

## A cirkon (U-Th)/He kormeghatározás módszertani alapjai és alkalmazása fiatal (<1 M év) vulkánkitörések datálására

MOLNÁR Kata<sup>1,\*</sup>, DUNKL István<sup>2</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1,3</sup>, LUKÁCS Réka<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>2</sup>Department of Sedimentology and Environmental Geology, Geoscience Centre, Georg-August University, Göttingen, Germany

<sup>3</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

\*levelező szerző, email: mkata90@gmail.com

### *Methodology and application of zircon (U-Th)/He geochronology in the dating of young (<1 Ma) eruptions*

#### Abstract

The dating of young volcanic eruptions is often difficult with respect to the time range between the sensitivities of radiocarbon and the routine K-Ar methods (ca. 50 ka and 1 Ma, respectively); problems can also arise due to the absence of suitable K-bearing minerals (e.g. leucite, sanidine) or charcoal fragments. However, by combining zircon U-Th and (U-Th)/He dating this critical time-window can be covered. Because of the low closure temperature of the zircon (U-Th)/He system (~150–180 °C), and the fact that zircon is a widespread accessory mineral in most of the volcanic eruption products, this method is suitable for dating the age of eruptions directly. Furthermore, over the last decade, the advantages of the method have been supported by its expansion and application by international researchers when dating young (< 1 Ma) eruption events. In this Hungarian review paper a summary is presented of the theoretical principles, basic methodology and past developments of the (U-Th)/He geochronology; it also shows the applicability of the method for dating young (< 1 Ma) volcanic eruptions.

For the purpose of this study eruption products were selected from the Carpathian–Pannonian Region and they are related to the youngest volcanic activity (Ciomadul, South Harghita) known in the area. These are the andesitic dome of Dealul Mare and the pyroclastic deposit close to the village of Bixad; these features have eruption ages of  $843 \pm 27$  kyrs and  $32.6 \pm 1.0$  kyrs, respectively. The selected samples are good for demonstrating each step of the method from the measured raw data to the corrected age, and also for illustrating its adequacy for deriving reliable eruption ages for young volcanic products.

*Keywords: (U-Th)/He geochronology, disequilibrium dating, zircon, Carpathian–Pannonian Region, Quaternary*

#### Összefoglalás

A fiatal vulkánkitörések kormeghatározása sokszor igen nagy nehézségbe ütközik a konvencionálisan használt módszerek időbeli korlátai (pl.: radiokarbon — ~50 ezer év a felső korhatár; K-Ar — ~1 millió év a rutinmérések alsó korhatára), vagy a méréshez szükséges megfelelő ásványok (pl. leucit, szanidin), valamint szenesedett növénymaradványok hiányában. Az U-Th mérésekkel kiegészített cirkon (U-Th)/He geokronológia többek között erre a kritikus időintervallumra kínál megoldási lehetőséget. Alacsony záródási hőmérséklete (~150–180 °C) miatt képes a kitérés időpontjáról direkt információt adni, továbbá nagy előnye az is, hogy a cirkon egy igen széleskörűen elterjedt akcesszórius ásvány a legtöbb vulkáni kitérés termékben. Mindezekből kifolyólag az elmúlt évtized alatt a nemzetközi kutatások során egyre elterjedtebbé vált a módszer alkalmazása a fiatal (<1 millió év) kitérés datálására is, azonban a hazai kutatásokban csak kis mértékben jelent meg ugyanez a tendencia. Jelen munka célja, hogy az (U-Th)/He geokronológia elméleti és gyakorlati alapjairól, valamint fiatal vulkánkitörések kormeghatározása esetében történő alkalmazhatóságáról nyújtson egy részletes, magyar nyelvű összefoglalást.

Az alkalmazhatóság vizsgálatára a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb vulkánkitörésének (Csomád, Dél-Harghita) környezetében megtalálható, ahhoz kapcsolódó kitérés termékeket választottunk. Ezek a Nagy-Hegyes andezit lávadómja és a bükszádi piroklastár-üledék, amelyekre  $843 \pm 27$  ezer (Nagy-Hegyes felépülése) és  $32,6 \pm 1,0$  ezer évet (bükszádi réteget létrehozó kitérés) kaptunk eredményül. A kiválasztott lelőhelyek mintáin keresztül jól szemléltethető, hogy miként történik az (U-Th)/He kormeghatározás, hogyan követik egymást az egyes lépések, amíg eljutunk a mért adattól a végleges koreredményig. Ezek a képződmények jó példát szolgáltatnak a módszer alkalmazhatóságának bemutatására fiatal (<1 millió év) vulkánkitörések kormeghatározására.

*Tárgyszavak: geokronológia, vulkanológia, (U-Th)/He kormeghatározás, nem egyensúlyi kormeghatározás, cirkon, Kárpát–Pannon régió, kvarter*

## Bevezetés

Az U- és Th-izotópok radioaktív bomlásából származó, és az ásványokban felhalmozódó He geokronológiai jelentőségét és alkalmazhatóságát már viszonylag korán, alig 10 évvel a radioaktivitás felfedezése után felismerte Robert J. STRUTT (1905). Úttörő munkája ellenére majdnem egy évszázadot kellett várni a módszer elterjedésére, ugyanis elsőre megbízhatatlannak tűnt, mivel a korai kutatások során kapott koreredmények túl fiatalnak bizonyultak (pl.: LEVENTHAL 1975). Ennek oka, hogy egy geokronológiai módszer használata során a kapott kor mindig azt az időpontot határozza meg, amikor az adott izotóprendszer zárttá válik, tehát a rendszer hőmérséklete az abban szereplő izotópokra vonatkozó záródási hőmérséklet alá hűl (DODSON 1973). Azonban csak a nyolcvanas években ismerték fel (ZEITLER et al. 1987, LIPPOLT & WEIGEL 1988), hogy ellenében a magas hőmérsékleten záródó U-Pb rendszerrel, az (U-Th)/He esetében a kapott kor a hasadvány nyom módszerhez hasonlóan az alacsony hőmérséklet-tartományról, adott rendszer kései hőtörténetéről adhat információt. Ezáltal a korábbi „túl fiatal” korok más értelmet nyertek és megújult érdeklődéssel fordultak a módszer felé. Az (U-Th)/He geokronológia fejlődésnek indult, a különböző kutatások során egyre szélesebb körben, számos geológiai kérdés (pl.: adott terület süllyedés–kiemelkedés-története) megválaszolására, az apatit mellett egyre többféle ásvány (pl.: cirkon, titanit, hematit) bevonásával kezdték alkalmazni (pl.: FARLEY et al. 1996, WERNICKE & LIPPOLT 1997, SPOTILA et al. 1998, MCINNEN et al. 1999). Emellett felismerték azt is, hogy a módszer — kombinálva az U-Th kormeghatározással — lehetőséget ad vulkánkitörések kormeghatározására is, amely különösen a fiatal (kvarter) események kapcsán jelentős. Ugyanis, amint az SCHMITT és munkatársai (2006) egyik első, ilyen témájú munkájából is kiderült, jól alkalmazható abban a kritikus időintervallumban (~50 ezer év — 1 millió év) is, ahol a módszertani korlátok vagy megfelelő ásványok hiányában más geokronológiai módszerek (pl.: radiokarbon, K-Ar) nem adnak megfelelően pontos korokat (FARLEY 2002; DANIŠÍK et al. 2016). Ezt követően egyre több olyan tanulmány jelent meg, amelynek fókuszában fiatal vulkánkitörések datálása állt (pl.: DANIŠÍK et al. 2012; SCHMITT et al. 2010, 2013, 2014; LINDSAY et al. 2013; GEBAUER et al. 2014; HARANGI et al. 2015a). Az ezekben közölt eredmények azt mutatták, hogy nem csak az 50 ezer és 1 millió év közötti időintervallumban, hanem még az ennél fiatalabb minták esetében is jól használható az (U-Th)/He geokronológia (legfiatalabb mért korok: cirkon (U-Th)/He — 2,5 ezer év; SCHMITT et al. 2013; gránát (U-Th)/He — A.D. 79; ACIEGO et al. 2003).

A módszer újrafelfedezését (ZEITLER et al. 1987) követően és szélesebb körű elterjedésével párhuzamosan megjelentek a módszertani jellegű leírások (FARLEY 2002, REINERS 2005, SCHMITT 2011, DANIŠÍK et al. 2016), amelyek segítségével megindultak a nemzetközi laboratóriumokban a rutinszerű (U-Th)/He mérések. Ennek ellenére hazai viszonylatban csak kis számban született olyan esettanul-

mány, amely a módszer termokronológiai vonatkozású (pl.: ARATÓ 2014, DANIŠÍK et al. 2015, LUKÁCS et al. 2015), vagy a vulkánkitörések kormeghatározására történő (pl.: KARÁTSON et al. 2013, MOLNÁR 2014, HARANGI et al. 2015a) alkalmazását használta. Jelen tanulmány célja, hogy egy magyar nyelvű elméleti összefoglalót adjunk az eddigi a témakörben megjelent publikációk alapján, valamint hogy saját példákon keresztül bemutassuk a módszer alkalmazhatóságát a fiatal vulkánkitörések kormeghatározása esetében.

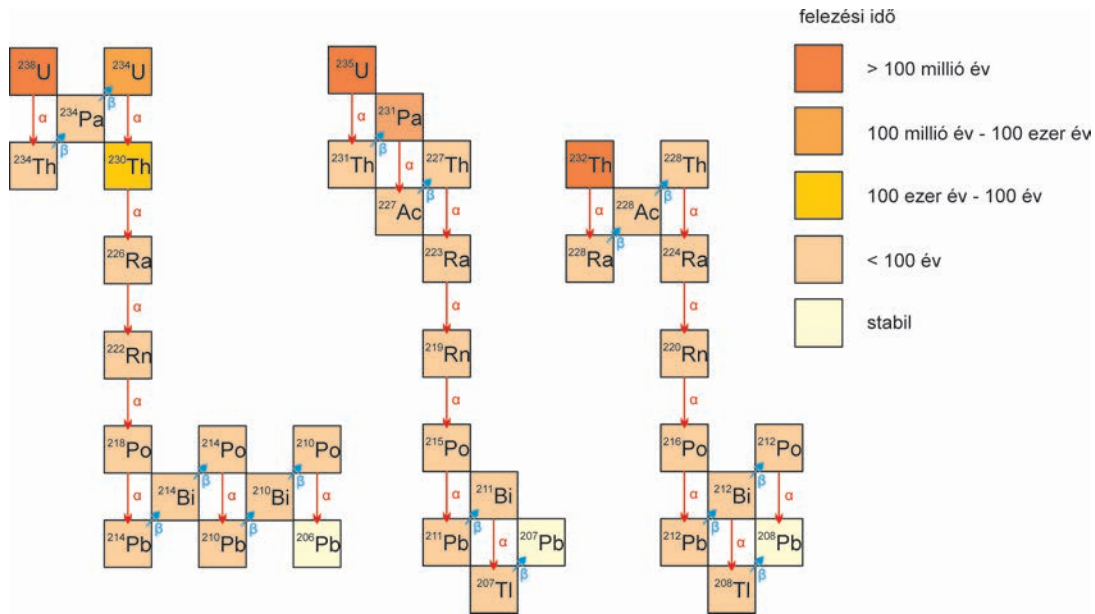
## Módszertani alapok

A radiogén hélium ( ${}^4\text{He}$ ) a radioaktív izotópok (pl.:  ${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb}$ ,  ${}^{235}\text{U} \rightarrow {}^{207}\text{Pb}$ ,  ${}^{232}\text{Th} \rightarrow {}^{208}\text{Pb}$ ,  ${}^{147}\text{Sm} \rightarrow {}^{143}\text{Nd}$ ) alfa-bomlásai során képződik (egy  $\alpha$ -bomlási esemény egy  ${}^4\text{He}$  képződést jelent). Az (U-Th)/He módszer az ásványokba kristályosodásuk során beépülő izotópok radioaktív bomlásokor keletkező és felhalmozódó He mennyiségének a meghatározásán alapul. Azok az ásványok alkalmasak az (U-Th)/He kormeghatározásra, amelyekbe kristályosodásukkor olyan mennyiségben épülnek be az anyaizotópok, hogy ezek bomlása során adott idő alatt mérhető mennyiségű He keletkezik. Ilyen például az apatit (pl.: HOUSE et al. 1999), titanit (pl.: REINERS & FARLEY 1999), cirkon (pl.: DANIŠÍK et al. 2012, SCHMITT et al. 2014), hematit (pl.: EVENSON et al. 2014, AULT et al. 2015), fluorit (pl.: EVANS et al. 2005, WOLFF et al. 2015), valamint a gránát (pl.: ACIEGO et al. 2003). Ezek közül az apatitot és a cirkont használják rutinszerűen a He-mérések során, a továbbiakban ennek a tanulmánynak a fókuszában a cirkon áll.

Az ásványban jelenlevő He teljes mennyiségét ( ${}^4\text{He}_{\text{tot}}$ ) a következő (1.) egyenlet írja le (FARLEY 2002, HOURIGAN et al. 2005):

$${}^4\text{He}_{\text{tot}} = \text{He}_i + 8 \times {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \times {}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \times {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + 1 \times {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1), \quad (1)$$

ahol  ${}^4\text{He}_{\text{tot}}$ ,  ${}^{238}\text{U}$ ,  ${}^{232}\text{Th}$  és  ${}^{147}\text{Sm}$  az adott tömegszámú izotóp jelenkori mért mennyisége, míg a nagyon kis részarányban előforduló  ${}^{235}\text{U}$  mennyisége a jelenlegi  ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$  arányból ( ${}^{238}\text{U}/137,818$ ; HIESS et al. 2012) számolható ki. A  $\text{He}_i$  az iniciális hélium mennyisége,  $t$  a bezáródás óta eltelt idő, vagyis a felhalmozódási idő,  $\lambda$  pedig a bomlási állandó az egyes izotópokra ( $\lambda_{238}=1,551 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$ ,  $\lambda_{235}=9,849 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$ ,  $\lambda_{232}=4,948 \times 10^{-11} \text{ év}^{-1}$ ). A  ${}^{238}\text{U}$ ,  ${}^{235}\text{U}$  és  ${}^{232}\text{Th}$  izotópok bomlási sorában több, köztes radioaktív izotóp keletkezése és bomlása is végbemegy, míg eljut az adott izotóprendszer a stabil leányizotópig ( ${}^{206}\text{Pb}$ ,  ${}^{207}\text{Pb}$  és  ${}^{208}\text{Pb}$ ; *l. ábra*). Ezzel szemben a kristályosodáskor kis mennyiségben szintén beépülő  ${}^{147}\text{Sm}$  esetében a  ${}^{144}\text{Nd}$  keletkezéséhez csupán egy alfa bomlás szükséges. Az (1.) egyenlet egyes tagjai előtt álló szorzók (8, 7, 6, valamint 1) tehát az adott izotóprendszeren belül történő alfa bomlások számát mutatják. Az



1. ábra. A <sup>238</sup>U-, <sup>235</sup>U- és <sup>232</sup>Th bomlási sora, feltüntetve az α-(<sup>4</sup>He) és β-bomlási eseményeket (https://research.science.mq.edu.au/u-series-research-group/facil.html alapján)

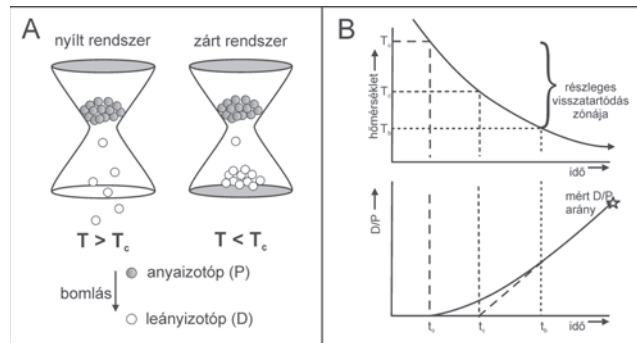
Figure 1. The <sup>238</sup>U-, <sup>235</sup>U- and <sup>232</sup>Th decay chain indicating α-(<sup>4</sup>He) and β-decay events (after https://research.science.mq.edu.au/u-series-research-group/facil.html)

(1.) egyenlet alapfeltételezése a szekuláris egyensúly megléte a radioaktív bomlási sorokon belül (FARLEY 2002, REINERS 2005), ami azt jelenti, hogy az egységnyi idő alatt történő bomlások száma adott köztes leányizotópra és a hozzá tartozó anyaizotópra megegyezik (tehát az aktivitásarányuk 1; BATEMAN 1910). Ez azonban nem minden esetben valósul meg, amelynek oka, hogy az ásványok a kristályosodásuk során frakcionálhatják egymástól a bomlási sorban szereplő izotópokat, felborítva ezzel a szekuláris egyensúlyt (FARLEY et al. 2002, SCHMITT 2011). Ekkor, a kezdeti körülményektől függetlenül, az adott bomlási sorban szereplő, leghosszabb életű frakcionálódó izotóp felezési idejének kb. ötszöröse kell, hogy elteljen a szekuláris egyensúly beállításához (FARLEY et al. 2002). Tehát az alap-egyenlet (1.) csak abban az esetben alkalmazható, ha a kristály képződése legalább 380 ezer évvel megelőzte a <sup>4</sup>He felhalmozódás kezdetét (FARLEY 2002).

