

EGY HOSSZAN SZUNNYADÓ DÁCIT VULKÁN ANATOMIÁJA: A CSOMÁD KUTATÁSÁNAK LEGÚJABB EREDMÉNYEI

Harangi Szabolcs^{1,2}, Kiss Balázs¹, Molnár Kata², Kis Boglárka Mercedesz¹, Lukács Réka¹, Seghedi, Ioan³, Novák Attila⁴, Dunkl István⁵, Schmitt, Axel⁶, Bachmann, Olivier⁷, Mészáros Katalin², Ionescu, Artur¹, Vinkler Anna Paula², Jankovics Mária Éva¹, Szepesi János¹, Soós Ildikó¹, Guillong, Marcel⁷, Laumonier, Mickael⁸, Molnár Mihály⁹, Palcsu László⁹, Novothy Ágnes¹⁰, Pál-Molnár Elemér¹¹, Szarka László⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Kézettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bucharest, Romania

⁴ MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

⁵ University of Göttingen, Geoscience Center, Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen, Germany

⁶ Institut für Geowissenschaften, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Germany

⁷ Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Switzerland

⁸ Departement des Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France

⁹ ATOMKI, Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen

¹⁰ ELTE Természetföldrajzi tanszék, Budapest

¹¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kézettani Tanszék „Vulcano” Kézettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

e-mail: szabolcs.harangi@geology.elte.hu

1. Bevezetés

A vulkáni működés bolygónk egyik legalapvetőbb természeti folyamata, ami a Föld kialakulása óta zajlik. A vulkánkitörések alakítják a felszínt, gazdagon termő talajt teremtenek, ami emberek tízmillióinak nyújt életlehetőséget. A káprázatos vulkánkitörések, a magasba tornyosuló, szabályos kúp alakú tűzhányók vonzzák a látogatókat, ami napjainkra komoly vulkánturisztikai lehetőséget teremtett. A vulkáni működés azonban veszélyeket is rejt, ami alapvetően változtathatja meg egy terület jellegét, az életteret, rombolja az anyagi javakat, emberéleteket követelhet. Bizonyos vulkánkitörések globális éghajlatváltozást is okoznak, ami befolyásolja társadalmak életét. A tűzhányók nyújtotta e kettősséggel kell együtt élnie az emberiségnek.

A vulkanológia célja a tűzhányók működésének megértése, amiben hangsúlyosan szerepel a vulkáni kitörés és veszély előrejelzés. A tudományterület eszköztára és ismeretanyaga gyorsan bővül, azonban a társadalom által megkívánt cél, a vulkáni működés pontos előrejelzése továbbra is csak megközelítéssel, valószínűségi mutatókkal tehető meg és vélhetően ez a jövőben sem változik. A vulkánkitörés előrejelzését sok minden nehezíti. Vannak például olyan tűzhányók, amelyek csak röviddel – néhány órával - a kitörés előtt adnak jeleket, vannak olyanok, amelyeknek a vulkáni működés közben hirtelen változik meg kitörési mechanizmusa és vannak olyan tűzhányók is, amelyek hosszú idő óta nem mutattak életjelt, azaz nem tartoznak megfigyelés alá, sőt sokan azt gondolják róluk, hogy már inaktívak. Ez utóbbiak, a hosszán szunnyadó vulkánok egy olyan rejtett veszélyt jelentenek a társadalomra, amelyben hangsúlyosan szerepel a vulkáni működés esetleges megindulásának váratlansága, azaz a kitörés egy felkészületlen társadalmat érint. E vulkánok vizsgálatának fontosságát jelzi, hogy az elmúlt évszázadok legnagyobb és sok áldozattal járó vulkánkitöréseinek nagy része esetében a tűzhányónak nem volt dokumentált, történelmi időkben játszódnak működése.

A hosszán szunnyadó vulkánok reaktiválódásának megértése ezért a vulkanológia tudományterületének egyik fontos új kihívása. A tudományos vizsgálatok új eszköztárát is igényelnek, amivel a nyugodt vulkáni felszín alá kell nézni, megérteni a vulkán alatti rendszer jellemzőit, a tűzhányó korábbi történetét és e detektív-munka mozaikjait összerakva felállítani egy olyan „kórlapot”, ami alapján értékelhető a vulkán jövőbeli tevékenységének iránya. E kutatások egyik mintaterülete lehet a Kárpát–Pannon térség, ahol az elmúlt 20 millió évben változatos vulkáni tevékenység folyt és ahol még az elmúlt 1 millió évben is több tucat vulkánkitörés történt. A kérdésfelvetés, miszerint lehet-e még vulkánkitörés a Kárpát-medencében, önmagában is nagy felelősséget ró a szakemberekre, hiszen véleménynyilvánításukkal olyan üzenetet közvetítenek a társadalom felé, amit a média és a vulkánokról, a vulkánműködésről való szerény közismeret nem feltétlenül tud megfelelően kezelni. Mindezek mellett különösen fontos hangsúlyozni a tudományos megismerés alapvetéseit, a megfigyelésekre, az adatokra épülő gondos értékelést, értelmezést és modell felállítását.

