

A Miskolc–7, Miskolc–8 és Nyékládháza–1 fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel

LUKÁCS Réka¹, HARANGI Szabolcs¹, RADÓCZ Gyula², KÁDÁR Marianna¹, PÉCSKAY Zoltán³, Theodoros NTAFLOS⁴

¹ELTE Földrajz és Földtudományi Intézet, Közettan-Geokémiai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: lrekuska@freemail.hu

²Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

³MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály, H–4026 Debrecen, Bem tér 18.

⁴Institute of Lithosphere Sciences, University of Vienna, Althan str. 14, A–1090, Vienna, Austria

The Miocene pyroclastic rocks of the boreholes Miskolc–7, Miskolc–8 and Nyékládháza–1 and their correlation with the ignimbrites of Bükkalja

Abstract

The nearly continuous drilling cores of the boreholes Miskolc–7, Miskolc–8 and Nyékládháza–1 provide a unique opportunity to investigate the nature of the thick Miocene volcanic formations present in the boreholes. The large number of volcanic layers implies there was repeated, intense volcanic activity from 19 Ma to 12 Ma. This work focuses on the volcanological, petrologic, geochemical and geochronological characterization of the thickest volcanic units. Most of the pyroclastic products were formed during the course of deposition from pumiceous pyroclastic flows under subaerial conditions, and therefore they are ignimbrites. The 18–19 Ma-old non-welded to welded ignimbrite shows many features similar to the pumiceous pyroclastic deposits which occurred over a wide area in the northern Pannonian Basin beneath the Ottnangian–Karthian coal-bearing sequence. The large thickness (>140 metres) in the studied boreholes indicates an eruption of significant magnitude, possibly accompanied with the formation of a caldera or repeated explosive eruptions in the proximity of the area of the boreholes. The borehole Nyékládháza–1 revealed a 250 metre-thick volcanic suite above the coal-bearing sedimentary series. The data indicate a large temporal difference (ca. 3 Myr) between the lower and upper portion of this sequence! The respective volcanological nature and composition of the phenocrysts of the lower, 15–16 Ma-old ignimbrite are different from those characterize the ignimbrites of the middle volcanic suite of the Bükkalja. Therefore, an eruption of compositionally different silicic magmas could have occurred almost contemporaneously in the northern Pannonian Basin during the Middle Miocene. In contrast, the 12–13 Ma-old ignimbrite found in the upper part of this thick volcanic sequence can be unambiguously correlated with the Harsány ignimbrite unit from the eastern part of the Bükkalja. The results obtained strongly suggest that the well-defined regional volcanic key-horizons in the Pannonian Basin should be revised. In contrast earlier suppositions, the present study emphasizes repeated volcanic eruptions throughout the Miocene and additionally, compositionally different magmas could have erupted frequently and contemporaneously, even in spatially restricted areas.

Keywords: ignimbrite, geochemistry, volcanology, correlation, Bükkalja, Hungary

Összefoglalás

A Bükkaljától keletre kijelölt Miskolc M–7 és M–8, valamint Nyékládháza Nya–1 jelű kutatófúrások közel teljes magvételrel mélyültek, ezért lehetőséget adnak többek között a nagy vastagságban harántolt vulkáni képződmények különböző szempontú vizsgálatára. A vizsgált fúrások nagy számú vulkáni kőzetréteget tárnak fel, ami ismétlődő és intenzív vulkáni működésre utal. E munkában négy jelentős vastagságú piroklasztitegység vulkanológiai, kőzettani és geokémiai, valamint geokronológiai vizsgálati eredményeit mutatjuk be, de kitérünk a többi vulkáni réteg rövid értelmezésére is. A vulkáni képződmények nagyobb része horzsaköves piroklasztárból szárazföldi körülmények között ülepedett le, azaz ignimbit. Mindhárom fúrásban megjelenik a Pannon-medence északi részén több helyen előbukkanó, a kárpáti–ottnangi korúnak tartott kőszételepes összlet alatti riolit összetételű horzsaköves piroklasztár-üledék. A nagy vastagságú (>140 méter) képződmény 18–19 millió éve történt heves (VEI=6–7), valószínűleg kalderaformáló robbanásos kitörésre, vagy ugyanabban az időben zajlott, egymást szorosan követő kitörésekre utal, aminek képződménye jelentős területet fedett be. A kitörési központ feltehetően közel lehetett a fúrások mai helyéhez. A Nyékládháza Nya–1 fúrás a kőszételepes összlet felett közel 250 méter vastagságban tárt fel vulkáni törmelékeny kőzetsorozatokat, aminek alsó és felső része között azonban eredményeink alapján 3 millió év időkülönbség van! Az alsó, 15–16 millió éves ignimbitretegység, vulkanológiai megjelenése és fenokristályainak kémiai összetétele alapján, nem korrelálható a Bükkalja hasonló korú, középső vulkáni szintbe tartozó kőzeteivel. Az erre diszkordánsan települő 12–13 millió éves

ignimbritek azonban jó hasonlóságot mutatnak a Bükkalja keleti részén azonosított harsányi ignimbrit egységgel. A kitorési központok feltehetően a Bükkaljától keletre lehettek. Kutatási eredményeink rámutatnak arra, hogy a Pannon-medencében nem beszélhetünk jól meghatározott korokhoz kapcsolódó, regionális elterjedésű, egyedi vulkáni vezérszintekről. A riolitos magmák robbanásos kitorései térben és időben ismétlődőek voltak, sok esetben különböző összetételű magmák törtek egy időben a felszínre.

Tárgyszavak: ignimbrit, geokémia, vulkanológia, korreláció, Bükkalja

Bevezetés

A Pannon-medence miocén rétegtanában kiemelkedő fontosságúak a vulkáni eredetű vezérszintek, azaz a nagy területi elterjedésű szilíciumgazdag vulkáni üledékes kőzetek. Ezek a képződmények nagy erejű robbanásos vulkáni kitoréssel keletkeztek és akár több száz, esetenként több ezer négyzetkilométer nagyságú területet fedtek be. Az összesült és összesülést nem mutató, horzsakőgazdag piroklasztár-üledékek (ignimbritek), valamint a hozzájuk kapcsolódó szórt piroklasztitritegek felszínén elsősorban a Pannon-medence északi-északkeleti részén bukkanak elő (NOSZKY 1912, PANTÓ 1962, VARGA 1981, CAPACCIONI et al. 1995, SZAKÁCS et al. 1998, HARANGI et al. 2005). Településük, valamint K-Ar radiometrikus koradatok alapján ezeket hagyományosan három, jól elkülönülő szintbe sorolják (NOSZKY 1936, SCHRETER 1950, HÁMOR et al. 1980, HÁMOR 1985, RAVASZ 1987, PÓKA 1988): alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció; $19,6 \pm 1,4$ M év), középső riolittufa (Tari Dácittufa Formáció; $16,4 \pm 0,8$ M év), felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció; $13,7 \pm 0,8$ M év). Ezen felül, a csereháti Alsóvadász-1 fúrás szarmata-pannóniai rétegsor határán RADÓCZ (1969) elkülönített egy korpannóniai korú ún. „legfelső riolittufa” egységet (Csereháti Vulkanit Formáció — CSÁSZÁR & HAAS 1983, később Csereháti Riolittufa Formáció — JÁMBOR 1996), valamint az eggenburgi emeletbe definiáltak egy ún. „legasló riolittufa szintet” is, ami Istenmezejei Riolittufa Formációként jelent meg GYALOG & BUDAI (2004) litosztratigráfiai összeállításában.

A vulkáni szintek elkülönítésében, illetve korrelációjában lényeges annak definiálása, hogy egy adott egység mit is jelent. A litosztratigráfiai osztályozásban különböző szempontok érvényesülhetnek a vulkáni képződmények besorolása során, ami figyelembe veszi a vulkáni működés sajátosságait (formáció, litoszom, szinthem; DE RITA et al. 2000, 2004; BRANCA et al. 2004). A vulkanológiai korrelációban a litológiai tulajdonságoknak és a genetikai értelmezésnek van nagy szerepe (FISHER & SCHMINCKE 1984). Lényeges továbbá az is, hogy az eltérő korrelációs eszközök alkalmazása (pl. vulkanológiai, kőzettani, paleomágneses, geokronológiai, geokémiai eszközök) is okozhat besorolásbeli különbségeket. A különböző szempontú besorolások egymáshoz illesztése legalább annyi problémát okoz, mint maguknak a vulkáni képződményeknek az egymástól elszakadt, mozaikszerű előbukkanása.

Mivel a hazai szakirodalomban a vulkáni egységek nevezéktanára még nincs általánosan elfogadott iránymutatás, ezért e munkában genetikai, litológiai és geokronológiai értelemben általánosan használjuk az egység fogal-

mát. Az alapvetően paleomágneses adatok (MÁRTON & PÉCSKAY 1998) alapján elkülönített vulkáni kőzetsorozatokat alsó-, középső- és felső egységnek nevezzük (ez megegyezik a SZAKÁCS et al. 1998 által definiált alsó, középső és felső tufakomplexumokkal). Ez a vulkáni kőzetek litosztratigráfiai tagolásában leginkább a litoszom besorolásnak felelhet meg. Ezen belül, a kőzettani és vulkanológiai jellemzők alapján további egységek különíthetők el, mint például az egy azonosított vulkáni kitoréréshez tartozó vulkáni képződmények. Ezek megfelelhetnek a litosztratigráfiai osztályozásban a formáció tagolásnak. Ide tartozik például a LUKÁCS et al. (2007) által definiált harsányi ignimbrit egység (ez lehet a Harsányi Ignimbrit Formáció). A jelen munkában a hasonló elv alapján definiált vulkáni egységeket nagy betűvel (A, B, C1 és C2; ezek szintén formáció szintű litosztratigráfiai egységek lehetnek), a csak érintőlegesen tárgyalt további vulkáni egységeket pedig kis betűvel jelöljük. A szövegben említett formáció nevek (pl. Tari Dácittufa Formáció, Harsányi Riolittufa Formáció) GYALOG & BUDAI (2004) összesítő munkájához igazodnak és nem feltétlenül tükrözik a jelen munka szerzőinek véleményét.

A miocén vulkáni képződmények vizsgálatát megnehezíti az is, hogy jelentős részük a vulkáni működést követő posztrift süllyedés következtében fiatal üledékekkel fedett, azaz csak fúrások segítségével tanulmányozható. A felszínén a legteljesebb, mintegy 8 millió évet átfogó vulkáni rétegsor a Bükk déli előterében (Bükkalja) bukkan elő (SCHRETER 1939, 1950; PANTÓ 1963; BALOGH 1964; VARGA 1981; CAPACCIONI et al. 1995; MÁRTON & PÉCSKAY 1998; PÓKA et al. 1998; SZAKÁCS et al. 1998; HARANGI et al. 2005; PENTELENYI 2002, 2005; RADÓCZ & GYARMATI 2005; LUKÁCS et al. 2007), ami kulcsfontosságúvá teszi e terület részletes kutatását. A vulkáni képződmények azonban itt is elszórtan jelennek meg, a feltárások az egykori rétegsoroknak csak töredékét mutatják és legtöbbször hiányoznak a kőzetkontaktusok, valamint a faunával definiált üledékes mellékkőzetek. Az eddigi besorolások paleomágneses és geokronológiai (MÁRTON & PÉCSKAY 1998, MÁRTON et al. 2007), vulkanológiai (SZAKÁCS et al. 1998), kőzettani és geokémiai (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007), illetve földtani térképezési (BALOGH 1964, PENTELENYI 2002, 2005) adatok alapján történtek. A korrelációs vizsgálatban kiemelkedő jelentőségük lehetnek azok a kutatófúrások, amelyek teljes magfúrással készültek. Ide tartoznak többek között a Bükkalja keleti peremén mélyült Miskolc-7 és -8, valamint a Nyékládháza-1 fúrások. Az alábbiakban részletes vulkanológiai, kőzettani, geokémiai és geokronológiai ismertetést adunk az említett három fúrás vulkáni képződményeiről, ezen belül elsősorban a legvastagabb vulkáni egységekről, valamint megkíséreljük párhuzamosításukat a Bükkalja felszínén előforduló kőzeteivel.

