

harangine.lukacs.reka_181_24

**Cirkonalapú kutatások a Kárpát–Pannon térség
neogén-kvarter Si-gazdag vulkáni képződményeinek
korára, rétegtani szerepére és petrogenézisére**

MTA doktori rövid értekezés

Lukács Réka
(Haranginé Lukács Réka)

HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
Földtani és Geokémiai Intézet
HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

Budapest, 2024

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	2
2. Kutatási módszerek	4
3. Eredmények és diszkusszió.....	5
3.1. Cirkonalapú kutatások a Bükkalja vulkáni terület és a Tokaji-hg. szilíciumgazdag piroklasztit képződményein	5
3.1.1. Földtani háttér	5
3.1.2. A Bükkalja szilíciumgazdag vulkanizmusának kitörés kronológiája.....	7
3.1.3. A Tokaji-hegység szilíciumgazdag vulkanizmusának kitörés kronológiája	12
3.1.4. Következtetések a magmatározók jellegére, fennállási idejére és a szilíciumgazdag vulkanizmus petrogenézisére	13
3.1.5. Cirkon/olvadék nyomelem megoszlási együtthatók meghatározása.....	18
3.1.6. Cirkon ujjlenyomat-alapú tefrakorreláció, következtetések a vulkánkitörések nagyságára, területi elterjedésére	20
3.2. Cirkonalapú kutatások a Dél-Hargita vulkáni képződményein	24
3.2.1. Földtani háttér	24
3.2.2. Következtetések a Csomád magmatározójának időbeli fejlődésére a cirkonkristályok elemzése alapján	26
3.2.3. A Csomád magmatározójának modellezése.....	29
3.2.4. A Dél-Hargita vulkanizmus magma összetétel változásai cirkonvizsgálatok alapján	30
Köszönetnyilvánítás	32
Irodalomjegyzék.....	33

1. Bevezetés

A vulkáni működés jobb megértése, a kitörések előrejelzése, lefolyásának és okainak megismerése a földtudományi kutatások egyik fontos területe, amire egyre nagyobb társadalmi igény is van. A Föld népességének növekedésével egyre több ember él olyan térségben, ahol számottevő a vulkáni veszély, a felmérések szerint jelenleg ez bolygónk lakosságának körülbelül 10 %-át, több mint 800 millió embert érint (Aspinall et al., 2011). A legnagyobb rombolást a kaldera összeomlással járó, több száz köbkilométer vulkáni anyagot felszínre hozó kitörések okozzák (Wilson et al., 2021), amelyre eddig a modern történelemben még nem volt példa, de a jövőben bekövetkezhetnek. Bár ritkán fordulnak elő, de egy szupervulkáni vagy ahhoz közelítő nagyságú kitörés valószínűsége jóval nagyobb, mint egy pusztító meteoritbecsapódásé, amelyre jelentősebb a figyelem és az anyagi ráfordítás (Papale, 2018; Papale et al., 2021).

Egy vulkán természete, kitörésre való hajlama, a vulkánkitörés nagysága az alatta lévő magmatározó rendszer állapotától függ. A 21. század kutatásaiban ezért kiemelt figyelmet kapnak a vulkánok alatti magmás folyamatok, ezen belül az, hogy hogyan és mennyi idő alatt jöhet(ett) létre egy magmatározó, mennyi ideig lehet olvadáktartalmú magmás test a földkéregben, a fizikailag kitörésre nem képes kristálykőanyagból hogyan és milyen gyorsan alakul ki a kitörésre képes magmatömeg (pl. Bachmann & Huber, 2016; Cooper, 2019; Edmonds et al., 2019; Sparks et al., 2019). Ezekre a választ a korábbi vulkánkitörések képződményeinek, azaz a vulkáni kőzetek vizsgálatán keresztül adhatjuk meg.

Vulkánkitörések különböző tektonikai helyzetekben fordulnak elő, a kapcsolódó magmás folyamatok (magma képződés, magmatározók kialakulása, vulkánkitörés) szoros összefüggést mutatnak a lemeztektonikai környezettel, a szerkezeti mozgásokkal. Éppen ezért a vulkáni és magmás kőzetek vizsgálatával jelentősen hozzájárulhatunk egy térség geodinamikai fejlődéstörténetének jobb megértéséhez. A vulkáni események a földtörténetben szinte pillanatszerűnek tekinthetők, így ezek idejének radiometrikus kormeghatározása fontos rétegtani időhorizontot ad és segít a rétegsorok időbeli skálán való elhelyezésében. Ezen felül, a vulkánkitörések korának, gyakoriságának és méreteinek pontosításával következtethetünk azok környezeti hatásaira is. A vulkánkitörések között eltelt szunnyadási időszakok hosszának pontosítása rámutatott arra, hogy egyes vulkánok akár hosszú nyugalmi idő után is feléledhetnek. A Kárpát–Pannon térség egy különleges természeti laboratóriumnak tekinthető, mivel az elmúlt 20 millió évben a Pannon-medence kialakulása, a földkéreg és a litoszféra szerkezetének változása, továbbá a rendkívül változatos és intenzív vulkáni működés eredete és lefolyása számos, az előzőekben érintett tudományos kulcskérdés vizsgálatára ad lehetőséget.

A vulkáni működés okának feltárására, köszönhetően a folyamatosan fejlődő műszeres analitikai technikának, új kutatási irányok alakultak ki az elmúlt két évtizedben, ezekben pedig különösen nagy szerepet kaptak a cirkonkristályon alapuló geokronológiai, geokémiai és petrogenetikai vizsgálatok. A cirkon egy olyan, Si-gazdag magmás kőzetekben akcesszórius mennyiségben általánosan előforduló szilikát ásvány, amely különösen ellenálló a kémiai és mechanikai folyamatokkal szemben. Földtani különlegességét és fontosságát többek között az adja, hogy számos nyomelemet épít be szerkezetébe, így kristályrácsába jelentékeny urán (100–1000 ppm) és tórium (10–100 ppm) is beépül, amelyek egyes izotópjai radioaktív bomlással Th és Pb izotópokat termelnek. Ezekre az izotópokra a záródási hőmérséklet $>900\text{ }^{\circ}\text{C}$, ami azt jelenti, hogy magmás hőmérsékleten, a kristály keletkezése során már zárt rendszer alakul ki, azaz a lebomló és keletkező izotópok a cirkon kristályrácsában maradnak. Az U-Th-Pb izotóparányok mérése során kapott adatokból számolt kor tehát a kristályosodás idejét adja meg. Emiatt a cirkon a legszélesebb körben használt geokronométer. A cirkonkristályok szerkezetébe beépülő további nyomelemek (pl.

Hf, Y, ritkaföldfém elemek /RFF/, Nb, Ta, P, Al, Ti) és izotópok (pl. hafnium és oxigén izotópjai) fontos információt nyújtanak a befogadó magma jellegére, a kristályosodás körülményeire, azaz a petrogenetikai folyamatokra. A kutatásaimban használt cirkon petrokronológia módszere mindezeket az időbeli és geokémiai információkat együttesen értékeli.

Az MTA doktori rövid értekezésemben azokat a kutatási eredményeimet összegzem, amelyekben a vulkánok kitörésének korára, azok gyakoriságára, a kapcsolódó magmatározók fennállási idejére, a magma petrogenetikai fejlődésére, a vulkanizmus geodinamikai környezetére, és a kitörési képződmények rétegtani szerepére vonatkozó következtetéseket elsősorban a kőzetekben előforduló cirkonkristályokból kinyerhető információkra alapoztam. Két nagyobb kutatási célterület cirkonalapú vizsgálatainak eredményeiről adok számot: (1) a Pannon-medence kora–középső miocén Si-gazdag robbanásos vulkáni képződményei és (2) a Dél-Hargita vulkáni területének képződményei.

(1) Több mint két évtizede vizsgálom a Pannon-medence miocén korú, nagy szilíciumtartalmú vulkánkitöréseinek képződményeit, hogy jobban megértsem a kitörés előtti magmatározó folyamatokat, meghatározzam a kitörések korát és gyakoriságát, felmérjem a kitörések méretét a vulkáni kőzetek térbeli korrelációja segítségével. A Pannon-medencében ezek a képződmények nagy területen a mélyben, fiatal üledékekkel fedetten, fúrásokból ismertek, a felszínen csupán néhány helyen tárulnak fel. Kutatásaim, amellet, hogy kevés fúrási anyagot is lehetőségem volt megvizsgálni, főként a felszíni előfordulásokra koncentráltak, nevezetesen a Bükkalja vulkáni terület és a Tokaji-hegység területén megjelenő piroklasztitokra. Elemeztem továbbá olyan előfordulásokat is, amelyek a tágabb Kárpát–Pannon térségen belül vagy azon túl jelennek meg, és e nagy vulkánkitörések távol lerakódott (disztális) vulkáni üledékei lehetnek. Az elsők között publikált két cirkonalapú cikkünk jelentős hatással volt tudományterületünkre (CMP, 2015: 116 db és ESR, 2018: 64 db független hivatkozás; MTMT), aminek hatására számos magyarországi, valamint szomszédos országbeli szakember kért fel együttműködésre. Ezeknek a kutatásoknak az eredményeit 2014 óta 12 db folyóirat publikációban közzétük és a kutatómunka jelenleg is tart. Kutatómunkámat 4 általam vezetett NKFIH OTKA projekt (2 PD, 1 FK és 1 K), 2 Bolyai János Kutatási Ösztöndíj és 2 ÚNKP Bolyai+ ösztöndíj támogatta.

(2) Kutatómunkám másik fókusz a Dél-Hargita, különösen a Csomád vulkáni terület vulkanizmusa volt. 2013-ban Magyary Zoltán Posztdoktori ösztöndíjasként, 8 év karrierszünet után, a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb vulkáni kitöréseivel kezdhettem el foglalkozni, elsősorban a vulkáni kőzetekben megjelenő cirkonkristályok vizsgálatán keresztül. A cirkonkristályosodás idejének, időtartamának meghatározása segítségével a Csomád vulkáni terület magmatározójának időbeliségére következtettünk, ami alapot adott a kristályosodás termális (hőtörténeti) modellezésre is. A cirkonkristályosodási idők meghatározásával alapadatokat szolgáltatam Molnár Kata doktori kutatásaihoz (konzulenseként), amelyben a Csomád vulkáni kőzeteinek kitörési korát cirkon (U-Th)/He módszerrel határozta meg. A Dél-Hargita kőzeteiben lévő cirkonkristályok kémiai jellege alapján a magmafejlődést, az időbeli és térbeli változásokat és a magmatározók intenzív paramétereit (hőmérséklet, oxigén fugacitás) jellemeztem. Cirkonalapú kutatásaim eredményei 9 folyóirat publikációban jelentek meg, köztük egy elsőszerzős Earth and Planetary Science Letters cikkben. Kutatómunkámat Magyary Zoltán Posztdoktori Ösztöndíj, 1 általam vezetett NKFIH OTKA projekt (PD) és 1 ÚNKP Bolyai+ ösztöndíj, valamint 2, Harangi Szabolcs által vezetett NKFIH OTKA projekt (K) támogatta.

2. Kutatási módszerek

Vizsgálataim többségét felszíni feltárásokban előforduló kőzetmintákból, emellett néhány esetben fúrási magokból végeztem. A kőzetek nagy részét magam vagy társszerzőimmel együtt gyűjtöttük be, míg a környező országokban előforduló piroklasztit és bentonit mintákat általában a külföldi társszerzők gyűjtötték be és küldték el nekem. A piroklasztitok esetében törekedtem arra, hogy a cirkonkristályokat a juvenilis komponensekből, a litikus elegyrészek kihagyásával szeparáljam. A minták feldolgozását minden esetben én végeztem, vagy kutatási projektjeimhez kapcsolódó technikusok az én felügyeletem alatt és útmutatásom alapján segítették e munkát. Ehhez elengedhetetlen volt, hogy kialakítsak egy megfelelő tisztaságú és felszereltségű labort az ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémia Tanszéken. A cirkonkristályok kőzetekből való kinyeréséhez összetörtük a kőzeteket, a töretből szitákkal elválasztottuk a 250–63 μm közötti frakciót, amiből kisebb adagokban nehézfolyadék segítségével leválasztottuk a $\sim 2,86 \text{ g/cm}^3$ -nél nagyobb sűrűségű ásványfázisokat. A nehézásvány szeparátumból ezt követően kézi mágnes használatával dúsítottuk a nem mágneses ásványokat. A cirkonkristályok kiválogatását és beöntéshez előkészítő felragasztását nagy többségben magam, kézzel végeztem. A kristályokat két-komponensű műgyantába öntöttük, az így készült pogácsákat felcsiszoltuk és 1 mikronos finomságig políroztuk. A beágyazott szemcsék csiszolása, polírozása esetében arra törekedtem, hogy a kristályok belsejét (maximum azok vastagságának feléig) is feltárjuk. A cirkonkristályokról katódlumineszcens (CL) képeket készítettünk az ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémia Tanszékén működő GATAN MiniCL detektorral felszerelt AMRAY 1830 pásztázó elektronmikroszkóppal. A nagy területi felbontású (in-situ) mérési módszerek esetében a mérendő kristályokat és kristálydoméneket a CL képek alapján választottam ki. Elsősorban a legkésőbb kristályosodott, szegélyi részeket, emellett esetenként a belsőbb és kristálymag doméneket is mértem. A csonádi kőzetekben található cirkonkristályok egy részének legkülső néhány (~ 4) μm -es kristályfelszínét is mértük (Harangi et al., 2015a; Lukács et al., 2021b). Ebben az esetben a kristályokat indium pogácsába nyomtam bele úgy, hogy minél nagyobb, mérhető (prizma) kristályfelszín jelenjen meg.

Az in-situ kor és kémiai mérések nagy része lézerablációs induktívcsatolású plazma tömegspektrométerrel (LA-ICP-MS) történt, amelyet az ETH Zürich (Department of Earth Sciences) laboratóriumában egy Resonetics Resolution 155 típusú lézerablációs rendszerrel összekötött Thermo Element XR SF-ICP-MS készülékkel végeztem Marcel Guillong laborvezető felügyelete és segítsége mellett (pl. Lukács et al., 2015; 2018b; 2018c; 2021a; 2024; Brlek et al., 2023). Az abláció jellemzően 30 μm sugárátmérővel, 5 Hz lézer frekvenciával, $2,0 \text{ J/cm}^2$ energiasűrűség mellett 40 s ablációs idővel történt. A mérésekhez elsődleges és több másodlagos (validációs) referencia cirkonkristályokat használtunk, a másodlagos referencia kristályok kora általában az 1063,5 Ma és 2,409 Ma közötti kortartományt fedte le. Az adatkiértékeléseket magam végeztem az IOLITE (Paton et al., 2011; 2.5-ös verzió) szoftver segítségével. Az egyedi pontokból kapott izotóparányokból a koradatok számolásához Schärer (1984) egyenleteit, Th-nem-egyensúlyi és alfa-dózis (Sliwinski et al., 2017) korrekciókat használtam. A koradatok nem korrigáltam közönséges Pb (Pb_c) tartalomra, mivel az adatkiértékelés során a Pb_c által kontaminált részeket ahol lehetett kivettem a jelekből, valamint kiszűrtem a 10%-nál nagyobb diszkordanciát ($[(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U Age}) - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U Age})] / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U Age}) < 10 \%$) mutató adatokat. Az egyedi koradatok átlagos bizonytalansága jellemzően 1,5–3% (2SE) között változott.

A cirkonkristályok kémiai összetételét a legtöbb esetben a kormérésekkel együtt, ugyanabból a térfogatból mértük (Lukács et al., 2021a; 2021b). A mérések során a NIST610 vagy a NIST612 elsődleges és több másodlagos referencia anyagot használtunk fel. A vizsgált elemek a Si (belső referencia elem), Zr, Rf, Y, Hf, P, Nb, Ta, U, Th, Ti voltak, valamint az

esetleges zárványok (kőzetüveg, apatit) monitorozásához az Al mellett vagy Rb, Ba, Ca, Fe vagy Sr vagy Ba elemeket mértük. Az in-situ Lu-Hf izotópelemzéseket a legtöbb esetben szintén az ETH Zürichben egy Resolution 193 nm ArF lézerablációs rendszerrel összekapcsolt Nu2 multikollektoros (MC) ICP-MS-sel végeztük az U-Pb izotópos és nyomelemkémiai méréseket követően (Lukács et al., 2018a; 2024). A sugárátmérő ebben az esetben 50 µm-os volt, a mérések megbízhatóságát és pontosságát jól ismert és homogén referencia minták segítségével követtük nyomon. Az iniciális $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotóparányokat és az epsilon Hf (εHf) értékeket a vizsgált minták kristályosodási kora alapján számoltam.

A teljes kőzet elemzések a Bureau Veritas Mineral Laboratories (ACME Labs; <https://www.acmelab.com/>) laborjában készültek ICP-OES (fő és nyomelemek) és ICP-MS (további nyomelemek) módszerekkel. A pontosságot és megbízhatóságot belső referencia anyagok és minta duplikálás segítségével adták meg. Az általunk kiválogatott vulkáni kőzetüvegek főelem összetételét elektronmikroszondával (JEOL JXA 8200, GEOMAR, Kiel, Németország; Portnyagin et al., 2020), nyomelem összetételét LA-ICP-MS módszerrel Maxim Portnyagin határozta meg (Coherent GeoLas ArF 193 nm Excimer lézerrel összekapcsolt Agilent 8900 ICP-MS, Institute of Geosciences, Christian-Albrecht University of Kiel, Németország; Portnyagin et al., 2020).

Az in-situ mérések után egyes minták kiválasztott kristályain, teljescirkon CA-ID-TIMS (izotóphigításos módszer használata mellett termikus ionizációs tömegspektrométerrel kémiai abrázióval kezelt kristályokon) U-Pb izotópos elemzést is végeztünk (Lukács et al., 2018a; 2024; Brlek et al., 2023). Ezeket az elemzéseket Yannick Buret és Dawid Szymanowski végezte az ETH Zürich laboratóriumában egy Triton Plus TIMS segítségével.

A fiatal, csomádi kőzetek cirkonkristályainak U-Th-Pb izotópos mérése ionmikroszondával történt, amit nagyrészt a Heidelberg Egyetem (HIP Lab of the Institute of Geosciences) CAMECA ims 1280-HR berendezésén Axel Schmitt segítségével magam végeztem (Lukács et al., 2018c). Az első méréseket az általunk előkészített mintákon Dunkl István a University of Los Angeles CAMECA ims 1270-as ionmikroszondájával szintén Axel Schmitt közreműködése mellett végezte (Harangi et al., 2015a).

Az in-situ LA-ICP-MS cirkon izotópos és/vagy kémiai elemzések mintáinként 30-80, összesen >6000 adat kiértékelését és értelmezését jelentették. Az ionmikroszondával végzett elemzések száma meghaladta az 500 pontot. Mind a korszámolásokat, mind a nyomelemkémiai elemzések kiértékelését matematikai módszerekkel én végeztem, amelyekhez általában a Isoplot v3.75 és v4.15 vagy az IsoplotR programokat használtam fel.

3. Eredmények és diszkusszió

3.1. Cirkonalapú kutatások a Bükkalja vulkáni terület és a Tokaji-hg. szilíciumgazdag piroklasztit képződményein

3.1.1. Földtani háttér

A Kárpát–Pannon régió (CPR) az Alpi–Mediterrán térség északkeleti részén elhelyezkedő ívmögötti medencerendszer, amit a Cseh-masszívum, a Kelet Európai- és Moesiai-platform, az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák fognak közre (pl. Horváth et al. 2006, 2015). Két kontinentális megaegység (hasonló ősföldrajzi eredettel rendelkező tektonikai egységek együttese) alkotja (Kázmér & Kovács, 1985; Csontos et al., 1992; Haas & Péro, 2004; Ustaszewski et al., 2008): északnyugaton az ALCAPA, délkeleten a Tisza–Dacia, amiket a Közép-magyarországi vetőzóna választ el egymástól (Balla, 1984; Csontos, 1995; Csontos & Nagymarosy, 1998; Fodor et al., 1999). A CPR tektonikai fejlődéstörténete a paleogén végén-kora miocén elején érkezett el egy fontos fejlődési állomáshoz: ekkor az ALCAPA keleti irányban kilökődött az alpi ütközési zónából (pl. Kázmér & Kovács, 1985;

Csontos et al., 1992), majd a két megaegység fokozatosan egymás mellé került a középső miocénig bezárólag (pl. Fodor et al., 1998; Horváth et al. 2006; 2015; Ustaszewski et al., 2008; Balázs et al., 2016). A Pannon-medence a kárpáti és dinári orogénövek hátterében a litoszféra jelentős elvékonyodása következtében alakult ki a miocén során (Stegena et al., 1975; Horváth, 1993). A litoszféra elvékonyodás a Keleti-Kárpátok és a Dinaridák alatti hátráló szubdukcióval, az alábukó közetlemez hátragördülésével, valamint asztenoszféra köpenyáramlással magyarázható (Royden et al., 1982; 1983; Csontos et al., 1992; Tari et al., 1999; Horváth et al., 2006; 2015; Kovács et al., 2012; Balázs et al., 2016). Az extenziós tektonikai deformáció kezdete és fő fázisa a Pannon-medencében időben és térben változó volt (Tari et al., 1999), a déli és nyugati részeken 25–23 millió éve kezdődött, a középső-keleti részén csak 11–9 millió évvel ezelőtt zajlott le (Ustaszewski et al., 2010; Matenco & Radivojević, 2012; Balázs et al., 2016; Fodor et al., 2021).

Az összetett tektonikai folyamatokhoz változatos vulkáni tevékenység társult, aminek során szilíciumgazdag és mészkalkáli intermedier vulkáni kőzetek, valamint káli-, ultrakáli- és Na-alkáli kőzetek jöttek létre a miocéntól egészen a pleisztocénig (pl. Lexa & Konečný, 1974; Szabó et al., 1992; Harangi, 2001; Konečný et al., 2002; Seghedi et al., 2004; Pécskay et al., 2006; Harangi & Lenkey, 2007; Kovács & Szabó, 2008; Lexa et al., 2010; Seghedi & Downes, 2011; Lukács et al., 2018a; Molnár et al., 2019). A döntően nagy Si-tartalmú, vulkáni kőzetek (>70 tömeg% SiO₂) a miocén során ~21–10 millió évvel ezelőtt keletkeztek a Pannon-medence belső részén (Póka, 1988; Szabó et al., 1992; Márton & Pécskay, 1998; Harangi, 2001; Pécskay et al., 2006). A vulkáni tevékenység túlnyomórészt robbanásos volt, ami messzire eljutó piroklaszt-árakat hozott létre és nagy területen vulkáni hamuhullást okozott. Ezek a vulkáni képződmények a felszínen csak szórványosan fordulnak elő, és nagyrészt fiatalabb üledékekkel fedettek a Pannon-medence posztrift (termális) süllyedése következtében (pl. Zelenka et al., 2004a; Lukács et al., 2010; 2015). A Pannon-medence északi részén, valamint a Dinaridák előterében azonban néhány helyen kiváló feltártságban tanulmányozhatjuk ezeket a kőzeteket, amelyek felszínre kerülése a pliocén-negyvedidőszaki inverziós tektonikának köszönhető. Kutatásaimat elsősorban ezeken a területeken, és főként a Bükk déli előterében lévő Bükkalja vulkáni területen (BVT) és a Tokaji-hegységben végeztem.

A BVT és a Tokaji-hg. az ALCAPA megaegységen helyezkednek el, a BVT a Közép-magyarországi vetőzóna mellett, attól északra, míg a Tokaji-hg. a CPR északkeleti, az Eperjes–Tokaji-hegység déli, magyarországi részén, a kárpáti orogén öv közelében található. A Bükk előterében, egy kb. 50 km hosszú és 10 km széles zónában tárnak fel piroklasztitok, dominánsan ignimbritek (horzsakőtartalmú piroklaszt-ár üledékek/kőzetek). Az itt található kőzetek modern vulkanológiai és petrogenetikai kutatása Pantó (1963) úttörő, az ignimbritek felismerését tartalmazó munkáit követően a 90-es évektől indult meg és jelenleg is tart (Capaccioni et al., 1995; Szakács et al., 1998; Póka et al., 1998; Harangi et al., 2005; Less et al. 2005; Lukács et al., 2002; 2005; 2007; 2009; 2010; 2015; 2018a; Czuppon et al., 2012; Biró et al., 2020; Hencz et al., 2021a; 2021b; 2024; Karátson et al., 2022; Brlek et al., 2023).

A Tokaji-hg. vulkáni képződményeiről szóló ismereteket Gyarmati (1977) foglalta össze, amit az 1960–70-es években a területen folyt részletes térképezés alapozott meg (Pantó, 1964; 1966; Pentelényi, 1968; Gyarmati, 1972; Gyarmati et al., 1976). Míg a Szalánci-hegység főként mészkalkáli jellegű andezitekből áll (Kalićiak és Žec, 1995; Lexa et al., 2010), a Tokaji-hegységben az intermedier vulkáni kőzetek mellett jelentős mennyiségben jelennek meg riolit lávakőzetek és piroklasztitok (Gyarmati, 1977; Salters et al., 1988; Downes et al., 1995; Kiss et al., 2010; Lexa et al., 2014). A terület modern szemléletű vulkanológiai feldolgozását itt is Pantó (1964, 1966) indította el, amit számos további tanulmány követett (pl. Ilkey-Perlaky, 1972; Székely Fux és Kozák 1984; Zelenka et al., 2004a,

2012; Gyarmati & Szepesi 2007; Németh et al., 2008; Lexa et al., 2010; Szepesi et al., 2018; 2019; 2023).

