és egyben legvitatottabb földtani képződményévé vált. Ismertségét főleg Albert Streckeisen svájci petrológus munkáinak köszönheti (1931, 1938, 1952, 1954, 1960, 1974), de Mauritz Béla (1909, 1910, 1912, 1923, 1925), Pantó Gábor (1941/42) és Földvári Aladár (1941/42, 1946) nagyszabású ásványtani és kőzettani munkái is nagymértékben hozzájárultak a masszívum megismeréséhez. 1946 és 1992 között a magyar földtani szakirodalomban a masszívummal kapcsolatosan egyetlen tudományos cikk sem látott napvilágot.

Az elmúlt 2-3 évtized masszívummal kapcsolatos kutatásai elsősorban az SZTE „Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport munkájához köthetők, e mellett kiemelendő Dallmeyer et al. (1997), Kräutner, Bindea (1998), Morogan et al. (2000), Pană et al. (2000), Fall et al. (2007), Honour et al. (2018), valamint Ódri et al. (2020) munkái is.

A PhD-értekezésem elkészítését követően (1998) – a fentiek ismeretében – kutatásaim a magmásbenyomulás eddigi vitatott korának pontosítására, a kristálykása és magmabenyomulások közötti kölcsönhatások feltárására, a magmatározó folyamatok in situ – integrált szerkezeti és szöveti módszerekkel történő – leírására, a frakcionációs kristályosodás, keveredés és elegyedés, valamint a különböző olvadékok és a falkőzet, illetve a befogadó kőzet kölcsönhatásának megismerésére irányultak (pl. Almási et al., 2016; Batki, Pál-Molnár, 2010; Batki et al., 2004, 2014, 2018; Fall et al, 2007; Heincz et al., 2018; Jakab et al., 2005; Kovács, Pál-Molnár, 1998, 2005; Pál-Molnár, 2000, 2010a, 2010b; Pál-Molnár et al., 2015a, 2015b, 2019, 2021).

Dolgozatomban rendezőelvnek nem az időbeliséget tekintettem, hanem a magmatározó (a magmák) fejlődéstörténetét, amely fejlődéstörténet meghatározza a kutatások számomra lényeges elméleti vonatkozásait.

A DAM magmás rendszerének vizsgálati sarokpontjai, mint minden zárt és nyílt magmás rendszer esetében a forrásrégió és a tektonikai környezet meghatározása, a szülőmagmák (elsődleges magmák) feltárása és a magmatározó-rendszer folyamatainak értelmezése. A magmatározó-rendszer folyamatainak ismeretében (gravitációs frakcionáció, magmakeveredés, magmaelegyedés, többszörös magmabenyomulás, visszakeveredés, frakcionáció, kéregasszimiláció-kontamináció) értelmezhetővé válnak a benyomulás idejére vonatkozó adataink, amelyek megerősíthetik a kialakulás tektonikai környezetére és a rendszer forrásrégiójára vonatkozó elképzeléseinket.

„A méltán híressé vált ditrói syenittömzs kőzeteivel és ásványaival számos ásvány- és földbuvár, valamint vegyész is foglalkozott; azonban két irányban nem tökéletesek az eddigi vizsgálatok eredményei: először, a syenittömzs kőzetei górcső alatt nincsenek még rendszeresen átkutatva, és másodszor, a hegytömzs tektonikai viszonyairól sem bírunk még kellő ismeretekkel."

A fenti sorokat Koch Antal 142 évvel ezelőtt, 1879-ben vetette papírra. Gondolatának üzenete ma is érvényes és ez az üzenet mércét ad, mely mércéhez, ha a szakma iránti alázattal tartjuk magunkat, akkor a jelenlegi munkánknak nem lehet célja egy általános, minden kőzetre, magmás folyamatra kiterjedő petrogenetikai modell „felrajzolása". Annak megítélése, hogy a valóságos

történéseket közelítően és egyszerűsített módon leíró modellek milyen mértékben támaszkodnak a szimulációs eredményekre és/vagy a modellezett magmatározó tulajdonságaira, nagyon relatív. Az elmúlt években született megannyi elfogadhatónak és kevésbé elfogadhatónak tűnő petrogenetikai modell (pl. Codarcea et al., 1957; Jakab, 1998, 2017; Honour et al., 2018; Ódri et al., 2020) jóságának megítélésében egyetlen alapvető elv vezetett (és vezet), a terepi megfeleltetés. Ezidáig a puzzle nem minden darabját sikerült a helyére tenni, így szerény célunk nem lehet más, mint tovább keresni a kirakós elemeit. Van feladat, hiszen még nagyon sok a „gazdátlan", helyét kereső darab!

3. A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM FÖLDRAJZI KÖRNYEZETE

A DAM területének (Gyergyó és vidéke) eredeti toponímiája zömében magyar. A települések, folyók, patakok, hegyek, hegycsúcsok stb. csak a 20. században kaptak román elnevezést, a román nemzet államterületéhez tartozásából adódóan. Az 1930-as évekkel kezdődően ezek a román elnevezések egyre inkább kiszorították az eredetieket a szakirodalomban. Ahhoz, hogy az ellentmondások a szakirodalmi és a térképészeti nyelvhasználatban megszűnjenek, az egyes földrajzi nevek első említésekor megadjuk mind a magyar, mind a román elnevezést (amennyiben van). Tudatában vagyunk annak, hogy egy nép etnikai jelenléte adott területen idővel jelentősen megváltozhat, a névhasználat viszont általában folyamatos, és csak nagyon lassan változik. Annak is tudatában vagyunk, hogy mindkét módon létrejött – egy évszázadok alatt kialakult és részben ma is alakuló, és egy mesterséges, felülről jövő, vagyis állami beavatkozás kialakította – földrajzinév-használat az adott nép és nyelv névkincsének részét képezik, ezért szerves tartozékai a névterületnek. Ezért – szigorúan szakmai megfontolások alapján – a továbbiakban a térképészeti (és részben a szakmai) nyelvhasználatban a román elnevezéseket használjuk.

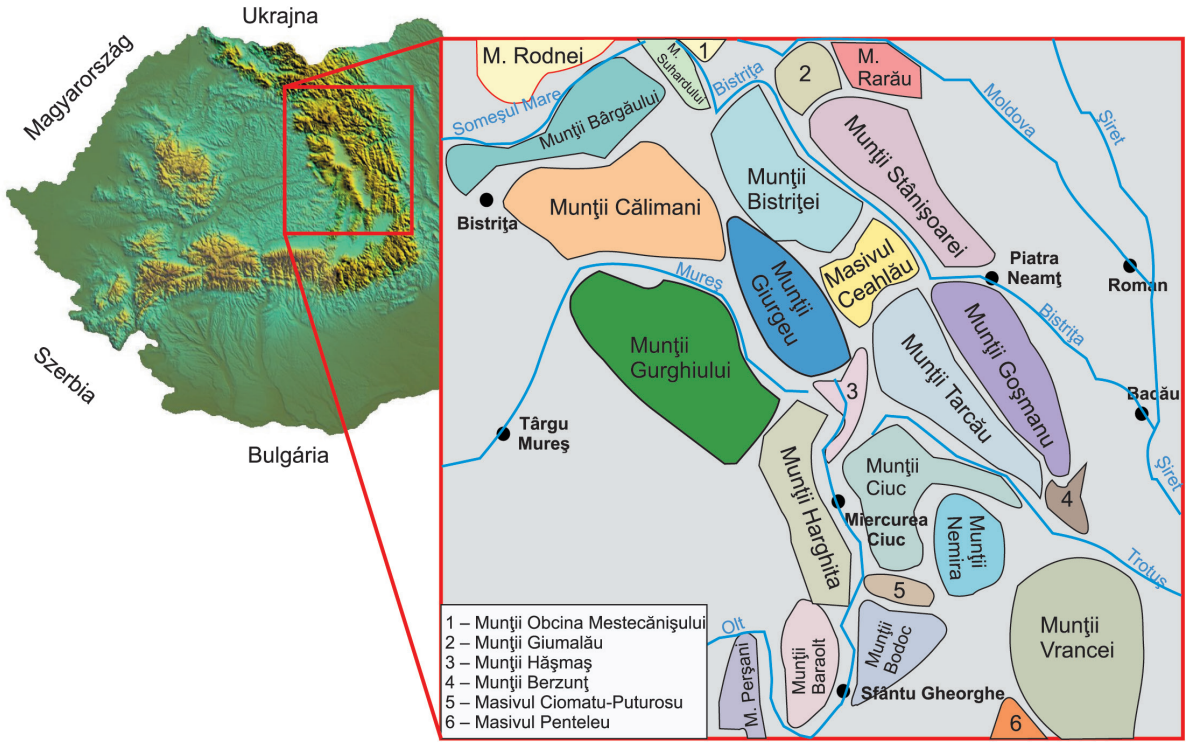
A DAM földrajzi értelemben a Gyergyói-havasok (románul *Munţii Giurgeu)* D-i, DNy-i részét képezi. A Gyergyói-havasok középmagas hegység a Keleti-Kárpátokban, Hargita megyében (3. ábra). É-on a Kelemen-havasok (*Munţii Călimani)*, É–ÉK-en a Besztercei-havasok (*Munţii Bistriţei*), K-en a Csalhó (*Masivul Ceahlău*) és a Hagymás-hegység (*Munţii Hăşmaş*), D-en a Csíki-havasok (*Munţii Ciucului*), míg Ny-on a Gyergyói-medence (*Depresiunea Giurgeului*), illetve a Görgényi-havasok (*Munţii Gurghiului*) és a Hargita (*Munţii Harghita*) határolja (4. ábra).

A vízrajzi hálózat okozta erősen hangsúlyozott tagozódás – a földrajzi keret általános fizikai, geográfiai képének megfelelően – lehetővé teszi a hegység további tájegységi felosztását (Borszéki-hegycsoport, Salamási-hegycsoport, Ditrói-hegycsoport, Vaslábi-hegycsoport) (4.a ábra).

A Borszéki-hegycsoport (*Munţii Mezovez*) ÉNy-ról, a Salamási-hegycsoport (*Munţii Corbu*) pedig DNy-ról szegélyezi a hasonló nevű medencét. A Borszéki-medencét (*Depresiunea Borsec*) É-on a Bükk-havas (*Făgetul*) (1308 m), ÉNy-on a Hazanéző-tető (*Arcoza*) (1292 m), Ny-on a Kerek-hegy (*Vf. Cherec*) (1286 m), DNy-on a Nagy-Salamás (*Sărmaşul Mare*) (1399 m) és a Közrez-nyaka (*Pasul Chiozrez*) (1259 m), D-en a Mundra-sarok (*Piciorul Mândru*) (1144 m), az Esztenás-tető (*Vf. Stânei*) (1238 m), a Kis-Közrez-havas (*Chiozrezul Mic*) (1336 m) és a Nagy-Közrez-havas (*Chiozrezul Mare*) (1491 m), K-en a Verőfény (*Bâtca*) (1074 m), a Kerek-szék (*Scaunul Rotund*) (973 m) és a Málnás-tető (*Vf. Malnaş*) (1177 m) övezi (4.a, b ábra).

A Cengellér-hágó (*Pasul Ţengheler*) (1036 m) és a Pongrác-tető (*Pasul Pângăraţ*) (1255 m) között elterülő hegyvidék a Ditrói-hegycsoport **(***Munţii Prişca*). Kiemelkedő csúcsai a Pricske (*Prişca*) (1544 m), a Csanód (*Cianod*) (1501 m), a Bene vesze (*Vf. Benea*) (1373 m), az Új-havas (*Muntele Nou*)(1459 m), a Tatár-havas (*Vf. Tătar*) (1452 m), és a Nyerges (*Niergheş*) (1489 m) (4.a, b ábra).

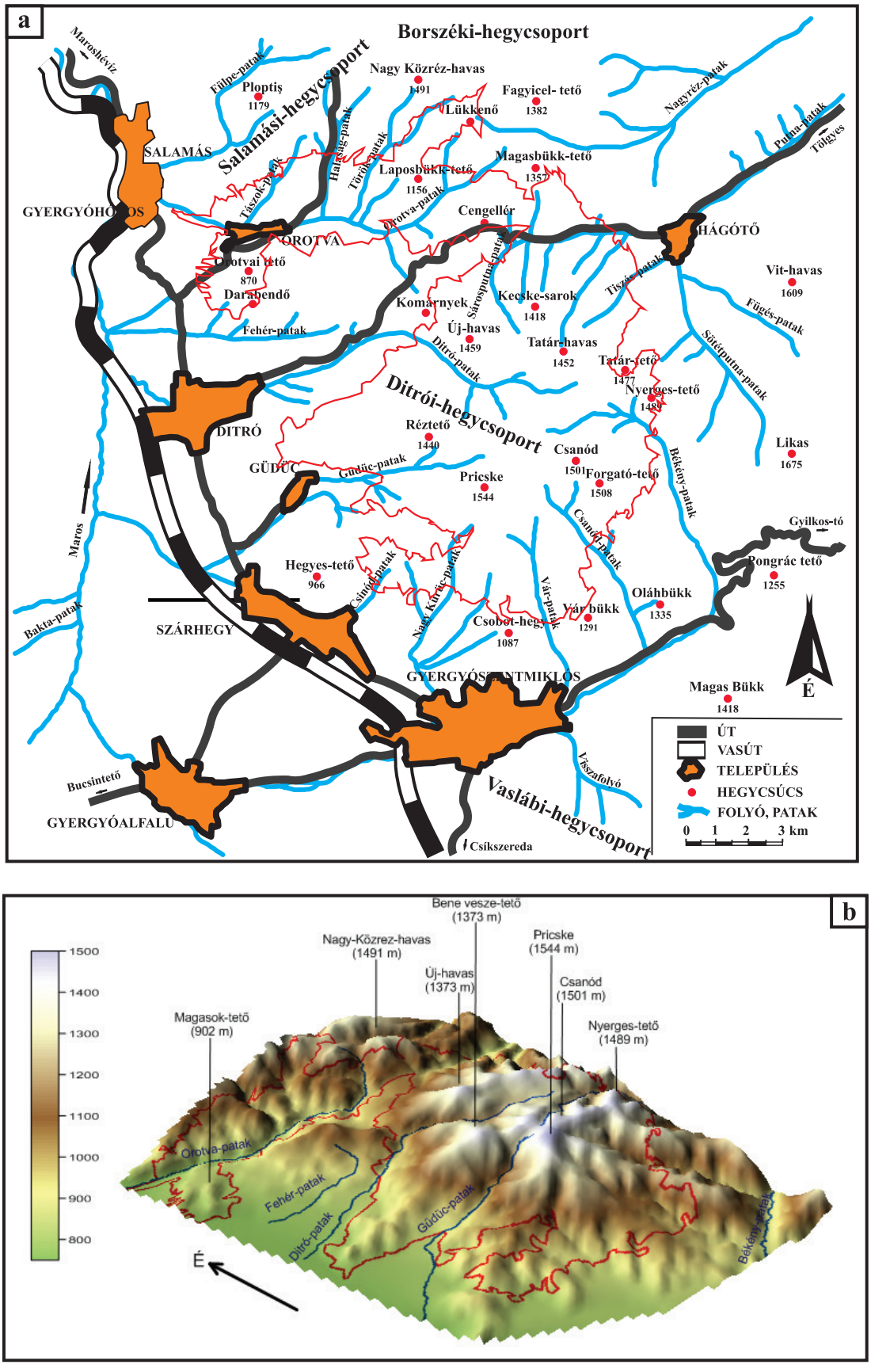
A Maros *(Mureş)* jobb oldali mellékágainak (Orotva-, Ditró-, Békény-patak), valamint a Kis-Beszterce *(Bistricioara)* szintén jobb oldali mellékágainak (Putna, Preluca-patak) vízválasztó gerince (Nagy-Közrez-havas –Ordássorok *(Vf. Oardei)* (1306 m) – Magasbükk *(Vf. Fagul Înalt)* (1357 m) – Cengellér-hágó – Új-havas – Tatár-havas – Nyerges-tető) tulajdonképpen a DAM ÉK-i határát képezi. Így a DAM majdnem teljes területével a Maros hidrográfiai medencéjéhez tartozik (4.a ábra). A fontosabb völgyek – Orotva *(Jolotca)*-, Fehér *(Faierul)*-, Ditró



3. ábra *A Gyergyói-havasok (Munţii Giurgeu) szűkebb földrajzi környezete*
A Keleti-Kárpátok (*Carpaţii Orientali*) É-i csoportja (*Carpaţii Maramureşului şi al Bucovinei*): *Munţii Rodnei* (Radnai-havasok), *Munţii Bârgăului* (Borgói-havasok), *Obcina Mestecănişului* (Nyíres-Obcsina), *Munţii Suhardului* (Szuhárd-hegység); a Keleti-Kárpátok középső csoportja (*Carpaţii Moldo-Transilvani*): *Munţii Bistriţei* (Besztercei-havasok), *Munţii Giurgeu* (Gyergyói-havasok), *Munţii Hăşmaş* (Hagymás-hegység), *Masivul Ceahlău* (Csalhó), *Munţii Călimani* (Kelemen-havasok), *Munţii Gurghiului* (Görgényi-havasok), *Munţii Harghita* (Hargita-hegység), *Munţii Perşani* (Persányi-hegység), *Munţii Baraolt* (Baróti-hegység), *Munţii Bodoc* (Bodoki-hegység), *Masivul Ciomatu-Puturosu* (Csomád-hegység), *Munţii Nemira* (Nemere-hegység), *Munţii Ciuc* (Csíki-havasok), *Munţii Stânişoarei* (Esztena-hegység), *Munţii Giumalău* (Gyamaló), *Munţii Rarău* (Ráró), *Munţii Tarcău* (Tarkő-hegység), *Munţii Goşmanu* (Gosman-hegység), *Munţii Berzunţ* (Berzeneci-hegység); a Keleti-Kárpátok D-i csoportja (Kárpátkanyar) (*Carpaţii de Curbură*): *Masivul Penteleu* (Pintillő-hegység), *Munţii Vrancei* (Háromszéki-havasok).

(Ditrău), Güdüc *(Ghiduţ)*-patak völgye – kevésbé mélyek, a területet K–Ny irányba szelik át, így egy sor párhuzamos gerincet hoznak létre. Ezeknek a patakoknak a mellékágai általában É–D irányba húzódnak, ezáltal kialakult egy másodrendű (É-D irányú) völgyhálózat is (4.b ábra). A patakok vízhozama nem állandó, néhány mellékvölgy a nyári hónapok során teljesen kiszárad.

A DAM É-i részét az Orotva-patak *(Pârâul Jolotca)* szeli át, amely a Lükkenő *(Licheneu)* (1194 m) alatt ered. Miután áthalad Orotva *(Jolotca)* és Gyegyóhodos *(Hodoşa)* falvakon Salamásnál *(Sărmaş)* ömlik a Marosba. Az Orotva-patak É-i mellékágai: Kiság- *(Pârâul Creanga Mic)* Nagyág- *(Pârâul Creanga Mare)*, Kissorok-, Nagysorok-, Laposbükk *(Pârâul Lapoşul)*-, Hompot- *(Pârâul Hompot)*, Török- *(Pârâul Turcu)*, Halaság- *(Pârâul Holoşag)*, Simó- *(Pârâul Simo)*, Tászok-patak *(Pârâul Teasc)* és ez utóbbi mellékágai: Fülöp Mátyás- *(Pârâul Filep)* és a Gudu-patak *(Pârâul Gudu)*, valamint a Felső Tarniţa- *(Pârâul Tarniţa de Sus)*, Alsó Tarniţa- *(Pârâul Tarniţa de Jos)*, Felső Pietrăriei- *(Pârâul Pietrăriei de Sus)*, Alsó Pietrăriei- *(Pârâul Pietrăriei de Jos)* és a Csibi Jakab-patak *(Pârâul Cibi-Iacob)* (4.a ábra). A D-i mellékágak közül a legfontosabbak a Kis Cengellér *(Pârâul Ţenghelerul Mic)* -, Nagy Cengellér *(Pârâul Ţenghelerul*



4. ábra *A Gyergyói-havasok vázlatos földrajzi térképe (a) és domborzatmodellje (b) (piros vonal jelöli a DAM földtani határvonalát)*

Mare)-, Sóza-, Pirián *(Pârâul Pirianul)*-, Gáspálok-, Csibiek-, Nagy Tamás- és a Limbuşa-patakok (4.a. ábra). Az Orotva- és a Fülpe-patak *(Pârâul Filipea)* völgye között ÉKK–DNyNy irányban húzódó gerinc egybesesik a DAM É-i határával. Az Orotva-patak jobb oldala sziklás, meredek hegyoldal, a DAM számtalan természetes feltárásával. A bal oldala enyhébb domborzati felszínnel rendelkezik – nagyrészt negyedidőszaki üledékekkel borított –, itt a DAM természetes feltárásai hiányoznak.

Dél felé haladva a következő K-Ny irányú völgy a Fehér-patak *(Pârâul Faierul)* völgye. A Fehér-patak Salamás és Ditró községek között ömlik a Marosba, legfontosabb mellékágai a Kicsi Péter-, a Bányabükk *(Pârâul Mina Fagului)*-, a Tilalmas *(Pârâul Tilolmaş)*-, és a Sáros (*Pârâul Noroios)*-patak. Az Orotva- és a Fehér-patak völgye között húzódó K-Ny irányú dombok legmagasabb csúcsai a Sóza-tető (Soza) (1163 m), az Orotvai-tető (870 m) és a Magasok *(Dealul Înalt)* (902 m).

A Fehér-pataktól délebbre folyik a DAM központi részét – K–Ny irányban – majdnem teljes egésszében feltáró Ditró-patak *(Pârâul Ditrău)*. Legfontosabb mellékágai a Zúgó *(Pârâul Zugău)*-, a Nagy-Köllőkvesze-, a Kis-Köllőkvesze, a Barlan-, a Kozmákvesze-, és a Martonka *(Pârâul Martonca)*-patak.

A Güdüc-patak *(Pârâul Ghiduţ)* a Pricske Ny-i oldalán ered, a Marost Ditró községtől D-re éri el.

A DAM K-i és D-i részeit a Békény-patak *(Pârâul Belcina*) jobb oldali mellékágai hálózzák be: Pricske *(Pârâul Prişca)*-, Csanód *(Pârâul Cianodul)*-, Nagy Köves *(Pârâul Pietrosul Mare)*-, KisKöves *(Pârâul Pietrosul Mic)*-, Balázs Lőrinc-, Csinód *(Pârâul Cianod)*- , Vár *(Pârâul Cetăţii)*-patak. A Békény-patak Gyergyószentmiklóson (románul *Gheorgheni*, németül *Niklasmarkt*) áthaladva Alfalunál *(Joseni)* ömlik a Marosba.

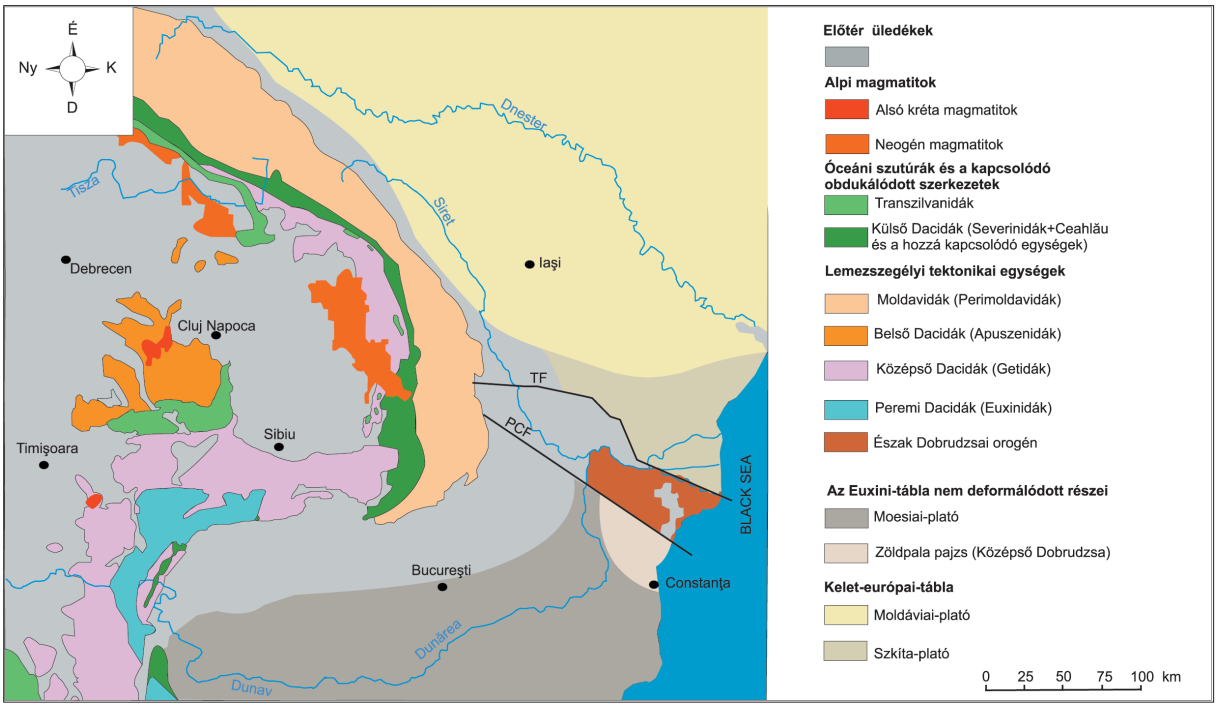
A Gyergyói-havasok hegyközi medencéi a Bélbori-, a Borszéki-, az Orotvai- és a Gyergyói-medence *(Depresiunea Bilbor, Borsec, Jolotca, Gheorgheni)*. A DAM területébe az Orotvai- és a Gyergyói-medence nyomul be. Az Orotvai-medence a Borszéki- és a Ditrói-hegycsoport között terül el, a hasonló nevű patak völgyében. Kis területen fekszik, akár a falu is, amelyről nevét kapta. A Gyergyói-medence általános tengerszint feletti magassága 800 m. Tág, hordalékos síkság.

A Ditrói-hegycsoport általános geográfiai képéből kitűnik a morfológia és a kőzettani felépítés közötti szoros összefüggés. A DAM-ot szegélyező kristályos (metamorf) kőzetek a magasabb térszíneket alkotják, magas hegycsúcsokkal. A DAM ezzel ellentétben peneplenizált és vízfolyások által tagolt.

A Vaslábi-hegycsoport *(Munţii Negru)* a Pongrác-tető – Békény-völgyétől a Gréces-hágóig *(Pasul Greţeş)* (890 m) húzódik. Nagyobb csúcsai a Magas Bükk *(Magoş Biuc*) (1418 m) Csiszér *(Ciser)* (1371 m), a Sipos *(Vf. Şipoş)* (1568 m), Fekete rez *(Muntele Negru)* (1538 m) és a Maros-bükk teteje *(Vf. Fagul Mureş)* (1109 m).

4. A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM FÖLDTANI KÖRNYEZETE

A földrajzilag három egységbe sorolt romániai Kárpátok [Keleti-Kárpátok, Déli-Kárpátok, Nyugati-Kárpátok (Munţii Apuseni; Erdélyi-szigethegység)] alpi geotektonikai szerkezetével kapcsolatos legszélesebb körben ismert elképzelések és modellek Săndulescu (1984), Balintoni (1997) és Schmidt et al. (2008) nevéhez fűződnek. Ezek leegyszerűsített földtani képét Balintoni et al. (2014) alapján a 5. ábra mutatja be.[3]



5. ábra *A Kárpátok áttekintő földtani-szerkezeti térképe Săndulescu (1984) alapján, zárójelben feltüntetve Balintoni (1997) nevezéktani javaslatai*
PCF – Peceneaga-Camena törés; TF – Trotuş törés.

A Keleti-Kárpátok autochtonja nem ismert; a hegylánc észak-déli csapású, K-i vergenciájú, kristályos, mezozoos és kainozoos képződményeket tartalmazó aljzat- és buroktakarók rendszeréből áll. Tektogenetikai szempontból a Keleti-Kárpátok a Keleti-kárpáti előtéri süllyedékre (Molaszöv), a Moldáviai-takarórendszerre (Moldavidák), a Külső-Dácidák takarórendszerére, a Középső-Dacidák takarórendszerére (Központi Keleti-kárpáti-takarórendszer) és az

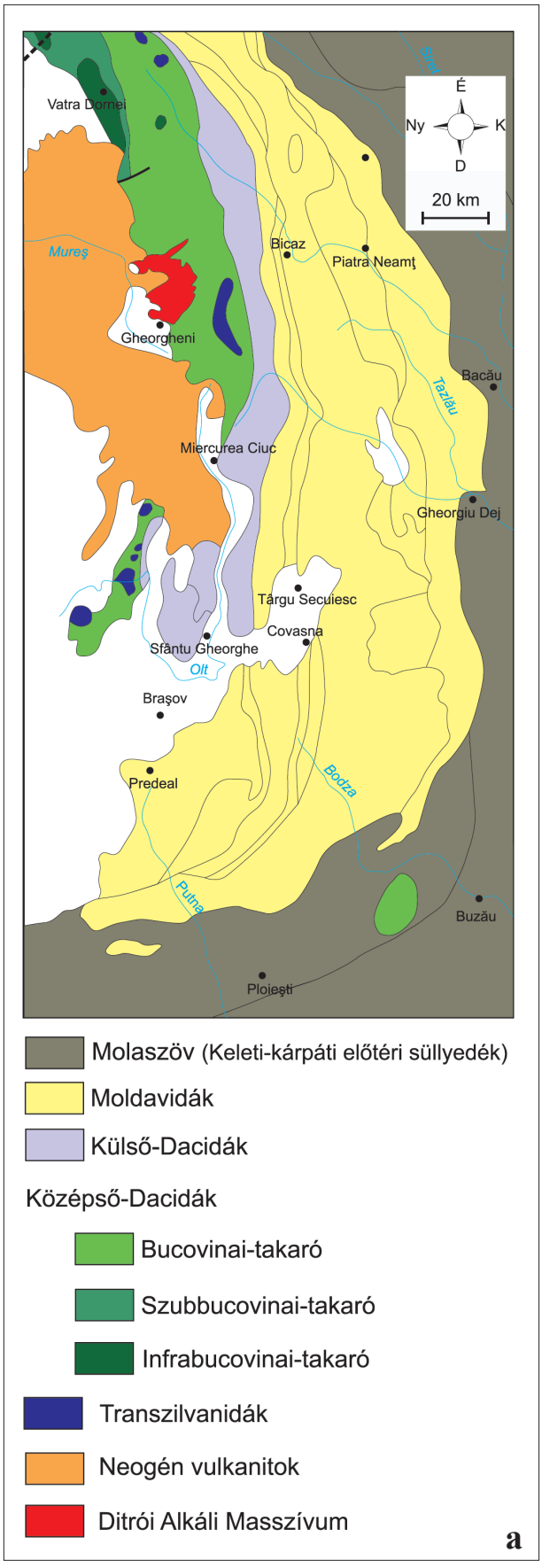
[3] A nevezéktani félreértések elkerülése végett a továbbiakban a földtani környezet bemutatásánál a román szakirodalomban használt nevezéktant alkalmazzuk, minden esetben megadva annak tartalmi jelentését.

A román szakirodalom nevezéktanában a terrénum transzkrusztális vagy transzlitoszférikus vetők által határolt kéreg- vagy litoszféra-töredékre vonatkozik. Egyes esetekben a pre-variszkuszi terrénumok határaira a szutura elnevezés használatos. A metamorf egység (vagy általánosabban „metamorf sorozat") olyan litosztratigráfiai egység, amely az alkotó kőzetek közös eredetetét és azonos geológiai fejlődéstörténetetét feltételezi. A komplexum szintén litosztratigráfiai egység, azonban az egyes alkotó kőzetek különböző eredettel és földtani fejlődéstörténettel rendelkeznek. A Domén az orogén néhány közös tulajdonsággal rendelkező részét jelenti. A litozóna (*litozonă)* megfelel a formáció fogalmának, míg a litocsoport (*litogrup*) a közös eredetű és azonos (metamorf) fejlődéstörténetű metamorf kőzetek összefoglaló neve.

Erdélyi-takarókra (Transzilvanidák) osztható (6.a, b ábra). A kréta orogén fázisok [középső kréta (ausztriai), pregosaui és larámi szakaszok] hatására létrejött takarókat összefoglaló néven Dacidáknak és Transzilvanidáknak, míg a neogén (ó- és újstájer, valamint moldáviai fázisok) takarókat Moldavidáknak („miocén Kárpátok") nevezzük.

A DAM a Keleti-Kárpátok kristályos mezozoos kőzettömegébe nyomult be és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben.[4]

A Központi Keleti-kárpáti-öv, vagy kristályos mezozoos öv az Erdélyi-medence aljzatát képező Géta kraton leforgácsolódott peremi részéből származó nyírásos eredetű takarórendszer. Săndulescu (1984) a takarórendszert Középső-Dacidáknak, Balintoni (1997) származási helyük alapján Keleti-Getidáknak nevezte. A takarórendszer 25–50 km széles övben követi nyugatról a Külső-Dacidákat.[5] Az egymásra torlódott alpi takarókból álló rendszer a krétában (ausztriai tektogenezis) alakult ki, a takarók – mint említettük –vergenciája keleti (6.b ábra). A Középső-Dacidákban Săndulescu (1984) alulról felfelé a következő alpi takarókat különböztette meg: Infrabucovinai, Subbucovinai és Bucovinai. Mindegyik takaró prealpi metamorf kőzetekből és permo-mezozoos rétegsorokból áll, a legfiatalabb képződmény is késő albai előtti. A Keleti-Getidák aljzatának prealpi tektonikai egységei főleg a Bucovinai- és Subbucovinai-takarókban követhetők és felülről lefele a következők:



6. ábra *A Keleti-Kárpátok szerkezeti egységei a Ditrói Alkáli Masszívummal*

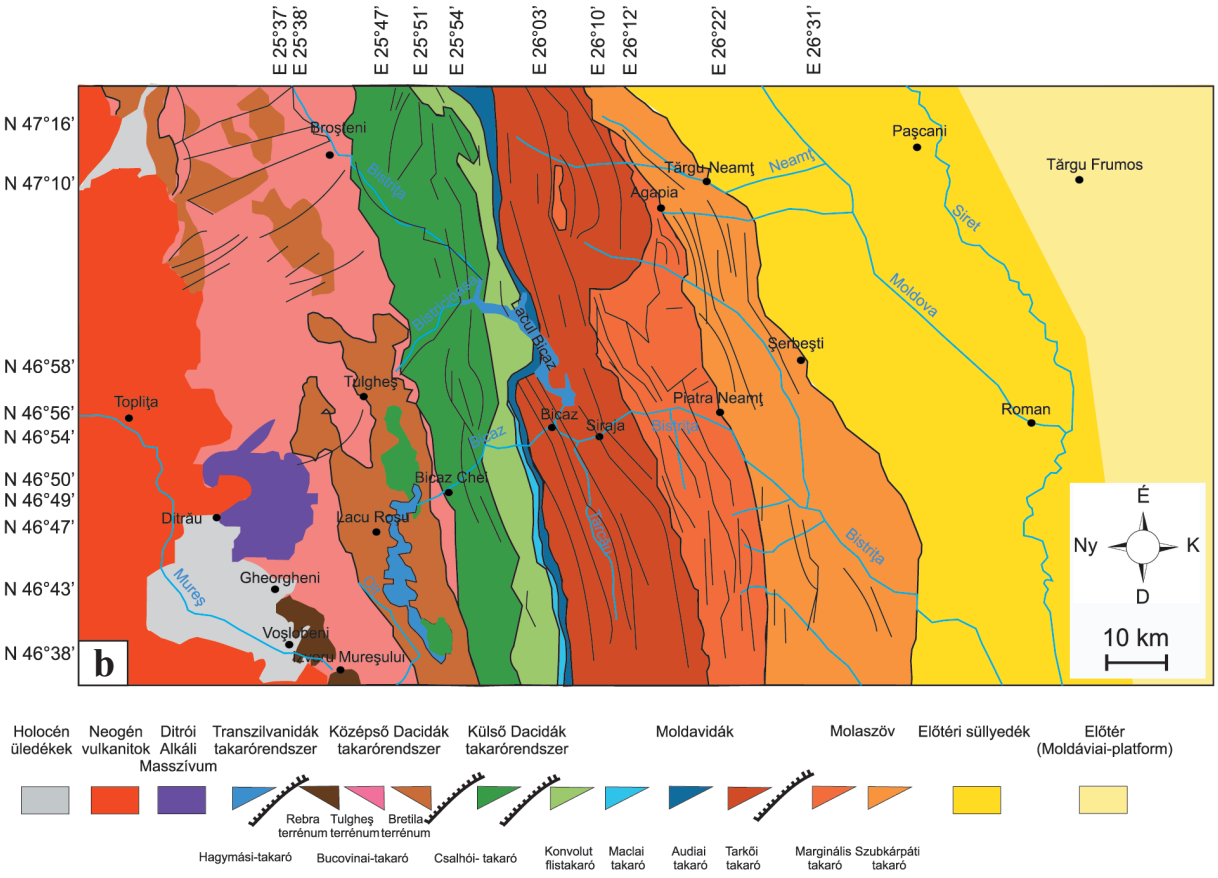
[4] A tektonikai eseményekkel és következményeikkel csak olyan mértékben kívánunk foglalkozni, amely elengedhetetlenül szükséges a DAM térbeli helyzetének, valamint a masszívum és a metamorf kőzetcsoportok kapcsolatának megértéséhez.

[5] A Külső Dacidák – 6.b ábra – a flisöv egy kivékonyodott kérgű önálló árokban kialakult egysége (Săndulescu et al., 1981), amelyben a bázisos kőzetek előfordulása alapján feltételezhető egy valódi óceáni kéreg kifejlődése is. Lehetséges, hogy a Penninikum folytatásáról van szó.

Rarău-takaró, Putna-takaró, Pietrosu Bistriţei-takaró, Rodna-takaró (Balintoni et al., 1983). Az egyes takarók kőzettanilag egységesek, egy litocsoportból épülnek fel, kivéve a Rarău-takarót, amelyet az Infrabucovinai alpi takaróban két litocsoport jellemez. Vodă, Balintoni (1994), valamint Balintoni (1997) alapján a prealpi takarókat a következő litocsoportok alkotják: Bretila litocsoport és a Hagymási granitoidok (Rarău-takaró), Rebra litocsoport (Rodna-takaró), Negrişoara litocsoport (Pietrosu Bistriţei-takaró), Tulgheş litocsoport (Putna-takaró), Rodna litocsoport (Infrabucovinai alpi takaró). A prealpi tektonikai egységek vergenciája nyugati, fordítottja az alpinak.

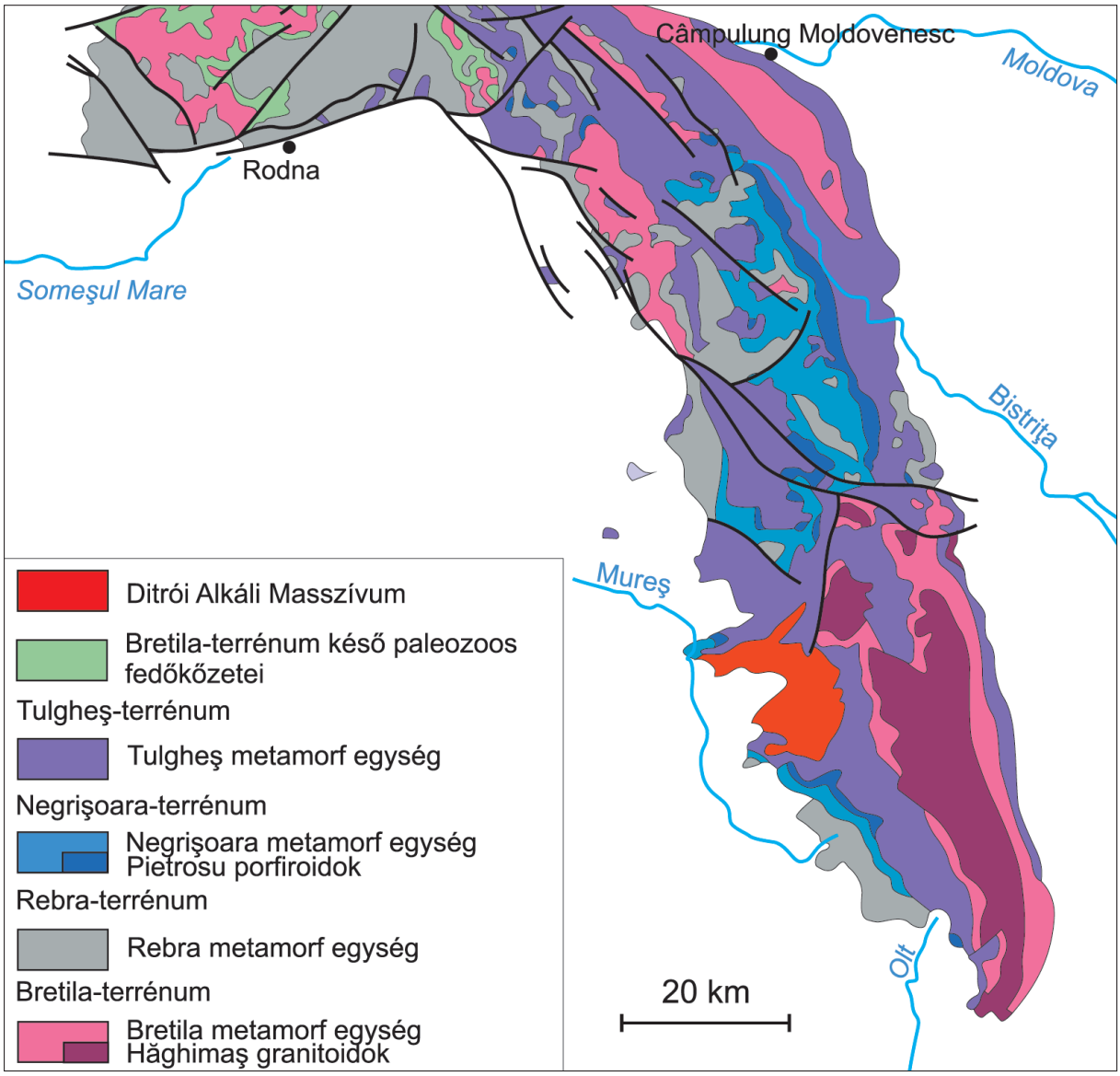
A későbbiekben Balintoni és Balica (2013), valamint Balintoni et al. (2014) a Géta Domén Középső-Dácidák aljzatának kőzeteit a következő prevariszkuszi, peri-Gondwana terrénumokra osztották: Bretila-terrénum (Bretila metamorf egység, Hagymási granitoidok) és késő paleozoos fedőkőzetei a Rarău-takaró aljzatában, Tulgheş-terrénum (Tulgheş metamorf egység) a Putna-takaró aljzatában, Negrişoara-terrénum (Negrişoara metamorf egység, Pietrosu porfiroidok) a Pietrosu Bistriţei-takaró aljzatában és Rebra-terrénum (Rebra metamorf egység) a Rodna-takaró aljzatában (1. táblázat, 7. ábra). Az ordoviciumban a Bretila-, Negrişoara- és Rebra-terrénum kőzetei közepes fokú (sztaurolit – kyanit zóna), míg a Tulgheş-terrénum kőzetei alacsony fokú (klorittól a biotit zónáig) metamorfózison estek át (Balintoni, Balica, 2013).

A Bretila-terrénum/Bretila metamorf egység (Balintoni et al., 2009, 2014) (Bretila litocsoport; Balintoni, 1997) a Rarău prealpi takarót (Balintoni, 1997) építi fel az alpi Bucovinai-, Subbucovinai- és Infrabucovinai-takarók aljzatában. A Bucovinai-takaró déli részén nagy kiterjedésben bukkan a felszínre (7. ábra). Kőzettanilag ortogneiszek (gyakran augén szerkezettel), csillámpalák, kvarcitok, metariolitok, ritkán karbonát közbetelepülések és metagranitoidok [Hagymási



1. táblázat *A Keleti-Kárpátok terrénumainak kora, geotektonikai környezete és származási helye (Balintoni et al., 2014)*

	Terrénum/metamorf egység	Geotektonikai környezet	Kor	Származási hely
Keleti-Kárpátok	Bretila/Bretila	Aktív kontinentális peremi vulkáni ív	Ordovicium	ÉK Afrika
	Tulgheş/Tulgheş	Ív mögötti környezet	Ordovicium	ÉK Afrika
	Negrişoara/Negrişoara	Passzív kontinentális perem	Ordovicium	ÉK Afrika
	Rebra/Rebra	Passzív kontinentális perem	Ordovicium	ÉK Afrika



7. ábra *A Keleti-Kárpátok aljzatának (Középső-Dacidák) prealpi földtani-szerkezeti térképe* Kräutner (1996–1997), 1997), Balintoni (1997), Balintoni, Balica (2013) és Balintoni et al. (2014) alapján.

(Hăghimaş) és Mândra granitoidok)] jellemzik.[6] A DAM környezetében felszínre bukkanó Hăghimaş granitoidokat dioritok, kvarcdioritok, gránitok és gránit aplitok képviselik.

A Rebra-terrénum/Rebra metamorf egység (Balintoni et al., 2009, 2014) (Rebra litocsoport; Balintoni, 1997) a variszkuszi Rodna-takarót építi fel az alpi Bucovinai-, Subbucovinai-takarók aljzatában. A Keleti-Kárpátok központi és déli részén, valamint a Radnai-havasokban (*Munţii Rodnei*) bukkan a felszínre (7. ábra). A Rebra metamorf egységet csillámpalák és karbonátos kőzetek uralják, előfordulnak még paragneiszek, amfibolitok, fehér és fekete kvarcitok és fekete grafitos palák.[7]

A Negrişoara-terrénum/Negrişoara metamorf egység (Balintoni et al., 2009, 2014) (Negrişoara litocsoport; Balintoni, 1997) a variszkuszi Pietrosu Bistriţei-takarót építi fel, a Rodna-takarón ül és az alpi Bucovinai-, Subbucovinai-takarók aljzatában jelenik meg (7. ábra). A Negrişoara metamorf egység a Pietrosu porfiroid gneiszek néven ismert metadacitokból épül fel és kb. 3000 km^2-en bukkannak a felszínre töredékek és tabuláris testek formájában.[8]

A Tulgheş-terrénum/Tulgheş metamorf egység (Balintoni et al., 2009, 2014) (Tulgheş litocsoport; Balintoni, 1997) a variszkuszi Putna-takarót építi fel[9] az alpi Bucovinai-, Subbucovinai-takarók aljzatában. A Keleti-Kárpátokban nagy területeken bukkan a felszínre (7. ábra). Kőzettanilag zömében savanyú metavulkanitok építik fel.[10, 11] Gyakoriak az átmenetek a kvarcos-szericites-kloritos palák fele. A metamorf egység jól ismert a Kuroko típusú szulfidos és a mangán, illetve réteges barit ércesedéseiről. A metallikus szulfidos ércesedést kloritittok, a mangán ércesedéseket a grafitos fekete kvarcitok kísérik.

A DAM szerkezetileg a Bucovinai-takaróhoz[12] tartozik (6.a, b ábra) és annak négy prealpi

---

[6] Balintoni (1997) szerint a Bretila metamorf egység kőzetei konvergens tektonikai környezetben keletkeztek és az akkréciós éket képviselik. A Barrow típusú metamorfitok (Kräutner, 1988) 300 millió éve emelkedtek ki, vagyis a variszkuszi orogenezis végén. A Hăghimaş granitoidok U/Pb cirkon kora (Pană et al., 2002a,b) 433–435 Ma, míg a Mândra granitoidok U/Pb cirkon kora 468 Ma. Ez a kor az első metamorf paragenezis kora vagy akár idősebb is lehet. A protolitok kora (Pană et al., 2002a,b; Sm/Nd T_{DM} modell) a csillámpalák esetében 1,62 Ga, a Hăghimaş granitoidok esetében 1,56 Ga, a Mândra granitoidok esetében 1,57 Ga.

[7] A takaró felső részén jelenik meg a káliföldpátos gneiszek jellemző szintje, az úgynevezett Nichitaş gneisz. A Radnai-havasok karbonátjaiban a Blazna-völgyében és Rebra Guşet-en két szingenetikus Mississipi Valley típusú Pb-Zn szulfidos mineralizáció is található. Ez az ércesedés passzív lemezszegélyi premetamorf tektonikát sejtet. A Rebra metamorf egység autohton jellegű a variszkuszi takarókban, így alsó poziciójából adódóan a K/Ar korok a felfűtődés következtében nem mennek 200 Ma fölé. A bizonytalan protolitok (pl Nichitaş gneiszek) Sm/Nd kora (Pană et al., 2002a,b) 1,86 Ga.

[8] A Pietrosu porfiroid gneiszek biotitos kvarc-paragneiszeken ülnek. Egy ekkora kiterjedésű, geokémiailag homogén dácitos testet egykoron ignimbrit összlet lehetett, amely kaldera típusú többszöri kitörés eredménye. Ami a litocsoport metamorfózisát illeti: két különböző fokú paragenezis különíthető el. Az elsőt gránát, biotit, muszkovit, plagioklász ± staurolit összetételű kloritmentes paragenezis, míg a másodikat klorit (biotit rovására) és albit + epidot (plagioklász rovására) paragenezis képviseli. A Pietrosu porfiroid gneiszek cirkonjainak U/Pb kora (Pană et al., 2002a,b) 487–493 Ma. Ez a kor a protolit koraként értelmezhető. Ez alsó ordoviciumi vulkáni kitörést jelent.

[9] A Putna-takaró a Rarău- és a Pietrosu Bistriţei-takarók között található.

[10] A savanyú metavulkanitokat a román szakirodalom porfirogén kőzetek néven ismeri.

[11] A Tulgheş metamorf egység kőzetei tipikus vulkáni szigetív kőzetek. Kisfokú metamorfózist szenvedtek. A metavulkanitokból származó cirkonok U/Pb kora (Pană et al., 2002a,b) 486 Ma. Ez természetesen a protolit kora. Az ordoviciumi savanyú magmás folyamatokat több szerző is megerősíti nemcsak a Keleti-Kárpátokban, hanem a Déli-Kárpátokban is.

[12] A Bucovinai-takaró alpi üledékciklusába tartozó képződmények legalsó, középső triász eleme egy konglomerátum-betelepüléses kvarchomokkő (Săndulescu et al., 1981). Az anizuszi felső részét tömeges dolomit, a ladinit kovás mészkő, az alsó karnit mészkő és dolomit képviseli. További felső triász képződmények nem ismertek. A jura erősen hézagos, az alsó jura bauxit és hematitos mészkő, meszes konglomerátum, a középső jura törmelékes, a kallovi és oxfordi kovás rétegekkel jellemezhető. A kimmeridgei pelágikus, vörös agyagos mészkő és márga. Erre calpionellás tithon – alsó kréta rétegek települnek. A neocom felsőbb része egészen az albaiig kü-

terrénumával (litocsoportjával) (Bretila-terrénum, Rebra-terrénum, Negrişoara-terrénum, Tulgheş-terrénum) van kontaktusban (Pál-Molnár, 2000, 2010a) (7. ábra). A Bretila metamorf egység kőzetei és a DAM közvetlen kontaktusa a felszínen mindösszesen 200 m-en figyelhető meg a masszívum ÉK-i és K-i részén a Nagyrez-patak (*Pârâul Rezul Mare*) forrásvidékénél. A Rebra metamorf egység kőzetei és a DAM kontaktusa a masszívum DNy-i részén, Szárhegy (*Lăzarea*) térségében követhető. A DAM-ot a felszínen gyakorlatilag teljes egésszében a Tulgheş-terrénum kőzetei övezik, jól követhető szaruszirt zónával. A zóna biotit, kordierit, andaluzit, korund, ritkán spinell és alkáliamfibol, esetenként kloritoid szaruszirt, amit távolodva a kontaktustól[3] foltos és csomós pala sávok követnek. A Negrişoara metamorf egység kőzeteinek, valamint a DAM kőzeteinek kontaktusa felszínen nem dokumentált, ezek a határzónák csak fúrásokból ismertek.

lönböző flisváltozatokkal jellemezhető (a Persányi-szinklinálisban vadflis), benne barremi-albai olisztosztrómával. Az olisztosztróma megjelenése (apti) a takaróképződés kezdetét jelzi.

5. ALKALMAZOTT VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A 225 km^2-en felszínre bukkanó DAM-ból mintagyűjtés céljából azt a területet választottuk ki, ahol a masszívum legtöbb kőzettípusának természetes feltárása található. Ez a terület elsősorban a DAM északi része – az Orotva-patak medencéjétől északra eső terüle – volt. Az utóbbi évtizedben a térségben folyó intenzív rekultivációs tevékenység kapcsán a legtöbb természetes feltárás eltűnt, így e rekultivációs munkákkal párhuzamosan leletmentő munkát is végeztünk. A kőzettani vizsgálatokhoz szükséges mintamennyiség többszörösét (5-600 db minta) gyűjtöttük be, és előkészítettünk néhány kőzettani tanösvényt is.

A kőzetrendszertani, szöveti, mikroszöveti vizsgálatokat a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük. A begyűjtött mintákból több száz darab vékonycsiszolat készült. A mikroszkópos vizsgálatok során az ásványfázisok, a szöveti és szerkezeti bélyegek meghatározására Brunel-SP-300-P és Olympus BX 41 polarizációs mikroszkópokat használtunk.

Az optikai mikroszkópos petrográfiai vizsgálatokat pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal egészítettük ki az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszékén üzemelő AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) (20 kV gyorsítófeszültségen, 1 nA-es áramerősséggel). A kisméretű ásványfázisok meghatározásához kémiai elemzést is végeztünk a készülékre szerelt EDAX PV9800 típusú energiadiszperzív spektrométerrel.

A kérdéses ásványfázisokat THERMO DXR Raman-spektrométer segítségével azonosítottuk.

A csiszolatok modális ásványos összetételének meghatározásához (legalább 500 pont/vékonycsiszolat) Quantum GIS 2.14.0 térinformatikai szoftvert használtunk.

5.1. Kormeghatározás

A K/Ar kormeghatározásra több mint 100 mintából válogattuk ki azokat a kőzeteket, amelyek a legkevésbé voltak bomlottak. A K/Ar kormeghatározás Debrecenben, az MTA Atommagkutató Intézetében, lángfotométer és mágneses tömegspektrométer segítségével készült. A vizsgálatokat szeparált ásványfrakciókon (amfibol, biotit, földpát, földpátpótló) végeztük. Méréseink ellenőrzésére az Asia-1/65 orosz, a GL-O francia, az LP-6 amerikai és a HD-B1 német külső standardokat alkalmaztuk. A koradatok mellett megadott hibaértékek csak az analitikai hibát tartalmazzák (standard deviáció), mivel a földtani hibák (argonveszteség, többlet argon stb.) felderítésére egyetlen minta vizsgálatakor nincs lehetőség. A mérőberendezések, a mérés módszertani leírása és a kalibráció Balogh Kad. (1985), illetve Odin et al. (1982) munkájában található meg.

Az U-Pb kormeghatározáshoz szükséges titanit és cirkon szemcséket standard gravitációs és mágneses módszerrel szeparáltuk, majd polírozást követően optikai mikroszkóppal, valamint katódlumineszcens (CL) és visszaszórt elektronos (BSE) képalkotással vizsgáltuk. A nefelinszienitből szeparált fázisok CL és BSE felvételei az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettani és Geokémiai Tanszékén készültek egy AMRAY 1830 típusú, GATAN MiniCL-lel felszerelt készülékkel. A szienitből szeparált ásványfrakciók leképezését a frankfurti Johann Wolfgang Goethe Egyetem Természettudományi tanszékén végeztük. Az in situ U-Pb kormeghatározás a göttingeni Georg-August Egyetem GÖochron laboratóriumában, excimer lézerrel és Thermo Finnigan Element2 tömegspektrométerrel történt. Elsődleges sztenderdként a GJ-1 (Jackson et al., 2004), míg másodlagos referenciaként a Plešovice (Sláma et al., 2008) és 91500 cirkon (Wiedenbeck et al., 1995) mintákat alkalmaztuk. A titanitok vizsgálata során az MKED1 (Spandler et al., 2016) volt az elsődleges és az OLT1 (Kennedy et al., 2010), valamint a BLS (Aleinikoff et al., 2007) volt a másodlagos sztenderd.

5.2. A lamprofírok vizsgálati módszerei

A vizsgált 45 db kőzetmintát 10 felszínre bukkanó telérből gyűjtöttük be.

Teljes kőzet geokémiai analízist 18 db telérkőzeten végeztünk, 7 db mintából készült ásványkémiai elemzés, valamint 4 kőzet Sr- és Nd-izotópösszetételét határoztuk meg. A vizsgálatra szánt minták kiválasztása során szem előtt tartottuk, hogy azok a masszívum területén előforduló, ásványtani összetételükben eltérő valamennyi lamprofír változatot képviseljék.

Az ásványgeokémiai elemzések az Uppsalai Egyetem Földtudományi Tanszékének Cameca SX50 típusú, hullámhosszdiszperzív elektronmikroszondájával (mintaáram: 15 nA; gyorsítófeszültség: 20 kV) készültek. Az alábbi ásványfázisokat alkalmaztuk sztenderdként: albit (Na), periklász (Mg), korund (Al), wollastonit (Ca, Si), ortoklász (K), pirofanit (Mn, Ti), magnetit (Fe). A csúcsok esetében 10–30, míg a háttér meghatározása során 10 másodperc volt a beütési idő. A nyers adatok korrekciója az online PAP Cameca szoftver segítségével történt.

A fő kőzetalkotó ásványokon további elektronmikroszondás vizsgálatokat végeztünk a Magyar Tudományos Akadémia Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézetének JEOL Superprobe 733 típusú berendezésével. Az elemzés során a mintaáram 15 nA, a gyorsítófeszültség 20 kV volt. A karbonátos összetételű ocellumok katódlumineszcens vizsgálata ugyanitt, egy Nikon E600 mikroszkóphoz csatolt hidegkatódos Reliotron típusú készülékkel történt (mintaáram: 0,5–1,0 mA, gyorsítófeszültség: 5–7 kV).

A minták teljes kőzet főelem összetételét a Stockholmi Egyetem Földtudományi Tanszékén, egy Finnigan MAT Element tömegspektrométerrel (HR-ICP-MS), míg nyomelem összetételét egy Varian Vista AX ICP atomemissziós spektrométerrel (ICP-AES) határoztuk meg.

A Sr- és Nd izotópösszetételi elemzések Stockholmban, a Svéd Természettudományi Múzeum Izotópgeológiai Laboratóriumában készültek egy 5 Faraday-detektorral felszerelt Finnigan MAT261 típusú termális ionizációs tömegspektrométerrel (TIMS). A $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékeket $^{86}Sr/^{88}Sr = 0{,}1194$ történő normálással korrigáltuk a lehetséges ^{87}Rb interferenciára és frakcionációra. A $^{143}Nd/^{144}Nd$ mérések eredményeit az esetleges ^{144}Sm interferenciára és frakcionációra a $^{146}Nd/^{144}Nd = 0{,}7219$ történő normálással korrigáltuk. A mérések során az NBS SRM 987 azonosítójú Sr-sztenderd esetén $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}710236 \pm 24$ (2σm), míg a LaJolla Nd-sztenderdre $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}511859 \pm 11$ (2σm) izotóparányt határoztunk meg. A kiindulási $^{87}Sr/^{86}Sr$, valamint $^{143}Nd/^{144}Nd$ izotóparányokat a DAM hornblendit, gabbró, nefelinszienit és gránit kőzeteiből származó hornblende és biotit ásványok K/Ar kora (Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995) alapján 220 millió évre vonatkozóan határoztuk meg.

5.3. A kumulátumkőzetek vizsgálati módszerei

A vizsgált mafikus-ultramafikus kőzetek a masszívum ÉNy-i részéről, az Orotva-, Csibi Jakab-, Alsó-Pietrăriei-, Felső-Pietrăriei-, Alsó-Tarniţa-, Felső-Tarniţa- és Fülöp-patakok *(Pârâul Cibi-Iacob, Pârâul Pietrăriei de Sus, Pârâul Pietrăriei de Jos, Pârâul Tarniţa de Sus, Pârâul Tarniţa de Jos, Pârâul Filep)* völgyéből, 11 feltárásból származnak (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022* – online platform – Fig. 1D).

A 490 db elektronmikroszondás mérést az arra alkalmasnak ítélt olivin, ortopiroxén, klinopiroxén, amfibol, biotit és plagioklász szemcséken végeztük el. A vizsgálatok a Berni Egyetem Földtudományi Intézetének Cameca SX-50 típusú, hullámhosszdiszperzív elektronmikroszondájával (mintaáram: 20 nA; gyorsítófeszültség: 15 kV), valamint a Tübingeni Egyetem

Földtudományi Intézetének JEOL 8900 típusú, hullámhosszdiszperzív berendezésével (mintaáram 15nA; gyorsítófeszültség: 15 kV) készültek. A csúcsok esetében 16, míg a háttér meghatározása során 8 másodperc volt a beütési idő. Sztenderdként természetes és mesterségesen előállított ásványokat alkalmaztunk. A nyers adatok feldolgozása a JEOL (Armstrong, 1991) belső φρz korrekciós módszerével, valamint az online PAP Cameca szoftver segítségével történt.

A nyomelemgeokémiai adatok és a ritkaföldfém-koncentrációk 5 db polírozott vékonycsiszolat 16 amfibol, 12 klinopiroxén és 2 olivin szemcséjéből származnak.

Az LA-ICP-MS vizsgálatokat a cardiffi Egyetem Thermo X Series 2 ICP-MS készülékéhez csatolt New Wave Research UP213 Nd-YAG 213 nm UV lézer-rendszerrel végeztük el. Minden mérés a Thermo Elemental PlasmaLab időfelbontásos üzemmódjában készült. Az elemzés során a lézersugár átmérője 40 μm, frekvenciája 10 Hz, energiája ~ 3,5 J cm^{-2} volt. Az abláció tiszta héliumos környezetben történt. Egy-egy mérés 90 másodpercig tartott [beleértve az analízist megelőző 20 másodperces háttérmérést (*gas blank*), valamint a vizsgálatot követő 10 másodperces öblítést (*washout*) is]. A BIR, BHVO és BCR sztenderdeket alkalmaztuk külső sztenderdként. A koncentráció-adatok korrekciója során a Si-ot választottuk belső sztenderdnek. A Si mennyiségét az LA-ICP-MS elemzést megelőzően, EPM-mel határoztuk meg. A Thermo Plasmalab szoftver segítségével végeztük el a belső sztenderdes korrekciókat, valamint a háttér (*gas blank*) kivonását is.

Az Edinburghi Egyetem Földtudományok Iskolájának Panalytical PW2404 hullámhossz-diszperzív, szekvenciális röntgenspektrométerével 8 db teljes kőzet minta fő- és nyomelem, valamint ritkaföldfém koncentrációját határoztuk meg. További teljes kőzet fő- és nyomelem, valamint RFF-elemzést végeztünk egy Finnigan MAT Element típusú ICP tömegspektrométerrel és egy Varian Vista AX ICP-AES készülékkel a Stockholmi Egyetem Földtudományi Tanszékén (6 db minta), továbbá az ACME vancouveri laboratóriumában (3 db minta). Az ICP vizsgálatokra szánt teljes kőzet pormintákat lítium metaborátban oldottuk fel, majd salétromsavas feltárást alkalmaztunk. A mérések során felhasznált sztenderdek részletes leírását, valamint a kimutatási határokat a *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022* online platformon elérhető mellékletben (*Supplementary material*) foglaltuk össze.

5.4. A Tarniţa Komplexum kőzeteinek vizsgálati módszerei

A Tarnița Komplexum in situ mintavételezésénél nagy teljesítményű akkumulátoros fúrót használtunk. A fúróra az egyedi igényekhez gyártott, 2,5 cm külső átmérőjű, gyémántberakásos koronafúrót helyeztünk fel. A koronafúró maximálisan 5 cm mélységig képes behatolni a kőzetbe. Az így gyűjtött minták (14 db) átlagosan 3,5 cm hosszú, 2 cm átmérőjű hengerek voltak.

A teljes kőzet fő- és nyomelem geokémiai vizsgálatok a Bureau Veritas Mineral Laboratories (AcmeLabs, Vancouver, Kanada) laboratóriumában, 11 db kőzetmintából készültek. A főelem-koncentrációk meghatározása ICP-ES-sel, míg a nyomelemeké ICP-MS-sel történt, lítium-borátban feloldott porított, üde kőzetmintákon. Ásványkémiai vizsgálatok (plagioklász, amfibol, klinopiroxén) a Grazi Egyetemen (Karl-Franzens-Universität) történtek. A főelem elemzések egy – energiadiszperzív és hullámhosszdiszperzív spektrométerrel egyaránt felszerelt – JEOL JSM-6310 típusú elektronmikroszondán zajlottak, 15 kV gyorsítófeszültség, ~6 nA-es áramerősség és 15 mm-es fókusztávolság mellett. A nyomelem elemzések egy New Wave ESI NWR 193 lézer rendszerrel felszerelt Agilent Technologies 7500 Series ICP-MS műszeren történtek. A lézersugár átmérői 75, illetve 90 μm voltak, míg az alkalmazott frekvencia 5 Hz; az abláció

tiszta He-os közegben történt. Kb. 110 s-ig tartottak a mérések, ami 30 s lézer bemelegedést és 20 s öblítést is magába foglalt. A mérésekhez a 610A, 610B és 612A külső sztenderdek és a BCR2A belső sztenderd voltak használva. A koncentráció értékek javítására a – LA-ICP-MS mérések előtt már meghatározott – Ca-koncentrációt használtunk. A belső sztenderdekhez tartozó korrekciók elvégzése (és az esetleges üvegen történt mérések szelektálása) a Glitter 4.0 szoftver használatával történt.