Ezen felül az (U-Th)/He módszer alapfeltétele, hogy a mért kristály kezdetben nem tartalmazott héliumot, amely az esetek nagy többségében teljesül is (tehát He<sub>i</sub> = 0; FARLEY 2002, REINERS 2005).

**Záródási hőmérséklet**

Geokronológiai módszertől és vizsgált ásványtól függetlenül záródási hőmérsékletnek nevezzük azt a hőmérséklet/hőmérséklet-tartományt, amely érték elérését követően az adott izotóprendszer zártnak tekinthető, tehát amely hőmérséklet alatt a keletkező leányizotóp megőrződik az adott ásványban (2. ábra, A; DODSON 1973). A különböző geokronológiai módszerek használatakor a meghatározott kor mindig azt az időpontot jelöli, amikor az adott rendszer a záródási hőmérséklete/hőmérséklet-tartománya alá hűl (2.



2. ábra. A) „Homokóra-analógia” a nyílt és a zárt rendszerű viselkedésre (BRAUN et al. 2012 alapján). B) Lassan hűlő rendszer esetén a „nyílt-rendszerű” (T<sub>o</sub>), záródási (T<sub>c</sub>) és blokkolási (T<sub>b</sub>) hőmérséklet fogalma, és az ezeknek megfelelő időpillanatokban (t<sub>o</sub>, t<sub>c</sub>, t<sub>b</sub>) a leány-/anyaizotóp arány. T<sub>o</sub> hőmérséklet felett tisztán nyílt rendszer, míg T<sub>b</sub> alatt tisztán zárt rendszer uralkodik. A két hőmérsékletérték jelöli ki a részleges visszatartódás zónáját (DODSON 1973 és BRAUN et al. 2012 alapján)

Figure 2. A) Hourglass analogy to open- and closed-system behavior (after BRAUN et al. 2012). B) Definition of the “open-system”, closure and blocking temperatures (T<sub>o</sub>, T<sub>c</sub> and T<sub>b</sub>, respectively) in a slowly cooling system and the daughter-parent isotope ratios at the corresponding t<sub>o</sub>, t<sub>c</sub> and t<sub>b</sub> time. The temperature range of T<sub>o</sub> - T<sub>b</sub> assign the partial retention zone, above its upper boundary the system has a fully open-system behavior while it has a fully closed-system behavior below the lower boundary (after DODSON 1973 and BRAUN et al. 2012)

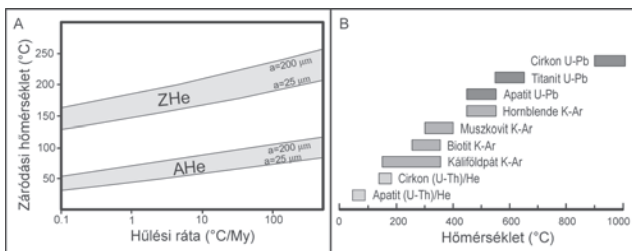
ábra, B). Az egyes rendszerekre ezt a hőmérséklet-tartományt az adott rendszer leányizotópjának ásvány-függő diffúziós viselkedése határozza meg. Ez az egyes ásványokra különböző fizikai paraméterekkel jellemezhető környezetekben, laboratóriumi, lépcsőzetes hevítési kísérletek során határozható meg, a megfigyelt diffúziós viselkedés pedig az Arrhenius-egyenlet (2.) segítségével írható le:

$$D = D_0 e^{-E_a/RT} \quad (2.)$$

ahol  $D$  a diffúziós együttható adott  $T$  hőmérsékleten,  $E_a$  az aktivációs energia,  $R$  az egyetemes gázállandó,  $D_0$  pedig a diffúziós együttható egy végtelenül nagy hőmérsékleten, vagyis a diffúziós állandó (FECHTIG & KALBITZER 1966). Ebből az összefüggésből (2. egyenlet) a záródási hőmérséklet ( $T_c$ ) bármely izotóp-rendszerre és ásványra a következőképp fejezhető ki (3. egyenlet; 3. ábra):

$$T_c = \frac{E_a}{R \ln(A\tau D_0/a^2)}, \quad (3.)$$

ahol  $A$  egy, a kristály geometriájától függő numerikus konstans,  $a$  az adott kristály mérete,  $\tau$  pedig az az idő, amely alatt a diffúzió  $e$  faktornyi csökken — ez utóbbi a rendszer hűlési rátájának függvénye (DODSON 1973). Az egyenletből (3.) látszik, hogy a záródási hőmérséklet-tartomány alsó és felső határát az adott izotóp diffúziós tulajdonságai mellett a



3. ábra. A) apatit (AHe) és cirkon (ZHe) záródási hőmérséklet-tartomány változása szemcseméret („a”) és hűlési ráta függvényében (REINERS 2005 alapján). B) Különböző izotóprendszerekre és ásványokra meghatározott átlagos záródási hőmérséklet-tartományok (apatit (U-Th)/He: WOLF et al. 1996; cirkon (U-Th)/He: REINERS et al. 2004; kálföldpát K-Ar: LOVERA et al. 1989; biotit K-Ar: HARRISON et al. 1985; muszkovit K-Ar: HAMES & BOWRING 1994; hornblende K-Ar: HARRISON 1982; apatit és titanit U-Pb: SCHOENE & BOWRING 2007; cirkon U-Pb: LEE et al. 1997).

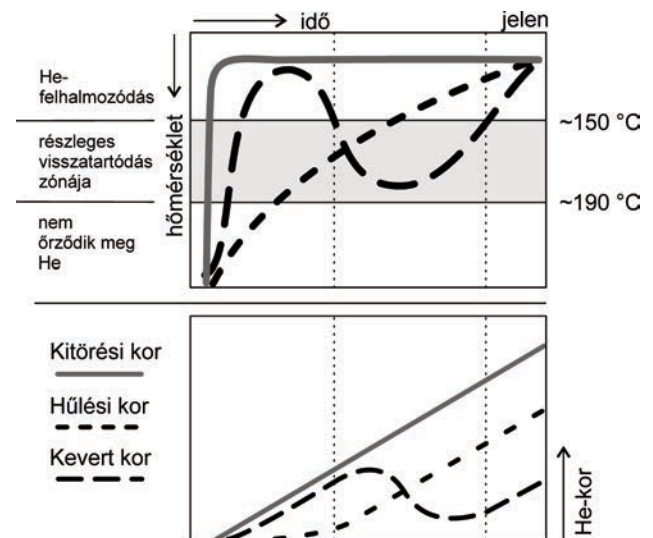
Figure 3. A) calculated closure temperatures for apatite (AHe) and zircon (ZHe) and their cooling rate- and grain size (“a”) dependence (after REINERS 2005). B) Closure temperature ranges of different minerals and isotope systems (apatite (U-Th)/He: WOLF et al. 1996; zircon (U-Th)/He: REINERS 2005; K-feldspar K-Ar: LOVERA et al. 1989; biotite K-Ar: HARRISON et al. 1985; muscovite K-Ar: HAMES & BOWRING 1994; hornblende K-Ar: HARRISON 1982; apatite and titanite U-Pb: SCHOENE & BOWRING 2007; zircon U-Pb: LEE et al. 1997).

szemcse alakú és méretbeli tulajdonságai, valamint a hűlési ráta határozza meg (3. ábra, A). A záródási hőmérséklet-tartományt nevezik részleges visszatartódási zónának is. Ennek a felső határánál magasabb hőmérsékleten az összes bomlás során a keletkező leányizotóp földtani értelemben véve pillanatszerű diffúzióval távozik az adott ásványból, míg alsó határánál alacsonyabb hőmérsékleten 100%-osnak tekinthető a megőrződés. A két szélsőérték között a vizsgált izotóp felhalmozódása nem kvantitatív, az adott kristály alakjától és méretétől, valamint a rendszer hűlési rátájától függően csak egy adott rész tartódik vissza (2. ábra, B).

Tehát az (U-Th)/He módszer esetében a záródási hőmérséklet a radioaktív bomláskor keletkező He diffúziós tulajdonságaitól függ. A cirkonon végzett kísérletek a következő eredményt hozták a He diffúziójára: egy tipikus, 40–100 μm vastagságú cirkon záródási hőmérséklete 175 °C és 193 °C közötti érték abban az esetben, ha a hűlési ráta 10 °C / millió év és a kristály nem tartalmaz extrém nagy mennyiségben

radioaktív izotópokat (REINERS 2005, GUENTHNER et al. 2013). A kísérletek során kapott hőmérsékletértékek tehát azt mutatják, hogy az (U-Th)/He módszer egy alacsony hőmérsékletű geokronológiai módszer (3. ábra, A és B), amely a kőzetestek fejlődésének kései szakaszáról, a kis mélységben végbement hőtörténetéről ad értékes információkat. Adott leányizotóp ásványfüggésére jó példa az apatit és a cirkon záródási hőmérséklet-tartománya közti eltérés az (U-Th)/He rendszer esetében (3. ábra, A és B), míg ugyanazon ásványt vizsgálva az eltérő leányizotópok különböző diffúziós viselkedését jól tükrözi a cirkon (U-Th)/He és U-Pb rendszer (3. ábra, B). Ez utóbbi sokkal magasabb hőmérsékleten (> 900 °C; LEE et al. 1997; 3. ábra, B) záródik, mint az (U-Th)/He rendszer, és így jól alkalmazható a cirkon kristályosodási korának meghatározására, ami általában 900 °C alatt történik (HARRISON et al. 2007).

A „He-termokronológiát” az alacsony záródási hőmérséklet miatt széles körben lehet alkalmazni különböző geológiai kérdések megválaszolására (pl.: diagenetikus hőmérsékleti hatások és hidrotermális események datálására, mély völgyek bevágódási ütemének megállapítására; HOUSE et al. 1997, HAIDER et al. 2013, REINERS & BRANDON 2006, SCHILDGEN et al. 2007, WOLFF et al. 2015). Abban az esetben, ha egy hirtelen a felszínre került, gyorsan lehűlt vulkáni kőzetet vizsgálunk, amely a kitörés során (geológiai időskálán nézve) gyorsan áthaladt a részleges visszatartódási zóna hőmérséklet-tartományán, és amelyet nem ért későbbi hőhatás (pl. betemetődés vagy egy fiatalabb intrúzió hatása)



4. ábra. A kitörési, hűlési- és kevert kor jelentése cirkonra vonatkozó hőmérsékletek esetében (WAGNER 1979 alapján). Kitörési kor: egy hirtelen felszínre került vulkáni kőzet (U-Th)/He kora, a He-felhalmozódás a kitörés pillanatában kezdődik. Hűlési kor: lassan hűlő rendszer (U-Th)/He kora; a He-felhalmozódás a részleges visszatartódási zónában már megkezdődhet. Kevert kor: egy már kihűlt rendszer (U-Th)/He kora, amelyet újból felfűtés ért, ennek hatására a felhalmozódott He egy része eltávozott a rendszerből

Figure 4. Definition of eruption, cooling and mixed ages in case of zircon (after WAGNER 1979). Eruption age: (U-Th)/He age of a rapidly cooled sample, the accumulation of the He starts at the time of the eruption. Cooling age: (U-Th)/He age of a slowly cooled system, the accumulation of the He starts already in the partial retention zone. Mixed age: (U-Th)/He age of an already cooled system affected by reheating which caused partial He loss from the system

akkor a kapott cirkon (U-Th)/He-kor „kitörési koreként” értelmezhető (4. ábra). Ekkor a He felhalmozódása szempontjából egyedül a felszínre kerülés, vagyis a kitörés pillanata számít, amikor a bomlás során keletkező He elkezdett megőrződni az egyes kristályokban. Amennyiben a vizsgált kőzet lassan hűlt le, mint például egy mélységi magmás vagy metamorf kőzettest kiemelkedése esetén, amely lassan halad át a részleges visszatartódás zónán, akkor a kapott (U-Th)/He-kor a rendszer „hűlési koraként” értelmezhető (4. ábra). Előfordul az is, amikor egy már korábban lehűlt kőzettestet ért utólagos hőhatás. Ekkor a fiatal felfűtés mértékétől függ, hogy a rendszer túljut-e a részleges visszatartódás zónáján és a korábban felhalmozódott He teljesen távozik az ásványokból, majd a hőhatást követő újbóli lehűlés következtében kezd el újra felhalmozódni, a felfűtési esemény hűlési korát megadva ezzel. Amennyiben a hőhatás kisebb és a rendszer hőmérséklete nem jut túl a részleges visszatartódás zónáján, akkor a korábban felhalmozódott He csak egy része távozik a felfűtés következtében, és a kapott (U-Th)/He kor nem az utólagos felfűtés idejét, hanem egy kevert kort fog megadni, amely több esemény együttes hatását ötvözi (4. ábra). Ezért adott rendszer teljes hőtörténet-ismeretéhez elengedhetetlen több, eltérő záródási hőmérséklettel jellemezhető geokronométer (3. ábra, B) használata.

Az „alfa-kilökődési” korrekció ( $F_T$ -korrekció)

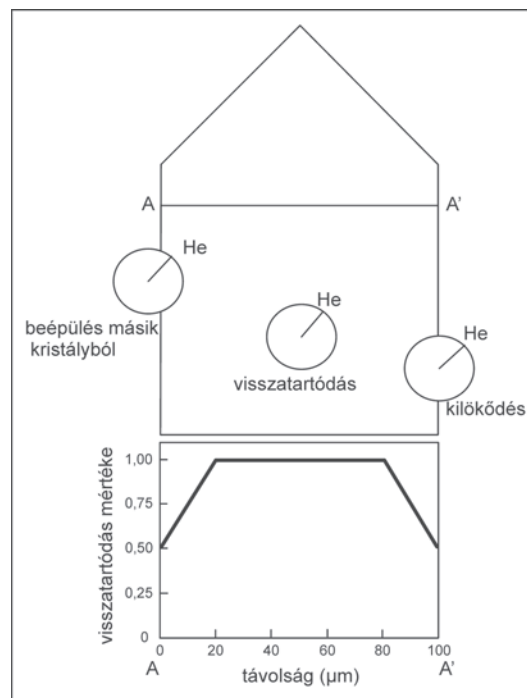
A kristályban felhalmozódó He mennyiségét a záródási hőmérsékleten kívül az alfa kilökődés jelensége is befolyásolja. Ez egy, a rendszer hőmérsékletétől független folyamat, amely az egyes izotóprendszerekben ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  és  $^{232}\text{Th}$ ) lejátszódó alfa bomlások során felszabaduló energiával van összefüggésben. Ugyanis a bomlási sorokban minden egyes anya-, illetve köztes izotóphoz tartozó alfa kilökődésnek van egy karakterisztikus, MeV nagyságrendű bomlási energiája, amelyhez egy, a befoglaló anyag sűrűségétől függő pályahossz tartozik, amelyet az alfa-részecske befut (ZIEGLER 1977). Ez azt jelenti, hogy az egyes bomlási események térbeli elkülönítést eredményeznek az anya, a leányizotóp, valamint a felszabaduló alfa-részecske ( $^4\text{He}$ ) között (FARLEY et al. 1996). Az egyes bomlási sorok alfa bomlásainak átlagos energiái és alfa-részecskék bomlási sorokhoz tartozó átlagos pályahosszai az I. táblázatban szerepelnek. Ezek az értékek azt jelentik, hogy az adott bomló

I. táblázat. Az egyes bomlási sorok átlagos energiái (MeV) és az  $\alpha$ -részecskék átlagos pályahosszai ( $\mu\text{m}$ ) cirkon esetében (FARLEY et al. 1996)

Table I. Average decay energy (MeV) and stopping distances ( $\mu\text{m}$ ) for zircon (FARLEY et al. 1996)

Bomlási sor	$\alpha$ -bomlás energiája (MeV)	Átlagos pályahossz ( $\mu\text{m}$ )
$^{238}\text{U}$	5,36	16,65
$^{235}\text{U}$	5,94	19,64
$^{232}\text{Th}$	5,85	19,32

anyaizotóp körül egy  $\sim 20 \mu\text{m}$ -es átmérőjű gömb felszínén fog valahol véletlenszerűen megállni a felszabaduló alfa-részecske. Ez azt vonja maga után, hogy ha az adott anyaizotóp a kristály külső  $20 \mu\text{m}$ -es zónájában vagy a kristály felszínén helyezkedik el, akkor bizonyos valószínűséggel (maximálisan 50%-kal) kilökődik a felszabaduló  $^4\text{He}$  a kristályból (5. ábra). Ez a jelenség adott hőmérséklettől



