

A Gelénes-1-es fúrás piroklasztitjainak U-Pb geokronológiai és vulkanológiai vizsgálata

Tudományos Diákköri Dolgozat

Gazsi Margaréta

ELTE TTK FFI Közettan-Geokémiai Tanszék

Témavezető:

Lukács Réka

Konzulensek: **Gál Péter, Szepesi János**



ELTE

HUN
REN



HUN
REN



Budapest, 2025.

Affiliációk:

Lukács Réka:

HUN-REN–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

MTA–HUN-REN CSFK Lendület PannonVulkán Kutatócsoport, Földtani és Geokémiai Intézet, HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

Gál Péter:

ELTE TTK FFI Közettan-Geokémiai Tanszék

HUN-REN–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

MTA–HUN-REN CSFK Lendület PannonVulkán Kutatócsoport, Földtani és Geokémiai Intézet, HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

Szepesi János:

HUN-REN Atommagkutató Intézet Geokronológiai kutatócsoport

HUN-REN–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

MTA–HUN-REN CSFK Lendület PannonVulkán Kutatócsoport, Földtani és Geokémiai Intézet, HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

Tartalomjegyzék

I.	Absztrakt.....	4
II.	Bevezetés	5
III.	A Kárpát-Pannon térség neogén fejlődéstörténete	5
IV.	A Nyírség eltemetett vulkanitjai	11
V.	Gelénes-1 fúrás	11
VI.	Analitikai módszerek	13
VII.	Petrográfiai vizsgálatok	14
VIII.	Cirkon mérések.....	25
IX.	Diszkusszió.....	29
	1. Vulkanológiai következtetések	29
	2. Következtetések az U-Pb cirkon kormeghatározás alapján.....	33
X.	Összefoglalás	36
XI.	Köszönetnyilvánítás	38
XII.	Irodalomjegyzék	39
XIII.	Mellékletek.....	49

I. Absztrakt

A Pannon-medence legnagyobb vulkáni kitöréseit szilíciumgazdag magma táplálta 18,1-11,6 millió évvel ezelőtt. Ennek két fő színtere a Bükkalja és a Tokaji-hegység volt, amelyek képződményeit részletesen vizsgálták. Vulkáni képződmények a felszín alatt is találhatóak, amelyeket fúrómagokból ismerünk. Egy ilyen terület a Nyírség. Munkámban a Nyírségben található Gelénes-1-es fúrást dolgozom fel.

A fúrás 608 métertől 2002 méterig vulkáni kőzeteket harántolt. A fúrómagokat a rákóczipányai fúrómagraktárban gyűjtöttük be, összesen 19 mintát vettünk vékonycsiszolat-készítés és cirkon szeparálás céljából. Az 1394 méter vastag vulkáni összletből makroszkópos és mikroszkópos leírásaim/vizsgálataim alapján elmondható, hogy a kőzetek többsége horzsakőtartalmú lapillitufa, míg a fúrás alján perlit található.

A vizsgált kőzetek többnyire hasonlóak mind makroszkóposan mind mikroszkóposan. A kőzetekben kvarc-, földpát-, biotit-, kevés szanidinfenokristály figyelhető meg.

Vizsgálatainkkal megerősítettük, hogy a Gelénes-1-es fúrás vulkáni rétegsorában két nagyobb kitörési egység különíthető el: alsó és felső kitörési egység. Az alsó kitörési egység szilíciumban kissé gazdagabb a felsőhöz képest. A két egységet egy tufás-agyagos finomhomokból, tufitból álló réteg választja el, ami szünetre utal a vulkánkitörésben.

A fúrás alján található perlitet Pantó (1966) teljesen újraolvadt piroklasztitként értelmezte, azonban a perlitben – a felette lévő piroklasztittal ellentétben – nem láthatóak klasztok, ami megkérdőjelezi ezt a feltevést. Az alsó egység piroklasztit rétegsorában felfele haladva a kőzet egyre kevésbé összesült, ugyanakkor a lapult horzsakövek erős kompaksióra utalnak.

Öt mintán (692 m, 749 m, 1364 m, 1842 m, 1918 m) történt kormeghatározás lézerablációs ICP-MS cirkon U-Pb módszerrel. A korábbi K-Ar koradatok, 6,8-17,2 Mév között szórnak. Új eredményeink alapján mindkét egység szarmata korú, és $12,0 \pm 0,2$ millió éves. Az egyenként 608 és 772 m vastag kitörési egységek lerakódása gyorsan követte egymást, közöttük legfeljebb 400 000 év telhetett el. A nagy vastagságú piroklasztitok kalderaformáló kitörésekhez kapcsolódhatnak, amelyek során mély beszakadások (bezökkenések) keletkeztek. Úgy véljük, hogy a fúrás egy ilyen süllyedékbe lerakódott piroklasztitot harántolhatott.

II. Bevezetés

A Kárpát-Pannon térség vulkanizmusa egy részletesen kutatott témakör, azonban még mindig vannak olyan területek, amelyről kevesebb az ismeretünk, ilyenek például a mélyben eltemetett vulkáni képződmények. TDK dolgozatomban, a nyírségi Gelénes-1 fúrást vizsgáltam, ami nagy vastagságban harántolt vulkáni képződményeket.

A nyírségi eltemetett vulkanitokat már régen felfedezték, ezek feldolgozását például Székyné és Kozák (1984) és Székyné és munkatársai (1991) végezték. Az eltemetett vulkanitok feltehetően nagy térfogatú Si-gazdag robbanásos vulkánkitörések termékei, hasonlóan a bükkaljai és tokaji területeken leírt képződményekhez (Lukács et al., 2015; 2018; 2024). Azonban a kitörések központja, az egyes kitörések kora, vastagsága, térfogata és az esetlegesen kapcsolódó vulkáni szerkezetek (pl. kaldera) nem kellően ismertek. TDK dolgozatom e kérdéskörökhöz igyekszik hozzájárulni. Egyes fúrómagokon korábban kormeghatározás is történt K-Ar módszerrel (Székyné et al., 1987). Célunk volt, hogy cirkon U-Pb módszerrel is megtegyük ezt, illetve vulkanológiai, kőzettani/petrográfiai leírásokkal bővítsük, újraértelmezzük képződésüket. Térségünk vulkanizmusának jobb megértésének érdekében sokat segíthet ezen eltemetett kőzetek modern eszközökkel és módszerekkel történő kutatása.

III. A Kárpát-Pannon térség neogén fejlődéstörténete

A Pannon-medencét két fő mikrolemez alkotja, északnyugaton az ALCAPA és délkeleten a Tisza-Dacia (Balla, 1984; Csontos et al., 1992). A késő paleogén-kora miocénben történt a ALCAPA keleti irányú kiszökése az Alpi kollíziós zónából (Fodor et al., 1998; Horváth et al., 2006, 2015; Ustaszewski et al., 2008; Balázs et al., 2016), majd a két lemez találkozása után, együtt mozogtak tovább (Royden et al., 1982, 1983; Balla, 1984; Csontos et al., 1992; Horváth, 1993; Csontos, 1995; Fodor et al., 1999; Tari et al., 1999; Horváth et al., 2006, 2015). A Pannon-medence a litoszféra jelentős elvékonyodásának eredménye, amelynek oka egy nyugati irányú szubdukció majd az alábukó lemez hátragördülése és a szubdukció hátrálása által keltett extenziós feszültségmező (Royden et al., 1983; Csontos et al., 1992). Vita tárgyát képezi, hogy a Vrancea-zónában található süllyedő litoszféra darab, a szubdukció utolsó maradványa-e, vagy sem. (Sperner et al., 2004; Ismail-Zadeh et al., 2012). Így szerkezetileg a Pannon-medence egy ív mögötti medenceként definiálható, habár az extenzióval egyidejű, szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni ív nem alakult ki (Harangi et al., 2025). Az extenzió fő szakasza 25-23 millió éve kezdődött a medence déli és nyugati részein, 10-9 millió évig tartott a medence

középső és keleti részén (pl., Ustaszewski et al., 2010; Matenco & Radivojevic, 2012; Balázs et al., 2016; Fodor et al., 2021). Az extenziós fázist követte a posztrift termális süllyedés, majd ezt követően a tektonikai inverzió, amely 9 millió éve kezdődött. (Horváth & Cloetingh, 1996).

A Kárpát-Pannon térség vulkanizmusa a szinrift fázisban indult, ezen vulkanizmus képződményei a következő 4 csoportra bonthatóak (1. ábra) (Harangi 2001a; Harangi és Lenkey, 2007; Harangi & Lukács, 2019; Harangi et al., 2025): szilíciumgazdag, mészkalkáli andezit-dácit, alkáli bazalt, káli-ultrakáli. A vulkáni működés Si-gazdag robbanásos kitörésekkel kezdődött 18,1 millió éve és 14,4 millió évig tartott a Bükkalja vulkáni terület képződményei alapján (Lukács et al., 2018). A Pannon-medence északkeleti részén a Tokaji-hegységhez kapcsolódóan további Si-gazdag explozív és effuzív vulkanizmus zajlott 13,1 és 11,6 millió éve (Lukács et al., 2024).

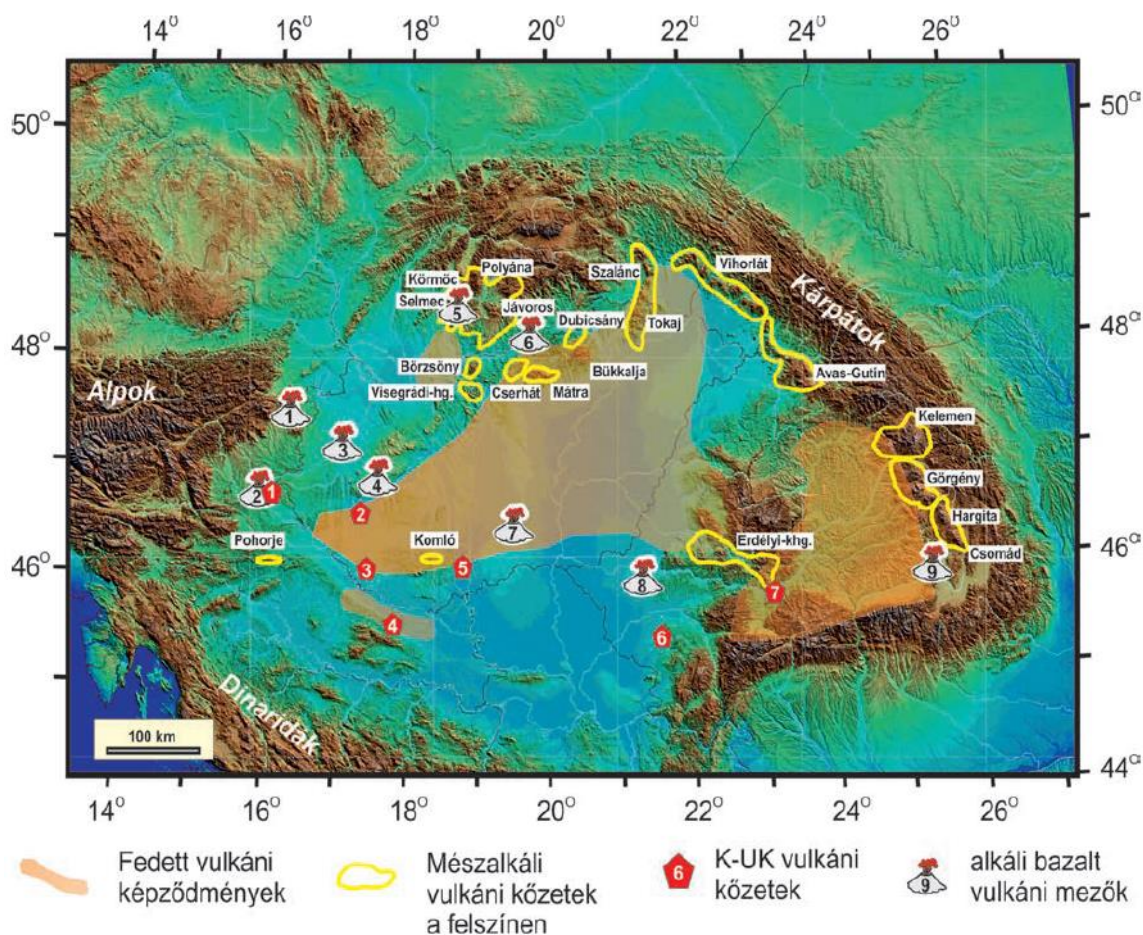
A mészkalkáli andezit-dácit vulkanizmus a Kárpát-Pannon térség északi, illetve keleti részein zajlott. A két szegmens időben és kémiai összetételben is különbségeket mutat (Lexa & Konecny, 1974; Balla 1981; Harangi, 2001a; Seghedi et al., 2004a, 2005; Harangi & Lenkey, 2007; Harangi et al., 2007), ennek oka az eltérő keletkezési környezet és geodinamikai kapcsolat lehet. Az északi szegmens vulkáni működése jóval hosszabb volt (16,5-10 Mév), kémiai összetételére jellemző, hogy káliumban gazdagabb, illetve a vulkánok elterjedése a litoszféra-elvékonyodásával hozható összefüggésbe. Ugyancsak az extenziós környezetet jelzi az északi szegmens közeteiben található almandin gránát (Harangi et al., 2001) megjelenése. Míg a keleti szegmens vulkánjainak működése rövidebb volt (13-14 millió éve indulhatott), elterjedésük a Kárpátok vonulatával párhuzamos. Ezt korábban ív jellegűnek értelmezték (Konecny et al., 2002), azonban a vulkáni működés posztkollíziós jellegűnek tekinthető (Seghedi et al., 2011; 2019).

Az alkáli bazalt vulkanizmus (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al. 2015) monogenetikus vulkáni mezőket eredményezett (Martin & Németh, 2004). Az első kitörés 12 millió éve indult (Balogh et al. 1990), az utolsó pedig 100 000 éve zajlott (Šimon & Halouzka, 1996, Šimon & Maglay, 2005).

A káli, ultrakáli vulkanizmus egy része 15-17 millió éve, másik része a kvarterben zajlott. Ezen kőzetek nem túl gyakoriak a Földön, számos lemeztektonikai helyzetben előfordulhatnak. A miocén kőzetek esetében a litoszféra elvékonyodása okozhatta a részleges olvadást (Harangi et al., 1995). A kvarter kőzetek esetében a magmaképződés nem egyértelmű, de a kőzetek azon a területen helyezkednek el, ahol (120 mW/m²; a legnagyobb hőfluxust mérték és erős csökkenés

észlelhető a litoszféra-asztenoszféra határ mélységében (Lenkey et al., 2002; Horváth et al., 2015).

A szinrift fázis nyugaton 13 millió éve, keleten 8 millió éve fejeződhetett be (Balázs et al., 2016). A Pannon-medence vulkanizmusában volt egy 12-től 8 millió évig tartó szünet, ami párhuzamba állítható térség regionális kompressziójával (Peresson & Decker, 1997, Fodor et al., 1999, Harangi, 2001b). Az alkáli bazaltvulkanizmus legaktívabb szakasza 3-5 millió évvel ezelőtt volt. Ekkor nem volt extenzió, így felvetődött, hogy a magmaképződés köpenycsóva jelenléte miatt lehet (Seghedi et al., 2004b), azonban a vulkáni mezők elhelyezkedése, felboltozódás hiánya és egyéb érvek miatt elvetésre került ez az ötlet (Harangi & Lenkey, 2007; Harangi et al., 2015). A magmaképződést a köpeny heterogenitása (Wang et al., 2002, Kogiso et al., 2004, Kogiso & Hirschmann, 2006, Sobolev et al., 2007) és víztartalma okozhatja (Green 1973, 2015; Green et al., 2010; Kovács et al., 2012). A vulkáni mezők elhelyezkedésének oka továbbra is kérdéses.



1. ábra: A neogén-kvarter vulkáni képződményeinek előfordulása a felszínen a Kárpát-Pannon térségben (Harangi & Lukács, 2019).

A Kárpát-Pannon térségben a Bükkalja és Tokaji-hegység területén található felszíni kibukkanása a Si-gazdag robbanásos kitörési termékeknek, emellett nagy vastagságban találhatóak eltemetve az Alföldön (Székyné & Kozák, 1984).

