

Lepusztult freatomagmás vulkáni kráter és kürtőkitöltés-roncsok (diatrémák) a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen

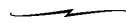
Eroded phreatomagmatic crater and vent filling pyroclastic deposits (diatremes) from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary

NÉMETH KÁROLY^{1,2}, ULRIKE MARTIN³ és CSILLAG GÁBOR²

¹University of Otago, Geology Department, PO Box 56, Dunedin, New Zealand, nemeth_karoly@hotmail.com

²Magyar Állami Földtani Intézet, Stefánia út 14, Budapest, H-1143, Magyarország, csillag@mafi.hu

³TU Bergakademie, Institut für Geologie, Bernhard-von-Cotta str 2., Freiberg D-09596, Deutschland, ulrike.martin@geo.tu-freiberg.de



Tárgyszavak: freatomagmás vulkanizmus, monogenetikus vulkanizmus, diatréma, salakkúp, tufagyűrű, maar, szideromelán, bazalt, tefrit, peperit, Magyarország

Keywords: phreatomagmatic, monogenetic, diatreme, scoria cone, tuff ring, maar, sideromelane, basalt, tephrite, peperite, Hungary

Összefoglalás

A késő-miocén–pliocén Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület (BBFV) egy alkáli bazalt összetételű, lemezen belüli, monogenetikus vulkáni terület, ahol változatosan lepusztult maarok, tufagyűrűk, salakkúpok, lávatavak és völgykitöltő lávafolyások/mezők alkotják a vulkáni felszínformákat. Öt erősen lepusztult, felületben ellipszoid alakot mutató, jól körülhatárolt piroklasztit előfordulásról egyértelműen megállapítható azok kürtőkitöltő, kürtő-roncs (diatréma) volta. Az azonosított piroklasztit kőzetek osztályozatlan, középestől durvaszemcsés lapilli tufákig terjedő közettípusok. A lapillitufák minden esetben sárgás, szürke, világosbarna, változatos szemcseméretű, szögletes, juvenilis vulkáni lapilliben gazdag képződmények, amelyek alapvetően kétféle juvenilis fragmentumot tartalmaznak: 1) tiszta, enyhén hólyagos szideromelán és 2) erősen irányított szövetű, sötét színű gyengén hólyagos láva törmelék. Mindkét fragmentum hirtelen hűlésre utaló jeleket hordoz, ami a lapillitufa freatomagmás robbanások útján történt keletkezésére enged következtetni. Mindkét juvenilis töredék gyakran tartalmaz üledékes zárványokat, ami a freatomagmás töredezészt kiváltó magma és konszolidálatlan, vízdús üledék kontaktusára utal. Kezdeti állapotban ez utóbbi a prevulkáni pannóniai folyóvíztavi agyag és homok lehetett, majd az ismétlődő robbanásokat egyre inkább a

Abstract

The Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) is a Late Miocene/Pliocene alkaline basaltic intraplate monogenetic volcanic field comprises variable eroded maars, tuff rings, cinder cones and valley-ponded lavaflows/fields. Large volcanic edifices are relatively well studied in volcanological point of view but smaller occurrences of pyroclastic rocks have not yet been dealt with at Bakony – Balaton Highland Volcanic Field. However, their presence could give a good reference for erosion rate calculations of the syn-volcanic (Pliocene) landscape and develop better understanding of the eruption mechanism of phreatomagmatic volcanoes.

Five, small volume pyroclastic rock occurrences have been mapped and studied. Each of these pyroclastic rock locations are ellipsoid in plane and seems to exhibit angular contact with the pre-volcanic rock units. The identified pyroclastic rocks are predominantly lapilli tuffs and minor pyroclastic breccias. They are rich in accidental lithic fragments picked up from the former conduit wall-forming rock units. All of the lapilli tuffs are rich in juvenile fragments. Juvenile fragments are both tachylite and sideromelane glass shards, indicative for variable degree of magma/water interaction as well as variable travelling time through air by the clasts. The two major types of juvenile fragments are 1) clear, light yellow, slightly microvesicular, and microcrystalline sideromelane glass shard and 2) strongly oriented, textured, trachytic textured, dark colour, slightly vesicular lava, and/or tachylite glass shards. The presence of this type of juvenile fragments, especially the presence of sideromelane, suggests sudden cooling and fragmentation of the intruding melt due to phreatomagmatic magma/water interaction. The composition of the volcanic glass shards is predominantly tephrite, phonotephrite (light colour, chilled, microlite-poor shards) or trachybasalt (trachytic texture, microlite-rich shards). However, the composition and texture of the glass shards are often affected by variable degree of palagonitization, which process clearly occurs in larger glass shards, leaving intact only the interior of the shards, and creating darker yellow rim around the glass shard. The glass shards, both sideromelane and tachylite, contain a large number of entrapped sedimentary clasts, vesicle-filling xenoliths. These xenoliths are both 1) pre-volcanic fluvio-lacustrine, shallow marine silts, sand or mud and 2) pyroclastic unit-derived fragments. Their presence marks the importance of the interaction and possible pre-mixing prior to phreatomagmatic fragmentation and disruption of the bedrocks by the intruding alkaline basaltic

kürtökitöltő, piroklaszt-dús zagy és az újonnan benyomuló magma kölcsönhatása válthatta ki. A lapillitufa egyaránt gazdag mélyről és a vulkáni sorozat közvetlen feképződéséből feltépett prevulkáni járulékos közetdarabokban, jelezvén, hogy a freatomagmás robbanások felszín alatt következtek be. A Kereki-hegy meredeken dőlő piroklasztit rétegei egykori kráterperemről leszakadt és a kürtőt kitöltő zagyba süllyedt blokkokként értelmezhetők. Az öt tanulmányozott kürtökitöltés-roncs eredete arra enged következtetni, hogy azok völgytalpakon, hidrológiailag aktív zónákban jöttek létre, színvulkáni, alacsony térszíneket jelezve.

magma and water-rich slurry. The slurry is inferred to be a volcanic conduit-filling mixture of fluvio-lacustrine/shallow marine siliciclastic and pyroclastic debris, rich in water from different sources, such as ground-water, valley floor occupied swamp, creek, or small lake water.

The lapilli tuffs contain both shallow-level pre-volcanic and deep-level basement rock fragments, indicating that the explosion locus migrated during eruption and sampled a thick section of the pre-volcanic rock units. Sedimentary clasts are common from the immediate pre-volcanic rock unit (Pannonian sand), regardless that they are already eroded in the areas or just represented by thin veneers. This finding suggests that these sediments were widespread in syn-volcanic time.

Based on the textural characteristics, field relationships and the micro-textures of the studied pyroclastic rock exposures, they are interpreted to be deeply eroded sub-surface structures of phreatomagmatic volcanoes. According to the unsorted, chaotic features of these pyroclastic rocks, they are inferred to be exposed lower diatremes. Steeply dipping beds of near-vent base surge and air-fall beds interpreted to be collapsed and later subsided blocks of crater-rim deposits.

Bevezetés

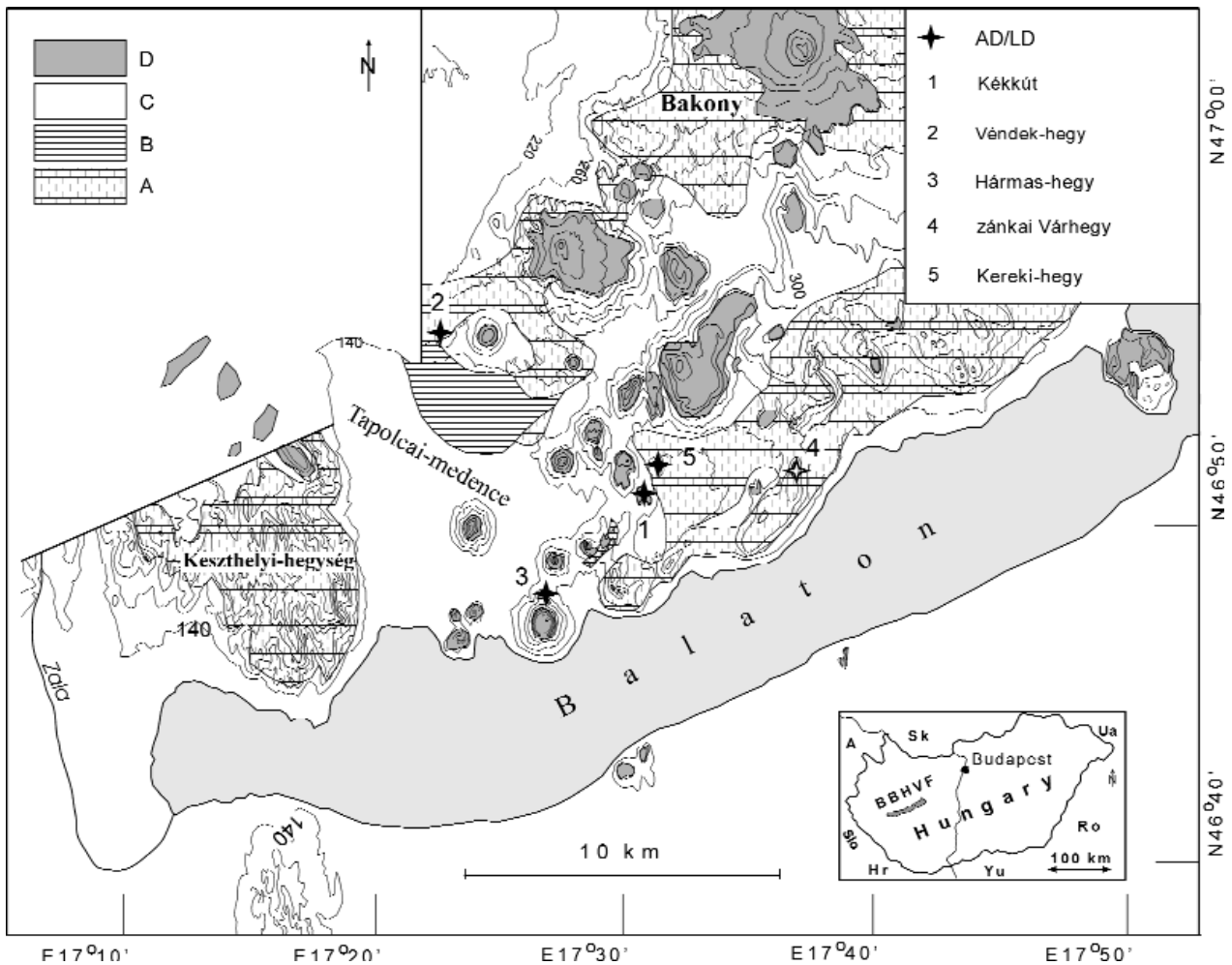
A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület késő-miocén–pliocén vulkáni területén legalább 50 kitérés központ maradványai ismertek (1. ábra), mely szám feltehetőleg egy alulbecsült érték (LÓCZY 1913, JUGOVICS 1969, JÁMBOR et al. 1981, NÉMETH, MARTIN 1999a). A bazaltvulkánok jelentős része freatomagmás kitérés eredménye, legalábbis azok fejlődésének kezdeti szakaszában (NÉMETH, MARTIN 1999a). A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület vulkanizmusának jelentős része zárt salakkúpok felépülésével, illetve lávatavak és völgykitöltő lávafolyások keletkezésével (JUGOVICS 1969, NÉMETH, CSILLAG 1999, NÉMETH, MARTIN 1999a). A prevulkáni rétegsort uralkodóan a paleozoos fillit, vörös homokkő alaphegységre települő triász formációk alkotják, amire a terület nagy részén különböző pannóniai eredetű (késő-miocén) sekélytengeri–tavi–folyóvízi sziliciklasztikus sorozatok települnek (BUDAI et al. 1999; BUDAI, CSILLAG szerk. 1999). A közvetlen prevulkáni képződményeket alkotó pannóniai sziliciklasztikus rétegek keletkezésének lezárulását jelenleg 8 millió évre teszik a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területén (MAGYAR et al. 1999). Mindez azt jelenti, hogy a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület vulkanizmusára már szárazföldön, egy fokozatosan erodálódó felszínen zajlott, amelyen freatomagmás kitérés centrumok jöttek létre a völgytalpakon, ahol mind a felszíni (patak, mocsár) mind a felszín alatti vízforrások bőséges vízutánpótlást szolgáltathattak freatomagmás robbanásos kitérés kialakulásához (NÉMETH, MARTIN 1999a; NÉMETH, MARTIN 1999b).

Cikkünkben 5 olyan piroklasztit előfordulást (1. ábra) mutatunk be, amelyekről még nem készült részletes feldolgozás, jórészt azért, mert e kisméretű piroklasztit-előfordulások feltártsági viszonyai rosszak, rétegtani helyzetük bizonytalan, s méretüknél fogva sem tartoznak a jelentősebb vulkáni előfordulások közé. Az előfordulások dokumentálása mellett kiemeljük, hogy (1) az ilyen vagy

ehhez hasonló piroklasztit-sorozatok fontos információkat hordoznak a freatomagmás folyamatok pontosabb megértéséhez általában és a Balaton-felvidéken konkrétan is, valamint (2) e helyszínek pontos dokumentálásával értékes ösföldrajzi következtetések vonhatók le.