5. ábra. Lehetséges alfa-részecske megállási pozíciók (FARLEY 2002 alapján), a  $20 \mu\text{m}$  sugarú körök középpontja a bomlás helyét jelzi, a feltüntetett sugarak pedig a lehetséges utakat, amelyet a felszabaduló He befut

Figure 5. Potential alpha-stopping positions (after FARLEY 2002), the middle of the circles is the position of the decay, while the indicated radii ( $20 \mu\text{m}$  long) are possible paths of the released He

függetlenül bekövetkezik, ezért mindig számolni kell vele. A kilökődési veszteség minden kristályt érint, tehát amikor mérjük a jelenkori He-tartalmat, akkor minden esetben kisebb mennyiséget mérünk meg, mint ami ténylegesen keletkezett. Ennek a problémának a megoldására alkották meg az  $F_T$ -korrekciót („fraction of total”; más néven az alfa-kilökődés korrekciót; FARLEY 2002), amely homogén U- és Th-eloszlást feltételezve a mért kristály méreteiből, Th/U arányából, valamint a bomlás során keletkezett He mennyiségéből számolja ki a He-visszatartódás mértékét (4. egyenlet), amivel korrigálni kell a nyers koreredményt a valós He-kor meghatározásához:

$$t = \frac{t'}{F_T}, \quad (4.)$$

ahol  $t'$  a nyers koradat,  $F_T$  a He-visszatartódás mértéke,  $t$  pedig az  $F_T$ -korrigált He-kor (FARLEY 2002). Az  $F_T$ -érték egy 0 és 1 közé eső szám, amely közvetlenül azt jelzi, hogy a jelenkori mért He-mennyiség mekkora része a tényleges,

bomlás során keletkezett teljes He mennyiségének. Ennek a kiszámolásához először az adott kristály felszín-térfogat arányának ( $\beta$ ) a kiszámolása (5. egyenlet) szükséges, amely cirkon esetében, tetragonális kristályalakot feltételezve a következő:

$$\beta(L, W_1, W_2, h) = \frac{2[(W_1 + W_2)(L - 2h) + W_1 \sqrt{h^2 + \frac{W_1^2}{4}} + W_2 \sqrt{h^2 + \frac{W_2^2}{4}}]}{W_1 \times W_2 [(L - 2h) + \frac{2h}{3}]}, \quad (5.)$$

ahol  $L$  a mért kristály hossza,  $W_1$  és  $W_2$  a kristály prizma-vastagsága,  $h$  pedig a kristály piramisának magassága (HOURIGAN et al. 2005). Ezt követi a He visszatartódás mértékének kiszámítása az egyes anyaizotópokra ( $^{238}\text{U}$  és  $^{232}\text{Th}$ ; 6. egyenlet):

$${}^iF_T = 1 + a_1\beta + a_2\beta^2, \quad (6.)$$

ahol  $\beta$  felszín-térfogat arány,  $a_1$  és  $a_2$  pedig a visszatartódás függvény 3D modellezéssel meghatározott értékeire illesztett polinom paraméterek, amelyek függenek az izotóprendszertől ( $^{238}\text{U}$  és  $^{232}\text{Th}$ ), a vizsgált ásványtól, valamint a kristályalaktól (II. táblázat; HOURIGAN et al. 2005). Az  $i$  jelöli, hogy a mind a  $^{238}\text{U}$ -, mind a  $^{232}\text{Th}$ -rendszerre szükséges

**II. táblázat.** Cirkon esetében az egyes bomlási sorokra meghatározott paraméterek tetragonális kristályalakra (prizma + piramis) (HOURIGAN et al. 2005)

**Table II.** Fit parameters in case of zircon, given for tetragonal prism with pyramidal terminations for each decay chains (HOURIGAN et al. 2005)

Bomlási sor	$a_1$	$a_2$
$^{238}\text{U}$	-4,28	4,37
$^{232}\text{Th}$	-4,87	5,61

kiszámolni az  $F_T$ -faktort. Az utolsó lépés pedig ezekből az átlag  $F_T$  kiszámolása (7. egyenlet):

$$F_T = a_{238} {}^{238}\text{U} F_T + (1 - a_{238}) {}^{232}\text{Th} F_T, \quad (7.)$$

ahol  ${}^{238}\text{U} F_T$  és  ${}^{232}\text{Th} F_T$  tehát adott kristályra az egyes bomlási sorokra kiszámolt He-visszatartódás mértéke, az  $a_{238}$  pedig a bomlás során keletkezett He részaránya ( $a_{238} = (1,04 + 0,245[\text{Th}/\text{U}])^{-1}$ ; FARLEY 2002).

A cirkon kristályosodása során olyan kis mennyiségben építi be a  $^{235}\text{U}$  és a  $^{147}\text{Sm}$  izotópot (FARLEY et al. 2002), hogy az ebből származó He kilökődés okozta veszteség mértéke elhanyagolható, ezért nem szerepelnek a számolásban.

### Analitikai eljárás

Az (U-Th)/He-kor kiszámolásához szükséges az anyaizotópok ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  és  $^{147}\text{Sm}$ ) és ezek bomlásai során felszabadult és megőrződött  ${}^4\text{He}$  mennyiségének ismerete. Ezen izotópok megmérése két lépcsőben történik: először az adott kristály  ${}^4\text{He}$ -tartalmának a mérése zajlik, majd ezt követi az alfa-emittáló elemek mennyiségének meghatározása. Ezen felül meg kell határozni az alfa-kilökődés okozta

veszteséget is ( $F_T$ ), ehhez a mért kristály Th/U aránya, valamint a méreti- és alak paramétereinek ismerete szükséges (5. egyenlet; kristályhossz [L], prizma vastagság [ $W_1$  és  $W_2$ ], piramismagasság [h]). Ahhoz, hogy az alfa-kilökődés mértékét ki lehessen számolni, a vizsgált kristálynak az alábbi feltételeknek kell megfelelnie: legyen ép, saját alakú, repedés- és törésmentes; ne tartalmazzon zárványokat; a kristály alakja a lehető legjobban közelítse a bemutatott egyszerű prizma + piramis modellt; valamint a prizma vastagsága érje el a minimum  $\sim 70 \mu\text{m}$ -t. Az alak és méretbeli paraméterek meghatározásához a mérésre gondosan kiválogatott cirkonkristályok tulajdonságainak részletes dokumentálása, valamint mikroszkópi fotózása szükséges.

A  ${}^4\text{He}$ -tartalom mérése termikus kigázosítással történik, amihez a gondosan kiválogatott cirkon kristályt egy  $1 \times 1 \text{ mm}$  nagyságú Pt- vagy Nb-kapszulába kell csomagolni, majd ezt a kapszulát a nemesgáz tömegspektrométerbe, vákuumba helyezni. A hélium felszabadítása hevítéssel történik — mikrokemencével vagy infravörös lézerrel. A He mennyiségét egy gáz-tömegspektrométer méri. Minden becsomagolt kristályt legalább kétszer kell kihevíteni, így ellenőrizhető le, hogy valóban a teljes He-mennyiség eltávozott a mért kristályból. Amennyiben a második hevítés során detektált gáz-felszabadulás aránya meghaladja az első felfűtés értékének az 3%-át, akkor további felfűtési lépések alkalmazása szükséges az adott szemcsén. A He-tartalom pontos meghatározásához  ${}^3\text{He}$  belső referencia gáz („spike”) kerül alkalmazásra, ami lehetővé teszi a tömegspektrométer érzékenységének időbeli fluktuációja kompenzálását. A mért teljes  ${}^4\text{He}$  mennyiség a datált kristályon kívül a műszer saját héliumtartalmából, a  ${}^3\text{He}$  referencia mérésére használt gázban levő  ${}^4\text{He}$ -ből, valamint a Pt- vagy Nb-kapszulából felszabaduló  ${}^4\text{He}$  mennyiségéből adódik össze. A háttér  ${}^4\text{He}$ -mennyiséget le kell vonni a teljes értékből, hogy a vizsgált kristály pontos  ${}^4\text{He}$ -tartalmát megkapjuk.

A kristály anyaizotópjainak a mérése ICP-MS műszerrel történik. Ehhez a kigázosított kristályt ki kell csomagolni a kapszulából, majd oldatba vinni a méréshez. A cirkonkristályok feloldása 5 napon keresztül,  $\sim 220^\circ\text{C}$ -on, teflon bombában, nyomás alatt, 48%-os HF és 65%-os  $\text{HNO}_3$  keveréke segítségével zajlik. Az oldathoz ismert mennyiségű  ${}^{230}\text{Th}$  és  ${}^{233}\text{U}$  spike-ot adunk, hogy az anyaizotópok pontos mennyisége meghatározható legyen. Ezek az izotópok a természetes mintákban csak elhanyagolható mennyiségben fordulnak elő, ezért alkalmazhatók spike-ként. Egy-egy mérési ciklus során több, különböző összetételű, de ismert koncentrációjú oldatot is mérünk, amely egyrészt segíti — a mért oldatokhoz adott  ${}^{230}\text{Th}$  és  ${}^{233}\text{U}$  spike mellett — az anyaizotópok mennyiségének pontos meghatározását, másrészt monitorozza a műszer érzékenységét. Az  ${}^{238}\text{U}$  és  ${}^{232}\text{Th}$  mennyiségét izotóphigításos-, míg a  ${}^{147}\text{Sm}$  koncentrációt külső sztenderdizációs eljárással mérjük, a  ${}^{235}\text{U}$  mennyiséget pedig a jelenkori  ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$  arányból számoljuk ki. Az így kapott  ${}^4\text{He}$ ,  ${}^{238}\text{U}$ ,  ${}^{235}\text{U}$ ,  ${}^{232}\text{Th}$  és  ${}^{147}\text{Sm}$  mennyiségekből az (U-Th)/He-kor a Taylor expanziós módszerrel számolható ki (BRAUN et al. 2012).

### Adatértékelés, statisztika

Az egyedi kristályokon mért korok bizonytalansága lényegében három forrásból származik.

(i) A teljes analitikai bizonytalanság (TAU): az U-, Th-, Sm- és He-mérések egyedi bizonytalanságaiból adódik össze. Az ICPMS és a gáz-tömegspektrométer analitikai bizonytalansága az egyes mért referenciaanyagok (ismert összetételű, koncentrációjú oldatok, valamint az ismert mennyiségű  $^3\text{He}$ ) segítségével ismerhető meg. Ezekből az egyedi bizonytalansági értékekből négyzetes hibaterjedés (error propagation) segítségével számolható a teljes analitikai bizonytalanság. Ez a módszer teljes bizonytalanságának kis részét alkotja csupán, átlagosan 2–3%-ot tesz ki. Az egyes mérések bizonytalanságai a  $^4\text{He}$ -ra 1% körüli, az aktinida elemekre 1–2%, míg a  $^{147}\text{Sm}$ -ra ennél jóval nagyobb, akár 20–30% körüli értékeket is adhatnak. Azonban ez utóbbi kapcsán meg kell jegyezni, hogy ezek a nagy bizonytalansági értékek nem rontják le a mérés pontosságát, mivel a  $^{147}\text{Sm}$  csak kis mértékben járul hozzá a teljes He-tartalomhoz cirkon datálása esetén.

(ii) Az alfa-kilöködési korrekció ( $F_T$ ) bizonytalansága: a kristály méretének meghatározása és az U-Th mérés bizonytalanságából adódik össze, valamint abból, hogy a valódi kristályalak mennyiben tér el az  $F_T$ -korrekció során használt elméleti geometriai modelltől. Ennek a meghatározása eltérő a kutatók között, mi a következő képeltet használtuk:  $F_T \text{ hiba} = 30 \times (1 - F_T)$ , amely a gyakorlatban azt jelenti, hogy minél kisebb a mérésre kiválasztott kristály, annál nagyobb a hozzátartozó bizonytalanság (4–7. egyenlet).

(iii) A datált kristály nem ideális felépítéséből származó bizonytalanság, amelyet „kristálytani hibának” nevezhetünk. Ennek mértéke nem ismert, azonban hatása jelentős, amely főleg a radioaktív elemek zónás, szabálytalan elhelyezkedéséből, mikrozárványok és repedések által okozott zavarokból, a szomszédos kristályokból beépült héliumból és a metamiktizáció kristályrácsot romboló hatásából ered (FITZGERALD et al. 2006).

Ezek a hibák együttesen hozzák létre az egyedi kristályokon mért korok bizonytalanságát, amely ideális esetben nem haladja meg a 10%-ot (pl.: SCHMITT et al. 2010, DANIŠÍK et al. 2012, LINDSAY et al. 2013, HARANGI et al. 2015a).

Egy laboratórium méréseit esetlegesen befolyásoló szisztematikus hiba felléptét ismert korú referenciaanyagok (kor sztenterek) ismételt méréseivel lehet ellenőrizni. A mérések során két leggyakrabban használt referenciaanyag a Durango apatit és a Fish Canyon Tuff cirkon, amelyek más módszerekkel (Ar-Ar, U-Pb) meghatározott kora  $31,02 \pm 0,22$  Ma (Durango apatit; MCDOWELL et al. 2005) és  $28,01 \pm 0,04$  Ma (Fish Canyon Tuff cirkon; PHILLIPS & MATCHAN 2013).

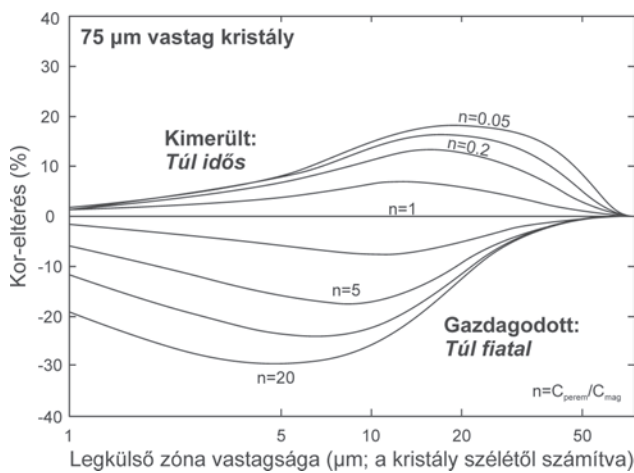
Általában 3–8 kristály kerül megmérésre egy mintából, amelynek (U-Th)/He-korát a mintába tartozó egyedi mérési eredmények súlyozott vagy súlyozatlan átlaga adja meg. Az átlagszámítás előtt az esetenként megjelenő kiugró kort adó kristályok analitikai adatait át kell tanulmányozni, és ha a mért alfa-emittáló elem és/vagy a hélium mennyisége a

kimutatási határhoz közeli, akkor a kristály kihagyható az átlagszámításból. Adott műszer izotóponként eltérő kimutatási határai az egyes laboratóriumokban különbözők lehetnek, a göttingeni Georg-August Egyetem Göochron Laboratóriumában ezek az értékek  $^4\text{He}$ -ra  $\sim 0,0005$  ncc,  $^{238}\text{U}$ -ra  $< 1$  pg,  $^{232}\text{Th}$  pedig  $< 5$  pg voltak a 2016. év mérései során (<http://www.sediment.uni-goettingen.de/thermochron/index.html>). Ezen felül a kiugró értékek megjelenésének ásványtani okai is lehetnek, amelyek alatt a zárványok jelenléte, az adott kristály U-Th zónássága, illetve a nem ideális kristályalak értendő. Vulkánkitörés korának meghatározásakor az a kezdeti feltételezés, hogy minden kristály geológiai skálán nézve egy időben, a kitörés pillanatában került a záródási hőmérséklet alá, ezért egy kis szórású, normál eloszlású adatsor az elvárás. Azonban fontos megjegyezni, hogy robbanásos kitörési termékekben előfordulhatnak kevert kristálypopulációk is, ugyanis a korábbi kitörésekből származó kristályok belekeveredhetnek a piroklaszt-üledékbe. Az ennek következtében megjelenő idősebb kristályok felismerése alapvető fontosságú az adatok értelmezésében a vulkánkitörés korának meghatározásához (pl. HARANGI et al. 2015a).