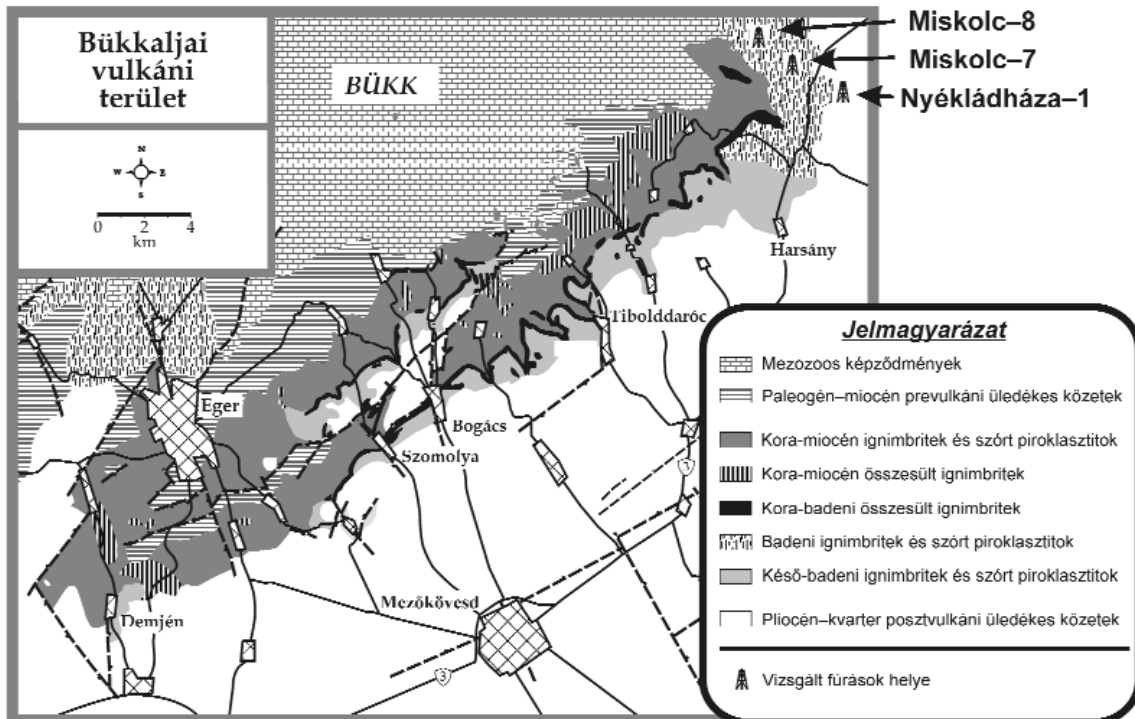
A vizsgált kutatófúrások célja

A Bükkalja keleti peremén, Miskolctól délre 1986-ban három előkutató fúrást végeztek: Miskolc–8 (M–8), Miskolc–7 (M–7) és Nyékládháza–1 (Nya–1; 1. ábra). Bár a fúrások célja elsősorban az ottngangi–kárpáti barnakőszén-telepek kimutatása volt a területen, ezek mellett fontos mélyföldtani–rétegtani információkat is vártak a fúrásokból. A terület ugyanis köztes helyzetben van az üledékes rétegek nélkül nehezen tagolható bükkaljai miocén vulkanitok és a borsodi miocén barnakőszén-medence vulkanitokkal tagolt üledékes összlete között (RADÓCZ 1989). A szerkezetileg a Bükki-egységhez tartozó területet ÉK–DNY-i csapásirányú, délkeleti dőlésű vetős szerkezetek tagolják, ezért a mezozoos alaphegység délkelet felé, a medence irányába haladva egyre mélyebb helyzetbe lezökkenve található, a fedőjében diszkordánsan települő paleogén és annál fiatalabb képződményekkel.

A fúrások mindhárom esetben a teljes szakaszon folyamatosan magfúrással mélyültek közel 90%-os magkihozattal. Az M–8 fúrás talpmélysége 571 m, az M–7 jelűé 440 m, az Nya–1 jelű fúrás hossza pedig 600 méter. A fúrási anyagvizsgálati eredményekről összefoglaló jelentés is készült (RADÓCZ 1989), PENTELENYI (2005) pedig publikált egy földtani szelvényt a három fúrás mentén.

A Bükkalja vulkáni képződményeinek rövid ismertetése

A bükkaljai vulkáni területen (BVT) található miocén vulkáni törmelékes kőzeteket három fő egységbe sorolták paleomágneses, terepi és petrográfiai megfigyelések alapján: alsó, középső és felső egységek (BALOGH 1964, SZAKÁCS et al. 1998; 1. ábra). Ezek a kőzetegységek a litosztratigráfiai osztályozásban a Gyulakeszi Riolituffa, Tari Dácituffa és Harsányi Riolituffa Formáció neveket kapták (PENTELENYI 2005). Az egységek kor szerinti besorolását MÁRTON & PÉCSKAY (1998) K-Ar radiometrikus koradatok és paleomágneses forgási adatok alapján határozták meg és ezeket a Pannon-medence alsó, középső és felső riolituffa szintjeivel korrelálták. A bükkaljai vulkáni területen az alsó egység kora 21–18,5 millió év, a középsőé 17,5–16 millió év, a felsőé pedig 14,5–13,5 millió év közé esett. A felső egységen belül petrográfiai és geokémiai adatok alapján PÓKA et al. (1998) és LUKÁCS et al. (2007) két, genetikailag különböző egységet különített el: a demjéni ignimbrit egységet (FTK-NY) és a harsányi ignimbrit egységet (HIE). A földtani térképezés eredményeként PELIKÁN & BUDAI (2005) egy új formációt is leírtak a Bükkalja nyugati részén Felnémeti Riolituffa Formáció néven, amelyet a térképen (LESS et al. 2002) a középső-miocénbe (badeni–szarmata) soroltak. Ezzel markánsan elkülönítették az általuk némileg idősebbnek vélt Tari Dácituffa Formációtól. Megjegyzik azonban, hogy később ez a formáció összevonható lehet a Harsányi Riolituffa Formációval.



1. ábra. A vizsgált fúrások elhelyezkedése. A bükkaljai vulkáni terület miocén piroklasztit képződményeinek elterjedése: BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998), LESS et al. (2002) és HARANGI et al. (2005) térképei alapján

Figure 1. Location of the studied boreholes. Areal distribution of the Miocene pyroclastic formations of the Bükkalja Volcanic Field is based on the maps of BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998), LESS et al. (2002) and HARANGI et al. (2005)

Az alsó és középső egységek főként összesült és összesülést nem mutató, horzsakőtartalmú piroklasztár-üledékeket (ignimbritek) tartalmaznak, míg a felső egységben feltárva csak összesülést nem mutató piroklasztitok (főként ignimbritek) jelennek meg (PANTÓ 1963, CAPACCIONI et al. 1995, SZAKÁCS et al. 1998, HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007). Alárendelt mennyiségben freatomagmás és/vagy magmás hullott tufa képződmények is találhatóak a területen. A kirobanó magmát képviselő juvenilis törmelékek (horzsakövek) általában riolitos összetételűek, míg a genetikailag rokon magmás litoklasztok andezites és riolitos összetételt mutatnak (HARANGI et al. 2005, HARANGI & LENKEY 2007, LUKÁCS et al. 2007). Az alsó és felső vulkáni egységek képződményei geokémiaiailag meglehetősen homogének, ami segítséget ad a regionális korrelációban (HARANGI et al. 2005). A középső egységet (Tari Dácittufa Formáció) többen jellemzően dácitosnak tartják (SCHRÉTER 1939, PENTELENYI 2005), azonban a geokémiai vizsgálatok egy erősen heterogén (andezit, dácit, riolit) összetételi jellegre mutattak rá, ami magmakeveredéssel magyarázható (PÓKA et al. 1998, CZUPPON et al. 2001).

Mindhárom piroklasztit egységben a plagioklász és a biotit megjelenése általános, amelyek kémiai összetétele alapján jól elkülöníthetők a vulkáni szintek (HARANGI et al. 2005). Az alsó és felső egységekben mindezek mellett kvarc is előfordul, míg a középső egységben az ortopiroxén jelenléte meghatározó. A felső egységben a demjéni ignimbritben, valamint a középső egység kőzeteiben amfibol is megjelenik. Akcesszóriaként mindhárom egységben ilmenit, cirkon, apatit és allanit figyelhető meg.

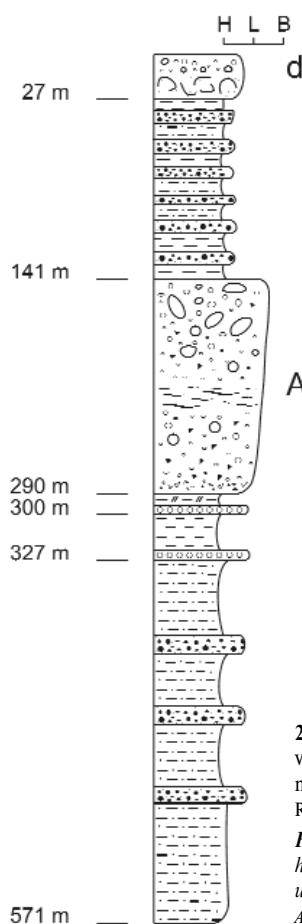
A fúrások képződményei

Miskolc M-8 fúrás

A Miskolc M-8 fúrás (2. ábra) legelső képződménye az egri-kiscelli korú tengeri faunát tartalmazó aleurit, homok, homokkő és kavics tartalmú rétegsor (Egri Formáció, Kiscelli Agyag Formáció; BÁLDI 1987). Az oligocén rétegsort diszkordanciafelület után, 300–290 méter között, szárazföldi tufitos tarkaagyag és kavicsösszlet követi.

Felette, 141–290 méter között, folyamatos riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa található (1. tábla, B, C, D), amelynek összvastagsága 143 méter. Az összlet legelső részén (kb. 282–290 m között) kristálygazdag durvatufa található, amelyben reverz gradáció figyelhető meg. Az ezt követő tömeges, osztályozatlan, a horzsakövekre nézve reverz gradációt mutató piroklasztit középső, 211–239 méter mélységig követhető részén, fokozatos átmenetekkel, összesülést mutat. A legbelső, fiammetartalmú, erősen összesült egység kb. 10 méter vastag (220–230 m között; 1. tábla, C). A fiamme-tartalmú piroklasztit felett lapított horzsaköves lapillitufa figyelhető meg, majd tovább felfele a lapultság megszűnik, a horzsakövek mérete egyre nő. A horzsakövek üdék, fenokristálytartalmuk változó (1–10%). A fenokristályok biotit, kvarc és földpát.

A vulkáni egység felett, 27–141 m között barnakőszén-



2. ábra. A Miskolc-8 jelű fúrás rétegsora a vizsgált vulkáni egységek (A és d egység) megnevezésével

Rövidítések: H = hamu, L = lapillus, B = blokk

Figure 2. Stratigraphic column of the borehole Miskolc-8 with the selected volcanic units (Unit A and d)

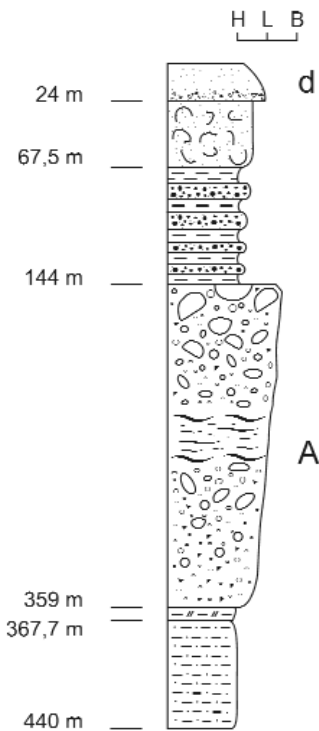
Abbreviations: H = ash, L = lapillus, B = block

rétegeket tartalmazó homokos, aleuritos és agyagos üledéksor következik, ami a kárpáti-ottnangi korú borsodi kőszénösszlettel lehet rokon. A barnakőszéntelepek mellett a rétegsorban tufa-tufit-rétegek is előfordulnak. Ezt követően, a felső mintegy 10 méter vastagságban, kristálygazdag horzsakőtartalmú tufa jelenik meg.

Miskolc M-7 fúrás

A Miskolc M-7 fúrásban (3. ábra) az M-8 fúráshoz hasonló képződmények fordulnak elő. A legelső megfűrt képződmény itt is az egri-kiscelli korú (BÁLDINÉ 1986), tengeri faunát tartalmazó aleurit, amelyet 367,7–359,0 méter között diszkordanciafelület után zöld és tarkaagyag követ. Mindezt, éles határ után felfelé, 144 méteres mélységig 215 méter vastag, folyamatos riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa követ. A lapillitufa rétegzetlen, tömeges és osztályozatlan megjelenésű. Az összlet középső része (kb. 225–260 méter között) fiamme tartalmú, erősen összesült piroklasztit. Az összesült rész alatt a horzsakövek mennyisége és mérete kisebb az összesülés felett található részhez képest. Az összlet legfelső néhány méterén a horzsakövek mennyisége és mérete viszonylag nagy. A vulkáni képződmény megjelenése teljesen azonos az M-8 fúrás 141–290 méterközében megjelenő piroklasztittal.

A vulkáni rétegsor felett, 67,5–144,0 méter között a Borsodi-medencéből jól ismert kárpáti-ottnangi korúnak



3. ábra. A Miskolc-7 jelű fúrás rétegsora a vizsgált vulkáni egységek (A és d egység) megnevezésével
Rövidítések: H = hamu, L = lapillus, B = blokk

Figure 3. Stratigraphic column of the Miskolc-7 borehole and the selected volcanic units (Unit A and d)
Abbreviations: H = ash, L = lapillus, B = block

tartott barnakőszénrétegekkel váltakozó homok, aleurit, agyag üledéksor jelenik meg. A rétegsorban helyenként vékony tufa-tufit-betelepülések ugyanúgy találhatóak, mint az M-8 fúrásban. A 67,5–24,0 méter közötti szakaszon váltakozó tufa, finomszemű homok, agyag és áthalmazott vulkanoklasztos rétegek jelennek meg, amelyet a felszínig amfiboltartalmú, biotitgazdag durva kristálytufa (I. tábla, A), majd fokozatos átmenettel jól rétegzett, kevés biotitot tartalmazó finomtufa vált fel.