Munkánkban a piroklaszt(it) nevezéktant FISHER, SCHMINCKE (1984) alapján használjuk a megfelelő magyar javaslatok figyelembevételével (KARÁTSÓN 1998, NÉMETH, MARTIN 2001). Bármely közettöredék, amelyet a vulkáni robbanás repít ki egy vulkán kürtőjéből, piroklasztinak tekintendő (FISHER, SCHMINCKE 1984). A piroklasztok ezen alapon lehetnek 1) juvenilis (elsőleges) eredetűek, amelyek a robbanásos kitérésben résztvevő, szétszakadozó (magyar elnevezés KARÁTSÓN 1998 alapján) magmából származnak, illetve 2) járulékos (kőzet) töredékek, amelyeket a robbanás energiája szakít ki a prevulkáni rétegoszlopból, így azok közettanilag bármilyen típusú kőzetek lehetnek.

A diatréma fogalma meglehetősen változatos a nemzetközi szakirodalomban. A gyémánt ipar elsősorban a kimberlit-kürtök sokszor több száz méter mély, függőleges, vulkáni breccsa csatornáját említi diatrémaként, melyben egyértelműen kimutathatók függőleges (intruzív) anyagáramlásra utaló szöveti bélyegek (pl. fluidizációs csatornák) (MITCHELL 1986). A diatrémát a legújabb vulkanológiai írások (VESPERMAN, SCHMINCKE 2000, p. 683) is meglehetősen tágan definiálják; tölcser alakú breccsa kürtök, amelyek akár 2500 méterre a felszín alá is lenyúlhatnak. Diatrémák hidromagmás fragmentáció és kürtőfalbeomlás együttes hatásaként keletkeznek. Diatrémák maarok alatt alakulhatnak ki, s a mélyben közzetlelérekbe mehetnek át. Cikkünkben ezen definíció pontosított és széles körben használatos verzióját alkalmazzuk LORENZ (1986; 2000), WHITE (1991) és WHITE, MCCLINTOCK (2001) ajánlásai alapján. WHITE (1991, p. 254) a diatrémák definíciójában kiemeli, hogy a diatréma mindazon vulkáni eredetű üledékek jellegzetes sorozata, mely a maar/tufagyűrű vulkán kráter és kürtőzónáját kitölti



1. ábra. Áttekintő térképvázlat a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területéről a tanulmányozott kürtőkitöltés-roncsok jelölésével
 A = Triász vagy annál idősebb egységek, B = Középső-miocén egységek, C = Pannóniai és kvarter egységek, D = Vulkanitok, AD/LD =
 Tanulmányozott diatréma

Figure 1. Overview simplified geological map of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field with the locations of the studied lower diatreme structures

A = Mesozoic or older units, B = Lower Miocene units, C = Pannonian and Quaternary units, D = Volcanic rocks, AD/LD = Studied diatremes

a felszín közeli régióktól a mély gyökérszónáig. WHITE (1991, p. 254) elkülönít 3 jellegzetes diatréma régiót; (1) *gyökérszóna* — a diatréma legmélyebb része, akár 2-3 km mélységben is, ahol kőzetlécek és durva piroklasztit-breccsák töltik ki a keskeny (tíz méteres léptékű) kürtőt, (2) *alsó-diatréma* — a diatréma középső része, ahol osztályozatlan piroklasztit-breccsák, lapilli tufák kaotikus, rétegzetlen vagy gyengén rétegzett halmaza található, (3) *felső-diatréma* — a kürtőkitöltés legfelsőbb szintje, gyakran rétegzett és gazdag vulkáni salakban, jelezvén a freatomagmás aktivitás magmás robbanásos kitörésekbe fordulását. Kráter kitöltő láva tavak, sekélymélységű teleptelések gyakoriak. Amennyiben a magmáutánpótlás nem volt elegendő magmás robbanásos és effuzív folyamatok kialakulásához, a felső-diatréma rétegtani helyzetében krátertavi üledékek (vulkáni törmelékár, zagyár, szuszpenzió üledékek (NÉMETH 2001, NÉMETH et al. 2001) települhetnek (WHITE 1991, p. 254, WHITE, McCLINTOCK 2001, p.937).

A vizsgált diatrémák

A legújabb terepi kutatásaink és laborvizsgálataink alapján 5 kevésbé ismert piroklasztit-előfordulást vizsgáltunk a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területéről (1. ábra), elsősorban a piroklasztit-üledéktan és lehetséges vulkáni szerkezet rekonstrukciója alapján. Az áttekinthetőség és gyors összehasonlíthatóság kedvéért a megtalált piroklasztit-képződmények tulajdonságait táblázatba is foglaltuk a legfontosabb tulajdonságok kiemelésével (1. táblázat).

Harasztos-hegy (Kékkút)

Helyszín, földtani felépítés

A kékkúti Harasztos-hegy a Káli-medence nyugati peremén található, kb. 900 m-re ÉÉNy-ra Kékkút falutól (1. ábra). A közvetlen környezetében található további négy kisebb domb mindegyikén vulkáni képződményeket (1. táblázat) ábrázolnak a térképek (LÓCZY 1920, BUDAI et

I táblázat. Összefoglaló táblázat a megtalált proklastiz-kepződmények tulajdonságainak összehasonlítására.

Table 1. Summary table to emphasize the similarities and differences between pyroclastic rocks identified from the mapped pyroclastic occurrences.

Helyszín <i>Location</i>	Láva előfordulás <i>Lava occurrences</i>	Juvenilis töredékek <i>Juvenile fragments</i>	Járulékos litikus töredékek <i>Accidental lithic fragments</i>	Rétegzés <i>Bedding</i>
Harasztos-hegy (Kékkút)	É–D kőzettelér. <i>N–S dyke.</i>	Írányított szövettű tachylit szemcsék. <i>Oriented textured tachylite.</i>	Főként triász karbonát, alárendelt en pannoniai homok. <i>Predominantly Triassic carbonate, subordinate Pannonian sand.</i>	Meredek (60–70s), változó keleties, nyugatias dőlés. <i>Alternating steep (60–70s) easterly, westerly dipping bedding.</i>
Véndek-hegy	Nincs. <i>None.</i>	Mikro-hólyagos, mikrolit-gazdag szideromelán. <i>Microvesicular, microlite-rich sideromelane.</i>	Főként triász karbonát, alárendelt en pannoniai homok. <i>Predominantly Triassic carbonate, subordinate Pannonian sand.</i>	Szerkezetnélküli lapillitufák, enyhe r étegzés megfigyelhető, feltártság nem megfelelő részletesebb értékelésre. <i>Structureless lapilli tuffs with occasional stratification, however, exposures are not good enough to make better statements.</i>
Hármas-hegy (Badacsonytoma j)	Nincs. <i>None.</i>	Mikro-hólyagos, mikrolit-gazdag szideromelán. Tachylit alárendelten. <i>Microvesicular, microlite-rich sideromelane, subordinate tachylite.</i>	Főként pannoniai homok és agyag, ritkán triász karbonát és paleozoikum homokkő, filit és kristályos pala. <i>Predominantly Pannonian sand and mud, subordinate Triassic carbonate, Paleozoic sandstone, schist and schist.</i>	Nem, vagy csak gyengén rétegzett lapillitufák. <i>Non or just weakly stratified lapilli tuffs.</i>
Zánka, Várhegy	Nincs. <i>None.</i>	Tachylit és szideromelán közel azonos arányban. <i>Same proportion of tachylite and sideromelane.</i>	Főként triász karbonát, alárendelt en pannoniai homok. <i>Predominantly Triassic carbonate, subordinate Pannonian sand.</i>	Gyengén rétegzett lapillitufák, 10–25s ÉK-i dőlés. <i>Weakly bedded, stratified lapilli tuffs with 10–25s northeasterly dip direction.</i>
Kereki-hegy	Korábbi leírások alapján kőzettelér, e tanulmány nem erősíti ezt meg. <i>Earlier descriptions of small dykes, however, this study cannot confirm their existence.</i>	Elsősorban gyengén hólyagos, mikrolit-gazdag szideromelán. <i>Predominantly slightly vesicular, microlite-rich sideromelane.</i>	Főként triász karbonát, alárendelt en pannoniai homok. <i>Predominantly Triassic carbonate, subordinate Pannonian sand.</i>	Meredeken keleties dőlésű (60–70s) viszonylag jól rétegzett lapilli tufák, gyakran kimosási csatornákkal. <i>Steeply easterly dipping (60–70s) relatively well-bedded lapilli tuffs with common scour fills.</i>

al. 1999). VITÁLIS (1911) a kis tetőkön található piroklasztit és lávaközet anyagú törmelékét az egykori vulkanitakaró maradványaként írta le a keleti domb É–D csapású bazaltbenyomulásának környezetében. JUGOVICS (1971) a Harasztos-hegy szálban álló bazalttufa, bazalt anyagú csúcsát jelölte meg mint kitörési centrumot, a környező dombokon általa is megemlített bazalttörmelékét a szétterült lávatarakó maradványaként írta le. A vulkáni képződmények a perm–alsó-triász alaphegységet fedő, kb. 50–70 m vastag felső-pannóniai összletre (Kállai F., Somló F.) — JUGOVICS (1971) szerint — 202 m tszf. magasságon települnek. A mágneses mérések (BENCE et al. 1990) kimutatták, hogy a mindössze 2–3 m széles, kb. 25 m hosszú É–D irányú bazaltgerinc csapásirányú folytatásában — mindkét irányban — már a felső-pannóniai, prevulkáni képződmények települnek.

A jelen terepbejárás alapján a korábban térképezett vulkáni képződményfoltok közül csak kettőt tudunk megerősíteni.

Lávaközetek

A Harasztos-hegy 212 m magas tetején szálban álló, meredeken dőlő (60–70°) durvaszemcsés piroklasztit kőzetet áttörő helyzetben települ a sugarasan oszlopos elválású, finomszemcsés, mikrofenokristályos bazaltoid

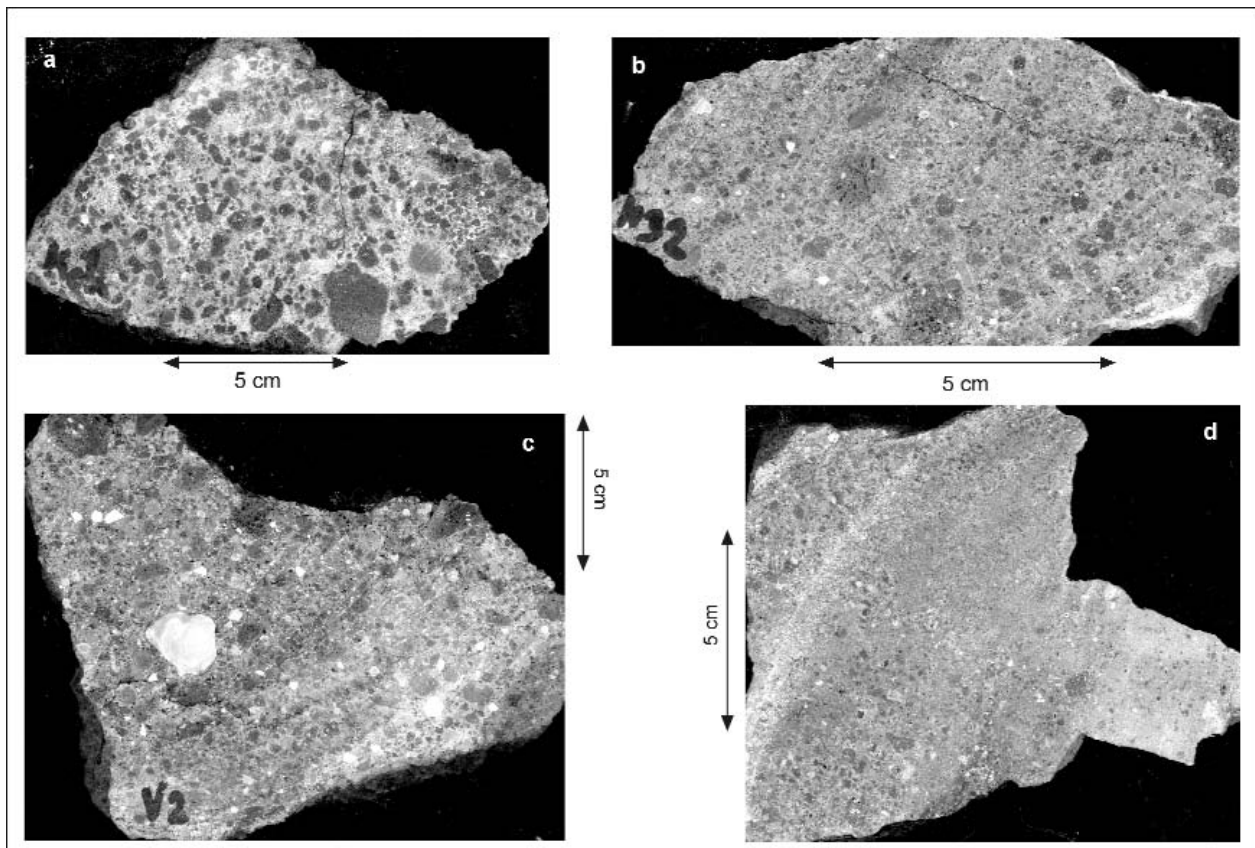
lávaközet. A láva és a piroklasztit szabálytalan szerkezetű, meredeken dőlő határfelülete jól követhető. A szabálytalan alakú határfelület ellenére láva és üledék keveredésére utaló jelenségek (pl. peperit) nem ismerhetők fel, bár a feltártsági viszonyok ennek tisztázását nem is igen teszik lehetővé. A bazaltláva egyes oszlopai max. 10–15 cm átmérőjűek, alakjuk szabálytalan. Nem észlelhető az oszlopok szabályos oldalszámeloszlása.