### A módszer továbbfejlesztési lehetőségei

#### A kilöködési korrekció bizonytalanságának csökkentése

A rutinszerű (U-Th)/He mérések során az  $F_T$ -korrekció bizonytalansága az eredmények egyik legjelentősebb hibaforrása — amely az esetenként megjelenő nagy szórású adatsorokban mutatkozik meg. Ugyanis a korrekció alapfeltételezése a kristályon belüli homogén U-Th eloszlás (FARLEY 2002), amely azonban az esetek többségében nem valósul meg (REINERS et al. 2004). Kimutatták ugyan, hogy a leggyakrabban megjelenő, finom léptékű oszcillációs zónásság nincs módosító hatással az eredményre, azonban, ha a maghoz képest egy U-gazdag vagy egy U-szegény perem található az adott kristályban, akkor a tényleges korhoz képest akár 33%-os is lehet az eltérés a képződmény valós He-korához képest (6. ábra; MEESTERS & DUNAI 2002a, b; TAGAMI et al. 2003). Ennek a problémának az orvoslására tettek kísérletet HOURIGAN és munkatársai (2005), megalkotva az  $F_{ZAC}$  korrekciós faktort, amely már figyelembe veszi a zónásság hatását is a He-visszatartódás mértékének megállapításához. Munkájukban LA-ICP-MS mérések, 3D modellezés és Monte Carlo-szimulációk segítségével modellezték, hogy a különböző mértékű mag-perem zónásságokhoz milyen  $F_{ZAC}$ -értékek kapcsolódhatnak, és hogy ezek a különböző típusú zónásságok milyen mértékű eltérést okozhatnak a homogén feltételezéshez képest (6. ábra). Míg HOURIGAN és munkatársai (2005) munkája inkább elméleti jellegű, amely főleg modellszámításokon alapszik, BARGNESI és munkatársai (2016) kísérletet tettek arra, hogy a kristály U-Th zónásság hatásának vizsgálatát átültessék a gyakorlatba is. Az egyik alkalmazott módszer



6. ábra. Egy 75 µm-es prizmamavastagságú kristály esetében a zónásság okozta korreltérés (%) a tényleges és a mért korok között, a legkülső zóna vastagságának a függvényében. Az „n” értékek jelzik a kristály perem/mag koncentrációarányát, ahol  $n > 1$  gazdagodott, míg  $n < 1$  kimerült legkülső zónát jelöl (HOURIGAN et al. 2005 alapján)

Figure 6. He age bias plots for 75 µm model crystal with rims of variable thickness and degree of enrichment ( $n > 1$ ) or depletion ( $n < 1$ ; after HOURIGAN et al. 2005)

erre a mechanikai abrázio volt, amelynek segítségével eltávolították a kristály külső, ~30 µm-es zónáját. Ennek előnye, hogy így sem a He-kilöködés okozta veszteséggel (tehát  $F_T=1$ ), sem a külső zóna U(-Th) gazdagodása/szegényedése okozta hatással nem kell számolni, hátránya azonban az, hogy egy jóval kisebb térfogú kristálydarab kerül csak mérésre. A másik módszer a kristály prizmáján végzett lyukfúrás LA-ICPMS műszerrel, amely során adott pontban átlagosan ~40–45 µm mélységig kaptak információt az U- és Th-tartalomról, és ebből modellezték Monte Carlo-szimuláció segítségével az U-Th eloszlást a teljes kristályra. Munkájuk hozzájárul ahhoz, hogy a rutinszerű (U-Th)/He mérések gyakorlatába is egyre inkább beépítsék ezeket a plusz-lépéseket, amelyekkel a mért kristály zónásságát pontosabban meg lehet ismerni, és ennek figyelembevételével jobb, kisebb szórású eredményeket lehet kapni.

### In situ hélium geokronológia

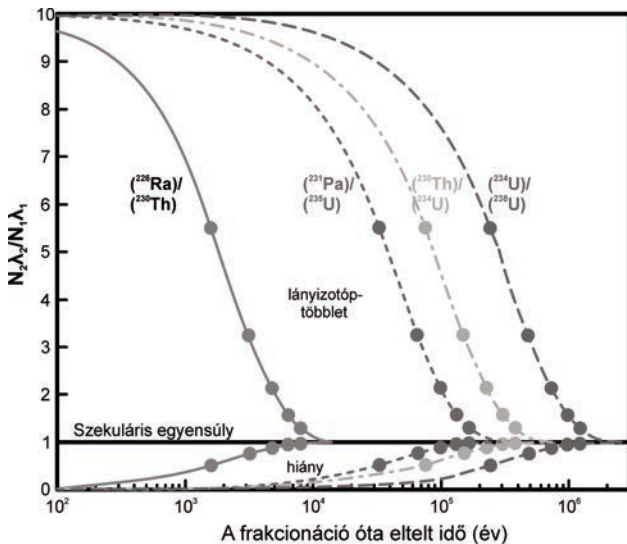
Míg a „klasszikus” (U-Th)/He geokronológia alkalmazásakor az egész kristály hélium- és radioaktív izotóp tartalma kerül meghatározásra, az *in situ* technika esetében csak a kristály egy kis térfogatából távolítják el az anyagot egy excimer lézer segítségével a hélium mennyiségének meghatározásához, majd ugyanazon a ponton megméri az U+Th tartalmát is LA-ICP-MS műszer használatával (pl.: TRIPATHY-LANG et al. 2013, EVANS et al. 2015). Felpolírozott szemcséken zajlik a mérés, így lehetséges előzetesen katódlumineszcens képeket is készíteni a vizsgált kristályokról, ezáltal megismerhetővé válik a belső felépítése a datált kristálynak. Nagy előnye a módszernek, hogy lényegesen gyorsabb a „klasszikus” (U-Th)/He eljárásnál, a mérés során nem kell veszélyes savakat használni, valamint a pontszerű mérésből adódóan nem kell számolni az alfa-kilöködés okozta veszteséggel (ha a mérési pont a kristály peremétől

legalább 20 µm-re van). Az *in situ* módszer ezen felül lehetővé teszi a „dupla datálást” is, vagyis lehetséges akár egy kristály ugyanazon pontján U-Pb kort (=kristályosodás) és He kort (=hűlés) is mérni (EVANS et al. 2015). Ennek különösen a szilíciklasztos üledékek származáselemzésénél van nagy jelentősége. Hátránya az *in situ* eljárásnak, hogy a megmért anyag kis mennyiségéből következően a mérési adatok bizonytalansága, szórása jóval nagyobb, mint a konvencionális módszernél megszokott értékek (TRIPATHY-LANG et al. 2013). Továbbá fiatal, tehát kis He-tartalmú minták mérése esetén gondot okozhat az, hogy nem a teljes kristály kigázósítása történik meg, hanem csak egy jóval kisebb térfogat He-tartalmát méri, amely jó eséllyel a műszer kimutatási határánál kevesebb  $^4\text{He}$ -ot tartalmaz.

### A szekuláris egyensúly kérdése

Az (U-Th)/He módszer alapegyenletének (1.) legfontosabb feltétele a szekuláris egyensúly megléte a radioaktív bomlási soron belül. Szekuláris egyensúlynak nevezük azt az állapotot, amikor az adott anya- és a hozzátartozó leányizotóp aktivitásának (tehát az egységnyi idő alatt történő bomlásaiknak száma, vagyis  $N_i \times \lambda_i$ , ahol  $N$  az atomok száma,  $\lambda$  pedig az adott izotóp (i) bomlási állandója) az aránya 1 (BATEMAN 1910). Azonban adott, (U-Th)/He mérésre alkalmas ásványok (pl.: cirkon, titanit) kristályosodásukkor frakcionálhatják az egyes izotópotokat, amelyek következtében a bomlási sorokban szereplő köztes izotópotokat (pl.  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ; 1. ábra) is beépíthetnek a kristályrácsukba (pl. DOSSETO & TURNER 2010). Ez adott bomlási soron izotóphiányt, illetve -többletet okoz, aminek hatása megmutatkozik a keletkező He mennyiségében is, az eredeti egyenletben (1.) szereplő szorzók (8, 7, 6, illetve 1) nem a valós állapotot fogják tükrözni (FARLEY et al. 2002). Ez az izotóphiány, illetve -többlet azt okozza, hogy adott anya- és hozzátartozó leányizotóp egységnyi idő alatt történő bomlási számának az aránya nem 1 lesz, tehát az adott bomlási soron belül szekuláris nem egyensúlyi állapot fog uralkodni (FARLEY et al. 2002). A kezdeti feltételektől függetlenül, a kristályosodást követően a szekuláris egyensúly beállta csak a leghosszabb felezési idővel rendelkező frakcionálódó köztes izotóp felezési idejének kb. 5-szöröse eltelte után történik meg (FARLEY et al. 2002; 7. ábra). Azt kell tehát megvizsgálnunk a szekuláris egyensúly kérdésének körülmények között, a cirkon kristályosodásakor frakcionálódnak, és ezek közül melyek azok, amelyeknek felezési ideje olyan nagy, hogy geológiai időskálán nézve már befolyással lehetnek a szekuláris egyensúlyra. A  $^{238}\text{U}$ -sor esetében a legnagyobb felezési idővel rendelkező izotóp a  $^{234}\text{U}$  ( $t_{1/2}=245$  ezer év; CHENG et al. 2000; 7. ábra — piros szaggatott vonal), amely azonban magmás körülmények között elhanyagolható mértékben frakcionálódik (pl.: REID et al. 1997), így nincs befolyással az egyensúlyra. A következő nagy felezési idejű köztes leányizotóp a  $^{230}\text{Th}$  ( $t_{1/2}=75$  ezer év; 7. ábra — zöld szaggatott vonal), amely jelentős



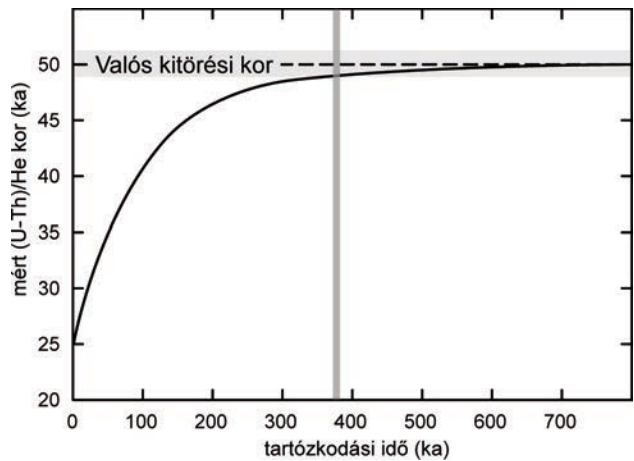


7. ábra. A bomlási sorok szomszédos tagjainak aktivitásarány változása a frakcionáció (vagyis a kristályosodás) óta eltelt idő függvényében (SCHMITT 2011 alapján)

Figure 7. Activity ratios for intermediate daughter and parent isotope pairs as a function of time after the fractionation event (i.e. after the time of crystallization; after SCHMITT 2011)

mértékben frakcionálódik cirkon kristályosodása esetén (pl. BOURDON et al. 1994, REID et al. 1997, CHARLIER & ZELLMER 2000). Így a  $^{238}\text{U}$  bomlási sorban a szekuláris egyensúly beállása a bomlás megindulását — tehát a cirkon kristályosodást — követően ~380 ezer év után történik meg a  $^{230}\text{Th}$ -ra nézve (SCHMITT 2011). Ugyanezen bomlási soron belül még a  $^{226}\text{Ra}$  izotóp ( $t_{1/2}=1,6$  ezer év; FABBRIZIO et al. 2008; 7. ábra) frakcionálódása lehet jelentős, azonban kis felezési ideje miatt ennek a hatásával csak 8 ezer évnél fiatalabb minták esetében kell számolni. A  $^{235}\text{U}$  bomlási soron belül elméletileg hatással lehetne a szekuláris egyensúlyra a  $^{231}\text{Pa}$  izotóp ( $t_{1/2}=33$  ezer év; ROBERT et al. 1969; 7. ábra) frakcionálódása, azonban a  $^{235}\text{U}$  részaránya annyira kicsi (1/137,818-ad része a  $^{238}\text{U}$ -nak), hogy még az esetleges nem-egyensúlyi állapot fennállása sincs befolyással a He-rendszerre (FARLEY et al. 2002). A  $^{232}\text{Th}$  jelentős mennyiségben épül be a kristályrácsba a cirkonkristályosodáskor, azonban ebben a bomlási sorban nem található olyan köztes leányizotóp, amelynek felezési ideje meghaladná a 7 évet, így itt minden esetben fennállónak tekinthetjük a szekuláris egyensúlyi állapotot (FARLEY et al. 2002). A  $^{147}\text{Sm}$  esetében pedig csak egy  $\alpha$ -bomlási esemény történik, így itt nem értelmezhető a köztes leányizotópok frakcionálódása.

A szekuláris egyensúlyra cirkon esetében tehát a kristályosodáskor történő  $^{230}\text{Th}$  izotóp frakcionálódása van befolyással. Ez azt jelenti, hogy kristályosodáskor  $^{230}\text{Th}$  is beépül a kristályrácsba (pl. REID et al. 1997), amely He-hiányt okoz a rendszerben abban az esetben, ha a vizsgált minta (1) ~380 ezer évnél fiatalabb, vagy (2) a He-felhalmozódás kezdete és a kristályosodás ideje között nem telt el legalább ~380 ezer év. Amennyiben ilyen minták esetében az egyensúlyt feltételező egyenletet (1.) használjuk az (U-Th)/He kor kiszámolásához, akkor a frakcionáció okozta He-hiány miatt alulbecsüljük a minta valós korát (8. ábra).



8. ábra. A cirkon magmakamrában való tartózkodási idejének hatása (x tengely) az (U-Th)/He korra (DANIŠÍK et al. 2016 alapján). Az y tengelyen az egyensúlyt feltételező mért (U-Th)/He kor szerepel, a frakcionáció okozta He-hiányt jelzi a mért és a valós kor közötti eltérés, amely akkor a legnagyobb, ha a tartózkodási idő 0 (=teljes nem egyensúlyi állapot). Minél jobban közelít a tartózkodási idő a szekuláris egyensúly beállításához szükséges kb. 380 ezer évhöz (piros vonal), annál kisebb lesz az eltérés a mért és a valós kor között

Figure 8. The effect of magma residence time (x axis) on the zircon (U-Th)/He age (after DANIŠÍK et al. 2016). The difference between the measured (U-Th)/He age (y axis) and the true eruption age is because of the He deficit caused by the effect of fractionation. The shorter the magma residence time is, the larger the underestimation is, while the closer the residence time to the ~380 kyrs (red line) is, the smaller the difference is

Azt az esetet, amikor a rendszer közvetlenül a cirkon kristályosodását követően a záródási hőmérséklet (150–180 °C) alá hűl, tehát amikor cirkon kristályosodását követően rögtön megkezdődik a bomlás során keletkező He felhalmozódása, teljes nem-egyensúlyi állapotnak nevezük. Az ekkor keletkező és az ásványban felhalmozódó He teljes mennyiségét a következő (8.) egyenlet írja le, amely már számol a kristályosodáskor történő  $^{230}\text{Th}$  beépülésének a lehetőségével is (zéró kezdeti héliummal számolva; FARLEY et al. 2002):

$$^4\text{He}_{\text{diseq}} = 6 \times \left( \frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)^{238} U \lambda_{232} t + \left( \frac{7}{137,818} \right) \times ^{238} U \lambda_{235} t \quad (8.)$$

$$+ ^{238} U \lambda_{238} \times \left( 1 - e^{-\lambda_{230} t} \right) (D_{230} - 1) + 1 \times ^{147}\text{Sm} \lambda_{147} t,$$

ahol az eredeti (1.), egyensúlyt feltételező egyenlethez képest az új tagok a  $\lambda_{230}$ , a  $^{230}\text{Th}$  bomlási állandója ( $9,1705 \times 10^{-6} \text{ év}^{-1}$ ), a  $D_{230}$  pedig a kezdeti (a cirkon kristályosodáskor fennálló)  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  aktivitás arány. Ez utóbbi alaphoz egy ismeretlen érték lenne, mivel azonban a  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  nem frakcionálódik, ezért lényegében a kezdeti  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  aktivitásarány megegyezik a  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  aránnyal, és a következőképp számolható ki (9. egyenlet: FARLEY et al. 2002):

$$D_{230} = \left( \frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)_{\text{kristály}} / \left( \frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)_{\text{magma}}, \quad (9.)$$

ahol a magma  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  arányát az adott minta teljes kőzet- vagy üveg  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  aránya adja meg. A teljes nem egyen-

súlyi állapotot leíró egyenlet (8.) figyelembe veszi a cirkon kristályosodáskor történő  $^{230}\text{Th}$  frakcionálódás hatását a teljes He-mennyiségre. Külön kezeli a kristályba beépülő  $^{238}\text{U}$  izotóp egyensúlyi körülmények között végbemenő bomlása során keletkező  $^4\text{He}$ -t (3. sor, 1. tag), a  $^{238}\text{U}$  bomlása során keletkező  $^{230}\text{Th}$  bomlásából származó  $^4\text{He}$  mennyiségét (3. sor, 2. tag), valamint a kristályosodáskor a frakcionáció következtében beépülő  $^{230}\text{Th}$  bomlása során felszabaduló  $^4\text{He}$ -t (3. sor, 3. tag).