Nyékládháza Nya-1 fúrás

A Nyékládháza Nya-1 fúrás (4. ábra) legalsó, mintegy 18 méter vastagságban harántolt képződménye tömeges, osztályozatlan horzsakőtartalmú lapillitufa. Ezt követi 582 méter mélységtől egy tufitos homokot, kavicsot, tufás homokot és horzsaköves kavicsot tartalmazó összlet, majd kb. 563 métertől 432 méterig homokos, aleuritos és agyagos rétegsor tufit- és barnakőszén-betelepülésekkel. Ez utóbbi hasonlóságot mutat az M-8 fúrás 27–141 méterközében, és az M-7 fúrás 67,5–144,0 méterközében feltárt rétegsorral. 432–413 m között alul kavicsos, tufás homok és tufit települ.

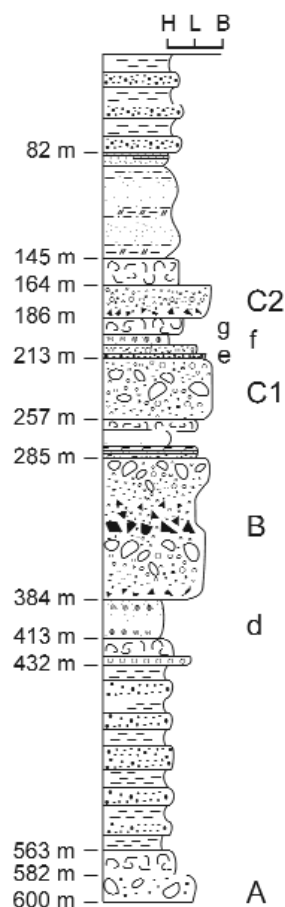
A 413–384 m közötti szakaszon főként közép- és finomszemcsés tufarétegek váltakoznak (II. tábla, A). A rétegek vastagsága az 1-2 mm-től a 15 cm-ig terjed. A vulkáni rétegek jól osztályozottak, általában síkrétegzett településűek, egyes szakaszokon azonban keresztarétegzés is megfigyelhető. A törmelék nagyrésze horzsakő, de helyenként akkréciós lapilli is található. A rétegsorban felfelé durvább szemcseméretű rétegek is megjelennek (395–392 méter között), így a finomtufa-rétegek mellett durvatufa, lapillitufa-lapillikő is előfordul.

A 384 méteres mélységtől éles váltás után, rosszul osztályozott, sötét litoklasztokkal tarkított horzsakőtartalmú

lapillitufa következik (II. tábla, B, C, D). Az összlet 285 méterig követhető, azaz mintegy 100 m vastagságú. Alsó része kristályban gazdag, 2 cm nagyságú sötét litoklasztokat tartalmazó lapillitufa, amely felfelé fokozatosan dúsul 2 cm körüli méretű horzsakövekben. A 336 méteres mélységtől 318-ig a sötét, szögletes litoklasztok mérete és mennyisége nő (15–20%), maximális méretük 5 cm. A litoklasztok magmás eredetűek, az üveges alapanyagban 15–25% fenokristály jelenik meg. 319–318 méter között a lapillitufa eddigi szürke színe vörösre változik, azonban más, közettani eltérés nem tapasztalható. Az egység legfelső része szintén szürke színű, itt a horzsakövek mennyisége és maximális mérete (max. 5 cm) is nő, a litoklasztok mennyisége pedig lecsökken (1–3%). A horzsakövek üdék, bennük viszonylag sok biotit, földpát és helyenként kvarckristály figyelhető meg.

A 285. métertől barna színű, jól rétegzett horzsaköves finomtufa-tufit jelenik meg, majd egy kb. 70 cm vastag horzsaköves lapillikő, majd ismét a barna horzsaköves tufa következik. A 276. métertől finom lapillitufa, durvatufa, durva horzsaköves lapillitufa követi egymást. Ezután a horzsakövek mérete lecsökken, és tömeges megjelenésű finom lapillitufa és durvatufa váltakozik, amelyben a szemcseméret felfelé egyre finomodik. A 270–257 méter közötti szakaszon néhány mm-es, horzsaköves lapillisávokkal tarkított agyagásványos tufa-tufit található.

A 257. métertől, éles váltás után osztályozatlan, tömeges horzsakőtartalmú kőzetegység települ mintegy 40 m vastagságban (III. tábla, A). Az alsó néhány méteren a hamu



4. ábra. A Nyékládháza-1 jelű fúrás rétegsora a vizsgált vulkáni egységek megnevezésével
Rövidítések: H = hamu, L = lapillus, B = blokk

Figure 4. Stratigraphic column of the Nyékládháza-1 borehole and the selected volcanic units
Scale: 2 mm = 10 m; Abbreviations: H = ash, L = lapillus, B = block

szemcseméret uralkodik, majd a horzsakövek mérete felfelé egyre nő, és legfelül akár a 30 cm-t is eléri. Átlagos méretük 1–2 cm, üdék, bennük kvarc- és biotitkristályok figyelhetők meg. A kristályok, különösen a biotit mennyisége kevesebb, mint a 285–384 m közötti horzsakőrétégben.

Erre, a 213. méteren, kb. 30 cm vastagságban kavicsos réteg települ (*III. tábla, B*), a kavicsok között horzsakő és kőzetüveges magmás kőzetdarabok találhatóak. 212,7–210,5 méter között tömeges, osztályozatlan, horzsaköves lapillitufa található. A maximum 5 centiméteres horzsakövek mellett 2–4 cm-es magmás litikus törmelék is megjelenik. Mindezt 210,5–209 méter között akkréciós lapillit tartalmazó finom-tufa váltja fel (*III. tábla, C*). Az akkréciós lapilli mérete a 3 cm-t is eléri, átlagosan 1,5–2,0 cm méretűek. Ezt követően, 186 méter mélységig áthalmozási jellegeket mutató vulkanoklasztos üledék található. Az összletben normál gradációt mutató horzsaköves lapillikő-durvatufa, feltépt kőzettörmelékeket tartalmazó agyagásványosodott és bentonitos mátrixú részek váltakoznak, amelyben elmozdulási felületek jelennek meg.

A 186 és 164 m közötti részen tömeges, osztályozatlan, horzsaköves lapillitufa egység található (*III. tábla, D*), amelynek alján egy néhány centiméter vastag, biotitban gazdag, finomszemcsés lapillikő-durvatufa jelenik meg. Az összletben a horzsakövek reverz gradációt mutatnak, a felső részen a horzsakövek mérete a 10 cm-t is eléri, míg lejjebb a horzsakövek maximális mérete 5 cm, az alsó részeken pedig csupán 1 cm. A horzsakövek üdék, fenokristályokban szegények. Az utóbbiak főleg kvarckristályok. A horzsakövek mellett 1–3 cm-es litikus törmelék is megjelenik, különösen a kőzetegység alsó részén. Ezek kivétel nélkül magmás eredetű, sőtét kőzetüveges alapanyaggal.

164–145 méter között áthalmozott jellegű vulkanoklasztos üledék következik. Az üledékre jellemző, hogy finomszemcsés agyagos mátrixban elszórtan 2–3 cm-es horzsakő és litikus törmelék található. Helyenként 5–10 cm-es vastagságú durvatörmelék (főként fehér horzsakőből álló) rétegek települnek.

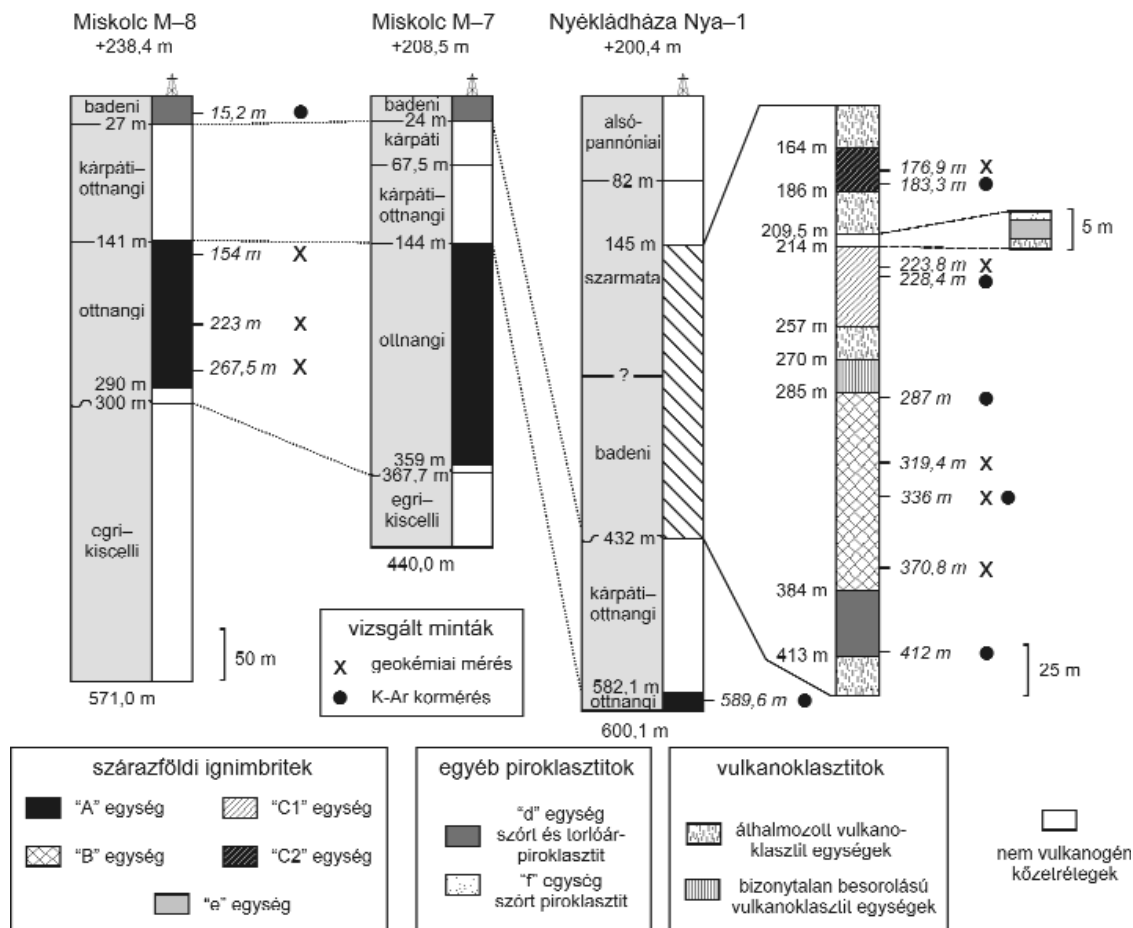
145 és 82 m között szarmata korú, alul és középen szárazföldi jellegű tarka agyag, aleurit és homok települ, néhol tufitos betelepülésekkel, felül pedig 8 m vastagságban pirenellás, miliolinás mészkő és márga található. Erre az egységre 82 méter mélységben tektonikus határral alsó pannóniai agyag-, homok- és aleuritösszlet következik, amely a felszínig követhető.

Vulkanológiai értelmezés

A vizsgált fúrások nagy számú vulkáni kőzetréteget tárnak fel, ami ismétlődő, intenzív vulkáni működésre utal. A vulkáni rétegek vastagsága néhány mm-től, a 200 métert is meghaladó méretig változik. Az alábbiakban elsősorban a nagyobb vastagságú kőzetegységekre koncentrálnak (ezeket nagy betűvel jelöljük), a többiekéről (ezeket kis betűvel jelöljük) csak érintőlegesen szólnak.

A Miskolc-7 és -8 fúrások nagyon hasonló rétegsorokat tartalmaznak. Az M-8 fúrás esetében az egri-kiscelli rétegeket éles váltással követő, 143 méter vastag vulkáni rétegsor hasonló megjelenésű és rétegtani helyzetű mint az M-7 fúrásban található 215 méter vastag vulkáni egység. Mindkettő esetében a fedő képződmény a Salgótarjáni Barnakőszén Formációval azonosítható kőszenes üledéksor. A rétegtani analógia alapján tehát feltételezhetjük, hogy a két vulkáni egység azonos korú, valószínűleg ugyanannak a vulkáni működésnek az eredménye (*5. ábra*). Mindkét fúrásban rétegtelen, tömeges, osztályozatlan horzsakő-tartalmú piroklasztit jelenik meg, amelynek középső része felfelé fokozatosan erősödő, majd gyengülő összesülést mutat. Az M-8 fúrásban az összesülést mutató rész vastagsága kb. 28 méter, míg ugyanez az M-7 fúrás esetében kb. 35 méter. E megjelenés alapján a vulkáni képződmény nagy erejű pliniusi kitöréshez kapcsolódó piroklasztitár szárazföldön lerakódott terméke, amit a vulkanológiai szakirodalom ignimbrítnek nevez (SPARKS et al., 1973, CAS & WRIGHT 1988, BRANNEY & KOKELAAR, 2002). A viszonylag gyorsan felhalmozódott forró (akár 400–500 °C hőmérsékletű) vulkáni anyag legbelső része a magas hőmérséklet és a rétegtelenség hatására összesülhet. Ez azt jelenti, hogy a horzsakövek és az üvegszilánkok ellapulnak, majd egymásba forrva, obszidiánszerű, elnyúlt törmelékdarabokat, ún. fiammát hoznak létre. A fúrásokban a fiammák megjelenése közepes-erős összesülésre utal. A vulkáni rétegsorban megfigyelhető, horzsakövekre jellemző reverz gradáció szintén általános az ignimbritek folyási egységeiben (FREUND et al. 2000). Az M-8 fúrás esetében a vulkáni összlet egy kb. 8 méteres reverz gradációt mutató kristálygadzag durvatufával indul. Ez összhangban lehet azzal, hogy a piroklasztitárakban a kristályok az alsó részen, míg a horzsakövek felül dúsulnak (FREUND et al. 2000). A piroklasztit egység összefüggő megjelenése és belső szerkezete alapján feltételezhető, hogy egyetlen nagy erejű robbanásos vulkáni kitörés képződménye lehet. A továbbiakban ezt a kőzetet A-egységként jelöljük (*4., 5. ábra*). A Nya-1 fúrás alján ehhez az egységhez hasonló ignimbrít azonosítható. PENTELÉNYI (2005) a Nya-1 fúrásban 576–595 méter közötti szakaszban piroxén-amfibol dácittufát említett, ami alapján a képződményt közvetlenül az alsó vulkáni szintre települő Tari Dácittufa Formációként értelmezte. Ezt a megállapítást azonban vizsgálataink nem erősítették meg. Megítélésünk szerint a fúrás alsó részén a kőszenes összlet alatt csak az alsó vulkáni szint kőzete található, ami az M-8 és M-7 fúrások A-egységével korrelálható.