Jelenleg a Bükkalja vulkáni területen négy litosztatigráfiai egységbe sorolják a szilícium-gazdag robbanásos kitörések termékeit, amelyek közül három regionális elterjedésű és Magyarország északi részén számos feltárásból ismertek (Noszky, 1936, Ravasz, 1987, Hámor et al., 1980, Póka 1988, Gyalog & Budai, 2004; Lukács et al., 2022; Selmeczi et al., 2023). A korábban alsó riolittufaként (korábban Gyulakeszi Riolittufa Formáció) is ismert idősebb piroklasztitokat a Tihaméri Riolit Lapillitufa Formációba soroljuk. A korábban középső riolit(dácit)tufaként elkülönített piroklasztit szint közei a Tari Dácit Lapillitufa Formációba tartoznak, míg a Bükkalján megjelenő legfiatalabb, korábban a felső riolittufaként ismert képződményeket a Harsányi Riolit Lapillitufa Formációba sorolták (Lukács et al., 2022). A robbanásos kitörések nyomán jelentős mennyiségű horzsakőtartalmú piroklaszt-ár üledék, azaz ignimbrit rakódott le. Számos helyen a robbanásos kitörésekhez kapcsolódó hamuszórás üledéke a háttérüledékekkel összefogazódó tufát hozott létre. Ezek a betelepülések vezérszintként alkalmazhatóak a Paratethys időszakában képződött üledékes rétegsorokban (Harangi és Lukács, 2019). A Bükkalja vulkáni területéhez kapcsolható vulkanizmus közel 4 millió évig tartott, amely során a számítások alapján 4000 km^3 vulkáni anyag rakódott le a Pannon-medencében, így ezt amerikai példák alapján ignimbrit fellángolási eseménynek (ignimbrite flare-up) nevezték el (Lukács et al., 2018). Ez alatt az időszak alatt több nagyobb kitörési eseményt különíthetünk el (Lukács et al., 2018; Karátson et al., 2022; Brlek et al., 2023; Harangi et al., 2025): Wind ($18,1 \pm 0,3 \text{ Ma}$), Eger ($17,5 \pm 0,3 \text{ Ma}$), Mangó ($17,055 \pm 0,024 \text{ Ma}$), Bogács ($16,816 \pm 0,059 \text{ Ma}$), Demjén ($14,88 \pm 0,014 \text{ Ma}$), Harsány ($14,358 \pm 0,015 \text{ Ma}$). Hencz et al., (2024) az említett egységeken túl további köztes egységet különítettek el vulkanológiai és geokémiai alapon, illetve megjegyzendő, hogy javaslatuk szerint a Bükkalján található összes kőzetet egy litosztatigráfiai egységbe, a Bükkalja Formációba kellene sorolni.

A Tokaji-hegység területén négy jelentősebb robbanásos vulkánkitörést vagy kitöréssorozatot különítettek el, amelyek képződményei korban, kőzettani és geokémiai jellegükben eltérnek egymástól. A kőzeteket a korábbi litosztatigráfiai felosztásnak megfelelően három formációba sorolták (Gyarmati és Szepesi, 2007, Selmeczi et al., 2023).

A legidősebb vulkanoklasztit a Sátoraljaújhely (SAU) egységbe sorolható (Sátoraljaújhely Riolit Lapillitufa Formáció), ami felszínen a Tokaji-hegység keleti oldalán jelenik meg. Innen fúrómagokból, több helyről is leírásra került, átlagosan 300 méter, de egyes helyeken a 600

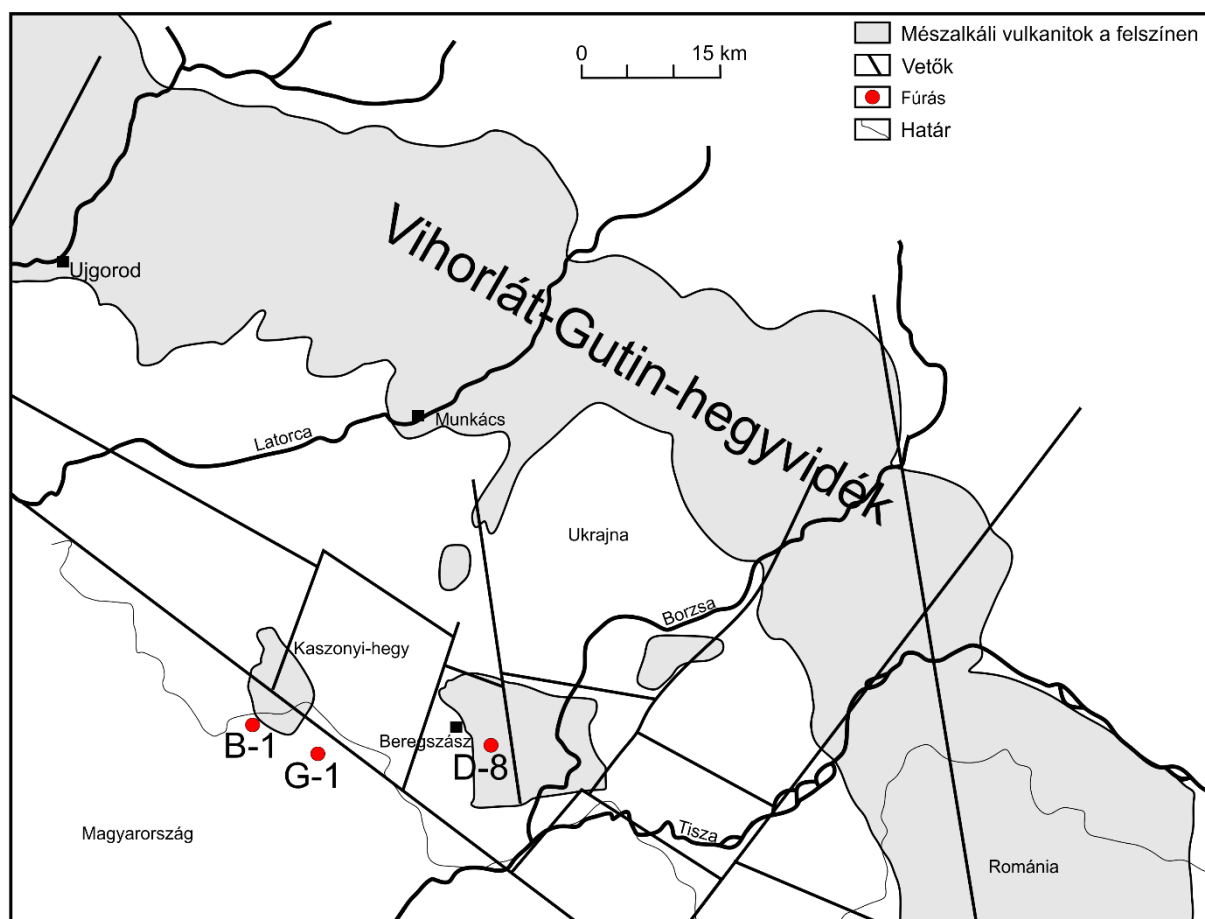
métert is eléri vastagsága. Riolitos, riódácitos összetételű lapillitufák, tufák, tufitok alkotják. Közvetlen a prekainozoós aljzatra ülepedett, vagy összefogazódik badeni tengeri üledékes sorozattal. A cirkon U-Pb kormeghatározás eredményei $13,1 \pm 0,2$ (LA-ICP-MS módszerrel) és $13,092 \pm 0,019/-0,043$ (CA-ID-TIMS módszerrel) millió évet adnak (Lukács et al., 2024). A kőzetek többnyire hidrotermásan bontottak, zeolitosodtak, agyagásványosodtak.

A szarmata piroklaszt árák termékei a Tokaji-hegység északi részén a Hegyköz egységbe sorolhatók (Szerencs Riolit Lapillitufa Formáció része). Átlagosan 100-150 méter vastag és riolit lávadómkőzetekkel fogazódik össze (Szepesi et al., 2019). A cirkon U-Pb kormeghatározás eredménye: $12,3-12,6 \pm 0,2$ millió év közötti a LA-ICP-MS mérések szerint, az pontosabb CA-ID-TIMS módszerrel készült adatok alapján $12,279 \pm 0,016/-0,022$ millió évre teszik a kitörés korát (Lukács et al., 2024).

A Tokaji-hegység déli részén található piroklasztitok a Szerencs egységbe sorolhatóak (Szerencs Riolit Lapillitufa Formáció része). Átlagosan 200-350 méter vastag lapillitufa, tufa, tufit építi fel. Ezen kőzetek többnyire kristály-szegények és a rétegsorban felfelé növekszik a SiO_2 és K_2O tartalmuk. Emellett hidrotermásan szintén bontottak, zeolitosodtak. Hegedűs et al., (2002) és Zelenka et al., (2012) szeizmikus kutatások eredményeként egy gyűrű alakú, 25 km átmérőjű, kalderához hasonló formát mutatott ki délnyugatra a Tokaji-hegységtől, ami feltehetőleg a vulkáni kitöréshez kapcsolódó egykori kaldera lehet. Cirkon U-Pb kormeghatározás eredményei: $12,0 \pm 0,2$ (LA-ICP-MS módszerrel) és $11,954 \pm 0,017/-0,034$ (CA-ID-TIMS módszerrel) millió év (Lukács et al., 2024).

A Tokaji-hegység nyugati részére korlátozódnak a Vizsoly egységbe tartozó legfiatalabb expozív kitörések termékei (Vizsoly Riolit Lapillitufa Formáció). Átlagosan 50 m vastag, egyes helyeken a 100 métert is eléri. Valószínűsíthető, hogy völgyet töltött ki, erre utalnak a gázkiszökési csatornák is. Főként durva horzsaköves lapillitufából áll, egyes helyeken litoklasztokban (andezit, riolit) gazdag. Cirkon U-Pb kormeghatározás eredményei: $11,6 \pm 0,2$ (LA-ICP-MS módszerrel) és $11,571 \pm 0,017/-0,030$ (CA-ID-TIMS módszerrel) millió évet adnak (Lukács et al., 2024).

A Nyírség területéhez közel, attól északkeletre-keletre eső vulkáni képződményekről kevés elérhető publikált anyag van. Az ukrán-magyar határhoz közeli vulkanitokat többnyire ásványi nyersanyagok és ércesedés szempontjából vizsgálták (Vytik et al., 1994). Seghedi et al., (2001) az alábbi 3 csoportba sorolta a vulkanitokat (2. ábra). Külső ív (OA – outer arc) – andezites vulkánok, átmeneti zóna (IZ - intermediate zone) – itt andezites, dácitos lávadómok, kis pajzsvulkánok dominánsak, a belső ívre (IA – inner arc) pedig bazaltos-riolitos litológiák jellemzőek, ide tartozik a határon is átnyúló Kaszonyi-hegy. A határon gyakorlatilag két szerkezeti egység találkozik: a közép-tiszamenti süllyedék és a kárpátaljai belső süllyedék. Az északkelet-Alföldön ÉK-DNY-i szerkezeti irányok dominálnak, míg a határ mentén ÉNY-DK-i. (2. ábra) (Kulcsár, 1968).



2. ábra: A magyar-ukrán határ menti fúrások és a Transzkárpáti neogén vulkanitok térképe Pécskay et al., (2000), Seghedi et al., (2001) alapján
G-1 = Gelénes-1; D-8 = Derekaszeg-8; B-1 = Barabás-1

IV. A Nyírség eltemetett vulkanitjai

A Nyírség eltemetett képződményeit fűrómagokból és szeizmikus szelvényekből ismerjük. A Nyírség süllyedése a badeniben kezdődött, majd ez a szarmatában kulminált. Jelentős szerkezeti forma a nagyecsed-i süllyedék (>4000 m), ami egy bezökkenés, és feltehetően a kiürülő magmakamrák által indukált nyomáscsökkenés következménye (Székyné & Kozák, 1984).

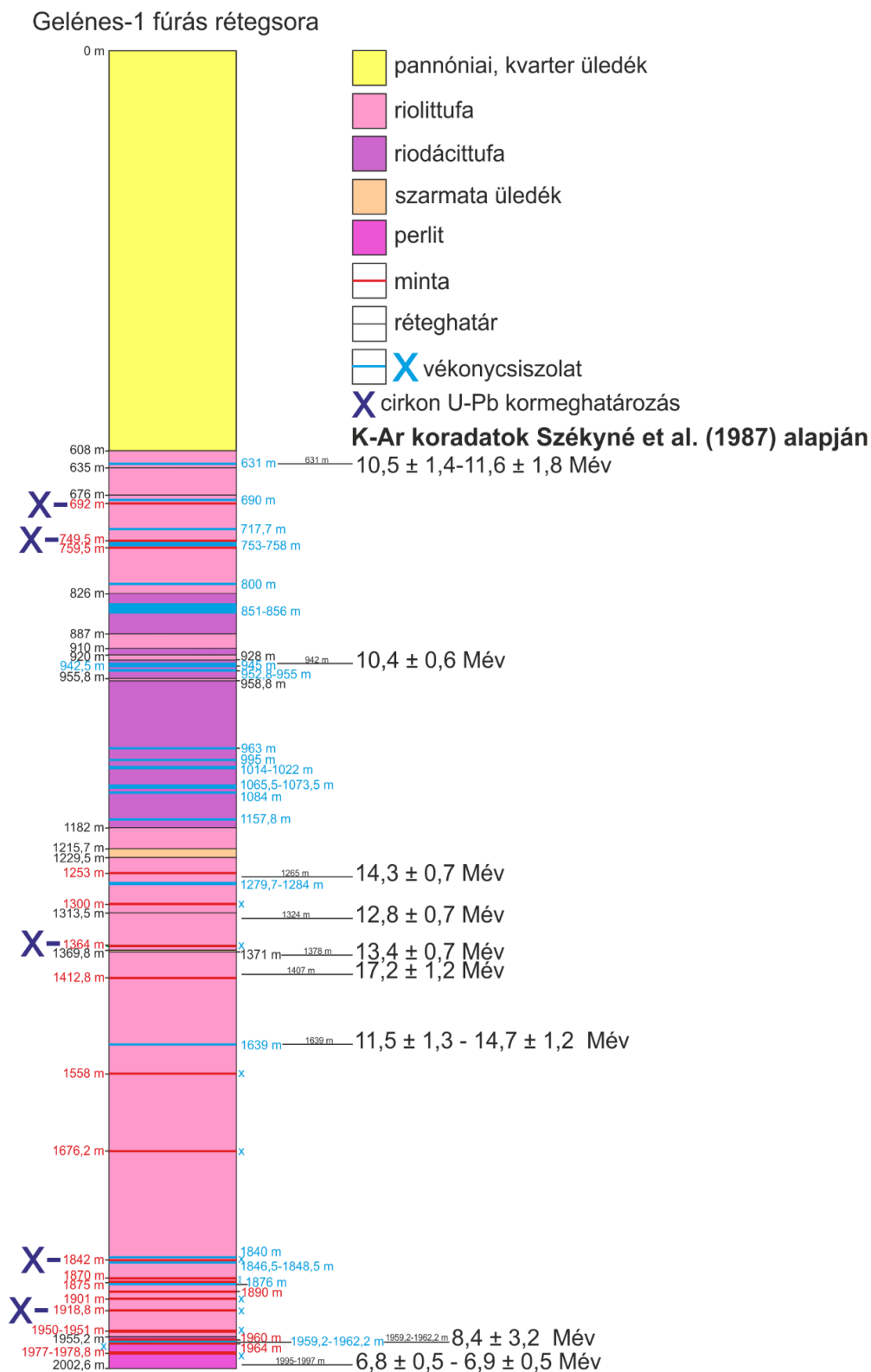
A neogén képződmények bázisa variszkuszi orogénekhez kapcsolódó parametamorfitokból áll. A paleozoós aljzatra erősen lepusztult mezozoós képződmények következnek, majd erre a paleogén (Székyné & Kozák, 1984). A nyírségi miocén képződmények jelentős része szilíciumgazdag, intermediér vulkanit, átlagos vastagsága megközelíti a 2000 métert, amire még ~500-1000 méter pliocén és kvarter települ. A miocént teljes vastagságban 2 fűrás harántolta, ez a Nyírlugos-1 és Komoró-1. Az egyik legjelentősebb fűrás a Nagyecsed-1, ugyanis ez közel 3000 m vastagságban harántolta a miocén vulkáni összletet és még így sem érte el bázisát. A riolitos képződményeket a Nyíregyháza-1, az andezites, dácitos vulkanitokat a Komoró-1 fűrás harántolta a legnagyobb vastagságban (Székyné & Kozák, 1984).