2. Előzmények

A pozsonyi Kárpát–Balkán (CBGA) földtani konferencián Szakács Sándor kolozsvári geológus-vulkanológus meglepő felvetést osztott meg a hallgatósággal (Szakács et al., 2002). Térségünk legutolsó vulkánkitöréseit áttekintve vetette fel, hogy beszélhetünk e területen potenciális vulkáni veszélyről! A vulkáni működés esetleges felújulására a legnagyobb esély térségünk legfiatalabb tűzhányója, a székelyföldi Csomád (**1. ábra**) esetében van meg. A kérdésfelvetés alapja az 1980-as évek elejére nyúlik vissza, amikor Vasile Lăzărescu földregészadatok értékelése során arra következtetett, hogy a Csomád alatt még lehet olvadéktartalmú magmás anyag. „A kérdés nem annyira abszurd, mint amilyennek látszik” – jegyezte meg Szakács,



1. ábra – A Csomád vulkán lávadóm együttese észak felől

utalva arra, hogy a tudományban olykor olyan kérdésekre is választ kell keresni, ami első pillanatban elvetendőnek tűnik, olyanokra, amelyek esetleges felvetése is meghökkentést vált ki. Azonban, amiről nem tudunk, nem feltétlenül biztos, hogy nem létezik, amit nem kutatunk, vagy nem merünk kutatni, nem feltétlenül biztos, hogy nem rejt fontos információt akár a társadalomnak is. Ezt követően érkezett Szakács Sándor ajánlására az ELTE Kőzettan-Geokémiai tanszékre Vinkler Anna Paula, akivel hozzáláttunk az adatok és megfigyelések gyűjtéséhez, hogy tesztelhesük a felvetést, és a meghökkentőnek tűnő kérdésre tudományos alapossggal tudjunk választ adni (Harangi, 2007; Vinkler et al., 2007).

A kutatások az elmúlt évtizedben jelentős mértékben felgyorsultak. Az ELTE Kőzettan-Geokémiai tanszéken folyó, majd az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoportban zajló tudományos munka mellett több kutatócsoport végzett különböző szempontú vizsgálatokat (pl. Magyarai et al., 2009; 2014; Popa et al., 2012; Szakács, Seghedi, 2013; Karátson et al., 2013; 2016; Szakács et al., 2015; Wulf et al., 2016), ami építve Szakács Sándor és Ioan Seghedi 1980-as években indult gondos térképező, kőzettani, geokémiai és vulkanológiai eredményeire és Jánosi Csaba, helyi geológus, pontos megfigyeléseire, lehetővé teszi, hogy felvázoljuk a Csomád „kórlapjának” első változatát.

3. Hosszan szunnyadó tűzhányók, azaz PAMS vulkánok

A vulkanológia a tűzhányókat aszerint osztályozza, hogy mikor működtek utoljára, van-e még esélyük a további kitörésre. Jelenleg valamivel több, mint 1500 olyan vulkánt ismerünk, amelynek az elmúlt 10 ezer évben volt kitörése, ezek a potenciálisan aktív tűzhányók. Van azonban számos olyan, aminek utolsó kitörése több, mint 10 ezer éve történt, mégis több jel utal arra, hogy még működésbe léphet. Ilyen többek között a jól ismert Yellowstone (utolsó kitörése 70 ezer éve volt), a Róma közeli Colli Albani (legalább 20 ezer éve nem volt vulkánkitörése), a közelmúltban pedig az utoljára 270 ezer éve aktív bolíviai Uturuncu tűzhányóról mutatták ki, hogy alatta olyan mennyiségű magma nyomul fel, ami felveti a hosszú szünet utáni újabb működést. Ezekre a tűzhányókra nincsen hivatalos kategória, ezért Harangi et al. (2015a) javasolta a PAMS vulkán (volcanoes with Potentially Active Magma Storage) elnevezést, azaz potenciálisan aktív magmatározóval rendelkező vulkánok kategóriát, amely esetben tudományos adatok támasztják alá, hogy van még olvadéktartalmú magmás test a mélyben és ez azt jelenti, hogy megvan az esély arra, hogy ez remobilizálódjon, azaz vulkáni kitörést tápláljon. E kategóriába sorolható a székellyöldi

Csomád is. Az új terminus segíthet ráirányítani a figyelmet ezekre a tűzhányókra is, amelyek esetleges felélédeése komoly meglepetést okozhat a jövőben!

4. Vulkanológiai jellemzés

A Csomád vulkáni működését lávadóm kitüremkedések, majd freatomagmás és magmás robbanásos kitörések jellemezték (Szakács, Seghedi, 1989; Vinkler et al., 2007; Karátson et al., 2013; 2016; Szakács et al., 2015). A kitörések mechanizmusa általában követi a hasonló tűzhányók (pl., Soufrière Hills, Montserrat; Unzen, Japán, Pinatubo, Fülöp-szigetek, Sinabung, Indonézia) esetében megfigyelteteket: a lávadóm kitüremkedéshez esetenként robbanásos vagy gravitációs összeomlás által elindított izzófelhők társulnak, gyakoriak a vulcanoi-típusú robbanásos kitörések, olykor ennél nagyobb, sub-pliniusi és pliniusi-kitörések is bekövetkezhetnek. Úgy tűnik, hogy e komolyabb robbanásos események és izzófelhők elsősorban a vulkáni működés legutolsó (57–32 ezer év közötti) aktív időszakát jellemezték.