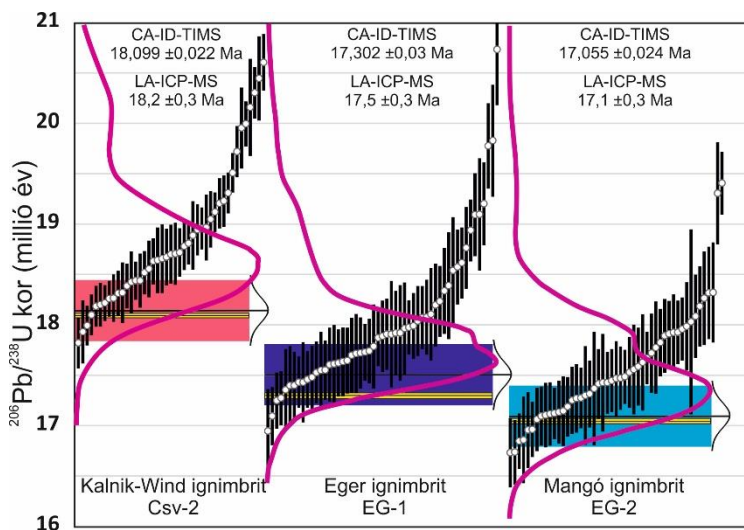
3.1.2. A Bükkalja szilíciumgazdag vulkanizmusának kitörés kronológiája

A BVT vulkanizmusának időbeli fejlődéstörténetét K/Ar geokronológiai eredmények alapján elsőként Márton & Pécskay (1998) publikálták. Az elemzett minták (32 db) a terület jelentős részét lefedték, a kormeghatározást teljes kőzet mintákon (esetenként litoklasztokon) és ásványszeparátumokon végezték. Adataik és értelmezésük alapján a vulkanizmus 21 és 13,5 millió év között történt, amelyen belül az akkori felfogásnak megfelelően, a Pannon-medence regionális „tufaszintjeivel” (Hámor et al., 1980; Ravasz, 1987; Póka, 1988) korrelálva 3 fő vulkáni kitörési szakaszt különítettek el: 21,0–18,5 Ma, 17,5–16,0 Ma és 14,5–13,5 Ma. Habár az egyedi koradatok részben a jelentős meghatározási bizonytalanság (akár $\pm 2,3$ Ma) miatt átfedtek egymással és ezért a szakaszhatárok nem különültek el egyértelműen, a kőzeteken mért paleomágneses deklinációs értékek segítettek az elválasztásban. Ezek jellemzően az óramutatójárással ellentétes 80° és 30° , illetve 0° forgásokat mutattak, ami megfelelt a tágabb térségben értelmezett, az ALCAPA-egységet érintő rotációs eseményeknek (Márton & Fodor, 1995; Márton & Pécskay, 1998; Márton et al., 2007). Ezeket a vulkáni kitörési szakaszokat Szakács et al. (1998) a vulkanológiai és kőzettani megfigyelésekkel együtt három – alsó, középső, felső – tufakomplexumként határozott meg. Lukács et al. (2007) a BVT keleti részén lévő harsányi ignimbrít egység részletes vulkanológiai-kőzettani-geokémiai-geokronológiai vizsgálatát végezték el. Két minta biotit szeparátumán történt K-Ar kormeghatározás $13,65 \pm 0,72$ Ma (Harsány) és $13,35 \pm 1,01$ Ma (Tibolddaróc) korokat adott és a kőzettani-geokémiai adataik megerősítették, hogy a BVT keleti és nyugati részén megjelenő legfiatalabb piroklasztit egységek eltérnek egymástól, azok két különböző vulkáni eseményhez kapcsolhatók (Póka et al., 1998; Harangi et al., 2005).

A BVT dácitos–riolitos kőzeteiben általánosan előfordulnak cirkonkristályok, ami lehetőséget adott arra, hogy a vulkáni kitörések idejét cirkon U-Pb kormeghatározással pontosítsam. Három publikációban (Lukács et al., 2015; 2018a; 2018b) közöltem a BVT-n 26 mintán végzett cirkonalapú kormeghatározási eredményeket. A minták képviselik a korábban elkülönített, jelentősebb vulkanológiai, kőzettani egységeket (Szakács et al., 1998; Harangi et al., 2005; Lukács et al., 2007; Czuppon et al., 2012) és jelenlegi tudásunk szerint lefedik a vulkanizmust térben és időben. LA-ICP-MS módszerrel, mintánként jellemzően minimum 50 „pont” in-situ cirkon U-Pb izotóparányokat mértem és a kapott adatokból egyedi kristályosodási korokat és azok bizonytalanságát számoltam. Az egyedi koradatokat korrigáltam az olvadákból történő cirkonkristályosodáskor fellépő U/Th frakcionációból származó koreltéréssel (Th-nem-egyensúlyi korrekció), ami jellemzően 75–90 ezer évvel növelte az egyedi koradatokat. Továbbá, másodlagos referencia anyagok alapján modelleztem a lézer–cirkon kölcsönhatáskor fellépő, a cirkon szerkezeti állapotától függő (alfa-dózissal korrelált) esetleges koreltérés mértékét, és ezzel szintén korrigáltam az egyedi koradatokat Sliwinski et al. (2017) módszere alapján (Lukács et al., 2018a; 2018b).

Egy mintán belül az egyedi cirkonkristályosodási korok, eltekintve a néhány jelentősen idősebb xenokristály magtól, általában jelentős szórás mutatnak (1. ábra). A koradatokból számolt, az egyedi koradatok bizonytalanságával súlyozott átlagok földtani szempontból nem értelmezhetők, mert a súlyozott átlagokhoz tartozó MSWD (súlyozott eltérések négyzetes átlaga) értékek 1-nél jóval nagyobbak voltak. Ez azt jelenti, hogy egy mintán belül az egyedi korértékek változékonysága meghaladja az analitikai bizonytalanságot, azaz a kristályokon mért pontok koradatai geológiai változékonyságot, az egyedi koradatokhoz kapcsolt bizonytalanságnál hosszabb kristályosodási időszakot jeleznek. A cirkonpopuláció egy része tehát antekristály vagy antekristály domén (ugyanabban a magmatározó rendszerben, időben némileg korábban, kogenetikus magmából kristályosodtak,

Miller et al., 2007). A koradatok értelmezése során ilyen esetekben a mintához kapcsolódó vulkáni kitörés idejét többféle módszerrel közelíthetjük (pl. Crowley et al., 2007; Wotzlaw et al., 2013; Schoene et al., 2015). A kitörési korokat először az Isoplot v3.75 (Ludwig 2012) programmal számolt, Sambridge & Compston (1994) algoritmusán alapuló UNMIX korok legfiatalabb populációjának korával közelítettem (Lukács et al., 2015). Ez a módszer a teljes koreloszláson belül a bizonytalanságok figyelembevételével, meghatározott számú normál eloszlású, matematikailag elkülöníthető korcsoportot határoz meg, és adja meg azok súlyozott átlagát és bizonytalanságát. A későbbiekben (Lukács et al. 2018a) a legfiatalabb, egy korpopulációhoz ($MSWD \approx 1$; Wendt & Carl, 1991) tartozó koradatokra számolható súlyozott átlagokkal közelítettem a kitörési korokat (1. ábra). Ez a módszer, bár az előzőhöz képest hasonló eredményre vezet, de átláthatóbb és következetesebben használható. A legfiatalabb korpopuláció súlyozott átlagából a kitörési korokat mintegy ± 200 – 300 ezer éves (1 – 2% -os) bizonytalansággal lehet megadni. Az értelmezett korok bizonytalanságának négyzetes hibaterjedési módszerrel történő számítása során figyelembe vettem a súlyozott átlagok bizonytalansága mellett a külső bizonytalansági tényezőket (korrekciók, elsődleges referencia cirkon alapján történő kiértékelés és bomlási állandók bizonytalansága) is.



1. ábra: A BVT 3 különböző vulkáni egységét képviselő piroklasztit minta (Csv-2, EG-1, EG-2) LA-ICP-MS cirkon U-Pb izotóparány elemzési adatokból számolt koradatai (üres körök) és bizonytalanságai, azok valószínűségi sűrűségeloszlása (rózsaszín görbe), a legfiatalabb, normál eloszlású korpopulációból számolt korok és azok bizonytalansága (rózsaszín, lila és kék sávok), valamint ugyanezen minták CA-ID-TIMS teljescirkon U-Pb kormeghatározásából származó legfiatalabb cirkonkristályok kora és bizonytalansága (sárga sávok). Az értelmezett CA-ID-TIMS és LA-ICP-MS korokat számszerűen is megadtam.

A zürichi, fent leírt LA-ICP-MS módszeres mérések eredményei mellett, Dunkl Istvánnal történő kutatási együttműködésben a Göttingeni Egyetemen, szintén LA-ICP-MS módszerrel 10 mintából készült korelemzés. A némileg eltérő analitikai körülmények mellett és eltérő kiértékeléssel (Dunkl et al., 2008; Lukács et al., 2018b) kapott adatok hasonló értelmezett kitörési korokhoz vezettek, ezért az általam számolt koradatokkal együtt használtam fel ezeket az eredményeket is a BVT kitörés kronológiájának felállításához (Lukács et al., 2018a). A számolt kitörési korok és a rétegtani, vulkanológiai, valamint litológiai megjelenés alapján 8 vulkáni kitörési egységet különítettem el (1. táblázat). Ezek az egységek 8 kitörési eseményt/eseménysort jelentenek $18,1$ és $14,4$ Ma között (2. ábra). A vulkáni működés során két intenzívebb kitörési időszak volt, amikor szorosabban egymást követő kitörések történtek ($17,3$ – $16,2$ Ma, illetve $14,9$ – $14,4$ Ma), és amit egy viszonylag hosszú ($1,3 \pm 0,3$ Myr) szünet választott el. Következtetéseimet nagyobb pontosságot adó geokronológiai elemzésekkel ellenőriztem és validáltam. Négy mintán végeztünk CA-ID-TIMS módszeres U-Pb cirkon és egy mintán szanidin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotópos mérést és kormeghatározást. A CA-ID-TIMS elemzésre a lézeres méréshez beágyazott szemcsékből a legfiatalabb korokat adó, szövetileg felismerhetően eltérő kristálymag nélküli szemcséket válogattam ki. Az egyedi cirkon koradatok ebben az esetben is viszonylag széles

kortartományt adtak ($MSWD \gg 1$), ami megerősítette a cirkonkristályok hosszú időn keresztül történt kristályosodását, azaz a magmatározók hosszú fennállási idejére vonatkozó következtetést. A kitörési kort ezért a legfiatalabb egyedi cirkonkoradattal közelítettem. A CA-ID-TIMS korok a meghatározási bizonytalanságon belül megegyeznek az LA-ICP-MS módszerrel számolt kitörési korokkal és bizonyítják a lézeres mért és értelmezett eredmények megbízhatóságát, valamint a kitörési egységek korára adott következtetéseket (1. táblázat, 2. ábra; Lukács et al., 2018a). Ugyanakkor a teljescirkon-korok pontosabban és kisebb bizonytalansággal (0,1–0,2%) közelítik meg a kitörések idejét (1. ábra, 1. táblázat). A Harsány ignimbrit mintájából származó szanidin kristályok $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kora szintén kiváló egyezést adott a legfiatalabb egyedi cirkon CA-ID-TIMS és a legfiatalabb korpopuláció bizonytalansággal terhelt lézeres korával (1. táblázat). Mindezek alapján **az LA-ICP-MS módszerrel meghatározott és értelmezett kitörési korokat robusztus és megbízható eredményeknek tekinthetjük.** Ez a relatív olcsó és gyors módszer ezért nagyszerű lehetőséget jelent(ett) további minták kormeghatározására. A későbbiekben a legpontosabb kormeghatározási eredményekből (1. táblázat) a kerekítés szabályainak megfelelően egy tizedesjegyre megadva egyszerűsítettem a kitörési egységek korát (pl. 4–6. ábrák).

A cirkon geokronológiai vizsgálataim alapján megállapítottam (Lukács et al. 2018a), hogy a BVT-hez kötődő szilíciumgazdag vulkanizmus fiatalabb (<18,1 millió év) és rövidebb időtartamon (18,1 Ma és 14,4 Ma közötti időszakban, azaz kevesebb, mint 4 millió év alatt) belül zajlott, mint amit korábban, a K/Ar koradatok alapján értelmeztek (Márton & Pécskay, 1998; 2. ábra). Nyolc kitörési egység azonosításával új megvilágításba helyeztem azt a korábbi felfogást, ami három, jól elkülönülő vulkáni kulcsszintet definiált (alsó riolittufa, középső dácittufa és felső riolittufa), valamint módosítottam a rétegtani és kitörési korokra vonatkozó ismereteket a Bükkalján és környezetében.

A legidősebb kitörési eseményt elsőként a Cserépváralja Csv-2-es fúrásból származó (240–243 m), a kora-miocén alapkőzetre települő lapillitufa cirkonkristályainak LA-ICP-MS-es mérésével határoztam meg. Ennek értelmezett kitörési kora $18,2 \pm 0,3$ Ma, amit Brlek et al. (2023) tanulmányában CA-ID-TIMS kormeghatározással is megerősítettünk és $18,099 \pm 0,022$ millió évre pontosítottunk. A Csv-2-es minta egyedi CA-ID-TIMS koradatai ~88 ezer éves intervallumban szórtak és ebben az esetben a legfiatalabb korpopuláció 4 koradatának súlyozott átlagát adtuk meg a kitörési korhoz legközelebbi korként. Ezt a kitörési eseményt a Bükkalján és környezetében felszíni előfordulásokban a későbbiekben Karátson et al. (2022) is azonosították. A második legidősebb, jelentős kitörési eseményhez tartozó Eger ignimbrit korát a Lukács et al. (2018a) cikkben publikálthoz ($17,5 \pm 0,3$ Ma) képest később szintén pontosítottuk CA-ID-TIMS módszerrel ($17,302 \pm 0,03$ Ma, Brlek et al., 2023; 1. táblázat).

A BVT legelterjedtebb riolitos piroklasztitjai a Mangó ignimbrit egységet képviselik, az ID-TIMS és LA-ICP-MS mérések alapján értelmezett képződési koruk egyezik: $17,055 \pm 0,024$ Ma, illetve $17,1 \pm 0,3$ Ma (1. táblázat, 2. ábra). A Mangó ignimbrithez sorolt, különböző lelőhelyekről származó összesült és nem összesült jellegű lapillitufák és egyéb piroklasztitok korrelációját az értelmezett LA-ICP-MS kitörési korok és a hasonló teljes kőzet geokémiai adatok alapján állapítottuk meg. A vulkanológiai értelmezésünk szerint ez a vulkáni egység több egyedi kitörést is tartalmazhat, amelyek a Mangó egységre adott értelmezett (lézeres) kitörési kor bizonytalansági értékén belül történtek. Az időben következő Bogács egység a Czuppon et al. (2012) által részletesen leírt vulkanológiai és kőzettani jellemzői alapján jól felismerhető piroklasztitokat tartalmaz. A leírt két alegységből származó juvenilis törmelékek (fiamme, salak és horzsakő) és a fedő akkréciós lapillit tartalmazó Td-L egység (Lukács et al., 2007) a kormeghatározás bizonytalanságán belül izokron LA-ICP-MS cirkon U-Pb kitörési korokat adtak (1. táblázat; Lukács et al., 2018a; 2018b) és átfednek a Bogácsi egység felső alegységből vett minta CA-ID-TIMS kitörési

korával (1. táblázat; 2. ábra). A Mangó ignimbritet és a Bogácsi egységet eredményező vulkáni működés közötti néhány százezer évig tartó szünetet a Szakács et al. (1998) által is leírt közbetelepülő üledékes réteg, valamint a képződmények eltérő paleomágnese forgási adatai is alátámasztják (Márton & Pécskay, 1998; Márton et al., 2007). Új kitörési koraink ennek a 40–50°-os, óramutató járásával ellentétes forgási eseménynek az idejét 17,1 Ma és 16,8 Ma közötti időszakra teszik, lényegesen későbbre a korábban publikált értelmezéshez (18,5–17,5 Ma; Márton & Pécskay, 1998; Márton et al., 2007) képest.

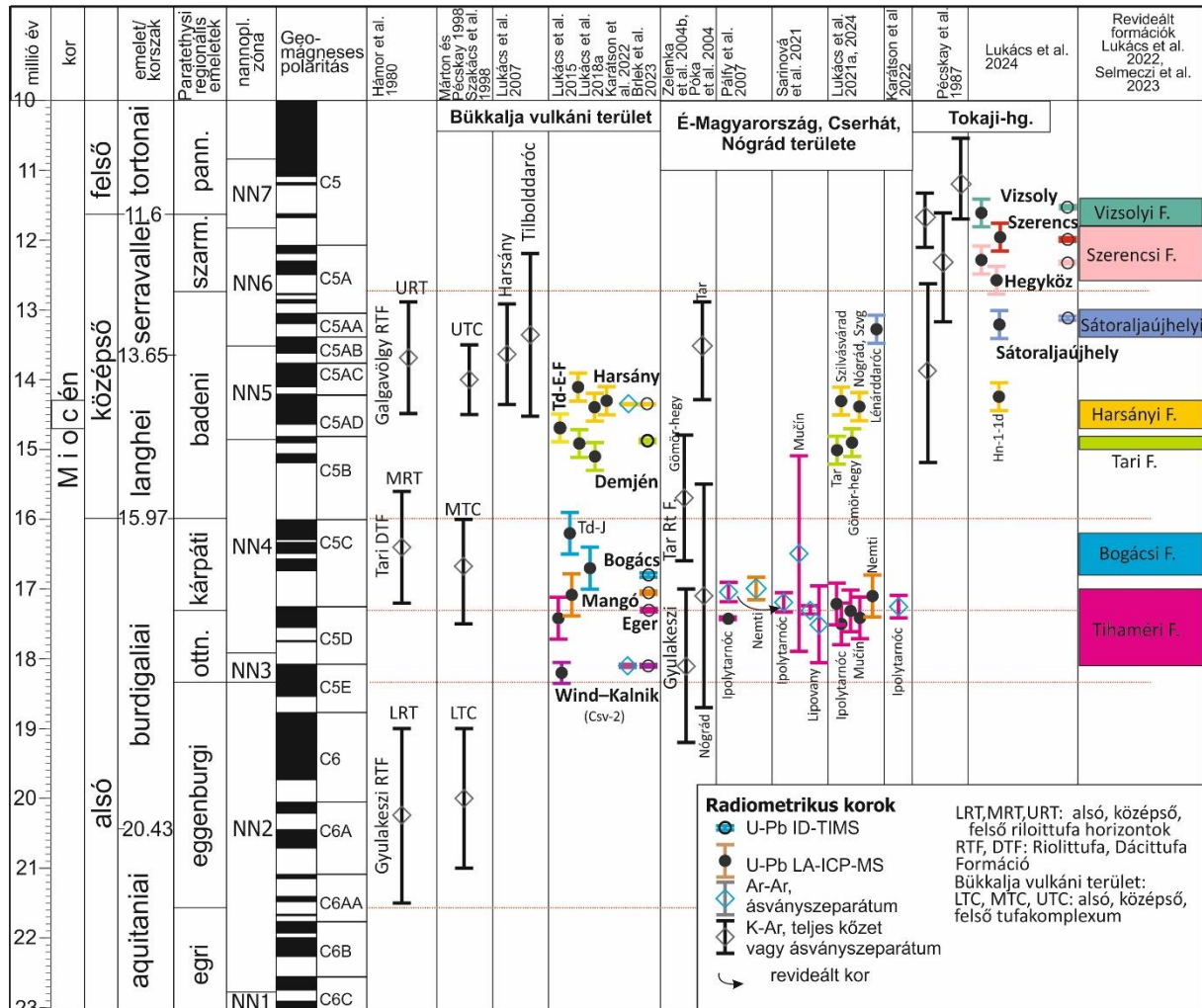
Hivatalos litosztatigráfiai egységnev (F.=Formáció; Selmeczi et al. 2023)	Vulkáni kitörési egységnev	LA-ICP-MS (millió év)	CA-ID-TIMS (millió év)
Bükkalja vulkáni terület (BVT; Lukács et al., 2018a; 2018b; 2022; Brlek et al., 2023*)			
Tihamér Riolit Lapillitufa F.	Wind–Kálnik (ignimbrit) (Csv-2)	18,2±0,3	18,099±0,022*
	Eger (ignimbrit)	17,5±0,3	17,302±0,030*
	Mangó (ignimbrit)	17,1±0,3	17,055±0,024
Bogács Dácit Lapillitufa F.	Bogács	16,7±0,3	16,816±0,059
	Td-J egység	16,2±0,3	-
Tari Dácit Lapillitufa F.	Demjén (ignimbrit)	15,0±0,2	14,880±0,014
Harsány Riolit Lapillitufa F.	Tibolddaróc egység (Td-E, -F)	14,7±0,2	-
	Harsány (ignimbrit)	14,3±0,2	14,361±0,016 14,358±0,015 (szanidin ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)
Tokaji-hg. (Lukács et al., 2024)			
Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa F.	Sátoraljaújhely	13,1 ± 0,2	13,092 +0,019/-0,043
Szerencsi Riolit Lapillitufa F.	Hegyköz	12,3–12,6 ± 0,2	12,279 +0,016/-0,022
	Szerencs	12,0 ± 0,2	11,954 +0,017/-0,034
Vizsolyi Riolit Lapillitufa F.	Vizsoly	11,6 ± 0,2	11,571 +0,017/-0,030

1. táblázat: A Bükkalja vulkáni terület és a Tokaji-hg. szilíciumgazdag piroklasztit mintáin végzett cirkon kormeghatározások eredményei, azok kitörési egységekbe és litosztatigráfiai egységekbe való tartozásának feltüntetésével. Vastag betűvel a nagyobb térfogatú vulkáni anyagot eredményező kitörési egységeket jelöltem.

A következő kitörési egységet eddig egyetlen helyen megtalált, fél méter vastag riolitos tufa rétegből (Td-J egység; Lukács et al., 2007) származó minta képviseli, amelynek kora 16,2±0,3 millió évnél adódott (Lukács et al., 2015; 2018a). Eddigi adataink szerint ezt egy hosszabb (1,3±0,3 Myr) kitörési szünet követte, ami után a Demjén (ignimbrit) kitöréssel indult újra a vulkáni működés (1. táblázat; 2. ábra). Márton & Pécskay (1998) és Márton et al. (2007) a Bogács és a Demjén egységek kialakulása közötti időszakra egy újabb, 30°-os óramutató járással ellentétes forgási eseményt értelmeztek a kőzetek paleomágnese deklináció és polaritás adataiban mutatkozó különbségek alapján. Ennek a tektonikai eseménynek az idejét az új koradataink segítségével pontosítani tudtuk 16,2 Ma és 14,9 Ma közötti időszakra. Az ezt követő, geokémiaailag a Harsány ignimbrithez hasonló Tibolddaróc egység (Td-E és Td-F egységek; Lukács et al., 2007; 2009; 2015) kitörési korát Lukács et al. (2018a) 14,7±0,2 millió évre határozta meg. A Harsány ignimbrit a Bükkalja legfiatalabb ismert, jelentős nagyságú vulkáni egysége (Lukács et al., 2007; 2009; 2015), amelynek a 14,4 millió éves LA-ICP-MS kitörési korát az izokron szanidin ⁴⁰Ar/³⁹Ar és cirkon CA-ID-TIMS U-Pb korok is megerősítették. Ez a kor mintegy 1 millió évvel idősebb, mint amit a K/Ar koradatok (Lukács et al., 2007) mutattak.

Az általam meghatározott új kitörési korok, cirkon és kőzetüveg nyomelem-összetétel adatok, valamint a kőzettani tulajdonságok alapján újraértékeltem a kora és középső miocén szilíciumgazdag vulkáni képződmények litosztatigráfiai osztályozását a Bükkalja és Észak-Magyarország területén (Tokaji-hg., Visegrádi-hg., Börzsöny kivételével; Lukács et al., 2022; Selmeczi et al., 2023). Ez kapcsolódott a 2020–2022-ben

folyt, Magyarország földtani képződményeit litosztratigráfiai egységekbe soroló munkához, illetve a korábbi besorolások friss tudományos eredmények alapján történt átfogó felülvizsgálatához. Ennek eredményeit két kötetben foglaltuk össze (Babinszki et al., 2023a; 2023b), amelyekben a Magyar Rétegtani Albizottság (MRB) Magmás és Metamorf Munkabizottság elnökeként szerkesztőként is aktívan részt vettem.



2. ábra: A Bükkalja vulkáni területről, a Tokaji-hegységből és észak-magyarországi lelőhelyekről származó kőzetminták radiometrikus korai (církön U-Pb és Ar-Ar koradatok színesek) és a vulkáni képződményekhez kapcsolható, a Magyar Rétegtani Albizottság által jelenleg elfogadott formációk (módosítva Lukács et al., 2022 után). Az egyes vulkáni kitörési egységekbe tartozó mintákat azonos színnel jelöltem. Szvg=Mátraverebély-Szentkút, Vadászgödör

A litosztratigráfiai egységek nevében követtem a Nemzetközi Rétegtani Útmutató (ISG) irányadó javaslatait, valamint elfogadtam az MRB azon törekvését, hogy a litosztratigráfiai rendszert, ahol lehet, egyszerűsítsük. Ennek megfelelően négy, a litológiai jellemzők alapján elkülöníthető litosztratigráfiai egységet definiáltam a Bükkalja területén és javasoltam az MRB-nek elfogadásra (1. táblázat, 2. ábra): (1) Tihaméri Riolit Lapillitufa Formáció (korábban Gyulakeszi Riolittufa Formáció); (2) Bogácsi Dácit Lapillitufa Formáció (korábban Tari Dácittufa Formáció); (3) Tari Dácit Lapillitufa Formáció; (4) Harsányi Riolit Lapillitufa Formáció. Ezek közül három (1,3,4) formáció esetében regionális, észak-magyarországi elterjedés mutatható ki. A javasolt formációk mindegyike több vulkáni kitöréshez kapcsolódó piroklasztit egységet (vulkáni kitörési egységet) foglal magába (pl:

Tihaméri F.: Wind–Kálnik, Eger, Mangó egységek; 1. táblázat), amelyek a későbbi kutatómunkák eredményei alapján akár további kitörési (vulkanológiai) és litosztatigráfiai alegységre bonthatók. Mindegyik litosztatigráfiai egység esetében az akkor elérhető tudományos eredmények alapján újradefiniáltuk a beletartozó vulkáni előfordulásokat és megadtuk részletes, az ISG szempontoknak megfelelő leírásukat (Lukács et al., 2022; Selmeczi et al., 2023).

3.1.3. A Tokaji-hegység szilíciumgazdag vulkanizmusának kitörés kronológiája

A Tokaji-hegység fejlődéstörténetének rekonstrukcióját az üledékes (Csepregyhény 1963; 1966; Hajós & Pálfalvi, 1964; Koreczné 1966; 1967) és vulkáni egységek rétegtani adatai mellett K-Ar radiometrikus koradatok (Pécskay et al., 1987; 1995; 2006; Pécskay & Molnár, 2002; 2. ábra) segítették. Az értelmezett kitörési korok ~15 és 9 millió év között szórtak ($14,6 \pm 0,8$ – $9,4 \pm 0,5$ Ma, Pécskay et al., 1987; 1995; 2006; $15,2$ – $9,4$ Ma, Pécskay & Molnár, 2002). A földtani térképezés alapján négy szilíciumgazdag robbanásos vulkanoklasztit egységet lehetett elkülöníteni. A legidősebb, sátorlajaujhelyi egység piroklasztitjait késő badeni korúnak határozták meg, a mért K-Ar korok $15,2 \pm 0,6$ Ma és $13,1 \pm 0,5$ Ma közé estek, a kőzeteket ért hidrotermális átalakulás (agyagásványosodás, kovásodás, zeolitosodás) korát pedig ~ $13,2$ – $13,0$ Ma közé tették (Pécskay et al., 1987; Pécskay & Molnár, 2002). A szarmata korú, a hegység északi részén megjelenő hegyközi piroklasztitok K-Ar koradatai $12,4 \pm 0,8$ Ma és $11,7 \pm 0,5$ Ma közötti eredményeket adtak (Pécskay et al., 1987), míg a déli területen lévő szerencsi piroklasztitok és lávakőzetek korát $12,2 \pm 0,5$ – $11,3 \pm 0,5$ Ma közöttire határozták meg (Pécskay & Molnár, 2002). Ez utóbbiak esetében az intenzív hidrotermás működés jelentősen átalakította a kőzetek egy részét (alunitosodás, bentonitosodás, kaolinitesedés), ami alapján a másodlagos átalakulás kora $12,4$ – $10,4$ Ma (Pécskay & Molnár, 2002). A legfiatalabb, vizsolyi piroklasztitok a terület nyugati részén találhatók, K-Ar radiometrikus koruk alapján már a pannóniai korszakban, $11,2 \pm 0,5$ millió évvel ezelőtt keletkeztek.