A Nyírség nyugati feléről származó vulkanitok a Tokaji-hegység vulkanizmusához, a keleti feléről származóak a Beregszász környéki riolitos vulkanizmushoz kapcsolódhatnak (Székyné & Kozák, 1984). Székyné & Kozák, (1984) szerint a Nyírségben a Tokaji-hegység méretét is meghaladó vulkáni hegység található eltemetve.

V. Gelénes-1 fűrás

A Gelénes-1 fűrás ÉK-Alföldön az ukrán-magyar határtól 5 kilométerre mélyült 1964-ben szénhidrogénkutatás céljából (2. ábra). A fűrásból több száz makroszkópos, mikroszkópos leírás, illetve néhány mikrofauna vizsálat készült. A fűrás dokumentációját, Pantó Gábor (1966) állította össze. A fűrás 608 métertől 2002 méterig miocén vulkanitot harántolt és abban állt meg. A 608 méter vastag holocén, pleisztocén, pannóniai összletet üledékes kőzetek, pélitek és homok alkotja. Az 1394 méter vastag vulkáni összlet a fűrási jelentés alapján riolittufából, riódácittufából, a fűrás legalján pedig perlitől áll. A 3. ábra ezt kívánja szemléltetni. Pantó, (1966) a vulkáni összleten belül alapvetően két egységet különített el, egy riolitos ártufát (608-1215,7 m) és egy riódácit ártufát (1229,9-2002 m). A kettő egység között (1517,5-1229,9 m) leírása alapján üledékes tufitos sorozat van. Korábban végeztek kormeghatározást K-Ar módszerrel teljes kőzeten, biotiton és szanidinen, ezen mérések eredményei a 3. ábrán láthatóak (Székyné et al. 1987). Értelmezésük szerint a különböző (fiatal) korok a perlit, perlites kőzetek

Ar-vesztésére utalnak. Székyné et al., (1987) feltételezése alapján a kitörések a badeniben kezdődhettek és a szarmatában fejeződhetnek be.



3. ábra: Gelénés-1 fúrás rétegsora Pantó (1966) leírása alapján az általunk vett mintavételi mélységekkel, vizsgált csiszolatokkal.

VI. Analitikai módszerek

A Gelénes-1 fúrás fúrómagjai a rákócibányai fúrómagraktárban találhatóak. A minták begyűjtése előtt elkészítettem a rétegsort Corel Draw programban. A rétegsor, és a részletes leírások és a Geobankon elérhető fúrómagláda fotók alapján meghatároztuk a megmintázandó szakaszokat és a célját. 2024 szeptember első hetében történt a rákócibányai fúrómagraktár látogatásunk, ahol 19 mintát vettünk vékonycsiszolat és cirkonszeperálás céljából, valamint további 3 mintát egy korábbi feldolgozásból származó, a HUN-REN ATOMKI raktárából kaptunk meg. A korolásra választott mélységközből megfelelő cirkon mennyiség érdekében ~1 kg mintát vettünk. A mintavétel szakaszait az 3. ábrán jelöltem. Ezt követően az ELTE TTK FFI Közettan-Geokémiai Tanszéken először lefotóztam a fúrómagokat egyben majd archiválás céljából félbevágva is. Majd ezt követte a 7 db minta kiválasztása a leírások, feltételezett egyégek, fúrómagládafotók alapján. Ezt a minták porítása követte először kalapáccsal, majd pofás törővel, majd száraz és nedves szitálása Fritsch gépekkel. A szitáláshoz 63-as és 250 mikrométeres szitát alkalmaztunk. A 63-250 mikrométeres frakcióból készült nehézásvány leválasztás nátrium-poliwolframát oldattal. Ezt a leválasztott nehézásványok kézi mágneses szeperálása majd a kézi cirkon válogatás követett Nikon SMZ800N binokuláris mikroszkóp segítségével. A cirkon szemcséket egy üvegre felragasztott kétoldalú ragasztóra helyeztem. Mintánként minimum 50 kristály felragasztása volt a cél, azonban egyes minták esetében nem volt elegendő kristály többszöri nehézásvány leválasztást követően sem. Két mintában nem volt cirkon (1253 m és 1978,8 m). A felragasztott kristályokat műgyantába ágyaztuk és először P2000-es csiszolópapíron csiszoltuk, amíg a cirkon kristályok felülete megfelelő mértékben kilátszódt. Ezt követte a minták felpolírozása, ami Buehler EcoMet 250 géppel történt. Először 6 mikronos polír gyémántsuszpenzióval políroztuk a mintát 1 percig. Majd 3 és 1 mikronoson 1-2 percig. Így összesen 5 darab pogácsa készült U-Pb kormeghatározásra a következő mélységekből: 692 m, 749 m, 1364 m, 1842 m, 1918 m. A pogácsákról katódlumineszcens fotókat készítettünk, a cirkon zónásságának, szövetének feltárása érdekében. Ez az ELTE TTK Földrajz Földtudományi Intézet Közettan-Geokémiai Tanszékén található AMRAY 1830i, Gatan CL detektorral felszerelt pásztázó elektronmikroszkóppal történt 20 mm-es munkatávolsággal, 15 kV gyorsítófeszültséggel, 2,5 nA mintaárammal a 17 nm vastag szénréteggel felgőzölt pogácsákon.

Lézerablációs induktív csatolású plazma tömegspektrométerrel (LA-ICP-MS) történtek az in-situ cirkon U-Pb kor mérések az ETH Zürich (Department of Earth Sciences) laboratóriumában. A készülék egy Resonetics Resolution 155 típusú lézerablációs rendszerrel összekötött Thermo

Element XR SF-ICP-MS. A mérésben Marcel Guillong laborvezető segített. Az abláció 19 μm sugárátmérővel történt, 5 Hz lézer 2,0 J/cm² energiasűrűséggel 40 s ablációs idővel. 1063,5-2,409 millió évet lefedő másodlagos referencia cirkonkristályokat alkalmaztunk a mérésekhez (részletek a mellékletben), elsődleges referencia anyagnak a GJ-1 nevű cirkont használtuk (Jackson et al., 2004; Horstwood et al., 2016). Az adatok kiértékelést az IOLITE 4.0 (Paton et al. 2011) szoftvert használva témavezetőm segítségével én végeztem. A pontokban mért izotóparányokból Schrärer (1984) egyenletei alapján számoltunk koradatokat. Th-nem-egyensúlyi korrekciót és a korszámolásokat az IsoplotR programmal végeztük (Vermeesch, 2018). Nem korrigáltuk a koradatokat közönséges Pb-ra (Pb_c), hanem a Pb_c által kontaminált mintákat, illetve a kiértékeléskor a mért jelből érintett részeket kivettük. A 15%-nál nagyobb diszkordanciát ($[(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U Age})-(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U Age})]/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U Age}) < 15\%$) mutató adatokat kiszűrtük. Az egyedi koradatok átlagos 2 SE (sztenderd error) bizonytalansága 2,9-4% közötti. A begyűjtött mintákból a vékonycsiszolatokat Józsa Sándor készítette. Ezen vékonycsiszolatokat, és a már korábban meglévőeket Nikon polarizációs mikroszkóppal vizsgáltam, majd készítettem el a fotókat. Az SZTFH-ban (Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága – Földtani Szolgálat) is megtekintettem és fotóztam a Vékonycsiszolat Gyűjtemény releváns Gelénes-1-es csiszolatait polarizációs mikroszkóp segítségével.

VII. Petrográfiai vizsgálatok

A fúrás első 608 métere holocén, pleisztocén, pannóniai üledékes összlet, a leírások alapján néhol tufa betelepülésekkel. Majd ezt követi az 1394 méter vastag vulkáni anyag. A kitörési termékeket több csoportra tudtuk bontani a kőzetek petrográfiai vizsgálata alapján. Az alábbiakban ezen egységek petrográfiai leírását ismertetjük.

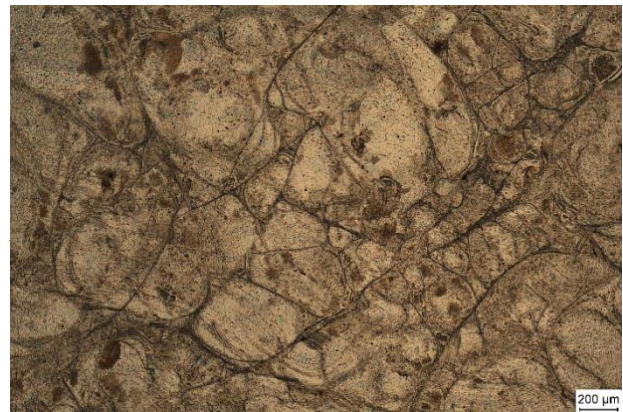
A fúrás legalsó részén sötét színű átalakult, üveges alapanyagú kőzetek jelennek meg, ez az egység a fúrómagláda fotók és magraktár látogatási megfigyeléseink alapján 1980-tól kb. 1962 méterig tart.

A legmélyebbről származó kőzetmintákból származó vékonycsiszolatok 1978,8 és 1959,2-1962,2 méterközökről vannak. Ezek egy görbült, gömbös elválást, repedésrendszert mutató perlitesedett szövetű, kőzetüveges alapanyagból álló riolitos kőzetet mutatnak, amelyben kevés (<5%), nagyméretű fenokristályként főként 1,5 mm átlagos méretű részben rezorbeált szegélyű, részben idiomorf kvarc (olvadékszárványokkal), ennél kevesebb idiomorf plagioklász, néhány biotit és amfibol jelenik meg. Jellemző, hogy a plagioklász (és biotit) kristályok kumulátot

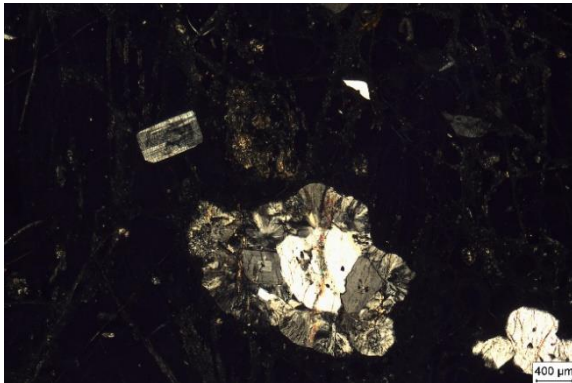
alkotnak, amelyeket néhány esetben sugaras továbbnövekedés vesz körül (4. c, d ábra). Az alapanyag részlegesen agyagásványosodott (perlit gömbök határfelületein), néhol szferolitok vannak benne.



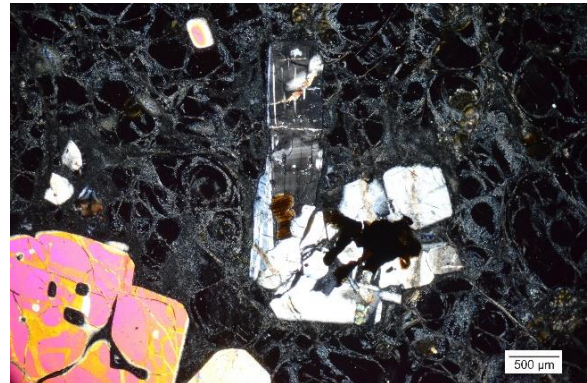
a



b



c



d

4. ábra: 1978 méterről származó kőzet makroszkópos és mikroszkópos képei.

a: A perlit jellegzetes sötét, néhol gömbös elválású makroszkópos képe. b: A perlites szövet (1N) c: Plagioklász kumulát, sugaras továbbnövekedéssel. (+N) d: Plagioklászából és biotitból álló kristálykumulát. (+N)

Az 1977 méteren található kőzet vöröses alapanyagában görbült felületű zöld egységek (klasztok) találhatóak (5. a ábra). Egy nikollal gömbös, néhol szögletesebb formák látszódnak (4. b ábra), keresztezett nikolok között ezek a formák kevésbé szembetűnőek. A zöldes részek perlites szövetű egységek, amelyek erőteljesebben alakultak át, elsősorban karbonátosodtak. Fenokristályai 0,025-2,5 mm-es idiomorf-hipidiomorf (rezorbeált) kvarc, 0,025-1,5 mm-es főként idiomorf plagioklász és kevés szanidin.



a

5. ábra: 1977 méterről származó kőzet makroszkópos és mikroszkópos képei.

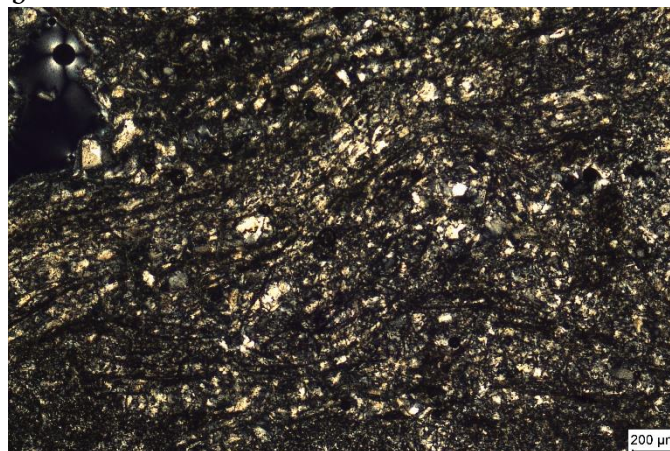
a: A perlites kőzet vöröses alapanyagában görbült felületű zöld egységek (klasztok) láthatóak.

b: Perlites kőzet gömbös, néhol szögletesebb formái. (1N)

c: A perlites kőzet folyásos szövete. (+N)



b



c

A fúrómagok kőzete ~1964-1959,2 méter között megváltozik és a sötét színű perlitet egy zöldes, makroszkóposan sávós, deformált jellegű szövetet mutató kőzet váltja fel (6. a ábra). A G1 1964-es jelzésű kőzetben (1959,2 m feletti) a makroszkóposan megjelenő sávokban fehéres kristályok is láthatóak. Mikroszkópban az alapanyag néhol jól kivehető perlites (gömbös elválást, perlites repedéseket) szövetű egységeket, máshol folyásos, hajlott sávos részeket tartalmaz, juvenilis klasztokat nem tudtam elkülöníteni (6. c ábra). A kőzetben lévő fenokristályok hasonlóak (kvarc, plagioklász) az előbbi kőzettípusban lévőhöz, de mennyiségük valamivel több (~ 5%), ebben a kőzetben is a kvarc dominál, mellette a plagioklászok főként kumulátot alkotva jelennek meg (6. b ábra). Az alapanyag felzites, néhol agyagásványos, néhol karbonátos átalakulást mutat.



a

6. ábra: Az 1964 (valójában 1959 m feletti) méterről származó kőzet makroszkópos és mikroszkópos képei.

a: Zöld, sávós, deformált jellegű szövetet mutató kőzet.

b: Kumulátot alkotó plagioklász kristályok. (+N)

c: Hajlott, sávós részek a perlites kőzetben. (1N)



b



c

Zöldes 0,5-3,5 centiméteres litoklasztokat, lapult agyagászványosodott/kloritosodott horzsaköveket tartalmazó lapillitufa található 1951 méter mélységben (7. a ábra), ebben hullámos kioltású 0,025-1,75 mm kvarc, 0,025-2 mm plagioklász, 0,4 mm-es biotit van jelen. A kristályok mennyisége 10-20% (kvarc~plagioklász>>biotit) (7. b, c ábra). A litoklasztok között találtunk homokkövet, felzites szövetű lávakövet, agyagkövet.



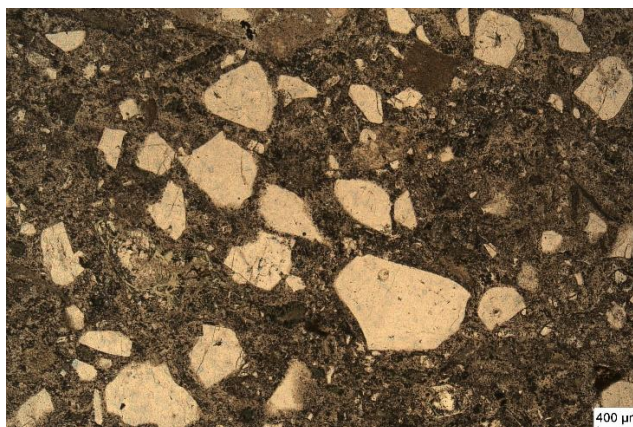
a

7. ábra: Az 1951 méterről származó kőzet makroszkópos és mikroszkópos képei.

