

A Gyűrűfűi Riolit Formáció kőzettani vizsgálata a felszíni előfordulások alapján (Nyugati-Mecsek)

SZEMERÉDI Máté^{1,2}, VARGA Andrea^{1,*}, LUKÁCS Réka^{2,3}, PÁL-MOLNÁR Elemér^{2,3}

¹SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

²SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Vulcano Kutatócsoport, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

³MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

*levelező szerző, e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

Petrography of the Gyűrűfű Rhyolite Formation, Western Mecsek Mts, Hungary

Abstract

The Permian Gyűrűfű Rhyolite Formation is the only volcanic association within the Palaeozoic sequence of Southern Transdanubia which outcrops in the western foreland of the Mecsek Mts. Furthermore, this formation has long been well-known as the source of the gravel material of the younger sedimentary siliciclastic formations in the area. Due to the uranium ore exploration deep drillings of the second half of the 20th century, details about the subsurface regions of the formation are also well-documented; these regions include the Western Mecsek Mts, the northern foreland of the Villány Mts and the Máriakémed–Bár–Báta Range.

According to the previous reports of uranium ore exploration and other studies based on them (SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, JAKAB 2005), the material of the outcrop is a lava rock. In the early stage of the research only PANTÓ (in BO CZÁN et al. 1966) mentioned the possibility of a pyroclastic (ignimbrite) origin. The later petrographic descriptions of the rocks recognised the common appearance of flattened, oriented pumices and this made it necessary to implement a process of reambulation. As the first step in this process, HIDASI et al. (2015) documented detailed petrographic descriptions of the deep-drilling and gravel material of the formation and, according to his work, many textural features indicate a pyroclastic flow origin.

In this study, detailed macroscopic and microscopic documentation is given of surficial samples of Gyűrűfű Rhyolite (from area between the villages of Gyűrűfű and Dinnyeberki, Western Mecsek Mts). Many textural features (e.g. devitrified pumices, former glass shards, poor sorting, fragmented phenocrysts) of the pyroclastic flow deposits were also observed. In this paper the surficial rock material of the formation is presented as an altered, locally strongly-welded, crystal-rich, pumice-bearing lapilli tuff. According to the intensity of the welding, 2 lithofacies were distinguished. The eutaxitic, strongly-welded rock samples could have their origin in the medium or greater depth of the proximal part of the pyroclastic flows; the latter filled a former valley in the area of Gyűrűfű. The non-welded material is probably derived from the lowermost, upper, sideward or distal part of the pyroclastic flows.

Alongside the petrographic description, this study was supplemented with preliminary zircon examinations as part of the preparations for U-Pb radiometric dating. From the examined samples more than 200 pieces of zircon grains were documented. Based on this database, the respective zircon populations of the two lithofacies were analysed and compared (using statistical parameters). Zircon crystals were found both in the matrix and within the phenocrysts of the rock samples. The high amount of idiomorphic and hipidomorphic zircon grains that appear in the groundmass shows the possibility of zircon crystallization within the rock-forming magma. Most of the zircon grains are fragmented and this fact serves as further evidence of a pyroclastic origin. The examined zircon crystals often show zonation and contain xenocrystic cores; these details need to be taken into account when carrying out U-Pb radiometric dating.

Keywords: Mecsek Mountains, Gyűrűfű Rhyolite, Permian, pyroclastic flow deposit, pumice, volcanic glass shard, eutaxitic texture, devitrification, zircon

Összefoglalás

A Dél-Dunántúl paleozoos rétegsorában a permii Gyűrűfűi Riolit Formáció az egyetlen vulkáni kőzetasszociáció, ami a Mecsek nyugati előterében bukkan felszínre, és hosszú ideje ismert a térség fiatalabb törmelékeny formációinak kavicsanyagaként is. A 20. század második felének uránérckutató fúrásai alapján a formáció felszín alatti elterjedési területei is ismertté váltak, amelyek a Nyugati-Mecsek, a Villányi-hegység északi előtere, illetve a Máriakémed–Bári vonulat és az ún. bátai terület összefogant tárgyalva.

Az érc kutatási jelentésekben és az ezekre épülő tanulmányokban a felszíni feltárás kőzetanyagát egységesen

lávaközetként dokumentálták (SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, JAKAB 2005) annak ellenére, hogy PANTÓ (in BOCZÁN et al. 1966) már a kutatások korai szakaszában felvetette a piroklasztit (ignimbrit) eredetét. A későbbi petrográfiai vizsgálatok során a formáció kőzetanyagában megfigyelhető ellaposodott, irányítottan elhelyezkedő horzsakövek jelenléte azonban felvetette a reambuláció szükségességét. Ennek első lépéseként HIDASI et al. (2015) a formáció mélyfúrásokból és kavicsanyagból származó mintáinak részletes petrográfiai jellemzése során számos, a piroklasztit-ár üledékekre jellemző szöveti bélyeget írtak le.

Jelen tanulmányunkban bemutatott, a Nyugati-Mecsekből, a Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti területről származó felszíni kőzetanyag makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata során szintén a piroklasztit-ár üledékekre jellemző szöveti bélyegeket (pl. devitrifikálódott horzsakövek, egykori üvegszilánkok, rossz osztályozottság, töredezett fenokristályok) sikerült megfigyelni. Mindezek alapján megállapítható, hogy a felszíni feltárásokban a formáció kőzetanyaga átalakult, helyenként erősen összesült, kristálygazdag, horzsakötartalmú lapillitufa. Az összesülés mértéke alapján a vizsgált kőzetanyagban két litofáciest különítettünk el. Az eutaxitos szövetű, erőteljes összesülést szenvedett kőzetanyag a Gyűrűfű térségében egykori völgyet feltöltő piroklasztit-ár proximális részének közepes-nagyobb mélységéből, míg az összesülést nem szenvedett kőzetanyag annak legalsó, felső, oldalsó vagy disztális részéről származhat.

Tanulmányunkat a kőzetanyag petrográfiai jellemzésén túl, az U-Pb korhatározás előkészítéséhez kapcsolódó előzetes cirkonvizsgálatokkal egészítettük ki. A vizsgált mintákból több, mint 200 darab cirkonszemcsét sikerült megfigyelni (5 különböző tulajdonságot rögzítve). Az így kialakított adatbázis alapján statisztikai paraméterek használatával jellemeztük és hasonlítottuk össze a két litofációs cirkonpopulációját. Mind a kőzet alapanyagában, mind a főbb ásványfázisokban azonosítottunk cirkonkristályokat. Az alapanyagban megjelenő nagy mennyiségű, sajátalakú és félig sajátalakú cirkon arra utal, hogy az ásvány kristályosodására lehetőség volt a kőzetet létrehozó magmában. A cirkonkristályok jelentős része töredezett, repedezett, ami a piroklasztit eredet bizonyítékaként szolgál. A vizsgált szemcsék gyakran zónásak, illetve xenokristályos magot tartalmaznak, ami összetett fejlődéstörténetre utal.

Kulcsszavak: Mecsek, Gyűrűfűi Riolit, perm, piroklasztit-ár üledék, horzsakő, üvegszilánk, devitrifikáció, eutaxitos szövet, cirkon

Bevezetés, előzmények

A Dél-Dunántúl nagy vastagságú paleozoos rétegsora alapvetően a variszkuszi aljzat lepusztulásából létrejött intramontán molassz, folyóvízi/ártéri környezetben felhalmozódott üledékes kőzetekből áll. E rétegsor hagyományos leírásában az alsó-permi Gyűrűfűi Riolit Formáció, mint egyetlen vulkáni kőzetasszociáció képez kivételt (FÜLÖP 1994). A formáció csak a Nyugati-Mecsekben, a névadó településtől délre, az Istenkúti erdészháznál bukkan a felszínre pleisztocén lösz és pannóniai képződmények alól. A Gyűrűfűi Riolit azonban régóta ismert a fiatalabb üledékes összletek törmelékanyagaként (SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994).

A Dél-Dunántúl területén a paleozoos formációk felszín alatti elterjedésének megismerése a 20. század második felének uránérckutató fúrásai révén kapott pontszerű információk segítségével történt meg. E fúrásadatok értékelése alapján a Gyűrűfűi Riolit három dél-dunántúli elterjedési területe különíthető el: a Nyugati-Mecsek, a Villányi-hegység északi előtere, illetve a Máriakémeád–Bári-vonulat és az ún. bátai terület összevontan tárgyalva (BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A nyersanyagkutatási jelentésekben és az ezekre épülő összefoglaló tanulmányokban a Nyugati-Mecsek felszíni feltárásában a Gyűrűfűi Riolitot lávaközetként írták le. Részletesen elsőként SZEDERKÉNYI (1962) dokumentálta, majd ezt követően számos tanulmány (FAZEKAS 1978, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, JAKAB 2005) megerősítette a közettani besorolást annak ellenére, hogy PANTÓ (in BOCZÁN et al. 1966) már a kutatások korai szakaszában felvetette a piroklasztit (ignimbrit) eredetét.

VARGA (2009) petrográfiai és geokémiai vizsgálati eredményekre hivatkozva a formáció kőzetanyagában jelenlévő, irányítottan elhelyezkedő, deformált (fiammekra emlékeztető) egykori horzsakövek alapján újból felvetette a piro-

klasztit-ár eredetét. A piroklasztit eredet újbóli felvetése további kutatásokat indított el, amelynek keretein belül HIDASI (2013) és HIDASI et al. (2015) számos további, a piroklasztit-ár üledékekre jellemző bélyeget írtak le a FAZEKAS Via (MÉV, Mecseki Ércbánya Vállalat) által összeállított csiszolatgyűjtemény anyagát vizsgálva. Mivel HIDASI (2013) vizsgálatainak tárgyát kizárólag a Gyűrűfűi Riolit Formáció nyugati-mecseki mélyfúrásokból vett mintái (9007. és 9012. számú fúrások), illetve annak felszíni kavicsanyaga (Gyűrűfű és Dinnyeberki közötti terület, miocén Szászvári Formáció) képezte, szükségsszerűvé vált a formáció egyetlen elsődleges feltárásának közettani újrvizsgálata.

A Gyűrűfűi Riolit Formáció korára vonatkozó korábbi radiometrikus koradatok nagy bizonytalanságot hordoztak magukban, ami kutatásunkat egy új (U-Pb) izotópkorhatározás irányába terelte. Jelen tanulmányunkat a kőzetanyag részletes petrográfiai jellemzésén túl, a radiometrikus korhatározás előkészítése céljából előzetes cirkonvizsgálattal (petrográfiai jellemzők leírása: előfordulási hely, méret, morfológia, töredezettség) egészítettük ki. Ennek hátterében a korábbi koradat nagy bizonytalansága áll, ugyanis a hazai szakirodalomban hivatkozott 222 ± 45 millió év (triász) (KOVÁCH Rb-Sr kormeghatározása; in FÜLÖP 1994) szignifikánsan eltér a Gyűrűfűi Riolit Formáció rétegtani helyzete alapján igazolt kora-permi kialakulástól (BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A kőzetanyag magmás eseményekhez kapcsolható kormeghatározására a legalkalmasabb ásvány a cirkon, ezért a cirkonszeparálás és korhatározás előtanulmányaként a felszíni feltárások kőzetanyagának vékonycsiszolataiból cirkonra vonatkozó részletes ásványtani jellemzést készítettünk. E munkák során kapott legfontosabb eredmények közlése a célja jelen tanulmányunknak.

Kutatásaink távlati célja a Gyűrűfűi Riolit átfogó újrvizsgálata, amelyhez kapcsolódóan az elsődleges felszíni

feltárás mintáin túl több hazai (dél-dunántúli és alföldi) mélyfúrás (pl. Szava–1, Vókány–2, illetve Kelebia környéki fúrások) kőzetanyagának petrográfiai és cirkonvizsgálatára van folyamatban. A munkánkban bemutatott nyugati-mecseki felszíni kőzetanyagok kivétel a Szava–1 mélyfúrás anyagából is szeparáltunk cirkont radiometrikus kormérés céljából. További tervünk a Gyűrűfői Riolit regionális korrelációja, amelyhez a formáció kőzetváltozatainak az európai Variszcidák egyéb területeiről (pl. Erdélyi-sziget-hegység, Észak-Gömörikum, Intra-Szudéta-medence) ismert permokarbon savanyú vulkanitokkal történő komplex (petrográfiai, geo-kémiai) összehasonlítása hozhat előrelépést.

A Gyűrűfői Riolit Formáció rétegtani helyzete és elterjedése a Dél-Dunántúlon

A Dél-Dunántúl területén a „posztvariszkuszi molasszt” (BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998) alapvetően üledékes kőzetekből, leginkább homokkőből, aleurolitból és konglomerátumból álló, folyóvízi/ártéri környezetben leülepedett rétegsor alkotja. A hagyományos értelmezés a kora-perm kontinentális riftesedéshez köti a terület riolitos vulkanizmusát; képződményeit a magyarországi rétegtan a Gyűrűfői Riolit Formációba sorolja (FÜLÖP 1994). A Gyűrűfői Riolit a felső-karbon–alsó-perm rétegsor legfiatalabb, befejező tagja (BARABÁSNE STUHL 1988). A kapcsolódó idősebb, üledékes képződmények időrendben: a felső-karbon Tésenyi Metahomokkő Formáció (VARGA et al. 2012), az alsó-permi(?) Túronyi Formáció (VARGA & RAUCSIK 2009) és az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció. A fiatalabb permi (középső–felső) törmelékeny rétegsort a Cserdi Konglomerátum Formáció, a Bodai Agyagkő Formáció (MÁTHÉ & VARGA 2012) és a Kővágószőlősi Homokkő Formáció alkotja (BARABÁSNE STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998).

Felszínén a Gyűrűfői Riolit Formációt kizárólag a Nyugati-Mecsekben, a névadó településtől délre, az Istenkúti erdészháznál írták le egy 150×150 m-es területen (VADÁSZ 1935, SZEDERKÉNYI 1962). Ezzel szemben mélyfúrásokból a Tiszai-főegység mindhárom mezozoos fácieszónájából ismert; elterjedése és megjelenése azonban változatos a Dél-Dunántúlon. A Dunántúl déli részének fúrásai alapján három területen jelennek meg riolitos kőzetváltozatok (láva, tufa, tufit, agglomerátum, valamint kürtő fácies és szubvulkáni mikrogránit; BARABÁSNE STUHL 1988): (1) a Nyugati-Mecsekben, (2) a Villányi-hegység északi előterében (3) és az összevontan tárgyalt Máriakévend–Bárvonulat, valamint a bátai terület fúrásaiban (BARABÁSNE STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998). Az egyes elterjedési területek fúrásaihoz kapcsolódó, jelen fejezetben is bemutatásra kerülő ismereteket (fekü, fedő, minimális vastagság) az *I. táblázatban* foglaltuk össze.

A Nyugati-Mecsekben Gyűrűfű környékén több fúrás is feltárta a formációt (pl. Gyűrűfű 9007, 9008, 9012, Dinnyeberki 9015 és 9018), a perm-triász antiklinálisban

azonban csak egyetlen fúrás, a XV. számú szerkezetkutató fúrás harántolta (SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNE STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998).