A Csomád lávadóm együttesének belsejében két robbanásos kráter alakult ki, amit jelenleg a Mohos lópja, illetve a Szent Anna-tó vize tölt ki. A két kráter kialakulásának ideje még nem egyértelműen meghatározott, azonban úgy tűnik, hogy a Mohos alakult ki először és nem sokkal követte ezt a Szent Anna kráter létrejötte. Mindehhez jelentős nagyságú robbanásos kitörési események társulhattak, amelyek vulkáni hamufelhője akár 10 km-t meghaladó magasságba gomolyoghatott és az éppen uralkodó szélirány sodorta tovább északkeleti vagy délkeleti irányba. Disztális, azaz távoli vulkáni törmelékes képződmények a tűzhányótól több mint 20 km távolságban is találhatóak. Harangi et al. (2015b), majd Wulf et al. (2016) szerint a kitörések vulkáni hamuanyaga akár a Fekete-tenger medencéjéig is eljuthatott. Ennek pontosítására jelenleg is zajlanak a kutatások.

5. Kőzettani és geokémiai jellemzők

A Csomád vulkáni kőzetének első részletes jellemzését Seghedi et al. (1987), Szakács et al. (1993), majd Mason et al. (1996) adták, akik megállapították, hogy uralkodóan dácit építi fel. Ettől a Nagy-Hegyes némileg elkülönült andezites lávadómja, valamint a Málnás és Bűkszád közeli shoshonitos kriptodómok térnek el. Később, Vinkler et al. (2007) és Molnár et al. (bírálat alatt) közölt újabb kémiai összetétel adatokat, amelyben szerepeltek már a robbanásos kitörések horzsa-köveinek elemzési eredményei is. Ezzel, most már szinte minden előfordulásról vannak adataink. A csomádi dácitok nyomelem összetételének fő sajátosságai a jelentős Sr- és Ba-tartalom, továbbá a viszonylag kis nehéz ritkaföldfém koncentráció, ami jól elkülöníti e képződményeket a közeli Dél-Hargita vulkáni képződményeitől.

A Csomád és környezetének kőzettani felépítése, ásványos összetétele szintén viszonylag homogén (Kiss et al., 2014). Általában fenokristályokban gazdagok (20–45 tf.%): fő alkotójuk a plagioklász, amfibol és biotit, amelyek mellett változatos mennyiségben jelennek meg további ásványfázisok (pl., kvarc, kálföldpát, klino- és ortopiroxén, olivin). Járulékos elegyrészként szinte minden kőzetben található cirkon, apatit, Ti-

magnetit, továbbá gyakori a titanit és vagy ilmenit. Az ásványok társulása, szöveti megjelenése és kémiai összetétele egyértelműen utal arra, hogy nyílt rendszerű magmás folyamatokkal jött létre a felszínre törő magma. Jelentős mennyiségben fordulnak elő ún. antekristályok, amelyek eltérő időben és különböző összetételű olvadékból váltak ki, majd később keveredtek össze (Kiss et al., 2014). Különlegessége a csomádi kőzeteknek a bennük viszonylag gyakran előforduló nagy Mg-tartalmú szilikátásványok (Vinkler et al., 2007; Jankovics et al., bírálóat alatt). Az olivin és piroxének kristálycsomókban vagy önálló fázisokként jelennek meg, akár olyan kőzetben is, ahol kvarc és kálföldpát is előfordul. Mindez különböző eredetű magmák – bazaltos és (rio)dácitos – keveredését jelzi. Az amfibolok megjelenése és összetétele szintén különböző eredetet jelez, ezek akár egyetlen kőzetben is megjelennek, sőt egyedi kristályokon belül is, utalva a komplex magmafejlődésre (Kiss et al., 2014).