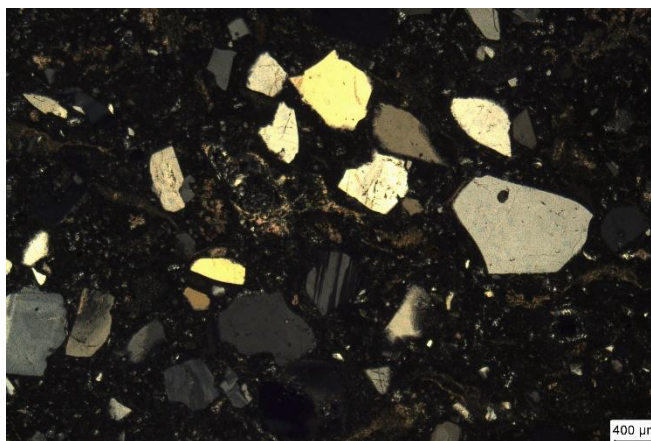
a: Zöldes, centiméteres litoklasztokat tartalmazó kőzet.

b: Kvarc~plagioklász körül-belül egyenlő arányban van jelen. (1N)

c: Kvarc~plagioklász körül-belül egyenlő arányban van jelen. (+N)

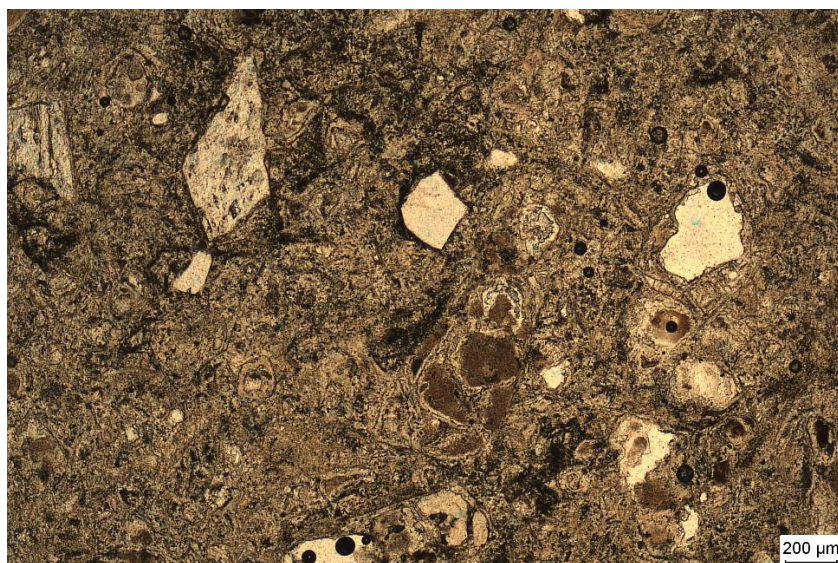


b

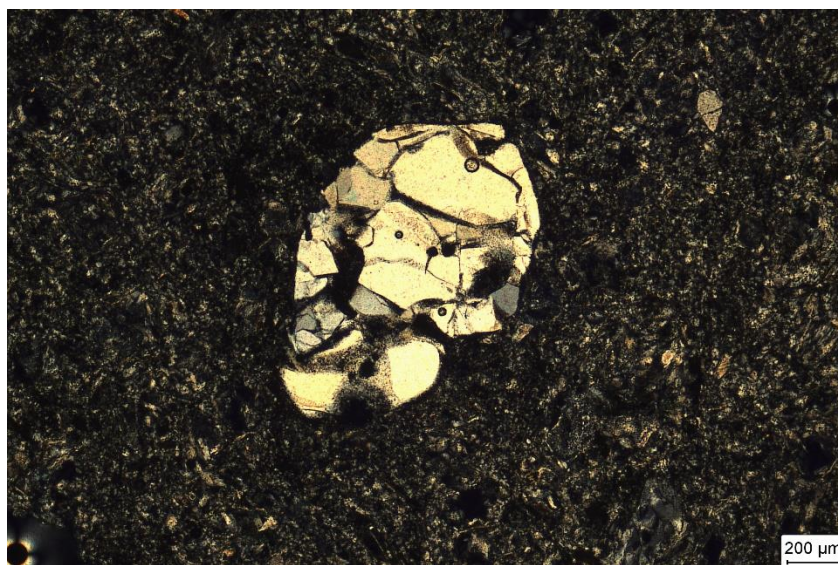


c

Az 1950 méter mélységben levő kőzet szövete és ásványos összetétele tulajdonképpen megegyezik a G1 1964-es jelű kőzettel, azonban a fenokristályok között jellemzőek a tört hipidiomorfak, a kvarcok kevésbé rezorbeáltak (8. a, b ábra).



a



b

8. ábra: Az 1950 méterről származó kőzet mikroszkópos képei.

a: Folyásos, perlites szövetű részek. (1N)

b: Összetöredezett kvarckristály. (+N)

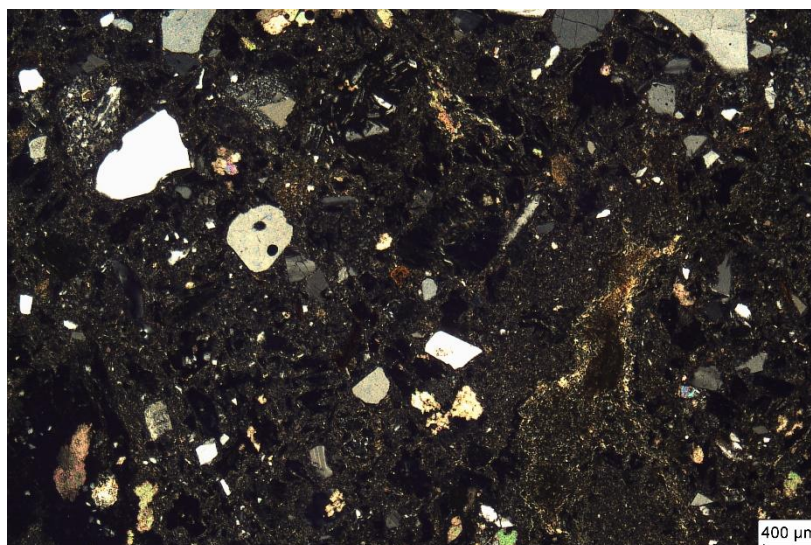
Egy váltás tapasztalható ~1918,8 métertől, ahol a klasztok mérete egyértelműen nagyobbá válik. Az egység szürkés lapillitufa 2,5 cm-0,5 mm-es átalakult, agyagásványosodott (kloritosodott), néhol kissé lapult, néhol deformált, olvadási (folyási) jelleget mutató horzsakövekkel (9. a ábra), 1,5 cm-0,5 mm riolit, szferolitos riolit (9. d ábra), csillámos homokkő, agyagkő, bázisossabb vulkanit - andezit/dácit litoklasztokkal. Fenokristályai nagyobb arányban 2-0,25 mm-es rezorbeált kvarc, kisebb mértékben 0,25-2 mm-es zónás plagioklász, illetve kevés biotit mely átlagosan 0,5 mm-es (9. b, c ábra). A kristályok mennyisége 20% körüli. Az alapanyag jól felismerhető üvegszilánkokat tartalmaz, melyek néhol enyhén összesültek, illetve részben agyagásványosodtak és karbonátosodtak.



a



b



c



d

9. ábra: Az 1918,8 méterről származó kőzet makroszkópos és mikroszkópos képe.

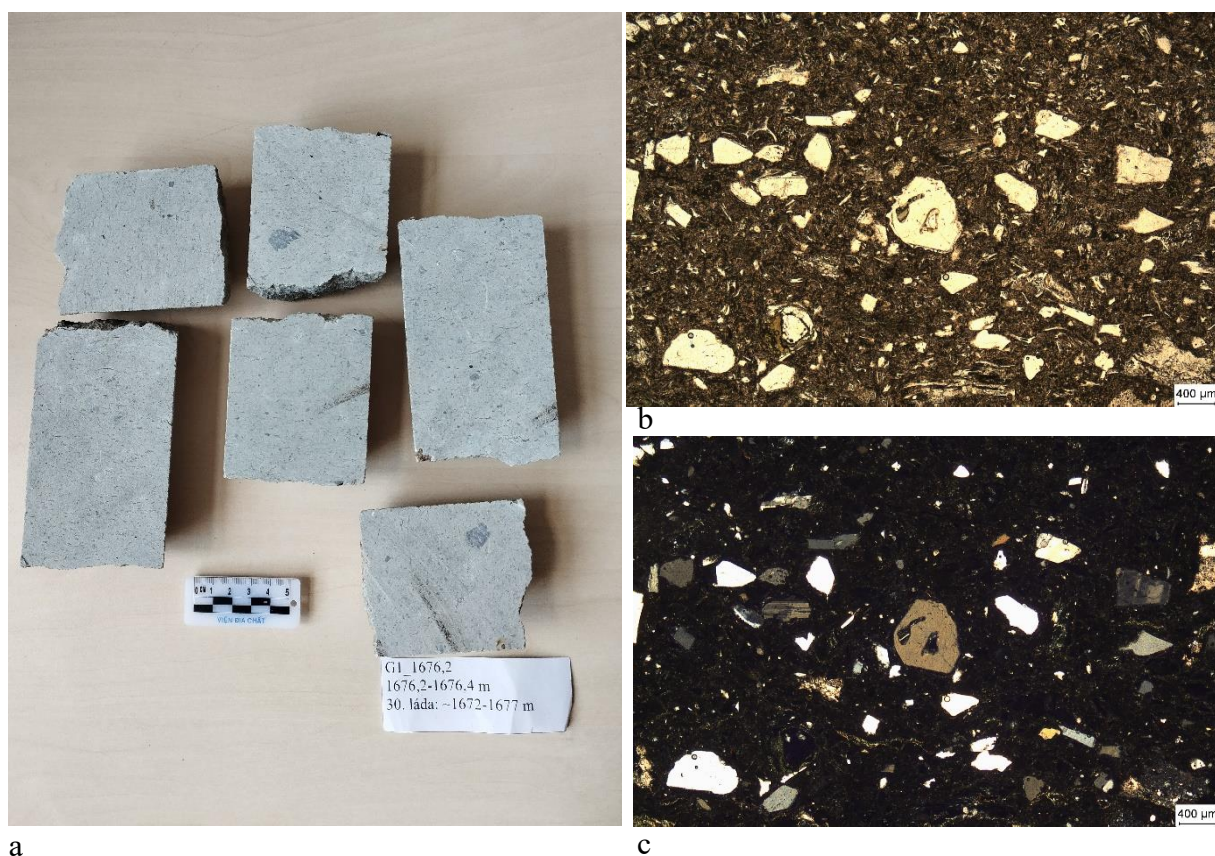
a: Szürkés lapillitufa 2,5 cm-0,5 mm-es átalakult, agyagásványosodott (kloritosodott), néhol kissé lapult, néhol deformált horzsakövekkel.

b: A kőzet szövete a jól felismerhető üvegszilánkokkal.

c: A kőzet fenokristályai: nagyobb arányban 2-0,25 mm-es rezorbeált kvarc, kisebb mértékben 0,25-2 mm-es zónás plagioklász. (+N)

d: Szferolitos riolit litoklaszt. (+N)

Folyamatos átmenettel, de kb. 1842 métertől már egyértelműen a lapillitufa szemcsemérete kisebbé válik. A kőzet szürkés-zöldes kompaktált lapillitufa, tufa 1 cm-0,025 mm agyagásványosodott/kloritosodott erősen lapult (kompaktált) horzsakővel. A litoklasztok mennyisége az előző egységhez képest kevesebb, de ugyanúgy szferolitos riolit, riolit, bázisosabb vulkanit - valószínűleg andezit/dácit, homokkő, agyagkő. A fenokristályok mennyisége és mérete fokozatosan csökken felfele, de például 1636 méteren kifejezetten kristálygazdag a kőzet. A fenokristályokat általában nagyobb mértékben 1-0,025 mm-es rezorbeált kvarc, 0,25-1,5 mm-es plagioklász és nagyon kevés 0,75 mm-es biotit alkotják (10. c ábra). Az erősen kompaktált kőzet alapanyagában jól láthatók az üvegszilánkok, melyek sokszor üvegesek maradtak, míg a horzsakövek agyagásványosodottak és ellapultak (10. a, b ábra).



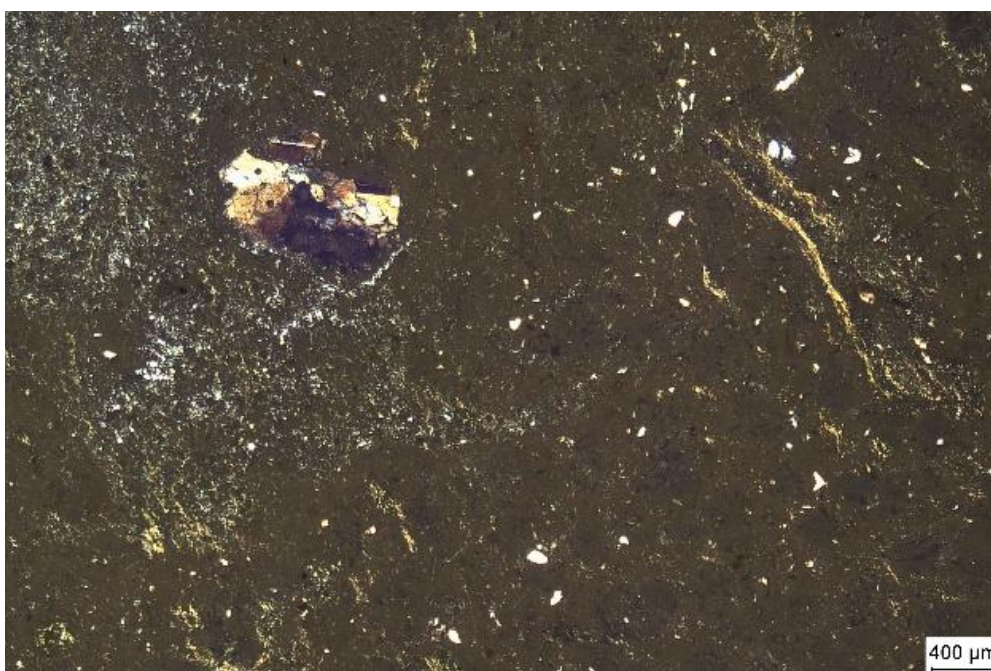
10. ábra: Az 1842 métertől finomodó szakasz makroszkópos és mikroszkópos képei.

a: 1676,2 méterről származó kőzet, szürkés, finomabb szemcsés és ellapult, kompaktált horzsaköveket tartalmaz.

b: 1842 méterről származó kőzet rezorbeált kvarc és plagioklász fenokristályai. (1N)

c: 1842 méterről származó kőzet rezorbeált kvarc és plagioklász fenokristályai. (+N)

Kb. 1364 méter körül a szemcseméret még finomabbá válik, a kőzet jól osztályozott tufa, nagyon kevés és nagyon kicsi ($<0,25$ mm) fenokristály van a kőzetben (11. ábra). Az alapanyagban az üvegszilánkok és az elnyúlt horzsakövek jól felismerhetők és előbbieket üvegesek. Az 1300 méteren lévő kőzet hasonló, de az alapanyagban a fenokristályok mennyisége még kevesebb, kevés üvegszilánk és vékony lapult (nehezen felismerhető) horzsakő maradványok van benne. A kristályok minősége hasonló, de mérete szintén kisebb ($<0,1$ mm). Ez a tufa tartalmú egység a korábbi fúrásleírás (Pantó, 1966) és a magládafotók alapján 1229 méterig követhető.



11. ábra: Az 1364 méterről származó kőzet mikroszkópos képe. Finomszemcsés, kevés kvarc és plagioklász található benne.

Pantó (1966) 1229-1215 méter között üledékes betelepülést írt le. Ebből a szakaszból nem tudunk kőzetet vizsgálni.