A Villányi-hegység északi előterében szintén számos fúrás harántolta a Gyűrűfői Riolitot. 1968–69-ben a Bisse Bi–1, a Peterd Pd–1, a Vókány V–2 és a Szava Sz–1 fúrások tárták fel, illetve az 1980-as években mélyült Egerág Eá–7 és Szalánta Szl–3 fúrások kőzetanyaga révén bővült ismeretünk a Gyűrűfői Riolit területi elterjedéséről. A Villányi-hegységben és az északi előter nyugati részén hiányzik a permi vulkanit; BARABÁSNE STUHL (1988) szerint utóbbi területen valószínűleg jelen volt, csak napjainkra lepusztult. Ezeket követték a bátai terület és a Máriakévend–Bárvonulat fúrásai (Nagykozár Nk–2, Máriakévend Mk–3, Somberek Smb–1 és Bába Bt–3; BARABÁSNE STUHL 1988).

A Gyűrűfői Riolit törmelékanyaga a térség fiatalabb törmelékeny üledékes formációiban jelentős mennyiségben megtalálható (SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNE STUHL 1988). Ezek közé tartozik a Mecsek és környezetében a miocén konglomerátum (Szászvári Formáció). A durvatörmelékeny képződmény nyugati-mecseki elterjedési területén az egyik legnagyobb mennyiségben megjelenő kavics típus a Gyűrűfői Riolit (a konglomerátumot alkotó kavicsok kb. 35–40%-a). A Nyugati-Mecsek mellett a Mecsek középső részén is gyakran fordul elő riolitikavics a miocén konglomerátumban (JÓZSA et al. 2009).

A Gyűrűfői Riolit közvetlen rétegtani fekéje a Korpádi Homokkő Formáció, melyet nem minden fúrás ért el. A nyugati-mecseki, valami a Máriakévend–Báta környéki fúrások tárták fel többnyire a feké, mivel ott a riolit kisebb vastagságú. A máriakévend–báta terület két fúrása (Máriakévend Mk–3 és Somberek Smb–1) azonban kristályos palát harántolt a riolit fekéjében. A Villányi-hegység északi előterében egyedül a Bisse Bi–1 fúrás érte el a feké, amit itt szintén a Korpádi Homokkő Formációba soroltak (BARABÁSNE STUHL 1988, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998; *I. táblázat*).

A rétegtani fedőt a Cserdi Konglomerátum Formáció jelenti; ami alapvetően a Máriakévend–Báta-vonulat területén, valamint a Nyugati-Mecsekben több helyen van jelen fedőként; a Villányi-hegység északi előterében lepusztult, itt a triász Jakabhegyi Homokkő Formáció vagy még fiatalabb (pannóniai) képződmények fedik a Gyűrűfői Riolitot (BARABÁSNE STUHL 1988, FÜLÖP 1994; *I. táblázat*).

A Nyugati-Mecsekben a permi savanyú vulkanitot alapvetően kis vastagság jellemzi, a mért legnagyobb érték a Dinnyeberki 9015 sz. fúrásban 98,6 m. Ennél a gyűrűfői fúrásokban kisebb vastagságot tapasztaltak. Hasonló vertikális kiterjedés jellemzi a báta terület és a Máriakévend–Bárvonulat fúrásait. A Máriakévend Mk–3 jelű fúrásban 130,4 m, míg a Somberek Smb–1 jelű fúrásban 142,9 m vastag riolitot tártak fel a kristályos pala aljzat és a fedő Cserdi Konglomerátum Formáció között. Ezzel szemben a Villányi-hegység északi előterében több száz méteres vastagságot dokumentáltak. Az egyetlen fúrás, ami a területen feké ért a Bisse Bi–1, amelyben a mért vastagság 447 m volt. Az Egerág Eá–7 fúrásban azonban a feké elérése nél-

I. táblázat. A Gyűrűfű Riolit Formációt a Dél-Dunántúl területén feltáró mélyfúrások paramétereit (elterjedési terület, fekü, fedő, vastagság) összefoglaló táblázat

Table I. A summarizing table of deep drillings (subsurface region, base, top, thickness), exploring Gyűrűfű Rhyolite Formation in the area of Southern Transdanubia

Elterjedési terület	Fúrás	Fekü	Fedő	Vastagság (m)
Nyugati-Mecsek	Dinnyeberki 9015	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	Cserdi Formáció (középső-perm)	98,6
	Gyűrűfű 701. sz. kutatóakna	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	pleisztocén lösz	4,1
	Gyűrűfű 9007	nem ért	Cserdi Formáció (középső-perm)	≥ 9,8
	Gyűrűfű 9008	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	pannóniai homokkő	18,4
	Gyűrűfű 9012	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	Cserdi Formáció (középső-perm)	49,5
	XV. sz. szerkezetkutató fúrás	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	Cserdi Formáció (középső-perm)	144,1
Villányi-hegység északi előtere	Bisse-1	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	Jakabhegyi Homokkő F. (alsó-triász)	447,0
	Egerág-7	nem ért	pannóniai	≥ 831,0
	Peterd-1	nem ért	Jakabhegyi Homokkő F. (alsó-triász)	≥ 76,0
	Szalánta-3	nem ért	pannóniai	≥ 316,2
	Szava-1	nem ért	tektonikusan valószínűleg karbon	≥ 200,7
	Vókány-2	nem ért	Jakabhegyi Homokkő F. (alsó-triász)	≥ 461,0
Máriakéménd-Bátai terület	Máriakéménd-3	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	Cserdi Formáció (középső-perm)	130,4
	Nagykozár-2	Korpádi Homokkő F. (alsó-perm)	Cserdi Formáció (középső-perm)	52,4
	Somberek-1	metamorfit	Cserdi Formáció (középső-perm)	142,9
	Báta-3	metamorfit	Cserdi Formáció (középső-perm)	22,6

kül 831 m-t haladtak a Gyűrűfű Riolitban (BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994; *I. táblázat*).

Korábbi kőzettani megállapítások

A formáció kőzettani jellegéről a területen 1957 és 1962 között mélyült uránérckutató fúrások (MÉV) kőzetanyagának feldolgozása hozott új ismereteket. E kutatások keretein belül SZEDERKÉNYI (1962) írt elsőként jelentést a Gyűrűfű Riolitról, a felszíni feltárás és a Nyugati-Mecsek több mélyfúrásának kőzetanyagán végzett makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatai alapján. A legfontosabb összetételei és szöveti jellemzőket a *II. táblázatban* foglaltuk össze. Munkájában az általa jellemzett minták folyásosnak vélt szövetéből kiindulva a formáció kőzetanyagát „paleoeffúzióként”, vagyis lávakőzetként dokumentálta (*II. táblázat*).

A formáció további megismerésében fontos szerepet játszottak a Villányi-hegység északi előterében, valamint a máriakéménd-bátai területen az 1960-as évek végétől az 1980-as évekig, szintén uránérckutatási céllal mélyülő további fúrások (BARABÁSNÉ STUHL 1988). A Villányi-hegy-

ség északi előterében meglehetősen nagy kőzettani változatosságot mutató, míg a máriakéménd-bátai területen homogénebb kifejlődésű — a kőzetanyag tekintetében a Nyugati-Mecsek fúrásaihoz nagyon hasonlító — mélyfúrásokhoz kapcsolódó petrográfiai munka FAZEKAS (1978) nevéhez fűződik. A nyugati-mecseki felszíni feltárás és a máriakéménd-bátai terület kőzetanyagáról munkájukban fenntartották a korábbi, SZEDERKÉNYI (1962) által dokumentált lávakőzet eredetét (*II. táblázat*).

A Gyűrűfű Riolittal kapcsolatos újabb kőzettani és geokémiai vizsgálatokat JAKAB (2005) végezte. Makroszkópos és kőzetmikroszkópos megfigyelései alapján szintén lávakőzetet dokumentált, a korábban leírtakhoz hasonlóan folyásos szövetet megállapítva.

VARGA (2009) megfigyeléseire alapozva az újvizsgálat első lépéseként HIDASI (2013) és HIDASI et al. (2015) munkáikban a MÉV „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményét használták fel (*II. táblázat*). A nyugati-mecseki fúrások kőzetanyagából, illetve a Gyűrűfű Riolit eredetű kavicsanyagból (miocén Szászvári Formáció) számos, az ignimbritek lávakőzeteiktől való elkülönítésére alkalmas bélyeget írtak le (pl. relikv horzsakövek, nagy

II. táblázat. A Gyűrűfű Riolit Formáció ásványos összetételére, szövetére és eredetére vonatkozó korábbi mikroszkópos jellemzéseket összefoglaló táblázat (SZEDERKÉNYI 1962, FAZEKAS 1978, JAKAB 2005, HIDASI et al. 2015)

Table II. A summarizing table of the previous petrographic studies (mineral composition, texture) and formation interpretations of Gyűrűfű Rhyolite Formation (SZEDERKÉNYI 1962, FAZEKAS 1978, JAKAB 2005, HIDASI et al. 2015)

	SZEDERKÉNYI (1962)	FAZEKAS (1978)	JAKAB (2005)	HIDASI et al. (2015)
Ásványos összetétel	<p><i>kvarc</i>: általában sajátalakú, háromszög vagy hatszög metszetű (átl. átmérő 4,5 mm-es), zárványsoros, töredezett, erősen visszaoldott</p> <p><i>földpátok</i>: sajátalakú <i>kálfip.</i> (<i>ortoklász</i>) dominancia (2,7–3,5 mm-es átl. átmérő), gyakran ikresek, visszaoldottak, kevés <i>plagioklász földpát</i></p> <p>keves <i>biotit</i> illetve <i>biotit</i> utáni <i>limonitos szericit</i> <i>pszeudomorfóza</i></p>	<p><i>kvarc</i>: átlagos átmérő 4,5 mm, általában sajátalakú (háromszög és hatszög metszetek), ritkábban hipidiomorf, zárványsoros, gyakran rezorbeált, töredezett</p> <p><i>földpátok</i>: sajátalakú <i>kálföldpát</i> (<i>pertites ortoklász</i> 2,7–3,5 mm-es átmérővel), esetenként töredezett, rezorbeált, <i>pertitek szericitesedtek</i>; <i>plagioklász földpát</i>: <i>poliszintetikus ikerlemezség, erős szericitesedés</i></p> <p><i>biotit</i>: sajátalakú lemezes, vagy hatszögű bázis metszetek, teljesen lebontott, vörös vagy fekete vasoxid burok veszi körül</p>	<p><i>kvarc</i>: sajátalakú vagy hipidiomorf, gyakran törött, visszaoldott kristályok (méretük 2–4 mm)</p> <p><i>földpátok</i>: 1–5 mm-es átlagos méret; sajátalakú vagy félig sajátalakú <i>kálföldpát</i> dominancia, átl. töredezetek és visszaoldottak; kevesebb, jellemzően sajátalakú, átalakult <i>plagioklász fp.</i></p> <p><i>opak ásvánnyá és szericitté alakult biotit</i> (1–2 mm-es átl. méret)</p>	<p><i>devitrifikált relik</i> <i>horzsakövek</i>, (0,1 mm-től több mm-es méretben) <i>kvarc</i>mozaikkal, földpáttal és <i>biotit</i>tal kitöltve, bennük <i>szferolitokkal</i></p> <p><i>kvarc</i>: általában félig sajátalakú, repedezett, töredezett, fluidum zárványsorokkal (mérete 0,1–4 mm)</p> <p><i>földpátok</i>: átl. félig sajátalakú szemcsék (max. 4 mm-es méretben) vagy töredékek, kétféle megjelenés</p> <p><i>biotit</i> utáni <i>opak pszeudomorfóza</i>: csekély mennyiségben, táblás, oszlopos vagy alakatlan</p>
Szövet	<p><i>porfíros</i></p> <p>alapanyag aránya 49–54%</p> <p>mikroszkóposan <i>folyásos mikrokristályos, felzites</i> (vagy <i>mikroholokristályos porfíros</i>) <i>szövet</i></p>	<p><i>porfíros</i></p> <p>alapanyag aránya 60–70%</p> <p>mikroszkóposan <i>folyásos, mikrokristályos</i> (helyenként már szinte <i>kriptokrist.</i>) <i>felzites szövet, szferolitokkal</i></p>	<p><i>porfíros</i></p> <p>alapanyag aránya 40–45%</p> <p>mikroszkóposan <i>folyásos, mikroholokristályos szövet</i> (0,01 mm alatti szemcsemérettel), <i>üveges csíkokkal és durvább szemcsés erekkel</i> (<i>szericit és mozaikos kvarc</i> kitöltéssel illetve gyakran <i>szferolitokkal</i>)</p>	<p><i>porfíros, relik, vitroklasztos szövet</i></p> <p><i>nem folyásos</i>, a korábban leírt csepp alakú képződmények <i>üvegszilánkok</i></p> <p><i>devitrifikált relik</i> <i>horzsakövek axiolitok, szferolitok (HTCD-k)</i></p> <p>rosszul osztályozott alapanyag</p>
Elnevezés	lávakőzet	lávakőzet	lávakőzet	piroklaszt-ár üledék

mennyiségű átalakult üvegszilánk, töredezett fenokristályok, rosszul osztályozott alapanyag stb.).

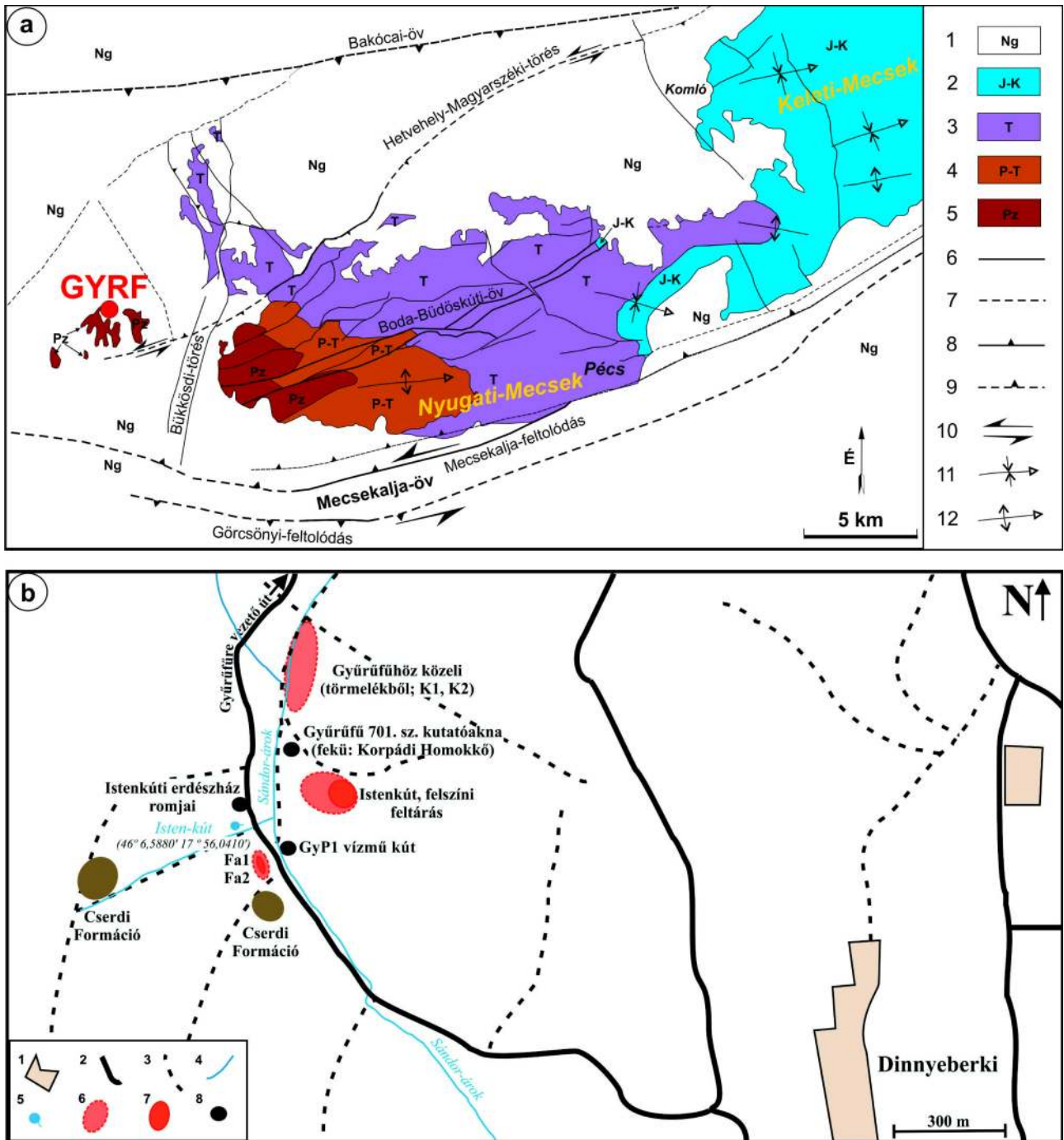
Mintagyűjtés

A vizsgált minták gyűjtésére 2012-ben került sor a Nyugati-Mecsekben, a Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti területen (1. ábra, a és b kép). A feltárások jellege és mintázhatósága alapján négy eltérő jelölésű mintacsoportot különítettünk el. A minták egyrészt a formáció korábban is jól ismert és dokumentált felszíni feltárásából, az Istenkúti