A Tokaji-hegység területén számos lelőhelyről gyűjtöttünk piroklasztit mintákat és végeztem a Bükkaljához hasonló módszerrel cirkon geokronológiai vizsgálatokat (22 minta; Lukács et al., 2024), hogy pontosítsuk a robbanásos vulkánkitörések korát. A LA-ICP-MS koradatok kiértékeléséhez és a kitörésekhez legközelebbi, legfiatalabb korpopulációk korának meghatározásához a Lukács et al. (2018a) munkájában leírt és a fentiekben röviden összefoglalt eljárást használtam. Az értelmezett kitörési korok alapján négy fő, riolitos magmához kapcsolható, robbanásos vulkáni eseményt különítettem el (1. táblázat, 2. ábra). A négy kitörési egységet képviselő, kiválasztott minták esetében az in-situ LA-ICP-MS mérésekhez felhasznált kristályokból 5–6 darabot CA-ID-TIMS módszerrel is mértük (1. táblázat). Három esetben a koradatok szórása jóval meghaladta az egyedi adatok bizonytalanságát, amit a magmatározóban történt, időben elhúzódó cirkonkristályosodással magyaráztunk (antekristályok jelenléte). A negyedik (VIZS-1) minta esetében a cirkonkristályok alacsony U tartalma miatt az egyedi korok bizonytalanságai viszonylag nagyobbak és így az egyedi korok jelentősen átfednek egymással. Minden minta esetében az egyedi $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ koradatokból többféle módszerrel adtunk meg különböző, a kitörés idejét közelítő korokat: 1) legfiatalabb kristály kora; 2) Bayes-féle megközelítéssel, ami egy magmás testet képviselő cirkonkorok időbeli eloszlásából kiinduló előrejelzésen alapul (Keller et al., 2018); 3) egyedi adatok súlyozott átlagából számolt kor. Bár a három megközelítés hasonló, egymással nagyrészt átfedő korokra vezetett, a kevés adatból adódóan a legkevésbé torzított és így a legrobusztusabb korértelmezést a Bayes-féle megközelítés adja.

A Tokaji-hg. vulkáni működését cirkon geokronológiai vizsgálatom alapján a 13,1 millió éves (ID-TIMS cirkonkor: $13,092 \pm 0,019$ – $0,043$ Ma; 1. táblázat; 2. ábra) a Sátorlajaujhely kitörési esemény vezette be, ennél idősebb kort e képződményekre nem

kaptam. Ez a kor fiatalabb, mint amit a korábbi K/Ar koradatok alapján, az ehhez a kitörési egységhez tartozó mintákra megadtak (pl. Pécskay et al. 1987; Pécskay & Molnár, 2002). Megállapítottam továbbá, hogy a 14,4 millió éves Harsány kitörési egység piroklasztitja megjelenik a Sátoraljaújhely egység alatt a Tokaji-hg. északnyugati előterében a Hidasnémeti, Hn-1-es fűrásban.

Kb. 800 ezer évvel az első kitörési eseményt követően, a Tokaji-hg. északi részén megtalálható Hegyköz egység vulkáni anyaga rakódott le. Az egységből származó minták LA-ICP-MS kora $12,3 \pm 0,2$ és $12,6 \pm 0,2$ millió év közötti értékeket adott. Az egységet reprezentáló egy minta esetében végzett CA-ID-TIMS kormeghatározás eredménye ($12,279 \pm 0,016 / -0,022$ Ma) fiatalabb kort adott az ugyanabból in-situ módszer alapján kapotthoz képest ($12,6 \pm 0,2$ Ma). Ezt a különbséget elemeztük a CL képek és az egyedi koradatok figyelembevételével, és arra a következtetésre jutottunk, hogy a lézeres módszerrel kapott izotóparányokból számolt idősebb koradatokat feltehetően a mérési kráterbe kis mennyiségben bekerült idősebb (ante-) kristálydomének okozhatták, amelyek hatása azonban viszonylag kicsi a teljes cirkonkristályokon végzett mérések esetében. A vulkáni kitörési egységet kialakító több, egymást követő kitörés feltehetően maximum 300 ezer éven belül lezajlott, a kitörési központjuk a Tokaji-hg. északi részén lehetett.

Néhány százezer évvel később újabb heves robbanásos kitörések történtek, amelyek a Szerencs egységet hozták létre a terület déli részén. Zelenka (1964) a közettani jellemzők alapján különböző alegységeket különített el, amelyekből – egy kivétellel – mind vettünk mintát. Az ezekből származó cirkonkristályok hasonló CL képet mutatnak és hasonló korokat adtak. Az in-situ és a teljes cirkon CA-ID-TIMS kormeghatározás eredményei jól egyeznek, a vulkánkitörés kora $11,9$ – $12,0$ Ma, illetve $11,954 \pm 0,017 / -0,034$ Ma (1. tábla, 2. ábra).

A Tokaji-hg. területén a legfiatalabb kitöréseket a nyugati peremen megjelenő piroklasztitok mutatják, amit Vizsoly egységként foglaltunk össze. Ez nem sokkal a Szerencs kitörés után történt $11,6 \pm 0,2$ és $11,7 \pm 0,2$ Ma között (ID-TIMS kor: $11,571 \pm 0,017 / -0,030$ Ma; 1. tábla, 2. ábra), a kitörések központja nem ismert. A kitöréshez nagy területen megjelenő piroxén tartalmú, riolitos ignimbrit kapcsolódik.

A Tokaji-hg. piroklasztitjain végzett cirkon U-Pb kormeghatározás alapján négy jelentős riolitos robbanásos kitörési eseményt különítettem el, amelyek 13,1 és 11,6 millió között játszódtak le. Ezek egyenként ugyanahhoz a magmához kapcsolódó több, időben szorosan egymást követő (maximum néhány 100 ezer éven belüli) kitöréssorozatból állhattak. A négy elkülönített kitörési esemény közül, a fűrások alapján rekonstruálható vastagságértékeket is figyelembe véve, a Sátoraljaújhely és a Szerencs kitörések során nagy térfogatú magma jutott a felszínre. E kitörések feltehetően kalderabeszakadással jártak és jelentős kiterjedésű területet fedett be a vulkáni üledék. Az új cirkonalapú korok a Tokaji-hegység vulkanizmusának rövidebb (1,5-2 Myr) időtartamára utalnak, ami később kezdődött (15,2 Ma helyett 13,1 Ma), mint amire a korábbi K-Ar korok alapján következtettek (Pécskay et al., 2006). Eredményeim segítettek a Tokaj-hg.-hez kapcsolódó litosztratigráfiai egységek revideált leírásait (Selmeczi et al., 2023).

3.1.4. Következtetések a magmatározók jellegére, fennállási idejére és a szilíciumgazdag vulkanizmus petrogenézisére

A Kárpát–Pannon térségben (CPR) zajlott kora–középső miocén szilíciumgazdag vulkanizmus magmáinak petrogenetikai fejlődéstörténetére korábban elsősorban a vulkáni kőzetek teljes kőzet nyomelem- (pl: Póka et al., 1998; Harangi et al., 2005; Lukács et al., 2007; 2009; Kiss et al., 2010;) és izotópos összetétele alapján következtettek (Harangi & Lenkey, 2007; Seghedi & Downes, 2011). Póka et al. (1998) szerint az elsődleges magmák gránitos vagy metaüledékes eredetű felsőkéreg anyag megolvadásából származtak. Harangi & Lenkey (2007) kezdetben gazdagodott litoszféra köpeny- és alsó kéregeredetű olvadékok

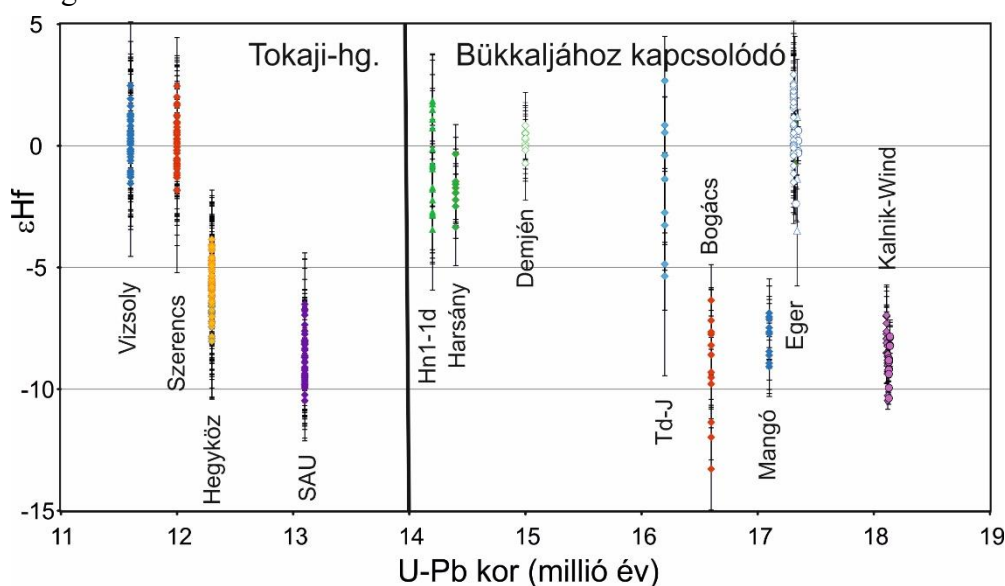
keveredését feltételezte, majd idővel fokozatosan csökkent a kéregkomponens, az elsődleges magmák uralkodóan földköpeny-eredetűek lettek, amelyek további magmás differenciációval váltak szilíciumgazdag dácitos-riolitos összetételűvé. Seghedi & Downes (2011) is e modellt támogatta azzal, hogy véleményük szerint idővel egyre kisebb mértékű szubdukciós komponenst tartalmazó litoszféraköpeny olvadt meg. A keletkezett magmák további fejlődéstörténetében a különböző fő- és akcesszórikus ásványok frakcionációs kristályosodása, eltérő összetételű riolitos magmák keveredése játszotta a fő szerepet (pl. Póka et al., 1998; Harangi et al., 2005; Lukács et al., 2005; 2009; Csuppon et al., 2012). A Tokaji-hegység riolitjainak kialakulására eddig kevés kutatás koncentrált. Kiss et al. (2010) nyomáscsökkenéses olvadást feltételeztek a litoszféra földköpeny alsó részén, ahol korábbi szubdukcióhoz kapcsolódó fluidumok okoztak átalakulást (metaszomatózist). Az elsődleges magmák a frakcionációs kristályosodás mellett több-kevesebb kéreg asszimiláción eshettek át (Seghedi et al., 2004), de az sem kizárt, hogy a földkéregben is történt olvadás és a különböző magmák keveredtek egymással (Kiss et al., 2010).

A cirkonkristályok nyomelem és Hf-izotóp tartalma érzékenyen jelzi az egyensúlyi magma jellegét és fejlődéstörténetét, ezzel finomítani tudtuk a petrogenetikai ismereteket, valamint az in-situ U-Pb izotópméréseken alapuló kristályosodási kormeghatározás eredményei alapján következtetni tudunk a magmatározók fennállási idejére is. Nagyszámú, célzott kristályterületi/térfogati felbontással végzett mérésből, illetve a teljes cirkonkristály mérésekből származó adatokból következtettünk arra, hogy milyen hosszan történt a cirkonkristályok képződése, vagyis mennyi időn keresztül volt a kristályosodáshoz megfelelő olvadék összetétel és hőmérséklet. Hibahatáron belüli folyamatos kristályosodási korok esetében, ez az időintervallum megadja a földkéreg felső részében létrejött magmatározó minimális fennállási idejét.

Lukács et al. (2015; 2018a) és Brlek et al. (2023) bükkaljai szilíciumgazdag vulkáni képződmények cirkonvizsgálata során kapott eredményei azt mutatják, hogy **a térségben a szilíciumgazdag magmatározók a nagy vulkánkitörések előtt minimum 60–240 ezer évig, de akár 300–700 ezer éven keresztül is aktívan léteztek a felső földkéregben.** Ez az eredmény összhangban van szakirodalmi adatokkal (Costa, 2008), különösen a nagy térfogatú magmákra vonatkozóan (pl. Taupo, Whakamaru ignimbit, Brown & Fletcher, 1999; Fish Canyon Tufa, Bachmann et al., 2007; Gelman et al., 2013; Wotzlaw et al., 2013; Curry et al., 2021; La Pacana ignimbit, Schmitt et al., 2003; Folkes et al., 2011). A Bükkalja esetében az eltérő cirkon nyomelem-összetétel adatok alapján arra következtethetünk, hogy különböző kémiai jellegű riolácitos-riolitos magmák, magmatározók léteztek egyidőben elkülönülten, egymás közelében (Lukács et al., 2015; Harangi & Lukács, 2019). A Tokaji-hg. piroklasztitjainak cirkonvizsgálata alapján Lukács et al. (2024) arra következtettek, hogy minimum 46–265 ezer évig épültek és léteztek a földkéregben a nagy szilíciumtartalmú magmatározók.

Amennyiben a kontinentális vulkanizmusra vonatkozó átlagos ~1:10 vulkáni/plutoni térfogataránnyal számolunk (White et al., 2006) és figyelembe vesszük, hogy a Bükkalja nagy vulkánkitöréseit több száz köbkilométer térfogatú, jórészt kristályszegény magma táplálta, akkor **a földkéregben a kora és középső miocénben, olykor ugyanabban az időben, több ezer köbkilométer térfogatú magmatestek lehettek jelen, akár egymás közelében.** Továbbá, a felső földkéregben felhalmozódó szilíciumgazdag magmák létrejöttéhez az elsődleges mafikus magmák erőteljes frakcionációs kristályosodása szükséges. Ezek a fejlett magmák a kezdeti bazaltos magma 40-50%-át képviselhetik. Ez azt jelenti, hogy legalább kétszer annyi, azaz több tízezer köbkilométer mennyiségű bazaltos magma halmozódhatott fel az alsókéregben, illetve a földkéreg-földköpeny határon a Pannon-medence alatti litoszféra erőteljes elvékonyodásának idejében.

A kiterjedt, 18,1–14,4 és 13,1–11,5 millió évvel ezelőtti szilíciumgazdag vulkanizmust tápláló nagy térfogatú magmatározók felső földkéregbeli kialakulásához, azaz a magma földkéreg kőzetekbe nyomulásához és méretbeli növekedéséhez, jelentős felfűtésnek kellett történnie, ami megemelte a rideg-képlékeny tulajdonság határfelületét. A képlékeny tulajdonságú földkéreg ugyanis nagyobb hatásfokkal tudja befogadni a nagy térfogatú magmatömeget (pl: de Silva & Gregg, 2014). A földkéreg középső-felső részének felfűtéséhez a szilíciumgazdag vulkanizmust megelőző magmás tevékenység szükséges. A kezdeti, 18,1 millió évvel ezelőtti nagy vulkánkitörések előtti egymillió éves időszakban ez megtörtént, részben pl. a 19 millió évvel ezelőtti andezites–dácitos vulkanizmussal (Paks környéke; MVM Paks II Zrt. Telephely Biztonsági Jelentés II/5 fejezet, 2016; Harangi & Lukács, 2019), részben a több százezer éven keresztül zajló, alsókéregbe nyomuló bazaltos magmatömegekkel.

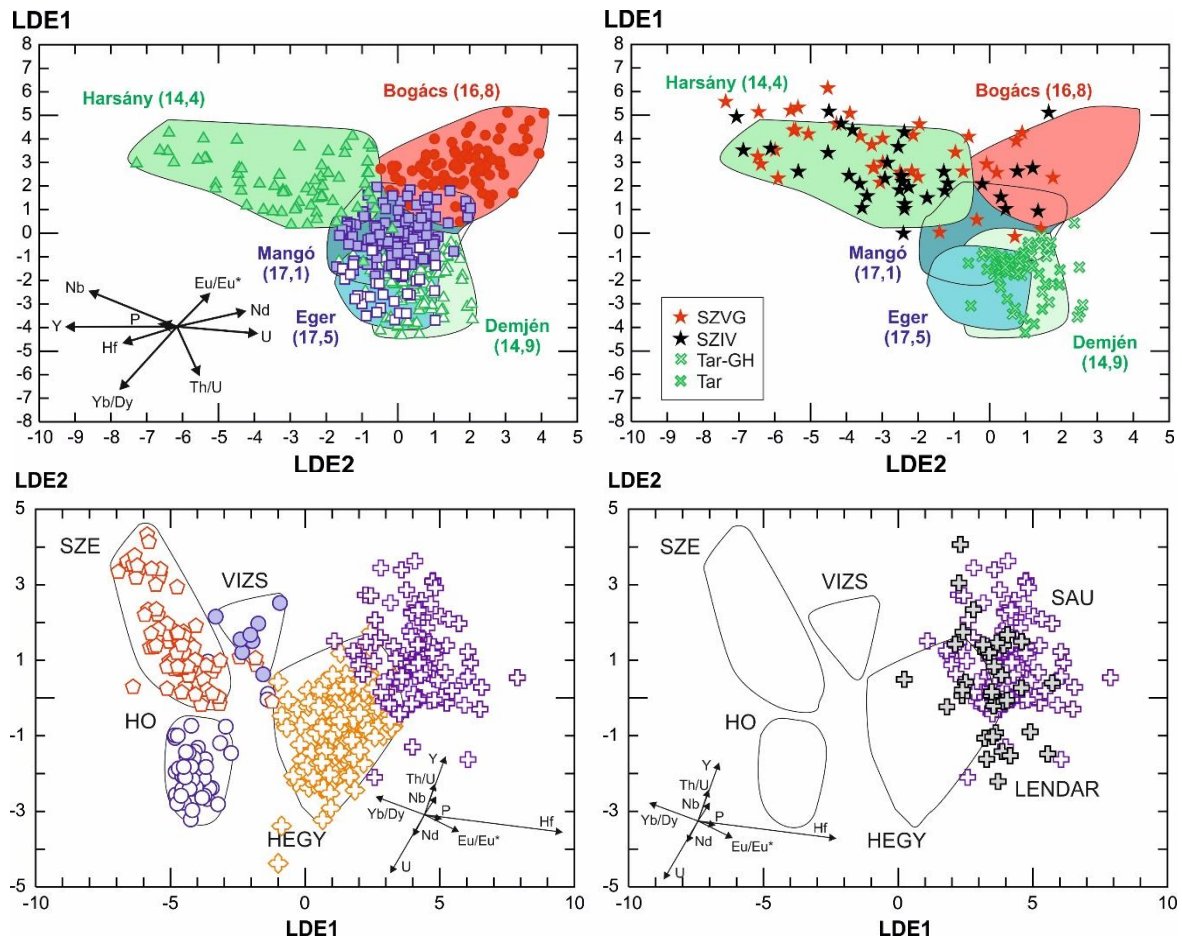


3. ábra: A Tokaji-hg. és a Bükkalja vulkáni terület kiterési egységeiből származó cirkonkristályok ϵHf értékei (Lukács et al., 2018a; 2024; Brlek et al., 2023). Az egységek korát a cirkon ID-TIMS korok alapján adtuk meg.

A szilíciumgazdag vulkáni működést okozó elsődleges magmák forrásterületének jellegét, a magmafejlődést a cirkonkristályok Hf izotópos összetétele jól tükrözi. A Bükkalja és Tokaji-hegység területén elkülönített piroklasztit egységekben lévő cirkonkristályoknak meghatároztam az in-situ $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ izotóposzétételét és a koradatok alapján ϵHf értékeket számoltam (Lukács et al., 2018a; 2024; Brlek et al., 2023). Az ϵHf értékek a keletkezés idejében adja meg a Hf-izotópos összetételt az akkori Föld átlaghoz viszonyítva. A számolt értékek széles tartományban mozognak, a bizonytalanságot is figyelembe véve, -14 és +4 között (3. ábra). Ez arra utal, hogy **az elsődleges magmák részben földköpeny-eredetűek, amihez változó mennyiségű földkéreganyag keveredett (kéregasszimiláció és/vagy földkéreg-eredetű magma hozzákeveredés)**. Az elkülönített kiterési egységeknek jellemző ϵHf értékei vannak (3. ábra). Figyelemre méltó, hogy a BVT és Tokaji-hg. esetében is a fiatalabb kiterési egységek (Demjén, Harsány; Szerencs, Vizsoly) nagyobb (radiogénebb) ϵHf értékkel jellemezhetők, mint a korábbi kiterések képződményei, ami időben növekvő földköpeny-eredetű magma részvételét jelzi a magmafejlődésben. Ez összhangban van a korábbi, bükkaljai teljes kőzet (horzsakő) Sr–Nd izotópadatokkal (Harangi & Lenkey, 2007), azonban az új cirkon izotópos adatok nagyobb időbeli felbontásban képezik le a teljes vulkáni működést. A bazaltos magmák frakcionációs kristályosodásával alakultak ki a fejlett, kisebb sűrűségű, SiO_2 -ben gazdag olvadékok, amelyek képesek voltak a felmelegített földkéregben sekélyebb mélységbe nyomulni, ahol fokozatosan kialakították a nagy térfogatú

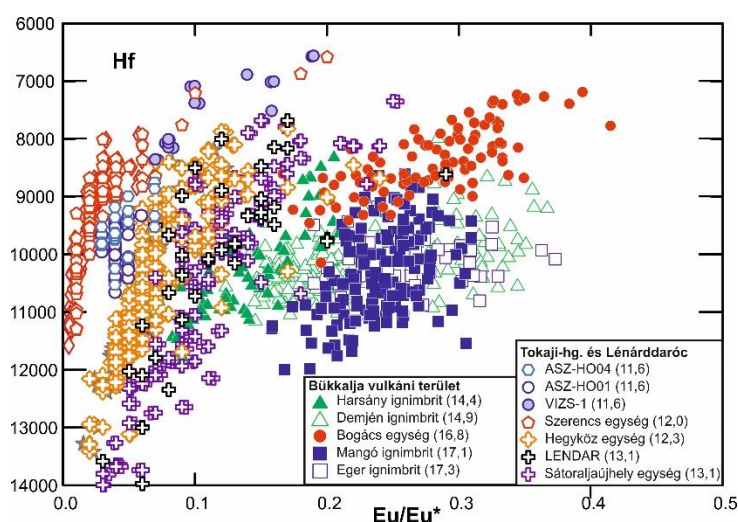
magmatározókat. A 17,3 Ma korú Eger egység cirkon izotópos összetétele a többi korai miocén egységhez képest eltérő, és kéregkomponensben szegényebb, magasabb ϵHf értéket adott. Ezt az eltérést a megolvadó alsó kéreg heterogén összetételével magyarázta Brlek et al. (2023), vagyis azzal, hogy az Eger egység esetében a forrásmagma képződésekor a litoszféra eredetű köpenyolvadék egy kisebb radiogén izotóptartalmú mafikus alsókéregből származó olvadékkal keveredhetett.

A cirkon ϵHf értékek növekedése jelezheti azt, hogy a litoszféra elvékonyodásával egyre nagyobb szerep jutott a földköpeny eredetű, ezen belül vélemezhetően a felemelkedő asztenoszféra részleges olvadásával keletkező magmáknak. Ez összhangban van azzal, hogy **a bükkaljai vulkáni működés lemezen belüli helyzetben, extenziós környezetben zajlott** (pl: Lexa & Konecny, 1974; Harangi & Lenkey, 2007), és ez sok tekintetben mutat hasonlóságot az új-zélandi Taupo extenziós, eltolódásos ('strike-slip') tektonikai rezsimhez (környezethez) kapcsolható riolitos vulkáni működésével (Lukács et al., 2018a). **A fiatalabb szilíciumgazdag vulkáni működés a Tokaji-hegység területén szintén litoszféra elvékonyodáshoz köthető, azonban egy speciális geodinamikai környezetben, a szubdukciós zónához közelebb, a kőzetlemez-alábukás, kőzetlemez-hátragördülés végső, leszakadási esemény előtti helyzetében történhetett** (Lukács et al., 2024).



