



## **OTKA kutatási zárójelentés**

**K68587 sz. kutatási pályázat**

**A Kárpát-Pannon térség utolsó vulkáni kitörései: a délkeleti Kárpátok  
kvarter magmatizmusa**

**2007 - 2011**

**témavezető:**

**Harangi Szabolcs, DSc  
ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai tanszék**



## **A kutatómunkában résztvevők:**

**Harangi Szabolcs**, DSc, tanszékvezető egyetemi tanár, ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai tanszék, Vulkanológiai csoport

**Karátson Dávid**, DSc, tanszékvezető egyetemi docens, ELTE FFI Természetföldrajzi tanszék

**Lenkey László**, PhD, egyetemi docens, ELTE FFI Geofizikai és Űrkutatási tanszék

### ***Továbbá:***

**H. Lukács Réka**, PhD, ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai tanszék, Vulkanológiai csoport

**Kiss Balázs**, MSc, PhD ösztöndíjas hallgató, ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai tanszék, Vulkanológiai csoport

**Sági Tamás**, MSc, PhD ösztöndíjas hallgató, ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai tanszék, Vulkanológiai csoport

**Jankovics Éva**, MSc, PhD ösztöndíjas hallgató, ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai tanszék, Vulkanológiai csoport

**Németh Gabriella**, MSc hallgató, ELTE TTK

**Molnár Kata**, BSc/MSc hallgató, ELTE TTK

### ***Rész kutatásokban együttműködő hazai és külföldi kutatók:***

**Novák Attila**, PhD, MTA GGKI, Sopron (magnetotellurikus mérések)

**Ioan Seghedi**, PhD, Institute of Geodynamics, Bukarest, Románia (vulkanológiai vizsgálatok, kőzettani-petrogenetikai értelmezés)

**Dunkl István**, PhD, University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology & Environmental Geology, Göttingen, Németország (cirkon kormeghatározás)

**Theodoros Ntaflos**, PhD, Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Bécs, Ausztria (mikroszondás elemzések)



*A 2010. szeptemberi csomádi terepi munka résztvevői a Mohos kráter peremén, Románpusztán. Balról jobbra: Dr. Karátson Dávid, Dr. Harangi Szabolcs, Molnár Kata, Jankovics Éva, Sági Tamás, Kiss Balázs, Dr. Ioan Seghedi, Németh Gabriella*

**Tartalomjegyzék**

	A kutatómunkában résztvevők .....	1.o.
1	Bevezetés – felvetett kérdések, kiindulási célok .....	3.o.
2	Csomád .....	4.o.
	2.1 <i>Vulkanológiai jellemzők</i> .....	4.o.
	2.2 <i>Geokronológia</i> .....	7.o.
	2.3 <i>Petrogenézis</i> .....	10.o.
	2.3.1 módszertani elvek .....	10.o.
	2.3.2 amfibol-perspektivikus vizsgálatok .....	11.o.
	2.3.3 mafikus ásványok szerepe .....	14.o.
	2.3.4 felzikus zárványok vizsgálata .....	15.o.
	2.3.5 cirkon vizsgálatok .....	16.o.
	2.3.6 Szilikátolvadék zárvány vizsgálatok .....	17.o.
	2.4 <i>Következtetések a pre-eruptive magmakamra folyamatokra</i> .....	17.o.
	2.5 <i>Következtetések a magma felemelkedési sebességre</i> .....	18.o.
	2.6 <i>Magnetotellurikus vizsgálatok eredményei</i> .....	19.o.
3	Persányi bazaltok .....	20.o.
	3.1 <i>Mintavételezési szempontok</i> .....	20.o.
	3.2 <i>Petrogenézis</i> .....	20.o.
	3.2.1 ásványkémiai adatok értékelése .....	20.o.
	3.2.2 teljes közet kémiai összetétel .....	21.o.
	3.3 <i>Következtetések a bazaltok földköpeny forrásterületére</i> .....	21.o.
	3.4 <i>Következtetések a magma felemelkedési sebességre</i> .....	22.o.
4	Összefoglaló értékelés, geodinamikai kapcsolatok és magmaképződés, további perspektívák .....	22.o.
5	Eredmények közreadása .....	23.o.
	5.1 <i>Ismeretterjesztés és társadalmi visszhang</i> .....	23.o.
	5.2 <i>Tudományos publikációk</i> .....	24.o.
	5.3 <i>Dolgozatok</i> .....	26.o.
6	Hivatkozott irodalmak .....	26.o.

## 1 Bevezetés – felvetett kérdések, kiindulási célok, módosult vizsgálatok

A 2007-ben elkezdett kutatómunka célja a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni képződményeinek vizsgálata volt a délkeleti Kárpátok térségében (a legfiatalabb bazalt Selmec közelében található, a 100 ezer éves Putikov). Mindez magába foglalta a Hargita déli elvégződésénél található Csomádot és a Persányi-hegység nyugati felén, az Olt völgye mentén előforduló alkáli bazaltokat. Már maga e két vulkáni terület kutatása is oly sokrétű volt és annyi új megoldandó kérdést vetett fel, hogy az idősebb, 1,5 millió éves málnás-bükszádi shoshonitos-banakitos kőzetek vizsgálatára nem fektettünk akkora hangsúlyt, csupán a csomádi kőzetekkel való összehasonlító geokémiai és petrográfiai elemzésre szorítkoztunk. A hasonló kőzettani megjelenés hasonló genetikát sejtet, az eltérő geokémiai összetétel azonban további komponensek jelenlétére utal. A kutatási tervben felvetett legfontosabb kérdések a következők voltak:

- Pontosán mikor zajlottak a vulkáni kitörések, elsősorban a Csomádon?
- Mi volt a magmaképződés oka?
- Hogyan zajlottak a magmadifferenciációs folyamatok?
- Milyen geodinamikai környezetben zajlott a kvarter magmatizmus?

E kérdések megválaszolására szénizotópos és egyéb geokronológiai vizsgálati módszerek alkalmazását, kőzettani és geokémiai (elsősorban ásványkémiai, részben teljes kőzet kémiai) vizsgálatokat, szilikátolvadék-zárvány vizsgálatokat és geofizikai elemzéseket terveztünk. Természetesen, a tervek némiképpen módosulnak, ahogy az első kutatási eredmények megszületnek és ennek megfelelően bizonyos előre tervezett vizsgálatok használhatósága, szükségessége csökkenhet, másoké pedig kulcskérdésként vetődhet fel. Így volt ez esetünkben is. A kutatómunkában U-soros izotópméréseket terveztünk, azaz az U-izotópsor rövid felezési idejű izotópjainak alkalmazásával szeretnénk volna bizonyos petrogenetikai folyamatok időbeliségét meghatározni (Turner et al., 2003). Az első tesztmérések meg is történtek, a csomádi Tusnádfürdő közeli feltárás kőzetéből szeparáltunk el ásványfázisokat és egy 200 ezer éves izokron kort kaptunk. Az eredményeket a 2008 IAVCEI konferencián a poszttereken bemutatott addigi vizsgálati eredményekkel együtt megvitattuk a módszer egyik vezető nemzetközi szakértőjével, Georg Zellmerrel, és arra a következtetésre jutottunk, hogy egy annyira kevert, nem egyensúlyi ásványfázisokat tartalmazó kőzet esetében, mint a csomádi dácit ez a módszer nem ad a célnak megfelelő eredményt. Ezért 2009. február 10-én módosítást kértünk a további vizsgálatokra (az U-soros mérések ugyanis jelentős költségigénnyel jártak), amire a jóváhagyást a Kollégium elnökétől meg is kaptuk. Ehelyett nagyobb hangsúlyt tudtunk fektetni az integrált petrográfiai és ásványkémiai elemzésekre.

Egy másik fontos kutatási korrekció a geofizikai vizsgálatokat érintette. Előzetesen csupán geotermikus modellszámítások elvégzését terveztük, azonban a Csomád alatti magmatározó rendszer kutatására felmerült, hogy érdemes lenne a jelenlegi állapotra vonatkozó vizsgálatokat is végezni, amire a magnetotellurikus módszer kiváló lehetőséget nyújt, és ami nemzetközi szinten is újszerűnek tekinthető. A jelentős költségigényű vizsgálatra az OTKA kollégiumi jóváhagyást megkaptuk, és a soproni MTA GGKI munkatársaival együttműködve 2010 őszén elvégeztük a méréseket. Az előzetes tervekhez képest történt további kisebb módosításokat és ezek szakmai indokait a jelentés megfelelő fejezeteiben érintjük.

A kutatómunka olyan területeket célozott meg, ahol mindeddig nagyon kevés adat állt rendelkezésre, jóllehet a vulkáni működés fiatal volta ezt elengedhetetlenné tette. Az OTKA által támogatott kutatás sok új eredményt hozott és egyre inkább egy sokoldalú vulkánkutatássá alakult, ami újszerű módszereket is tartalmazott. A kapott eredmények új perspektívát adtak egy további, még koncentráltabb kutatás megindítására, ami most már nem

csak a térség legfiatalabb vulkánjának további megismerését célozza meg, hanem arra is választ keres, hogy miképpen érthetők meg általában a látszólag inaktív, hosszú ideje szunnyadó, de potenciálisan aktivizálható vulkáni rendszerek és mindehhez milyen petrogenetikai folyamatok vezetnek. Minderre, egy új kutatási pályázatot nyújtunk be.

Kutatási eredményeinket szakfolyóiratokban és számos konferencia összefoglalóban publikáltuk, ami mellett nagy hangsúlyt fektettünk eredményeink társadalmi bemutatására is. Ez utóbbi magába foglalta a több száz résztvevőt mozgósító rendezvényeket (pl. Kutatók éjszakája), valamint a hazai vezető ismeretterjesztő lapokban (Természet Világa, Élet és Tudomány) való megjelenést is. Továbbá, felhasználva a 2010-ben indított Tűzhányó blog (<http://tuzhanyo.blogspot.com>) lehetőségeit további társadalmi rétegeket is megtudtunk szólítani, ezen keresztül vezető médiacsatornák foglalkoztak kutatási eredményeinkkel. A kutatómunka során arra is hangsúlyt fektettünk, hogy a témán keresztül fiatal diákokat vonjunk be egy élő kutatásba, akik ezen keresztül gyűjthettek hasznos tapasztalatokat a további munkájukhoz. Ennek eredményeképpen - szép díjakat hozó - TDK munkák születettek, diplomadolgozatok készültek és elindult két PhD munka is.

A kutatási eredmények egy részének feldolgozása még 2012 elején is tartott, számos kéziratot előkészítettünk nemzetközileg elismert, SCI folyóiratokban való publikálásra, némelyik már bírálat alatt van, mások pedig közel vannak a beadáshoz. Ezekről a jelentés későbbi fejezetében szólnunk. A zárójelentésben a nyomtatásban még meg nem jelent eredményeket a szokottnál némileg részletesebben mutatjuk be, valamint foglalkozunk azzal is, hogy az elért eredmények milyen további, nagy fontosságú kérdéseket vetettek fel, olyanokat, amelyek jelenleg a nemzetközi kutatások élvonalában vannak.

## **2 Csomád**

A Csomád a Keleti-Kárpátok belső előterében mintegy 700 km hosszan húzódó andezites-dácitos vulkáni ív délkeleti elvégződésében található. A vulkáni működés az ív mentén időben fokozatos eltolódást mutat délkelet felé (Szakács et al., 1993; Pécskay et al., 1995; Mason et al., 1998). A Hargita vulkáni működése 6,2 millió éve kezdődött, majd a déli felén mintegy 2,5 millió éve végződött (Pécskay et al., 1995). Ezután kisebb szünet után, 1.5 millió éve tovább folytatódott a vulkáni működés délkelet felé és az elmúlt 1 millió évben épült fel a Csomád vulkáni komplexuma, ahol a Kárpát-Pannon térség legutolsó kitörései történtek. A Csomád vulkáni felépítményét az Olt folyó szorosa választja el a Hargita 1500-1800 méter magas vulkáni komplexumától. A mintegy 700 méter tengerszint feletti magasságú Csíki-medence déli részén kiemelkedő Csomád legmagasabb pontja az 1301 m t.sz.f. Nagy-Csomád. A vulkáni felépítményt dácitos kőzetek jellemzik (Szakács és Seghedi, 1986). Szakács et al. (2002) szerint a Csomádon nem zárható ki a vulkáni működés folytatása, ennek ellenére részletes kutatás nem zajlott e területen. Kutatómunkánk e hiány pótlására tett kísérletet.

### **2.1 Vulkanológiai jellemzők**

A Csomád vulkanológiai jellemzőiről a korábbi kutatások (Bányai, 1940; 1964; Schreiber, 1972; Szakács és Seghedi, 1990; 1996; Szakács et al., 1993) alapján a következők rajzolódtak ki: a vulkáni felépítmény alapvetően 500-600 ezer éves (Szakács et al., 1993) lávadómokból áll, belsejében egy „iker-kráterrel”, az idősebbet a Mohos lúp, a fiatalabbat a Szent-Anna tó tölti ki (1. ábra). A lávadómok közti völgyekben Szakács és Jánosi (1989) kenyérbombákat írt le, a Mohos délkeleti peremén (Románpuszta) pedig alapi torlóár üledéket és akkréciós lapilli-tartalmú rétegeket dokumentált Szakács és Seghedi (1989; 1991). A robbanásos kitörések Moriya et al. (1995) szerint pliniusi horzsaköves hullott rétegeket és

horzsaköves piroklaszt-ár (ignimbrit) képződményeket hoztak létre, amelyek Tusnádfürdőtől délre, egy út menti feltárásban tárulnak fel. A korábbi szénizotópos vizsgálatok (Juvigné et al., 1994; Moriya et al., 1995; 1996) szerint ez képviseli a legfiatalabb vulkáni terméket, amelynek kora 10.7-38 ezer év között lehet. Bányai (1917) Kézdivásárhely környékének földtani leírása során horzsaköves réteget említ a település északi részén (Fehérmartok), valamint belsejében előbukkanó homokos rétegsorban.

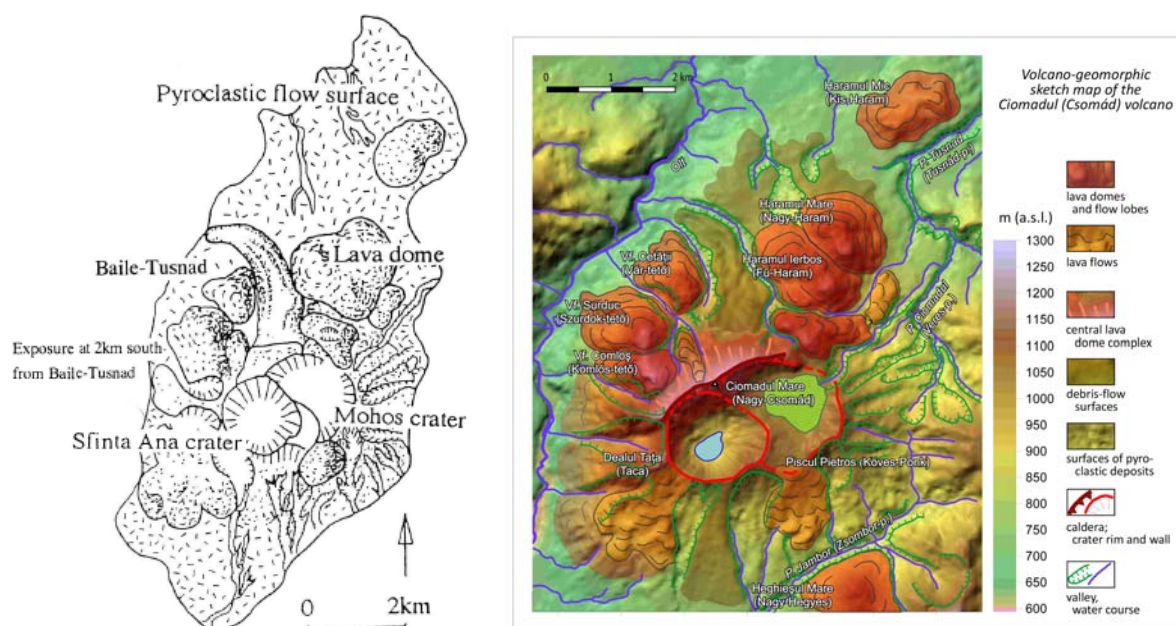
Kutatómunkánk során több alkalommal végeztünk terepi vulkanológiai vizsgálatot a Csomádon, amelynek keretében eddig nem dokumentált feltárásokat írtunk le. Továbbá, légifelvételek és a morfológiai viszonyok vulkanológiai szemléletű értékelésével pontosítottuk a vulkáni komplexum felépítését, szerkezetét, a vulkáni képződmények típusait. Megfelelő felbontású topográfiai térkép digitalizálása lehetőséget adott 10 méter felbontású digitális terepmodell elkészítésére és a legfontosabb geomorfológiai jellemzők tisztázására. Elvégeztük a lávadómok összehasonlító morfometriai vizsgálatát. Mindezek alapján elsőként adtunk összegző vulkanológiai értelmezést a Csomád működéséről.