A teljes nem egyensúlyi állapotot leíró egyenlet segítségével tehát kiszámolható, hogy mi lenne a vizsgált minta (U-Th)/He kora abban az esetben, ha a minta közvetlenül cirkonkristályosodást követően a záródási hőmérséklet alá hűlné, tehát rögtön megkezdődne a He felhalmozódása az egyes kristályokban. Ez a gyakorlatban akkor fordulhat elő, ha a cirkon kristályosodásával közel egy időben megtörténik a vulkánkitörés is, tehát a cirkon tartózkodási ideje a magmakamrában 0. Azonban ismert, hogy a legtöbb más rendszer esetében nem teljesül az, hogy a kitörés rögtön a cirkon kristályosodását követően bekövetkezik, hanem minden esetben kell valamekkora tartózkodási idővel számolni (pl.: REID 2008, KLEMETTI & CLYNNE 2014), ami elősegíti az egyensúlyi valamilyen mértékű beállását. Minél több időt tölt egy adott cirkonkristály a kitörést megelőzően a magmakamrában, annál közelebb kerül a rendszer az egyensúlyi állapothoz, és annál kisebb hatással van az (U-Th)/He eredményre a nem egyensúlyi állapot okozta eltérés (8. ábra). Minden minta esetében szükséges lenne annak vizsgálata, hogy adott cirkon kristályosodása és a He-felhalmozódás kezdete között mennyi idő telt el, azért, hogy megállapíthassuk, beállt-e a bomlási sorban a szekuláris egyensúly a kitörés előtt, illetve ha nem, akkor milyen mértékben került egyensúlyba. Azonban a gyakorlat azt mutatja, hogy ~1 millió évnél idősebb minták esetében kisebb az esetleges nem egyensúlyi állapot okozta eltérés (FARLEY et al. 2002), mint az (U-Th)/He kronométer módszertani/technikai bizonytalansága. Ezért csupán a fiatal (<1 millió év) vulkánkitörések korának meghatározásánál kell számolni a cirkon kristályosodáskor fellépő  $^{230}\text{Th}$ -frakcionáció okozta nem egyensúlyi állapot meglétével. Erre az egyik lehetőség, hogy az egyensúlyt feltételező egyenlet (1.) segítségével meghatározott (U-Th)/He kor mellett kiszámoljuk a teljes nem egyensúlyi állapotból adódó (U-Th)/He kort is (8. egyenlet). Ebben az esetben a vulkánkitörés idejére egy intervallumot kapunk, amelynek alsó és felső határát az egyensúlyi (minimum kor) és a teljes nem egyensúlyi (maximum kor) He kor jelöli ki. A másik opció, hogy a minta egyensúlyi (U-Th)/He kora mellett a vizsgált cirkonkristály képződési korát is meghatározzuk. A két kor — kitörési és kristályosodási — ismeretében megállapítható, hogy mekkora volt a magmakamrában eltöltött idő, tehát adott kristály a kitörés pillanatában milyen mértékben került egyensúlyba. Ebből lehet következtetni arra, hogy mekkora He-hiánnyal kell számolni a rendszerben, amivel az egyensúlyt feltételező (U-Th)/He kort korrigálni kell, hogy a valós kitörési kort megkapjuk. A kristályosodási kor meghatározása

~380 ezer évnél fiatalabb képződmények esetében az U-Th vagy U-Pb, míg az ennél idősebb mintáknál csak az U-Pb kormeghatározási módszerrel, SIMS vagy LA-ICPMS módszer segítségével lehetséges. A mérések vagy kiválogatott cirkonkristály felszínén, vagy pedig beágyazott, majd felpolírozott kristályokon történnek (SCHMITT 2011). Az előbbi módszer alkalmazása során lehetőség nyílik ugyanazon a kristályon elvégezni az (U-Th)/He mérést is ('double-dating'), amelynek nagy előnye, hogy egyszerre ad információt egy kristály utolsó, legfiatalabb kristályosodási idejéről és a He-felhalmozódás kezdetéről, ezáltal pontosan meghatározható, hogy az adott kristály a kitörés pillanatában milyen mértékben került egyensúlyba (pl.: SCHMITT et al. 2010). A másik módszer esetében, amikor felpolírozott kristályokon történik a mérés, lehetőség van arra, hogy egy átfogóbb képet kapjunk a teljes populáció kristályosodási időtartamáról (megtől meddig tart, mikor volt(ak) a fő kristályosodási időszak(ok)), valamint a mérést megelőzően készült katódlumineszcens képek nemcsak a mérési pontok kijelölésében, hanem a minta cirkonpopulációjának részletesebb jellemzésében is segítséget nyújtanak (pl. DANIŠÍK et al. 2012, HARANGI et al. 2015a). A két módszer között a választás függ az aktuális mintától, valamint a rendelkezésre álló mérési lehetőségektől, természetesen a legideálisabb minden esetben a kettő együttes alkalmazása lenne.

SCHMITT és munkatársai (2010) ismertették azt az O. M. LOVERA által írt szabad hozzáférésű programot (MCHCalc; <http://sims.ess.ucla.edu/Research/MCHCalc.php>), amelynek segítségével modellezhető a nem-egyensúlyi (U-Th)/He kor egy adott ásványpopuláció egyedi kristályaira, valamint a teljes populációra is. A program bemeneti adatai: (1) a populáció egyedi kristályainak (U-Th)/He kora (szekuláris egyensúlyt feltételezve) + az egyes korok  $1\sigma$  bizonytalansága, (2) az egyedi kristályokra vonatkozó  $D_{230}$  értéke és (3) az egyedi kristályok/kristálypopuláció kristályosodási kora (U-Th vagy U-Pb), valamint  $1\sigma$  bizonytalansága. Ezeket felhasználva számolja ki Monte Carlo-szimulációk segítségével a program a populáció egyedi kristályaira az egyes korrigált koreloszlásokat (valószínűségi sűrűségfüggvényeket), amelyek metszéspontjai jelölik ki a teljes populációra vonatkozó nem egyensúlyi He koreloszlást. Ez a teljes populációra modellezett koreloszlás jellemezhető az eloszlásgörbe maximumával (eloszlásgörbe csúcsa), amely megadja a populáció korrigált, nem egyensúlyi (U-Th)/He korát, valamint a görbe alakjával (lefutásával), amely pedig az eredmény bizonytalanságát adja meg. Ezeket felül a program számol egy ún. „goodness of fit” (az illesztés jósága) paramétert is, amely a kapott egyedi koreloszlások és a teljes populációra vonatkozó koreloszlás közötti eltérés vizsgálatán alapul, aminek segítségével lehet következtetni a kapott eredmény helyességére. Amennyiben ez az érték nagyobb, mint 0,001 (PRESS et al. 2002), akkor a számított értékek elfogadhatók. A MCHCalc program képes modellezni adott populációra a teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He kort is, aminek akkor van nagy jelentősége, ha nem ismerjük az egyedi kristályok kristályosodási korait.

A továbbiakban általunk mért mintákon kerül bemuta-

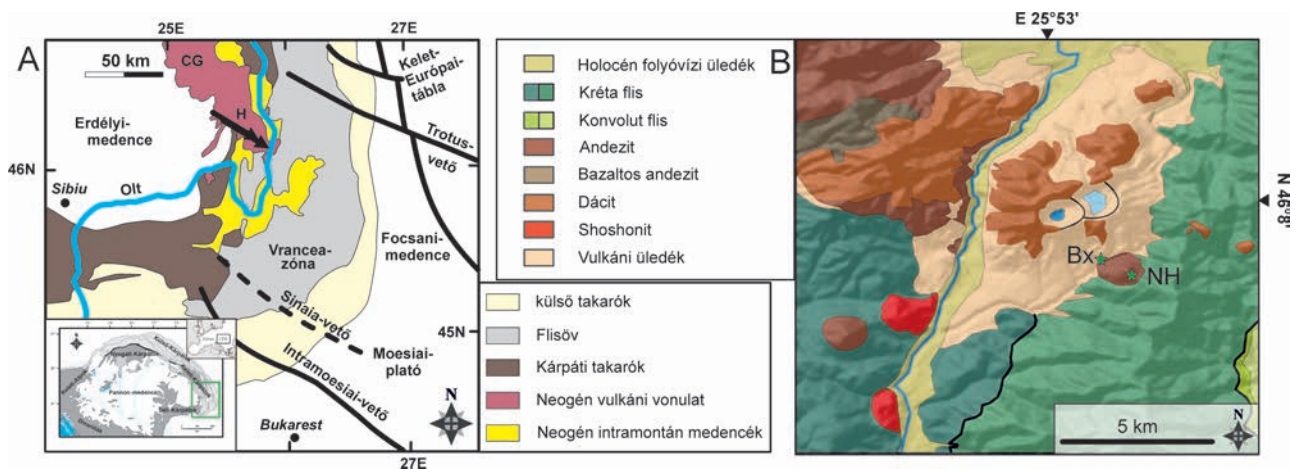
tásra a módszer gyakorlati alkalmazása fiatal (<1 millió év) vulkánkitörések esetében.

### Esettanulmányok

A Kárpát–Pannon térséget szilíciumgazdag, mészkáli, alkáli bazaltos és káli-ultrakáli vulkanizmus jellemezte az elmúlt ~20 millió évben (SZABÓ et al. 1992; LEXA & KONEČNÝ 1974, 1998; HARANGI 2001; KONEČNÝ et al. 2002; SEGHEDI et al. 2004, 2005; PÉCSKAY et al. 2006; HARANGI & LENKEY 2007; SEGHEDI & DOWNES 2011). A változatos jellegű vulkáni működés kialakulása szorosan kapcsolódott a térség összetett geodinamikai fejlődéséhez (pl.: ROYDEN et al. 1983, CSONTOS et al. 1992, HORVÁTH 1993, HORVÁTH et al. 2006). A kvarter (<2,6 M év) során a vulkáni aktivitás főleg a régió peremi területeire koncentrált, változatos jellege azonban továbbra is megmaradt. A szilíciumgazdag, riolitos működés kivételével mindegyik típushoz kapcsolódtak még vulkánkitörések (PÉCSKAY et al. 2006, HARANGI & LENKEY

KARÁTSÓN et al. 2013, 2016; SZAKÁCS et al. 2015). A tűzhányó, amelynek legutolsó kitörése ~30 ezer évvel ezelőtt következett be (VINKLER et al. 2007; HARANGI et al. 2010, 2015a; KARÁTSÓN et al. 2016), a Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni ív délkeleti elvégződésénél található. Az ív mentén a vulkáni aktivitás ~11,3 millió évvel ezelőtt kezdődött, és egy folyamatos, délkeleti irányú fiatalodás figyelhető meg a működésében (PÉCSKAY et al. 1995). Ezzel a fiatalodással párhuzamosan a felszínre került magmák térfogatának csökkenése, valamint összetételük változása (a K-tartalom növekedése, gazdagodás inkompatibilis nyomelemekben) mutatható ki (SEGHEDI et al. 1987, SZAKÁCS et al. 1993, MASON et al. 1998). Ez utóbbi azonban nem folyamatosan történt, hanem egy éles váltásként észlelhető ~3 millió évvel ezelőtt a Hargitában, szorosan kapcsolódva a térség fő tektonikai zónájához, a Trotusvetőhöz (HARANGI & LENKEY 2007, SEGHEDI et al. 2011).

A Csomád egy összetett, dácitos lávadóm-komplexum, amely magában foglal egy központi ikerkrátert (Szent Anna-és Mohos-kráter). Északi oldalán lávadómok, míg a déli



9. ábra. A) A Kelemen–Görgény–Hargita egyszerűsített földtani térképe (HARANGI et al. 2013 alapján); CG: Kelemen–Görgény, H: Hargita; a nyíl jelöli a kinagyított dél-hargitai területet. B) a Dél-Hargita földtani térképe (IANOVICI & RĂDULESCU; Román Földtani Intézet 1:200 000-es térképlapja (1968) és SZAKÁCS et al. 2015 alapján), feltüntetve rajta a két bemutatott lelőhely mintapontjait (Bx és NH)

Figure 9. A) Simplified geological map of the Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain (after HARANGI et al. 2013). The arrow indicates the enlarged area of the South-Harghita B) geological map of the South Harghita with the NH and Bx sampling site (based on the 1:200 000 map by IANOVICI & RĂDULESCU; Geological Institute of Romania and SZAKÁCS et al. 2015)

2007, SEGHEDI et al. 2011). Kutatásunk fókuszában a térség legfiatalabb vulkáni működéséhez (Csomád, Dél-Hargita, Keleti-Kárpátok; 9. ábra) kapcsolódó kitörési termékek, valamint a tűzhányó környezetében megtalálható egyedi lávadómok állnak. A területen régóta folyó kutatások eredményeképp számos információ áll rendelkezésünkre a Csomád és környezete fizikai vulkanológiai (pl.: SZAKÁCS & SEGHEDI 1986, SZAKÁCS et al. 1993, VINKLER et al. 2007, SZAKÁCS et al. 2015, KARÁTSÓN et al. 2016), petrogenetikai (pl.: VINKLER et al. 2007, KISS et al. 2014), geofizikai (pl.: SPERNER et al. 2004, POPA et al. 2005, HARANGI et al. 2015b), geodinamikai (pl.: MASON et al. 1998, CLOETHING et al. 2004, SEGHEDI et al. 2011) és geokronológiai fejlődéséről, jellemzéséről (pl.: JUVIGNE et al. 1994; MORIYA et al. 1995, 1996; PÉCSKAY et al. 1995; HARANGI et al. 2010, 2015a;

lejtőkön a robbanásos kitörésekből származó piroklasztár-üledékek dominálnak (9. ábra, B). Környezetében továbbá számos kis méretű, perifériális andezites-dácitos lávadóm található, amelyek szintén a Csomáddhoz sorolhatók (pl.: SZAKÁCS et al. 2015). A vulkáni működés kronológiájának különböző módszerekkel (K-Ar, radiokarbon, (U-Th)/He, IRSL, OSL) történő meghatározása már régóta a kutatások középpontjában áll. A tűzhányó környezetében található perifériális dómokat is figyelembe véve az aktivitás 1 millió évvel ezelőtt kezdődött a területen (PÉCSKAY et al. 1995, SZAKÁCS et al. 2015), míg az utolsó, robbanásos fázis ~56–32 ezer éve zajlott le (HARANGI et al. 2015a). Nehezíti azonban a kitörési kronológia pontos meghatározását, hogy az egyes módszerek sokszor eltérő eredményeket adnak az egy lelőhelyen gyűjtött minták esetében. Erre példa a

tusnádfürdői piroklasztit, amelynél a biotiton mért K-Ar kor ~500 ezer évet (PÉCSKAY et al. 1995), míg az ugyanabból a rétegből származó szenesedett növénymaradvány 43 ezer éves kitorési kort adott eredményül (HARANGI et al. 2010). Akadnak azonban pozitív példák is a területről, amikor a különböző módszerek (radiokarbon és (U-Th)/He, illetve IRSL és (U-Th)/He) egymást alátámasztó kitorési korokat adtak eredményül (HARANGI et al. 2010, 2015a).

A Csomád közetein végzett (U-Th)/He módszerrel meghatározott kronológiát elsőként, még korrigálatlan koradatokkal KARÁTSÓN és munkatársai (2013) közölték, majd HARANGI és munkatársai (2015a) rekonstruálták a kitorési időket és a kitorési történetet a legfiatalabb vulkáni fázisra a már nem egyensúlyi állapotra korrigált koradatok alapján. Jelen cikkben két kitorés (9. ábra) példáján mutatjuk be — új adatokkal kiegészítve — a módszer alkalmazhatóságát fiatal vulkánkitörések datálására. Ezen a területen az (U-Th)/He geokronológia használata több okból is indokolt. A korábbi mérésekből publikált korok (HARANGI et al. 2015a) azt mutatják, hogy pont abban a kritikus időintervallumban történt a kitorések nagy része (< 1 millió év), amely módszertani korlátok, vagy megfelelő ásványok hiányában más módszerekkel nehezen meghatározható (DANIŠÍK et al. 2016.).

Az egyik példa a Nagy-Hegyes (Dealul Mare) andezites lávadómja (mintanév: NH; 9. ábra, B), amely egyike a központi lávadóm környezetében található perifériás dómoknak. Korábban meghatározott K-Ar kora  $1,02 \pm 0,07$  M év (SZAKÁCS et al. 2015). A másik példa pedig a Csomád eddig ismert utolsó kitorése során keletkezett piroklasztár-üledék (mintanév: Bx; 9. ábra, B), amely a központi lávadóm déli lejtőjén található, ~3 km-re Sepsibükszád (Bixad) településtől (VINKLER et al. 2007 — „Bx”; HARANGI et al. 2015a — „MK-5”; KARÁTSÓN et al. 2016 — „BIX-1”). Az itt végzett kombinált U-Th és (U-Th)/He mérésekből HARANGI és munkatársai (2015a) a kitorés korát  $32,6 \pm 1,0$  ezer évre értelmezték (a koradat hibáját 1 szigma bizonytalansággal megadva). Ez összhangban van a feltárásból származó, szenesedett növénymaradványon végzett radiokarbonos kor-

meghatározás eredményével (31,230–32,700 cal BP; HARANGI et al. 2010). E képződmény esetében a már publikált eredményeket mutatjuk be az eddigieknél részletesebben, míg a nagy-hegyesi minta esetében új koradatot közlünk. Mindkettő jó példa a cirkon (U-Th)/He módszer alkalmazhatóságára fiatal vulkánkitörések datálására, valamint arra is, hogy milyen hatással van a cirkon kristályosodáskor bekövetkező  $^{230}\text{Th}$  frakcionáció az eredményekre fiatal (<1 millió év) minták esetén.