5.5. A Klinopiroxének (Cpx) geokémiai elemzése

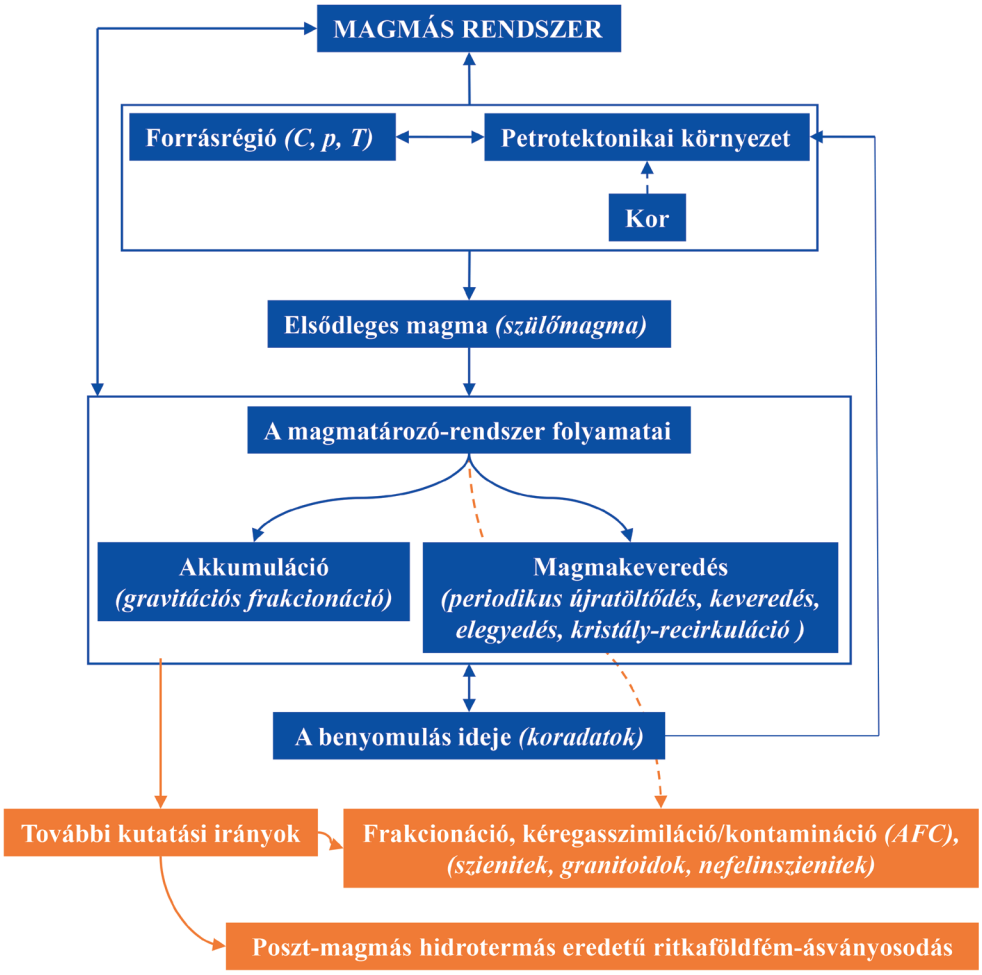
Az elektronmikroszondás méréseket (EMPA) 7 db polírozott, 30 μm vastag vékonycsiszolat 20 klinopiroxén szemcséjén végeztük el. A vizsgálatok a Tübingeni Egyetem Földtudományi Tanszékének hullámhosszdiszperzív, JEOL 8900 típusú elektronmikroszondájával (mintaáram 15 nA; gyorsítófeszültség: 15 kV; a defókuszált sugárnyaláb átmérője (*defocused beam diameter*) 10 μm), valamint a Berni Egyetem Földtudományi Intézetének Cameca SX-50 típusú, hullámhosszdiszperzív berendezésével (mintaáram: 20 nA; gyorsítófeszültség: 15 kV) készültek. A csúcsok esetében 16, míg a háttér meghatározása során 8 másodperc volt a beütési idő. További EMPA méréseket végeztünk 2 polírozott vékonycsiszolat 7 klinopiroxén kristályán a Magyar Tudományos Akadémia Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézetének JEOL Superprobe 733 típusú berendezésével (mintaáram: 15 nA; gyorsítófeszültség: 20 kV). Az elemzések során természetes és mesterségesen előállított sztenderdeket alkalmaztunk. A nyers adatok feldolgozása a JEOL integrált ZAF korrekciója (Armstrong, 1991), valamint az online PAP Cameca szoftver segítségével történt.

A klinopiroxének nyomelem- és ritkaföldfém tartalmát az EMPA-mérésekhez használt, 30 μm vastagságú vékonycsiszolatokból, LA-ICP-MS módszerrel határoztuk meg. A vizsgálatokat a Cardiffi Egyetem New Wave Research UP213 Nd-YAG 213 nm UV lézer-rendszerrel csatolt Thermo X Series 2 ICP-MS készülékével végeztük. A pontmérések a Thermo Elemental PlasmaLab időfelbontásos üzemmódjában készültek. Az elemzések során a lézernyaláb átmérője 40 μm, frekvenciája 10 Hz, energiája ~5 J cm^{-2} volt. Az abláció tiszta héliumos környezetben történt. Egy-egy mérés 50 másodpercig tartott [beleértve az analízist megelőző 20 másodperces háttérmérést (*gas blank*), valamint a vizsgálatot követő 10 másodperces öblítést is]. A BIR-1, BIR-2, BHVO, BHVO-2, BCR és BCR2 sztenderdeket alkalmaztuk külső sztenderdként. A koncentráció-adatok korrekciója során a Ca-ot és Si-ot választottuk belső sztenderdnek. A Ca és Si mennyiségét az LA-ICP-MS elemzést megelőzően, EPM-mel határoztuk meg. A Thermo Plasmalab szoftver segítségével végeztük el a belső sztenderdes korrekciókat, valamint a háttér (*gas blank*) kivonását is.

„Bármely egyszerű probléma megoldhatatlanná fejleszthető, ha eleget töprengünk rajta.”
(Woody Allen)

II. RÉSZ
EREDMÉNYEK ÉS ÉRTELMEZÉS

A 8. ábra kutatás-módszertani folyamatát is szem előtt tartva dolgozatom tudományos eredményeit a megjelent és a közeljövő tudományos publikációinak alapján foglalom össze.



8. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum magmatározó-rendszerének kutatási folyamatábrája*[13]

[13] Az eredmények összegzésénél és értelmezésénél csak az első szerzős vagy megosztott első szerzős közleményeket használtam fel. A folyamatábra részeredményeihez kapcsolódó tudományos publikációk: forrásrégió – Batki et al. (2014); petrotektonikai környezet – Pál-Molnár (2000), Pál-Molnár et al. (2015, 2021); 3. szülőmagma – Batki et al. (2014); gravitációs frakcionáció – Pál-Molnár (2000), Pál-Molnár et al. (2015b); magmakeveredés – Batki et al. (2018), Heincz et al. (2018), Pál-Molnár et al. (2019); frakcionáció, asszimiláció – Pál-Molnár (2006), Pál-Molnár et al. (2015b); a benyomulás ideje – Pál-Molnár (2000), Pál-Molnár et al. (1995, 2021).

dc_1897_21

6. A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM FÖLDTANI (KŐZETTANI) TÉRKÉPE, TEREPI SZERKEZETI ÉS KŐZETTANI MEGFIGYELÉSEK

Kőzettani kutatásaink az 1987–1989, valamint az 1993–1996, illetve 2004–2020 közötti földtani (kőzettani) térképezési kampányokra támaszkodnak. Többszöri adategyeztető, terepi felvételező bejárással elkészítettük a DAM teljes területének 1:50000 méretarányú digitális földtani térképét (9. ábra – inzert melléklet). Úgyszintén elkészítettük az Orotva-patak medencéjétől északra eső egység (a DAM északi része) digitalizált, 1:5000-es méretarányú földtani (kőzettani) térképét is (10. ábra – inzert melléklet).

A térképezés során 36 db fontosabb szelvény mentén több mint ezer ponton történt megfigyelés és kőzetminta gyűjtés. Mindezek mellett feldolgozásra kerültek az 1-es, 6-os, 12-es, 19-es, 20-as, 25-ös, 28-as számú tárók, valamint a 2-es számú akna meddőhányóinak kőzetei is (10. ábra – inzert melléklet).

A térképek alapjául az IPEG „Harghita" (Hargitai Geológiai Kutató és Feltáró Vállalat) földtani térképe (Zólya, L., Zólya, É., 1986) szolgált.[14]

A terepi szerkezeti és kőzettani megfigyelések a következő fontosabb összefüggésekben fogalmazhatók meg:

a. Nem célszerű – sem kőzettanilag, sem genetikailag – a kumulátumkőzetek – dioritok *(s.l.)* külön-külön komplexumokba történő besorolása (mint pl. Anastasiu, Constantinescu, 1979; Zólya L., Zólya É., 1985; Zólya L., Zólya É., 1986; Pál-Molnár, 1988). Az újraértelmezett földtani térképről (9., 10. ábrák) egyértelműen kitűnik, hogy ezek a kőzetek térben mindig egymás szomszédságában, egymással összefogazódva, egymás közti fokozatos átmenetben, vagy mafikus keveredési kőzetzárványokként jelennek meg. Tehát egy bonyolult felépítésű és tektonikájú litosztratigráfiai egységről van szó. Ezek a kőzetek nem csak petrográfiai, hanem petrogenetikai értelemben is külön értelmezésre szorulnak. Az ultramafikus és mafikus kőzettípusokat Tarniţa Komplexum (ejtsd: Tarnica) néven egy kőzetkomplexumba soroltam (Pál-Molnár, 2000)[15].
b. Terepen nehezen követhető graduális átmenetek figyelhetők meg a dioritok (*s.l.*) (mela→leuko), monzodioritok, monzonitok, kvarcmonzonitok és szienitek között. Kőzettani határ nem térképezhető, a kőzettesteket különböző – kisebb/nagyobb – vetők tagolják, felszínen az átmenetek Ny→K irányban– az Orotva-patak mentén – 6 km-en át követhetők.
c. Folyamatos átmenetek a szienitek, kvarcszienitek és gránitok között is megfigyelhetők.
d. A szienitek és gránitok kisebb-nagyobb metamorf xenolitokat (egyrészt a Tulgheş litocsoport kőzeteit, másrészt szaruszirt kőzeteket) tartalmaznak.
e. A Tarniţa Komplexum kőzeteit alkáliföldpátszienitek járják át (cm-es nagyságrendttől több száz m nagyságrendű telérek, intrúziók).

---

[14] E térkép elkészítésében egyetemi hallgatóként, majd az IPEG kutatógeológusaként 1986 és 1989 között magam is részt vettem.

[15] A hornblenditek, gabbrók és dioritok egyik legismertebb előfordulási helye az Alsó Tarniţa-, és Felső Tarniţa-patakok (*Pârâul Tarniţa de Sus, Pârâul Tarniţa de Jos*) környéke. A tarniţa (rom.) szó jelentése: nyereg, (fa) nyereg.

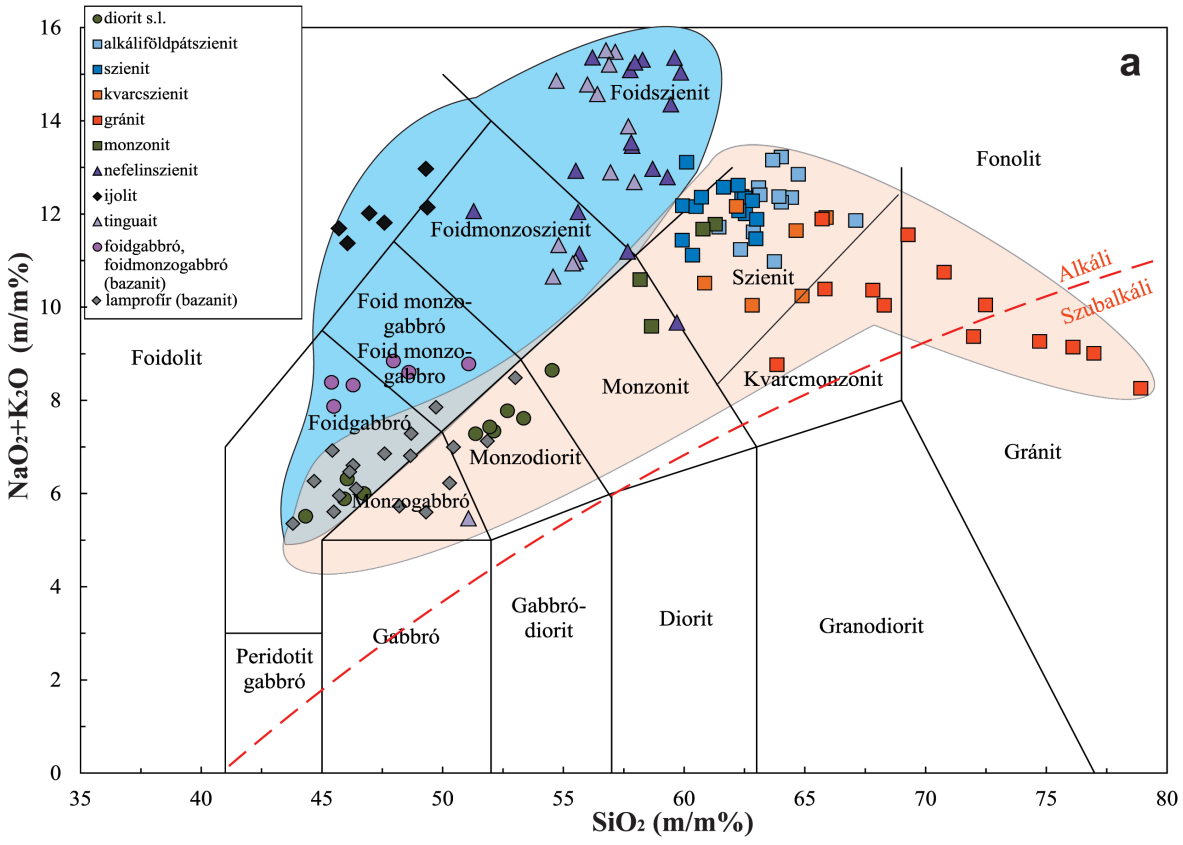
f. A nefelinszienitek nemcsak a Tarniţa Komplexum kőzeteit, hanem a diorit-szienit, szienit-gránit átmeneteket is áttörik.
g. A tinguaitok áttörik az a–f. pontokban felsorolt kőzeteket és a nefelinszieniteket is.
h. A lamprofírok a DAM összes kőzetét átjárják, kivéve az alkáliföldpátszienit teléreket, ereket.

A masszívum petrográfiailag nagyon változatos. Több magmás kőzettípus és a hazai, illetve a nemzetközi szakirodalomban meghonosodott magmás kőzetnév (*ditróit* – szodalitos nefelinszienit, *orotvit* – alkaligabbró-alkalidiorit, *ditróessexit* – alkalimonzogabbró- alkalimonzodiorit) locus typicusa.

Ásványtani és teljes kőzet geokémiai adatok (kb. 150 db reprezentatív geokémiai elemzés és több mint ezer modális térfogatszázalékos ásványtani kimérés) alapján a masszívumban a következő kőzetek bukkannak a felszínre: (11.a, b, c ábra): kumulátumkőzetek (*s.l.* hornblenditek), *s.l.* bazanitok, *s.l.* dioritok (foidgabbró, monzogabbró), monzodioritok, monzonitok, kvarcszienitek, szienitek, alkáliföldpátszienitek, gránitok, nefelinszienitek, ijolitok, tinguaitok és *s.l.* lamprofírok.

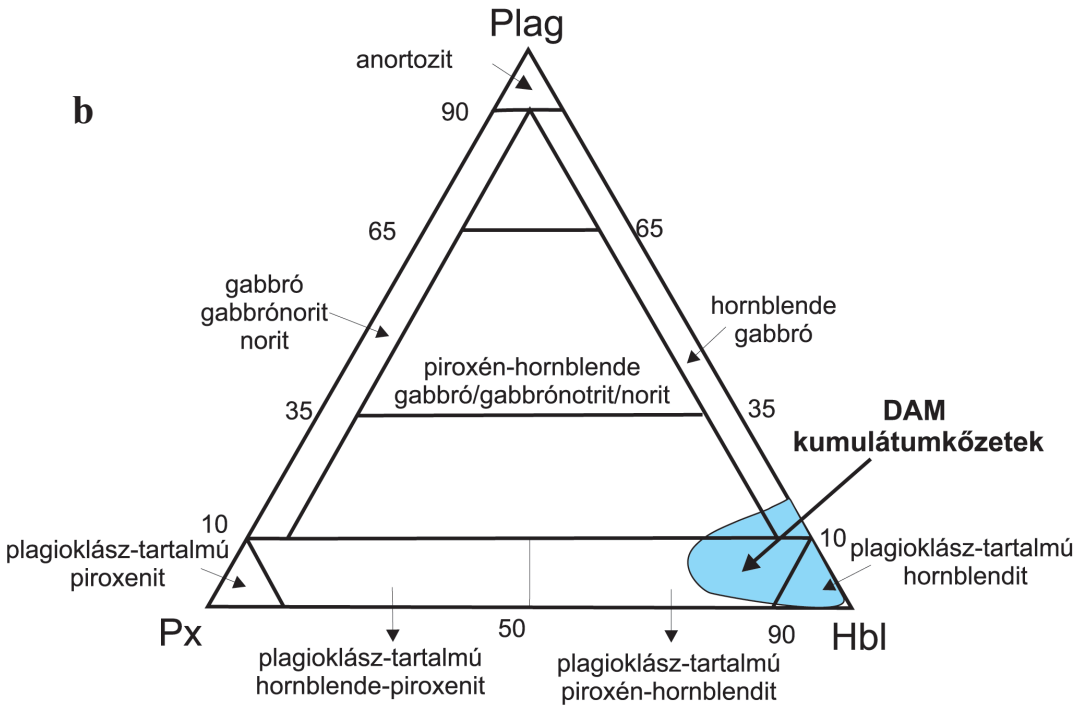
A teljes kőzet geokémiai adatok két különböző magmás sorozatra utalnak (11.a ábra).[16]

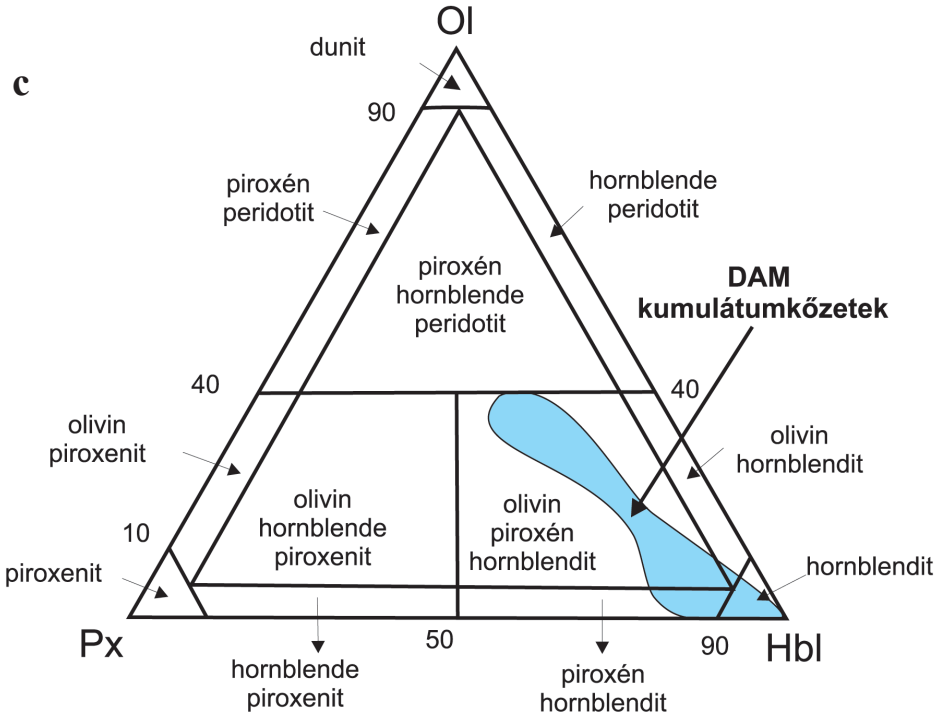
A dolgozatban törekszünk az egységes nevezéktan használatára, azonban a nyílt rendszerű magmatározó folyamatok sajátosságaiból adódóan nagyon gyakran külön értelmezésre, pontosításra szorulnak még az egyes kőzetek (pl. kumulátumkőzetek vagy a Tarniţa Komplexum mafikus kőzetei) elnevezései is.



11. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteinek nevezéktana.* *Lásd még 30. oldal*

[16] Megjegyzendő, hogy a teljes kőzet geokémiai adatok a DAM kőzeteinek esetében a magmatározó folyamatainak (pl. akkumuláció, magmakeveredés) és az egyes kőzetek kézipéldány szinten változó ásványarányainak függvényében változnak, így ezek az adatok a petrográfiai leírásokon túl csak kellő körültekintéssel és óvatossággal használhatók pl. szülőolvadékok vagy magmafejlődési trendek értelmezésére.


b
Plag
anortozit
90
65
65
gabbró
gabbrónorit
norit
hornblende
gabbró
piroxén-hornblende
gabbró/gabbrónotrit/norit
35
35
DAM
kumulátumkőzetek
10
plagioklász-tartalmú
piroxenit
10
plagioklász-tartalmú
hornblendit
Px
50
90
Hbl
plagioklász-tartalmú
hornblende-piroxenit
plagioklász-tartalmú
piroxén-hornblendit


c
Ol
dunit
90
piroxén
peridotit
hornblende
peridotit
piroxén
hornblende
peridotit
DAM
kumulátumkőzetek
40
40
olivin
piroxenit
olivin
hornblendit
olivin
hornblende
piroxenit
olivin
piroxén
hornblendit
10
piroxenit
hornblendit
Px
50
90
Hbl
hornblende
piroxenit
piroxén
hornblendit

7. A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM KELETKEZÉSI KORA U-Pb ÉS K/Ar ADATOK ALAPJÁN

A masszívum kőzeteit létrehozó zárt és nyílt rendszerű magmás folyamatok idejének, sorrendiségének és időtartamának pontosítása, valamint a koradatok alapján a masszívum egykori paleogeográfiai környezetének meghatározása fontos a masszívum petrotektonikai és petrogenetikai értelmezése szempontjából.

7.1. Előzmények

A kezdeti, zömében terepi, szerkezeti megfigyeléseken alapuló vizsgálatokat (pl. Reinhardt, 1911; Streckeisen, 1952, 1954; Codarcea et al., 1957) később pontosabb és megbízhatóbb adatokat szolgáltató, modern műszeres analitikai módszerek egészítették ki. Az első modern, teljes kőzet mintákon végzett K/Ar kormeghatározási vizsgálatok Bagdasarian (1972) nevéhez fűződnek. Streckeisen és Hunziker (1974) már nemcsak teljes kőzet mintákat, hanem ásványokat is alkalmaztak K/Ar elemzéseik során. Eredményeik alapján a masszívum kialakulását többfázisú rendszerként értelmezték. Pál-Molnár és Árva-Sós (1995) a masszívum különböző kőzeteiből származó ásványokon végeztek K/Ar radiometrikus kormeghatározást. Ezen adatok alapján a szerzők szerint a DAM kialakulása egy kétfázisú magmás tevékenységhez köthető. Dallmeyer et al. (1997) $^{40}Ar/^{39}Ar$ módszerrel határozták meg a hornblenditek és gabbrók amfiboljainak korát. 1998-ban Kräutner és Bindea az addig összegyűlt koradatok alapján a masszívum kialakulását ötfázisú magmás tevékenységként értelmezték. Pană et al. (2000) U-Pb módszerrel vizsgálták a szienitek cirkonjainak korát. Feltételezték, hogy a DAM magmás fejlődéstörténete sokkal rövidebb volt, mint ahogy azt más szerzők (pl. Kräutner és Bindea, 1998) korábban gondolták.

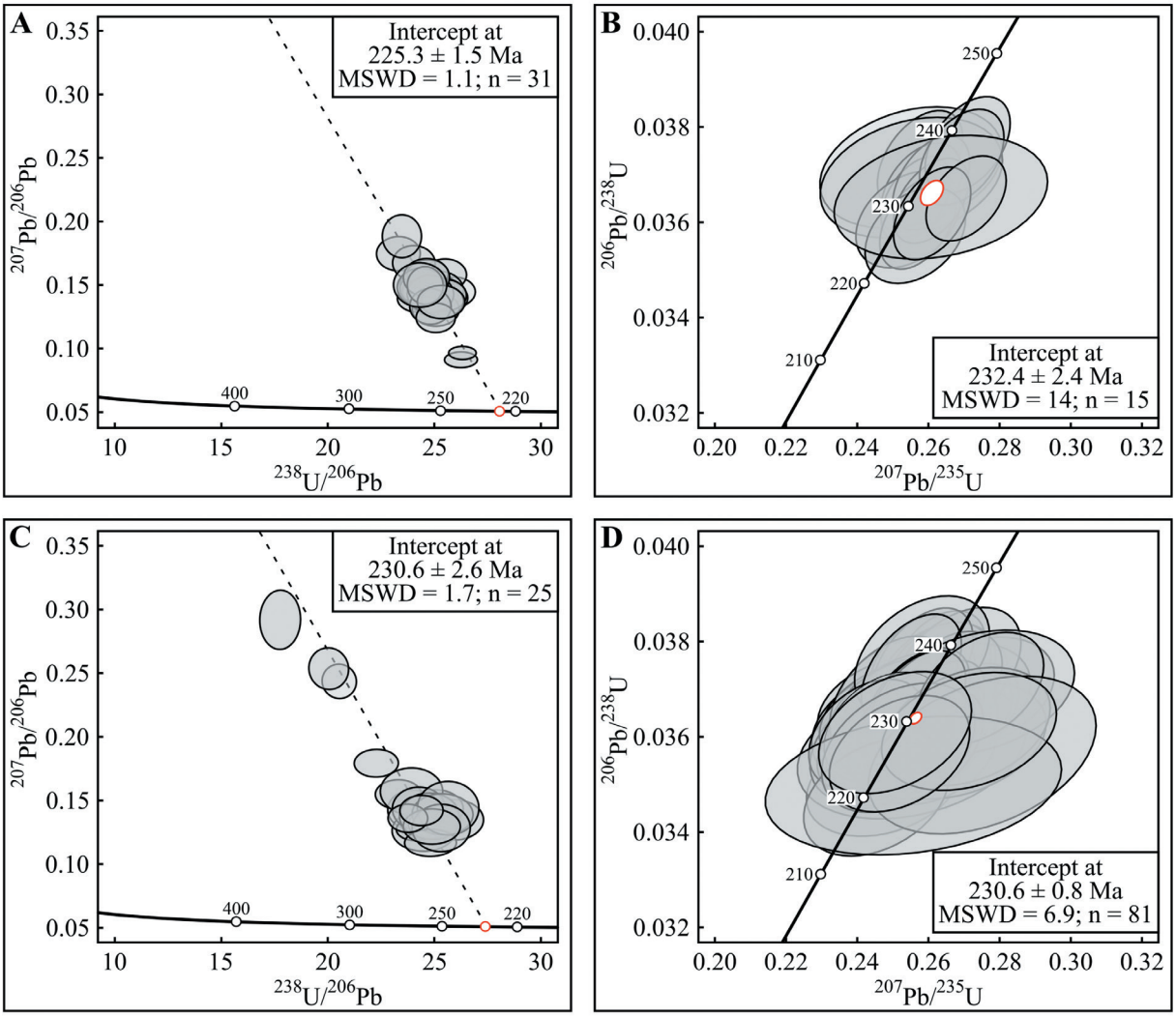
7.2. Koradatok

Az amfibol- és piroxéntartalmú kumulátum amfiboljának K/Ar kora 238,6 ± 8,9 millió év. A nefelinszienitből szeparált amfibol kora 216,0 ± 8,1 millió év. A gránitok biotitjainak K/Ar kora 201,4 ± 7,6 és 198,3 ± 7,5 millió év, míg az amfiboloké 197,3 ± 7,4 és 196,3 ± 7,4 millió év.

A szienitekből szeparált titanitok és cirkonok U-Pb kristályosodási kora 225.3 ± 2.7, valamint 232,4 ± 3,3 millió év. A nefelinszienitek titanit és cirkon szemcséinek korát 230,6 ± 3,5, illetve 230,6 ± 2,4 millió évnek határoztuk meg (12. ábra).

Az új koradatokat és a korábban publikált eredményeket összevetve szembetűnő, hogy az értékek igen tág határok között (238,6 ± 8,9 és 81,3 ± 3,1 millió év) mozognak. Ez azzal magyarázható, hogy a korábban alkalmazott a K/Ar módszer – az eltérő záródási hőmérsékletű ásványfrakciók, sőt teljes kőzet minták – adatainak értelmezése kellő körültekintést igényel.

A legfrissebb koradatok is viszonylag széles időintervallumot (238,6 ± 8.9 és 196,3 ± 7,4 millió év) ölelnek fel. A fiatalabb kort mutató értékek feltehetően posztmagmás folyamatokra vezethetők vissza, így a magmás esemény korának alsó határa bizonytalanságokkal terhelt. A felső



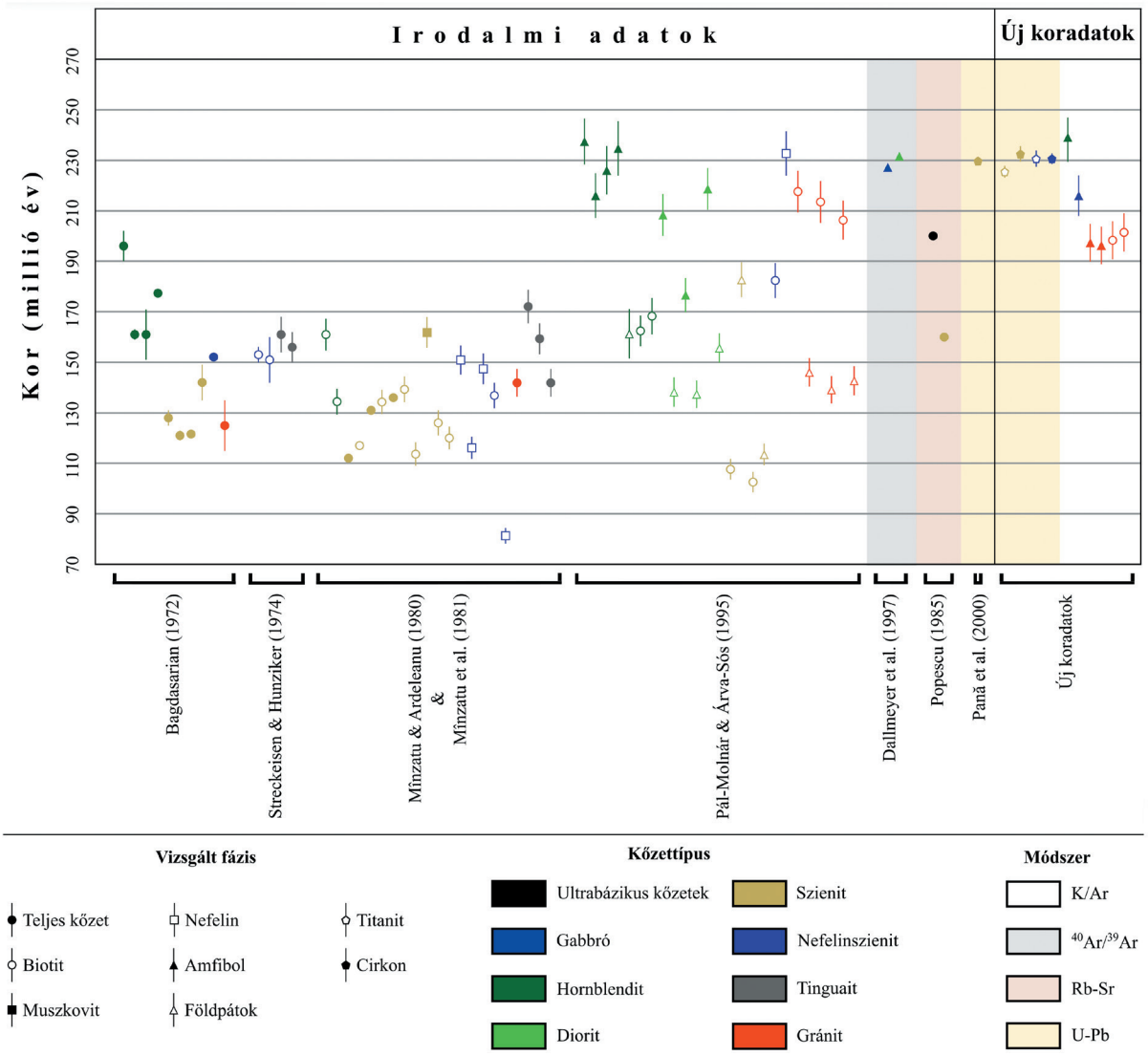
12. ábra *U-Pb geokronológiai eredmények*
A. A szienitek titanitjainak U-Pb koradatai a Tera-Wasserburg konkordia diagramon; B. A szienitek cirkonjainak U-Pb izotóp adatai a Wetherill-féle konkordia diagramon a konkordia korokkal; C. A nefelinszienitek titanitjainak U-Pb koradatai a Tera-Wasserburg konkordia diagramon; D. A nefelinszienitek cirkonjainak U-Pb izotóp adatai a Wetherill-féle konkordia diagramon a konkordia korokkal.

határ szintén nem egyértelmű, hiszen a legidősebb koradat K/Ar mérésből származik és jelentős hibával terhelt. Mindezek alapján a magmás esemény kora 238,6 ± 8,9 és 225,3 ± 2,7 millió év közöttire tehető, hozzátéve, hogy a legmegbízhatóbb, U-Pb koradatok ~230 millió év körül szórnak (13. ábra).

Mindezek az eredmények cáfolják Morogan et al. (2000), Pál-Molnár és Árva-Sós (1995), Kräutner és Bindea (1998), valamint Pál-Molnár (2000, 2008) többfázisú keletkezési elméletét.

7.3. Palinszpasztikus rekonstrukció

A rendelkezésre álló geokémiai- és koradatok (pl. Morogan et al., 2000; Pál-Molnár 2000, 2010b; Batki et al., 2014; Pál-Molnár et al., 2015b, 2021) alapján a masszívum a Nyugati-Tethys medencéjének közelében, egy riftesedő, lemezen belüli környezetben alakult ki.



13. ábra *A DAM kőzetein napjainkig végzett kormeghatározási vizsgálatok eredményei*

A Tethys nyugati ágának fejlődéstörténete az egymástól független óceáni medencék riftesedése és szubdukciója miatt meglehetősen bonyolult. A térség összetett tektonikai felépítése és evolúciója miatt a paleogeográfiai rekonstrukciók és fejlődéstörténeti elméletek olykor igen ellentmondásosak.[17] Az Alpok és Kárpátok orogénjének kialakulása

[17] Kozur (1991) két, a Keleti-Kárpátok területére vonatkozó középső–késő triász paleogeográfiai rekonstrukciót készített: (a) a Magas-Karszt és a Lim/Boszniai-zóna között egy hipotetikus Középső-Dinári óceán húzódott, amelynek egyik ága a Hallstatt-, a másik pedig a Meliata-óceán volt. Az Erdélyi–Pieniny-óceán egy szomszédos, de önálló medencében terült el; (b) a másik rekonstrukció szerint a Keleti-Kárpátok területén egy hármas elágazó törés *(triple junction)* alakult ki. Ennek egyik ága a Pieniny-óceán, amely a kora anizusi emeletben nyílt fel. A másik óceánágat a középső anizusi emeletben kialakult Meliata képviselte. Az Erdélyi -óceán a Strandzha-zónán keresztül egészen a Pontidákig húzódott. Kozur (1991) szerint a Meliata-óceán a késő-jurában (oxfordi) zárult be véglegesen, maradványai obdukált takarók formájában őrződtek meg, amelyekben feldarabolódott ofiolitok azonosíthatók.

A Keleti-Kárpátokban a Rarău, Hăghimaş és Perşani-hegység késő-barrémi–kora-albai korú kőzeteiben tanulmányozhatók középső–késő triász korú ofiolit-breccsák és -olisztolitok. Hoeck et al. (2009) szerint ezek a kőzetek egy, a Bucovinai-, Infrabucovinai és Tisza *(Northern Apuseni)* mikrolemezek között elterülő, egykori óceán szubdukált kérgének maradványai. A DAM kialakulása az óceáni medence felnyílásához köthető. Hasonló, kö-

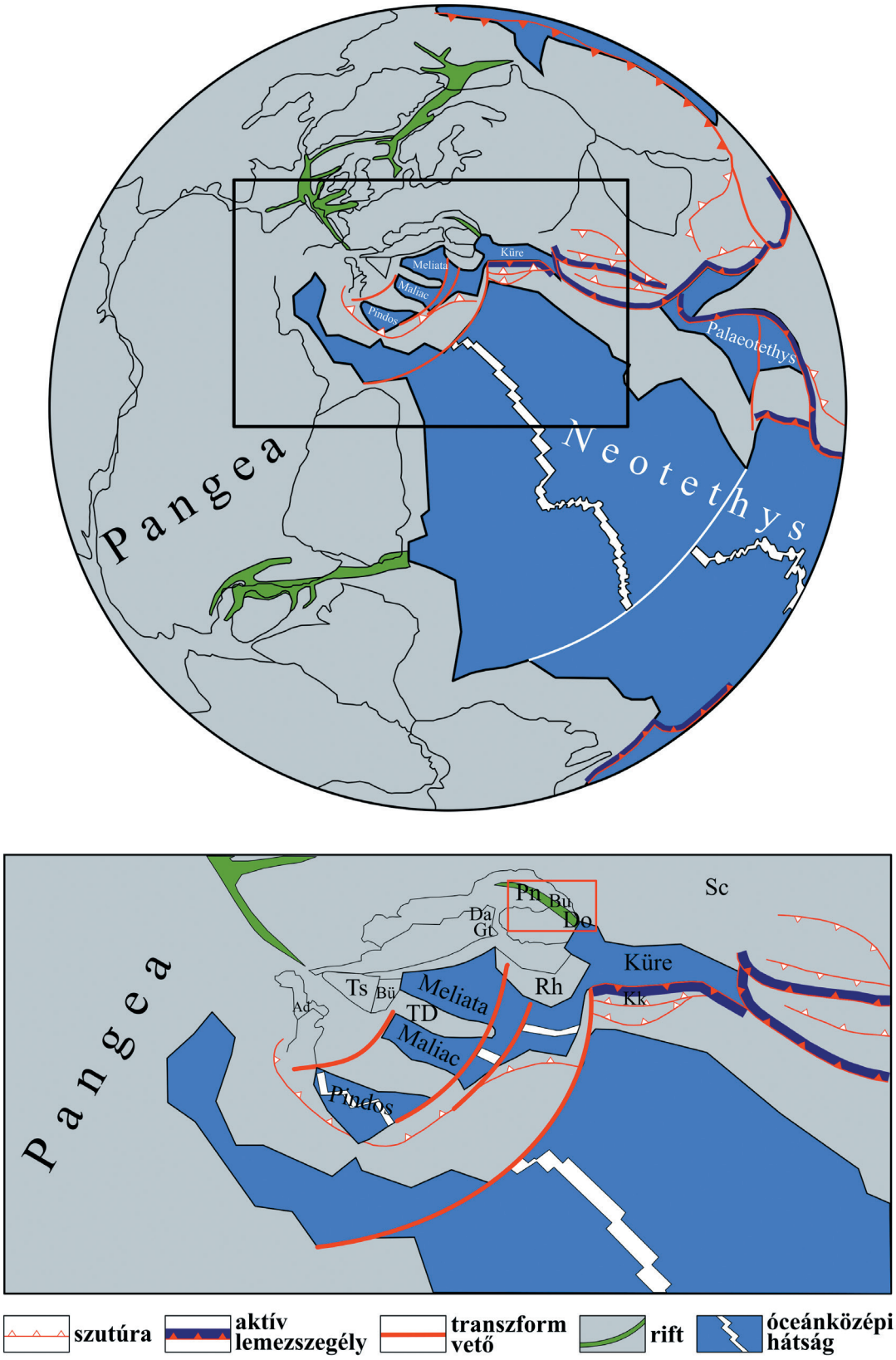
szoros összefüggésben áll a Meliata-Maliac/Vardar óceánok evolúciójával (Stampfli, Borel, 2002).

Stampfli és Borel (2002) rekonstrukciója szerint a Neotethys felnyílása a késő karbon–kora perm időszakban történt. Ekkor indult meg a Paleotethys szubdukciója is, amely egészen a középső–késő triászig tartott. A késő permtől kezdődően, a Paleotethys hátragördülő szubdukciója miatt ív mögötti medencék nyíltak fel az Eurázsiai lemez déli peremén, amelyek közül néhány óceáni medencévé fejlődött. A késő jurában a Meliata, Maliac és Pindos óceánágak szubdukciójával újabb ív mögötti medencék alakultak ki (pl. Vardar) (Stampfli, Borel, 2002).

Összegzésként elmondható, hogy koradatok és tektonikai analógiák alapján a masszívum kialakulása egy – a Kelet-Európai kraton délnyugati részén – riftesedő, lemezen belüli környezetben végbemenő (14. ábra), rövid időtartamú (középső–késő triász, ladini-nori emelet) magmás eseményhez köthető.

zépső triász korú intrúziókat a Déli-Alpok (Castellarin et al., 1982) és a Dinaridák (Pamić, 1984) területéről is ismerünk. Az óceánág a Vardar-óceán felnyílásával párhuzamosan az Infrabucovinai és Tisza *(Northern Apuseni)* mikrolemezek alá szubdukált és a késő triász–kora jura időszakra teljesen be is zárult (Hoeck et al., 2009).

Pană (2010) úgy vélte, hogy Hoeck et al. (2009) elmélete nem helytálló, ugyanis (1) az ofiolit-sorozat nem teljes, (2) a tárgyalt kőzetek intrakontinentális környezetben helyezkednek el, továbbá (3) a közölt koradatok sem megbízhatók. Pană (2010) szerint a Hoeck et al. (2009) által felvázolt paleogeográfiai rekonstrukció nem tükrözi a valóságot, hiszen az Erdélyi-szigethegység északi részén előbukkanó, triász korú üledékek és vulkanitok vizsgálata alapján a Tisza *(Northern Apuseni)* mikrokontinens a Meliata-óceán bezáródásáig (kora kréta) ezen óceántól délre (Channell, Kozur, 1997) és nem északra helyezkedett el, mint ahogy azt Hoeck et al. (2009) feltételezték. Pană (2010) azzal az elmélettel sem ért egyet, miszerint az óceáni kéreg a késő triász–kora jura idején, a Tisza *(Northern Apuseni)* és az Infrabukovinai-lemez alá szubdukált, ugyanis nincsenek olyan geológiai bizonyítékok, amelyek ezt a folyamatot alátámasztanák.



14. ábra *A DAM középső–késő-triász palinszpasztikus rekonstrukciója (Stampfli, Borel, 2002 után, módosítva)*
Ad – Adria s. str.; Bu – Bucovinian; Bü – Bükk; Da – Dacides; Do – Dobrogea; Gt – Getic; Kk – Karakaya forearc; Pn – Pienniny rift; Rh – Rhodope; Sc – Scythian platform; TD – Trans-Danubian; Ts – Tisia

8. ELSŐDLEGES MAGMA (SZÜLŐMAGMA?) – A KAMPTONITOK PETROGENETIKAI JELENTŐSÉGE

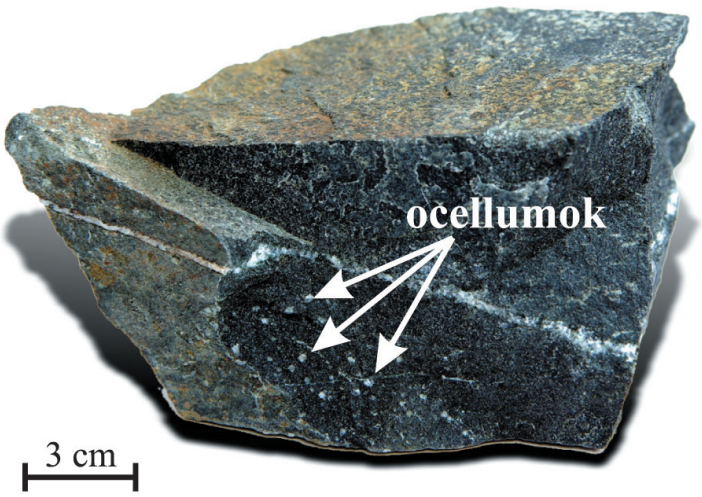
A DAM északi részén az Orotva-patak (Pârâul Jolotca) és jobb oldali mellékágainak völgyeiben felszínre bukkanó lamprofír telérek, telérrajok a Tarniţa Komplexum területén (Orotva-, Tarniţa (*Pârâul Tarniţa de Sus, Pârâul Tarniţa de Jos*)-, Tászok (*Pârâul Teasc*)-, Fülöp (*Pârâul Filep*)- és Gudu (*Pârâul Gudu*)-patakok) kumulátumkőzeteket és nefelinszieniteket, a Török- és Nagyág-patakok (*Pârâul Turcu, Pârâul Creanga Mare*) völgyében pedig gránitokat járnak át (15.a, b ábra). A K, ÉK csapásirányú telérek szélessége 20 cm és 2 m között változik (15.a,b ábra), kisebb-nagyobb mértékben mállottak.

A lamprofírok kontaktzónája a befogadó kőzetekkel minden esetben éles, néhány esetben vékony hűlési perem figyelhető meg. A Tarniţa Komplexum területén lamprofír teléreket átszelő néhány cm széles alkáliföldpátszienit telérek jelennek meg (15c. ábra), vagyis a lamprofír telérek nem az utolsó fázisú intrúzióját képviselik a DAM magmás fejlődéstörténetének.



15. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum Nagyág-patak völgyében megjelenő kamptonit telérek granitoid befogadó kőzetben (a) és a Tarniţa Komplexum kőzeteiben (b); lamprofír telért átszelő alkáliföldpátszienit telér (c)*

A melanokrata telérkőzetek színe zöldesszürke és sötétszürke között változik. A legfeljebb 5 mm átmérőjű biotitlemezek, valamint a kőzetben helyenként feldúsuló felzikus, gömbölyded, akár 1 cm átmérőjű ocellumok szabad szemmel is jól megfigyelhetők (16. ábra).



16. ábra *Melanokrata, ocellumban gazdag lamprofír (Orotva, Nagyág-patak)*

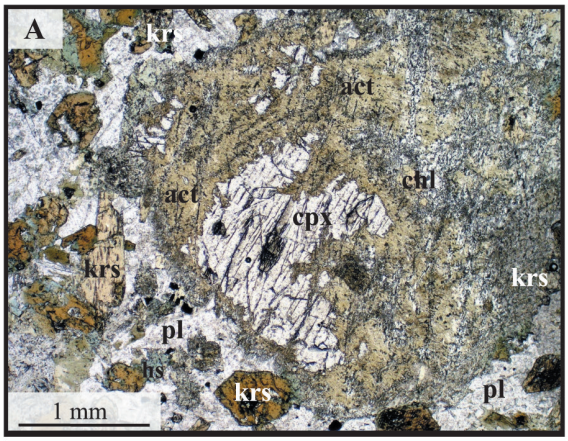
8.1. Petrográfia

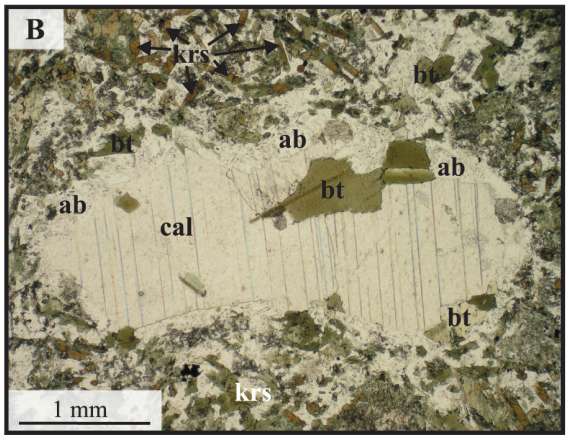
Valamennyi lamprofír finomszemcsés, hipokristályos, porfíros és pánidiomorf szemcsés. Az egyes kőzetek ásványos összetételükben különböznek, ennek megfelelően két kőzettani típusba sorolhatók: klinopiroxén-tartalmú, valamint klinopiroxén-mentes kamptonitok (Le Maitre, 2002 és Rock, 1991 alapján) (a továbbiakban kamptonit-I és kamptonit-II). A fő kőzetalkotó ásvány mindkét típusban az amfibol, a biotit és a plagioklász. A kamptonitokban gyakoriak a gömbölyded vagy ellipszoid alakú, leukokrata, 0,1–11 mm átmérőjű ocellumok. A kamptonit-I (klinopiroxén-tartalmú) és kamptonit-II (klinopiroxén-mentes) kőzetekben megjelenő ocellumok ásványos összetételükben különböznek egymástól.

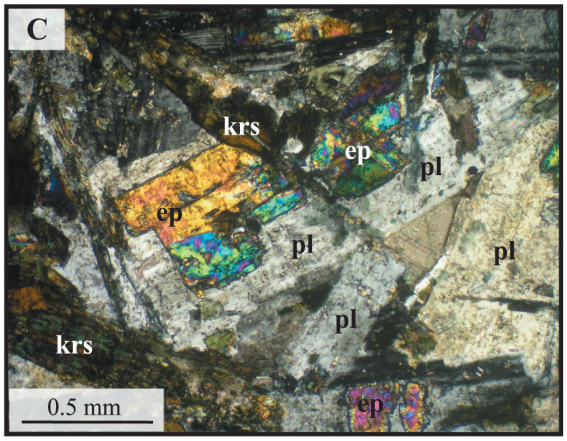
A vizsgált kőzetek – néhány plagioklász xenokristály kivételével – nem tartalmaznak xenolitokat. A kamptonit teléreket karbonát, epidot, szulfid- és oxidásvány-tartalmú erek járják át.

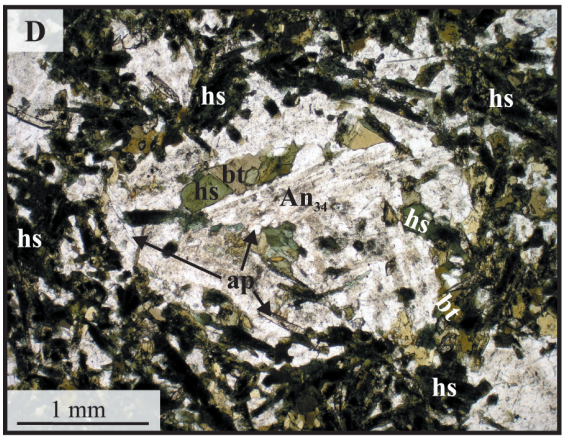
8.1.1. Kamptonit-I

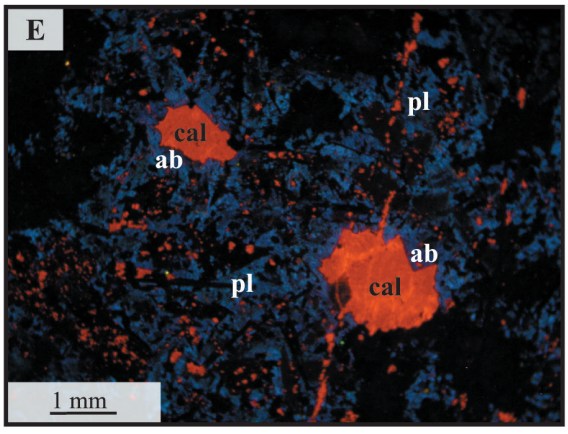
A kamptonit-I csoportba sorolt telérek az Orotva-, Tarniţa- és Török-patak völgyében fordulnak elő (10. ábra). A barna amfibol, biotit, anhedrális plagioklász, valamint akcesszórikus tűs apatit, opak ásványok és titanit alkotta alapanyagban szubhedrális-anhedrális, 0,6–2,4 mm átmérőjű klinopiroxén fenokristályok jelennek meg, mennyiségük 1 és 10V/V% között változik. A klinopiroxént másodlagos tremolit-aktinolit és biotit helyettesíti (17.A ábra). A vizsgált kőzetek üde olivint nem, kizárólag annak rovására kialakult tremolit, aktinolit ± klorit ± kalcit ± epidot ± opak ásványegyüttest tartalmaznak. Az egykori olivin kristályokra a finomszemcsés, világoszöld vagy színtelen pilites pszeudomorfózákból (legfeljebb 15V/V%) következtethetünk. Az elsődleges fenokristályok ilyen jelentős mértékű átalakulása kései magmás szakaszhoz vagy szubszolidusz fázishoz köthető és a könnyen illók feldúsulásával magyarázható (Rock, 1991). A barna, 0,3–1,8 mm átmérőjű hornblende zónás, pereme zöld, színű mennyisége meghaladja a biotitét. Utóbbi kis méretű, szubhedrális, penge alakú és gyakran kloritosodott. A szubhedrális–anhedrális, különböző mértékben szericitesedett intersticiális plagioklász a mafikus ásványok közötti teret tölti ki. Az ocellumok két csoportja különböztethető meg, amelyek akár ugyanazon kőzetmintán belül egyszerre is megjelenhetnek. Az első típusban az ocellum magjában karbonátásványok mellett biotit, titanit és/vagy oxid- és szulfidásványok, míg az aggregátum peremén albit a jellemző. Az alapanyag biotit kristályai gyakran az ocellum peremére tangenciálisak (17.B ábra). A kamptonitokra jellemző ásványok közül sem földpátpótló, sem zeolit (pl. analcím) nem

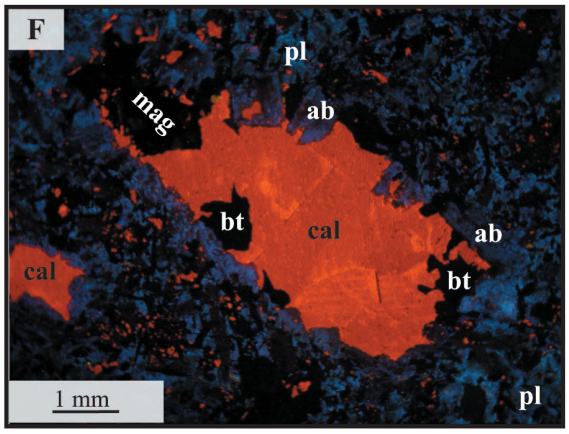

A
krs
act
act
chl
cpx
krs
krs
pl
hs
krs
pl
1 mm

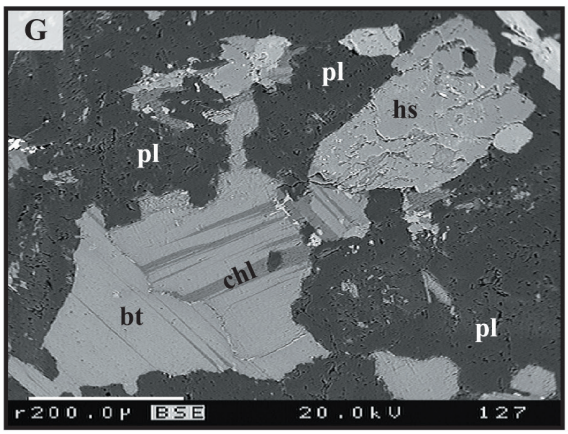

B
krs
bt
bt
ab
ab
ab
bt
cal
bt
krs
1 mm

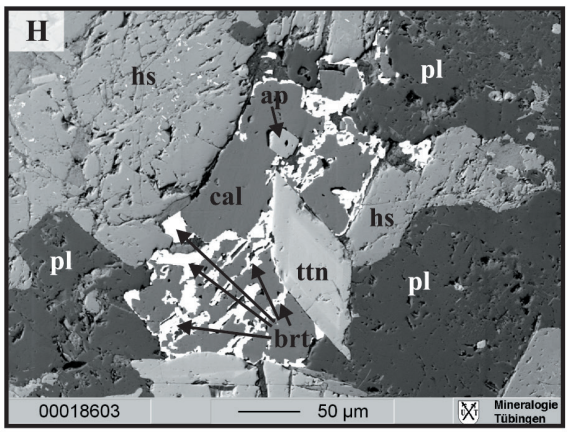

C
krs
ep
pl
ep
pl
pl
pl
krs
ep
0.5 mm


D
hs
hs
bt
hs
An34
hs
hs
ap
bt
hs
1 mm


E
pl
cal
ab
ab
pl
cal
1 mm


F
pl
mag
ab
bt
cal
ab
cal
bt
1 mm
pl


G
pl
hs
pl
chl
bt
pl
r200.0p BSE 20.0kV 127


H
hs
pl
ap
cal
hs
pl
ttn
pl
brt
00018603
50 µm
Mineralogie Tübingen

fordul elő. Az ocellumok magjában megjelenő euhedrális kalcit mérete a 2,7 mm-t is elérheti (17.B, F ábra). Az ocellumok másik típusát zömében zónás plagioklász földpát építi fel, amely mellett kis mennyiségben kalcit, amfibol és biotit is megjelenik. A plagioklászok magjában gyakoriak (a peremi részeken azonban nem jellemzőek) az epidot-zárványok. Ez azt jelenti, hogy az epidot kristályosodásához szükséges Ca a plagioklászok Ca-gazdag magjától a szemcsék pereme felé haladva csökken.

A lamprofírokban gyakoriak a jól fejlett karbonát-klorit-epidot kristályok, illetve az ezekből az ásványokból felépülő gömbölyded szerkezetek (17.C ábra) (pl. Rock, 1991).

8.1.2. Kamptonit-II

A kamptonit-II csoportba tartozó telérek a Tászok-, Fülöp-, Gudu-, Török- és Nagyág-patak völgyében bukkannak a felszínre. A piroxénmentes kamptonitok alapanyagában nem fordul elő sem klinopiroxén fenokristály, sem egykori olivinre utaló másodlagos ásványtársulás. A zömében zöld amfibol, biotit, intersticiális plagioklász, valamint akcesszórikus, euhedrális apatit, titanit és opak ásványok alkotta alapanyagban kis mennyiségben – legfeljebb 2,4 mm nagyságú – hornblende fenokristályok fordulnak elő. Olykor mind a fenokristályként, mind a mátrixban megjelenő euhedrális-szubhedrális, prizmás vagy tűs amfibolok irányított szövetűek. A reszorpció következtében számos kristály magnetit tűket tartalmaz. Az alapanyag helyenként sávos, ami a magma áramlási differenciációjára (*flow differentiation*) vagy többszöri magmabenyomulásra utal (pl. Upton, 1965). Az amfibol és biotit összenövése a két fázis egyidejű kristályosodására enged következtetni (17.G ábra). A vizsgált kőzetek mátrixa különböző mértékű átalakuláson (kloritosodás, szericitesedés) ment keresztül. Az ocellumok szilikátásványokból (plagioklász, valamint kisebb mennyiségben amfibol, biotit és zónás titanit) és euhedrális, akcesszorikus apatitból épülnek fel. Az amfibolok az ocellumok peremén, tangenciálisan helyezkednek el (17.D ábra). Az ocellumokban megjelenő titanit és apatit szemcsemérete jelentősen meghaladja az alapanyagban előforduló akcesszórikus ásványok méretét.

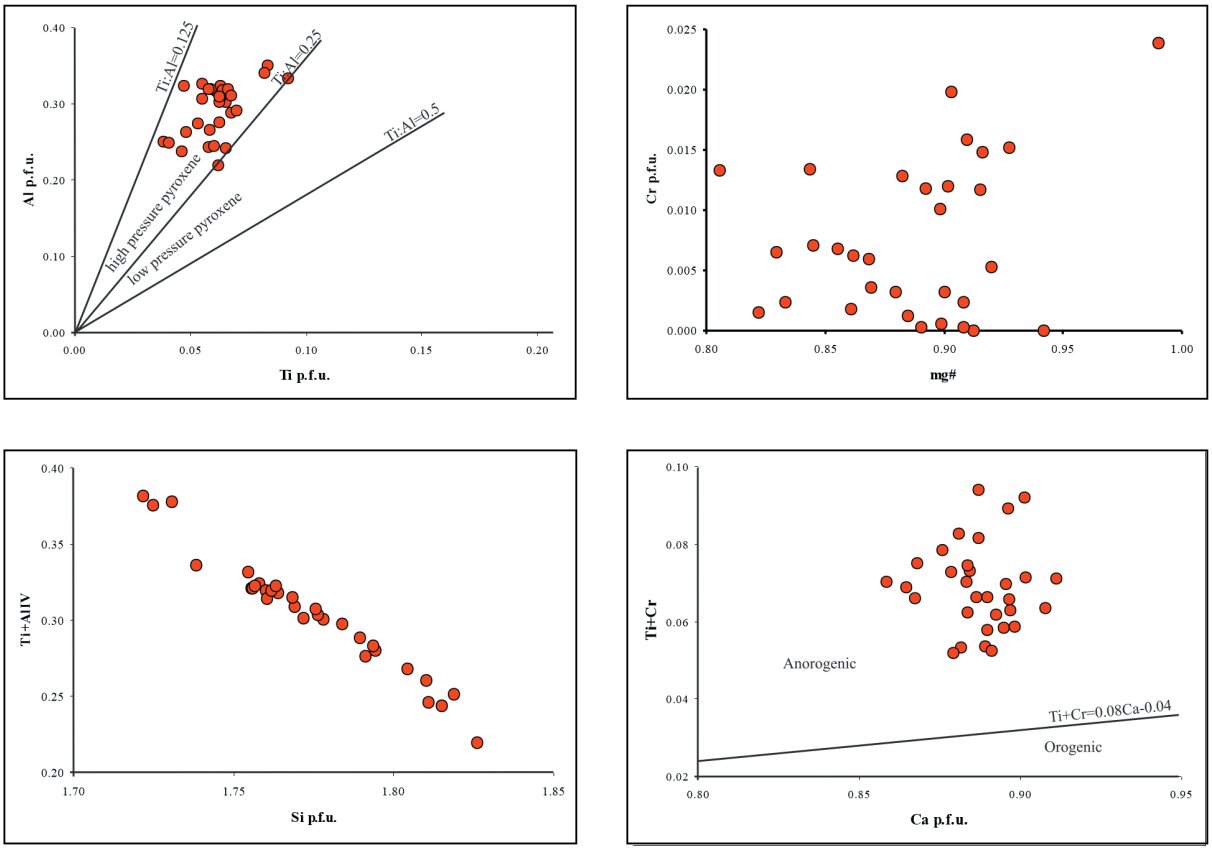
8.2. Ásványkémia

8.2.1. Klinopiroxén

Mivel a kamptonit-I olivinjei teljesen átalakultak, a klinopiroxén az egyetlen fenokristály, amelynek meghatározható a kémiai összetétele. A Morimoto (1988) alapján alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszidok, összetételük a $Di_{76\text{-}93}Hd_{1\text{-}19}Aeg_{2\text{-}8}$ tartományban mozog (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table I – of the electronic supplement* – online platformon elérhető melléklet). Az egyes klinopiroxén kristályokon belül – azok eltérő mértékű átalakulása miatt – zónásság nem figyelhető meg. A szemcsék magjának és peremének kémiai összetétele hasonló

17. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívumban megjelenő kamptonit-I és -II jellegzetes szöveti bélyegei*
(A) Klinopiroxén fenokristályt helyettesítő tremolit, aktinolit és biotit, kamptonit-I (VRG7292), 1N; (B) Az ocellum magját felépítő kalcitot és biotitot albitos perem veszi körül, kamptonit-I (VRG7294), 1N; (C) Ocellumban megjelenő plagioklász epidot-maggal, kamptonit-I (VRG7297), +N; (D) Zónás plagioklász, hastingsit, biotit és apatit szilikátos ocellumban, kamptonit-II (VRG7305), 1N; (E) és (F) Ocellumban megjelenő, nagy méretű kalcitkristályok és kalcitos erek, kamptonit-I (VRG7294), katódlumineszcens felvétel. A szemcsék peremének világosabb színe eltérő Mn és/vagy ritkaföldfém-tartalomra utal; (G) és (H) Ocellumban megjelenő hastingsit, biotit, andezin, titanit és kalcitot részben helyettesítő barit, kamptonit-II (VRG7305), BSE-fevétel. Az ásványfázisok nevének rövidítése Kretz (1983) nyomán.

(18. ábra). A vizsgált diopszidokban nagy az Al_2O_3 (max. 7,93 m/m%) és TiO_2 (max. 3,30 m/m%) koncentrációja, csakúgy, mint a Katalónia (Ubide et al., 2012), valamint a spanyol Sistema Central (Orejana et al., 2008), a Río Grande (Hauser et al., 2010) és a Kárpát-Pannon régió (Harangi et al., 2003; Szabó et al., 1993) területéről ismert lamprofírok esetében. A legnagyobb Di-tartalom a króm-diopszidokra jellemző (a Cr_2O_3 koncentrációja legfeljebb 0,81 m/m%). A legtöbb klinopiroxén összetétele egyértelmű differenciációs trendet jelöl ki: az Al és Ti, valamint a Mg és Si, továbbá a Cr és mg# között pozitív a korreláció, míg a Mg és Al, Ti, valamint a Ti + Al^{IV} és Si negatívan korrelálnak (18. ábra).



18. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kamptonit-I lamprofírjaiban megjelenő klinopiroxének összetétele*
A diszkriminációs egyenes egyenlete: Ti + Cr = 0,08Ca – 0,04 (Leterrier et al.,1982 alapján). Teli körök: mag összetétele; üres körök: perem összetétele.

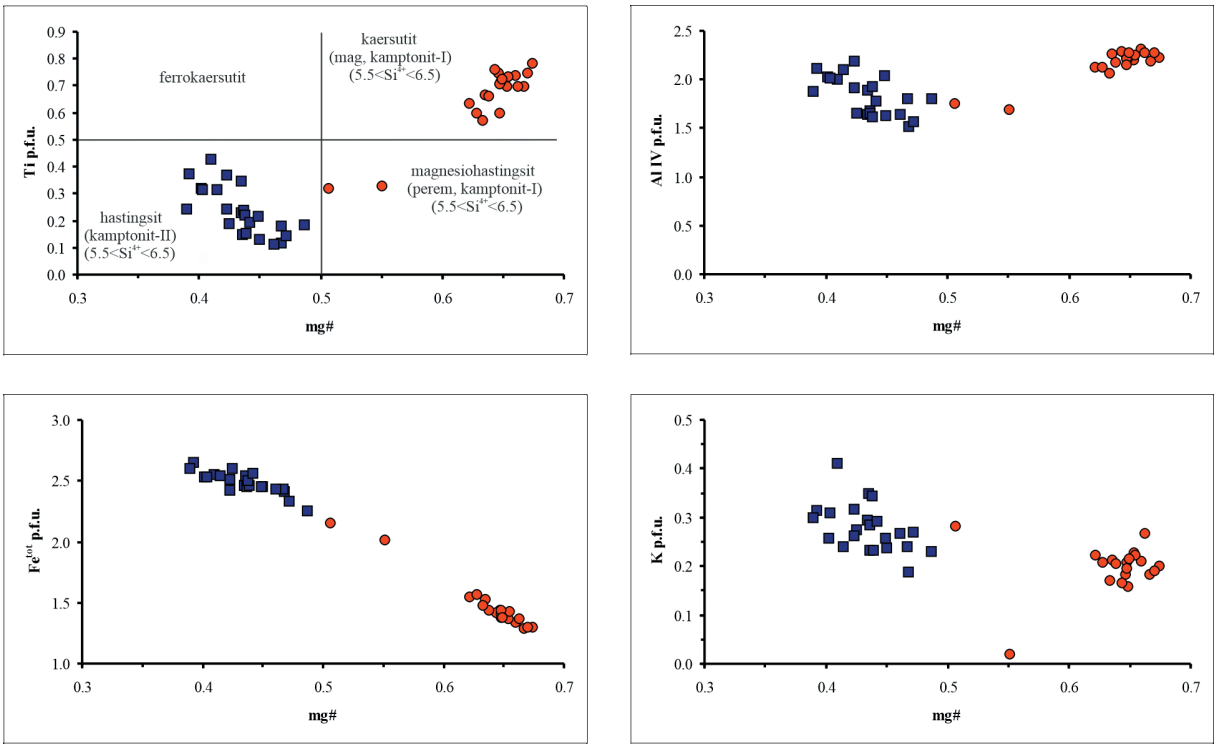
8.2.2. Amfibol

Az amfibol leggyakrabban a kamptonitok alapanyagában, mikrokristályok formájában fordul elő. A kamptonit-II-ben azonban néhány amfibol fenokristály is megfigyelhető. Leake et al. (1997) alapján az alábbi amfiboltípusok különböztethetők meg: kaersutit magnesiohastingsit peremmel (kamptonit-I), valamint hastingsit (kamptonit-II) (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table II of the electronic supplement* – online platformon elérhető melléklet).