A terepi vulkanológiai vizsgálatok során proximális és disztális hullott piroklaszt üledékeket dokumentáltunk. A vulkáni felépítmény belsejében durvaszemcsés lapillikó rétegeket írtunk le, amelyek uralkodóan horzsakövekből álltak. E képződmény vastagsága a kráterek közelében meghaladja az 1 métert, némileg távolabb a szemcseméret csökkenését és egyes feltároló szelvényekben lapillikó és vékony tufarétegek váltakozását figyeltük meg. Románpusztán az alapi torlóár üledéket a talajborítás miatt már nem látható, azonban az akkréciós lapilli-tartalmú réteget megtaláltuk. E fellett horzsköves lapillitufa és tufa rétegek váltakoznak. Mindezek megerősítik, hogy a kezdeti, és csak lokálisan megmaradt, freatomagmás piroklaszt üledékeket vastag, magmás robbanásos rétegek követik. Ezekben a horzsakövek, az ásványok és a közetüveg kémiai összetétele nem mutat jellemző változást, ami megnehezíti korrelációjukat és kitörési fázisokhoz való kötésüket.

A disztális hullott piroklaszt rétegek közül megtaláltuk és részletesen dokumentáltuk a Bányai (1917) által említett fehérmartoki horzsaköves képződményt. A 15-20 cm vastag, alapvetően jól osztályozott rétegben átlagosan 2-3 cm nagyságú horzsakövek fordulnak elő. Ez az előfordulás 21 km távolságban van a Csomád explóziós krátereitől. A horzsakövek kémiai és ásványos összetétele, az ásványok kémiai sajátosságai megegyeznek a proximális horzsaköves előfordulásokkal, azaz jó eséllyel ugyanazt a kitörési fázis anyagát képviselhetik. Figyelembe véve a vulkanológiai jellemzőket egy minimálisan subpliniusi kitörést valószínűsíthetünk, amelynek kitörési felhője délkelet felé sodródott el. Fehérmartoktól északnyugatra Torja északi határában, némileg átdolgozott megjelenésben szintén megtaláltuk a horzsaköveket, ami alatt azonban a homokos rétegsorban egy másik kitörési terméket is megfigyeltünk. Ez utóbbi kristálygazdag finomszemcsés tufa, ami vélelmezhetően freatomagmás kitörés disztális hullott üledéke lehet. Hasonló, finomszemcsés tefra réteget találtunk a Csomádtól északra, Csíkszentmárton közelében lévő felhagyott homokbányában. E képződmények részletes feldolgozása még folyamatban van.

A hullott horzsaköves piroklaszt üledékek mellett elsősorban a Csomád déli peremi részén dokumentáltunk további piroklasztos feltárásokat, amelyekről eddig nem készült leírás. Ezek osztályozatlan, tömeges megjelenésű képződmények, bennük 20-50 cm nagyságú közetblokkok figyelhetők meg. Bár ezek első ránézésre horzsaköveknek tűnnek, részletes mikroszkópos vizsgálatuk alapján jelentősen eltérnek a klasszikus horzsakövektől, nagyobb sűrűségük és kristálytartalmuk szerint. Egyes közetdarabok esetében radiális elválást figyeltünk meg, ami forró lerakódásra utal. Mindezek alapján úgy véljük, hogy ezek a feltárások lávadóm(ok) robbanásos összeomlásához kapcsolódó piroklaszt-ár (blokk- és hamuár) üledékeit tartalmazzák. Az egyik ilyen képződmény alsó részén számos szenesedett növénymaradványt találtunk, amelyeken szénizotópos kormeghatározást végeztünk. A következő fejezetben bemutatott adatok alapján jól reprodukálhatóan 30 ezer éves kalibrált

korokat kaptunk, ami a Csomád és az egész Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni képződményét jelenti. Fontos megjegyezni, hogy ignimbritet, azaz horzsaköves hamuár üledéket nem találtunk a Csomádon és környékén.

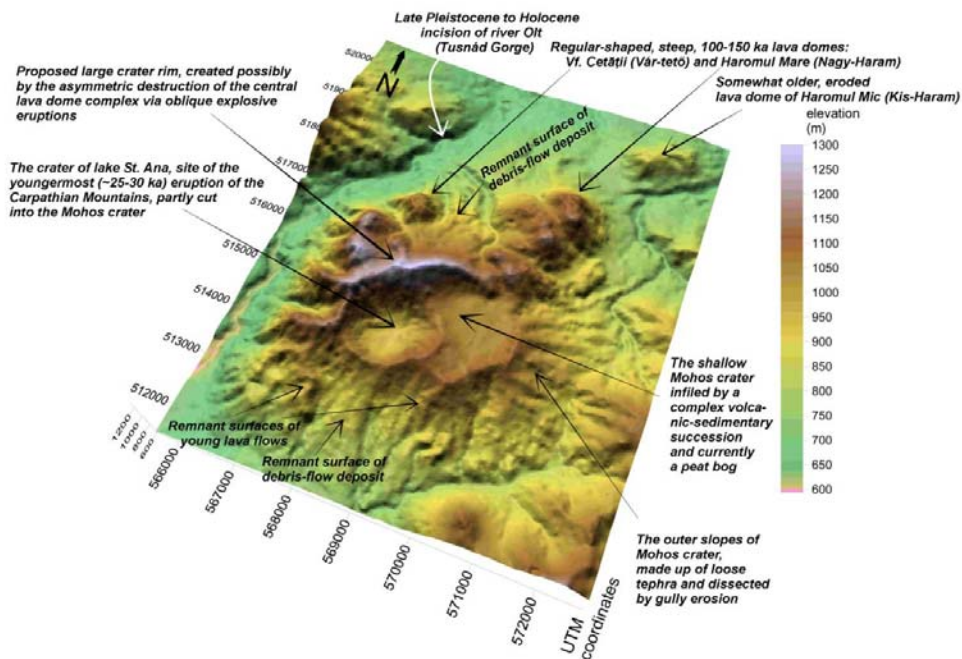


1. ábra - A Csomád vulkano-geomorfológiai térképe. Balra Moriya et al. (1995) ábrája, jobbra az e munka keretében, a korábbihoz képest néhány helyen módosítást tartalmazó ábra (Karátson et al., bírálat alatt, 2012)

A Csomád déli részén bevágódó mély völgyekben további feltárásokat fedeztünk fel, amelyek részletes leírása már túlnőtt e munka keretein. Fontos megemlíteni azonban, hogy egyes völgyekben nagy számban találtunk a már Szakács és Jánosi (1989) által is említett kenyérhéj bombákat. Ezek a kőzetek vulcanoi-típusú kitörések jellemző termékei.

A Csomád vulkanológiai jellemzése során figyelembe vettük számos, hasonló jellegű aktív vulkán (pl. Unzen, Soufrière Hills) működési sajátosságait is, részben személyes terepi tapasztalatok alapján. A Csomád nyilvánvalóan ezekhez hasonlóképpen működhetett. A kutatómunka során tett vulkanológiai megfigyeléseink összhangban vannak mindezzel. A Csomád működése több szempontból is hasonló lehetett a karibi Soufrière Hills 1995 óta zajló működéséhez, azaz lávadóm effúziók, ismétlődő lávadóm összeomlások során a vulkán oldalán lerohanó piroklaszt-árak, időszakonkénti vulcanoi-kitörések jellemezték, amit ritkábban nagyobb erejű robbanásos (subplinusi) kitörések egészítettek ki. A Csomád esetében ez utóbbiak az eddigi vulkáni működés végső szakaszában történtek, amelyhez kapcsolódhat a mély Szent-Anna kráter kialakulása. Magyarai Enikővel együttműködve folyamatos magvételű fúrást mélyítettünk a tó üledékébe 2010 telén és ennek eredményeképpen a 6 méter mély tóvíz alatt 11 méter hosszú üledékmintához jutottunk úgy, hogy a fúrás nem érte el a kráter alját. A fúrási anyag feldolgozása jelenleg is tart.

A korábbi munkákhoz képest szintén új vulkanológiai értelmezés, hogy a két kráter északi peremén egy folyamatos lefutású, somma-jellegű kráterperemet azonosítottunk, ami egységes közettani megjelenésű dácitból áll. Ez vélhetően a két robbanásos kráter kialakulása előtt létrejöhett, de ennek mechanizmusa egyelőre nem tiszta. A lávadómok lehatárolását közettani és morfológiai alapon igyekeztünk megtenni. Egyes lávadómok alakja feltűnő hasonlóságot mutat a friss, recens lávadómokéval, amit megerősítettek a morfometriai elemzések is (Karátson et al., bírálat alatt, 2012).



2. ábra - A Csomád 10 méter felbontású digitális terepmmodellje (Karátson et al., bírálat alatt, 2012)

## 2.2 Geokronológia

A Csomád vulkán működésének kora a korábbi szakirodalmak (Casta, 1980; Peltz, 1987; Pécskay et al., 1992, 1995; Szakács et al., 1993) alapján több szempontból is ellentmondásos képet mutatott. A K/Ar radiometrikus kormeghatározáson nyugvó adatok 1 millió és 220 ezer év között szórtak. Ezen belül a legidősebb korokat (1000-850 ezer év) a Csomád lávadóm tömege körüli önálló lávadómok (Kis-Haram, Bálványos) adták, míg a szoros értelemben vett csomádi lávadóm kőzetekre és egyes piroklasztos rétegekre (Köves Pónk, Tusnád) 500-600 ezer év adódott. Ezek mellett, két minta (Mohos, Fű-Haram) esetében 145 és 221 ezer éves koradatot publikált Pécskay et al. (1992). A robbanásos kitörési kőzetek képződési korára ezzel szemben csak egy lelőhelyről (tusnádfürdői útbevágás) származó szénizotópos adatok álltak rendelkezésre, amelyek viszont ellentmondásos, 10,7 és 42,6 ezer év közötti értékeket adtak (Juvigné et al., 1994; Moriya et al., 1995; 1996). Figyelemre méltó, hogy a fiatalabb kor (Juvigné et al., 1994) a piroklaszt üledékből származó szenesedett növénymaradványból származott, míg az idősebbek (Moriya et al., 1995; 1996) a vulkáni rétegsor alatti paleotalaj mintájából adódtak. A kutatási terv beadása előtt már sikerült egy további feltárásból (Csomád déli peremén, út menti piroklaszt-ár feltárás) szenesedett növénymaradványt gyűjteni, amin Molnár Mihály közreműködésével a debreceni izotóplaboratóriumban 28 ezer éves kalibrálatlan kort kaptunk (Vinkler et al., 2007).

Az OTKA kutatómunka során további mintákat gyűjtöttünk ebből a feltárásból és sikerült egy kisebb szenesedett növénymaradványt találnunk a tusnádfürdői feltáráásban is hozzávetőleg ugyanott, ahonnan a Juvigné et al. (1994) munkájában szereplő koradat is származott. A szénizotóp vizsgálatokat ismét Molnár Mihály közreműködésével végeztük, azonban most az elemzések az egyik vezető amerikai radiokarbon laboratóriumban, AMS technikával történtek (Harangi et al., 2010a). A dél-csomádi lelőhelyről két mintán hasonló, és a korábbi, debreceni adattal (Vinkler et al., 2007) megegyező, kis hibahatárral jellemzett koradatot kaptunk (27,500 év BP, azaz 29,500 cal év BC). A tusnádi minta elemzése, a



megfelelő minőségű és mennyiségű szerves anyag kinyerése érdekében jóval több munkát igényelt, azonban végül sikerült elfogadható koradatot kapnunk (39,000 év BP, azaz 41,300 cal év BC), ami Moriya et al. (1996) paleotalaj mintán kapott adataival mutat jó egyezést, szemben az ugyanonnan gyűjtött Juvigné et al. (1994) minta adatával. Mindezekből az alábbi fontos következtetéseket vontuk le (Harangi et al., 2010a):

- A Csomád vélhetően legfiatalabb vulkáni képződményét nem a korábban vélt tusnádfürdői előfordulás adja, hanem az a Csomád déli lábánál tárul fel.
- A Csomád eddigi legfiatalabb vulkáni működési kora 31500 BP év, ami lávadóm működéshez kapcsolódó blokk-és hamuár üledék kialakulásához kapcsolódik.
- A blokk- és hamuár üledékben lévő szenesedett növénymaradványok 300-600 °C-os (Scott and Glasspool 2005) hőmérsékleten való lerakódást jeleznek, ami összhangban van azzal a vulkanológiai következtetésünkkel, hogy e képződmény kialakulása lávadóm robbanásos széteséséhez kapcsolódott. Ez a lávadóm a kitörés következtében vélhetően teljesen megsemmisült. Arra vonatkozólag, hogy ez a vulkáni működés a Szent Anna kráter létrehozó subplinusi robbanásos kitörés előtt vagy utána volt, egyelőre nem rendelkezünk információval.

A Szent Anna explóziós krátert létrehozó kitörés korára vonatkozóan iránymutató a megfűrt üledék-fúrómag alsó részén, 10,82 m-es mélységben vett mintára szénizotópos kormeghatározással kapott  $26050 \pm 660$  cal év BP koradat (Karátson et al., bírálat alatt, 2012), ami minimális értéknek vehető.

A vulkán működésének rekonstruálásához, a petrogenetikai értelmezéshez nélkülözhetetlenek a pontos koradatok. További szenesedett növénymaradvány híján más kormeghatározási módszer után kellett néznünk. A várt fiatal (<600 ka) képződési kort tekintve az Ar-Ar, az IRSL és a cirkon (U-Th)/He és U/Pb kormeghatározás jöhetett szóba. Az Ar-Ar kormeghatározást egyrészt a vizsgálatra alkalmas frakció (elsősorban káliföldpát) hiánya és a költséges mérés miatt elvetettük. Karátson (2007) a tusnádfürdői piroklasztitból elkülönített biotit frakcióra Ar-Ar módszerrel 500 ezer évet kapott, ami lényegesen eltért a radiokarbon módszerrel nyert 43 ezer éves kortól (Harangi et al., 2010a). Ez összhangban lehet Hora et al. (2010) megállapításával, miszerint a biotit esetében a többlet  $^{40}\text{Ar}$  gyakran vezet a képződésnél idősebb koradathoz. Földpát kristályokon végzett IRSL (Infrared stimulated luminescence) kormeghatározás perspektivikusnak tűnt, amit Sumiko Tsukamoto (Nürnberg) közreműködésével próbáltunk elérni. A nagyon gondos mintavétel után is azonban a földpát kristályok nem adtak értékelhető eredményt. E nehézségek után a cirkon kormeghatározás felé fordultunk, ami elsősorban nagy szilíciumtartalmú képződmények esetében nyújt jó lehetőséget a kitörés korának megállapítására.

A cirkon kormeghatározás esetében három fontos nehézséget kellett megoldanunk. Dácitos képződményekben jóval kisebb mennyiségben fordul elő cirkon, azaz nagyobb figyelmet kellett szentelnünk a megfelelő minta-előkészítésre. A másik megoldandó problémát a várt fiatal kor adta, ami a kis mennyiségű radiogén ólom keletkezése miatt nagy pontosságú technikai körülményt igényelt, továbbá figyelembe kellett venni a rövid felezésű izotópok esetleges jelenlétét is. Végül számolnunk kellett azzal is, hogy a cirkonon nyert kor nem feltétlen jelenti a kitörési kort, hanem a kristályosodási idejére utal, ami akár több százezer évvel is megelőzheti a vulkáni működés idejét (Reid és Coath, 2000; Schmitt et al., 2003). Mindezeket figyelembe véve (U-Th)/He és U-Pb kormeghatározást végeztünk néhány kiválasztott lelőhely mintájából kinyert cirkon kristályon.

Az (U-Th)/He kormeghatározást Dunkl István (Göttingeni egyetem) szíves közreműködésével és iránymutatásával végeztük, míg az U-Pb kormeghatározás Dunkl István segítségével Kínában történt. Sajnos az utóbbi esetében a koradatok eredményeihez nem kaptunk megfelelő leírást, ezért ezek az adatok ennek megfelelően kellő óvatossággal kezelhetők. Míg a (U-Th)/He cirkon kor a kitörés korára ad felvilágosítást, az U-Pb koradatok

a kristályosodás idejére utalnak. Az előzetes eredményeket Harangi et al. (2010b) és Karátson et al. (bírálat alatt, 2012) publikációiban mutattuk be. Az (U-Th)/He cirkon kormeghatározásra a korábban radiokarbon vizsgálatra kiválasztott lelőhelyekről vett mintákat is küldtünk, hogy különböző módszerekkel is ellenőrizhessük az eredményeket. Mind a tusnádi, mind a dél-csomádi lelőhely esetében hibahatáron belül a radiokarbon korokkal azonos (U-Th)/He cirkon kort kaptunk (42 és 30 ezer év). Fontos azonban hangsúlyoznunk, hogy az U-soros nem-egyensúlyi korrekció hiányában az (U-Th)/He cirkon kor általában alábecsüli a kitörési kort (Farley et al., 2002; Schmitt et al., 2006; 2011), ami ennél akár 20-50%-kal is nagyobb lehet. A korrekció mértéke alapvetően a kristályosodási kor (U-Pb kor) és a hülési kor, azaz (U-Th)/He cirkon kor közötti különbségtől függ és azzal fordítottan arányos. Minél nagyobb ez a különbség, annál kisebb a korrekció mértéke, azaz ha a cirkon magmakamrában való tartózkodási ideje hosszú, akkor a korrekció mértéke akár minimális lehet. Ha a cirkon kristályosodási kor jelentősen (>200 ezer évvel) meghaladja a kitörés idejét, akkor előfordulhat, hogy a (U-Th)/He cirkon kor valóban a kitörés korát adja meg. Az eddigi vizsgálatokkal még csupán a nem egyensúlyi radioaktív bomlásra korrigálatlan (U-Th)/He cirkon korokat sikerült kapnunk, amik 30 és 160 ezer év közé esnek. A tusnádi és dél-csomádi minták esetében a radiokarbon korral való pontos egyezés azonban figyelemreméltó és amennyiben ezt fogadjuk el kitörési kornak, akkor az arra utalhat, hogy a cirkonok jóval a kitörés előtt keletkeztek. Mindkét előfordulás mintája esetében valóban idősebb U-Pb korokat kaptunk, amelyek a dél-csomádi cirkonok esetében többségében 120-160 ezer év között szórnak (egy cirkon 386 ka kort adott), míg a tusnádi cirkonok U-Pb kora 70-180 ezer év közötti (egy cirkon viszont 1108 ka kort mutatott). Ezek a koradatok viszont nem jeleznek olyan nagy különbséget a cirkon kristályosodási és a kitörés ideje között, azaz úgy tűnik még nem állt fel az izotópbomlási egyensúly. Ekkor viszont korrigálni kell az (U-Th)/He eredményeket, ami viszont eltéréshez vezet a szénizotópos korhoz képest.