A mérések mindegyike a göttingeni Georg-August Egyetem Göochron Laboratóriumában készültek, a mérés körülményei és az adatok feldolgozási módja megegyezik a cikkben bemutatott módszerrel (lásd: Analitikai háttér és Adatértékelés, statisztika; illetve HARANGI et al. 2015a). A laboratóriumban a Fish Canyon Tuff cirkon referencia-anyagra kapott kormérések átlaga  $28,1 \pm 0,2$  millió év ( $n=128$ ), amely közel esik a PHILLIPS & MATCHAN (2013) által kapott  $28,01 \pm 0,04$  M év Ar/Ar korhoz.

### A Nagy-Hegyes lávadómja

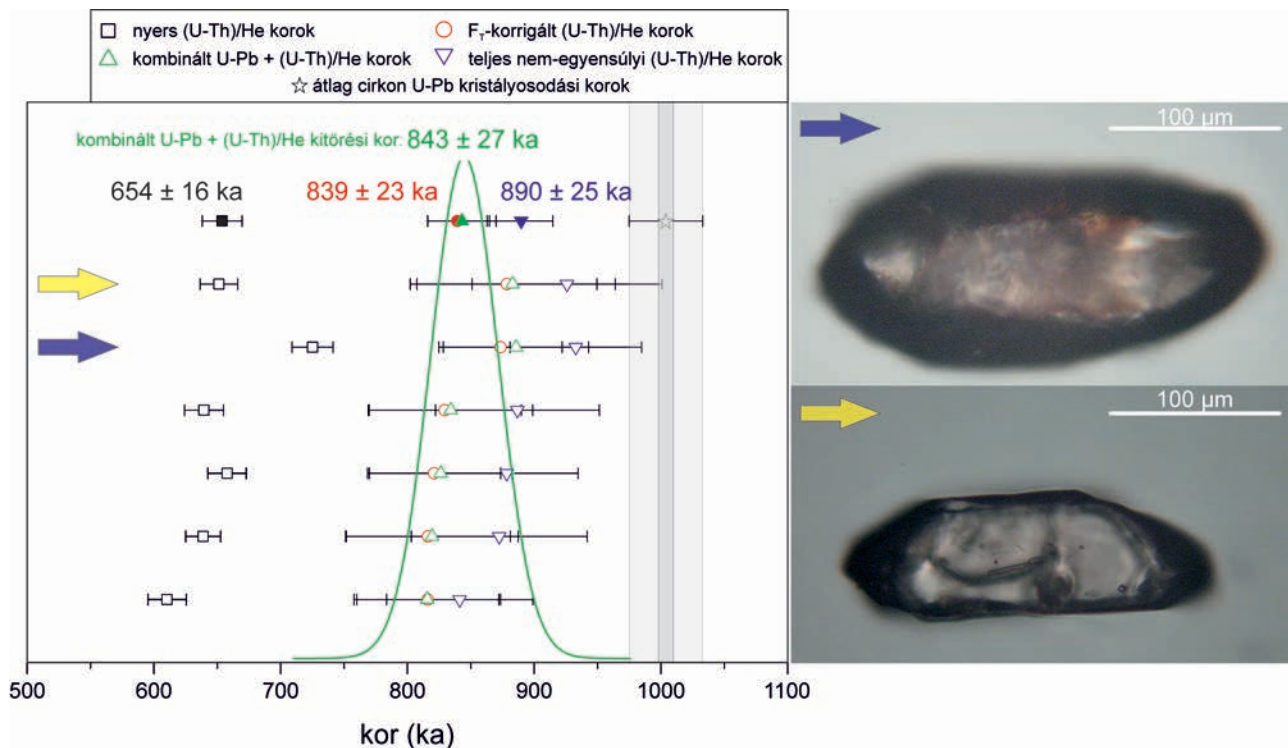
A nagy-hegyesi andezites mintából 6 cirkonkristályt választottunk ki a minta-előkészítést követően az (U-Th)/He kormérésre. A kiválogatott kristályok méreteit, a kapott mérési adatokat, az ezekből számolt egyedi korokat, valamint ezek súlyozott átlagait és az adatokhoz tartozó bizonytalanságot a III. táblázat, valamint a 10. ábra tartalmazza.

A nyers (korrigálatlan) korok 610 és 725 ezer év közé esnek (10. ábra; nyers (U-Th)/He-korok), ezek az értékek azonban még nem tartalmazzák az  $\alpha$ -kilökődésből származó He-hiányt, ezért szükséges az alaki ( $F_T$ ) korrekciós számolás az egyedi korokon. A nyers (U-Th)/He korokhoz tartozó bizonytalanságok (III. táblázat; TAU) nem haladják meg a 2,5%-ot, jól tükrözve az (U-Th)/He módszer analitikai pontosságát és a gáz-tömegspektrométer érzékenységét még ilyen fiatal (He-szegény) minták esetén is. Az egyedi nyers (U-Th)/He korokból számolt  $F_T$ -korrigált korok 816 ezer és 879 ezer év közé esnek. Az ezekhez a korokhoz tartozó bizonytalanságok már tartalmazzák az

III. táblázat. A nagy-hegyesi andezites mintából származó cirkon (U-Th)/He eredmények

Table III. The zircon (U-Th)He age results of the andesitic NH sample

Minta-név	Teljes hossz (μm)	Prizmahossz (μm)	Vastagság (μm)	Korrigálatlan													F <sub>T</sub> -korrigált				U-Pb korrigált				Teljes nem-egyensúlyra korrigált	
				<sup>4</sup> He (ncc)	Isd (%)	<sup>232</sup> Th (ng)	Isd (%)	<sup>238</sup> U (ng)	Isd (%)	TAU (%)	Th/U	F <sub>T</sub>	F <sub>T</sub> hiba (%)	(U-Th)/He kor (ka)	Isd (ka)	(U-Th)/He kor (ka)	Isd (ka)	(U-Th)/He kor (ka)	Isd (ka)	(U-Th)/He kor (ka)	Isd (ka)	(U-Th)/He kor (ka)	Isd (ka)			
NH5 z1	222	118	76	0,332	1,7	3,2	2,4	3,5	1,8	2,3	0,92	0,741	7,8	651	15	879	71	0,29	888	86	926	75				
NH5 z2	251	136	95	0,387	1,7	2,6	2,4	4,3	1,8	2,3	0,60	0,801	6,0	658	15	821	53	0,19	828	57	878	56				
NH5 z3	258	130	77	0,261	1,9	2,0	2,4	3,1	1,8	2,5	0,64	0,748	7,6	610	15	816	65	0,20	821	70	873	69				
NH5 z4	277	186	90	0,782	1,6	13,0	2,4	7,1	1,8	2,2	1,83	0,783	6,5	639	14	816	56	0,57	815	58	841	58				
NH5 z5	271	143	123	0,678	1,6	3,8	2,4	6,9	1,8	2,2	0,55	0,830	5,1	725	16	874	49	0,17	893	63	933	52				
NH5 z6	219	137	86	0,250	1,8	1,7	2,4	2,8	1,8	2,4	0,61	0,771	6,9	640	15	830	60	0,19	837	67	887	65				
súlyozott átlagok (ka):													652	17	839	23	843	27	890	25						
goodness of fit: 0,922																										



**10. ábra.** (U-Th)/He koreredmények a nagy-hegyesi minta cirkonjaiból: a nyers,  $F_T$ -korrigált, kombinált U-Pb és (U-Th)/He (kitörési kor), valamint teljes nem-egyensúlyi egyedi He-korok, a hozzájuk tartozó bizonytalanságokkal együtt, az egyes jelölések színével megegyező feliratok az ezekből számolt súlyozott átlagokat és ezek bizonytalanságait mutatja. Ezen kívül az ábrán feltüntetjük az átlagos U-Pb kristályosodási korokat, és a hozzájuk tartozó bizonytalanságot (LUKÁCS R., szóbeli közlés) is. A kék és sárga nyíllal jelölt cirkonkristály a mintából származó legnagyobb (kék nyíl) és legkisebb (sárga nyíl)  $F_T$ -értékkel rendelkező kristályfotója, a hozzájuk tartozó koreredményeket a baloldali ábrán a megegyező színű nyilak jelölik

**Figure 10.** The individual raw-,  $F_T$ -corrected, combined U-Pb and (U-Th)/He (i.e. eruption age) and full disequilibrium (U-Th)/He ages of the sample NH with their uncertainties. The corresponding titles are the calculated weighted means of the raw,  $F_T$ -corrected, combined U-Pb and (U-Th)/He and full disequilibrium ages and their uncertainties. The average U-Pb crystallization age with its uncertainties is also indicated. The blue and yellow arrows indicate the biggest and the smallest crystals of the sample, respectively. Their age results are indicated by the same color arrows

alfa kilöködési korrekció bizonytalanságát is, amelyek egyik kristály esetében sem haladják meg a 10%-ot, így az átlagszámításnál mindegyiket figyelembe vettük. Az  $F_T$ -korrigált korok súlyozott átlaga  $839 \pm 23$  ezer évet adott eredményül (10. ábra;  $F_T$ -korrigált (U-Th)/He-korok).

A számolt  $F_T$ -értékekben, valamint az egyedi  $F_T$ -korrigált korok vizsgálatában megmutatkozik, hogy milyen nagy szerepe van annak, hogy milyen kristályokat választottunk ki a mérésre. Ugyanis a korrekció alapegyenleteiből következik, hogy az  $F_T$  értékére legnagyobb hatással a kristály mérete van (6. egyenlet), valamint hogy minél jobban közelít ez a szám 1-hez, annál kisebb a korrekció mértéke (4. egyenlet). Ez a közölt nagy-hegyesi adatsorban úgy mutatkozik meg, hogy a legnagyobb, 'z5' számú kristályhoz tartozik a legnagyobb  $F_T$ -érték, és itt a legkisebb az eltérés a korrigálatlan, nyers és az  $F_T$ -korrigált (U-Th)/He kor között (III. táblázat: NH z5; valamint 10. ábra, kék nyíllal jelzett adat, illetve cirkonkristály). Ezzel szemben a legkisebb, z1 számú kristály rendelkezik a legkisebb  $F_T$  értékkel, és a korrigálatlan és az  $F_T$ -korrigált kor között ennél a kristálynál a legnagyobb a különbség (III. táblázat: NH z1; valamint 10. ábra, sárga nyíllal jelzett adat, illetve cirkonkristály).

Mint korábban említettük, a cirkon (U-Th)/He kormérés esetében, ha a vizsgált minta ~1 millió évnél fiatalabb, szükséges a cirkon kristályosodásakor fellépő  $^{230}\text{Th}$  frakcionáci-

ójának a hatásával és az ebből fakadó nem-egyensúlyi állapottal számolni. A nagy-hegyesi lávadóm példáján keresztül bemutatjuk egyrészt a teljes nem-egyensúlyi korrekciós számolás eredményeit, valamint a rendelkezésünkre álló kristályosodási korok segítségével elvégezzük az U-Pb korrekciót is, megadva a minta pontos kitörési korát. Azért is szükséges a teljes nem-egyensúlyi korrekciós számolást elvégezni, mert így kijelölhető a minta maximális kora, amely segítséget nyújt az adatértéklésben (az esetleges idős korok kiszűrésében), valamint szemléletessé teszi a cirkon magmakamrabeli tartózkodási idejének hatását is a kapott korra adott minta esetében.

A rendelkezésünkre álló cirkon U-Pb kristályosodási korok azt mutatják, hogy a fő kristályosodási időszak  $1,00 \pm 0,03$  millió évvel ezelőtt zajlott, míg a mintából meghatározott legfiatalabb U-Pb kor  $0,86 \pm 0,06$  millió év (LUKÁCS R., szóbeli közlés). A korrekció során a kristályosodási korok súlyozott átlagát használtuk fel. Mind a két számolás a SCHMITT és munkatársai (2010) által közölt MCHCalc program segítségével történt, a kapott korokat pedig, a hozzájuk tartozó bizonytalanságokkal a III. táblázat tartalmazza. Az egyedi U-Pb korrigált (U-Th)/He korok 814 ezer és 893 ezer év közé esnek (10. ábra; kombinált U-Pb + (U-Th)/He korok), a teljes populációra számolt kitörési kor pedig  $843 (+28, -25)$  ezer év ('goodness of fit': 0,922). A

teljes nem egyensúlyi állapotot feltételező eredmények 841 ezer és 933 ezer év között mozognak, súlyozott átlaguk  $890 \pm 25$  ezer év (10. ábra; teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He korok). A teljes nem egyensúlyi állapotot feltételező korok hibahatáron kívül esnek a szekuláris egyensúlyt feltételező (U-Th)/He koroktól, amely jelzi a korrekció szükségességét. Az átlag U-Pb kristályosodási korokkal elvégzett korrekció ugyanakkor hibahatáron belül megegyezik a szekuláris egyensúlyt feltételező (U-Th)/He korral, amely azt mutatja, hogy idősebb (0,5–1 M év) minták esetében megfelelően nagy (>100 ezer év) tartózkodási idő esetén a szekuláris egyensúlyt feltételező (U-Th)/He kor jól közelíti a kitörési kort.

Az értelmezett kitörési kor fiatalabb, mint korábban a Nagy-Hegyes felépülésére publikált teljes-kőzet K-Ar kor ( $1,02 \pm 0,07$  M év; SZAKÁCS et al. 2015). Ennek az eltérésnek az lehet az oka, hogy a fiatal (<2 millió év) minták esetében, különösen akkor, ha a mérés nem üde, egyedi ásványfázisokon (pl. leucit vagy szanidín), hanem ezek hiányában teljes-kőzet-mintán történik (vagy akár biotiton, amfibolon), akkor az Ar-többlet hatása a ténylegesnél idősebb kort eredményezhet (pl. HORA et al. 2007, HILDENBRAND et al. 2012).

Mindezek alapján elmondható, hogy a nagy-hegyesi lávadóm felépülése  $843 \pm 27$  ezer évvel ezelőtt következett be.

#### A bükszádi piroklastár-üledék

A Csomád központi ikerkráterétől délre, Sepsibükszád (Bixad) településtől ~3 km-re keletre található feltárás felfedezése VINKLER és munkatársai (2007) nevéhez kötődik. A piroklastár-üledék leírását, valamint az ezt létrehozó kitörés korát az említett tanulmányon kívül több szerző is közli (HARANGI et al. 2010, 2015a; KARÁTSÓN et al. 2016). Először radiokarbon kormeghatározás történt az üledékben található szenesedett növénymaradványokon (VINKLER et al. 2007, HARANGI et al. 2010), amelyek alapján a kitörési kor 31,230–32,700 cal BP évre tehető. HARANGI és munkatársai (2015a) a piroklastár-üledékből egyedi horzsaköveket gyűjtöttek kombinált cirkon (U-Th) és (U-Th)/He kormeghatározás céljából. A mérési adatok értékelése alapján a kitörési korra  $32,6 (+1,0; -1,0)$  ezer évet határoztak meg, ami hibahatáron belül jó egyezést mutat a radiokarbon koreredményekkel.

A piroklastár-üledékből gyűjtött horzsakövekből a minta-előkészítés, valamint a mikroszkópos vizsgálatok után 5 cirkonkristályt választottunk ki az (U-Th)/He kormeghatározásra, amelyek a rendelkezésre álló nehézásványfrakcióból a leginkább megfeleltek az Analitikai eljárásban ismertetett feltételeknek (vagyis lehetőleg ép, sajátalakú, törés- és zárványmentes). A kiválogatott kristályok méreteit, a kapott mérési adatokat, az ezekből számolt egyedi korokat, valamint ezek súlyozott átlagait és a hozzájuk tartozó bizonytalanságot a IV. táblázat, valamint a 11. ábra tartalmazza.