erdészház közelében található szállibúvásból származnak (kb. 5 kg minta). Ezek a minták a feltárás felső részén megfigyelhető, viszonylag jól követhető, rétegszerűen települő (pados megjelenésű) kibúvást képviselik (2. ábra). A továbbiakban e feltárást Gyűrűfű, Istenkút megnevezéssel jelöltük. Másrészt a Dinnyeberkiből Gyűrűfűre vezető út több pontján, kis kiterjedésű szállibúvásokból, valamint helyben maradt törmelékből került sor a mintázásra (3. ábra). A kis kiterjedésű (kb. 2–4 m²-es) feltárások közül kettő az említett útnak a felszíni feltárással szemközti oldalán található. Itt a képződmény a vékony talajtakaró alól kidőlt fák gyökérrendszeréhez kapcsolódóan került a felszínre. E két mintagyűjtési hely a

tanulmány további részében a „Gyűrűfű Fa1” és a „Gyűrűfű Fa2” megnevezést kapta (kb. 3–3 kg minta). A negyedik mintavételi hely az Istenkúti erdészháztól Gyűrűfűre vezető régi erdészeti út közvetlen környezetében, ahol a törmelék nagy

területen Gyűrűfű Riolit alkotja. E helyben maradt törmelékéből származó mintákat munkánk során „Gyűrűfűhöz közeli K1” és „Gyűrűfűhöz közeli K2” jellel szerepeltettük (3–3 db minta).

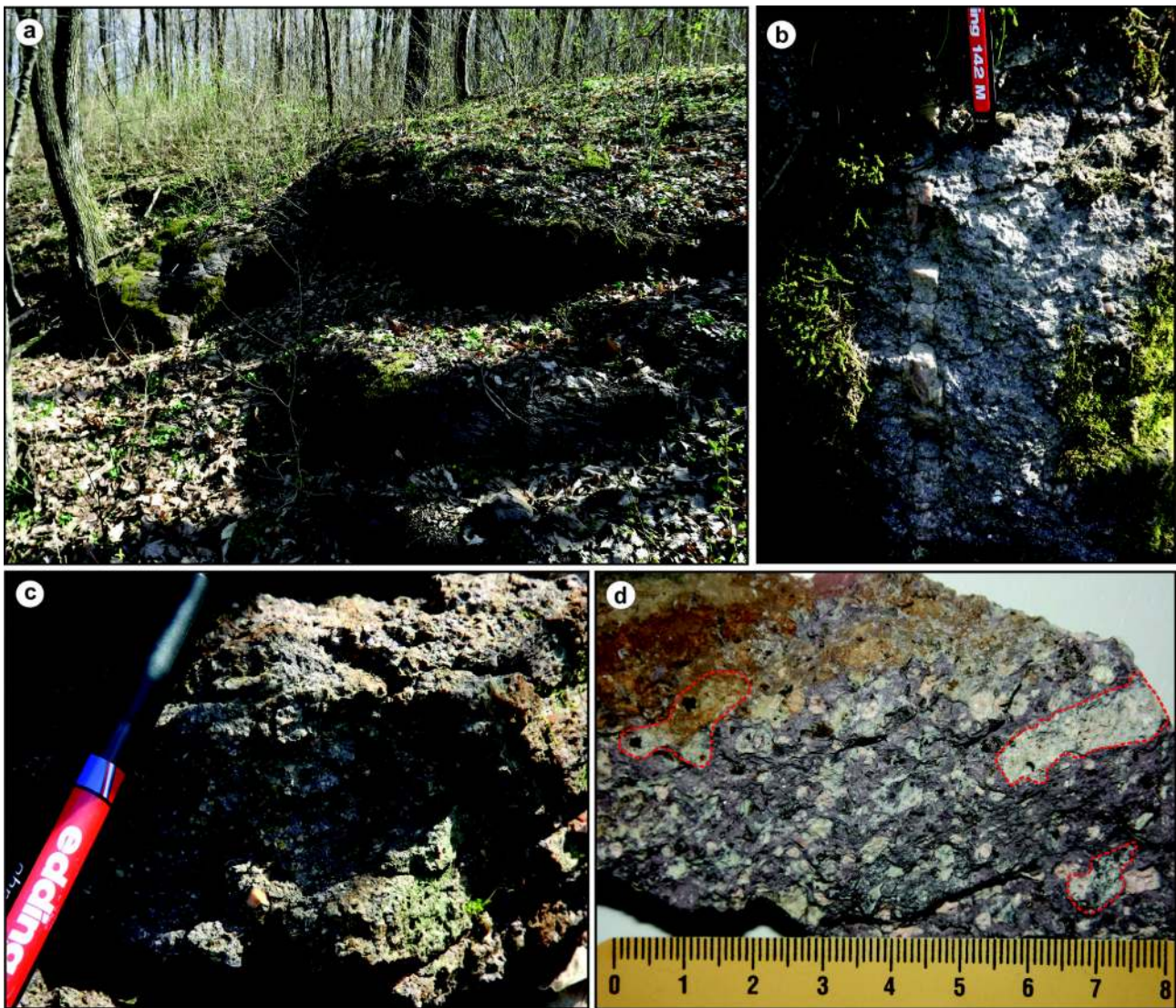


1. ábra. A Nyugati-Mecsek és környezetének szerkezetföldtani térképe KONRAD & SEBE (2010) alapján a Gyűrűfű Riolit Formáció (GYRF) mintagyűjtési helyének feltüntetése (a), valamint az egyes vizsgált feltárások helyszínrajz vázlatával (b) Gyűrűfű és Dinnyeberki települések térségében

Jelmagyarázatok: (a) 1 - neogén képződmények; 2 - jura-kréta képződmények; 3 - triász képződmények; 4 - felső-perm-alsó-triász képződmények; 5 - paleozoos képződmények általában; 6 - észlelt szerkezeti elem; 7 - szerkesztett szerkezeti elem; 8 - észlelt feltolódás; 9 - szerkesztett feltolódás; 10 - eltolódás; 11 - szinklinális; 12 - antiklinális; (b) 1 - település; 2 - erdészeti út, műút; 3 - túraösvény, gyalog járható völgy; 4 - vízfolyás; 5 - forrás; 6 - törmelékfeltárás; 7 - szálfeltárás; 8 - mesterséges objektum

Figure 1. Structural framework and generalized geological map of the Western Mecsek Mts. after KONRAD & SEBE (2010), showing the locality where analyzed Gyűrűfű Rhyolite (GYRF) samples were collected in this study (a) with the sketch of the sampling sites (b) in the area of the villages of Gyűrűfű and Dinnyeberki

Legends: (a) 1 - Neogene; 2 - Jurassic and Cretaceous; 3 - Triassic; 4 - Upper Permian - Lower Triassic; 5 - Palaeozoic in general; 6 - observed fault; 7 - compiled fault; 8 - observed reverse fault; 9 - compiled reverse fault; 10 - strike-slip fault; 11 - syncline; 12 - anticline; (b) 1 - settlement; 2 - forest road, driveway; 3 - hiking trail, valley (passable for pedestrians); 4 - watercourse; 5 - spring; 6 - detrital outcrop; 7 - outcrop in situ (bedrock); 8 - artificial object



2. ábra. Gyűrűfű, Istenkút mintavételi hely (a) és a feltárt kőzetanyag makroszkópos megjelenése (b-d). A képeken az átalakult horzsaköveket piros, szaggatott vonallal határoltuk le

Figure 2. Gyűrűfű, Istenkút sampling site (a) and the macroscopic appearance of the exposed rock samples (b-d). The altered pumices are highlighted by red dashed lines

Vizsgálati módszerek

Munkánk során az egyes mintavételi helyek kőzetanyagának makroszkópos és mikroszkópos jellemzését a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük el. Makroszkópos leírásunkhoz binokuláris mikroszkópot (Olympus SZX7), míg a vékonycsiszolatos petrográfiai jellemzéshez (6 db nagyméretű, 4 db normál méretű fedetlen, polírozott vékonycsiszolat) és a cirkon (illetve egyéb akcesszóriák) vizsgálatához polarizációs mikroszkópot (Brunel SP-300-P, illetve Olympus BX41), valamint pásztázó elektronmikroszkópot használtunk. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok a Szegedi Tudományegyetem Elektronmikroszkóp Laboratóriumában Hitachi S-4700 téremissziós elektronmikroszkópon készültek, visszaszórt (YAGBSE) és energiadisperzív (EDS) detektorok alkalmazásával, 20 kV gyorsító feszültség mellett (vákuumban), polírozott, szenezett vékonycsiszolatokon.

A Gyűrűfűi Riolit mintáinak petrográfiai leírását a vékonycsiszolatokban található cirkonzemcsék tulajdonságainak statisztikai paraméterekkel való jellemzésével egészítettük ki. Jelen munkánkban a cirkonpopulációt 6 db vékonycsiszolatban (K1, K2, Fa1, Istenkút: 1–1 nagyméretű csiszolat; Fa2: 2 db nagyméretű csiszolat) azonosított több mint 200 db szemcse alapján jellemezzük.

A polarizációs mikroszkópi vizsgálatok a cirkonpetrográfiában számos paraméter feltárására alkalmasak, amelyeket a továbbiakban CORFU et al. (2003) munkája alapján mutatunk be röviden. Vizsgálataink során alkalmazhatunk áteső (transmitted light = TL) vagy visszavert fényt (reflected light = RL). Előbbi használatával olyan tulajdonságokat vizsgálhatunk — a legalapvetőbb paramétereken (pl. méret, alak stb.) túl —, mint a növekedési zónásság és a metamikt zónák jelenléte, a pleokroos udvar megjelenése, zárványok jelenléte (szilikátolvadék-zárvány, ásvány), illetve a cirkon és a kőzetalkotó ásványok, vagy az alapanyag

közötti kapcsolat. Visszavert fényvel feltáruhatnak az esetleges zárványok és a belső töredezettség jellege. A polarizációs mikroszkópos vizsgálatok általános hátránya azonban, hogy a mikroszkópok felbontóképessége behatárolhatja a cirkonkristályok vizsgálatát, kis méret esetén problémát okozhat a cirkonzemcsék megkülönböztetése a monacittól és más erős kettőtörést mutató ásványtól. Továbbá e vizsgálatok a cirkonok belső szöveti jellemvonásainak megismerésére nem elegendőek, különösen, ha a szemcsék jelentősen nem metamiktisedtek, így zóna nélkülinek és belső szövetüket tekintve egyneműnek tűnhetnek. A belső szöveti jellegek feltárására a katódlumineszcens (CL) és a visszaszórt elektronmikroszkópia (BSE) nyújthat további lehetőséget.

A korábban említett tényekből kiindulva vékonycsiszolati leírásunk során az egyes cirkonzemcsék következő paramétereit vizsgáltuk és foglaltuk bele a statisztikai értékelést lehetővé tevő adatbázisunkba: (1) a cirkon előfordulási helye (az alapanyagban vagy valamelyik kőzetalkotó ásványban zárványként), (2) mérete, (3) morfológiája (a szemcse alakja, körvonala), (4) a szemcsék peremén megjelenő, az ásványban lévő urán radioaktív bomlása során keletkezett sugárzás szerkezetroncsoló hatására kialakuló pleokroos udvar kiterjedése, illetve (5) egyéb jellegzetességek (pl. belső törések, zónáság, xenokristályos mag jelenléte). A pleokroos udvar kiterjedésének osztályozásakor a következő kategóriákat alkalmaztuk: (1) nincs jelen vagy kis kiterjedésű udvar; (2) közepes kiterjedésű udvar: a cirkon körüli udvar szélessége nem haladja meg a szemcse szélességét; (3) nagy kiterjedésű udvar: szélessége közel akkora, mint maga a cirkon, és annak alaki sajátosságait elfedi. A statisztikai értékelés során a petrográfiai vizsgálatok által elkülönített litofáciesek közötti különbségekre koncentráltunk.

A petrográfiai vizsgálatok eredménye és értelmezése

Makroszkópos leírás

A kőzetek színe szürkéslila, a különböző mintavételi helyek kőzetanyaga közül a legsötétebb szín az istenkúti felszíni feltárásból származó mintákra jellemző (2. és 3. ábra). A finomszemcsés alapanyagban (50–55%) makroszkóposan jellemezhető, 2 mm-nél nagyobb klasztok (5–10%; 2. ábra, d, illetve 3. ábra, b, c és e kép, piros szaggatott vonallal lehatárolva) és kristályok (30–35%) vannak jelen, a kőzet porfíros megjelenésű. Az alapanyag szürkéslila, nem porózus, helyenként irányítottság megfigyelhető benne (Gyűrűfű, Istenkút feltárás mintái). A Gyűrűfűhöz közeli K1 és K2 törmelékfeltárásból származó mintákra irányítottság egyáltalán nem jellemző.

A szabálytalan alakú, fehér–zöldesfehér klasztok viszonylag puhák, nem átlátszóak és nem porózusak. Felületük jellemzően hullámos, megnyúltak, lapítottak, egymással párhuzamosan helyezkednek el, a szövetnek gyenge irányítottságot adva. Belsejükben helyenként a porfírokkal

megegyező anyagú kristályok figyelhetők meg. Megjelenésük alapján ezek átalakult horzsakövek, amelyek porozitása a kompaktáció miatt megszűnt. Az egykori horzsakövek mérete változó, megnyúlási aránya 10–30:1–2 (két dimenziós vizsgálatok alapján). A leghosszabb mért értékek átlaga 10–15 mm, azonban egyes mintákban akár 25–30 mm hosszú klasztok is jelen vannak.