Mindezek alapján az eddigi kormeghatározási vizsgálatok alapján az alábbi következtetéseket tehetjük:

- Az eddigi (U-Th)/He és U-Pb koradatok azt jelzik, hogy a Csomád vulkáni működése jóval fiatalabb, mint azt a korábbi adatok alapján vélelmezhető volt. Valószínűleg, a vulkáni kitörések nem több mint 200 ezer éven belül történhettek, amin belül a központi lávadóm komplexum felépülése kb. 100-150 ezer éve lehetett, az eddigi legutolsó kitörések (Kövesponk, tusnádi és dél-csomádi lávadóm összeroskadáshoz kapcsolódó piroklaszt-árak) pedig 30-40 ezer éve voltak.
- Fontos hangsúlyozni, hogy az eddigi cirkon koradatok tájékoztató jellegűek, az U-Pb koradatok esetében azért, mert a kínai laborból nem kaptuk meg többszöri mérés ellenére sem a részletes mérési körülményeket és a pontmérések helyét, az (U-Th)/He koradatok pedig korrigálatlanok a nem egyensúlyi radioaktív bomlásra. Az első következtetés mindentől függetlenül fennáll, mivel az esetleges korrekció a kapott számértékeket nem változtatja meg lényegesen.
- A kapott koradatok számos további kérdést vetnek fel, amelyek vizsgálata kiemelt fontosságú, nem csak a Csomád vulkáni működésének megismeréséhez, hanem általában fiatal vulkáni képződmények kormeghatározásához:
  - Két lelőhely esetében a szénizotópos és (U-Th)/He cirkon korok pontos egyezést mutatnak. Ez megerősítheti e korok (30 és 42 ka) kitörési kornak való értelmezését, ami piroklaszt üledékekben lévő szenesedett növénymaradványokon végzett szénizotópos kormeghatározás esetében általánosan elfogadott (pl., Moore és Rubin, 1991; Lowe et al., 1998; Roobol és Smith, 1998). Amennyiben viszont az (U-Th)/He korokat korrigálni kell, hogy a kitörési kort megkapjuk, akkor újra kell értelmezni a

szénizotópos korokat, és ez kihathat a szénizotópos kormeghatározás alkalmazására is. Ez tehát egy fontos kormeghatározási módszertani kérdés, aminek nagy a jelentősége, és amely kérdés tisztázásához a csomádi minták részletes vizsgálata nagyban hozzájárulhat, segítve az általánosan elterjedt szénizotópos adatok értelmezését és az egyre jobban terjedő (U-Th)/He kormeghatározás alkalmazását.

- A vulkanológiai vizsgálatok és a kapott koradatok is megerősítik, hogy a Csomád működését, a jelenleg is aktív dácitos vulkánokhoz hasonlóan, lávadóm kitüremkedések és kapcsolódó piroklaszt-árak lezúdulásai jellemezték és nem vált el élesen a lávadóm építő és a robbanásos kitörési szakasz. A vulkán működésének megértéséhez és a legutolsó kitörés óta eltelt idő (kb. 30 ezer év) értelmezéséhez kiemelt fontosságú, hogy tudjuk az aktív periódusok idejét és a szunnyadási időszakok hosszát. A módszertani kérdések tisztázása után tehát fontos egy átgondolt és megfelelő részletezettségű mintasorozaton pontos koradatokhoz jutni. Ezen belül fontos, hogy tisztázzuk a Mohos és Szent-Anna krátereket létrehozó robbanásos kitörések korát.
- A cirkon kormeghatározás további fontos eredménnyel jár, mégpedig megismerhető a magmatározók élettartalmának hossza („*zircon residence time*”), azaz a cirkonok kristályosodási kora és a kitörés ideje közötti különbség. Ennek az adatnak az ismerete elengedhetetlen, hogy a vulkán jelenlegi állapotát értékelhessük, azaz az eltelt 30 ezer év jelenti-e a korábbi kitörésben részt vevő, de a magmatározóban részben visszamaradt magma vagy azóta a kéregbe nyomuló kőzetolvadék megszilárdulását?

### 2.3 Petrogenesis

A kutatómunka kiemelt fontosságú célja volt, hogy pontosítsuk a Csomád vulkán alatt zajló magmagenetikai folyamatokat. A vizsgálatok első szakaszában világossá vált számunkra, hogy ebben nem követhetjük az általánosan alkalmazott teljes kőzet geokémiai értelmezést (pl. Seghedi et al., 2011), mivel a kőzetekben lévő ásványok különböző időben, különböző magmából váltak ki. Ez azt jelenti, hogy a csomádi dácitok keverék kőzetek, amelyek ásványos összetétele a kitörés előtt vagy alatt alakult ki. Ez egy újfajta módszertani megközelítést igényelt, aminek a lényege, hogy az értelmezést a kőzetben lévő ásványok kombinált szöveti és ásványkémiai jellemzői alapján végeztük és ezt kiegészítettük nagy felbontású vonalmenti kémiai összetétel mérésekkel. Ezt a vizsgálati technikát nem csak a csomádi kőzetekre alkalmaztuk, hanem különböző magmás rendszerekben (bazalttól a riolitig) teszteltük, hogy megértsük milyen különbségeket, és hasonlóságokat látunk ezekben, és mely ásványok nyújtják a legtöbb információt. A következőkben először röviden ismertetjük az alkalmazott vizsgálati módszert, majd a legfontosabb eredményekre térünk rá.

#### 2.3.1 Módszertani elvek

Egyes vulkáni kőzetek, különösen az andezitek, dácitok és riolitok gyakran mutatnak bonyolult petrográfiai képet, azaz különböző genetikájú ásványok összességét, esetenként komplex zónással jellemezhető ásványokat, ami mind arra utal, hogy a magmagenetikai fejlődésben nagy szerepe volt a nyílt-rendszerű folyamatoknak. Ennek egyik fontos következménye az, hogy a vulkáni kőzet anyaga nem egy valaha létező magmát képvisel, hanem eltérő időben, különböző kőzetolvadékból kivált kristályok, és olvadékok kevert együttesét tartalmazza. A teljes kőzet kémiai összetételében ebben az esetben csupán egy

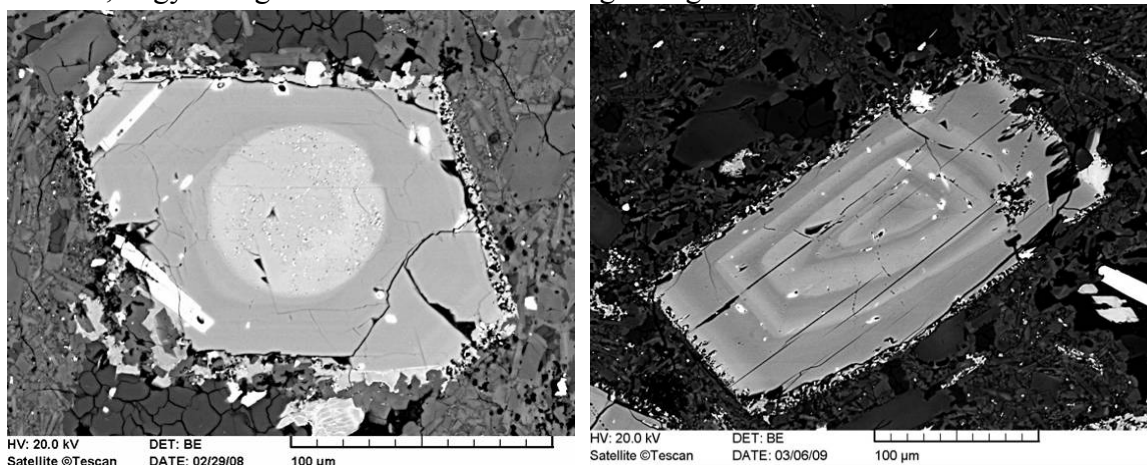
bonyolult, sokszínű folyamatsor (kristályosodás, mellékkőzet beolvasztás, magmás újratöltődés, kristálypép keveredés, kristály-olvadék keveredés, kőzetolvadék keveredés stb.) eredőjét adja, amiből nehéz, ha egyáltalán lehetséges bármilyen petrogenetikai következtetést levonni (Tepley et al., 2000; Eichelberger et al., 2006; Reubi és Blundy, 2009; Eichelberger, 2010; Kent et al., 2010). Az egyedi ásványfázisok azonban őrizhetik a magmafejlődés különböző fázisainak emlékeit, azok fizikokémiai körülményeit, és e mozaikokból rekonstruálható, az akár hosszú életű magmatározókban zajló folyamatsorok is. Mindehhez a hagyományos, teljes kőzet geokémiai összetételen alapuló szemlélettől eltérő hozzáállás szükséges és alapvető a mikroszkópos és ásványkémiai megfigyelések integrált értelmezése. Ez a vizsgálati módszertan az elmúlt mintegy 20 évben sikeresen alkalmazott módszer, amelyet egyre gyakrabban használnak különösen a vulkáni ívek kőzeteinek kutatásában (pl. Murphy et al., 2000; Nakagawa et al., 2002; Streck et al., 2005; Halama et al., 2006; Humphreys et al., 2006; Ruprecht és Wörner, 2007; Andrews et al., 2008; Pallister et al., 2008; Viccaro et al., 2010; Shcherbakov et al., 2011). Az általános és sokszor most már rutinszerűen alkalmazott elemzések mellett újabb megoldásokat vezetünk be (Harangi et al., 2010c; 2010d), amelyeket különböző magmás rendszerekre alkalmaztunk, a dácitos (csomádi vizsgálatok) mellett bazaltos (Jankovics et al., 2012) és riolitos (Lukács, 2009) rendszerre is. Mindez számos új megállapításhoz vezetett. A vizsgálat legfontosabb elemei a következők:

- ásványok alaki megjelenése
- ásványfázisok egyensúlyi kérdéseinek, genetikai összetartozásának vizsgálata az alaki (szöveti) és kémiai összetétel alapján. Esetleges külső reakciózónák jellemzése.
- ásványfázisok belső zónásságának jellemzése, a zónahatárok megjelenése (különösen a visszaoldódási jelenségek megállapítására) és a kémiai változás jellege alapján. Zónásági típusok elkülönítése és relatív gyakoriságuk.
- Ásványok nagy felbontású kémiai összetétel változása vonalmenti mikroszonda mérések alapján
- Petrogenetikai szempontból kulcsfontosságú ásványok részletes vizsgálata (pl. amfibol és plagioklász andezit-dácit kőzetekben, olivin és spinell bazaltokban, klinopiroxén bazaltokban és andezitekben)
- Intenzív paraméterek (hőmérséklet, nyomás, redox viszonyok), valamint víztartalom meghatározása.

### 2.3.2 Amfibol-perspektivikus vizsgálatok

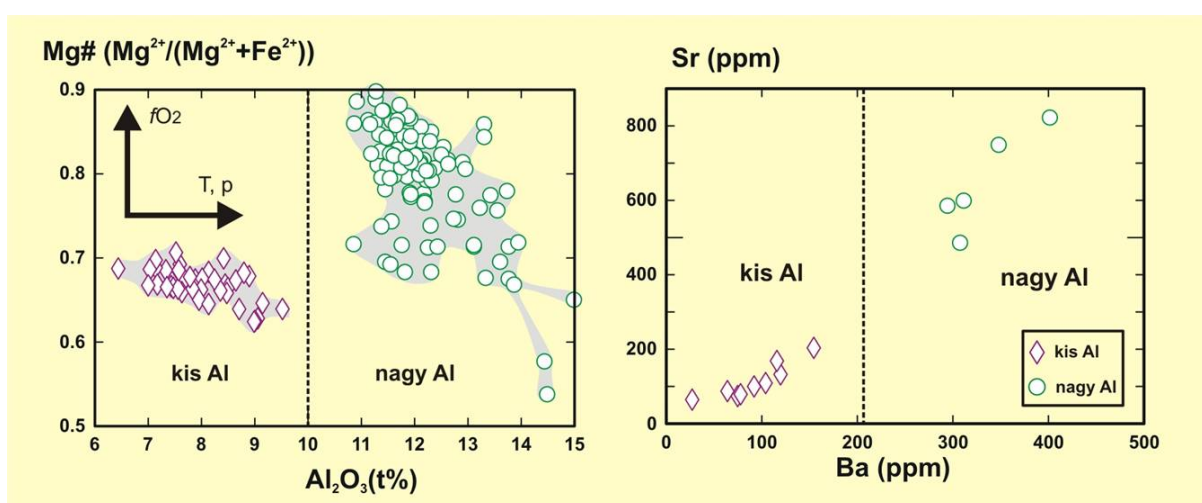
A csomádi dácit legfontosabb fenokristályai a plagioklász és az amfibol. Mindkét ásvány kémiai összetétele érzékeny a kristályosodási környezetre (magma összetétel, hőmérséklet, nyomás, redox viszonyok, magma víztartalma), ezért szöveti megjelenésük, valamint kémiai összetételük és összetételi zónásságuk fontos információt szolgáltat a petrogenetikai viszonyokról. Kutatómunkánkban mindkét ásvány fontos szerepet kapott, azonban ezek közül különösen nagy figyelmet fordítottunk az amfibolok elemzésére (Harangi et al., 2008; Kiss és Harangi, 2008; Kiss, 2009; Kiss et al., 2010; 2011a; 2011b). A Ca-amfibol (hornblende) számos elemet épít kristályrácsába és ezek mennyisége, az elemhelyettesítések ujjlenyomatoként őrzik a kristályosodási körülményeket. Az összetétel adatokból kvantitatív módon is megbecsülhetők az intenzív paraméterek. Továbbá, egy lényeges szempont, hogy a Ca-amfibol viszonylag szűk nyomás és hőmérséklet határok között stabil és amennyiben kikerül ebből a tartományból (pl. felfűtés vagy nyomáscsökkenés következtében történő kigázosodás miatt), rögtön reakcióba lép a környező olvadékkal és ennek eredményeként jellegzetes reakcióperem alakul ki körülötte. Rutherford és Hill (1993) kísérletileg is vizsgálta ennek kialakulását és a kapott eredmények alapján arra a

következtetésre jutottak, hogy a lebomlás mértéke, azaz a reakciózóna vastagsága attól függ, hogy az amfibol mennyi időt töltött a stabilitási tartományán kívül. Ez adott esetben segítséget adhat arra, hogy a magma felemelkedési sebességét megbecsülhessük.