4. ábra: A BVT (bal felső) és a Tokaji-hg. (bal alsó) fő kitorési egységeinek elkülönítése sokváltozós diszkriminancia analízis használatával a cirkonkristályok nyomelem összetétele alapján. LDE1 és LDE2 a BVT és a Tokaji-hg. esetében meghatározott két legjelentősebb lineáris diszkriminációs együtthatót jelenti. Az elkülönítésben az egyes változók relatív súlyát a vektornylak mutatják. A kapott diszkriminációs diagramon ezt követően ábrázoltuk a disztális vulkáni képződményeket (BVT jobb felső és a Tokaji-hegység jobb alsó), hogy a fő kitorési egységekhez való kapcsolódásukat megállapítsuk. SZVG=Mátraverebély-Szentkút, Vadászgödör; SZIV=Szilvásvár; Tar-GH=Tar, Gömör-hegy; SZE=Szerencs; VIZS=Vizsoly, SAU=Sátoraljaújhely; LENDAR=Lénárdaróc; HEGY=Hegyköz; HO=Hidegoldal

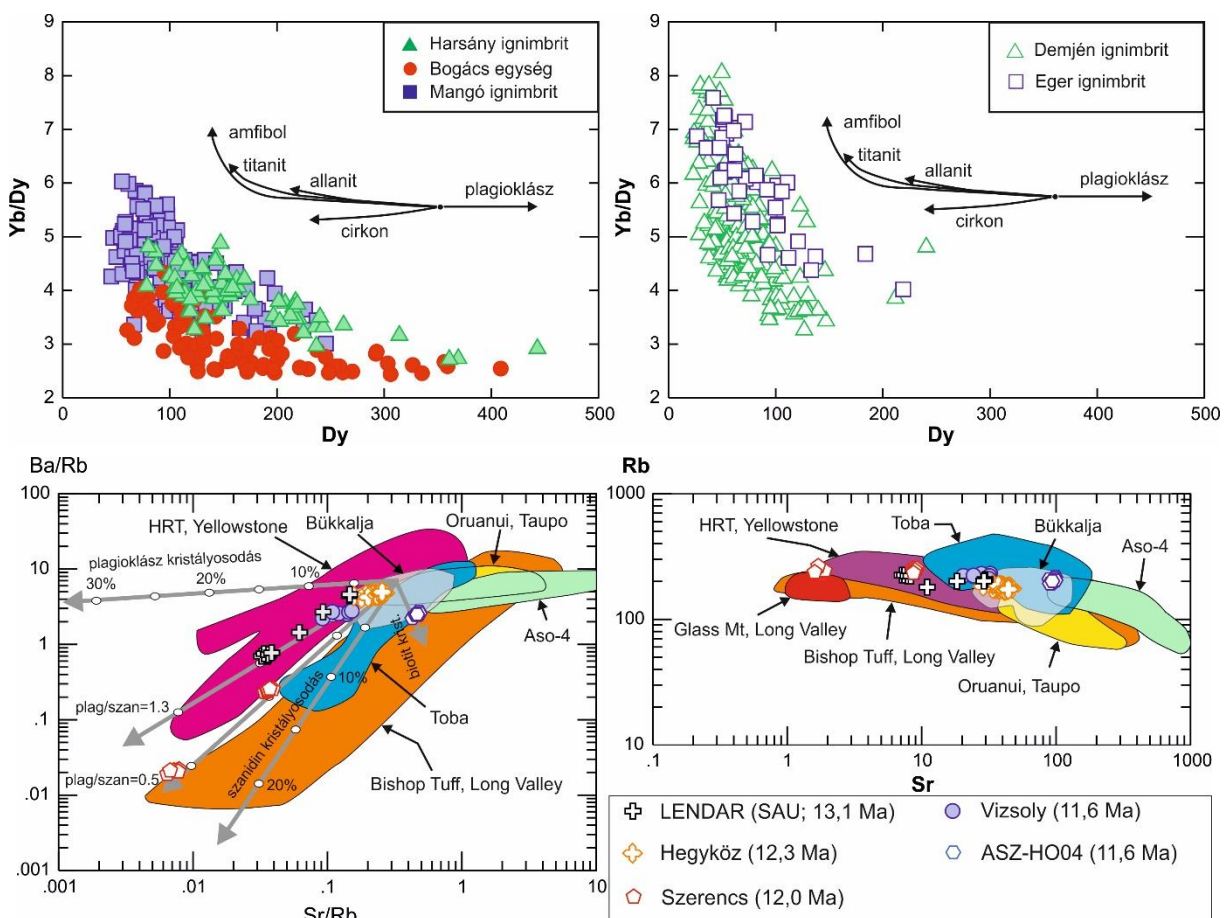
A cirkonkristályok nyomelem-összetétele érzékenyen tükrözi a befogadó magma jellegét és jellemzi a Si-gazdag magmás rendszereket (pl. Hoskin & Schaltegger, 2003; Klemetti et al., 2011; Klemetti & Clynne, 2014; Wotzlaw et al., 2013; Chamberlain et al., 2013; Cooper et al., 2014). Az U-Pb izotóparányok meghatározása mellett, ugyanabból a gerjesztett cirkon kristálytérfogatból vagy esetenként egyéb kristálydoménékből nyomelem-összetételt is mértem és meghatároztam a Pannon-medencében előforduló miocén korú, szilíciumgazdag piroklasztit egységek jellemző cirkon nyomelem-összetétel ujjlenyomatát. Rámutattam arra, hogy a főbb kitörési egységek elkülöníthetők a cirkon nyomelem-összetételük alapján, amit sokváltozós matematikai módszerrel is alátámasztottam (4. ábra; Lukács et al., 2018a; 2021a; 2024). Az összetételbeli különbség elsősorban a Hf, Y, U, Nb, valamint az Yb/Dy, Th/U és Eu/Eu* értékekben van, ami a szilíciumgazdag magmák eltérő fejlődésével magyarázható. A nyomelem koncentrációbeli különbséget a kristályosodási folyamatban résztvevő eltérő ásványfázisok (pl. amfibol, allanit, földpátok), a differenciáció mértéke, a magma eltérő oldott víztartalma és a kristályosodás körülményei (pl. oxidációs környezet) okozzák. A két terület piroklasztitjainak cirkon nyomelem-összetétele különbözik egymástól (5. ábra): a Tokaji-hegység cirkonkristályait jellemzően kisebb Eu/Eu* érték, azaz nagyobb negatív Eu-anomália jellemzi, ami erőteljes földpát frakcionációt jelezhet. Ez arra utal, hogy a riolitos magmák fejlődése a két területen eltérően zajlott, vélhetően a kristályosodás körülményei (magma víztartalom, oxidációs környezet) miatt.



5. ábra: A Tokaji-hg. és a Bükkalja vulkáni terület szilíciumgazdag vulkáni képződményeinek összehasonlítása cirkonkristályok Eu/Eu* és Hf összetétele alapján (Lukács et al., 2015; 2018a; 2021a; 2024). A két terület riolitjai jól elkülöníthetők egymástól. A zárójelben lévő számok az egységek, minták korát jelzik millió évben. További jelmagyarázat Lukács et al., 2024-ben)

A vizsgált kitörési egységek többsége kristályszegény, azaz olvadékban gazdag magmatározó részből (olvadéklencse) származtak. A magmatározó kristályok között lévő fejlett olvadék anyaga vélhetően nem sokkal a kitörés előtt különülhetett el és képezett kitörésre alkalmas magmatömeget. A horzsakövek üde kőzetüvege és a nem átalakult kőzetüvegszilánkok ezt az olvadékot képviselik, amelynek nyomelem összetételét in-situ LA-ICP-MS elemzéssel határoztuk meg (Harangi et al., 2005; Lukács et al., 2024). **A kapott geokémiai adatok alapján megállapítottam, hogy a cirkon koradatok alapján elkülönített kitörési egységek kőzetüveg nyomelem összetételben is különböznek mind a Bükkalja, mind a Tokaji-hegység területén** (6. ábra). A Demjén és az Eger egységek kőzetüveg összetétele amfibol frakcionációt jelez, azaz a kőzetolvadék vízben gazdagabb volt (Bachmann & Bergantz, 2009 által definiált 'hideg-nedves-oxidált' magmatípus). A Tokaji-hegység szilíciumgazdag kőzetüvegének nyomelem összetétele szárazabb magmafejlődést jelez. Ehhez erőteljes kristályosodás kapcsolódott, amit különböző arányú szanidin és plagioklász kiválás jellemzett a járulékos kristályfázisok mellett (6. ábra). A Szerencs kitörés kőzetolvadéka

különösen fejlett, extrém magmás differenciációt jelez, amihez hasonló a publikált adatok alapján csak néhány riolit előfordulás esetében tapasztalható (pl. Glass Mt., Davies & Halliday, 1998; Bishop Tufa, Long Valley, Chamberlain et al., 2013; Huckleberry Ridge Tufa, Yellowstone, Swallow et al., 2019). A Tokaji-hegység piroklasztitjaiban lévő kőzetüvegek nyomelem tartalma átfed a Bachmann & Bergantz (2009) által definiált tipikus 'forró-száraz-redukált' típusú szilíciumgazdag magma összetételekkel. A Taupo vulkáni zónában, a Pannon-medencéhez hasonlóan, mindkét magmatípus előfordul (Deering et al., 2008; 2010), míg más riolitos területeken általában csak az egyik típus jelenik meg. A Szerencs, a Demjén és a Harsány egységek esetében a kitörést tápláló magmák összetétele bimodális, ami azzal magyarázható, hogy a magmatározóban kismértékben különböző, egymástól elkülönült olvadéklencsék alakultak ki. A kitörő magmába mindkét olvadéklencséből került be anyag, amelyek a gyors magma felnyomulás és kitörés során nem tudtak egymással homogenizálódni.



6. ábra: A felső két ábra a bükkaljai piroklasztitokban lévő cirkonkristályok nyomelem összetételének változását és a különböző ásványfázisok kristály frakcionáció okozta összetétel változás irányát mutatja (Lukács et al., 2021a). Az alsó ábrák a Tokaji-hegység piroklasztitjaiban lévő kőzetüveg nyomelemösszetétel alapú petrogenetikai értelmezést mutatják be, ahol a Szerencs kitörési egység magmája extrém magmás differenciáción esett át (részletes értelmezést és az összehasonlító adatok forrását Lukács et al., 2024 munkája tartalmazza).

3.1.5. Cirkon/olvadék nyomelem megoszlási együtthatók meghatározása

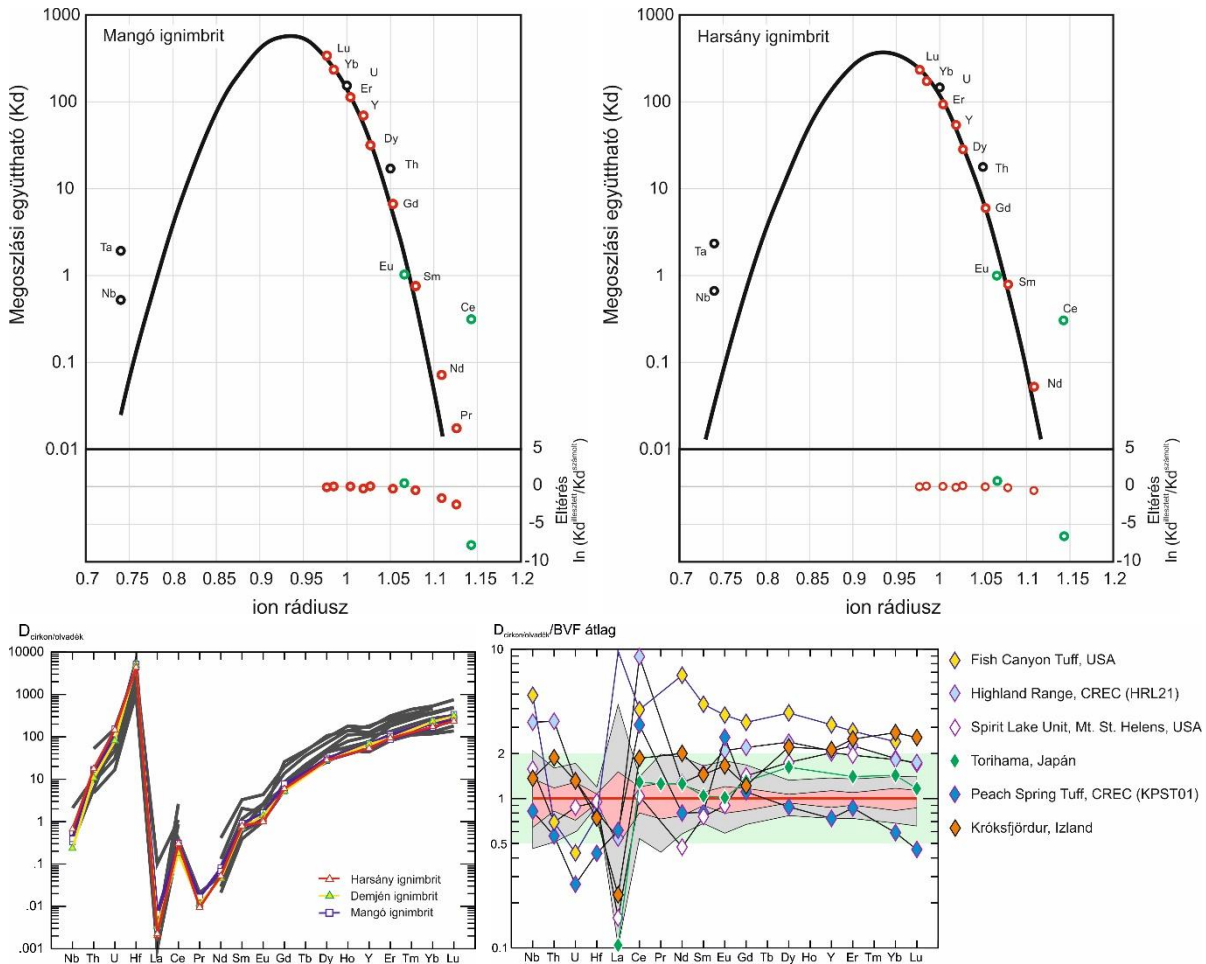
A cirkonkristályok nyomelem-összetételét az egyensúlyban lévő magma kémiai tulajdonságai és a kristályosodás körülményei (pl. hőmérséklet, oxigén fugacitás) határozzák meg. A cirkon kristályrácsába beépülő nyomelemek mennyiségét a Henry-törvénynek megfelelően az elemek cirkon és olvadék közötti megoszlása, számszerűsítve a megoszlási

együtthatója (K_d -értéke) határozza meg adott körülmények között. Az ásvány/olvadék megoszlási együtthatók alapvetőek a kvantitatív petrogenetikai modellszámításokban, ezek ismeretével modellezhetjük egy olyan olvadék (magma) fejlődését, amely a cirkon telítettségi hőmérséklet alatt fejlődik. Ennek segítségével, üde kőzetüveg fázis hiányában is meghatározhatjuk a cirkonkristályokkal egyensúlyban lévő olvadék összetételét. Ez utóbbinak például akkor van szerepe, amikor a kőzet és/vagy a kőzetüveg jelentős átalakuláson esett át. A megoszlási együtthatókat kísérleti úton határozzák meg, de ez természetes ásvány és kőzetüveg adatokból is lehetséges, feltéve, ha sikerül egyensúlyi fázisokat azonosítani. Ez utóbbi számolás bizonytalansága eredendően nagyobb az előbbihez képest, ennek ellenére a természetes adatokon alapuló megoszlási együtthatók jól használhatók és a nagyobb adatmennyiségnek köszönhetően jobban leírják a különböző magmás rendszerekhez és változatos fizikai körülményekhez kapcsolódó megoszlásokat (pl. Claiborne et al., 2018; Burnham & Berry, 2012; Burnham, 2020). A publikált cirkon/olvadék megoszlási együtthatók (Nagasawa, 1970; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Sano et al., 2002; Bachmann et al., 2005; Colombini et al., 2011; Padilla & Gualda, 2016; Claiborne et al., 2018) figyelemre méltó szórást mutatnak, ezért igyekeztünk újabb adatokkal kiegészíteni ezt az adatbázist (7. ábra).

A Bükkalja Si-gazdag kőzetei kristályszegények és miocén koruk ellenére meglepően üde kőzetüvegeket tartalmaznak. Ezért alkalmasak arra, hogy a **metalumíniumos-gyengén peralumíniumos riolit-riodácit rendszerekre cirkon/olvadék megoszlási együttható értékeket** határozzunk meg. Ehhez azokat a mintákat vettük alapul, ahol a cirkonkristályok mellett in-situ kőzetüveg nyomelem-összetétel is rendelkezésünkre állt (Harangi et al., 2005), továbbá a szöveti és geokémiai adatokkal bizonyítani tudtuk, hogy e fázisok kémiai egyensúlyban lehettek. Ennek megfelelően a számoláshoz az adott kitörési egység mintáiban lévő cirkonkristályok külső szegélyének és a kapcsolódó kőzetüvegszilánkok homogén nyomelem adatainak átlagait használtam fel (Lukács et al., 2021a). A kapott eredményeket a Blundy & Wood (1994; 2003a, 2003b) által kidolgozott kristályrács feszültségi modell alapján, Onuma-diagramon (Onuma et al., 1968) illesztett parabola görbék paramétereinek kiszámításával értelmeztem (Lukács et al., 2021a). A BVT egységei közül a Mangó és Harsány egységek (a domináns 'normál' összetételű kőzetüvegek felhasználásával; Lukács et al., 2007; 2009) esetében tudtam homogén összetételekből cirkon/olvadék megoszlási együtthatót számolni (7. ábra). A Demjén egység esetében a számoláshoz az egyik cirkon összetételi csoportot (amit nagy Yb/Dy és nagy Eu/Eu* jellemez) és a hozzá kapcsolható kis vagy negatív Eu-anomáliát nem mutató kőzetüveg nyomelem adatokat használtam fel. A három egység adataira számolt K_d értékek $\pm 1\sigma$ szóráson belül megegyeznek és hasonlóak ahhoz, amikor az olvadék összetételként a teljes kőzet (horzsakő) összetételt használjuk (Lukács et al., 2021a). Mindez annak ellenére fennáll, hogy a kitörési egységek magmáinak kémiai összetétele egymáshoz képest különböző (7. ábra).

A K_d -értékek egy folyamatos növekedést mutatnak a könnyű ritkaföldfémektől a nehéz ritkaföldfémekig, a Th, U és Hf erős kompatibilitást ($K_d > 10$) mutat, míg a Nb gyengén inkompatibilis ($K_d = 0,3-0,7$; 7. ábra). A számolt megoszlási együtthatók valós értékét az Onuma diagramokon kapott kiváló parabola illesztés ($R^2 > 0,91$), a nulla körüli $\ln(D_{\min/\text{liq}}^{\text{fit}}/D_{\min/\text{liq}}^{\text{calc}})$ értékek, továbbá a szakirodalmi adatokkal összevethető kristályrács paraméter értékek is alátámasztják (Lukács et al., 2021a). Fontos megjegyezni, hogy a La és Pr elemekre számolt értékek bizonytalanok, amit a publikált adatok jelentős szórása is tükröz (7. ábra), mivel ezen elemeknek a kimutatási határhoz közeli, kicsi a mennyisége és a cirkonkristályok mérésekor egy belemért piciny zárvány hatására is jelentősen megemelkedhet az értékük. A Ce gyengén inkompatibilis ($K_d = 0,2-0,3$) és pozitív anomáliát mutat a K_d -érték lefutásokban, míg az Eu gyenge negatív anomáliát jelez a Mt. St Helens adatokhoz hasonlóan (Claiborne et al., 2018; 7. ábra). A Th/U arány cirkon/olvadék

megoszlása 0,11–0,16 között változik. Eredményeim rámutatnak arra, hogy *metalumíniumos-gyengén peralumíniumos dácit–riolit magmák esetében a szolidusz közeli hőmérsékleten lévő nagy SiO₂-tartalmú (>70 m/m%) olvadékösszetétel már nem befolyásolja jelentősen a megoszlási együttható értékeit* (Lukács et al., 2021a). Az új megoszlási együttható értékek a legjobb lehetőséget adják a CPR miocén Si-gazdag vulkanizmusához kapcsolható képződmények olvadékösszetételének megbecslésére abban az esetben, amikor a kőzetüveg átalakult és csak a cirkon nyomelemtartalma őrzi az eredeti magmás jelleget.



7. ábra: A Mangó és Harsány kitörési egység cirkon és kőzetüveg összetételre számolt megoszlási együtthatók és az ionsugár összefüggése Onuma-diagramon. A számolt adatokra szerkesztett parabola illesztése kiváló, a maradvány $\ln(D_{\min/\text{liq}}^{\text{fit}}/D_{\min/\text{liq}}^{\text{calc}})$ érték nulla körüli, a parabola értékekből számolt paraméterek összhangban vannak a Blundy & Wood (1994) kristályfeszültség modellel, amik alátámasztják a kapott eredmény elfogadhatóságát. Az alsó diagramok mutatják a Harsány, Demjén és Mangó egységekre számolt cirkon/olvadék megoszlási együtthatókat, valamint ezeknek a hasonló szilíciumgazdag magmás rendszerekre vonatkozó szakirodalmi adatokkal való összehasonlítását. A szakirodalmi adatokat a bukáljai eredmények (szürke sáv) átlagához (piros vonal, 1SD rózsaszín sáv) viszonyítottuk, ezek többsége kétszeresen belül van (zöld sáv). Ábrák és összehasonlító adatok forrása: Lukács et al. (2021a). CREC=Colorado River Extensional Corridor, USA

3.1.6. Cirkon ujjlenyomat-alapú tefrakorreláció, következtetések a vulkánkitörések nagyságára, területi elterjedésére

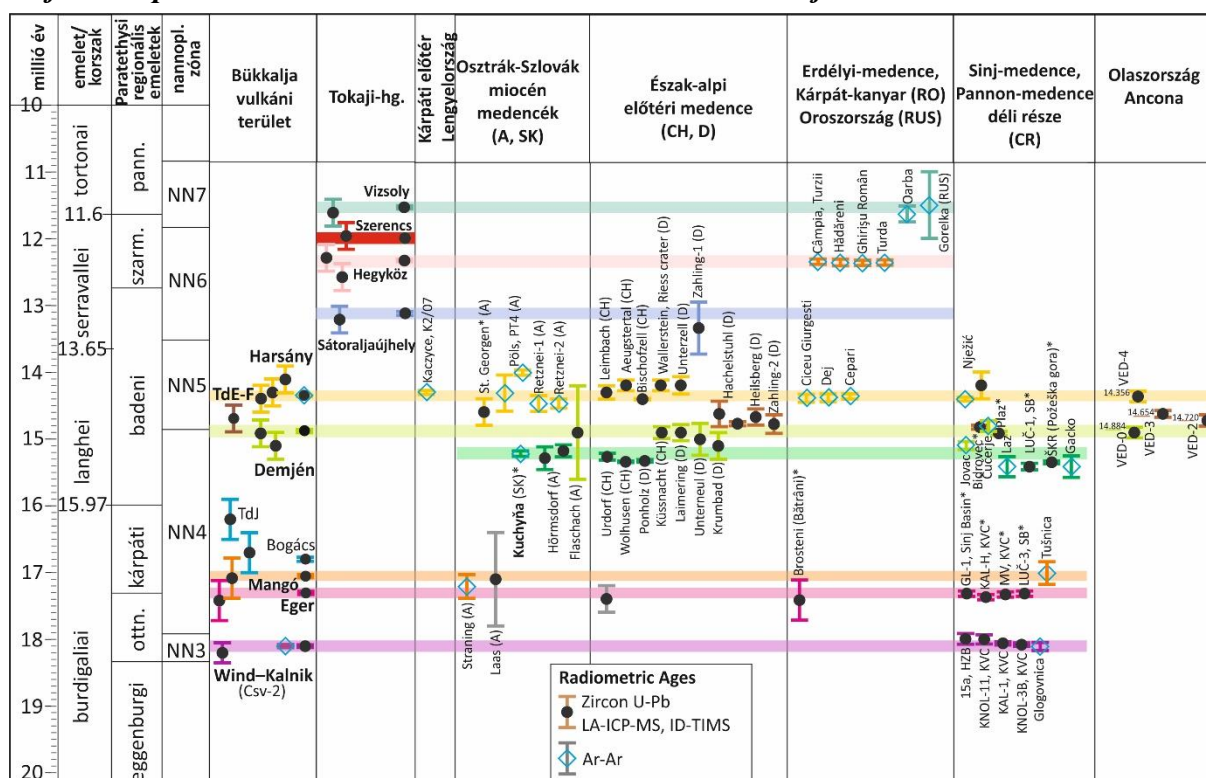
A nagy térfogatú (több száz, esetenként több ezer köbkilométer mennyiségű) magmák felszínre jutásával történő robbanásos kitörések jelentős (akár több tízezer négyzetkilométer) területet érintenek. A kora-középső miocénben több ilyen nagyságú vulkánkitörés történt a

Pannon-medencében. Magyarország és a környező országok területein számos helyen található ebből a korból Si-gazdag piroklasztitok, amelyek között koruk és megjelenésük alapján már egészen korán párhuzamokat vontak és földtani koruk szerint alsó, középső és felső riolituffa horizontokba vagy formációkba sorolták be őket (pl. Paul & Göbl, 1866a; 1866b; Noszky, 1912; Schréter, 1912). Az ugyanahhoz a vulkáni működésekhez kapcsolódó, de egymástól távol lévő tefraüledékek elkülönítése vagy korrelációja a recens kitörésekhez kapcsolódóan sem mindig egyszerű. A kitörési termékek egyidejűsége, azaz hibahatáron belül azonos kora a tefrakorreláció egy fontos alapja, azonban a vulkáni horizontok robusztus korrelációjához további (pl. vulkáni üveg és/vagy ásvány) geokémiai és izotópos adatok szükségesek a magmagenetikai kapcsolat megerősítésére, az azonos vagy csak hasonló korú tefra lerakódások felismeréséhez (pl. Lowe, 2011; Baresel et al., 2017; Schindlbeck et al., 2016; Lowe et al., 2017; Ellis et al., 2019; Szymanowski et al., 2019; Pearce et al., 2020; Hopkins et al., 2021; Kutterolf et al., 2021; Prentice et al., 2022).

A Pannon-medencében a 3.1.2 és 3.1.3. fejezetekben leírt, eddig felismert és kitörési korban pontosított vulkáni egységekhez tartozó képződményeknek a Bükkalján, illetve a Tokaji-hegységen belül és azon kívüli párhuzamosítása a kronosztratigráfiai egyezésen túl további, geokémiai hasonlóságok felismerését is igényli. Lukács et al. (2018a) és Rocholl et al. (2018) elsősorban kronosztratigráfiai egyezésen alapuló korreláció alapján következtetett arra, hogy számos helyen, például Ausztria, Románia, Csehország, Németország, Svájc területén a Pannon-medencében történt nagy vulkánkitörésekhez kapcsolódó vulkáni hamuhullás során rakódott le vulkáni anyag (8. ábra). Harangi et al. (2005) úttörő, LA-ICP-MS-el végzett in-situ kőzetüveg nyomelem-összetétel alapján történt, a BVT-en belül végzett korrelációs munkáját követően, a cirkonkristályok nyomelem- és izotópösszetételét felhasználva adtam új perspektívát távoli piroklasztit egységek korrelációjára, ismert kitörési eseményekhez való összekapcsolására (Lukács et al., 2021a; Brlek et al., 2023). A korábbi fejezetben kifejtettem, hogy *a cirkonkristályok kémiai összetétele szorosan tükrözi a bezáró magma jellegét és mivel e kristályok fizikai-kémiai mállásnak ellenállnak, ezért hosszú időn keresztül, mint egy ujjlenyomat őrzik a kitörő magma tulajdonságait. Mindezek alapján rámutattunk arra, hogy a cirkonkristályok U-Pb koradatainak, nyomelem-összetételüknek és/vagy Hf-izotóp tartalmuknak együttes használata hatékony az egymástól térben elszakított vulkáni képződmények korrelálásában, amennyiben a kitöréseket eltérő összetételű magma táplálta.*

A BVT és a Tokaji-hg. kitörési egységeit jellemeztem a cirkon U-Pb kor, nyomelem és Hf-izotóp összetétel alapján és ahol lehetett, megadtam a vulkáni kőzetüvegek geokémiai jellegzetességeit is (3.1.4. fejezet). Mivel az egyes vulkáni egységekhez kapcsolódó kitöréseket kismértékben eltérő összetételű szilíciumgazdag magmák táplálták (4–6. ábra), a geokronológiai és geokémiai adatok együttesével korrelálni tudtam a távoli, disztális vulkáni kőzetelőfordulásokat a kitörési központhoz közeli, proximális képződményekkel. Fontos tisztázni azonban azt, hogy e korreláció nem feltétlen egyedi vulkánkitöréseket és azok képződményeit azonosítja. A cirkon U-Pb geokronológiai mérési eredmények bizonytalansága a miocén korra vonatkoztatva néhány százezer, CA-ID-TIMS elemzés esetén néhány tízezer év, amin belül lehettek ismétlődő vulkánkitörések, azonban a hasonló kor és a hasonló geokémiai jelleg együtt alapot ad arra, hogy ugyanahhoz a magmához kapcsolódó vulkáni kitörési eseményeket és ezek képződményeit felismerjük. A BVT és a Tokaji-hg. területén elkülönített kitörési egységek esetében is fontos szem előtt tartani, hogy azok több, egymást időben szorosan követő kitörési alegységet tartalmaz(hat)nak, amelyeket esetlegesen a vulkanológiai és/vagy rétegtani jellegek alapján felismerhetünk, de geokronológiai vagy geokémiai alapon ezek nem feltétlenül különíthetők el egymástól. A szoros geokronológiai és geokémiai hasonlóság alapján azonban rétegtani kulcsszintek azonosíthatók.