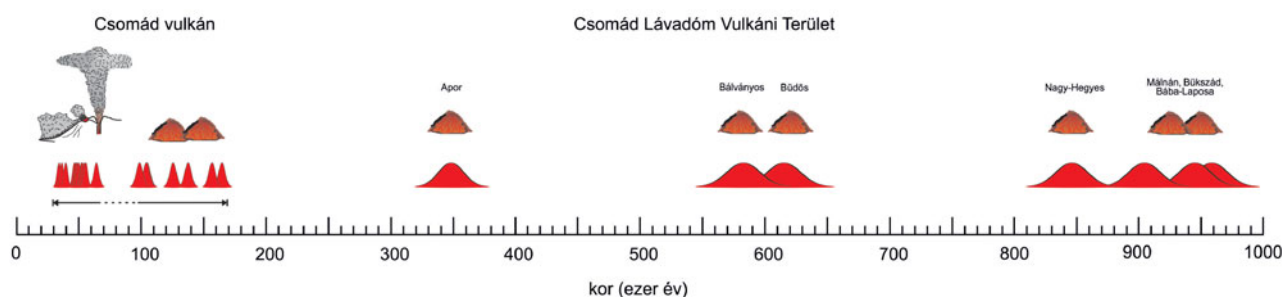
5. Kitörési kronológia

A vulkánkitörések korának meghatározása alapvető feladat, ami alapján megismerhető a kitörések ismétlődési gyakorisága, valamint a szunnyadási időszakok hossza. A vulkáni működés idejét különböző geokronológiai módszerekkel lehet meghatározni. Legpontosabban a vulkáni működések produktumain, a vulkán képződményeken történő, közvetlen vizsgálatok adnak adatot a kitörések korára. Erre leginkább olyan ásványfázisokat használnak, amelyek tartalmaznak radioaktív bomlással stabilizálódó izotópot és amelyek, a származék izotóppal együtt analitikailag nagy pontossággal mérhetők. Fontos azonban hangsúlyozni azt, hogy a radiogén izotóp geokronológia azt az időt határozza meg, amikor az ásványban lévő izotópok nem távoznak el, azaz amikor a rendszer zárttá válik. Ez a hőmérséklettől függ, azaz a kormeghatározás során az úgynevezett záródási hőmérséklet alá való hűlés idejét tudjuk meg. A cirkon kristályok esetében az U, Th és Pb izotópok záródási hőmérséklete 900 °C felett van. Az ásvány kristályosodása e hőmérséklet alatt történik, azaz a kormeghatározás a kristályosodás idejét adja meg. A radioaktív bomlás során He izotóp is keletkezik, aminek jóval alacsonyabb hőmérsékleten, 150–200 °C között van cirkonban a záródási hőmérséklete. A He izotópok mérésén alapuló geokronológia ezt a hűlési kort adja meg, ami egy vulkánkitöréssel valósulhat meg. A cirkon He-kor tehát a vulkánkitörés idejét adja meg, feltéve, hogy később nem érte felfűtés a vulkáni képződményt. E módszer mellett, ha óvatossággal is, de használható a K-Ar és Ar-Ar módszer is,

amelyek esetében azonban figyelembe kell venni az illékony Ar távozását, illetve hozzáadását is. Ezek mellett a szénizotópos módszer használható, ha a vulkáni képződményben van szerves anyag és ha a vulkáni működés kevesebb, mint 50 ezer éve történt.

A Csomád legutolsó vulkánkitörését először szénizotópos módszerrel vizsgálták. Sokáig úgy tűnt, hogy a Tusnádfürdő közeli feltárás kőzete képviseli a legutolsó kitörés képződményét. Bár volt nagyon fiatal kort (11 000 év) adó mérési eredmény is, ezt a későbbi vizsgálatok megcáfolták. Moriya et al. (1995; 1996) mérési adatai alapján 36–43 ezer év közöttire tette a képződmény keletkezési idejét, rámutatva a vulkáni működés fiatal voltára. Harangi et al. (2010) AMS módszerrel pontosította ezt a kort és 43 ezer évet határozott meg. Vinkler később egy új feltárást talált, ahol nagy számban fordultak elő szenesedett növénymaradványok. A részletes feltárás során több, köztük egy közel méteres szenesedett fatörzs darabot találtunk. A nagyszámú, különböző eljárásokkal és laborokban történt mérések egységes eredményt adtak: a szenesedés ideje, azaz a vulkáni működés kora: 31 230 és 32 700 cal BP év közötti, ez tehát a legutolsó kitörés anyaga. Ennél fiatalabb, közvetlen geokronológiai mérésen alapuló adat a Csomád vulkáni működésére nincs. Karátson et al. (2016) egy mohosi fúrás esetében egy vulkáni törmelékes réteg feletti üledéken mért szénizotópos kort, amire 29,597±610 cal BP évet kapott. Fontos megjegyezni azonban, hogy ez nem jelenti a vulkáni működés korát, annak csupán egy időbeli felső határát adja meg, azaz a kitörés ennél biztosan korábban történt. Lényeges annak tisztázása is, hogy a vulkáni törmelékes réteg vajon elsődlegesen, azaz vulkáni működés során rakódott le vagy áthalmazással került a kráter mélyedésébe. Mindezekről függetlenül, jelen tudásunk és a rendelkezésre álló adatok alapján a Csomád utolsó vulkánkitörése 30-33 ezer éve lehetett.

A részletesebb kitörési kronológiát cirkon He-korok alapján rekonstruáltuk (2. ábra; Harangi et al., 2015b; Molnár et al., 2017; bírálóat alatt). Mindeztől ezek a közvetlen kormérések adják a legmegbízhatóbb eredményt a vulkánkitörések idejére, amit néhány lelőhelyen független geokronológiai adatokkal is alátámasztottunk (Harangi et al., 2015b). Az új cirkon koradatok azt mutatják, hogy a korábbi K-Ar eredmények (Szakács et al., 2015) által mutatottnál jóval fiatalabb a Csomád vulkán. A vulkáni működés 150–180 ezer éve indult, alapvetően lávadóm formáló kitörésekkel. Ez a kitörési fázis kb. 100 ezer évig tartott, majd kb. 30 ezer éves szunnyadási időszak következett. A következő aktív szakasz 57 és 32 ezer év között zajlott, ami jellegében annyiban tért el a korábbitól, hogy sokkal gyako-



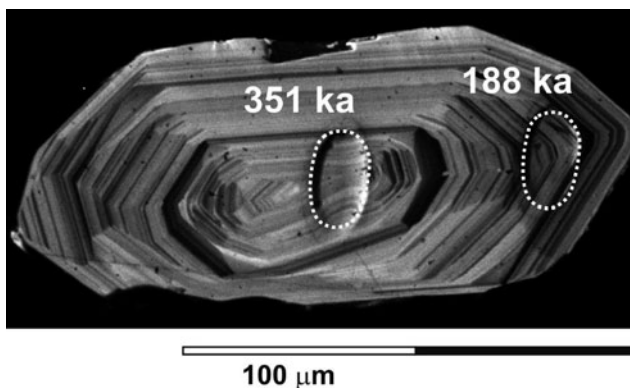
2. ábra – A Csomád vulkán és a környezetében lévő lávadómok (együttesen: Csomád lávadóm vulkáni terület) kitörési kronológiája cirkon He-kormeghatározás eredményei alapján (Harangi et al., 2015b; Molnár et al., 2017; bírálóat alatt)

ribbak voltak a robbanásos vulkánkitörések.