Mindhárom fúrásban a kárpáti-ottnangi korúnak vélt barnakőszenes rétegsort követően egy újabb vulkáni egység található, amelynek megjelenése hasonló (d-egység; *2., 3., 4., 5. ábra*). Az M-7 fúrásban áthalmozott vulkanoklasztos üledéket követően biotitban gazdag durvatufa, majd finomtufa, a Nya-1 fúrás esetében 413–384 m között szintén biotittartalmú durvatufa-tufa rétegek váltják egymást. Az M-8 fúrás esetében horzsakő-tartalmú tufa található a kőszenes összlet felett. Feltételezzük, hogy a három fúrásban



5. ábra. A Miskolc-7, Miskolc-8 és a Nyékládháza-1 fúrások vulkáni egységeinek párhuzamosítása és vulkanológiai értelmezése a mintavételi helyek feltüntetésével

Figure 5. Correlation and volcanological interpretation of the volcanic units of boreholes Miskolc-7, Miskolc-8 and Nyékládháza-1 with the sampling depths

megjelenő, hasonlóan finomszemcsés, rétegzett képződmények ugyanahhoz, vagy időben egymáshoz közeli vulkáni kitéréshez kapcsolódnak. A párhuzamos rétegzés és a jó osztályozottság piroklaszt hullási folyamatra utal, amit olykor híg piroklasztárak lezúdulása tarkított. A Nya-1 fúrás 29 méter vastag egységében nagy számú tufaréteg ismerhető fel, ami váltakozó dinamikájú, kis-közepes erősségű robbanásos kitérés terméke lehet.

A Nya-1 fúrásban 384 m felett a rétegsor éles váltás után egy újabb jelentős vastagságú (100 méter) vulkáni egységgel (B-egység; 4., 5. ábra) folytatódik. Az osztályozatlan, tömeges, horzsaköves és litoklasztos lapillitufa, megjelenése alapján, horzsakőtartalmú piroklasztár szárazföldön lerakódott üledéke, azaz ignimbrit. A sorozat alsó része az ignimbritekre jellemző litoklasztokban és kristályokban gazdag réteget képviseli (FREUNDT et al. 2000). A vulkáni összetétel közepső részén a litoklasztok ismét felhalmozódnak. Elképzelhető, hogy ez az egység több folyási egységet képvisel, azonban a kitérések gyorsan, egymás után történhettek, mivel éles határvonalat nem látunk és a kőzetegység jellege is végig igen hasonló. A felső részen megjelenő vörös szín feltehetően a magas hőmérsékletre visszavezethető, termális oxidáció eredménye lehet.

A B-egység felett egy 28 méter vastag tufa, lapillitufalapillikő rétegsor következik. A kis számú minta értelmezése szerint ezek kis-közepes erősségű robbanásos kitérések hamufelhő oszlopaiból rakódhattak le, valószínűleg elsősorban szárazföldi piroklasztár- és torlóárüledékek.

A Nya-1 fúrás 257–213 méter közötti osztályozatlan, tömeges durva horzsaköves lapillitufa-összlete, megjelenése alapján, egyértelműen szárazföldi környezetben, piroklasztárból kiüledett képződmény lehet. A mintegy 40 méter vastag ignimbrit (C1-egység; 4., 5. ábra) éles váltás (feltehetően jelentős üledékhézag) után követi az alatta lévő rétegeket. A horzsakövek megjelenése némileg különbözik a B-egység horzsaköveitől, feltételezzük tehát, hogy a kitérő magma összetétele más volt. A C1-egység felett ezt követően egy 30 cm vastag kavicsos réteg (szemcsevázú, rosszul osztályozott, közepesen cementált konglomerátum) következik, ami a vulkáni működésben beállt szünetet és lepusztulást jelez.

A 212,7–210,5 m között megjelenő horzsaköves lapillitufa (e-egység, 4., 5. ábra) a vulkáni működés felújulását jelzi. A képződmény jellege alapján piroklasztárból való lerakódásra utal. Ezt a kőzetegységet utólagos, alacsony

hőmérsékletű hidrotermás hatás érthető, ami az alapanyag üveget kovagéllé alakította át. Az ezt követő 1,5 méter vastag akkréciós lapillitartalmú tufa (f-egység, 4., 5. ábra) freatomagmás kitéréshez kapcsolódó piroklaszhullás terméke. Ez a nagy méretű akkréciós lapillit tartalmazó réteg nagyon hasonlít a Bükkalján, Tibolddaróc közelében (LUKÁCS et al. 2007), valamint a Tarizsa-völgyben előbukkanó képződményhez. Erre, áthalmazási jellegeket mutató egységek következik (g-egység, 4., 5. ábra), majd 186 méter mélységben a néhány centiméteres biotitban gazdag finom lapillikő- és durvatufarétegek után ismét horzsakőgazdag osztályozatlan, tömeges lapillitufa figyelhető meg. A mintegy 22 méter vastagságú összlet jellegei alapján piroklasztár-üledék (ignimbrit), amelynek legalsó rétegzett része a piroklasztár-képződmények alatt jellemzően előforduló felszíni torlóár (FREUNDT et al. 2000) üledéke lehet. Az ignimbrit megjelenése nagyon hasonlít a C1-egységhez, ezért a továbbiakban C2-egységnek hívjuk (4., 5. ábra). Az erre települő, közel 20 méter vastag képződményben az áthalmazott üledék mellett jól osztályozott horzsaköves rétegek is vannak, amelyek piroklaszhullásból származhatnak. Ezek a kitérések zárhatták a fúrásokban tükröződő intenzív vulkáni ciklust, ami után nyugalmasabb, szárazföldi üledékképződés folyt.

Összefoglalóan, az M-7, az M-8 és a Nya-1 fúrások rétegsora egy változatos vulkáni eseménysort rögzít, amelyben a kisebb vulkáni hamu hullásoktól a jelentős térfogatú piroklasztár-üledékeket eredményező kitérések képződményei ismerhetők fel. Ezen belül, négy nagyobb ignimbritegységet különítettünk el, amelyek közül az A-egység a Borsodi-medencéből jól ismert kárpáti-ottnangi korúnak tartott kőszenes összlet alatt helyezkedik el. Ezt követően ismétlődő vulkáni kitérések zajlottak, köztük kisebb szünetekkel. Vulkanológiailag tehát nem beszélhetünk csupán egy vagy két jól elkülöníthető, nagy területen nyomozható vulkáni vezérszintről, amit a regionális rétegtani szelvények sugallnak (pl. Tari Dácittufa Formáció a kárpáti és badeni emeletek határán — GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997). A továbbiakban, a K-Ar kormeghatározási eredmények után a négy nagyobb ignimbritegység (A, B, C1 és C2) kőzettani és geokémiai jellemzését mutatjuk be.

Analitikai körülmények

A fúrások teljes hosszáról makroszkópos (vulkanológiai, petrográfiai) megfigyeléseket végeztünk, majd az ennek alapján kiválasztott mintákból vékonycsiszolatokat készítettünk. A geokémiai vizsgálatokat a vékonycsiszolatok petrográfiai elemzését követően végeztük el.

A fenokristályok és a juvenilis kőzetüvegek kémiai összetételét elektron-mikroszondával elemeztük. A mikroszondás elemzéseket Bécsben az Institute of Lithosphere Studies, University of Vienna mikroszonda laboratóriumában készítettük CAMECA SX100 típusú mikroszondával, 15 kV feszültséggel és 20 nA mintaárammal, fókuszált elektronsugár átmérővel a fenokristályok és defókuszált sugárral (5 µm) a kőzetüvegek esetében.

A K-Ar kormeghatározások az Atomki debreceni laboratóriumában történtek. A mérési eredmények ellenőrzéséhez Asia1/65, LP-6, HD-B1, GL-O és atmoszferikus Ar-standardokat használtunk. A K-Ar radiometrikus korok kiszámításához STEIGER & JÄGER (1977) bomlási állandóit alkalmaztuk. A mérési hibákat 68%-os konfidencia szinten ± 1 szigma valószínűségnél adjuk meg.

A kormeghatározás eredményei és értelmezése

A Nya-1 fúrás főbb vulkáni szintjeiből (7 minta), valamint a Miskolc-8 fúrás legfelső vulkáni szintjéből vett mintákon végeztünk K-Ar radiometrikus kormérést (1. táblázat). A fúrásokban megnevezett A-, C1- és C2-egységekből egy-egy mintát, míg a B- és d-egységekből két mintát vizsgáltunk. A vizsgálatok minden esetben gondosan szeparált biotitfrakción zajlottak a nagyobb pontosságú kormeghatározás érdekében. A kapott koradatok szerint a fúrások 18,5 és 13 millió év között keletkezett vulkáni képződményeket harántoltak. Az M-8 fúrás legfelső részén megjelenő piroklasztit kora 15 millió év. A Nya-1 fúrásban az ottnangi-kárpáti kőszentelepes összlet feletti piroklasztit egység (B-egység) 16 millió éves, míg a felső részén lévő piroklasztitok (C1- és C2-egységek) 13 millió évesek. Ez a közel 300 méter vastag vulkáni rétegsor tehát egy viszonylag jelentős időszakot (kb. 3 millió év) ölel át.

I. táblázat. A K-Ar radiometrikus kormeghatározás adatai

Table I. Data of K-Ar radiometric analyses

Minta Sample	Mért frakció Dated fraction	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) (ccSTP/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor K/Ar age (Ma)
M-8 15,2 m	biotit	5,283	$3,036 \times 10^{-6}$	15,9	$14,72 \pm 1,32$
Nya-1 589,6 m	biotit	5,656	$4,074 \times 10^{-6}$	16,0	$18,43 \pm 1,64$
Nya-1 412,0 m	biotit	6,545	$3,992 \times 10^{-6}$	12,9	$15,62 \pm 1,70$
Nya-1 336,0 m	biotit	6,747	$4,241 \times 10^{-6}$	29,0	$16,10 \pm 0,89$
Nya-1 287,0 m	biotit	6,697	$4,230 \times 10^{-6}$	41,3	$16,17 \pm 0,74$
Nya-1 228,4 m	biotit	6,182	$3,126 \times 10^{-6}$	27,1	$12,96 \pm 0,75$
Nya-1 183,3 m	biotit	6,523	$3,099 \times 10^{-6}$	12,4	$12,18 \pm 1,40$

Petrográfiai eredmények

Kutatásunk során a három fúrásból négy, jelentős vastagságú ignimbritegységet különítettünk el. Az A-egység piroklasztár üledékének alsó és felső, összesülést nem mutató része (M-8 fúrás 267 m és 154 m-ből vett minták alapján) horzsaköveket, litoklasztokat és kristályokat tartalmazó riolit lapillitufa. A horzsakövek üvege üde, néhányuk enyhe deformációt mutat. Mennyiségük kb. 20 tf%, méretük átlagosan 2–3 cm, maximálisan 6 cm. Kristálytartalmuk 7–10 tf% közötti, a fenokristályok elsősorban biotit és kvarc, valamint kevesebb földpát. A 2–4 mm nagyságú kvarcok többnyire sajátalakúak, de megfigyelhető rezorbcios szegély is. Átlátzóak, szürkés-rózsaszínes színezéssel. A földpátok általában plagioklászok, átlagos méretük 2–3 mm, hipidiomorfa, xenomorfa, szegélyük többnyire rezorbeált. Szanidin kb. 1%-ban jelenik meg. Olykor többszörös koncentrikus zónásságot mutatnak. Akcesszórius ásványként cirkon, apatit és allanit jelenik meg. Az alapanyag szürkésfehér, üde, finom hamuból áll. Az alapanyagban lévő kristályok mennyisége 15 tf% körüli. A kristályok becslést megosztása: 40% biotit, 40% kvarc, 20% földpát. Jellemzőik megegyeznek a horzsakövekben találtakal. A hamu frakciót alkotó üde üvegszilánkok íves határvonalúak. Az alapanyagban kis mennyiségű (1 tf%) litikus törmelék található, amelyek mérete átlag 2–3 cm, maximálisan 7 cm. Uralkodnak a riolitos litoklasztok, de előfordul néhány andezit is.