A kaersutitban a TiO_2 nagy (5,1–7,1 m/m%), míg az Al_2O_3 viszonylag kis mennyiségben (< 13,6 m/m%) van jelen. A Monteregian-hegység (Bédard, 1988), a Tamazert Komplexum (Bouabdli et al., 1988), a Pireneusok (Azambré et al., 1992), Morva-Szilézia és Mecsek-Alföld (Harangi et al., 2003), valamint a Katalónia (Ubide et al., 2012) területén előforduló lamprofírok amfiboljai is hasonló kémiai összetételűek. A kaersutitok összetételéből arra következtethetünk, hogy

a kristályosodás korai szakaszában, Si-telítetlen magmából keletkeztek (Bédard, 1988; Giret et al., 1980). A szemcsék kaersutitos magja primitívebb, míg a magnesiohastingsit-perem jóval fejlettebb geokémiai összetételt mutat. A magtól a perem felé haladva csökkenő mg# mellett a Ti és Al^{IV} *p.f.u.* koncentrációja szintén csökkenő, ugyanakkor a Si és Fe^{tot} *p.f.u.* mennyisége növekvő tendenciát mutat (19. ábra). Mindezek alapján a magnesiohastingsit-perem egy valamelyest fejlettebb magmából vagy eltérő körülmények között kristályosodott.

A kamptonit-II-ben a fenokristályként és az alapanyagban egyaránt megjelenő hastingsit nagy Fe (FeO^{tot} = 18–20 m/m%) és K (K_2O = 1,0–2,1 m/m%) p.f.u. tartalommal jellemezhető. A kamptonit-I kőzetek kaersutit ásványaihoz képest a Ti kation *p.f.u.* koncentrációja kisebb, míg a K-é nagyobb, ami valamivel nagyobb nyomáson történő kristályosodásra enged következtetni (Adam, Green, 1994). A legtöbb hastingsit másodlagos magnetit-tűket tartalmaz, amelyek a magma benyomulását/felemelkedését kísérő magmás reszorpció során alakultak ki.



19. ábra. *A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban megjelenő amfibolok összetétele*
Körök: kamptonit-I; teli négyzetek: kamptonit-II alapanyag; üres négyzetek: kamptonit-II fenokristályok.

8.2.3. Biotit

A kamptonit-I-ben a biotit 3 generációja különböztethető meg: az alapanyagban és az ocellumokban megjelenő elsődleges biotitok, valamint a klinopiroxén átalakulási termékeként kialakult másodlagos biotitok. A kamptonit-II-ben a biotit a mátrixban és az ocellumokban fordul elő. Az alapanyag és az ocellumok biotitjai annitos összetételűek (mg# = 0,47–0,62), míg a klinopiroxén rovására kialakult kristályok flogopitok (mg# = 0,65–0,73). A klinopiroxénekkel és amfibolokkal összhangban a biotitok is nagy Ti-tartalomúak (TiO_2 = 1,7–3,0 m/m%). Összetételük a Tamazert Komplexum (Bouabdli et al., 1988), valamint a Kárpát-Pannon régió (Harangi et al., 2003; Szabó et al., 1993) területéről ismert lamprofírok biotitjaival mutat hasonlóságot.

Mindkét kamptonit-típus biotitjaira jellemző, hogy az alumínium közepes-nagy koncentrációban van jelen (Al_2O_3 = 14.0–16.3 m/m%), míg a kamptonit-II-ben jóval nagyobb a Ti és Fe

mennyisége (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table III of the electronic supplement* – online platformon elérhető melléklet).

8.2.4. Karbonátok

A karbonátásványokat kalcit képviseli. A kamptonit-I csoport kőzeteinek mátrixában, az ocellumokban, érkitöltésként és az olivin utáni pilites pszeudomorfózákban egyaránt megjelenik. Az ocellumokban a kalcit titanit vagy albit, biotit ± oxid- és/vagy szulfidásványok kíséretében fordul elő (17.B, F ábra), mérete nem haladja meg a 2,7 mm-t. A katódlumineszcens felvételek alapján a kalcitok szövete homogén, peremeik mentén narancssárga színük halványabb, mint a magban, ami eltérő Mn és/vagy ritkaföldfém-tartalomra utal. A karbonátásványok kristályrácsába beépülő szennyezők közül a Mn^{2+}, valamint a zömében három vegyértékű ritkaföldfémek a felelősek a CL-jel kialakulásáért, míg a Fe^{2+} inkább mérsékli azt (pl. Machel, 2000). A katódlumineszcens felvételekből az is kiderül, hogy a karbonátos erek a szintén karbonátos ocellumokat és az olivin utáni pilites pszeudomorfózákat is harántolják (17.E ábra).

A kamptonit-II-ben a kalcit és a hidrotermális fázisban kialakult barit az ocellumok akcesszórikus ásványaként jelenik meg (17.H ábra).

8.2.5. Földpátok

A földpátok zömében plagioklászok, anortit tartalmuk 5–28% (kamptonit-I), valamint 4–34% (kamptonit-II), ami albit, oligoklász és andezin összetételnek felel meg (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022 , Table III of the electronic supplement* – online platformon elérhető melléklet). Az ocellumokban vagy az alapanyag intersticiális terében fordulnak elő. A szilikátos ocellumokban (kamptonit-II) a zónás földpátok magja andezin, míg pereme oligoklász–albit, kémiai összetételük megegyezik a kőzet mátrixában megjelenő plagioklászéval. A karbonát-gazdag ocellumokra (kamptonit-I) albit, míg az alapanyagra albit–oligoklász összetételű földpátok a jellemzők.

8.3. Geokémia

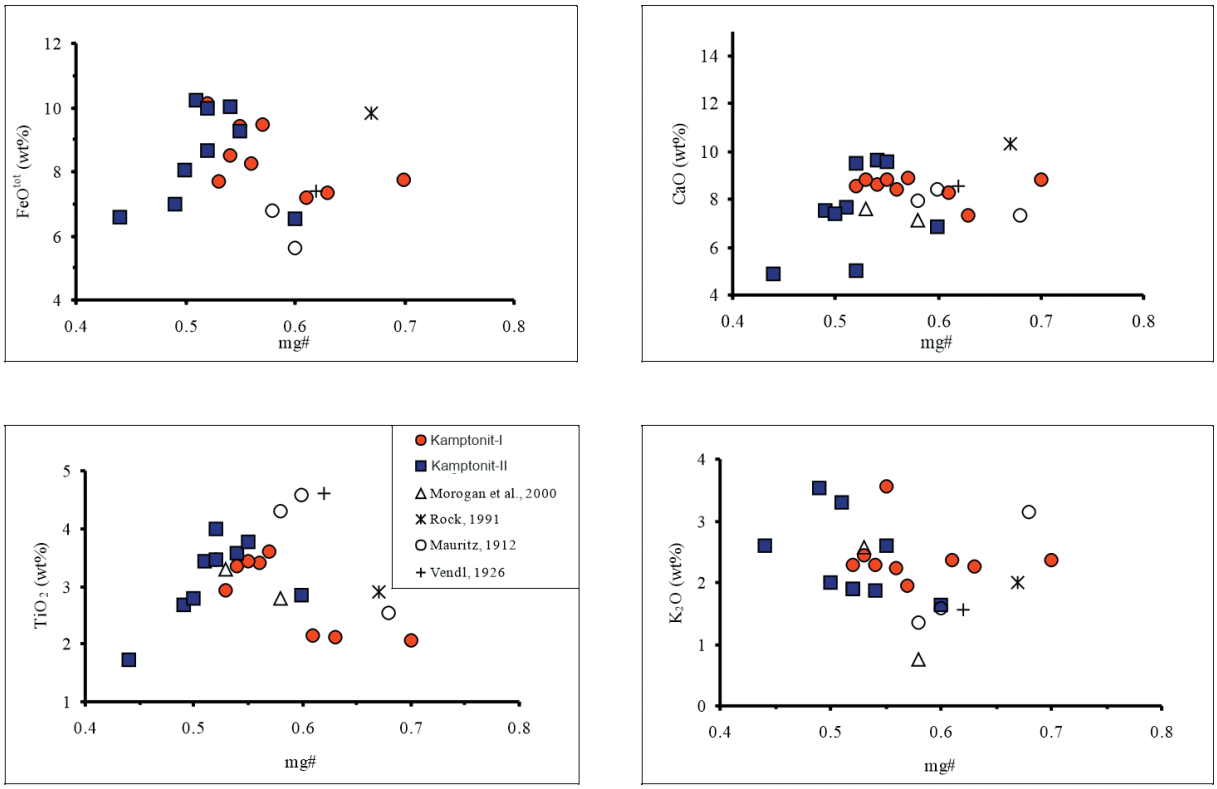
8.3.1. Fő- és nyomelemgeokémia

Előzőleg Mauritz (1912) és Vendl (1926) 4 kamptonit-minta főelem geokémiai összetételét határozták meg. Morogan et al. (2000) egy bazanit és egy alkáli bazalt telér fő- és nyomelem, valamint ritkaföldfém összetételét vizsgálták (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet). Az irodalmi adatokat 18 kamptonit minta fő- és nyomelem, továbbá ritkaföldfém összetételi adataival egészítettük ki (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet).

A kamptonit-I és -II kőzetek geokémiai összetételében nem mutatkozik jelentős különbség (20. ábra; *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet). Ahogy az a mafikus alkáli kőzetekre jellemző, a vizsgált kamptonitokban is nagy az alkáliák ($Na_2O + K_2O$ = 5,3-8,1), a TiO_2 és P_2O_5 koncentrációja, míg a SiO_2-é kicsi (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet). A nagy Ti/V (>50) és kicsi Y/Nb (<1), valamint a kondritra normált $(La/Yb)_n$ (>11) arányok szintén összhangban vannak a kőzetek alkáli jellegével (Pearce, Cann, 1973; Rock, 1991).

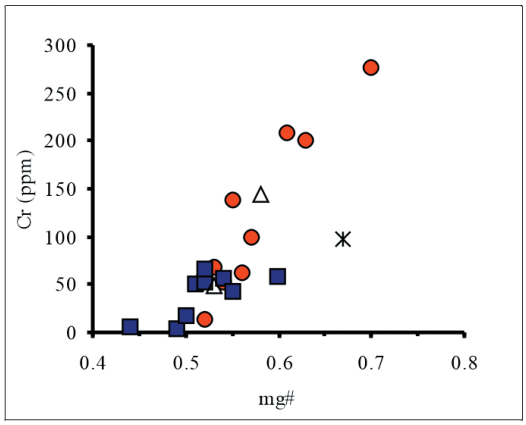
A vizsgált kamptonitok összetételük alapján (TAS-diagram; Le Maitre, 2002) bazanitnak és trachibazaltnak felelelnek meg. Egy mintát (VRG7305) kivéve az összes kőzet

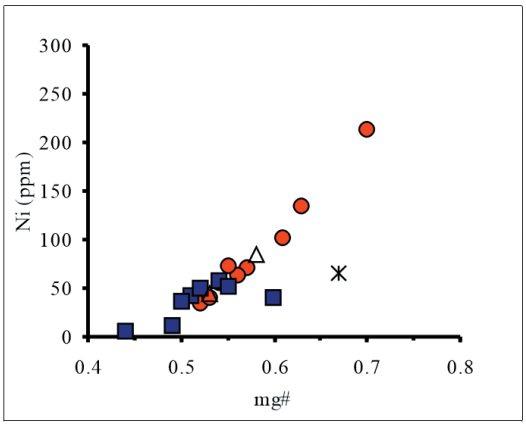
mérsékelten-erősen Si-telítetlen összetételt mutat. Normatív összetételükben 3–14% a nefelin részaránya, míg normatív hipersztént, kvarcot vagy leucitot nem tartalmaznak. A kamptonit-II csoportba tartozó VRG7305 számú kőzet Si-telített, a normatív hipersztén aránya 22%. A kamptonit-I típusba sorolt kőzetek összetétele Si-ban valamelyest telítetlenebb (ne = 8–14%), mint a kamptonit-II kőzeteké (ne = 0–10%). A Na mennyisége meghaladja a K-ét (Na_2O/K_2O = 1–3). A $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ arány (az Fe^{2+} értéke Irvine, Baragar, 1971 alapján) 0,44 és 0,70 között változik, ami mérsékelt frakcionációra utal. A mg# és a kompatibilis elemek (Cr, Ni, Co, Sc; 21. ábra) pozitív korrelációjából arra következtethetünk, hogy a magmafejlődés korai szakaszában olivin és klinopiroxén kristályosodott. Csökkenő mg# mellett a CaO és FeO^t mennyisége szintén csökkenő tendenciát mutat (20. ábra), ez a trend klinopiroxén és Ca-amfibol frakcionációját jelzi. A TiO_2 és V koncentrációja mg# = ~0,5 értékig növekszik, majd mindkét kamptonit-típus esetében csökken a mennyiségük (20., 21. ábrák), ami titanit és kaersutit frakcionációjára enged következtetni. Növekvő SiO_2-tartalommal párhuzamosan az Al_2O_3 és Na_2O koncentrációja is növekszik, ami összhangban van a földpátok (albit–oligoklász) frakcionációjával (20. ábra).

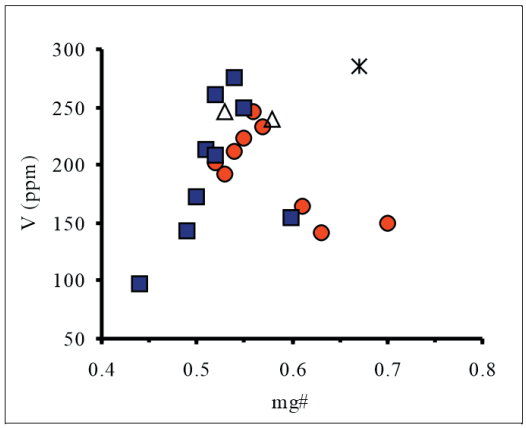


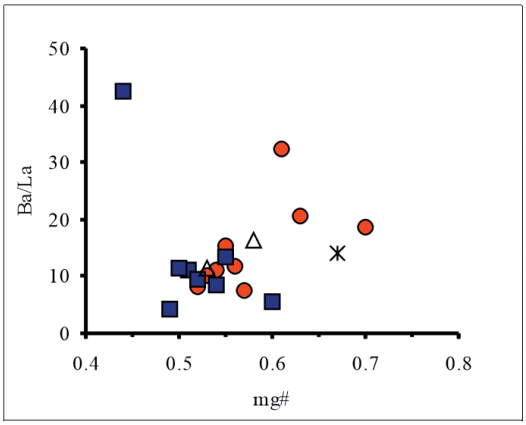
20. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kamptonitjainak teljes kőzet főelem vs. mg# korrelációs diagramjai*

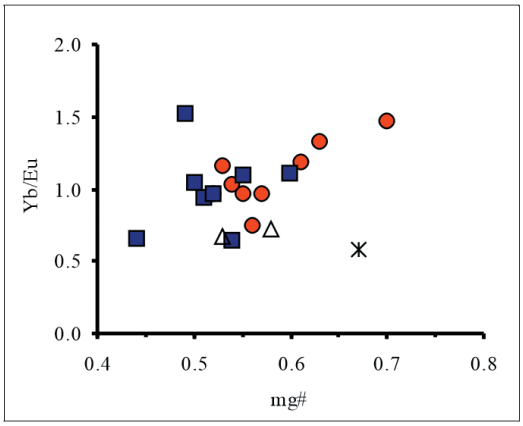
A kamptonitok Nb-koncentrációja igen jelentős, a legtöbb mintában mennyisége ≥100 ppm (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet). A Zr és Hf szintén nagy, az alkáli lamprofírokra jellemző mennyiségben van jelen (Rock, 1991). A differenciáció előrehaladtával a Nb, Hf és Y koncentrációja is folyamatosan növekszik (21. ábra). A kamptonit-II Zr/Hf és Zr/Nb aránya erősen korrelál a minták Zr-koncentrációjával (az R^2 értéke 0,89, valamint 0,75). A Nb/La és Th/La arány nem mutat jelentős változást, átlagos értékük 1,5 ± 0,2 és 0,135 ± 0,03. Ezek az adatok megfelelnek az alkáli lamprofírokra jellemző

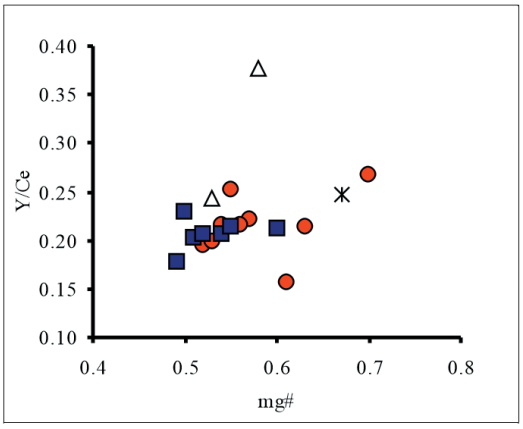

Cr (ppm)
mg#

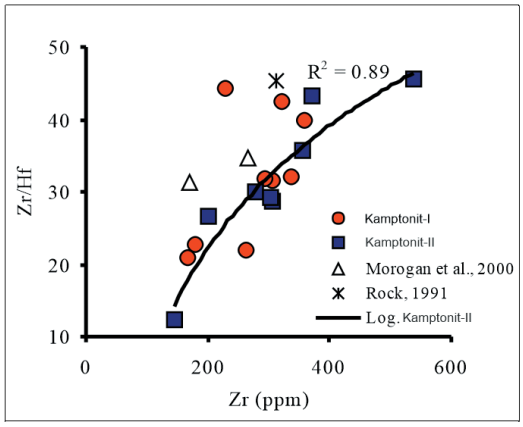

Ni (ppm)
mg#

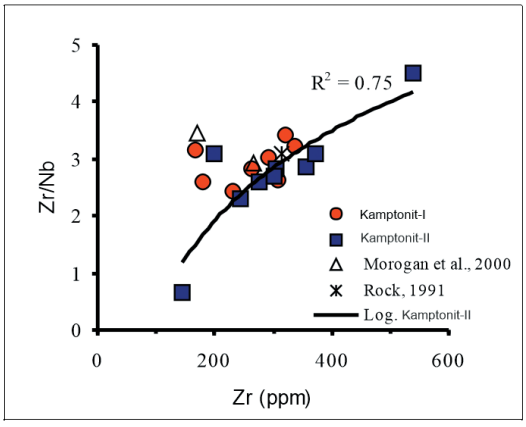

V (ppm)
mg#


Ba/La
mg#


Yb/Eu
mg#


Y/Ce
mg#


Zr/Hf
R2 = 0.89
Kamptonit-I
Kamptonit-II
Morogan et al., 2000
Rock, 1991
Log. Kamptonit-II
Zr (ppm)


Zr/Nb
R2 = 0.75
Kamptonit-I
Kamptonit-II
Morogan et al., 2000
Rock, 1991
Log. Kamptonit-II
Zr (ppm)

értékeknek (Rock, 1991). A legtöbb Zr/Hf arány (21,0–32,2) jelentősen kisebb, mint a kondritra jellemző hányados (34,2; Weyer et al., 2002). Néhány minta (VRG7286, VRG7287, VRG7296 és VRG7297) Zr/Hf aránya ettől eltérően, 35,7 és 45,7 között változik.

A vizsgált kőzetekben az alkálifémek (Rb = 72–499 ppm) és alkáliföldfémek (Ba = max. 3020 ppm, Sr = max. 1411 ppm) koncentrációja is jelentős. A Rb mennyisége erősen pozitív anomáliát mutat a primitív köpenyhez képest, ami a kamptonit-II típusba tartozó VRG7286, VRG7287 és VRG7289 minták esetében a legszembetűnőbb (22.A, B ábra). A nagy ionsugarú litofil elemek *(LILE)* gazdagodása a kőzetek mállásával magyarázható, amelyet a legtöbb minta elsődleges ásványfázisainak átalakulása is alátámaszt. Ugyanakkor hasonlóan nagy és változatos *LIL*-elem koncentrációt más lamprofírok esetében is dokumentáltak (pl. Azambré et al., 1992; Dostal, Owen, 1998; Rock, 1991; Szabó et al., 1993). A K_2O, Rb, Ba és Sr mennyisége, valamint a mg# között nem fedezhető fel egyértelmű összefüggés, ami a fenti kémiai elemek mobilitásával magyarázható (21. ábra). Az alkáli lamprofírokhoz (Rock, 1991) képest a masszívum területén előforduló kamptonitok K/Rb és Ba/Rb aránya jelentősen kisebb, míg Ba/La értékük hasonló.

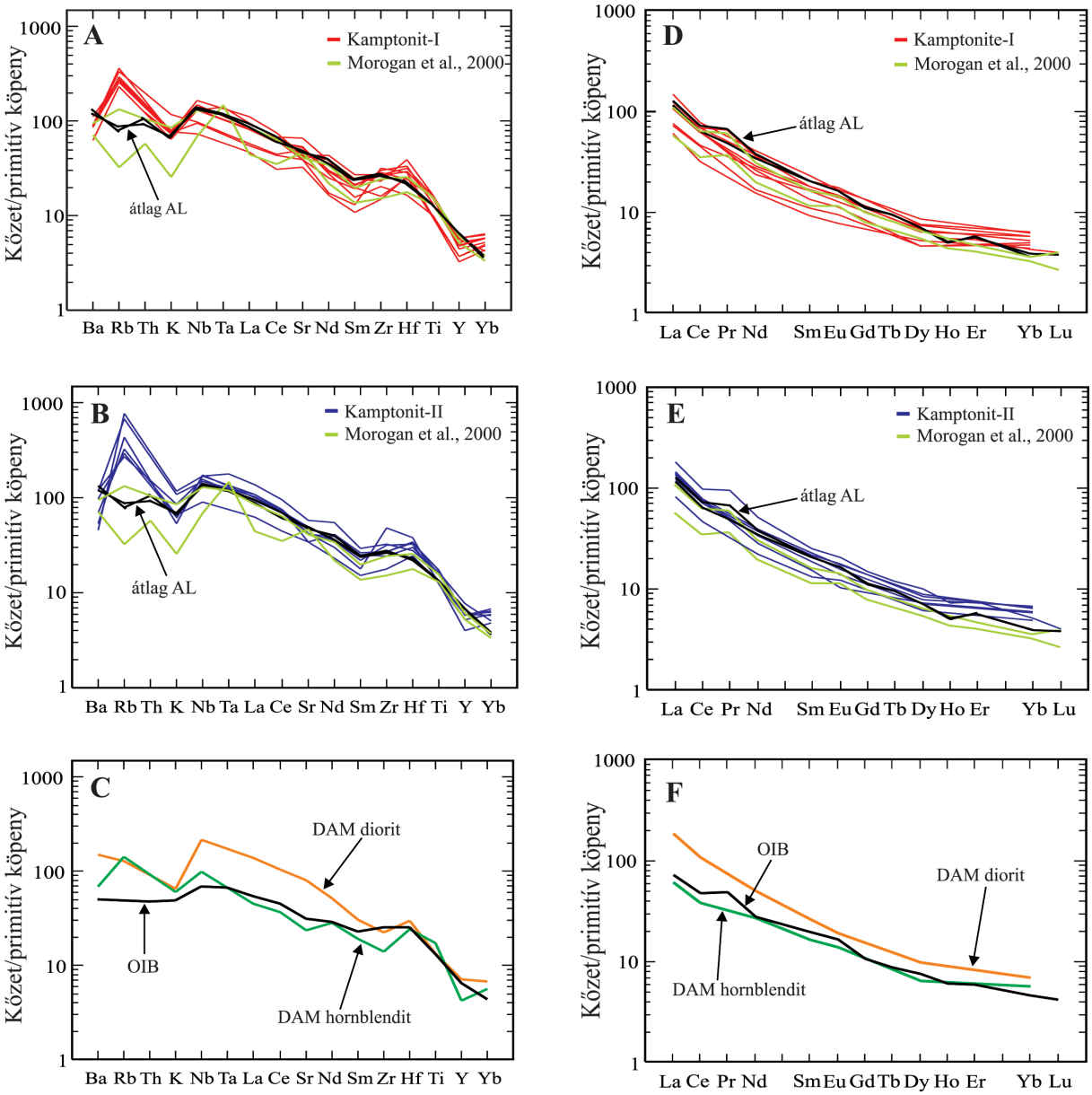
Ahogy az az alkáli kőzetekre általában jellemző, a vizsgált minták primitív köpenyre normált ritkaföldfém eloszlása meredek lefutású (*steeply sloping*), Eu-anomália nem jelentkezik, a kőzetek összetétele könnyű ritkaföldfémekben (*LREE*) gazdagodott. A könnyű- és nehéz ritkaföldfémek (*HREE*) frakcionációja jelentős, La/Yb = 15–38 (23.D, E ábra), ami megfelel az alkáli lamprofírokra jellemző értéknek (La/Yb = 37; Rock, 1991). Miután nincs pozitív Eu-anomália, a kőzetek kialakulása során nem történt kéreg-kontamináció (pl. Srivastava, Chalapathi Rao, 2007). A mg# csökkenésével párhuzamosan növekszik a ritkaföldfémek koncentrációja. A növekvő tendencia leginkább a La, Ce, Sm és Eu elemekre jellemző, míg az Yb (és Y) esetében kevésbé meghatározó, így a differenciáció előrehaladtával az Yb/Eu és Y/Ce arány folyamatosan csökken (21. ábra). Mivel a Ca-amfibol jelentős mennyiségű Y-ot képes beépíteni a kristályrácsába (Bédard, 1994), az Yb/Eu és Y/Ce arány csökkenése az amfibol frakcionációját jelzi (Bouabdli et al., 1988).

8.3.2. Izotóp-geokémia

A masszívum területéről begyűjtött 4 kamptonit-minta mellett egy-egy kumulátumkőzet (hornblendit s.s.), diorit, monzonit és szienit kőzet Sr- és Nd izotópösszetételét határoztuk meg (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table II* – online platformon elérhető melléklet).

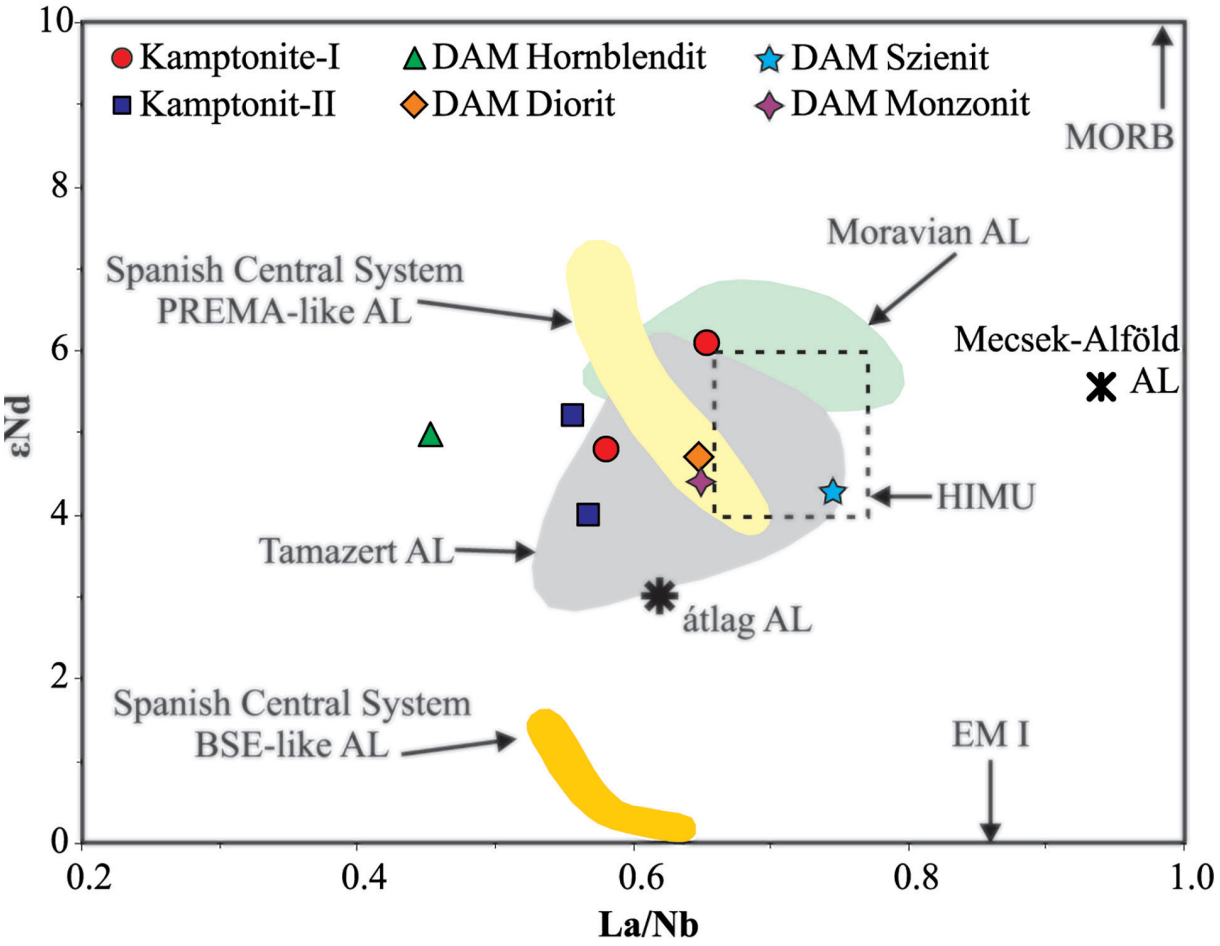
A kamptonitok $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ aránya 0,70148 és 0,70211 között változik (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table II* – online platformon elérhető melléklet). A masszívum hidrotermális folyamatait jól ismerjük Fall et al. (2007), Kräutner és Bindea (1998), valamint Streckeisen és Hunziker (1974) munkáiból. A Sr kiindulási koncentrációja még a köpenyre jellemző értéknél is kisebb, ugyanakkor a Rb mennyisége rendkívül nagy (ebből eredően a Rb/Sr arány is jelentős), ami hidrotermális átalakulás következménye lehet. Amennyiben a Rb-Sr izotóprendszert bizonyos külső hatások (pl. kéregkontamináció, hidrotermális tevékenység) megzavarják, a rendszer nem marad zárt és így a Rb könnyen mobilizálódik. A különösen alacsony kiindulási Sr-koncentráció az ilyen, módosult kőzetekre jellemző leginkább (White, 2013). Az általunk vizsgált kőzetek Rb/Sr aránya feltehetően hidrotermális folyamatok hatására módosult, így a Sr kezdeti mennyisége bizonytalanságokkal terhelt. Már a Rb/Sr arány kismértékű növekedése (függetlenül attól, hogy a Rb koncentrációja nőtt vagy a Sr-é csökkent) is hasonlóan kicsi kiindulási Sr-értékeket eredményezhet.

◐ ***21. ábra*** *A Ditrói Alkáli Masszívum kamptonitjainak teljes kőzet nyomelem és nyomelemarány vs. mg# és Zr korrelációs diagramjai*



22. ábra *Primitív köpenyre normált (Sun, McDonough, 1989) nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlások*
(A, D) Az általunk vizsgált kamptonit-I és (B, E) kamptonit-II, valamint a Morogan et al. (2000) által leírt bazanit- és alkáli bazalt telér nyomelem- és ritkaföldfém lefutása; (C, F) A Ditrói Alkáli Masszívum területéről származó kumulátumkőzet (hornblendit) és diorit nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlása (Pál-Molnár, 2000). Összehasonlításképp az alkáli lamprofírok (AL) (Rock, 1991), valamint az OIB (Sun, McDonough, 1989) átlagos összetételét is feltüntettük.

Mivel sem a Sm sem a Nd nem számít mobilis elemnek, kezdeti izotóparányukat kevésbé befolyásolják a későbbi átalakulási folyamatok, így esetünkben a Sm-Nd izotóprendszer sokkal stabilabb és megbízhatóbb eredményeket szolgáltat. A $^{143}Nd/^{144}Nd$i arány 0,51258 és 0,51269 között változik (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022, Table II*). A vizsgált kamptonitok esetében az ε_{Nd} = 4.0–6.1, ami a szakirodalomból (pl. Bernard-Griffiths et al., 1991; Dostal, Owen, 1998; Harangi et al., 2003; Orejana et al., 2008) ismert alkáli lamprofírokra jellemző értéknek felel meg, valamint a Rock (1991) által meghatározott átlagértékhez is hasonlít (23. ábra). A nagy és viszonylag egységes kiindulási ε_{Nd} értékek a gazdagodott forrásrégióból származó, lemezen belüli környezetben



23. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kamptonitjainak és egyéb magmás kőzeteinek ε_{Nd} vs. La/Nb diagramja*
A kiindulási ε_{Nd} értéket 220 millió évre vonatkozóan határoztuk meg. Összehasonlításképp a Morva (Dostal, Owen, 1998; Harangi et al., 2003), a spanyol Sistema Central (Orejana et al., 2008), a Tamazert Komplexum (Bernard-Griffiths et al., 1991) és a Mecsek-Alföld zóna (Harangi et al., 2003) alkáli lamprofírjaira (AL) jellemző értékeket, valamint a Rock (1991) által meghatározott átlagos lamprofír összetételt, továbbá a *HIMU (high initial* $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$*)*, MORB és EMI *(Enriched Mantle I)* (Weaver, 1991; Zindler, Hart, 1986) köpenykomponensek összetételét lefedő mezőket tüntettük fel.

kialakult kőzetekre jellemzők, valamint hasonlóak a kontinentális, extenziós és riftesedő tektonikai környezetek alkáli vulkáni sorozataiból meghatározott értékekhez is (pl. Andronikov, Foley, 2001; Dostal, Owen, 1998; Orejana et al., 2008; Tappe et al., 2006).

8.4. Értelmezés

8.4.1. Köpeny eredet és gazdagodási folyamatok

A masszívum területén előforduló lamprofírok kémiai összetétele az illókban gazdagodott bazanitokéhoz és trachibazaltokéhoz hasonlít (pl. Rock, 1991). A gyakori szilikátos-karbonátos vagy szilikátos ocellumok, Al-Fe-diopszid fenokristályok és olivin utáni pilites pszeudomorfózák kaersutit vagy hastingsit, Ti-gazdag annit, albit, oligoklász, andezin, apatit, titanit és magnetit összetételű alapanyagban találhatók. A kőzetek könnyen illókban (H_2O, CO_2), valamint nagy ionsugarú litofil elemekben (*LILE*) és könnyű ritkaföldfémekben (*LREE*) gazdagodott összetételt mutatnak.

Az alkáli lamprofírok – így a kamptonitok is – az elsődleges, köpeny eredetű, nagy mélységben kialakult magmákat képviselik (pl. Bédard, 1994; Bernard-Griffiths et al., 1991; Rock, 1991). A köpeny eredetű magmák jellemzője a kis Lu/Yb arány (0,14–0,16; Sun, McDonough, 1989), kontinentális kéreg esetében ez az érték 0,16–0,18. A vizsgált kamptonitok nagy *LILE* (pl. Ba, Sr, Zr, Nb) és *LREE*, valamint kis nehéz ritkaföldfém *(HREE)* koncentrációja, kicsi Lu/Yb aránya (0,12–0,16) és a pozitív Eu-anomália hiánya arra utal, hogy a kőzetek kialakulása során nem történt kéregkontamináció.

A nyomelemek és ritkaföldfémek lefutásában nem mutatkozik jelentős különbség, amiből arra következtethetünk, hogy a kamptonitok ugyanazon köpeny eredetű forráskőzet eltérő mértékű parciális olvadásával alakultak ki. Az Y és a nehéz ritkaföldfémek a gránát esetében kompatibilis elemként viselkednek, a vizsgált kőzetek összetétele pedig ezekben az elemekben kimerült, vagyis a kamptonitok gránáttartalmú forráskőzet kismértékű parciális olvadása során keletkeztek (pl. Downes et al., 2005; Koglin et al., 2009; White, 2013). A vizsgált kamptonitok primitív köpenyre normált Sm/Yb aránya 2,1 és 4,9 között változik, ami a forrásrégió reziduális gránát tartalmára utal (pl. McKenzie, O'Nions, 1991; Orejana et al., 2008). Az inkompatibilis elemek nagy koncentrációja a metaszomatizált köpeny korábbi, *LIL*- és nagy térerejű nyomelemekben (*HFSE*) történő gazdagodását jelzi (pl. Beard et al., 1996; Bouabdli et al., 1988; Hauser et al., 2010). A Nb, Ta és/vagy Ti relatív kimerülése általában a szigetív környezetben előforduló kőzetekre jellemző. A masszívum kamptonitjai esetében nem mutatkozik jelentős Nb-Ta negatív anomália, tehát a forrásrégió gazdagodásában szubdukciós komponens nem vett részt. A köpeny metaszomatózisát McKenzie (1989) asztenoszférikus köpeny eredetű parciális olvadékok és/vagy metaszomatikus fluidumok migrációjával magyarázta, amelyek végül a kontinentális litoszféra mechanikai határrétegében rekednek meg és ott geológiai léptékben is hosszú időn keresztül inaktívak maradnak. Az így kialakult metaszomatikus zónát klinopiroxén, amfibol ± csillám ± apatit ± karbonát ± oxidásvány ásványegyüttessel jellemezhető, illókban és inkompatibilis elemekben gazdag erek járják át. A kevésbé gazdagodott összetételű peridotitos mellékkőzet parciális olvadékainak, valamint a metaszomatikus zóna újraolvadása során kialakult fluidumok hibridizációjával alkáli magmák keletkezhetnek (pl. Foley, 1992). A flogopit-tartalmú köpenykőzet parciális olvadásával nagy K-tartalmú ($K_2O/Na_2O > 1$) magmák jönnek létre (Wilson, Downes, 1991). A masszívum területén előforduló kamptonitok nagy Na/K aránya arra utal, hogy a forrásrégióban a metaszomatikus ásványokat nem flogopit, hanem amfibol képviselte. A keletkező olvadék Nb/Ta arányát az amfibol befolyásolja (Tiepolo et al., 2000), vagyis a vizsgált kőzetek nagy Nb-Ta koncentrációjának kialakulásában meghatározó szerepet játszott a forráskőzetben jelen lévő pargazitos amfibol.

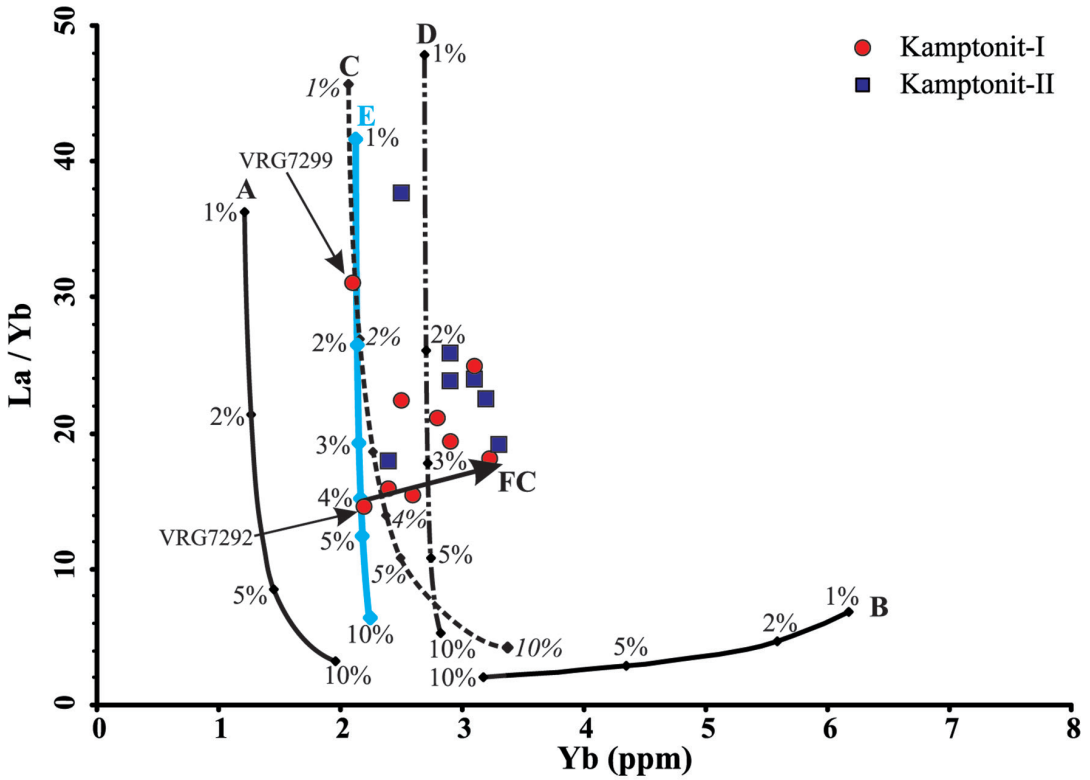
A rendkívül kicsi Zr/Hf arány (21,0–32,2), valamint a Zr/Nb és a Zr-koncentráció közötti pozitív korreláció (21. ábra) szintén a forrásrégió gazdagodására utal, amely során változatlan mennyiségű Nb adódott hozzá a különböző mértékben kimerült köpenykomponenshez (Weyer et al., 2003). A kis Zr/Nb arány (0,7–5,3) alátámasztja az inkompatibilis nyomelemek jelentős gazdagodását (Tappe et al., 2006). A kamptonitok nagy kiindulási $^{143Nd}/^{144Nd}$ aránya (ε_{Nd} = 4,0-6,1) arra utal, hogy a kőzetek a *CHUR*-hoz *(CHondritic Uniform Reservoir)* képest Sm-ban gazdagodtak vagy Nd-ban kimerültek (Rock, 1991).

A 23. ábrán a kamptonitok és a DAM egyéb magmás kőzeteinek kiindulási ε_{Nd} értékeit ábrázoltuk a La/Nb arány függvényében. Összehasonlításképp a *HIMU (high 238U/204Pb (μ) mantle)* köpenykomponens (Weaver, 1991; Zindler, Hart, 1986), valamint a Morva (Dostal, Owen, 1998;

Harangi et al., 2003), a spanyol Sistema Central (Orejana et al., 2008), a Tamazert Komplexum (Bernard-Griffiths et al., 1991) és a Mecsek-Alföld zóna (Harangi et al., 2003) alkáli lamprofírjaira jellemző értékeket, valamint a Rock (1991) által meghatározott átlagos lamprofír-összetételt is feltüntettük. A diagramon a vizsgált kamptonitok a Morva, a Tamazert Komplexum és a Sistema Central [*PREMA (PREvalent MAntle)*-jellegű telérek csoportja] területéről leírt alkáli lamprofírok összetételét lefedő mezőkbe vagy azok közelébe esnek. A Sistema Central kamptonitjai izotópos összetételük alapján két csoportba sorolhatók: *PREMA*-jellegű (izotópos összetételében kimerült), valamint *BSE (Bulk Silicate Earth)*-jellegű (izotópos összetételében gazdagodott) (Orejana et al., 2008). A kimerült jelleg kialakulásában szublitoszférikus, feltehetően asztenoszféra-eredetű forrásrégió játszhatott szerepet, míg az izotópösszetételbeli gazdagodás a litoszférikus köpeny anyagának hozzájárulásával magyarázható. Mivel az általunk vizsgált kőzetek összetétele a Spanyolország területéről leírt, izotópösszetételében kimerült lamprofírokéval mutat hasonlóságot, a masszívum kamptonitjai is szublitoszférikus köpenyforrásból származtathatók. A Morva, a Mecsek-Alföld zóna és a Tamazert Komplexum lamprofírjai esetében a köpenykomponens *HIMU-OIB* jellegű (Bernard-Griffiths et al., 1991; Dostal, Owen, 1998; Harangi et al., 2003). A DAM kamptonitjai az imént felsorolt alkáli lamprofírokhoz, valamint a *HIMU-OIB* köpenykomponenshez hasonló összetételűek, vagyis kialakulásuk *HIMU*-jellegű köpenyforráshoz köthető, ami összhangban van a kőzetek szublitoszférikus-asztenoszférikus eredetével. A viszonylag homogén, kis eltéréseket mutató Nd-izotópösszetétel a homogén köpenyforrás eltérő mértékű parciális olvadásával magyarázható (Bernard-Griffiths et al., 1991). A kamptonit-I és kamptonit-II típusba sorolt kőzetek hasonló ritkaföldfém- és Nd-izotópösszetétele (22., 23. ábrák) arra utal, hogy a vizsgált lamprofírok ugyanazon köpenykőzet metaszomatizált zónájából származó, mafikus alkáli magmacsomagokból (*magma batches*) keletkeztek (pl. Orejana et al., 2008).

8.4.2. Parciális olvadás

A gazdagodott összetételű kamptonitos magma kialakulását modellszámításokkal vizsgáltuk. A kísérletek során köpeny eredetű gránát (A görbe), illetve spinel peridotit (B görbe) parciális olvadását követtük (Kostopoulos, James, 1992, alapján). A modellezés során a nem-modális részleges olvadásra (*batch melting*) vonatkozó egyenleteket alkalmaztunk, amelyeket a gazdagodott asztenoszférikus köpenyforrás (*EAM – Enriched Asthenospheric Mantle*) olvadási modelljével egészítettünk ki (Seghedi et al., 2004). Az *EAM*-et tekintettük a forrásnak (*source material*), az olvadási görbéket (*melting curves*) különböző köpenykőzetekre, így gránát lherzolitra (Kostopoulos, James, 1992; C görbe), gránát-amfibol lherzolitra (Barry et al., 2003; D görbe), valamint ez utóbbitól kissé eltérő összetételű gránát-amfibol lherzolitra (új számítások, E görbe) határoztuk meg (24. ábra). A vizsgált kőzetek – modellszámítások alapján – Ol (58%), Opx (18%), Cpx (13,4%), Grt (6,6%) és Amph (4,0%) ásványos összetételű, geokémiai összetételében gazdagodott gránát peridotit köpenykőzet 1–4%-os parciális olvadására vezethetők vissza. A forrásrégió amfiboltartalmával magyarázható az elsődleges magma illókban gazdag jellege. Összetételük alapján a VRG7292 és VRG7299 azonosítójú minták képviselhetik ezt az elsődleges magmát. Morogan et al. (2000) feltételezése szerint a masszívum kőzeteit létrehozó, H_2O-ban gazdag magmák az asztenoszférikus gránát lherzolit kismértékű olvadásával keletkeztek. A kamptonitok kialakulása kis-közepes mértékű frakcionációs kristályosodással (F_{max} = 46,8) magyarázható, amit a gazdagodott összetételű gránát-amfibol lherzolit köpeny eredetű forráskőzet 4%-nyi megolvadása is alátámaszt (24. ábra). Mindezek alapján az olvadék megközelítően 80 km-es mélységben alakult ki.



24. ábra *A kamptonitok parciális olvadása modellszámítások tükrében*
Gránát lherzolit olvadási görbéi (A, C), spinel lherzolit olvadási görbéje (B), gránát-amfibol lherzolit olvadási görbéi (D, E) nem-modális részleges olvadás esetén. Az ásványok megoszlási együtthatója: olivin, ortopiroxén, gránát és spinel (Kostopoulos, James, 1992), klinopiroxén (Foley et al., 1996), amfibol (Dalpe, Baker, 1994). Forrásrégió összetétele: primitív köpeny (A, B olvadási görbék) Palme, O'Neill (2004) alapján; gazdagodott asztenoszférikus köpeny (C, D, E olvadási görbék) Seghedi et al. (2004) alapján. A kiindulási gránát (A, C görbe) és spinel lherzolit (B görbe) köpenykőzet modális összetétele: ol60,1 + opx18,9 + cpx13,7 + grt7,3, valamint ol57 + opx25,5 + cpx15 + sp2,5; az olvadás módja: ol1,2 + opx8,1 + cpx36,4 + grt54,3, valamint ol1,2 + opx8,1 + cpx76,4 + sp14,3 (Kostopoulos, James, 1992). A gránát-amfibol lherzolit (D görbe; Barry et al., 2003) köpenykőzet modális összetétele: ol55 + opx22 + cpx15 + grt5 + amph1; az olvadás módja: ol5 + opx5 + cpx30 + grt20 + amph40. Az E olvadási görbe (a forrásrégió modális összetétele: ol58 + opx18 + cpx13,4 + grt6,6 + amph4; az olvadás módja: ol2 + opx7 + cpx30 + grt21 + amph40) alapján a lamprofíros magma a gazdagodott gránát-amfibol lherzolit köpeny eredetű forrásrégió 1–4%-os parciális olvadásával, majd az azt követő frakcionációs kristályosodással (FC) alakult ki. A kamptonitos magma becsült frakcionációs kristályosodási trendje a gazdagodott gránát-amfibol lherzolit köpenykőzet 4%-os olvadásából vezethető le.

8.4.3. Frakcionációs kristályosodás

Néhány, a masszívum területéről begyűjtött, 15 V/V% olivin utáni pszeudomorfózát és kb. 10 V/V% klinopiroxén fenokristályt tartalmazó kamptonit (VRG7292, VRG7296 és VRG7297 számú minták) geokémiai összetétele az elsődleges, felső köpeny eredetű parciális olvadékokéval mutat hasonlóságot. Azonban a többi vizsgált kőzetminta változatos magnéziumszáma (0,44–0,70), valamint a Ni (6–74 ppm) és Cr (4–100 ppm) kis koncentrációja arra utal, hogy a kőzetek – valószínűleg eredetileg a primitívebb kamptonitok szülőolvadékához hasonló összetételű – szülőmagmája a felemelkedés/benyomulás során eltérő mértékű frakcionációs kristályosodáson ment

keresztül. A teljes kőzet fő- és nyomelem összetételi adatok eloszlását a petrográfiai megfigyelésekkel összevetve a kamptonit-I kőzetek esetén az olivin és klinopiroxén frakcionációja a mg# = 0,70–0,53 intervallumba esik. Ugyanebben a szakaszban a TiO_2 mennyisége is növekszik, azonban mg# = 0,55 értéktől a V-mal együtt csökkenő tendenciát mutat. A CaO és FeO^t-koncentráció, valamint az Yb/Eu arány a differenciáció előrehaladtával folyamatosan csökken, ami a kaersutit (kamptonit-I), valamint a titanit és hastingsit (kamptonit-II) kristályosodását jelzi.

A diopszidok Cr-koncentrációja és magnéziumszáma, valamint a Si és a Ti + Al^{IV} mennyisége közötti összefüggés primitívebb összetételű olvadékra és/vagy a kristályosodás kezdetén uralkodó nagyobb hőmérsékletre utal (18. ábra). A Ti/Al arány 0,125 és 0,250 között változik, amiből nagyobb kristályosodási nyomásra következtethetünk (18. ábra). A nagy Al^{VI} és a kissé megnövekedett Na *p.f.u.*-tartalom szintén összhangban van a nagy nyomáson és hőmérsékleten történő kristályosodással (pl. Adam, Green, 1994; Ubide et al., 2012). A piroxének Al–Fe-diopszidos összetételük, valamint nagy magnéziumszámuk és Cr-koncentrációjuk (Cr_2O_3 = legfeljebb 0,81 m/m%) alapján feltehetően az olivint követően, 1200–1250 °C hőmérsékleten (Thompson, 1974) és 10–15 kbar nyomáson (Aoki, Kushiro, 1968) kristályosodtak. A Putirka (2008) által kifejlesztett termobarometriai számítás alapján (RiM69_ Ch03_cpx_P-T.xls file) a kamptonit-I csoport kőzeteiben előforduló diopszidok 1220–1300°C-on és 12–20 kbar nyomáson keletkeztek, ami jó egyezést mutat az irodalmi adatokkal. Hasonló kémiai összetételű klinopiroxének a felső köpenyben kristályosodnak (Szabó et al., 1993) – ami összhangban van az imént ismertetett *p-T* viszonyokkal – és a befogadó alkáli bazaltos vulkanitokkal rokon forrásból származnak (pl. Wass, 1979).

A kőzetek alapanyagában megjelenő, két különböző amfiboltípus a kristályosodás következő szakaszában, kissé eltérő *p-T* viszonyok között keletkezett. A termobarometriai modellezés során különböző módszerekkel dolgoztunk (RiM69_Ch04_ hbld_plag_thermo-jla.xls file). A Hollister et al. (1987) és Schmidt (1992) által kidolgozott, a hornblende Al-tartalmán alapuló (*Al-in-hornblende*) barométer szerint a kaersutitos mag 7–9 kbar, míg a magnesiohastingsites perem 5,4–6,9 kbar nyomáson kristályosodott. A hastingsit becsült keletkezési nyomása 6–9 kbar. A hornblende-plagioklász termométer (Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994) alapján a kaersutit 755–838 °C, a hastingsit pedig 666–779°C hőmérsékleten alakult ki. A becsült *p-T* értékek – az ásványkémiai adatokkal együtt – arra utalnak, hogy az amfibolok a felemelkedő/benyomuló magmából, a kristályosodás korai szakaszában keletkeztek. A vizsgált kőzetek mátrixában megjelenő amfibol és biotit összenövéséből arra következtethetünk, hogy az OH-tartalmú Fe–Mg-szilikátok kristályosodása egyszerre történt.

8.4.4. Az ocellumok kialakulása

A lamprofírokban és néhány alkáli bazaltban megjelenő, lekerekített, leukokrata, karbonát- és/vagy felzikus szilikátásványok alkotta ocellumok kisebb szín-indexük miatt jól elkülönülnek a befogadó kőzettől (*host*) (pl. Azbej et al., 2006; Hauser et al., 2010; Rock, 1991; Szabó et al., 1993). Egyes szerzők az ocellumokat amigdalaként, a felzikus ásványok nukleuszaként, üregek utólagos kitöltéseként értelmezték (pl. Cooper, 1979; Foley, 1984) vagy szilikátos-karbonátos, esetleg szilikátos-szilikátos összetételű fluidumok nem elegyedésével magyarázták (pl. Eby, 1980; Ferguson, Currie, 1971; Philpotts, 1976).

A masszívum területén előforduló kamptonitokban szilikátos-karbonátos (kamptonit-I) és szilikátos ocellumok (kamptonit-II) egyaránt megfigyelhetők. A kamptonit-I típusba tartozó kőzetekben és a szakirodalomból ismert lamprofírokban (pl. Azbej et al., 2006; Foley,

1984; Szabó et al., 1993) megjelenő ocellumok hasonlóak. Jellemzőjük, hogy a karbonátos magot albit, biotit és opak ásványok vagy ritkán titanit ásványtársulás alkotta perem veszi körül (17.B, F ábra). Az ilyen ocellumok feltehetően a kristályosodás kései szakaszában, a CO_2-gazdag olvadék gázbuborékokba történő szegregációjával alakulnak ki, miután a kőzet alapanyagának jelentős része már kikristályosodott (Andronikov, Foley, 2001; Azbej et al., 2006). Ezt támasztja alá az a megfigyelés is, miszerint az ocellumok nem tartalmaznak korai fázisban kristályosodott ásványokat, például olivint vagy klinopiroxént (Foley, 1984). Az ocellum körül tangenciálisan megjelenő biotitok elrendeződése a gázbuborékok kitágulásával magyarázható (Phillips, 1973). A karbonátos ocellumokat és az olivin utáni pilites pszeudomorfózákat metsző karbonátos erek olyan kései fázisú fluidumok termékei, amelyek a már megszilárdult kamptonitokat átszelő repedéshálózaton keresztül migráltak (Azbej et al., 2006).

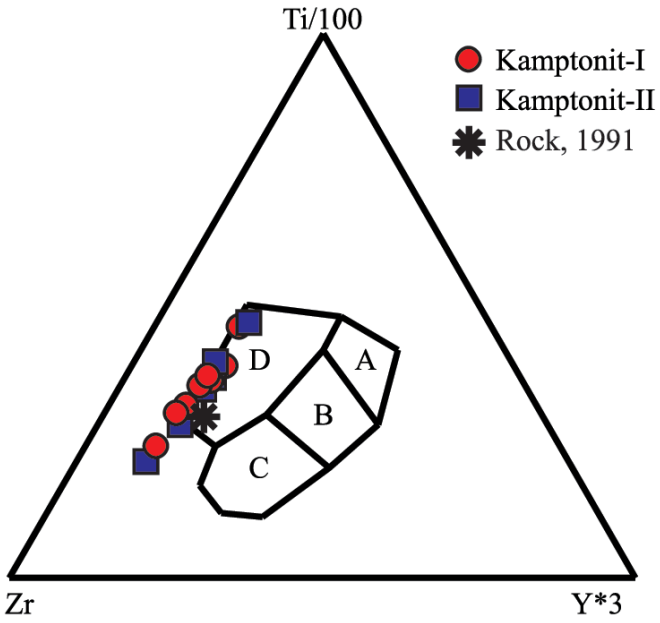
A kamptonit-II csoport szilikátos ocellumai zömében plagioklász földpátból épülnek fel és elenyésző mennyiségű amfibolt, biotitot, titanitot és apatitot tartalmaznak (17.D, G, H ábra). Az ocellumokban megjelenő szilikátásványok és azok alapanyagbéli megfelelői hasonló kémiai összetétellel jellemezhetők, ami hasonló fejlődéstörténetre enged következtetni. Ez alapján az ocellumok kialakulása nem szilikát-szilikát fluidumok nem elegyedésével, sokkal inkább a reziduális intersticiális olvadék szegregációjával magyarázható (Bédard, 1994; Cooper, 1979; Foley, 1984). A lamprofírok szövete (17.D ábra) alapján a kamptonit-II típusba tartozó kőzetek szülőmagmája 40-50%-nyi kristályosodást követően euhedrális Fe-Mg ásványokból és intersticiális szienomonzonitos-fonolitos összetételű olvadékból épült fel (Bédard, 1988, 1994).

A vizsgált kamptonitokban nagy mennyiségben előforduló ocellumok a szülőmagma nagy illótartalmára utalnak. Az ocellumokban megjelenő karbonátásványok mennyisége meghaladja a biotitét (kamptonit-I), vagyis a kristályosodás kései szakaszában a CO_2 koncentrációja nagyobb volt, mint a H_2O-é. A kamptonit-II csoport ocellumaiban a plagioklász az amfibolhoz és biotithoz képest nagyobb mennyiségben van jelen. Az ásványok egymáshoz viszonyított aránya a mátrixban ennek ellenkezője. Mindezek alapján a kőzet alapanyagának kialakulása során a H_2O szerepe sokkal meghatározóbb volt, mint az ocellumok esetén, ugyanis az alkáli lamprofíros olvadék nagy illótartalma egészen a kristályosodás kései szakaszáig késleltette a földpátok kristályosodását (Rock, 1991).

8.4.5. Tektonikai környezet

Az alkáli mafikus magmák kialakulása jellemzően a litoszféra elvékonyodásához vagy köpenycsóva-feláramláshoz köthető (Wilson, 1993). A DAM területén előforduló kamptonitok geotektonikai környezetének meghatározásához olyan inkompatibilis elemeket és ritkaföldfémeket vizsgáltunk, amelyek a posztmagmás mállási folyamatok során immobilisan viselkednek. A nagy térerejű nyomelemek (Zr, Y, Ti) eloszlása (25. ábra), valamint a ritkaföldfémek primitív köpenyre normált lefutása (22.D, E ábra) alapján a vizsgált kőzetek lemezen belüli környezetben alakultak ki. Ez összhangban van a kamptonitok gazdagodott lemezen belüli tektonikai környezetre jellemző nagy kiindulási ε_{Nd} értékeivel. A klinopiroxének Ti + Cr *vs.* Ca eloszlása a Leterrier et al. (1992) által kidolgozott diszkriminációs diagramon (18. ábra) arra utal, hogy a kamptonitok anorogén zónában keletkeztek. A fenti elemeloszlások alapján a vizsgált kőzetek lemezen belüli magmás tevékenységhez köthetően alakultak ki. Ez összhangban van a 7. fejezetben megfogalmazott hipotézisünkkel.

8.4.6. A lamprofírok kapcsolata masszívum kőzeteivel



25. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kamptonitjainak Ti/100 vs. Zr vs .Y*3 diagramja (Pearce, Cann, 1973 alapján)*
A–B: kis K-tartalmú tholeiitek; B: óceánaljzati bazaltok; B–C: mészalkáli bazaltok; D: lemezen belüli bazaltok.

A kumulátumkőzetek és a foidgabbró ásványos és kémiai összetétele a vizsgált kamptonitokéval mutat erős hasonlóságot. Mindhárom kőzettípusra jellemzőek az alábbi ásványok: apatit, titanit, Fe–Ti oxidok, klinopiroxén, amfibol, plagioklász ± olivin ± biotit. A kumulátumkőzetekben (hornblendit s.s.) és foidgabbróban megjelenő amfibolok összetétele a kamptonitok amfiboljaihoz hasonlóan kaersutitnak felel meg és átmenetet mutat a hastingsit, magnesiohastingsit és pargasit felé (Morogan et al., 2000; Pál-Molnár, 2000). A három kőzettípus teljes kőzet összetételének ritkaföldfém-tartalma (22. ábra), valamint a hornlenditben ($Di_{63-81}Hd_{14-27}Aeg_{2-10}$; Pál-Molnár, 2000), foidgabbróban ($Di_{72-73}Hd_{16-19}Aeg_{8-12}$; Morogan et al., 2000) és kamptonitban ($Di_{76-93}Hd_{1-24}Aeg_{1-8}$) megjelenő diopszidok összetétele is átfed. A mafikus-ultramafikus kőzetek (Morogan et al., 2000; Pál-Molnár, 2000), egy bazanitos összetételű szülőmagma frakcionációs kristályosodásával alakultak ki (Morogan et al., 2000). A nyomelem, ritkaföldfém és Nd-izotópösszetétel (23. ábra), valamint a petrográfiai megfigyelések és ásványkémiai adatok alapján a DAM mafikus-ultramafikus kőzetei és a vizsgált kamptonitok egy komagmás és kogenetikus kőzetsorozatként értelmezhetők. A lamprofírok képviselik az egyetlen bázikus olvadékot, amely a masszívum valamennyi kőzettípusát átjárja és közeli magmás és genetikus kapcsolatban áll a mafikus és ultramafikus kőzetekkel. Mindezek alapján a lamprofírokat a masszívum területén előforduló kőzetek szülőolvadékának tekinthetjük.

9. GRAVITÁCIÓS FRAKCIONÁCIÓ – KUMULÁTUMKŐZETEK

A Tarniţa Komplexum a DAM északi területének jellemző ultramafikus és mafikus kőzetegyüttese (Pál-Molnár, 2000). A komplexum É-i és Ny-i részén a dioritos (foidgabbró, monzogabbró; lásd. 10.1. alfejezet) befogadó kőzetben nagy mennyiségben fordulnak elő ultramafikus kumulátumlencsék, -tömbök. Méretük néhány centimétertől több száz méterig terjedhet. Az ultramafikus kumulátumok kőzetalkotó ásványainak nagy sűrűsége, valamint a terepi megfigyelések megerősítik azt feltételezést, miszerint e kőzetek gravitációs akkumuláció útján alakultak ki[18], és a magmatározó alján halmozódtak fel. Miután az alpi hegységképződési folyamatok következtében a masszívum elszakadt gyökérzónájától és kibillent eredeti helyzetéből, így elmondható, hogy ezek a kőzetek képviselik az egykori magmatározó relatíve legmélyebb részén kialakult képződményeket. A masszívum területén mélyített kutatófúrások talpmélysége maximum 1200 m volt, egyik fúrás sem harántolta a Bukovinai alatt húzódó Szubbukovinai takarót (Pál-Molnár, 2000; Kräutner, Bindea, 1995), így a kőzettest egykori, litoszférabeli mélysége kizárólag termobarometriai segítségével becsülhető.

9.1. Petrográfia

A DAM területén megjelenő kumulátumkőzetek kőzettanilag igen változatosak. Ásványtani és szöveti alapon megkülönböztetünk olivin- és piroxéntartalmú, valamint csaknem monomineralikus hornblendetartalmú (hornblendit[19]) orto- és mezokumulátumokat.

A Tarniţa Komplexumban felszínre bukkanó ultramafikus kőzeteket a DAM emúlt évszázadának szairodalma általában hornblendit néven említette. Ha figyelembe vesszük az *IUGS* Magmás Kőzetrendszertani Albizottság nevezéktani ajánlását (Le Maitre, 2002) akkor csak az a kőzet nevezhető hornblenditnek, amely tartalmaz olivint és piroxént, de a kőzet több mint 90 V/V%-a amfibol (hornblende) (pl. 11.c ábra).[20] Amennyiben a kőzet – mint a DAM legtöbb ultramafikus kőzete – olivin és piroxén mellett jelentős mennyiségű plagioklászt is tartalmaz, a petrográfiai nevezéktan sajátos értelmezésre szorul. Például, ha egy plagioklász-tartalmú piroxénhornblendit, vagy plagioklász-tartalmú hornblendit kis mennyiségben tartalmaz (de tartalmaz!) olivint is, akkor ennek nagyon fontos petrogenetikai jelentősége lehet, de az ultrabázitok nevzéktana ezt már nem tudja megfelelő hangsúllyal kezelni. Logikus lépés lenne a kőzetet, a térfogatszázalékos ásványos összetétel mellett – vagy helyett – a szövete és az interkumulusz mennyisége alapján elnevezni, azonban ez – az

[18] A kumulátumkőzetek a kristályok akkumulálódása során jönnek létre (Wager et al., 1960) és két fő összetevőjük van. A kumulusz olyan kristályok csoportjából áll, amely a kumulátumkőzet vázát alkotja, a posztkumulusz, vagy interkumulusz, olyan olvadék kristályosodásának terméke, amely a szemcseközi térben kristályosodik. A kumulusz anyaga normál frakcionációs kristályosodással keletkezik, kogenetikus ásványokat tartalmaz, a posztkumulusz (vagy interkumulusz) kialakulása során az interkumulusz olvadékból történik a kristályosodás, és eközben a kumulusz kipréselődik. Irvine 1982-ben a kumulátumkőzeteket az interkumulusz mennyisége alapján osztályozta. Megkülönböztet: ortokumulátumot (interkumulusz anyag a kumulátum kőzet 25–50%-át alkotja), mezokumulátumot (kevesebb a posztkumulusz anyag és ez ránő a kumulusz kristályokra, ilyenkor a poszkumulusz anyag a kumulátumkőzet 7–25%-át alkotja) és adkumulátumot (az interkumulusz kis mennyiségben van jelen, általában egyensúlyba került a kumulátum anyagával, a kumulátum kőzet 0–7%-át alkotja).

[19] A hornblenditek amfiboltartalma elérheti a 91-93 V/V%-ot is (26.A ábra).

[20] Amennyiben a >90 V/V% amfibolt tartalmazó kőzezet a piroxén mellett plagioklászt is tartalmaz, akkor a kőzet neve plagioklász-tartalmú hornblendit (pl. 11b. ábra).