A porfíros kristályok (káli földpát, kvarc, plagioklász földpát, biotit) mérete maximálisan 6 mm, alakjuk változó (sajátalakú, félig sajátalakú, törött), elrendeződésükben nincs irányítottság, osztályozottságuk rossz. Legnagyobb arányban káli földpát figyelhető meg (becsült mennyiség: 10–20%), amely narancsszínű, nem átlátszó, idiomorf, táblás, töredezett-törött (hipidiomorf) kristályok formájában jelenik meg. Mérete széles tartományban változik, átlagosan 3 mm. Nem ritkák a nagyméretű, akár 6 mm-es káli földpát egykristályok, de a kisebb, alig 1 mm-esek sem. A kvarc (10–15%) idiomorf-hipidiomorf, gyakran törött, többnyire színtelen/szürke, zsírfényű, átlátszó kristályokat alkot; átlagos mérete 2–3 mm. A plagioklász földpát (3–5%) általában fehér, átlátszatlan, gyakran átalakult, mállott (agyagásványosodott). Alakja hipidiomorf (szabálytalan háromszög/négyszög alakú), gyakran törött kristályok formájában jelenik meg. Mérete maximálisan 4 mm, átlagosan 2–3 mm. Makroszkóposan az egyetlen felismerhető színes alkotó a biotit (1–3%), ami sajátalakú kristályok formájában szórtan helyezkedik el az alapanyagban, mérete kb. 1 mm.

A mikroszkópos megfigyelések alapján elkülöníthető litofáciesek

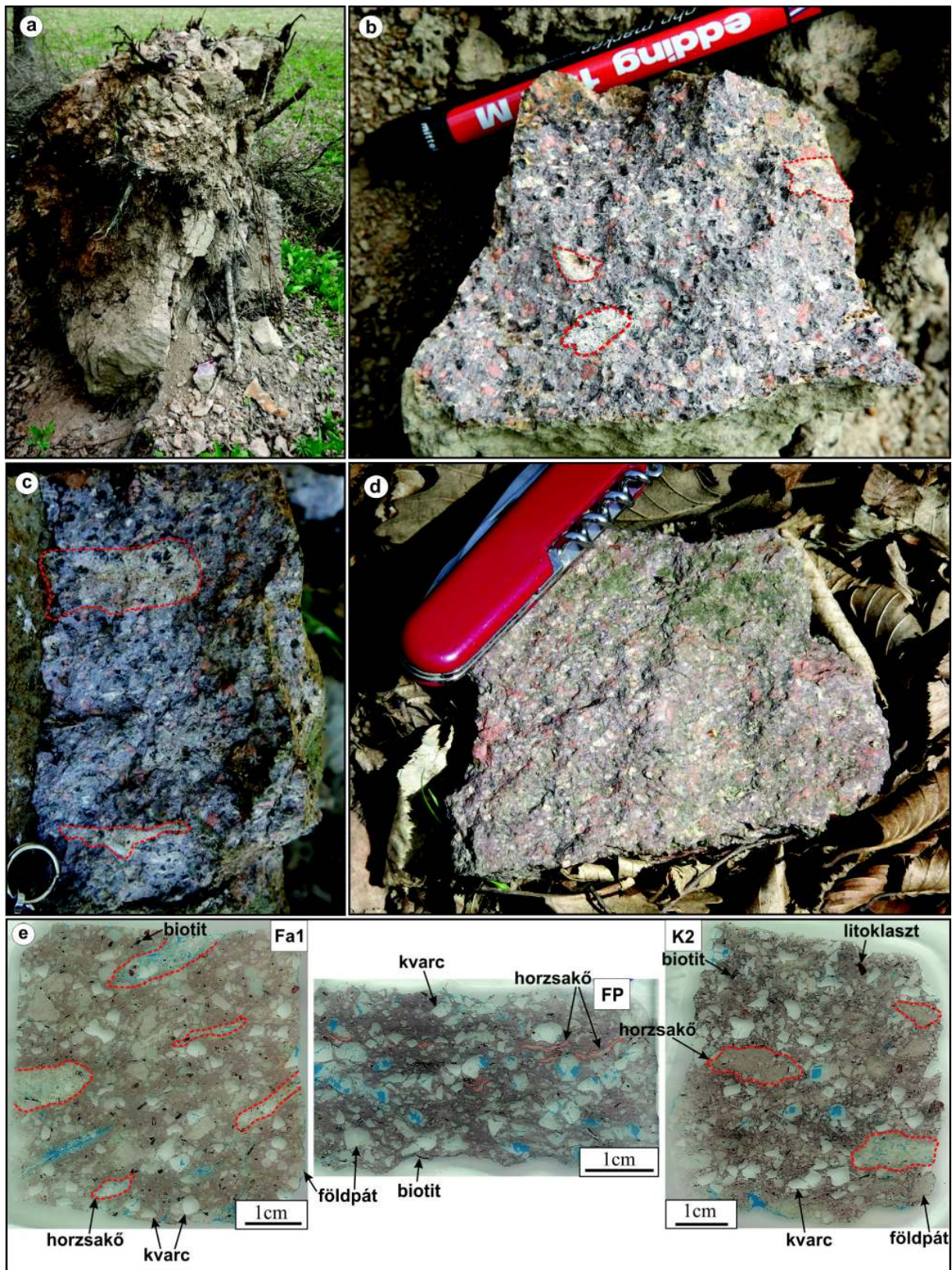
Eutaxitos szövetű, összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa litofácies

A vizsgált vékonycsiszolatok közül a Gyűrűfű, Istenkút, illetve a Gyűrűfű Fa1 és a Gyűrűfű Fa2 mintavételi helyekhez tartozó minták tartoznak e litofáciesbe. A litofáciesre vonatkozó fő petrográfiai jellegzetességeket a 4. ábra mutatja be.

Leírás

A minták finomszemcsés, barnásszürke–lilásszürke alapanyagból, különböző méretű fenokristályokból és színtelen klasztokból állnak, melyek gyengén osztályozottak és megnyúlásuk szerint irányítottak, egymással párhuzamosan futnak. Mikroléptékben az irányítottságot szabálytalan alakú, jól elkülönülő klasztok és megnyúlt, átalakult vulkáni üvegszilánkok (juvenilis törmelékek) hordozzák (4. ábra, a, c és e kép).

A klasztok mérete ~3 cm-től folyamatosan csökkenhet az alapanyagban elkülöníthető üvegszilánkok méretéig (100–200 µm); ezáltal a csiszolati lépték nem reprezentatív a mennyiségük becslésére. Jellemzően lapítottak, ívelték, a fenokristályok környezetében erősebben deformáltak, esetleg „kaptafaszerűen” körülölelik azokat, ami a Gyűrűfű, Istenkút feltárás mintáira különösen jellemző. Mikroszkópi azonosításukat megkönnyíti, hogy szegélyükön szinte min-

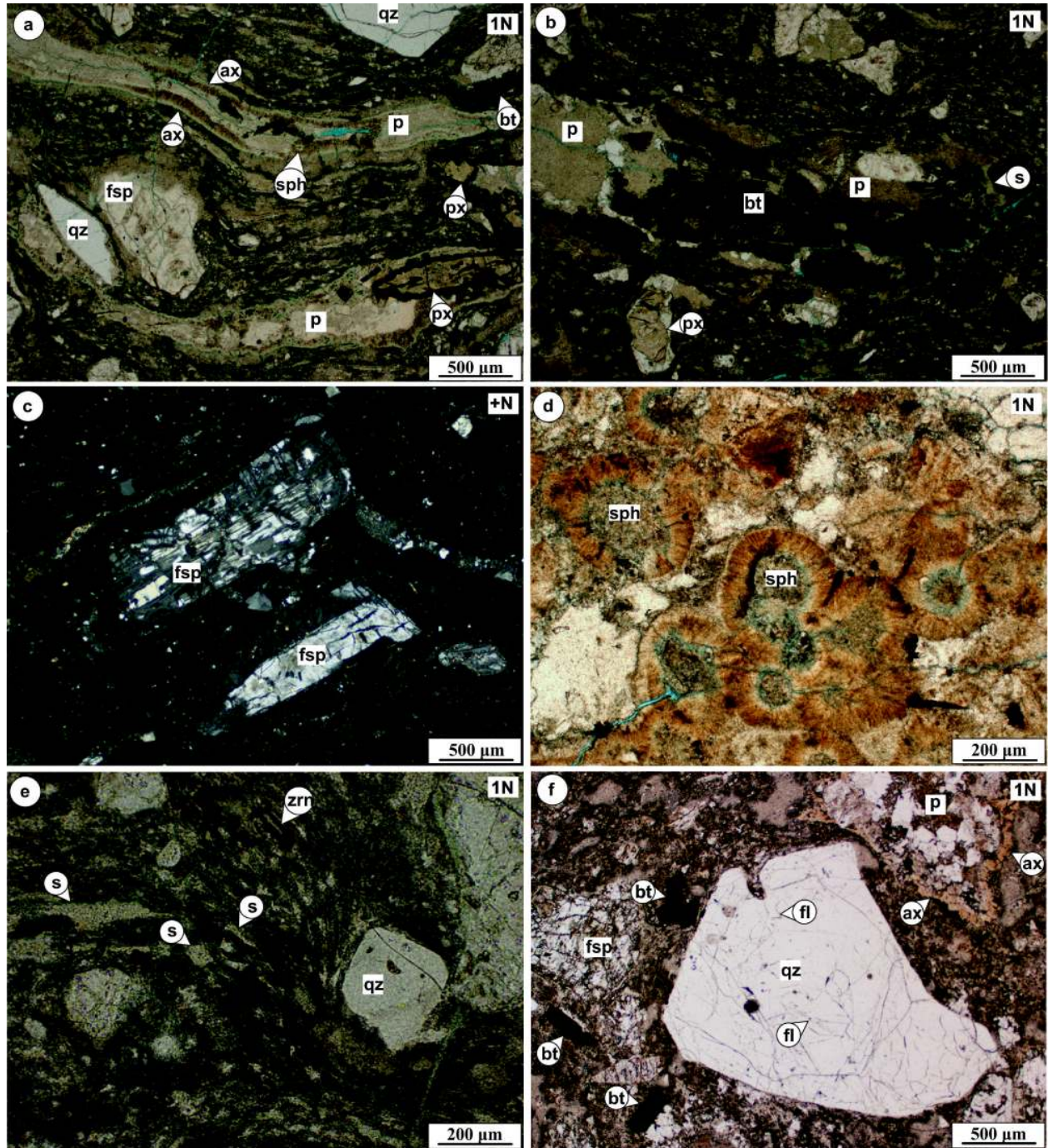


3. ábra. A Dinnyeberkiből Gyűrűfűre vezető út mentén szálban és helyben maradt törmelékben található Gyűrűfűi Riolit kibúvások kőzetanyaga (a-d), illetve három általunk vizsgált vékonycsiszolatról („Gyűrűfű Fa1”, „Gyűrűfű, Istenkút, FP”, valamint „Gyűrűfűhöz közeli, K2” mintavételi helyek) készült szkennelt felvételek (e). a) és b) „Gyűrűfű Fa1” mintagyűjtési hely; c) „Gyűrűfű Fa2” minta; d) jellegzetes kőzetminta a „Gyűrűfűhöz közeli” lelőhelyről. A képeken az átalakult horzsakőveket piros, szaggatott vonallal határoltuk le

Figure 3. Rock samples of Gyűrűfű Rhyolite from outcrops (both in situ and detrital material) situated along the road from Dinnyeberki to Gyűrűfű (a-d) and the scanned images of three observed thin sections („Gyűrűfű, Fa1”, „Gyűrűfű, Istenkút, FP” and „Gyűrűfűhöz közeli, K2” sampling sites). a) and b) „Gyűrűfű Fa1” sampling site; c) „Gyűrűfű Fa2” sample; d) Representative rock sample from „Gyűrűfűhöz közeli” sampling site. The altered pumices are highlighted by red dashed lines

den esetben káliföldpát axiolitok különíthetők el, belső részükön gyakran földpát szferolitok is feltűnnek (4. ábra, a és d kép), amelyek maximálisan ~300–400 µm-esek lehet-

nek. A klasztok belseje a kompaktció miatt nem porózus, részben a fenokristályokkal megegyező földpát-, kvarc- vagy biotitkristályokat tartalmaz (4. ábra, b); részben az



4. ábra. Az eutaxitos szövettű, összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa litofáciest bemutató mikrofotók. a) Egymással párhuzamosan futó horzsakövek axiolitos szegéllyel és belsejükben szferolitokkal, illetve piroxén utáni opak pszeudomorfózák; b) Horzsakövet kitöltő biotit utáni opak pszeudomorfóza; c) Töredezett földpát fenokristályok az irányított alpanyagban (kétféle megjelenés); d) Szferolitok a kőzet szövetében; e) Irányítottágot hordozó, átalakult üvegszilánkok; f) Félig sajátalakú, szegélye mentén visszaoldott kvarc, töredezett földpát fenokristály és átalakult horzsakő

Rövidítések: ax: axiolit, bt: biotit utáni opak pszeudomorfóza, fl: fluidum-zárványosor, fsp: földpát, p: átalakult horzsakő, px: piroxén utáni opak pszeudomorfóza, qz: kvarc, s: egykori kőzetüveg, sph: szferolit, zrn: cirkon

Figure 4. Microscopic photos of the eutaxitic, welded, crystal-rich and pumice-bearing lapilli tuff lithofacies. a) Parallel pumices with axiolites at the margins and spherulites inside them, and opaque pseudomorphs after pyroxene; b) Opaque pseudomorph after biotite filling pumice; c) Fragmented feldspar phenocrysts in the oriented matrix (two different appearances); d) Spherulites in the texture of the rock; e) Oriented, altered glass shards; f) Hypidiomorphic quartz phenocryst, resorbed at the margin, fragmented feldspar phenocryst and altered pumice

Abbreviations: ax: axiolite, bt: opaque pseudomorph after biotite, fl: fluid inclusions, fsp: feldspar, p: altered pumice, px: opaque pseudomorph after pyroxene, qz: quartz, s: altered glass shard, sph: spherulite, zrn: zircon

egykori pórusokat mozaikos kvarckristályok (4. ábra, d és f kép), finomszemcsés alapanyag és opak ásványok töltik ki.

Az egykori üvegszilánkok orientációja jellemzően megegyezik a nagyobb méretű klasztokéval, hozzájárulva a minták irányított szövetéhez. Alakjuk általában megnyúlt, ívelt; az üde, deformációtól mentes üvegszilánkokra jellemző X és Y alakú formák viszonylag ritkák (4. ábra, e). Az átalakult üvegszilánkok gyakran folytonos sávvá állnak össze. Átlagos méretük 50 és 200 µm közötti; devitrifikáción estek át, ezáltal izotróp jellegük is megszűnt. A kőzet alapanyaga hintetlen különböző méretű opak ásványokat (döntően ilmenit) is tartalmaz.

Az egykori horzsakövek és átalakult üvegszilánkok által hordozott irányítottság mértéke között azonban az egyes mintavételi helyek mintái között is különbség mutatkozik. A legmarkánsabban a Gyűrűfű, Istenkút mintavételi hely kőzetanyagában jelentkeznek e szöveti bélyegek, míg a Fa1 és Fa2 lelőhely mintáiban előbbinél gyengébb irányítottságot tapasztaltunk.

A legfontosabb kőzetalkotó ásványok: kvarc, földpátok, biotit és piroxén utáni opak pszeudomorfoza, amelyek nem mutatnak irányítottságot. A kvarckristályok (4. ábra, f) többnyire félig sajátalakúak, izometrikusak, a széleken gyakran rezorbeáltak, helyenként beöblösödések tartalmaznak. Ívelt repedések járják át belsejüket, melyekbe bejutott a finomszemcsés alapanyag, illetve fluidum- és/vagy szilikátolvadék-zárványok szintén előfordulhatnak bennük. Gyakori a fragmentálódott kvarckristály, többnyire háromszög metszetű, tövis vagy pengeszzerű töredék. Méretük ennek megfelelően változó, az alig néhány 100 µm-estől egészen a 2–3 mm-es nagyságú kristályokig. A párhuzamosan futó klasztok kitöltéseként mozaikos, unduláló kioltású, finomszemcsés kvarc szintén megjelenik.