A Bükkaljához viszonylag közeli területeken, Észak-Magyarországon, több vulkáni képződményt is vizsgáltam korrelációs szempontból, és megállapítottam, hogy ezek szinte mindegyike kapcsolható volt a Bükkalján elkülönített fő kitörési egységekhez (Lukács et al., 2021a). Ezek közül rámutattam arra, hogy az ipolytarnóci kora-miocén itatóhelyet befedő piroklasztitok a cirkon adatok alapján a 17,3 Ma korú Eger kitörési egységgel kapcsolhatók össze, míg a Nemti közelében előbukkanó vulkáni képződmények a kicsivel fiatalabb, 17,1 Ma Mangó kitörési egység része. A Mátraverebély melletti Vadászgödörben lévő akkréciós lapillit tartalmazó tufaréteg, illetve a Szilvásvárad melletti áthalmozott lapillitufa a 14,4 Ma Harsány kitöréshez kapcsolható a cirkon kor- és geokémiai adatok alapján (5. ábra). A tari Fehérkő-bányában található piroklasztit összetartozása a Demjén egységgel (Harangi et al., 2005) a cirkonkristályok alapján is megerősítést nyert és ide tartozik a közeli Gömör-hegy piroklasztitja is (5. ábra; Lukács et al., 2021a). A Lénárdaróc mellett megjelenő akkréciós lapilli-gazdag piroklaszt-ár üledékek a 13,1 Ma Sátoraljaújhely kitörési egységhez tartoznak (5. ábra; Lukács et al., 2024). Ezek az esettanulmányok alapot adtak arra, hogy **a cirkon ujjlenyomatmódszert, azaz az integrált cirkon kor- és geokémiai (nyomelem- és izotópösszetétel) adatok alapján történő korrelációs vizsgálatot még távolabbi területeken előforduló piroklasztitokkal való összehasonlításra is használjuk.**



8. ábra: A Bükkalja és a Tokaji-hg. azonosított kitörési egységei és korrelációja távoli területek vulkáni hamuüledékeivel (referenciák Lukács et al., 2018a cikkeiben, továbbá Arp et al., 2021; Bercea et al., 2023; Brlek et al., 2020; 2023; Bukowski et al., 2018; Danisik et al., 2021; de Leeuw et al., 2010; 2012; 2013; Marković et al., 2021; Rybár et al., 2019; Sant et al., 2019; 2020; Šegvić et al., 2023; Trinajstić et al., 2023; Vasiliev et al., 2010). *Geokronológiai adatok mellett geokémiai egyezés erősíti a korrelációt.

Kutatási eredményeink (Lukács et al., 2018a; 2021a) több nemzetközi együttműködést indítottak el, amely során a környező országok, helyi földtani ismerettel rendelkező szakembereivel együtt végzünk/végeztünk tefrakorrelációs vizsgálatokat, és amelyekben a korábbi tanulmányaimban bevezetett cirkon ujjlenyomatmódszert alkalmaztuk. Kutatási eredményeinket számos közleményben publikáltuk és továbbiak vannak előkészület alatt. A környező országokban (Ausztria, Horvátország, Románia, Szlovákia) lévő miocén vulkáni

előfordulásokat korrelálni tudtuk valamely, a Bükkalján elkülönített (8. ábra; Lukács et al., 2018a) nagyobb kitörési egységgel, és ezek hozzájárultak ahhoz, hogy a vulkánkitörések nagyságát megbecsüljük. A Bükkaljától jelenleg 350 km-re lévő horvátországi Kalnik miocén vulkáni képződményeinek a BVT 17,3 Ma és 18,1 Ma kitörési egységeivel való kapcsolatát cirkon U-Pb kor és izotópösszetétel, valamint kőzetüveg nyomelem- és izotópösszetétel alapján mutattuk ki (Brlek et al., 2023). Ez azt jelenti, hogy a 17,3 Ma Eger és 18,1 Ma Wind–Kalnik kitörések során a piroklaszt-árak akár több mint 100 kilométer távolságba is eljuthattak. Ilyen eseteket csak a nagy, több száz köbkilométer vulkáni anyagot szolgáltató, kalderaformáló kitörésekhez kapcsolódóan írtak le. A szintén horvát Medvednica piroklasztitjainak kora $14,937 \pm 0,012$ Ma és $14,835 \pm 0,012$ Ma, ami közül az előbbi a Demjén kitörés anyaga lehet (Trinajstić et al., 2023). Meghatároztam a Bécsi-medencebeli St. Georgen tufa keletkezési idejét, a $14,6 \pm 0,2$ Ma kor kijelöli a középső Paratethys egyik jelentős transzgressziós eseményének kezdetét (Šegvić et al., 2023). A cirkon kémiai ujjlenyomat alapján ez a szint a Harsány vagy a geokémiailag hasonló Tibolddaróc kitörési egységgel párhuzamosítható. A Kárpát-kanyarban lévő Bătrâni Tufa kora cirkon U-Pb mérési eredményeim alapján $17,4 \pm 0,2$ Ma (Bercea et al., 2023). A cirkon nyomelemladatok pontosan átfednek az Eger kitörési egységgel, ami alapján a tefrakorreláció alátámasztható. A Nördlingen Ries becsapódási kráterben felhalmozódott üledékben lévő vulkáni réteg kora cirkonvizsgálataink alapján $14,2 \pm 0,2$ Ma, feltehetően a Harsány kitörés anyaga lehet (Arp et al., 2021). Ezekhez hasonló kutatómunkák jelenleg is zajlanak saját kutatási pályázataim keretében és ezekből további új figyelemre méltó eredmények publikálása várható a közeljövőben.

A BVT és környezete jelentősen tektonizált, a miocén óta itt jelentős változások történtek, azonban az egyes kitörési egységek jelenlegi ismereteink szerinti proximális és disztális elterjedése és vastagság adatai alapján legalább hat egység (8. ábra) esetén feltételezhető, hogy azok kalderabeszakadáshoz kapcsolódó, nagy térfogatú ($>10\text{--}100\text{ km}^3$) magma robbanásos kitöréséből származnak. Ezt alátámaszthatja az is, hogy a kapcsolódó piroklaszt-árak akár 100 kilométer távolságba is eljuthattak. **Figyelembe véve a fúrások vastagságadatait is, arra következtettünk (Lukács et al., 2018a), hogy a Pannon-medencében e vulkáni működés egy közel 4 millió éven keresztül tartó, összességében több mint 4000 köbkilométer vulkáni anyagot szolgáltató, úgynevezett ignimbrít 'flare-up' eseményhez kapcsolható.** Ezek olyan időkben jól lehatárolható események, amikor a vulkáni kitörések során nagyságrenddel megnő a vulkáni képződmények mennyisége (Burns et al., 2015; de Silva et al., 2015). A térségünkben a vulkáni anyag becsült térfogata alapján a 18,1–14,4 millió évvel ezelőtti kitöréssorozat az úgynevezett harmadrendű pulzusok kategóriájába tartozhat (de Silva et al., 2015) vagy 2-es kategóriájú 'flare-up' eseménynek tekinthető (Gravely et al., 2016). A 18,1 Ma Wind–Kalnik, a 17,3 Ma Eger, a 14,9 Ma Demjén és a 14,4 Ma Harsány kitörési események egyenként vélhetően több száz köbkilométer vulkáni anyagot szolgáltathattak, a cirkon ujjlenyomat módszerrel végzett tefrakorreláció és elterjedés, valamint más nagy vulkánkitörésekkel (pl. Bishop, USA és Oruanui, Új-Zéland) való összevetés alapján. A vulkáni hamuanyag különösen jól és akár jelentős vastagságban megőrződött a mélyebb Paratethys üledékgyűjtőkben. Mindezek alapján rámutattam arra, hogy e vulkáni képződmények kulcsszerepet játszhatnak a Mediterrán-térségben lévő Paratethys rétegsorok kronosztratigráfiai keretbe foglalásában. **Az ismétlődő hatalmas vulkánkitörések során keletkezett több ezer köbkilométer térfogatú kumulatív tefra anyag Európa nagy területét érintette, ezek alapján következtettem arra, hogy Európa legnagyobb vulkánkitörései az elmúlt 20 millió évben a Pannon-medencében történtek.** A Tokaji-hg. szilíciumgazdag vulkáni működése bár szintén jelentős és regionális hatású volt, különösen a 13,1 Ma Sátoraljaújhely kitörés, azonban értelmezésem szerint ez nem tartozik az azonosított kora-középső miocén ignimbrít 'flare-up' eseményhez.

Az összességében több mint 4000 köbkilométer mennyiségű vulkáni anyag esetén 18,1–14,4 millió éve **minimálisan mintegy 40 ezer köbkilométer magmát feltételezhetünk a földkéregben**, amihez legalább kétszer annyi bazaltos magma szükséges. A Pannon-medence alatti litoszféra fő elvékonyodási szakaszában keletkező és **a földkéreg–földköpeny határon felhalmozódott mafikus magmák mennyisége tehát elérhette, vagy akár meghaladhatta a 100 ezer köbkilométert**. Összehasonlításként, a középső Andok területén, a Puna–Altiplano térségben a földkéregben geofizikai eszközökkel valószínűsített magmatározó térfogata mintegy 500 ezer köbkilométer (Ward et al., 2014). A Yellowstone alatt Huang et al. (2015) becslése szerint 45-50 ezer köbkilométer magma lehet az alsókéregben és kb. 5-10 ezer köbkilométer a felső földkéregben. A Pannon-medencére meghatározott minimális magmamennyiség tehát összhangban van a szilíciumgazdag magmás rendszerekre (pl. Középső-Andok, Yellowstone) számolt nagyságrenddel. E számottevő magmamennyiség jelentős hőhatással lehetett a kontinentális földkéregre és változtatta többek között reológiai tulajdonságát.

3.2. Cirkonalapú kutatások a Dél-Hargita vulkáni képződményein

3.2.1. Földtani háttér

A Dél-Hargita vulkáni képződményei a Keleti-Kárpátok belső előterében, az azzal párhuzamosan húzódó 160 km hosszú Kelemen–Görgény–Hargita (CGH) vulkáni lánc legdélibb részén találhatók. A vulkanizmus a Tisza–Dacia megaegység és a Kelet-Európai platform kontinentális kőzetlemezeinek ~11 millió éve történt ütközését (pl. Mañenco & Bertotti, 2000) követően történt, az egykori hátráló szubdukciós határ mentén (Royden et al., 1982). A 10–0,03 Ma közötti időszak vulkáni működését (Pécskay et al., 1995; 2006) ezért poszt-kollíziós típusúnak tekintik (pl. Seghedi et al., 2004; 2019). A vulkánkitörések összetett vulkáni központokat hoztak létre északnyugattól délkelet felé fiatalodva és egyre kisebb felszínre jutott magmatömeggel (Szakács & Seghedi, 1995; Mason et al., 1996; 1998). A Dél-Hargita vulkanizmusa kőzettani, geokémiai és petrogenetikai szempontból különbözik a CGH többi szegmensétől, amit számos korábbi munka tárgyalt (pl. Peltz et al., 1973; 1984; Peltz et al., 1985a; 1985b; Seghedi et al., 1983; 1985; Szakács et al., 1993; Pécskay et al., 1995; Mason et al., 1996; 1998), de a különbséget létrehozó okok továbbra sem tisztázottak egyértelműen. A Dél-Hargita egy kb. 35 km hosszú, közel lineáris vulkáni együttes, amelyen belül északról délre négy nagyobb összetett vulkáni központot különítettek el, ezek a Lucs (Luci-Lazu), a Kakukk-hegy (Cucu), a Piliske (Pilișca) és a Csomád (Ciomadul), míg körülöttük számos további kisebb vulkánt, főként lávadómokat ismertek fel (Szakács & Seghedi, 1995; Molnár et al., 2018). A Lucs vulkán kőzetei tipikus mészkalkáli differenciációs trenddel jellemezhetők. Ehhez képest a fiatalabb Kakukk-hegy valamint a Piliske képződményei geokémiai szempontból kis mértékben különböznek. A Csomád andezites és dácitos kőzetei LIL elemekben (különösen K, Ba és Sr-ban) gazdagabb és az adakitos kőzetekre jellemző nagy Sr/Y arányú összetételeket mutatnak (Seghedi et al., 2004, 2011; Molnár et al., 2018; 2019). E markáns magmaösszetétel változás idejére azonban nem volt egyértelmű koradat.

A vulkáni működés több szempontból is érdeklődésre tart számot, nem csak azért, mert itt voltak a CPR legutolsó vulkánkitörései, hanem azért is, mert geodinamikailag egy jelenleg is aktív területen zajlik. A Csomádtól mintegy 100 km távolságban van a Vrancea (Vrancea)-zóna, ahol rendszeresen történnek közepes fészekmélységű földrengések és ez Európa szeizmikusan egyik legveszélyeztetettebb területe. A földmozgások egy függőleges, viszonylag kis oldalirányú kiterjedést mutató (Wortel & Spakman, 2000), jelenleg is süllyedő kőzetlemezben történnek, Ferrand & Manea (2021) szerint dehidratációs reakciók következtében. A lemeztektonikai kapcsolódásra különböző elméletek és modellek vannak

(ezeket Ismail-Zadeh et al., 2012 és Göğüş et al., 2016 munkái foglalják össze), amelyek jelenleg is kiterjedt kutatásokat generálnak. Hasonlóképpen nincs egyértelmű magyarázat az e területen zajló vulkáni működés okára, beleértve a Csomádtól mintegy 40 km távolságban lévő 1,2–0,6 Ma Persányi (Perşani) alkáli bazalt vulkanizmust is.

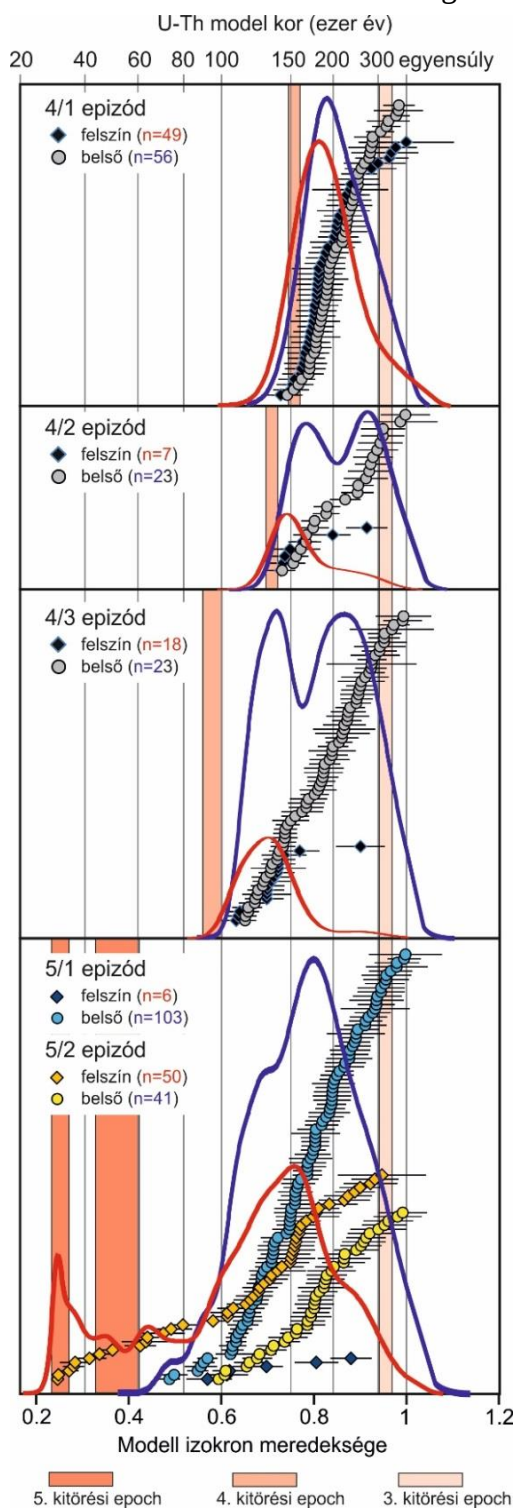
A Lucs vulkáni komplexumhoz kapcsolódó kőzetek 5,1–3,6 Ma között, a Kakukk-hegy kőzetei 2,8–2,2 Ma, míg a Piliske kőzetei 2,1–1,5 Ma keletkeztek a főként teljes kőzet mintán végzett K/Ar kormeghatározások eredményei alapján ($\pm 0,1$ – $0,2$ Ma bizonytalansággal; Pécskay et al., 1995; 2006; Szakács et al., 1993; 2015). A Csomád vulkáni működését K/Ar és radiokarbon koradatok alapján 1,5–0,1 Ma tették (Szakács et al. 2015). A legutolsó vulkánkitörés idejét szénizotópos elemzések 30 ezer évvel ezelőtre pontosították (Vinkler et al., 2007; Harangi et al., 2010). A vulkanizmus részletes kitöréstörténetét a cirkon (U-Th)/He, U-Th és U-Pb geokronológiai vizsgálatok koradatai adták meg (Harangi et al., 2015a; Molnár et al., 2018; 2019) amelyek rámutattak arra, hogy az teljes mértékben az elmúlt 1 millió évben játszódott le, továbbá az aktív kitörési szakaszok között hosszú szünetek voltak. Az új, Cassignol K/Ar koradatok (Lahitte et al., 2019), bár némileg különböznek a cirkonkoroktól, szintén a vulkanizmus fiatal jellegét mutatják. A Csomád vulkáni dóm terület ('Ciomadul volcanic dome field', CVDF) Molnár et al. (2018) értelmezése szerint magába foglalja a Csomád központi, lávadómokból és két, robbanásos kitöréshez kapcsolódó vulkáni kráterből álló vulkáni komplexumát („Ciomadul Volcanic Complex”, CVC), továbbá annak környezetében elszórtan megjelenő kisebb lávadómokat is, így a korábban idősebbnek (2,2–1,4 Ma; Peltz et al., 1985a) vélt shoshonitos-banakitos összetételel mutató, sekély mélységű szubvulkáni kőzettesteket is, amelyek cirkonkora 907–964 ka (Molnár et al., 2018).

A Csomád vulkáni működése kis térfogatú lávadóm kitörésekkel kezdődött mintegy 1 millió éve. A szórványos kitörések kb. 350 ezer évvel ezelőttig tartottak, közöttük hosszú (>100 kyr) nyugalmi időszakokkal („Old Ciomadul Eruptive Period”, OCEP; 9. ábra). Ezután, a fiatalabb szakaszban („Young Ciomadul Eruptive Period”; YCEP), 160–30 ka között jelentősebb, $\sim 7 \text{ km}^3$ magma nyomult a felszínre és a kitörési központok egy szűkebb területre (CVC; Szakács et al., 2015) összpontosultak. Az első, jelen ismereteink szerint kizárólag lávadóm-építő vulkanizmust (160–95 ka; 4. epoch) közel 40 ezer év szünet után egy vegyes, robbanásos (Szakács et al., 2015; Karátson et al., 2016) és lávadóm-építő kitörési szakasz (56–30 ka; 5. epoch; Molnár et al., 2019; 9. ábra) követte.

A Csomád vulkáni kőzetei kristálygazdag, nagy K-tartalmú dácitok, amelyek fenokristályként főként plagioklász, amfibolt és biotitot tartalmaznak (Seghedi et al., 1987; Vinkler et al., 2007; Kiss et al., 2014; Molnár et al., 2018; 2019) és eltérnek a főként piroxén és plagioklász tartalmú Lucs és Kakukk-hegy kőzeteitől. A csomádi kőzetekben előforduló fenokristályok, és kiemelten a változatos szöveti megjelenésű amfibol összetételek alapján a vulkán alatti magmatározó rendszer összetett (Kiss et al., 2014; Laumonier et al., 2019; Harangi et al., 2020; Cserép et al., 2023). A földkéreg középső-felső részén, 8–15 km mélyen, egy felzikus magmatározó alakult ki, amibe időszakosan különböző jellegű feltöltő magmák nyomultak be. Az amfibol és amfibol–plagioklász összetételeken alapuló termobarometriai számítások alapján a Csomád alatti felzikus magmatározó viszonylag kis hőmérsékletű (~ 700 – 750 °C), szolidusz közeli, eutektikus állapotú kristálykásából állhat. A nagyobb mélységben, vélhetően az alsó földkéregben lévő magmatározóból magasabb hőmérsékletű (>900 °C) mafikus-intermedier magmák nyomultak fel és olykor gyors reaktivációt, vulkánkitöréseket okoztak (Vinkler et al., 2007; Kiss et al., 2014; Laumonier et al., 2019; Cserép et al., 2023).

3.2.2. Következtetések a Csomád magmatározójának időbeli fejlődésére a cirkonkristályok elemzése alapján

A fiatal vulkánok esetén, a cirkon U-Th-Pb-He izotópos elemzésekkel nem csak a kitörések idejét lehet megadni, hanem a kristályosodási idők eloszlásának értelmezésével a vulkánok alatti magmatározók fennállási idejét is (Cooper, 2019). A publikált eredmények arra utalnak, hogy a földkéregben lévő magmás testek akár több tízezer, vagy több százezer évvel a vulkáni működés előtt már kialakulnak. Kutatásaim az elmúlt egy millió évben működött, 30 ezer éve szunnyadó Csomád vulkáni dóm terület (CVDF) alatti magmatározó történetének feltárását célozták meg.



A CVDF szinte mindegyik vulkáni képződményét, így minden elkülönített idősebb lávadómot, a fiatalabb lávadóмок többségét és a robbanásos kitörések tefráit vizsgáltam cirkonalapú kutatásaim során (9. és 10. ábra). Huszonhárom mintából több mint ezer cirkon kristálydomén in-situ U-Pb, U-Th és nyomelem elemzését és kiértékelését végeztem el. Az egyedi cirkonkristályok U-Pb és U-Th izotópos adataiból meghatároztam a kristályosodási korokat. Vizsgáltam a cirkonkristályok belső területeit, e mellett pedig egyes kristályok külső prizmalapjain is végeztünk elemzéseket, amivel a legutoljára kialakult kristálynövekedési zóna keletkezési idejére kaptunk információt (Harangi et al., 2015a; Lukács et al., 2018c; 2021b). A cirkonkristályosodási koradatok alapján modelleztem a kristályok átlagos és legfiatalabb korát, ezzel hozzájárultam az (U-Th)/He koradatok kiszámításához és a vizsgált mintákra vonatkozó kitörési korok meghatározásához (Molnár et al., 2018; 2019). A legfiatalabb cirkonkristályosodási korok a bizonytalanságot is figyelembe véve több esetben jelentősen (néhány tízezer évvel) megelőzték a vulkánkitörések idejét.

A cirkonkristályosodási koradatok alapján megállapítottam, hogy a cirkonkristályok keletkezése időben hosszan elhúzódott minden vizsgált minta esetében (9. és 10. ábra), a kitörésekhez képest akár 600 ezer évvel visszamenőleg is. Mindez a legjobb felbontásban a fiatal, YCEP Csomád vulkanizmus esetében követhető nyomon (9. ábra). Az egyedi koradatok a bizonytalanságot is figyelembe véve átfednek

9. ábra – Cirkon U-Th modell kristályosodási koradatok 1σ bizonytalansággal a csomádi YCEP kitöréseire. A függőleges színes sávok jelzik a Molnár et al. (2019) által definiált kitörési epochokat. A piros (cirkon kristálylapokra számolt kor) és kék (cirkon kristálybelső doménre számolt kor) vonalak a koradatokra Vermeesch (2012) módszerével szerkesztett valószínűségi sűrűségeloszlási görbék (Lukács et al., 2021b).

egymással, azaz az egyes minták cirkon koreloszlása folyamatos, nem mutatható ki a valószínűségi sűrűségeloszlás görbéken felbontható kristályosodási szünetek. Fontos kiemelni, hogy ugyanazon mintán belül a kristályfelszíneken mért koradatok hasonló eloszlást mutatnak a kristályok belsejéből származókéhoz, bár ez utóbbiak kissé idősebb irányba húzódnak el (9. ábrán piros, illetve kék koreloszlási görbék). Több esetben egy kristályon belül a legbelső rész és a külső peremi zónák izotóparányait is mértem, meghatároztam ezen kristálydomének keletkezési korát. A korbeli különbség több 10 vagy több mint 100 ezer évet is lefed (akár >150 kyr), ami azt jelzi, hogy egyetlen kristály növekedése időszakos gyarapodással hosszú időt vett igénybe. A cirkon keletkezéséhez szükséges olvadék telítettségi (hőmérséklet és Zr koncentráció függő) állapotában lehettek fluktuációk, ami hol akadályozta, hol lehetővé tette a kristálynövekedést (ezt mutatják a kristálybelső oszcillációs növekedési zónái a CL képeken), illetve egyes kristályok bezáródhattak közetalkotó ásványokba, majd onnan kikerülve ismét tovább növekedhettek. Összességében, **akár egyetlen kristály esetében is alátámasztható, hogy a magmatározó jóval a vulkánkitörés előtt, több mint 200 ezer éven keresztül már aktívan létezett.**

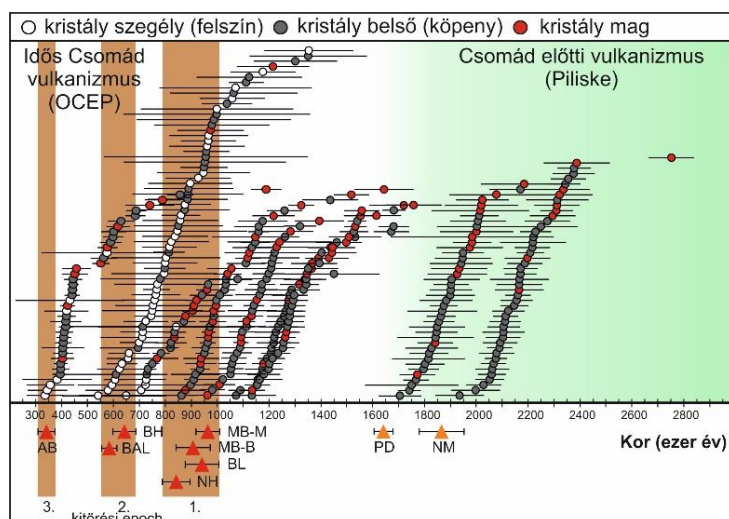
A 160–30 ezer éves YCEP kitörések mintái esetében a cirkonkoradatok többsége 350–100 ezer év közötti. Figyelemre méltó, hogy az 56–30 ezer éves 5. epochban is az adatok mindössze <10%-a esik 100 és 30 ezer év közé. A cirkonkristályok többsége tehát antekristály eredetű. Hozzá kell tennem azonban, hogy az U-Th izotópos kormeghatározás felső határa 350 ezer év és csak kevés cirkon U-Pb kormeghatározást végeztünk, ami a >350 ezer évnél idősebb keletkezési időket pontosítja. Ezeket is figyelembe véve a kristályosodási korok közel 600 ezer évig mennek vissza (Lukács et al., 2021b). A külső kristályfelszínen mért cirkon koreloszlásokat felbontottam a Sambridge & Compston (1994)-féle, a 3.1.2. fejezetben már említett UNMIX módszerrel, amivel kristályosodási korpopulációkat különítettem el (amik a domináns kristályosodási időszakokat jelölhetik). A legfiatalabb korpopulációk közelítik a vulkánkitörések idejét, de sok esetben figyelemreméltóan, legalább 10–40 ezer évvel idősebbek annál.