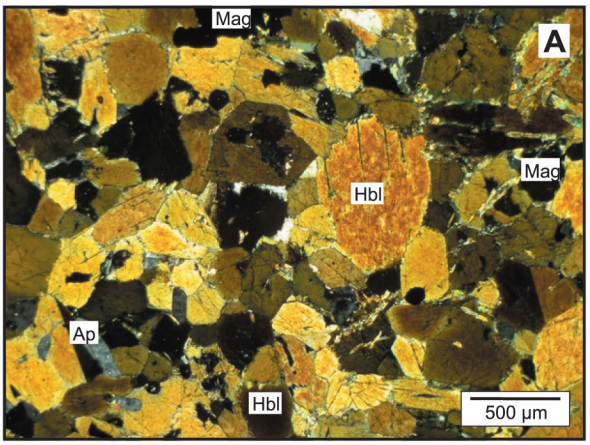
akkumuláció és a jellemző kumulátumszövetek kialakulási mechanizmusának elfogadása mellett is –félrevezető lenne, miután nyílt rendszerű magmás folyamatok esetében a geokémiának óriási szerepe van, és a nevezéktan nem képes e folyamatokat felismerni, kellőképpen lekövetni és csak szűkítené a folyamat megértését. Ezért a továbbiakban a DAM kumulátumkőzeteinek elnevezésénél a meghatározó kumuluszásványok alapján az olivintartalmú, piroxéntartalmú és hornblende-tartalmú jelzős szerkezeteket használjuk, természetesen a >90 V/V% hornblendetartalmú kumulátumkőzet a nevezéktanban továbbiakban is megőrzi a hornblendit nevet.

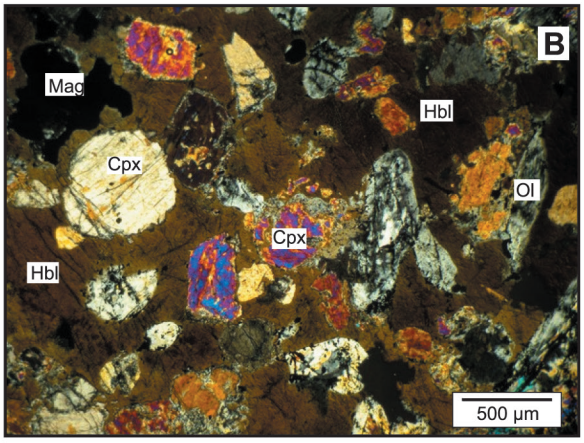
A poikilites szövetű olivintartalmú kumulátumokban az amfibol interkumuluszként van jelen, az amfibol- és piroxén-tartalmú kumulátumokban az amfibol a kumulusz fázist képviseli. Az olivintartalmú kumulátumok meglehetősen ritkák: a részletes terepi- és kőzettani vizsgálatok ellenére csupán néhány feltárásban sikerült azonosítanunk.

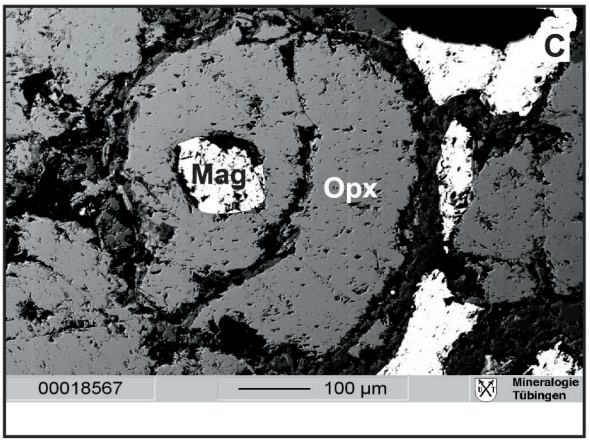
Az olivin és a piroxén minden esetben kumulusz fázisok (26. ábra). Amennyiben a kőzet biotitot és plagioklászt is tartalmaz, e két ásvány minden esetben interkumuluszként fordul elő. A 100 µm–11 mm méretű amfibol kumulusz- és interkumulusz fázisként egyaránt jelen lehet.

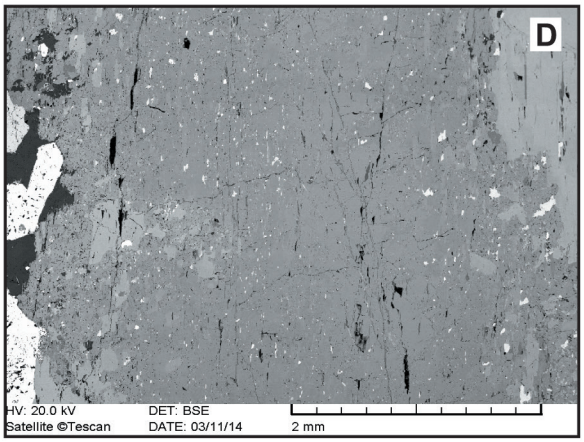
A poikilites szövetű az olivin- és piroxéntartalmú kumulátumok legfeljebb 30 V/V% olivinből és 23 V/V% euhedrális kumulusz klinopiroxénből, valamint elenyésző mennyiségű ortopiroxénből épülnek fel, amelyeket nagy méretű interkumulusz amfibol oikokristályok foglalnak magukba (26.B, D ábra). A szubhedrális-anhedrális kumulusz olivin (maximum 1,7 mm) zárványként elsődleges magnetitet tartalmaz. Az olivin nem üde, mesh-szövetű szerpentinásványokká és magnetitté alakult át (26.B ábra). A klinopiroxén 150–600 µm nagyságú mikrokristályok formájában fordul elő. Az akcesszóriákat apatit és magnetit képviseli. A lekerekített, erősen repedezett ortopiroxént egy 40–50 µm széles, finomszemcsés, talkból, valamint kisebb mennyiségben plagioklászból és ritkán magnetitből álló reakcióperem veszi körül (26.C ábra). A nemegyensúlyi szövetből arra következtethetünk, hogy az anhedrális ortopiroxén xenokristályként, feltehetően lokális falkőzet-kontamináció útján került a kőzetbe. A magnetit zárványokat tartalmazó xenokristályok mérete nem haladja meg a 750 µm-t.

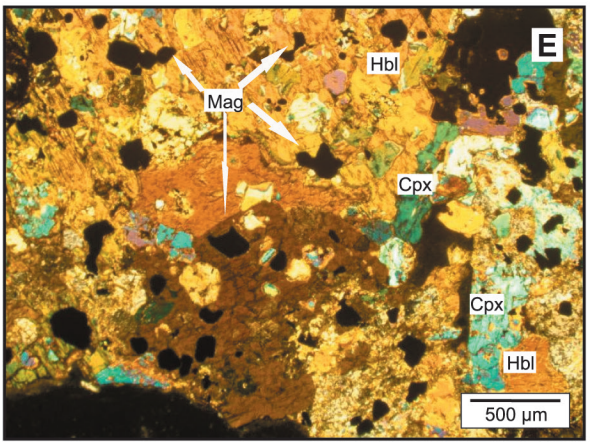
A hornblendetartalmú kumulátumok fő kőzetalkotó ásványai az amfibol, a piroxén, a plagioklász, a biotit, a magnetit, a titanit és az apatit. A kumulusz amfibolok mérete igen változatos, ugyanazon kőzeten belül euhedrális-szubhedrális, legfeljebb 11 mm méretű makrokristályként (26.B, E, H ábra), valamint szubhedrális, 100–500 µm nagyságú mikrokristály formájában is előfordul (26.A, F ábra). Az amfibol oikokristályok (> 10 mm) gyakran szagenites szövetűek és klinopiroxént, titanitot, magnetitet, apatitot foglalnak magukba zárványként. Néhány szemcse kloritosodott és epidotosodott. Az euhedrális-szubhedrális, amfibol zárványokat tartalmazó klinopiroxén a kőzet modális összetételének 16 V/V%-át teszi ki. A kőzetben gyakoriak a másodlagos amfibol és klorit vagy epidot ásványegyüttes alkotta klinopiroxén utáni részleges pszeudomorfózák (26.D, E ábra). A klinopiroxén ritkán zónás, a makrokristályok legfeljebb 4 mm nagyságúak (26.D ábra), az amfibol oikokristály zárványaként megjelenő klinopiroxén mérete megközelítően 450 µm. A szubhedrális, enyhén kloritosodott, klinopiroxén, amfibol, apatit- és magnetitzárványokat tartalmazó biotit (1–20 V/V%) mérete akár a 4 mm-t is elérheti. Néhány biotit- és amfibolszemcse összenövéséből a két fázis egyidejű kristályosodására következtethetünk, azonban a nagyobb méretű (maximum 4 mm), amfibol- és piroxénzárványokat magába foglaló biotit minden bizonnyal a kristályosodás későbbi fázisában alakult ki. A mafikus ásványok közötti térben megjelenő, szubhedrális-anhedrális, szericitesedett interkumulusz plagioklászban (legfeljebb 12 V/V%) klinopiroxén zárványok figyelhetők meg (26.F, G ábra). Apatit (max. 5 V/V%), magnetit (max. 5 V/V%) és titanit (max. 3 V/V%) kristályok

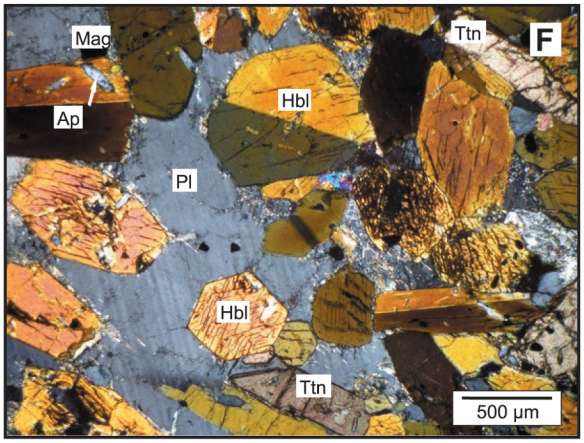

A
Mag
Hbl
Mag
Ap
Hbl
500 µm

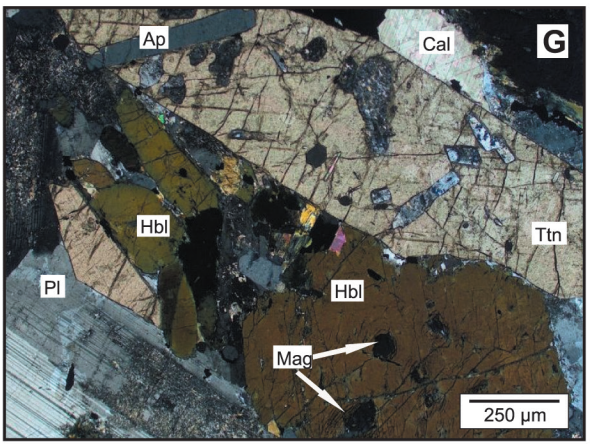

B
Mag
Hbl
Cpx
Ol
Cpx
Hbl
500 µm

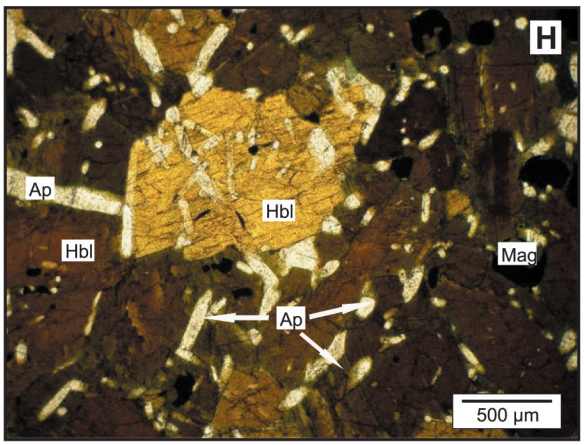

C
Mag
Opx
00018567
100 µm
Mineralogie
Tübingen


D
HV: 20.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: BSE
DATE: 03/11/14
2 mm


E
Hbl
Mag
Cpx
Cpx
Hbl
500 µm


F
Mag
Ttn
Ap
Hbl
Pl
Hbl
Ttn
500 µm


G
Ap
Cal
Hbl
Ttn
Pl
Hbl
Mag
250 µm


H
Ap
Hbl
Hbl
Mag
Ap
500 µm

a fő kőzetalkotó ásványok közötti térben (26.G, H ábra), valamint kumuluszfázisok zárványaként egyaránt előfordulnak, ami arra utal, hogy ezek az ásványok a kristályosodás korai szakaszában alakultak ki. Az euhedrális-szubhedrális titanit mérete nem haladja meg a 2 mm-t (26.G ábra), zárványként apatitot és magnetitet tartalmaz. Az apatit euhedrális megjelenésű. A titanit kristályok mellett ritkán kalcit figyelhető meg. A magnetitszemcsék lekerekítettek vagy anhedrálisak, olykor apatit vagy cirkon kíséretében fordulnak elő (26. ábra). A kőzetalkotó ásványok feltételezett keletkezési sorrendje a következő: olivin, klinopiroxén, amfibol, biotit és plagioklász, amelyek mellett folyamatosan és egyre növekvő mennyiségben kristályosodott apatit, magnetit és titanit.

9.2. Ásványkémia

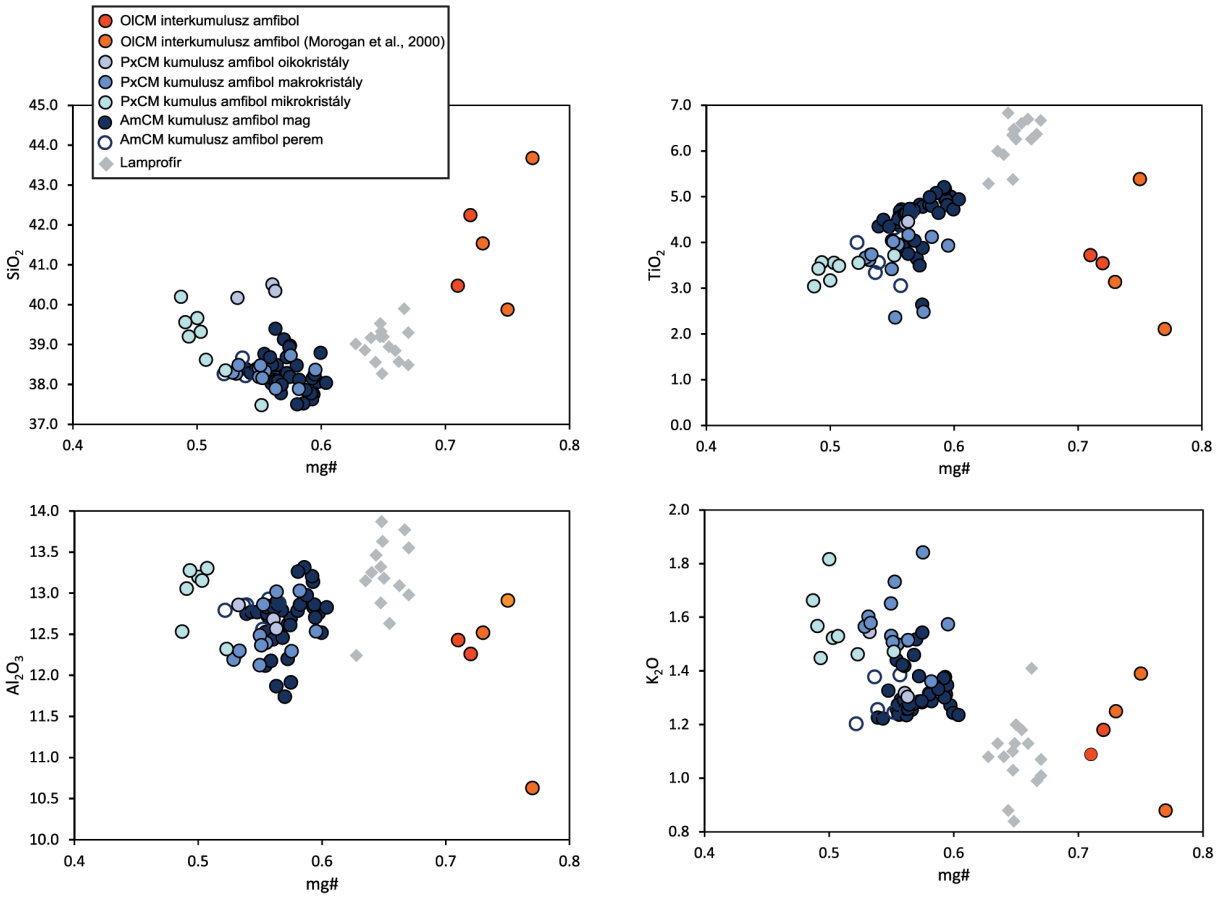
9.2.1. Amfibol

Az amfibolok magnéziumszáma (Mg# = Mg/(Mg + Fe^{2+})) 0,49 és 0,72 között változik, FeO^t és TiO_2-koncentrációjuk elérheti a 17,7, valamint 5,2 m/m%-ot. Az Al_2O_3-tartalom 11,7 és 14,3 m/m% között változik (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table I of the Supplementary Data* – online platformon elérhető melléklet). A Leake et al. (1997), valamint Hawthorne et al. (2012) alapján kaersutitok, pargazitok, ferropargazitok és magneziohastingsitek.

A kumulusz- és interkumulusz amfibolok összetétele eltérő. Az interkumulusz amfibol magnéziumszáma és SiO_2-koncentrációja nagyobb, míg a K_2O, FeO^t, Ba (<300 ppm), Sr (<350 ppm) és Zr (<115 ppm) mennyisége kisebb, mint a kumulusz amfibolok esetében. (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table II of the Supplementary Data* – online platformon elérhető melléklet). A kumulusz makro- és mikrokristályok Sr (max. 1850 ppm), Ba (max. 1200 ppm) és Zr (max. 560 ppm) koncentrációja hasonló. Jellemzőjük, hogy növekvő Mg# mellett az Al_2O_3 és TiO_2 mennyisége növekvő, míg a K_2O és FeO^t koncentrációja csökkenő tendenciát mutat, csakúgy, mint a masszívum területéről leírt kamptonitok amfiboljai esetén. Néhány kumulusz amfibol peremi része FeO^t-ban gazdagabb és TiO_2-ban szegényebb, valamint a magnéziumszáma is kisebb a mag összetételéhez képest, ami a perem fejlettebb olvadékból történő vagy megváltozott körülmények között végbemenő kristályosodására utal (27. ábra).

A kumulusz és interkumulusz amfibolok kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém-eloszlása változatos lefutást mutat (28.A ábra). A kumulusz amfibolok 6–270-szeres, míg az interkumulusz amfibolok kevesebb, mint 60-szoros gazdagodást mutatnak a kondritra jellemző értékekhez képest. A normált RFF-görbék lefutása minden amfibol esetében domború, Eu-anomália nem azonosítható. A kumulusz amfibolok RFF-görbéin kismértékű Tm-Lu gazdagodás

◀ ***26. ábra*** *A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteinek jellegzetes szöveti bélyegei*
(A) Adkumulátum szövetű kumulusz amfibol hornblenditben (VRG7433), +N; (B) Olivintartalmú kumulátum (VRG23b) interkumulusz amfibolja olivin, klinopiroxén és magnetit zárványokkal, +N; (C) Magnetitzárványos ortopiroxén olivintartalmú kumulátumban (VRG23b), BSE-felvétel; (D) Nagy méretű (max. 4 mm) diopszid amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumban (VRG6706), BSE-felvétel; (E) Poikilites szövetű amfibol, klinopiroxén- és magnetit zárványokkal amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumban (VRG7452), +N; (F) Mezokumulátum szövetű kumulusz amfibol és titanit interkumulusz plagioklásszal amfiboltartalmú kumulátumban (VRG6546), +N; (G) Apatitzárványos titanit amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumban (VRG6706), +N; (H) Apatit- és magnetit zárványok amfiboltartalmú kumulátum (VRG7437) amfiboljában, +N. Az ásványfázisok nevének rövidítése Kretz (1983) nyomán.



27. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum amafikus kumulátumkőzeteiben megjelenő amfibolok főelem-összetétele a Mg# függvényében*
Rövidítések: OlCM: olivintartalmú kumulátum, PxCM: piroxéntartalmú kumulátum, AmCM: amfiboltartalmú kumulátum.

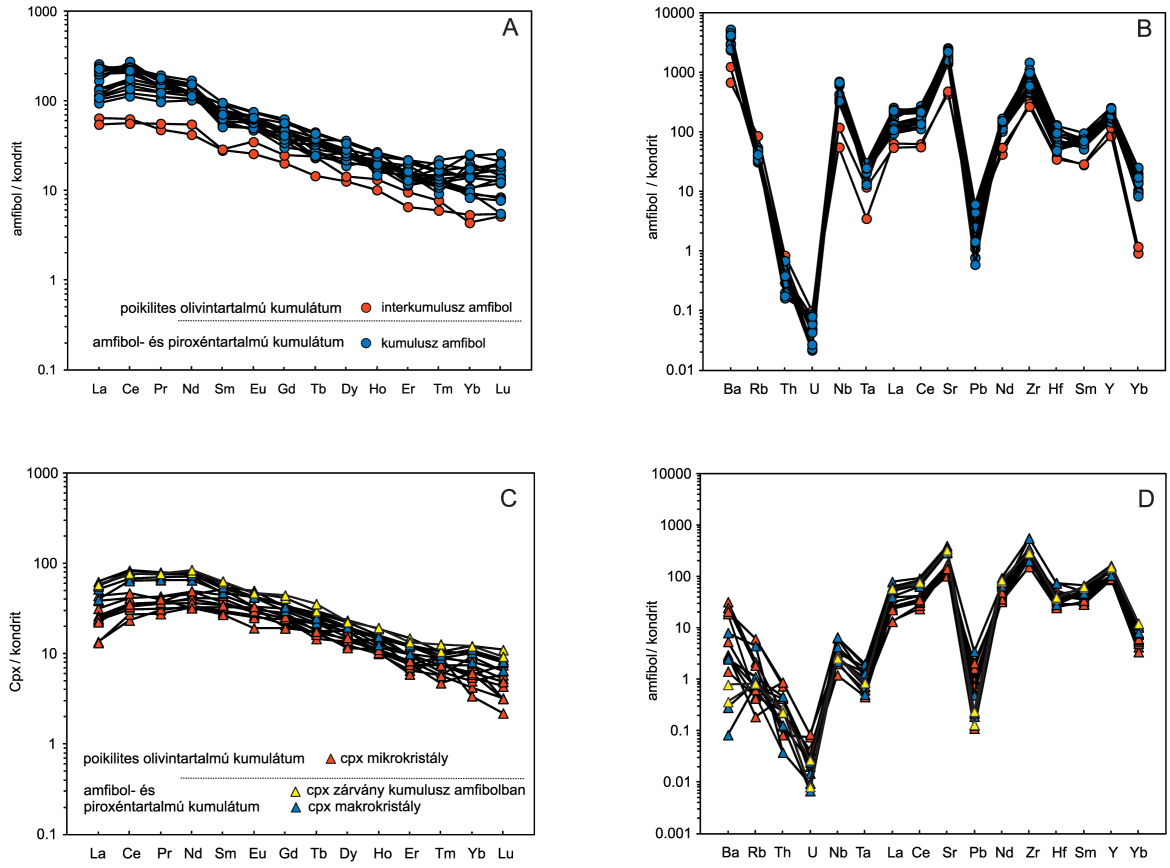
figyelhető meg. A LaN/YbN arány igen széles határok között változik: 4,1–12,5 (interkumulusz amfibol) és 8,3–18,8 (kumulusz amfibol).

A legtöbb nyomelem, mind a kumulusz- mind az interkumulusz amfibolok esetében 30–300-szorosan gazdagodott a kondritra jellemző értékekhez képest. A legtöbb minta esetében a Th, U, Ta, Pb és Yb erősen negatív, míg a Ba, Nb, Sr, Zr és Y pozitív anomáliát mutat (28B. ábra).

9.2.2. Klinopiroxén

A klinopiroxének szűk összetételi tartományok között ($Di_{51-78}Hd_{15-26}Aeg_{3-8}$; *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table III of the Supplementary Data* – online platformon elérhető melléklet) diopszidok és augitok (ferro- és alumínium-ferro diopszid, valamint Mg-gazdag augit; Morimoto et al.,1989). Összetételük alapján két csoport különböztethető meg: az olivintartalmú kumulátumokban előforduló mikrokristályok, valamint a piroxéntartalmú kumulátumok makrokristályai (29. ábra).

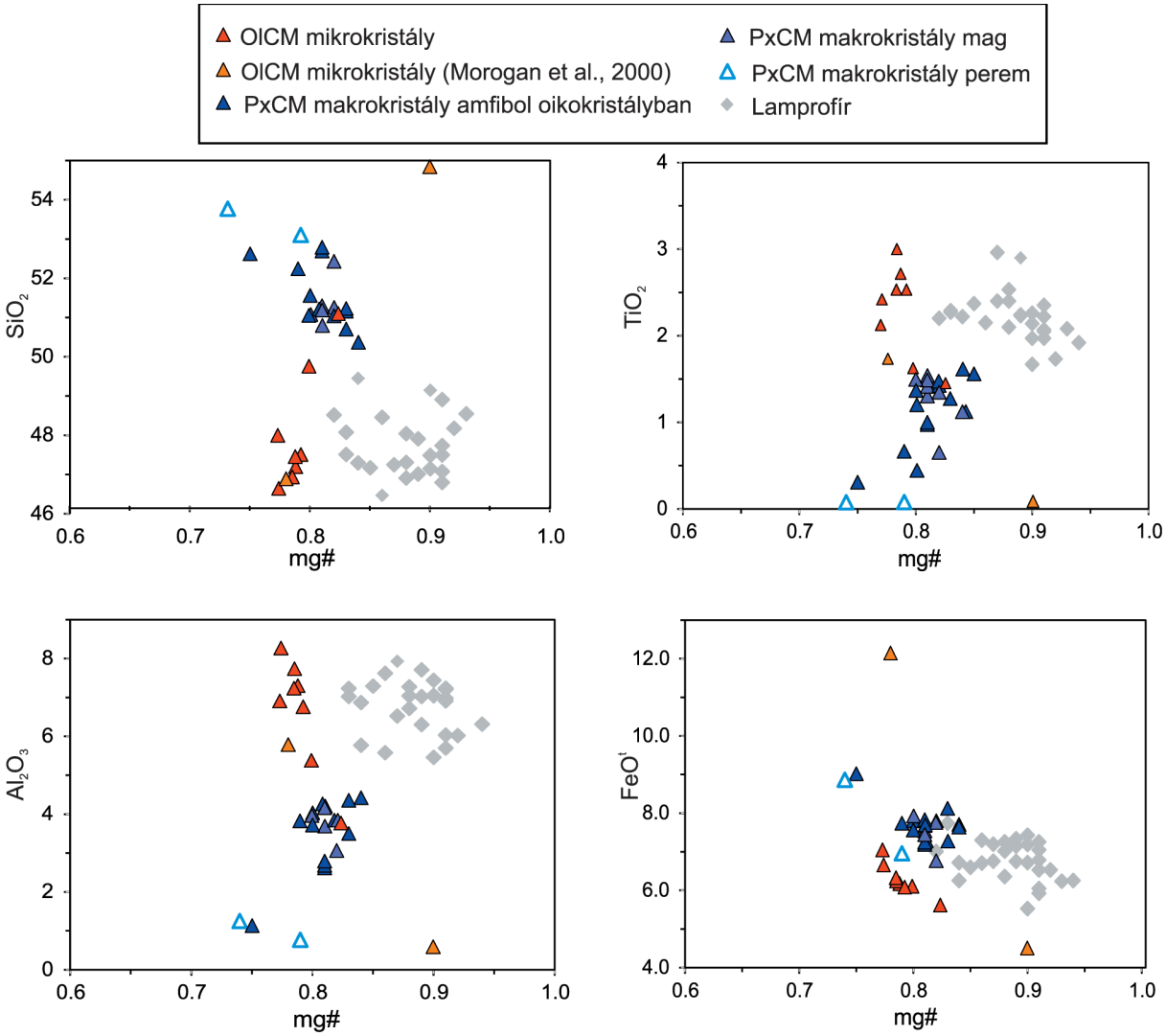
A klinopiroxén mikrokristályok magnéziumszáma nagy ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$= 0,77–0,90), továbbá az Al_2O_3 (max. 8,3 m/m%) és TiO_2 (max. 2,9 m/m%) koncentrációja is jelentős. Ez az összetétel a masszívum kamptonitjainak piroxénjeivel mutat hasonlóságot. A Cr mennyisége 440 és 5300 ppm között változik, míg a Sr koncentrációja 75-120 ppm, a Zr-é pedig 50–200 ppm (*https://doi.*



28. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteiben megjelenő kumulusz- és interkumulusz fázisok kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlása*
(A) A kumulusz- és interkumulusz amfibolok RFF-lefutása; (B) A kumulusz- és interkumulusz amfibolok nyomelem-eloszlása; (C) A kumulusz klinopiroxének RFF-leefutása; (D) A kumulusz klinopiroxének nyomelem-eloszlása.

org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table IV of the Supplementary Data – online platformon elérhető melléklet). A makrokristályok esetében a magnéziumszám (0,74–0,84), továbbá az Al_2O_3 (max. 4,4 m/m%), TiO_2 (max. 1,7 m/m%) és Cr (max. 80 ppm) koncentrációja is kisebb a mikrokristályokénál. A makrokristályok Sr-ban gazdagabbak (200–280 ppm) a mikrokristályokhoz képest, a Zr hasonló mennyiségben van jelen (80–210 ppm). A mikrokristályok, valamint az olivintartalmú kumulátumok klinopiroxén mikrokristályai (Morogan et al., 2000) esetében a Mg# növekedésével párhuzamosan a TiO_2, Al_2O_3 és FeO^t csökkenő, míg a SiO_2 növekvő tendenciát mutat. A makrokristályoknál ennek ellenkezője figyelhető meg: növekvő Mg# mellett a TiO_2 és Al_2O_3 mennyisége is növekszik, a SiO_2-é pedig csökken, csakúgy, mint a kamptonitok klinopiroxén kristályai esetében. A makrokristályok pereme a maghoz képest SiO_2-ban gazdagabb, míg TiO_2-ban és Al_2O_3-ban szegényebb, továbbá magnéziumszáma is kisebb (29. ábra) A klinopiroxén kristályok magjában a Ti/Al arány 0,125 és 0,250 között változik, olykor nem haladja meg a 0,125 értéket, amelyből arra következtethetünk, hogy a vizsgált ásványok viszonylag nagy nyomáson keletkeztek.

A klinopiroxének RFF-koncentrációja 2–90-szeres gazdagodást mutat a kondritra jellemző értékekhez képest (28.C ábra). A normált RFF-görbék domború lefutásúak (*convex-upwards*), negatív Eu-anomália nélül. Annak ellenére, hogy a makrokristályok ritkaföldfémekben gazdagabbak a mikrokristályoknál, a két típus normált RFF-görbéi egymással párhuzamosan futnak.



29. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum mafikus-ultramafikus kumulátumkőzeteiben megjelenő klinopiroxének főelem-összetétele a Mg# függvényében*
Rövidítések: OlCM: olivintartalmú kumulátum, PxCM: piroxéntartalmú kumulátum.

A mikrokristályok La_N/Yb_N aránya 2,9 és 7,8 között változik, míg a makrokristályok esetében ez az érték 4,7–6,5.

A nyomelemeknél a kondrithoz képest 2–200-szoros gazdagodás figyelhető meg (28D. ábra). Jelentős negatív anomália az U, Pb és Ta esetében mutatkozik. Az amfibolokhoz hasonlóan a klinopiroxéneknél is a Nb, Sr, Zr és Y pozitív anomáliát mutat. A Ba és Rb normált koncentráció-értékei meglehetősen változatosak.

9.2.3. Egyéb ásványok

A relikt olivin mag Fo-tartalma 73 és 75 mol% között változik, a CaO (0–0,14 m/m%) és Ni (574–817 ppm) kis mennyiségben van jelen, míg a MnO koncentrációja nagy (0,21–0,43 m/m%) (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table V of the Supplementary Data* – online platformon elérhető melléklet).

Az ortopiroxén ensztatit (Morimoto et al., 1988), magnéziumszáma (Mg/(Mg + Fe^{2+})) 0,70–0,72, az Al_2O_3 mennyisége 1,1–1,3 m/m%, a CaO-é 1-1,3 m/m%, a Ni koncentrációja pedig ~ 180 ppm (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table VI of the Supplementary Data* – online platformon elérhető melléklet). A vizsgált ásványok Mg- és Al-szegény összetétele a kéreg eredetű granulit xenolitokból leírt ortopiroxénekével mutat hasonlóságot (pl. Conticelli, 1998; Nozaka, 1997; Orlando et al., 1994).

A biotit kémiai összetétele alapján – a kamptonitokban megjelenő biotithoz hasonlóan – az annitok közé sorolható (Mg# = 0,59–0,62). A klinopiroxénekhez és amfibolokhoz hasonlóan a biotitok is nagy Fe-tartalommal (FeO^t = 16,7–18,1 m/m%) rendelkeznek. Az Al_2O_3 koncentrációja szintén jelentős (15,3–16,0 m/m%), a TiO_2 azonban kis mennyiségben (0,4-1,5 m/m%) van jelen (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table VII of the Supplementary Data*– online platformon elérhető melléklet).

Az interkumulusz plagioklász összetétele albit és oligoklász között változik (An_{30-2}) *(https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022*, *Table VIII of the Supplementary Data* - online platformon elérhető melléklet). Az ultramafikus kumulátumokban néhány plagioklász kristály pereme K-ban relatíve gazdagodott összetételt mutat (a K_2O mennyisége nem haladja meg a 2,0 m/m%-ot).

9.3. Teljes kőzet geokémia

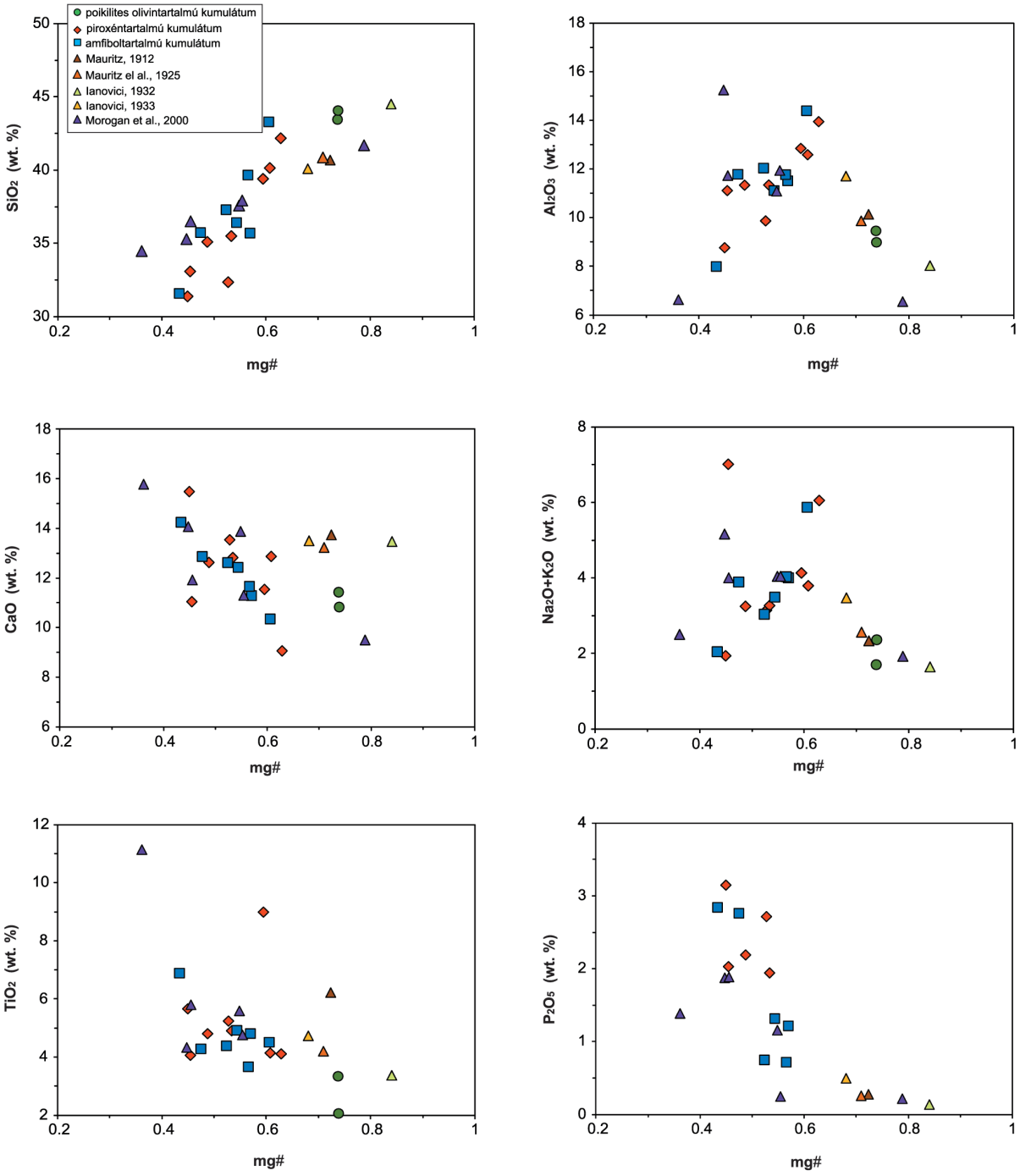
Jelen értekezés 17 db reprezentatív, újonnan meghatározott fő- és nyomelem összetételi adatsorát Mauritz (1912), Mauritz et al. (1925) és Ianovici (1932, 1933) 4 db hornblendit minta főelem, valamint Morogan et al. (2000) 6 db kőzetminta fő- és nyomelem összetételével egészítettük ki (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet).

9.3.1. Főelemek

Az olivintartalmú kumulátumok kivételével az amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumok összetétele megegyezik és az új adatok összhangban vannak a korábban közölt értékekkel (Ianovici, 1932, 1933; Mauritz, 1912; Mauritz et al., 1925; Morogan et al., 2000; 30. ábra; *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet). Az olivintartalmú kumulátumok a legprimitívebb összetételűek (MgO = 16,4–16,8 m/m%). Alkáli jellegüknek megfelelően minden további kumulátumkőzet SiO_2-tartalma kicsi, ugyanakkor az alkáliák, a TiO_2, P_2O_5 és FeO^t nagy mennyiségben vannak jelen (30. ábra; *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table I* – online platformon elérhető melléklet). A K-gazdag mintákban a K_2O mennyisége a 4,9 m/m%-ot is elérheti. A kumulátumok CaO, FeO^t, TiO_2 és P_2O_5-tartalma negatív korrelációt mutat a magnéziumszámmal (30. ábra). Ezzel szemben a SiO_2, Al_2O_3, Na_2O és K_2O a Mg# csökkenésével párhuzamosan szintén csökkenő tendenciát mutat, ami jól tükrözi az amfibol, apatit, titanit és magnetit modális mennyiségének növekedését a vizsgált kumulátumkőzetekben.

9.3.2. Nyomelemek

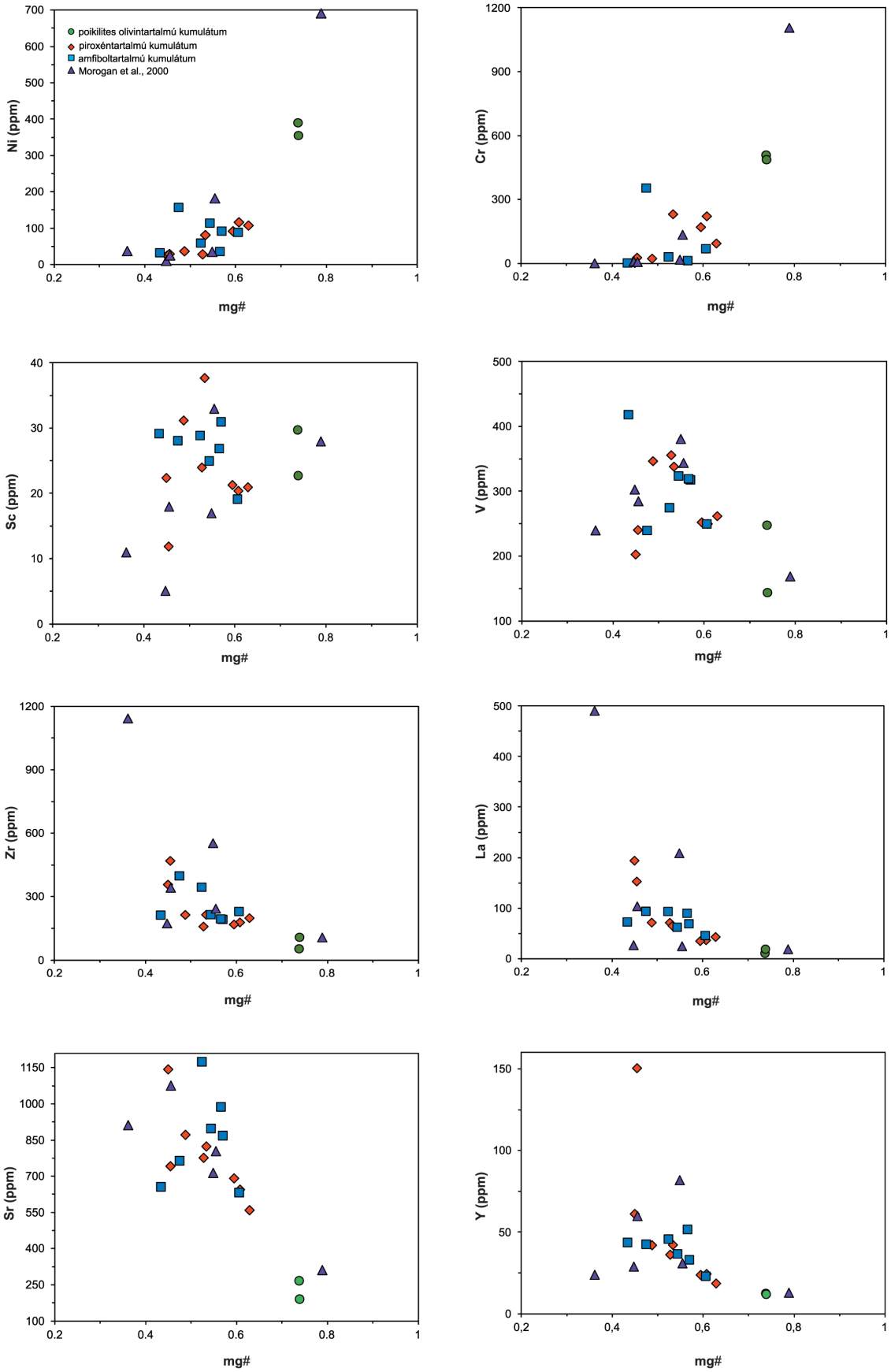
A főelemekhez hasonlóan az olivintartalmú kumulátumok nyomelem-összetétele különbözik a többi kumulátumkőzetétől (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table II* – online platformon elérhető melléklet). Ezeknek a kőzeteknek a legnagyobb a Ni és a Cr, valamint a legkisebb a Sr, a Ba, a Zr,a Nb és az Y (31. ábra; *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022, Table II* – online platformon elérhető melléklet) koncentrációja. Ezzel ellentétben a többi kumulátumban nagy a Sr, Ba, Zr, Nb, Y és kisebb a Ni és Cr mennyisége (31. ábra, *https://doi.org/10.1016/j.*



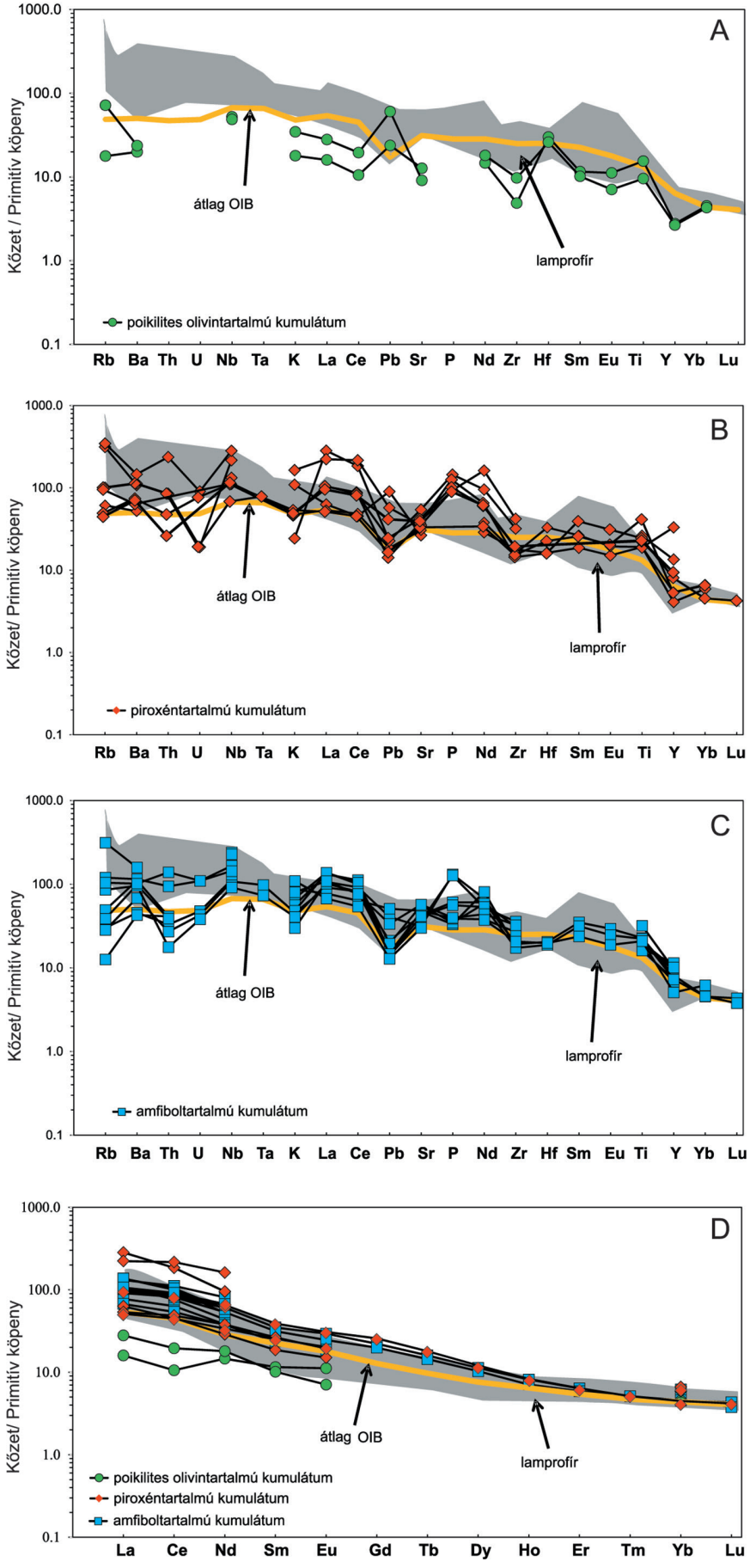
30. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteinek teljes kőzet főelem vs. Mg# korrelációs diagramjai*

lithos.2015.09.022, Table II – online platformon elérhető melléklet). A Cr, Ni és Sc pozitív korrelációt mutat a magnéziumszámmal, ami az olivin és klinopiroxén mennyiségével áll összefüggésben. Az inkompatibilis elemek (La, Zr, Sr és Y) és a V csökkenő Mg# mellett növekvő tendenciát mutatnak, amiből nagyobb apatit- és titanit-koncentrációra következtethetünk (31. ábra).

A kumulátumok primitív köpenyre normált nyomelem-eloszlási görbéi közel párhuzamos lefutásúak (32. ábra). Az olivintartalmú kumulátumok mutatják a legkisebb nyomelem-gazdagodást a primitív köpenyhez képest, továbbá pozitív Pb, Hf és Ti, valamint negatív Zr és Y anomáliával



31. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteinek teljes kőzet nyomelem vs. Mg# korrelációs diagramjai*



32. ábra *Az (A) olivin-tartalmú, (B) piroxéntar-talmú, (C) amfiboltartalmú kumulátumok primitív köpenyre normált (Sun és McDonough, 1989) nyomelem eloszlásai és (D) a Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteinek primitív köpenyre normált (Sun, McDonough, 1989) ritkaföldfém-eloszlásai*
A masszívum területén előforduló lamprofírok a 8. fejezet, az OIB-összetétel pedig Sun és McDonough (1989) alapján.

jellemezhetők (32.A ábra). A piroxén-tartalmú kumulátumok összetétele U-ban és K-ban kimerült, míg P-ban és Ti-ban gazdagodott, a Rb, Th, La-Ce, Pb, Nd és Y változó koncentrációban van jelen (32.B ábra). Néhány kumulátumkőzet esetében Nb-gazdagodás figyelhető meg (32.B, C ábra).

A ritkaföldfémek lefutásában nem jelentkezik Eu-anomália. Az alkáli kőzetekre jellemzően, a könnyű ritkaföldfémek mennyisége gazdagodást mutat a primitív köpenyhez képest, a La/Yb arány 5 és 32 között változik (32.D ábra). Ezek az értékek hasonlóak a masszívum területéről leírt lamprofírok La/Yb arányához.

9.4. Értelmezés

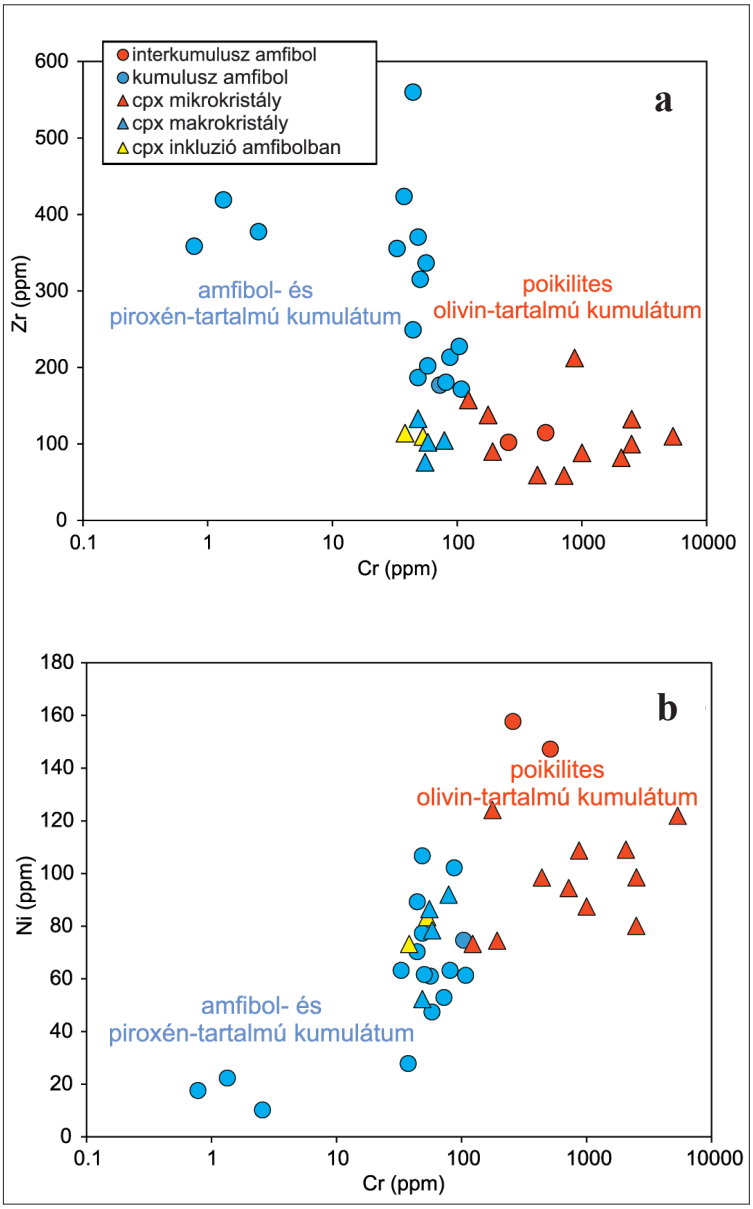
9.4.1. A kumulátumok fejlődése

A vizsgált kumulátumkőzetekben a kumulusz fázist eltérő összetételű Fe-Mg ásványok képviselik, amelyből arra következtethetünk, hogy a kőzetet felépítő ásványok különböző olvadékból származnak, amelyek eltérő módon fejlődtek vagy az olvadék fejlődésének különböző fázisát képviselik.

A poikilites szövetű kőzetekben a kumulusz fázist képviselő olivin és klinopiroxén interkumulusz amfibol zárványaként jelenik meg.

Azok az ultramafikus kőzetek, amelyekben az olivin $<Fo_{90}$, >0,1 m/m% CaO és <0,3 NiO összetételű, nem köpeny eredetűek, kialakulásuk primitív összetételű magmák frakcionációs kristályosodásával magyarázható (pl. Stormer, 1973; Pearson et al., 2003; Jankovics et al., 2013; Larrea et al., 2014). A vizsgált kőzetekben megjelenő olivin $Fo_{75\text{-}73}$ összetételű és ~ 0,1 m/m% CaO-t, valamint legfeljebb 817 ppm Ni-t tartalmaz, így a fentiek értelmében egy primitív olvadék frakcionációs kristályosodása során keletkezett. A poikilites szövet zárt rendszerben történő kristályosodás eredményeként értelmezhető (pl. Larocque és Canil, 2010), azonban nyílt rendszerű folyamatokra (pl. ismétlődő magmabenyomulás) is utalhat (pl. Tiepolo et al., 2011). Amennyiben zárt rendszerben történő fejlődést feltételezünk, az amfibol a kumulusz olivin- és klinopiroxén mikrokristályok kiválását követően, az intersticiális olvadékból kristályosodott. A laboratóriumi kísérletek alapján a H_2O-tartalmú mafikus magmákban a likvidusz fázist általában az olivin és klinopiroxén képviseli, az amfibol e két ásvány kiválását követően kezd el kristályosodni (pl. Nekvasil et al., 2004; Krawczynski et al., 2012). Az általunk vizsgált poikilites kőzetek szövete összhangban van a fenti megállapítással. Zárt rendszerben történő kristályosodás esetén a kumulusz ásványok összetétele jóval primitívebb (nagyobb a Ni, Cr és MgO koncentrációja) az interkumulusz fázisokéhoz képest.

Ha nyílt rendszert feltételezünk, a korábban kialakult olivin- és klinopiroxén-tartalmú kristálykásába egy olyan olvadék nyomult be, amelyből amfibol kristályosodott (Tiepolo et al., 2011). Ebben az esetben az interkumulusz amfibol képviseli az újonnan benyomult olvadékot. A Cr és Ni mind az amfibol, mind a klinopiroxén esetében kompatibilis elemként viselkedik (Adam, Green, 2006). A poikilites szövetű kumulátumkőzetekből leírt piroxén mikrokristályokban és az interkumulusz amfibolban hasonló a Cr és Ni koncentrációja. Azonban néhány klinopiroxén Cr és MgO-tartalma jóval meghaladja az amfibolét, ami a kumulusz piroxén mikrokristályok primitívebb összetételére enged következtetni (27., 29. ábrák). Az interkumulusz amfibolban a Ni mennyisége valamelyest nagyobb, mint a kumulusz klinopiroxén mikrokristályokra jellemző érték, azonban ez feltehetően a Ni ásványonként eltérő megoszlási együtthatójának tudható be. Ezt támasztja alá Adam és Green (2006) kísérletében az #1950-számú sorozat is. Ugyanazon kísérlet során az alábbi, amfibolra és klinopiroxénre jellemző megoszlási együtthatókat határozták meg: $^{Amp/L}D_{Ni} = 32 \pm 3$, valamint $^{Cpx/L}D_{Ni} = 11 \pm 1$. Mindezek alapján a kumulusz ásványok,



33. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteiben megjelenő amfibol és klinopiroxén (cpx) nyomelem diagramjai* (A) Cr *vs.* Zr diagram; (B) Cr *vs.* Ni diagram.

különösen a klinopiroxén jóval primitívebb összetételű, mint az interkumulusz amfibol, ami a zárt rendszerben történő frakcionáció elméletét támasztja alá. Habár a poikilites szövetű minták nyílt rendszerű fejlődése nem zárható ki egyértelműen, az ásványkémiai adatok zárt rendszerben történő kristályosodásra utalnak. Ahhoz, hogy ezt a kérdést minden igényt kielégítően megválaszoljuk, további szöveti és ásványgeokémiai (pl. klinopiroxén mikrokristályokon végzett) vizsgálatok szükségesek (lásd 11. fejezet).

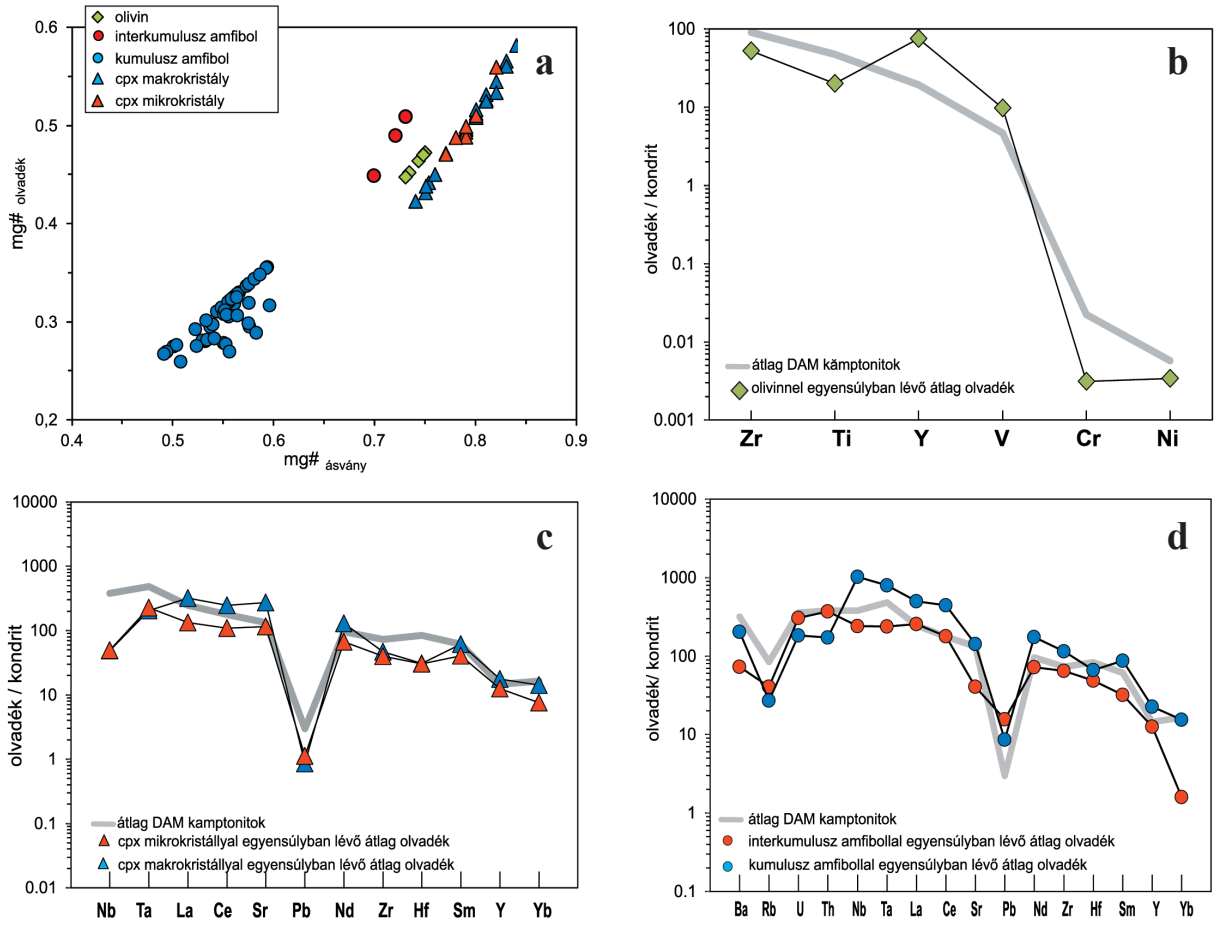
A masszívum mafikus-ultramafikus kumulátumai között gyakrabban előforduló amfiboltartalmú kumulátumok bizonyosan zárt rendszerben fejlődtek, amelyben klinopiroxén makrokristályok és kumulusz amfibol kristályosodása volt meghatározó. A kumulusz amfibolok normál zonációt mutatnak (Pál-Molnár, 2000; Almási et al., 2016)), ez zárt rendszerben történő kristályosodásra utal. A klinopiroxén gyakran zárványként jelenik meg az amfibolban. Ezen kristályok összetétele megegyezik a kumulusz klinopiroxénével, amiből egyrészt arra következtethetünk, hogy e két fázis azonos forrásból származik (28.C, D ábra), másrészt a klinopiroxén az amfibolt megelőzően kristályosodott. A kumulusz amfibolok inkompatibilis elem tartalma mintánként eltérő és tág határok között változik (pl. a Zr esetében: 170–560 ppm), emellett a Cr koncentrációja <1–100 ppm (33. ábra). Mindezek alapján a különböző amfibol kumulátum minták eltérő mértékben fejlődött olvadékcsomagokat képviselnek.

9.4.2. A szülőmagma becslése

A klinopiroxén és amfibol nagyobb kompatibilis- és kisebb inkompatibilis elem koncentrációja, valamint a poikilites szövetű olivintartalmú kumulátumok nagyobb magnéziumszáma arra utal, hogy ezek a fázisok az amfiboltartalmú kumulátumok szülőolvadékához képest primitívebb összetételű olvadékból kristályosodtak.

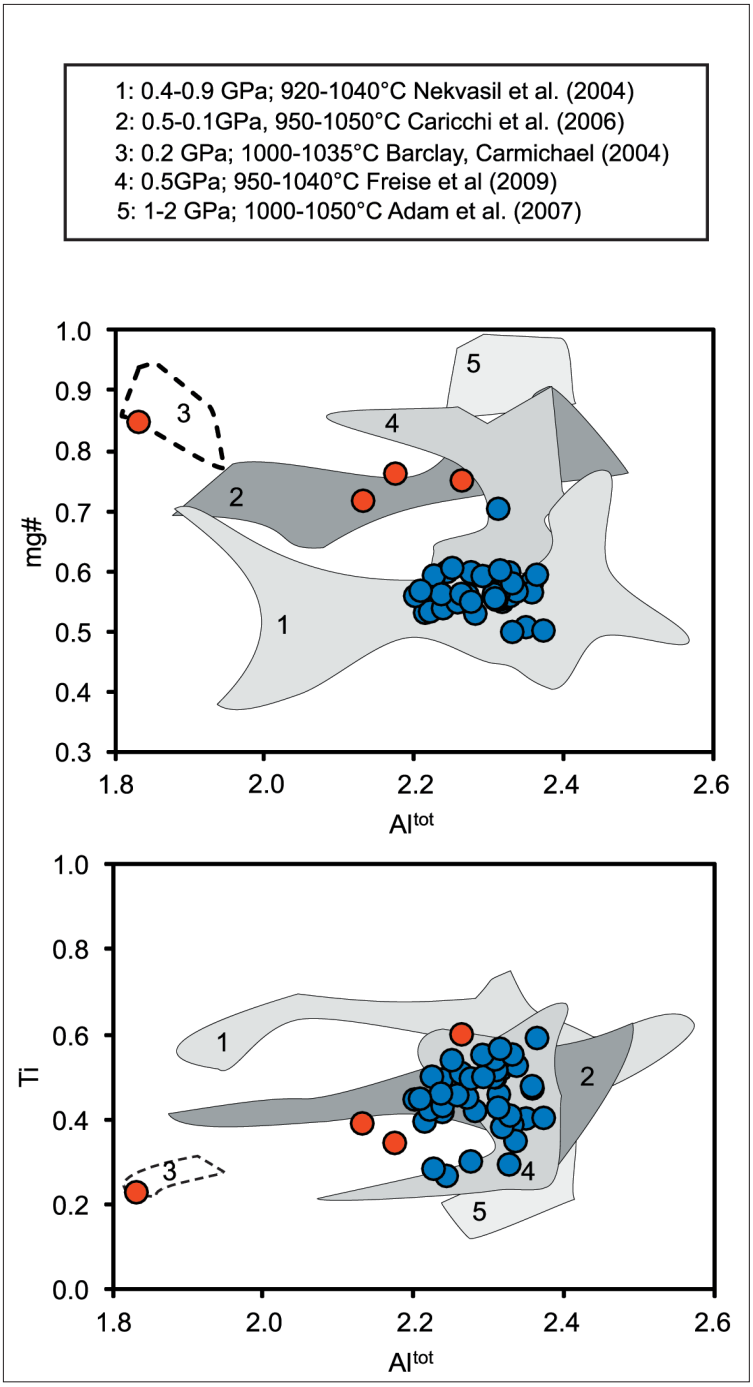
Az ultramafikus kumulátumok szülőolvadékának magnéziumszámát az alábbi ásvány/olvadék megoszlási együtthatók (Kd^{Fe-Mg}) segítségével határoztuk meg: 0,30 (olivin; Roeder, Emslie, 1970), 0,26 (klinopiroxén; Akinin et al., 2005) és 0,38 (amfibol; LaTourrette et al., 1995). A relikt olivin maggal egyensúlyban lévő olvadék becsült Mg#-a 0,45-0,47. A klinopiroxén mikro- és makrokristályok esetén ez az érték 0,47-0,51, valamint 0,42-0,58. Az interkumulusz amfibollal egyensúlyt tartó olvadék magnéziumszáma 0,45 és 0,51 között változik, míg a kumulusz amfibolra meghatározott érték 0,26-0,36 (34.A ábra). A kumulusz olivin maggal, klinopiroxénnel, valamint az interkumulusz amfibollal egyensúlyban lévő olvadék becsült Mg#-a hasonlít a masszívum kőzeteit átjáró kamptonit telérek teljes kőzet magnéziumszámához (0,44-0,70).

A relikt olivin maggal egyensúlyt tartó olvadék nyomelem összetételét alkáli lamprofírok (Arzamastsev et al., 2009), valamint H_2O-tartalmú bazanitos olvadékok (Zanetti et al., 2004) Kd-értékeinek felhasználásával becsültük meg. A klinopiroxén és amfibol esetében a kamptonitokra vonatkozó $^{Cpx/L}D$ és $^{Amp/L}D$ értékekkel (Ubide et al., 2014a) számoltunk. Az olivinnel egyensúlyt tartó olvadékban a Zr, Ti, Y és V nagy koncentrációban van jelen (34.B ábra). A kumulusz klinopiroxén számított egyensúlyi olvadéka könnyű ritkaföldfémekben, valamint Ta-ban és Sr-ban gazdagodott, míg Pb-ban kimerült (34.C ábra). A kumulusz- és interkumulusz amfibollal egyensúlyban lévő olvadékban a Ba, Nb, Sr és Zr koncentrációja nagy, a Th, Ta, Pb és Yb esetében negatív anomália mutatkozik.



34. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteiben megjelenő ásványfázisok számított egyensúlyi olvadékainak összetétele*

(A) A kumulusz- és interkumulusz ásványokkal egyensúlyban lévő olvadékok becsült magnéziumszáma; (B, C, D) Az olivinnel, klinopiroxénnel és amfibollal egyensúlyt tartó olvadékok kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) nyomelem eloszlása.