Az A-egység középső, összesült része (M-8 fúrás 223 m mélységből származó minta alapján) horzsakövek és üvegszilánkok összeforradásából keletkezett fiammát és erősen lapított, deformált horzsaköveket tartalmaz. Hosszuk átlagosan 1–2 cm, maximálisan 5 cm. A fiammák és üvegszilánkok jellegzetes irányítottságot mutatnak. Az üvegszilánkok elnyúltak, lapítottak, eredeti alakjukat elvesztették. A fiammák, horzsakövek és üvegszilánkok üvege üde, a fiammák belseje gyakran perlitesedett. A fiamma fenokristályként 10 tf% körüli mennyiségben tartalmaz biotitot, plagioklászot és kvarcot. Ezen kristályok megjelenése lényegesen nem különbözik az alapanyag kristályaitól, mennyiségük és méretük hasonló a nem összesült részekben találhatóéhoz. Akcesszóriusként szintén allanit, cirkon és apatit jelenik meg. Litoklasztok itt is előfordulnak, mennyiségük 1 tf% körüli, méretük maximálisan 2 cm és főként kissé szögletes riolitos kőzetdarabok.

A B-egységből három mintát vizsgáltunk, a Nya-1 fúrás 319, 336 és 370 méteres mélységéből. A három minta petrográfiai jellege alapvetően hasonló: horzsakő, litikus törmelék és kristályokat tartalmazó riolit lapillitufa. Eltérés köztük a litikus törmelék mennyiségében és méretében figyelhető meg. A 370 méter mélységből származó minta esetében a horzsakövek mennyisége 10–15 tf% körüli, a litoklasztoké pedig 2 tf% körüli. A horzsakövek mérete átlagosan 1–2 cm, maximálisan 4 cm, a litoklasztoké maximálisan 3 cm (átlag 0,5–1 cm). Az alapanyag üde, ívelt alakú üvegszilánkokból, és 20–25 tf% közötti mennyiségű fenokristályból áll, amelyek között kvarcot (35%), biotitot (35%) és plagioklászot (30%) találunk. A kvarcok sajátalakúak és általában rezorbcios szegéllyel jellemezhetőek, méretük maximálisan 4 mm. A bio-

titok mérete 1–2 mm, általában üdék. A maximálisan 1,5 mm méretű plagioklászok többnyire zónások és előfordulnak plagioklász kummulátok is. Akcesszórius ásványként cirkon, apatit és allanit figyelhető meg. A horzsakövek deformációt nem mutatnak, kristálytartalmuk 10 tf% körüli, és megegyeznek az alapanyag-kristályokkal. Az alapanyagban megjelölt litoklasztok kizárólag szögletes, üveges alapanyagú, plagioklászot, biotitot, kvarcot és amfibolt tartalmazó kőzetek. Ezen litoklasztok mennyisége a 336 méteres mélységből származó minta esetében eléri a 20 tf%-t is. A litoklasztok kristálytartalma 35–40 tf% is lehet. Alapanyaguk üveges, folyásos jellegű, mintha összesült piroklasztit fiammájából vagy riolitlávából (obszidián) származnának. Erre utalnak a horzsakő- és/vagy üvegszilánk-reliktumként megjelenő lángszerű képződmények az alapanyagban. A plagioklászok, biotitok és kvarcok megjelenése hasonló a piroklasztit alapanyagában megjelenő kristályokéhoz. Az amfibol mennyisége néhány térfogatszázaléknyi, zöld színű, méretük maximálisan 1 mm. A 319 méteres mélységből származó mintában ismét kevesebb litoklaszt figyelhető meg (5 tf% körüli). A litoklasztok mérete is kisebb, maximálisan 2 cm-esek. Ebben a mélységben az alapanyag színe vörösesre változik a korábbi szürkéről, ami az alapanyag erőteljesebb szideritesedését jelzi. Az alapanyag-kristályok mennyisége itt is 25 tf% körüli, amit alapvetően kvarc, biotit, plagioklász és kis mennyiségben átalakult amfibol (1 tf%) tesz ki.

A Nya-1 fúrás C1- és C2-egységeinek mintái a 223 és 176 méteres mélységből származnak. A két minta alapvetően hasonló petrográfiai megjelenésű, horzsaköves riolit lapillitufa. Mindkét egységben a minták lapillitörmelékét fehér horzsakövek és sötétebb litoklasztok alkotják. A litoklasztok mennyisége 1–3 tf%, a horzsaköveké 30–40 tf%. A horzsakövek között megjelenő mátrixot 30–40%-ban üvegszilánkok, 20%-ban kristályok, 10%-ban hamu méretű horzsakövek alkotják, a maradék pedig finom hamu. Az üvegszilánkok üdék, ívelt alakúak, üvegük színtelen, tiszta. A horzsakövek 10% mennyiségű kristályt tartalmaznak, amely kristályok azonosak az alapanyag kristályaival. Az alapanyagban található kristályok között 35% kvarc, 50% plagioklász, 10% biotit, 5% szanidin található. A kvarcok mérete a csiszolatokban maximálisan 2 mm. Általában hipidiomorf, xenomorf megjelenésűek, felületük többnyire erősen rezorbeált. A plagioklászok hipidiomorfa, ritkán tört szélűek. A kisebb kristályok általában xenomorf megjelenésűek. A plagioklászok mérete maximálisan 2 mm. Gyakoriak a normál zónásságot mutató kristályok, de előfordulnak homogének és ritkán oszcillációs zónásságot mutató fázisok is. A biotitok idiomorf-hipidiomorf kristályok, színük barna, vagy zöld, amely kristályok opaklemezket tartalmaznak. Méretük maximálisan 750 µm. Járulékos elegyrészként allanit, cirkon és opak ásvány (főként ilmenit) jelenik meg. A litoklasztok általában üveges alapanyagú riolitok, a kőzetüveg gyakran felzitesedett.

Geokémiai eredmények

A földpátok, elsősorban a plagioklászok, az egyik leggyakoribb fenokristályt képviselik a vizsgált kőzetekben.

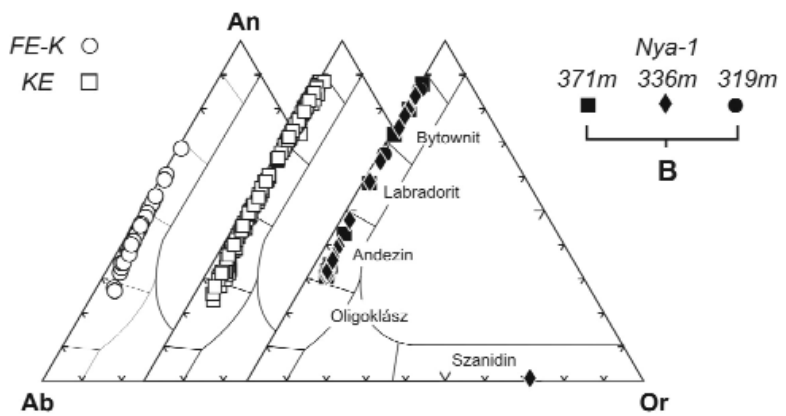
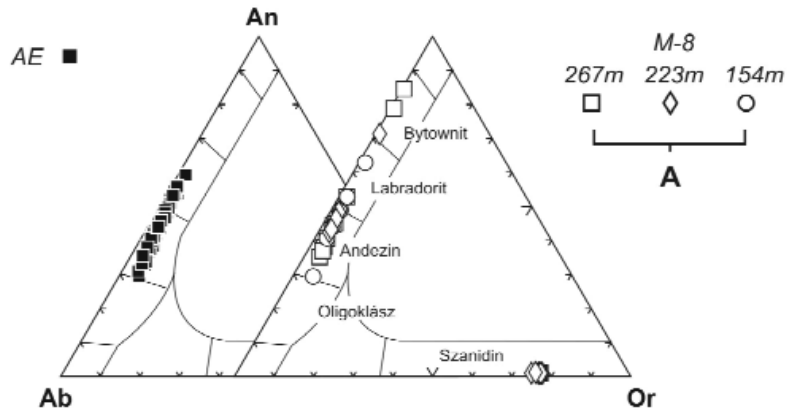
Összetételük nem tér el aszerint, hogy horzsakőben vagy az alapanyagban jelennek meg. A visszaszórt elektronképen zónásságot mutató plagioklászok esetében több ponton is meghatároztuk az összetételt. Ahol zónásság nem volt látható, ott vagy egy mérést végeztünk, vagy a mag és a szegély összetételét mértük a kémiai összetétel esetleges változásának ellenőrzéseképpen. A plagioklászok jellemző főelem adatait a II. táblázatban közöljük.

Az M-8 fúrás A-egységéből származó mintákban plagioklászok és káliföldpátok egyaránt előfordulnak. A plagioklászok összetétele igen széles összetételbeli tartományt ölel fel, az andezinestől bytownitos összetételig (6. ábra). A ritka, Ca-ban dúsabb plagioklász mintapontok a zónás kristályok magrészét képviselik. A homogén plagioklászok és a zónások szegélyzónáinak jellemző összetétele andezines. A plagioklászok és szanidinek összetétele egységes a teljes A-egységben, azaz a különböző mélységből vett minták nem mutatnak különbséget.

A Nya-1 fúrás B-egységéből származó plagioklászok szintén széles összetételbeli változékonysággal és bimodalitással jellemezhetőek. A kőzetegység három mélységből származó minták plagioklászainak összetétele nem különbözik egymástól (6. ábra). Jellemzően normál zónások, magrészük Ca-ban dúsabb, labradoritos és bytownitos összetételű, míg a szegélyrészek andezines összetételűek. A C1- és C2-egységekből vett mintákban plagioklászok és káliföldpátok is előfordulnak. A C1-egység plagioklászainak uralkodó része oligoklászos, andezines összetételű. A két Ca-dús mintapontot két normál zónás plagioklász magrészében mértük. A C2-egységből származó plagioklászok összetétele oligoklásztól andezinig terjed és átfedi a C1-egység plagioklászainak Ca-gazdag változatokon kívüli, domináns összetételét. A káliföldpátok összetétele mindkét mély-

ségben hasonló, és alacsonyabb ortoklász tartalmú az A-egység szanidinjéhez képest.

A biotit minden vizsgált mintában gyakori és általában az egyedüli mafikus ásvány, egyes kőzetmintákban azonban többé-kevésbé átalakult. Ez utóbbiak kiküszöbölésére az összetétel adatokból csak a 94–97% összegű adatokat értékeltük. A biotitok jellemző összetétel adatait a III. táblázat és a 7. ábra mutatja. Az M-8 fúrás A-egységéből származó biotitok hasonló összetételűek. A Nya-1 fúrásban a B-egység biotitjai homogén összetételűek, vas- és magnézium-tartalmuk alapján hasonlóak az M-8 fúrás A-egységének biotitjaihoz, azonban titán-tartalmuk kissé magasabb,

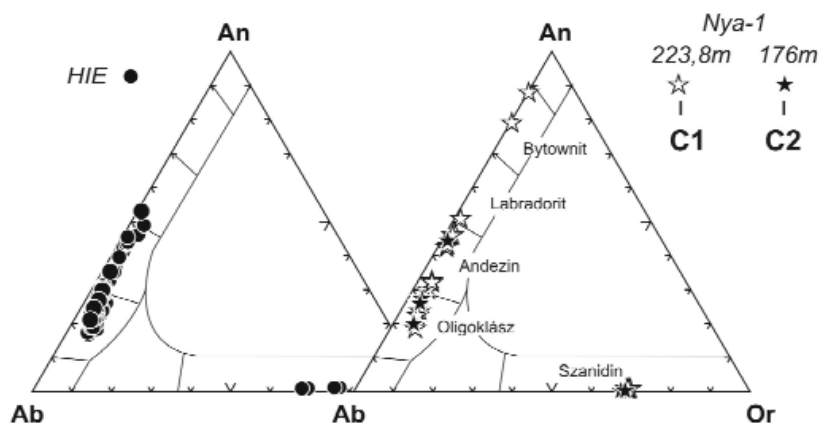


6. ábra. Az M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B, C1 és C2 jelű vulkáni egységeiből mért földpátok összetétele, összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek földpátösszetételével (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007)

Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsány ignimbrit egység, FE-K = Felső egység keleti rész; 'Harsány-kanyar' feltárás

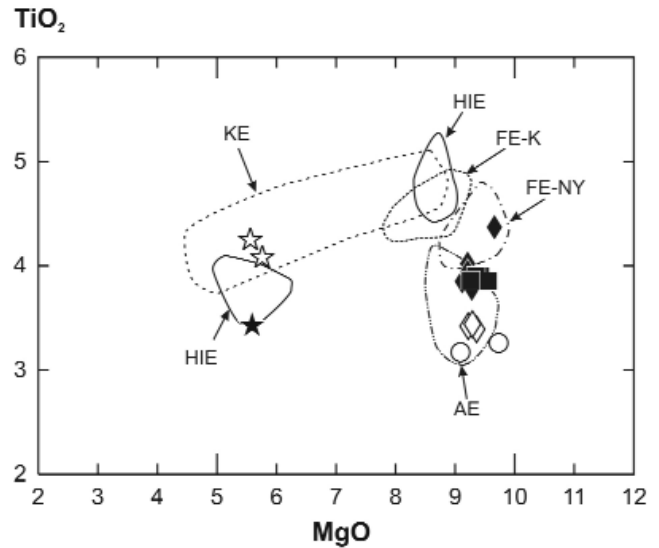
Figure 6. Comparison of the chemical compositions of feldspars from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the boreholes M-7, M-8 and Nya-1 with the feldspar compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field

Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop



III. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek biotitjainak reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)
 Table III. Representative composition of the biotites from the studied volcanic units (oxides in weight percent)

	A egység		B egység		C1 egység		C2 egység	
	fúrás		fúrás		fúrás		fúrás	
	M-8, 154 m	M-8, 223 m	Nya-1, 336 m	Nya-1, 370 m	Nya-1, 223 m	Nya-1, 176 m	Nya-1, 176 m	
	minta	minta	minta	minta	minta	minta	minta	
	m8154-b1	m8223-b4	nya1336-b4	nya1370-b3	nya1223-b2	nya1176-b2	nya1176-b2	
SiO ₂	35,32	35,14	35,78	35,18	33,84	34,22	34,22	
TiO ₂	3,17	3,42	3,94	3,90	4,25	3,43	3,43	
Al ₂ O ₃	13,93	14,07	13,72	13,88	14,02	13,27	13,27	
FeO	23,05	22,97	22,34	22,51	27,70	28,33	28,33	
MnO	0,32	0,27	0,38	0,40	0,13	0,40	0,40	
MgO	9,09	9,22	9,21	9,42	5,56	5,59	5,59	
Na ₂ O	0,36	0,44	0,42	0,40	0,41	0,37	0,37	
K ₂ O	8,89	8,58	8,58	8,69	8,30	8,43	8,43	
Total	94,15	94,12	94,38	94,39	94,23	94,06	94,06	



7. ábra. A M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B és C jelű vulkáni egységeiből mért biotitok összetétele (oxidok t%-ban), összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek biotit-összetételével (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007)

Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Hársány Ignimbrite Egység, FE-K = Felső egység keleti rész, 'Hársány-kanyar' feltárás, FE-NY = Felső egység nyugati rész, Demjén, Nagyeresztvény feltárás. A mintajelek magyarázata a 6. ábrán található.

Figure 7. Comparison of the chemical compositions (oxides in wt%) of biotites from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the M-7, M-8 and Nya-1 boreholes with the biotite compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field. Explanation of symbols is found in Figure 6

Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Hársány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Hársány-kanyar' outcrop, FE-NY = Upper Unit western part, Demjén, Nagyeresztvény outcrop

Al₂O₃-koncentrációjuk pedig kissé alacsonyabb. A C1- és C2-egységek biotitjai közül csak néhány üde példányt találtunk, amelyek erősen különböznek az A- és B-egységek biotitjaitól. MgO-tartalmuk alacsonyabb, FeO-tartalmuk pedig magasabb. A C1-egység biotitjainak TiO₂-és Al₂O₃-koncentrációja némileg magasabb a C2-egységből származó egyetlen biotit-hoz képest.

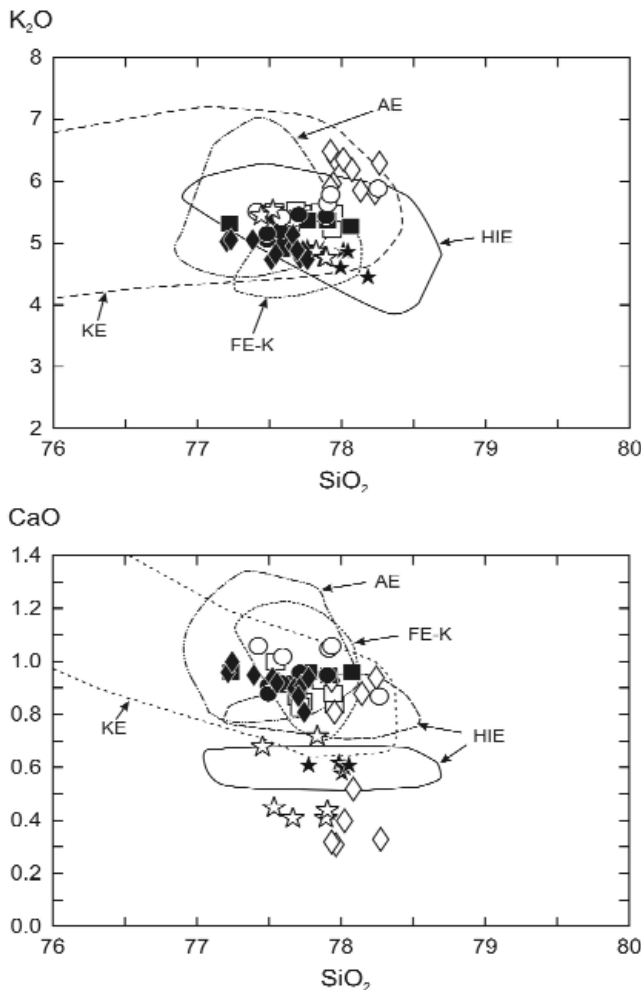
A minták juvenilis törmelékeinek (horzsakő és üveg-szilánk) kőzetüvegösszetétele többnyire üde, nem átalakult állapotot jelez. A kőzetüvegek főelem adatait abban az esetben fogadtuk el összehasonlító és genetikai értelmezésre, amennyiben a mért oxidok összege 94 t% feletti. A kőzetüvegek víztartalmát (LOI*) az oxidok összege és a 100 t% közti különbséggel becsültük (DEVINE et al. 1995, BLUNDY & CASHMAN 2001). Az adatok összehasonlíthatósága érdekében a kapott kőzetüveg összetételeket illómentes állapotra, 100%-ra számoltuk át. A kőzetüvegek reprezentatív összetétel adatai a IV. táblázatban találhatóak meg.

A vizsgált mintákban nagy szilíciumtartalmú (SiO₂=76,3–78,7 t%) és káliumban gazdag (K₂O=4,5–6,5 t%) riolitos kőzetüvegek figyelhetők meg (8. ábra). Becsült víztartalmuk 3,6–5,6 t% között változik. A horzsakövek üvegei és az üvegszilánkok között nincs szisztematikus geokémiai eltérés, ugyanazt a kémiai összetételt mutatják.

Az M-8 fúrásból származó mintákban fiammét és üvegszilánkokat mértünk. Az üvegek főelemadatai alapján

IV. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek kőzetvégeinek (p=horzszakó üveg, gl=üvegszilánk) reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)
Table IV. Representative composition of the glasses (pumice glass, gl=glass shard) from the studied volcanic units (oxides in weight percent)

		A egység											
		M-8, 154 m				M-8, 223 m				M-8, 267 m			
		fúrás				fúrás				fúrás			
		m8154-p2	m8154-p3	m8154-gl1	m8154-gl2	m8223-gl3b	m8223-gl4	m8223-gl5	m8223-gl6	m8267-gl1	m8267-p1	m8267-p2	m8267-gl5
SiO ₂		74,95	74,1	73,81	73,5	73,73	73,84	73,83	73,77	74,24	74,22	74,03	74,07
Al ₂ O ₃		11,86	12,33	12,32	12,33	12,24	12,13	12,27	12,3	12,33	12,28	12,29	12,32
FeO		0,65	0,34	0,79	0,76	0,53	0,45	0,47	0,35	0,73	0,73	0,77	0,77
MgO		0,03	0,07	0,08	0,09	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05	0,07	0,06	0,08
CaO		0,71	0,82	0,97	1,01	0,77	0,88	0,29	0,31	0,8	0,88	0,83	0,79
Na ₂ O		1,75	1,4	1,91	1,94	1,58	1,49	1,73	1,7	1,8	1,83	1,92	2,03
K ₂ O		5,33	5,57	5,16	5,24	5,64	5,5	6,03	6,14	5,23	5,24	5,27	5,16
Total		95,28	94,68	95,12	94,95	94,58	94,38	94,71	94,66	95,24	95,33	95,28	95,32
		B egység											
		Nya-1, 319 m				Nya-1, 336 m				Nya-1, 370m			
		fúrás				fúrás				fúrás			
		nya1319-gl1	nya1319-p1	nya1319-gl2	nya1319-p5	nya1336-gl5	nya1336-gl2	nya1336-gl4	nya1336-p4	nya1370-p1	nya1370-p4	nya1370-p5	nya1370-gl3
SiO ₂		74,34	74,08	74,67	73,76	74,5	73,58	74,09	73,89	74,05	74,85	74,16	74,48
Al ₂ O ₃		12,55	12,3	12,32	12,43	12,39	12,4	12,32	12,36	12,34	11,95	12,29	12,43
FeO		0,79	0,78	0,76	0,82	0,7	0,85	0,8	0,83	0,73	0,75	0,64	0,8
MgO		0,06	0,07	0,05	0,08	0,03	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07
CaO		0,87	0,89	0,91	0,84	0,85	0,95	0,9	0,88	0,91	0,71	0,91	0,88
Na ₂ O		2,3	2,08	1,81	2,25	2,6	2,46	2,48	2,53	1,62	1,76	1,88	2,24
K ₂ O		4,85	5,18	5,21	4,91	4,76	4,82	4,52	4,6	5,01	5,14	5,12	4,96
Total		95,93	95,53	95,85	95,18	95,91	95,26	95,27	95,27	94,85	95,35	95,19	95,98
		C1 egység											
		Nya-1, 176 m				Nya-1, 223,8 m				Nya-1, 223,8 m			
		fúrás				fúrás				fúrás			
		nya1176-gl1	nya1176-gl2	nya1176-gl3	nya1223-p1	nya1223-p2	nya1223-p3	nya1223-p1	nya1223-p2	nya1223-p3	nya1223-p1	nya1223-p2	nya1223-p3
SiO ₂		75,15	74,68	74,87	73,92	74,12	74,15	73,92	74,12	74,15	73,92	74,12	74,15
Al ₂ O ₃		12,46	12,48	12,5	12,55	12,52	12,69	12,55	12,52	12,69	12,55	12,52	12,69
FeO		0,84	0,82	0,84	0,92	0,9	1	0,92	0,9	1	0,92	0,9	1
MgO		0,05	0,03	0,06	0,05	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02
CaO		0,57	0,55	0,59	0,65	0,43	0,39	0,65	0,43	0,39	0,65	0,43	0,39
Na ₂ O		2,7	2,65	2,6	2,11	2,24	2,4	2,11	2,24	2,4	2,11	2,24	2,4
K ₂ O		4,29	4,42	4,74	5,21	5,3	4,72	5,21	5,3	4,72	5,21	5,3	4,72
Total		96,11	95,75	96,28	95,44	95,61	95,48	95,44	95,61	95,48	95,44	95,61	95,48



8. ábra. A M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B és C jelű vulkáni egységeiből mért kőzetüvegek (horzszakövek és üvegszilánkok) összetétele (oxidok %-ban), összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek kőzetüveg-összetételével (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007)

A mintajelek magyarázata a 6. ábrán található. Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsány ignimbrit egység, FE-K = Felső egység keleti rész; 'Harsány-kanyar' feltárás

Figure 8. Comparison of the chemical compositions (oxides in wt%) of volcanic glasses (pumices and glass shards) from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the M-7, M-8 and Ny-1 with the glass compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field. Explanation of symbols is found in Fig. 6. Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop

a fiammék egyes elemek tekintetében eltérő összetétellel jellemezhetőek az üvegszilánkokhoz képest. Hasonló SiO_2 és Al_2O_3 koncentráció mellett a fiamméknek K_2O - és becsült víztartalma magasabb, FeO - és Na_2O -tartalma alacsonyabb, valamint CaO -tartalmuk is általában alacsonyabb az üvegszilánkokhoz képest.

A Nya-1 fúrás B-egységének üvegei viszonylag homogén összetétellel jellemezhetőek. A C1-egység azonban magasabb Al_2O_3 - és FeO -tartalmú üvegeket tartalmaz a C2- és a B-egységekhez képest. A C1- és C2-egységek üvegei mindemellett határozottan alacsonyabb CaO -tartalommal jellemezhetőek a B-egységhez képest. Mindemellett a C1-egység üvegeinek CaO -tartalma két minta kivételével alacsonyabb mint a C2-egységéé.

Korreláció a Bükkalja vulkáni képződményeivel

A Bükkalja elszórta előbukkanó képződményeinek elkülönítése leghatásosabban paleomágneses (MÁRTON & PÉCSKAY 1998), valamint geokémiai adatok (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007) alapján történt. E vizsgálatok négy nagyobb vulkáni szintet, azaz vulkáni kitérés egységet azonosítottak, amelyből kettő (a demjéni és harsányi ignimbrit egység) közel azonos korú. A vulkáni szintek egy délnyugat-északkeleti irányú csapásban húzódnak a Bükk előterében. A három vizsgált fúrás a Bükkalja keleti peremén mélyült, ezen belül a M-7 és M-8 fúrások az alsó egység csapásában helyezkednek el, azonban itt a felszínen már fiatalabb vulkáni képződmények vannak. Míg a Nya-1 fúrás a harsányi ignimbrit egység folytatásában található (1. ábra).