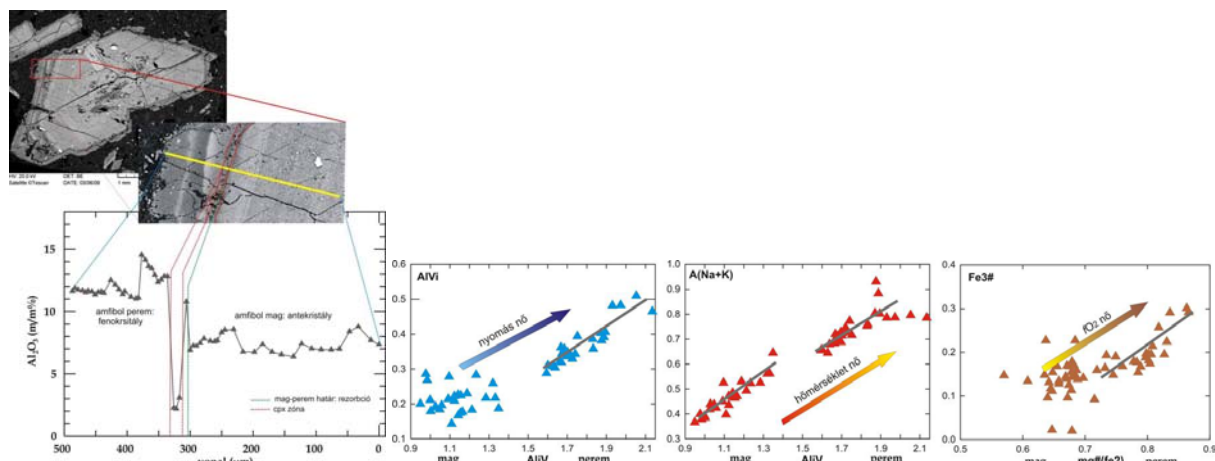


3. ábra – A csomádi dácitokban előforduló amfibolok két jellemző zónássági típusának visszaszórt elektronképe. Balra reverz zónás, jobbra pedig oszcillációs zónás amfibol látható, amelyek egyetlen csiszolatban is megfigyelhetők

Az amfibolok vizsgálata révén tehát átfogó képet kaphatunk vulkánok alatt zajló, akár bonyolult magmafejlődési folyamatokról és jellemezni tudjuk számszerűen is e folyamatok fizikokémiai körülményeit. Ez a megközelítés hívta életre az amfibol perspektivikus gondolkodást, különösen vulkáni ívek mentén előforduló kőzetek vizsgálatára, aktív és szunnyadó tűzhányók működését befolyásoló mélybeli magmakamra folyamatok rekonstruálására (Thornber et al., 2008). Újabban, Ridolfi et al. (2010; 2012) továbbment a korábban alkalmazott lehetőségeken és a meglévő kísérleti adatokat összegyűjtve új matematikai egyenleteket adott meg, amelyekkel akár egy amfibol különböző növekedési zónájában is meghatározható az intenzív paraméterek értékei. Kutatómunkánkban teszteltük ezeket az új modelleket, eredményeinket részben megvitattuk Filippo Ridolfival is. A mások által is alkalmazott technikák mellett, mi nagy hangsúlyt fektettünk a vonalmenti mérésekre, kémiai összetétel változékonyság követésére és ennek petrogenetikai kapcsolatára.



4. ábra – A csomádi dácitokban két amfibol típus különíthető el főelem és LA-ICP-MS módszerrel meghatározott nyomelem összetétel alapján: kis Al-tartalmú „hideg” és nagy Al-tartalmú „forró” amfibolok. Ezek nem csak egymás mellett fordulnak elő, hanem sokszor egyetlen kristályon belüli zónákban is.



5. ábra – Reverz zónás amfibol nagy felbontású, vonalmenti kémiai összetételbeli változása. A mag és a perem között e módszerrel sikerült azonosítani egy vékony klinopiroxén zónát, ami felfűtési amfibol lebontásra utal. A perem felé tartó kémiai összetétel változás több mint 200°C-os hőmérséklet emelkedést, kb. 50 MPa nyomásnövekedést és jelentős redox viszony változást jelez.

A csomádi amfibol-perspektivikus vizsgálatok eddigi legfontosabb eredményei a következők voltak:

- Elemezve a csomádi amfibolok és a kísérletileg előállított amfibolok kémiai összetételét, és összevetve ezeket más, a Csomáddal hasonló dácitos-andezites tűzhányókról (pl. Unzen, Soufrière Hills) származó amfibolokkal megállapítottuk, hogy az amfibolok két különböző típusra oszthatók. Ez a két amfibol típus eltérő fő és nyomelem tartalommal jellemezhető és a kristályosodási hőmérsékletükben is jelentős különbségek vannak. Megjelennek ún. „forró” amfibolok, amelyek friss, forró - liquidus közeli hőmérsékleten (>900°C), differenciálatlan magmából kristályosodtak, ugyanakkor „hideg” amfibolok is jelen lehetnek, amelyek egy erősen frakcionált és lehűlt (<800°C) magmát (ún. kristálypépet) képviselnek.
- LA-ICP-MS módszerrel meghatároztuk az amfibolok nyomelem összetételét. Új eredmény, hogy e két amfibol típus nyomelem tartalmában (pl. Ba, Sr) is jellemzően eltér egymástól. Ilyen vizsgálatok máshol eddig még nem történtek.
- Fontos megállapítás, hogy ez a két amfibol populáció nem csak egymás mellett fordul elő, ahogy azt számos andezites és dácitos vulkán esetében leírták, hanem az akár egyetlen kristályon belül is megjelenik (reverz zónás amfibolok). Ilyet tudomásunk szerint eddig csak az Unzen dácitos kőzetéből írtak le (Nakada és Motomura, 1999; Sato et al. 2005).
- A csomádi dácitokban együttesen megjelenő két amfibol típus alapján arra következtethetünk, hogy a tűzhányó alatt egy olyan magma akkumulációs zóna (magmakamra) helyezkedett el, ami már jelentősen, akár szolidusz-közeli hőmérsékletre lehűlt, kristálypép állapotba került, így a tűzhányót nem volt képes táplálni. Nagy hőmérsékletű magma benyomulások azonban, képesek voltak reaktiválni ennek a közel megszilárdult magma akkumulációs zónának egyes részeit, amelynek eredményeképpen felújultak a kitörések.
- A csomádi amfibolok szövetének, zónásságának, fő- és nyomelem összetételének vizsgálatával sikerült feltárni a legfőbb magmakamra folyamatokat: kristályosodás, felfűtés, bazaltos magma benyomulása, magmakeveredés, konvekció, kristálypép reaktiváció, magma feláramlás.

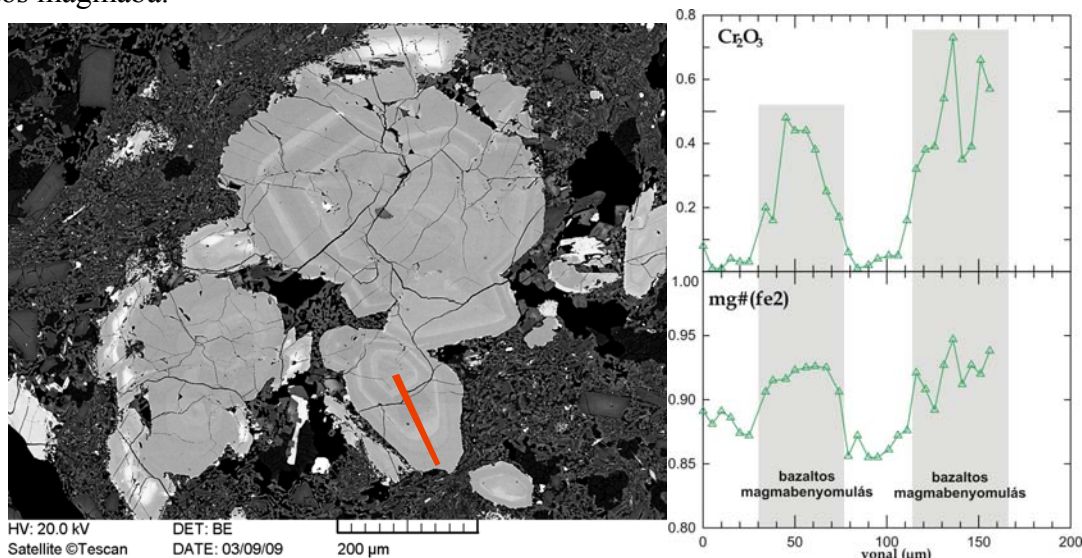
- A magmatározó rendszer mélységét az amfibol Al-tartalmán alapuló geobarométerrel becsültük meg. Mindezek alapján, átlagos kontinentális kéregsűrűséggel számolva, a magmatározó 7-11 km mélyen helyezkedhetett el.
- A magma felemelkedés stílusában fontos különbségek voltak, ami jelentős hatással volt a vulkáni kitörés jellegére. Ezek a különbségek pedig összefüggésbe hozhatók a magmakamrában a kitörés előtt uralkodó állapotokkal. Azon magmák esetében, amelyekben az amfibolok erőteljes felfűtésről (bazaltos magma benyomulása) tanúskodnak, a kitörések inkább effuzív jellegűek voltak, ami a magma hatékony kigázosodására utal. Ezzel szemben, a robbanásos kitörések anyagában nem mutatható ki jelentős hőmérsékletű felfűtés. A magmakamrában zajló események tehát alapvető hatással voltak a vulkáni működés stílusára.
- Az amfibolok révén kimutatható hasonlóság a Csomád és több, jelenleg aktív andezites-dácitos tűzhányó (pl.: a Soufrière Hills, Mt. St. Helens) között, ami a magmatározóban zajló hasonló folyamatokra utal. Ebben lényeges szerep jut a szolidusz közeli magmatest reaktivációnak, bazaltos magmák benyomulásának. A csomádi kutatási eredmények ezért hozzájárulhatnak további andezites-dácitos, aktív vagy potenciálisan aktív vulkánok működésének jobb megértéséhez, a kitörés előtti magmakamra folyamatok megismeréséhez.
- A kutatómunka fontos eleme volt a legújabb geotermobarometriai modell (Ridolfi et al. 2010; 2012) használhatóságának tesztelése. Munkánk eredményei rámutatnak arra, hogy a Ridolfi-féle modell általában túlbecsüli a kristályosodás hőmérsékletét, a nyomást pedig jelentősen alulbecsüli. Ez az eltérés elsősorban a „hideg” amfibolok esetében figyelhető meg. Ennek vélhetően az lehet az oka, hogy a különböző paraméterek számítása kizárólag az amfibol összetételén alapul, mellőzve a többi paramétert. Anderson és Smith azonban már 1995-ben bebizonyította, hogy például az amfibol összetételén alapuló barometriai számításoknál az amfibol összetételi adatai mellett figyelembe kell venni többek között a hőmérsékletet is.

### 2.3.3 Mafikus ásványok szerepe

A csomádi dácitokban nagy Mg-tartalmú ásványfázisok (olivin, klinopiroxén, ortopiroxén) jelenlétét már Vinkler et al. (2007) kimutatta. Kutatómunkánkban tovább folytattuk ezek vizsgálatát (Kiss et al., 2010; Jankovics et al., 2011). Terepi munkánk során sikerült korábban le nem írt mafikus közetárványokat is gyűjtenünk, aminek feldolgozása egy későbbi kutatás része lehet. A nagy Mg-tartalmú ásványok önállóan és csoportosan is megjelennek és körvonalazni tudtuk azt is, hogy mely lávadómokban gyakoribbak. Meghatároztuk a klinopiroxének nyomelem tartalmát, ami jó hasonlóságot mutat a Pannon-medence alkáli bazaltjaiban lévő piroxén megakristályok (Dobosi et al., 2003) nyomelem eloszlásával. Kimutattuk, hogy a klinopiroxén kristályok sok esetben oszcillációs zónás szerkezetűek, amelyen belül olykor jelentősen megnő a Cr- és Mg-tartalom. A mafikus ásványok vizsgálata alapján egy mélybeli, feltehetően alsókéregben lévő magmakamrára következtettünk, ahová időszakonként friss földköpeny-eredetű bazaltos magmák érkeztek.

Ezek a bazaltos magmák primitívek, azaz csupán csekély differenciációs folyamaton mentek keresztül, majd az alsókéregbeli tartózkodásuk után több alkalommal nyomultak fel a 7-11 km mélyen lévő dácitos/granodioritos magmatározóba. Vélelmezhetően egy ilyen magma felnyomulás mobilizálhatta, fűthette fel a szolidusz közeli magmás testet, ami végül a vulkáni kitöréshez vezetett. Az olivinekben lévő apró spinellek nagy Cr-száma arra utal, hogy a bazaltos magmák kimerült földköpeny anyagból származnak. Egyes olivinek körül vastag reakciózónát (ezek ásványfázisait dokumentáltuk) figyeltünk meg (korábbi bazaltos magma felnyomulás jelzője), mások körül azonban nem láttunk egyáltalán reakciózónát, ami azt

jelenti, hogy ez utóbbiak nem sokkal a vulkáni kitörés előtt kerültek a nagy SiO<sub>2</sub>-tartalmú dácitos magmába.



6. ábra – Zónás klinopiroxén vonalmenti kémiai összetételváltozása. A mintegy 150 mikrométer nagyságú piroxén részlet két primitív, nagy Cr-tartalmú bazaltbenyomulás eseményét rögzíti.

A csomádi dácitok egyik különlegessége, hogy akár egyetlen kőzetből rekonstruálni lehet két különböző magma (bazaltos és dácitos) önálló fejlődését, majd kölcsönhatását és végül a felszínre törésének körülményeit!

### 2.3.4 Felzikus zárványok vizsgálata

A csomádi dácit az uralkodó amfibol és plagioklász fenokristályok mellett számos további ásványfázist tartalmaz, mint például biotit, titanit, apatit, K-földpát, kvarc és járulékos mennyiségben cirkon, valamint több-kevesebb mafikus ásványt, amelyekről az előző fejezetben szóltunk. Az integrált szöveti és ásványkémiai vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy ezeknek az ásványoknak a többsége egy dioritos-granodioritos magmás testből (kristálypép zónából) származik, amit a kitörés előtt remobilizált egy felnyomuló bazaltos magma. Innen származhatnak az amfibolok közül a „hideg”, azaz a kis Al-tartalmú kristályok és a kis FeO-tartalmú plagioklászok. E kristályok összeségét ezért antekristály (a kitörő magmás anyaggal genetikailag rokon, de a szoros értelemben vett fenokristályoknál korábban, más kőzetolvadékból váltak ki) populációnak tartjuk.

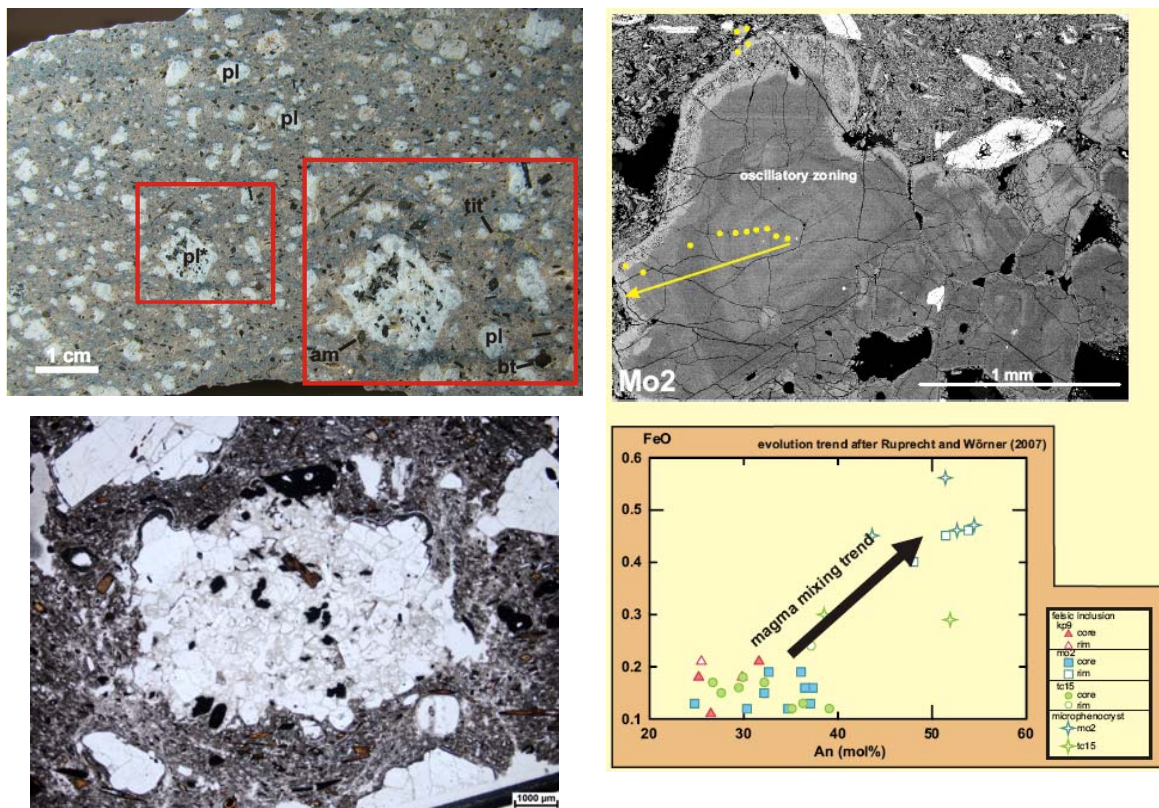
Egy stagnáló, alacsony hőmérsékletű magmás test bazaltos magma benyomulása következtében történő felfűtése és mobilizálása nagy jelentőségű számos vulkáni működést megelőzően (pl. Murphy et al., 2000; Bachmann és Bergantz, 2004; Bacon és Lowenstern, 2005), sőt úgy tűnik, kulcsfolyamat lehet a hosszú szunnyadó periódus utáni vulkáni aktivizálódásnak és ezért e mechanizmus vizsgálata jelenleg a kutatások élvonalában van (Huber et al., 2010; 2011; Burgisser és Bergantz, 2011; Druitt et al., 2012). A csomádi dácitok vizsgálata fontos adalékot jelenthet e kérdés kutatásában.