A nyugati domb helyben maradt törmelékében finomszemcsés, mikroholokristályos bazaltoid lávadarabok találhatóak. Az egyes darabok alakja alapján azok lemezes elválású, finomszemcsés, olivintartalmú bazaltlávából származhatnak. Az egyes lávalemez-törmelékek vastagsága max. 2–3 cm. A bazaltdarabokban nem találhatóak zárványok.

Az északi dombon — a korábbi leírások ellenére — vulkanitanyag törmelékéből sem került elő, így a lehetséges bazalttakaró ezen a dombon megkérdőjelezhető.

Piroklasztit-közetek

A kékkúti dombok déli tagján talált piroklasztit kőzet durvaszemcsés, osztályozatlan, nem, vagy csak gyengén rétegzett lapillitufa (2/a ábra). A lapillitufa szürkés színű, helyenként világosabb, sötétebb szabálytalan alakú területekkel. A finomszemcsés, homok szemcseméretű



2 ábra. Kézipéldányok a tanulmányozott kürtőroncs-faciesekből

Figyelje meg az osztályozatlan, szerkezetnélküli lapillitufa szöveti képét. a = Kékkút, b = Hármashegy, c = Véndek-hegy, d = Kereki-hegy

Figure 2. Hand specimens from the studied lower diatreme facies

Note the unsorted, structureless texture of the lapillituffs. a = Kékkút, b = Hármashegy, c = Véndek-hegy, d = Kereki-hegy

mátrixban, nagyobb lapilli méretű, szabálytalan eloszlású, többnyire (70–90 vol. %, vizuális becslés) vulkáni eredetű kőzettörmelék „úszik” (3/a ábra). A nemvulkáni anyag alapvetően szögletes, gyengén kerekített, ép, hidrotermálisan érintetlen, különböző prevulkáni, mezozoikumi formációkból származó törmelék. Kisebb arányban (a teljes kőzettér fogat max. 20 vol. %, vizuális becslés) — szövetük alapján feltételezhetően pannóniai — agyagkőzetek, márgák, homokkövek is találhatóak. A vulkáni eredetű lapillik döntő többsége (90 vol. %, vizuális becslés) mikrohólyagos, fekete, szögletes, friss bazaltsalak (tachylit). A hólyagok gyakran irányított elrendezésűek, mely szerkezet mikroszkópban még egyértelműbben kivehető (3/a ábra). Az irányított hólyagok mellett a vulkáni lapillik szerkezete gyakran mikrofenokristályos. A plagioklász és piroxén (diopszid) kristályok trachitos szövetet formálnak, ami különösen jól követhető nagyobb hólyagocskák, vagy mikrofenokristályok körül. A lapillik nagy része mikroszkópi képen jól láthatóan erősen üveges a hólyagok és mikrolitok jelenléte ellenére. A nagyobb lapillik jellegzetesen barna színűek, míg a hamu szemcse-méretű vulkáni anyagot világos színű, sárgás, krémszínű, tipikus szideromelán szilánkok alkotják. A hamu méretű üvegszilánkok lényegesen homogénebbek, mint a lapilli méretű üveges irányított szövetű törmelék. A hamu méretű üveg törmelék anyaga gyakran mikrohólyagos, szimmetrikus, kerekded, ellipszoid alakú hólyagokkal és alacsony mikrolit tartalommal (<20 vol. %, vizuális becslés). A sötétebb színű, folyásos szövetű üveges vulkáni törmelékben gyakoriak a barnaamfibol fenokristályok. Ezek a világos színű kőzetüvegben ritkán figyelhetők meg, elsősorban klinopiroxén és ritkán olivin fenokristályok észlelhetők. A lapillitufa mátrixában klinopiroxén, olivin és barnaamfibol ismerhető fel. A kristálytöredékek szilánkosan töredezték, azokhoz gyakran ugyancsak szilánkos határfelülettel palagonitosodott kőzetüveg kapcsolódik. A kőzetüveg darabok és üveges vulkáni törmelék között gyakran azonosíthatóak átmeneti formák (3/b ábra). A kékkúti piroklasztit-sorozat azon összetett üveges vulkáni anyagait, amelyekben az üveges vulkáni anyag egy része folyásos szövetű, mikrofenokristályos, mikrolitban gazdag sötét színű anyag, ami köré és/vagy mellé világos, mikrolit-szegény, szimmetrikus hólyagokban gazdag

kőzetüveg települ átmeneti formáknak tekintjük. Ezen összetett üveges törmelékek szemcsemérete a hamutól a finom lapilli méretig változik, alakjuk ugyancsak szögletes. A határfelület a kétféle üveges alkotó között éles, de szabálytalan lefutású.

A lapillitufa finomszemcsés mátrixa gazdag agyag-ásványokban, karbonátban, muszkovitban, finomhomok szemcseméretű kvarc- és földpát-töredékekben, és meglehetősen homogén szövetű alapanyagot formál a durvahamu, lapilli szemcseméretű törmelékek között (3/b ábra). A lapillitufa gazdag durvahamu–finomlapilli szemcseméretű szögletes kvarc- és földpáttöredékekben. A lapillitufából fosszília nem került elő.

Véndek-hegy (Tapolca)

Helyszín, földtani felépítés

A Véndek-hegy 255 m magas domb a Tapolcai-medence északi peremén, a Haláptól 2 km-re nyugatra. A jól lehatárolható, 300–400 m átmérőjű, környezete fölé kb. 30–50 méterrel kiemelkedő hármass dombcsoport piroklasztit-kőzetekből (1. táblázat) áll. Az alaphegységet alkotó, 1000 métert is meghaladó vastagságú Földolomit fölött vékony, mindössze néhány méter vastag középső-miocén badeni Lajta Mészke és — ellentmondásban a földtani térképpel (BENCE, PEREGI 1974) — szarmata Tinnye Mészke, bentonit települ a hegy északi tövében mélyült Tapolca–2 (Tpt–2) fúrás rétegsora alapján (BENCE 1974a alapján). A vulkanit közvetlen fekéje, a felső-pannóniai legidősebb képződménye, a Kállai Kavics a Véndek-hegy környékén 10–30 m vastag. A települési viszonyok a rossz feltártság miatt nem adhatók meg egyértelműen, de a távolabbi feltárások adatai alapján a Földolomit dőlése 8–10° Ny–ÉNy-i irányban, a miocén általában néhány fokos délies dőlést mutat, a pannóniai képződmények vízszintesek. A vulkanit és fekéjének kontaktusa nincs feltárva, de JÁMBOR (1980) a Kállai Kavics homokrégei és a „bazalttuffit” váltakozását említi a Véndek-hegy oldalában. Az ÉK-i domb belső, DNy-i oldalán mélyült Tapolca–1 (Tpt–1) fúrás — 35 m alatt meredek (45–70° dőlésű), kereszt-rétegzett sorozatot feltárva — a 100 m-es fúrás talpig a piroklasztit sorozatot harántolta (BENCE 1974b). A hár-

3. ábra. Lapillitufák vékonycsiszolati képe (Kékkút: a–b, Véndek-hegy: c–d)

a = irányított szövetű mikrolitgazdag lávadarabok (o) és erősen hólyagos salakszerű lapilli (h) a kékkúti lapillitufákból — keresztezett nikol, b = „átmeneti típusú” vulkáni üveg (körvonal) a kékkúti lapillitufákból, ami sötét tachylit és világos szideromelán kőzetüvegből áll (szaggatott vonal) és egy amfibolkristályt foglal magába (nyíl) — párhuzamos nikol, c = irányított szövetű lávátöredékek (fehér körvonal) a vendék-hegyi lapillitufákból, melyek sziliciklasztikus zárányokat is tartalmaznak (fehér szaggatott vonal), jelezvén a magma és laza, vízdús, valószínűleg pannóniai homok és agyag kölcsönhatását a freatomagmás robbanásokat megelőzően — párhuzamos nikol, d = csomószerű sziliciklasztikus törmelék a vendék-hegyi lapillitufa mátrixában (körvonal), muszkovitkristályokban gazdag (nyílak), ami a törmelék pannóniai rétegből való származására utal — párhuzamos nikol

Figure 3. Photomicrographs of the lapilli tuffs (Kékkút: a–b, Véndek-hegy: c–d)

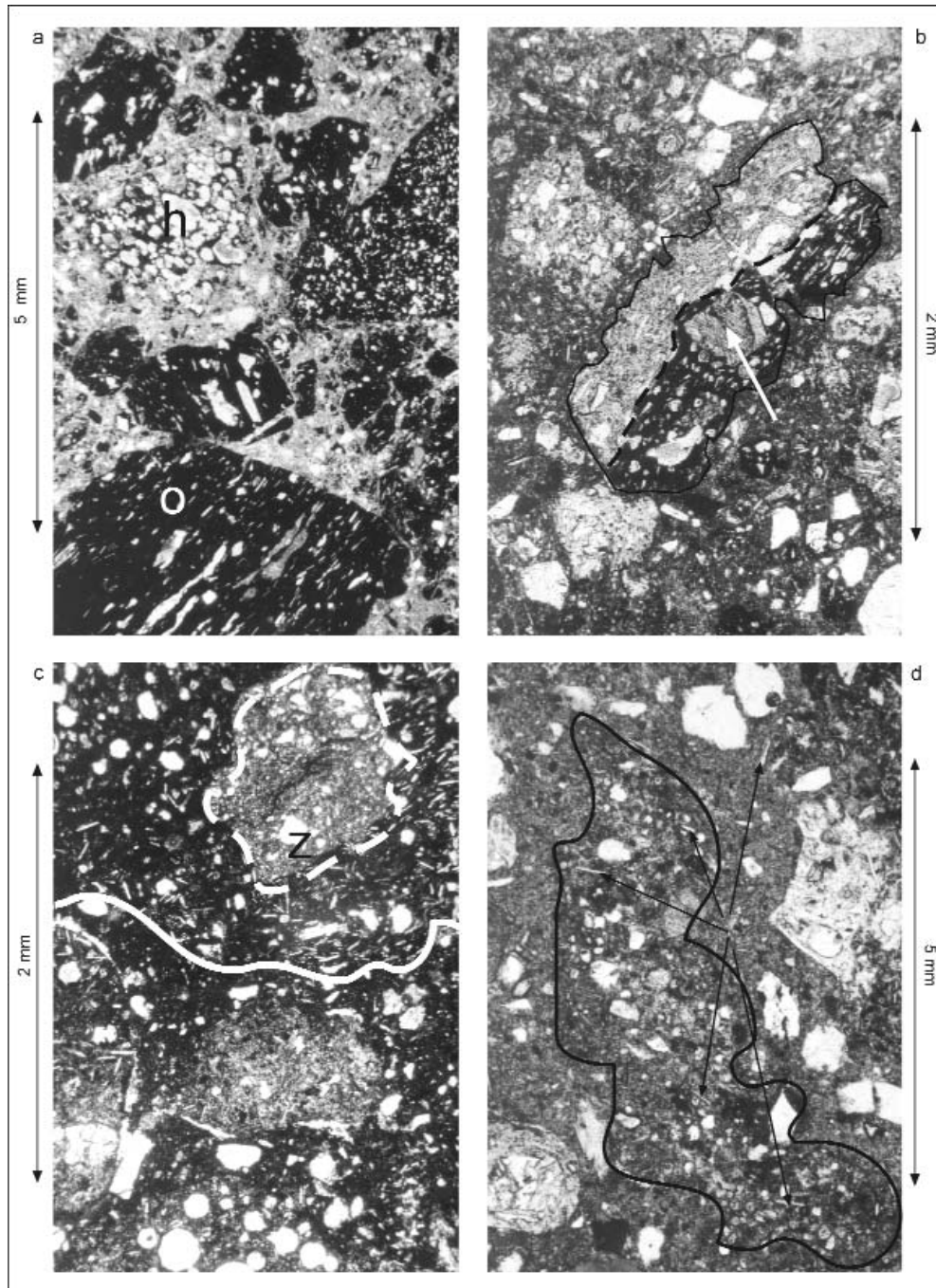
a = oriented, microlite-rich lava fragments (o) and highly vesicular scoriaceous glass shard (h) from lapilli tuffs of Kékkút — crossed-polarized, b = “mixed” volcanic glass shard (outlined) that has a dark tachylitic and light colour sideromelane component (dashed line) captured an amphibole crystal (arrow) from lapilli tuffs of Kékkút — plane-polarized, c = lapilli tuff from Véndek-hegy contains oriented textured lava fragments (white outline), that contain siliciclastic inclusions (white dashed line) indicating that the magma fragmentation has induced by magma and soft, unconsolidated, water rich sand and/or mud, very likely in the Pannonian sedimentary units — plane-polarized, d = clot-like texture of siliciclastic detritus (outline) in the lapilli tuff from Véndek-hegy contains large amount of muscovite (arrows) likely to be derived from the Pannonian fluvio-lacustrine units — plane-polarized

mas dombcsoport a terepi bejárások alapján egységesen piroklasztit-előfordulásnak értelmezhető, ugyanis a kisebb számban álló, vagy helyben maradt törmelékfeltárások az egyes dombcsók közötti mélyületekben is piroklasztit-közeteket tárnak fel. A piroklasztit-dombokon lávaközeteket nem sikerült azonosítani, helyben maradt törmelékből sem.