A következő, erre települő kőzetek szintén piroklasztitok, a magraktárban nem volt belőle maganyag, de néhány csiszolat és kőzetdarab segítségével (kőzetminta: 749,5-752,5 m, 753,5-759,5 m, 695 m, 692 m, vékonycsiszolat: 717,7 m, 942,5 m, 1065 m, 1084 m, 1157 m) és a korábbi leírások alapján jellemezni tudjuk.

A kőzetekben az alapanyag többnyire átalakult, néhol szferolitosodott, felzitesedett, agyagásványosodott. A pár makroszkóposan minta esetén a horzsakövek egyértelműen felismerhetők, 1-2,5 cm-esek. Mikroszkópos vizsgálatok és leírások alapján is többnyire lapultak, agyagásványosodtak.

Pantó (1966) leírásai alapján a kőzet enyhén összesült, egyes mélységekben erősen összesült. A kőzetben kevés a kőzetüveg az összesülésre utaló jelek egyértelműen nem láthatóak. A litoklaszt tartalom átlagosan ~5%. A litoklasztok megegyeznek az alsó egység litoklasztjaival, azonban dominálnak a bázisosabb – andezit/dácit vulkanitok, salak klasztok, illetve tufa is található benne. Pantó (1966) leírásai alapján a fenokristály tartalom változó, néhol ~1%, máshol ~20%-ot írtak le, ami megegyezik az általunk vizsgált csiszolatok megállapított fenokristálytartalmával. A kőzetet 0,125-1,5 mm-es rezorbeált kvarc, 0,25-0,5 mm-es biotit, és jellemzően erősen oszcillációs zónás 0,25-2 mm-es plagioklász fenokristályok alkotják, melyek néha kumulátot alkotnak. Pantó (1966) leírása alapján egyes mélységközökről származó kőzetekben nincs kvarc, ezt vizsgálataink nem igazolják. A leírások és az általunk végzett megfigyelések alapján is jól látható, hogy a plagioklász van jelen a legnagyobb mennyiségben, emellett kevesebb kvarc és alkáliföldpát. A leírásokban több mélységközből is jegyezték le bontott piroxént és amfibolt, vagy átalakját, a vizsgált csiszolatokban nem találtuk ennek egyértelmű nyomát/jelenlétét.



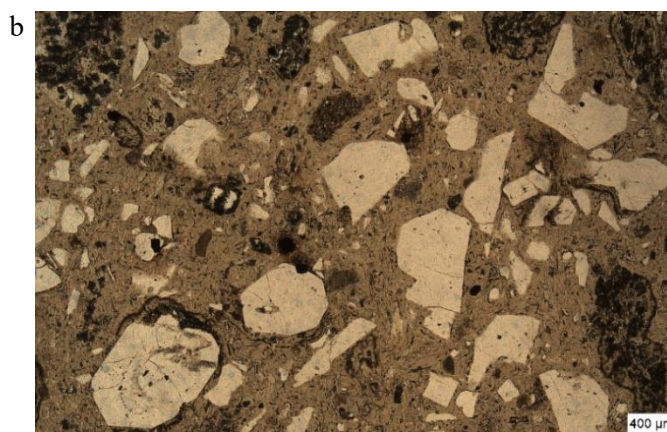
a

12. ábra: A plagioklászban gazdagabb felső egység makroszkópos és mikroszkópos képei.

a: 753,5-759,5 méterről származó kőzet szürkés, lapillitufája.

b: 717 méterről származó kőzet szöveti képe nagy plagioklász fenokristályokkal. (1N)

c: 945 méterről származó kőzet szöveti képe zónás plagioklász fenokristályokkal. (+N)



c



VIII. Cirkon mérések

Cirkon U-Pb kormeghatározási módszer 5 db mintán történt. Az 5 mintából 2 esetben (1978,8 m, 1253 m) egy kb. 100 ml-es mennyiségű leválasztásból elegendő (kb. min. 100 db) cirkon kristályt választottunk le. A legkevesebb cirkon kristály az 1918 m mélységből származó mintában volt, ahol többszöri leválasztás után is csak ~30-40 mennyiségű kristályt tudtunk pogácsába önteni a mérésekhez. A 749 m, 1364 m, 1842 m, 1918,8 m mélységből származó minták esetében 2x-es leválasztás után sikerült ~50-80 mennyiségű kristályt kapnunk. A LA-ICP-MS-el történő mérések során döntően a kristályok szegélyi részét céloztuk meg, néhány esetben belsőbb részokről is készültek mérések. A beágyazott kristályokon a CL képek alapján kiválasztott helyeken, a lehetséges pontokat maximálva, 33-78 pontból végeztünk mérést (1. táblázat). A pontok kiválasztásakor a látható zárványokat és repedéseket kerültük el. Az egyedi koradatok átlagos 2 SE (sztenderd error) bizonytalansága 2,9-4% közötti (1. táblázat).

fúrás	mélység (méter)	mintanév	mért adat/ konkordáns adat*	egyedi adatok átlagos bizonytalansága	legfiatalabb csoport kora ^a	belső bizonytalanság ^b	adatok száma	MSWD	bizonytalanság 1,5%-os külső bizonytalansággal ^c	Th/U
				relatív 2SE	(Mév)	(Mév)			(Mév)	
Gelénes-1 (G-1)	692	GM_1_692m	70/48	4,06%	12	0,09	39	1,4	0,20	0,44
	749	GM_1_749m	71/55	3,68%	11,98	0,08	41	1,4	0,20	0,48
	1364	GM_2_1364m	78/59	3,15%	12,12	0,06	36	1,4	0,19	0,52
	1842	GM_1_1842m	50/43	3%	12,05	0,09	22	1,6	0,20	0,46
	1918	GM_2_1918m	33/25	2,87%	12,09	0,14	12	1,8	0,23	0,48

*Konkordáns adat= diszkordancia mértéke <15%; Diszkordancia= $(1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ kor}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ kor})) \cdot 100$

^a legfiatalabb koradatokból álló csoport (fiatal kiugró értékek nélkül) súlyozott átlag kora, amelynek MSWD értéke megfelel egy csoportnak Wendt és Carl (1991) alapján

^b súlyozott átlag kor bizonytalansága 2SE egyedi koradat bizonytalanságokból számolva

^c bizonytalanság számolás: hibaterjesztéssel számolva a belső bizonytalanság és 1,5%-os külső bizonytalanság négyzetes összeadásával

1. táblázat: A Gelénes-1-es fúrásból származó minták kormérési eredményei.

A fúrásból származó mintákon kívül 5 különböző korú másodlagos referencia cirkon mintát mértünk, hogy a LA-ICP-MS adatok kiértékelését és a méréseket validáljuk. A 2. táblázatban látható a másodlagos referencia mintákon mért súlyozott átlagból számolt korok és a referencia értékek. Ezek alapján látható, hogy az eredmények bizonytalanságon belül általában visszaadják a referencia értékeket, így az ismeretlenként mért mintáink koradatai akkurátus adatokként fogadhatók el.

Plesovice ²					91500 ³					Rak-17 ⁶				
Referencia kor: 337,15 Mév					Referencia kor: 1063,5 Mév					Referencia kor: 295,56 Mév				
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
335,9	3,1	2,4	12,0	2,0	1067,7	9,6	2,0	12,0	2,1	295,0	2,0	1,8	11,0	2,4
AUSZ7-1 ⁴					AUSZ7-5 ⁵									
Referencia kor: 38,89 Mév					Referencia kor: 2,409 Mév									
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5					
38,2	0,4	1,2	12,0	4,0	2,3	0,1	1,0	11,0	17,0					

1 - súlyozott átlag kor (Mév); 2 - bizonytalanság (2SE) (Mév); 3 - MSWD; 4 - adatok száma (db); 5 - egyedi adatok átlagos bizonytalansága (%)

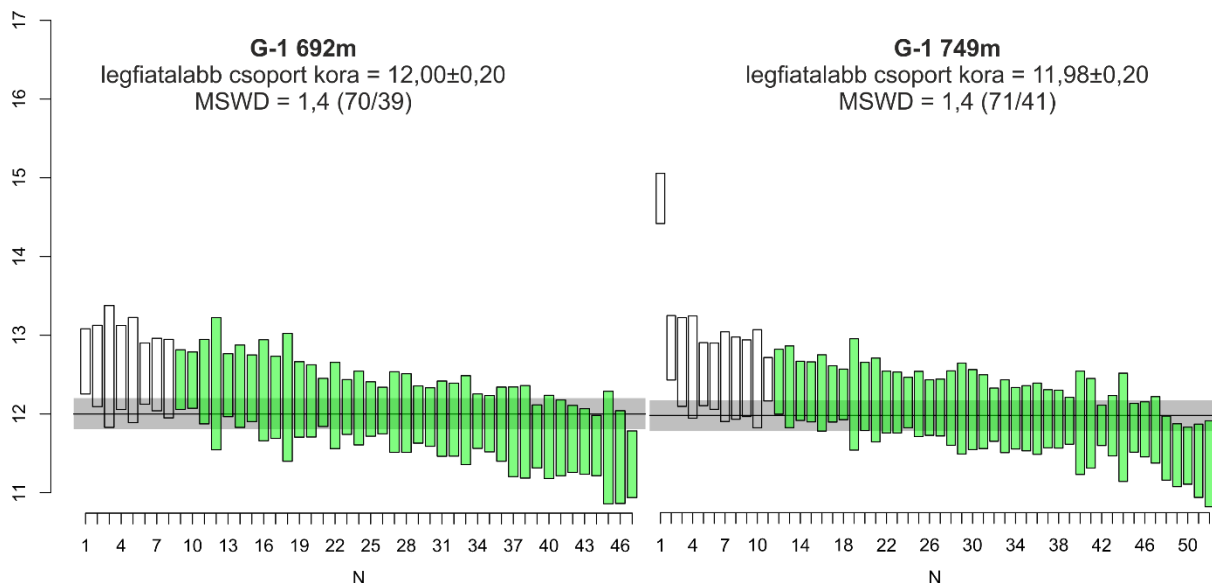
2. táblázat: A másodlagos referencia cirkonokon mért kormérések összefoglaló eredménye.

^a Sláma et al., 2008; Horstwood et al., 2016; ^b Wiedenbeck et al., 1995; Horstwood et al., 2016; ^c Webb et al., 2020; ^d Kennedy et al. 2014; ID-TIMS kor, Genfi Egyetem: 38,896±0,05 Mév; ^e von Quadt et al., 2016; ID-TIMS kor, ETH, Zürich: 2,4095 ± 0,0017 Mév

A 692 méter mélyről származó kőzet cirkon kristályainak átlagos mérete 375 µm, a legnagyobb cirkon 640 µm. A kristályok megnyúlási aránya 1:3. Idiomorfok, hipidiomorfok, gyakran töröttek, magmás zónásságot mutatnak, elkülönülő, eltérő szövetű magrészek nem ismerhetők fel. A cirkon kristályokon 70 pontban mértünk, melyből 48 adott konkordáns értéket a ²⁰⁶Pb/²³⁸U és a ²⁰⁷Pb/²³⁵U koradatok alapján. Egy idős, 214±6,5 millió éves cirkon pontot mértünk, a többi miocén korúnak adódott és koruk 18,23±1,27 Mév és 11,36±0,43 Mév között változik. Az idős cirkon pont a CL fotók alapján nem különbözik a többi fiatalabb cirkontól, a mérés a kristály magján, és szegélyén történt. A legfiatalabb populációhoz tartozó koradatok súlyozott átlag kora 12,00±0,20 Mév-et adott 1,4-es MSWD érték mellett (súlyozott eltérések négyzetes átlaga), a korcsoportba 39 db pont tartozik (13. ábra, 1. táblázat). Az MSWD 1 körüli értéke (határait Wendt & Carl, 1991 alapján határozhatjuk meg) arra utal, hogy az egyedi adatokból számolt súlyozott átlag egy korpopulációt jelenthet, míg, ha ennél nagyobb az MSWD érték, az geológiai változékonyságot, azaz különböző korokban kristályosodott cirkon kristályokat/kristályrészeket jelenthet.

A 749,5-759,5 méterről származó kőzetben a kristályok átlagos mérete 356 µm, a legnagyobb 558 µm. A kristályok többnyire idiomorfok, megnyúlási arányuk 1:2. Gyakran töröttek, illetve zónások. A beágyazott kristályokon 71 pontban mértük, ebből 55 konkordáns. Itt is mértünk idősebb cirkon pontokat, ezek 245, 255 és 150 millió évet adtak. A 150 millió éves pont esetében a CL fotók alapján a kristály magja sötét, feltehetően ezt az idős magot mértük. A többi idősebb kristály morfológiája kissé különbözik a többitől. A miocén korú konkordáns koradatok 14,73±0,33 és 11,36±0,55 millió év között szórnak. A 41 pontot képviselő, legfiatalabb

populációhoz tartozó koradatok súlyozott átlag kora $11,98 \pm 0,20$ Mév, MSWD értéke 1,4 (13. ábra, 1. táblázat).



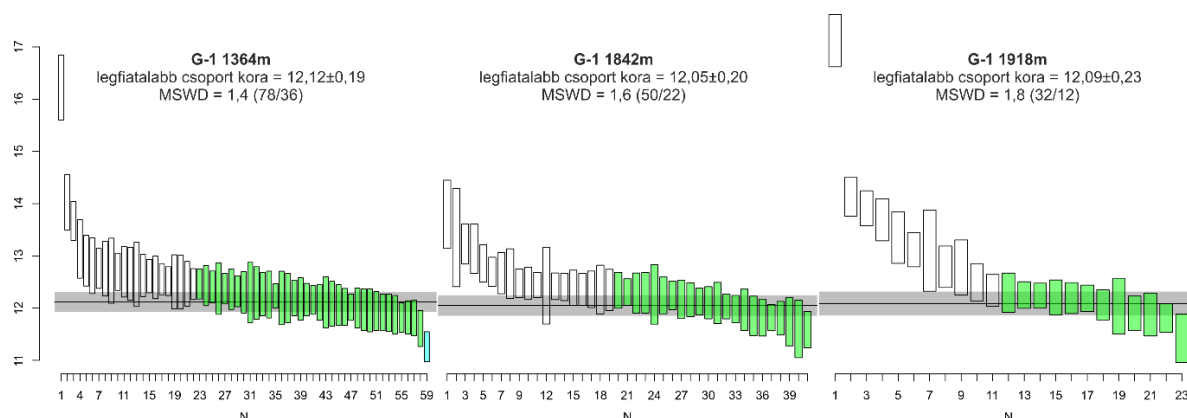
13. ábra: A konkordáns koradatok és a legfiatalabb korpopulációt adó adatokból számolt súlyozott átlag korok a fúrás 692 és 749 méteres mélységeiből származó minták esetében.

Az 1364 méterről származó minta cirkon kristályainak átlagos mérete $386 \mu\text{m}$, a legnagyobb $742 \mu\text{m}$. A kristályok megnyúlási aránya 1:3. A kristályok hipidiomorfok, idiomorfok, általában magmás zónásságot mutatnak. A cirkonokon mért 78 pont közül 59 konkordáns. A mintában a korrábbiakban leírt mintákhoz hasonló, kiugróan idős kort nem mértünk. A miocén korú adatok $16,22 \pm 0,64$ és $11,26 \pm 0,29$ millió év közöttiek. Több esetben mértünk több pontot egy kristályon belül, többnyire ugyan azt a kort adták. Azonban mértünk egy $16,2 \pm 0,64$ millió éves magot egy $14,03 \pm 0,54$ millió éves peremmel. A legfiatalabb populációhoz tartozó koradatok (számuk 36 db) súlyozott átlag kora $12,12 \pm 0,19$ Mév, MSWD értéke 1,4. A legfiatalabb koradatot ($11,26 \pm 0,29$) kiugró értéként értékeltük, mert a nála egyel idősebb koradattól a bizonytalanságaikat is beszámítva jelentősen eltér a fiatalabb irányba és így az átlag számításakor nem vettük figyelembe (14. ábra, 1. táblázat).