A csomádi dácitokban gyakoriak a plagioklászokból, amfibolból és további járulékos ásványokból álló felzikus zárványok, amelyek értelmezésünk szerint egy korábban fennálló dioritos-granodioritos magmás kristálypép megőrződött darabjait képviselhetik és ezért vizsgálatuk kiemelt fontosságú. Ezek részletes vizsgálatát 2010 második felében kezdtük meg (Molnár, 2011; Molnár et al., 2011). Kimutattuk, hogy a zárványok ásványfázisainak kémiai összetétele jó egyezést mutat a kőzetben lévő antekristályokéval. A felzikus zárványok vizsgálata lehetővé tette, hogy betekintést nyerjünk a kristálypép reaktivációs folyamatba. Az



ásványfázisok között sok esetben kőzetüveg figyelhető meg, ami részben az eredeti kristálypépben lévő fejlett, szilíciumgazdag maradékolvadékokat képviselheti. Egyes amfibol kristályok körül durvaszemcsés klinopiroxén zónát találtunk, ami erős felfűtésre utal. Ennek mértékét egyensúlyi amfibol-plagioklász párok alapján számszerűsítettük, ami alapján a mintegy 730-750 °C-on stabilizálódó granodioritos magmás test több mint 250 °C-kal magasabb hőmérsékletre jutott. Ennek oka bazaltos magmának a kristálypép zónába való benyomulása lehetett. Mindezt többek között a plagioklászok nagy felbontású, vonalmenti kémiai összetétel változásának felfedezésével is igazoltuk. A peremi zónákban a Ca-tartalom (An-komponens) és az FeO koncentráció hirtelen megemelkedését tapasztaltuk, ami bazaltos magma hatását jelzi.

A csomádi dácitban lévő felzikus zárványok további vizsgálata értékes közvetlen megfigyelési adatokat szolgáltathat egy már közel zárt kristálypép felújulási folyamatáról, annak mechanizmusáról és időbeli viszonyairól. Mindez nagy jelentőségű lehet hosszú időn keresztül szunnyadó tűzhányók újraaktivizálódásának, annak petrogenetikai előzményeinek kutatásában.



7. ábra – A csomádi dácitokban lévő felzikus zárványok egykori dioritos-granodioritos magmás kristálypép test anyagát képviselhetik, amit nagy hőmérsékletű bazaltos magma remobilizált. Vizsgálatukkal közvetlen megfigyeléseket tehetünk e folyamat mechanizmusára, időbeli léptékére.

### 2.3.5 Cirkon vizsgálatok

A cirkon több szempontból is kiemelt fontosságú ásvány. Járulékos mennyiségben általánosan megtalálható szilíciumgazdag magmás kőzetekben és szinte minden folyamattal szemben ellenálló, megőrzi eredeti geokémiai sajátosságait. Ezzel központi szerepet tölt be a geokronológiai vizsgálatokban (Schmitt et al., 2006; 2010; Reid et al., 2011) és az utóbbi években egyre nagyobb súllyal szerepel a petrogenetikai elemzésekben is (Clairborne et al.,

2006; 2010; Bindeman et al., 2008; Gagnevin et al., 2010). A cirkon szemcséket riolitos képződményekből viszonylag egyszerű kinyerni, mert viszonylag sok van belőlük, dácitokban viszont sokkal kevesebb. Ezért, nem kevés erőfeszítést igényelt a csomádi dácitokból a megfelelő számú és megtartású cirkon kristály elkülönítése.

A korábbiakban bemutatott geokronológiai vizsgálatokkal párhuzamosan 2010 elejétől megkezdtük a cirkon kristályok kombinált szöveti és geokémiai vizsgálatát is. Az eddigi eredmények azt mutatják, hogy a cirkon kristályok nagy része (összes?) a granodioritos magmatestből származik. A belső szerkezetükre uralkodóan az oszcillációs zónásság jellemző, de előfordulnak foltos zónás belső magok is (ezek szinte kivétel nélkül a lávadóm kőzetekben lévő cirkonokban jelentek meg). Ez utóbbiak esetében átöröklött magokat figyeltünk meg, amelyek jellemzően nagy U és Th tartalmúak és a reakciófolyamat során bennük apró tórit kristályok jöttek létre. A peremek felé a Hf tartalom növekedése figyelhető meg, ami fejlett, szilíciumgazdag magmából, viszonylag alacsony hőmérsékleten (700-750°C-on) való kristályosodásra utal. Ez összhangban van az antekristály amfibol-plagioklász párokra kapott hőmérséklet adatokkal, azaz a granodioritos kristálypép egyensúlyi hőmérsékletével. A cirkonok granodioritos környezetben való képződését alátámasztják a kristályokban elvéve talált szilikátolvadék zárványok kémiai összetétel adatai is, amelyek kivétel nélkül riolitos összetételt mutatnak, azaz fejlettebb magmaösszetételt, mint a kitörő dácitos magma vagy akár a horzsakövek kőzetüvegei. A cirkon peremeken visszaoldódási jelenséget vagy geokémiai változást (pl. Hf koncentráció csökkenése) nem tapasztaltunk, azaz a dácitos magmában feltehetően nem sok időt töltött a cirkon a vulkáni kitörést megelőzően. Kulcskérdés, hogy mennyi idő telt el a cirkon kristályosodása és a vulkáni működés között (ún. cirkon „*residence time*”), amire további koncentrált vizsgálatok szükségesek. Ennek az időnek az ismerete különösen fontos abból a célból, hogy összevetve ezt a legutóbbi kitörés korával (kb. 30 ezer év), van-e esély arra, hogy a tűzhányó alatt van a jövőben akár még mobilizálható magmás test (kristálypép).

#### 2.3.6 Szilikátolvadék zárvány vizsgálatok

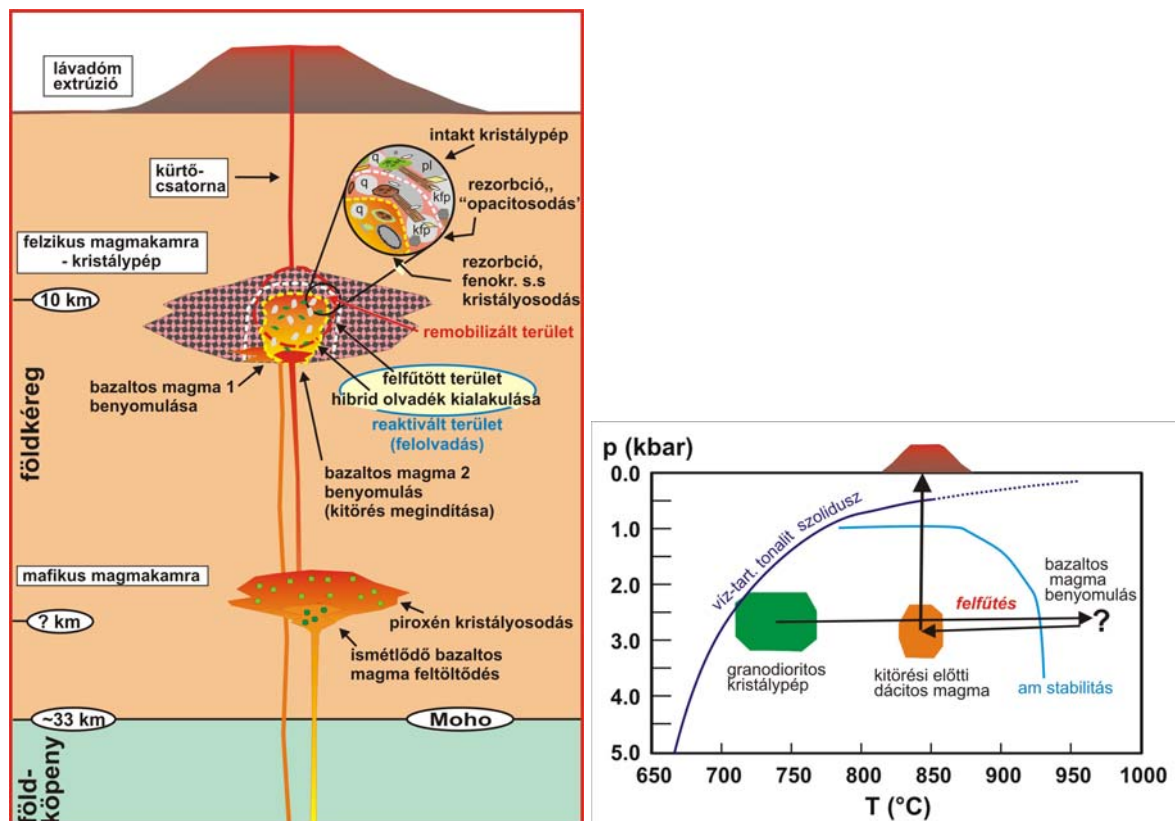
Szilikátolvadék zárványok szinte minden ásványfázisban előfordulnak és többségük elsődleges eredetű (Kósik, 2010). A zárványok nagy része kőzetüvegből áll kisebb-nagyobb gázbuborékkal, ásványfázis csak nagyon ritkán található bennük. Előzetes vizsgálatuk alapján kémiai összetételük nem sokban különbözik a bezáró horzsakövek kőzetüvegétől, azonban lényeges megfigyelés, hogy a kvarcokban, titanitban és cirkonban előforduló olvadékszárványok minden esetben szilíciumban gazdagabb összetételt mutatnak, utalva arra, hogy kristályosodásuk egy fejlettebb olvadékban történt és csak később kerültek be a kitörő dácitos magmába. Az olvadékszárványok illótartalmára előzetes elemzéseket végeztünk, azonban a kis koncentráció miatt további kalibráció és vizsgálat szükséges.

#### 2.4 ***Következtetések a kitörés előtti magmakamra folyamatokra***

Az integrált petrográfiai és ásványkémiai megfigyelések, valamint a geotermometriai és geobarometriai számolások alapján rekonstruáltuk a Csomád alatti, kitörés előtti magmakamra folyamatokat és azok körülményeit. A legfontosabb megállapítások az idősebb lávadóm építő szakaszra (Kis-Csomád-Nagy-Csomád-Mohos kráterperem) a következők:

- Feltehetőleg a földkéreg alsó részén egy bazaltos magmakamrában nyílt rendszerű magmagenetikai folyamatok zajlottak, ismétlődő friss bazalt benyomulásokkal. A kristályosodás során olivin és klinopiroxén fenokristályok keletkezett. Időszakonként bazaltos magma indult el felfelé és nyomult be a sekélyebb mélységben elhelyezkedő fejlettebb összetételű magmatározóba.

- A vulkán alatt mintegy 7-11 km mélységben lévő magmatározóban előrehaladott kristályosodás eredményeképpen közel szolidusz hőmérsékleten (700-750°C-on) stabilizálódó viszkózus, dioritos-granodioritos, kristálygazdag – kristálypép – anyag alakult ki. A plagioklászból, amfibolból, valamint biotitból, kálföldpátból, titanitból, apatitból, több-kevesebb kvarcból, valamint cirkonból álló kristályváz üregeiben fejlett, riolitos maradékolvadék helyezkedett el. Ez a magmatest vélhetően hosszú ideig, az előzetes cirkon kormeghatározási adatok alapján, akár több tízezer évig (>100-200 ka?) is fennállhatott.
- Ebbe a nagy viszkozitású és ezért mechanikailag zárt magmás testbe időszakonként bazaltos magma nyomult be, ami akár 250-300 °C-kal megemelhette a hőmérsékletet és részben felolvasztotta a kristálypép anyagát. A remobilizáció különböző mértékben érintette a kristálypép anyagot, így a valószínűsíthetően teljesen felolvadt területek mellett voltak részben olvadt és érintetlen zónák is. A bazaltos és riolitos olvadék keveredett egymással és ennek eredményeképpen dácitos magma alakult ki, amiben benne voltak a korábbi kristálypép egyes esetekben (pl. plagioklász, amfibol) rezorbeált ásványfázisai is, továbbá a remobilizációban különböző mértékben érintett kristálypép darabok is. A bazaltos magma benyomulása megemelhette a kialakuló hibrid magma illótartalmát, a meginduló buborékosodás elősegíthette a hibrid magma felszín felé nyomulását.



8. ábra – A lávadóm építő szakasz idejére rekonstruált magmatározó rendszer a Csomád alatt és a magma remobilizáció folyamata nyomás ( $p$ ) – hőmérséklet ( $T$ ) diagramon

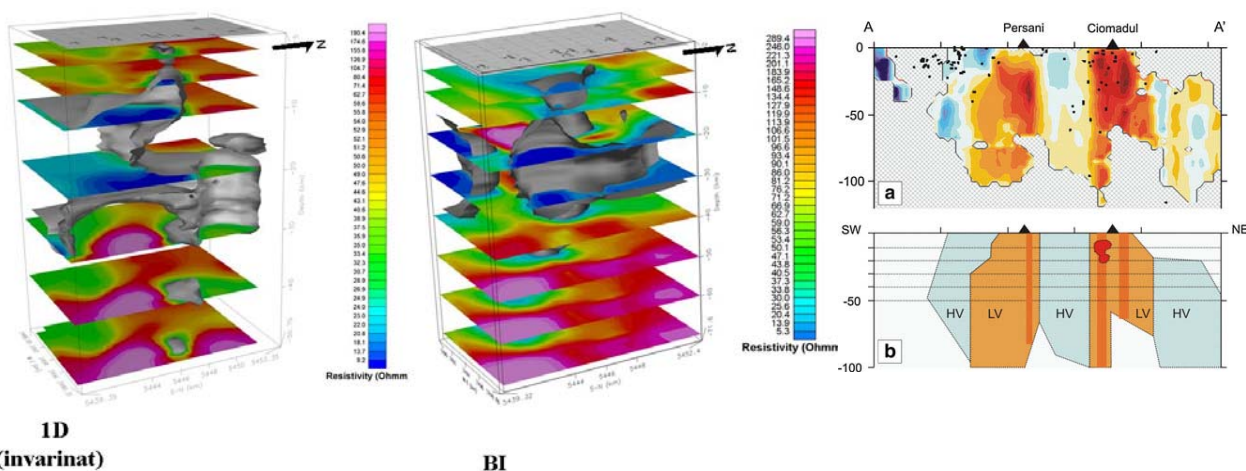
## 2.5 Következtetések a magma felemelkedési sebességre

A kutatómunka során részletesen elemeztük az ásványfázisok „évgyűrűit”, azaz a kristályok kémiai összetételbeli zónásságát, valamint meghatároztuk ezek pontos kémiai összetételét. Az amfibolok esetében kiemelt figyelmet fordítottunk a kristályok körül lévő

reakciózónákra. Figyelemre méltó, hogy a horzsakövekben lévő amfibolok körül nem alakult ki reakciózóna, a lávadóm kőzetekben lévő körül azonban gyakori. Rutherford és Hill (1993) kísérleteinek eredményei alapján rámutatott arra, hogy a nyomáscsökkenéses kigázósodás miatt kialakult reakciózónák vastagsága arányos a magma felemelkedési sebességével. Megmértük több tucat amfibol kristály körül kialakult, egyértelműen nyomáscsökkenés miatt kialakult reakciózóna vastagságát és ebből arra következtettünk, hogy a lávadóm kitéremkedéseket okozó dácitos magma 7-11 km mélységből mintegy 8-12 nap alatt tört a felszínre. Ez az adat jó egyezést mutat más dácitos vulkánok (pl. Mt. St. Helens) esetében kapott eredményekkel. A robbanásos kitérések előtt azonban a magma ennél nagyobb sebességgel tört fel, ami megakadályozta, hogy az amfibol körül reakciózóna alakulhasson ki.

## 2.6 Magnetotellurikus vizsgálatok eredményei

Az OTKA kutatómunka első felében kőzettani és geokémiai vizsgálatokkal modellt állítottunk fel a vulkán alatti magmatározó rendszerre. Ezek az eredmények felvetették, hogy akár nem kizárt, hogy ilyen kristálypép zóna most is található a Csomád alatt. A földkéregben lévő nem teljesen kihűlt magmás testre utaló jeleket már korábbi munkák is jeleztek (pl. Vaselli et al., 2002). A további kutatások egyik nagy kihívása ezért az volt, vajon kimutatható-e jelenleg is nem teljesen megszilárdult magmás test a Csomád alatt. Ennek vizsgálatára geofizikai módszerek alkalmasak, amelyek közül a magnetotellurikus kutatást választottuk a soproni MTA GGKI munkatársaival együttműködve. Hasonló jellegű kutatás aktív vagy potenciálisan aktív vulkáni területen csupán csekély számban folyt, ezért ez a kutatás nemzetközi tekintetben is innovatívnak tekinthető, különösen azért, mert egy látszólag inaktív vulkán területén történt. A méréseket 12 helyszínen hajtottuk végre, amelyeket igyekeztünk szelvény mentén elhelyezni a vulkáni területen keresztül, egymástól 1-4 km távolságban. Az elektromágneses időváltozásokat 0.06mHz - 4Hz frekvenciasávban rögzítettük, a mérések az egyes pontokban átlagosan 4 napon keresztül, folyamatosan folytak.



9. ábra – 1D és 2D magnetotellurikus modellszámítás eredménye a Csomád alatt. A 20 Ohm alatti vezetőképességű területet szürkével emeltük ki, amit olvadékot is tartalmazó magmás kőzettestként értelmezünk. Ez az eredmény összhangban van a frissen megjelent szeizmikus tomográfia modell képpel (jobbra; Popa et al., 2012), ami csökkent sebességű zónát (piros színnel jelölve) jelez a vulkán alatt, egy 8-20 km mélységben lévő magmakamrával.