A földpátok (4. ábra, c és f) félig sajátalakúak, helyenként eredeti táblás formáik is felfedezhetőek a csiszolatokban. Töredezettek, a repedések mentén gyakori az agyagásványosodás, szericitesedés, illetve a szemcsék szelektív kioldódása. Megjelenésüket tekintve el lehet különíteni káliföldpátot és plagioklász földpátot. A nagyobb méretű káliföldpátokra gyakran 2 tagból álló ikresedés jellemző. A kristályok belseje azonban nem homogén, egyrészt hematit-zárványok jelennek meg a repedések/hasadási síkok mentén, másrészt mozaikosan váltakoznak a káliföldpát és plagioklász doménjei. A káliföldpát belsejében megjelenő plagioklász poliszintetikus ikres, sűrű ikerlemezekkel, ami albitos összetételre utal. Az alapanyagban fenokristályként megjelenő plagioklászra zónásság nem jellemző, az ikerlemezek szélesebbek, ami bázisosabb összetételt jelez. A földpátok mérete erősen változó a néhány 100 µm és 4–5 mm között. Valamennyi mintában a káliföldpát dominál (3–4-szer több, mint a plagioklász), azonban a nagyfokú átalakulás és mozaikos jelleg miatt mennyiségi kimérést nem végeztünk.

A biotit (4. ábra, b és f kép) a legtöbb esetben átalakult, lemezes, opak pszeudomorfoza (hematit) formájában figyelhető meg, a barna színű, kevésbé átalakult szemcsé alárendelt. A csiszolatokban a biotit mennyisége néhány % (1–3%), a lemeztöredékek mérete kisebb, mint 2 mm.

Előfordulnak 1–1,5 mm-es, átalakult mafikus ásványok, melyek a szegélyük mentén, illetve belsejükben, a szegélyre merőleges sávok mentén opakásványosodtak (4. ábra, a és b). Ezért és zömök alakjuk miatt ezek nagy valószínűséggel átalakult piroxének lehetnek.

Akcesszóriaként gyakran jelenik meg cirkon (4. ábra, e; 5. ábra, a), ami sokszor törött kristályok formájában figyelhető meg. A cirkonra vonatkozó polarizációs mikroszkópi megfigyeléseinket tanulmányunk következő fejezete részletezi. Apatit (5. ábra, b és c), monacit (5. ábra, e), rutil (5. ábra, f) és xenotim szintén azonosítható a mintákban. SEM vizsgálataink során az opak ásványokat összetételük alapján döntően ilmenitnek (5. ábra, d) határoztuk meg.

Értelmezés

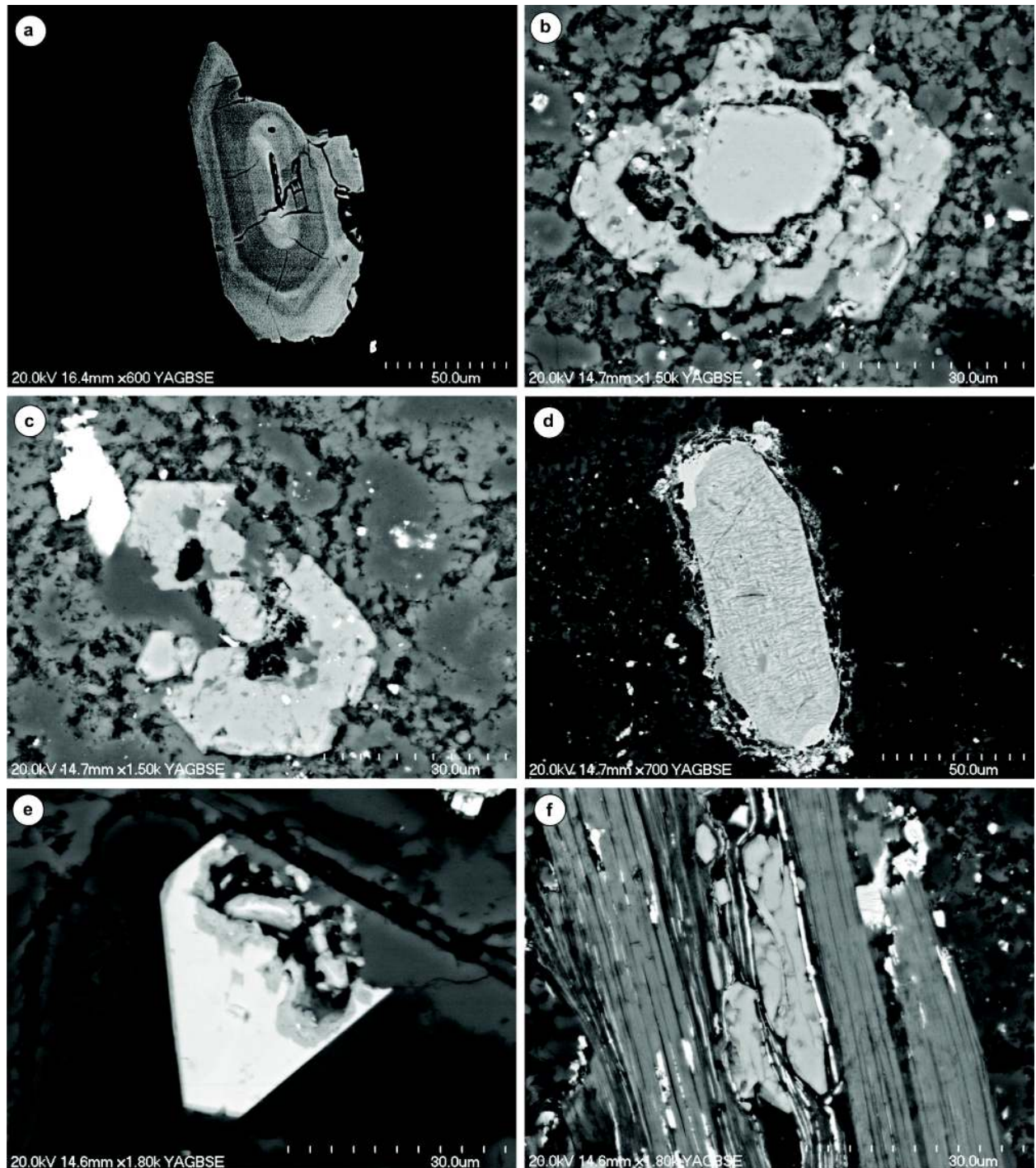
Az irányítottságot hordozó klasztokban bár buborékos szerkezet nem látszódik, a szöveti bélyegek alapján azok ellaposodott, deformálódott horzsakövek lehetnek. Ezt bizonyítja a 4. ábrán (b kép) a klasztot kitöltő, átalakult biotitkristálytól jobbra megfigyelhető ívelt, egykori buborékfalra emlékeztető forma. Az egykori horzsakövek réteghatás hatására bekövetkező kompaktációjából kialakuló formák fiammeként értelmezhetőek (GIFKINS et al. 2005). Ezekre az átalakult horzsakövekre axiolitos szegély (4. ábra, a és f kép), illetve belsejükben a szferolitok (4. ábra, a és d) jellemzőek, amelyek nagy hőmérsékletű kristályosodás (devitrifikáció) bélyegei (HTCD: *high temperature crystallization domains*; BREITKREUZ 2013). A párhuzamosan elrendeződött, összeolvadt üvegszilánkok és horzsakövek (4. ábra, a) az összesülés tipikus szöveti megjelenési formái, így ezek szintén a nagy hőmérsékleten lejátszódott devitrifikáció jelei. A szferolitok és litofizák hozzávetőleges kristályosodási hőmérséklete alapján (BREITKREUZ 2015) a fenti átalakulás hőmérséklete kb. 500–800 °C lehetett. A juvenilis törmelékek (egykori horzsakövek és üvegszilánkok) együttesen alkotják a kőzetminták irányított, eutaxitos szövetét (GIFKINS et al. 2005, WILCOCK et al. 2013).

A káliföldpát az előzetes röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálat alapján adulár, ami kálimetaszomatózisra utalhat (RAUCSIK Béla szóbeli közlése, 2015). A mintákban a kétféle megjelenésű földpát közül egyértelműen a káliföldpát-kristályok dominálnak. A földpátok azonban jelentősen átalakultak, gyakran lehetetlenné téve a káliföldpát és plagioklász földpát szemcsék egymástól való elkülönítését, így azok pontos arányának megállapítását nem tudtuk elvégezni. A fenokristályok jellege és a káliföldpát-dominancia alapján (kvarc, káliföldpát > plagioklász, biotit) a kőzetanyag összetételét tekintve riolituffa.

A tapasztalt szöveti bélyegek közül az egykori horzsakövek, az átalakult üvegszilánkok, az alkotók rossz osztályozottsága és a töredezett fenokristályok, illetve a nagyarányú törött cirkon a piroklaszt-ár üledékek sajátossága (McPHIE et al. 1993, PAULICK & BREITKREUZ 2005, HARANGI 2011), vagyis a kőzetanyag horzsakő- és hamuár-üledékként rakódhatott le. A fő kőzetalkotók töredezettsége háttérben a kitorési felhőben végbemenő fragmentáción kívül egyéb

tényezők (pl. olvadékszárványok jelenléte) is állhat (pl. ALLEN & MCPHIE 2003, BEST & CHRISTIANSEN 1997). Az egykori üvegszilánkok alakjukkal a kőzetanyag össze-sülésére utalnak, amelyet megerősít a juvenilis törmelékek szöveti elrendeződése. Mindezek alapján — megerősítve HIDASI et al. (2015) megállapítását — a vizsgált anyag

átalakult, összesült, kristálygazdag, horzsakő-tartalmú lapil-litufaként (ignimbrit) írható le. Eredetüket tekintve e kőzet-típusok Gyűrűfű térségében — MCARTHUR et al. (1998) munkájából kiindulva — feltételezhetően egy egykori völ-gyvet feltöltő piroklaszt-ár proximális részének közepes-nagyobb mélységéből származhatnak, ahol az összesülés-



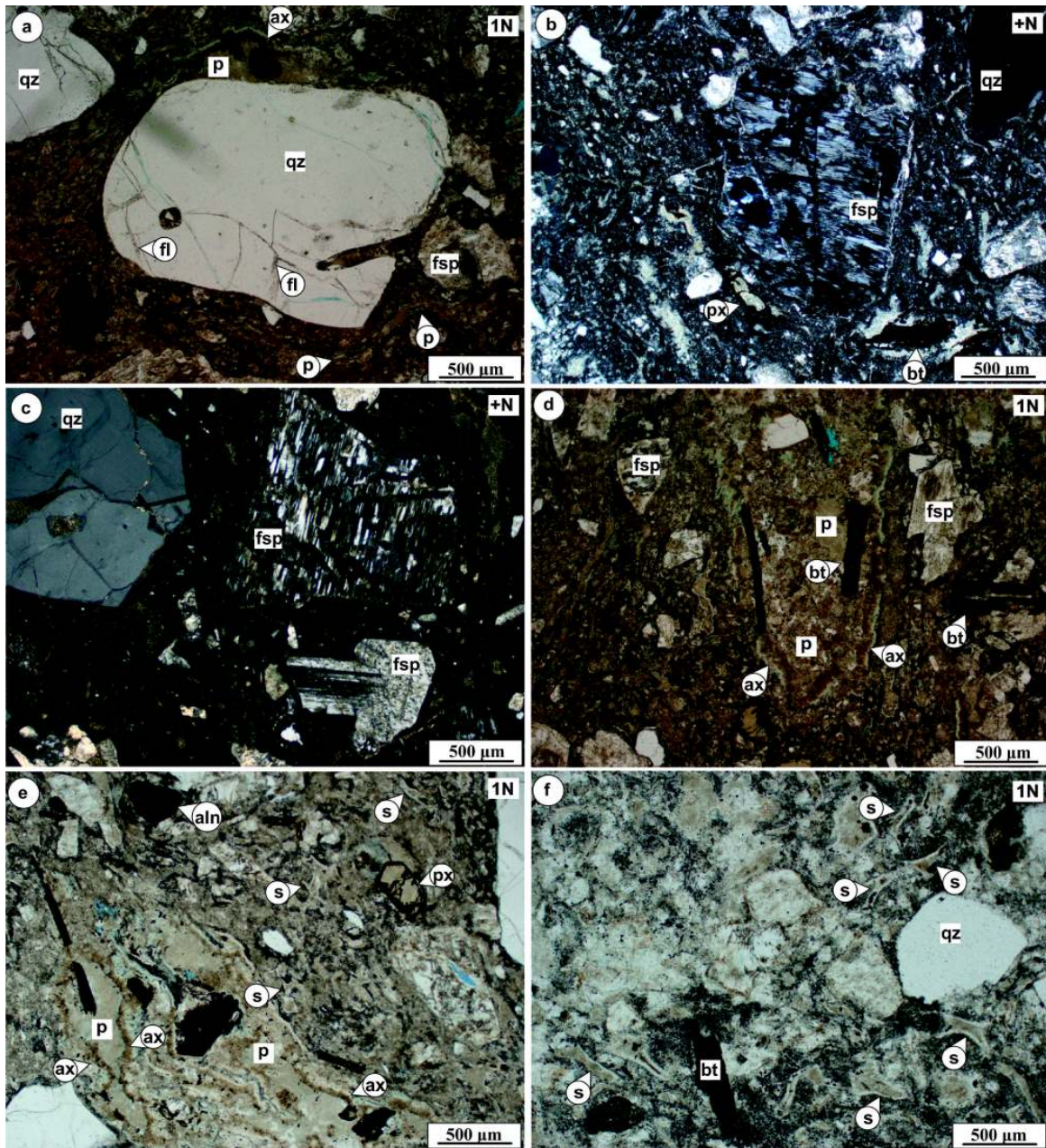
5. ábra. Akcessóriák a Gyűrűfű Riolit felszíni és felszínközeli kőzetanyagában, visszszórt elektronképeken (BSE). a) Sajátalakú, az egyik piramis mentén törött, zónás cirkon; b és c) Sajátalakú apatitkristályok, lekerekített, visszaoldott maggal; d) Lekerekített opakásvány (összetételét tekintve ilmenit); e) Sajátalakú, részben visszaoldott monacit; f) Rutilzárvány biotit utáni opak pszeudomorfózában

Figure 5. Accessories in the superficial samples of Gyűrűfű Rhyolite (BSE images). a) Idiomorphic, zoned zircon; b and c) Idiomorphic apatite crystals with rounded, resorbed cores; d) Rounded opaque mineral (ilmenite in its composition); e) Idiomorphic, partially resorbed monacite; f) Rutile inclusion in opaque pseudomorph after biotite

hez megfelelő hőmérséklet és rétegterhelés egyaránt jelen volt. Fontos azonban kiemelni, hogy az összesülés mértéke az egyes, e litofáciesbe tartozó mintavételi helyek kőzetanyagai között is eltérő. A rossz feltártsági viszonyok — és a terület védettsége — azonban jelenleg nem teszik lehetővé a részletes terepi vulkanológiai kutatást.