35. ábra *A kísérleti úton előállított, valamint a Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteiben megjelenő amfibolok összetétele*
Az összehasonlítás során kizárólag az alkáli rendszerekre vonatkozó irodalmi adatokat használtuk fel. A szürkeárnyalatos mezők (#1–5) öt különböző publikációból kigyűjtött, kísérleti úton előállított amfibolok összetételét jelölik. A számok a következő *p–T* viszonyokra vonatkoznak: #1: 4–9 kbar, 920–1040°C; #2: 5–1 kbar, 950–1050 °C; #3: 2 kbar, 1000–1035°C; #4: 9–5 kbar, 950–1040 °C; #5: 10–20 kbar, 1000–1050 °C. A kísérletek hivatkozásai: #1: Nekvasil et al. (2004); #2: Caricchi et al. (2006); #3: Barclay, Carmichael (2004); #4: Freise et al. (2009); #5: Adam et al. (2007).

A Th és U kivételével az interkumulusz amfibol számított egyensúlyi olvadékában a nyomelemek koncentrációja kisebb, mint a kumulusz amfibolokból becsült érték (34.D ábra).

9.4.3. Kristályosodási körülmények

Az amfibolok kémiai összetétele jól tükrözi a kristályosodás során uralkodó *p, T*, fO_2, fH_2O viszonyokat (pl. Johnson, Rutherford, 1989; Ernst, Liu, 1998; Alonso-Perez et al., 2009; Ridolfi et al., 2010; Krawczynski et al., 2012). Az általunk vizsgált kumulátumkőzetek amfiboljaiból *p–T*, valamint mélységbecslést végeztünk.

A masszívum területéről származó amfibolok összetételét kísérleti úton előállított amfibolok (35. ábra), valamint alkáli magmák (Adam et al., 2007; Nekvasil et al., 2004; Caricchi et al., 2006; Freise et al., 2009; Barclay, Carmichael, 2004) összetételével hasonlítottuk össze. A kísérletek eltérő nyomáson (2–20 kbar) és hőmérsékleten (920–1050°C), valamint különböző magmaösszetételre vonatkoztatva (SiO_2: 46–56 m/m%, MgO: 12–2,7 m/m%) történtek. Az általunk vizsgált kumulusz- és interkumulusz amfibolok összetétele megegyezik a Nekvasil et al. (2004), Caricchi et al. (2006) és Freise et al. (2009) által, kísérleti úton előállított amfibolokéval (35. ábra), ami alapján arra következtethetünk, hogy a kumulátumkőzetek 4–10 kbar nyomáson és 920–1050 °C hőmérsékleten alakultak ki. A különböző kőzettípusokból leírt kumulusz amfibolok kémiai összetétele jó egyezést mutat,

vagyis hasonló körülmények között kristályosodtak. Az interkumulusz amfibolok nagyobb magnéziumszáma arra utal, hogy ezek az ásványok egy, a kumulusz amfibolokénál primitívebb összetételű olvadékból származnak.

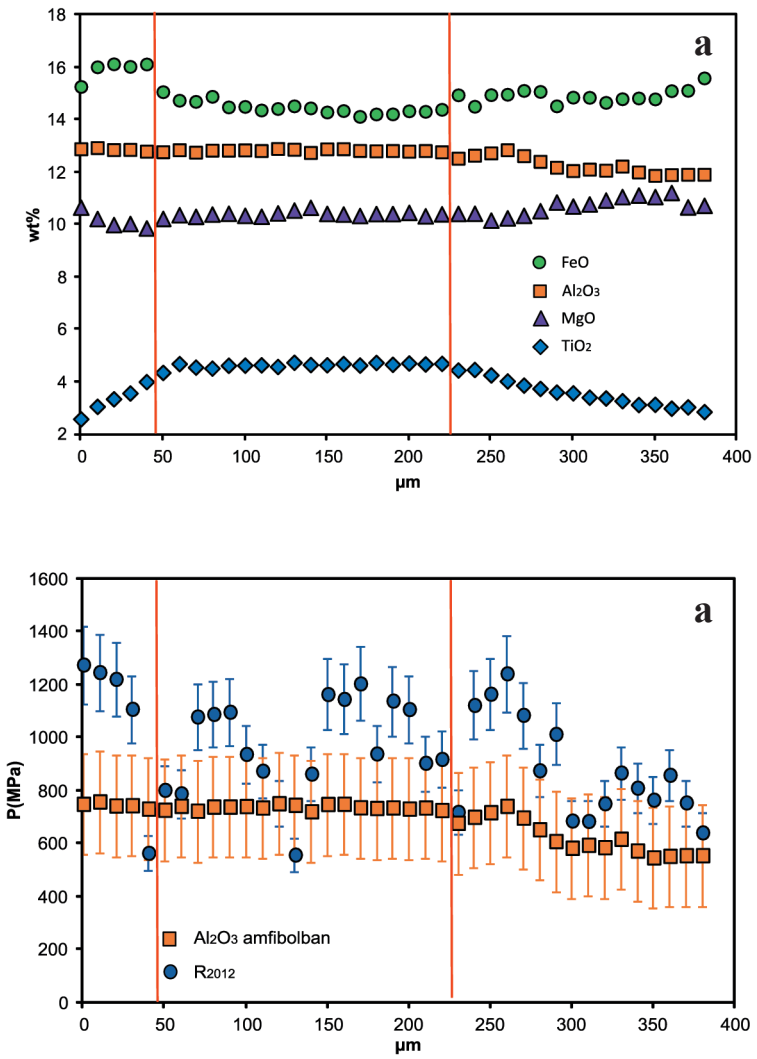
A *p–T* viszonyokat amfibol termobarometria segítségével is megbecsültük. Számtalan, az amfibolok kémiai összetételén alapuló módszert ismerünk, azonban kizárólag a Ridolfi és Renzulli (2012) által kidolgozott változatot kalibrálták alkáli magmákra. A Ridolfi és Renzulli (2012)-féle termobarométer nagy nyomás- és hőmérséklettartományt fed le. A becsült nyomásértékek akár egyetlen kristályon belül is tág határok között mozoghatnak. Némi összetételbeli változás fedezhető fel bizonyos amfibolkristályok esetén, azonban a számított nyomásértékek és a kémiai összetétel között nem mutatkozik összefüggés. A 36. ábrán egy kumulusz amfibol vonalmenti mérésből származó elemeloszlását mutatjuk be. A kristály magjában az elemek lefutása egy lapos platóra emlékeztet, a perem felé haladva folyamatosan változik az ásvány összetétele. Ezzel párhuzamosan a becsült nyomásértékek 5 és 12 kbar között változnak, ami egyetlen kristályra vonatkoztatva meglehetősen irreálisnak tűnik. Mindezek alapján a Ridolfi és Renzulli (2012) által kidolgozott barometriai módszer túlságosan érzékeny a kismértékű összetételbeli változásokra, ami miatt a mélységbecslés eredménye nagy bizonytalansággal terhelt.

A probléma kiküszöbölésére egy, a kísérleti úton előállított amfibolok Al_2O_3-tartalmán alapuló empirikus barométert (Adam et al., 2007; Nekvasil et al., 2004; Caricchi et al., 2006; Barclay, Carmichael, 2004) alkalmaztunk. A kísérleti nyomásértékek a 2–10 kbar intervallumon belül jól korrelálnak a mesterségesen előállított amfibolok Al_2O_3 koncentrációjával (37.B ábra). A hőmérséklet és az olvadék összetétele befolyásolhatja a számítás végeredményét és növelheti a nyomásbecslés bizonytalanságát, ezért a Nekvasil et al. (2004) által kidolgozott extenzív kísérleti adatsor segítségével vizsgáltuk a hőmérséklet és az olvadék-összetétel hatását. A 38.A ábra alapján jól látszik, hogy a nyomás nagyobb mértékben befolyásolja az amfibol Al_2O_3-tartalmát, mint a hőmérséklet vagy az olvadék összetétele. A barométer bizonytalansága 1,9 kbar, azonban számításaink során pontosabb eredményeket kaptunk ezzel a módszerrel, mint a Ridolfi-féle barométer felhasználásával (38.C ábra). Az amfibol Al_2O_3-tartalmán alapuló barométer szerint a kumulusz és interkumulusz amfibolok 7 ± 0, 5 kbar nyomáson alakultak ki. A becsült hőmérséklet a kumulusz amfibolok esetében 1014 ± 24 °C, míg az interkumulusz amfibolokra vonatkozóan 1024 ± 22 °C. A számított *p–T* értékek alapján a kumulátumok a magma differenciációja során, az alsó kéregben alakultak ki.

9.4.4. A mafikus-ultramafikus kumulátumok eredete

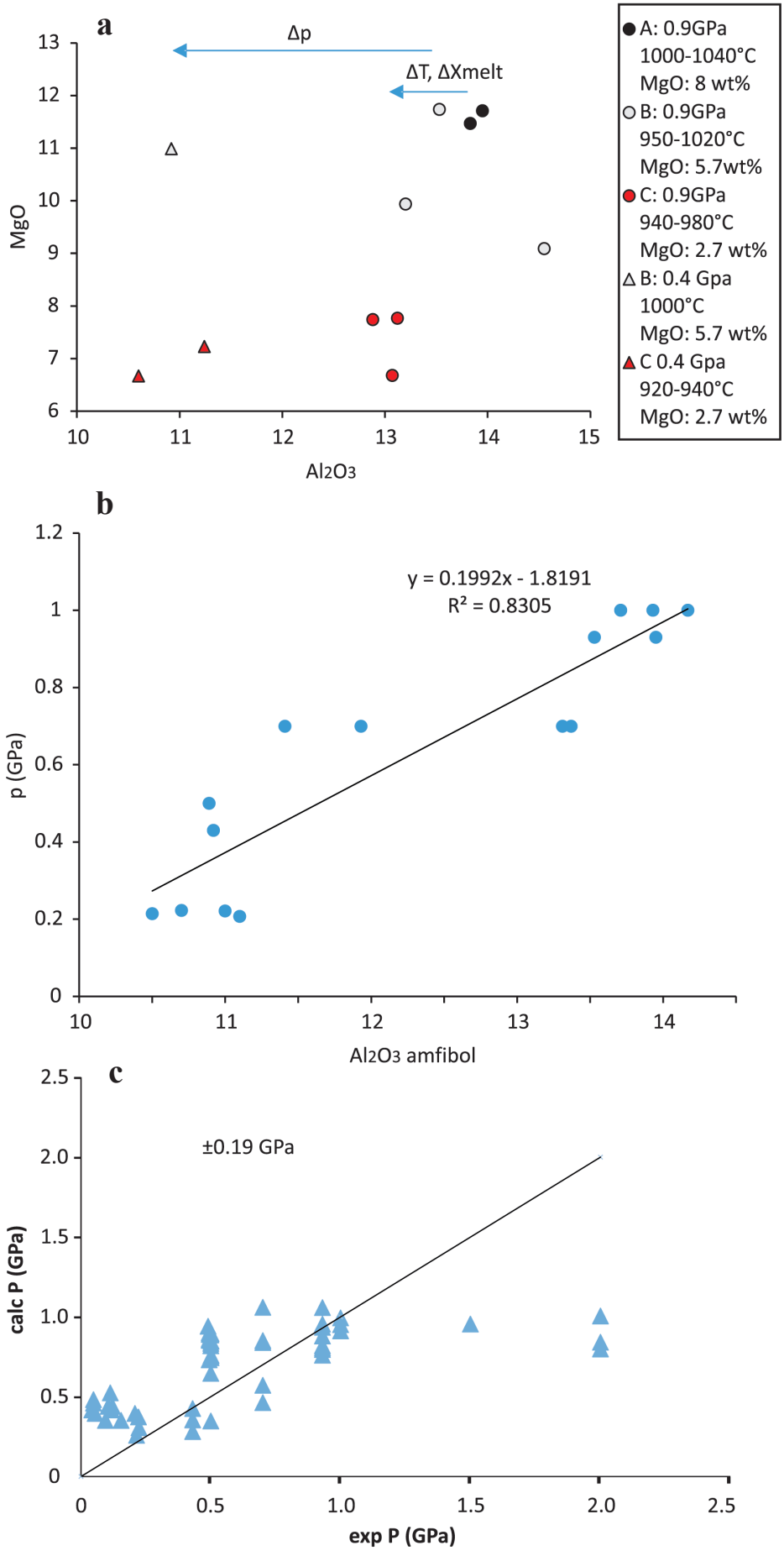
A DAM mafikus-ultramafikus kumulátumkőzeteinek kialakulását különböző elméletekkel magyarázták. Kräutner és Bindea (1998) szerint az ultramafikus kőzetek köpeny-xenolitok, míg Morogan et al. (2000) feltételezése alapján a magmatározó peremén kialakult falkőzet-kumulátumok maradványai. Pál-Molnár (2010) a hornblenditek kialakulását szintén kumulátumképződéssel magyarázta, szerinte ezeknek a kőzeteknek az összetétele áll legközelebb a szülőmagma kémiai összetételéhez.

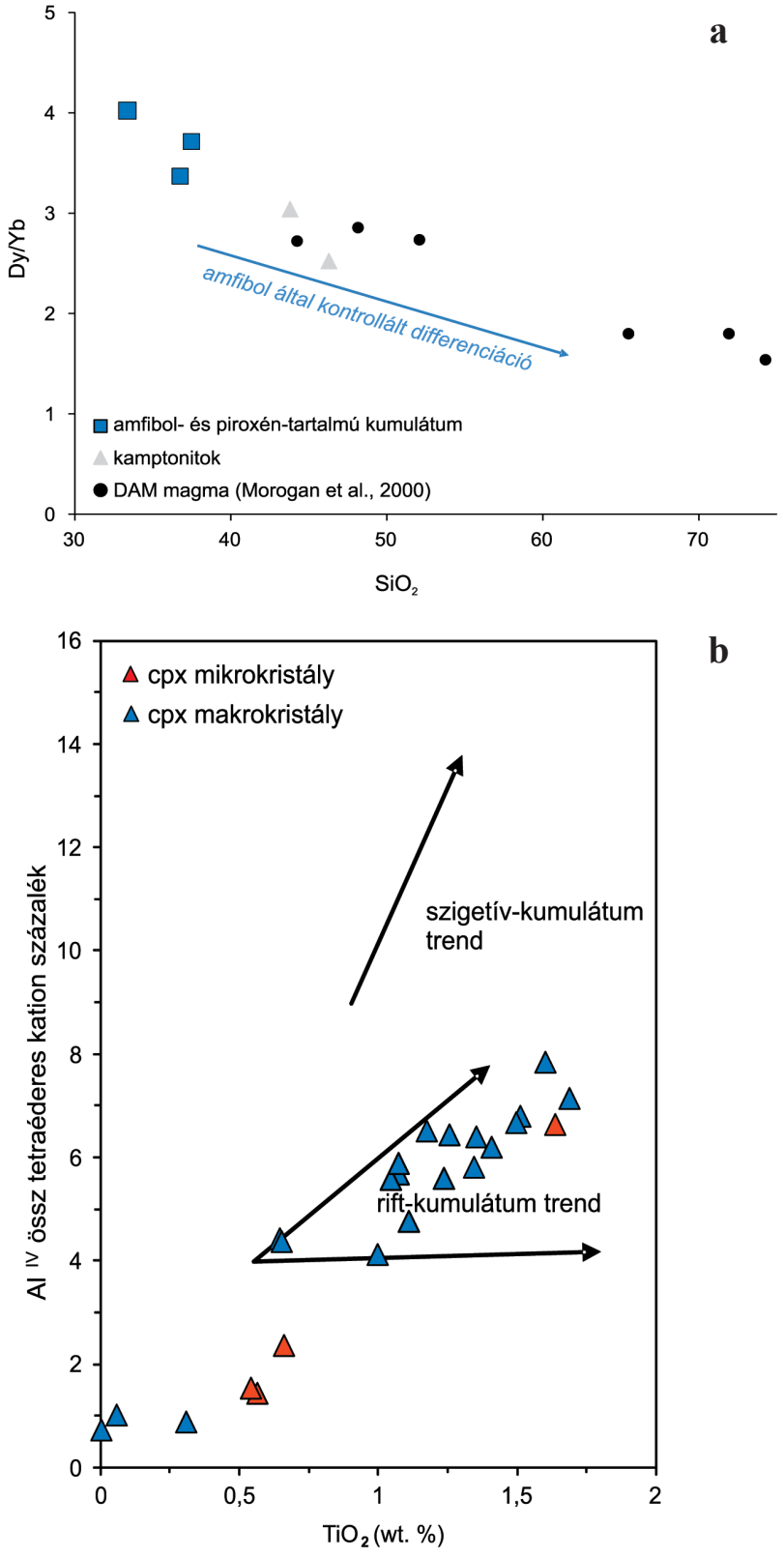
A kőzetek ásványos összetétele, valamint az egyes ásványfázisok kémiai összetétele alapján a vizsgált kumulátumok különböző mértékben fejlett, H_2O-tartalmú alkáli mafikus olvadékokból eredeztethetők. Elsőként Morogan et al. (2000) vetette fel annak lehetőségét, hogy a DAM szülőolvadéka OIB-jellegű, bazanitos összetételű magmából származik. Mint azt a 8. fejezetben láttuk a masszívum szülőolvadékainak összetétele az OIB-jellegű kamptonit telérekéhez hasonlít. Az amfibol kumulátumokból leírt kumulusz piroxén és amfibol számított



36. ábra *(A) A VRG6547 mintában megjelenő kumulusz amfibol vonalmenti mérésből származó elemeloszlása; (B) Ugyanazon ásvány becsült nyomás-profilja*
R2012: a becslés a Ridolfi és Renzulli (2012)-féle módszerrel történt. Al2O3 in amph: a számítások során a kísérleti úton előállított amfibolok Al2O3-tartalmát használtuk fel (a részleteket lásd a szövegben).

37. ábra *(A) A kísérleti úton előállított amfibolok Al2O3 (m/m%) vs MgO (m/m%) diagramja*
A digramon kék nyilakkal jelöltük a nyomás (*P*), hőmérséklet (*T*) és a magma összetételének (*Xmelt*) az amfibolok kémiai összetételére gyakorolt hatását. Az adatok Nekvasil et al. (2004) munkájából származnak. Az A, B, C különböző MgO (m/m%)-tartalmú kiindulási anyagokat jelöl.
(*B*) *A kísérleti úton előállított amfibolok Al_2O_3-koncentrációja és a nyomás közötti összefüggés (az adatok Nekvasil et al., 2004; Caricchi et al., 2006; Barclay, Carmichael, 2004; Adam et al., 2007 munkájából származnak)*
Kizárólag az alkáli rendszerekre vonatkozó irodalmi adatokat használtuk fel. Az adatok kiválasztása során a Ridolfi et al. (2010)-féle módszer szerint jártunk el.
(C) Az empirikus, amfibol Al_2O_3-tartalmán alapuló barométer kísérletinyomás-reprodukálhatósága
A diagram a számolt nyomásértékeket ábrázolja a kísérlet során fennálló nyomás függvényében. Az ábrán a minták 1:1 egyeneshez viszonyított szórását tüntettük fel. A vizsgálat során az alábbi szakirodalmak alkáli rendszerekre vonatkozó adatait használtuk fel: Freise et al. (2009), Nekvasil et al. (2004); Caricchi et al. (2006); Barclay, Carmichael (2004); Adam et al., (2007).


a
Δp
ΔT, ΔXmelt
MgO
Al2O3
A: 0.9GPa
1000-1040°C
MgO: 8 wt%
B: 0.9GPa
950-1020°C
MgO: 5.7wt%
C: 0.9GPa
940-980°C
MgO: 2.7 wt%
B: 0.4 Gpa
1000°C
MgO: 5.7 wt%
C 0.4 Gpa
920-940°C
MgO: 2.7 wt%
b
y = 0.1992x - 1.8191
R² = 0.8305
p (GPa)
Al2O3 amfibol
c
±0.19 GPa
calc P (GPa)
exp P (GPa)



38. ábra *(A) A Ditrói Alkáli Masszívum magmáinak teljes kőzet SiO_2 vs. Dy/Yb diagramja; (B) A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumkőzeteiben megjelenő klinopiroxén Al^{IV} (a tetraéderes pozícióban lévő kationok mennyisége százalékban megadva) vs. TiO_2 diagramja*
A kumulátumokra és vulkáni kőzetekre vonatkozó trendek Loucks (1990) munkájából származnak.

egyensúlyi olvadékának kondritra normált nyomelem-eloszlása a kamptonit telérek teljes kőzet összetételére emlékeztet (34. ábra), vagyis a kumulátumok szülőolvadéka a kamptonitokhoz hasonló összetételű lehetett.

Ezt a feltételezést támasztja alá a vizsgált kőzetek teljes kőzet összetétele is. Az amfibolokban a Dy kompatibilisebb, mint az Yb (Davidson et al., 2007). Amennyiben a magmás differenciáció során amfibol-kumulátumok kristályosodnak, növekvő SiO_2-tartalom mellett csökken a Dy/Yb arány. A masszívum kumulátumai nagy (>3,3) Dy/Yb hányadossal jellemezhetők, ami a kamptonitok vagy a további, masszívumhoz köthető magmák Dy/Yb arányát is meghaladja (38.A ábra). Az irodalmi adatok SiO_2 *vs.* Dy/Yb diagramon kirajzolódó, csökkenő trendje alapján az amfibol kristályosodása meghatározó volt a DAM magmás fejlődéstörténete során (38.A ábra). Mindezek alapján a vizsgált kumulátumkőzetek az alsó kéregben kialakult amfibol „szivacsot" (*sponge*) képviselik. Az amfibol „szivacs" modellt eredetileg szigetív környezetekre dolgozták ki (Davidson et al., 2007), azonban a DAM lemezen belüli tektonikai környezetben alakult ki. A fentiek értelmében tehát amfibol „szivacs" lemezen belüli régiókban is kifejlődhet, amennyiben a primitív magmák kellő mennyiségű H_2O-t tartalmaznak.

Az összes számított egyensúlyi olvadék közül a kumulusz amfibolokkal egyensúlyt tartó olvadék magnéziumszáma a legkisebb és ebben jelentkezik a legnagyobb könnyű ritkaföldfém koncentráció is. Ez utóbbi a kamptonit olvadékokra jellemző értékeket is meghaladja (34. ábra). Ez arra utal, hogy az amfiboltartalmú kumulátumok a kamptonitoknál valamivel fejlettebb összetételű olvadékból kristályosodtak. Ugyanakkor az interkumulusz amfibolok számított egyensúlyi olvadéka és a kamptonitok hasonló összetételűek, azonban a becsült olvadékban jóval kisebb a Ba, Sr és Yb koncentrációja. Ebből az következik, hogy a poikilites szövetű, olivintartalmú kumulátumok OIB-jellegű, de nem a kamptonitokhoz hasonló összetételű olvadékból kristályosodtak. A becsült *p–T* viszonyok, a változatos Mg#, valamint a számított szülőolvadékok eltérő nyomelem-eloszlása alapján a különböző típusú mafikus-ultramafikus kumulátumok az alsó kéregbe benyomuló, eltérő fejlődési szinten lévő magmacsomagokból (*magma batches*) kristályosodtak.

A klinopiroxének tetraéderes pozícióit elfoglaló Al és Ti megoszlása (Loucks, 1990) a kontinentális riftekhez köthető magmás kőzetek által kirajzolt trendre illeszkedik (38.B ábra), ami alátámasztja azt a feltételezést, miszerint a masszívum mafikus-ultramafikus kumulátumai lemezen belüli környezetben alakultak ki. Mivel a vizsgált kőzetekben nem jelentkezik szignifikáns negatív Nb-Ta anomália, a szülőolvadék kialakulásában nem vett részt szubdukcióhoz köthető komponens. A fenti megállapítások, valamint a két kumulátumtípusra számított szülőolvadék nyomelem-eloszlása összhangban van a magmák OIB-jellegével (Morogan et al., 2000), valamint a lemezen belüli keletkezési környezettel (Pál-Molnár, 2010b; Batki et al., 2014; Almási et al., 2016). Az előzetes Nd-izotópösszetételi adatok szintén arra utalnak, hogy a kumulátumok OIB-jellegű olvadékokból kristályosodtak (lásd 8. fejezet).

10. MAGMAKEVEREDÉS[21]

10.1. A Tarniţa Komplexum magmakeveredési és magmaelegyedési szövetei

A Tarniţa Komplexum Ny-i részén, az Orotva-patak (Pârâul Jolotca) és a Felső-Pietrăriei-patak (Pârâul Pietrăriei de Sus) összefolyásánál található mélységi magmás kőzettestben kialakított 3×3 m széles és 7 m magas kivágott tömb után visszamaradt mesterséges feltárás (39. ábra) egyedülálló betekintést enged az egykori magmatározóban zajlott keveredési és elegyedési folyamatokba, illetve az új magmabenyomulások során feltépett, korábban kikristályosodott magmás kőzetfragmentumok bekeveredési mechanizmusába. A vizsgált mélységi magmás test szerkezete egy ~60 m^2-es síkfelületű falon tanulmányozható (39. ábra).

10.1.1. A befogadó kőzet és a zárványok petrográfiai vizsgálatának eredményei

A feltárásban a világosszürke, irányított szövetű befogadó kőzetben finomabb szemcsés, sötétszürke, cm-dm-es mafikus keveredési kőzetzárványok figyelhetők meg. Alakjuk általában lencseszerű, ritkán szögletes. Eloszlásuk a befogadó kőzetben nem egyenletes. A feltárt fal alsó és felső szakaszán – akár 2 m-es szélességben – a lencsék tömegesen feldúsulnak, a fal középső részén viszont kisebb mennyiségben vannak jelen, olykor önállóan „úsznak" a szürke, irányított szövetű kőzetben vagy 15-20 cm széles sávban lencsesorokat alkotnak. A mafikus lencsék változó vastagságú és megjelenésű, még sötétebb peremmel jellemezhetők. E mafikus lencsék mellett elszórtan, kis mennyiségben – változó mérettel és alakkal – felzikus kőzetzárványok, illetve fekete mafikus szalagok („slírek") jelennek meg.

A befogadó kőzet *(host rock)* és az abban található keveredési zárványok szövete minden

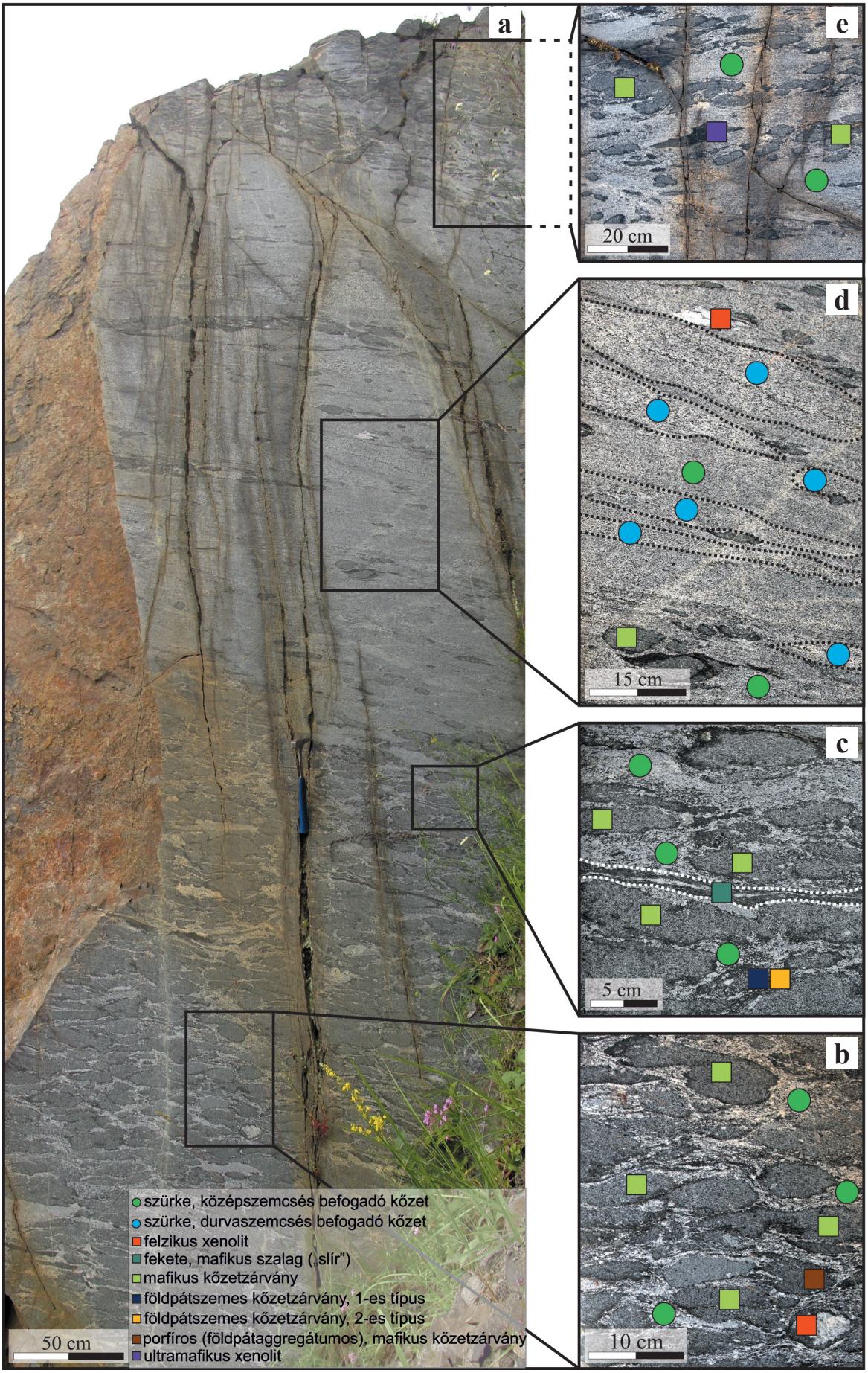
39. ábra *A Tarniţa Komplexum mesterséges feltárása az Orotva- és a Felső-Pietrăriei-patak összefolyásánál*
A – A mintázott feltárás; B–C – A feltárás alsó része, ahol tömeges a mafikus keveredési kőzetzárványok megjelenése; D – A feltárás középső, keveredési kőzetzárványokban szegény része; E – A mafikus lencsék eloszlása és megjelenése a feltárás felső részén.

[21] A hazai szaknyelvben a magmakeveredés kifejezést különböző folyamatokra használjuk, amelyeket fontos egymástól elkülöníteni. A magmakeveredés lehet csak fizikai keveredés *(magma mingling)*, azonban ha két magma kémiailag is elegyedik egymással, vagyis olvadék–olvadék keveredés is zajlik, akkor kémiai elegyedésről *(magma mixing)* beszélünk (Dingwell, 2009). A következőkben ezért kitérünk a fogalmak pontos jelentésére és javasoljuk, hogy a későbbiekben a hazai szaknyelvben – ha magmakeveredésről van szó – az alábbi magyar fogalmakat használjuk.

Magmakeveredés (mingling) Ha két eltérő kémiai összetételű magma a keveredés során nem alakít ki egy új, homogén, köztes összetételű magmát, akkor keveredésről beszélünk (Frost, Mahood, 1987). Keveredés esetén a magmák „együtt mozognak, miközben megtartják egyedi tulajdonságaikat" (Michel et al., 2016), vagyis egy heterogén keverék jön létre, amelyben „diszkrét" csomagok formájában vannak jelen a keveredő szélsőtagok.

Magmaelegyedés (mixing) Frost és Mahood (1987) az elegyedést két eltérő kémiai összetételű magmának a keveredéseként értelmezik, amely során egy új, homogén, hibrid magma jön létre. Az elegyedés eredményét tehát két magma „kombinációjaként" lehet értelmezni (Michel et al., 2016), ahol a létrejövő hibrid magma (vagy magmák) homogén(ek) és köztes geokémiai összetételt, a keveredő szélsőtagok között lineáris trendet mutat(nak) (Campos et al., 2002).

A két folyamat általában együtt megy végbe, és gyakran eredményez finomszemcsés lencséket, amelyeket az angol nyelvű szakirodalom *„mafic magmatic enclave"* vagy *„mafic microgranular enclave" (MME)* (mafikus magmás enklávé vagy mafikus finomszemcsés enklávé) néven említ (Campos et al., 2002; Michel et al., 2016). Ezek a lencsék általában sötétebbek (mafikusabbak), mint a befogadó kőzet. Jelen dolgozatban keveredési kőzetzárványnak nevezzük őket.


a
e
20 cm
d
15 cm
c
5 cm
b
10 cm
50 cm
szürke, középszemcsés befogadó kőzet
szürke, durvaszemcsés befogadó kőzet
felzikus xenolit
fekete, mafikus szalag („slír")
mafikus kőzetzárvány
földpátszemes kőzetzárvány, 1-es típus
földpátszemes kőzetzárvány, 2-es típus
porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány
ultramafikus xenolit

esetben fanerokristályos, holokristályos, hipidiomorf szemcsés. A felzikus kőzetzárvány kivételével mindegyik irányított szövetű. A fő kőzetalkotó ásványok: amfibol, piroxén, biotit, plagioklász, ritkán ortoklász. Akcesszorikus elegyrészként nagy mennyiségben titanit és opak ásványok (magnetit, pirit), illetve kis mennyiségben apatit jelenik meg. A másodlagos ásványfázisok a plagioklász rovására kialakuló kalcit, az amfibol és plagioklász rovására kialakuló epidot, az amfibol és biotit rovására kialakuló klorit, illetve az amfibol rovására kialakuló másodlagos biotit és titanit.

Az egyes kőzettípusok modális összetétele – kőzetváltozatonként egy-egy reprezentatív mintán keresztül – a 2. táblázatban látható.

2. táblázat *A vizsgált befogadó kőzetek és kőzetzárvány típusok jellemző modális összetétele V/V%-ban*

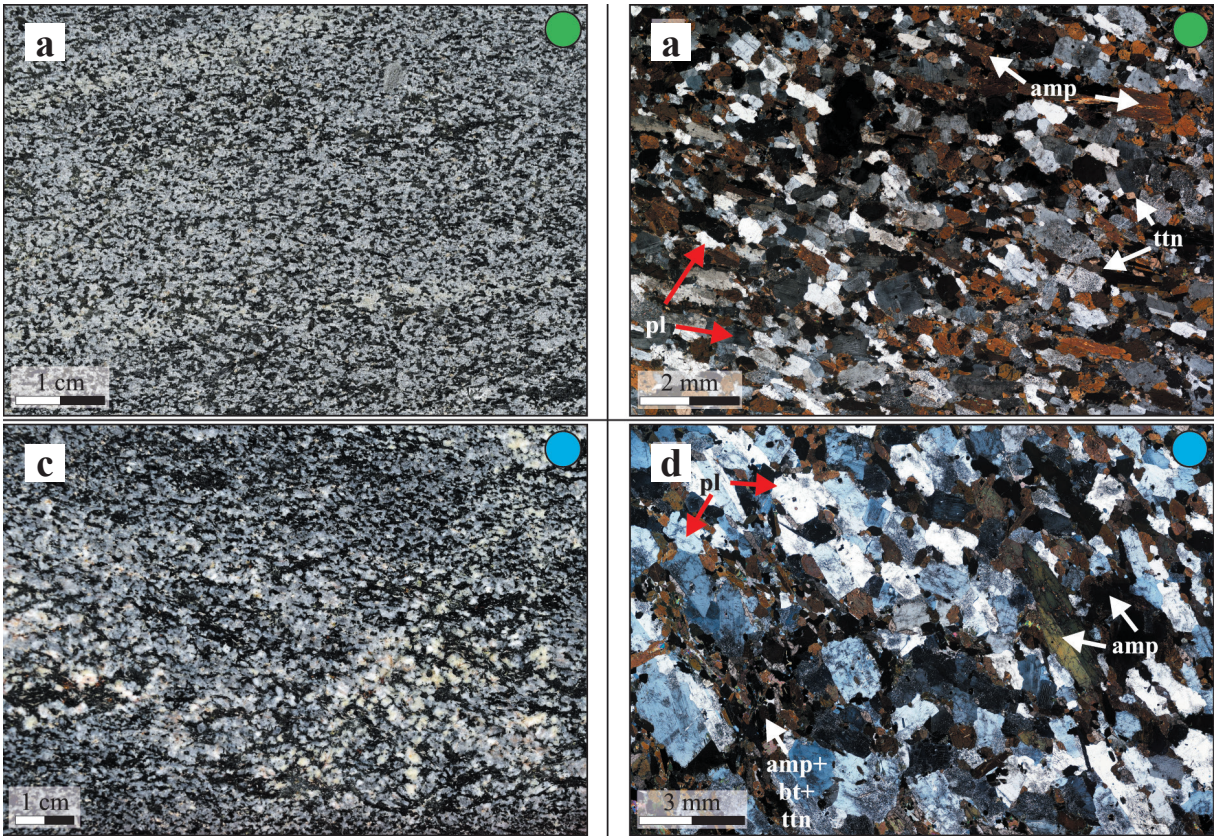
	Szürke, középszemcsés, befogadó kőzet	Szürke, durvaszemcsés, befogadó kőzet	Felzikus xenolit	Mafikus kőzetzárvány	Földpátszemes kőzetzárvány	Porfíros (földpát-aggregátumos), mafikus kőzetzárvány	Ultramafikus kőzetzárvány
Plagioklász	54	56	91	40	54	29	–
Káliföldpát	2	3	–	–	–	–	–
Amfibol	36	28	1	50	37	66	52
Cpx	<1	<1	–	–	–	1	40
Biotit	1	7	3	9	3	1	<1
Titanit	4	4	3	<1	5	1	5
Apatit	<1	<1	<1	<1	<1	1	1
Opak	1	1	1	0	1	2	2
Kalcit	–	<1	1	–	–	–	–
A	4	5	0	0	0	0	0
P	96	95	100	100	100	100	0
M	42,5	41	9	60	46	71	100

Befogadó kőzetek

A két befogadó kőzet (szürke, középszemcsés, irányított szövetű és szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű; 40. ábra) ásványos összetétele és szövete hasonló, a durvaszemcsés befogadó kőzetben a plagioklász és a titanit szemcsemérete 1,5-2x nagyobb a középszemcsés befogadó kőzethez képest, valamint a durvaszemcsés kőzet egyes részein megfigyelhetők a plagioklászokat zsebszerűen körbefutó amfibol, biotit és titanit halmazok. Bár a vizsgált befogadó kőzetekben a klinopiroxének szerepe többnyire alárendelt (<1 V/V%), néhány középszemcsés mintában az arányuk akár a 4 V/V%-ot is elérheti.

Keveredési kőzetzárványok – mafikus kőzetzárvány; földpátszemes kőzetzárvány; porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány

A mafikus keveredési kőzetzárvány ásványos összetételét tekintve hasonló a befogadó kőzethez, szemcsemérete azonban kisebb (41.a, b ábra). A kőzetzárvány körül változó vastagságú, amfibol,

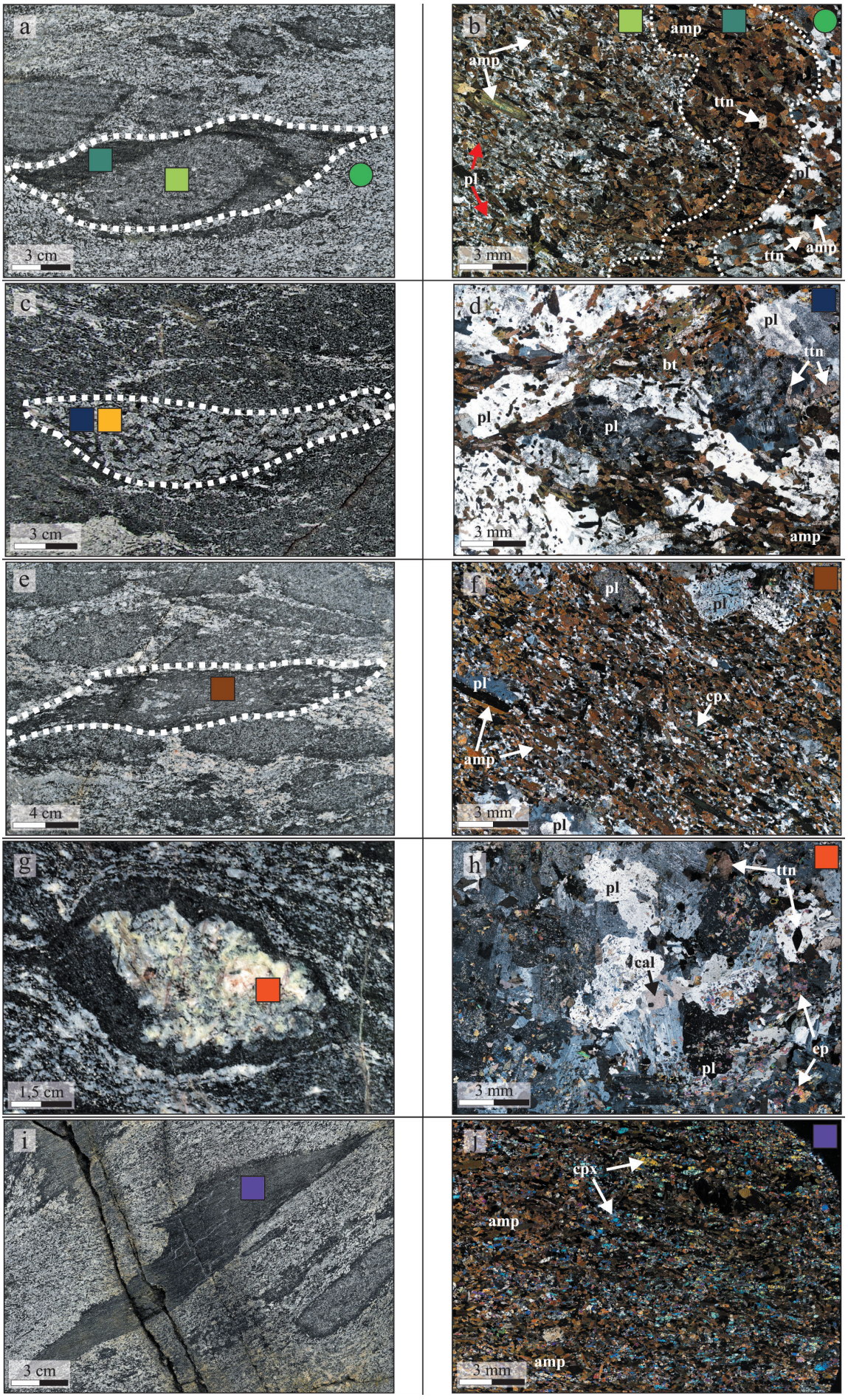


40. ábra *A befogadó kőzetek makroszkópos (balra) és mikroszkópos (jobbra, +N) felvételei*
a–b. szürke, középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet; c–d. szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet. Rövidítések: amp: amfibol, bt: biotit, pl: plagioklász, ttn: titanit.

biotit és titanitgazdag perem jelenik meg, ritkán amfibol-köpenyes klinopiroxén is látható.

A földpátszemes kőzetzárvány (41.c, d ábra) kétféle poikilites szöveti típussal jelenik meg: (a) az egyik esetben a plagioklász nagyszámú, közel azonos méretű amfibol- (100–600 µm), titanit-, apatit- és opak ásvány zárványokat (chadakristályokat) tartalmaz (1-es szöveti típus). A zárványok a plagioklászban (oikokristályban) elszórtan, irányítatlanul helyezkednek el, a plagioklászok 100–500 µm széles továbbnövekedése viszont jóval kevesebb zárványt tartalmaz; (b) a másik poikilites csoport esetében a zárványok a plagioklászok továbbnövekedésében jelennek meg, a szemcsék belső, mag része zárványmentes (2-es szöveti típus). Megfigyelhető, hogy a zárványok követik a zárványmentes mag körvonalát, mintegy körbeölelik azt, míg a továbbnövekedés többi részén orientálatlan az elhelyezkedésük. A zárványok átlagos mérete – a magtól a perem felé – fokozatosan nő. Az alapanyag mindkét esetben plagioklász, amfibol, biotit és titanit, kisebb mennyiségben apatit, amelyek irányítottan körülveszik (körülfolyják) a plagioklász kristályokat és aggregátumokat.

A porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárványban (41.e, f ábra) a – befogadó kőzetekhez hasonlóan kis mennyiségben (~1 V/V%) megjelenő – klinopiroxének erősen amfibolosodtak. Két plagioklász aggregátum típust tartalmaz: az egyik típust 5–7 mm hosszúságú csomók képviselik, amelyek ritkán tartalmaznak zárványokat. A másik esetben a plagioklászok poikilitesek, zárványként nagy mennyiségben tartalmaznak oszlopos megjelenésű, irányítatlanul, elszórtan elhelyezkedő idiomorf amfibolokat (100–400 µm), apatitokat és opak ásványokat. A földpátszemcséknek esetenként 50–200 µm vastag, zárványszegény peremük van. A plagioklász aggregátumok hossztengelye párhuzamos a kőzet irányított szövetével.


a
3 cm
b
amp
amp
ttn
pl
pl
3 mm
ttn
amp
c
3 cm
d
pl
ttn
bt
pl
pl
3 mm
amp
e
4 cm
f
pl
pl
pl
cpx
amp
3 mm
pl
g
1.5 cm
h
ttn
pl
cal
ep
pl
3 mm
i
3 cm
j
cpx
amp
3 mm
amp

Xenolit kőzetek – felzikus xenolit, ultramafikus xenolit

A túlnyomórészt plagioklászból álló (>90 V/V%) felzikus xenolit (41.g, h ábra) jellemzően erősen epidotosodott, amfibol és/vagy biotit csak a plagioklászok között jelenik meg. Klorit megjelenése gyakori a repedésekben.

Az ultramafikus xenolit (41.i, j ábra) nem tartalmaz felzikus kőzetalkotót, amfibol és klinopiroxén a fő felépítő ásvány. Gyakoriak benne az 1–3,5 mm nagyságú amfibol porfírok.

Petrográfiai bélyegei (pl. ásványos összetétel, színindex) alapján a befogadó kőzetek és a keveredési kőzetzárványok többsége mezokrata diorit; kizárólag a porfíros (földpátaggregátumos) kőzetzárvány nevezhető melanokrata dioritnak. A felzikus xenolit hololeukokrata diorit, míg az ultramafikus kőzetzárvány összetétele alapján piroxénhornbledit.

10.1.2. A befogadó kőzet és a zárványok geokémiai vizsgálatának eredményei

A befogadó kőzet, a keveredési kőzetzárványok, illetve a xenolitok teljes kőzet geokémiai adatait 3. táblázat tartalmazza.

Teljes kőzet (fő- és nyomelem) geokémia

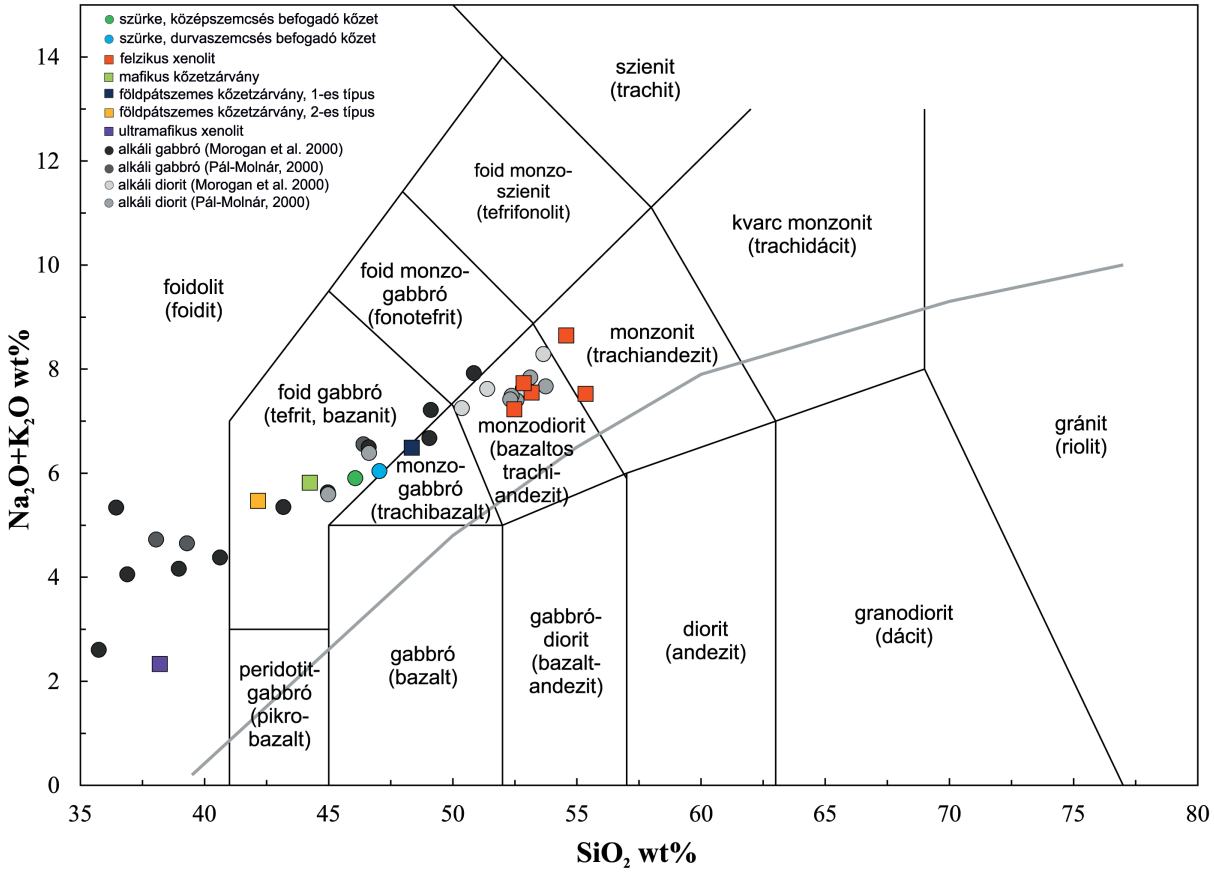
A TAS-diagramon (42. ábra) a befogadó kőzeteket és keveredési zárványokat változatos SiO_2- (38,2–55,4 m/m%) és viszonylag magas alkália-tartalom (alkáli karakter) jellemzi (Na_2O+K_2O = 2,3–8,7 m/m%). A befogadó kőzetek, a keveredési kőzetzárványok, illetve a felzikus xenolitok egy közel lineáris trend mentén helyezkednek el a diagramon, a foidgabbró, monzogabbró (befogadó kőzetek, keveredési zárványok), illetve a monzodiorit vagy monzonit (felzikus xenolitok) mezőkben. Az ultramafikus xenolit főelem-összetétele alapján foidolit, és alacsonyabb alkália-tartalma következtében kissé eltér a fent említett kőzettípusok által kirajzolt trendtől. A vizsgált minták kiváló átfedést mutatnak a Tarniţa Komplexum kőzeteinek (alkáli gabbró és alkáli diorit) korábbi teljes kőzet elemzéseivel (pl. Pál-Molnár, 2000; Morogan et al., 2000). Az esetleges posztmagmás főelem-összetétel változások kiküszöbölése érdekében a vizsgált kőzettípusok az immobilis nyomelemeket alkalmazó Zr/TiO2 *vs.* Nb/Y kőzetosztályozási diagramon (Winchester, Floyd 1977) egységesen a bazanit/nefelinit (foidgabbró) kategóriába esnek.

A TAS-diagramhoz hasonló lineáris trendet mutatnak a fő- és nyomelemekre elkészített Harker-diagramok is (néhány reprezentatívat közülük ld. a 43. ábrán). A befogadó kőzetek, a keveredési kőzetzárványok és a felzikus xenolitok közötti lineáris korrelációs együttható (R^2) értéke a legtöbb fő- és nyomelem esetében (pl. Al, Na, Fe, Mg, Mn, V, Sr) kifejezetten magas, 0,9–1,0 (43. ábra). Több Harker-diagramon (pl. CaO–SiO_2, Al_2O_3–SiO_2) az ultramafikus xenolit – a TAS-diagramhoz hasonlóan – kissé eltér a többi kőzettípus által meghatározott trendtől. Mindösszesen néhány fő- és nyomelem esetében (pl. K, Ba) nem sikerült korrelációt kimutatni a vizsgált kőzettípusok között. A befogadó kőzetek és zárványok főelem-összetételük alapján jól illeszkednek a Tarniţa Komplexum mafikus kőzeteinek korábbi elemzéseihez (befogadó kőzetek és keveredési zárványok: ~alkáli gabbró, felzikus xenolitok: ~alkáli diorit).

A vizsgált kőzettípusok kondritra normált ritkaföldfém eloszlásai (44.a ábra) hasonló, párhuzamos lefutást mutatnak; erőteljes dúsulás tapasztalható könnyű RFF-ekben (LaN/SmN=4,3–7,1)

◀ ***41. ábra*** *A keveredési kőzetzárványok (a–f) és xenolitok (g–j) makroszkópos (balra), illetve mikroszkópos (jobbra, +N) felvételei*
Rövidítések: amp: amfibol, bt: biotit, cal: kalcit, cpx: klinopiroxén, ep: epidot, pl: plagioklász, ttn: titanit.

Mintaszám		TC7	TC8	TC1	TC2	TC9	TC14	TC15	TC3	TC10	TC13	TC12
Kőzettípus												
SiO_2		45,62	46,47	51,82	53,40	51,92	51,87	53,98	43,61	47,85	41,84	37,76
TiO_2		3,72	3,22	1,93	1,70	2,81	2,75	2,08	3,77	3,09	3,93	5,50
Al_2O_3		15,65	16,21	18,92	19,88	18,24	18,38	19,25	15,08	17,17	14,00	7,01
Fe_2O_3t		13,26	12,77	8,84	5,72	8,55	7,59	7,01	13,39	11,00	15,16	19,43
MnO		0,24	0,23	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13	0,27	0,18	0,26	0,41
MgO		4,21	4,06	2,61	1,44	1,96	3,19	1,82	6,32	3,77	7,55	7,93
CaO	m/m%	9,81	9,52	7,11	9,50	7,57	7,82	5,80	10,24	9,00	10,37	17,42
Na_2O		4,54	4,73	6,14	6,59	6,35	5,79	5,82	3,60	5,01	3,11	1,46
K_2O		1,31	1,23	1,21	0,67	1,25	1,35	2,73	2,13	1,42	2,32	0,85
P_2O_5		0,96	0,97	0,55	0,39	0,48	0,53	0,36	0,97	0,88	0,91	1,69
LOI		0,4	0,7	2,0	3,0	1,2	0,6	0,5	0,9	0,5	0,3	0,6
sum		99,42	99,46	99,48	99,46	99,42	99,44	99,42	99,49	99,47	99,54	99,43
Ba		780	809	1226	740	1154	856	4135	1024	979	814	222
Sc		9	9	7	3	5	7	4	16	8	20	20
Rb		14,6	16,5	16,4	10,0	17,4	32,7	25,8	48,2	26,8	58,3	5,9
Cs		0,1	0,3	0,2	<0,1	0,3	0,4	<0,1	0,5	0,3	0,7	<0,1
Y		59,2	51,0	25,6	25,4	47,9	33,4	27,2	37,6	38,9	32,7	95,9
La		172,3	143,9	87,1	70,7	140,3	97,0	112,0	118,1	117,7	96,7	264,0
Ce		355,5	280,7	165,2	147,5	287,0	192,8	195,4	217,6	230,3	180,1	549,6
Pr		38,64	30,80	17,20	16,50	32,34	21,67	20,03	23,17	25,03	19,52	61,66
Nd		141,2	112,2	59,2	62,2	118,1	81,0	65,8	84,3	92,6	73,8	224,0
Sm		22,98	18,75	9,88	10,74	18,96	14,15	10,13	14,21	15,17	12,60	36,31
Eu		6,78	5,96	3,14	3,40	5,50	4,33	3,36	4,46	4,69	3,81	10,74
Gd		18,11	15,63	7,75	8,73	14,72	11,61	8,02	12,08	12,14	10,54	28,74
Tb		2,48	2,02	1,03	1,16	1,95	1,51	1,10	1,54	1,58	1,39	3,85
Dy		13,09	10,98	5,42	6,02	10,50	8,09	6,10	7,76	8,77	7,40	21,27
Ho		2,25	1,85	0,91	1,06	1,80	1,35	1,10	1,38	1,46	1,23	3,52
Er		5,85	4,47	2,49	2,55	4,74	3,45	2,95	3,62	3,75	3,08	9,19
Yb	ppm	4,34	3,74	2,12	1,87	3,59	2,64	2,00	2,97	3,22	2,73	7,76
Lu		0,58	0,50	0,27	0,22	0,45	0,35	0,26	0,42	0,39	0,35	1,02
Th		15,1	11,3	7,0	6,0	13,0	9,4	6,1	9,8	10,2	8,4	23,0
U		2,5	2,1	1,1	1,0	2,3	1,6	0,8	1,7	1,7	1,3	4,5
V		200	184	133	86	147	151	120	233	194	275	319
Co		26,1	23,9	12,7	11,0	18,6	20,7	11,7	33,6	25,9	42,0	39,3
Ni		<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	35	<20	41	25
Zr		404,2	355,2	283,9	154,8	312,4	260,0	216,1	299,8	304,8	341,4	665,2
Nb		267,4	203,4	116,0	104,3	238,7	148,8	181,3	142,8	164,0	120,8	368,0
Hf		11,2	10,0	6,8	4,1	8,4	6,9	5,8	8,4	7,9	9,1	17,5
Ta		19,7	15,3	7,2	9,6	18,0	12,0	10,6	9,1	11,3	7,9	27,4
Ga		20,6	20,4	20,7	18,4	18,7	19,4	16,2	19,9	20,5	20,5	17,8
Be		<1	3	1	<1	1	1	4	2	3	3	4
Sn		5	4	3	2	4	3	2	3	3	3	9
Sr		2196,1	2256,6	3155,6	3355,8	3069,0	2945,1	3529,6	1856,0	2486,6	1221,2	408,6
W		<0.5	<0,5	0,5	0,6	<0,5	<0,5	1,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm		0,76	0,61	0,34	0,32	0,64	0,46	0,34	0,50	0,50	0,41	1,29
$(La/Yb)_N$		28,48	27,60	29,47	27,12	28,03	26,36	40,17	28,52	26,22	25,41	24,40
Eu/Eu*		1,02	1,06	1,10	1,07	1,01	1,03	1,14	1,04	1,06	1,02	1,06



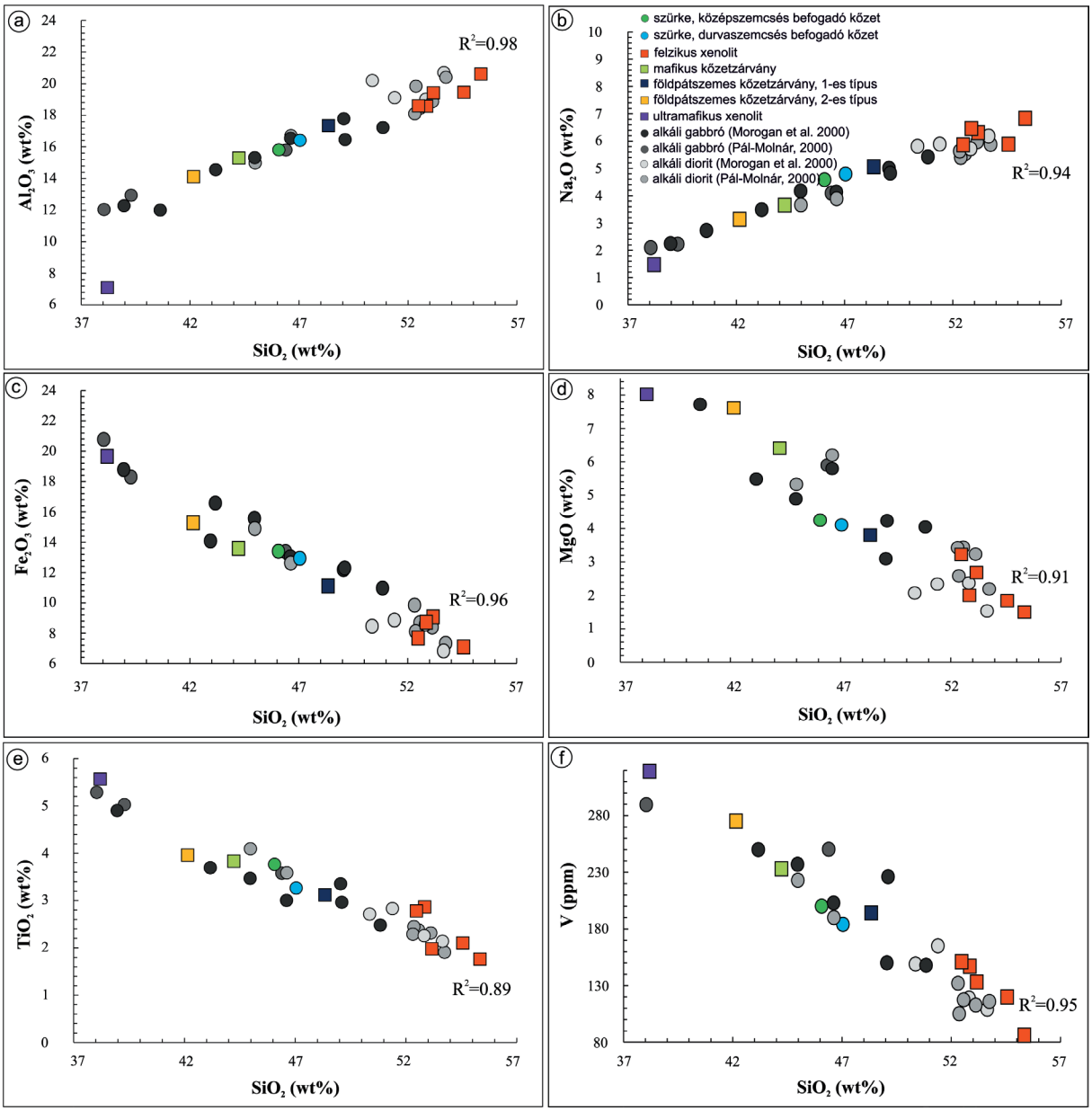
42. ábra *A befogadó kőzetek és zárványok kőzettani osztályozása a TAS-diagramon (a Tarniţa Komplexum mafikus kőzeteinek korábbi elemzéseivel kiegészítve)*

és mérsékelt dúsulás nehéz RFF-ekben (GdN/YbN=3,0–3,9). A befogadó kőzetek, a keveredési kőzetzárványok és a felzikus xenolitok RFF mintázatai egymástól gyakorlatilag nem megkülönböztethetőek, kizárólag az ultramafikus xenolit mutat a többi kőzettípusnál jelentősebb dúsulást könnyű és nehéz RFF-ekben egyaránt. Eu-anomália egyik kőzettípus RFF-eloszlásában sem tapasztalható. A primitív köpenyre normált spider diagramon (44.b ábra) a vizsgált minták lefutása szintén egymáshoz rendkívül hasonló, párhuzamos. Pozitív anomália tapasztalható Ba-ban, Sr-ban és P-ban, míg negatív anomália Rb, Th, U, K, Hf, illetve Zr esetében mutatkozik. Kizárólag az ultramafikus xenolit nyomelem-tartalma tér el kissé a többi kőzettípustól, amely negatív anomáliát mutat Ba-ban és Sr-ban, emellett a legtöbb elem esetében a többi mintához képest erőteljesebb dúsulást.

Ásványkémia

Fő- és nyomelem geokémiai elemzések a befogadó kőzetek és valamennyi keveredési kőzetzárvány-típus plagioklász és amfibol kristályaiból, valamint a befogadó kőzetek és az ultramafikus xenolitok klinopiroxénjeiből történtek. A plagioklászok magjában, illetve peremén egyaránt mért főelem-összetételek (összesen 63 db méréssor valamennyi befogadó kőzet és keveredési zárványtípusból, illetve felzikus xenolitból) nagyfokú homogenitást, és a kőzetek gabbroid teljes kőzet össztételével ellentmondó, viszonylag magas Pl_{Ab}-tartalmat (47,7–78.4%) mutatnak;

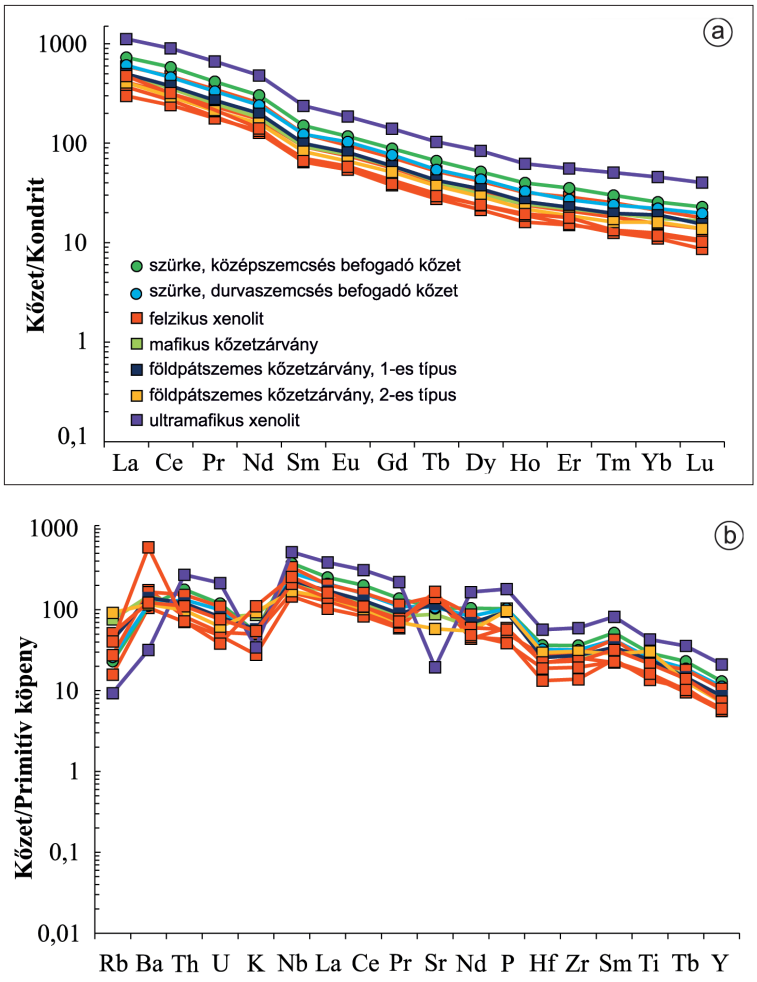
◀ ***3. táblázat*** *A befogadó kőzet, a keveredési kőzetzárványok, illetve a xenolitok teljes kőzet geokémiai adatai (a befogadó kőzet és zárványtípusok nevezéktanát a 4. táblázat tartalmazza)*



43. ábra *A befogadó kőzetek és keveredési zárványok közötti korreláció néhány reprezentatív Harker-diagramon (a Tarniţa Komplexum mafikus kőzeteinek korábbi elemzéseivel kiegészítve)*

kémiai zónásság jele nem látható a földpát kristályokban. A vizsgált kőzettípusok plagioklászainak kondritra normált RFF-lefutásai (összesen 19 db nyomelem elemzés) egymással párhuzamosak, és egységesen, fokozatosan csökkenő, enyhe dúsulást mutatnak La-ban és Ce-ban és Pr-ban, már-már enyhe szegényedést Nd-ban, Sm-ban és Gd-ban, illetve markáns pozitív Eu-anomáliát (45. ábra).