Az adatok kiértékelése előtt ellenőriztük a csapásirányokat, amelyre egy uralkodó  $E30^\circ$  irányt kaptunk. Ezt követően 1D- és 2D inverziós számítással modelleztük az elektromos vezetőképesség változását. 3D modellezést az ahhoz nem megfelelő felbontás és a nagy számolási kapacitás miatt még nem folytattuk le. A magnetotellurikus modellszámítások már

2 km mélységben jól vezető réteget jeleztek, ami folytatódik a mélység felé és egyre szélesedő zónában követhető 15-30 km mélyen. Az elektromos vezetőképesség adatok, különösen a nagyobb mélységben nagy valószínűséggel értelmezhető olvadékok is tartalmazó magmás testtel (kristálypép zónával), míg a sekélyebb mélységben fluidummal telített töréses zónát, átalakult vulkáni képződményeket vélelmezünk. A mélybeli magmás testre való következtetés összhangban van aktív vulkánok térségében végzett magnetotellurikus eredményekkel, továbbá román geofizikusok frissen publikált szeizmikus tanulmányának eredményeivel (Popa et al., 2012)

### **3 Persányi bazaltok**

Kutatómunkánk másik fontos célterülete a Persányi-hegység nyugati peremén előforduló monogenetikus bazalt terület volt. A vulkáni működés itt Panaiotu et al. (2004) szerint két szakaszban zajlott: az első 1,2-1,4 millió éve, a második pedig 500-600 ezer évvel ezelőtt. Mindezek alapján, ez a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb bazalt vulkáni mezője. A monogenetikus vulkáni területek természetének megfelelően az aktív szakaszokban több vulkáni központ alakult ki és kisebb-nagyobb vulkáni felépítmények jöttek létre. A geológiai értelemben vett fiatal vulkáni működés következtében a salakkúpok formája nem sokat változott, közel az eredeti morfológiai jellemzőket mutatják (Fodor, 2010). A bazalt vulkanizmus fiatal kora és a vulkáni működés változatossága ellenére mindaddig csak kevés kutatás folyt e területen, ami a bazalt vulkáni tevékenység összegző bemutatására (Seghedi és Szakács, 1994; Downes et al., 1995), korbeli viszonyaira (Panaiotu et al., 2004), illetve nagyrészt a mafikus és ultramafikus kőzetzárványok kutatására összpontosultak (pl. Vaselli et al., 1995; Falus et al., 2008). Kutatómunkánk fő célja a bazaltos magmák petrogenézisének jobb megismerése volt. Vizsgálataink aktualitását kiemelte román szakemberek friss publikációja (Popa et al., 2012), amelyben a terület alatt, az alsókéreg mélységében, 30-32 km mélyen, egy csökkent szeizmikus sebességű zónát mutattak ki. Értelmezésük szerint ez egy mélybeli magmatározóként értelmezhető. Az eredményeinket összegző kéziratot elkészítettük, az rövidesen publikálásra benyújtásra kerül (Sági et al., beadás alatt, 2012).

#### **3.1 Mintavételezési szempontok**

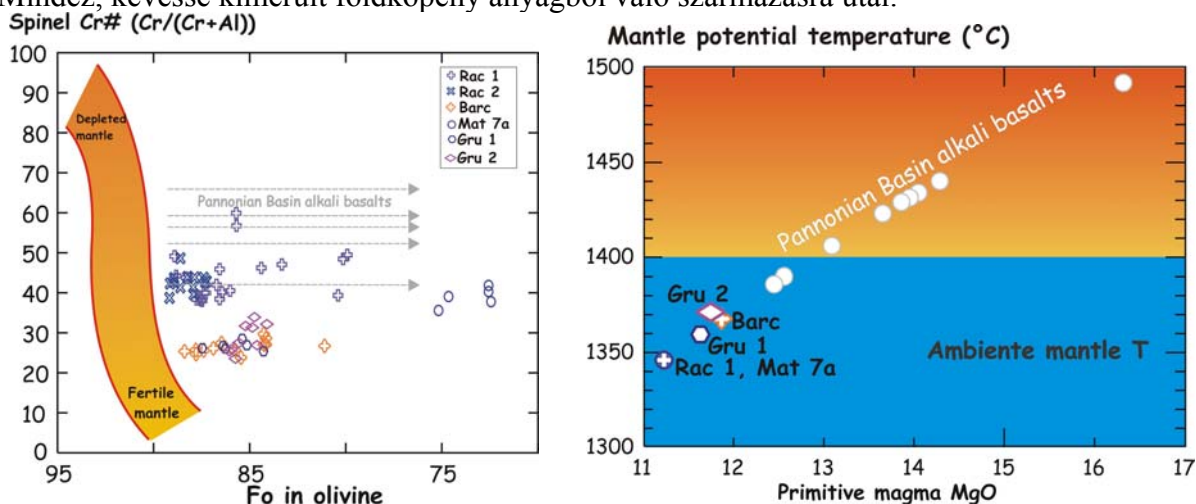
A bazalt vulkáni terület kutatásában egyik fontos szempontunk az volt, hogy a két fő fázis vulkáni működését, magmagenezését összehasonlítsuk. Fontos kérdésként vetődött fel, hogy a bazaltok kémiai összetételében, különösen a legfiatalabb képződményekben mennyire tükröződik szubdukciós komponens. E tekintetben ellentmondásos volt az a kép, ami Downes et al. (1995) adatai alapján tükröződött, miszerint a legfiatalabb bazalt (La Gruiu Fintina) előfordulásról származó minta inkább a Hargita fiatal andezites kőzeteinek kémiai összetételét mutatta (mellesleg kora is jóval eltért a salakkúp kőzetének korától). Ezért, fontos célnak tekintettük, az 500 ezer éves Gruiu salakkúp bazaltjának jellemzését. A korábbi elképzelések (Seghedi és Szakács, 1994) szerint ebből a salakkúpból származhat a legfiatalabb lávafolyás kőzete, ami a bereki (Barc) kőfejtőben tárul fel. Kutatómunkánk során ezért összehasonlító elemzést végeztünk e kőzetekre. Az idősebb vulkáni fázis jellemzésére az alsórákosi (Racos), a hegyesi (Heghes) salakkúp és a mátéfalvai (Mateias) kőfejtőkből gyűjtöttünk mintákat.

#### **3.2 Petrogenézis**

A bazaltok petrogenetikai értelmezésében részben új teljes kőzet fő- és nyomelem adatokat használtunk fel, részben a bazaltokra is kidolgozott (Jankovics et al., 2012) integrált szöveti és ásványkémiai megfigyelésekre támaszkodtunk.

### 3.2.1 Ásványkémi adatok értékelése

A bazaltok legfontosabb fenokristálya az olivin, amiben jellemző módon található spinell zárványok. Kutatásunkban alapvetően ezek részletes jellemzésére összpontosítottunk. Az olivinek összetételbeli sajátosságai nem különböznek a két fázis bazalt mintáiban. Túlnyomórésztük 84 mol%-nál nagyobb forszterit tartalmat mutat és ezek közel likvidusz fázisoknak tekinthetők. A legfontosabb eredményeket a bennük található spinell zárványok kémiai összetétel elemzése adta. A két vulkáni fázis bazaltjai e tekintetben jellemzően különböznek. Az idősebb fázis bazaltjaiban lévő spinellek nagyobb cr-számot mutatnak (cr-szám=0,40-0,45) a fiatal fázis bazaltjaiban lévő spinellekhez képest (cr-szám=0,25-0,30). Ez utóbbiak esetében igazolható a Gruiu salakkúp és a bereki lávaközet genetikai rokonsága. A spinellek összetételbeli különbsége arra utal, hogy a bazaltos magmák különböző, eltérő kimerültségű földköpeny forrásterületről származnak. Fontos kiemelni, hogy a Gruiu és Berek bazaltok spinelljei a Kárpát-Pannon térség bazaltjaiban található spinellekkel összevetve a legalacsonyabb cr-számot mutatják, hasonlóan a füzesi spinellekhez (Jankovics et al., 2012). Mindez, kevésbé kimerült földköpeny anyagból való származásra utal.



10. ábra – A persányi bazaltokban található olivinek forszterit tartalmának és a spinell zárványok cr-számának összefüggése (baloldali ábra), valamint a bazaltok kémiai összetételéből számolt földköpeny potenciális hőmérséklet (jobb oldali ábra; Sági et al., beadás alatt, 2012)

### 3.2.2 Teljes kőzet kémiai összetétel

Meghatároztuk a felsorolt lelőhelyekről származó bazaltok főelem- és nyomelem összetételét, amin belül nagyobb hangsúlyt fektettünk a legfiatalabb salakkúp (Gruiu) bazaltmintáinak vizsgálatára. E bazaltok nyomelem eloszlása teljes mértékben hasonlít a többi bazalthoz. Figyelemre méltó, hogy a persányi bazaltok teljes kőzet kémiai összetételben meglehetősen hasonlóak, függetlenül attól, hogy melyik fázisban keletkeztek. Mg-számuk jellemzően magas (>0,65), ami arra utal, hogy összetételük közel primitív, azaz az elsődleges bazaltos magmák csupán kis mértékű differenciáción (olivin és spinell frakcionáció) mentek keresztül. Nyomelem összetételük hasonló képet mutat a térség alkáli bazaltjaihoz, bennük csekély mértékű, de jellemző Ba, K és Sr gazdagodás észlelhető.

### 3.3 Következtetések a bazaltok földköpeny forrásterületére

A persányi bazaltok közel primitív összetétele lehetőséget ad az elsődleges magmák kialakulási körülményeinek tisztázására, forrásterületük jellemzésére. A főelem

összetételükből Putirka (2008), valamint Herzberg és Asimow (2008) módszerével következtettünk a likvidusz olivinek kristályosodási hőmérsékletére és a földköpeny potenciális hőmérsékletére. Az adatokat összevetettük a térség további bazaltjaira számolt hőmérséklet eredményekkel. Ezek közül a persányiak mutatják a legalacsonyabb földköpeny potenciális hőmérsékletet (1350-1380°C), ami jó egyezést mutat a normál földköpeny hőmérséklettel, azaz nem számolhatunk a terület alatt anomálishan magas hőmérsékletű földköpeny anyag feláramlásával. A vizsgálatok arra is rámutattak, hogy a magmák forrásterületén a peridotit mellett fontos szerepe lehet a piroxeniteknek is. A részleges olvadás indulási mélységére 70-80 km-t kaptunk, azaz a magmaképződés alapvetően a spinel-lherzolit stabilitási mélységben zajlott. A spinell vizsgálatok egyértelműen jelzik, hogy a terület alatti földköpeny heterogén összetételű és a bazaltos magmák eltérő kimerültségű földköpeny anyagból származnak. A fiatalabbak fertilisebb, azaz olvadásra inkább hajlamos és vélelmezhetően piroxenitet is tartalmazó peridotit közettest megolvadásával jöttek létre.

### **3.4 Következtetések a magma felemelkedési sebességre**

A persányi bazaltokban előforduló olivin xenokristályok peremi kémiai összetétel változása alkalmas lehet arra, hogy megbecsüljük a magma felemelkedési sebességét. A CaO tartalom nagy felbontású vonalmenti mérésével Kil és Wendlandt (2004) Ca diffúziós adatait felhasználva arra következtettünk, hogy a bazaltos magma nem több mint 5 nap alatt felért a földköpeny mélységből a felszínre. Ez az adat jó összhangban van a persányi xenolitokon végzett hasonló jellegű számolási eredménnyel, továbbá azzal, hogy a bazaltok csupán nagyon kis mértékű differenciáción mentek keresztül. Ezeknek az adatoknak nagy fontossága van a monogenetikus bazalt vulkáni területekre vonatkozó vulkáni működés előrejelzésben és különösen figyelemre méltó a Popa et al. (2012) által bemutatott mélybeli szeizmikus anomália, a vélelmezett mélybeli magmatározó fényében.

## **4 Összefoglaló értékelés, geodinamikai kapcsolatok és magmaképződés, további kutatási perspektívák**

Az OTKA által támogatott kutatómunkánk számos új eredményt hozott, aminek leglényegesebb pontjait az előző fejezetekben foglaltuk össze. A vizsgált terület kutatása kiemelt fontosságú, mivel itt zajlottak a Selmec közeli Putikov mellett a térség legutolsó vulkáni kitörései. Bár látszólag e terület nyugodtnak tűnik, mind a Csomád, mind a persányi bazalt vulkáni terület akár potenciálisan aktívnak tekinthető, amit kutatási eredményeink megerősítenek. Különösen fontos tehát, hogy megértsük azt, vajon mi az a folyamat, ami a mélybeli magmaképződéshez vezetett és milyen geodinamikai környezetben zajlott a vulkáni működés. E tekintetben kapcsolat vélelmezhető a közeli Vráncsa-zóna alatt zajló szeizmikus aktivitással.

A Csomád esetében fontos új eredmény a földköpeny-eredetű bazaltos magma szerepének kimutatása és annak jellemzése. Az olivinekből lévő spinell zárványok egy erősen kimerült földköpeny forrásterületet jeleznek, ami a Kamenetsky et al. (2001) által javasolt diszkriminációs diagramon egyértelműen elkülönülnek a persányi bazaltok spinelljeitől és inkább a vulkáni ívek bazaltjaiban előforduló spinellekkel mutatnak rokonságot. Másfelől, a spinellek kémiai összetétele hasonlít az ultrakáli magmás kőzetekben található spinellekhez. Összességében fontos, tehát, hogy mindkét esetben a földköpeny kőzetének megolvadása jelenti a vulkáni tevékenység kiindulási pontját. Mindkét terület esetében a geofizikai vizsgálatok olyan anomáliákat jeleznek, ami arra utalhat, hogy a magmaképződés lehetősége fennállhat, illetve magma tartózkodhat a területek alatt. Ugyanakkor fontos azt is látni, hogy a bazaltos magmák jellege különbözik a két területen, azaz eltérő típusú földköpeny anyag

olvadása zajlott. Az egyik esetben a fluidum jelenlét (Csomád), a másik esetben a kis olvadáspontú anyagok (pl. piroxenit) segíthették elő a magmaképződést, ami azt jelenti, hogy a földköpeny kőzetanyag akár jelenleg is olvadáspont közeli állapotban lehet. Kutatási eredményeink nem támasztják alá a csomádi dácitok adakitos eredetét (pl. Seghedi et al., 2011). A viszonylag alacsony Y és nehéz ritkaföldfém tartalom valószínűleg az intenzív amfibol kristályosodásra vezethető vissza.

A pontos geodinamikai helyzet tisztázása sarkalatos kérdés, amiben egyre nagyobb vita bontakozik ki a szakirodalomban (Mason et al., 1998; Girbacea és Frisch, 1998; Lorinczi és Houseman, 2008; Chalot-Prat és Girbacea, 2000; Fillerup et al., 2010; Koulakov et al., 2010; Seghedi et al., 2011; Ismail-Zadeh et al., 2012). A jövő egyik fontos feladata, akár a szeizmikus veszély miatt, akár az esetleges jövőbeli vulkáni működés lehetőségének értékeléséhez, hogy tovább folytatódjanak az integrált kutatások.

Kutatómunkánk során elsőként adtunk részletes jellemzést a Csomád vulkáni működéséről, koncentrálna elsősorban a dácitos magma kialakulására, a magmakamra folyamatokra és a vulkán alatti magmatározó jelenlegi állapotára. A számos új eredmény felhívta a figyelmet további kulcskérdések tisztázására, ami lényeges térségünk legfiatalabb vulkáni működésének megértéséhez. A további kutatás szükségességét aláhúzza a romániai kutatók friss közleménye (Popa et al., 2012), amelyben a szeizmikus adatok értelmezése alapján mind a Csomád, mind a Persányi bazalt vulkáni terület alatt csökkent sebességű anomáliát mutattak ki, ami még mindig „élő” magmakamrára utalhat. Továbbá, kutatásunk eredményei fontos hozzájárulást jelentenek, általában a dácitos vulkánok magmagenezisének megértéséhez, amivel egy készülő cikkben foglalkozunk. Ebben különleges lehetőséget adnak az egyedi, kristálypép darabokként értelmezett felzikus zárványok további vizsgálata, amiben nagy szerepet kell kapjon a reaktivációs folyamat időtartalmának becslése.

A geokronológiai vizsgálataink előzetes eredményei felhívták a figyelmet, hogy az ilyen bonyolult fejlődésű vulkánok időbeli fejlődését csak több szempontú komplex vizsgálattal lehet elvégezni és ebben kölcsönös érdeklődés alakult ki e tématerület vezető geokronológusaival, hogy a jövőben közös kutatást végezzünk.

A magnetotellurikus mérések különösen alkalmasak fluidum-tartalmú közzettetek kimutatására. Építve az eddigi eredményekre, a további vizsgálatok részben a földkéregben vélelmezett magmás test geometriájának finomabb pontosítását tehetik lehetővé, továbbá a mérési pontok és idő megválasztásával akár „beleláthatunk” a földköpenybe is, ahol az ottani, geofizikai módszerekkel már jelzett anomáliák (pl. Hauser et al., 2001) vizsgálhatók.