Piroklasztit-közetek

A Véndek-hegy piroklasztit-közeit sárgásbarna–világosbarna, osztályozatlan, rétegzetlen vagy gyengén rétegzett lapillitufák alkotják (2/c ábra). A lapillitartalom helyenként jelentős (30–50 vol. %, vizuális becslés), anya-

gának nagy része (75 vol. %, vizuális becslés) vulkáni eredetű, gyengén-erősen hólyagos, szürke, fekete bazaltsalak. A lapillitartalom maradék része alapvetően (95 vol. %, vizuális becslés) a triász alaphegységéből származó, a finomtól a durváig változó szemcse nagyságú szögletes, friss, ép karbonátközet. A vulkáni eredetű lapilli között kis arányban (~10 vol. %, vizuális becslés) kogenetikus, vagy idős láva töredékek is azonosíthatók. Mikroszkópi felvételeken jól látható ezek irányított, folyásos szövete, nem, vagy csak enyhén hólyagos szerkezete. A mikrofenokristályok és a mikrolitok többsége klinopiroxén, kisebb része plagioklász. Egészen gabbroid, mikro-poikilitos szövetű bazaltoid közettöredékek is azo-



nosíthatóak mind a durvahamu, mind a finomlapilli frakciókban. Alárendelten sötét színű tachylit szemcsék is jelen vannak. A vulkáni anyag domináns része üveges, kevés mikrolitot tartalmazó, enyhén mikrohólyagos (3/c és 3/d ábrák).

A mikrohólyagok szimmetrikusak, ellipszoid alakúak, s gyakran karbonátásványokkal kitöltöttek. Gyakran irányított szövetet adnak a kőzetüvegszilánknak, így az erősen mikrohólyagos szerkezetű üvegszilánkok fás szerkezetű horzsakőre emlékeztetnek. A kőzetüvegek között gyakori az igen finom, konvex-konkáv határú üvegszilánk, gyakran ellipszoid alakú hólyagüregekkel határolva. A nagyobb (durvahamu–finomlapilli) kőzetüvegdarabok gyakran tartalmaznak mikrofenokristályokat, elsősorban klinopiroxén, alárendelten olivin utáni karbonát pszeuromorfóza formájában. Különösen a tachylit-szemcsékben gyakoriak az alakatlan határú, feltépett sziliciklasztikus zárványok. Amfibolkristályok, vagy azok töredékei nem kerültek elő a mintákból. A képződmény mátrixában néhány bizonytalan eredetű, jelentősebb méretű biotit kristálytöredék volt felismerhető. A lapillitufák mátrixa finomszemcsés agyagásványokból, karbonátokból, muszkovit kristálytöredékekből és sziliciklasztikus üledék eredetű földpát- és kvarctöredékekből áll (3/d ábra). A durvahamu frakcióban márga, agyagkő, finomszemcsés — feltételezhetően felső-pannóniai — homokkő is felismerhető. Valószínűleg a mátrix jelentős része is ebből származik. A mátrix-gazdagabb lapillitufák mikroszöveti képében gyakran felismerhetők kvarctöredékekben gazdag „csomószerű” szerkezetek (3/d ábra).

Hármas-hegy (Badacsonytomaj)

Helyszín, földtani felépítés

A Hármas-hegy a Tapolcai-medence délkeleti peremén található, a Badacsony és a Gulács között. 180–210 m közötti magasságával kb. 40–60 méterrel emelkedik környezete fölé. Körülbelül 550 m hosszú, 80–100 m széles ÉÉNy–DDK irányú dombsora teljes egészében egyveretű piroklasztit-kőzetekből áll (1. táblázat). Kőzettelérek, szálban álló vagy helybenmaradt lávatörmelék egyik dombról sem ismert. A piroklasztit-kőzetek elnyúlt ellipszoid formájában törik át a pre-vulkáni felső-pannóniai Somlói Formáció uralkodóan homok anyagú rétegeit (BUDAI et al. 1999). A piroklasztit-kőzetek nem mutatnak semmiféle rétegzést, vagy más szabályos geometriai eloszlást. VITÁLIS (1911) felhívta a figyelmet a Hármas-hegy ÉÉNy–DDK csapásával azonos irányú bazalttufa anyagú dombsorra a Gulács oldalában is.

Piroklasztit-kőzetek

A Hármas-hegy vulkáni kőzetei osztályozatlan, finom–durvaszemcsés, sárgásbarna, friss vagy gyengén palagonitos lapillitufákból állnak (2/b ábra). A szedimentológiai jellegekre szálfeltárás hiányában csak a tör-

melékanyagból lehetett következtetni. A gyűjtött példányok alapján megállapítható, hogy — legalábbis a deciméteres léptékű skálán — rétegzés nem vagy csak igen gyengén látható a piroklasztit-kőzeteken. Ez arra utal, hogy azok valószínűleg szerkezetnélküli, kaotikus lapillitufák lehetnek. A piroklasztit-képződmények alapvetően juvenilis eredetű lapilliból és járulékos litikus szemcsékben gazdag mátrixból állnak. A lapilli méretű járulékos litikus szemcsék elsősorban a felső-pannóniai képződményekből származó szögletes, szabálytalan alakú homokkő-agyagkő fragmentumokból állnak. Ritkán szögletes, lapilli méretű perm vörshomokkő-fragmentumok is azonosíthatók. A lapilli szemcseméret-tartományban a járulékos litikus szemcsék aránya kb. 1:3 a magmás eredetű lapillihoz képest. A magmás eredetű lapillik anyaga döntően hirtelen megdermedt, üveges szerkezetű, mikrohólyagos vulkáni üveg (4/a ábra). A magmás lapilli közel harmada (vizuális becslés) mikrolit- és mikrofenokristály-gazdag, irányított szövetű lávatöredék. A lávatöredékek minden esetben szabálytalan alakúak, gyakran hosszan elnyúltak, és erőteljesen irányított, trachitos szövetűek. A nagyobb láva töredékekben szabálytalan alakú, gyakran elnyúlt ellipszoid alakú, sziliciklasztikus finomhomok- vagy agyagzárványok figyelhetők meg (4/b ábra). A legnagyobb zárványok mérete a cm-es nagyságrendet is eléri. A finomszemcsés sziliciklasztikus fragmentumok muszkovitot, agyagásványokat, kvarcsemmcséket, aggregátumokat, földpát-töredékeket tartalmaznak. Néhány esetben azonban — elsősorban az irányított szövetű, de hólyagos, sötét színű láva-fragmentumokba zárt üledékes eredetű anyagban — palagonitosodott kőzetüveg is azonosítható volt. A tiszta, üveges, enyhén sárgás színű szideromelán szilánkokból csak néha kerültek elő ilyen bezárt üledékes fragmentumok. A vulkániüveg-töredékek változatos szemcseméretűek a finomhamutól a finomlapilli méretig. Kevés (<15 vol. %, vizuális becslés) mikrolitot tartalmaznak, amelyek gyakran irányítottak, s jellegzetes irányított szövetet kölcsönöznek a kőzetüveg-szilánknak. A kőzetüvegek azonban majdnem minden esetben mikrohólyagosak, enyhén ellipszoid alakú hólyagokkal, amelyek a jelenlévő mikrolitokkal együtt fokozzák az egyes üvegszilánkok irányított, elnyírt szöveti jellegét. A szideromelán-töredékek elsősorban olivin és klinopiroxén fenokristályokat tartalmaznak. E kristálytöredékek — mint szabad kristálytöredék — gyakoriak a piroklasztit mátrixában is. A kristálytöredékek minden esetben szögletesek, szabálytalan alakúak, hozzájuk gyakran vékony kőzetüvegréteg illeszkedik. gyakoriak a nagyobb (durvahamu–finomlapilli méretű) klinopiroxén megakristály-töredékek, gyakran koronaszegéllyel és vékony kőzetüvegréteggel. A lapillitufa mátrixa agyagásványokban, muszkovitban s finomhamu méretű kvarctöredékekben gazdag. Néhány glaukonitszemcse is felismerhető. A közepes- és durvahamu frakcióban a kvarckristályok aránya megnövekszik (vizuális becslés), s az erőteljesen szabálytalan alakú kőzetüvegek jelenléte is

egyértelműbb. Fossziliák nem kerültek elő a vizsgált mintákból.

Zánkai Várhegy

Helyszín, földtani felépítés

A zánkai Várhegy a Hegyes-tűtől DDK-re, 2 km-re, a Pál-hegy közel 300 m magas perm homokkő vonulatának K-i tövében található a Balaton északi partjától kb. 1,7 km-re. A környezetét alkotó perm homokkő lenyesett felszínéből mindössze 5–10 m-re kiemelkedő, 30–50 m széles domb kb. 250 m hosszan követhető ÉÉK–DDNy irányban. Anyagát teljes egészében piroklasztit-közetek alkotják, lávaközet nem található (1. táblázat). LÓCZY (1920) bazaltot ábrázolt a domb helyén, JUGOVICS (1971) helyesbítette ezt a jelölést, „hasadékminti törmelékszórás” során keletkezett bazalttufának minősítve az előfordulás kőzetét. Feltárás hiányában a piroklasztit-domb határvo-nala és pontos kontaktus csak bizonytalanul adható meg, elsősorban helyben maradt törmelék példányok azonosítása alapján. JUGOVICS (1971) a perm homokkő és a bazalttufa kontaktusát 172–180 m között feltételezte, megemlítve az eredeti vulkáni forma erodálódását. A Vár-hegy területén egyetlen kisebb eredeti helyzetű piroklasztit-feltárás található, ahol gyenge rétegzés ismerhető fel.

Piroklasztit-közetek

A zánkai Várhegy néhány szálban álló, illetve helyben maradt lejtőtörmelék-feltárásából származó minták anyaga sárgás, világosbarna, osztályozatlan, szerkezetnélküli vagy gyengén rétegzett, juvenilis lapilliben gazdag lapillitufa.

A lapillitufa elsősorban gyengén hólyagos, erősen irányított, sötét színű, szögletes, gyakran irányított szövetű lávalapilli-fragmentumokat tartalmaz. A nagyobb méretű lávadarabok gyakran tartalmaznak klinopiroxén és olivin fenokristályokat, amelyeknek szögletes töredékei a lapillitufa mátrixában is gyakoriak. A lapilli méretű fragmentumok mintegy harmada (vizuális becslés) járulékos közettöredék, ezek anyaga elsősorban szögletes, gyengén kerekített permi vöröshomokkő és triász karbonát. Néhány — a szöveti kép alapján valószínűleg — felső-pannóniai, lapilli méretű márga, és homokkőtöredék is felismerhető. A nagyobb, irányított szövetű lávalapilliben gyakoriak az üledékes zárványok, hólyagkitöltések (4/d ábra). Mikroszkópi képen ezek nagy hasonlóságot mutatnak a lapillitufa mátrixával. Gyakran tartalmaznak friss, gyengén mikrohólyagos kőzetüveget, muszkovitkristályokat, kvarctöredékeket. A kisebb zárványok (<0,1 mm átmérő) finomszemcsés homokkőre emlékeztetnek azok szöveti képe alapján. Ezen üledékes zárványok csak ritkán fordulnak elő az átlátszó szideromelán kőzetüvegekben. A szideromelán kőzetüvegek hólyagosság tekintetében igen változatosak. Előfordulnak gyengén mikrohólyagos kőzetüvegek és erősen hólyagos, az üvegszilánk méretéhez képest jelentős méretű hólyagokat tartalmazó kőzetüvegek is. Az erősen hólyagos kőzetüvegek általában mikrolitban szegények, a hólyagok karbonátásványokkal

kitöltöttek. Ezzel szemben a gyengén hólyagos kőzetüveg-szilánkok gyakran erősen irányított, trachitos szövetűek, ami a nagyszámú irányított eloszlású klinopiroxén mikrolitnak köszönhető. Az erősen gabbroid szövetű, szögletes, mikropoikilites, glomerophiros szövetű vulkáni közettöredékek ritkák. A piroklasztit-közetek mátrixa agyagásványokból, muszkovitból, karbonátos kötőanyagból, finomszemcsés kvarctöredékekből áll. Gyakoriak a pirogén kristály- és xenokristály-töredékek, pl. 1) koronaszegélyes klinopiroxén töredékek gyakran kőzetüveg-peremmel, vagy 2) erősen kerekített olivin vagy spinell kristálytöredékek. Az olivinkristályok gyakran erősen karbonátosak, s csak a pseudomorfozójuk ismerhető fel. Fossziliák a piroklasztit-közetekből nem kerültek elő.