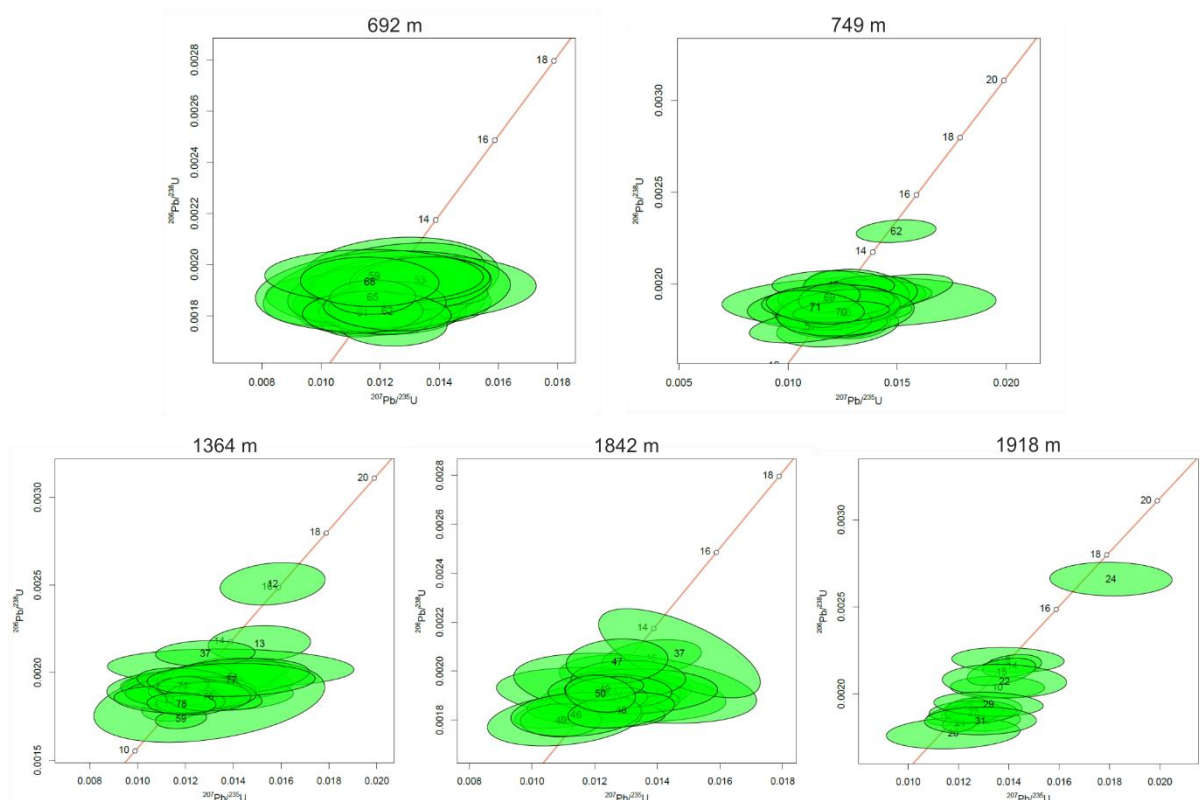
Az 1842 méterről származó minta kristályainak átlagos mérete $309 \mu\text{m}$, a legnagyobb $658 \mu\text{m}$, a legkisebb $161 \mu\text{m}$. A kristályok idiomorfok, megnyúlási arányuk 1:3, egyesek nyúltabbak, rendkívül zónásak. A cirkonokon mért 50 pont közül 43 konkordáns. Ebből a mintából is kerültek elő idősebb cirkonok, amelyek 354 ± 6 és 332 ± 6 millió évet adtak. A miocén korú cirkon koradatok közül a legidősebb $13,79 \pm 0,66$, a legfiatalabb $11,58 \pm 0,35$ millió éves. A 22 db

legfiatalabb populációhoz tartozó koradatok súlyozott átlag kora $12,12 \pm 0,20$ Mév, MSWD értéke 1,4 (14. ábra, 1. táblázat).

Az 1918,8 méterről származó minta kevés cirkont tartalmazott. Ezért egy-egy kristályon belül több pontban is mértünk, a koradatok legtöbbször azonos kort adnak. A kristályok átlagos mérete a korábbiakhoz képest jóval kisebb. Átlagosan $220 \mu\text{m}$, a legnagyobb $276 \mu\text{m}$, megnyúlási arányuk 1:2. A cirkon kristályok hipidiomorfok, idiomorfok, sokszor töröttek, erősen zónásak. Ebben a mintában is mértünk idős cirkonokat: 539 és 260 millió évesek. Ezek a SEM CL fotókból is várhatóak voltak, ugyanis szinte feketék, gyengébb lumineszcencia jellemezte őket. A cirkonokon mért 33 pont közül 25 konkordáns. A miocén korúak közül a legidősebb cirkon pont $17,12 \pm 0,51$, a legfiatalabb $11,41 \pm 0,47$ millió évet adott. A legfiatalabb populációhoz tartozó koradatok, melyek száma 12 db, súlyozott átlag kora $12,09 \pm 0,23$ Mév, MSWD értéke 1,8 (14. ábra, 1. táblázat).



14. ábra: A konkordáns koradatok és a legfiatalabb korpopulációt adó adatokból számolt súlyozott átlag korok a fúrás 1364, 1842 és 1918 méteres mélységeiből származó minták esetében.



15. ábra: A konkordáns koradatok Wetherill (1956) diagramon ábrázolva a fúrás 692, 749, 1364, 1842 és 1918 méteres mélységeiből származó minták esetében.

IX. Diszkusszió

1. Vulkanológiai következtetések

Az 1394 méter vastag vulkáni összletet petrográfiai vizsgálataink és a korábbi leírások alapján 2 nagyobb egységre bontottuk: alsó és felső piroklasztit egységek (16. ábra).

Az alsó egység első 43 méter vastag része 2002-1959,2 méterig tart. Az itt található kőzet Pantó (1966) és a mi vizsgálataink alapján is perlit, perlites riolit. Ezt Pantó (1966) a felette lévő (~1943 m-ig) zöldes, perlites részeket tartalmazó tufával összevontan részlegesen/teljesen újraolvadt (összesült) piroklasztitként értelmezte. A perlit piroklasztit eredete bizonytalan, ugyanis nem találhatók benne klasztok, és a fenokristályok épek, nagyok (~1,5 mm). A perlites kőzet sem tartalmaz klasztokat, azonban a töredezett fenokristályok utalhatnak finomszemcsés tufa eredetre. Felfelé azonban szakaszosan (pl. 1951 méteren található kőzet), majd folyamatos átmenettel jól kivehető juvenilis és litoklasztokat tartalmazó lapillitufába megy át. Az 1918-tól megfigyelhető fúrómagok makroszkóposan sötétebb alapanyaga és kompaktált, enyhén összeolvadt horzsakő klasztjai szintén, de az előbbinél kisebb mértékű összesülésre utal. Az

összlet felfelé egyre kevésbé összesült, viszont a horzsakövek jelentős ellapulása itt is erős kompakcióra utal.

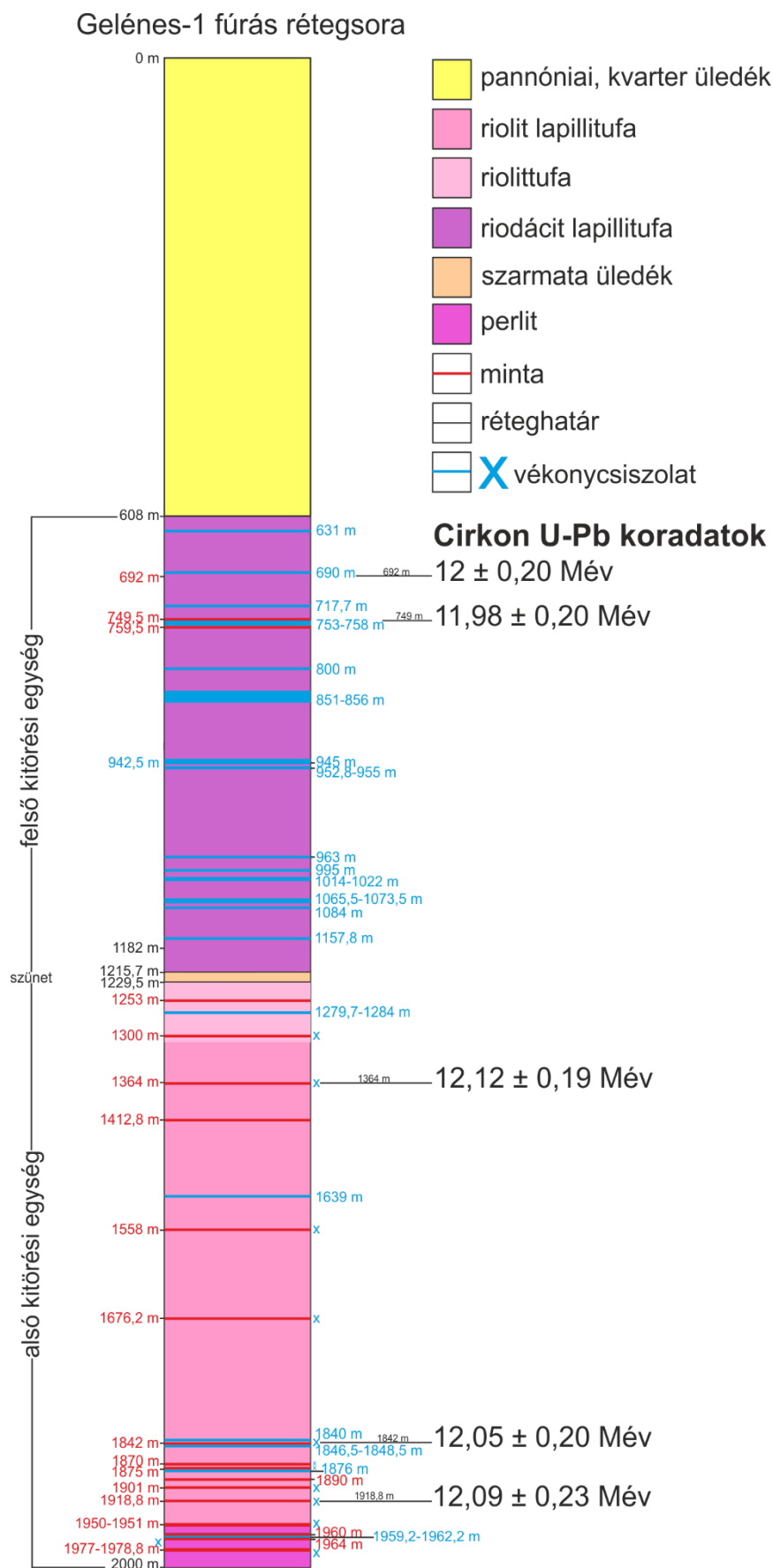
A piroklasztitban ~1842 métertől fokozatosan csökken a szemcseméret, kristálytartalom és kristályok mennyisége is. Az 1300 méteren levő kőzet már finom tufa és ez jellemző ~1229 méterig. Mindez összhangban van Pantó (1966) és Székyné et al., (1987) értelmezésével is. A Gelénes-1-es fúrás alsó piroklasztit egysége 2002 métertől 1229 méterig tart, de vastagsága lefelé várhatóan nagyobb, így az átfúrt 772 méter minimálisnak tekinthető. Pantó (1966) leírásában 1842-1830 méter között akkréciós lapilli tartalmú hullott tufát írt le, ami arra utalhat, hogy a teljes összlet nem egyetlen piroklasztárból, hanem legalább két árból rakódhatott le, köztük minimális szünettel. Akkréciós lapilli tartalmú tufát az összlet felső részéből is leírt 1366,3-1263,7 méter között. Az akkréciós lapilli jelenléte nedves környezetre utal lerakódása során (Brown et al., 2010). Az összlet felső részén lévő finom szemcseméretű egység piroklasztár (hamuár) vagy hullott jellege nem dönthető el a jelenlegi adatok alapján, valószínűleg mindkét folyamat részt vett a lerakódásban. A teljes alsó piroklasztit egységre jellemző kis szemcseméret (horzsakövek max. mérete 2,5 cm, litoklasztok mérete max. 2 cm) utalhatna a forrástól való távoli lerakódásra, azonban a jelentős vastagság és az összesülés ennek ellent mond. Feltehetően a kitörés során a magma erős fragmentációja miatt eleve kisebb szemcseméretű klasztok keletkeztek, azonban ennek eldöntése további helyekről származó mintákkal való összehasonlítással lenne csak megítélhető.

A felső piroklasztit egységet egy üledékes réteg választja el az alsótól Pantó (1966) leírása alapján. Az üledékes réteg határait egyértelműen nem tudta behatárolni, az 1229,5 és 1215,7 méter között tufás agyagos finomhomokot írt le és ehhez kérdőjelesen hozzávette a feltehetően alsó egységhez tartozó 1341 métertől kezdődő finom tufát is, amit ekkor üledékesen áthalmazottként értelmezett. Az 1229,5-1215,7 méteren található kőzet agyagos finomhomok szenes agyagcsíkokkal, áthalmazott riolittufa, tufit. Ebből mikropaleontológiai vizsgálatok is készültek, ami szerint szarmata, kora-szarmata kort és csökkentsósvízi környezetet állapítottak meg. A partközeli környezetre azonban más bizonyíték nem ismert a rétegsorból.

A felső piroklasztit egység 621 méter vastag lapillitufából áll és 1229,9 métertől 608 méterig tart. Ezt az egységet a fúrómagraktárban nem láthattuk, csupán néhány csiszolatot és két mintát tudtunk vizsgálni belőle, valamint Pantó (1966) leírására támaszkodhatunk. Az általunk vizsgált 692, 749-759,5 méter közötti kőzetek hasonló jellegűek voltak, egyértelműen horzsaköves lapillitufák, amelyekben az erősen átalakult horzsakövek 0,5-3 mm-esek, néhol lapultabbak. Az alsó piroklasztit egységhez képest a kvarc mennyisége kevesebb, dominánsan plagioklászok a

fenokristályok, amelyek jellegzetes oszcillációs zónásságot mutatnak. Pantó (1966) ezt az egységet több részre bontotta: 676-825m között riolitos, 825-1182m között riolácitos, míg 1182-1213,7m között ismét riolitos piroklasztár eredetű üledéket értelmezett. Ezt a kőzettani változatosságot vizsgálataink nem támasztották alá. A kőzetekben a vulkáni eredetű litoklasztok dominánsan bázisosabbak voltak, ebben eltért az összlet az alsó piroklasztit egységtől, ahol riolitos litoklasztitok is jelentősek voltak. Kőzettani megfigyeléseinkből arra következtettünk, hogy az alsó piroklasztit egység szilíciumban gazdagabb lehetett a felsőhöz képest. Az összlet felső része (676-608 m) már részben áthalmozott lehet, erősen agyagásványosodott (montmorillonit), melynek okát szárazföldi mállással magyarázta Pantó (1966) (16. ábra).

A 608 méter feletti rétegsor Pantó (1966) leírása alapján főként aleuritból álló tavi üledék, alján lignit és szenes agyag közbetelepüléssel, valamint kis mozgatóst szenvedett áthalmozott piroklasztittal (riolit, dácit és andezit tufabetelepülések), az e feletti agyagos, iszapos rétegeket már a felső pliocénbe tette, amiben megjelenik egy riolitos üvegklasztokat tartalmazó homokkő betelepülés. Ezek a betelepülések közeli vulkáni működésekre utalhatnak.

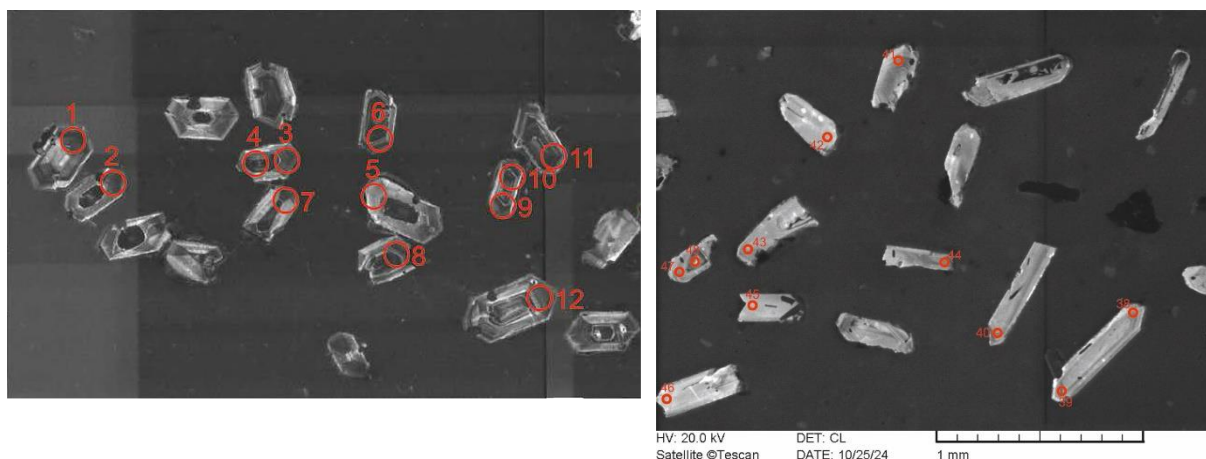


16. ábra: Vizsgálataink és Pantó (1966) leírásai alapján a rétegsor és cirkon U-Pb koradatok.