A cirkon He geokronológia módszerével meghatároztuk a korábbi vulkáni működés idejét is (Molnár et al., 2017; bírálat alatt): a Csomád körüli minden kitörési központból vettünk mintát, ami alapján pontosítható a kitörések közötti szunnyadási időszakok hossza is. A Csomád Lávadóm Mező egyedi lávadómjai 900 ezer – 1 millió évvel ezelőtt jelentek meg (Bába Laposa, Málnás és Bükszád körüli kriptodómok), majd következett a Nagy-Hegyes andezites dagadókúpja, a Büdös és Bálványos lávakitüremkedései, végül az Apor Bástya közeli lávaközetek kialakulása. A Csomádtól elkülönült Kis-Haram lávakupaca, amit korábban 1 millió évvel ezelőtti keletkezésűnek tartottak, 167 ezer éves, azaz a Csomád vulkánosságával egy időben jött létre. Az egyes lávadómok kialakulása között olykor 100–200 ezer éves szünetek is voltak. Mindezt fontos figyelembe venni annak értékelésében, hogy mit is jelenthet az utolsó kitörés óta eltelt 32 ezer év! A hosszúnak tűnő idő nem jelenti azt, hogy a tűzhányó biztosan kialudt már, a korábbi kitörések ismétlődési gyakorisága alapján még ezután is bőven felújulhat a vulkáni működés!

6. Magmakamra folyamatok

A cirkon geokronológiai kutatásaink eredményei nem csak a vulkánkitörések idejének pontos meghatározását tették lehetővé, hanem bepillantást engedtek a tűzhányó alatti magmatározó fennállási idejére is (Harangi et al., 2015b). Az U-Pb és U-Th koradatok a cirkon kristályosodási idejét adják meg (3. ábra). Ebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a

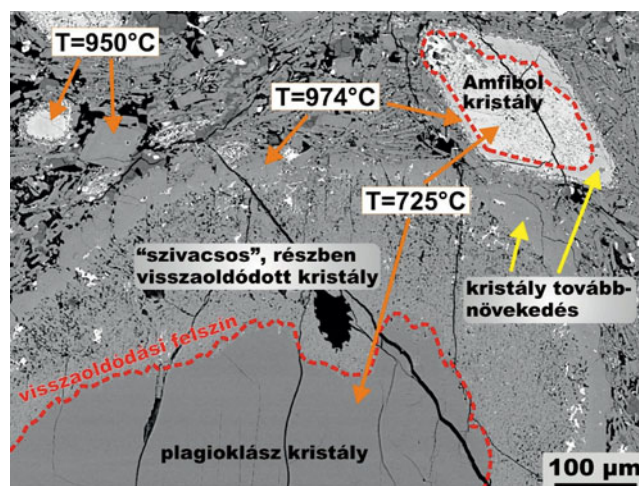


3- ábra – A Csomád dácit közeiteiben lévő cirkonok in-situ U-Th és U-Pb izotópösszetétel eredményei alapján arra következtettünk, hogy a magmatározó legalább 300 ezer éve fennáll és vélhetően folyamatosan tartalmazott olvadéktartalmú magmát, amiből 800 °C hőmérséklet alatt cirkon kristályosodhatott. Egyes cirkon kristályok esetében több mint 150 ezer éves kristályosodási történetet rekonstruáltunk (Harangi et al., 2015b)

magmatározó már több mint 150 ezer évvel az első csomádi kitörések előtt kialakult és folyamatosan fennállhatott úgy, hogy abban mindig volt olvadék. Meghatároztuk a cirkon kristályok legkülső 4 mikronos peremének korát is, azaz a kitöréseket megelőző legutolsó kristályosodási kort is. Ezek az eredmények azt mutatják, hogy sok esetben 10 ezer évet meghaladóan nem történt kristályosodás, ami azt jelentheti, hogy a hőmérséklet magasabb lehetett (>800 °C), mint a cirkon telítettségi hőmérséklet, azaz a cirkon megjelenésének felső hőmérsékleti határa.

Mindezt alátámasztják a közetekben található amfibol és plagioklász kristályok összetétele alapján számolt hőmérséklet adatok is.