A befogadó kőzetek és keveredési zárványok amfiboljainak főelem-összetétele a plagioklászokéhoz képest jelentősebb változékonyságot mutat (46. ábra). Leake et al. (1997) nevezéktana alapján az elemzett amfibol kristályok a hastingsit, magnezio-hastingsit, pargasite, ferropargazit, kaersutit és ferrokaersutit kategóriákba sorolhatóak. Az amfibolok mg# értéke 0,45–0,63, míg a tetraéderes pozíciójú Al-é 1,79 és 2,17 *a.p.f.u.* között változik. Az amfibolok TiO_2 tartalmát tekintve gyakorlatilag a földpátszemes kőzetzárvány jelöli ki a teljes tartományt (1,7–5,6 m/m%), a többi kőzettípus értékei ezen belül helyezkednek el. Összességében a keveredési kőzetzárványok amfibol összetételei

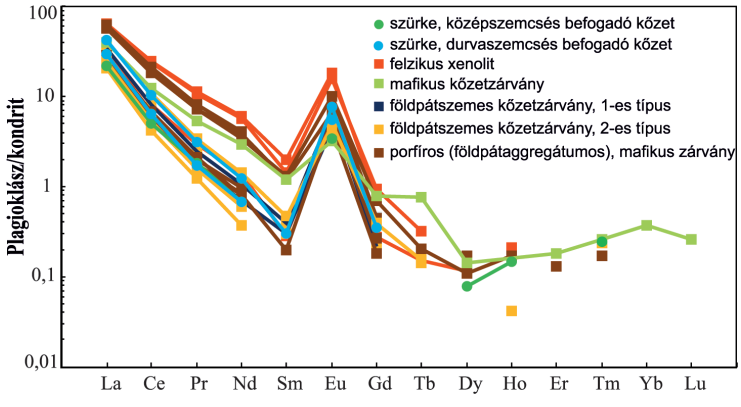


44. ábra *A befogadó kőzetek, keveredési kőzetzárványok, illetve xenolitok ritkaföldfém (a) és egyéb (immobilis) nyomelem lefutása (b)*

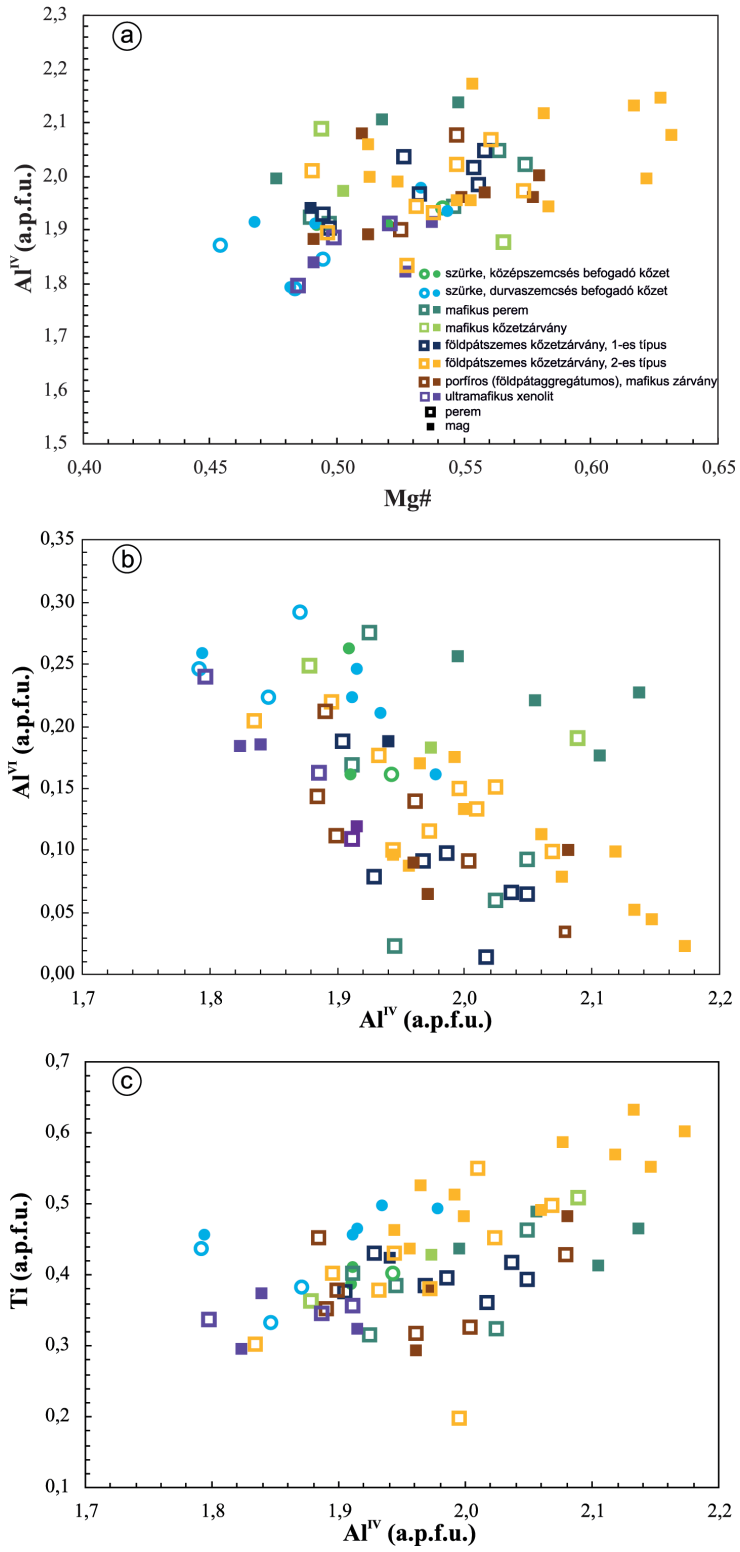
(különösen a földpátszemes zárványoké), jóval változatosabbak, mint a befogadó kőzetek vagy a xenolitok esetében (46. ábra). Az egyes kőzettípusok amfiboljai közötti összetételbeli különbségek ellenére a vonalmenti mérések (akár 44 db mérés/kristály) ásványonként jelentős homogenitást mutatnak.

Az amfibolok nyomelem lefutása egymáshoz hasonló, párhuzamos (47. ábra). A kondritra normált RFF lefutások erőteljes dúsulást mutatnak könnyű és enyhe dúsulást nehéz RFF-ekben; egymástól jellemzően nem megkülönböztethetőek (47.a ábra) egyetlen, mafikus peremből mért amfibolt – amely könnyű RFF-ekben kisebb dúsulást mutat – és egy földpátszemes kőzetzárványhoz tartozó szemcsét leszámítva, amely a legtöbb RFF-ben a többi elemzéshez képest erőteljesebben dúsult. Spider diagramon (47.b ábra) az amfibolok markáns pozitív anomáliát mutatnak Ba-ban, Nb-ban és könnyű RFF-ekben, illetve negatív anomáliát Rb-ban, Th-ban, U-ban, K-ban, Pb-ban, Y-ban és nehéz RFF-ekben. Foszfor esetében pozitív vagy negatív anomália is jellemezheti az amfibol kristályokat.

A befogadó kőzetek klinopiroxén elemzései mellett (lásd 11. fejezet), a piroxén-gazdag ultramafikus kőzetzárványból is történtek fő- és nyomelem-geokémiai vizsgálatok (főelem-összetétel: 4 db, nyomelem-összetétel: 3 db méréssor). A ultramafikus xenolit piroxénjei összetételük alapján Na-Fe-diopszidok ($Wo_{46–49}En_{33–37}Fs_{16–20}$). RFF lefutásuk (48. ábra) egymással párhuzamos, egységesen mérsékelt dúsulást mutat könnyű RFF-ekben és még enyhébb



45. ábra *A befogadó kőzetek, keveredési kőzetzárványok, illetve felzikus xenolitok plagioklász kristályainak kondritra normált ritkaföldfém lefutásai*



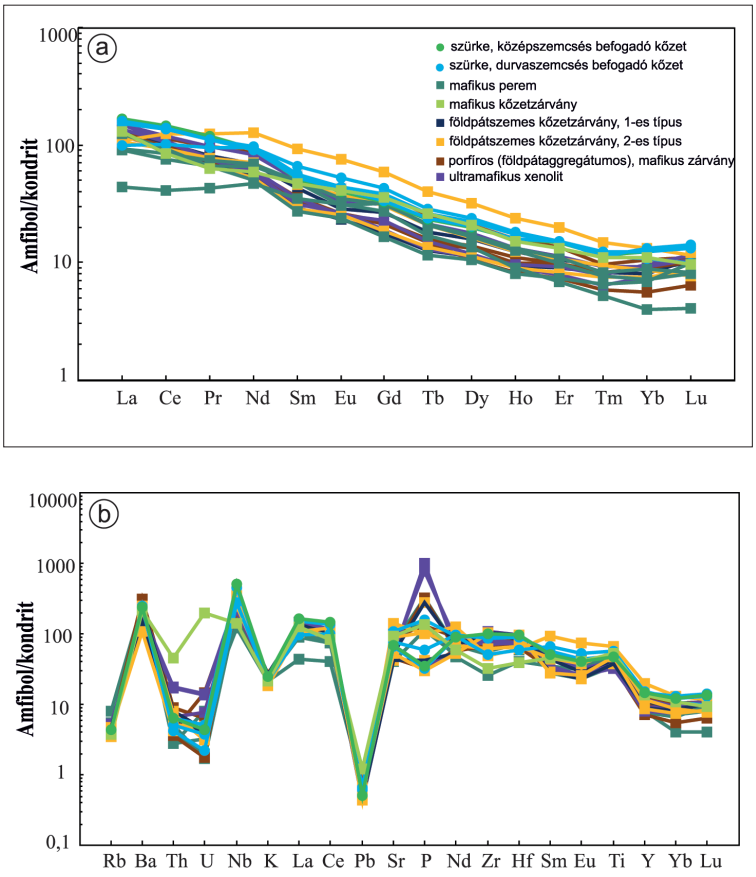
46. ábra *A befogadó kőzetek, keveredési kőzetzárványok, és xenolitok amfibol kristályainak főelem-összetétele a mg#–Al^{IV} (a.p.f.u) (a), Al^{IV} (a.p.f.u)–Al^{VI} (a.p.f.u) (b), illetve az Al^{IV} (a.p.f.u)–Ti (a.p.f.u) (c) diagramokon*

dúsulást nehéz RFF-ekben. A DAM többi kőzettípusában előforduló klinopiroxénekkel való összevetés (fő- és nyomelem-geokémia; bővebben lásd 11. fejezet) eredményeként az ultramafikus zárvány kristályai az ijolitokban (fenokristályok), illetve a szienitekben és a tinguait terlérekben (antekristályok) lévőkkel mutatnak hasonlóságot (48. ábra) és megegyeznek a befogadó (*host*) kőzetek klinopiroxén antekristályainak (II. típus –köztes, nátrium- és ferrovas-tartalmú diopszid) nyomelem-lefutásával (48. ábra).

10.1.3. Értelmezés

Nevezéktani kérdések: diorit vagy gabbró?

A magmakeveredési és magmaelegyedési folyamatok feltárása mellett a kőzettani és geokémiai vizsgálatok fontos eredményt hoztak a Tarniţa Komplexum kőzeteinek petrogenetikai értelmezésében is. Terepi megjelenésük, makroszkópos és mikroszkópos szöveti bélyegeik alapján a vizsgált befogadó kőzetek és keveredési kőzetzárványok többsége diorit (befogadó kőzetek és keveredési kőzetzárványok: mezokrata esetleg melanokrata diorit; felzikus xenolit: hololeukokrata diorit). A petrográfiai kategorizálást megerősíti a plagioklász kristályok főelem-összetétele (Pl_{Ab}-tartalom jellemzően > 50%), azonban annak ellentmondanak a teljes kőzet fő- és nyomelem elemzések. Utóbbiak szerint a vizsgált kőzettípusok döntő többsége (valamennyi befogadó kőzet és keveredési kőzetzárvány) nagy alkália-tartalommal rendelkező gabbró (foidgabbró vagy monzogabbró),

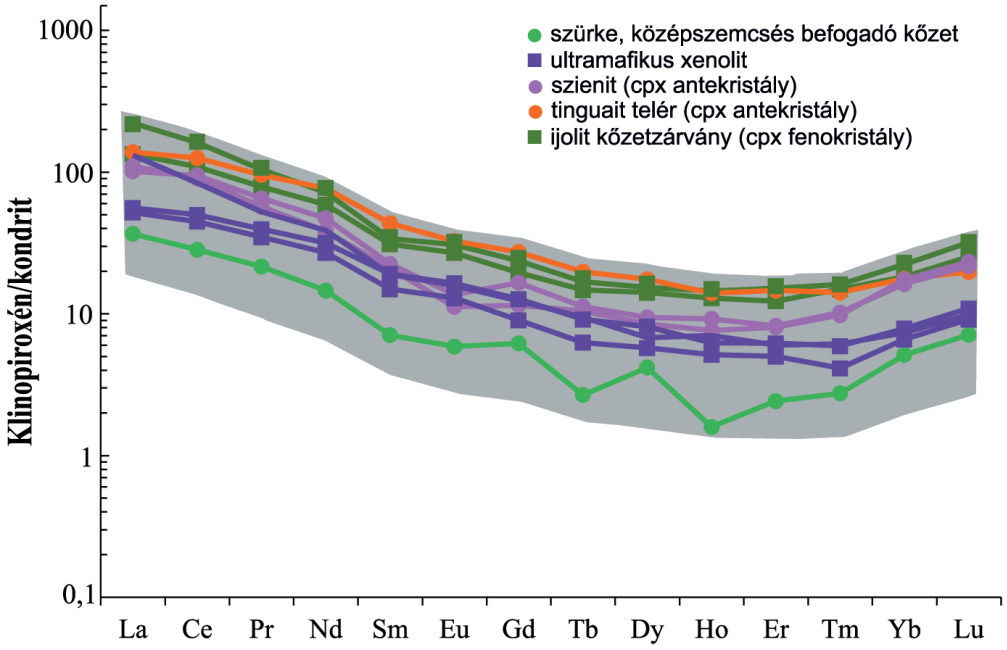


47. ábra *A befogadó kőzetek, keveredési kőzetzárványok, és xenolitok amfibol kristályainak nyomelem-lefutásai kondritra normált ritkaföldfém (a) és sokelemes gyakorisági (spider) diagramon (b)*

a TAS-diagramon kizárólag a felzikus (monzodiorit vagy monzonit) és az ultramafikus (foidolit) xenolitok térnek el összetételben. Az immobilis nyomelemeken alapuló osztályozás esetében (Zr/TiO_2 *vs.* Nb/Y), a vizsgált kőzetek között nem mutakozik különbség, azok egységesen a foidgabbró kategóriába esnek. Mivel a vizsgált kőzetek (és a primer olvadék) elsődleges genetikáját a teljes kőzet fő-és nyomelem összetétel tükrözi a legjobban, így azokat célszerű alkáli gabbróként kezelni. Mivel a vizsgált területen a mafikus kőzetek nevezéktana (alkáli gabbró vagy diorit) a korábbi szakirodalmakban sem egységes, így a Tarniţa Komplexum kőzeteinek további kutatásában előrelépést hozhat a kőzetnevek egységesítése, genetikai (teljes kőzet fő- és nyomelem geokémiai) alapon. A vizsgált kőzettípusok nevezéktanát a 4. táblázat összegzi.

Magmakeveredés és magmaelegyedés a Tarniţa Komplexumban

A DAM egykori magmatározójának szerkezeti és szöveti bélyegei egy dinamikus magmás rendszerre engednek következtetni. Az ehhez hasonló rendszerek működését a befogadó magma és az abba benyomuló magmák fizikai és kémiai tulajdonságai határozzák meg. Utóbbiakat a rendszerben a mafikus lencsék (keveredési kőzetzárványok) képviselik. A vizsgált feltárásban a szürke, közép- vagy durvaszemcsés befogadó kőzetben (foidgabbró) nagy mennyiségben találhatóak sötétszürke elnyúlt, ellipszoid alakú (ritkán kissé szögletes), cm–dm-es keveredési zárványok (39. ábra). A keveredési zárványok kialakulásának az oka a benyomuló magma diszpergálódása a befogadó magmában, amely a kőzetzárványok erőteljesen irányított elrendeződéséből (és a kőzetek hasonlóan irányított szövetéből) kiindulva egy intenzíven áramló közeg lehetett. Továbbá fontos szerepet tölthetett be a szerkezet létrejöttében a nagy hűlési ráta is, ugyanis a keveredő magmák között nem tud fizikai és kémiai egyensúly kialakulni, amikor a kristályosodáshoz kevés idő áll rendelkezésre. A keveredési kőzetzárványok nem egyenletes megjelenése a feltárásban, illetve nagy gyakorisága annak alsó és felső részein többszörös magmabenyomulást feltételez. A keveredési kőzetzárványok körül látható, sötét színű, mafikus ásványokból álló, változó vastagságú perem a keveredő két magma közötti nagy hőmérsékletkülönbségből adódó (Frost, Mahood, 1987; McCulloch, 2007) dermedési folyamathoz (*quenching*) köthető megdermedt peremként értelmezhető (*chilled margin*) és/vagy a magmából a kristályosodás során felszabaduló és a két magma határán feldúsuló



48. ábra *A befogadó kőzetben és az ultramafikus kőzetzárványokban előforduló klinopiroxének ritkaföldfém lefutásai, a Ditrói Alkáli Masszívum többi kőzetének hasonló fő- és nyomelem-összetételű kristályaival összevetve*

könnyenillók felelősek a kialakulásáért. Utóbbiak jelentősen elősegíthetik a víztartalmú ásványfázisok (biotit, amfibol) kristályosodását (Farner et al., 2014).

Bár makroszkóposan, sötétebb színük miatt ezek a mafikus keveredési zárványok látszólag eltérnek a befogadó foidgabbrótól (40. ábra), ásványos- (41.a–f ábrák; 2. táblázat) és fő- és nyomelem geokémiai összetételük (42–44. ábrák; 3. táblázat) között számottevő különbség nem tapasztalható. A keveredési kőzetzárványok a TAS- (42. ábra) és a Harker-diagramokon (43. ábra) is ugyanabba a közel lineáris trendbe esnek, egymáshoz nagyon közeli főelem-összetétellel. A befogadó kőzetekéhez közeli SiO_2-tartalmuk megkülönbözteti őket a falszakasz többi zárványtípusától (felzikus, ultramafikus). A keveredési zárványok teljes kőzet (44. ábra), plagioklász (45. ábra) és amfibol (47. ábra) nyomelem-lefutása szintén hasonló, párhuzamos; nem megkülönböztethető a befogadó kőzetekétől. Szintén nagyfokú hasonlóság mutatkozik a befogadó kőzet és a keveredési zárványok plagioklász és amfibol kristályainak főelem-összetétele között, bár a zárványok amfibol összetétele változatosabb (46. ábra). A mag-perem és a vonalmenti mérések homogén összetételt tükröznek; keveredési folyamatokra az ásványkémia nem utal. Mindezek arra engednek következtetni, hogy a keveredési zárványok komagmásak, vagyis a befogadó magma és belekeveredő magmák ugyanabból a közös (gabbroid összetételű) forrásból táplálkoztak. A feltárás keveredési kőzetzárványai a dinamikusan áramló rendszerbe a közös forrásból (akár több lépésben) belekeveredő magmacsomagokat őrizték meg.

Más a helyzet a feltárásban szintén gyakran megjelenő, ultramafikus, illetve felzikus kőzetzárványokkal (39. ábra), amelyek már makroszkóposan és ásványos összetételükben (40.g–j ábrák; 2. táblázat) is eltérnek a befogadó kőzetektől és a keveredési zárványoktól. Az ultramafikus

4. táblázat *A vizsgált befogadó kőzet és zárványtípusok nevezéktani (petrográfiai, ásványkémiai és teljes kőzet geokémiai alapon)*

Kőzettípus		Petrográfia (ásványos összetétel, színindex)	Pl_{Ab}-tartalom	TAS diagram	Zr/TiO_2 *vs.* Nb/Y diagram
Szürke, középszemcsés befogadó kőzet		mezokrata diorit	diorit (>50%)	foidgabbró	foidgabbró (bazanit/ nefelinit)
Szürke, durvaszemcsés befogadó kőzet		mezokrata diorit	diorit (>50%)	foidgabbró	foidgabbró (bazanit/ nefelinit)
Felzikus xenolit		hololeukokrata diorit	gabbró–diorit (~50%)	monzodiorit–monzonit	foidgabbró (bazanit/ nefelinit)
Mafikus kőzetzárvány		mezokrata diorit	diorit (>50%)	foidgabbró	foidgabbró (bazanit/ nefelinit)
Földpátszemes kőzetzárvány, 1-es típus		mezokrata diorit	diorit (>50%)	monzogabbró	foidgabbró (bazanit/ nefelinit)
Földpátszemes kőzetzárvány, 2-es típus		mezokrata diorit	diorit (>50%)	foidgabbró	foidgabbró (bazanit/ nefelinit)
Porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány		melanokrata diorit	diorit (>50%)	–	–
Ultramafikus xenolit		-	-	foidolit	foidgabbró (bazanit/nefelinit)

kőzetzárványok (foidolitok) a keveredési zárványokkal szemben szögletesek, ugyanakkor szintén megnyúltak. Megnyúlásuk iránya közel párhuzamos a többi zárványtípuséval és a befogadó kőzet irányítottságával. A kőzet az amfibolok (52 V/V%) mellett jelentős mennyiségű piroxént is tartalmaz (40 V/V%), amely a DAM-ban csak a kumulátumkőzetekre jellemző. Az ultramafikus zárvány, bár közel helyezkedik el a főelem geokémiai diagramokon (42–43. ábrák) a befogadó kőzetek és a keveredési zárványok által meghatározott trendhez, és azokkal alapvetően párhuzamos nyomelemlefutást mutat (44. ábra), kissé eltérő immobilis-nyomelemtartalma (44.b ábra), illetve a feltárásban mutatott megjelenése (szögletes szegély) alapján már eredetileg is szilárd xenolitként kerülhetett bele a befogadó magmába.

Az ultramafikus zárványban lévő klinopiroxének (Na-Fe-diopszid) fő- és nyomelem összetétele a DAM kőzetei közül kizárólag az ijolit kőzetzárványok piroxén fenokristályaival, valamint a befogadó kőzet, a tinguait telérek és a szienitek antekristályaival mutat hasonlóságot (48. ábra). Mindez arra enged következtetni, hogy az ultramafikus xenolitok nem közvetlenül a kamptonitos olvadékból származtathatók, hanem egy attól eltérő magmát képviselnek, amelyből a DAM felzikus kőzetei is frakcionálódhattak (lásd 11. fejezet).

A főként plagioklászból álló felzikus kőzetzárványok szegélyei szintén szögletesek és a keveredési zárványokkal ellentétben mafikus perem nem veszi körül őket (39 ábra). Bár a gabbroid befogadó kőzetnél és a keveredési kőzetzárványoknál jóval magasabb SiO_2-tartalom jellemzi ezt a zárványtípust (monzodioritos vagy monzonitos összetétel; 42. ábra), a teljes kőzet geokémia (Harker-diagramokon mutatott trend, nyomelem-lefutások; 43–44. ábrák) és az ásványkémia (plagioklász-összetétel; 45. ábra) utal azok kapcsolatára. Annak ellenére, hogy geokémiailag a felzikus kőzetzárványok gyakorlatilag megegyeznek a Tarniţa Komplexum alkálidioritjaival (42–43. ábrák), ásványos összetételük és a plagioklászok markáns pozitív Eu-anomáliája (45. ábra) egyértelműen azok (felzikus) kumulátum eredetére utal. Ezek a zárványok vélhetően egy, a vizsgált falszakaszon feltárt magmatározóhoz hasonló (kogenetikus) rendszerben kristályosodtak, és onnan keveredtek bele a magmatározóba, szilárd (kumulátum) kőzetként.

10.2. A szienitek keveredési szövetei

A szienitek a masszívum É-i, D-i és DK-i területein bukkannak a felszínre telérfáziskén̈t (pl. kumulátumkőzetekben) és önálló kőzettes̈tként is, folyamatos átmenetekben a kvarcszienitek és gránitok fele (9–10. ábrák). Terepi és kézipéldány szintű (makroszkópos) megfigyeléseink alapján a szienitek homogénnek tűnnek. A mikroszkópos vizsgálatok során azonban olyan szöveti bélyegeket azonosítottunk, amelyek magmakeveredésre és magmaelegyedésre utalnak. Szöveti alapon jól elkülöníthető a szienit alapkőzet, és az attól diszkréten elkülönülő keveredési kőzetzárvány.

A befogadó kőzet szövete durva- vagy középszemcsés, fanerokris̈tályos, inekvigranuláris, szeriális, hipidiomorf szemcsés. A szienit alapkőzet fő kőzetalkotó ásványai a káli- és plagioklász földpátok (67–81 és 18–26 V/V%), amelyek megnyúlt oszlopos vagy zömök táblás habitusúak, gyakran pertites, illetve antipertites szövettel. Kisebb méretű földpátot vagy mafikus ásványokat tartalmaznak zárványként. Gyakori, hogy a földpátok zárványgazdag magját zárványmentes perem veszi körül. A földpátok gyakran szericitesedtek. Az idiomorf-hipidiomorf akcesszórikus elegyrészek (apatit, cirkon, titanit) (összesen 0–4 V/V%) a szemcsehatárokon önállóan, olykor csoportokba rendeződve vagy más ásványban (pl. földpátban) zárványként fordulnak elő. Az apatitok két generációja különböztethető meg: prizmás (25–600 µm), illetve tűs (25–150 µm) habitusú. A prizmás apatit szemcsehatárokon fordul elő vagy a tűs habitusúhoz hasonlóan, földpát zárványaként jelenik meg. Az idiomorf-hipidiomorf cirkon mérete 20–300 µm. Az idiomorf-hipidiomorf titanitok méretük alapján két csoportba sorolhatók. A nagyobb, 600–1600 µm méretűek szemcsehatárokon, míg a kisebb mérettartományt képviselő, 200–600 µm nagyságúak földpátok zárványaként fordulnak elő vagy a kőzetalkotó ásványok között kris̈tályosodtak.

A színes elegyrészek (zömében biotit) ritkán fordulnak elő önállóan (0–1 V/V%), leggyakrabban több ásvány alkotta aggregátumokba tömörülnek, amelyekben a mafikus ásványok (amfibol, biotit, klinopiroxén) mellett hipidiomorf káli- és plagioklász földpát (1–13 és 1–6 V/V%), idiomorf akcesszórikus apatit, cirkon, titanit (összesen 0–22 V/V%), valamint opak ásvány (magnetit) (1–14% V/V%) is megjelenik. Az idiomorf-hipidiomorf amfibol (4–83 V/V%) 250–3500 µm méretű, olykor zónás, zárvány formájában klinopiroxént, földpátot, akcesszórikus- és opak ásványokat tartalmaz, átalakulása során biotitosodott. A hipidiomorf biotit (3–59 V/V%) mérete 900 és 4500 µm között változik, zárványként akcesszórikus ásványokat és magnetitet foglal magába, kismértékben kloritosodott. A xenomorf, zöld színű klinopiroxén (0–7 V/V%) ritkán jelenik meg önállóan (660–800 µm), általában több szemcséből, kris̈tálymaradványból (80–150 µm) álló halmazokban figyelhető meg, kizárólag amfibol zárványaként fordul elő és részben másodlagos amfibollá alakult át. A zömében mafikus ásványok alkotta aggregátumokban megjelenő apatitok is két generációsak, a prizmás habitusúak 25–490 µm, a tűs megjelenésűek 25–150 µm méretűek. Szemcsehatárokon vagy a mafikus ásványokban zárványként jelennek meg. Az idiomorf-hipidiomorf titanitok szintén két mérettartományt (20–200, valamint 200–1500 µm) képviselnek. Amfibol és biotit zárványaként, valamint a szemcsék közti térben fordulnak elő. Az idiomorf-hipidiomorf cirkonok mérete 100 és 600 µm között változik. Amfibolban és biotitban zárványként jelennek meg, de nem ritkák a szemcsék között kris̈tályosodott cirkonok sem.

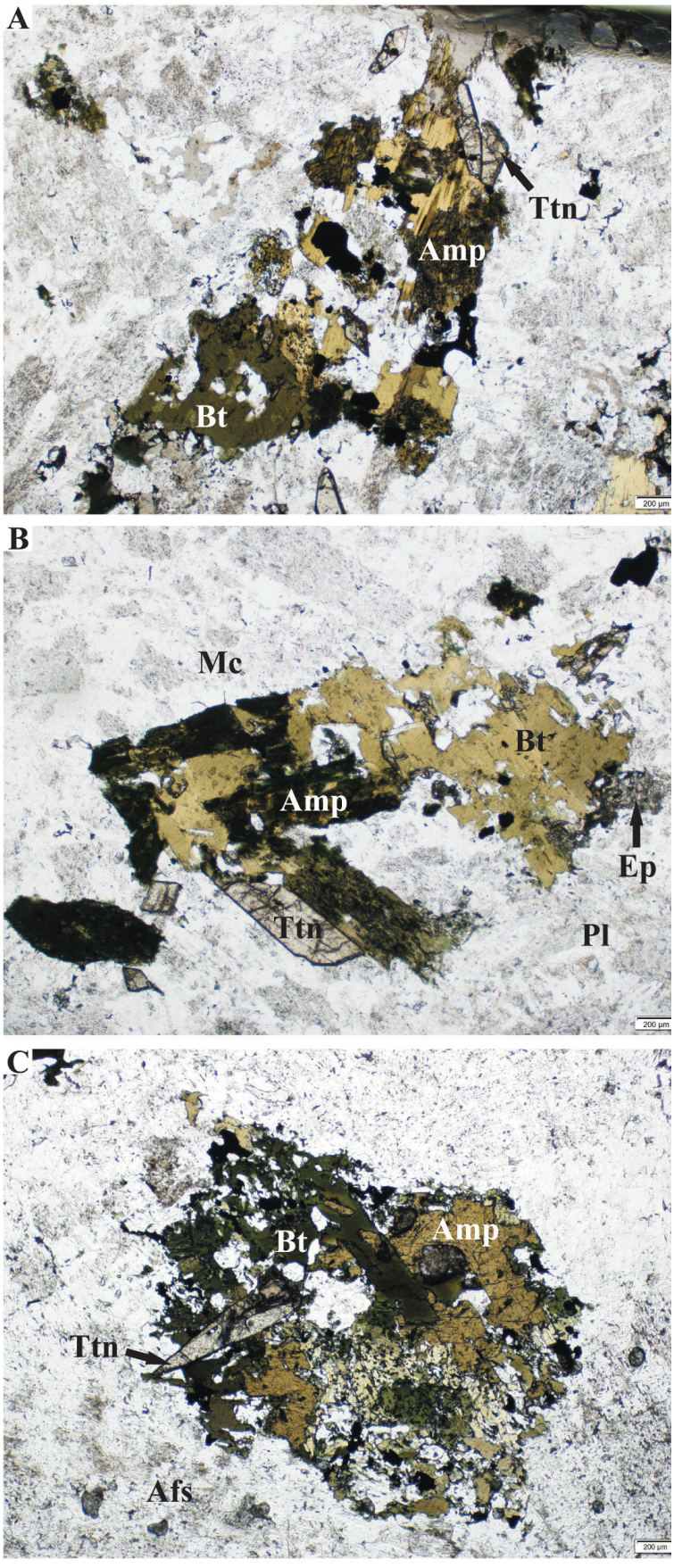
A szienit alkáli és peralumíniumos, agpaitos indexe 0,64, kissé Si-telítetlen (normatív összetételében 3,4% a nefelin mennyisége), nem tartalmaz sem normatív kvarcot, sem leucitot. A Na és K koncentrációja nagy és közel azonos (Na_2O = 6,1 m/m%; K_2O = 6,2 m/m%). A Zr, Nb, Sr, Ba, La és Ce szintén jelentős mennyiségben van jelen. A kondritra normált ritkaföldfém lefutás *LREE* gazdagodás̈t és mérsékelt *MREE* kimerülés̈t mutat (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.029,*

Table 2 – online platformon elérhető melléklet).

10.2.1. Értelmezés

A vizsgált szienitekben – szerkezeti és szöveti bélyegek alapján – a következő, magmakeveredésre és magmaelegyedésre utaló jellegzetes tulajdonságokat azonosítottuk.

A magmakeveredés szerkezeti bizonyítékai a mafikus keveredési kőzetzárványok, amelyek a szienit alapkőzetben megjelenő, attól diszkréten elkülönülő, összetételében eltérő egykori magma „maradványai" (49. ábra). A keveredési kőzetzárványok átlagosan 12 V/V%-os arányban vannak jelen a befogadó kőzetben, átlagos méretük 1700 µm, a legkisebbek 375 µm nagyságúak, a legnagyobbak mérete nem haladja meg a 4750 µm-t. Kerekdedek vagy ellipszoid alakúak, körvonaluk szabálytalan lefutású. A vizsgált kőzetekben elszórtan vagy csoportokat alkotva, esetenként irányítottan fordulnak elő. A mafikus keveredési kőzetzárványok kialakulása során nem történt hatékony keveredés, mivel a kölcsönhatásba lépő magmák hőmérséklete és viszkozitása jelentősen különbözött, továbbá a mafikus/intermedier szélső tag



49. ábra *A szienit alapkőzetben megjelenő keveredési kőzetzárványok jellegzetes szöveti képe: idiomorf–hipidiomorf amfibol, hipidiomorf biotit, idiomorf titanit, valamint intersticiális földpát (IN)*
Az ásványfázisok nevének rövidítése Whitney és Evans (2010) alapján.

aránya jóval kisebb volt, mint a felzikusabb (szienites) olvadéké. A folyamat során a mafikus/intermedier magma túlhűlt és diszkrét, jól elkülönülő magmazárványok (keveredési kőzetzárványok) formájában őrződött meg a felzikus magmában (pl. Bacon, 1986; Sparks, Marshall, 1986; Alpaslan et al., 2005; Perugini, Poli, 2012).

A két különböző apatitmorfológia együttes megjelenése a magmakeveredés és elegyedés szöveti bizonyítéka (Baxter, Feely, 2002). A prizmás apatitok a frakcionálódott (szienites) magma korai kristályosodása során keletkeztek (Burda et al., 2011). A tűs habitusúak a felzikus szélső tag és az ezzel kölcsönhatásba lépő mafikus olvadék közötti hőmérsékletkülönbség által kiváltott dermedés termékei (Wyllie et al., 1962).

A földpátok zárványmentes peremének kialakulása ugyancsak eltérő összetételű magmák kölcsönhatásával magyarázható. A magmakeveredés/elegyedés során bekövetkező jelentős hőmérsékleti- és összetételbeli változásokra reagálva a rendszerben már jelen lévő, korábban kikristályosodott ásványok peremei részben visszaoldódtak. A későbbi kristályosodás során ezek a visszaoldódott peremű szemcsék nukleuszként viselkedtek, amelyeken eltérő összetételű perem növekedett tovább (Baxter, Feely, 2002).

A zöld klinopiroxének szövete és geokémiai összetétele (Na-Fe diopszid – Na-Mg hedenbergit) a dioritban, a tinguait telérekben és az ezekben a telérekben megjelenő ijolit kőzetzárványokban megfigyelhető klinopiroxénekével mutat hasonlóságot. A vizsgált ásványok modellezett egyensúlyi olvadékának nyomelem-eloszlása jelentősen eltér a szienitek teljes kőzet összetételétől és sokkal inkább a nefelinszienitek teljes kőzet összetételének felel meg. Mindezek alapján a klinopiroxének antekristálynak tekinthetők, amelyek egy eltérő magmaforrásból származnak és magmakeveredés során kerültek a szienites rendszerbe.

11. A KLINOPIROXÉNEK (CPX) INTEGRÁLT ÁSVÁNYSZÖVETI ÉS GEOKÉMIAI ELEMZÉSE ÉS ÉRTELMEZÉSE

A masszívum kőzeteiben megjelenő klinopiroxén-populációk szövete és összetétele feltárja az egykori magmatározó folyamatainak összetettségét és a különböző magmák, illetve magmaforrások fejlődéstörténetét. A változatos megjelenésű és összetételű klinopiroxén kristályok olyan zárt és nyílt rendszerű magmás folyamatokra utalnak, mint az ismétlődő magmabenyomulások, kristály recirkuláció a különböző magmacsomagok interakciója során magmakeveredés, akkumuláció és a frakcionációs kristályosodás.

11.1. Terepi kapcsolatok, mintázás, petrográfia

A klinopiroxén-tartalmú reprezentatív kőzetmintákat (kumulátumkőzetek, foidgabbró, szienit, nefelinszienit, kamptonit és tinguait telérek, valamint ijolit kőzetzárványok) a Felső-Pietrăriei (Pârâul Pietrăriei de Sus), Alsó-Tarniţa (Pârâul Tarniţa de Jos), Tászok (Pârâul Teasc), Orotva (Pârâul Jolotca), Nagyág (Pârâul Creanga Mare), Ditró (Pârâul Ditrău) és Vár (Pârâul Cetăţii) patakok völgyében gyűjtöttük be (10. ábra – inzert melléklet, 5. táblázat).

5. táblázat *A vizsgált kőzetek ásványegyüttesei*

Fázis	**Kőzet típus**	**Fenokristály (ph) kumulusz ásvány (c)**	**Alapanyag ásvány (gr), interkumulusz ásvány (ic)**	**Akcesszórikus ásvány**	**Másodlagos ásvány**	**Kőzetminta száma**
Kumulátum	Ol-tartalmú kumulátum	Cpx, ol (c)	Amph (ic)	Ap, mag	Srp, mag	VRG23
Kumulátum	Piroxén-tartalmú kumulátum	Cpx, amph (c)	Bt, pl (ic)	Ap, ttn, mag	Act, chl, ep	VRG6706
Intruzív	Diorit *s.l.* (Foidgabbró)	Cpx, amph, bt (ph)	–	Ap, ttn, mag	Act, chl, ser	VRG6567
Intruzív	Szienit	Cpx, amph, bt, pl, kfs (ph)	–	Zrn, ap, ttn, mag, rt	Chl, mag, hem, ilm, ep, ms, cal	VRG7420
Intruzív	Nefelinszienit	Aeg, ne, kfs, ab, bt (ph)	–	Zrn, ap, ttn, mag, ilm	Ms, anl, sdl, ccn, mag	VRG6727
Telér	Kamptonit	Cpx (ph)	Amph, bt, pl (gr); ocellus cal	Ap, ttn, mag	Act, chl, mag	VRG7292, VRG7294
Telér	Tinguait	Cpx (ph)	Aeg, ne, ab, kfs, ccn (gr)	Zrn, ap, ttn, fl	Bt, ser, mag	VRG7306, VRG7338
Keveredési zárvány	Ijolit	Cpx (ph)	Aeg, ccn, kfs (gr)	Ap, ttn	Bt, mag	VRG7338, VRG7480

Cpx, klinopiroxén; ol, olivin; amph, amfibol; bt, biotit; pl, plagioklász; kfs, káliföldpát; aeg, egirin; ne, nefelin; ab, albit; ccn, kankrinit; ap, apatit; mag, magnetit; ttn, titanit; zrn, cirkon; rt, rutil; ilm, ilmenit; fl, fluorit; srp, szerpentin; act, aktinolit; chl, klorit; ep, epidot; ser, szericit; hem, hematit; ms, muszkovit; cal, kalcit; anl, analcim; sdl, szodalit.

A kamptonit telérekről a 8. fejezetben olvashatunk részletesen.

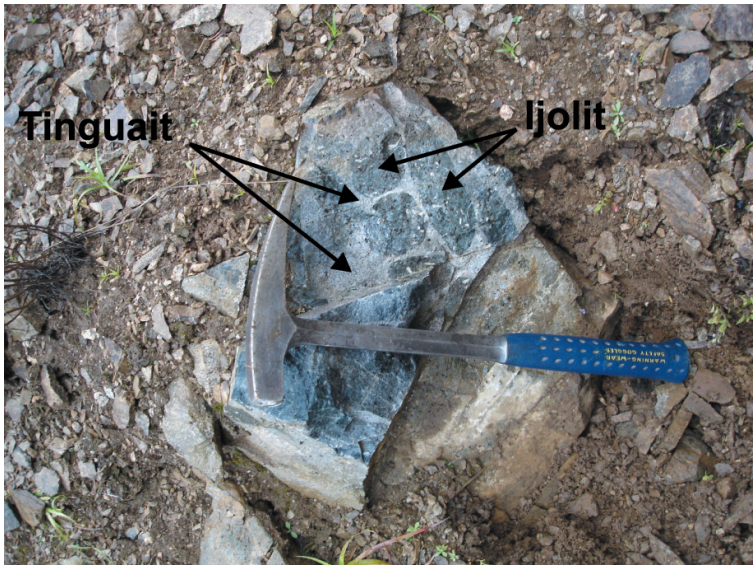
Mint azt a 9. fejezetben láttuk az ultramafikus kumulátumok lencse alakú vagy szögletes tömbök formájában jelennek meg a DAM északi és középnyugati részén előbukkanó diorit (fodgabbró) kőzetekben. A különböző ultramafikus kőzettípusok, olivin- és piroxéntartalmú, valamint csaknem monomineralikus hornblendit kumulátumok a magmakamra alján felhalmozódott függőleges kőzetsorozatként értelmezhetők.

A diorit *s.l.* (foidgabbró) kőzetek magmakeveredési folyamatait a 10.1. fejezetben tárgyaltuk.

A szienitek magmakeveredési szöveteit a 10.2. fejezetben tárgyaltuk.

A zömében a masszívum keleti és központi részén felszínre bukkanó nefelinszienit képviseli a leggyakoribb kőzettípust a DAM-ban. Nagy kiterjedésű magmás testek és telérek formájában egyaránt előfordul. Petrogenetikai értelemben a nefelinszienithez kapcsolódó (Streckeisen, 1954) vékony tinguait telérek a masszívum gránit, szienit és nefelinszienit kőzeteit járják át. Néhány tinguait telérben kis méretű, lekerekített ijolit keveredési kőzetzárványok figyelhetők meg, amelyekből az egykori mafikus és felzikusabb magmák közötti fizikai kölcsönhatásra (magmakeveredés) következtethetünk (pl. Barbarin, Didier, 1992; Ubide et al., 2014c). A kerekded vagy lencse alakú, sötétszürke színű és éles határral elkülönülő ijolit keveredési kőzetzárványok átmérője 1 és 9 cm között változik (50. ábra). A közép-durvaszemcsés nefelinszienit fehéres-vöröses színű, ásványos összetétele: földpátok (40–55 V/V%, ortoklász, mikroklin, kis mennyiségben albit), nefelin (10–35 V/V%), biotit (2–10 V/V%), klinopiroxén (2–7 V/V%), amfibol (2–5 V/V%), hidrotermális eredetű kalcit + kankrinit + szodalit + analcim, valamint akcesszórikus cirkon, monacit, apatit, titanit, magnetit és ilmenit (3–5 V/V%) (51.D ábra). A masszívum területén előforduló nefelinszienit peralumíniumos és miaszkitos (agpaitos indexe 0,8 és 1,0 között változik), geokémiai alapon két típusa különböztethető meg. A nefelinszienit-I csoportba tartozó kőzetekben az Al_2O_3 (21–24 m/m%), valamint a $Na_2O + K_2O$ (14–16 m/m%) koncentrációja nagyobb, míg a ritkaföldfémek mennyisége kisebb (és a Sm esetében jelentős negatív anomália mutatkozik), mint a nefelinszienit-II csoportba sorolt kőzetekben ($Al_2O_3 < 21$ m/m%; $Na_2O + K_2O < 13{,}5$ m/m%). A kondritra normált nyomelem eloszlási görbék mindkét típus esetében „U”-alakúak, a kőzetek (főleg a nefelinszienit-I csoportba tartozó minták) *MREE*-ben kimerültek. A két csoport kőzeteinek primitív köpenyre normált elem eloszlásában a Sr, Zr és Hf mutat jelentős pozitív anomáliát, míg Eu-anomália nem jelentkezik.

A cukorszövetű tinguait telérek finomszemcsések és porfírosak (Batki, Pál-Molnár, 2011). A kőzet sugaras elrendeződésű alkáli földpát és nefelin alkotta holokristályos-hipokristályos alapanyagában klinopiroxén kristályok (legfeljebb 5 V/V%) jelennek meg (51.F, G ábra). Az alapanyagban biotit mikrokristályok, intersticiális kankrinit, valamint akcesszórikus cirkon, titanit és magnetit is megfigyelhető. A másodlagos biotit, klorit, epidot, magnetit



50. ábra *Finomszemcsés ijolit kőzetzárványok tinguait telérben a Nagyág-patak völgyéből*

és kalcit ásványegyüttes olykor megőrzi a prekurzor klinopiroxén alakját. A masszívum területén előforduló tinguaitok mérsékelten-erősen Si-telítetlen (Ne = 7–25), intermedier (SiO_2 = 54–58 m/m%), fonolitos összetételű kőzetek. Peralkáli-peralumíniumos jellegűek, alkáliákban, valamint a Zr, Nb, Rb, Ba, Sr és könnyű ritkaföldfém *(LREE)* elemekben gazdagodtak. A kondritra normált ritkaföldfém eloszlási görbék lefutása homorú (*convex-downward*), a könnyű ritkaföldfémek szembetűnő, míg a nehéz ritkaföldfémek mérsékelt gazdagodást mutatnak (La/Yb = 24–40).

Az ijolit kőzetzárványok holokristályos-hipokristályos, porfíros kőzetek. A lényeges elegyrészek hasonlóak a tinguait kőzetalkotó ásványaihoz, azonban a mafikus ásványok mennyisége meghaladja a földpátokét és a földpátpótlókét. A rendkívül finomszemcsés, zömében egirinaugit tűk és 10-80 μm nagyságú biotit, valamint intersticiális alkáli földpát és kankrinit alkotta alapanyagban halványbarna és zöld klinopiroxén kristályok (max. 15 V/V%) figyelhetők meg (51.H ábra). Az akcesszórikus ásványokat titanit, apatit és magnetit képviseli. Az ijolit kőzetzárványokban gyakoriak az alkáli földpát, kankrinit ± albit ásványegyüttesből felépülő, gömbölyded vagy ellipszoid alakú, 0,2–2,0 mm méretű, leukokrata aggregátumok. Az ijolit kőzetzárványok nefelinites összetételűek (SiO_2 = 45–49 m/m%, $Na_2O + K_2O$ = 11–13 m/m%). Metalumíniumos-peralumíniumos jellegűek, a Th, U, Nb, Zr, Rb, Ba, Sr és *LREE* koncentrációja nagy. A Cr (48–116 ppm) és Ni (57-80 ppm) mennyisége meghaladja a szakirodalomból ismert ijolitokra jellemző értéket (pl. Cr = 3–8 ppm Cr és Ni <50-70 ppm, Flohr, Ross, 1989; Cr = 9 ppm és Ni= 33-48 ppm, Wittke, Holm, 1996). A *LREE* jelentős gazdagodása, valamint a középső ritkaföldfémek *(MREE)* enyhe kimerülése figyelhető meg a ritkaföldfémek kondritra normált eloszlásán, így a görbék homorú lefutásúak. A vizsgált kőzetek fő- és nyomelem geokémiai összetételét a *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.029, Table 2* (online platformon elérhető melléklet) tartalmazza.

11.2. A klinopiroxének szövete és zonációja

A masszívum különböző kőzeteiben megjelenő klinopiroxén kristályok szövete és zonációja igen változatos (51., 52. ábra).

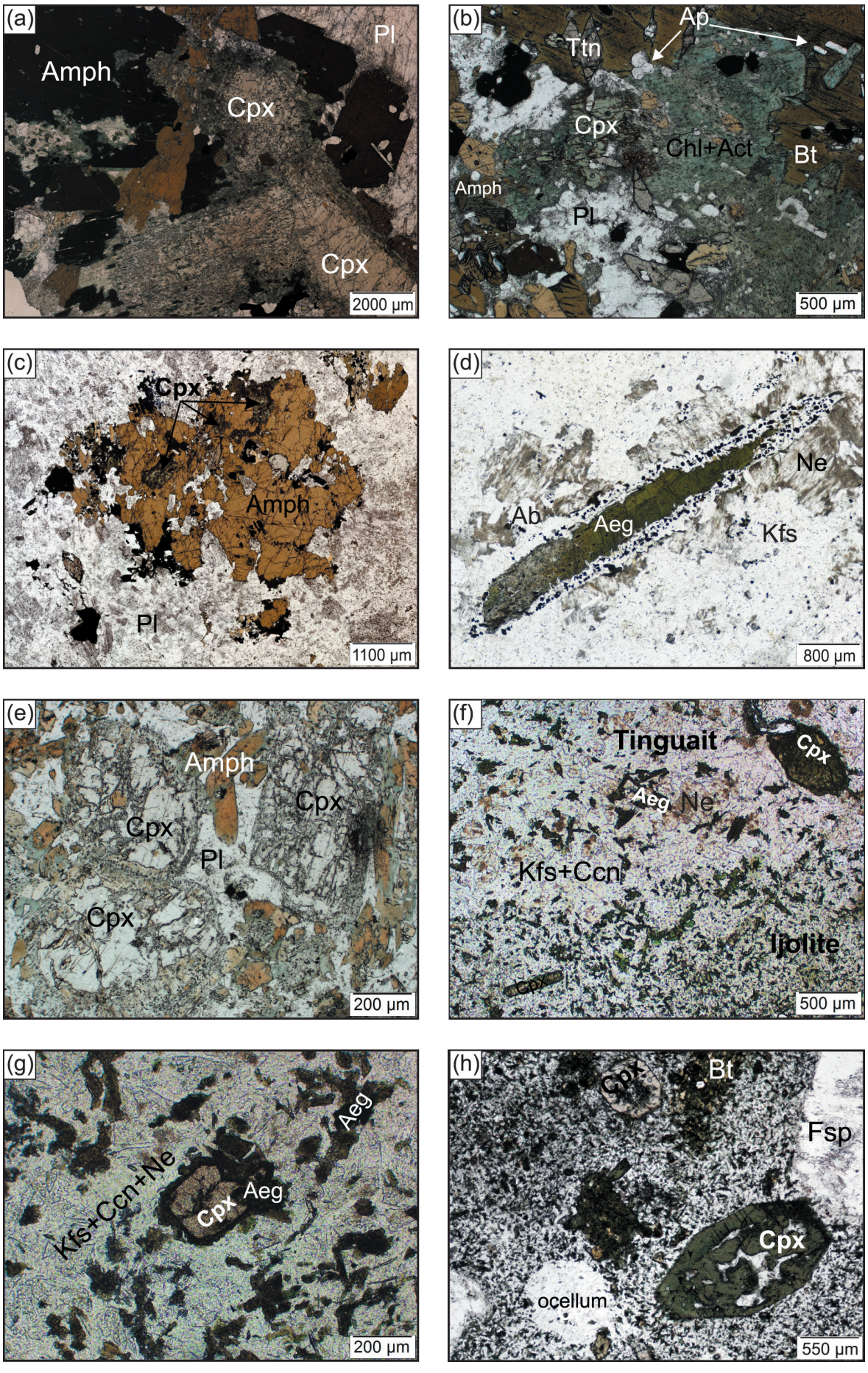
A poikilites olivintartalmú kumulátumokban a 150-600 μm méretű klinopiroxén mikrokristályok euhedrálisak-szubhedrálisak, barna színűek és nem zónásak (Fig. 2B in Pál-Molnár et al., 2015b). A piroxéntartalmú kumulátumok euhedrális-szubhedrális, barna klinopiroxén kristályai ritkán zónásak, legfeljebb 4 mm nagyságú makrokristályok formájában fordulnak elő (51.A ábra).

A dioritban (foidgabbróban) megjelenő klinopiroxén zöld színű, mérete nem haladja meg a 2,7 mm-t, anhedrális, részben klorittá és aktinolittá alakult át. Apatit, magnetit, titanit és hornblende zárványokat tartalmaz (51.B ábra).

A szienitre jellemző klinopiroxén kristályok (660–800 μm) és kristályreliktumok (80–150 μm) zöld színűek, anhedrálisak, részben másodlagos amfibollá alakultak át. A klinopiroxén kizárólag szubhedrális hornblende zárványaként jelenik meg, amellyel együtt szabálytalan peremű ásványaggregátumokat (*crystal clots*) alkot (51.C ábra).

A nefelinszienitben a klinopiroxént sötétzöld színű, szubhedrális, megnyúlt, szabálytalanul zónás egirin és egirinaugit képviseli, amelyet gyakran magnetit + albit + biotit korona vesz körül. Az egirin tűk mérete a 6 mm-it is elérheti (51.D ábra).

A kamptonitban változó mennyiségben megjelenő világosbarna klinopiroxén szubhedrális, nem zónás és 0,6–2,4 mm átmérőjű (51.E ábra). Gyakran tremolit-aktinolit és biotit ásványegyüttes helyettesíti (Fig. 3A in Batki et al., 2014).


(a)
Amph
Pl
Cpx
Cpx
2000 µm
(b)
Ap
Ttn
Cpx
Chl+Act
Bt
Amph
Pl
500 µm
(c)
Cpx
Amph
Pl
1100 µm
(d)
Ne
Ab
Aeg
Kfs
800 µm
(e)
Amph
Cpx
Cpx
Pl
Cpx
200 µm
(f)
Tinguait
Cpx
Aeg
Ne
Kfs+Ccn
Ijolite
Cpx
500 µm
(g)
Aeg
Kfs+Ccn+Ne
Cpx
Aeg
200 µm
(h)
Cpx
Bt
Fsp
Cpx
ocellum
550 µm

A tinguait telérekben három klinopiroxén-populáció különböztethető meg: (1) halványzöld-sárgászöld kristályok (300–700 μm), (2) halványbarna-bézs makro- és mikrokristályok (0,3–1,2 mm), valamint (3) zöld színű, az alapanyagban megjelenő mikrolitok (20–200 μm). A szubhedrális zöld színű kristályok többszörösen zónásak: az anhedrális, bomlott magot egy növekedési zóna, valamint egy olyan perem veszi körül, amelyben kis méretű, az alapanyag zöld mikrolitjaihoz hasonló klinopiroxén szemcsék figyelhetők meg (51.F ábra; 52.A, B ábra). A halványbarna klinopiroxén makro- és mikrokristályok szubhedrálisak, normál zónásak. A kissé lekerekített, nem-zónás magot körülvevő peremet az alapanyag zöld mikrolitjaihoz hasonló, kis méretű klinopiroxén szemcsék alkotják (51.G ábra, 521.C ábra).

Az ijolit kőzetzárványokra jellemző euhedrális-szubhedrális zöld klinopiroxén kristályok (70–1700 μm) zónásak, gyakran vázkristályos/szkeletális megjelenésűek, zárványként az alapanyagot, valamint titanitot és F-apatitot foglalnak magukba (51.D ábra). A halványbarna klinopiroxén kristálymagok (50–1200 μm) oszcillációs- vagy szektorzónásak. A kissé rezorbeált mag részleges oldódásra utal, amelyet egy később kristályosodott egirinaugit perem vesz körül (52.E, F ábra).

11.3. A klinopiroxének összetétele

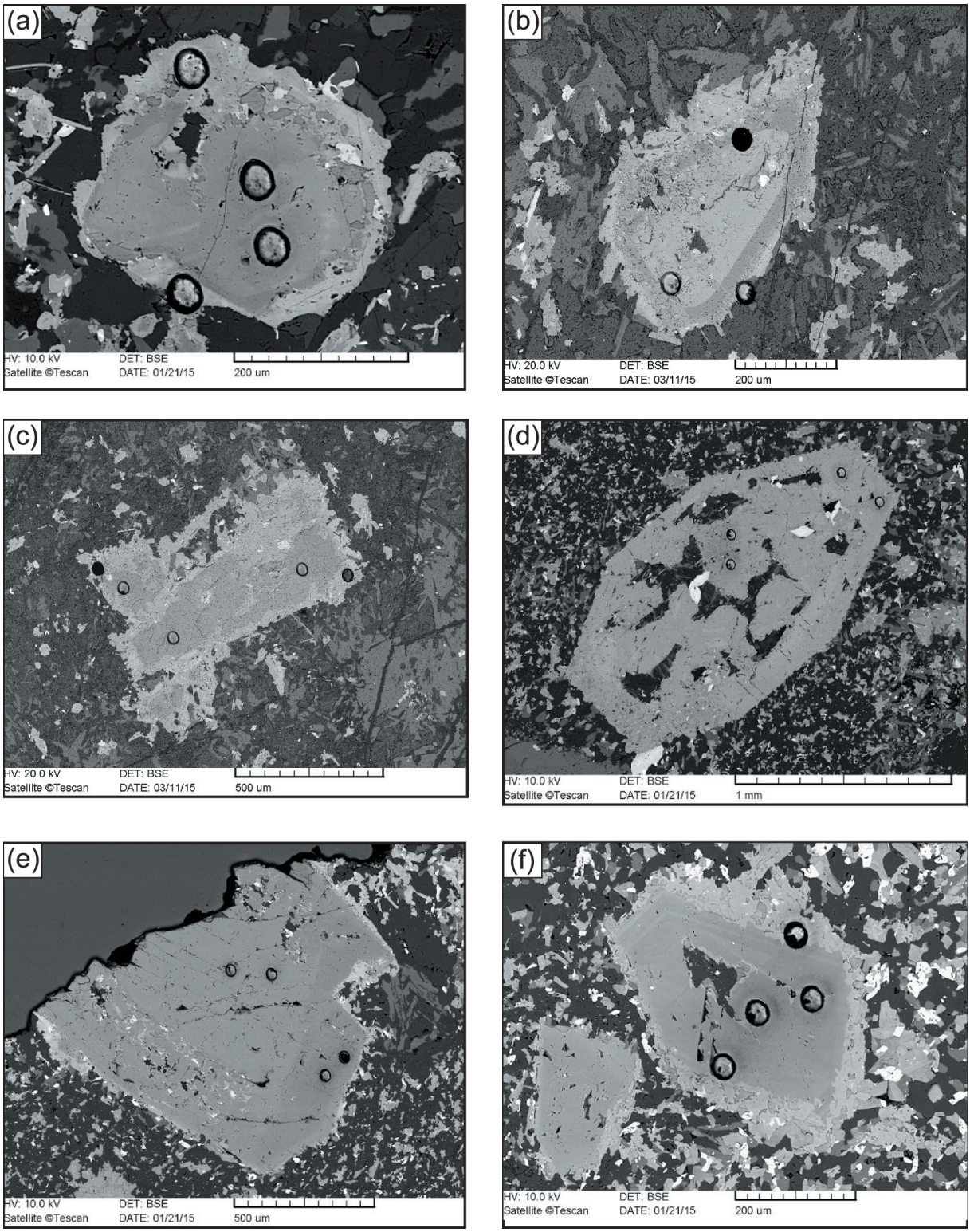
11.3.1. Főelem-geokémia

A piroxének reprezentatív főelem összetételét a *https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.029, Table 3* és a *Supplementary Table I* – online platformon elérhető melléklet – tartalmazza.Morimoto et al. (1989) alapján a vizsgált piroxének összetétele diopszid és egirinaugit között változik. A különböző kőzetekben előforduló klinopiroxének összetételét az 53. ábrán foglaltuk össze.

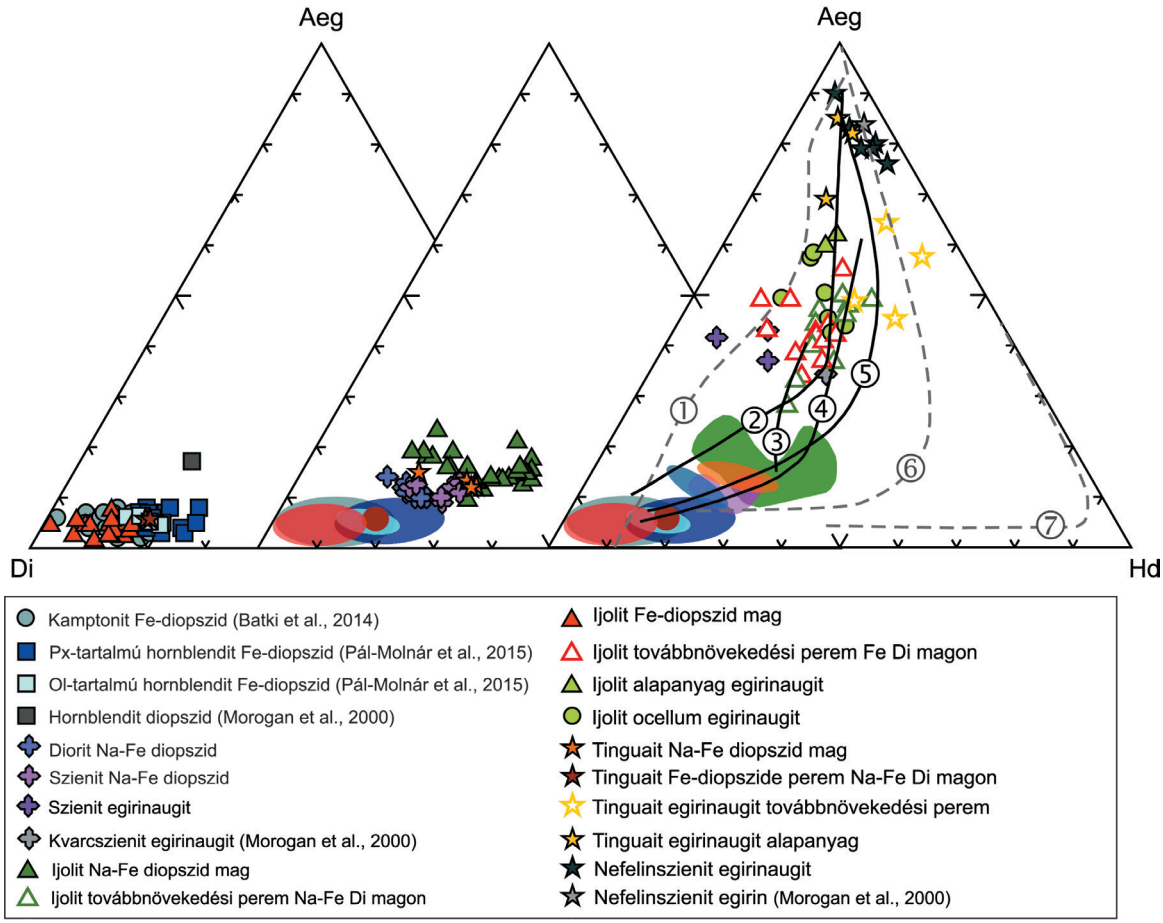
A legprimitívebb összetételű, diopszid-gazdag piroxén a kamptonitban (Di_{77-93}, Hd_{1-19}, mg# = $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ = 0,81–0,99), az olivintartalmú kumulátumban (Di_{72-8}1, Hd_{13-25}, mg# = 0,75–0,86), valamint ijolitban rezorbeált magként (Di_{80-94}, Hd_{1-15}, mg# = 0,84–0,99) (52.E, F ábra) jelenik meg. A tinguait anhedrális zöld kristálymagjait körülvevő növekedési zónákban (52.A, B ábra) szintén nagy a Di aránya (Di_{78}, mg# = 0,82–0,83). A piroxéntartalmú kumulátumra jellemző klinopiroxén kevésbé primitív, nagyobb a Hd mennyisége ($D_{i67-78}Hd_{15-26}$, mg# = 0,74–0,84), összetétele a kamptonit klinopiroxén kristályaival mutat hasonlóságot.

A dioritban (foidgabbróban) és szienitben megjelenő zöld klinopiroxén kristályokban megnövekedett az Aeg-tartalom (legfeljebb 14 mol%, valamint 43 mol%), ugyanakkor a Hd nem mutat jelentős gazdagodást (Hd < 29 mol%, mg#diorit = 0,74–0,84, mg#szienit = 0,69–0,79) a kumulátumok diopszidjához képest. A tinguait telérek és az ijolit kőzetzárványok zöld klinopiroxénjei szintén köztes/

51. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum klinopiroxén-tartalmú kőzeteinek jellegzetes szöveti bélyegei*
(a) Barna színű kumulusz diopszid piroxéntartalmú hornblendit kumulátumban (VRG6706), 1N; (a) Zöld, anhedrális, erősen bomlott klinopiroxén kristály dioritban/foidgabbróban (VRG6567), 1N; (c) Zöld, anhedrális klinopiroxén kristályok és kristály reliktumok, biotit magnetit és titanit szienitben (VRG7420) megjelenő hornblende aggregátumban, 1N; (d) Magnetit + albit + biotit koronával körülvett, sötétzöld, szubhedrális, szabálytalanul zónás egirinaugit nefelinszienitben (VRG6727), 1N; (e) Halványbarna, szubhedrális diopszidok ocellumtartalmú kamptonit telérben (VRG7292), 1N; (f) A tinguait telér és az abban megjelenő ijolit kőzetzárvány kontaktusa (VRG7338), 1N; (g) Fe-diopszid kristályok és az azokat körülvevő, a tinguait telér (VRG7306) alapanyagában megjelenő egirinaugit mikrolitok, 1N; (h) Zöld, euhedrális, szkeletális klinopiroxén, barna színű szubhedrális diopszid, biotit aggregátumok, ocellumok és földpát xenokristályok ijolit kőzetzárványban (VRG7338), 1N.
Az ásványfázisok nevének rövidítése Kretz (1983) alapján.



52. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum tinguait és ijolit kőzeteiben előforduló klinopiroxének szövete és zonációja, valamint az ásványgeokémiai vizsgálatok mintavételi pontjai, BSE-felvétel*
(A, B) Többszörösen zónás, zöld klinopiroxén kristályok lekerekített, anhedrális maggal, reverz zónákkal és – a tinguait (VRG7338 és VRG7306) alapanyagában megjelenő mikrolitokhoz hasonló – továbbnövekedési peremmel; (C) Egirinaugittal körülvett, nem-zónás szubhedrális diopszid aggregátum tinguaitban (VRG7306); (D) Ijolitban (VRG7338) megjelenő zöld, euhedrális, szkeletális klinopiroxén fenokristály titanit és F-apatit zárvánnyal (a klinopiroxén kristály „üregeiben" a kőzet alapanyagával megegyező ásványegyüttes figyelhető meg); (E, F) Barna, szubhedrális, szektor- és oszcillációs zónás piroxének rezorbeált maggal és egirinaugit továbbnövekedési peremmel ijolitban (VRG7338).



53. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben előforduló klinopiroxének összetétele a Di-Hd-Aeg rendszerben (mol%)*
A jobboldali háromszögben összehasonlításképp más alkáli magmás komplexumokból ismert klinopiroxének összetételi trendjét tüntettük fel: (1) Murun, Szibéria (Mitchell, Vladykin, 1996), (2) Lovozero, Kola-félsziget (Korobeinikov, Laajoki, 1994), (3) Fen, Norvégia, akmitos trend (Mitchell, 1980), (4) Alnö-sziget, Svédország, Na-os trend (Hode Vuorinen et al., 2005), (5) Kelet-Uganda (Taylor, King, 1967), (6) South Qôroq, Dél-Grönland (Stephenson, 1972), (7) Ilímaussaq, Dél-Grönland (Larsen, 1976).

intermedier összetételt képviselnek. A tinguaitban a zöld kristálymagok hedenbergit és egirin-tartalma $Hd_{20-32}Aeg_{12-15}$ (mg# = 0,65–0,78), míg az ijolitra jellemző zöld kristálymagok egy szélesebb összetételi spektrumot fednek le (mg# = 0,55–0,81), a Hd mennyisége legfeljebb 40 mol%, az Aeg-é 10–23 mol%.