Nem összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa litofácies

Ez a litofácies a vizsgált minták közül a Gyűrűfűhöz közeli törmelékfeltárás mintavételi helyhez tartozókra (K1 és K2) jellemző. A vonatkozó fő petrográfiai jellegzetességeket a 6. ábra mutatja be.



6. ábra. A nem összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa litofáciest bemutató mikrofotók. a) Félig sajátalakú, visszaoldott szegélyű kvarc, belsejében fluidium-zárvánnyal és hozzátapadt axiolitos horzsakővel, illetve üledékes eredetű litoklaszt; b) Félig sajátalakú, töredezett feldspát fenokristály; c) Két különböző megjelenésű feldspát; d) Átalakult horzsakő axiolitos szegéllyel és biotit utáni opak pszeudomorfozása; e) Gyengén irányított szövet, horzsakőekkel és egykori üvegszilánkokkal; f) X és Y alakú üvegszilánkok a minta alanyagában
Rövidítések: aln: allanit, ax: axiolit, bt: biotit utáni opak pszeudomorfozása, fl: fluidium-zárvánnyal, fsp: feldspát, p: átalakult horzsakő, px: piroxén utáni opak pszeudomorfozása, qz: kvarc, s: egykori kőzetüveg

Figure 6. Microscopic photos of the non-welded, crystal-rich and pumice-bearing lapilli tuff lithofacies. a) Hypidiomorphic quartz resorbed at the margin with fluidium inclusions inside and with axiolitic pumice sticking to it and sedimentary lithic; b) Hypidiomorphic, fragmented feldspar phenocryst c) Feldspars with two different appearances; d) Altered pumice with axiolites at the margins and opaque pseudomorphs after biotite; e) Poorly oriented texture with former pumices and glass shards; f) X and Y shaped glass shards in the matrix

Abbreviations: aln: allanite, ax: axiolite, bt: opaque pseudomorph after biotite, fl: fluid inclusions, fsp: feldspar, p: altered pumice, px: opaque pseudomorph after pyroxene, qz: quartz, s: altered glass shard

Leírás

E litofációs kőzetanyaga az eutaxitos szövetű, összesült, kristálygazdag, horzsakőtartalmú lapillitufa litofáciéséhez hasonlóan szintén finomszemcsés alapanyagból, klasztokból és különböző méretű fenokristályokból (káliföldpát, kvarc, plagioklász, biotit, piroxén utáni pszeudomorfóza) áll. Az alapanyag színe barnásszürke, azonban egyes mintákban zöldes árnyalatok is megfigyelhetők. Rossz osztályozottságot és az előző litofáciesnél jóval gyengébb, mikroszkópi léptékű irányítottságot mutatnak a minták. Utóbbi hordozói szintén juvenilis törmelékek, amelyek jól elkülönülő, egymással párhuzamosan futó klasztok (6. ábra, d és e).

A nem porózus, kristálytartalmú klasztok mérete ~3 cm-től folyamatosan csökkenhet az alapanyagban elkülöníthető üvegszilánkok méretéig (200–300 µm), alakjuk általában szabálytalan, enyhén nyúlt (magasság/szélesség arányuk jellemzően 1:3–1:2). Peremük ívelt, nem éles határvonalú, a szabálytalan elvégződéseknél buborékfal jellegű, szálas, csöves belső szerkezet fedezhető fel, ami a horzsakőeredet bizonyítja. Devitrifikáción estek át, szegélyüket káliföldpát axiolitok rajzolják ki, belsejükben gyakoriak a káliföldpát szferolitok. Belsejük a fenokristályokkal megegyező földpát-, kvarc- vagy biotitkristályokat tartalmazhat.

Juvenilis törmelékként előfordulnak továbbá devitrifikált vulkáni üvegszilánkok (átlagos méretük 100 µm körüli), amelyek jellemzően X és Y alakúak (6. ábra, e és f). Nem orientáltak sem egymással, sem a nagyobb méretű klasztokkal, az alapanyagban szabálytalanul figyelhetők meg. Ennek megfelelően az egykori üvegszilánkok összeolvadása sem mutatható ki, ami szembeutó különbséget jelez az eutaxitos szövetű, összesült litofácieshez képest.

A K1 és a K2 mintavételi hely kőzeteiben a káliföldpát, a kvarc, a plagioklász és a színes ásványok mennyiségi aránya és minőségi jellemzői azonosak a korábban bemutatott Gyűrűfű, Istenkút, Fa1 és Fa2 lelőhely kőzeteinél részletezettekkel (6. ábra, a–c), ezért ezeket leírásunkban nem ismételjük meg. Akcesszóriaként cirkon, apatit, monacit, rutil, xenotim, opak ásvány és allanit (6. ábra, e) fordul elő a mintákban.

Kiemelendő továbbá az e litofáciesben azonosított vörösbarna színű, rendkívül finomszemcsés ásványokból álló litoklasztok (6. ábra, a) jelenléte, amelyek üledékes eredetű agyagkő klasztok (Korpádi Formáció) lehetnek.

Értelmezés

Az irányítottságot hordozó, gyengén deformálódott egykori horzsaköveket ért nagy hőmérsékletű kristályosodás bélyege az axiolitos szegély, illetve belsejükben a szferolitok (HTCD-k) kialakulása (BREITKREUZ 2013). A mintákban lévő egykori üvegszilánkok X és Y alakja, azok véletlenszerű orientációja, illetve az összetapadás hiánya alapján e feltárások kőzetanyaga azonban nem szenvedett jelentősebb összesülést, az eutaxitos szövet (GIFKINS et al. 2005) nem jellemző a mintákra.

Eredetét tekintve — MCARTHUR et al. (1998) munkájából kiindulva — e kőzetek feltételezhetően a Gyűrűfű és Dinnyeberki térségében az egykori völgyet feltöltő piro-

klaszt-ár összesülést nem szenvedett alsó, felső, oldalsó vagy disztális tartományát képviselhetik. A piroklaszt-ár eredetű jelen esetben is alátámasztó petrográfiai bélyegek a deformált horzsakövek, az átalakult üvegszilánkok, a rossz osztályozottság, a töredezett fenokristályok, a litoklasztok és a nagyarányú törött cirkon jelenléte, ami alapján a kőzetanyag átalakult, kristálygazdag, horzsakőtartalmú lapillitufaként értelmezhető (MCPLIE et al. 1993, PAULICK & BREITKREUZ 2005).

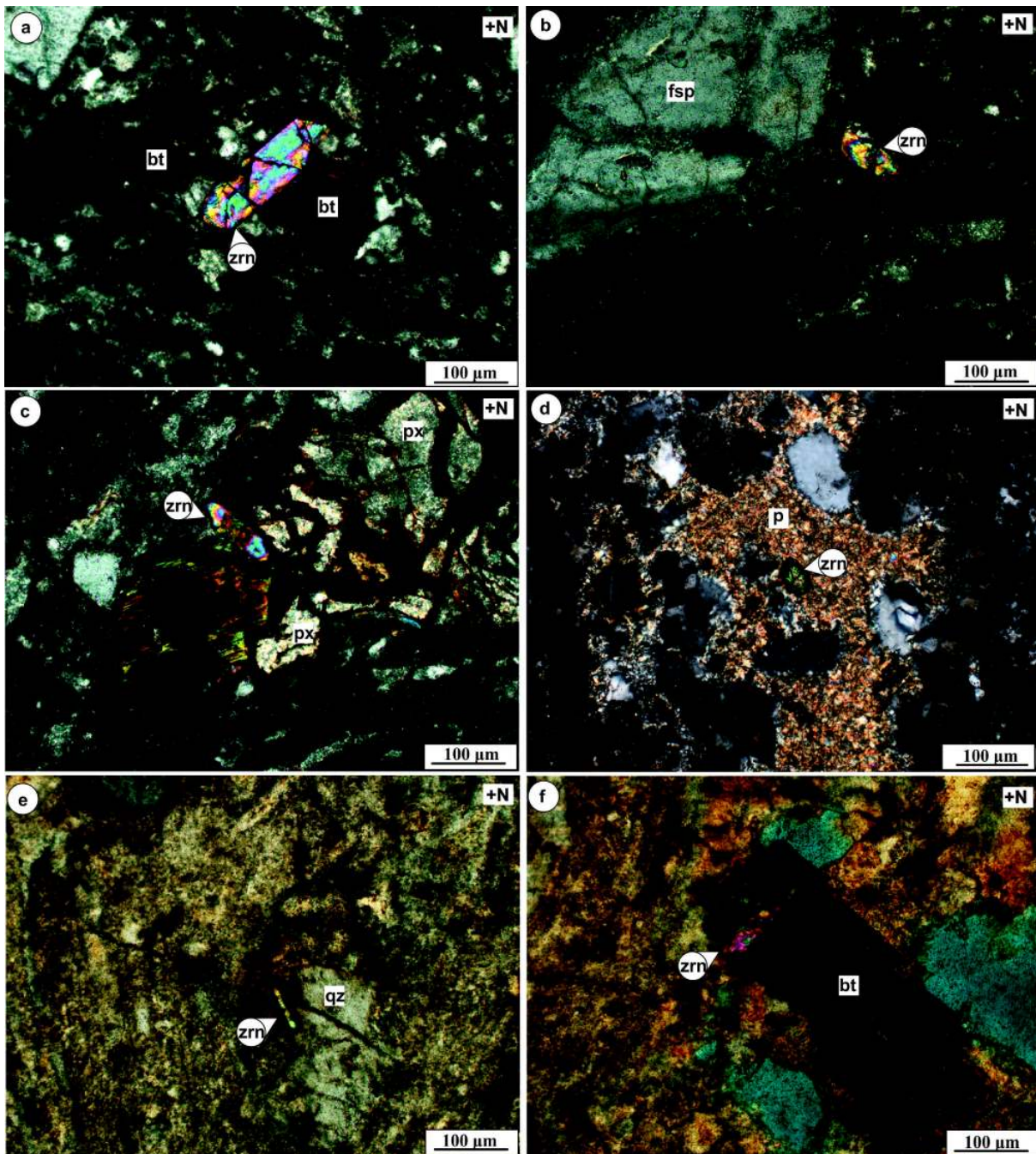
A cirkon polarizációs mikroszkópi jellemzése

A Gyűrűfűi Riolit Formáció felszíni feltárásainak kőzetanyagából készült vékonycsiszolatokban 201 db cirkonkristályt azonosítottunk és jellemeztünk (6 db vékonycsiszolat; összesült litofácies: Gyűrűfű, Istenkút – 29 db, Fa1 – 57 db, Fa2 – 59 db; nem összesült litofácies: K1 – 24 db, K2 – 32 db cirkon). A leírt cirkonzemcsék több, mint 50%-a a kőzet finomszemcsés alapanyagában fordul elő. A zárványként (33%), illetve az alapanyag és a különböző ásványok határán (10%) előforduló szemcsék kisebb arányt képviselnek. Utóbbi csoport elkülönítésére azért volt szükség, mert a cirkonkristályok gyakran erőteljesen átalakult és/vagy mállott ásványfázisok (biotit, földpát) közvetlen szomszédságában vannak jelen, másrészt a kompaktió mértékében mutatózó különbségek jellemzője lehet a cirkon- és a fenokristályok érintkezése.

A legjelentősebb bezáró ásvány a biotit utáni opak pszeudomorfóza, amellyel közel egyenlő arányban fordulnak elő cirkonzemcsék földpátokban és kvarcban, illetve az alapanyag és valamely ásvány határán (7. ábra). Az átalakult biotitban látható zárványok pontos azonosítása (cirkon vagy monacit) azonban — kis méretükből adódóan — polarizációs mikroszkópi vizsgálattal kevésbé megbízható (a továbbiakban valamennyit egységesen cirkonként kezeljük).

A cirkonkristályok és -töredékek átlagos mérete a csiszolatokban ~50 µm. A leggyakrabban a 25–50 µm-es tartományba tartoznak a szemcsék, de kiemelendő még a 25 µm-nél kisebb és az 50–100 µm-es tartományok viszonylag nagy gyakorisága. A mérettartományok növekedésével az azokba tartozó szemcsék gyakorisága viszont jelentősen csökkent (8. ábra).

A vizsált szemcsék több mint fele félig sajtá alakú, jellemzően a szegélye mentén lekerékített, visszaoldott. Sajtá alakú, gyakran nyúlt, prizmás vagy bipiramisos és jellemzően egyenes határvonalakkal (lapmetszetek) határolt a cirkonpopuláció 35%-a, míg az alapvetően — a nagy kiterjedésű pleokroos udvar jelenléte és kis méretük miatt — nem meghatározható alakú cirkonok gyakorisága előbbi két kategóriáénál jóval kisebb. Valamennyi vékonycsiszolatban azonosítottunk törött kristályokat (7. ábra). A vizsált cirkonzemcsék körül uralkodóan közepes kiterjedésű pleokroos udvar figyelhető meg, azonban egyes minták szemcséi alig mutatnak pleokroos udvart maguk körül, míg más csiszolatokban azok kiterjedése



7. ábra. A Gyűrűfű Riolit felszíni kőzetanyagáról készített cirkon mikrofotók. a) Nagyméretű, az egyik piramisnál törött, sajátalakú cirkon alapanyagban; b) Törött, félig sajátalakú, zónás cirkon alapanyagban; c) Sajátalakú cirkon piroxén utáni opak pseudomorfózában; d) Cirkon átalakult horzsakőben; e) Megnyúlt cirkon kvarc és alapanyag határán; f) Cirkon biotit utáni opak pseudomorfózában

Rövidítések: bt: biotit utáni opak pseudomorfóza, fsp: földpát, p: átalakult horzsakő, px: piroxén utáni opak pseudomorfóza, qz: kvarc; zrn: cirkon

Figure 7. Zircon microphotos from the outcrops of Gyűrűfű Rhyolite. a) Large, idiomorphic zircon in the matrix, broken at one of the pyramids; b) Broken, hypidiomorphic, zoned zircon crystal in the matrix; c) Idiomorphic zircon in opaque pseudomorph after pyroxene; d) Zircon in altered pumice; e) Elongated zircon at the margin of quartz and matrix; f) Zircon in opaque pseudomorph after biotite

Abbreviations: bt: opaque pseudomorph after biotite, fsp: feldspar, p: altered pumice, px: opaque pseudomorph after pyroxene, qz: quartz, zrn: zircon

jelentős. A cirkon-kristályokban gyakran belső törések figyelhetők meg (7. ábra, a), továbbá több szemcsében xenokristályos mag, zónáság (7. ábra, b) és zárványok azonosíthatók.