Mindezek alapján kiemeleten fontosnak tartjuk a további koncentrált és integrált vulkanológiai, közzettani, geokémiai és geofizikai eszközöket felhasználó kutatást, ami hozzásegíthet megérteni a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkánjának működését, jelenlegi állapotát, továbbá lényeges eredményeket hozhat általában is, a hosszú ideig szunnyadó, látszólag inaktív tűnő vulkánok természetének megértéséhez.

## **5 Eredmények közreadása**

### **5.1 Ismeretterjesztés és társadalmi visszhang**

Kutatómunkánk eredményeit igyekeztünk megjeleníteni a társadalom széles rétegei felé. Ezt szolgálták a rangos hazai ismeretterjesztő folyóiratokban való publikációk, amely közül az egyik (az Élet és Tudományban publikált anyag) felkerült az OTKA honlapjára is ([http://www.otka.hu/index.php?akt\\_menu=4135](http://www.otka.hu/index.php?akt_menu=4135)). A 2011-ben megjelent *Vulkánok* c. könyv (Harangi, 2011) teljes fejezetben foglalkozik a csomádi és persányi új vulkanológiai eredményekkel.





11. ábra – Balra: az origo.hu címlapján a csomádi kutatás! Eredményeinkről egy hosszabb interjúban számolhattunk be. Jobbra: a csomádi amfibolok története a Kutatók éjszakája Vulkan napján, ami több mint 300 látogatót vonzott.

Kutatómunkánkról többször beszámoltunk a Tűzhányó blogon (<http://tuzhanyo.blogspot.com/2010/09/comad-vulkan-expedicio-kepekben-i.html>, <http://tuzhanyo.blogspot.com/2010/07/karpat-medence-legutolso-vulkani.html>, <http://tuzhanyo.blogspot.com/2010/09/comad-karpat-medence-legfiatalabb.html>), aminek kapcsán számos hírportál foglalkozott vizsgálatainkkal. Kutatásunk és annak eredményei felkerültek olyan jelentős hírportálok címlapjára, mint az Origo.hu és az Inforádió, ahol a legolvasottabb cikkek között voltak, és ugyancsak jelentős érdeklődést kapott a Pécsi stop.hu-ban megjelent cikk is. A csomádi kutatási eredményeket bemutattuk ismeretterjesztő rendezvényeinken, így például a több száz látogatót vonzó Kutatók éjszakája Vulkan napjain.

Megjelenés az elektronikus médiában:

2012. január 16.: Origo.hu riport; téma: „A Kárpát-medencében is lehet még vulkánkitörés” (<http://www.origo.hu/tudomany/20120116-vulkan-tuzhanyo-comad-szent-annato-harangi-szabolcs-lehet-meg-vulkankitores.html>)
2011. december 4.: Stop.hu riport; téma: „Lehetséges vulkánkitörés a Kárpát-medencében? Igen!” (<http://www.stop.hu/tudomany/vulkan-tuzhanyo-comad-harangi/970349/>)
2010. szeptember 4.: Inforádió riport; téma: „Benéznek a Kárpát-medence legfiatalabb tűzhányója alá” (<http://www.inforadio.hu/hir/tudomany/hir-377181>)

Ismeretterjesztő cikkek:

- Harangi Sz., Kiss B.: Lehet-e még vulkánkitörés a Kárpát-medencében? A legfiatalabb vullatása, **Élet és Tudomány**, LXV/3, 80-82, 2010
- Kiss B., Harangi Sz.: Mi történik a magmakamrában vulkáni kitörés előtt? **Természet Világa**, 140. évf. 12. füzet, 540-543., 2009

## 5.2 Tudományos publikációk\*

Peer-reviewed folyóiratba közeli beadás előtt álló kéziratok:

- Harangi Sz., Novák A., Kiss B., Seghedi I., Szarka, L., Molnár, Cs.: Combined magnetotelluric and petrologic constrains for the nature of the magma storage system beneath the Ciomadul volcano (SE Carpathians, Romania). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* vagy *Bulletin of Volcanology*

\* kiegészítés a jelentés végén

- Sági T., Harangi Sz., Seghedi I., Ntaflós, T.: Petrogenesis of the Quaternary alkali basalt magmas of the Persani monogenetic volcanic field (SE Carpathians, Romania). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Kiss B., Harangi Sz., Ntaflós, T., Mason, P.R.D.: Origin of the late Pleistocene dacitic magmas of the Ciomadul volcano (SE Carpathians, Romania). Implications for the magma chamber processes beneath dacitic volcanoes. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*

Peer-reviewed folyóiratban bírálat alatt lévő kézirat:

- Karátson D., Telbisz T., Harangi Sz., Magyarai E., Dunkl I., Kiss B., Jánosi Cs., Veres D., Braun M., Fodor E., Bíró T., von Eynatten, H., Lin D.: The youngest eruptive activity in eastern-central Europe at the Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians: lava dome morphometry, geochronology, and worldwide comparison. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

Peer-reviewed folyóiratban megjelent publikációk:

- Harangi Sz., Molnár M., Vinkler A.P., Kiss B., Jull A.J.T., Leonard A.E.: Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of Ciomadul volcano, southeast Carpathians, eastern-central Europe, **Radiocarbon**, Vol 52, Nr 2–3, pp. 1498–1507. 2010, IF: 2,703
- Jankovics, M.É., Harangi, Sz., Kiss, B. Ntaflós, T.: Open-system evolution of the Fűzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions, **Lithos**, 140–141, 25–37., 2012.
- (Megjegyzés: bár a téma nem tartozik szorosan az OTKA kutatás tematikájához, a cikkben feltüntetett az OTKA pályázat számát, mivel az e kutatómunka során kifejlesztett kutatási módszert használtuk a Balaton-felvidék legfiatalabb bazalt vulkánjának vizsgálata során, amit ezzel párhuzamosan a persányi bazaltokra is alkalmaztunk)

Konferencia kiadványokban megjelent összefoglalók:

- Harangi, S. Karátson, D., Kiss, B., Vinkler, A.P., Ntaflós, T., Molnár, M.: Ciomadul volcano, SE Carpathians, the site of the last volcanic eruption in the Carpathian-Pannonian Region. Could it continue?, IAVCEI 2008 General Assembly, Reykjavik, Iceland, Abstract Volume II, p. 24., 2008
- Harangi, S. Kiss, B., Vinkler, A.P., Mason, P.R.D., Ntaflós, T.: Magma ascent rate and magma evolution beneath the dacitic Ciomadul volcano, Southeast Carpathians., IAVCEI 2008 General Assembly, Reykjavik, Iceland, Abstract Volume III, p. 16., 2008
- Kiss B.: Petrogenesis of the dacitic magmas of the Pleistocene Ciomadul volcano, Southeast Carpathians., *Journal of Alpine Geology*, 49, p. 53., 2008
- Harangi, S. Kiss, B., Vinkler, A.P., Karátson, D., Ntaflós, T., Molnár, M., Mason, P.R.D., Szakács, S.: A Csomád vulkáni működése., IX. Székelyföldi Geológus Találkozó, Csíkszereda, Absztrakt kötet, 33–36., 2008
- Kiss, B., Harangi, S.: Magmafelemelkedési sebesség és magmakamra folyamatok a Csomád vulkán alatt., IX. Székelyföldi Geológus Találkozó, Csíkszereda, Absztrakt kötet, 39–41., 2008
- Kiss, B., Harangi, S., Vinkler, A.P., Ntaflós, T., Mason, P.R.D.: Magma evolution and magma ascent rate beneath Ciomadul, the youngest volcano in the Carpathian-Pannonian region, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10. EGU2008-A-11292, 2008
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Harangi, Sz., Ntaflós, T., Seghedi, I.: Petrological features of mantle xenoliths from eastern Transylvanian Basin: a very fertile mantle or re-fertilisation processes?, *European mantle Workshop: Petrological evolution of the European Lithospheric mantle: from Archean to present day. Abstract Volume.*, 2007
- Faccini, B., Coltorti, M., Bonadiman, C., Ntaflós, T., Seghedi, I., Harangi, S.: Re-fertilisation process in mantle xenoliths from Eastern Transylvanian Basin., *IGC 2008, Oslo.*, 2008
- Harangi, Sz., Vinkler, A.P., Molnár, M., Jull, A.J.T., Leonard, A.E.: Radiocarbon dating of the last volcanic eruption of the Ciomadul volcano, Southeast Carpathians, *Radiocarbon 2009, Hawaii, Abstract volume*, p. 152, 2009
- Kiss B., Harangi, Sz., Ntaflós, T.: Magma chamber processes and magma ascent rate beneath the Kis-Csomád lava dome, *MinPet Meeting, Abstract volume*, 2009
- Németh G., Harangi Sz., Kiss B., Ntaflós, T.: Textural and compositional features of zircons from the Ciomadul dacites., *Ifjú Szakemberek Ankétja, absztrakt kötet*, 2010

- Harangi Sz. és ELTE KGT Vulkanológiai csoport: Integrált közettani és geokémiai kutatások magmakamra folyamatok feltárására., Első Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Gárdony, Absztrakt kötet, 2010
- Kiss B., Harangi Sz., Vinkler A. P., Ntaflós T.: Primitív bazaltos magmák fejlődése és szerepe a kis-csomádi dácit képződésében: integrált ásványszöveti és -kémiai vizsgálatok eredményei (Csomád vulkán, DK-i Kárpátok), Első Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Gárdony, Absztrakt kötet, 2010
- Harangi, Sz., Kiss, B., Karátson, D., Dunkl, I., Molnár, M., Németh, G., Vinkler, A.P., Ntaflós, T.: New results and assessment of the geochronology of the youngest volcano of the Carpathian region: Ciomadul (Csomád), East Carpathians, XIX Congress of the Carpathian Balkan Geological Association, Abstract Volume, 2010
- Sági, T., Harangi, Sz., Ntaflós, T.: The Pleistocene alkali basaltic volcanism at the Perşani Mountains, SE Carpathians – inferences from olivine phenocrysts and their spinel inclusions., International Mineralogical Association Congress, Budapest, Abstract volume, 2010
- Harangi Sz.: The effectiveness of combined textural and mineral chemical studies in the reconstruction of magma chamber processes: case studies from the Carpathian-Pannonian region, e, International Mineralogical Association Congress, Budapest, Abstract volume, 2010
- Németh G., Harangi Sz., Kiss B., Ntaflós, T.: Textural and compositional features of zircons from the Ciomadul dacites., International Mineralogical Association Congress, Budapest, Abstract volume, 2010
- Kiss, B., Harangi, Sz., Vinkler, A.P., Ntaflós, T.: Inferences for the role of primitive mafic magmas in the genesis of the dacitic magmas of Ciomadul (SE Carpathians): a mineral-scale study., International Mineralogical Association Congress, Budapest, Abstract volume, 2010
- Harangi, Sz., Kiss, B., Molnár, K., Jankovics, É., Lukács, R., Vinkler, A.P., Németh, G., Sági, T., Novák, A., Dunkl, I., Molnár, M., Ntaflós, T., Karátson, D.: Anatomy of a dacite volcano: an integrated study from source to surface, Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference, Abstract volume, p. 26, 2011
- Jankovics, É., Kiss, B., Harangi, Sz., Sági, T., Ntaflós, T.: The role of primitive mafic magmas in the petrogenesis of the Ciomadul dacite (Central Europe), Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference, Abstract volume, p. 30., 2011
- Kiss, B., Harangi, Sz., Sági, T., Ntaflós, T.: The origin of dacite of the Ciomadul (Csomád) volcano (SE Carpathians, eastern-central Europe), Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference, Abstract volume, p. 31., 2011
- Molnár, K., Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflós, T.: Disseminated crystal mush fragments in the Ciomadul dacite (SE Carpathians), Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference, Abstract volume, p. 33., 2011
- Kiss B., Harangi Sz., Sági T., Ntaflós T.: Amfibol perspektíva: az amfibolok jelentősége a petrogenetikai vizsgálatokban a csomádi dácit példáján, MFT II. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Konferencia kötet, p. 28-29, 2011
- Molnár, K., Kiss, B., Harangi, Sz.: Komagmás zárványok jelentősége a csomádi dácitban (DK-i Kárpátok), MFT II. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Konferencia kötet, p. 33., 2011
- Molnár, K.: The significance of the magmatic enclaves in the dacite of the Csomád Volcano (South-East Carpathians), Ifjú Szakemberek Ankétja 2011, konferencia kötet, 2011
- Novák, A., Harangi, Sz., Kiss, B., Szarka, L., Molnár, Cs.: Combined magnetotelluric and petrologic constrains for the nature of the magma storage system beneath the Ciomadul volcano (SE Carpathians), Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-7637, 2012

### **5.3 Dolgozatok**

- Kiss, B.: Magmakamra-folyamatok és magmafeláramlási sebesség becslése a Kis-Csomád lávadóm alatt., Diplomadolgozat, ELTE Közzettan-Geokémiai tanszék, Budapest, 125 p., 2009
- Kósik Sz.: Szilikátolvadék-zárványok vizsgálata a Csomád vulkán horzsakőtartalmú piroklasztitjaiban., Diplomadolgozat, ELTE Közzettan-Geokémiai tanszék, Budapest, 65 p., 2010
- Molnár K.: Komagmás zárványok jelentősége a csomádi dácitban (DK-i Kárpátok), Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Közzettan-Geokémiai tanszék, pp. 45, 2011
- Németh, G.: A csomádi (DK- Kárpátok) dácitok cirkonjainak szöveti és geokémiai jellemzése: petrogenetikai következtetések, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Közzettan-Geokémiai tanszék, pp. 59, 2011

## **6 Hivatkozott irodalmak**

- Anderson, J.L. & Smith, D.R., 1995: The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer. - American Mineralogist 80, 549-559.

- Andrews, B.J., J.E. Gardner, and T.B. Housh, 2008. Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted at El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 175: 415-426.
- Bachmann, O. & Bergantz, G. W. (2004). On the Origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. *Journal of Petrology* 45 1565-1582
- Bacon, C.R., and Lowenstern, J.B., 2005, Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 233, no. 3-4, p. 277-293.
- Bányai, J. 1917: Kézdivásárhely vidéke Háromszékvármegyében. *Földtani Közlöny*, Budapest, XLVII, 1-3, 1-19.
- Bányai J., 1940: A Szent Anna tó és környéke."Székelység" melléklete. Jadál Gábor könyvnyomdája, Székelyudvarhely.
- Bányai J. (1964): A Szent Anna-tavi ikerkráter erupciójának kora. *Földrajzi Közlemények*, Budapest. XIII/1, 57-67.
- Bindeman I.N., B.Fu, Kita N., Valley J.W. (2008) Origin and evolution of Yellowstone silicic magmatism based on ion microprobe analysis of isotopically-zoned zircons. *J. of Petrology*, v. 49, pp. 163-193.
- Burgisser, A. & Bergantz, G. W. (2011). A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature*, 471, 212-215.
- Casta, L. 1980. Les formation quaternaires de la depression de Brasov (Roumaine). PhD Thesis, Univ. d'Aix Marseille II.
- Chalot-Prat, F. & Gîrbacea, R., 2000: Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. – *Tectonophysics* 327, 83-107.
- Claiborne, L.L., C.F. Miller, B.A. Walker, J.L. Wooden, F.K. Mazdab and F. Bea (2006) Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada, *Mineralogical Magazine*, v. 70, no. 5, p. 517-543
- Claiborne, L. L., Miller, C.F., Flanagan, D.M., Clyne, M.A., Wooden, J.L. (2010) Zircon reveals protracted magma storage and recycling beneath Mount St. Helens, *Geology*, v. 38, no. 11, p. 1011–1014
- Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby I.J., Ingram, G.A., Rex, D. & Pécskay, Z., 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. – *Lithos* 35, 65-81.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. & Scaillet, B. (2012). Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, 482, 77-80.
- Eichelberger, J.C., P.E. Izbekov, B.L. Browne (2006). Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos*, 87, No 1-2, p. 135-154.
- Eichelberger, J. (2010). Volcanology: Messy magma mixtures. *Nature Geoscience*, 3, 593-594.
- Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J. & Szabó, C. (2008). Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 50-64.
- Farley, K.A., Kohn, B.P. and Pillans, B. (2002): The effects of secular disequilibrium on (U-Th)/He systematics and dating of Quaternary volcanic zircon and apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 117-125.
- Fillerup, M. A., Knapp, J. H., Knapp, C. C. & Raileanu, V. (2010). Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians. *Lithosphere*, 2, 333-340
- Fodor E. 2010: A Persányi-hegység salakkúpjainak morfológiai jellemzése. Szakdolgozat, ELTE Természetföldrajzi tanszék
- Gagnevin, D., Daly, J. and Kronz, A., 2010. Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. pp. 579-596.
- Gîrbacea, R. & Frisch, W. (1998). Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat *Geology*, 26, 611-614
- Halama, R., Boudon, G., Villemant, B., Joron, J.-L., Le Friant, A. & Komorowsky, J.-C., 2006: Pre-eruptive crystallization conditions of mafic and silicic magmas at the Plat Pays volcanic complex, Dominica (Lesser Antilles). - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 200-220.
- Harangi Sz. (2011): Vulkánok. A Kárpát-Pannon térség tűzhányói. *Geoliterá*, Szeged, pp. 440
- Harangi, S. Karátson, D., Kiss, B., Vinkler, A.P., Ntaflos, T., Molnár, M.: Ciomadul volcano, SE Carpathians, the site of the last volcanic eruption in the Carpathian-Pannonian Region. Could it continue?, IAVCEI 2008 General Assembly, Reykjavik, Iceland, Abstract Volume II, p. 24., 2008