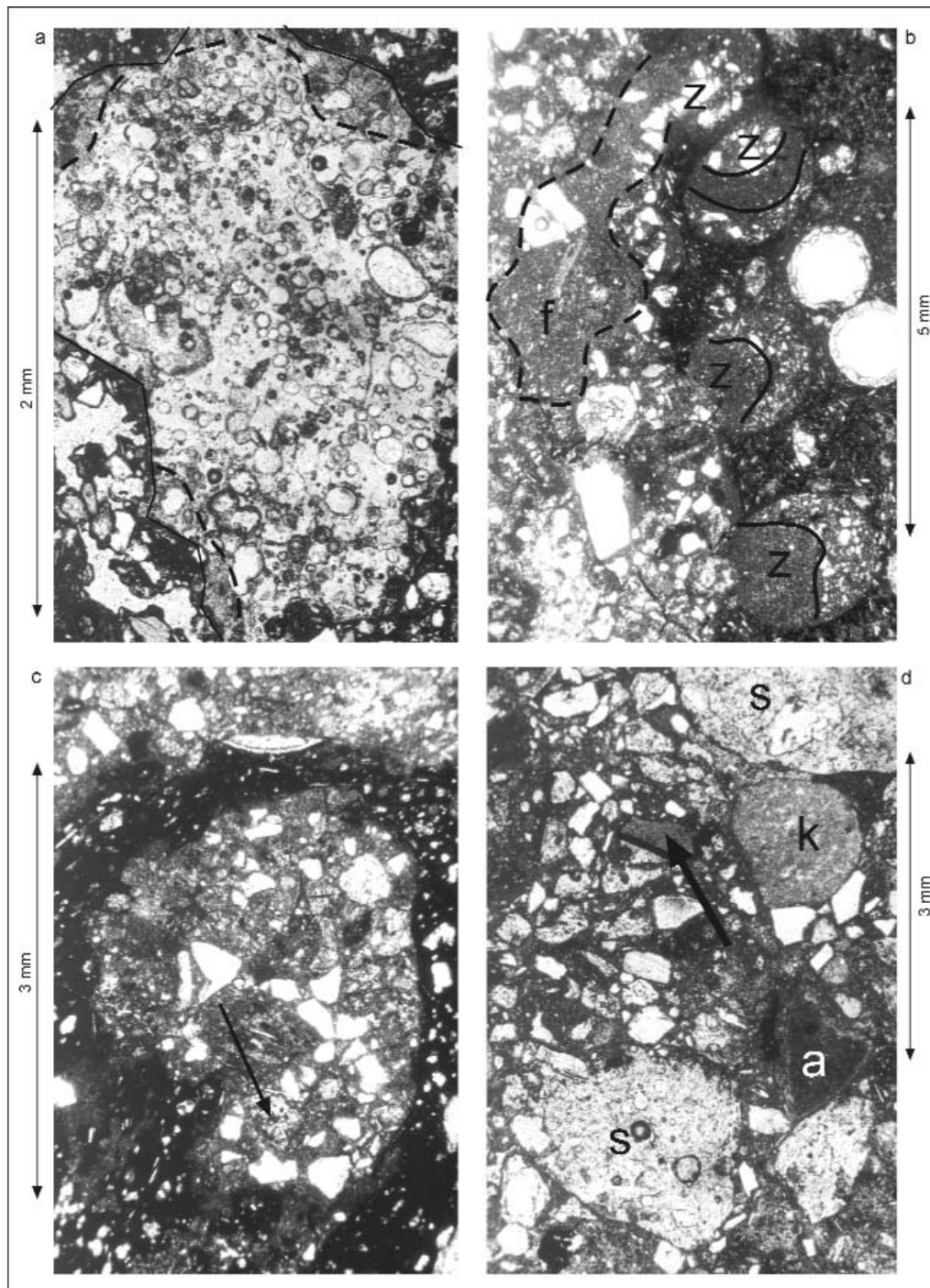
Kereki-hegy (Mindszentkállya)

Helyszín, földtani felépítés

A Kereki-hegy Mindszentkállától kb. 1 km-re DK-re, közvetlenül a zánka–tapolcai országút É-i oldalán, a Káli-medence talpán található. Környezetében a medence 135–140 m-es felszínét alsó-triász karbonátközetek alkotják. Közvetlenül a domb környékén néhány méter vastag felső-pannóniai, homok, abráziós kavics települ. Az É–D irányban megnyúlt alakú domb hossza kb. 200 m, szélessége 120–130 m, csúcsa kb. 40 méterrel emelkedik a medence fölé. A dombot piroklasztit-közetek építik fel (1. táblázat). VITALIS (1911) a K-i csúcson oszlopos elválású bazaltot írt le, de ennek nyomát nem sikerült megtalálnunk. LÓCZY (in VITALIS 1911, p. 23.) a domb DNY-i tövében, az országút és az egykori dűlőút kereszteződésében egy ÉK–DNY-i bazalttelért említ. Ennek nyomát még a néhány éve fektetett gázvezeték árkában sem lehetett látni. A piroklasztit-rétegek a domb felső részén található szálfeltárásokban gyengén, közepesen, illetve vastagon rétegzettek. A rétegdőlés meglehetősen egyveretű, keleties csapású, magas dőlésszög értékekkel (>60°), mely irány erősen különbözik a környezet általános szerkezeti irányaitól és a közvetlen fekvő pannóniai homokkő és kavicsrétegeinek szubhorizontális településétől (BUDAI, CSILLAG 1999). A rétegek hullámos felszínűek mind az alsó, mind a felső réteglapok tekintetében, gyakoriak a kimosási csatornák. Vulkáni bombák okozta bezsákolódásokat nem találtunk. Lapos szögű, gyengén fejlett keresztrétegzés ritkán de előfordul. A domb lábánál törmelékből szerkezetnélküli lapillitufa-darabokat is lehetett találni, amelyek — legalábbis a méteres nagyságrendben — arra utalnak, hogy a Kereki-hegyen a rétegzett meredek dőlésű piroklaszt egységek mellett, szerkezetnélküli lapillitufák is jelen lehettek.

Piroklasztit-közetek

A Kereki-hegyet felépítő piroklasztit-képződmények osztályozatlan finom–durvaszemcsés lapillitufák (2/d ábra). Az összlet osztályozatlan; gradáció nem, vagy enyhe inverz gradáció ismerhető fel. A kőzet sárgás, világosbarna, gazdag juvenilis lapilliben. Ezek nagy része világossárga, enyhén vagy közepesen mikrohólyagos vulkáni



kőzetüveg, szideromelán (4/d ábra). Kisebb arányban (<10 vol. %, vizuális becslés) irányított szövetű lávalapilli is felismerhető, amiben gyakoriak a szövet és összetétel szempontjából a lapillitufa mátrixához hasonló üledékes hólyagüreg-kitöltések. A lapilli méretű járulékos közettörödékek anyaga elsősorban szögletes karbonát-szemcse, kevés permi vöröshomokkő, illetve agyag és homokkő, ritkán márga (4/d ábra). A finomabb szemcséfrakciókban jelentős mennyiségű a kristálytörödékek, elsősorban piro- és xenokristálytörödékek, klinopiroxének, olivinnek, vagy azok pszeudomorfózái, ritkán barnaamfibol-törödékek. Feltűnően sok (4-5 nagyobb törödékek egy

normál vékonycsiszolatból) spinell kristálytörödékek kerültek elő a tanulmányozott mintákból, gyakran vékony kőzetüveg szegéllyel. A lapillitufa mátrixa és finomszemcsés frakciója egyaránt gazdag kvarc- és alkáliföldpáttörödékekben (4/d ábra). A kvarctörödékek jellegzetes aggregátumokat is alkotnak, s a mátrixban is gyakoriak a csomószerű, enyhén durvább szemcsés területek. Egyes helyeken finomszemcsés mátrixban gazdag területek is azonosíthatók. Szövet és összetétel szempontjából nem látszik különbség a rétegzett, meredeken dőlő piroklasztit egységek és a törmelékből azonosított szerkezetnélküli egységek között. Fosszília nem került elő e helyről sem.

4. ábra. Lapillitufák vékonycsiszolati képe (Hármas-hegy: a–b, Várhegy: c, Kereki-hegy: d)

a = erősen hólyagos sideromelán közetűveg (folyamatos vonal), kezdeti palagonitizációs peremmel a hármas-hegyi lapillitufából (szaggatott vonal) — párhuzamos nikol, b = tachylitszemcse a hármas-hegyi lapillitufából, amely igen gazdag feltépett sziliciklasztikus/vulkaniklasztit zárványokban (z), jelezvén, hogy magma és ezen üledékek a magma szétszakadását megelőzően keveredésbe is kerültek, mikropeperit szerkezeteket hozva létre. E zárványok nagyrésze szöveteileg és összetétel szerint azonos a lapillitufa mátrixával, ami arra utal, hogy a benyomuló magma a kráterkitöltés anyagával lépett kölcsönhatásba — párhuzamos nikol, c = tachylitszemcse magába zárt vulkaniklasztit zárvánnyal a zánkai Várhegy lapilli tufájából. Figyeljük meg a gyengén hólyagos sideromelán üvegtöredéket a zárványban (nyíl), jelezvén, hogy magma a vízdús, kráterkitöltő sárral került kölcsönhatásba, s a magma szétszakadását megelőzően valószínűleg peperit is keletkezett a benyomuló közzettelérek peremén — párhuzamos nikol, d = szögletes kvarctöredékekben (világos szemcsék) gazdag lapillitufa a Kereki-hegyről. Figyeljük meg a kvarctöredékek jellegzetes csoportosulását, jelezvén, hogy azok a kitérés felhőben és a piroklasztot szállító közegben feltehetően együtt mozoghattak. A lapillitufa ugyancsak gazdag feltépett triász karbonátfragmentumokban (k) és a magma freatomagmás töredezésére utaló gyengén hólyagos, blokk alakú sideromelán üvegszemcsékben (s). A lapillitufa gazdag spinell töredékekben is (nyíl) — párhuzamos nikol

Figure 4. Photomicrographs of the lapilli tuffs (Hármas-hegy: a–b, Várhegy: c, Kereki-hegy: d)

a = highly vesicular sideromelane glass shard (continuous line), with palagonite rim (dashed line) from lapilli tuff of Hármas-hegy — plane-polarized, b = tachylite glass shard-rich siliciclastic/volcaniclastic (z) fragments (Hármas-hegy) which have been tiered up, indicating that magma must have been in contact and being pre-mixed with crater filling slurry prior to phreatomagmatic fragmentation — plane-polarized, c = encapsulated volcaniclastic inclusion in tachylitic glass shard from Zánka, indicating that magma must have been in contact and being pre-mixed with crater filling slurry prior to phreatomagmatic fragmentation. Note the slightly vesicular sideromelane glass shard in the inclusion (arrow) — plane-polarized, d = lapilli tuff from Kereki-hegy rich in angular quartz fragments (light clasts). Note the clot-like grouping of these clasts indicating that these fragments may have traveled together in the transporting agent. The lapilli tuff is also rich in Triassic carbonatic fragments and sideromelane glass shards indicative for phreatomagmatic fragmentation of the magma (s). The lapilli tuff is rich in spinel fragments (arrow) — plane-polarized

A piroklasztitok főelem-összetétele

A tanulmányozott helyszínek mindegyikéről begyűjtött piroklasztit mintákból elektron mikroszondás mérésekkel főelem-összetétel vizsgálatok készültek. A mikroszondás mérések polírozott vékonycsiszolatokon, az Otago Egyetem Geológia Tanszékén, JEOL 8600 típusú elektron-mikroszondával, 15 kV gyorsító feszültség alatt, 5–50 mikrométer elektronsugár átmérő mellett, ZAF korrekcióval készültek. A mérések lehetőség szerint mikrolitmentes, gyengén vagy egyáltalán nem hólyagos, áttetsző, világos színű, világos sárga sideromelán vulkáni üvegtöredékek készültek. A táblázatban közölt adatok egyedi mérések eredményei (2. táblázat). Kizárólag azokat a mérési eredményeket használtuk fel, amelyek esetében a mért komponenseknek legalább 95% volt az összértéke. A tanulmányozott mintákban található vulkáni üvegek nagy része általában e kritériumnak megfelelt, ugyanis az üvegszilánkok többsége feltűnően friss volt. Az üvegszilánkok közötti típusa TAS diagramon ábrázolva (LE BAS et al., 1986) alapvetően a tefrit, fonotefrit mezőbe esik. A tefrit és bazanit elkülönítésére a normatív olivintartalom szolgált (>10% = bazanit; 10% = tefrit).

Következtetés, értelmezés

A vizsgált előfordulások a piroklasztit-közetek jelentős friss juvenilis közetűveg-tartalma és azok finom szövetei képe alapján elsődleges, robbanásos kitérés termékeinek tekinthetők (FISHER, SCHMINCKE 1984, BULL, CAS 2000). Az öt tanulmányozott helyszínből a Kereki-hegy kivételével meglehetősen hasonló piroklasztit fácies volt azonosítható (1. táblázat), csak enyhe szövetei és összetételbeli különbségek voltak felismerhetők (2. ábra). A tanulmányozott helyszínek jól körülhatárolható, kis átmérőjű piroklasztit előfordulások, amelyek jelentős eróziós és szögdiszkordanciával települnek a különböző prevulkáni

formációkra. Ennek alapján a tanulmányozott piroklasztit-előfordulások kürtőkitöltésként rekonstruálhatók (LORENZ 1986; LORENZ, KURSZLAUKIS 1997, LORENZ 2000b). A következő szempontok szerint:

1. az egyes előfordulások jól lehatárolható, maximum néhány száz méter átmérőjű ellipszoid alakú képződmények;

2. nem létezik közvetlen horizontális kapcsolat közeli vulkáni előfordulásokkal, melyek alapján az említett piroklasztit előfordulások, mint kráter peremet felépítő, az egykori tufagyűrűk piroklasztit sáncának roncsaiként lennének értelmezhetőek;

3. horizontális fácies korreláció nem rekonstruálható nagyobb földrajzi léptéken (10 km-es lépték) sem, így közvetlenül nem bizonyítható, hogy a leírt feltárások egy nagyobb területet egykor lefedő piroklasztit-lepelnek a roncsai lennének;

4. továbbá, kizárható, hogy az egyes előfordulások nagyobb kiterjedésű hullott piroklasztit képződmények lepusztulási roncsai lennének, mert:

- a) a leírt üledékek szerkezete gravitációs tömegárra, törmelékárra, vagy (visszahullott és) többszörösen felszakított magas szemcsekoncentrációjú tömegárra jellemző fizikai tulajdonságokat hordoz (osztályozatlanság, rétegzetlenség, szerkezetnélküliség, durvaszemcséség, mátrixgazdagság),

- b) ezt a terepi prevulkáni fácies kapcsolatok nem támasztják alá egyértelműen (NÉMETH et al. 2001), hisz a feké minden esetben más korú, más típusú közet, melyekre a piroklasztit-képződmények a meglévő fűrészi és térképezési adatok alapján szögdiszkordanciával települnek.