A vulkán alatt tehát akkor is lehet olvadéktartalmú magmatározó, akkor is történhet kristályosodás, amikor a tűzhányó nyugalmi időszakban van. A vulkán viselkedését tehát csak a felszíni megfigyelésekből nem ismerjük, ehhez be kell néznünk a vulkán alá, ismernünk kell a magmatározó állapotát. Erre a vulkáni képződmények kőzettani, az ásványfázisok integrált szöveti és geokémiai vizsgálata alapján tehetünk következtetést. A forró (>800 °C) kitörés előtti magmatározó állapot elsősorban a robbanásos kitörések előtt állhatott fenn, míg a lávadóm formáló kitöréseket megelőzően úgy tűnik egy viszonylag hideg, a szolidusz hőmérsékletéhez közeli állapotban lévő magmakása létezhetett (Kiss et al., 2014). Egy ilyen 680–750 °C hőmérsékletű magmakásában a kristályok mennyisége már olyan nagy (> 60 tf.%), hogy a viszkózus magma kitörésre nem képes. Az elmúlt egy évtized kutatási eredményei arra utalnak, hogy a hasonló tűzhányók alatt ilyen magmakása anyagból álló tározók vannak. A vulkánkitöréshez az szükséges, hogy a kristályok közötti maradékolvadék kipréselődjön, önálló olvadéklencse alakuljon ki vagy e magmakása részben felolvadjon, azaz belőle olvadékban gazdagabb (< 40 tf.% kristálytartalmú) magma alakuljon ki. Ez utóbbit okozhatja az, hogy a magmakása anyagba friss, magas hőmérsékletű kőzetolvadék nyomul (4. ábra). A jelentős hőmérsékletemelkedés és az olvadékfázisba jutó gázok gyors felolvasztást okoznak, ami akár néhány hónap, vagy néhány év alatt bekövetkezhet. E folyamatra Kiss et al. (2014) tanulmánya mutatott be fontos eredményt. A nagy felbontású ásványkémiai összetétel meghatározások és termometriai számolások szerint a Csomád idős lávadóm közeiteinek keletkezése előtt a magmakása hőmérséklete több, mint 200 fokkal emelkedett. Ehhez friss bazaltos magma benyomulására volt szükség. A bazaltos magma kristályai (nagy Mg-tartalmú olivin, ortopiroxén, klinopiroxén) számos vulkáni képződ-



4. ábra – A Csomád lávadóm-formáló vulkáni működés előtti magmakamra folyamatok rekonstruálása ásvány szöveti és geokémiai adatok, valamint amfibol-plagioklász termometriai számítások alapján (Kiss et al., 2014). A vulkáni működést több mint 200 °C hőmérsékletnövekedés előzte meg a magmatározóban, ami friss bazaltos magmának az alacsony, szolidusz közeli hőmérsékletű felzikus kristálykásába való nyomulásával magyarázható

ményben megtalálható, ami fontos bizonyítékkal szolgál a bazaltos magma szerepére (Vinkler et al., 2007; Jankovics et al., bírálat alatt). A bazaltos magma esetenként csak a hőt szolgáltatta, más esetben azonban fizikai keveredés is történhetett.

A hosszú életű, önmagában kitörésre képtelen magmakása reaktiválásában tehát fontos szerep jut bazaltos magma felnyomulásának. Egy ilyen eseményt minden bizonnyal föld-rengés rajok kísérik, megnövekedhet a széndioxid kiáramlás is, ami alapot adhat a vulkáni kitörés előrejelzésre. Fontos azonban látnunk, hogy a kutatási eredmények azt jelzik, hogy a reaktiválás folyamata viszonylag gyors (hónapok-évek), azaz kulcskérdés ilyen esetben a kezdeti jelek gyors felismerése!

7. Gázmérések

Vulkáni területeken a felszínre jutó gázoknak nagy szerepe van, mivel mennyiségük, kémiai összetételük és hőmérsékletük jelzik a mélybeli magma állapotát, a magmatározó friss kőzetolvadékkal feltöltődését stb. A gázok vizsgálatának tehát minden vulkáni területen kiemelt fontossága van. A Csomád környezetében ismertek a szén-dioxid gázkiáramlások (mofetták,



5. ábra – A Csomád környezetében jelentős mennyiségű, Kis et al. (2017) fluxus mérési eredményei alapján évi közel 9000 tonna széndioxid gáz áramlik a felszínre, ami összhangban van más, hosszan szunnyadó vulkánok esetében tapasztaltakkal

borvizek; **5. ábra**). A területen 2015-ben kezdtük meg a koncentrált gázkutatást. Korábban Althaus et al. (2000) és Vaselli et al. (2002) munkái már felhívták a figyelmet, hogy a gázok részben magmás eredetűek lehetnek, azonban a Csomád környezetében csak néhány mintát elemeztek. Kutatásaink fő célja a kiáramló gázok mennyiségének számszerűsítése, a gázok összetételéből a magmás részarány meghatározása, valamint a gázmennyiség és összetétel időbeli változásának követése. Kis et al. (2017) tanulmánya a felszínre jutó széndioxid gáz mennyiségét adja meg. A minimálisan 8700 tonna/év gáz fluxus összevethető a hosszan szunnyadó vulkáni területeken tapasztalt értékekkel. A széndioxid gáz izotóp összetételéből arra következtethetünk, hogy legalább fele részben magmás eredetűek lehet, ami összhangban van más kutatási eredményeinkkel. Úgy véljük, hogy egy alsókéregbeli magmás test kigázosodása okozhatja a viszonylag jelentős széndioxid kiáramlást. A gázok nem tudnak áthatolni a Csomád alatti magmakásán, ezért annak peremén (főleg a Büdös és

Bálványos térségében) jutnak a felszínre. A magmás gázok felszínre törésük során a karbonátos flis üledékből felszabaduló széndioxiddal keverednek.