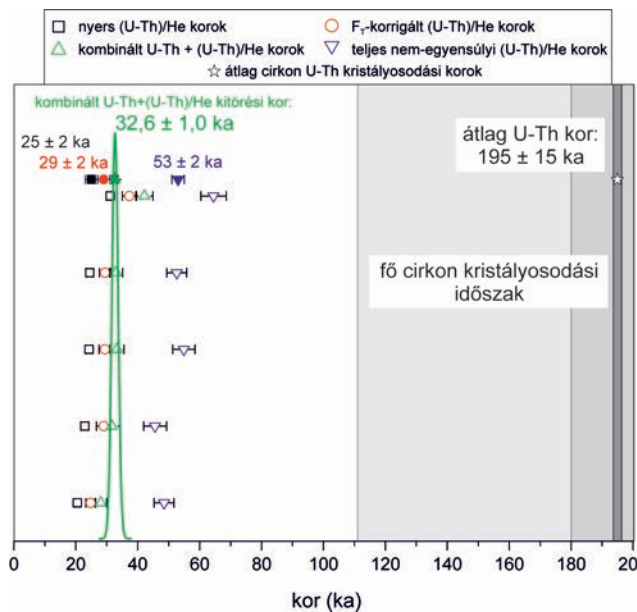
A nyers (korrigálatlan) korok 20 és 31 ezer év közé esnek (11. ábra; nyers (U-Th)/He-korok), ezek az értékek azonban még nem tartalmazzák az  $\alpha$ -kilöklődésből származó He-hiányt, ezért szükséges az alaki ( $F_T$ ) korrekciós számolás az egyedi korokon. A nyers (U-Th)/He-korokhoz tartozó bizonytalanságok (IV. táblázat; TAU) itt kicsit nagyobbak (max. 5%), mint a nagy-hegyesi minta esetében. Ez egyszerűen a minta fiatalságából fakad, a kristályokban jelen lévő He mennyisége közelebb esik a tömegspektrométer kimutató határához, megnövelve az analitikai hibát. Az egyedi nyers (U-Th)/He korokból számolt  $F_T$ -korrigált korok 25 ezer és 37 ezer év közé esnek (11. ábra;  $F_T$ -korrigált [U-Th]/He-korok). Az ezekhez a koradatokhoz tartozó bizonytalanság már tartalmazza az alfa kilöklődési korrekció bizonytalanságát is, amelyek egyik kristály esetében sem haladják meg a 10%-ot, így az átlagszámításnál, valamint a további számolásoknál mindegyik adatot figyelembe vettük. Az  $F_T$ -korrigált korok súlyozott átlaga  $29 \pm 2$  ezer évet adott eredményül (11. ábra;  $F_T$ -korrigált (U-Th)/He-korok).

A minta fiatal korából adódóan itt is elengedhetetlen a  $^{230}\text{Th}$  frakcionáció okozta nem egyensúlyi hatás mértékének meghatározása és korrigálása. A mérések során kapott legfiatalabb U-Th kristályosodási kor 63,1 (+5,1, -4,9) ezer év, a kristályok felszínén történt mérések súlyozott átlaga 125 (+14, -14) ezer év, míg a kristályok köpenyzónáiból származó U-Th kristályosodási korok súlyozott átlaga 195 (+15, -14) ezer év (11. ábra), amely a későbbi számolások során bemenő adatként is szolgált. A nem egyensúlyi állapotot figyelembe vevő kitörési kor számolása ennél a mintánál is a MCHCalc program segítségével történt (SCHMITT et al. 2010). Az így kapott egyedi U-Th korrigált (U-Th)/He korok

IV. táblázat. A bükszádi piroklastár-üledék horzsaköveiből származó cirkon (U-Th)/He eredmények (HARANGI et al. 2015a alapján)

Table IV. The zircon (U-Th)/He results of the pyroclastic sample Bx (after HARANGI et al., 2015a)

Minta-név	Teljes hossz (μm)	Prizmahossz (μm)	Vastagság (μm)	<sup>4</sup> He (ncc)	1sd (%)	<sup>232</sup> Th (ng)	1sd (%)	<sup>238</sup> U (ng)	1sd (%)	TAU (%)	Th/U	$F_T$	$F_T$ hiba (%)	Korrigálatlan		$F_T$ -korrigált		U-Th korrigált		Teljes nem-egyensúlyra korrigált		
														(U-Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	(U-Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	D230 (U-Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	(U-Th)/He kor (ka)	1sd (ka)	
Bx z1	299	217	91	0,023	4,8	7,8	2,4	6,6	1,8	5,0	1,18	0,790	6,3	22,9	1,2	29,0	2,3	0,29	31,6	2,6	45,6	3,7
Bx z2	302	194	121	0,036	3,5	5,5	2,4	8,3	1,8	3,8	0,66	0,834	5,0	31,1	1,2	37,3	2,3	0,16	42,2	2,8	64,5	4,1
Bx z3	420	278	114	0,045	3,1	8,8	2,4	13,1	1,8	3,5	0,67	0,833	5,0	24,5	0,9	29,4	1,8	0,16	33,0	2,1	52,6	3,2
Bx z4	288	221	114	0,028	3,6	4,9	2,4	10,4	1,8	4,0	0,47	0,827	5,2	20,5	0,8	24,8	1,6	0,11	28,1	1,9	48,5	3,2
Bx z5	281	221	116	0,036	3,6	5,8	2,4	10,9	1,8	3,9	0,53	0,829	5,1	24,3	1,0	29,4	1,9	0,13	33,3	2,2	54,9	3,6
súlyozott átlagok (ka):														25	2	29	2	32,6	1,0	53	2	
goodness of fit:														0,0018								



11. ábra. (U-Th)/He koreredmények a bükszádi minta cirkonjaiból: a nyers,  $F_T$ -korrigált, kombinált U-Th és (U-Th)/He (kitörési kor), valamint teljes nem egyensúlyi egyedi He korok, a hozzájuk tartozó bizonytalanságokkal együtt, az egyes jelölések színével megegyező feliratok az ezekből számolt súlyozott átlagokat és ezek bizonytalanságait mutatja. Ezen kívül az ábrán feltüntetjük az átlagos U-Th kristályosodási korokat, és a hozzájuk tartozó bizonytalanságot (adatok forrása: HARANGI et al. 2015a alapján)

**Figure 11.** The individual raw-,  $F_T$ -corrected, U-Th corrected and full disequilibrium corrected (U-Th)/He ages of the sample Bx with their uncertainties. The corresponding titles are the calculated weighted means of the raw,  $F_T$ -corrected, combined U-Th and (U-Th)/He and full disequilibrium ages and their uncertainties. The average U-Th crystallization age with its uncertainties is also indicated (after HARANGI et al. 2015a)

28 és 42 ezer év közé esnek (IV. táblázat), a teljes populációra számolt kitörési kor  $32,6 (+1,0, -1,0)$  ezer év (11. ábra; kombinált U-Th + (U-Th)/He korok), az illesztés jóságának az értéke ('goodness of fit') pedig 0,0018.

Ennek a lelőhelynek a példája is jól tükrözi, hogy milyen hatással van a cirkon magmakamrában eltöltött tartózkodási ideje a szekuláris egyensúlyra. Ugyanis, ha megnézzük itt is azt az elméleti esetet, hogy a kristályosodási korokat figyelmen kívül hagyva mi lenne a minta kora akkor, ha 0 tartózkodási idővel számolunk,  $53 \pm 2$  ezer évet kapunk eredményül a teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He korra (11. ábra; teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He korok). Az adatok értékelésében, a kiugró adatok kiszűrésében ez az adat segítséget nyújt, megadva azt a maximális kort (a minta esetében  $53 \pm 2$  ezer év), aminél korábban nem történhetett a kitörés. Tehát ha az adatsorban ennél idősebb korok szerepelnek, azok jó eséllyel korábbi felkapott kristályok. A bükszádi minta esetében azonban nem szerepel olyan, egyedi kristályból származó He-kor, amely meghaladná a teljes nem egyensúlyi (U-Th)/He-kort, még jobban alátámasztva, hogy a kitörési kor számolásánál az összes mért adat figyelembe vétele szükséges.

Míndezek alapján elmondható tehát, hogy a bükszádi piroklasztár-üledéket létrehozó kitörés a kombinált cirkon U-Th és (U-Th)/He mérések alapján, jó összhangban a

radiokarbon koreredményekkel ~32 ezer évvel ezelőtt következett be.

## Összefoglalás

Munkánkkal először összegeztük magyar nyelven az (U-Th)/He geokronológia legfontosabb elméleti és gyakorlati alapjait, valamint a továbbfejlesztési lehetőségeit (*in situ* mérések, zónásság okozta problémák) is. Ez az összefoglaló anyag jól tükrözi, hogy a módszer ismerete, használata megkerülhetetlen különféle alacsony hőmérsékletű termokronológiai kutatásokban, valamint fiatal vulkánkitörések korának meghatározásában is.

Az (U-Th)/He geokronológia alkalmazhatóságát fiatal kitörések (<1 millió év) kor meghatározására a bemutatott esettanulmányok is alátámasztják. Ezek a példák a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni működéseivel kapcsolódó kitörési termékek, a két lelőhely a Nagy-Hegyes andezites lávadómja, valamint bükszádi piroklasztár-üledék. A vulkáni működés korának meghatározása számos cirkon egyedi elemzésén alapul. A He-izotóp, valamint U és Th mérések eredményeiből, a cirkonkristály alaki sajátságait figyelembe véve számoljuk ki az adott kristály He korát. Az 1 millió évnél fiatalabb minták esetében fontos a nem egyensúlyi izotóp állapotból adódó korrekció, amihez nélkülözhetetlen a kristályosodási idő ismerete. Ehhez U-Th vagy U-Pb izotópos kor meghatározás szükséges. Bár ismerjük, hogy a kapott koradatok értéke függ a kristály belső U-koncentráció változásától, ennek pontos számszerűsített hatását nem tudjuk még megadni. Ez a hatás azonban beépíthető a megadott koradat bizonytalanságába. A kitörési idő a mért egyedi cirkonkristályok korértékeinek statisztikai kiértékelésén alapul. E szigorú értelmezési keretben kapott (U-Th)/He kitörési korok fontos szerepet kaphatnak a fiatal vulkáni kitörések idejének pontosabb megismerésében, vulkánok aktív és szunnyadási időszakainak meghatározásában.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak DUNKLÉ NAGY Juditnak (Göttingen) a mérések során, Axel K. SCHMITTnek (Heidelberg) az adatok értékelésében, GARAMHEGYI Tamásnak a térkép elkészítésben, valamint az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport tagjainak a mintagyűjtésben nyújtott segítségükért. Köszönjük továbbá bírálóinknak, BENKÓ Zsoltnak és KISS Balázsnak a javításokat és segítő tanácsait, valamint SZTANÓ Orsolyának és PIROS Olgának a szerkesztői munkájukat. A göttingeni mérések egy része az ELTE Tehetséggondozási Tanács támogatása révén valósult meg. LUKÁCS Réka munkája a PD 121048 számú projekthez kapcsolódik, ami a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal támogatásával az NFKI alapról valósult meg. Jelen munka az K116528 sz. OTKA pályázat része.

## Irodalom — References

- ACIEGO, S., KENNEDY, B. M., DEPAOLO, D. J., CHRISTENSEN, J. N. & HUTCHEON, I. 2003: U–Th/He age of phenocrystic garnet from the 79 AD eruption of Mt. Vesuvius. — *Earth and Planetary Science Letters* **216/1–2**, 209–219. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00478-3](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00478-3)
- ARATÓ R. 2014: A Recski magmás komplexum geo- és termokronológiája. — *Ásványtani Tanszék MSc*, 106 p.
- AULT, A. K., REINERS, P. W., EVANS, J. P. & THOMSON, S. N. 2015: Linking hematite (U–Th)/He dating with the microtextural record of seismicity in the Wasatch fault damage zone, Utah, USA. — *Geology* **43/9**, 771–774. <http://doi.org/10.1130/G36897.1>
- BARGNESI, E. A., STOCKLI, D. F., HOURIGAN, J. K. & HAGER, C. 2016: Improved accuracy of zircon (U–Th)/He ages by rectifying parent nuclide zonation with practical methods. — *Chemical Geology* **426**, 158–169. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.01.017>
- BATEMAN, H. 1910: Solution of a System of Differential Equations Occurring in the Theory of Radio-active Transformations. — *Proc. Cambridge Philos. Soc.* **15**, 423–427.
- BOURDON, B., ZINDLER, A. & WÖRNER, G. 1994: Evolution of the Laacher See magma chamber: Evidence from SIMS and TIMS measurements of U–Th disequilibria in minerals and glasses. — *Earth and Planetary Science Letters* **126/1–3**, 75–90. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90243-7](http://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90243-7)
- BRAUN, J., VAN DER BEEK, P. & BATT, G. 2012: *Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. — Cambridge University Press, 272 p. <http://doi.org/10.2277/0521830575>
- CHARLIER, B. & ZELLMER, G. 2000: Some remarks on U–Th mineral ages from igneous rocks with prolonged crystallisation histories. — *Earth and Planetary Science Letters* **183/3–4**, 457–469. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00298-3](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00298-3)
- CHENG, H., EDWARDS, R. L., HOFF, J., GALLUP, C. D., RICHARDS, D. A. & ASMEROM, Y. 2000: The half-lives of uranium-234 and thorium-230. — *Chemical Geology* **169/1–2**, 17–33. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00157-6](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00157-6)
- CLOETINGH, S. A. P. L., BUROV, E., MATENCO, L., TOUSSAINT, G., BERTOTTI, G., ANDRIESSEN, P. A. M., WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2004: Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **218/1–2**, 57–76. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00645-9](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00645-9)
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208/1–3**, 221–241. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- DANIŠÍK, M., SHANE, P., SCHMITT, A. K., HOGG, A., SANTOS, G. M., STORM, S., EVANS, N. J., KEITH FIFIELD, L. & LINDSAY, J. M. 2012: Re-anchoring the late Pleistocene tephrochronology of New Zealand based on concordant radiocarbon ages and combined  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$  disequilibrium and (U–Th)/He zircon ages. — *Earth and Planetary Science Letters* **349–350**, 240–250. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.041>
- DANIŠÍK, M., FODOR, L., DUNKL, I., GERDES, A., CSIZMEG, J., HAMOR-VIDÓ, M. & EVANS, N. J. 2015: A multi-system geochronology in the Ad-3 borehole, Pannonian Basin (Hungary) with implications for dating volcanic rocks by low-temperature thermochronology and for interpretation of (U–Th)/He data. — *Terra Nova* **27/4**, 258–269. <http://doi.org/10.1111/ter.12155>
- DANIŠÍK, M., SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F., LOVERA, O. M., DUNKL, I. & EVANS, N. J. 2016: Application of combined U–Th-disequilibrium/U–Pb and (U–Th)/He zircon dating to tephrochronology. — *Quaternary Geochronology* **40**, 23–32. <http://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.07.005>
- DODSON, M. H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **40/3**, 259–274. <http://doi.org/10.1007/BF00373790>
- DOSSETO, A., TURNER, S. P. & VAN ORMAN, J. A. 2010: Magma Cooling and Differentiation — Uranium-Series Isotopes. — DOSSETO, A. & TURNER, S. P. (eds): *Timescales of Magmatic Processes*. 160–180. <http://doi.org/10.1002/9781444328509.ch8>
- EVANS, N. J., WILSON, N. S. F., CLINE, J. S., MCINNES, B. I. A. & BYRNE, J. 2005: Fluorite (U–Th)/He thermochronology: Constraints on the low temperature history of Yucca Mountain, Nevada. — *Applied Geochemistry* **20/6**, 1099–1105. <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.02.008>
- EVANS, N. J., MCINNES, B. I. A., MCDONALD, B., DANIŠÍK, M., BECKER, T., VERMEESCH, P., SHELLEY, M., MARILLO-SIALER, E. & PATTERSON, D. B. 2015: An in situ technique for (U–Th–Sm)/He and U–Pb double dating. — *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **30/7**, 1636–1645. <http://doi.org/10.1039/C5JA00085H>
- EVENSON, N. S., REINERS, P. W., SPENCER, J. E. & SHUSTER, D. L. 2014: Hematite and Mn oxide (U–Th)/He dates from the Buckskin–Rawhide detachment system, western Arizona: Gaining insights into hematite (U–Th)/He systematics. — *American Journal of Science* **314/10**, 1373–1435. <http://doi.org/10.2475/10.2014.01>
- FABBRIZIO, A., SCHMIDT, M. W., GÜNTHER, D. & EIKENBERG, J. 2008: Experimental determination of radium partitioning between leucite and phonolite melt and  $^{226}\text{Ra}$ -disequilibrium crystallization ages of leucite. — *Chemical Geology* **255/3–4**, 377–387. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.008>
- FARLEY, K. A. 2002: (U–Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **47/1**, 819–844. <http://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.18>
- FARLEY, K. A., WOLF, R. A. & SILVER, L. T. 1996: The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/21**, 4223–4229. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00193-7](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7)
- FARLEY, K. A., KOHN, B. P. & PILLANS, B. 2002: The effects of secular disequilibrium on (U–Th)/He systematics and dating of Quaternary volcanic zircon and apatite. — *Earth and Planetary Science Letters* **201/1**, 117–125. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00659-3](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00659-3)
- FECHTIG, H. & KALBITZER, S. 1966: The Diffusion of Argon in Potassium-Bearing Solids. — (eds): *Potassium Argon Dating*. Berlin, Heidelberg, 68–107. [http://doi.org/10.1007/978-3-642-87895-4\\_4](http://doi.org/10.1007/978-3-642-87895-4_4)
- FITZGERALD, P. G., BALDWIN, S. L., WEBB, L. E. & O’SULLIVAN, P. B. 2006: Interpretation of (U–Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. — *Chemical Geology* **225/1–2**, 91–120. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.001>