PENTELENYI (2005) a fúrások rétegsorát úgy értelmezte, hogy az M-7 és M-8 fúrások legfelső részén a Harsányi Riolittufa Formáció képződményei vannak, amelyek a felszínen is folyamatosan nyomon követhetők. Az M-7 fúrásban a Harsányi Riolittufa Formáció kőzetei alatt a Tari Dácittufa Formáció képződményét jelölte, ami a kőszenes összlet felett települ. A K-Ar kormeghatározás alapján az M-8 fúrás legfelső képződménye (d-egység) $14,72 \pm 1,3$ millió éves, ami alapján a kőzet nem sorolható be egyértelműen. Az eddigi, csekély számú, geokémiai adat azt valószínűsíti, hogy a képződmény a bükkaljai vulkáni terület középső egységének felső részével rokonítható, és így a Tari Dácittufa Formáció része lehet.

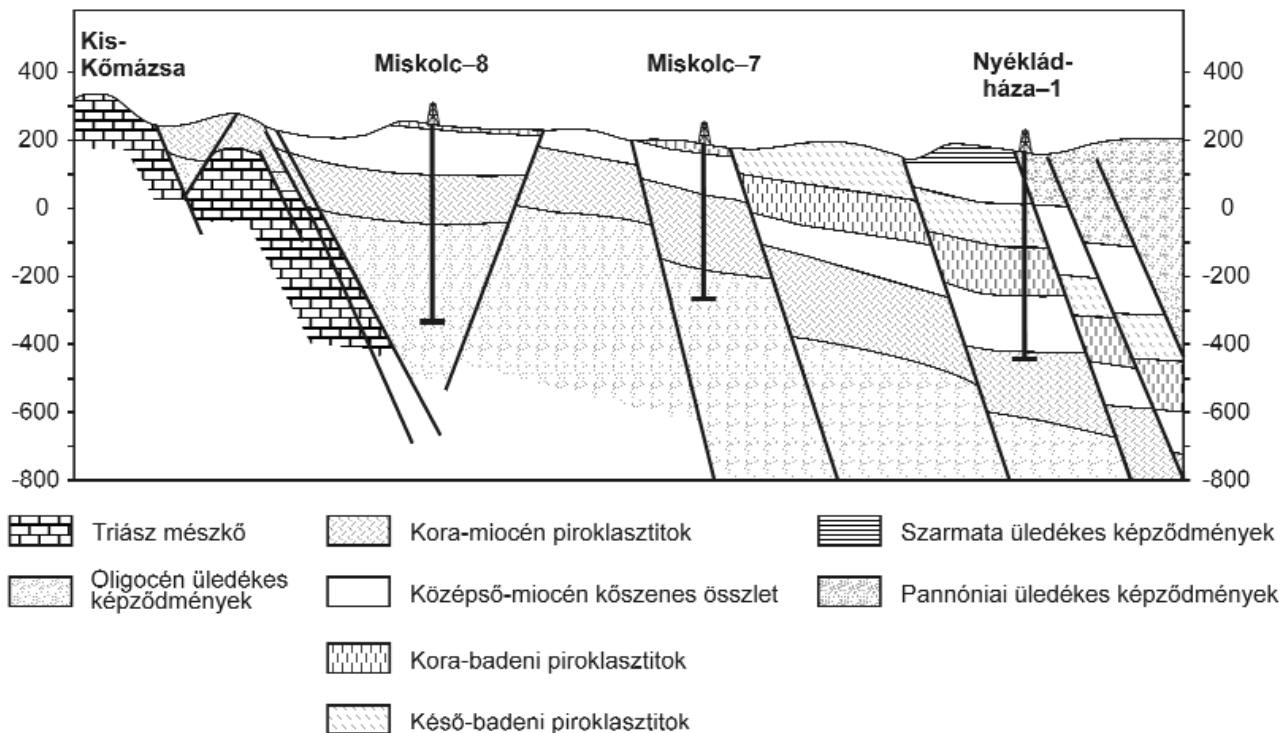
Az M-7 és M-8 fúrás vastag ignimbritegységei (A-egység) vulkanológiailag és petrográfiaiilag egyértelműen a Bükkalja alsó egységéhez (SZAKÁCS et al. 1998), azaz a Gyulakeszi Riolittufa Formációhoz sorolhatók. Mindezt alátámasztják a biotit és plagioklász elemzési adatok is (7. és 8. ábra). A kőzetüveg-összetételek szintén egybeesnek a Gyulakeszi Riolittufa adataival, kivéve az összesült egység fiammáit, amelyek K_2O -ban nagyobb koncentrációt mutatnak. E vulkáni szinttel párhuzamosítható a Nya-1 fúrás legmélyebb piroklasztitja is, amely kőzetre a K-Ar radiometrikus kormeghatározás $18,43 \pm 1,64$ millió éves kort adott. Mind az M-7, mind az M-8 fúrásokban a piroklasztit-összlet nagy vastagságban (215, illetve 143 méter) táru fel. Habár a piroklasztár-üledékek völgyekben jelentős vastagságot is elérhetnek, ezek a vastagságadatok még ennek fényében is jelentősek. Összehasonlításképpen, a 20. század legjelentősebb ignimbrit vulkáni kitérése, az alaszakai Katmai 1912-es működése során az Ukak-folyó völgyét 100–150 m vastag, helyenként 4 km széles lapos ignimbrit tömeg borította (HILDRETH 1983). A Katmai tűzhányó e kitérés követően mintegy 300 métert alacsonyodott! A Bükkalja területén 18–19 millió évvel ezelőtt zajlott vulkáni kitérés feltehetően még ennél is nagyobb lehetett és bizonyára a fúrások jelenlegi helyének közelében egy kaldera létrejöttével járt. Az M-7 és M-8 fúrásokban harántolt fiammetartalmú ignimbrit megtevésztésig hasonlít a Bükkalján többek között a Latorvár, a Túr-bucka, valamint a Demjén-

hez közeli Pünkösd-hegy hasonló korú kőzetéhez. Feltéve, hogy ezek akár ugyanannak a vulkáni kitörésnek a termékei is lehetnek, úgy a vulkáni kitörést követően több tíz kilométer távolságba juthatott el jelentős vastagságú, forró piroklasztár-üledék! E vulkáni egységre mindhárom fúrás alapján a Borsodi-medencéből ismert ottngai-kárpáti korúnak tartott kőszételepes rétegsor (Salgótarjáni Formáció) települ, ami a szorosabb értelemben vett Bükkalja területén nem fordul elő.

A Nya-1 fúrás kiválóan feltárta a kőszételepes rétegsor után következő, közel 300 méter vastag vulkáni törmelékes rétegsort, amely alapvetően vulkáni képződményekből áll, benne markáns üledékes közbetelepülés nélkül. PENTELENYI (2005) e vulkáni rétegsort egységesen a Harsányi Riolituffa Formációba sorolta. Vulkanológiai és kőzettani vizsgálatunk szerint azonban három nagyobb szintre (B-, C1- és C2-egységek) különíthető el, amelyek között további vékonyabb vulkáni rétegek is megfigyelhetők. A kormeghatározási adatok jelentős korbelt különbséget fedtek fel! A B-egység mintái 15,62–16,17 millió évesnek adódtak, míg a C1- és C2-egységek 12,18–12,96 millió éves kort mutatnak (1. táblázat)! Mind ez arra utal, hogy a vulkáni rétegsoron belül, körülbelül 285 méteres mélységben egy jelentős diszkordanciafelületnek kell lennie, ami mintegy 3 millió éves üledékhézagot jelent! A fúrásminták ezzel szemben nem mutatnak éles rétegtani váltást, 285 és 257 méter mélység között helyenként jól rétegzett, máshol rétegzetlen vulkanoklasztos üledékek találhatók, amelyekre horzsaköves piroklasztár-üledék (C1-egység) települ.

A koradatok alapján a B-egység a Bükkalja középső egységével (SZAKÁCS et al., 1998) párhuzamosítható. Vulkanológiailag azonban különbözik egymástól e két képződmény! A Bükkalján a középső egység elsősorban összesült ignimbritből, kisebb részt jellegzetes megjelenésű kevert, salak piroklasztár üledékéből áll. Ezzel szemben a Nya-1 fúrás B-egysége összesülést nem mutató horzsaköves piroklasztár üledéke. A plagioklaszok összetétele hasonlóan nagy változatosságot mutat, mint a bükkaljai középső egység piroklasztitjainak plagioklaszai (6. ábra), azonban a biotitok összetétele jelentősen különbözik (7. ábra)! Mindezek alapján úgy véljük, hogy bár a bükkaljai középső egység képződményeinek és a Nya-1 fúrás B-egységének képződése időben hasonló lehetett, azonban nem ugyanazon vulkáni kitörés termékei, sőt különböző összetételű magma kitöréséhez kapcsolhatók! A Nya-1 fúrás B-egységét létrehozó vulkáni kitörés centruma feltehetően a Bükkaljától keletre lehetett és a vulkáni kitörés termékei nem jutottak el a mai Bükkalja területére. Felvetődik, hogy a Harsánytól északra előbukkanó, bizonytalan rétegtani helyű ignimbritrétegek (FE-K, 'Harsány-kanyar'; LUKÁCS et al. 2007) esetleg párhuzamosíthatók a B-egységgel. A kőzetüvegek kémiai összetétele valóban jó egyezést mutat, azonban a plagioklaszok és biotitok összetétele különbözik, ami nem támasztja alá e vulkáni egységek összetartozását.

A Nya-1 fúrás 257 és 145 méter mélysége között két nagyobb vastagságú horzsaköves piroklasztár-üledék (C1- és C2-egységek) található, amelyeket 214 méter mélységben egy zömében vulkanit anyagú konglomerátum és egy arra



9. ábra. Földtani szelvény a Bükk hegységi Kis-Kömázsa és Mályi között, RADÓCZ (1989) nyomán, módosítva

Figure 9. Geological cross section between Kis-Kömázsa Bükk Mts and Mályi, after RADÓCZ (1989) with modifications

települő akkréciós lapilli tartalmú tufaréteg választ el egymástól. A konglomerátum lepusztulási környezetre utal. A kavicsok anyaga alapvetően horzsakő és obszidián-jellegű kőzet, amely utóbbi a Bükkalja harsányi ignimbrít egységében egyedien jellegzetes litoklaszt (LUKÁCS et al. 2007). Már ez az információ felveti a C1-egység és a harsányi ignimbrít egység korrelációját. A kavicsos üledék felett települő akkréciós lapilli réteg jó hasonlóságot mutat a Tibolddaróc nyugati részén, valamint a Tarizsa-völgyben előbukkanó képződménnyel. Ezt követően azonban nem figyelhető meg a Tibolddarócon jól feltáruló, az akkréciós lapilli tartalmú réteg és a horzsaköves piroklasztár-üledék közötti változatos vulkanoklasztos rétegsor (LUKÁCS et al. 2007). A C1- és C2-egység kora (12,18–12,96±1,4) hibahatáron belül azonos a harsányi ignimbrít egység korával (13,35–13,65±1,0 millió év). E vulkáni képződmények összetartozását megerősítik a vulkanológiai és petrográfiai, valamint a geokémiai megfigyelések is (6., 7. és 8. ábra). A Nya-1 fúrás rétegsora azt a fontos információt adja, hogy vulkanológiaiilag, kőzettanilag és geokémiaiilag is teljesen megegyező piroklasztitok (l. C1- és C2-egységek) nem feltétlenül ugyanannak a vulkáni kitérésnek a termékei, bár képződésük feltehetően ugyanannak a magmás rendszernek, ugyanannak a magmatípusnak, valószínűleg időben nem túl távoli kitéréseihez kapcsolható. Ez a vulkáni képződmény ismereteink szerint a Bükkalján legnyugatabbra Tibolddaróc környékén jelenik meg. A kitérés központot ebben az esetben is a Bükkaljától keletre valószínűsítjük.

A vulkáni működés ezt követően a térségben elcsitulhattott, mivel 145 méter mélység felett már nem fordul elő vulkáni képződmény, a rétegsorban szarmata és alsó-pannoniai üledékek találhatók. A 9. ábrán bemutatott szelvényünk még egy pontban különbözik PENTELENYI (2005) szelvényrajzától. A szarmata és pannoni üledékek határa, 82 méter mélységben megítélésünk szerint tektonikus.

Összefoglaló következtetések

A Bükkaljától keletre mélyült kutatófúrások (M-7, M-8 és Nya-1) közel teljes magfúrással tártak fel miocén korú vulkáni törmelékes képződményeket. A teljes magfúrás lehetővé teszi, hogy ezek településéről, vastagságáról pontosabb képet kapjunk. Részletes geokronológiai, vulkanológiai, kőzettani és geokémiai vizsgálataink elsősorban a legvastagabb vulkáni képződményekre koncentráltak, a köztük lévő vulkáni törmelékes rétegeket egy későbbi munka keretében tárgyaljuk. A vizsgált vulkáni képződmények mind elsődlegesek, azaz piroklasztitok. Vulkanológiai és kőzettani jellemzőik alapján riolitos összetételű,

horzsakőtartalmú piroklasztár-üledékek, azaz ignimbritek. Mindhárom fúrásban megjelenik a kárpáti-ottngangi kőszénteleges összlet alatt a Pannon-medence északi részén több helyen megfigyelt ignimbrít egység (A-egység), ami jól korrelálható a Bükkalján is előforduló alsó vulkáni egység (SZAKÁCS et al. 1998) képződményével. A jelentős vastagság és a kőzetsorozatban megjelenő fiammetartalmú, összesült egység egy igen heves (VEI=6–7) vulkáni kitéréshez kapcsolható, amelynek centruma közel lehetett a fúrások jelenlegi helyéhez. Az M-7 és M-8 fúrások legfelső részén (d-egység) megítélésünk szerint badeni korú piroklasztit jelenik meg, a pontos besorolása azonban még további vizsgálatot igényel.