8. Jelenlegi helyzet

A Csomád vulkán jelenlegi állapotának megértéséhez, a vulkáni működés esetleges felújulásának lehetőségéhez fontos tudnunk azt, hogy tudományos eszközökkel, mérésekkel alátámasztható-e a földkéregbeli olvadéktartalmú magmás anyag jelenléte, amit már Lázárescu is felvetett. Miért fontos mindez? Amennyiben az egykori magmatározóban lévő kőzetolvadék teljesen megszilárdult, akkor egy újabb vulkánkitöréshez ismét ki kell alakítani egy magmakamrát, azaz ismételt kőzetolvadék felnyomulásokkal létre kell hozni egy olyan mennyiségű magma anyagot, ami a felszínre is tud törni. Ez hosszú időt (több tíz- vagy százezer évet) vesz igénybe. Ha azonban a földkéregben van még olvadéktartalmú magmás anyag (magmakása), még akkor is, ha nagy kristály-tartalma miatt megnövekedett viszkozitása miatt kitörésre nem képes, lehetőséget ad arra, hogy viszonylag gyorsan reaktiválódjon. Ehhez jelentős hőmérsékletnövekedés szükséges, amit friss magma felnyomulás okozhat. Az olvadékfázisba jutó gázok szintén elősegítik a kristályos anyag felolvadását, azaz az akár kis mennyiségben jelenlévő olvadék katalizátorként járul hozzá kitörésre alkalmas anyag kialakulásához. Ez a folyamat pedig a legfrissebb kutatások szerint hónapok, évek alatt is végbe mehet, azaz emberi léptékű időskálát jelent!

Popa et al. (2012) az elszórt földrengés állomások adatait használta fel, hogy szeizmikus tomográfia modell alapján következtessen olvadéktartalmú magmás test jelenlétére. A vulkán alatti viszonylag kis sebességű szeizmikus anomáliát a földköpenyig lenyúló magmatározó rendszerként értelmezték. Kutatócsoportunk 2010-ben végzett közvetlen geofizikai méréseket a mélyben lévő fluidumokra, így olvadéokra is különösen érzékeny magnetotellurikus módszer alkalmazásával. A mérési adatok értékelése, a kőzetek elektromos vezetőképességi adatainak egy-, két- és háromdimenziós modellbe foglalása alapján, Harangi et al. (2015a) arra következtetett, hogy 8–20 km mélységben 10–15% olvadékot is tartalmazó magmás anyag (magmakása) lehet. A 2016-ban végzett újabb, nagyobb felbontású mérések előzetes eredményei alátámasztják ezt a következtetést, sőt úgy tűnik, hogy a magmatározó rendszer egészen a földkéreg alsó részéig nyomozható. Fontos eredmény az is, hogy a terület alatt a litoszféra–asztenoszféra határa 80–100 km körül lehet, azaz sekélyebb, mint korábban gondolták és összhangban van Harangi et al. (2013) persányi bazalt területre kidolgozott modelljével.

Az olvadékfázis mennyiségére francia együttműködéssel végeztünk kísérleti vizsgálatokat. A Csomád legfiatalabb vulkáni képződményén meghatározott vezetőképességi adatok azt jelzik, hogy e dáцитos magmának az elektromos ellenállása jóval kisebb, mint más hasonló dáцитoknak (pl. Uturuncu, Mt St. Helens, Unzen). Ez azt jelenti, hogy a magnetotellurikus adatokból számolt anomália nagyobb olvadéktartalommal magyarázható, mint azt korábban gondoltuk!

9. Záró gondolatok

Amiről nem tudunk, nem feltétlenül biztos, hogy nem létezik, amit nem kutatunk, vagy nem merünk kutatni, nem feltétlenül

biztos, hogy nem rejt fontos információt. Lăzărescu 1980-as évek elején tett, sajnos publikálatlan felvételei, majd Szakács Sándor 2002-es meghökkenőtűnő előadása egy olyan kutatást indított el, amelyek tudományos alaposságú válaszokat tudtak adni olyan kérdésekre, amelyek új megvilágításba helyezhetik a tűzhányók működését. Kutatócsoportunk vizsgálatai arra kívánják felhívni a figyelmet, hogy a Csomád kórlapja példa lehet arra, hogy a hosszan szunnyadó tűzhányók természetét is jobban meg kell ismernünk! A hosszú szunnyadás ugyanis nem jelent inaktivitást, még több tízezer év nyugalom után is kitörhetnek vulkánok és nem tudhatjuk, hogy mikor következik be egy olyan hirtelen változás, amire például az indonéziai Sinabung adott példát 2010-ben. A vulkánt korábban inaktívnak tartották, egy bizonytalan, 400 évvel ezelőtti kitörésen kívül semmi információ nem volt arról, hogy a tűzhányó működött volna az utóbbi 10 ezer évben. Aztán 2010-ben minden megváltozott és jelenleg a Föld egyik legaktívabb és legveszélyesebb vulkánja lett. Nincs kétség afelől, hogy a jövőben is lesznek ilyen váratlan vulkáni ébredések, ami miatt fontos, hogy jobban megismerjük a reaktiválódás okait, mechanizmusát, időléptékét, esetleges előzetes jeleit. A Csomád sokoldalú kutatása ezt a célt is szolgálja. Az eredmények azt jelzik, hogy a lehetőség fennáll, hogy akár a székelyföldi vulkán is felébredjen, ezért fontos a további vizsgálata, hiszen új eszközökkel, új szemlélettel egyre többet tudhatunk meg állapotáról. A kutatási eredmények azonban fontos hozzájárulást jelentenek általában is a Csomádhoz hasonló, hosszan szunnyadó, azaz PAMS vulkánok működésének jobb megértéséhez!