Az egymást követő epochok vulkáni kőzetmintáiból kinyert és elemzett cirkon kristályokra számított koreloszlások és a móduszok összehasonlítását a Kolmogorov-Szmirnov féle tesztet használva végeztem el (Lukács et al., 2021b) és azt tapasztaltam, hogy a korpopulációk 95%-os konfidencia intervallumon belül teljesen átfednek egymással. Továbbá megfigyelhető, hogy az egyre fiatalabb kitörésekhez, kitörési epochokhoz tartozó minták a viszonylag kevés új, fiatalabb cirkon koradat mellett a megelőző epoch(ok) cirkon korpopulációit is tartalmazzák. Mindezek alapján megállapítottam, hogy **az egyes kitörési epochokhoz tartozó mintákban lévő cirkonkristályok ugyanabban, a hosszú időn keresztül fennálló magmatározóban kristályosodhattak. Az egymást követő kitörések magmájába az újabb, fiatalabb cirkonkristályok mellett döntően a magmatározóban korábban létrejött, ugyanolyan korpopulációjú (azaz antekristály eredetű) cirkonegyüttes került be.** Ez a folyamatos cirkon újrafeldolgozás (kitörési magmába kerülés) időben egyre szélesebb kristályosodási korszpektrumot hozott létre az egyre fiatalabb kitörések képződményeiben.

A cirkon koradatok mellett a kristályokon mért kémiai összetétel értékek is alátámasztják a közös magmatározóban való fejlődést. A YCEP cirkonkristályai 160–30 ezer év között minden epizódban hasonló geokémiai változékonyságot mutatnak (9. ábra) és Th/U arányuk alapján azok mintegy 80%-a riolitos olvadékból kristályosodott. A Ti koncentrációból számolt keletkezési hőmérséklet értékek 670 és 740 °C között szórnak (átlag=693±25 °C; Ferry & Watson, 2007 termométere alapján számolva aTiO₂=0,6 és aSiO₂=1 mellett). Eredményeim alapján megállapítható, hogy **a Csomád alatti felzikus magmatározó több mint 300 ezer évvel a YCEP vulkáni működése előtt már kialakult és a magmatest folyamatosan, szolidusz feletti hőmérsékleten, kristálykása-állapotban létezett.**

Az OCEP (1000–300 ka) kőzeteiből vizsgált cirkonkristályok hasonló kémiai összetételeket mutatnak a YCEP cirkonpopulációhoz, azonban kisebb, figyelemre méltó különbségek is megfigyelhetők. Kisebb eltérés van a Th/U arányban (a nagyobb irányban) és eltolódás van a kisebb Hf, Yb/Dy és Eu/Eu*, Ce/Ce* értékek felé. Továbbá, némileg magasabb, és változékonyabb a Ti-koncentráció az OCEP cirkonegyüttesben. A cirkonkristályok Ti-koncentrációja és a befogadó olvadékösszetétel alapján (Zr-telítettségi hőmérséklet; Boehnke et al., 2013) a felzikus magmatározó hőmérsékletére következtethetünk. Az OCEP cirkonkristályokra számolt keletkezési hőmérséklet értékek 680–780°C között változnak (átlag=720±32°C), kissé magasabbak, mint a YCEP időszakban. A teljes, mintegy egy millió éves vulkáni időszakra nézve a magmatározó hőmérséklete idővel átlagosan némileg csökkent, ami a magmatározó növekedési és termális érési folyamatával magyarázható.

Az egyedi kristályosodási korok és kémiai adatok lehetővé tették, hogy következtessünk a vulkáni terület alatt lévő felzikus magmatározó hosszú fennállási idejére, összetételbeli és hőtörténetbeli változására. Hasonlóan hosszú élettartamú magmatározót más andezites–dácitos vulkáni rendszerek esetében is kimutattak, így például a Mount St Helens (Washington, USA; Claiborne et al., 2010), Lassen Peak (California, USA; Klemetti & Clynne, 2014), Nevado de Toluca (Mexikó, Weber et al., 2020a), az Altiplano-Puna Vulkáni Komplexum (Középső-Andok, Kern et al., 2016; Tierney et al., 2016), a Soufrière vulkán (St. Lucia, Kis-Antillák; Schmitt et al., 2010), a Mt. Erciyes (Középső-Anatólia, Törökország; Friedrichs et al., 2021) esetében, továbbá a nagy térfogatú Fish Canyon Tufa (Colorado, USA; Bachmann et al., 2007; Wotzlaw et al., 2013) és a Fiatalabb Toba Tufa (Indonézia, Vazquez & Reid, 2004; Reid & Vazquez, 2017) esetében. Érdekes az, hogy ezek a vulkáni rendszerek változó, 10 km³-től több mint 1000 km³ térfogatú magma mennyiséget hoztak felszínre, azaz a magmatározók hosszú fennállása nem a mérettől függ. Közös jelleg továbbá, hogy ezek esetében a földkéreg felső, 8–20 km mélységében egy viszonylag alacsony, kevéssel a szolidusz feletti hőmérsékletű, viszonylag nagy víztartalmú, mészkalkáli fejlődésű Si-gazdag magma helyezkedett el (Lipman & Bachmann, 2015; Reid & Vazquez, 2017), amihez nagyon hasonló a Csomád magmás fejlődése is.



10. ábra: A Csomád OCEP kitörései során keletkezett vulkáni kőzetekből kinyert cirkonkristályok U-Pb koreloszlása 2 σ bizonytalansággal (Lukács et al., 2021b; koradatok: Lukács et al., 2018c). A függőleges sávok a Molnár et al. (2018) által definiált kitörési időszakokat (1–3 kitörési epochok) jelzik. A cirkonkristályosodási korok több százezer évvel idősebbek a vulkánkitörések idejénél. A legidősebb korok 1,5 millió évesek, ami egybe esik a Piliske utolsó vulkánkitörésével.

A Csomád fiatalabb (YCEP) magmatározójának fejlődését a CVDF idősebb vulkanizmusa (OCEP, 1 Ma–350 ka) is befolyásolta. Erre utalnak a YCEP cirkonkristályainak belsejére számolt koradatok, amik idősebbek, mint a 344±33 ka Apór kitörés (Molnár et al., 2018), azaz az OCEP legfiatalabb ismert kitörése. Ugyanakkor, a sokkal idősebb, az 1.–2. epoch időszakkal időben átfedő cirkon koradatok a YCEP mintákban nagyon ritkák. Ez

magyarázható azzal, hogy az idősebb, 1.–2. epochához tartozó lávadómok a terület külsőbb részein, elszórta jelennek meg, míg az Apor lávadómja a központi részen, ahol a 4.–5. epoch vulkanizmusa zajlott, vagy az idősebb lávadómokhoz tartozó magmatározók a YCEP idejére már teljesen megszilárdultak. A cirkon kor- és kémiai összetétel adatok alapján feltételezhető, hogy a YCEP magmatározója az Apor magmás rendszerének folytatásaként jött létre és ez a 3. és 4. epoch közötti, jelen ismeretek szerint hosszú (kb. 160 ezer év; Molnár et al., 2019) kitörési szünet alatt is fennállhatott. Az Apor kőzetében lévő cirkonkristályok koradatai között 500 ezer évnél idősebbek is vannak (10. ábra), amelyek átfednek a 2. epoch kitörési koraival (Bálványos 583 ± 30 ka; Büdös 642 ± 44 ka; Molnár et al., 2018), illetve az e képződményekben lévő cirkonkristályok koradataival (Lukács et al., 2018c). Megállapítható továbbá, hogy az OCEP minden egymást követő epochához tartozó cirkonkristályok koradatai átfednek egymással. E megfigyelések alapján feltételezhető, hogy a CVDF alatti magmatározó folyamatosan fennállt akár 1–1,5 millió éven keresztül úgy, hogy annak egyes részeiben mindig lehetett olvadék (ahol többek között cirkon is kristályosodhatott). Az időszakos vulkánkitörések során mobilizálódott a magmatározó olvadéktartalmú része, ahol különböző időszakokban képződött cirkonkristályok is voltak és ezek bekerültek a kitörő magmába.

A CVDF alatti magmatározó hosszú idejű fennállásának két fontos következménye van: 1) a magmatározó kiépülése és a cirkon kristályosodása már $\geq 1,5$ Ma előtt elkezdődött és azután is 30 ezer évvel ezelőttig, de vélhetően máig folyamatosan zajlik; 2) az Apor kitörés után, egy kiterjedt magmatározó alakulhatott ki a Csomád központi vulkáni komplexuma alatt, amelyben a cirkonkristályok hatékonyan tudtak keveredni a kitörések előtti magmabenyomulások okozta reaktivációk során. Mindezek alapján **a ~ 100 km²-es CVDF egy kiterjedt, felső földkéregbeli, minimum 1,5 millió éven keresztül épülő és fennálló magmatározó rendszerből származó magmák kitörésével alakult ki. Bár a magmatározó rendszer egyes részei megszilárdulhattak, mindig volt azonban olyan része, amelyben elegendő olvadék volt jelen ahhoz, hogy a szakaszos magmabenyomulások a magmatározó reaktivációjához és esetenként vulkánkitöréshez vezessenek.** A kiterjedt magmatározó hatékony kiépülését segíthette, hogy a földkéreg ezen a területen, köszönhetően a közeli Piliske korábbi vulkanizmusának, feltehetően eleve felfűtött állapotban lehetett. Fontos azonban hangsúlyozni, hogy a cirkonkristályok koradatai alapján (10. ábra) a csomádi magmatározó elkülönül a Piliske magmás rendszerétől, amit a vulkáni kőzetek kémiai összetétele is alátámaszt.

3.2.3. A Csomád magmatározójának modellezése

A CVDF alatti magmatározó rendszer egyik legfontosabb eleme a hosszú időn keresztül fennálló, viszonylag alacsony hőmérsékletű felzikus kristálykása. A cirkonösszetétel azt jelzi, hogy idővel lassan csökken a magmatározó hőmérséklete, miközben nagyobb mennyiségű magma jut a felszínre, továbbá a vulkánkitöréseket tápláló magma figyelemreméltóan hasonló összetételű. Ez összhangban van a szilíciumgazdag magmatározók érési folyamatát leíró modellekkel (pl. Weber et al., 2020b). Ez a fejlődéstörténet termálisan és kvantitatívan modellezhető a cirkonkristályosodási koradatok és a magmás rendszert jellemző hőmérsékleti adatok segítségével. Egy szubvulkáni magmás rendszer jellegének és a kitörésre képes magma térfogatának kialakulásában a földkéreg hőállapota, a magma benyomulások gyakorisága, azok térfogata és hőmérséklete a legfontosabb befolyásoló tényezők (pl. Annen et al., 2006; Annen, 2009; Karakas et al., 2017; Weber et al., 2020b). A cirkonkristályosodás időtartama, azaz a cirkonkoreloszlás kulcsfontosságú paraméter a magmafluxus meghatározásában, amit egy termális modell alapján, szintetikusan létrehozott cirkon koreloszlással összehasonlítva adhatunk meg (pl. Caricchi et al., 2014; Weber et al., 2020a; Tierney et al., 2016; Schmitt et al., 2023). A Csomád alatti magmatározóra kialakított termális fejlődési modellt Lukács et al. (2021b) tanulmányában ismertettük, amiben

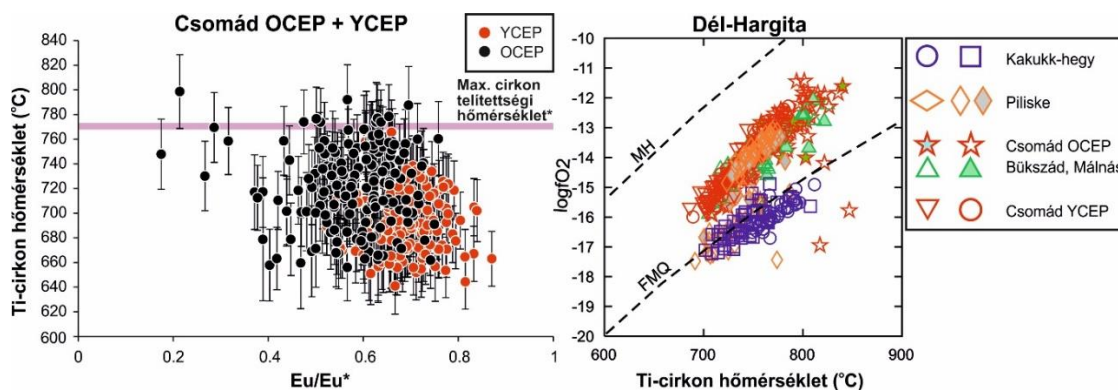
támaszkodtunk Karakas et al. (2017) numerikus módszerére. Ennek főbb jellemzői: 2 Myr keresztül érkeznek 950 °C-os dácitos magmacsomagok egy 60 km x 60 km-es területen a 40 km vastag, állandó és magas (a normál értéknél 20%-kal nagyobb) geotermikus gradienssel jellemzett földkéreg 7–17 km mélységébe. A 2-dimenziós modellben előálló magmatározó hőmérsékletét passzív nyomjelzők (40 m x 40 m-es; teljes mennyiségük mindig >300) segítségével követtük nyomon. Az egyes nyomjelzők idő–hőmérséklet adatai alapján számoltuk ki az elviekben mérhető szintetikus cirkonkristályok koreloszlását és a jellemző hőmérsékletet. A különböző magma benyomulási rátával futtatott modellek szintetikus cirkon koreloszlását és hőmérsékletét hasonlítottuk össze a YCEP cirkon koreloszlásaival (kristályosodási időtartamával) és kristályosodási hőmérsékletével (Lukács et al., 2021b). **Modellszámításaink szerint 2 millió éven keresztül átlagosan és folyamatosan $1,3 \times 10^{-4}$ km³/év magma fluxus kell ahhoz, hogy a földkéregben a Csomádra jellemző hőmérsékletnek és a cirkonkristályosodási időkhöz legjobban megfelelő magmatározó fennmaradjon, amely idő alatt a földkéregbe összesen ~260 km³ magma nyomult be.** A magmatározóban lévő különböző hőmérsékletű magmatérfogatok is nyomon követhetők és időben számszerűsíthetők. **A modellszámítás szerint 160 ezer évvel ezelőtt ~35 km³ szolidusz hőmérséklet feletti (>670 °C) magma állhatott össze, amiből ~6 km³ lehetett kitörésre képes (>50% olvadéktartalmú, >800 °C-os).** Ez utóbbi összhangban van a Csomád 4. kitörési epochában (160–90 ezer év között) felszínre került magma térfogatával (4–5 km³).

Becslésünk szerint a vulkáni/plutoni képződmények aránya a Csomád esetében 1:25–1:30, azaz jelentősebb a mélyben felhalmozódott magmás anyag az átlagos (1:10, White et al., 2006) értékhez képest. A modelleredmények azt is sugallják, hogy a Csomád alatti magmatározórendszer termálisan fokozatosan egyre érettebbé vált és feltehetően ez a folyamat a legutóbbi, 30 ezer évvel ezelőtti kitörése óta sem állt meg. A földkéregben még mindig jelen lévő magmát szeizmikus (Popa et al., 2012) és magnetotellurikus (Harangi et al., 2015b; Comeau et al., 2024) vizsgálatok eredményei is alátámasztják. Ez az állapot elméletileg lehetőséget adhat arra, hogy egy újabb jelentős magmabenyomulás mobilizálja a magmatározóban lévő néhány km³-nyi, kitörésre potenciálisan képes magmát és ez vulkáni kitöréshez vezessen. Habár ez egyelőre egy elméleti lehetőség, de a Csomád esetében tapasztalható, hogy hosszú, több tízezer éves időszakok után is felújult a vulkáni működés (Molnár et al., 2019). **Eredményeink ezért felhívják a figyelmet arra, hogy egyes, hosszú inaktív időkkel jellemezhető vulkáni területek alatt is lehet olvadéktartalmú magmás test, a magmatározó hosszú időn keresztül folyamatosan fennállhat, és ez lehetőséget ad kitörésre képes magma összeállására, ami vulkáni kitöréshez vezethet.**

3.2.4. A Dél-Hargita vulkanizmus magma összetétel változásai cirkonvizsgálatok alapján

A Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni vonulat legfiatalabb szegmense a Dél-Hargita, ahol több összetett vulkán épült fel az elmúlt mintegy 5 millió évben (Szakács & Seghedi, 1995; Mason et al., 1996). Figyelemre méltó, hogy ezen a 35 km hosszú területen az említett vulkáni kitörési időszak alatt jelentős magma összetételbeli változások történtek. A Dél-Hargitában a CVDF területétől nyugatra-északnyugatra lévő területen 9, többnyire bizonytalan besorolású, vulkáni képződményt vizsgáltunk Seghedi et al. (2023) munkájában, amelyek a Lucs, a Kakukk-hegy és a Piliske központi vulkáni felépítményei körül megtalálható törmelékes lávafelszínről és törmeléklavina képződményekből származnak. A Lucshoz kapcsolható és a Kárpitus köfajtából származó kőzetek nem tartalmaztak cirkonkristályokat, ami arra utal, hogy ezen kőzetek magmája a cirkon telítettségi hőmérsékletnél magasabb hőmérsékletű volt. A többi 6 kőzet cirkon U-Pb kormeghatározása a Kakukk-hegy és a Piliske vulkáni képződményeivel való korrelálást tette lehetővé és finomították a vulkanizmus kitörési kronológiáját. A Kakukk-hegy délnyugati részén gyűjtött két andezites lávakőzet kora $2,58 \pm 0,05$ Ma és $2,59 \pm 0,05$ Ma, ami összhangban van a Kakukk-

hegyhez kapcsolódó K/Ar koradatokkal ($2,5 \pm 0,2$ Ma; Pécskay et al., 1995; Szakács et al., 1993). A dácitos Herculan lávadóm lejtőjéről származó 2 minta kora $2,23 \pm 0,04$ Ma, ami időben átfed a Kakukk-hegy vulkanizmusával. Két törmeléklavina kőzet (andezit és dácit) U-Pb cirkonkora $1,52 \pm 0,03$ Ma és $1,45 \pm 0,03$ Ma, ami beleillik a Piliske vulkán $\sim 1,8$ – $1,5$ Ma közé tett működésébe (K/Ar koradatok: Pécskay et al., 1995; Szakács et al., 1993; Dibacto et al., 2020). ***Az új cirkon koradatok hozzájárultak ahhoz, hogy a jelentős magmaösszetétel változás korát pontosítsuk. Az első mintegy 2 millió évvel ezelőtt lehetett. A második, a Csomád kőzeteiben tükröződő, még jelentősebb magmaösszetétel változás a Piliske és Csomád vulkáni működése között, 1 millió évvel ezelőtt történt (Seghedi et al., 2023).***



11. ábra: Balra: a csomádi idősebb (OCEP; 1000–350 ka) és fiatalabb (160–30 ka; YCEP) kitörési periódus cirkonjainak összehasonlítása. Idővel némileg csökken a kristályosodási hőmérséklet és nő az Eu/Eu^* érték, ami a magmatározó érsét fejezi ki (Lukács et al., 2021b; *Boehnke et al. 2013 alapján; T számítás Ferry & Watson, 2007 alapján). Jobbra: A Dél-Hargita elmúlt 3 millió évében keletkezett vulkáni kőzeteiben található cirkonkristályok kémiai összetétele éles változást mutat 1,7 Ma után (T, $\log\text{O}_2$ számítás Loucks et al. 2020 alapján). A felszínre jutó magmák ekkor oldott vízben gazdagabbak lettek, a kristályosodás oxidáltabb körülmények között zajlott (Seghedi et al., 2023).

A geokronológiai elemzések mellett vizsgáltam a Dél-Hargita különböző korú vulkáni kőzeteiből származó cirkonkristályok geokémiai változékonyságát (Seghedi et al., 2023). A Kakukk-hegy és Herculan kőzetekben lévő cirkonkristályok jellemzően alacsony Th/U és Eu/Eu^* értékkel, azaz negatív Eu-anomáliával jellemezhetők és alacsony oxigénfugacitáson jöttek létre (11. ábra). Ehhez hasonló geokémiai tulajdonságokat mutatnak az 1,87 Ma korú (Molnár et al., 2018) Nagy-Murgó andezitjének cirkonkristályai is. Ettől eltérnek az 1,65–1,45 Ma korú Piliske vulkáni kőzetek cirkonjai, amelyek sok tekintetben már a csomádi cirkonösszetételre hasonlítanak. Ez az összetételbeli változás a Piliske és a Csomád vulkáni működése között, az eddigi ismeretek szerint legalább 400 ezer éves vulkáni működési szünet (1,4–1,0 Ma között) után még kifejezettebbé vált. A csomádi dácitok (és shoshonitos kőzetek) és a Piliske 1,7 Ma évnél fiatalabb 3 mintájának cirkonjait nagy Eu/Eu^* érték, azaz kis negatív Eu-anomália jellemzi és nagyobb oxigén-fugacitáson, azaz oxidatívabb környezetben keletkeztek. A magma kémiai összetételének (kisebb nehéz ritkaföldfém, nagy Sr és Ba tartalom az <1 Ma vulkáni kőzetekben) változása mellett nőtt a kőzetolvadék víztartalma, ami stabilizálta az amfibol és biotit kristályokat, szemben a >2 Ma magmákkal, ahol inkább piroxén kristályosodott. Seghedi et al. (2023) tanulmányában mindezt azzal magyaráztuk, hogy >2 Ma éve egy jelentős kőzetlemez leszakadás és gyors lesüllyedés történhetett, majd a <1–1,7 Ma időszakban a még jelenleg is lassan süllyedő kőzetlemez körüli asztenoszféra földköpeny áramlások és a közel függőleges, vélhetően óceáni kőzetlemez dehidratációja együttesen okozhatta a magma összetétel változásokat.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként szeretném megköszönni családomnak, különösen férjemnek, gyermekeimnek, hogy biztosították munkámhoz a támogató családi háttérrel és elősegítették, hogy dolgozatom elkészüljön. Köszönöm férjemnek, anyukámnak, apukámnak, nagymamámnak és anyósomnak, hogy segítettek a gyermeknevelés, a családi, háztartási teendők és a munka, hivatásom összeegyeztetését. Rendkívül hálás vagyok geológus nagypapámnak, dr Korim Kálmánnak, aki 1998-ban elindított egy úton, amelyen megismerhettem a vulkánok különös természetét, és ami alapvetően meghatározta elhivatottságomat a tudományos megismerés, felfedezés iránt. Köszönöm férjemnek, Harangi Szabolcsnak, hogy társam volt a kutatásban is, köszönöm a rengeteg szakmai beszélgetést, vitát, motivációt, az együttgondolkodást és közös munkát. Köszönöm, hogy szakmailag elindított, biztatott az új kutatási irányomban.

Hálás vagyok társszerző kutatótársaimnak a közös munkáért, az együtt gondolkodásért, a diszkusziókért. Külön szeretném megköszönni mindezt a hazai kollégák közül különösen Dunkl Istvánnak, Fodor Lászlónak, Harangi Szabolcsnak, Józsa Sándornak, Kiss Baláznak, Soós Ildikónak, Szemerédi Máténak, Szepesi Jánosnak, Pál-Molnár Elemérnek, Petrik Attilának, Temovszki-Molnár Katának, Varga Andreának, a külföldi kollégák közül Mihovil Brleknek, Olivier Bachmannak, Marcel Guillongnak, Albrecht von Quadtnak, Axel K. Schmittnek, Ioan Seghedinek, Jakub Sliwinskinek, Yannick Buretnak, akikkel több, az MTA doktori értekezésemhez kapcsolódó közös munkában dolgoztam együtt. Köszönöm hazai és külföldi kollégáimnak a szakmailag és emberileg is támogató légkört, a szakmai beszélgetéseket és a munkám, eredményeink iránt tanúsított érdeklődésüket. A mintaelőkészítés és az analitikai módszerek elsajátításában és alkalmazásában nyújtott segítségért különösen hálával tartozom Dunkl Istvánnak, Marcel Guillongnak, Axel Schmittnek és Maxim Portyaginnak.

Az MTA Doktori rövid értekezésem alapjául szolgáló kutatási eredmények nem jöhettek volna létre a szakmai együttműködések és a pályázati források nélkül. Köszönettel tartozom Olivier Bachmannak, aki 2013 óta lehetőséget ad arra, hogy az ETH Zürich laboratóriumaiban méréseket végezhessenek, és aki befogadott szakmai műhelyébe és bevezetett nemzetközi szakmai közösségébe. A következő, vezető kutatóként elnyert pályázati projektek és ösztöndíjak adtak alapot kutatómunkámhoz: Magyar Z. Posztdoktori Ösztöndíj, Bolyai János Kutatási Ösztöndíj, ÚNKP Bolyai+ Felsőoktatási Fiatal Oktatói, Kutatói Ösztöndíj, OTKA PD (112584, 121048), OTKA FK (131869), OTKA K (145905). Értekezésem elkészítését a 14. életévnél fiatalabb gyermeket nevelő kutatók számára az MTA doktora cím megszerzéséhez szükséges értekezés megírásának támogatását célzó MTA pályázat támogatta, amelyet 2022-ben nyertem el.

Köszönöm az MTA-ELTE (HUN-REN-ELTE) Vulkanológiai Kutatócsoport mindenkori tagjainak a baráti közösséget, és a számtalan személyes és szakmai segítséget a hétköznapiak folyamán. Külön szeretnék köszönetet mondani Mészáros Eszternek, aki folyamatosan segítette munkámat az adminisztrációs terhek csökkentésével, több kézirat irodalomjegyzékének és több mérési dokumentációnak az összeállításával. Köszönöm az ELTE Közettan-Geokémiai tanszék oktatóinak, Harangi Szabolcsnak, Ditrói-Puskás Zuárdnak, Józsa Sándornak, Sági Tamásnak, Szabó Csabának, Szakmány Györgynek befogadó hozzáállásukat, az oktatói és kutatói munkámban való együttműködésüket és minden tanszéken dolgozó munkatársnak munkámhoz nyújtott támogatásukat. Hálás vagyok PhD, MSc és BSc hallgatóimnak az inspiráló közös munkáért és lelkesedésükért, így Temovszki-Molnár Katának, Szemerédi Máténak, Mészáros Katalinnak, Tasi Emesének, Gál Péternek, Skita Diánának, Udvardy Dánielnek, Oelberg-Pénczél Emesének, Janka Péternek, Cserép Barbarának, Vécsei Enikőnek, Hajdu Krisztinának, Lucas Eugenionak, Szűcs Kendének, Bordás Karolinának és Gazsi Margarétnak.