Az eutaxitos szövetű, összesült és a nem összesült, kristálygazdag, horzsakőtartalmú lapillitufa litofáciesek között a cirkon előfordulási helyét tekintve jelent meg különbség

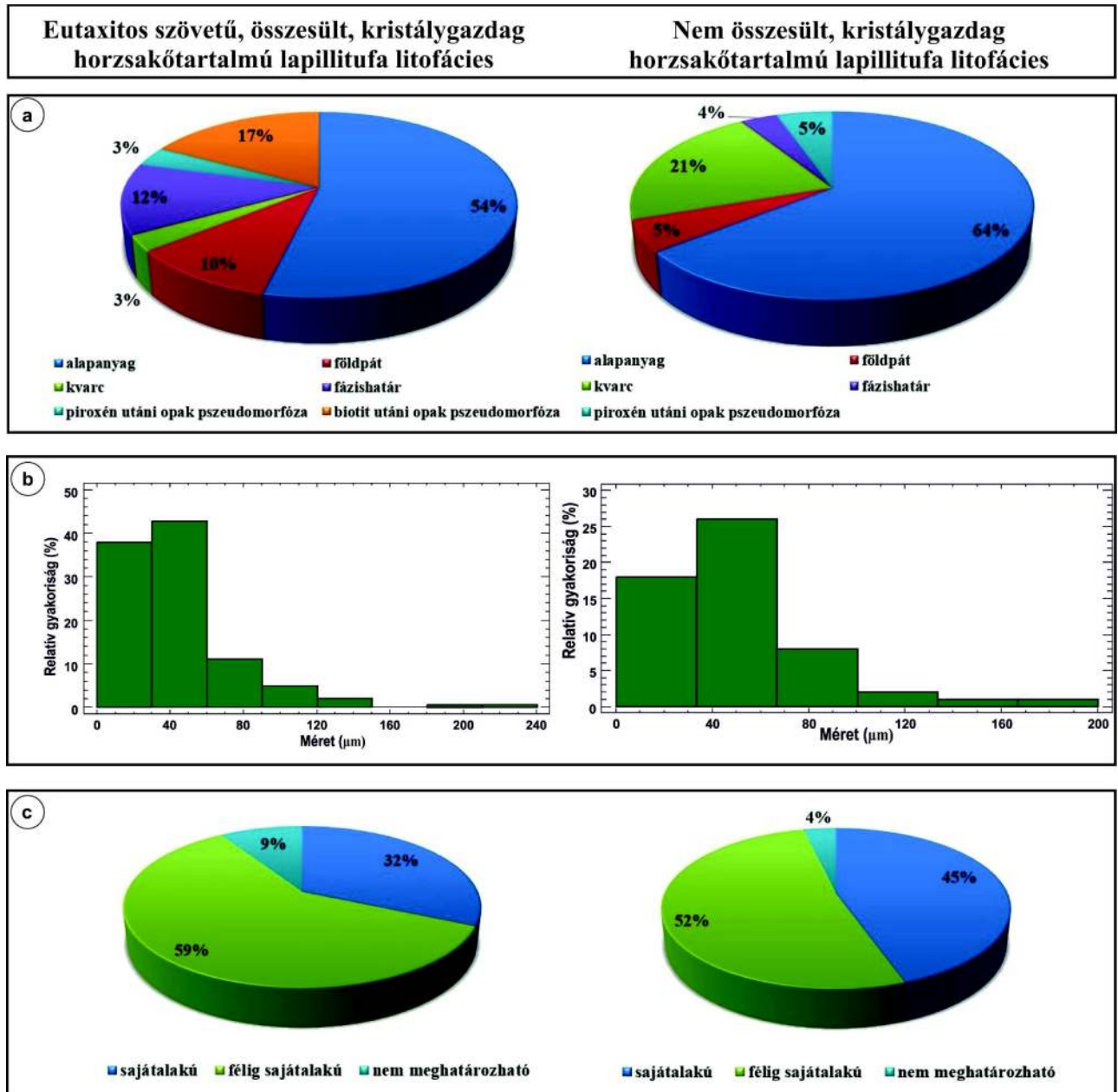
(8. ábra). Mindkét litofáciesben az alapanyagban található a szemcsék több mint 50%-a. A zárványként jelenlévő cirkonok azonban eltérő fázishoz kapcsolódnak: az eutaxitos szövetű, összesült litofáciesben főként a földpátban és a biotit utáni opak pseudomorfózában fordul elő a cirkon, míg a nem összesült kőzetanyagban bezáró ásványként a kvarc dominál. Érdekeség, hogy az összesült kőzetanyag-

ban az alapanyagot követően második leggyakoribb bezáró fázis a biotit utáni opak pseudomorfóza, a nem összesült litofáciesben azonban ez egyáltalán nem tartalmaz cirkont. Szintén különbséget tapasztaltunk a fázishatáron (alapanyag és valamely ásvány határa) jelenlévő cirkon esetében: míg az összesült litofáciesben jelentős mennyiségű cirkont tartalmaznak e helyek, a nem összesült litofácies kőzetanyagában azok szerepe elhanyagolható. Ez alapján feltételezhető, hogy ez utóbbi két cirkonelőfordulási hely és az összesülési kompaktió hatása között összefüggés van.

A szemcsék méretét tekintve a két litofácies gyakorisági

hisztogramja hasonló eloszlást mutat, minkét esetben egy, nagyjából a vizsgált szemcsék 50%-át tartalmazó főmódus (a 25–50 μm mérettartomány) és két közel azonos gyakorisággal bíró mellékmódus (a 0–25 és az 50–100 μm -es mérettartományok) jellemzi őket. A mérettartományok növekedésével, az azokhoz tartozó cirkonok gyakorisága mindkét litofáciesben jelentősen csökken (8. ábra).

A vizsgált cirkonzemcsék alaki sajátosságait tekintve mindkét litofáciesben a félig sajátalakú kristályok a leggyakoribbak. Az eutaxitos szövetű, összesült litofáciesben közel kétszer akkora arányt képviselnek, mint a sajátalakú,



8. ábra A Gyűrűfű Riolit felszíni kőzetanyagának cirkonpopulációját, litofáciesenként elemző diagramok: a) A csiszolatokban megfigyelt cirkonok helyeinek (alapanyagban vagy valamelyik ásványban, zárványként) megoszlása; b) A megfigyelt cirkonok méretét bemutató gyakorisági hisztogramok; c) A cirkon-populáció alaki sajátosságainak megoszlása

Figure 8. Diagrams analysing the zircon populations of each lithofacies of the surface samples of Gyűrűfű Rhyolite: a) Distribution of observed zircon grain positions in the matrix or in a mineral as an inclusion; b) Frequency histograms displaying the size of the observed zircons; c) Distribution of the morphological features of the zircon populations

jellemzően bipiramisos szemcsék; a nem összesült kőzetanyagban viszont mindössze néhány százaléknival gyakoribbak a sajtalakú szemcséknél. A nem meghatározható alakú cirkonok gyakorisága mindkét esetben az előbbi két kategóriába tartozókhöz képest elhanyagolható (8. ábra).

A vékonycsiszolatokon végzett cirkonpetrográfiai vizsgálataink további információval is szolgálnak, amelyeket a szeparált frakció későbbi elemzésekor figyelembe kell vennünk. Ezek a következők: (1) a mintákban azonosított cirkonok jelentős hányada jelenik meg valamelyik kőzetalkotó ásványban, zárványként, különösen az eutaxitos szövetű, összesült litofáciesben (33%). (2) A cirkonok jelentős része már a csiszolatokban is töredezett, repedezett, amely egyrészt a piroklaszt-ár eredet bizonyítékaként szolgál; másrészt azzal is számolnunk kell, hogy a cirkonszeparátum készítésének folyamata során ez a töredezettség tovább fokozódik. (3) A mintákban lévő cirkonok gyakran zónások, illetve xenokristályos magot tartalmaznak, amely az U-Pb izotópkor mérés szempontjából jelenthet kihívásokat, egyes szemcsék estén több pontban (pl. mag és perem) történő mérést szükségessé téve.

Következtetések, rétegtani vonatkozások

A Gyűrűfői Riolit Formáció Dinnyeberki és Gyűrűfői települések (Nyugati-Mecsek) közötti felszíni feltárásainak kőzetanyagát a makroszkópos és a mikroszkópos összetételi és szöveti vizsgálatok alapján (juvenilis törmelékek megjelenése, emiatt a kőzet szövetének irányítottága) két különböző litofáciesbe soroltuk be munkánk során. A Gyűrűfői, Istenkút, a Gyűrűfői Fa1 és a Gyűrűfői Fa2 mintavételi helyeknél a kőzetek szövete erősen irányított, a mintákban az egykori üvegszilánkok gyakran folytonos sávot alkotva összeolvadnak és az egykori horzsakövekkel (a nagy hőmérsékletű összesülés eredményeként létrejött fiammékkel) párhuzamosan futva, gyakran azokhoz hozzátapadva jelennek meg. Ez az irányítottág lehetett a korábbi petrográfiai jellemzésekben folyási szövetként értelmezett jelenség (1. táblázat). Az így kialakult minták eutaxitos szövetű, összesült, kristálygazdag, horzsakötartalmú lapillitufát alkotnak, ami az egykori völgyet feltöltő piroklaszt-ár proximális részének közepes-nagyobb mélységéből származhat (9. ábra; MCARTHUR et al. 1998).

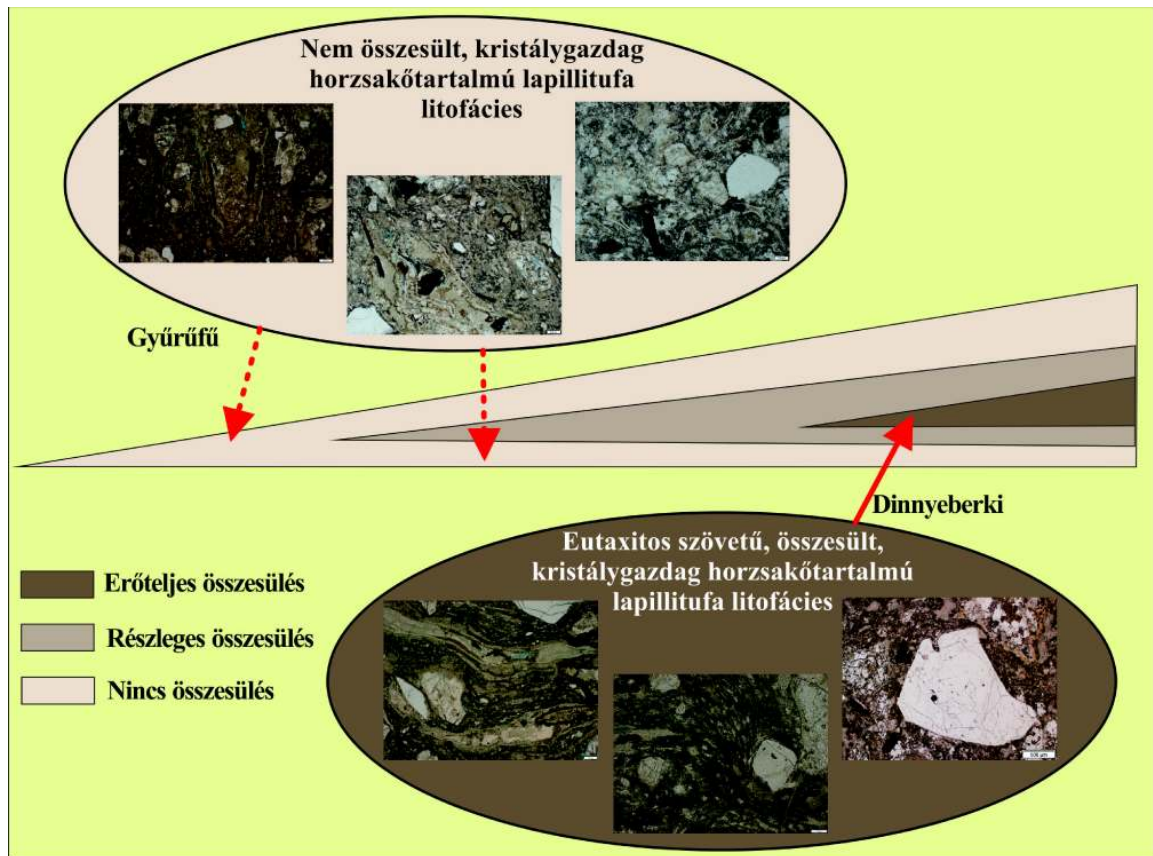
E mintákkal szemben a Gyűrűfőhöz közeli törmelékfeltárások kőzetanyagában jóval gyengébb irányítottágot tapasztaltunk. Az egykori üvegszilánkok sok esetben megőrizték eredeti X és Y alakjukat. A szilánkok alakjából és a gyengébb irányítottágból kiindulva e kőzetanyag nem szenvedett összesülést (GIFKINS et al. 2005), így a nem összesült, kristálygazdag, horzsakötartalmú lapillitufa litofáciest képviseli. Feltételezésünk szerint e kőzetek a Gyűrűfői térségében egykori völgyet feltöltő piroklaszt-ár nem összesült alsó, felső, oldalsó vagy disztális tartományát képviselhetik (9. ábra; MCARTHUR et al. 1998).

Eredményeink összhangban vannak HIDASI et al. (2015) megállapításaival, azaz a korábbi értelmezésektől

(SZEDERKÉNYI 1962, BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, JAKAB 2005) eltérően a Nyugati-Mecsekben a Gyűrűfői Riolit Formáció kőzetanyaga nem lávakőzet, hanem átalakult, változó mértékben összesült, kristálygazdag lapillitufa. A szöveti bélyegek alapján a vulkanoszediment összlet horzsakő- és hamuárüledékként rakódott le (MCPIE et al. 1993, MCARTHUR et al. 1998, GIFKINS et al. 2005, PAULICK & BREITKREUZ 2005), ami a paleodomborzatnak megfelelően egy völgyet/völgyrendszert töltött ki. A korábbi rétegtani értelmezés szerint a területen a Gyűrűfői Riolit „vékony lepelként” fedte be az egykori paleofelszín, így üledékes fekvését, az alsó-perm Korpádi Homokkő Formációt is. A képződmény lényeges vastagságkülönbségét az utólagos erózióknak tulajdonították, mely eróziós felszínre települt a Cserdi Konglomerátum Formáció durvatörmelékű rétegsora (BARABÁSNÉ STUHL 1988, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Ennek megfelelően az egyszeri vulkáni esemény termékeként létrejött, rövid időtartamot képviselő riolitot, illetve annak hiányát a rétegtani korreláció fontos eszközének tekintették az ősmaradványokban rendkívül szegény paleozoos kontinentális rétegsorban (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

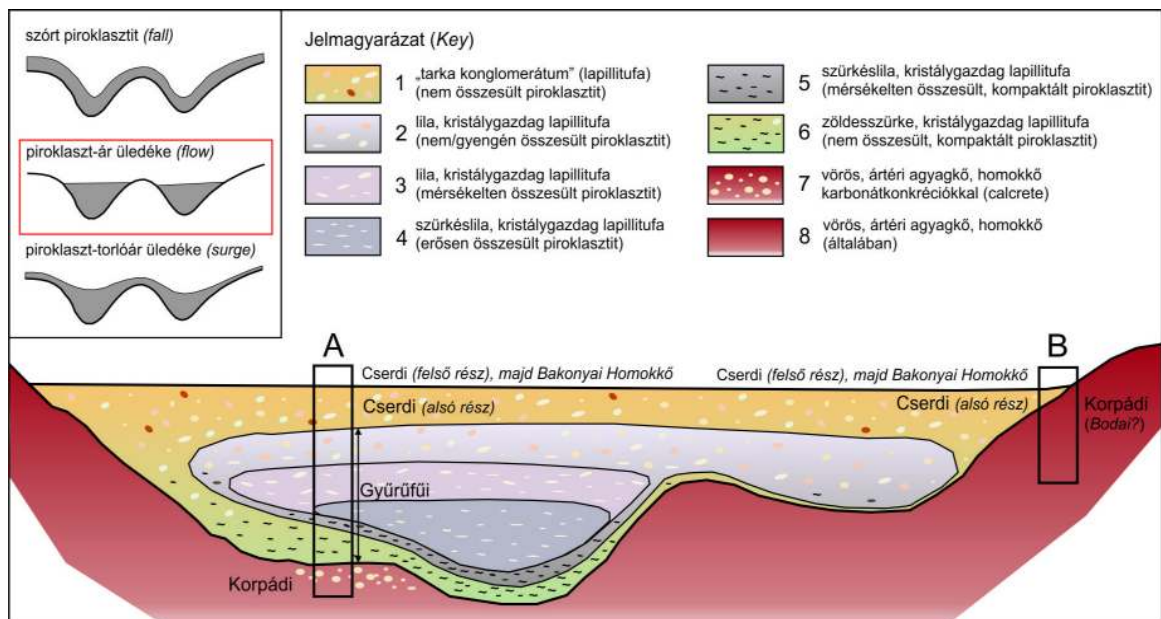
Az európai Variszcidák különböző területeiről ismert permokarbon magmatizmus számos elterjedési területen (pl. Erdélyi-szigethegység, Észak-Gömörikum, Intra-Szudéta-medence) többfázisú esemény, melyet radiometrikus koradatok támasztanak alá (AWDANKIEWICZ 1999, AWDANKIEWICZ & KRYZA 2010, NICOLAE et al. 2014, VOZÁROVA et al. 2015). Az analóg képződményekről szerzett ismeretekből kiindulva nem zárhatjuk ki egy többfázisú permi (permokarbon?) magmás esemény jelenlétét a Tiszai-főegység hazai kifejlődési területén sem, így az összetett fejlődéstörténet lehetőségére a Gyűrűfői Riolit kőzetanyagára vonatkozóan szintén valószínű.