Köszönetnyilvánítás

A kutatócsoport csomádi kutatásait korábban az OTKA K68587, majd jelenleg az NKFIH/OTKA K116528 sz. projekt, hazai és nemzetközi szakmai együttműködések támogatják.

Irodalomjegyzék

Althaus T., Niedermann, S., Erzinger, J. (2000): *Chemie der Erde*, 60, 189–207.

Harangi Sz. (2007): *Földrajzi Közlemények*, 131, 270–288.

Harangi Sz., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonard, A.G. (2010): *Radiocarbon*, 52, 1498–1507.

Harangi Sz., Sági, T., Seghedi, I., Ntaflós, T. (2013): *Lithos*, 180–181, 43–57.

Harangi Sz., Novák A., Kiss B., Seghedi I., Lukács R., Szarka L., Wesztergom V., Metwaly M., Gribovszki K. (2015a): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 290, 82–96.

Harangi Sz., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, A., Molnár M. (2015b): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 301, 66–80.

Jankovics M.É., Kiss B., Harangi Sz., Vinkler A.P., Seghedi, I., Ntaflós, T., Hauzenberger, C.A., Mason, P.R.D. (bírálat alatt): *Lithos*

Karátson D., Telbisz T., Harangi Sz., Magyarai E., Dunkl I., Kiss B., Jánosi Cs., Veres, D., Braun M., Fodor E., Bíró T., Kósik S. Von Eynatten, H., Lin, D. (2013): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 255, 43–56.

Karátson D., Wulf, S., Veres, D., Magyarai, E., Gertisser, R., Timár Gabor A., Novothny, A., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi Cs., Hubay, K., Schabitz, F. (2016): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 319, 29–51.

Kis B., Ionescu, A., Cardellini, C., Harangi, Sz., Baciu, C., Caracausi, A., Viveiros, F. (2017): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, in press

Kiss B., Harangi, Sz., Ntaflós, T., Mason, P., Pál-Molnár, E. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 1–27.

Magyarai E.K., Buczkó, K., Jakab, G., Braun, M., Pál, Z., Karátson, D. (2009): *Hydrobiologia* 631, 29–63.

Magyarai E.K., Veres, D., Wennrich, V., Wagner, B., Braun, M., Jakab, G., Karátson, D., Pál, Z., Ferenczy Gy., St-Onge, G., Rethermeyer, J., Francois J.P., Reumont von F., Schabitz, F. (2014): *Quat. Sci. Rev.*, 106, 278–298.

Mason P.R.D., Downes H., Thirlwall M.F., Seghedi I., Szakács A., Lowry D., Matthey D. (1996): *J. Petrol.*, 37, 927–959.

Molnár K., Dunkl, I., Harangi Sz., Lukács R. (2017): *Földtani Közlöny*, 147, in press

Molnár K., Lukács R., Harangi Sz., Dunkl I., Schmitt A.K., Kiss B., Garamhegyi T., Seghedi I. (bírálat alatt): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*

Moriya I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K., Szakács, A., Seghedi, I. (1995): *Sum. Res. AMS Nagoya Univ.*, 6, 82–91.

Moriya I., Okuno M., Nakamura T., Szakács A., Seghedi I. (1996): *Sum. Res. AMS Nagoya Univ.*, 7, 255–257.

Popa M., Radulian, M., Szakács A., Seghedi I., Zaharia B. (2012): *Pure Applied Geophys.*, 169, 1557–1573.

Seghedi I., Szakács A., Udrescu C., Stoian M., Grabari G. (1987): *Dari S. Sed. Inst. Geol. Geofiz.* 72–73, 381–397.

Szakács A., Seghedi I. (1989): *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/1, 175–180.

Szakács A., Seghedi I. (2013): *Environ. Engin. Manag. J.* 12, 125–135.

Szakács A., Seghedi I., Pécskay Z. (1993): *Rev. Roum Géol* 37: 21–36

Szakács A., Seghedi, I., Pécskay, Z. (2002): *Geol. Carp. Special Issue*, 53, 193–194.

Szakács A., Seghedi I., Pécskay Z., Mirea V. (2015): *Bull Volcanol.*, 77, 1–19.

Vaselli O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D., Szakács, A. (2002): *Chem. Geol.*, 182, 637–654.

Vinkler A.P., Harangi Sz., Ntaflós T., Szakács A. (2007): *Földtani Közlöny*, 137, 103–128.

Wulf S., Fedorowicz, S., Veres D., Lanczont M., Karátson D., Gertisser R., Bormann M., Magyarai E., Appelt O., Hambach U., Gozhyk P.F. (2016): *J. Quater. Sci.*, 31, 565–576.