2. Következtetések az U-Pb cirkon kormeghatározás alapján

A korábbi K-Ar kormeghatározási eredmények alapján a két ~600 és ~800 méter vastag piroklasztit egység koradatai erősen szórnak (6,8-17,2 Mév) (Székyné et al., 1987). Pantó (1966) analógia és a közbetelepülő szarmata üledék alapján szintén különböző korúnak, alsó tortonai (~alsó bádeni) és szarmata korúnak értelmezte a két piroklasztit egységet. Az általunk végzett cirkon U-Pb LA-ICP-MS kormérések mindkét piroklasztit egységből történtek, a koradatokból értelmezett legfiatalabb korcsoport korát a minták által képviselt kitörések korának legjobb közelítéseként értelmezzük. Ezek a kitörési korok $12,0-12,2\pm0,2$ millió évet adtak, bizonytalanságon belül átfedtek mindkét egységre vonatkozóan és a módszerrel nem lehet felbontani a két egység közötti korbéli lehetséges eltérést. A két egység közötti időbeli szünetre az üledékes közbetelepülés ad egyértelmű bizonyítékot, azonban ennek hossza nem bizonyítható, de maximum 400 ezer év lehet a cirkon kormeghatározás alapján. Az általunk mért miocénnél is idősebb koradatot adó cirkonok xenokristályok a magma által áttört idősebb kőzetekből származhatnak. Ezek többnyire triász korúak (4 db), de mértünk kambrium (1 db), karbon (2 db), perm (1 db) és jura korú kristályokat is (1 db). Kulcsár (1968) szerint, ÉNY-on alaphegységként alsó-középső triász képződmények vannak, melyek a zempléni permokarbon vonulatra diszkordánsan települnek, így valószínűsíthető, hogy innen származnak az idős cirkonok.

Székyné et al., (1987) szerint, a nyírségi eltemetett vulkanitok egyik része Tokaji-hegységhez, másik pedig a Beregszászi-dombvidékhez kapcsolódhat. Az általunk mért korok a Tokaji-hegység déli részére jellemző Szerencs egység cirkon U-Pb koradatával korrelál, illetve a Beregszász-dombsági kőzetek K-Ar koradataival is. (Pécskay et al., 2000; Lukács et al., 2024). A Gelénes-1-es fúrásban lévő piroklasztitok és a Szerencsi egység közötti kapcsolatot kőzettani és a cirkonok szöveti, alaki különbségei alapján egyértelműen kizárhatjuk, bár egykorúak, de nem ugyanazt a magmát képviselik (Lukács et al., 2024). A Szerencsi egység kőzetében jelentős mennyiségű szanidin van jelen, a cirkonok tömzsi alakúak, jellegzetes sötét magrészüik van és szektor zónás CL megjelenésűek, míg a gelénesi piroklasztitokban a plagioklász az uralkodó fenokristály (szanidin alárendelt vagy nincs) és a cirkonok nyúltabbak, belső szövetük nem mutat erős szektor zónásságot és/vagy fekete magot (17. ábra).



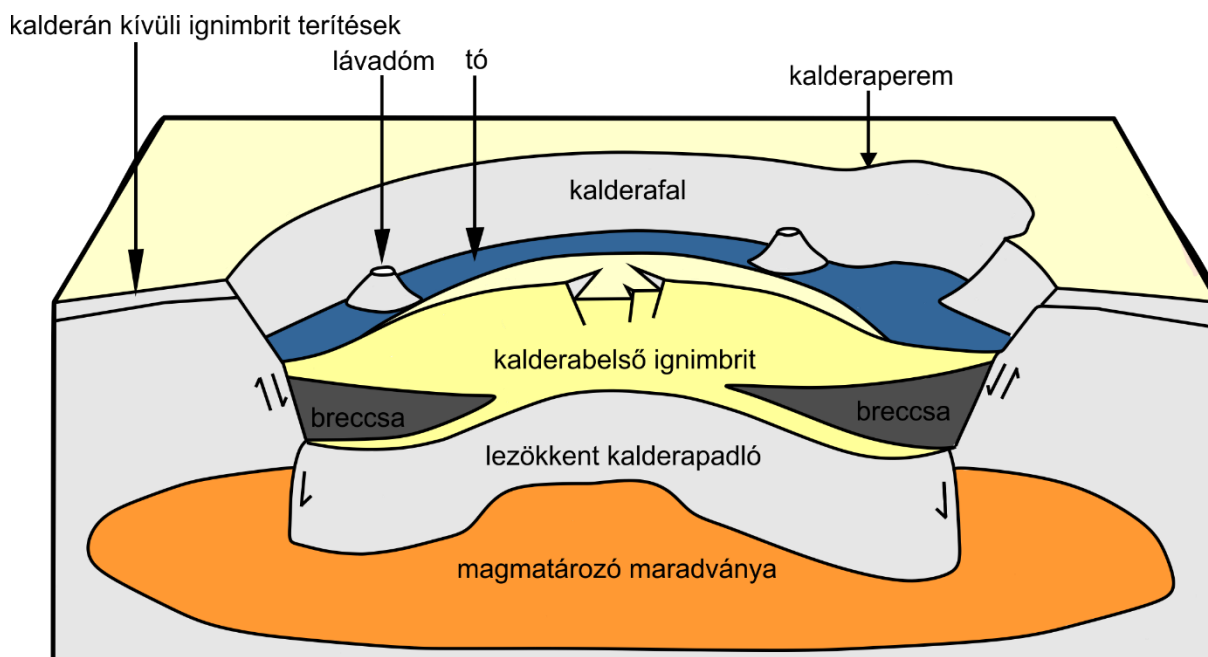
17. ábra: A Szerencsység jellegzetes cirkon kristályai egy erdőbényei minta példáján (balra, EB-R-04-5; Lukács et al., 2024), valamint a Gelénes-1-es fúrás vizsgált cirkon kristályainak általános megjelenése a 692 méterről származó minta példáján (jobbra). A piros körök átmérője 30 (bal) és 20 (jobb) mikronosak.

A fentiek alapján megállapítható tehát, hogy a Gelénes-1 –es fúrás két nagyobb vulkáni kitörés (vagy rövid időn belül lezajló kitörés sorozat) egymás utáni rétegeit harántolta. Az alsó egység ~800, míg a felső ~600 méter vastag, és egyenként hasonló jellegű magmának az anyagát tartalmazzák. A hasonló magmaösszetétel, illetve a leírások és a fúrómag anyag vizsgálata során nem észlelt réteghatárok, változások miatt, az egyes egységek feltehetően két különböző magma által táplált két nagyobb vulkánkitörés során kerülhettek a felszínre. Az ilyen nagy vastagságú robbanásos vulkáni anyag kalderaformáló kitörésekhez kapcsolódhat. A Földön számos helyen találhatóak nagy robbanásos kitörésekhez kapcsolódóan kalderák, például Új-Zélandon ilyen a Taupo, Valles kaldera Ú-Mexikóban az Amerikai Egyesült Államokban (Cole et al., 2005). A kaldera beszakadásának morfológiáját, a magmakamra mélysége, alakja, mérete határozza meg (Roche et al., 2000). A beszakadáskor keletkező meredek szögű normálvetők jelentősek (Cole et al., 2005; Marti et al., 1994; Odonne et al., 1999; Roche et al., 2000). A kalderák belsejében található piroklasztitok a legnagyobb vastagságúak, illetve felfele finomodik a szemcseméretük, a felfelé csökkenő szemcseméret a Gelénes-1 esetében az alsó kitörési egységben is megfigyelhető, így elképzelhető, hogy a fúrás a kaldera belsejét harántolta. A kalderában létrejöhetnek riolitos, perlites lávadómok is, melyek esetleges magyarázatot adhatnak az általunk vizsgált fúrás alján található perlitre (Branney & Acocella, 2015) (16., 18. ábra).

A Beregszászi-dombvidék egy fontos fúrása a Gelénestől keletre 26 kilométerre található, Derekaszeg-8-as fúrás, ennek rétegsora párhuzamba állítható vele (2. ábra) (Pécskay et al., 2000). A fúrásban a Gelénes-1 alsó és felső piroklasztit egységeivel korrelálható rétegek sekélyebb mélységben helyezkednek el és a felső egység már a felszínről indul, és az egységek vastagsága (alsó: 376m; felső: 101m) is kisebb. Érdeemes megjegyezni, hogy a közbetelepülő szarmata üledékes réteg vastagsága viszont jelentősebb, 250 m. A Derekaszeg-8 feltehetően kiemeltebb helyzetben volt a vulkáni összlet lerakódásakor.

A Barabáson található az ukrán-magyar határon is átnyúló Kaszonyi-hegy és a Barabás-1-es fúrás, ahol ugyanazt a kőzetet fúrták, mint ami a Kaszonyi-hegyet felépíti. Ez a képződmény is kapcsolatot mutathat a Gelénes-1 fúrás képződményeivel a közelsége miatt, korát Pécskay et al., (2000) $12,7 \pm 0,5$ millió évnek adták meg K-Ar kormérés alapján. Az itt található korábban lávakőzetként értelmezett kőzetet (Szepesi, 2009) később reoignimbitként (=erősen összesült, újraolvadt ignimbit, ami lávaként viselkedik) értelmezték és kifejezetten sok piroxént tartalmaz, melyet mi nem találtunk petrográfiai vizsgálataink során (Szepesi & Kozák, 2013), sőt Pantó (1966) leírásai sem utalnak erre (bár néhány helyen leírt piroxént a rétegsorban). Ebből kifolyólag az itt található reoignimbitet nem korreláljuk a gelénesi piroklasztitokkal, a köztük lévő kapcsolatot és rétegtani helyzetüket csak további vizsgálattal lehetne meghatározni (pl. a barabási kőzetek cirkon U-Pb kormeghatározásával).

A Barabás térségében megjelenő szarmata vulkanitok feletti üledék hiánya, azok jelentősen kiemelt helyzetére utalnak. Elképzelhető például, hogy a Gelénes-1-es fúrás a kaldera süllyedék belsejében levő piroklasztitot harántolta, és a kalderafal viszonylag közel lehet, valahol a barabási és gelénesi térség között. Ezzel szemben a kb. 17 km-re lévő Derekaszeg-8-as fúrásban levő piroklasztitok talán a kalderán kívül rakódhattak le és ezért adnak kisebb vastagságot. Alternatív magyarázat lehet az is az eltérő vastagságra, hogy mindkettő a kaldera belsejében lehetett, de annak eltérő lezökkenésű részeit képviselik. Erre utalhat az, hogy a Derekaszeg-8-as fúrásban levő alsó egység vastagsága szintén igen jelentős (376m).



18. ábra: A kalderák szerkezete sematikusán ábrázolva, Branney & Acocella, (2015) alapján.

X. Összefoglalás

- I. Vizsgálatainkkal megerősítettük, hogy 2 nagyobb kitörési egység különíthető el (alsó kitörési egység, felső kitörési egység) a Gelénes-1-es fúrásban. Az alsó kitörési egység szilíciumban gazdagabb, míg a felső kevésbé szilícium-gazdag. A két egység közötti időbeli, kitörési szünetet egy üledékes réteg jelzi.
- II. A fúrás alján található perlit lávadóm eredete feltételezhető, ugyanis nem található benne semmiféle robbanásos vulkáni tevékenységre utaló klaszt (litoklaszt, juvenilis klaszt).
- III. Elsőként végeztünk cirkon U-Pb módszerrel kormeghatározást a Nyírségi eltemetett kőzeteken. Ezzel a robusztus módszerrel sikerült kimutatni, hogy $12,0 \pm 0,2$ millió évvel ezelőtt, maximum 400 000 éven belül rakódott le a két vulkánkitörés terméke.
- IV. A Gelénes-1 vulkáni kőzetei korban a Tokaji-hegységből ismert Szerencs Egységgel korrelálnak, azonban a kőzetek ásványos összetétele és cirkonkristályok morfológiája, szövete alapján kizárható, hogy egy magmát képviseljenek, így egy kitöréshez kapcsolódnak (17. ábra).
- V. Ilyen vastagságú, ~600 és ~800 m folyamatos és egyidős piroklasztitot még nem írtak le Magyarországról.

VI. Az ilyen nagy vastagságú piroklasztitok általában kalderaformáló kitörésekhez kapcsolódnak. Értelmezésünk szerint egy nagy bezökkenés utáni, süllyedékbe rakódhatott le ez a hatalmas mennyiségű vulkáni anyag.

A gelénesi piroklasztitok kalderához való kapcsolódásának, kiterjedésének és volumenének meghatározásában további fúrások vizsgálata és a Nyírségről készült mágneses és gravitációs (Bouguer) anomália térképek (Kiss et al., 2019) és szeizmikus szelvények együttes értékelése adhat továbblépést.

XI. Köszönetnyilvánítás

Hálásán köszönök minden segítséget, útmutatást témavezetőmnek Lukács Rékának, konzulenseimnek Gál Péternek és Szepesi Jánosnak. Köszönettel tartozom Harangi Szabolcsnak tanácsaiért, Farkas Zsófinak minden labormunkában nyújtott segítségéért, Józsa Sándornak a vékonycsiszolatok elkészítéséért, Péterdi Bálintnak és Török Kámánnak a lehetőségért, hogy megtekinthettem az SZTFH Vékonycsiszolat Gyűjtemény releváns vékonycsiszolatait. Köszönettel tartozom Biró Máténak a SEM katódlumineszcens fotók elkészítésében a segítségért. A magraktárral kapcsolatos minden segítséget köszönjük Maros Gyulának. Továbbá köszönet minden ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék dolgozójának és szaktársaimnak, családomnak a támogatásért.

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal K145905-ös számú OTKA pályázata és a MTA–HUN-REN CSFK Lendület Pannon Vulkán Kutatócsoport támogatta.

XII. Irodalomjegyzék

- Balázs, A., Maženco, L., Magyar, I., Horváth, F., Cloetingh, S. (2016). The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics* 35, 1526-1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- Balla, Z. (1981). Neogene Volcanism of the Carpatho–Pannonian Region. *Earth Evol. Sci.* 3-4, 240-248.
- Balla, Z. (1984). The Carpathian loop and Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geophysical Transactions*, 30. 313-355.
- Balogh, K., Lobitzer, H., Pécskay, Z., Ravasz, Cs. & Solti, G. (1990): K/Ar radiometric dating of the Tertiary volcanic rocks of East- Styria and Burgenland. *MÁFI Évi Jel.* 1988-ról, 451–468.
- Branney, M., Acocella, V. (2015). Calderas. In: *The Encyclopedia of Volcanoes*, Chapter 16. Academic Press.
- Brllek, M., Richard Tapster, S., Schindlbeck-Belo, J., Gaynor, S.P., Kutterolf, S., Hauff, F., Georgiev, S.V., Trinajstić, N., Šuica, S., Brčić, V., Wang, K.-L., Lee, H.-Y., Beier, C., Abersteiner, A.B., Mišur, I., Peytcheva, I., Kukoč, D., Németh, B., Trajanova, M., Balen, D., Guillong, M., Szymanowski, D., Lukács, R. (2023). Tracing widespread Early Miocene ignimbrite eruptions and petrogenesis at the onset of the Carpathian-Pannonian Region silicic volcanism. *Gondwana Research* 116, 40-60. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.12.015>
- Brown, R. J., Branney, M. J., Maher, C., Dávila-Harris, P. (2012). Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *Geological Society of America Bulletin* 122, 305-320. <https://doi.org/10.1130/B26449.1>
- Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews* 69, 1-96.
- Csontos, L. (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcan.* 7, 1-13.

- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovác, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics* 208, 221-241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A., Harmon, R. S. & Scharbert, H. G. (1993). The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* 34/2, 317–343. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317>
- Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Skaberne, D., Čar, J., Vrabec, M. (1998). Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics* 17, 690-709. <https://doi.org/10.1029/98TC01605>
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L. (1999). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 295-334.
- Fodor, L., Balázs, A., Csillag, G., Dunkl, I., Héja, G., Jelen, B., Kelemen, P., Kövér, S., Németh, A., Nyíri, D., Selmeczi, I., Trajanova, M., Vrabec, M., Vrabec, M. (2021). Crustal exhumation and depocenter migration from the Alpine orogenic margin towards the Pannonian extensional back-arc basin controlled by inheritance. *Global and Planetary Change* 201, 103475. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103475>
- Green, D. H. (1973). Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and waterundersaturated conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 19/1, 37–53. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90176-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90176-3)
- Green, D. H. (2015). Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Physics and Chemistry of Minerals* 42/2, 95–122. <https://doi.org/10.1007/s00269-014-0729-2>
- Green, D. H., Hibberson, W. O., Kovács, I. & Rosenthal, A. (2010). Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature* 467, p. 448. <https://doi.org/10.1038/nature09369>
- Gyalog L. & Budai T. (2004). Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. MÁFI Évi Jelentés 2002-ről, 195–232.

- Gyarmati, P., Szepesi, J. (2007). Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek.
- Hámor G., Ravasz-Baranyai L., Balogh K. & Árva-Sós E. 1980: A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. — MÁFI Évi Jel. 1978-ról, 65–73.
- Harangi, Sz. (2001a). Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region—a review. *Acta Geol. Hungary* 44, 223-258.
- Harangi, Sz. (2001b): Neogene magmatism in the Alpine–Pannonian Transition zone - a model for melt generation in a complex geodynamic setting. *Acta Vulcanologica* 13, 1–11. <https://doi.org/10.1400/19063>
- Harangi, Sz., Lenkey, L. (2007). Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. *Geological Society of America Special Papers* 418, 67-92. [https://doi.org/10.1130/2007.2418\(04\)](https://doi.org/10.1130/2007.2418(04))
- Harangi, Sz., and Lukács, R. (2019). A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny* 143, 197-232. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl2019.149.3.197>
- Harangi, Sz., Wilson, M.; Tonarini, S. (1995). Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. *Acta Vulcanologica* 7, 125–134.
- Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, C., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D. & Matthey, D. (2001). Almandine Garnet in Calcalkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Journal of Petrology* 42/10, 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- Harangi, Sz., Downes, H., Thirlwall, M. & Gméling, K. (2007). Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 48/12, 2261–2287. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm059>
- Harangi, Sz., Jankovics, M. É., Sági, T., Kiss, B., Lukács, R. & Soós, I. (2015). Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern–central Europe. *International Journal of Earth Sciences* 104/8, 2007–2032. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1105-7>

- Harangi, S., Seghedi, I., Lukács, R. (2025). The Neogene-Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region: from initial plate tectonic models to quantitative petrogenetic explanations. *Geological Society London, Special Publications*, 554.
- Hegedűs, E., Posgay, K., Bodoky, T., Fancsik, T., Kovács, A.C., Csabafi, R., Celebration Working Group (2002). 3D refraction tomographic images from the Mátra–Zemplén region. *Geol. Carpath. Spec. Issue* 53, Paper 158
- Hencz, M., Biró, T., Németh, K., Szakács, A., Portnyagin, M., Cseri, Z., Pécskay, Z., Szabó, Cs., Müller, S., Karátson, D. (2024). Lithostratigraphy of the ignimbrite-dominated Miocene Bükk Foreland Volcanic Area (Central Europe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 445, 107960. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107960>.
- Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B. (2016). Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostand. Geoanal. Res.* 40, 311-332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>
- Horváth, F., (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333-357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- Horváth, F., Cloetingh, S. (1996). Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266/1, 287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 32, 191-206. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11>
- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T., Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* 53, 328-352. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Ismail-Zadeh, A., Matenco, L., Radulian, M., Cloetingh, S., Panza, G. (2012). Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): Current state-of-the art. *Tectonophysics* 530-531, 50-79. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.016>

- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Karátson, D., Biró, T., Portnyagin, M., Kiss, B., Paquette, J.-L., Cseri, Z., Hencz, M., Németh, K., Lahitte, P., Márton, E., Kordos, L., Józsa, S., Hably, L., Müller, S., Szarvas, I. (2022). Large-magnitude (VEI ≥ 7) ‘wet’ explosive silicic eruption preserved a Lower Miocene habitat at the Ipolytarnóc Fossil Site, North Hungary. *Scientific Reports* 12, 9743. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13586-3>
- Kennedy, A., Wotzlaw, J-F., Crowley, J., Schmitz, M., Schaltegger, U. (2014). Eocene zircon reference material for microanalysis of U-Th-Pb isotopes and trace elements. *The Canadian Mineralogist* 52, 409-421. <https://doi.org/10.3749/canmin.52.3.409>
- Kiss, J., Vértessy, L., Zilahi, Sebess, L., Takács, E., Gulyás, Á. (2019). A Nyírség geofizikai kutatása. – *Magyar Geofizika* 60, 3., 103-130.
- Kogiso, T., Hirschmann, M. M. (2006). Partial melting experiments of biminerallitic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 249/3, 188-199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.016>
- Kogiso, T., Hirschmann, M. & Pertermann, M. (2004). High-pressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle. *Journal of Petrology* 45, <https://doi.org/10.1093/petrology/egh057>
- Konečný, V., Kováč, 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. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 1, 105–123. <https://doi.org/10.5194/smeps-1-105-2002>
- Kovács, I., Green, D., Rosenthal, A., Hermann, J., O’neill, H., Hibberson, W., Udvardi, B. (2012b). An Experimental Study of Water in Nominally Anhydrous Minerals in the Upper Mantle near the Water-saturated Solidus. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs044>
- Kulcsár L. (1968). A magyar-szovjet határmenti vulkánosság a legújabb szovjet és hazai kutatások tükrében. *Acta Geographica Debrecina* 14. (7) p. 143-160

- Lenkey, L., P, D., Horváth, F., A. P. L. Cloetingh, S. (2002). Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *Stephan Mueller Special Publication Series* 3, 29-40. <https://doi.org/10.5194/smsps-3-29-2002>
- Lexa, J., Konečný, V. (1974). The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 18, 279–294.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišík, M., Buret, Y., Quadt, A.V., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015). Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170, 52. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1206-8>
- Lukács, R., Harangi, S., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., Quadt, A. V., Peytcheva, I., Zimmerer, M. (2018). Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. *Earth-Science Reviews* 179, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005>
- Lukács, R., Harangi, S., Gál, P., Szepesi, J., Di Capua, A., Norini, G., Sulpizio, R., Groppelli, G., Fodor, L. (2022). Formal definition and description of lithostratigraphic units related to the Miocene silicic pyroclastic rocks outcropping in Northern Hungary: A revision. *Geologica Carpathica* 73, 137-158. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.73.2.3>
- Lukács, R., Guillong, M., Szepesi, J., Szymanowski, D., Portnyagin, M., Józsa, S., Bachmann, O., Petrelli, M., Müller, S., Schiller, D., Fodor, L., Chelle-Michou, C., Harangi, S. (2024). Mid-Miocene silicic explosive volcanism of the Tokaj Mts., eastern-central Europe: Eruption chronology, geochemical fingerprints and petrogenesis. *Gondwana Research* 130, 53-77. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.01.004>
- Marti, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., Sparks, R.S.J. (1994). Experimental studies of caldera collapse. *J. Geol. Soc. (London)* 151, 919– 929.
- Martin, U., Németh, K. (2004). Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. *Geologica Hungarica series Geologica* 26, 1–192.

- Matenco, L., Radivojević, D. (2012). On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics* 31. <https://doi.org/10.1029/2012TC003206>
- Noszky J. (1936). Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. Jelentés az 1936. évi reambulációs felvételről.
- Odonne, F., Menard, I., Messonnat, G.J., Rolando, J.P. (1999). Abnormal reverse faulting above a depleting reservoir. *Geology* 27, 111– 114.
- Pantó, G., 1966. Gelénes 1 sz. alapfúrás dokumentációja. Kézirat. MÁFI adattára 1966.
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, Woodhead J, Hergt J (2011). Iolite: Freeware for the Visualisation and Processing of Mass Spectrometric Data. *J. Anal. At. Spectrom.* VL - IS -. online. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
- Pécskay, Z., Seghedi, I., Downes, H., Prychodko, M., Mackiv, B. (2000). K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine. *Geologica Carpathica* 51., 83-89.
- Peresson, H., Decker, K. (1997). Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E–W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. — *Tectonics* 16/1, 38–56. <https://doi.org/10.1029/96tc02730>
- Póka, T. (1988). Neogene and Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region: Changes in Chemical Composition and Its Relationship to Basin Formation: Chapter 18.
- Ravasz, Cs. (1987). Neogene volcanism in Hungary. *Ann. Hung. Geol. Inst.* 70, 275–279.
- Roche, O., Druitt, T.H., Merle, O. (2000). Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res* 105B, 395-416.
- Royden, L.H., Horváth, F., Burchfiel, B.C. (1982). Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geological Society of America Bulletin* 93, 717-725. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<717:TFEASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<717:TFEASI>2.0.CO;2)
- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A., Stegena, L. (1983). Evolution of the Pannonian Basin System: 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics* 2, 91-137. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00091>

- Schärer, U. (1984). The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young UPb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sc. Lett.* 67: 191-204. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90114-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90114-6)
- Seghedi, I., Downes, H., Pécskay, Z., Thirlwall, M. F., Szakács, A., Prychodko, M. & Matthey, D. 2001: Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos* 57/4, 237–262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00042-1)
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P. R. D., Thirlwall, M. F., Roşu, E., Pécskay, Z., Márton, E. & Panaiotu, C. (2004a). Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72/3, 117–146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004b). Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkaline magmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review. *Tectonophysics* 393/1, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.051>
- 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, 485–499. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.015>
- Seghedi, I., Matenco, L., Downes, H., Mason, P. R. D., Szakács, A. & Pécskay, Z. (2011). Tectonic significance of changes in postsubduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. *Tectonophysics* 502/1, 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- Seghedi, I., Mirea, V., Popa, R.-G., Szakács, A. (2019). Tectono-magmatic characteristics of post-collisional magmatism: Case study East Carpathians, Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 293, 106270. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106270>
- Selmečzi, I.F., L., Lukács, R., Szepesi, J., Sebe, K., Prakfalvi, P., Sztanó, O., Nagymarosy, A., Szentpétery, I., Less, G. (2023). Neogén: Alsó és középső miocén, 47 in: Babinszki, E.P., O; Csillag, G; Fodor, L; Gyalog, L; Kerčsmár, Zs; Less, György; Lukács, R; Sebe, K; Selmečzi, I; Szepesi, J; Sztanó, O., Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása

- II.: Kainozoos képződmények Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, Magyarország, pp. 52-116.
- Šimon, L., Halouzka, R. (1996). Pútikov vrsok volcano - the youngest volcano in the Western Carpathians. *Slovak Geological Magazine* 2, 103–123.
- Šimon, L., Maglay, J. (2005). Dating of sediments underlying the Putikov vršok volcano lava flow by the OSL method. *Mineralia Slovaca* 37, 279–281.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, DJ., Crowley, JL., Gerdes, A., Hanchar, JM., Horstwood, MSA., Morris, GA., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, MN., Whitehouse, MJ. (2008). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1-35.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Kuzmin, D. V., Yaxley, G. M., Arndt, N. T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L. V., Elliott, T., Frey, F. A., Garcia, M. O., Gurenko, A. A., Kamenetsky, V. S., Kerr, A. C., Krivolutsкая, N. A., Matvienkov, V. V., Nikogosian, I. K., Rocholl, A., Sigurdsson, I. A., Sushchevskaya, N. M., Teklay, M. (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science* 316/5823, 412–417.
<https://doi.org/10.1126/science.1138113>
- Sperner, B., Ioane, D. & Lillie, R. J. (2004). Slab behaviour and its surface expression: new insights from gravity modelling in the SECarpathians. *Tectonophysics* 382/1, 51–84.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.008>
- Székyné Fux, V., Kozák, M. (1984). A Nyírség mélyszinti neogén vulkanizmusa. *Földtani Közlöny* 114, 147-159.
- Székyné Fux V., Pécskay Z., Balogh K. (1987). Észak- és Közép-Tiszántúl fedett miocén vulkanitjai és K/Ar kronológiájuk. *Földtani Közlöny* 117, 223-235.
- Székyné Fux, V., Ravasz, Cs., Pécskay Z. (1990). Tertiary volcanism of the Pannonian-basin. Abstract in Geodynamic Evolution of the Pannonian Basin International Symposium Beograd.
- Szepesi, J., 2009. A savanyú vulkanizmus fáciestani vizsgálata ÉK-Magyarországon. PhD értekezés, Debreceni Egyetem TTK, Debrecen 2009.

- Szepesi, J., Kozák, M. (2013). A Kaszonyi-hegy kőzettana és geokémiája. IV. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés kiadványa.
- Szepesi, J., Lukács, R., Soós, I., Benkó, Z., Pécskay, Z., Ésik, Z., Kozák, M., Di Capua, A., Groppelli, G., Norini, G., Sulpizio, R., Harangi, S. (2019). Telkibánya lava domes: Lithofacies architecture of a Miocene rhyolite field (Tokaj Mountains, Carpathian-Pannonian region, Hungary). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 385, 179–197. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.002>.
- Tari, G., Dövényi, P., Horváth, F., Dunkl, I., Lenkey, L., Stefanescu, M., Horváth, P., Tóth, T. (1999). Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Serrane, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society, London, Special Publication* 156, 215–250.
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E., Spakman, W. (2008). A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 273-294. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1288-7>
- Ustaszewski, K., Kounov, A., Schmid, S.M., Schaltegger, U., Krenn, E., Frank, W., Fügenschuh, B. (2010). Evolution of the Adria-Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent-continent collision to back-arc extension. *Tectonics* 29. <https://doi.org/10.1029/2010TC002668>
- Vermeesch, P. (2018). IsodplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9, 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vityk, M. O., Krouse, H. R., Demihov, Y. N. (1993). Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ values of fluid inclusion water in quartz over geological time in an epithermal environment: Beregovó deposit, Transcarpathia, Ukraine. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 561-568.
- Quadt, A.V., Wotzlaw, J-F., Buret, Y., Large, S.J.E., Peytcheva, I., Trinquier, A. (2016). High-precision zircon U/Pb geochronology by ID-TIMS using new 1013 ohm resistors. *J Anal. Atom. Spectrom.* 31, 658-665. <https://doi.org/10.1039/C5JA00457H>
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. & Smith, E. I. (2002). A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107/B1, ECV 5-1-ECV 5-21. <https://doi.org/10.1029/2001jb000209>

- Webb, P., Wiedenbeck, M., Glodny, J. (2020). G-Chron 2019 – Round 1: An international proficiency test for U-Pb geochronology laboratories – Report on the 2019 round of G-Chron based on Paleozoic zircon Rak-17 (Distribution: September 2019), (Scientific Technical Report STR – Data; 21/06), Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences. <https://doi.org/10.48440/GFZ.b103-21061>
- Wendt, I., Carl, C. (1991). The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Section* 86 (4), 275–285.
- Wetherill, G.W. (1956): Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union* 37, 320-326.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J.C., Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and ree analyses. *Geostandard. Newslett.* 19: 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Zelenka, T., Gyarmati, P., Kiss, J. (2012). Paleovolcanic reconstruction in the Tokaj Mountains. *Central European Geology* 55, 49-83. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.55.2012.1.4>

XIII. Mellékletek

A dolgozathoz tartozó elektronikus mellékletek a következő linken érhetők el:

<https://vulkanologia.elte.hu/dolgozatok>

1. Melléklet: A Gelénes-1-es fűrés vizsgált cirkon kristályainak katódlumineszcens képei a mérési pontokkal.
2. Melléklet: A Gelénes-1-es fűrés vizsgált cirkon kristályainak U-Pb geokronológiai adatai az együtt mért referencia anyagok mérési eredményeivel.