A fent részletezett új genetikai megközelítés bizonyos értelemben megkérdőjelezi a Gyűrűfői Riolit rétegtani marker szerepét a Nyugati-Mecsekben, hiszen a horzsakő- és hamuárüledéket befogadó völgy üledékes összlete (Korpádi Homokkő Formáció), illetve a kiemelt helyzetben lévő magaslat üledékes kőzetei azonos időhorizontot képviselnek (10. ábra). A horzsakő- és hamuár üledékének összesülésére, ezáltal a lávaszerű megjelenésű képződmény kialakulására csak a vulkanoszediment összlet központi zónájában volt lehetőség (10. ábra, „A” szelvény). Annak hiánya nem biztos, hogy erózió vagy utólagos tektonika eredménye, hanem lehet, hogy ott eredetileg sem volt jelen. A hiányos feltártság következtében a területen mélyült fúrásokban tehát a paleovölgy peremei felé haladva — a hajdani morfológiai viszonyoktól függően — a korábban lávaként azonosított, erősen összesült lapillitufánál kisebb mélységben, azaz látványosan fiatalabb helyzetben akár annál idősebb permi képződményt (pl. Korpádi Homokkő) is harántolhattak. Amennyiben kizárólag az elvi rétegoszlopnak megfelelő kőzetrétegtani egységeket követjük (10. ábra, „A” szelvény), felmerül annak a lehetősége, hogy a „riolitszint” (gyengén/erősen összesült riolit) hiányában a piroklasztit szerves



9. ábra. Az általunk megkülönböztetett 2 litofácies általánosított eloszlása a Gyűrűfű térségében egykori völgyet feltöltő piroklaszt-áron belül (elvi szelvény, MCARTHUR et al. 1998 alapján) a fő fáciesjellemzőkkel

Figure 9. Conceptual distribution of the two distinguished lithofacies in the valley-filling pyroclastic flow with the facies characters found in the studied rocks of Gyűrűfű area (ideal section, based on MCARTHUR et al. 1998)



10. ábra. A Gyűrűfű Riolit Formáció képződési modellje a kapcsolódó üledékes egységekkel (magyarázat a szövegben). A piroklasztitok tipikus geometriai elrendeződését SUTHREN (in TUCKER 1991) alapján ábrázoltuk

Figure 10. Formation model of the Gyűrűfű Rhyolite with the associated sedimentary units (explanation in the text), based on the typical geometric arrangement of pyroclastics (SUTHREN in TUCKER 1991)

Key: 1 - variegated conglomerate (lapilli tuff) (non-welded pyroclastic rock); 2 - purple, crystal-rich lapilli tuff (non/weakly welded pyroclastic rock); 3 - purple, crystal-rich lapilli tuff (moderately welded pyroclastic rock); 4 - gray-purple, crystal-rich lapilli tuff (strongly welded pyroclastic rock); 5 - gray-purple, crystal-rich lapilli tuff (moderately welded, compacted pyroclastic rock); 6 - greenish-gray, crystal-rich lapilli tuff (non-welded, compacted pyroclastic rock); 7 - red, alluvial claystone, sandstone with carbonate concretions (calcrete); 8 - red, alluvial claystone, sandstone (in general)

részét képező, összesülést azonban nem szenvedett felső részét korábban a Gyűrűfői Riolit helyett a Cserdi Konglomerátum Formációba sorolták, ahogy erre már VARGA (2009) és VARGA et al. (2013) felhívták a figyelmet. A hasonló kőzetani kifejlődés miatt ezért nem zárható ki, hogy a Gyűrűfői/Korpádi, illetve Cserdi/ Korpádi vagy Kővágószőlősi (Bakonyai)/Korpádi Formációk helyett egyes szelvények rétegsorát a heteropikus Cserdi/Bodai vagy Bakonyai/Bodai egységekbe sorolták (10. ábra, „B” szelvény).

Ezt a feltételezést részletes esettanulmány még nem támasztja alá, azonban BARABÁSNÉ STUHL (1988) kiemelte, hogy a Gyűrűfői Riolitot harántolt fúrások dokumentációiban a makroszkópos leírás — specialisták hiányában — részletesebb megfigyelések nélküli, általánosított, összefoglaló jellegű (ez alól csak két fúrás kivétel a Villányi-hegység északi előterében). VARGA (2009) megállapította továbbá, hogy az adott területen számos esetben rétegtanilag különböző besorolású minták (pl. Cserdi Konglomerátum és a Kővágószőlősi Homokkő Bakonyai Tagozata) nagyon hasonló jellegűek. A közelmúltban ezt erősítette meg BORSÁNYI (2015) eredménye, aki megállapította, hogy a Bakonyai Homokkő Tagozat törmelékeny kifejlődése nagyfokú hasonlóságot mutat az alsó-permi Korpádi Homokkő és a Cserdi Konglomerátum Formációk anyagával. Ezek a megfigyelések felvetik annak szükségességét, hogy a teljes permi rétegsorban (azaz az idősebb képződményekre is kiterjesztve) a — legalább részben — heteropikus fáciesek a korábbi értelmezésekhez képest nagyobb hangsúlyt kapjanak.

A Gyűrűfői Riolit felszíni kőzetanyagában előforduló cirkonok mikroszkópi jellemzése rámutatott arra, hogy mind az alapanyagban mind a főbb ásványfázisokban megjelennek cirkonkristályok. Az alapanyagban található nagy mennyiségű, sajátalakú és félig sajátalakú cirkon arra utal, hogy a kőzetet létrehozó magmában lehetőség volt a cirkon kristályosodására. Megfigyeléseink szerint a cirkon jelentős része azonban töredezett, repedezett, ami a piroklasztit eredet további bizonyítékként szolgál.

A tanulmányunkban bemutatott eredményekre építve kutatásunk következő lépése a felszíni feltárás kőzetanya-

gából szeparált cirkon korának meghatározása U-Pb kor-méréssel, hiszen ez az egyik legfontosabb alapja a képződmény korrelációjának. A különböző lelőhelyekről származó kőzetek korhatározásának eredménye adhat választ arra a kérdésre is, hogy egyszeri vagy többfázisú vulkáni esemény hozta-e létre a Gyűrűfői Riolitot. További célunk a Gyűrűfői Riolit valamennyi ismert előfordulási területének komplex vizsgálata (petrográfia, teljes kőzetkémiai elemzési adatok értelmezése, korhatározás), hogy ezzel megvalósítsuk annak regionális korrelációját az európai Varisz-cidákból (pl. Erdélyi-szigethegység, Észak-Gömörikum, Intra-Szudéta-medence) ismert permokarbon savanyú vulkanitokkal.

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (OTKA) PD 83511 nyilvántartási számú téma keretein belül (vezető kutató: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), továbbá az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával (BO/27/11, RAUCSIKNÉ VARGA Andrea; BO/114/14, LUKÁCS Réka) készült. A vékonycsiszolatok elkészítéséért BENCsik Attilának, a SEM vizsgálatok kivitelezéséért SCHUBERT Félixnek mondunk köszönetet (SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék). SZEMERÉDI Máté paleozoos vulkanológiai kutatása az Introduction to physical volcanology and volcanic textures (Freiberg, 2015. június 19–22.) című rövidkurzushoz és az Uniwersytet Wrocławski fogadóintézményben 2015. szeptember 28. és 2016. február 14. között folytatott ERASMUS+ tanulmányokhoz (szerződésszám: 15/KA1HE/142/SMS-187) kapcsolódott. Ezekhez tartozóan Christoph BREITKREUZ-ot (TU Bergakademie Freiberg, Németország) és Marek AWDANKIEWICZ-et (Uniwersytet Wrocławski, Lengyelország) illeti köszönet. Szeretnénk köszönetünket kifejezni jelen tanulmány lektorainak (JÓZSA Sándor, SZEPESI János), valamint a Földtani Közlöny főszerkesztőjének (SZTANÓ Orsolya) hasznos tanácsaikért, megjegyzéseikért, hiszen ezek jelentősen emelték a kézirat színvonalát.

Irodalom — References

- ALLEN, S. R. & MCPHIE, J. 2003: Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **126**, 263–283.
- AWDANKIEWICZ, M. 1999: Volcanism in the late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. — *Geologica Sudetica* **32**, 13–47.
- AWDANKIEWICZ, M. & KRYZA, R. 2010: The Góry Suche Rhyolitic Tuffs (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age. — *Mineralogia — Special Papers* **37**, p. 70.
- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988: A Dél-Baranyai-dombság és a Villányi-hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. — Mecsekérc Zrt. (volt MÉV) Adattár, Pécs, 100–213.
- BEST, M. G. & CHRISTIANSEN, E. H. 1997: Origin of broken phenocrysts in ash flow tuffs. — *GSA Bulletin* **109**, 63–73.
- BOCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDVAY L., PANTÓ G., RÓNAI A. & STEFANOVITS P. 1966: *M-34-XXXIV. Sátorlajújhely. Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához*. — MÁFI, Budapest, 1–132.
- BORSÁNYI D. 2015: A Kővágószőlősi Homokkő Formáció Bakonyai Tagozatának petrográfiai és geokémiai eredményei a BAT-4 jelű fúrásban. — *Diplomamunka*, ELTE FFI Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 76 p.

- BREITKREUZ, C. 2013: Spherulites and lithophysae – 200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks. — *Bulletin of Volcanology* **75**, 705 (DOI 10.1007/s00445-013-0705-6), 16 p.
- BREITKREUZ, C. 2015: Introduction to physical volcanology and volcanic textures. — *Short course guide*, TU Bergakademie, Freiberg, 55 p.
- CORFU, F., HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O. & KINNY, P. 2003: Atlas of Zircon Textures. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **53**, 469–500.
- FAZEKAS V. 1978: A magyarországi felső-paleozoos vulkanitok ásvány-kőzettani-, kémiai-, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata. — *Kutatási zárójelentés*, Mecseki Ércbányászati Vállalat Kísérleti Adattár (J-3033), 141 p.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 445 p.
- GIFKINS, C. C., ALLEN, R. L. & MCPHIE, J. 2005: Apparent welded textures in altered pumice-rich rocks. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **142**, 29–47.
- HARANGI SZ. 2011: *Vulkánok: A Kárpát-Pannon térség tűzhányói.* — GeoLitera, Szeged, 440 p. (ISBN:978-963-306-110-7)
- HIDAS T. 2013: A Gyűrűfű Riolit Formáció kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbánya Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával. — *Diplomamunka* SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 77 p.
- HIDAS T., VARGA A. & PÁL-MOLNÁR E. 2015: A Gyűrűfű Riolit kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával: nyugat-mecseki preparátumok. — *Földtani Közlöny* **145/1**, 3–22.
- JAKAB A. 2005: A Gyűrűfű Riolit kőzettani és geokémiai leírása. — *Diplomamunka*, ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.
- JÓZSA S., SZAKMÁNY GY., MÁTHÉ Z. & BARABÁS A. 2009: A Mecsek és környéke miocén konglomerátum összletek felszíni elterjedése és a kavicsanyag összetétele. — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorfképződmények a Tiszai Egységben*, GeoLitera, Szeged, 195–217.
- KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 445–468.
- MÁTHÉ Z. & VARGA A. 2012: „Ízesítő” a permii Bodai Agyagkő Formáció őskörnyezeti rekonstrukciójához: kősó utáni pszeuromorfózák a BAT-4 fúrás agyagkőmintáiban. — *Földtani Közlöny* **142/2**, 201–204.
- MCCARTHUR, A. N., CAS, R. A. F. & ORTON, G. J. 1998: Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). — *Bulletin of Volcanology* **60**, 260–285.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* — Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- NICOLAE, I., SEGHEDI, I., BOBOȘ, I., AZEVEDO, M. R., RIBEIRO, S. & TATU, M. 2014: Permian volcanic rocks from the Apuseni Mountains (Romania): Geochemistry and tectonic constrains. — *Chemie der Erde* **74**, 125–137.
- PAULICK, H. & BREITKREUZ, C. 2005: The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. — *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch.)* **94**, 834–850.
- SZEDERKÉNYI T. 1962: Földtani jelentés a Ny-Mecseki (Gyűrűfű) kvarcporfir földtani, kőzettani és radiológiai vizsgálatának eredményeiről. — *Kézirat jelentés* (J-0100), Mecsekérc Zrt. (volt MÉV) Adattár, Pécs, 92 p.
- TUCKER, M. A. 1991: *Sedimentary Petrology — An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.* — Blackwell Science Ltd., Oxford, 260 p.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magyar tájak földtani leírása, Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 205 p.
- VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos-alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — *Doktori (PhD) értekezés*, ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.
- VARGA A. & RAUSIK B. 2009: Metaüledékes képződmények a Tiszai-egység aljzatában: a felső-paleozoikumi Túronyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum). — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorfképződmények a Tiszai Egységben.* — GeoLitera, Szeged, 177–192.
- VARGA, A., RAUSIK, B. & SZAKMÁNY, GY. 2012: On possible origin of background content of heavy metals and metaloids in the sub-surface pennsylvanian Téseny Metasandstones, SW Hungary. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/3**, 211–218.
- VARGA A., DABI G., RAUSIK B., BAJNÓCZI B., SCHUBERT F., PÁL-MOLNÁR E. & HIDAS T. 2013: Késő-variszkuszi üledékképződési környezetek rekonstrukciója Dél-Dunántúlon: a Korpádi Homokkő, a Gyűrűfű Riolit és a Cserdi Konglomerátum Formációk kapcsolatrendszer. — *IV. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Kiadványa*, Molnár Nyomda és Kiadó Kft. Pécs, ISBN 978-963-8221-52-0, 7–11.
- VOZÁROVA, A., PRESNYAKOV, S., ŠARINOVÁ, K. & ŠMELKO, M. 2015: First evidence for Permian-Triassic boundary volcanism in the Northern Gemicum: geochemistry and U-Pb zircon geochronology. — *Gelologica Carpathica* **66**, 375–391.
- WILCOCK M. A. W., CAS, R. A. F., GIORDANO, G. & MORELLI, C. 2013: The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (> 1290 km³), intra- to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **265**, 102–126.

Kézirat beékezett: 2016. 05. 17.