Köszönettel tartozom Fodor Lászlónak, Harangi Szabolcsnak, Temovszki-Molnár Katának, Újvári Gábornak rövid értekezésem átnézéséért, a nyelvi javításokért és szakmai tanácsaikért, valamint Németh Péternek és Hatvani István Gábornak a pályázat beadásához nyújtott segítségükért.

Irodalomjegyzék

- Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 409-416. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2005. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology* 47, 505-539. 10.1093/petrology/egi084
- Arp, G., Dunkl, I., Jung, D., Karius, V., Lukács, R., Zeng, L., Reimer, A., Head III, J.W., 2021. A Volcanic Ash Layer in the Nördlinger Ries Impact Structure (Miocene, Germany): Indication of Crater Fill Geometry and Origins of Long-Term Crater Floor Sagging. *Journal of Geophysical Research: Planets* 126, e2020JE006764. <https://doi.org/10.1029/2020JE006764>
- Aspinall, W., Auker, M., Hincks, T., Mahony, S., Nadim, F., Pooley, J., Sparks, R., Syre, E., 2011. Volcano hazard and exposure in GFDRR priority countries and risk mitigation measures—GFDRR Volcano Risk Study. Bristol: Bristol University Cabot Institute and NGI Norway for the World Bank: NGI Report 20100806.
- Babinszki, E., Piros, O.; Budai, T., Gyalog, L., Halász, A., Király, E., Koroknai, B., Lukács, R., M Tóth, T. (Ed.), 2023a. Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása I.: Prekainozoos képződmények. Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, Magyarország, 275 p.
- Babinszki, E., Piros, O.; Csillag, G.; Fodor, L.; Gyalog, L.; Kercksmár, Zs.; Less, György; Lukács, R.; Sebe, K.; Selmeczi, I.; Szepesi, J.; Sztanó, O (Ed.), 2023b. Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II.: Kainozoos képződmények Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, Magyarország, 179 p.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2009. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology* 49, 2277-2285. 10.1093/petrology/egn068
- Bachmann, O., Huber, C., 2016. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist* 101, 2377-2404. doi:10.2138/am-2016-5675
- Bachmann, O., Dungan, M.A., Bussy, F., 2005. Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 338-349. 10.1007/s00410-005-0653-z
- Bachmann, O., Oberli, F., Dungan, M.A., Meier, M., Mundil, R., Fischer, H., 2007. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U–Pb dating of the Fish Canyon magmatic system, San Juan Volcanic field, Colorado: Evidence for an extended crystallization history. *Chemical Geology* 236, 134-166. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.09.005>
- Balázs, A., Mañenco, L., Magyar, I., Horváth, F., Cloetingh, S., 2016. The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics* 35, 1526-1559. 10.1002/2015TC004109
- Balla Z., 1984. The Carpathian loop and Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geophysical Transactions*, 30. 313-355.
- Baresel, B., d'Abzac, F.-X., Bucher, H., Schaltegger, U., 2017. High-precision time-space correlation through coupled apatite and zircon tephrochronology: An example from the Permian-Triassic boundary in South China. *Geology* 45, 83-86. 10.1130/g38181.1

- Bercea, R.-I., Bălc, R., Tămaş, A., Filipescu, S., Tămaş, D.M., Guillong, M., Szekely, S.F., Lukács, R., 2023. Insights into the palaeoenvironments, structure and stratigraphy of the lower Miocene of the Eastern Carpathians Bend Zone, Romania. 2023 67.
- Biró, T., Hencz, M., Németh, K., Karátson, D., Márton, E., Szakács, A., Bradák, B., Szalai, Z., Pécskay, Z., Kovács, I.J., 2020. A Miocene Phreatoplinian eruption in the North-Eastern Pannonian Basin, Hungary: The Játó Member. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 401, 106973. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106973>
- Blundy, J., Wood, B., 1994. Prediction of crystal–melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452–454. 10.1038/372452a0
- Blundy, J., Wood, B., 2003a. Mineral-melt partitioning of uranium, thorium and their daughters. *Rev. Mineral. Geochem.* 52 (1), 59–123. doi:10.2113/0520059
- Blundy, J., Wood, B., 2003b. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 383–397. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00129-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00129-8)
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., Schmitt, A.K., 2013. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology* 351, 324–334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- Brlek, M., Kutterolf, S., Gaynor, S., Kuiper, K., Belak, M., Brčić, V., Holcová, K., Wang, K.-L., Bakrač, K., Hajek-Tadesse, V., Mišur, I., Horvat, M., Šuica, S., Schaltegger, U., 2020. Miocene syn-rift evolution of the North Croatian Basin (Carpathian–Pannonian Region): new constraints from Mts. Kalnik and Požeška gora volcanoclastic record with regional implications. *International Journal of Earth Sciences* 109, 2775–2800. 10.1007/s00531-020-01927-4
- Brlek, M., Richard Tapster, S., Schindlbeck-Belo, J., Gaynor, S.P., Kutterolf, S., Hauff, F., Georgiev, S.V., Trinajstić, N., Šuica, S., Brčić, V., Wang, K.-L., Lee, H.-Y., Beier, C., Abersteiner, A.B., Mišur, I., Peytcheva, I., Kukoč, D., Németh, B., Trajanova, M., Balen, D., Guillong, M., Szymanowski, D., Lukács, R., 2023. Tracing widespread Early Miocene ignimbrite eruptions and petrogenesis at the onset of the Carpathian-Pannonian Region silicic volcanism. *Gondwana Research* 116, 40–60. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.12.015>
- Brown, S.J.A., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U-Pb dating of the preeruption growth history of zircons from the 340 ka Whakamaru Ignimbrite, New Zealand: Evidence for >250 k.y. magma residence times. *Geology* 27, 1035–1038. 10.1130/0091-7613(1999)027<1035:supdot>2.3.co;2
- Bukowski, K., Sant, K., Pilarz, M., Kuiper, K., Garecka, M., 2018. Radioisotopic age and biostratigraphic position of a lower Badenian tuffite from the western Polish Carpathian Foredeep Basin (Cieszyn area). *Geological Quarterly* 62. 10.7306/gq.1402
- Buret, Y., Wotzlav, J.-F., Roozen, S., Guillong, M., von Quadt, A., Heinrich, C.A., 2017. Zircon petrochronological evidence for a plutonic-volcanic connection in porphyry copper deposits. *Geology* 45, 623–626. 10.1130/g38994.1
- Burnham, A. D., 2020. Key concepts in interpreting the concentrations of the rare earth elements in zircon. *Chem. Geol.* 551, 119765. doi:10.1016/j.chemgeo.2020.119765
- Burnham, A. D., Berry, A. J., 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta* 95, 196–212. doi:10.1016/j.gca.2012.07.034
- Burns, D.H., de Silva, S.L., Tepley III, F., Schmitt, A.K., Loewen, M.W., 2015. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico–Chascon volcanic complex, northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 422, 75–86.

- Capaccioni, B., Coradossi, N., Lukács, R., Harangi, Sz., Karátson, D., Sarocchi, D., Valentini, L., 1995. Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary)—a preliminary stratigraphic report. *Acta Vulcanol* 7, 119-124.
- Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G., Pinel, V., 2014. Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geoscience* 7, 1-5. 10.1038/ngeo2041
- Chamberlain, K.J., Wilson, C.J.N., Wooden, J.L., Charlier, B.L.A., Ireland, T.R., 2013. New Perspectives on the Bishop Tuff from Zircon Textures, Ages and Trace Elements. *Journal of Petrology* 55, 395-426. 10.1093/petrology/egt072
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Flanagan, D.M., Clynne, M.A., Wooden, J.L., 2010. Zircon reveals protracted magma storage and recycling beneath Mount St. Helens. *Geology* 38, 1011-1014. 10.1130/g31285.1
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Gualda, G.A.R., Carley, T.L., Covey, A.K., Wooden, J.L., Fleming, M.A., 2018. Zircon as Magma Monitor, *Microstructural Geochronology*, pp. 1-33.
- Colombini, L.L., Miller, C.F., Gualda, G.A.R., Wooden, J.L., Miller, J.S., 2011. Sphene and zircon in the Highland Range volcanic sequence (Miocene, southern Nevada, USA): elemental partitioning, phase relations, and influence on evolution of silicic magma. *Mineralogy and Petrology* 102, 29. 10.1007/s00710-011-0177-3
- Comeau, M.J., Hill, G.J., Kovacikova, S., Kamm, J., Lukács, R., Seghedi, I., Grayver, A., Bondár, I., Harangi, Sz., 2024. Imaging the magma plumbing system of Ciomadul volcano and the Perşani Volcanic Field and constraining postcollisional magma dynamics. In: *EGU General Assembly 2024 : abstracts Wien, Austria : European Geosciences Union (EGU) (2024) Paper: EGU24-7511*
- Cooper, K.M., 2019. Time scales and temperatures of crystal storage in magma reservoirs: implications for magma reservoir dynamics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 377, 20180009. doi:10.1098/rsta.2018.0009
- Cooper, G.F., Wilson, C.J.N., 2014. Development, mobilisation and eruption of a large crystal-rich rhyolite: The Ongatiti ignimbrite, New Zealand. *Lithos* 198-199, 38-57. 10.1016/j.lithos.2014.03.014
- Costa, F., 2008. Residence times of silicic magmas associated with calderas. *Developments in volcanology* 10, 1-55.
- Crowley, J.L., Schoene, B., Bowring, S.A., 2007. U-Pb dating of zircon in the Bishop Tuff at the millennial scale. *Geology* 35, 1123-1126. 10.1130/g24017a.1
- Curry, A., Gaynor, S., Davies, J., Ovtcharova, M., Simpson, G., Caricchi, L., 2021. Timescales and thermal evolution of large silicic magma reservoirs during an ignimbrite flare-up: perspectives from zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 176. 10.1007/s00410-021-01862-w
- Czuppon, G., Lukács, R., Harangi, S., Mason, P.R.D., Ntaflos, T., 2012. Mixing of crystal mushes and melts in the genesis of the Bogács Ignimbrite suite, northern Hungary: An integrated geochemical investigation of mineral phases and glasses. *Lithos* 148, 71-85. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.009>
- Csepregyhé, M., I., 1963. Isocardia hörnesi Dali aus den tortonischen Ablagerungen des Tokajgebirges (Ungarn), *Annalen Naturhist. Mus. Wien* 66, Wien, pp. 121-124
- Csepregyhé, M., I., 1966. Les mollusques des sédiments miocènes de la Montagne de Tokaj. (N. E. Hongrie), *Annales Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. Pars Min. et Pal.* 58, pp. 103-129.
- Cserép, B., Szemerédi, M., Harangi, S., Erdmann, S., Bachmann, O., Dunkl, I., Seghedi, I., Mészáros, K., Kovács, Z., Virág, A., Ntaflos, T., Schiller, D., Molnár, K., Lukács, R., 2023. Constraints on the pre-eruptive magma storage conditions and magma evolution of

- the 56–30 ka explosive volcanism of Ciomadul (East Carpathians, Romania). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 178, 96. 10.1007/s00410-023-02075-z
- Csontos, L., 1995. Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcan.* 7, 1-13.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., 1998. The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics* 297, 51-71. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00163-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00163-2)
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovács, M., 1992. Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics* 208, 221-241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- Danišík, M., Ponomareva, V., Portnyagin, M., Popov, S., Zastrozhnov, A., Kirkland, C.L., Evans, N.J., Konstantinov, E., Hauff, F., Garbe-Schönberg, D., 2021. Gigantic eruption of a Carpathian volcano marks the largest Miocene transgression of Eastern Paratethys. *Earth and Planetary Science Letters* 563, 116890. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116890>
- Davies, G.R., Halliday, A.N., 1998. Development of the Long Valley rhyolitic magma system: strontium and neodymium isotope evidence from glasses and individual phenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 3561-3574. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00247-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00247-6)
- de Leeuw, A., Mandić, O., Vranjković, A., Pavelić, D., Harzhauser, M., Krijgsman, W., Kuiper, K.F., 2010. Chronology and integrated stratigraphy of the Miocene Sinj Basin (Dinaride Lake System, Croatia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292, 155-167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.040>
- de Leeuw, A., Mandić, O., Krijgsman, W., Kuiper, K., Hrvatović, H., 2012. Paleomagnetic and geochronologic constraints on the geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics* 530-531, 286-298. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.004>
- de Leeuw, A., Filipescu, S., Maţenco, L., Krijgsman, W., Kuiper, K., Stoica, M., 2013. Paleomagnetic and chronostratigraphic constraints on the Middle to Late Miocene evolution of the Transylvanian Basin (Romania): Implications for Central Paratethys stratigraphy and emplacement of the Tisza–Dacia plate. *Global and Planetary Change* 103, 82-98. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.04.008>
- de Silva, S.L., Gregg, P.M., 2014. Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 282, 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001>
- De Silva, S.L., Riggs, N.R., Barth, A.P., 2015. Quickening the pulse: Fractal tempos in continental arc magmatism. *Elements* 11, 113-118.
- Deering, C.D., Cole, J.W., Vogel, T.A., 2008. A Rhyolite Compositional Continuum Governed by Lower Crustal Source Conditions in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Petrology* 49, 2245-2276. 10.1093/petrology/egn067
- Deering, C.D., Gravley, D.M., Vogel, T.A., Cole, J.W., Leonard, G.S., 2010. Origins of cold-wet-oxidizing to hot-dry-reducing rhyolite magma cycles and distribution in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 609-629. 10.1007/s00410-010-0496-0
- Dibacto, S., Lahitte, P., Karátson, D., Hencz, M., Szakács, A., Biró, T., Kovács, I., Veres, D., 2020. Growth and erosion rates of the East Carpathians volcanoes constrained by numerical models: Tectonic and climatic implications. *Geomorphology* 368, 107352. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107352>
- Downes, H., Pantó, G., Póka, T., Matthey, D.P., Greenwood, P.B., 1995. Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: New geochemical and oxygen isotopic results. *Acta Vulcanologica* 7, 29-41.

- Dunkl, I., Mikes, T., Simon, K., Eynatten, H., 2008. Brief introduction to the Windows program Pepita: data visualization, and reduction, pp. 334-340.
- Edmonds, B., Le Page, C., Bithell, M., Chattoe, E., Grimm, V., Meyer, R., Montañola Sales, C., Ormerod, P., Root, H., Squazzoni, F., 2019. Different Modelling Purposes. *Journal of Artificial Societies and Social Simulation*, The 22, 6. 10.18564/jasss.3993
- Ellis, B.S., Schmitz, M.D., Hill, M., 2019. Reconstructing a Snake River Plain ‘super-eruption’ via compositional fingerprinting and high-precision U/Pb zircon geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 174, 101. 10.1007/s00410-019-1641-z
- Ferrand, T.P., Manea, E.F., 2021. Dehydration-induced earthquakes identified in a subducted oceanic slab beneath Vrancea, Romania. *Scientific Reports* 11, 10315. 10.1038/s41598-021-89601-w
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429-437. 10.1007/s00410-007-0201-0
- Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Skaberne, D., Čar, J., Vrabec, M., 1998. Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics* 17, 690-709. <https://doi.org/10.1029/98TC01605>
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 295–334.,
- Fodor, L., Balázs, A., Csillag, G., Dunkl, I., Héja, G., Jelen, B., Kelemen, P., Kövér, S., Németh, A., Nyíri, D., Selmeczi, I., Trajanova, M., Vrabec, M., Vrabec, M., 2021. Crustal exhumation and depocenter migration from the Alpine orogenic margin towards the Pannonian extensional back-arc basin controlled by inheritance. *Global and Planetary Change* 201, 103475. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103475>
- Folkes, C.B., de Silva, S.L., Schmitt, A.K., Cas, R.A.F., 2011. A reconnaissance of U-Pb zircon ages in the Cerro Galán system, NW Argentina: Prolonged magma residence, crystal recycling, and crustal assimilation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 206, 136-147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.001>
- Friedrichs, B., Atıcı, G., Danišik, M., Yurteri, E., Schmitt, A.K., 2021. Sequence modeling in zircon double-dating of early Holocene Mt. Erciyes domes (Central Anatolia). *Quaternary Geochronology* 61, 101129. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101129>
- Fujimaki, H., 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, 42-45. 10.1007/BF00371224
- Gelman, S.E., Gutiérrez, F.J., Bachmann, O., 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology* 41, 759-762. 10.1130/g34241.1
- Göğüş, E., Lin, L., Kaneko, Y., Kouveliotou, C., Watts, A.L., Chakraborty, M., Alpar, M.A., Huppenkothen, D., Roberts, O.J., Younes, G., van der Horst, A.J., 2016. MAGNETAR-LIKE X-RAY BURSTS FROM A ROTATION-POWERED PULSAR, PSR J1119–6127. *The Astrophysical Journal Letters* 829, L25. 10.3847/2041-8205/829/2/L25
- Gravley, D.M., Deering, C.D., Leonard, G.S., Rowland, J.V., 2016. Ignimbrite flare-ups and their drivers: A New Zealand perspective. *Earth-Science Reviews* 162, 65-82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.007>
- Gyarmati, P., 1972. A Tokaji-hegység szerkezeti-vulkanotektonikai vázlata. MÁFI, Budapest.
- Gyarmati, P., 1977. A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* LVIII, 196.
- Gyarmati, P., Szepesi, J., 2007. Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek.

- Gyarmati, P., Perlaki, E., Pentelényi, L., 1976. A Tokaji-hegység földtani térképe MÁFI, Budapest
- Haas, J., Péró, C., 2004. Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *International Journal of Earth Sciences* 93, 297-313. 10.1007/s00531-004-0384-9
- Hajós, M., Pálfalvy, I., 1964. A Tokaji-hegység szarmata növénytársulásai. MÁFI, Budapest.
- Hámor, G., Ravasz-Baranyai, L., Balogh, K., and Árva-Sós, E. , 1980. A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. *Annual Report of the Geological Institute of Hungary from 1978*, 65-73.
- Harangi, Sz., 2001. Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region—a review. *Acta Geol. Hung.* 44, 223-258.
- Harangi, Sz., Lenkey, L., 2007. Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. *Geological Society of America Special Papers* 418, 67-92. 10.1130/2007.2418(04)
- Harangi, Sz., and Lukács, R., 2019. The Neogene to quaternary volcanism and its geodynamic relations in the Carpathian–Pannonian region. *Földtani Közlöny* 143, 197-232. doi:10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.197
- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R., 2005. Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143, 237-257. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.012>
- Harangi, Sz., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonard, A.G., 2010. Radiocarbon Dating of the Last Volcanic Eruptions of Ciomadul Volcano, Southeast Carpathians, Eastern-Central Europe. *Radiocarbon* 52, 1498-1507. 10.1017/S0033822200046580
- Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M., 2015a. Constraints on the timing of Quaternary volcanism and duration of magma residence at Ciomadul volcano, east–central Europe, from combined U–Th/He and U–Th zircon geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 66-80.
- Harangi, Sz., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M., Gribovszki, K., 2015b. Combined magnetotelluric and petrologic constrains for the nature of the magma storage system beneath the Late Pleistocene Ciomadul volcano (SE Carpathians). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 290, 82-96.
- Harangi, Sz., Molnár, K., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M., Kiss, B., Ntaflos, T., Mason, P.R.D., Lukács, R., 2020. Fingerprinting the Late Pleistocene tephra of Ciomadul volcano, eastern–central Europe. *Journal of Quaternary Science* 35, 232-244. <https://doi.org/10.1002/jqs.3177>
- Hencz, M., Biró, T., Cseri, Z., Karátson, D., Márton, E., Németh, K., Szakács, A., Pécskay, Z., Kovács, I.J., 2021a. A Lower Miocene pyroclastic-fall deposit from the Bükk Foreland Volcanic Area, Northern Hungary: Clues for an eastward-located source. *Geologica Carpathica* 72, 26-47.
- Hencz, M., Biró, T., Kovács, I.J., Stalder, R., Németh, K., Szakács, A., Pálos, Zs, Pécskay, Z., Karátson, D., 2021b. Uniform “water” content in quartz phenocrysts from silicic pyroclastic fallout deposits – implications on pre-eruptive conditions. *Eur. J. Mineral.* 33, 571–589.
- Hencz, M., Biró, T., Németh, K., Szakács, A., Portnyagin, M., Cseri, Z., Pécskay, Z., Szabó, Cs., Müller, S., Karátson, D., 2024. Lithostratigraphy of the ignimbrite-dominated Miocene Bükk Foreland Volcanic Area (Central Europe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 445, 107960, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107960>.

- Hopkins, J.L., Smid, E.R., Eccles, J.D., Hayes, J.L., Hayward, B.W., McGee, L.E., van Wijk, K., Wilson, T.M., Cronin, S.J., Leonard, G.S., Lindsay, J.M., Németh, K., Smith, I.E.M., 2021. Auckland Volcanic Field magmatism, volcanism, and hazard: a review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 64, 213-234. 10.1080/00288306.2020.1736102
- Horváth, F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333-357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., and Cloetingh, S., 2006. Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 32, 191-206. doi:10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11
- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T., Wórum, G., 2015. Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* 53, 328-352. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27-62. 10.2113/0530027
- Huang, H.-H., Lin, F.-C., Schmandt, B., Farrell, J., Smith, R.B., Tsai, V.C., 2015. The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. *Science* 348, 773-776. doi:10.1126/science.aaa5648
- Ilkey-Perlaky, E., 1972a. A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmus. *MÁFI Adattár*, Budapest, pp. 1-256
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.016>
- Kaličiak, M.a.Ž., B., 1995. Review of Neogene volcanism of Eastern Slovakia. *Acta Vulcanologica* 32, 237-240.
- Karakas, O., Degruyter, W., Bachmann, O., Dufek, J., 2017. Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. *Nature Geoscience* 10, 446-450. 10.1038/ngeo2959
- Karátson, D., Wulf, S., Veres, D., Magyar, E.K., Gertisser, R., Timar-Gabor, A., Novothny, Á., Telbisz, T., Szalai, Z., Appelt, O., Bormann, M., János, Cs., Hubay, K., Schäbitz, F., 2016. The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians – a tephrostratigraphic approach for the 51–29 ka BP time interval. *J Volcanol Geotherm Res* 319, 29–51
- Karátson, D., Biró, T., Portnyagin, M., Kiss, B., Paquette, J.-L., Cseri, Z., Hencz, M., Németh, K., Lahitte, P., Márton, E., Kordos, L., Józsa, S., Hably, L., Müller, S., Szarvas, I., 2022. Large-magnitude (VEI ≥ 7) ‘wet’ explosive silicic eruption preserved a Lower Miocene habitat at the Ipolytarnóc Fossil Site, North Hungary. *Scientific Reports* 12, 9743. 10.1038/s41598-022-13586-3
- Kázmér, M., Kovács, S., 1985. Permian-Palaeogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Block. *Acta Geol. Hung.* 28, 617-648.
- Keller, C.B., Schoene, B., Samperton, K.M., 2018. A stochastic sampling approach to zircon eruption age interpretation. *Geochemical Perspectives Letters* 8, 31-35. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.1826>
- Kern, J.M., de Silva, S.L., Schmitt, A.K., Kaiser, J.F., Iriarte, A.R., Economos, R., 2016. Geochronological imaging of an episodically constructed subvolcanic batholith: U-Pb in zircon chronochemistry of the Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geosphere* 12, 1054-1077. 10.1130/GES01258.1

- Kiss, B., Harangi, S., Ntaflou, T., Mason, P.R.D., Pál-Molnár, E., 2014. 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, 986. 10.1007/s00410-014-0986-6
- Kiss, P., Gmélíng, K., Molnár, F., Pécskay, Z., 2010. Geochemistry of Sarmatian volcanic rocks in the Tokaj Mts (NE Hungary) and their relationship to hydrothermal mineralization. *Central European Geology* 53, 377-403. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.53.2010.4.3>
- Klemetti, E.W., Clynnne, M.A., 2014. Localized Rejuvenation of a Crystal Mush Recorded in Zircon Temporal and Compositional Variation at the Lassen Volcanic Center, Northern California. *PLOS ONE* 9, e113157. 10.1371/journal.pone.0113157
- Klemetti, E.W., Deering, C.D., Cooper, K.M., Roeske, S.M., 2011. Magmatic perturbations in the Okataina Volcanic Complex, New Zealand at thousand-year timescales recorded in single zircon crystals. *Earth and Planetary Science Letters* 305, 185-194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.054>
- Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J., Šefara, J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and backarc diapiric uprise in the mantle. *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publication Series* 1, 105-123.
- Koreczné, L., I., 1966. Magyarországi szarmata foraminiferák MÁFI, Budapest.
- Koreczné, L., I., 1967. A telkibányai szarmata üledékek Foraminifera faunája MÁFI, Budapest.
- Kovács, I., Szabó, C., 2008. Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics* 45, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.06.002>
- Kovács, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M.F.J., Hegedűs, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L., 2012. Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics* 514-517, 168-179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>
- Kutterolf, S., Freundt, A., Druitt, T.H., McPhie, J., Nomikou, P., Pank, K., Schindlbeck-Belo, J.C., Hansteen, T.H., Allen, S.R., 2021. The Medial Offshore Record of Explosive Volcanism Along the Central to Eastern Aegean Volcanic Arc: 2. Tephra Ages and Volumes, Eruption Magnitudes and Marine Sedimentation Rate Variations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 22, e2021GC010011. <https://doi.org/10.1029/2021GC010011>
- Lahitte, P., Dibacto, S., Karátson, D., Gertisser, R., Veres, D., 2019. Eruptive history of the Late Quaternary Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians, part I: timing of lava dome activity. *Bulletin of Volcanology* 81, 27. 10.1007/s00445-019-1286-9
- Laumonier, M., Karakas, O., Bachmann, O., Gaillard, F., Lukács, R., Seghedi, I., Menand, T., Harangi, S., 2019. Evidence for a persistent magma reservoir with large melt content beneath an apparently extinct volcano. *Earth and Planetary Science Letters* 521, 79-90. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.06.004>
- Less, G., Kovács, S., Pelikán, P., Pentelényi, L., Sásdi, L., 2005. Geology of the Bükk mountains, Explanatory Book to the geological Map of the Bükk mountains (1:50000). Geological Institute of Hungary, Budapest, p. 284.
- Lexa, J., Konecny, V., 1974. The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. *Acta Geol. Hung.* 18, 279-294.
- Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečný, V., Pécskay, Z., Fülöp, A., Kovacs, M., 2010. Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Open Geosciences* 2, 207-270. doi:10.2478/v10085-010-0024-5