A tanulmányozott piroklasztit-előfordulások minden esetben tartalmazznak olyan közet-, vagy ásvány-töredékeket, amelyek arra utalnak, hogy pannóniai és/vagy a vulkanizmussal közel egyidős (pliocén) folyóvízi-tavi rétegeket is át kellett törnie a vulkán kürtőjének, melyek anyaga a keletkezett piroklasztit-rétegekbe került. Ez azt jelenti, hogy ezeken a területeken, annak ellenére, hogy

2. táblázat. Elektron mikroszkopos főelem-analízis eredményei a tanulmányozott piroklasztit-képződmények friss, lehetőség szerint hólyagüreg- és mikrolitmentes kőzetüveg-szilánkjai alapján. A kékküti mintákból nem sikerült megbízható adatot nyerni a minták erősen palagonitosodott volta miatt

Table 2. Summary table of representative, individual electron microprobe analyses on fresh, vesicle- and microilite-poor volcanic glass shards from the studied pyroclastic locations.

Note that there was an unsuccessful attempt to obtain good results from samples of Kékkút due to extensive palagonitisation of the chilled glass shards

Sample:	V-816	V-821	V-824	Harmas-847	Harmas-848	Harmas-851	ZV-830	ZV-831	ZV-832	K-835	K-838	K-841
Oxide wt%	trachybasalt tephrite?	trachybasalt tephrite?	trachybasalt tephrite?	tephrite	tephrite	tephrite	phono-tephrite	phono-tephrite	phono-tephrite	phono-tephrite	phono-tephrite	phono-tephrite
SiO ₂	50,69	49,82	49,77	47,4	47,47	48,68	48,94	48,73	50,06	49,69	49,17	49,52
TiO ₂	2,72	2,54	2,28	2,64	2,69	2,72	2,59	2,63	2,62	2,26	2,55	2,45
Al ₂ O ₃	15,56	15,28	16,17	16,26	16,36	16,4	16,09	16,39	15,1	16,19	16,03	15,93
Fe ₂ O ₃	2,11	1,95	1,86	2,12	2,1	2,15	2,04	2,02	2,03	1,71	1,72	1,67
FeO	7,03	6,49	6,21	7,06	6,99	7,17	6,8	6,75	6,78	5,71	5,74	5,58
MnO	0,14	0,13	0,09	0,11	0,05	0,13	0,05	0,18	0,15	0,11	0,11	0,11
MgO	3,37	4,02	3,86	4,06	4,08	4,1	3,72	3,68	3,45	3,71	3,8	3,67
CaO	8,26	8,88	9,09	10,2	10,27	10,23	9,71	9,6	9,57	9,33	10,01	9,58
Na ₂ O	3,61	4,19	4,08	4,61	4,66	4,73	4,64	4,71	4,51	4,77	4,72	4,62
K ₂ O	3,02	2,69	2,36	2,5	2,51	2,54	3,03	3,07	3,01	3,17	3,09	3,17
Total	96,51	95,99	95,77	96,96	97,18	98,85	97,61	97,76	97,28	96,65	96,94	96,30
Na ₂ O+K ₂ O	6,63	6,88	6,44	7,11	7,17	7,27	7,67	7,78	7,52	7,94	7,81	7,79
Mg#	0,48	0,55	0,55	0,53	0,53	0,53	0,52	0,52	0,50	0,56	0,56	0,56
D. I.	47,27	46,18	44,54	42,01	42,18	43,63	46,1	46,3	47,47	48,45	46,55	47,6
anX100/(ab+an)	38,12	38,23	42,07	55,00	55,54	51,41	48,34	50,21	38,06	43,91	48,02	44,27
CIPW norm												
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
or	17,82	15,90	13,95	14,77	14,83	15,01	17,93	18,12	17,81	18,73	18,27	18,71
ab	28,18	24,14	25,92	13,33	13,06	15,13	15,10	14,41	19,63	17,12	14,55	16,83
an	17,36	14,94	18,82	16,29	16,31	16,01	14,13	14,53	12,06	13,40	13,44	13,37
ne	1,27	6,14	4,67	13,91	14,29	13,48	13,07	13,77	10,03	12,60	13,73	12,06
di	19,43	23,74	21,46	28,06	28,28	28,41	27,88	27,09	29,08	26,77	29,37	27,74
wo	9,87	12,16	10,98	14,33	14,46	14,50	14,22	13,81	14,80	13,73	15,11	14,27
en	5,24	7,09	6,34	8,09	8,30	8,18	7,96	7,67	8,02	8,14	9,26	8,70
fs	4,33	4,50	4,13	5,64	5,52	5,72	5,70	5,61	6,27	4,89	4,99	4,78
ol	4,23	3,48	3,93	2,51	2,26	2,52	1,63	1,90	0,76	1,27	0,22	0,51
fo	2,21	2,05	2,29	1,42	1,30	1,42	0,91	1,05	0,41	0,77	0,14	0,32
fa	2,02	1,43	1,64	1,09	0,95	1,10	0,72	0,85	0,35	0,51	0,08	0,19
mt	3,06	2,82	2,70	3,07	3,04	3,12	2,96	2,93	2,95	2,48	2,49	2,43
il	5,17	4,83	4,34	5,01	5,11	5,17	4,91	5,00	4,98	4,28	4,84	4,65
Total	96,51	95,99	95,77	96,96	97,18	98,85	97,61	97,76	97,28	96,65	96,92	96,30

Mg# = magnesium number, D. I. = differentiation index, Q = quartz, or = orthoclase, ab = albite, an = anorthite, ne = nepheline, di = diopside, o l = olivine, mt = magnetite, il = ilmenite, 15kV acceleration voltage, ZAF correction method. Analyses were carried out on JEOL 8600 Superprobe at the Geology Department of the University of Otago.

jelenleg nem ismertek ilyen rétegeknek (Véndek-hegy, zánkai Várhegy és Kereki-hegy) (BUDAI, CSILLAG szerk. 1999), a vulkanizmus idején a pliocénben még jelen kellett lenniük, csak azóta lepusztultak.

A tanulmányozott piroklasztit-előfordulások mindegyike — a jelentős, enyhén hólyagos közetüveg-tartalom alapján — magma és külső víz kölcsönhatására bekövetkezett, freatomagmás robbanásos kitörés maradványa (HEIKEN 1972, FISHER, SCHMINCKE 1984, HEIKEN, WOHLTZ 1991, WHITE 1991, DELLINO 2000). A közetüvegek változatos hólyagossága ugyanazon piroklasztit-közetben arra utal, hogy a kitörési centrum környékén:

1. változatos mértékben kigázósodott magma került külső vízzel vagy víztartalmú üledékekkel kölcsönhatásba (WHITE 1991, HOUGHTON et al. 1999),

2. az egyes robbanások során a robbanás bekövetkeztét és határfokát szabályozó fedőrétegek vastagsága időben gyorsan változhatott (WHITE 1996a),

3. a tanulmányozott üledék maga egy többszörösen újra feldolgozott piroklasztit-aggregát, amelyben a korábban keletkezett és az épp keletkező piroklasztit-töredékek keveredhettek egymással (WHITE 1996a), illetve a magma/víz és/vagy vízdús üledék kölcsönhatása során a magma változó nedvességtartalmú üledékekkel került kölcsönhatásba (WHITE 1996b, WHITE 2001).

A kétféle szöveti képű juvenilis töredékek (mikrolit-gazdag, irányított szövetű lávatöredék és mikrohólyagos

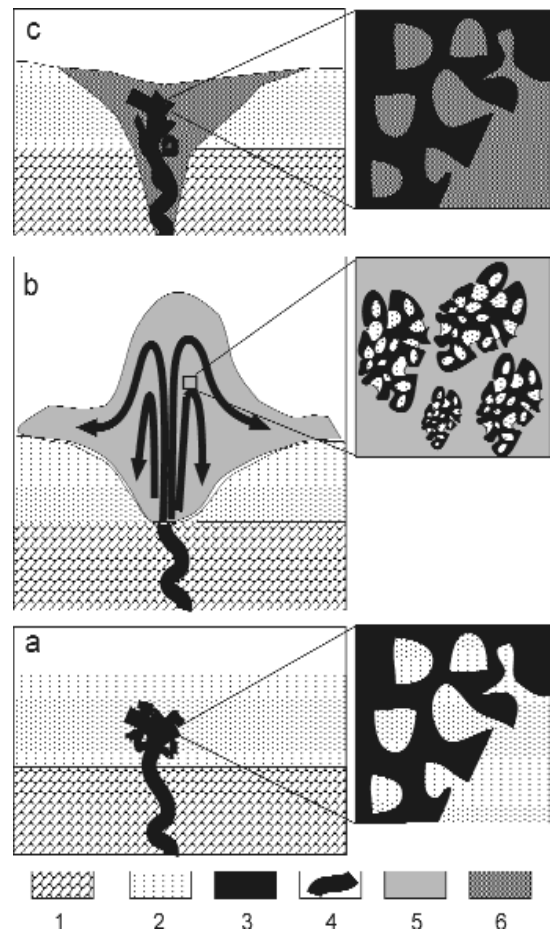
szideromelán), különböző arányban ugyan, de mindegyik helyszínen felismerhetők és azonosíthatók voltak. A két típus együttes jelenléte arra utalhat, hogy az üledék valóban összetett gyűjtőhelye volt azon piroklasztitoknak, amelyek (1) még akkor keletkeztek, amikor kellő mennyiségű víz volt jelen ahhoz, hogy magma/víz kölcsönhatás jó hatásfokú freatomagmás robbanásokban fejeződjék ki (gyengén hólyagos, tiszta szideromelán közetüvegek), illetve (2) amelyek már a gyengébb hatásfokú magma/víz kölcsönhatás felé mutatnak (orientált lávatöredékek). A szinte minden esetben azonosított üle-dékes zárványok az irányított szövetű lávatöredékekben arra utalnak, hogy ezek a lávadarabok víztelített üledékekkel kerültek kapcsolatba (5. ábra), s a sárszerű üledéket magukba gyűrve keveredtek ezen üledékekkel (KOKELAAR 1982, LORENZ, ZIMANOWSKI 1984, KOKELAAR 1986, LEAT, THOMPSON 1988, WHITE 1996a, ORT et al. 1998, LORENZ 2000a). A nagyobb fragmentumokon mikropeperit szövet ismerhető fel az irreguláris határfelületű, erősen, hirtelen hűlt lávafragmentumok és a finomszemcsés üledék kontaktusán. Az egyes üledékes hólyagkitöltések és a lapillitufa mátrix szöveti képének hasonlósága arra utal, hogy az irányított szövetű lávadarabok, az eredeti magma, valószínűleg a korábban (néhány óra, nap) keletkezett freatomagmás, sárszerű tefrába nyomulhatott, majd gyenge (kis energiájú, kis hatásfokú) freatomagmás szétzúrást szenvedett (5. ábra). A töredékek jelenléte úgy is értelmezhető, hogy ezek a fragmentumok in situ töredékei egy gyenge, elfojtott

5. ábra. Egyszerűsített modell a tanulmányozott piroklasztit-előfordulások keletkezésére

a = a benyomuló tefritmagma a vastag, laza és vízdús pannóniai sekélytengeri, folyóvízi-tavi sziliciklasztikus üledékekkel robbanás nélkül keveredik, ugyanis az üledék súlya megakadályozza robbanások bekövetkeztét, visszafajtja a magma/víz kölcsönhatásából származó mechanikai energiát. E keveredés eredményeként a benyomuló közzettelérek mentén peperit alakul ki, s a piroklasztit-töredékek sziliciklasztikus zárványokat zárnak magukba, b = további magmabenyomulással és a felszín felé történő vándorlással az üledék súlya már nem lesz elegendő a robbanásos kitörés lefojtásához, a magma pillanatszerű freatomagmás szétszakadást szenved. A kitörési felhő gazdag lesz olyan töredékekben, amelyek a korábbi elő-keveredésre utaló szöveti jeleket viselnek. Az ismétlődő robbanások során a piroklasztit újra és újra visszahullik a kráter/kürtő-zónába, sárszerű anyaggal kitöltve azt. c = további magma benyomulással a magma a kürtő/kráter-kitöltő piroklasztit-gazdag sárral kerül kölcsönhatásba, s elő-keveredésben vesz részt, mindaddig, amíg a freatomagmás töredezés nem következik be. E folyamat a vulkáni működés során akár több százszor is bekövetkezhet percnyi, órányi időskálán mérve. 1 — Triász vagy idősebb alaphegység, 2 — Pannóniai sziliciklasztikus üledékek, 3 — vulkáni piroklasztitok, 4 — közzettelérek, 5 — kitörési felhő, 6 — kürtő/kráter-kitöltő piroklasztit-gazdag sár