Az ijolitban megjelenő piroxén peremének összetétele hasonlóan tág intervallumon belül változik, a zöld perem ($Hd_{23-31}Aeg_{28-51}$, mg# = 0,40–64), valamint a barna rezorbeált mag továbbnövekedési peremének összetétele ($Hd_{12-28}Aeg_{35-55}$, mg# = 0,53–0,78) egyértelműen átfed. A tinguaitra jellemző piroxén peremében a Hd (Hd_{26-37}, mg# = 0,19–48) és Aeg (45–64 mol%) aránya is nagyobb. Az ijolitban megjelenő piroxének peremétől az ijolit ocellumain (Aeg_{43-59}) és alapanyagában előforduló mikrolitokon (Aeg_{61-63}), a tinguaitban megfigyelhető piroxének peremén és a mátrixban megjelenő mikrolitokon (Aeg_{69-85}) át egészen a nefelinszienitek fenokristályainak összetételéig folyamatosan növekszik az Aeg-tartalom. A legfejlettebb összetételű klinopiroxén (Aeg = 76–90 mol%) a nefelinszienitre jellemző.

Más alkáli képződmények trendjeivel összevetve (52. ábra) a vizsgált ásványok a Lovozero (Korobeinikov, Laajoki, 1994), Alnö (Hode Vuorinen et al., 2005) és Uganda (Tyler, King, 1967)

piroxénjeinek összetételével mutat hasonlóságot. Közös jellemzőjük a nagy kiindulási Di-tartalom, a frakcionáció előrehaladtával kezdetben kissé növekszik a Fe^{2+} mennyisége, majd az Aeges összetétel válik egyre meghatározóbbá. Az ijolit klinopiroxénjei a Fen komplexum akmitos trendjére (Mitchell, 1980) illeszkednek, ami az egyes szemcsék Na^{+}-tartalmának jelentős növekedésére utal.

A kamptonit, ijolit és tinguait Di-gazdag piroxénjeiben nagy a TiO_2 (legfeljebb 3,3 m/m%, 2,3 m/m%, valamint 3,5 m/m%) és az Al_2O_3 (max. 7,9 m/m%, 6,8 m/m% és 8,6 m/m%) mennyisége, ugyanakkor a nefelinszienitben megjelenő egirinaugit (TiO_2 < 0,8 m/m%; Al_2O_3 < 2,5 m/m%) és a tinguait alapanyagában előforduló mikrolitok (TiO_2 < 0,2 m/m%; Al_2O_3 < 2,2 m/m%) TiO_2 és Al_2O_3 koncentrációja kicsi (54. ábra). Az Al_2O_3 mennyisége kicsi és csaknem állandó, a TiO_2 azonban változó koncentrációban van jelen az ijolit alapanyagában megjelenő klinopiroxénben, valamint az ijolitban és tinguaitban előforduló klinopiroxén kristályok peremi részén. Az ijolit és tinguait zöld klinopiroxén kristályaiban, valamint a kumulátumok, diorit és szienit klinopiroxénjeiben válozó a TiO_2 és Al_2O_3 koncentrációja (54. ábra). A klinopiroxének összetétele alapján a SiO_2, illetve Al_2O_3 *vs.* Mg# diagramokon két trend különböztethető meg: (1) a kamptonittól és ijolittól a kumulátumok felé haladva csökkenő Mg# mellett növekszik a barna színű piroxének SiO_2-tartalma, míg az Al_2O_3 csökkenő tendenciát mutat; (2) az ijolit és tinguait alapanyagában megjelenő mikrolitokban, valamint a zöld piroxén peremekben a Mg# csökkenésével az SiO_2 koncentrációja növekszik, az Al_2O_3-é pedig csökken. A dioritra és szienitre jellemző piroxének közepes SiO_2 és kicsi Al_2O_3 tartalmuk alapján egy jól elkülönülő csoportot alkotnak a két trend között (54. ábra).

11.3.2. Nyomelemgeokémia

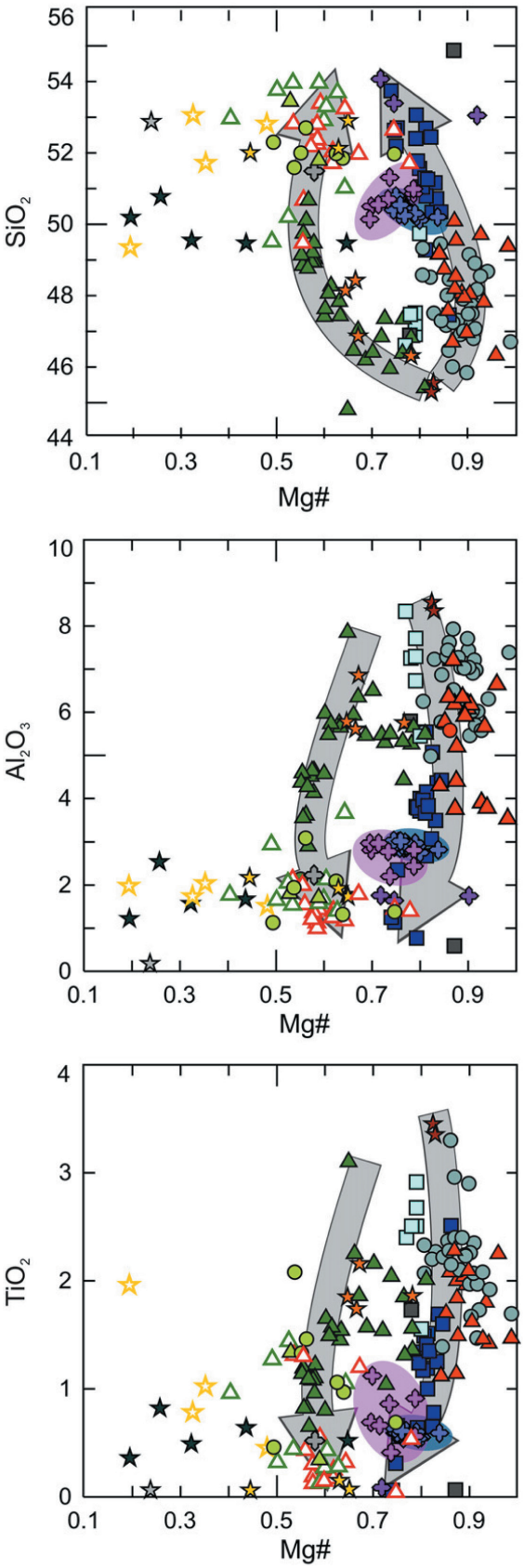
Vizsgálataink során a különböző klinopiroxén-populációk – makrokristályok, mikrofenokristályok, kristálymag – nyomelem-tartalmát határoztuk meg. A ritkaföldfém és nyomelem adatokat (*https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.029, Table 4* és *Supplementary Table II* – online platformon elérhető melléklet) kondritra normáltuk (McDonough, Sun, 1995).

A kamptonit, olivintartalmú kumulátum és ijolit Di-gazdag piroxénjében a Cr mennyisége változó és akár kivételesen nagy koncentrációban (kamptonit: max. 5540 ppm, olivin-tartalmú kumulátum: max. 5360 ppm és ijolit: max. 5290 ppm) is előfordulhat. Az ijolitban néhány, a halványbarna, rezorbeált kristályperemhez (Cr < 1847 ppm), valamint az ocellumok mikrolitjaihoz (Cr < 1505 ppm) közeli továbbnövekedési peremben szintén nagy a Cr-tartalom. A többi piroxén Cr-koncentrációja kicsi (< 90 ppm). A piroxénekben a Zr mennyisége a primitív diopszidoktól a legfejlettebb összetételű egirinaugitokig folyamatosan növekszik, legnagyobb koncentrációját (6260 ppm) a nefelinszienitben előforduló fenokristályokban éri el. Az Aeg arányának, valamint a Zr mennyiségének párhuzamos növekedése más alkáli komplexumokban is jól ismert (pl. Larsen, 1976; Mann et al., 2006; Nielsen, 1979).

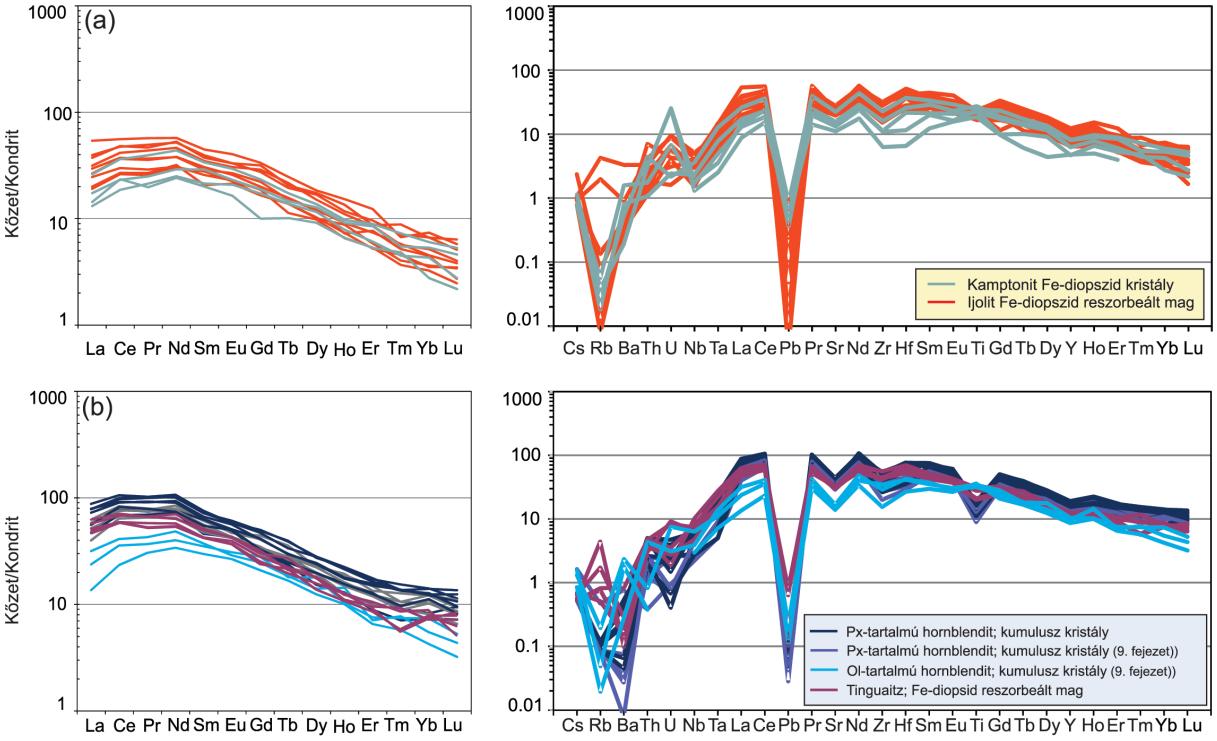
A Di-gazdag piroxén a kamptonit esetében 2-2,5-szeres, az ijolitban pedig 40-60-szoros RFF-gazdagodást mutat a kondritra jellemző értékhez képest (55.A ábra). Az ijolitban előforduló rezorbeált kristályok összetétele RFF-ben valamelyest jobban gazdagodott, mint a kamptonit makrokristályok, ennek ellenére a két típus nyomelem eloszlási görbéje átfed. A LaN/YbN arány szűk intervallumon belül változik: 0,5–0,6 (kamptonit makrokristályai) és 0,6–0,9 (ijolit rezorbeált kristályai). A tinguait barna piroxén kristályainak RFF-koncentrációja 5-70-szerese a kondritos értéknek, míg a hornblendit kumulusz kristályaira legfeljebb 100-szoros gazdagodás jellemző (55.B ábra). A tinguaitban előforduló barna piroxén kristályok LaN/YbN aránya 0,8–1,0, a kumulátum piroxénjei esetében ez az érték 0,7 és 1,0 között változik. A tinguaitra jellemző

barna piroxén kristályok, valamint a piroxéntartalmú kumulátum kumulusz ásványainak normált RFF-lefutása párhuzamos (55.B ábra). Az olivintartalmú kumulátum kumulusz fázisainak normált ritkaföldfém eloszlása a kaptonitban és ijolitban előforduló diopszidokéhoz hasonló, a LaN/YbN arány 0,4–0,8. A Di-gazdag piroxének RFF-lefutása domború, negatív Eu-anomália nem mutatkozik (55. ábra). A primitív összetételű diopszidok normált nyomelem eloszlása hasonló, jelentős negatív Pb és Ba, valamint kisebb mértékű, de szintén negatív Sr- és Zr-anomáliát mutatnak. A kamptonitban megjelenő diopszidok kivételével minden más kőzettípus esetén negatív Ti-anomália is megfigyelhető.

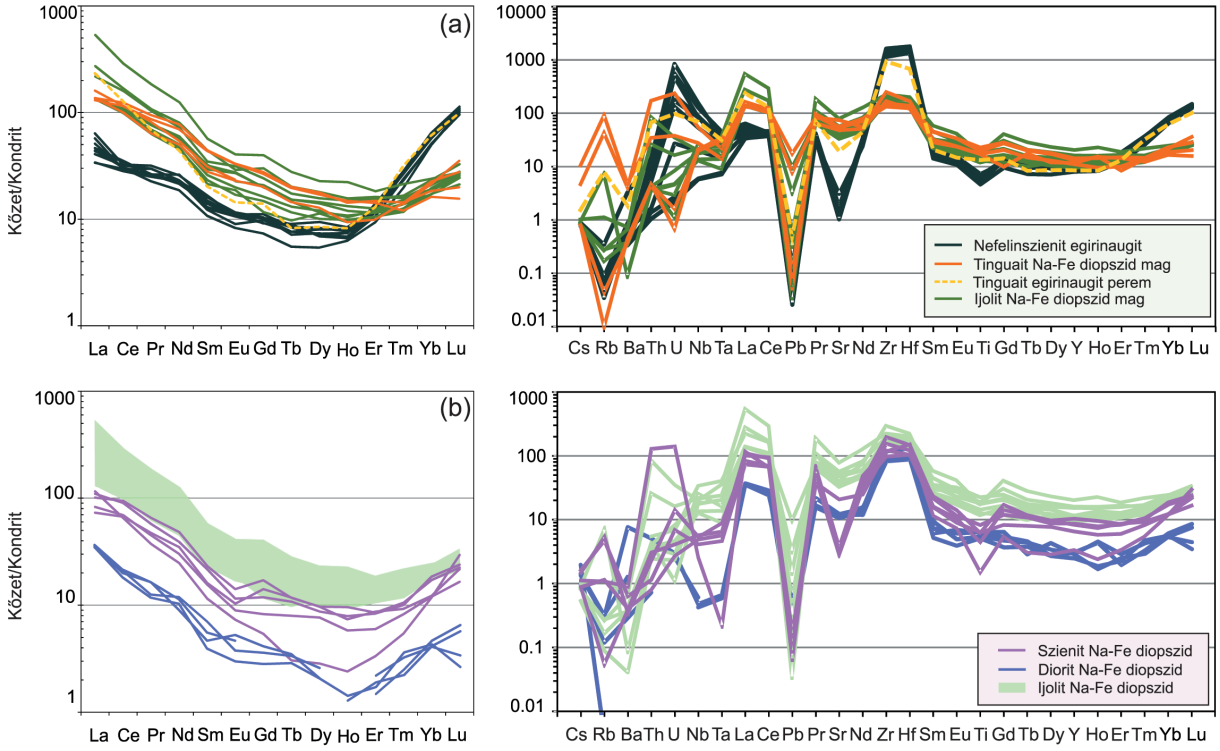
A diorit, szienit, tinguait, ijolit és nefelinszienit Na-gazdag diopszid és egirinaugit ásványainak kondritra normált nyomelem lefutása meglehetősen változatos (56. ábra). A vizsgált ásványok könnyű és nehéz ritkaföldfémekben egyaránt gazdagodtak, azonban az *MREE* koncentrációja kicsi, így a nyomelem-eloszlási görbék „U”-alakú, homorú lefutásúak. A Puklen és Ilímaussaq (Larsen, 1976; Marks et al., 2004; Shearer, Larsen, 1994), Mont Saint-Hilaire (Piilonen et al., 1998) és Alnö (Hode Vuorinen et al., 2005) területéről leírt egirinek mutatnak hasonló eloszlást. Az ijolitban megjelenő zöld piroxénekben a legnagyobb a *LREE* koncentrációja (a kondritra jellemző érték 540-szerese), a LaN/YbN arány 2,2 és 4,3 között változik. A nagy Aeg-tartalmú piroxének közül a nefelinszienitre jellemző piroxén fenokristályok mutatják a legnagyobb *HREE*-gazdagodást (a kondritos érték 140-szerese), LaN/YbN arányuk 1,1–1,9 (56.A ábra). A szienitben előforduló piroxének esetében enyhe negatív anomália figyelhető meg (Eu/Eu* = 0,68–0,86), azonban a többi kőzettípus piroxénjeinél nem mutatkozik Eu-anomália (56.B ábra). A LaN/YbN arány az ijolitban megjelenő zöld piroxénekéhez hasonlít: 2,2–3,0 (dioritban előforduló piroxének), 2,1–4,7 (szienitben előforduló piroxének), 1,8-3,0 (tinguaitban előforduló zöld piroxének). A Di-gazdag piroxénekhez hasonlóan (a dioritban előforduló piroxének kivételével) az Pb, Sr, Ba és Ti esetében



54. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben megjelenő klinopiroxének főelem összetétele a Mg# függvényében*
A jelmagyarázat megegyezik az 52. ábráéval.



55. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum (A) kamptonit és ijolit kőzeteiben, valamint a (B) kumulátum-kőzetekben és tinguait telérekben megjelenő Fe-diopszidok kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém- és nyomelem-eloszlása*



56. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum (A) nefelinszienit, tinguait és ijolit kőzeteiben, valamint a (B) szienitben, dioritban és ijolitban megjelenő Na-Fe diopszidok kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém- és nyomelem-eloszlása*

jelentkezik negatív anomália (56.A, B ábra). A Di-gazdag piroxénekkel ellentétben a nefelinszienitre jellemző klinopiroxén fenokristályok jelentősen gazdagodtak Zr-ban (max. 6260 ppm) és Hf-ban (184 ppm) (57. ábra). A vizsgált klinopiroxénekben a Hf és Sm, Sr és Ce és Yb és Zr mennyisége pozitívan korrelál. Hasonló geokémiai jellegű piroxéntartalmú kőzetsorozatokat a szakirodalomból is ismerünk (pl. Akinin et al., 2005). A La/Nd és Sm/Yb arányok, továbbá az Yb és Zr, valamint a Hf és Sm koncentrációjának változékonysága megerősíti a klinopiroxének összetételbeli változásának két trendjét, valamint egyértelműsíti, hogy a dioritra és szienitre jellemző piroxének a zöld piroxén trendhez tartoznak. A főelem összetételi adatok nem utalnak az utóbbi tulajdonságra (57. ábra).

11.4. Értelmezés

A különböző szövetű és zonációjú klinopiroxének fő- és nyomelemgeokémiai összetétele alapján a vizsgált ásványok három típusa különböztethető meg (53–56. ábrák): (I. típus) halványbarna, primitív, ferrovas-tartalmú, alumínium- és ferrovas-tartalmú, valamint króm-diopszid (hornblendetartalmú kumulátumok, kamptonit, tinguait telérek, ijolit kőzetzárványok); (II. típus) zöld, köztes, nátrium- és ferrovas-tartalmú diopszid, nátrium- és magnézium-tartalmú hedenbergit (diorit s.l., szienit, ijolit, tinguait); (III. típus) zöld-sötétzöld, legfejlettebb összetételű egirin és egirinaugit (fenokristály nefelinszienitben, a kristályok pereme, valamint a kőzet alapanyagában megjelenő mikrolitok tinguaitban és ijolitban).

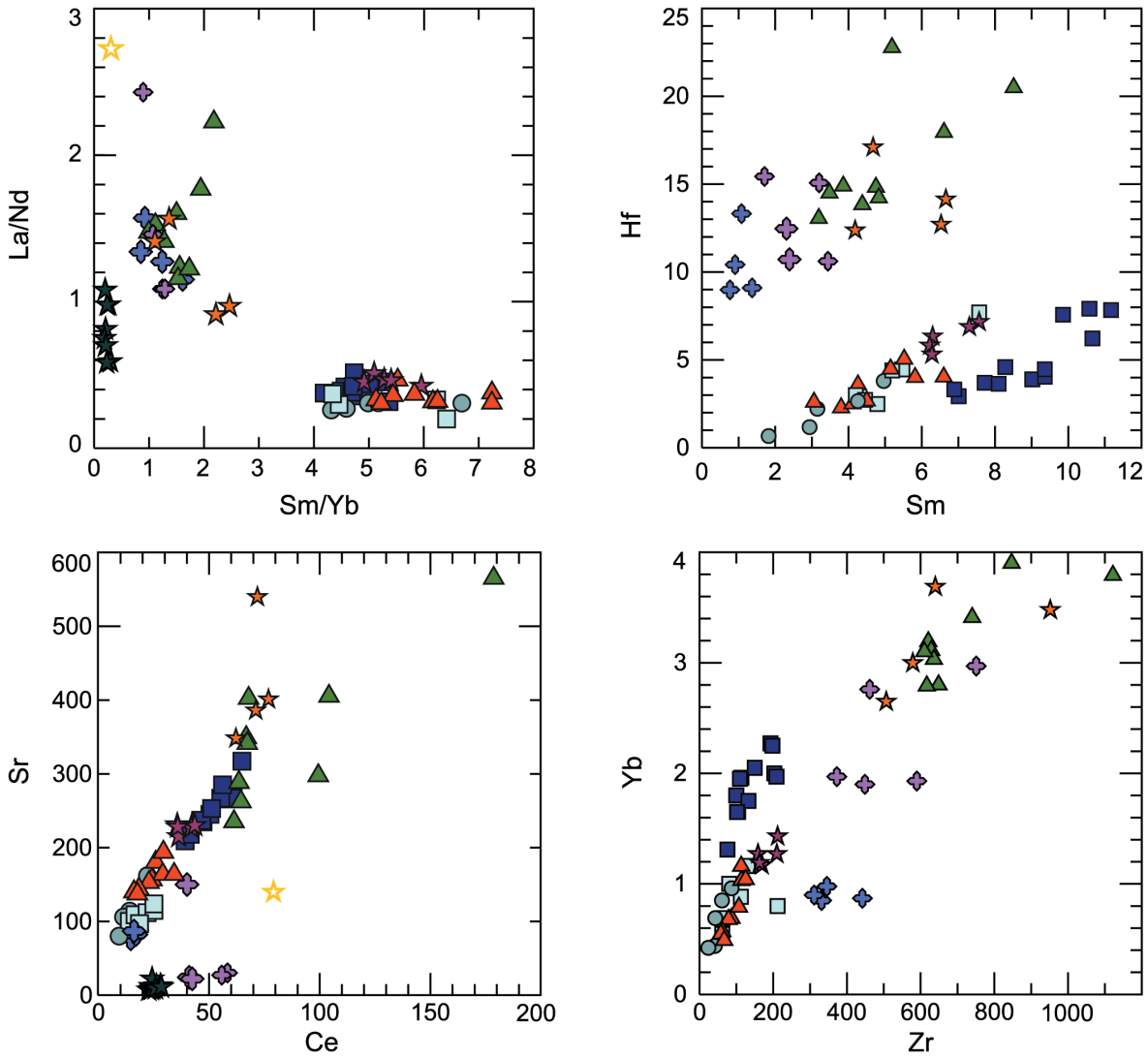
A vizsgált klinopiroxének legfontosabb jellemzőit a 58. ábrán, a DAM magmás fejlődéstörténetével kapcsolatos értelmezést az alábbiakban foglaljuk össze.

11.4.1. A primitív diopszidok eredete (I. típus)

A primitív diopszidokat a kamptonitok fenokristályaként[22] (*sensu stricto*) (58.a ábra), az amfibol-tartalmú kumulátumok esetében kumulusz mikro- és makrokristályként értelmeztük (58.b, c ábra).

A primitív diopszidokkal egyensúlyt tartó olvadék nyomelem összetételének meghatározása során a kamptonitra vonatkozó ásvány/olvadék megoszlási együtthatókat (Kd) alkalmaztuk (Ubide et al., 2014a). A kamptonitban, ijolitban, tinguaitban és hornblendit kumulátumokban megjelenő diopszidok egyensúlyi olvadéka hasonló *LREE*, Ta és Sr gazdagodást, valamint negatív Pb- és Zr-Hf anomáliát mutat (59. ábra), azonban a különböző kőzettípusok esetén a modellezett olvadékok ritkaföldfém- és inkompatibilis nyomelem koncentrációja eltérő. A kamptonitra és olivintartalmú kumulátumra jellemző diopszid számított egyensúlyi olvadékának kondritra normált nyomelem lefutásán viszonylag nagy a *LREE* (50–150, valamint 70–200-szoros gazdagodás a C1-hez képest) és változó Th és U mennyisége (59.A–D ábrák). Az ijolitban előforduló diopsziddal egyensúlyt tartó olvadékban valamelyest nagyobb a *LREE*-tartalom (80–300-szorosa a C1-re jellemző értékeknek), mint a kamptonit diopszidjaival egyensúlyban lévő olvadékra

[22] A fenokristály kifejezést azon ásványfázisokra használjuk, amelyek egyensúlyban vannak a befogadó olvadékkal (pl. Cox et al., 1979; Streck, 2008), míg az ún. antekristályok ugyanazon magmás rendszerből származnak, de különböző magmák általi visszakeringtetésével kerültek abba a magmába, amelyben jelenleg találhatók (pl. Charlier et al., 2005; Davidson et al., 2007; Francalanci et al., 2012; Streck, 2008; Ubide et al., 2012, 2014a, 2014b). A tinguait és ijolit halványbarna makro- és mikrokristályainak részben rezorbeált magja (51.C, E, F és 57.E, G ábrák), valamint ezen ásványok és a kamptonitban előforduló diopszidok hasonló fő- és nyomelem összetétele (53–55. ábrák) arra enged következtetni, hogy a tinguaitok és és ijolitok diopszidjai antekristályok. A primitív diopszidok megközelítően párhuzamos nyomelem-eloszlása (55. ábra) alapján a vizsgált ásványok egy kogenetikus és valószínűleg komagmás kristályosodási sorozat termékei.



57. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben megjelenő klinopiroxének nyomelem-összetétele, valamint Sm/Yb vs. La/Nd aránya*
A jelmagyarázat megegyezik az 53. ábráéval, kivéve a szürke körvonalas, fekete kitöltésű csillagokat, amelyek a tinguait telérekben előforduló Fe-diopszid magjának összetételét képviselik.

jellemző koncentráció (59.E, F ábra). A tinguaitban és piroxéntartalmú kumulátumban előforduló diopszid számított egyensúlyi olvadéka mutatja a legnagyobb *REE* (a C1-re jellemző értékek 200–350, valamint 200–500-szorosa) és inkompatibilis nyomelem gazdagodást (59.C, D, G, H ábra).

Összehasonlításképp a DAM területén előforduló kamptonitok teljes kőzet összetételét is feltüntettük a 59. ábrán. A kamptonitra jellemző diopszid számított egyensúlyi olvadéka a teljes kőzet összetételhez hasonló lefutást mutat, azonban a modellezett olvadékok esetében jóval kisebb a RFF és inkompatibilis nyomelemkoncentráció, mint a masszívum területéről ismert kamptonitos magmák átlagos összetételére jellemző érték (59.A, B ábra). Mindezek alapján a kamptonit diopszidjai a befogadó kamptonitos összetételű olvadékból kristályosodtak, vagyis fenokristályok (*s.s.*), ahogy azt korábban már említettük. A vizsgált ásványok a kamptonitos magmánál korábbi, jóval primitívebb összetételű lamprofíros olvadékot képviselnek.

Az olivintartalmú kumulátumban előforduló diopszid számított egyensúlyi olvadékának nyomelem-tartalma és lefutása a kamptonit diopszidjával egyensúlyt tartó olvadékéhoz hasonlít

(59.C, D ábra), ami közös eredetükre enged következtetni, vagyis ugyanabból a korai kamptonitos olvadékból kristályosodtak. Ugyanakkor a piroxéntartalmú kumulátumokra jellemző diopszid számított egyensúlyi olvadékának nyomelem eloszlása a kamptonit telérek átlagos teljes kőzet összetételével mutat hasonlóságot, tehát a kumulusz piroxének feltehetően egy differenciáltabb, a kamptonit telereket ismétlődően tápláló lamprofíros olvadékból kristályosodtak. Megfigyeléseink megfelelnek a hornblendit kumulátumok korábban leírt keletkezési elméletének.

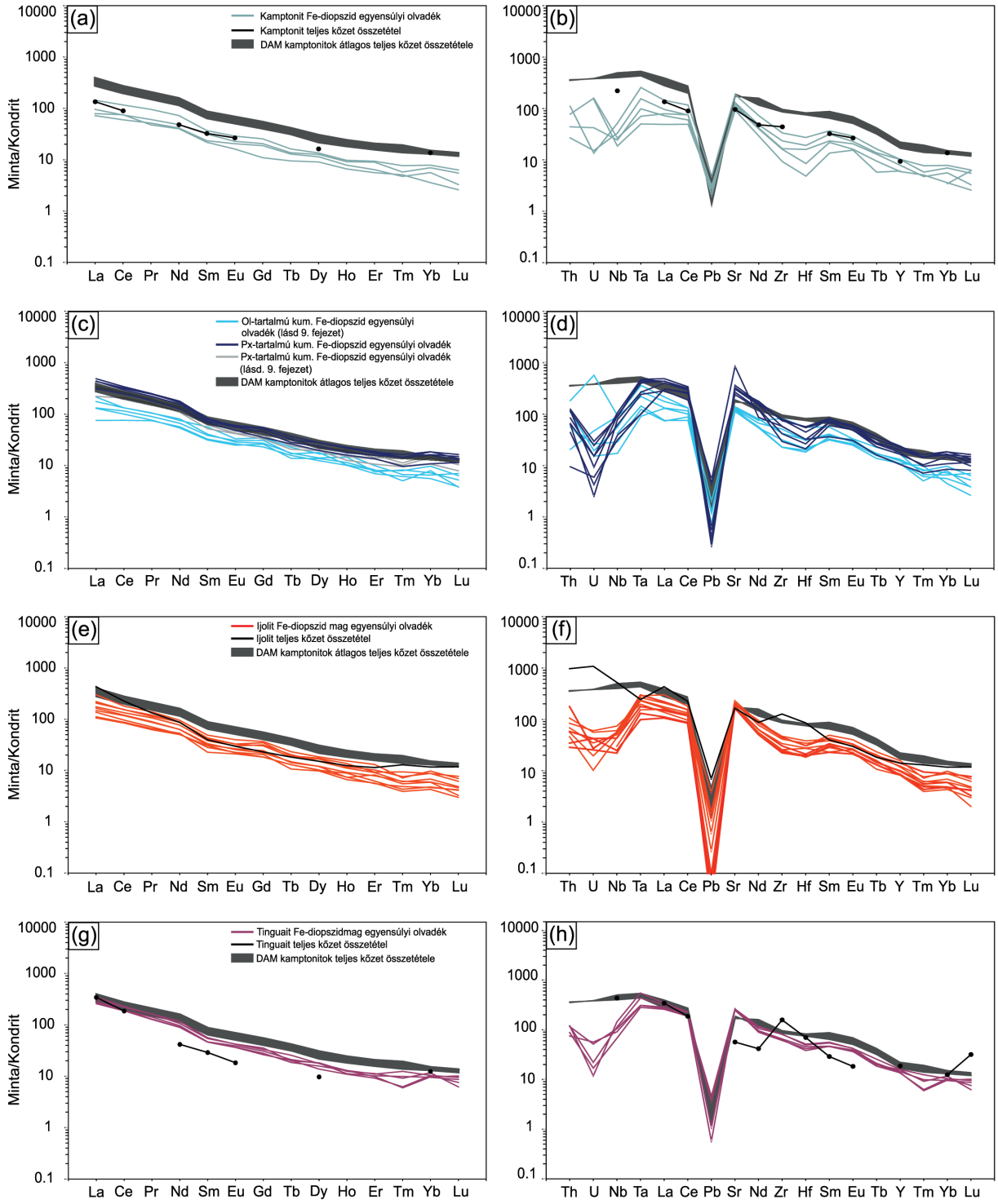
Az ijolitban és tinguaitban megjelenő primitív diopszidokkal egyensúlyt tartó olvadék nyomelem-eloszlása nem az ijolit és tinguait, hanem a kamptonit teljes kőzet összetételével mutat hasonlóságot (59.E–H ábrák). A számított egyensúlyi olvadékok nyomelem-koncentrációja kisebb, mint a kamptonitos olvadékoké, tehát a vizsgált ásványok egy korai fázisú lamprofíros olvadékból származtathatók. Ez összhangban van szöveti megfigyeléseinkkel és megerősíti, hogy a tinguait telérekben és ijolit kőzetzárványokban előforduló diopszidok antekristályok.

11.4.2. A köztes klinopiroxének eredete (II. típus)

	Cpx típus	Zonáció	Szövet	Jellemzők	Előfordulás	Értelmezés
a	I. típus	Nem zónás		Euhedrális-szubhedrális; 77–93 mol% Di, <5540 ppm Cr	Kamptonit	fenokristály *(s.s.)*, az M1 magmából kristályosodott
b	I. típus	Nem zónás		Szubhedrális, mikrokristály; 72–81 mol% Di, <5360 ppm Cr	Olivin-tartalmú kumulátum	kumulusz fázis, az M1 magmából kristályosodott
c	I. típus	Nem zónás		Euhedrális-szubhedrális, makrokristály; 67 78 mol% Di, <90 ppm Cr	Piroxén-tartalmú Kumulátum	kumulusz fázis, az M1a magmából kristályosodott
d	II. típus	Normál		Mag: euhedrális, szkeletális, szabálytalan zónás, 10-23 mol% Aeg; perem: szubhedrális, 28-51 mol% Aeg	Ijolit	mag: fenokristály (*s.s.*), az M2 magmából; perem: az M2a magmából
e	I. típus (perem: III. típus)	Normál		mag: szubhedrális, szektor vagy oszcillációs zónás, 80-94 mol% Di, <5290 ppm Cr; perem: szubhedrális, 35-55 mol% Aeg	Ijolit	mag: antekristály, az M1 magmából; perem: az M2a magmából
f	II. típus (köpeny: I. típus, perem: III. típus)	Többszörös		Mag: anhedális, reszorbeált, 12-15 mol% Aeg; növekedési zóna: 78 mol% Di; perem: 45-64 mol% Aeg	Tinguait	mag: antekristály, az M2 magmából; növekedési zóna: M1a; perem: M2b
g	I. típus (perem: III. típus)	Normál		Mag: szubhedrális, nem zónás; 10–11 wt.% MgO,<1160 ppm Cr;	Tinguait	mag: antekristály, az M1a magmából; perem: az M2b magmából
h	II. típus	Nem zónás		Anhedrális, 10–13 mol% $Aeg_{szienit}$ 10–14 mol% Aeg_{diorit}	Szienit Diorit	antekristály, az M2 magmából
i	III. típus	Szabálytalan		Szubhedrális, 76-90 mol% Aeg, <6260 ppm Zr	Nefelin- szienit	fenokristály (*s.s.*) az M2b magmából

58. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben megjelenő klinopiroxén kristályok szövetének, zonációjának és kémiai összetételének összefoglalása, valamint eredetük és kristályosodási történetük értelmezése*

M1 – magma1, M1a – magma1a, M2 – magma2, M2a – magma2a, M2b – magma2b



59. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben megjelenő Fe-diopszidok számított egyensúlyi olvadékának, valamint a kamptonit (VRG7292), a DAM átlag-kamptonit (lásd 8. fejezet), a tinguait (VRG7306) és ijolit (VRG7338) teljes kőzet összetételének kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém- és nyomelem-eloszlása*

Hasonló zöld klinopiroxéneket ismerünk a (Massif Central; Wass, 1979) és az Eifel-hegység (Duda, Schmincke, 1985) alkáli bazaltjaiból; a Pannon-medence bazanitjaiból (Dobosi, Fodor, 1992), valamint a Kola-félsziget és a Kaiserstuhl provincia (Arzamastsev et al., 2009) alkáli lamprofírjaiból; az Alnö-sziget ijolitjaiból (Hode Vuorinen et al., 2005), illetve a Leucite Hills (Barton, van Bergen, 1981), valamint Uganda (Lloyd, 1981; Tyler, King, 1967) területén előforduló vulkáni kőzetekből is. A szakirodalomban különböző elméletekkel magyarázzák a zöld klinopiroxének (Mg# = 0,42–0,77) eredetét: (1) egy olyan fejlett összetételű magmából kristályosodtak, amely később egy relatíve mafikusabb magmával keveredett/elegyedett vagy (2) magmás falkőzetből származó xenokristályok, esetleg (3) az alkáli intrúziók gyökérzónájából vagy akár a lokálisan metaszomatizált felső köpenyből származnak.

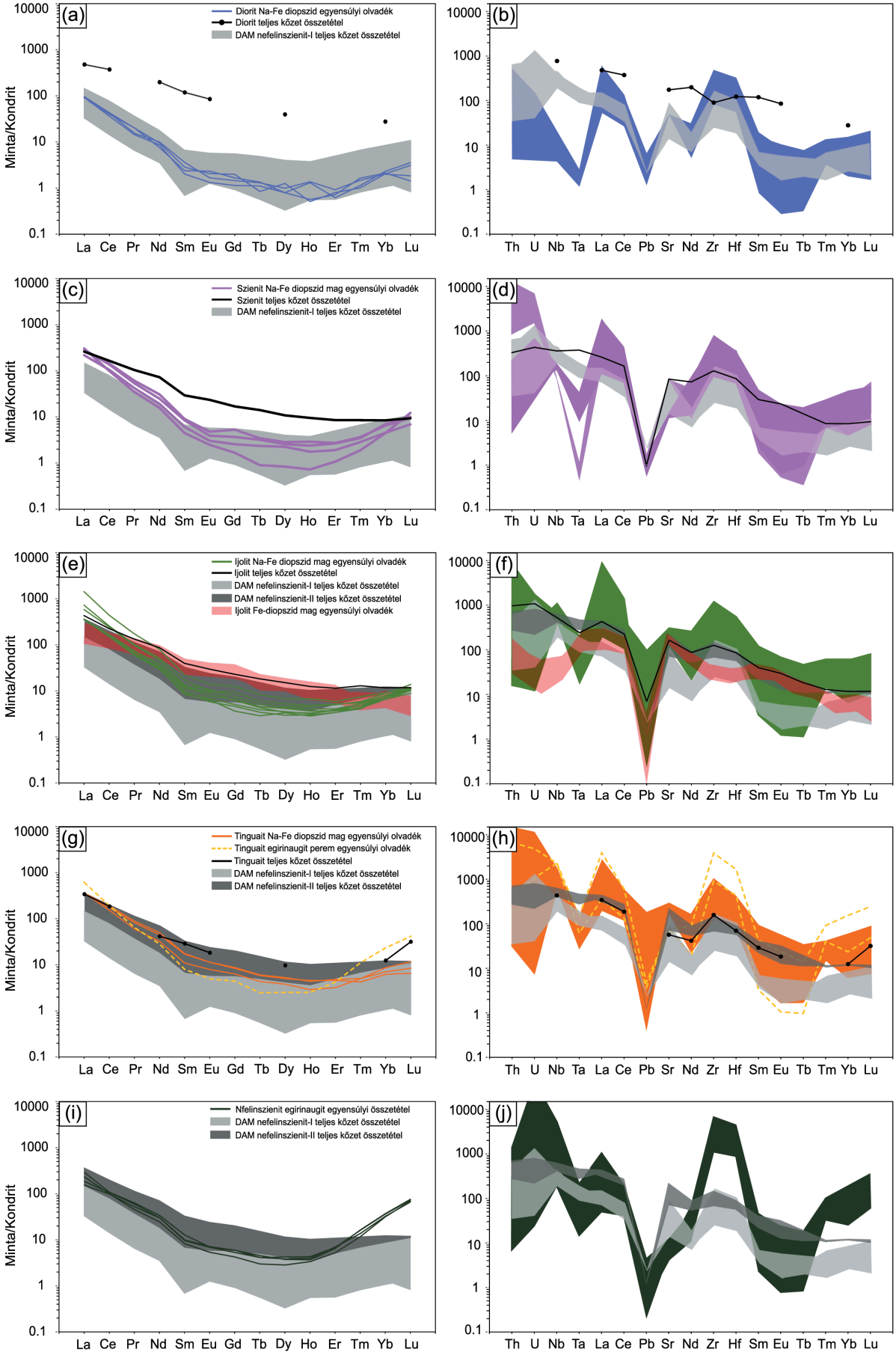
A dioritra (foidgabbróra) és szienitre jellemző zöld, köztes összetételű piroxének (58.H ábra) anhedrális, részben bomlott makrokristályok formájában fordulnak elő. Az ijolitban ez a piroxén-típus euhedrális-szubhedrális, nem zónás és gyakran szkeletális (52.D és 58.D ábrák), míg a tinguaitra többszörösen zónás kristályok jellemzők (52.A, B és 58.F ábrák). A szöveti különbségek ellenére valamennyi köztes piroxén főelem-összetétele hasonló, a vas és nátrium koncentrációja nagy (52. ábra), valamint nyomelem-eloszlásuk is hasonló (56. ábra). A köztes piroxénekkel egyensúlyt tartó olvadék összetételének meghatározása során a szienites összetételre vonatkozó legkisebb és legnagyobb ásvány/olvadék megoszlási együtthatókkal dolgoztunk (Marks et al., 2004). A számított egyensúlyi olvadék ritkaföldfém-koncentrációját az augit-olvadék RFF megoszlási együtthatók (Marks et al., 2004) segítségével becsültük meg.

A köztes piroxén számított egyensúlyi olvadékának RFF-lefutásán a *LREE* és *HREE* mennyisége gazdagodást mutat az *MREE* koncentrációjához képest (60. ábra). A piroxénnel egyensúlyt tartó olvadék primitív köpenyre normált nyomelem-eloszlásában a La-Ce, Sr és Zr-Hf pozitív, míg a Ta és Pb negatív anomáliát mutat, a Sm-Tb kis koncentrációban van jelen. Valamennyi modellezett egyensúlyi olvadék esetében erősen változó a Th és U mennyisége.

A modellezett olvadékok közül a dioritban (foidgabbróban) megjelenő klinopiroxénnel egyensúlyt tartó olvadékban a legkisebb a ritkaföldfémek koncentrációja (a C1-hez képest 100-szorosan gazdagodott), a nyomelemek lefutása – a Ta kivételével – a nefelinszienit-I teljes kőzet összetételéhez hasonló. A modellezett egyensúlyi olvadékösszetétel és a diorit teljes kőzet összetételének teljesen eltérő elemeloszlása a szöveti bélyeggel összhangban arra utal, hogy a dioritban megjelenő zöld klinopiroxének antekristályok. Feltehetően abból a Na-gazdag magmából származnak, amelyből a nefelinszienit-I csoportba tartozó kőzetek kristályosodtak (60.A, B ábra) és a magmafejlődés későbbi szakaszában kerültek a diorit összetételű magmába.

A szienitre jellemző klinopiroxén magjának számított egyensúlyi olvadékában nagyobb a ritkaföldfémek koncentrációja (200-300-szorosan gazdagodott a C1-re jellemző értékekhez képest) és a dioritban előforduló piroxénekkel egyensúlyt tartó olvadék becsült összetételével ellentétben nem jelentkezik pozitív Sr-anomália. A piroxén peremével egyensúlyban lévő olvadék összetételében jelentős negatív Ta-anomália figyelhető meg, valamint kisebb az *MREE*, illetve nagyobb a Th és U koncentrációja a maggal egyensúlyt tartó olvadék összetételéhez képest. A szienitben előforduló piroxének modellezett egyensúlyi olvadékösszetétele nem a szienit, hanem a nefelinszienit-I típusba sorolt kőzetek teljes kőzet összetételéhez hasonlít (60.C, D ábra), tehát a vizsgált ásványok a dioritban megjelenő klinopiroxénekhez hasonlóan antekristályok.

Az ijolitra jellemző piroxén számított egyensúlyi olvadéka a szienitek piroxéneire


(a)
Diorit Na-Fe diopszid egyensúlyi olvadék
Diorit teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-I teljes kőzet összetétel
(b)
(c)
Szienit Na-Fe diopszid mag egyensúlyi olvadék
Szienit teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-I teljes kőzet összetétel
(d)
(e)
Ijolit Na-Fe diopszid mag egyensúlyi olvadék
Ijolit teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-I teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-II teljes kőzet összetétel
Ijolit Fe-diopszid mag egyensúlyi olvadék
(f)
(g)
Tinguait Na-Fe diopszid mag egyensúlyi olvadék
Tinguait egirinaugit perem egyensúlyi olvadék
Tinguait teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-I teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-II teljes kőzet összetétel
(h)
(i)
Nfelinszienit egirinaugit egyensúlyi összetétel
DAM nefelinszienit-I teljes kőzet összetétel
DAM nefelinszienit-II teljes kőzet összetétel
(j)
Minta/Kondrit
10000
1000
100
10
1
0.1
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
Th U Nb Ta La Ce Pb Sr Nd Zr Hf Sm Eu Tb Tm Yb Lu

modellezett olvadék összetételénél gazdagabb *LREE*-ben (a C1-hez viszonyítva 350–1400-szorosan gazdagodott) és más inkompatibilis nyomelemekben (pl. Nb, Sr, Zr, Hf). A becsült olvadékösszetétel az ijolit, valamint a fejlettebb összetételű nefelinszienit-II csoportba tartozó kőzetek teljes kőzet összetételével mutat hasonlóságot, azonban a *LREE*-koncentráció valamivel nagyobb, míg az *MREE* mennyisége kisebb, mint az ijolit teljes kőzet összetételére jellemző érték (60.E, F ábra). Fontos megjegyezni, hogy az ijolit kőzetzárványokban nagy mennyiségben előforduló primitív diopszid antekristályok módosíthatják a teljes kőzet összetételi adatokat (pl. Ubide et al., 2014b). Az ijolit kőzetzárványokban jóval nagyobb a Cr koncentrációja, mint az általában az ijolitra jellemző érték, ami a primitív diopszid antekristályok jelenlétével magyarázható. Az ijolitban megjelenő köztes piroxén szkeletális szövete (52.D ábra), valamint a számított egyensúlyi olvadék és az ijolit teljes kőzet összetétele közötti hasonlóság alapján a zöld színű Na-, Nb- és Zr-gazdag diopszid-hedenbergit populáció egyensúlyban van a befogadó kőzettel, így ezeket az ásványokat az ijolit fenokristályaként (*s.s.*) értelmezhetjük. Mindezek alapján a zöld klinopiroxének magmás eredetűek és feltehetően fejlettebb összetételű olvadékokból kristályosodtak (pl. a Pannon-medence bazanitjai; Dobosi, Fodor, 1992).

A tinguaitban előforduló többszörösen zónás kristályok lekerekített, anhedrális magjával egyensúlyt tartó olvadék nyomelem-eloszlása az ijolitban megjelenő fenokristályok egyensúlyi olvadékához hasonlít, a könnyű ritkaföldfémek kondritra normált koncentrációja legfeljebb 350 (60.G, H ábra). A Th és U esetében mutatkozik jelentős pozitív anomália (koncentrációjuk a C1-re jellemző érték 17000, valamint 11700-szorosa). Az anhedrális kristálymaggal egyensúlyt tartó olvadék összetétele nem a tinguait teljes kőzet összetételének felel meg, sokkal inkább hasonlít a nefelinszienit-II csoportba sorolt kőzetek teljes kőzet összetételéhez. A lekerekített alak, valamint a modellezett egyensúlyi olvadékösszetétel alapján a zöld klinopiroxén mag antekristályként értelmezhető. Az egyensúlyi olvadék összetétele az ijolitban megjelenő fenokristályokkal egyensúlyt tartó olvadék összetételével mutat hasonlóságot, ami közös eredetükre enged következtetni.

11.4.3. A fejlett klinopiroxének eredete (III. típus)

A nefelinszienit Na-gazdag piroxénjei szubhedrálisak, zonációjuk szabálytalan (58.I ábra). A modellezett egyensúlyi olvadék elemeloszlása „U”-alakú, a könnyű és nehéz ritkaföldfémek koncentrációja nagy (150–300, valamint 70-szeres gazdagodást mutatnak a C1-re jellemző értékhez képest) (60.I, J ábra). A Th-, U-, Nb-, Zr-Hf-tartalom szintén jelentős. A *HREE*, Th, U, Nb és Zr-Hf kivételével az egirinaugitok számított egyensúlyi olvadékának összetétele a nefelinszienit-II típusba tartozó kőzetek teljes kőzet összetételéhez hasonlít. Ez alátámasztja Morogan et al. (2000), Fall et al. (2007) és Pál-Molnár (2010b) elméletét, miszerint a vizsgált piroxének fenokristályként (*s.s.*) értelmezhetők.

A szakirodalmi adatok alapján a Na-Ca és különösen a Na-gazdag mafikus szilikátok esetében is megfigyelhető *HREE*-gazdagodás, például a Grønnedal-Ika egirinaugitjaiban vagy a Puklen és Ilímaussaq területén előforduló egirinekben. Ezt a jelenséget az ásványok kémiai összetételének (*crystal chemical control*) a nyomelemek megoszlására gyakorolt hatásával magyarázzák

◀ ***60. ábra*** *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben megjelenő Na-Fe diopszidok és egirinaugitok számított egyensúlyi olvadékának, valamint a nefelinszienit (VRG7506 és VRG7507), szienit (VRG7420), diorit (VRG6774), ijolit (VRG7338) és tinguait (VRG7306) teljes kőzet összetételének kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém- és nyomelem-eloszlása*

(Marks et al., 2004). Wood és Blundy (1997) alapján a Na-Ca klinopiroxének esetében a Na-tartalmú szélső tagok felé haladva a töltésegyensúly kialakítása érdekében 3^+ töltésű ritkaföldfémek épülnek be a kristályrácsba ($Na^+ + RFF^{3+} \leftrightarrow 2\ Ca^{2+}$ az M2 pozícióban). Ez a folyamat a klinopiroxének könnyűritkaföldfém-koncentrációját is befolyásolja, amelyet a vizsgált egirinaugitok *LREE*-gazdagodása is alátámaszt. A Na-tartalom növekedésével párhuzamosan a Zr és Hf koncentrációja is erősen növekszik.

A tinguaitra jellemző zöld klinopiroxén peremmel egyensúlyt tartó olvadék és a nefelinszienit egirinaugit kristályainak összetétele hasonló, a *LREE* mennyisége 600-szoros, míg a *HREE* 40-szeres gazdagodást mutat a C1-re jellemző értékekhez képest. A Zr és Hf koncentrációja különösen nagy (mennyisége C1-hez viszonyítva 3900, valamint 1700-szor nagyobb). Mindezek alapján a zöld klinopiroxén perem ugyanabból a fonolitos olvadékból kristályosodott, mint az egirinaugit fenokristályok (60.G–J ábrák).

11.4.4. Frakcionáció és akkumuláció

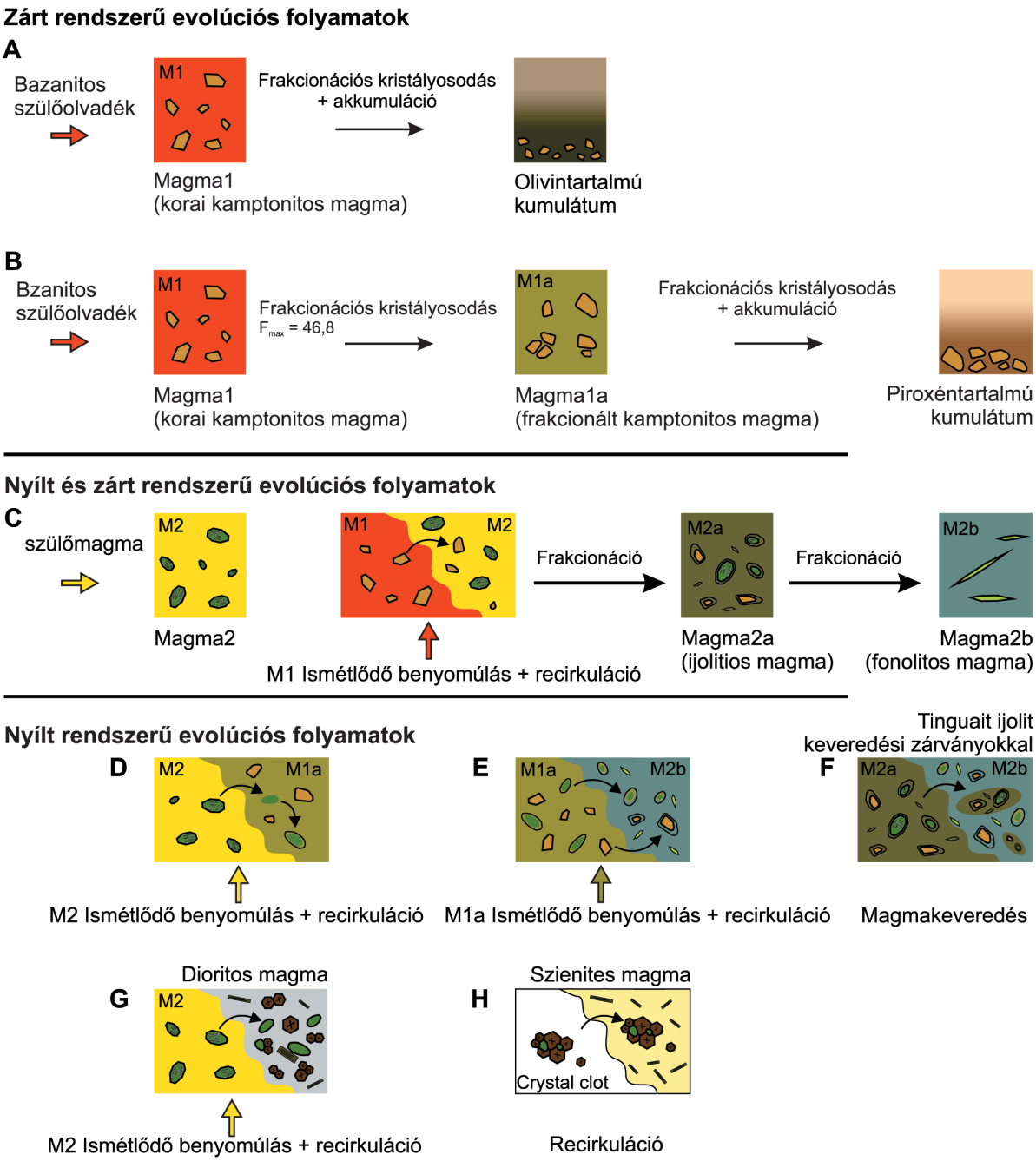
A primitív diopszidokkal egyensúlyt tartó olvadék, valamint a kamptonit telérek hasonló nyomelem-eloszlása (59. ábra) arra utal, hogy a Fe-diopszid kristályok és a kamptonit telérek ugyanazon magmás környezet bazanitos szülőolvadékaiból (a továbbiakban magma1 – M1) származnak (61. ábra). A modellezett egyensúlyi olvadékösszetételek nyomelem-tartalmában mutatkozó kisebb eltérések alapján a kamptonitban, kumulátumkőzetekben, tinguaitban és ijolitban megjelenő primitív diopszid-populációk a korábban, a magmatározó mélyebbi részén frakcionációs kristályosodáson átesett bazanitos szülőolvadékok fejlődésének különböző fázisait képviselik és az M1 többszöri (ismétlődő) benyomulásával kerültek a rendszerbe (pl. Furman et al., 1992; Weidendorfer et al., 2014). A VRG7292 számú kamptonit-mintában előforduló Fe-diopszid fenokristályok (*s.s.*) képviselhetik a szülőolvadék fejlődésének legkorábbi fázisát. A korai kamptonitos magma kis-közepes mértékű, zárt rendszerben történő frakcionációs kristályosodásával (a frakcionáció becsült maximális mértéke [Fmax] = 46,8) differenciált mafikus magmák (magma1a – M1a) alakultak ki (61.B ábra). További frakcionációs kristályosodással és az ásványok akkumulációjával keletkeztek a piroxéntartalmú kumulátumok kumulusz piroxén makrokristályai (61.B ábra). Az olivintartalmú kumulátumok kumulusz piroxén mikrokristályai szintén zárt rendszerben fejlődtek, azonban közvetlenül a korai kamptonitos magmából (M1) kristályosodtak és halmozódtak fel (61.A ábra).

11.4.5. Többszörös magmabenyomulás, kristály-recirkuláció, magmakeveredés[23]

Az ásványok szövete és kémiai összetétele megőrzi a magmás rendszerben bekövetkező változásokat. A különböző magmacsomagok közötti kölcsönhatásra többek között nemegyensúlyi szövetekből következtethetünk, ilyen például az ásványok visszaoldódása vagy továbbnövekedési perem(ek) kialakulása a már meglévő kristályokon (Streck, 2008). A klinopiroxének szövetét és összetételét értelmezve olyan nyílt rendszerű folyamatokra utaló bélyegeket azonosítottunk, mint a többszörös magmabenyomulás, a kristály recirkuláció és a magmakeveredés.

A zöld, köztes piroxének fő- és nyomelem-tartalma (53., 56. ábrák), valamint a számított egyensúlyi olvadékok hasonló összetétele alapján (60. ábra) a vizsgált ásványok azonos eredetűek és egy második szülőmagmából (magma2 – M2) kristályosodtak. Ezt a magmát az ijolitban megjelenő klinopiroxén fenokristályok (*s.s.*) képviselik (61.C ábra). A primitív Fe-diopszid antekristályok az M1

[23] Magmakeveredés – ebben az esetben mint két magma között fellépő fizikai kölcsönhatás (pl. Barbarin, Didier, 1992; Michel et al., 2016).



61. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteit létrehozó nyílt- és zárt rendszerű folyamatok vázlatos modellje a klinopiroxének integrált ásványszöveti és geokémiai elemzése és értelmezése alapján*
Az ásványok egyszerűsített rajza, valamint a magmás rendszerek elnevezése és rövidítése megegyezik a 10. ábrán alkalmazott jelkulccsal, kivéve a (G) és (H) ábrát: barna hatszög–amfibol, zöld téglalap–biotit.

magmacsomagok ismétlődő benyomulásával kerülhettek az ijolitos rendszerbe (61.C ábra). A zöld piroxén fenokristályokat, valamint a recirkulált primitív diopszid antekristályokat tartalmazó magma ijolitos összetételűvé frakcionálódott (magma2a – M2a), amelyet az ijolitban előforduló fenokristályok és antekristályok továbbnövekedési pereme, valamint az ijolit alapanyagában megjelenő mikrolitok képviselnek. A további frakcionáció eredményeként fonolitos összetételű magma keletkezett (magma2b – M2b), amelyből a nefelinszienit egirinaugit klinopiroxén fenokristályai (*s.s.*), valamint a tinguait alapanyagában megjelenő egirinaugit mikrolitok kristályosodtak (61.C ábra).

Az ijolit zöld klinopiroxén fenokristályai az M2 ismétlődő benyomulása következtében az M1a környezetbe kerültek, amelyet nemegyensúlyi szövetük támaszt alá. A zöld piroxén kristálymag lekerekített, rezorbeált alakja az M1a rendszer nagyobb hőmérsékletére utal, ami a zöld kristályok visszaoldódását okozta. Ezeket a szemcséket az M1a összetételének megfelelő továbbnövekedési zóna veszi körül, ami az M1a környezetben végbemenő, későbbi kristályosodásra utal (61.D ábra). Az M1a újbóli benyomulása során a továbbnövekedési peremmel körülvett zöld kristálymagok és a primitív Fe-diopszidok egy része az M1a környezetből a fonolitos összetételű M2b magmába került, amelyből egirinaugit perem kristályosodott mindkét antekristály-populáció köré (61.E ábra), amelyet – összetételük alapján (Fig. 5) – a tinguait alapanyagában megjelenő mikrolitok kialakulása követett. A tinguait telérekben megfigyelhető lekerekített ijolit keveredési kőzetzárványok (50. ábra) alapján az M2a és M2b magmák megszilárdulásuk előtt magmakeveredés során kölcsönhatásba léptek egymással (61.F ábra). A kőzetzárványok valószínűleg az M2a mafikus magma M2b felzikus magmába történő benyomulásával (vagyis a tinguait telér kristályosodásával) alakultak ki (pl. Barbarin, Didier, 1992; Ubide et al., 2014c).

A zöld intermedier piroxénekkel egyensúlyt tartó olvadékok hasonló összetétele alapján (60. ábra) ezek az ásványok a Na-gazdag M2-ből származnak. Azonban a foidgabbróban előforduló piroxén antekristályok számított egyensúlyi olvadéka valamelyest primitívebb, mint a szienitben, ijolitban vagy tinguaitban megjelenő klinopiroxének esetében meghatározott egyensúlyi olvadék összetétele. A modellezett egyensúlyi olvadékok nyomelem-eloszlásában mutatkozó eltérések arra utalnak, hogy a foidgabbróban, szienitben, ijolitban és tinguaitban előforduló köztes piroxén-populációk a szülőolvadékok fejlődésének különböző fázisait képviselik és az M2 többszörös (ismétlődő) benyomulása során kerültek a rendszerbe. A foidgabbróra jellemző zöld piroxén antekristályok az M2 újbóli benyomulásával (*recharge*) juthattak a foidgabbrós magmába (61.G ábra). A szienitben előforduló, zöld piroxén antekristály-tartalmú amfibol aggregátumok (61.H ábra) jelenléte megerősíti, hogy a masszívum magmás fejlődéstörténete során a többszörös (ismétlődő) magmabenyomulás, valamint a kristály-recirkuláció is meghatározó szerepet játszott.

III. RÉSZ
ÖSSZEFOGLALÁS

12. A LEGFONTOSABB ÚJ EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA

Az új tudományos eredményeket hat fő témakörben foglalom össze:

I. Pontos, kőzettani és geokémiai adatokkal alátámasztott, új digitális kőzettani térképek elkészítése, terepi – kőzettani, szerkezeti – megfigyelések.
II. A masszívum korának és petrotektonikai környezetének egyértelműsítése.
III. A masszívum szülőmagmájának meghatározása.
IV. A magmatározó rendszer folyamatainak leírása, a kumulátumkőzetek kialakulása.
V. A magmatározó rendszer folyamatainak leírása, magmakeveredési szövetek értelmezése.
VI. Többszörös magmabenyomulás és kristály-recirkuláció – a DAM különböző magmáinak forrása és fejlődéstörténete.

I. Pontos, kőzettani és geokémiai adatokkal alátámasztott, új digitális kőzettani térképek elkészítése, terepi – kőzettani, szerkezeti – megfigyelések

Kőzettani kutatásaim az 1987–1989, valamint az 1993–1996, illetve 2004–2020 közötti földtani (kőzettani) térképezési kampányokra támaszkodnak. Vezetésemmel, többszöri adategyeztető, terepi felvételező bejárással elkészítettük a DAM teljes területének 1:50000 méretarányú digitális földtani (kőzettani) térképét.

A 225 km^2-en felszínre bukkanó DAM-ból további kutatás és mintagyűjtés céljából elkészítettem – a jelen dolgozat alapját is képező – az Orotva-patak medencéjétől északra eső egység (a DAM északi része) 1:5000-es méretarányú, digitalizált földtani (kőzettani) térképét. Ezen a területen a masszívum összes kőzettípusának természetes feltárása megtalálható.

A terepi – szerkezeti és kőzettani – megfigyelések talán egyik legfontosabb hozadéka, hogy nem célszerű sem kőzettanilag, sem genetikailag a kumulátumkőzetek – dioritok (*s.l.*) külön-külön komplexumokba történő besorolása Az újraértelmezett földtani térképről egyértelműen kitűnik, hogy ezek a kőzetek térben mindig egymás szomszédságában, egymással összefogazódva, egymás közti fokozatos átmenetben, vagy mafikus keveredési kőzetzárványokként jelennek meg. Tehát egy bonyolult felépítésű és tektonikájú litosztratigráfiai egységről van szó. Ezek a kőzetek nemcsak petrográfiai, hanem petrogenetikai értelemben is külön értelmezésre szorulnak. Ennek következtében az ultramafikus és mafikus kőzettípusokat Tarniţa Komplexum (ejtsd: Tarnica) néven egy kőzetkomplexumba soroltam, amely mind tartalmi, mind nevezéktani értelemben elfogadásra került a DAM szakirodalmában.

II. A masszívum korának és petrotektonikai környezetének egyértelműsítése

K/Ar és U-Pb koradatok alapján sikerült pontosítanom a masszívum kőzeteit létrehozó, zárt és nyílt rendszerű magmás folyamatok idejét, sorrendiségét és időtartamát. A koradatokat a megfelelő palinszpasztikus rekonstrukciókkal kiegészítve a masszívum egykori paleogeográfiai környezetének meghatározását is lehetővé tették.

A legfrissebb koradatok pontosítják a korábbi eredményeket, amelyek igen tág határok (238,6 ± 8,9 Ma és 81,3 ± 3,1 millió év) között mozogtak. Az új K/Ar és U-Pb koradatok – az 1990 utáni, általam publikált korokat is figyelembe véve – viszonylag rövid magmafejlődési szakaszt

mutatnak (238,6 ± 8,9 és 225,3 ± 2,7 millió év), hozzátéve, hogy a legmegbízhatóbb, U-Pb koradatok ~230 millió év körül szórnak. Ebben a rövid magmafejlődési szakaszban – miután az egyes kőzetek koradatai átfednek – az egyes magmás eseményekhez köthető kőzetek kialakulási sorrendje, figyelembe véve a terepi összefüggéseket is, a következő: kumulátumkőzetek – dioritok (*s.l.*) – monzodioritok – monzonitok – szienitek – kvarcszienitek – gránitok – nefelinszienitek – tinguaitok – lamprofírok – alkáliföldpátszienit aplitok.

A koradatok és tektonikai analógiák alapján a masszívum kialakulása egy, a Kelet-Európai kraton délnyugati részén riftesedő, lemezen belüli környezetben végbemenő, rövid időtartamú (középső-késő triász, ladini-nori emelet) magmás eseményhez köthető. A rendelkezésre álló egyes kőzetek geokémiai adatai – lamprofírok (lásd 8.4.5. alfejezet), kumulátumkőzetek (lásd 9.4.4. alfejezet) vagy a granitoidok (lásd 13.3. alfejezet) – megerősítik a lemezen belüli eredetet.