- Lexa, J., Baco, P., Bacová, Z., Konecny, P., Konecny, V., Németh, K., Pécskay, Z., 2014. Evolution of monogenetic rhyolite volcanoes: Viničky, Eastern Slovakia, XX CBGA Congress. *Bul. Shk. Gjeol., Tiara, Albánia*, pp. 234-237
- Lipman, P.W., Bachmann, O., 2015. Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. *Geosphere* 11, 705-743. 10.1130/ges01091.1
- Loucks, R.R., Fiorentini, M.L., Henríquez, G.J., 2020. New Magmatic Oxybarometer Using Trace Elements in Zircon. *Journal of Petrology* 61. 10.1093/petrology/egaa034
- Lowe, D.J., 2011. Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology* 6, 107-153.
- Lowe, D.J., Pearce, N.J., Jorgensen, M.A., Kuehn, S.C., Tryon, C.A., Hayward, C.L., 2017. Correlating tephros and cryptotephros using glass compositional analyses and numerical and statistical methods: review and evaluation. *Quaternary Science Reviews* 175, 1-44.
- Ludwig, K.R., 2012. User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5, 75.
- Lukács, R., Czuppon, G., Harangi, S., Szabó, C., Ntaflos, T., Koller, F., 2002. Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary-texture and geochemistry. *Acta Geologica Hungarica* 45, 341-358.
- Lukács, R., Harangi, S., Ntaflos, T., Mason, P.R., 2005. Silicate melt inclusions in the phenocrysts of the Szomolya Ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field (Northern Hungary): Implications for magma chamber processes. *Chemical Geology* 223, 46-67.
- Lukács, R., Harangi, S., Ntaflos, T., Koller, F., Pécskay, Z., 2007. A Bükkalján megjelenő felső riolituffaszint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrít egység. *Földtani Közlöny* 137, 487-514.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P., R., D., Ntaflos, T., 2009. Bimodal pumice populations in the 13.5 Ma Harsány ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary: syn-eruptive mingling of distinct rhyolitic magma batches? *Central European Geology* 52, 51-72. 10.1556/CEuGeol.52.2009.1.4
- Lukács, R., Harangi, Sz., Radócz, G., Kádár, M., Pécskay, Z., Ntaflos, T., 2010. A Nyékládháza-1, Miskolc-7 és Miskolc-8 sz. fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel. *Földtani Közlöny* 140, 31-48.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J., 2015. Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170, 52. 10.1007/s00410-015-1206-8
- Lukács, R., Harangi, S., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I., Zimmerer, M., 2018a. Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. *Earth-Science Reviews* 179, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005>
- Lukács, R., Guillong, M., Sliwinski, J., Dunkl, I., Bachmann, O., Harangi, S., 2018b. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology data of the Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe). *Data in brief* 19, 506-513. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2018.05.013>
- Lukács, R., Guillong, M., Schmitt, A.K., Bachmann, O., Harangi, S., 2018c. LA-ICP-MS and SIMS U-Pb and U-Th zircon geochronological data of Late Pleistocene lava domes of the Ciomadul Volcanic Dome Complex (Eastern Carpathians). *Data in brief* 18, 808-813.
- Lukács, R., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Harangi, S., 2021a. Tephrostratigraphy and Magma Evolution Based on Combined Zircon Trace Element and U-Pb Age Data:

- Fingerprinting Miocene Silicic Pyroclastic Rocks in the Pannonian Basin. *Frontiers in Earth Science* 9. 10.3389/feart.2021.615768
- Lukács, R., Caricchi, L., Schmitt, A.K., Bachmann, O., Karakas, O., Guillong, M., Molnár, K., Seghedi, I., Harangi, S., 2021b. Zircon geochronology suggests a long-living and active magmatic system beneath the Ciomadul volcanic dome field (eastern-central Europe). *Earth and Planetary Science Letters* 565, 116965. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116965>
- Lukács, R., Harangi, S., Gál, P., Szepesi, J., Di Capua, A., Norini, G., Sulpizio, R., Groppelli, G., Fodor, L., 2022. Formal definition and description of lithostratigraphic units related to the Miocene silicic pyroclastic rocks outcropping in Northern Hungary: A revision. *Geologica Carpathica* 73, 137-158. 10.31577/GeolCarp.73.2.3
- Lukács, R., Guillong, M., Szepesi, J., Szymanowski, D., Portnyagin, M., Józsa, S., Bachmann, O., Petrelli, M., Müller, S., Schiller, D., Fodor, L., Chelle-Michou, C., Harangi, S., 2024. Mid-Miocene silicic explosive volcanism of the Tokaj Mts., eastern-central Europe: Eruption chronology, geochemical fingerprints and petrogenesis. *Gondwana Research* 130, 53-77. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.01.004>
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 11-30. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90087-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90087-X)
- Marković, F., Kuiper, K., Ćorić, S., Hajek-Tadesse, V., Hernitz Kučenjak, M., Bakrač, K., Pezelj, Đ., Kovačić, M., 2021. Middle Miocene marine flooding: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints with integrated biostratigraphy on tuffs from the North Croatian Basin. *Geologia Croatica* 74, 237-252.
- Márton E., Fodor L., 1995. Combination of palaeomagnetic and stress data – a case study from North Hungary. *Tectonophysics* 242, 99–114. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00153-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00153-Z)
- Márton E., Pécskay, Z., 1998. Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 41, 9.
- Márton, E., Zelenka, T., Márton, P., 2007. Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts and their forelands. *Central European Geology* 50, 47-57. 10.1556/CEuGeol.50.2007.1.4
- Mason, P.R.D., Downes, H., Thirlwall, M.F., Seghedi, I., Szakács, A., Lowry, D., Matthey, D., 1996. Crustal Assimilation as a Major Petrogenetic Process in the East Carpathian Neogene and Quaternary Continental Margin Arc, Romania. *Journal of Petrology* 37, 927-959. 10.1093/petrology/37.4.927
- Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szákacs, A., Downes, H., 1998. Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 297, 157-176. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X)
- Matenco, L., Bertotti, G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316, 255-286. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00261-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00261-9)
- Matenco, L., Radivojević, D., 2012. On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics* 31. <https://doi.org/10.1029/2012TC003206>
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 282-299. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>
- Molnár, K., Harangi, S., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Garamhegyi, T., Seghedi, I., 2018. The onset of the volcanism in the Ciomadul Volcanic Dome Complex (Eastern Carpathians): Eruption chronology and magma type variation. *Journal of*

- Volcanology and Geothermal Research 354, 39-56.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.025>
- Molnár, K., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Seghedi, I., Szepesi, J., Harangi, S., 2019. Episodes of dormancy and eruption of the Late Pleistocene Ciomadul volcanic complex (Eastern Carpathians, Romania) constrained by zircon geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 373, 133-147.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.025>
- MVM, P.I.Z., 2016. Geológia, geofizika, szeizmológia, geotechnika és hidrogeológia, Telephely Biztonsági Jelentés, II. kötet, 5. fejezet. .
- Nagasawa, H., 1970. Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth and Planetary Science Letters* 9, 359-364. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90136-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90136-6)
- Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gméling, K., Molnár, F., Cronin, S.J., 2008. Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. *Geological Society, London, Special Publications* 302, 63-86.
- Noszky, J., 1912. A Salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. *Koch emlékkönyv*, 67-90.
- Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H., Nagasawa, H., 1968. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 47-51.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(68\)80010-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(68)80010-X)
- Padilla, A.J., Gualda, G.A.R., 2016. Crystal-melt elemental partitioning in silicic magmatic systems: An example from the Peach Spring Tuff high-silica rhyolite, Southwest USA. *Chemical Geology* 440, 326-344. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.07.004>
- Pálffy, J., Mundil, R., Renne, P.R., Bernor, R.L., Kordos, L., Gasparik, M., 2007. U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 160-174.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.029>
- Pantó, G., 1963. Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. *Bull. Volcanol.* 25, 175-181.
- Pantó, G., 1964. A Tokaji-hegység földtani vizsgálata 1961. MÁFI, Budapest.
- Pantó, G., 1966. A Tokaji -Szalánci-Hegység és é Zempléni Dombvidék földtani megismeréséről. *Földtani Közlöny* 96, 143-154.
- Papale, P., 2018. Global time-size distribution of volcanic eruptions on Earth. *Scientific Reports* 8, 6838.
- Papale, P., Marzocchi, W., Garg, D., 2021. Global Volume Distribution for Subaerial Volcanism on Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126, e2021JB021763.
<https://doi.org/10.1029/2021JB021763>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the Visualisation and Processing of Mass Spectrometric Data. *J. Anal. At. Spectrom.* VL - IS - online. 10.1039/C1JA10172B
- Paul, C., M., Göbl, W., 1866a. Die Untersuchung der Tertiärbildungen der Gegend von Várgede, Fülek, Somos Újfalu und Salgótarján. *J.G.R.A.* 16: Verhandb, 109-110.
- Paul, C., M., Göbl, W., 1866b. Geologische Karte H.5. 1:144 000. Aufgenommen im Jahre 1866.
- Pearce, N.J.G., Westgate, J.A., Gualda, G.A.R., Gatti, E., Muhammad, R.F., 2020. Tephra glass chemistry provides storage and discharge details of five magma reservoirs which fed the 75 ka Youngest Toba Tuff eruption, northern Sumatra. *Journal of Quaternary Science* 35, 256-271. <https://doi.org/10.1002/jqs.3149>

- Pécskay, Z., Molnár, F., 2002. Relationship between volcanism and hydrothermal activity in the Tokaj Mountains, Northeast Hungary, based on K-Ar ages. *Geologica Carpathica* 53, 303-314.
- Pécskay, Z., Balogh, K., Széky-Fux, V., Gyarmati, P., 1987. A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar geokronológiája. *Földtani Közlöny* 117, 237-253.
- Pécskay, Z., Edelstein, O., Seghedi, I., Szakács, A., Kovacs, M., Crihan, M., Bernad, A., 1995. K-Ar datings of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanol.* 7, 53-61.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, Z., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57, 511-530.
- Peltz, S., Vasiliu, C., Udrescu, C., 1973. Vasilescu Al. Geochemistry of volcanic rocks from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains, Major and trace elements. *An. Inst. geol* 42, 339-393.
- Peltz, S., Grabari, G., Stoian, M., Tanasescu, A., Vajdea, E., 1984. REE, Rb, Sr and K distribution in volcanic rocks from the East Carpathians (Calimani- Harghita and Persani Mts.1. Petrogenetic significance). In: *Geol. Ustav Dionyza Štúra, Bratislava. Symp. Magmatism of the Molasse-forming Epoch and its Relation to Endogeneous Mineralization*, pp. 47-58.
- Peltz, S., Vajdea, E., Balogh, K., Pécskay, Z., 1985a. Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita mountains (East Carpathians, Romania). *Dări de seamă ale sedintelor. Institutul de geologie si geofizică. 1. Mineralogie, petrologie, geochimie* 72, 323-338.
- Peltz, S., Seghedi, I., Grabari, G., Popescu, G., 1985b. Strontium isotope composition of the Volcanic rocks from the Calimani, Harghita and Persani mountains. *Dări de seamă ale sedintelor. Institutul de geologie si geofizică. 1. Mineralogie, petrologie, geochimie* 72, 309-321.
- Pentelényi, L., 1968. *Erdőbénye. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez 25000-es sorozat.* MÁFI, Budapest.
- Póka, T., 1988. Neogene and Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region: Changes in Chemical Composition and Its Relationship to Basin Formation: Chapter 18.
- Póka T., Zelenka T., Szakács, A., Seghedi I., Nagy G., Simonits A., 1998. Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland, Pannonian Basin, Hungary. *Acta Geol. Hung.* 41, 29.
- Póka, T., Zelenka, T., Seghedi, I., Pécskay, Z., and Márton, E., 2004. Miocene volcanism of the Cserhát Mts. (N. Hungary): integrated volcano-tectonic, geochronologic and petrochemical study. *Acta Geol. Hung.* 47, 227-246. doi:10.1556/ageol.47.2004.2-3.7
- Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I., 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* 169, 1557-1573.
- Portnyagin, M.V., Ponomareva, V.V., Zelenin, E.A., Bazanova, L.I., Pevzner, M.M., Plechova, A.A., Rogozin, A.N., Garbe-Schönberg, D., 2020. TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific). *Earth Syst. Sci. Data* 12, 469-486. 10.5194/essd-12-469-2020
- Prentice, M., Pittari, A., Lowe, D.J., Kilgour, G., Kamp, P.J.J., Namaliu, M., 2022. Linking proximal ignimbrites and coeval distal tephra deposits to establish a record of voluminous Early Quaternary (2.4–1.9 Ma) volcanism of the Tauranga Volcanic Centre, New Zealand.

- Journal of Volcanology and Geothermal Research 429, 107595.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107595>
- Ravasz, Cs. 1987. Neogene volcanism in Hungary. *Ann. Hung. Geol. Inst.* 70, 275–279.
- Reid, M.R., Vazquez, J.A., 2017. Fitful and protracted magma assembly leading to a giant eruption, Youngest Toba Tuff, Indonesia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18, 156-177. <https://doi.org/10.1002/2016GC006641>
- Rocholl, A., Schaltegger, U., Gilg, H.A., Wijbrans, J., Böhme, M., 2018. The age of volcanic tuffs from the Upper Freshwater Molasse (North Alpine Foreland Basin) and their possible use for tephrostratigraphic correlations across Europe for the Middle Miocene. *International Journal of Earth Sciences* 107, 387-407. 10.1007/s00531-017-1499-0
- Royden, L.H., Horváth, F., Burchfiel, B.C., 1982. Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geological Society of America Bulletin* 93, 717-725. 10.1130/0016-7606(1982)93<717:TFEASI>2.0.CO;2
- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A., Stegena, L., 1983. Evolution of the Pannonian Basin System: 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics* 2, 91-137. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00091>
- Rybár, S., Šarinová, K., Sant, K., Kuiper, K. F., Kováčová, M., Vojtko, R., et al., 2019. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar, fission track and sedimentological data on a middle Miocene tuff occurring in the Vienna Basin: implications for the north-western Central Paratethys region. *Geol. Carpathica* 70, 386-404. doi:10.2478/geoca-2019-0022
- Salter, V.J.M., Shimizu, N., 1988. World-wide occurrence of HFSE-depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2177-2182. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90198-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90198-6)
- Sambridge, M.S., Compston, W., 1994. Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 373-390. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90157-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90157-0)
- Sano, Y., Terada, K., Fukuoka, T., 2002. High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. *Chemical Geology* 184, 217-230.
- Sant, K., Palcu, D., Turco, E., Di Stefano, A., Baldassini, N., Kouwenhoven, T., Kuiper, K., Krijgsman, W., 2019. The mid-Langhian flooding in the eastern Central Paratethys: integrated stratigraphic data from the Transylvanian Basin and SE Carpathian Foredeep. *International Journal of Earth Sciences* 108, 2209-2232.
- Sant K., Kuiper K.F., Rybár S., Grunert P., Harzhauser M., Mandic O., Jamrich M., Šarinová K., Hudáčeková N., Krijgsman W., 2020. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology using high sensitivity mass spectrometry: examples from middle Miocene horizons of the Central Paratethys. *Geologica Carpathica* 71, 166–182. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.2.5>
- Šarinová, K., Rybár, S., Jourdan, F., Frew, A., Mayers, C., Kováčová, M., Lichtman, B., Nováková, P., Kováč, M., 2021. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Burdigalian paleobotanical localities in the central Paratethys (south Slovakia). *Geologica Acta* 19, 1-19 I-IV. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2021.19.5>
- Schärer, U., 1984. The effect of initial ²³⁰Th disequilibrium on young UPb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 191-204. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90114-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90114-6)
- Schindlbeck, J.C., Kutterolf, S., Freundt, A., Alvarado, G.E., Wang, K.-L., Straub, S.M., Hemming, S.R., Frische, M., Woodhead, J.D., 2016. Late Cenozoic tephrostratigraphy offshore the southern Central American Volcanic Arc: 1. Tephra ages and provenance. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17, 4641-4668. <https://doi.org/10.1002/2016GC006503>

- Schmitt, A.K., Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R.B., 2003. U–Pb zircon chronostratigraphy of early-Pliocene ignimbrites from La Pacana, north Chile: implications for the formation of stratified magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 43-53. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00359-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00359-1)
- Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Lindsay, J.M., Robertson, R., Lovera, O.M., Kislitsyn, R., 2010. Episodic growth and homogenization of plutonic roots in arc volcanoes from combined U–Th and (U–Th)/He zircon dating. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 91-103.
- Schmitt, A.K., Sliwinski, J., Caricchi, L., Bachmann, O., Riel, N., Kaus, B.J.P., Cisneros de León, A., Cornet, J., Friedrichs, B., Lovera, O., Sheldrake, T., Weber, G., 2023. Zircon age spectra to quantify magma evolution. *Geosphere* 19, 1006-1031. [10.1130/ges02563.1](https://doi.org/10.1130/ges02563.1)
- Schoene, B., Samperton, K.M., Eddy, M.P., Keller, G., Adatte, T., Bowring, S.A., Khadri, S.F.R., Gertsch, B., 2015. U-Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science* 347, 182-184. [doi:10.1126/science.aaa0118](https://doi.org/10.1126/science.aaa0118)
- Schréter, Z., 1912. A magyarországi szarmata rétegek stratigráfiai helyezete. *Koch emlékkönyv*, 127-152.
- Seghedi, I., Downes, H., 2011. Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research* 20, 655-672. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009>
- Seghedi, I., Grabari, G., Ianc, R., Tanasescu, A., Vâjdea, E., 1983. Rb, Sr, Zr, Th, U, K distribution in the Neogene volcanics of the South Harghita mountains. *Dări de seamă ale sedintelor. Institutul de geologie si geofizică. 1. Mineralogie, petrologie, geochimie* 70, 453-473.
- Seghedi, I., Szakács, A., Udrescu, C., Stoain, M., Grabari, G., 1985. Trace elements geochemistry of the South Harghita volcanics (East Carpatians): Calc-alkaline and shoshonitic associations. *Dări de seamă ale sedintelor. Institutul de geologie si geofizică. 1. Mineralogie, petrologie, geochimie* 72, 381-397.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Roşu, E., Pécskay, Z., Márton, E., Panaiotu, C., 2004. Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72, 117-146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- Seghedi, I., Maţenco, 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- Seghedi, I., Besutiu, L., Mirea, V., Zlagnean, L., Popa, R.-G., Szakács, A., Atanasiu, L., Pomeran, M., Vişan, M., 2019. Tectono-magmatic characteristics of post-collisional magmatism: Case study East Carpathians, Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 293, 106270. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106270>
- Seghedi, I., Lukács, R., Soós, I., Guillong, M., Bachmann, O., Cserép, B., Harangi, S., 2023. Magma evolution in a complex geodynamic setting, South Harghita volcanic area, East-Central Europe: Constraints from magma compositions and zircon petrochronology. *Lithos* 442-443, 107059. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107059>
- Šegvić, B., Lukács, R., Mandić, O., Strauss, P., Badurina, L., Guillong, M., Harzhauser, M., 2023. U–Pb zircon age and mineralogy of the St Georgen halloysite tuff shed light on the timing of the middle Badenian (mid-Langhian) transgression, ash dispersal and palaeoenvironmental conditions in the southern Vienna Basin, Austria. *Journal of the Geological Society* 180. [10.1144/jgs2022-106](https://doi.org/10.1144/jgs2022-106)
- Selmečzi, I.F., L ; Lukács, R ; Szepesi, J ; Sebe, K ; Prakfalvi, P ; Sztanó, O ; Nagymarosy, András ; Szentpétery, Ildikó ; Less, György et al., 2023. Neogén: Alsó és középső miocén,

- in: Babinszki, E.P., O; Csillag, G; Fodor, L; Gyalog, L; Kercksmár, Zs; Less, György; Lukács, R; Sebe, K; Selmecezi, I; Szepesi, J; Sztanó, O (Ed.), Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II.: Kainozoos képződmények Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, Magyarország, pp. 52-116.
- Sliwinski, J.T., Guillong, M., Liebske, C., Dunkl, I., von Quadt, A., Bachmann, O., 2017. Improved accuracy of LA-ICP-MS U-Pb ages of Cenozoic zircons by alpha dose correction. *Chemical Geology* 472, 8-21. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.014>
- Sparks, R.S.J., Annen, C., Blundy, J.D., Cashman, K.V., Rust, A.C., Jackson, M.D., 2019. Formation and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 377, 20180019. doi:10.1098/rsta.2018.0019
- Stegena, L., Géczy, B., Horváth, F., 1975. Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 26, 71-90. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90114-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90114-6)
- Swallow, E.J., Wilson, C.J.N., Charlier, B.L.A., Gamble, J.A., 2019. The Huckleberry Ridge Tuff, Yellowstone: evacuation of multiple magmatic systems in a complex episodic eruption. *Journal of Petrology* 60, 1371-1426. 10.1093/petrology/egz034
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L., 1992. Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics* 208, 243-256. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- Szakács, A., Seghedi, I., 1995. The Calimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. *Acta Vulcanologica* 7, 145-154.
- Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z., 1993. Peculiarities of South Harghita Mts as a terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. Editura Academiei Române.
- Szakács, A., Márton, E., Póka, T., Zelenka, T., Pécskay, Z., Seghedi, I., 1998. Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: identifying eruptive sequences and searching for source locations. *Acta Geol. Hung.* 41, 413-435.
- Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z., Mirea, V., 2015. Eruptive history of a low-frequency and low-output rate Pleistocene volcano, Ciomadul, South Harghita Mts., Romania. *Bulletin of Volcanology* 77, 1-19.
- Széky Fux, V., Kozák, M., 1984. A Nyirseg melyszinti neogen vulkanizmusa. *Földtani Közlöny* 114, 147-159.
- Szepesi, J., Lukács, R., T., Biró, K., Markó, A., Pécskay, Z., Harangi, Sz., 2018. Geology of Tokaj mountains obsidians. *Archeometriai Műhely* XV, 167-180.
- Szepesi, J., Lukács, R., Soós, I., Benkó, Z., Pécskay, Z., Ésik, Z., Kozák, M., Di Capua, A., Groppelli, G., Norini, G., Sulpizio, R., Harangi, S., 2019. Telkibánya lava domes: Lithofacies architecture of a Miocene rhyolite field (Tokaj Mountains, Carpathian-Pannonian region, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 385, 179-197. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.002>
- Szepesi, J., Vona, A., Kovács, I.J., Fintor, K., Molnár, K., Scarani, A., Giordano, G., Lukács, R., 2023. Lava – substrate interaction: Constraints on flow emplacement and basal sintering, Lebuş rhyolitic flow, Tokaj Mountains, Carpathian-Pannonian region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 441, 107878. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107878>
- Szymanowski, D., Ellis, B.S., Wotzlaw, J.-F., Bachmann, O., 2019. Maturation and rejuvenation of a silicic magma reservoir: High-resolution chronology of the Kneeling Nun Tuff. *Earth and Planetary Science Letters* 510, 103-115.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., Tóth, T., 1999. Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.): The

- Mediterranean Basins: Tertiary extension within Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications 156, 215-250. 10.1144/gsl.sp.1999.156.01.12
- Tierney, C.R., Schmitt, A.K., Lovera, O.M., de Silva, S.L., 2016. Voluminous plutonism during volcanic quiescence revealed by thermochemical modeling of zircon. *Geology* 44, 683-686. 10.1130/g37968.1
- Trinajstić, N., Brlek, M., Gaynor, S.P., Schindlbeck-Belo, J., Šuica, S., Avanić, R., Kutterolf, S., Wang, K.-L., Lee, H.-Y., Holcová, K., Kopecká, J., Baranyi, V., Hajek-Tadesse, V., Bakrač, K., Brčić, V., Kukoč, D., Milošević, M., Mišur, I., Lukács, R., 2023. Provenance and depositional environment of Middle Miocene silicic volcanoclastic deposits from Mt. Medvednica (North Croatian Basin, Carpathian-Pannonian Region). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 443, 107917. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107917>
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E., Spakman, W., 2008. A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 273-294. 10.1007/s00015-008-1288-7
- Ustaszewski, K., Kounov, A., Schmid, S.M., Schaltegger, U., Krenn, E., Frank, W., Fügenschuh, B., 2010. Evolution of the Adria-Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent-continent collision to back-arc extension. *Tectonics* 29. <https://doi.org/10.1029/2010TC002668>
- Vasiliev, I., de Leeuw, A., Filipescu, S., Krijgsman, W., Kuiper, K., Stoica, M., Briceag, A., 2010. The age of the Sarmatian–Pannonian transition in the Transylvanian Basin (Central Paratethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 54-69. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.015>
- Vazquez, J.A., Reid, M.R., 2004. Probing the Accumulation History of the Voluminous Toba Magma. *Science* 305, 991-994. doi:10.1126/science.1096994
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology* 312-313, 190-194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>
- Vinkler, A.P., Harangi, S., Ntaflou, T., Szakács, A., 2007. A Csornád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek közettani és geokémiai vizsgálata-petrogenetikai következtetések. *Földtani Közlöny* 137, 103-128.
- Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H., McFarlin, H., 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters* 404, 43-53. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Weber, G., Caricchi, L., Arce, J.L., Schmitt, A.K., 2020a. Determining the current size and state of subvolcanic magma reservoirs. *Nature communications* 11, 5477.
- Weber, G., Simpson, G., Caricchi, L., 2020b. Magma diversity reflects recharge regime and thermal structure of the crust. *Scientific Reports* 10, 11867.
- Wendt, I., Carl, C., 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 86, 275-285. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-T](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-T)
- White, S.M., Crisp, J.A., Spera, F.J., 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.
- Wilson, C.J.N., Cooper, G.F., Chamberlain, K.J., Barker, S.J., Myers, M.L., Illsley-Kemp, F., Farrell, J., 2021. No single model for supersized eruptions and their magma bodies. *Nature Reviews Earth & Environment* 2, 610-627. 10.1038/s43017-021-00191-7
- Wortel, M. J. R., Spakman, W. 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290/5498, 1910–1917. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>

- Wotzlaw, J.-F., Schaltegger, U., Frick, D.A., Dungan, M.A., Gerdes, A., Günther, D., 2013. Tracking the evolution of large-volume silicic magma reservoirs from assembly to supereruption. *Geology* 41, 867-870. 10.1130/g34366.1
- Zelenka, T., 1964. A Szerencsi-öböl szarmata tufaszintjei és fáciesei. *Földtani Közlöny* 117, 237-253.
- Zelenka, T., Balogh, K., Balázs, E., Kiss, J., Kozák, M., Nemesi, L., Pécskay, Z., Püspöki, Z., Ravasz, Cs., Székyné, Fux, V., Újfalussy, A., 2004a. Buried Neogene volcanic structures in Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 47, 177–219.,
- Zelenka, T., Póka, T., Márton, E., and Pécskay, Z. , 2004b. A Tari Dácittufa Formáció típuszelvényének felülvizsgálata. *MÁFI Évi jelentése*, 2004, 73-84.
- Zelenka, T., Gyarmati, P., Kiss, J., 2012. Paleovolcanic reconstruction in the Tokaj Mountains. *Central European Geology* 55, 49-83. 10.1556/CEuGeol.55.2012.1.4