Figure 5. Simplified eruption model for the development of the pyroclastic units of the studied area

a = intruding tephritic magma pre-mixes with the unconsolidated, water-rich shallow marine, fluvio-lacustrine Pannonian siliciclastic sediments due to the high confining pressure of these sediment suppressing the possibility of phreatomagmatic fragmentation. Along dykes peperitic margin develops with captured sediments in the lava fragments, b = when the confining pressure drop below the limit to suppress phreatomagmatic fragmentation, magma disruption and vent development take place. The eruption column is rich in clasts derived from the pre-mixed peperitic zones of dykes. The repeated explosions cause intense reworking in the vent/conduit site, fulfilling them with muddy, pyroclast-rich slurry, c = each intruding melt will interact, and probably pre-mixes with the progressively more pyroclast-rich slurry in the vent/conduit zone, prior to phreatomagmatic fragmentation. 1 — Triassic or older basement, 2 — Pannonian siliciclastic units, 3 — volcanic pyroclasts, 4 — dykes, 5 — eruption cloud, 6 — vent/conduit-filling pyroclast-rich slurry



freatomagmás robbanásnak, ami magában a krátert kitöltő piroklaszt-gazdag sárban történt (5. ábra). E folyamatot valószínűleg elősegíthette a kráterkitöltő piroklaszt-gazdag „zagy” súlyából származó visszafajító erő azon időszakokban, amikor kisebb gáztartalmú (kigázosodott) magma nyomult a kiszáradó kráterkitöltésbe (WHITE 1991) (5. ábra). A tiszta, hirtelen hűlésre és magma/víz kölcsönhatásra utaló szideromelán kőzetüveg-töredékek kisebb arányban, de ugyancsak tartalmaztak üledékes zárványokat. Ugyan szöveti képen nem dönthető el egyértelműen e zárványok eredete, de a vulkanogén eredetű szemcsék (pl. vulkáni üveg) hiánya arra utal, hogy e zárványok a konszolidálatlan, nedves prevulkáni üledéket képviselhetik. Ez alapján arra lehet következtetni, hogy a freatomagmás robbanások kezdeti szakaszában is a magma és vízdús, laza, folyóvízi-tavi üledékek játszhatták a főszerepet (5. ábra). A benyomuló magma az üledék súlya miatt — a freatomagmás robbanások bekövetkeztét megelőzően — a nedves, laza üledékek keveredett (előkeveredés), majd további magmabenyomulás hatására és annak a felszín felé való migrációja következtében — miután a rétegoszlop súlyából származó nyomást leküzdötte — freatomagmás töredekezést szenvedett (WHITE 1991). A kirobantott finomhomok-gazdag anyag keveredett a széttöredezett, hirtelen lehűlt kőzetüveg-darabokkal, mely folyamat nagy anyagkoncentrációjú, ebből kifolyólag alacsony kitorési felhőt produkáló egyedi kitoréseket keltett. E kitorési felhő(k) jelentős része a kürtő/kráter környezetébe, vagy magába a kráterbe „hullott” vissza, sárszerű, piroklaszt-gazdag zaggal kitöltött kiszélesedő kürtőt hagyva maga után (5. ábra). A folyamat mindaddig ismétlődhetett, amíg volt magmautánpótlás. A kitorések előrehaladtával jelentős vízmennyiség használódhatott el, ami egyre inkább csökkentette a későbbi kitorések hatékonyságát, és „elfojtott” freatomagmás magma/nedves üledék (kráter/kürtőkitöltő zagy) kölcsönhatáshoz, ezáltal „mikropeperit” szerkezetek kialakulásához vezethetett (5. ábra).

A tanulmányozott piroklasztit kőzetek osztályozatlan, durvaszemcsés, de mátrix-gazdag szöveti képe arra utal, hogy többszörösen felszakított, kidobott és újra visszahullott piroklaszt-töredékek ülepedhettek le a folyamatosan változó geometriájú kráterben, illetve kürtőben (WHITE 1991, HOUGHTON, SMITH 1993, WHITE 1996a). Az ismétlődő, újra és újra felújuló egyedi freatomagmás kitorések felszín alatt következhetek be, és a freatomagmás robbanások magma és felszín alatti vízforrások kölcsönhatásából származhattak. Erre a piroklasztit-kőzetek jelentős (akár 75 vol. %, vizuális becslés) járulékos kőzettöredék tartalmából következtettünk (LORENZ 1985, LORENZ 1986). A lapillitufák mátrixa szinte teljes egészében a prevulkáni pannóniai üledékből feltépett fragmentumokból áll. Mindez arra enged következtetni, hogy e rétegek valószínűleg konszolidálatlanok és vízdúsak voltak, s a nedves üledék fontos szerepet játszhatott a freatomagmás robbanások kialakulásában. A mindig jelenlévő triász és perm fragmentumok azt jelzik, hogy 1) a robbanások fészke időnként mélyebb szintre is vándorolhatott, ezáltal mélyebb eredetű felszín-

alatti vizek (pl. karsztvíz) is szerepet játszhattak a freatomagmás robbanások bekövetkeztében, illetve 2) a kürtőfal geometriája az ismétlődő robbanások hatására folyamatosan változott, a kitorés időbeli előrehaladtával szélesedett (SHANTSER 1983, DOUBIK, HILL 1999). A gyakori alakatlan, csomószerű agyagásványokban, töredezett kvarckristályokban és muszkovitban gazdag szerkezetek keletkezése azzal hozható kapcsolatba, hogy az egyes robbanások a sárszerű zagyot egy darabban, összefüggő massa formájában is kidobhatták a kürtőből és ez a zagy a repülése során együtt maradhatott, megőrizve eredeti „sárszerű” szerkezetét (WHITE 1991).

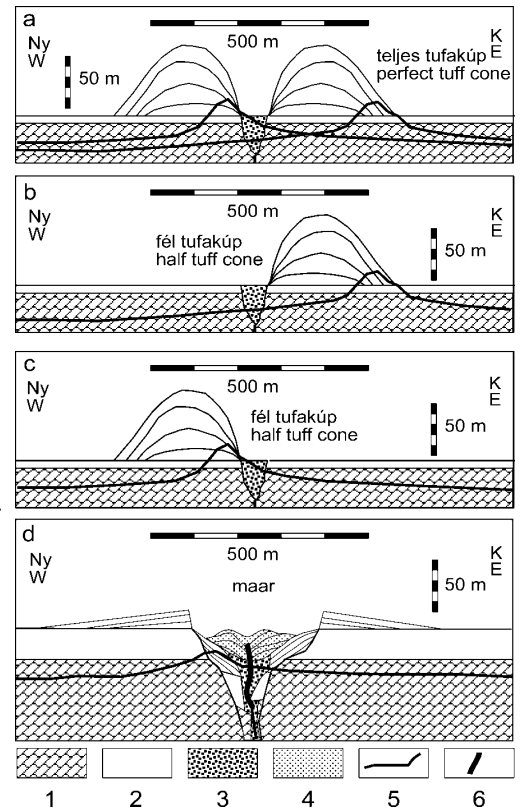
A Kereki-hegyen leírt meredek dőlésű, vastagon rétegzett piroklasztit összlet kráterperemeken lerakódott, majd leomlott, freatomagmás kitorések során keletkezett piroklaszt-sűrűségárak (pl. alapi torlóár) és freatomagmás hullott piroklaszt sorozatok rétegsoraként értelmezhető. A meredek keleties csapású rétegdőlés ($>60^\circ$) az egész piroklasztit-domb jelentős kibillentett helyzetére utal, ugyanis ilyen magas dőlésszögértékek alig ismertek monogenetikus vulkánokkal kapcsolatban (FISHER, SCHMINCKE 1984). Hasonlóan magas, de még mindig lényegesen alacsonyabb piroklasztit dőlésszög-értékek (pl. 30°) ún. nedves, freatomagmás tufakúpok vízből kiemelkedő, kürtő közeli vulkáni felépítményi részein ismertek, pl. White Island, Új Zéland (HOUGHTON, NAIRN 1991) vagy Ilchulbong tufakúp, Dél-Korea (SOHN, CHOUGH 1992). Azonban a tufakúpok piroklaszt-kőzetei gazdagabbak juvenilis fragmentumokban (pl. szideromelán), kevesebb járulékos kőzettöredéket tartalmaznak — utalva a robbanások felszínközelségére — és igen gyakoriak a csúszási, suvadási vagy egyéb, nedves, laza üledék mozgására utaló jelek, melyek egyike sem azonosítható meggyőzően a Kereki-hegy piroklasztitjaiban. A meredek keleties rétegdőlés arra utalna — amennyiben egy tufakúpot rekonstruálnánk — hogy a vulkán krátere a Kereki-hegy csúcsától keletre vagy nyugatra helyezkedne el, attól függően, hogy a megőrzött piroklasztit-sorozatot külső vagy belső kúppalást részeként képzeljük el (6. ábra). Mivel a Kereki-hegytől nyugatra (kilométeres léptéken) nincs nyoma egykori kráter maradványnak, így tufakúp modellel a Kereki-hegy kürtője a domb keleti oldalán képzelhető el ebben a modellben (6. ábra). Azonban a piroklasztit-kőzetek szöveti jellege sokkal inkább arra utal, hogy a freatomagmás explóziók felszín alatt következhetek be, jelentős menyiségű járulékos litikus kőzetanyagot feltépvé. A kráterperemeknek időnként akár egész darabjai beomolhatnak az ismétlődő robbanások hatására (HEARN 1968, HEIKEN 1971, LORENZ 1971, LORENZ 1975, MITCHELL 1986, VESPERMANN, SCHMINCKE 2000). Ezek a sárszerű kráter- és kürtőkitöltő piroklaszt-üledékben meredeken dőlő tömbökként mélyre süllyedhetnek. A Kereki-hegy esetében a pontos rekonstrukció a kutatások jelen állapotában nem adható meg teljes biztonsággal, mely egyben rávilágít a hasonló vulkáni szerkezetek komplex kutatásának szükségességére és idő-szerűségére (6. és 7. ábrák). Mindez annál is inkább fontos lenne, mert a kérdés eldöntése alapvető geomorfológiai következtetésekre veze-

6. ábra. Lehetséges vulkáni felépítmény rekonstrukciók a Kereki-hegy meredeken dőlő, szigetehegyszerű piroklasztit-előfordulása alapján

a = teljes tufakúp szerkezet. A két vastag vonal a két lehetséges eróziós maradványt mutatja meredeken keletrre dőlő piroklasztit-rétegekkel, b = aszimmetrikus tufakúp. A megőrzött meredeken dőlő piroklasztit-rétegek az egykori tufakúp külső palástját alkotják, c = aszimmetrikus tufakúp. A megőrzött meredeken dőlő piroklasztit-rétegek az egykori tufakúp belső, kürtöközeli palástját alkotják, d = maar/tufagyűrű vulkán, kráterbe szakadt egykori kürtöközeli tömbökkel, melyek jelentős meredek rétegdőléssel rendelkezhetnek. A Kereki-hegy piroklasztit-képződményeinek jelentős járulékos közettörmelék-tartalma és a piroklasztit-sorozat szedimentológiai jellegei inkább alátámasztani látszanak a Kereki-hegy, egykori kürtöbe szakadt kráterperem eredetét, mint a tufakúp modelleket, bár a kutatások jelen fázisában pontosabb rekonstrukcióra nincs lehetőség. Fontos megjegyezni, hogy a térség átfogó tektonikai elemzése is szükséges ahhoz, hogy az esetleges utólagos kibillenéseket nyomon lehessen követni. Jelmagyarázat: 1— triász alaphegység, 2— pannóniai homok- és kavicsrétegek, 3— kürtökitöltő piroklasztit, 4— salakkúp, 5— erózió szintje, jelenkori felszín, 6— köztétel

Figure 6. Possible theoretical volcanic edifice reconstruction from the Kereki-hegy according to the available field data, highlights the complexity of variables must be considered even in a smallest size volcanic remnants

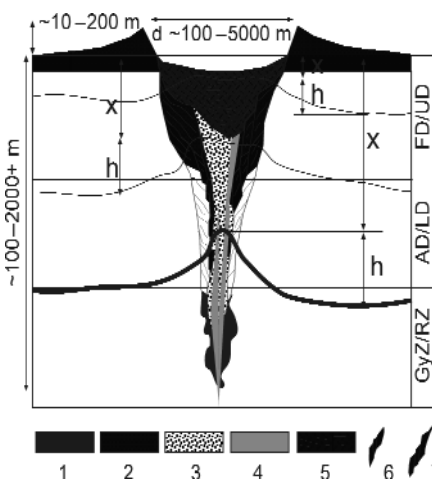
a = complete tuff cone. The thick lines represent the erosion remnant outlines may indicated by the steep eastward dipping of the pyroclastic units of Kereki-hegy, b = incomplete tuff cone in west. The preserved pyroclastic units of Kereki-hegy are remnants of an outer crater rim. c = incomplete tuff cone in east. The preserved pyroclastic units are remnants of an inner crater rim. d = maar-tuff ring volcano with near-vent crater rim blocks collapsed and subsided into the vent. The subsided blocks have steep dipping toward the centre of the volcano. The high amount of accidental lithic fragments and the general textural characteristics of the pyroclastic rocks of the Kereki-hegy rather suggest that it is a remnant of a vent zone of a maar-tuff ring volcano choked with collapsed and subsided pyroclastic blocks collapsed and subsided from the crater rim. However, Kereki-hegy highlights the complexity and the variety must be considered in relation with erosion and geomorphologic evolution of a monogenetic intracontinental volcanic field. Annotations: 1— Triassic basement, 2— Pannonian sand and gravel beds, 3— vent-filling pyroclastic deposits, 4— scoria cone, 5— erosion line, present surface, 6— dyke.



thet, mely mind a térség, mind általában a Balaton-felvidékhez hasonló, lepusztult vulkáni területek kutatásának egyik kulcseleme.