III. A masszívum szülőmagmájának meghatározása – a kamptonitok petrogenetikai jelentőségének felismerése

A DAM kőzeteit átjáró lamprofír telérekben két amfibol-populáció különböztethető meg, amelyek hasonló körülmények között kristályosodtak és folyamatosan csökkenő Yb/Eu aránnyal, valamint CaO és FeO^t-koncentrációval jellemezhetők. A kamptonit-I csoportba sorolt kőzetekre 7–9 kbar nyomáson és 755–838°C hőmérsékleten kristályosodott kaersutit jellemző. A kamptonit-II típusba tartozó kőzetekben hastingsit fordul elő, ami 6–9 kbar nyomáson és 666–779°C-on keletkezett. Olivin és klinopiroxén frakcionációja kizárólag a kamptonit-I csoport kőzeteiben figyelhető meg. Az Al–Fe-diopszid nagy nyomáson (kb. 12-20 kbar) és hőmérsékleten (1220–1300°C) alakult ki. A differenciáció előrehaladtával párhuzamosan csökkenő TiO_2- és V-koncentráció a titanit kristályosodásával van összefüggésben (kamptonit-II), míg a kamptonit-I típusba sorolt kőzetekben a kaersutit a meghatározó Ti-tartalmú fázis.

A telérekben szilikátos-karbonátos, valamint szilikátos összetételű ocellumok jelennek meg. A kalcit-albit ocellumok (kamptonit-I) kis mennyiségű biotitot és opak ásványokat, olykor titanitot is tartalmaznak. Az ocellumok azután jöttek létre, hogy a kőzet mátrixában megjelenő amfibol nagy része kikristályosodott. Kialakulásuk kései fázisú szegregációs folyamatokhoz köthető, amelyek során CO_2-gazdag gázbuborékok keletkeztek. A kamptonit-II csoportba tartozó kőzetek ocellumaiban és a kőzetek alapanyagában előforduló plagioklász összetétele megegyezik, így fejlődéstörténetük is hasonló lehetett. A plagioklász-tartalmú ocellumok reziduális, szienomonzonitos összetételű intersticiális olvadék szegregációjaként értelmezhetők.

A DAM területén előforduló kamptonitok 4% pargazitos amfibolt tartalmazó, gazdagodott összetételű gránát lherzolit köpeny eredetű forráskőzet 1–4 %-os parciális olvadásával alakultak ki.

A forrásrégió nyomelemekben való dúsulása egy szublitoszférikus metaszomatizált zóna jelenlétére utal, amelyet amfibolgazdag ± karbonát ± oxidok ± apatit ± klinopiroxén-tartalmú erek jártak át. Ennek a metaszomatikus zónának tulajdonítható az Si-telítetlen–telített kamptonitos magma illódús karaktere. A Nd-izotópértékek és az erősen inkompatibilis nyomelem-összetétel azt is mutatja, hogy a kamptonitok egy asztenoszférikus *HIMU* (*high* $^{238}U/^{204}Pb$ *(μ) mantle*) típusú köpenykomponens jellegekkel rendelkező OIB forrásrégióból származnak.

A vizsgált kamptonitok kémiai összetétele lemezen belüli magmás tevékenységre utal, ami feltehetően az alpi hegységképződés extenziós fázisához (lásd 7. fejezet) köthető.

A kamptonit telérek ásványtani és kőzetkémiai szempontból erős hasonlóságot mutatnak a kumulátumkőzetekkel (*s.l.* hornblenditekkel), foidgabbrókkal és *s.l.* dioritokkal, ami szoros petrogenetikai kapcsolatukra utal. Továbbá, eddigi ismereteink szerint, a kamptonitok képviselik

az egyetlen bazaltos-bazanitos olvadékot, amely a masszívum teljes területét átjárja, ezért úgy gondoljuk, hogy megfeleltethetők a masszívum szülőmagmájával.

IV. A magmatározó rendszer folyamatainak leírása – a kumulátumkőzetek kialakulása

Az ultramafikus kumulátumok lencse alakú vagy szögletes tömbök formájában jelennek meg a Ditrói Alkáli Masszívum északi és középnyugati részén a Tarniţa Komplexumban előbukkanó diorit (*s.l.*) kőzetekben. A különböző ultramafikus kőzettípusok, olivin- és piroxéntartalmú, valamint csaknem monomineralikus hornblendit kumulátumok a magmakamra alján felhalmozódott függőleges kőzetsorozatként értelmezhetők. A terepi megfigyelések is a kőzetalkotó ásványok gravitációs úton történő felhalmozódását támasztják alá. Miután az alpi hegységképződési folyamatok következtében a masszívum elszakadt gyökérzónájától és kibillent eredeti helyzetéből, ezek a kőzetek az egykori magmatározó relatíve legmélyebb részén kialakult képződményeket képviselik.

A kumulátumkőzetekben az amfibol kumulusz- és interkumulusz fázisként egyaránt jelen van. Az amfibol mellett a kumulusz ásványokat olivin, diopszid és augit képviseli. A korai fázisban kristályosodott ásványok felhalmozódásával egyidőben titanit, apatit és magnetit kristályosodott, amire a teljes kőzet minták magnéziumszámának és SiO_2-tartalmának csökkenésével párhuzamosan növekvő CaO-, FeO^t-, TiO_2- és P_2O_5-koncentráció utal.

A masszívum ultramafikus kumulátumkőzetei bazanitos összetételű szülőmagmából kristályosodtak. Az olivintartalmú kumulátumokban megjelenő kumulusz fázisú olivin és klinopiroxén szülőolvadékának becsült magnéziumszáma és nyomelem-eloszlása alapján a két ásványfázis azonos forrásból, korai lamprofíros olvadékokból származik. Az amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumokban azonosított kumulusz klinopiroxén szintén lamprofíros olvadékból kristályosodott. A modellezett szülőolvadékok összetétele közötti eltérés arra utal, hogy az egykori magmatározóba különböző magmacsomagok (*magma batches*) nyomultak be. Az interkumulusz amfibol számított egyensúlyi olvadéka a lamprofírokénál primitívebb, míg a kumulusz amfibolé jóval fejlettebb összetételt mutat. A vizsgált ultramafikus kumulátumkőzetek ritkaföldfém-összetétele lemezen belüli, riftesedő kontinentális peremhez köthető extenziós környezetre utal.

A termobarometriai számítások alapján a kumulátumok az alsó kéregben, ~ 1000–1050°C hőmérsékleten és ~ 7 kbar nyomáson alakultak ki.

V. A magmatározó rendszer folyamatainak leírása – a magmakeveredési szövetek értelmezése

A Tarniţa Komplexum magmakeveredési és magmaelegyedési folyamatainak vizsgálata a mafikus komplexum nyugati részén kialakított mesterséges feltáráson keresztül történt. Az integrált terepi, kőzettani (szerkezeti és szöveti), teljes kőzet fő- és nyomelem geokémiai, illetve ásványkémiai vizsgálatok egységesen arra utalnak, hogy a feltárásban lévő elnyúlt, lekerekített mafikus keveredési zárványok a befogadó kőzet gabbroid magmájával azonos forrásból származó (komagmás) magmabenyomulások eredményeként alakultak ki. A befogadó magma más, attól eltérő összetételű magmával valószínűleg nem keveredett; a magmatározóba az ultramafikus, illetve felzikus kőzetzárványok már szilárd formában (xenolitként) kerülhettek. Előbbi egy – a befogadó kőzetétől eltérő – olvadékot képviselhet, míg a felzikus xenolitok valószínűleg kumulátum eredetűek.

A DAM szienit kőzeteinek (*s.l.*) részletes petrográfiai (makroszkópos és mikroszkópos) vizsgálata alapján a kőzetek a korábbi feltételezésekkel ellentétben nem egy homogén magmából kristályosodtak. Petrográfiai – szöveti – alapon a vizsgált kőzetek két különböző eredetű egységre oszthatók: szienit alapkőzet, illetve az ebben megjelenő, diszkréten elkülönülő mafikus keveredési kőzetzárványok. A tanulmányozott kőzetek szövetében magmakeveredésre és magmaelegyedésre utaló szerkezeti és szöveti bélyegeket (mafikus keveredési kőzetzárványok, prizmás és tűs habitusú apatitok, zárványmentes peremű földpátok) azonosítottunk. Az alapkőzet és a mafikus kőzetzárványok eltérő eredete miatt szükségessé vált az eddig homogén, egységes kőzetként kezelt szienitek keletkezésének és fejlődésének újraértelmezése.

VI. A többszörös magmabenyomulás és kristály-recirkuláció – a DAM különböző magmáinak forrása és fejlődéstörténete

A DAM kőzeteiben azonosított különböző klinopiroxén-populációk szövete és összetétele jól tükrözi a magmás folyamatok sokrétűségét, amelyekből a különböző magmák fejlődéstörténetére és forrására is következtethetünk. A különböző klinopiroxén kristályok olyan nyílt- és zárt rendszerben végbemenő petrogenetikai folyamatok nyomait őrzik, amelyek fontos szerepet játszottak a masszívum magmás fejlődéstörténete során (pl. ismétlődő magmabenyomulás, a piroxének recirkulációja a különböző magmacsomagok kölcsönhatása során, magmakeveredés, frakcionációs kristályosodás és az ásványok akkumulációja).

A klinopiroxének összetétele alapján két magmaforrás és fejlődési trend különböztethető meg. A nagy Cr-tartalmú Fe-diopszid populáció egy bazanitos szülőolvadékból származó, korai kamptonitos magmából (M1) kristályosodott. A Nb- és Zr-gazdag Na-Fe diopszidok egy második magmaforráshoz (M2) köthetők. Az M1 magma frakcionációja során a Fe-diopszidokban nőtt a Hd-aránya, valamint a ritkaföldfémek koncentrációja. Ezzel egyidőben a Na-gazdag magmából (M2) kristályosodó klinopiroxének összetétele a Na-diopszid-hedenbergittől folyamatos átmenetet mutat az egirinaugitos összetétel felé, amellyel párhuzamosan a Na/Ca arány növekedése mellett a nehéz ritkaföldfémek (*HREE)*, Nb, Zr és Hf mennyisége is növekszik.

A kamptonitban, kumulátumkőzetekben, tinguaitban és ijolitban megjelenő primitív nagy Cr-tartalmú Fe-diopszid populációk a korábban, a magmatározó mélyebbi részén frakcionációs kristályosodáson átesett bazanitos szülőolvadékok fejlődésének különböző fázisait képviselik és az M1 magma többszöri (ismétlődő) benyomulásával kerültek a rendszerbe. Ezek a Fe-diopszid fenokristályok (*s.s.*) képviselhetik a szülőolvadék fejlődésének legkorábbi fázisát. A korai kamptonitos magma kis-közepes mértékű, zárt rendszerben történő frakcionációs kristályosodásával differenciált mafikus magmák (M1a) alakultak ki. További frakcionációs kristályosodással és az ásványok akkumulációjával keletkeztek a piroxéntartalmú kumulátumok kumulusz piroxén makrokristályai. Az olivintartalmú kumulátumok kumulusz piroxén mikrokristályai szintén zárt rendszerben fejlődtek, azonban közvetlenül a korai kamptonitos magmából (M1) kristályosodtak és halmozódtak fel

A nátrium- és ferrovastartalmú diopszidot, valamint recirkulált primitív diopszid antekristályokat tartalmazó M2 magma ijolitos összetételűvé frakcionálódott (M2a magma). További frakcionáció eredményeként fonolitos összetételű magma keletkezett (M2b magma), amelyből a nefelinszienit egirinaugit klinopiroxén fenokristályai (*s.s.*), valamint a tinguait alapanyagában megjelenő egirinaugit mikrolitok kristályosodtak.

Az M1 és M2 ismétlődő magmabenyomulásai következtében az egyszerre jelen lévő magmacsomagok többször is kölcsönhatásba léptek egymással, amely során kristály-recirkuláció és

magmakeveredés történt. Ezek az események képviselik azokat a magmatározóban végbemenő nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatokat, amelyek fontos szerepet játszottak a vizsgált magmás rendszer fejlődéstörténete során.

Az ásványok zonációjának elemzése, valamint az egyes fázisokkal egyensúlyt tartó olvadék összetételének meghatározása többek között a vizsgált kőzetek antekristály-tartalmára világított rá. A DAM kutatástörténete során elsőként tettünk említést a dioritos (*s.l.*), szienites, tinguaitos és ijolitos összetételű magmákat érintő antekristály-recirkulációról. Az antekristály-tartalom jelentősen befolyásolhatja a magma eredeti összetételét, ezért a teljes kőzet geokémiai adatok értelmezése kellő körültekintést igényel.

A masszívum integrált ásványszöveti és geokémiai adatokon nyugvó petrogenetikai értelmezése rámutatott, hogy az ásványgeokémiai elemzések nemcsak a szubvulkáni, vulkáni rendszerek rekonstrukciója, hanem a plutoni kőzetek kutatása során is nélkülözhetetlenek.

.

13. TOVÁBBI KUTATÁSOK IRÁNYAI

13.1. Szienitek és keveredési zárványaik

A szienitek keveredési szöveteinek (lásd 10.2. alfejezet) geokémiai értelmezése, a keveredési zárványok eredetének pontosítása, valamint a szienitek elhelyezése a masszívum petrogenetikai fejlődéstörténetében aktuálisan is futó projektünk.

13.2. Nefelinszienit (tinguait, ijolit*)*

A foidgabbró – foidmonzogabbró – foidmonzoszienit – foidszienit magmás fejlődési trend (11.a ábra) vizsgálata további terveink középpontjában áll. Ennek a kutatásnak az alapját elsősorban a klinopiroxén-populációk által meghatározott M2 magma (61. ábra) eredete és fejlődéstörténete jelenti.

13.3. Granitoid kőzetek

További céljaink között szerepel a DAM északi részén felszínre bukkanó gránitok eredetének, valamint a DAM felzikus (monzonitok, szienitek) és mafikus (dioritok *s.l.*) kőzeteivel lehetséges petrogenetikai kapcsolatának feltárása. Az eddigi eredményeink rámutattak (Kovács, Pál-Molnár,1998, 2005; Pál-Molnár, 2006; Pál-Molnár et al., 2015a) arra, hogy:

(1) A gránitok zömében alkáli-, enyhén peralumíniumos jellegűek. Nagy Zr-, Nb-, Ga-, Ce-, Y-tartalmuk, valamint Ga/Al, Fe/Mg arányuk, továbbá kis CaO-, Sr-, Ba-tartalmuk és Y/Nb arányuk alapján lemezen belüli környezetben alakultak ki, A1-típusú gránitok.

(2) A1-jellegükből adódóan extenziós környezethez köthető, köpeny eredetű, OIB-típusú szülőmagma differenciátumaiként értelmezhetők.

(3) A becsült kristályosodási nyomás (3,7 ± 0,4 kbar) alapján a gránitok a középső-felső kéregben – legfeljebb 14-16 km mélyen, de a Ca-amfibolok stabilitási tartományánál (~4 km) nagyobb mélységben – alakultak ki.

(4) A gránitok fejlődéstörténetének korai szakasza Ca-amfibol, ilmenit, allanit, apatit és cirkon frakcionációjával jellemezhető, míg a későbbiekben a monacit és albit frakcionációja vált meghatározóvá. A differenciációs folyamat során folyamatos volt a káliföldpátok kristályosodása.

A fenti megfigyelések alapján a gránitok frakcionációs kristályosodással, köpeny eredetű szülőmagmából alakultak ki. A vizsgált kőzetek peralumíniumos jellege alapján azonban asszimilációra és kéregkontaminációra következtethetünk. [24]

[24] Ódri (2020) által végzett oxigénizotóp-vizsgálatok eredményei alátámasztják a hipotézisünket. A gránitok cirkon- és kvarcásványainak $\delta^{18}O$ értéke 5,98 és 12,92‰ között változik. Ezen adatok alapján a gránitok szülőolvadékának becsült oxigénizotóp-összetétele 8,2–11,7‰, ami meghaladja a kizárólag köpeny eredetű gránitokra jellemző értéket. Az eltérés kéregkontaminációval magyarázható, ami 35–65%-nyi felső kéreg eredetű komponenst feltételez. A Nd- és O-izotópösszetételek (Ódri, 2020) igazolják azt a hipotézisünket is, miszerint a gránitok metaszomatikus köpeny eredetű, bazanitos összetételű, frakcionációs kristályosodással fejlődő szülőolvadék és felső kéreg eredetű komponens kölcsönhatásának eredményeként alakultak ki.

13.4. Poszt-magmás hidrotermás eredetű ritkaföldfém-ásványosodás

A DAM ritkaföldfém gazdag telérendszereinek *p–T* és fluidum összetétel fejlődés-rekonstrukciója futó projektünk, ami jól kapcsolódik az európai unió által támogatott *(EURARE)* potenciális ritkaföldfém-telepek kutatásához. A kutatási terület régi bányáinak ritkaföldfém-kitermelés céljából tervezett újranyitása új aktualitást ad a projektnek. Ezért a kutatás várható eredményeinek jelentősége társadalmi és gazdasági szempontból egyaránt megnövekszik.

Habár a DAM ritkaföldfém-ércesedéseit különböző nézőpontból és analitikai technikákkal sokat vizsgálták mindezidáig nem született kielégítő válasz az REE-érctelérek forrásmagmájának és forrásfluidumának típusát illetően. Továbbá az sem tisztázott, hogy az érrendszereket létrehozó fluidumok a magmás-hidrotermás fejlődési szakasz mely részeit képviselik. A legújabb kutatások eredményei a REE-telérek forrásaként karbonatit intrúziót feltételeznek, ennek a hipotézisnek a megerősítéséhez vagy megcáfolásához azonban további kutatások szükségesek. A felmerülő kérdések megválaszolásában kiemelt szerepe lehet a fluidum zárvány-vizsgálatoknak. A nem hagyományos bezáró ásványokra (pl. monacit, apatit) is kiterjesztett fluidumzárvány vizsgálatok ugyanis, minden más technikánál pontosabb válaszokkal szolgálhatnak az REE-érrendszerek nyomás-hőmérséklet és fluidum kémiai viszonyaira, azok képződése során. Az ásványkémiai és fluidumzárvány-vizsgálatok adatainak kombinálásával pontosíthatjuk a ritkaföldfém-tartalmú erek képződési körülményeit becslő termobarometriai eljárásokat. Ráadásul a karbonátokba csapdázott fluidum zárványok záródási hőmérsékletének, valamint a befoglaló karbonát stabil-oxigénizotóp arányainak kombinálásával lehetőség nyílik annak a fluidumnak a forrás környezetét megbecsülni, amelyből a befoglaló karbonát kivált.

A DAM kutatásával foglalkozó legújabb projektek döntően az apatitra, mint kulcs geokémiai nyomjelző ásványra fókuszálnak. A mi kutatási projektünk a ritkaföldfém-tartalmú érc telére-ket egy jóval összetettebb perspektívából kezeli. Az apatiton túl nemcsak a legfontosabb ritkaföldfém-ércásványok (monacit, xenotim, hidroxilbäszntazit, allanit stb.), de a szulfidok illetve az olyan meddő fázisok mint kvarc, karbonátok vagy kloritok is vizsgálódásunk homlokterébe kerülnek. Nem csak az ásványok geokémiai ujjlenyomatait tervezzük felhasználni, hanem az érces erek képződésének nyomás-hőmérséklet és fluidum összetétel jellemzőit is. Kutatásunk újszerűsége a különböző befoglaló ásványokban fluidumzárványok formájában bezáródott ősi ásványosító fluidumok részletes vizsgálata. Ezt a technikát senki nem használta még a DAM ritkaföldfém-gazdag teléreiben előforduló ritkaföldfém-ércásványokban, mint befoglaló ásványokban.

IRODALOMJEGYZÉK

Adam, J., Green, T.H. (1994): The effects of pressure and temperature on the partitioning of Ti, Sr and REE between amphibole, clinopyroxene and basanitic melts. Chemical Geology, **117**, 219–233.

Adam, J., Green, T. (2006): Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. Contributions to Mineralogy and Petrology, **152**, 1–17.

Adam, J., Oberti, R., Ca´mara, F., Green, T.H. (2007): An electron microprobe, LAM-ICP-MS and single-crystal X-ray structure refinement study of the effect of pressure, melt-H2O concentration and fO2 on experimentally produced basaltic amphiboles. European Journal of Mineralogy, **19**, 641–655.

Akinin, V.V., Sobolev, A.V., Ntaflos, T., Richter, W. (2005): Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. Contributio to Mineralogy and Petrology, **150**, 85–101.

Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Tollo, R.P., Unruh, D.M., Fanning, C.M., and Schmitz, M.D. (2007): Ages and origins of rocks of the Killingworth dome, south-central Connecticut: implications for the tectonic evolution of southern New England. American Journal of Science, **307**, 63–118.

Almási E.E., Pál-Molnár, E., Batki, A. (2016): A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum-kőzeteinek petrogenetikája. GeoLitera, (ISSN 2062-2465), Szeged, 9–35.

Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P. (2009): Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. Contribution to Mineralogy and Petrology, **157**, 541–558.

Alpaslan, M., Ekici, T., Otlu, N., Boztug, D., Temel, A. (2005): Magmatic processes and mixing origin of andesite: Miocene Karamağara volcanics, Central Anatolia, Turkey. Geological Journal, **40**, 193–214.

Andronikov, A.V., Foley, S.F. (2001): Trace element and Nd–Sr isotopic composition of ultramafic lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area. Chemical Geology, **175**, 291–305.

Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1979): Structura şi petrogeneza masivului alcalin de la Ditrău. Raport geologic final. Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.

Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1980): Structure du massif alcalin de Ditrău. Annual Universitate. Bucureşti. Seria Geol., **29**, 3–22.

Anderson, A.T. (1976): Magma mixing – petrological process and volcanological tool. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **1**, 3–33.

Andrews, B.J, Gardner, J:E, Housh, T.B. (2008): Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichon as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **175**, 415–426.

Andronikov, A.V., Foley, S.F. (2001): Trace element and Nd-Sr isotopic composition of ultramafic lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area. Chemical Geology, 175, 291–305.

Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2006): The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. Journal of Petrology, **47**, 505–539.

Aoki, K., Kushiro, I. (1968): Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. Contributions to Mineralogy and Petrology, **18**, 326–337.

Armstrong, J.T. (1991): Quantitative elemental analysis of individual microparticles with electron beam instruments. In: Heinrich, K.F.J., Newbury, D.E. (Eds.): Electron Probe Quantitation. Plenum Press, New York, 261–315.

Arzamastsev, A.A., Arzamastseva, l.V., Bea, F., Montero, P. (2009): Trace elements in minerals as indicators of the evolution of alkaline ultrabasic dike series: LA-ICP-MS data for the magmatic provinces of northeastern Fennoscandia and Germany. Petrology, **17**, 46–72.

Azambré, B., Rossy, M., Albaréde, F. (1992): Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain). European Journal ofMineralogy, **4**, 813–834.

Azbej, T., Szabó, C., Bodnar, R.J., Dobosi, G. (2006): Genesis of carbonate aggregates in lamprophyres from the northeastern Transdanubian Central Range, Hungary: Magmatic or hydrothermal origin? Mineralogy and Petrology**, 88**, 479–497.

Bacon, C.R. (1986): Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. Journal of Geophysical Research, **91**, 6091–6112.

Bagdasarian, G.P. (1972): Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive şi metamorfice din masivul Ditrău şi Munţii Banatului din România. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol., **17/1**, 13–21.

Balintoni, I. (1997): Geotectonica terenurilor metamorfice din Romania. Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176 p.

Balintoni, I., Gheuca, I., Vodă, Al. (1983): Pânze de încălecare Alpine şi Hercinice din zona sudică şi centrală a Zonei Cristalino Mezozoice din Carpaţii Orientali. Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică al României, **60**, 15–22.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M., Chen, F., Hann, H.P., Sabliovschi, V. (2009): Late Cambrian-Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: a zircon U/Pb provenance study. Gondwana Research, **16**, 119–133.

Balintoni, I., Balica, C.(2013): Carpathian peri-Gondwanan terranes in the East Carpathians (Romania): a testimony of an Ordovician, North-African orogeny. Gondwana Research, **23/3**, 1053–1070.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, H., Horst-Peter, H. (2014): Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution. Geoscience Frontiers, **5/3**, 395–411.

Balogh, K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: techniques, experiences and methods of chronological studies. ATOMKI Reports D/1, 277–288.

Barbarin, B., Didier, J. (1992): Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Earth Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, **83**, 145–153.

Barton, M., van Bergen, M.J. (1981): Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming. Contributions to Mineralogy and Petrology, **77/2**, 101–114.

Barry, T.L., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Windley, B.F., Pringle, M.S., Dorjnamjaa, D., Saandar, S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. Journal of Petrology, **44**, 5–91.

Batki, A., Pál-Molnár, E. (2006): Rock-forming minerals of lamprophyres from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. Mineralogica Polonica, **28**, 22–24.

Batki, A., Pál-Molnár, E. (2011): Petrology of tinguaites from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. 9th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Skalsky Dvur, Czech Republic, 2.

Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): Occurence and petrology of lamprophyres from the northern part of the Ditrău Alkaline Massif, Eastern Carpathians, Romania. Acta Mineralogica–Petrographica, **45/2**, 21–28.

Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014): Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif, Romania, Lithos, **200–201**, 181–196.

Batki, A., Pál-Molnár, E., Jankovics, M. É., Kerr, A. C., Kiss, B., Markl, G., Heincz, A., Harangi, Sz. (2018): Insights into the evolution of an alkaline magmatic system: An in situ trace element study of clinopyroxenes from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. Lithos, **300–301**, 51–71.

Baxter, S., Feely, M. (2002): Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. Mineralogy and Petrology, 76, 63–74.

Bédard, J.H. (1988): Comparative amphibole chemistry of the Monteregian and White Mountain alkaline suites, and the origin of amphibole megacrysts in alkali basalts and lamprophyres. Mineralogical Magazine, **52**, 91–103.

Bédard, J.H. (1994): Mesozoic east North American alkaline magmatism: Part 1. Evolution of Monteregian lamprophyres, Québec, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta, **58**, 95–112.

Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S., Dupuy, C. (1991): Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics. Earth and Planetary Science Letters, **103**, 190–199.

Berlo, K., Blundy, J., Turner, S., Hawkesworth, C. (2007): Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA. Contributions to Mineralogy and Petrology, **154**, 291–308.

Blundy, J.D., Holland, T.J.B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, **104/2**, 208–224.

Bouabdli, A., Dupuy, C., Dostal, J. (1988): Geochemistry of Mesozoic alkaline lamprophyres and related rocks from the Tamazert massif, High Atlas (Morocco). Lithos, **22**, 43–58.

Burda, J., Gaweda, A., Klötzli, U. (2011): Magma hybridization in the Western Tatra Mts. granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians). Mineralogy and Petrology, **103**, 19–36.

Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., Nardi, L.V.S. (2002): Geochemistry of the Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. Lithos, **64**, 131–153.

Carrichi, L., Blundy, J.D. (2015): Chemical, Physical and Temporal Evolution of Magmatic Systems. In Carrichi, L., Blundy, J.D. (Eds.): The Geological Society, London, **422**, 105–130.

Cashman, K., Blundy, J. (2013): Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth. Contributions to Mineralogy and Petrology, **166**, 703–729.

Cashman, K.V., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D. (2017): Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. Science, **355**, 1–40.

Castellarin. A., Colacicchi, R., Praturlon. A., Cantelli, C. (1982): The Jurassic-Lower Pliocene history of the Ancona-Anzio line (Central Italy). Mem. Sot. Geol. Ital., **24**, 325–336.

Channell, J.E.T., Kozur, H.W. (1997): How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. Geology, **25**, 183–186.

Charlier, B.L.A.,Wilson, C.J.N., Lowenstern, J.B., Blake, S., Van Calsteren, P.W., Davidson, J.P. (2005): Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U–Th and U–Pb systematics in zircons. Journal of Petrology, **46/1**, 3–32.

Christopher, T.E., Blundy, J. , Cashman, K., Cole, P., Edmonds, M., Smith, P.J., Sparks, R.S.J., Stinton, A. (2015): Crustalscale degassing due to magma system destabilization and magma-gas decoupling at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, **16/9**, 2797–2811.

Codarcea, A. Codarcea, D.M., Ianovici, V. (1957): Structura geologică a masivului de roci alkaline de la Ditrău. Buletin Ştiinţific, Secţia de Geologie şi Geografie, **II/3–4**, 385–446.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013; updated 2015): The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes, **36**, 199–204.

Connolly, J.A.D., Podladchikov, Y.Y. (2015): An analytical solution for solitary porosity waves: dynamic permeability and fluidization of nonlinear viscous and viscoplastic rock. Geofluids, **15**, 269–292.

Cooper, A.F. (1979): Petrology of ocellar lamprophyres from western Otago, New Zeland. Journal of Petrology, **20**, 139–163.

Conticelli, S. (1998): The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy. Chemical Geology, **149**, 51–81.

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, London, 450 p.

Dallmeyer, D.R., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): Middle-late Triassic 40Ar/39Ar hornblende ages for early intrusions within the Ditrău alkaline massif, Rumania: Implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. Geologica Carpathica, **48**, 347–352.

Dalpe, C., Baker, D.R. (1994): Partition coefficients for rare-earth elements between calcic amphibole and Ti-rich basanitic glass at 1.5 Gpa, 1100 degrees C. Mineralogical Magazine , **58**, 207–208.

Davidson, J.P.,Morgan, D.J., Charlier, B.L.A., Harlou, R., Hora, J.M. (2007): Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: implications for the study of magmatic systems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **35**, 273–311.

DePaolo, D.J. (1981): Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters, **53**, 189–202.

Dingwell, D.B. (2009): Magma mixing, mingling and unmixing. In: Schubert, G. (Ed.): Treatise on Geophysics, 2, Mineral Physics, Elsevier, 420 p.

Dobosi, G., Fodor, R.V. (1992): Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. Lithos **28/2**, 133–150.

Dostal, J., Owen, J.V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. Geologische Rundschau, **87**, 67–77.

Downes, H., Balaganskaya, E., Beard, A., Liferovich, R., Demaiffe, D. (2005): Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. Lithos, **85**, 48–75.

Duda, A., Schmincke, H.-U. (1985): Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). Contributions to Mineralogy and Petrology, **91/4**, 340–353.

Eby, G.N. (1980): Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dykes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec. Contributions to Mineralogy and Petrology, **75**, 269–278.

Fall, A., Bodnár, J.R., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. Lithos, **95/3–4**, 331–345.

Ferguson, J., Currie, K.L. (1971): Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay Ontario. Journal of Petrology, **12**, 561–585.

Foley, S.F. (1984): Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. Lithos, **17**, 127–137.

Foley, S. (1992): Vein-plus-wall-rockmeltingmechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. Lithos, **28**, 435–453.

Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., Jenner, G.A. (1996): Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. Geochimica et Cosmochimica Acta, **60**, 629–638.

Földváry, A. (1946): A Ditrói nefelinszienit masszívum koráról és kontakt hatásáról. A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése, **8/1–2**, 11–32.

Földvári, A., Pantó, G. (1941/42): Montangeologische Beobachtungen über Erzvorkommen in Borsabánya, im Tal der Aranyos-Beszterce, in der Umgebung von Gyergyótölgyes und andern Siebenbürgischen Mineralfundorten. Rel. Ann. Inst. Geol. Hung., **II.**, 305–333.

Földvári, A., Pantó, G. (1941/42): Report on the Geology and Ore Deposits of Balánbánya (Transylvania). Rel. Ann. Inst. Geol. Hung., **II.**, 335–366.

Francalanci, L., Avanzinelli, R., Nardini, I., Tiepolo, M., Davidson, J.P., Vannucci, R. (2012): Crystal recycling in the steady-state system of the active Stromboli volcano: a 2.5-ka story inferred fromin situ Sr-isotope and trace element data. Contributions to Mineralogy and Petrology, **163**, 109–131.

Frost, T.P., Mahood, G.A. (1987): Field, chemical, and physical constraints on mafic–felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, **99**, 272–291.

Furman, T., Frey, F., Meyer, P.S. (1992): Petrogenesis of evolved basalts and rhyolites at Austurhorn, southeastern Iceland: the role of fractional crystallization. Journal of Petrology, **33**, 1405–1445.

Ginibre, C., Worner, G., Kronz, A. (2002): Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, **143**, 300–315.

Giret, A., Bonin, B., Leger, J.M. (1980): Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. The Canadian Mineralogist, **18**, 481–495.

Harangi, Sz, Tonarini, S., Vaselli, O., Manetti, P. (2003): Geochemistry and petrogenesis of Early Cretaceous alkaline igneous rocks in Central Europe: implications for a long-lived EARtype mantle component beneath Europe. Acta Geologica Hungarica, **46/1**, 77–94.

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H., Pimentel, M.M. (2010): Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NM Argentina. Mineralogy and Petrology, **100**, 153–184.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. (2012): Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist, **97**, 2031–2048.

Heincz, A., Pál-Molnár E., Kiss B., Batki A., Almási E.E., Kiri L. (2018): Nyílt rendszerű magmás folyamatok: magmakeveredés, kristálycsere, kumulátum recirkuláció nyomai a Ditrói Alkáli Masszívumban (Orotva, Románia). Földtani Közlöny, **148/2**, 125–142.

Hidas, K., Guzmics, T., Szabó, Cs., Kovács, I., Bodnar, R.J, Zajacz, Z., Nédli, Zs., Vaccari, L., Perucchi, A. (2010): Coexisting silicate melt inclusions and H2O-bearing, CO2-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian region (central Hungary). Chemical Geology, **274**, 1–18.

Hildreth,W. (2004): Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **136**, 169–198.

Hildreth, W., Moorbath, S. (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, **98**, 455–489.

Higgins, M.D. (2015): Quantitative textural analysis of rocks in layered mafic intrusions. In: Charlier, B., Namur, O., Latypov, R., Tegner C. (Eds.): Layered intrusions. Springer, 153–181.

Hode Vuorinen, J., Hålenius, U. (2005): Nb-Zr and LREE-rich titanite from the Alnö alkaline complex: crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator. Lithos, **83**, 128–142.

Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., Koller, F. (2009): The Eastern Carpathians „ophiolites" (Romania): remnants of a triassic ocean. Lithos, **108**, 151–171.

Holland, T., Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, **116**, 433–447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987): Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, **72**, 231–239.

Honour, V.C., Goodenough, K.M., Shaw, R.A., Gabudianue, I., Hirtopanu, P. (2018): REE mineralisation within the Ditrău Alkaline Complex, Romania: Interplay of magmatic and hydrothermal processes. Lithos, **314–315**, 360–381.

Hunter, R.H. (1996): Texture development in cumulate rocks. In: Cawthorn, R.G. (Ed.) (1996): Layered intrusions. Elsevier, 77–101.

Ianovici, V. (1932): Gabbro á olivine provenant de Părâul Jolotca, Ditrău, district Ciuc. Ann. Scient. Univ. Jassy, **18**, 107–112.

Ianovici, V. (1933): Étude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, **4/2**, 1–53.

Ianovici, V. (1938): Considérations sur la consolidation du massif syénitique de Ditrău, en relation avec la tectonique de la région. C. R. Acad. Sci. Roum., **II/6**, 689–694.

Irvine, T.H. (1982): Terminology for Layered Intrusions. Journal of Petrology, **23/2**, 127–162.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, **8**, 523–548.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., and Belousova, E.A. (2004): The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology, **211**, 47–69.

Jacobsen, S.B.,Wasserburg, G.J. (1984): Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. II. Earth and Planetary Science Letters, **67**, 137–150.

Jakab, Gy. (1998): Geologia Masivului alcalin de la Ditrău. Pallas-Akadémia, Miercurea-Ciuc, 297p.
Jakab, Gy. (2017): Geneza Masivului alcalin de la Ditrău. Mark House, Gheorgheni, 166p.
Jakab, Gy., Garbaşevschi, N., Balla, Z., Zakariás, L., Péter, J., Strungaru, T., Hereda, N., Sileanu, T.,Aronescu, M., Postolache, C., Mocanu, V., Teulea, G., Hannich, D., Tiepac, I. (1987): Sinteza datelor obţinute prin prospecţiuni geologice complexe, lucrări miniere şi foraje, executate pentru minereuri de metale rare şi disperse, feroase şi neferoase în masivul de roci alkaline de la Ditrău, judeţul Hargita. Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.
Jagoutz, O., Schmidt, M.W. (2012): The formation and bulk composition of modern juvenile continental crust: The Kohistan arc. Chemical Geology, **298**, 79–96.
Jankovics, M.É., Dobosi, G., Embey.Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., Harangi, Sz., Ntaflos, T. (2013): Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. Bulletin of Volcanology, **75**, 749.
Johnson, M.C., Rutherford, M.J. (1989): Experimentally determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado magma chamber. Journal of Petrology, **30/3**, 711–737.
Kennedy, A.K., Kamo, S.L., Nasdala, L., and Timms, N.E. (2010): Grenville skarn titanite: potential reference material for SIMS U–Th–Pb analysis. Canadian Mineralogist, **48**, 1423–1443.
Kovács, G., Pál-Molnár, E. (1998): Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) granites, Eastern Carpathians, Transylvania, Romania: A preliminary description. Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **39**, 35–48.
Kovács, G., Pál-Molnár, E. (2005): A Ditrói Alkáli Masszívum granitoid kőzeteinek petrogenezise. Földtani Közlöny, **135/1**, 121–143.
Koch, A. (1879): A ditrói syenittömzs kőzettani és hegyszerkezeti viszonyairól. Magyar Tudományos Akadémiai Értekezések, **IX/2**, 49 p.
Koglin, N., Kostopoulos, D., Reischmann, T. (2009): The Lesvos mafic–ultramafic complex, Greece: Ophiolite or incipient rift? Lithos, **108**, 243–261.
Korobeinikov, A.N., Laajoki, K. (1994): Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif. Geochemistry International, **31**, 69–76.
Kozur, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**, 109–135.
Kostopoulos, D.K., James, S.D. (1992): Parametrization of the melting regime of the shallow upper mantle and the effects of variable lithosperic stretching on mantle modal stratification and trace element concentrations in magmas. Journal of Petrology, **33**, 665–691.
Krawczynski, M., Grove, T., Behrens, H. (2012): Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H2O content, and oxygen fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology, **164/2**, 317–339.
Kräutner, H.G. (1996–1997): Alpine and pre-Alpine terranes in the Romanian Carpathians and Apuseni Mountains. In: Papanikolaou, D. (Ed.): Terrane Maps and Terrane Descriptions. IGCP Project No. 276. Annales Geologiques des Pays Helleniques, Athens, 331–400.
Kräutner, H.G. (1988): Interregional correlations. In: Zoubek, V., Cogné, J., Kozhoukharov, D. (Eds): Precambrian in younger fold belts. London, Wiley, 853–862.
Kräutner, H.G., Bindea, G. (1998): Timing of the Ditrău alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). Slovak Geological Magazine, **4**, 213–221.
Kräutner, H.G., Kräutner, Fl., Tănăsescu, A., Neacşu, V. (1976): Interpretation des âges radiometriques K-Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple – les Carpates Orientales. Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică al României, **50**, 167–229.
Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, **68**, 277–279.
Larocque, J., Canil, D. (2010): The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. Contribution to Mineralogy and Petrology, **159**, 475–492.

Larrea, P., Galé, C., Ubide, T., Widom, E., Lago, M., França, Z. (2014): Magmatic evolution of Graciosa (Azores, Portugal). Journal of Petrology, **55/11**, 2125–2154.

Larsen, L.M. (1976): Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, south Greenland. Journal of Petrology, **17**, 258–290.

LaTourrette, T., Hedvig, R.L., Holloway, J.R. (1995): Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. Earth and Planetary Science Letters, **135**, 13–30.

Le Maitre, R.W. (Ed.) (2002): Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, Cambridge.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L.,Whittaker, E. J.W., Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report on the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist, **82**, 1019–1037.

Lee, C.-T.A., Bachmann, O. (2014): How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics. Earth and Planetary Science Letters, **393**, 266–274.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of themagmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters, **59**, 139–154.

Lilienbach, L. (1833): Journal d'un voyage géologique fait en travers toute la chaíne des Carpathes, en Bucovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. Mémoires de la Société géologique de France, **1**, 237–316.

Lloyd, F.E. (1981): Upper mantle metasomatism beneath the continental rift: clinopyroxenes in alkali mafic lavas and nodules from South West Uganda. Mineralogical Magazine, **44**, 315–323.

Machel, H.G. (2000): Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., Barbin, V., Blance, P., Ohnenstetter, D. (Eds.): Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Berlin/Heidelberg, 271–301.

Mânzatu, S., Ardeleanu, P. (1980): Detailed radiometric research in the Ditrău massif. Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.

Mânzatu, S., Vâjdea, E., Romanescu, O., Iosipcenco, N. (1981): K–Ar ages of the Ditrău massif. Archiva IGG, Bucureşti, Manuscript.

Mauritz, B. (1909): Das Syenitmassiv von Ditró. Földtani Közlöny, **39**, 522.

Mauritz, B. (1910): Magyarországi kőzetalkotó ásványok. Földtani Közlöny, **40**, 541.

Mauritz, B. (1912): Adatok a gyergyó-ditrói szienittömzs kémiai viszonyainak ismeretéhez. Matematikai és Természettudományi Értesítő, **30**, 607–631.

Mauritz, B., Vendl, M., Harwood, H. F. (1923): A ditrói szienit újabb típusai. Matematikai Természettudományi Értesítő, **40**, 99–113.

Mauritz, B., Vendl, M., Harwood, H.F. (1925): A ditrói szienit további petrokémiai vizsgálata. Matematikai Természettudományi Értesítő, **41**, 61–73.

Ma, X., Meert, J.G., Xu, Z., Zhao, Z. (2017): Evidence of magma mixing identified in the Early Eocene Caina pluton from the Gangdese Batholith, southern Tibet. Lithos, **278–2**81, 126–139.

Mann, U., Marks, M., Markl, G. (2006): Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. Lithos, **91**, 262–285.

Marks, M., Halama, R., Wenzel, T., Markl, G. (2004): Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral–melt trace-element partitioning. Chemical Geology, **211**, 185–215.

McDonough, W.F., Sun, C.C. (1995): Composition of the Earth. Chemical Geology, **120**, 223–253.

McKenzie, D. (1984): The generation and compaction of partially molten rock. Journal of Petrology, **25**, 713–765.

McKenzie, D. (1989): Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. Earth and Planetary Science Letters, **95**, 53–72.

McKenzie, D., O'Nions, R.K. (1991): Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology, **32**, 1021–1091.

Mitchell, R.H. (1980): Pyroxenes of the Fen alkaline complex, Norway. American Mineralogist, **65**, 45–54.

Mitchell, R.H., Vladykin, N.V. (1996): Compositional variation of pyroxene and mica from the little murun ultrapotassic complex, Aldan Shield, Russia. Mineralogical Magazine, **60**, 907–925.

Michel, L., Wenzel, T., Markl, G. (2016): Interaction between two contrasting magmas in the Albtal pluton (Schwarzwald, SW Germany): textural and mineral – chemical evidence. International Journal of Earth Science, **106/5**, 1505–1524.

Morimoto, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. Mineralogy and Petrology, **39**, 55–76.

Morogan, V., Upton, B.G.J., Fitton J.G. (2000): The petrology of the Ditrău alkaline complex, Eastern Carpathians. Mineralogy and Petrology, **69**, 227–265.

Nakagawa, M., Wada, K., Wood, C.P. (2002): Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano. New Zealand. Journal of Petrology, **43/12**, 2279–2303.

Nekvasil, H., Dondolini, A., Horn, J., Filiberto, J., Long, H., Lindsley, D.H. (2004): The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites:an experimental study. Journal of Petrology, **45**, 693–721.

Neumann, E.-R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S.L., Pearson, N.J., Martí, J., Mitjavila, J. (1999): Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands. Journal of Petrology, **40/7**, 1089–1123.

Nielsen, T.F.D. (1979): The occurrence and formation of Ti aegirines in peralkaline syenites. Contributions to Mineralogy and Petrology, **69**, 236–244.

Nozaka, T. (1997): Structure and development of the lower crust and upper mantle of Southwestern Japan: Evidence from petrology of deep-seated xenoliths. Island Arc, **6/4**, 404–420.

Odin, G.S., Adams, C.J., Armstrong, R.L., Bagdasaryan, G.P., Baksi, A.K., Balogh, K., Barnes, I.L., Boelrijk, N.A.I.M., Bondadonna, F.P., Bonhomme, M.G., Cassignol, C., Chanin, L., Gillot, P.Y., Gledhili, A., Govindaraju, K., Harakai, R., Harre, W., Hebeda, E. H., Hunziker, J.C., Ingamells, C.O., Kawasita, K., Kiss, E., Kreuzer, H., Long, L.E., McDugali, I., McDowell, F., Mehnert, H., Montigny, R., Radicati, F., Rex, D. C., Rundle, C.C., Savelli, C., Sonet, J., Welin, E., Zimmermann, J.L. (1982): Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin, G.S. (Ed.): Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley & Sons, Chicester, New York, Brisbane, 123–149.

Orejana, D., Villaseca, C., Billström, K., Paterson, B.A. (2008): Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe. Contributions to Mineralogy and Petrology, **156/4**, 477–500.

Orlando, A., Conticelli, S., Manetti, P., Vaggelli, G. (1994): The basement of the Northern Vulsinian Volcanic District as inferred from the study of crustal xenoliths from the Torre Alfina lavas Viterbo, Central Italy. Mem. Soc. Geol. Italiana, **48**, 681–688.

Ódri, Á., Harris, C., Le Roux, P. (2020): The role of crustal contamination in the petrogenesis of nepheline syenite to granite magmas in the Ditrău Complex, Romania: evidence from O-, Nd-, Sr- and Pb-isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology, **175**, 100.

Palme, H., O'Neill, H.S.C. (2004): Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson, R.W. (Ed.): The Mantle and Core. Treatise on Geochemistry, In: Holland, H.D.,Turekian, K.K. (Eds.): Volume 2, Elsevier, Oxford, 1–38.

Pamić, J. (1984): Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. Tectonophysics, **109**, 273–307.

Pană, D., Balintoni, I., Heaman L. (2000): Precise U–Pb zircon dating of the syenite phase from Ditrău Alkaline Igneous Complex. Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, **45/1**, 79–89.

Pană, D., Heaman, L.M., Creaser, R.A., Erdmer, P. (2002a): Pre-Alpine crust in the Apuseni Mountains, Romania: insights from Sm-Nd and U-Pb data. The Journal of Geology, **110**, 341–354.

Pană, D., Balintoni, I., Heaman, L.M., Creaser, R.A. (2002b): The U-Pb and Sm-Nd dating of the main lithotectonic assemblages of the Eastern Carpathians, Romania. Geologica Carpathica, **53**, 177–180.

Pantó, G. (1941/42): Orotva Ore Prospect near Ditró (Transylvania). Rel. Ann. Inst. Geol. Hung., **II.**, 279–287.

Pál-Molnár, E. (1992): Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) hornblendites, Eastern Charpatians, Transylvania (Romania): a preliminary description. Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged, **33**, 67–80.

Pál-Molnár, E. (1994a): A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged, 85 p.

Pál-Molnár, E. (1994b): Adalékok a Ditrói szienitmasszívum szerkezeti és kőzettani ismeretéhez. Szegedi Akadémiai Bizottság, Föld- és Környezettudományi Szakbizottság, 52 p.

Pál-Molnár, E. (1994c): Petrographical characteristics of Ditrău (Orotva) diorites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania). Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged, **35**, 95–109.

Pál Molnár, E. (1997): Composition of pyroxenes in hornblendites from the northern part of the Ditró Syenite Massif. Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged, **38**, 123–130.

Pál-Molnár, E. (1998): A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditek és dioritok kialakulására. I-II. Ph.D. értekezés, JATE, Szeged, 219 p.

Pál-Molnár, E. (2000): Hornblendites and diorites of the Ditró Syenite Massif. Ed. Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, (ISBN 963-482-424-2), Szeged, 172 p.

Pál-Molnár, E. (2006): Granitoids from the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. Geolines, **20**, 103–104.

Pál-Molnár, E. (2008): Mezozoos alkáli magmatizmus a Kárpát régióban: A Ditrói Alkáli Masszívum Petrogenezise. OTKA zárójelentés, 80 p.

Pál-Molnár, E. (2010a): Geology of Székelyland. In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania, Csík County Nature and Conservation Society, (ISBN 978-606-8235-01-1), Sfântu Gheorghe, Miercurea Ciuc, Târgu Mureş, 33–43.

Pál-Molnár, E. (2010)b: Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.) (2010): Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Csík County Nature and Conservations Society, (ISBN 978-606-8235-01-1), Sfântu Gheorghe–Miercurea-Ciuc–Târgu Mureş, 63–88.

Pál-Molnár, E., Árva-Sós, E. (1995): K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrău Syenite Massif and its petrogenetic implications. Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged, **36**, 101–116.

Pál-Molnár, E., Batki, A., Ódri, Á., Kiss, B., Almási, E. (2015a): Geochemical implications of the magmatic origin of granitic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (Eastern Carpathians, Romania). Geologia Croatica, **68/1**, 51–66.

Pál-Molnár, E., Batki, A., Almási, E., Kiss, B., Upton, B.G.J., Markl, G., Odling, N., Harangi, Sz. (2015b). Origin of mafic and ultramafic cumulates from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. Lithos, **239**, 1–18.

Pál-Molnár, E., Batki, A., Kiss, B., Jankovics, M. É., Almási, E.E., Heincz, A., Kiri, L., Szemerédi, M., Lukács, R., Mészáros, E., Harangi, Sz. (2019): Nyílt rendszerű magmás folyamatok a Ditrói Alkáli Masszívumban. In: Pál-Molnár, E., H. Lukács R., Harangi, Sz., Szemerédi, M., Németh, B., Molnár, K., Jankovics, M.É. (Szerk.) (2019): Saxa Loquuntur – Kőbe zárt történetek. (ISBN 978-963-306-674-4), Budapest, 21–33.

Pál-Molnár, E., Kuri, L., Lukács, R., Dunkl, I., Batki, A., Szemerédi, M., Almási E.E., Sogrik, E., Harangi, Sz. (2021): Timing of magmatism of the Ditrăau Alkaline Massif, Romania – A review based on new U–Pb and K/Ar data. Central European Geology, **64**, 1–20.

Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basaltic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, **19**, 290–300.

Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B. (2003): Mantle sample included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: Carlson, R.W. (Ed.): Treatise on Geochemistry: the Mantle and Core. Elsevier, 171–276.

Perugini, D., Poli, G. (2012): The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. Lithos, **153**, 261–277.

Phillips, W.J. (1973): Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. Lithos, **6**, 235–244.

Philpotts, A.R. (1976): Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance. American Journal of Science, **276**, 1147–1177.

Popescu, G. (1985): Rb–Sr geochronological data on rocks of the Ditrău Massif. Archiva GEOLEX Harghita, Miercurea Ciuc, Manuscript.

Putirka, K. (2008): Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.): Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America, 61–120.

Reinhardt, M. (1911): Sur l'âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditró, Transylvanie. C. R. Inst. Géol. Roum., **2**, 116.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010): Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contribution to Mineralogy Petrology, **160**, 45–66.

Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012): Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, **163**, 877–895.

Roeder, P.L., Emslie, R.F. (1970): Olivine-Liquid equilibrium. Contribution to Mineralogy and Petrology, **29**, 275–289.

Rock, N.M.S. (1991): Lamprophyres. Blackie and Son, Glasgow.

Săndulescu, M. (1984): Geotectonica României. Editura Technică, Bucureşti, 336 p.

Săndulescu, M., Kräutner, H.G., Balintoni, I., Russo-Săndulescu, D., Micu, M. (1981): The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureş Area). Guide to Excursion B1 of the 12th Carpathian-Balkan Geological Association Congress, Bucharest. Institutul de Geologie şi Geofizică al României, Bucureşti, 92p.

Schmidt, M.W. (1992): Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, **110**, 304–310.

Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, **101/1**, 139–183.

Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalicmagmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review. Tectonophysics, **393**, 43–62.

Shearer, C.K., Larsen, L.M. (1994): Sector-zoned aegirine from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland: implications for trace-element behaviour in pyroxene. American Mineralogist, **79**, 340–352.

Slama, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., et al. (2008): Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb dating and Hf isotopic microanalyses. Chemical Geology, **249/1–2**, 1–35.

Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. (2012): Melt segregation in deep crustal hot zones: a mechanism for chemical differentiation, crustal assimilation and the formation of evolved magmas. Journal of Petrology, **53**, 1999–2026.

Spandler, C., Hammerli, J., Sha, P., Hilbert-Wolf, H., Hu, Y., Roberts, E., Schmitz, M. (2016): MKED1: A new titanite standard for in situ analysis of Sm-Nd isotopes and U-Pb geochronology. Chemical Geology, **425**, 110–126.

Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. (1986): Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **29**, 99–124.

Srivastava, R.K., Chalapathi Rao, N.V. (2007): Petrology, geochemistry and tectonic significance of Palaeoproterozoic alkaline lamprophyres from the Jungel Valley, Mahakoshal supracrustal belt, Central India. Mineralogy and Petrology, **89**, 189–215.

Stampfli, G.M., Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, **196**, 17–33.

Stephenson, D. (1972): Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qôroq Centre, south Greenland. Lithos, **5**, 187–201.

Streck, M.J. (2008): Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. In: Putirka, K.D. & Tepley, F.J., III (eds) Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **69**, 595–622.

Streck, M., Dungan, M., Malavassi Reagan, M., Bussy, F. (2002): The role of basalt replenishment in the generation of basaltic andesites of the ongoing activity at Arenal volcano, Costa Rica: evidence from clinopyroxene and spinel. Bulletin of Volcanology, **64/5**, 316–327.

Stormer, J.C. (1973): Calcium zoning in olivine and its relationship to slica activity and pressure. Geochimica et Cosmochimica acta, **37**, 1815–1821.

Streckeisen, A. (1931): Über das Nephelinsyenit-Massiv von ditro (Rumänien). Neues Jahrbuch für. Mineralogie, 64/A (Brauns-Festband), 615–628.

Streckeisen, A. (1935): Zur Differentation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). Bul. Lab. Mineral. General. Univ. Bucureti, **1**, 65–71.

Streckeisen, A. (1938): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, 159–161.

Streckeisen, A. (1952): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), I. Teil. Schweizeriche Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **32**, 251–309.

Streckeisen, A. (1954): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), II. Teil. Schweizeriche Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **34**, 336–409.

Streckeisen, A. (1960): On the structure and origin of the Nephelinsyenite Complex of Ditro (Transylvania, Roumania). Rep. 21th IGC, **13**, 228–238.

Streckeisen, A., Hunziker, J.C. (1974): On the origin of the Nephelinsyenit Massif of Ditró (Transylvania, Romania). Schweizeriche Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **54**, 59–77.

Sun, S., McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.): Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 313–346.

Szabó, Cs, Kubovics, I., Molnár, Zs. (1993): Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsutdoboz-2 (AD-2) borehole. Mineralogy and Petrology, **47**, 127–148.

Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J. (2006): Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton. Journal of Petrology, **47**, 1261–1315.

Taylor, R.C., King, B.C. (1967): The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of Eastern Uganda. Mineralogical Magazine, **280**, 5–22.

Thompson, R.N. (1974): Some high-pressure pyroxenes. Mineralogical Magazine, **39**, 768–787.

Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S.F., Bottazzi, P., Zanetti, A. (2000): Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal-chemical constraints and implications for natural systems. Earth and Planetary Science Letters, **176**, 185–201.

Tiepolo, M., Tribuzio, R., Langone, A. (2011): High-Mg andesitepetrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). Journal of Petrology, **49**, 937–970.

Tyler, R.C., King, B.C. (1967): The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of Eastern Uganda. Mineralogical Magazine, **280**, 5–22.

Ubide, T., Arranz, E., Lago, M., Larrea, P. (2012): The influence of crystal settling on the compositional zoning of a thin lamprophyre sill: A multi-method approach. Lithos, **132–133**, 37–49.

Ubide, T., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., Larrea, P. (2014a): Clinopyroxene and amphibole crystal populations in a lamprophyre sill from the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): A record of magma history and a widow to mineral-melt partitioning. Lithos, **184–187**, 225–242.

Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E., Lago, M. (2014b): Antecrysts and their effect on rock compositions: The Cretaceous lamprophyre suite in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). Lithos, **206–207**, 214–233.

Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E., Lago, M., Tierz, P. (2014c): The relevance of crystal transfer to magma mixing: a case study in composite dykes from the Central Pyrenees. Journal of Petrology, **55/8**, 1535–1559.

Upton, B.G.J. (1965): The petrology of camptonite sill in south Greenland. Meddelelser om Grønland, 169.

Vendl, M. (1926): Telérkőzetek a ditrói nefelinszienit masszívumból. Matematikai és Természettudományi Értesítő, **43**, 215–243.

Vodă, A., Balintoni, I. (1994): Corelari lithostratigrafice în cristalinul Carpaţilor Orientali. Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, **39/1–2**, 61–66.

Wager, L.R. (1960): The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. Petrology, **1**, 364–398.

Wallace, G.S., Bergantz, G.W. (2004): Constraints on mingling of crystal populations from off-center zoning profiles: A statistical approach. American Mineralogist, **89**, 64–73.

Wass, S.Y. (1979): Multiple origin of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. Lithos, **12**, 115–132.

Weaver, B.L. (1991): The origin of ocean-island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constrains. Earth and Planetary Science Letters, **104**, 381–397.

Weidendorfer, D., Mattsson, H.B., Ulmer, P. (2014): Dynamics ofmagma mixing in partially crystallized magma chambers: textural and petrological constraints from the basal complex of the Austurhorn intrusion (SE Iceland). Journal of Petrology, **55/9**, 1865–1903.

Weyer, S., Münker, C., Rehkämper, M., Mezger, K. (2002): Determination of ultra-low Nb, Ta, Zr, and Hf concentrations and the chondritic Zr/Hf and Nb/Ta ratios by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS. Chemical Geology, **187**, 295–313.

Weyer, S., Münker, C., Mezger, K. (2003): Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implication for the differentiation history of the crust–mantle system. Earth and Planetary Science Letters, **205**, 309–324.

White, W.M. (2009): Geochemistry. John Wiley & Sons.

Whitney, J.A. (1998): The origin of granite - the role and source of water in the evolution of granitic magmas. Geological Society of America Bulletin, **100**, 1886–1897.

Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, **95**, 185–187.

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. (1995): Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, **19**, 1–23.

Wilson, M. (1993): Magmatism and the geodynamics of basin formation. Sedimentary Geology, **86**, 5–29.

Wilson, M., Downes, H. (1991): Tertiary–Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. Journal of Petrology, **32**, 811–849.

Winchester JA, Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 1977, **20**, 325–343.

Wood, B.J., Blundy, J.D. (1997): A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt. Contributions to Mineralogy and Petrology, **129**, 166–181.

Wyllie, P.J., Cox, K.G., Biggar, G.M. (1962): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. Journal of Petrology, **3**, 2, 238–243.

Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R. (2004): Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanitic melt. Lithos, **75**, 39–54.

Zincenco, D. (1996): Rb–Sr contributions to the chronology of the Ditrău massif. Analele Universităţii din Bucureşti.

Zincenco, D., Petrescu, M., Popescu, C., Prodănescu, I, Zincenco, C. (1994): Age and petrology of the Ditrău massif: Rocks of the enveloping facies. Archiva SP, Bucureşti, Manuscript.

Zindler, A., Hart, S.R. (1986): Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **14**, 493–571.

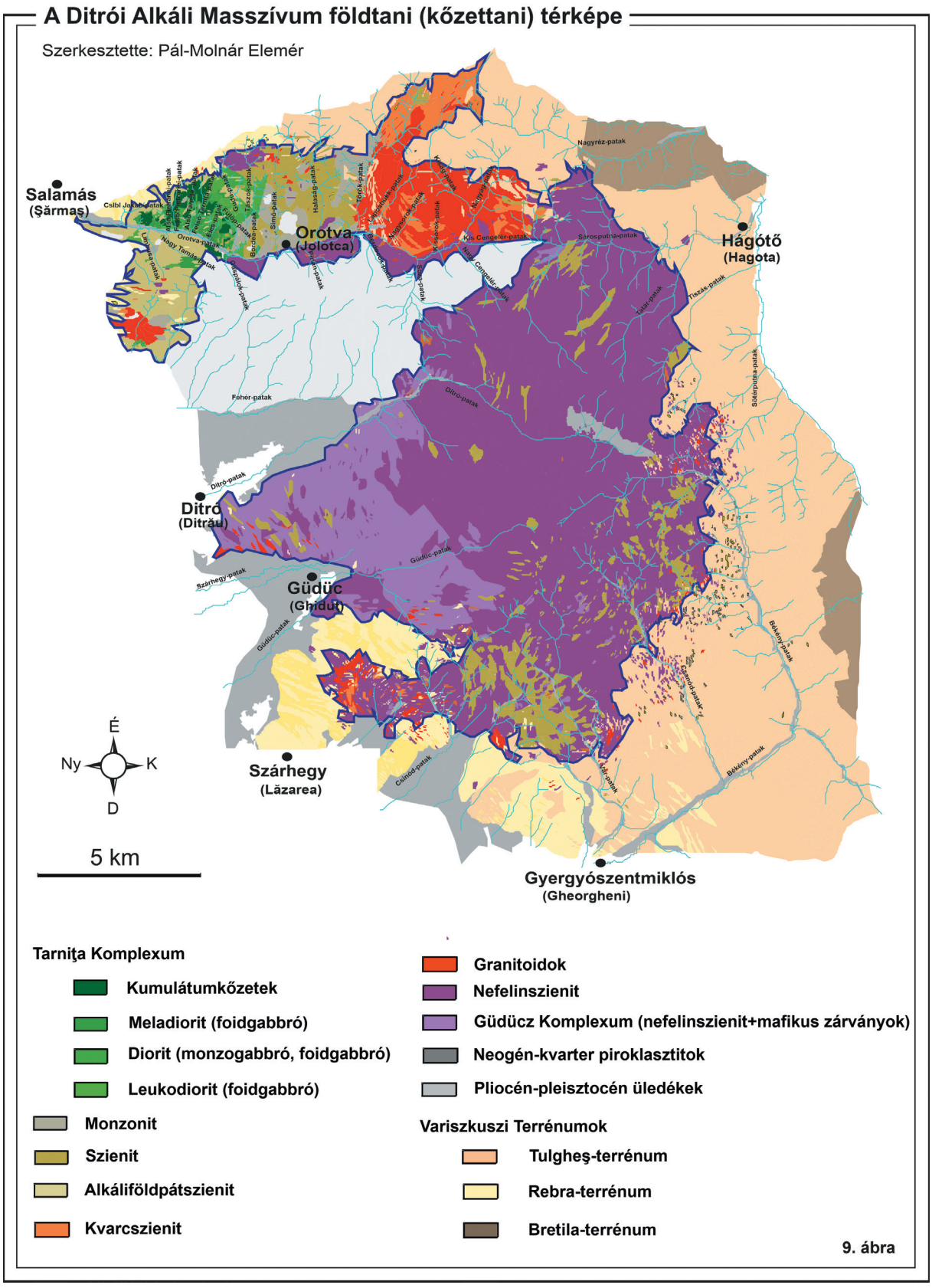
Zólya, L., Zólya, É.G. (1985): A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Putna Întunecoasă spring (in Romanian). Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.

Zólya, L., Zólya, É.G. (1986): A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Tilalmas -Halaság spring (in Romanian). Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.

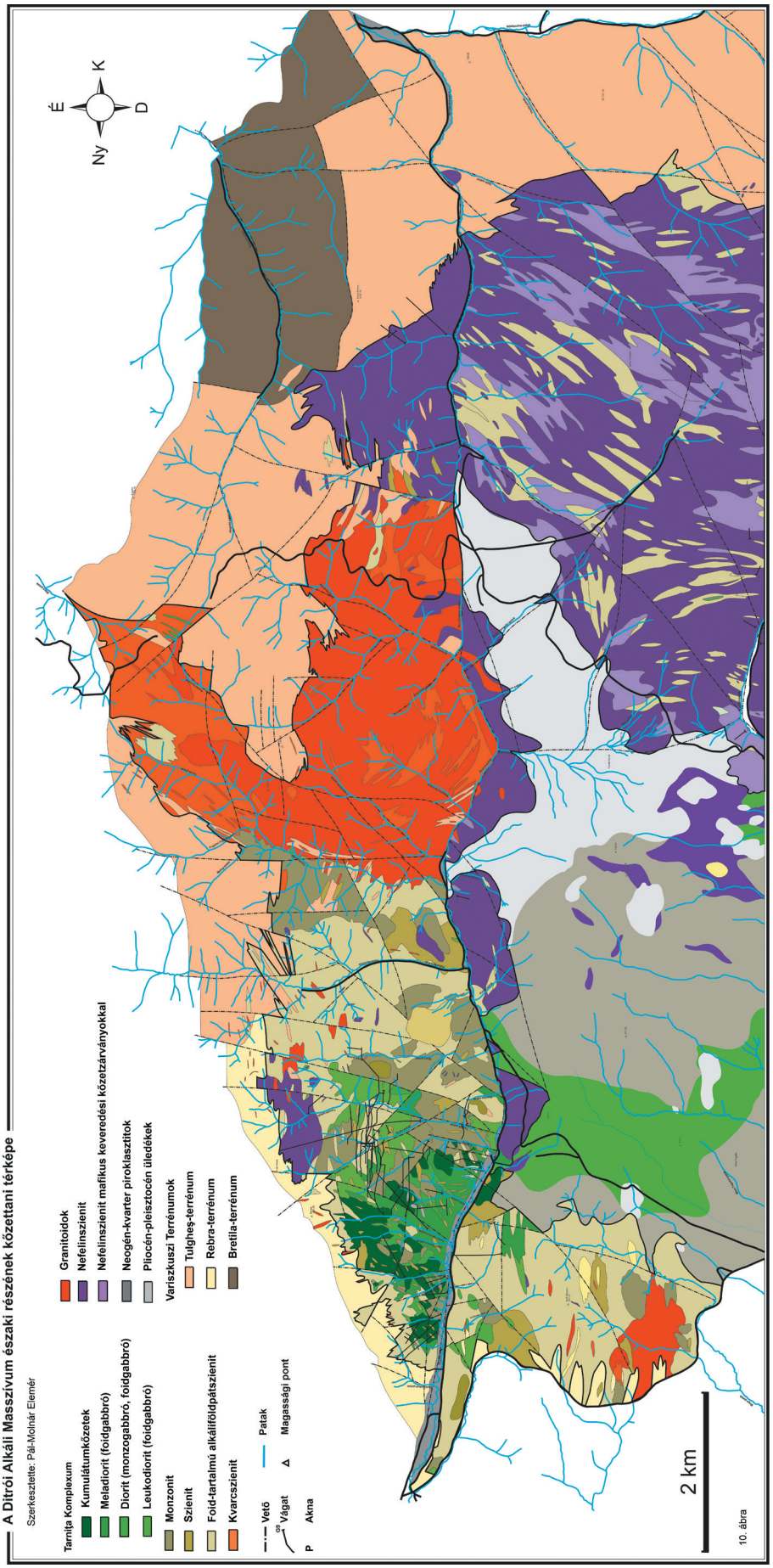
Zirkel, F. (1866): Lehrbuch der Petrographie. 2 Bände. Marcus, Bonn, 607 p.

dc_1897_21

INZERT
MELLÉKLETEK



9. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum földtani (kőzettani) térképe*



10. ábra *A Ditrói Alkáli Masszívum északi részének kőzettani térképe*

dc_1897_21