- Harangi Sz., Molnár M., Vinkler A.P., Kiss B., Jull A.J.T., Leonard A.E. (2010a): Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of Ciomadul volcano, southeast Carpathians, eastern-central Europe, *Radiocarbon*, Vol 52, Nr 2–3, pp. 1498–1507.
- Harangi, Sz., Kiss, B., Karátson, D., Dunkl, I., Molnár, M., Németh, G., Vinkler, A.P., Ntaflos, T. (2010b): New results and assessment of the geochronology of the youngest volcano of the Carpathian region: Ciomadul (Csomád), East Carpathians, XIX Congress of the Carpathian Balkan Geological Association, Abstract Volume, 2010
- Harangi Sz. (2010c): The effectiveness of combined textural and mineral chemical studies in the reconstruction of magma chamber processes: case studies from the Carpathian-Pannonian region, e, International Mineralogical Association Congress, Budapest, Abstract volume, 2010
- Harangi Sz. és ELTE KGT Vulkanológiai csoport (2010d): Integrált közettani és geokémiai kutatások magmakamra folyamatok feltárására., Első Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Gárdony, Absztrakt kötet, 2010
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Bala, A., Prodehl, C., Polonic, G. & Schulze, A. (2001). VRANCEA99 - the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics* 340, 233-256.
- Herzberg, C., Asimow, P. D. 2008. Petrology of some Oceanic Island Basalts: PRIMELT2.XLS software for Primary Magma Calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, doi:10.1029GC002057.
- Hora, J. M., Singer, B. B., Wörner, G., 2010. Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints from Volcán Parícuta, Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, doi: 10.1130/B25954.1, 119, 3-4., 343-362.
- Huber, C., Bachmann, O. & Dufek, J. (2010). The limitations of melting on the reactivation of silicic mushes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **195**, 97-105.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J. (2011): Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: melting-induced internal fracturation and assimilation processes in magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 443-454
- Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D. And Sparks, R.S.J., 2006. Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning. *Journal of Petrology*, 47(12): 2303-2334.
- Ismail-Zadeh, A., Matenco, L., Radulian, M., Cloetingh, S. & Panza, G. (2012). Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): Current state-of-the art. *Tectonophysics* 530-531, 50-79.
- Jankovics, É., Kiss, B., Harangi, Sz., Sági, T., Ntaflos, T. 2011: The role of primitive mafic magma in the petrogenesis of the Ciomadul dacite (Central Europe). *Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference*, MVO, Montserrat, W.I., 4-8 April 2011.
- Jankovics M.É., Harangi, Sz., Kiss B., Ntaflos Th (2012): Open-system evolution of the Fűzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions. *Lithos* 140–141: pp. 25-37.
- Juvigné, E., Gewalt, M., Gilot, E., Hurtgen, C., Seghedi, I., Szakács, A., Gábris, Gy., Hadnagy, Á., Horváth, E. 1994. Une éruption vieille d'environ 10 700 ans (14C) dans les Carpates orientales (Roumanie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 318, ser. II, 1233-1238.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001: Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. - *Journal of Petrology* 42/4, 655-671.
- Karátson, D. 2007. A Börzsönytől a Hargitáig – vulkanológia, felszínfejlődés, ösföldrajz. Typotex Kiadó, Budapest, ISBN 978-963-9664-66-1, 463 p.
- Karátson D., Telbisz T., Harangi Sz., Magyar E., Dunkl I., Kiss B., Jánosi Cs., Veres D-, Braun M., Fodor E., Bíró T., von Eynatten, H., Lin D. (2012): The youngest eruptive activity in eastern-central Europe at the Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians: lava dome morphometry, geochronology, and worldwide comparison. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, bírálat alatt
- Kent, A.J.R., Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J. and Cooper, K.M., 2010. Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nature Geoscience*, 3(9): 631-636.
- Kil, Y., Wendlandt, R.F. 2004. Pressure and temperature evolution of upper mantle under the Rio Grande Rift. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 265-280.
- Kiss, B. (2009): Magmakamra-folyamatok és magmafeláramlási sebesség becslése a Kis-Csomád lávadóm alatt., Diplomadolgozat, ELTE Közzettan-Geokémiai tanszék, Budapest, 125 p.
- Kiss, B., Harangi, S. (2008): Magmafelemelkedési sebesség és magmakamra folyamatok a Csomád vulkán alatt., IX. Székelyföldi Geológus Találkozó, Csíkszereda, Absztrakt kötet, 39-41.
- Kiss, B., Harangi, Sz., Vinkler, A.P., Ntaflos, T. (2010): Inferences for the role of primitive mafic magmas in the genesis of the dacitic magmas of Ciomadul (SE Capathians): a mineral-scale study., International Mineralogical Association Congress, Budapest, Abstract volume

- Kiss, B., Harangi, Sz., Sági, T., Ntaflor, T. (2011a): The origin of dacite of the Ciomadul (Csomád) volcano (SE Carpathians, eastern-central Europe), Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference, Abstract volume, p. 31.
- Kiss B., Harangi Sz., Sági T., Ntaflor T. (2011b): Amfibol perspektíva: az amfibolok jelentősége a petrogenetikai vizsgálatokban a csomádi dácit példáján, MFT II. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés, Konferencia kötet, p. 28-29.
- Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S. & Zschau, J. (2010). Delamination or slab detachment beneath Vrancea? New arguments from local earthquake tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q03002.
- Kósik Sz. (2010): Szilikátolvadék-zárványok vizsgálata a Csomád vulkán horzsakötartalmú piroklasztitjaiban., Diplomadolgozat, ELTE Közöttan-Geokémiai tanszék, Budapest, 65 p.
- Lorinczi, P. & Houseman, G.A. 2008. Lithospheric gravitational instability beneath the Southeast Carpathians. *Tectonophysics* 474 (1-2), 322-336.
- Lowe, D. J., McFadgen, B. G., Higham, T. F. G., Hogg, A. G., Froggatt, P. C. & Nairn, I. A. (1998 ). Radiocarbon age of the Kaharoa Tephra, a key marker for late-Holocene stratigraphy and archaeology in New Zealand. *The Holocene*, 8, 487-495
- Lukács, R. 2009, A Bükkalja miocén szilíciumgazdag piroklasztitjainak petrogenézise: következtetések a magmatározó folyamatokra. PhD Thesis, ELTE Budapest
- Mason P.R.D., Seghedi I., Szakács A. And Downes H., 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the Eastern Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 297, 157–176.
- Molnár K., Kiss B., Harangi Sz., Ntaflor T. (2011): Disseminated crystal mush fragments in the Ciomadul dacite (SE Carpathians) abstract 2-33 presented at 2011 Soufrière Hills Volcano 15 Years On Conference, MVO, Montserrat, W.I., 4-8 April 2011.
- Molnár K. (2011): Komagmás zárványok jelentősége a csomádi dácitban (DK-i Kárpátok), Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Közöttan-Geokémiai tanszék, pp. 45
- Moore, R.B. and Rubin, M. (1991). Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on Sao Miguel, Azores. *Radiocarbon* 33: 151-164.
- Moriya I., Okuno M., Nakamura T, Szakács A. And Seghedi I. 1995: Last eruption and its 14C age of Ciomadul volcano, Summaries of Researches Using AMS at Nagoya University VI, 82–90.
- Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K., Szakács, A. And Seghedi, I., 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. Summaries of Researches using AMS at Nagoya University VII, 255.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R. & Brewer, T.S., 2000: Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. - *Journal of Petrology* 41/1, 21-42.
- Nakada, S. & Motomura, Y. (1999). Petrology of the 1991–1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89, 173-196.
- 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 2279-2303
- Pallister, J.S., Thornber, C.R., Cashman, K.V., Clyne, M.A., Lowers, H.A., Mandeville, C.W., Brownfield, I.K. & Meeker, G.P., 2008: Petrology of the 2004-2006 Mount St. Helens lava dome – implications for magmatic plumbing and eruption triggering. – In: Sherrod, D.R., Scott, W.E. & Stauffer, P.H. (eds.): *A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1750, 674-702.
- Panaiotu, C.G., Pécskay, Z., Hambach, U., Seghedi, I., Panaiotu, C.E., Tetsumaru, I., Orleanu, M. & Szakács, A., 2004: Short-lived quaternary volcanism in the Persani Mountains (Romania) revealed by combined K-Ar and paleomagnetic data. – *Geologica Carpathica* 55, 333-339.
- Pécskay, Z., Szakács, A., Seghedi, I., Karátson, D. 1992. Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania). *Földtani Közönlöny (Bull. Hung. Geol. Soc.)*, Budapest, 122/2-4, pp. 265-286.
- Pécskay, Z. et al., 1995. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. In: H. Downes and O. Vaselli (Editors), *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*. *Acta Vulcanologica*, pp. 15-28.
- Peltz, S., Vajdea, E., Balogh, K., Pécskay, Z., 1987. Contribution to the geochronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mts. *Dari de Seama Inst. Geol. Romania*, 72-73/1, pp. 323-338.
- Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I. and Zaharia, B., 2012. New Seismic and Tomography Data in the Southern Part of the Harghita Mountains (Romania, Southeastern Carpathians): Connection with Recent Volcanic Activity, *Pure and Applied Geophysics*. 1-17.

- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Putirka, K. D., and Tepley, F. eds., *Rev. Mineral. Geochem.* vol. 69, p 61-120.
- Reid, M.R., Coath, C.D., 2000. In situ U-Pb ages of zircons from the Bishop Tuff: No evidence for long crystal residence times. *Geology*, 28, 443–446.
- Reid, M., Vazquez, J. and Schmitt, A., 2011. Zircon-scale insights into the history of a Supervolcano, Bishop Tuff, Long Valley, California, with implications for the Ti-in-zircon geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, pp. 293-311.
- Reubi, O. & Blundy, J. (2009). A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature* 461, 1269-1273.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. pp. 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 2.2GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895
- Roobol, M. J. & Smith, A. L. (1998). Pyroclastic stratigraphy of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat - Implications for the present eruption. *Geophys. Res. Lett.* 25, 3393-3396.
- Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165, 142-162.
- Rutherford, M.J. & Hill, P.M., 1993: Magma Ascent Rates From Amphibole Breakdown: An Experimental Study Applied to the 1980-1986 Mount St. Helens Eruptions. - *Journal of Geophysical Research* 98/B11, 19667-19685.
- Sato, H., Holtz, F., Behrens, H., Botcharnikov, R. & Nakada, S. (2005). Experimental Petrology of the 1991–1995 Unzen Dacite, Japan. Part II: Cl/OH Partitioning between Hornblende and Melt and its Implications for the Origin of Oscillatory Zoning of Hornblende Phenocrysts. *Journal of Petrology* 46 339-354.
- Schmitt, A. K.; Grove, M.; Harrison, T. M.; Lovera, O.; Hulen, J.; Walters, M. (2003): The Geysers - Cobb Mountain Magma System, California (Part 1): U-Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67/18, 3423-3442.
- Schmitt, A. K., Stockli, D. F., & Hausback, B. P. (2006) Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Virgenes (Baja California) constrained by combined  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  and (U–Th)/He dating of zircon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 281-295.
- Schmitt, A. K., Stockli, D. F., Niedermann, S., Lovera, O. M. & Hausback, B. P. (2010): Eruption ages of Las Tres Virgenes volcano (Baja California): A tale of two helium isotopes. *Quaternary Geochronology*, 5(5), 503-511.
- Schmitt, A.K., Perfit, M.R., Rubin, K.H., Stockly, D.F., Smith, M.C., Cotsonika, L.A., Zellmer, G. F., Ridley, W.I., Lovera, M.O., 2011. Rapid cooling rates at an active mid-ocean ridge from zircon thermochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 302, 349-358
- Schreiber, 1972;
- Scott AC, Glasspool IJ 2005. Charcoal reflectance as a proxy for the emplacement temperature of pyroclastic flow deposits. *Geology* 33: 589-592.
- Seghedi, I. & Szakács, A., 1994: Upper Pliocene to Quaternary basaltic volcanism in the Persani Mountains. – *Romanian Journal of Petrology* 76, 101-107.
- Seghedi, I., Matenco, L., Downes, H., Mason, P. R. D., Szakács, A. & Pécskay, Z., 2011: Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene-Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian-Pannonian Region. *Tectonophysics* 502, 146–157.
- Shcherbakov, V., Plechov, P., Izbekov, P. & Shipman, J. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 83-99
- Streck, M. J., Dungan, M. A., Bussy, F. & Malavassi, E. (2005). Mineral inventory of continuously erupting basaltic andesites at Arenal volcano, Costa Rica: implications for interpreting monotonous, crystal-rich, mafic arc stratigraphies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 133-155.
- Szakács, A., Jánosi, Cs. 1989: Volcanic blocks and bombs in Hargita Mts. *Dari de Seama Inst. Geol. Geofiz.*, 74/1, 181-189.
- Szakács, A., Seghedi, I. (1986): Chemical diagnosis of the volcanics from the Southeasternmost part of the Harghita Mts. Proposal for a new nomenclature. — *Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr., Geologie* 30: 41-48.
- Szakács, A., Seghedi, I. (1989): Base surge deposits in the Ciomadul Massif (South Harghita Mts.). — *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* 74(1): 175-180.

- Szakács, A., Seghedi, I. (1991): Accretionary lapilli tuffs in the Harghita Mountains. — In: Mârza, I. (szerk.): The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. University of Cluj-Napoca Special Issue 3, Cluj-Napoca, pp. 217-222.
- Szakács, A., Seghedi, I. 1990: Quaternary dacitic volcanism in the Ciomadul massif (South Harghita Mts, East Carpathians, Romania). IAVCEI International Volcanological Congress, 3-8 Sept., Abstract Volume, Mainz.
- Szakács, A., Seghedi, I. (1996): Volcaniclastic sequences around andesitic stratovolcanoes, East Carpathians, Romania. Joint field workshop of the IAVCEI Commissions on Explosive volcanism and volcanogenic sedimentation, August 25-September 1, 1996. Rom. J. Petrology, 77, 1, 55 p.
- Szakács, A., Seghedi, I. and Pécskay, Z., 1993. Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, 37: 21-37.
- Szakács, A., Seghedi, I. and Pécskay, Z., 2002. The most recent volcanism in the Carpathian-Pannonian Region. Is there any volcanic hazard?, Geologica Carpathica Special Issue, Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, pp. 193-194.
- Tepley, F.J.III, Davidson, J.P., Tilling, R.I & Arth, J.G 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase. Journal of Petrology 41: 1397-1411.
- Thornber, C.R., Pallister, J.S., Lowers, H.A., Rowe, M.C., Mandeville, C.W. & Meeker, G.P., 2008: Chemistry, Mineralogy, and Petrology of Amphibole in Mount St. Helens 2004-2006 Dacite. - In: Sherrod, D.R., Scott, W.E. & Stauffer, P.H. (eds.): A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006. U.S. Geological Survey Professional Paper 1750, 727-754.
- Turner, S., Bourdon, B. & Gill, J. (2003). Insights into Magma Genesis at Convergent Margins from U-series Isotopes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 52, 255-315
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., Coradossi, N., Seghedi, I., Szakacs, A. & Vannucci, R. (1995). Ultramafic Xenoliths in Plio-Pleistocene Alkali Basalts from the Eastern Transylvanian Basin: Depleted Mantle Enriched by Vein Metasomatism. Journal of Petrology 36 23-53
- Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D., Szakacs, A., 2002. A geochemical traverse across the Eastern Carpathians (Romania): constraints on the origin and evolution of the mineral water and gas discharges. Chemical Geology 182, 637–654.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C. & Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. Lithos 116, 77-91.
- Vinkler, A. P., Sz. Harangi, T. Ntaflos & A. Szakács, 2007. A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek közettani és geokémiai vizsgálata – petrogenetikai következtetések. Földtani Közlöny, 137, 103-128.



**A jelentés beadása után megjelent, az OTKA kutatáshoz kapcsolódó, annak eredményeit bemutató és az OTKA számot feltüntető további publikációk:**

Kiss B., **Harangi S.**, Ntaflos T., Mason P.R.D., Pál-Molnár E.

Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians)

CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY 167 (3) 986. (2014)

IF: 3.476

**Harangi, S.**, Sági, T., Seghedi, I., Ntaflos, T.

A combined whole-rock and mineral-scale investigation to reveal the origin of the basaltic magmas of the Perşani monogenetic volcanic field, Romania, eastern-central Europe.

LITHOS, 180–181: pp. 43-57. (2013)

IF: 3.779

Karátson, D., Telbisz, T., **Harangi, S.**, Magyar, E., Dunkl, I., Kiss, B., Jánosi, C., Veres, D., Braun, M., Fodor, E., Biró, T., Kósik, S., von Eynatten, H. and Lin, D.,

Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians.

JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH, 255: 43-56. (2013)

IF: 2.193

Jankovics, M.É., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., **Harangi, S.**, Ntaflos, T.  
Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin.

BULLETIN OF VOLCANOLOGY, 75:(9) pp. 1-23. (2013)

IF: 2.653