Összefoglalva megállapítható a leírt piroklasztit-képződmények szöveti jellegei, elterjedési és települési viszonyai alapján, hogy a tanulmányozott piroklasztit előfordulások egykori kürtő-kitöltés roncsok (7. ábra). Az eróziót követően, mint különböző diatréma piroklasztit-fáciések kerültek napvilágra, amelyek magukba zárják azokat a pre-vulkáni egységekből származó kőzetfragmentumokat is, amelyek az egykori kürtőfalat alkották (7. ábra). A kutatások jelen fázisában azonban komoly további kérdések is felmerültek. Mint látható volt a Kereki-hegy esetében, további részletes vizsgálatok, pl. 1) sekély-mélységű kutatófúrás

telepítése vagy 2) áttekintő jellegű regionális léptékű tektonikai és/vagy feüképződmény településviszony-vizsgálat szükségesek ahhoz, hogy biztosabban eldönthető legyen, hogy a meredeken dőlő magányos, szigetehegyszerű piroklasztit-előfordulások a Balaton-felvidéken (mint amilyen a Kereki-hegy, vagy a szigligeti dombok, I. NÉMETH et al. 2000) valóban egykoron kráterperemet alkotó, de utólagosan a kráterbe leszakadt mega-tömbök (száz méteres lépték), vagy (2) eredeti helyzetben álló kürtöközeli piroklasztit-fáciési tufakúpok vízből kiemelkedő felépítményeinek vagy (3) utólagos, jelentős tektonikai mozgások eredményei. A kérdés tisztázása jelentősen hozzájárulhat Nyugat-Magyarország miocén/pliocén geomorfológiai fejlődéstörténet megismeréséhez.



7. ábra. Egy maar/diatréma vulkán egyszerűsített szerkezeti modellje a különböző eróziós fázisok és a vulkán felszín alatti szerkezeti elemeinek kiemelésével

A vastag vonal a tanulmányozott helyszínek értelmezését jelzi. FD/UD = felső-diatréma, AD/LD = alsó-diatréma, GyZ/RZ = gyökér zóna, 1 — kontakt breccsák, 2 — kráterperem piroklasztitok, 3 — piroklaszt-gazdag, intenzíven újrarendelt, kürtökitöltés, 4 — köztelések, 5 — post-vulkáni maar kráter üledékek (törmelék árok, turbiditok, szuszpenzióból lerakódott laminitok, betelepülő pirokalsztitok más vulkáni forrásokból stb.), 6 — beszakadt és melyre süllyedt pre-vulkáni kőzetblokkok, 7 — beszakadt és melyre süllyedt egykori kráterperem piroklasztitok, h = magasságkülönbség az eróziós maradvány és a környezet között, x = becslendő magasság érték az eróziós maradvány ös-felszínhez mért lepusztulására

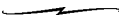
Figure 7. Simplified structure of a maar/diatreme volcano highlighting the subsurface structure of the volcano and the different erosional stages

The thick line represent the erosional stage and reconstructed structure of the studied sites. FD/UD = upper diatrème, AD/LD = lower diatrème, GyZ/RZ = root zone, 1 — contact breccias, 2 — crater rim pyroclastics, 3 — pyroclast-rich, intensely reworked conduit filling units, 4 — dykes, 5 — post-volcanic crater-filling deposits (debris flows, turbidites, suspension deposited laminites or interbedded primary pyroclastics from different sources), 6 — collapsed, slide and subsided in pre-volcanic rock blocks, 7 — collapsed, slide and subsided in former crater rim pyroclastic units, h = elevation difference between erosional remnants and background, x = estimated elevation difference between top of erosional remnant and syn-volcanic paleo-surface

Köszönetnyilvánítás

A cikk megírásához szükséges támogatást a T 032 866 és az F 43346 számú OTKA téma, a MÖB–DAAD Magyar–Német Kutatócsere (MÖB 4616-2001) program

és a Magyar Állami Földtani Intézet Térképezési Főosztálya biztosította. Külön köszönet Dr. Budai Tamásnak a kézirat előzetes javításáért. Dr. Karátson Dávid kritikai észrevételei, gondolatébresztő javaslatai jelentősen emelték a kézirat színvonalát.



Irodalom

- BENCE G. 1974a: A Tapolca (Tpt)–2 fúrás rétegsora. — *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.*
- BENCE G. 1974b: A Tapolca (Tpt)–1 fúrás rétegsora. — *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.*
- BENCE G., PEREGI ZS. 1988: *Sáska, fedetlen földtani térkép* (A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat) — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa
- BENCE G., BIHARI D., LANTOS M. 1990: Bazaltvulkáni kúrtök kimutatása mágneses módszerrel a Balaton-felvidéken. (Abstract: Geomagnetic measurements to detect basalt volcanic vents in the Balaton Highland.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról I.*, pp. 363–369.
- BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.) 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000 — *Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000* Magyarország tájegységi térképsorozata — Magyar Állami Földtani Intézet, Alkalmi kiadvány 197. Budapest, 310 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. (szerk.) 1999: *A Balaton-felvidék földtani térképe, M=1:50 000. Geological map of the Balaton Highland, scale: 1:50 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa
- BULL, S. W., CAS, R. A. F. 2000: Distinguishing base-surge deposits and volcanoclastic fluvial sediments: an ancient example from the Lower Devonian Snowy River Volcanics, south-eastern Australia. — *Sedimentology* 47, pp. 87–98.
- DELLINO, P. 2000: Phreatomagmatic deposits: fragmentation, transportation and deposition mechanisms. — *Terra Nostra* 2000/6, pp. 99–105.
- DOUBIK, P., HILL, B. E. 1999: Magmatic and hydromagmatic conduit development during the 1975 Tolbachik eruption, Kamchatka, with implications for hazards assessment at Yucca Mountain. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91(1), pp. 43–64.
- FISHER, R.V., SCHMINCKE, H.-U. 1984: *Pyroclastic Rocks.* — Springer, Heidelberg, 474 p.
- HEARN, B. C. J. 1968: Diatremes with kimberlitic affinities in North-Central Montana. — *Science* 159, pp. 622–625.
- HEIKEN, G., WOHLTZ, K. 1991: Fragmentation Processes in Explosive Volcanic Eruptions. — In: *S.f.S. Geology (Editor) Sedimentation in Volcanic Settings.* SEPM Special Publication, pp. 19–26.
- HEIKEN, G. H. 1971: Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, South-Central Oregon. — *Journal of Geophysical Research* 76(23): 5615–5626.
- HEIKEN, G. H. 1972: Morphology and petrography of volcanic ashes. — *Geological Society of America Bulletin* 83, pp. 1961–1988.
- HOUGHTON, B., WILSON, C., SMITH, I. 1999: Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, pp. 97–120.
- HOUGHTON, B. F., NAIRN, I. A. 1991: The 1976–1982 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a ‘wet’ volcano. — *Bulletin of Volcanology* 54, pp. 25–49.
- HOUGHTON, B. F., SMITH, R. T. 1993: Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. — *Bulletin of Volcanology* 55, pp. 414–420.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Földt. Int. Évk.* 62, 259 p.
- JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., SOLTÍ G. 1981: A dunántúli bazaltvulkanitok földtani jellegei. (Abstract: Geological features of the basalt volcanics in Transdanubia.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről*, pp. 225–239.
- JUGOVICS L. 1971: A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. (Abstract: Über den Bau der Basaltgebiete des Balatonhochlandes und des Tapolcaer Beckens.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1968-ról*, pp. 223–243.
- KARÁTSON D. 1998: *Vulkanológia I.* — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 237 p.
- KOKELAAR, B. P. 1982: Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. — *Journal of the Geological Society of London* 139, pp. 21–33.
- KOKELAAR, P. 1986: Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. — *Bulletin of Volcanology* 48, pp. 275–289.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. — *Journal of Petrology* 27 (3), pp. 745–750.
- LEAT, P. T., THOMPSON, R. N. 1988: Miocene hydrovolcanism in NW Colorado, USA, fuelled by explosive mixing of basic magma and wet unconsolidated sediment. — *Bulletin of Volcanology* 50, pp. 229–243.
- LÓCZY L. ID. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/I.*, 617 p.
- LÓCZY L. ID. 1920: *A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe. M=1:75 000* — A Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest.
- LORENZ, V. 1971: Collapse structures in the Permian of the Saar-Nahe area, Southwest Germany. — *Geologische Rundschau* 60, pp. 924–948.

- LORENZ, V. 1975: Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. — *Phys. Chem. Earth* 9, pp. 17–27.
- LORENZ, V. 1985: Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. — *Transactions of the Geological Society of South Africa* 88, pp. 459–470.
- LORENZ, V. 1986: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. — *Bulletin of Volcanology* 48, pp. 265–274.
- LORENZ, V. 2000a: Formation of maar-diatreme volcanoes. — *Terra Nostra* 2000/6, pp. 284–291.
- LORENZ, V. 2000b: Formation of the root zones of maar-diatreme volcanoes. — *Terra Nostra* 2000/6, pp. 279–284.
- LORENZ, V., KURSZAUKIS, S. 1997: On the last explosions of carbonatite pipe G3b, Gross Brukkaros, Namibia. — *Bulletin of Volcanology* 59, pp. 1–9.
- LORENZ, V., ZIMANOWSKI, B. 1984: Fragmentation of alkali-basaltic magmas and wall-rocks by explosive volcanism. — *Annales Science University of Clermont-Fd.II*, 75, pp. 15–25.
- MAGYAR, I., GEARY, D., MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeo Palaeo Palaeo* 147 151–167.
- MITCHELL, R. H. 1986: *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology*. — Plenum Press, New York, 422 p.
- NÉMETH K., CSILLAG G. 1999: Tapolcai Bazalt Formáció. Tapolca Basalt Formation. — In: BUDAI T, CSILLAG G. szerk: *A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland*. Magyar Állami Földtani Intézet, Alkalmi kiadvány 197. Budapest, pp. 114–122, and pp. 213–217.
- NÉMETH K., MARTIN, U. 1999a: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *Acta Vulcanologica* 11(2), pp. 271–282.
- NÉMETH K., MARTIN, U. 1999b: Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (Hungary) using physical volcanology data. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 43 (4), pp. 417–438.
- NÉMETH, K., KORBÉLY, B., KARÁTSON, D. 2000: The Szigliget maar/diatreme, Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (Hungary). — *Terra Nostra* 2000/6, pp. 375–383.
- NÉMETH, K. 2001. Deltaic density currents and turbidity deposits related to maar crater rims and their importance for paleogeographic reconstruction of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF), Hungary. In: KNELLER, B., MCCAFFREY, B., PEAKALL, J., DRUITT T. (Eds): *Sediment transport and deposition by particulate gravity currents*. International Association of Sedimentologist Special Publication. — *Blackwell Sciences, Oxford*, vol. 31, pp. 261–277.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., HARANGI, SZ. 2001. Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, pp. 111–135.
- NÉMETH K., MARTIN, U. 2001: Gyakorlati vulkanológia. Practical volcanology. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, 201. Geological Institute of Hungary, Budapest, 142 p.
- NÉMETH K., MARTIN, U., CSILLAG G. 2001: Erosion calculation on Pliocene monogenetic volcanoes of the Bakony – Balaton Highland (Pannonian basin, Hungary) — *The Stephen Müller Topical Conference of the European Geophysical Society: Quantitative neotectonics and seismic hazard assessment: New integrated approaches for environmental management, Balatonfüred, Sept. 22–26, 2001*, p. 11.
- ORT, M. H., DALLEGE, T. A., VAZQUEZ, J. A., WHITE, J. D. L. 1998: Volcanism and sedimentation in the Mio-Pliocene Bidahochi Formation, Navajo Nation, NE AZ. — In: DUEBENDORFER, E. (ed.): *Geologic Excursions in northern and Central Arizona. Field trip Guidebook for Geological Society of America Rocky Mountain Section Meeting, Arizona*. Geological Society of America, Flagstaff, Arizona, pp. 35–57.
- SHANTSER, A. Y. 1983: Basement xenoliths in the eruption products of the New Tolbachik Volcanoes and the problem of the formation of magma conduits in the upper crust. — In: FEDOTOV, S. A., MARKHININ, Y. K. (Eds): *The Great Tolbachik Fissure Eruption*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 72–82.
- SOHN, Y.K., CHOUGH, S.K. 1992. The Ilchulbong tuff cone, Cheju Island, South Korea: depositional processes and evolution of an emergent, Surtseyan-type tuff cone. — *Sedimentology* 39, pp. 523–544.
- VESPERMANN, D., SCHMINCKE, H.-U. 2000: Scoria cones and tuff rings. — In: SIGURDSSON, H. HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX J (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 683–694.
- VITÁLIS I. 1911: A balatonvidéki bazaltok. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/I.*, Geol. Füg. II. 169. p.
- WHITE, J. D. L. 1991: Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. — *Bulletin of Volcanology* 53, pp. 239–258.
- WHITE, J. D. L. 1996a: Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 65 pp. 1–17.
- WHITE, J. D. L. 1996b: Pre-emergent construction of a lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). — *Bulletin of Volcanology* 58, pp. 249–262.
- WHITE, J. D. L. 2001: Eruption and reshaping of pahvant Butte volcano in Pleistocene Lake Bonneville. — In: WHITE, J. D. L., RIGGS, N. R. (eds): *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*. Blackwell Sciences, Oxford, pp. 61–80.
- WHITE, J. D. L., MCCLINTOCK 2001: Immense vent complex marks flood-basalt eruption in a wet, failed rift: Coombs Hills, Antarctica. — *Geology*, pp. 935–938.

Lepusztult maar/diatrema szerkezetek a
Bakony-Balaton Felvidék Vulkáni
Területről (Eroded maar/diatrema structures
from the Bakony-Balaton Highland
Volcanic Field).

Nemeth, Karoly

2003-01-01

<http://hdl.handle.net/10179/9637>

19/12/2018 - Downloaded from MASSEY RESEARCH ONLINE