- GEBAUER, S. K., SCHMITT, A. K., PAPPALARDO, L., STOCKLI, D. F. & LOVERA, O. M. 2014: Crystallization and eruption ages of Breccia Museo (Campi Flegrei caldera, Italy) plutonic clasts and their relation to the Campanian ignimbrite. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167/1**, p. 953. <http://doi.org/10.1007/s00410-013-0953-7>
- GUENTHNER, W. R., REINERS, P. W., KETCHAM, R. A., NASDALA, L. & GIESTER, G. 2013: Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. — *American Journal of Science* **313/3**, 145–198. <http://doi.org/10.2475/03.2013.01>
- HAGER, C. & STOCKLI, D. F. 2009: A new Matlab®-based Helium Modeling Package (“HeMP”) for thermal history recovery from single and multi-thermochronometer (U-Th)/He data and data arrays. — *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **41**, 487.
- HAIDER, V. L., DUNKL, I., EYNATTEN, H. V., DING, L., FREI, D. & ZHANG, L. 2013: Cretaceous to Cenozoic evolution of the northern Lhasa Terrane and the Early Paleogene development of penneplains at Nam Co, Tibetan Plateau. — *Journal of Asian Earth Sciences* **70–71**, 79–98. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.005>
- HAMES, W. E. & BOWRING, S. A. 1994: An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. — *Earth and Planetary Science Letters* **124/1**, 161–169. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00079-4](http://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00079-4)
- HARANGI, S. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 223–258.
- HARANGI, S. & 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. [http://doi.org/10.1130/2007.2418\(04\)](http://doi.org/10.1130/2007.2418(04))
- HARANGI, S., 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* **52/2–3**, 1498–1507.
- HARANGI, S., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. — *Lithos* **180–181**, 43–57. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- HARANGI, S., 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. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.002>
- HARANGI, S., NOVÁK, A., KISS, B., SEGHEDI, I., LUKÁCS, R., SZARKA, L., WESZTERGOM, V., METWALY, M. & GRIBOVSKI, K. 2015b: Combined magnetotelluric and petrologic constraints 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. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.006>
- HARRISON, T. M. 1982: Diffusion of <sup>40</sup>Ar in hornblende. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **78/3**, 324–331. <http://doi.org/10.1007/BF00398927>
- HARRISON, T. M., DUNCAN, I. & MCDUGALL, I. 1985: Diffusion of <sup>40</sup>Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49/11**, 2461–2468. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90246-7](http://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7)
- HARRISON, T. M., WATSON, E. B. & AIKMAN, A. B. 2007: Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. — *Geology* **35/7**, 635–638. <http://doi.org/10.1130/G23505A.1>
- HIESS, J., CONDON, D. J., MCLEAN, N. & NOBLE, S. R. 2012: <sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U Systematics in Terrestrial Uranium-Bearing Minerals. — *Science* **335/6076**, 1610–1614. <http://doi.org/10.1126/science.1215507>
- HILDENBRAND, A., MARQUES, F. O., COSTA, A. C. G., SIBRANT, A. L. R., SILVA, P. F., HENRY, B., MIRANDA, J. M. & MADUREIRA, P. 2012: Reconstructing the architectural evolution of volcanic islands from combined K/Ar, morphologic, tectonic, and magnetic data: The Faial Island example (Azores). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **241–242**, 39–48. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.019>
- HORA, J. M., SINGER, B. S. & WÖRNER, G. 2007: Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central Volcanic Zone: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar constraints from Volcán Parí, Chile. — *Geological Society of America Bulletin* **119/3–4**, 343–362. <http://dx.doi.org/10.1130/B25954.1>
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **226/1–4**, 333–357. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](http://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. — *Geological Society, London, Memoirs* **32/1**, 191–206. <http://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.11>
- HOURLIGAN, J. K., REINERS, P. W. & BRANDON, M. T. 2005: U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69/13**, 3349–3365. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.024>
- HOUSE, M. A., FARLEY, K. A. & KOHN, B. P. 1999: An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia. — *Earth and Planetary Science Letters* **170/4**, 463–474. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00120-X](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00120-X)
- HOUSE, M. A., WERNICKE, B. P., FARLEY, K. A. & DUMITRU, T. A. 1997: Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry. — *Earth and Planetary Science Letters* **151/3**, 167–179. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)81846-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)81846-8)
- JUVIGNE, E., GEWELT, M., GILOT, E., HURTGEN, C., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., GÁBRIS, GY., HADNAGY, Á., HORVÁTH, E. 1994: Une eruption vieille d’environ 10 700 ans (<sup>14</sup>C) dans les Carpates orientales (Roumanie). — *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* **318/9**, 1233–1238
- KARÁTSÓN, D., TELBISZ, T., HARANGI, S., MAGYARI, E., DUNKL, I., KISS, B., JÁNOSI, C., VERES, D., BRAUN, M., FODOR, E., BIRÓ, T., KÓSIK, S., VON EYNATTEN, H. & LIN, D. 2013: Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **255**, 43–56. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013>

- KARÁTSÓN, D., WULF, S., VERES, D., MAGYARI, E. K., GERTISSER, R., TIMÁR, G., NOVOTHNY, Á., TELBISZ, T., SZALAI, Z., ANECHITEI-DEACU, V., APPELT, O., BORMANN, M., JÁNOSI, C., 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. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **319**, 29–51. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.005>
- KISS, B., HARANGI, S., NTAFLÓS, 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* **167/3**, 1–27. <http://doi.org/10.1007/s00410-014-0986-6>
- KLEMETTI, E. W. & CLYNNE, 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* **9/12**, e113157. <http://doi.org/10.1371/journal.pone.0113157>
- KONEČNÝ, V., KOVÁCS, M., LEXA, J. & ŠEFARA, J. 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. — *European Geophysical Union Stephan Mueller Special Publication Series* **1**, 105–123.
- LEE, J. K. W., WILLIAMS, I. S. & ELLIS, D. J. 1997: Pb, U and Th diffusion in natural zircon. — *Nature* **390/6656**, 159–162. <http://doi.org/10.1038/36554>
- LEVENTHAL, J. S. 1975: An evaluation of the uranium-thorium-helium method for dating young basalts. — *Journal of Geophysical Research* **80/14–19**, 11–1914. <http://doi.org/10.1029/JB080i014p01911>
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **18**, 279–294.
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. — In: RAKÚS, M. (ed.): *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. 219–240.
- LINDSAY, J. M., TRUMBULL, R. B., SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F., SHANE, P. A. & HOWE, T. M. 2013: Volcanic stratigraphy and geochemistry of the Soufrière Volcanic Centre, Saint Lucia with implications for volcanic hazards. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **258**, 126–142. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.011>
- LIPPOLT, H. J. & WEIGEL, E. 1988: <sup>4</sup>He diffusion in <sup>40</sup>Ar-retentive minerals. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52/6**, 1449–1458. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90215-3](http://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90215-3)
- LOVERA, O. M., RICHTER, F. M. & HARRISON, T. M. 1989: The <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **94/B12**, 17917–17935. <http://doi.org/10.1029/JB094iB12p17917>
- LUKÁCS, R., HARANGI, S., BACHMANN, O., GUILLONG, M., DANIŠÍK, 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* **170/5**, 52. <http://doi.org/10.1007/s00410-015-1206-8>
- MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297**, 157–176. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00167-X](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X)
- MCDOWELL, F. W., MCINTOSH, W. C. & FARLEY, K. A. 2005: A precise <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. — *Chemical Geology* **214/3–4**, 249–263. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>
- MCINNIS, B. I. A., FARLEY, K. A., SILLITOE, R. H. & KOHN, B. P. 1999: Application of apatite (U–Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquibambilla porphyry copper deposit, Chile. — *Economic Geology* **94/6**, 937–947. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.6.937>
- MEESTERS, A. G. C. A. & DUNAL, T. J. 2002a: Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part I. Implications for low-temperature (U–Th)/He thermochronology. — *Chemical Geology* **186/3–4**, 333–344. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00422-3](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00422-3)
- MEESTERS, A. G. C. A. & DUNAL, T. J. 2002b: Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with ejection and nonhomogeneous distribution of the source. — *Chemical Geology* **186/3–4**, 347–363. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00423-5](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00423-5)
- MOLNÁR K. 2014: A Csomád vulkáni komplexum geokronológiai vizsgálata (U-Th)/He módszerrel (DK-i Kárpátok). — *Szakdolgozat, Közvetlen-Geokémiai Tanszék MSc*, 97 p.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, E., SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1995: Last eruption and its 14C age of Ciomadul volcano, Romania. — *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* **6**, 82–91.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, T., ONO, K. A. S. & SEGHEDI, I. 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposits of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. — *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* **7/3**, 252–255.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., A., S., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONEČNÝ, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho–Pannonian Region*. — *Acta Vulcanologica* **7**, 15–28.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., BALOGH, K., KONEČNÝ, V., ZELENKA, T., KOVÁCS, M., PÓKA, T., FÜLÖP, A., MÁRTON, E., PANAIOTU, C. & CVETKOVIC, V. 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. — *Geologica Carpathica* **57/6**, 511–530.
- PHILLIPS, D. & MATCHAN, E. L. 2013: Ultra-high precision <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages for Fish Canyon Tuff and Alder Creek Rhyolite sanidine: New dating standards required? — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **121**, 229–239. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2013.07.003>
- POPA, M., RADULIAN, M., GRECU, B., POPESCU, E. & PLACINTA, A. O. 2005: Attenuation in Southeastern Carpathians area: Result of upper mantle inhomogeneity. — *Tectonophysics* **16**, 155–161. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.037>
- PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S. A., VETTERLING, W. T. & FLANNERY, B. P. 2002: *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. — Cambridge University Press, Cambridge, 949 p.

- REID, M. R. 2008: How Long Does It Take to Supersize an Eruption? — *Elements* **4/1**, 23. <http://doi.org/10.2113/GSELEMENTS.4.1.23>
- REID, M. R., COATH, C. D., MARK HARRISON, T. & MCKEEGAN, K. D. 1997: Prolonged residence times for the youngest rhyolites associated with Long Valley Caldera:  $^{230}\text{Th}$ – $^{238}\text{U}$  ion microprobe dating of young zircons. — *Earth and Planetary Science Letters* **150/1–2**, 27–39. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00077-0](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00077-0)
- REINERS, P. W. 2005: Zircon (U–Th)/He Thermochronometry. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **58/1**, 151–179. <http://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.6>
- REINERS, P. W. & BRANDON, M. T. 2006: Using Thermochronology To Understand Orogenic Erosion. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34/1**, 419–466. <http://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>
- REINERS, P. W. & FARLEY, K. A. 1999: Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of titanite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63/22**, 3845–3859. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00170-2](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00170-2)
- REINERS, P. W., SPELL, T. L., NICOLESCU, S. & ZANETTI, K. A. 2004: Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68/8**, 1857–1887. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021>
- ROBERT, J., MIRANDA, C. F. & MUXART, R. 1969: Determination of the Half-Life of  $^{231}\text{Pa}$  by Microcalorimetry. — *Radiochim. Acta* **11**, 104–108.
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin System: 1. Tectonics. — *Tectonics* **2/1**, 63–90. <http://doi.org/10.1029/TC002i001p00063>
- SCHILDGEN, T. F., HODGES, K. V., WHIPPLE, K. X., REINERS, P. W. & PRINGLE, M. S. 2007: Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. — *Geology* **35/6**, 523–526. <http://doi.org/10.1130/G23532A.1>
- SCHMITT, A. K. 2011: Uranium Series Accessory Crystal Dating of Magmatic Processes. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **39/1**, 321–349. <http://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133330>
- SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F. & HAUSBACK, B. P. 2006: Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Vírgenes (Baja California) constrained by combined  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  and (U–Th)/He dating of zircon. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **158/3–4**, 281–295. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.005>
- SCHMITT, A. K., STOCKLI, D. F., NIEDERMANN, S., LOVERA, O. M. & HAUSBACK, B. P. 2010: Eruption ages of Las Tres Vírgenes volcano (Baja California): A tale of two helium isotopes. — *Quaternary Geochronology* **5/5**, 503–511. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.005>
- SCHMITT, A. K., MARTÍN, A., STOCKLI, D. F., FARLEY, K. A. & LOVERA, O. M. 2013: (U–Th)/He zircon and archaeological ages for a late prehistoric eruption in the Salton Trough (California, USA). — *Geology* **41/1**, 7–10. <http://doi.org/10.1130/G33634.1>
- SCHMITT, A. K., DANÍŠK, M., SIEBEL, W., ELITOK, Ö., CHANG, Y.-W. & SHEN, C.-C. 2014: Late Pleistocene zircon ages for intracaldera domes at Gölcük (Isparta, Turkey). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **286**, 24–29. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.027>
- SCHOENE, B. & BOWRING, S. A. 2007: Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71/1**, 165–185. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.029>
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., UDRESCU, C., STOIAN, M. & GRABARI, G. 1987: Trace element geochemistry of the South Harghita volcanics (East Carpathians): calc-alkaline and shoshonitic association. — *Dari de Seama ale Sedintelor Institutul de Geologie si Geofizica* **72–73**, 381–397.
- SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. — *Gondwana Research* **20**, 655–672. <http://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009>
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & PÉCSKAY, Z. 2005: Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 485–499. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.015>
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROSU, E., PÉCSKAY, Z., MARTON, E. & PANAIOTU, C. 2004: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: A synthesis. — *Lithos* **72**, 117–146. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- SEGHEDI, I., MAȚENCO, 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* **502/1–2**, 146–157. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- SPERNER, B., IOANE, D. & LILLIE, R. J. 2004: Slab behaviour and its surface expression: New insights from gravity modelling in the SE Carpathians. — *Tectonophysics* **382**, 51–84. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.008>
- SPOTILA, J., FARLEY, K. A. & SIEH, K. 1998: Uplift and erosion of the San Bernardino Mountains associated with transpression along the San Andreas fault, California, as constrained by radiogenic helium thermochronometry. — *Tectonics* **17/3**, 360–378. <http://doi.org/10.1029/98TC00378>
- STRUTT, R. J. 1905: On the Radio-Active Minerals. — *Proceedings of the Royal Society of London. Series A* **76/508**, 88–101.
- SZABÓ, C., HARANGI, S. & CSONTOS, L. 1992: Review of neogene and quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region: a review. — *Tectonophysics* **208**, 243–256. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1986: Chemical diagnosis of the volcanics from the southeasternmost part of the Harghita Mountains — proposal for a new nomenclature. — *Revue Roumaine de Géologie* **30**, 41–48.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. — *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **37**, 21–37.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 2002: The most recent volcanism in the Carpathian–Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? — *Geologica Carpathica Special Issue, Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association* **53**, 193–194.
- 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* **77/2**, 1–19. <http://doi.org/10.1007/s00445-014-0894-7>

- TAGAMI, T., FARLEY, K. A. & STOCKLI, D. F. 2003: (U–Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. — *Earth and Planetary Science Letters* **207/1–4**, 57–67. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01144-5](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01144-5)
- TRIPATHY-LANG, A., HODGES, K. V., MONTELEONE, B. D. & VAN SOEST, M. C. 2013: Laser (U-Th)/He thermochronology of detrital zircons as a tool for studying surface processes in modern catchments. — *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **118/3**, 1333–1341. <http://doi.org/10.1002/jgrf.20091>
- VINKLER, A. P., HARANGI, S., NTAFLÓS, T. & SZAKÁCS, A. 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata — petrogenetikai következtetések. — *Földtani Közlemény* **137/1**, 103–128.
- WAGNER, G. A. 1979: Correction and Interpretation of Fission Track Ages. — In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (eds): *Lectures in Isotope Geology*. Berlin, Heidelberg, 170–177. [http://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6\\_11](http://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6_11)
- WERNICKE, R. S. & LIPPOLT, H. J. 1997: (U+Th)–He evidence of Jurassic continuous hydrothermal activity in the Schwarzwald basement, Germany. — *Chemical Geology* **138/3–4**, 273–285. [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00020-X](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00020-X)
- WOLF, R. A., FARLEY, K. A. & SILVER, L. T. 1996: Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/21**, 4231–4240. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00192-5](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00192-5)
- WOLFF, R., DUNKL, I., KEMPE, U. & VON EYNATTEN, H. 2015: The Age of the Latest Thermal Overprint of Tin and Polymetallic Deposits in the Erzgebirge, Germany: Constraints from Fluorite (U-Th-Sm)/He Thermochronology. — *Economic Geology* **110/8**, 2025–2040. <http://doi.org/10.2113/econgeo.110.8.2025>
- ZEITLER, P. K., HERCZEG, A. L., MCDUGALL, I. & HONDA, M. 1987: U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51/10**, 2865–2868. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90164-5](http://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90164-5)
- ZIEGLER, J. F. 1977: *Helium: stopping powers and range in all element matter*. — New York : Pergamon Press, 367 p.

Kézirat beérkezett: 2016. 12. 01.