A Nya-1 fúrásban közel 300 méter vastagságban tárul fel egy újabb ignimbrítorsorozat, ami három nagyobb egységre bontható. Az alsó része (B-egység) mintegy 16 millió éves, míg a felső két egység (C1 és C2) közel azonos korú és mintegy 13 millió éves. A B-egység képződménye nem feleltethető meg a Bükkalja előterében előforduló hasonló korú piroklasztitoknak, míg a C1- és C2-egység a harsányi ignimbrít egységgel (LUKÁCS et al. 2007) korrelálható. Feltételezzük, hogy e vulkáni kőzetek kitérés központjai is a Bükkaljától keletre lehettek. A fúrások vulkáni képződményeinek korrelációs vizsgálata megerősíti azt a korábbi megállapításunkat (LUKÁCS et al. 2007), hogy a miocén rétegsorban megjelenített három jelentős regionális vulkáni szint (eggenburgi-ottngangi határon, a kárpáti-badeni határon és a szarmatában, azaz az alsó, középső és felső riolittufa szint; pl.: CSÁSZÁR 1997) leegyszerűsített. A miocén során a Pannon-medence északi részén számos nagy erejű vulkáni kitérés zajlott, amelyeknek termékei több tíz kilométer távolságba is eljuthattak. Sőt, közel egyidőben, viszonylag közel egymáshoz, különböző összetételű riolitos magmák törtek a felszínre. A regionális miocén rétegtan mindezek figyelembe vételével szorult felülvizsgálatra.

Köszönetnyilvánítás

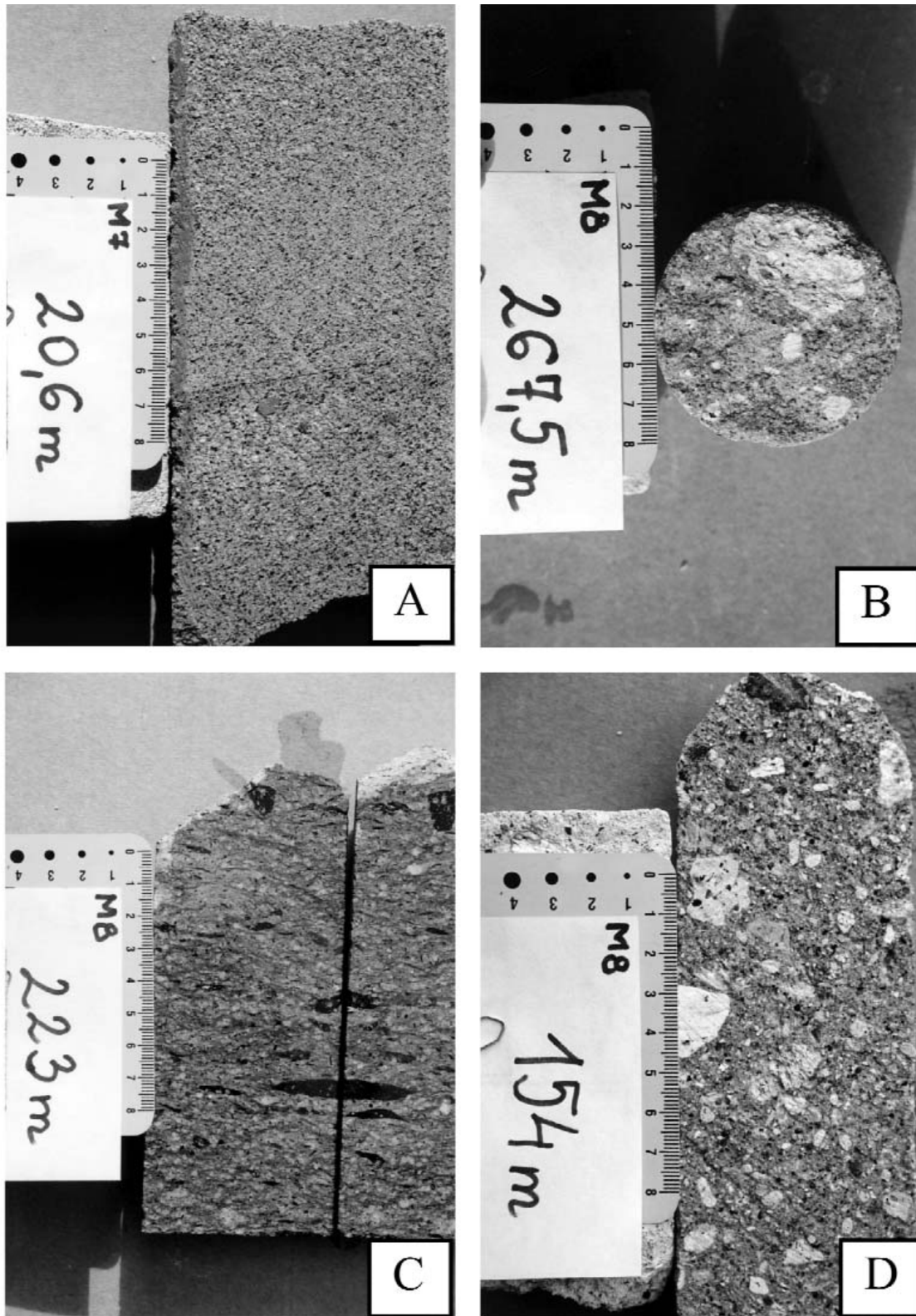
A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az Osztrák–Magyar Akció Alapítvány (43öu7), valamint a Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány Diákok a tudományért szakalapítványa (Hiv. Sz.: DT.2001.nov./17.) nyújtott. Köszönetet mondunk BENDŐ Zsoltnak egyes ábrák (2., 3. és 4. ábrák) megrajzolásában nyújtott segítségéért. PELIKÁN Pál és ZELENKA Tibor kritikus észrevételei jelentősen hozzájárultak a tanulmányban közölt megállapítások pontosításához, azonban szakmai véleményünk néhány helyen továbbra is különbözik.

Irodalom — References

- BÁLDI T. 1987: Jelentés a Miskolc–8. sz. mélyfúrás makrofaunájáról. — In: Jelentés az 1987. évi bükki oligo-miocén vizsgálatokról. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár*, T.14543II. 8–12.
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48/2**, 720 p.
- BLUNDY, J. & CASHMAN, K. 2001: Ascent-derived crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**, 631–650.
- BRANCA, S., COLTELLI, M., DEL CARLO, P., GROPELLI, G., NORINI, G. & PASQUARÉ, G. 2004: Stratigraphic approaches and tools in the geological mapping of Mt. Etna volcano. — In: PASQUARÉ, G., VENURINI, C. & GROPELLI, G. (eds): *Mapping Geology in Italy*. APAT Roma, 147–158.
- BRANNEY, M. J. & KOKELAAR, P. 2002: Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. — *Geological Society, London, Memoirs* **27**, 143 p.
- CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI R., HARANGI, SZ., KARÁTSZON, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) — A preliminary stratigraphic report. — *Acta Volcanologica*, **7/2**, 119–124.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988: *Volcanic Successions — Modern and Ancient*. — Unwin Hyman, London, (második kiadás), 528 p.
- CZUPPON, G., HARANGI, SZ., NTAFLÓS, T., LUKÁCS, R., SZABÓ, CS. & KOLLER, F. 2001: Mixed andesite-rhyolite ignimbrite from the Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: evidence for magma mixing. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **146**, p. 61–63.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. szerk. 1983: *Magyarország litosztratigráfiai formációi*. — MÁFI kiadvány, Budapest.
- CSÁSZÁR G. szerk. 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások*. — MÁFI Kiadvány, Budapest, 114 p.
- DE RITA, D., FABBRI, M., GIORDANO, G., RODANI, S. & TRIGARI, A. 2000: L'utilizzo delle Unità stratigrafiche a Limiti Inconformi in ambiente vulcanico e vulcanoclastico: proposta di una metodologia di terreno e di organizzazione informatica dei dati. — *Boll. Soc. Geol. It.* **119**, 749–760.
- DE RITA, D., GIORDANO, G., FABBRI, M. & RODANI, S. 2004: Cartography of syn-eruption and inter-eruption deposits: The example of Roccamonfina Volcano. — In: PASQUARÉ, G., VENURINI, C. & GROPELLI, G. (eds): *Mapping Geology in Italy*. APAT Roma, 131–136.
- DEVINE, J. D., GARDNER, J. E., BRACK, H. P., LAYNE, G. D. & RUTHERFORD, M. J. 1995: Comparison of analytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. — *American Mineralogist* **80**, 319–328.
- DOWNES, H. 1996: Neogene magmatism and tectonics in the Carpatho–Pannonian region. — In: DECKER K. (ed): PANCARDI Workshop 1996, Dynamics of the Pannonian–Carpathian–Dinaride System — *Mitteilungen Gesellschaft Geologie- u. Bergbaustud. Österreich* **41**, 104–105.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. — Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- FREUNDT, A., WILSON, C. J. N. & CAREY, S. N. 2000: Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. — In: SIGURDSSON, H. (ed): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 581–599.
- GYALOG L. & BUDAI T. szerk. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *MÁFI Évi Jelentés 2002-ről*, 195–232.
- GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *MÁFI alkalmi kiadványa*, **187**, 171 p.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád–cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22**, 307 p.
- HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI L., BALOGH K. & ÁRVA-SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jelentés 1978-ről*, 65–73.
- HARANGI, SZ. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian Region: role of subduction, extension and mantle plume. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds) Cenozoic volcanism in the Mediterranean area. — *Geological Society of America Special Paper* **418**, 67–92.
- HARANGI, SZ., MASON, P.R.D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **143**, 237–257.
- HILDRETH, W. 1983: The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18**, 1–56.
- JÁMBOR Á. 1996: Cserhádi Riolittufa Formáció ^{cs}Pa₁. — In: GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A MÁFI alkalmi kiadványa*, **187**, p.76.
- LESS G., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., REZESSY A. & SÁSDI L. 2002: A Bükk hegység földtani térképe 1:50 000. — MÁFI Kiadvány, Budapest.
- PELIKÁN P. & BUDAI T. szerk. 2005: A Bükk hegység földtana (Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez). — *MÁFI kiadvány*, 284 p.
- LUKÁCS R., HARANGI SZ., NTAFLÓS, T., KOLLER F. & PÉCSKAY Z. 2007: A Bükkalján megjelenő felső riolittufa szint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység. — *Földtani Közlemények* **137/4**, 359–515.
- MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 467–476.
- MÁRTON, E., ZELENKA, T. & MÁRTON, P. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts. and their forelands. — *Central European Geology* **50/1**, 47–57.
- NOSZKY J. 1912: A Salgótarjáni szenterület földtani viszonyai. — *Koch emlékkönyv*, 67–90.
- NOSZKY J. 1941: Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról*, I., 531–545.
- PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* **6/3–4**, 307–331.

- PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to the genetics and classification. — *Bull. Volcanol.* **25**, 175–181.
- PENTELENYI L. 2002: A Bükkalja I. Földtani vázlat. — In: BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükk Nemzeti Park*. — Eger. 205–216.
- PENTELENYI L. 2005: A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet. — In: PELIKÁN P. & BUDAI T. (szerk.): *A Bükk hegység földtana (Magyarító a Bükk hegység földtani térképéhez)*. — *MÁFI kiadvány*, 110–125.
- PÓKA, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **45**, 257–277.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G. & SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 437–466.
- RADÓCZ, Gy. 1969: Előzetes jelentés a Csereháti alapfúrások eredményeiről. — *MÁFI Évi Jelentés 1967-ről*, 281–285.
- RADÓCZ Gy. 1989: Kutatófúrási adatok a Bükkhegység DK-i előteréből. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár*, T.18834 4 p. + 5 ábra
- RADÓCZ Gy. & GYARMATI P. 2005: A Bogács-9 fúrás vulkanitjai. — *Földtani Közöny* **153/3**, 361–371.
- RAVASZ, Cs. 1987: Neogene volcanism in Hungary. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70**, 275–279.
- SCHRÉTER Z. 1939: A Bükkhegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. — *MÁFI Évi Jelentés, 1933–35*, 511–532.
- SCHRÉTER Z. 1950: Tard, Bükkaranyos környezetének földtani térképe, 1:25 000. — *Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, 1950-es Jelentés, Szén 102*.
- SPARKS, R. S. J., SELF, S. & WALKER, G. P. L. 1973: Products of ignimbrite eruptions. — *Geology* **1**, 115–118.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977: Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. — *Earth Planetary Science Letters* **36/3**, 359–362.
- SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA, T. & SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 413–435.
- VARGA Gy. 1981: Újabb adatok az összesült tufatelepek és ignimbritek ismeretéhez. — *MÁFI Évi Jelentés 1979-ről*, 499–509.
- Kézirat beérkezett: 2009. 03. 27.

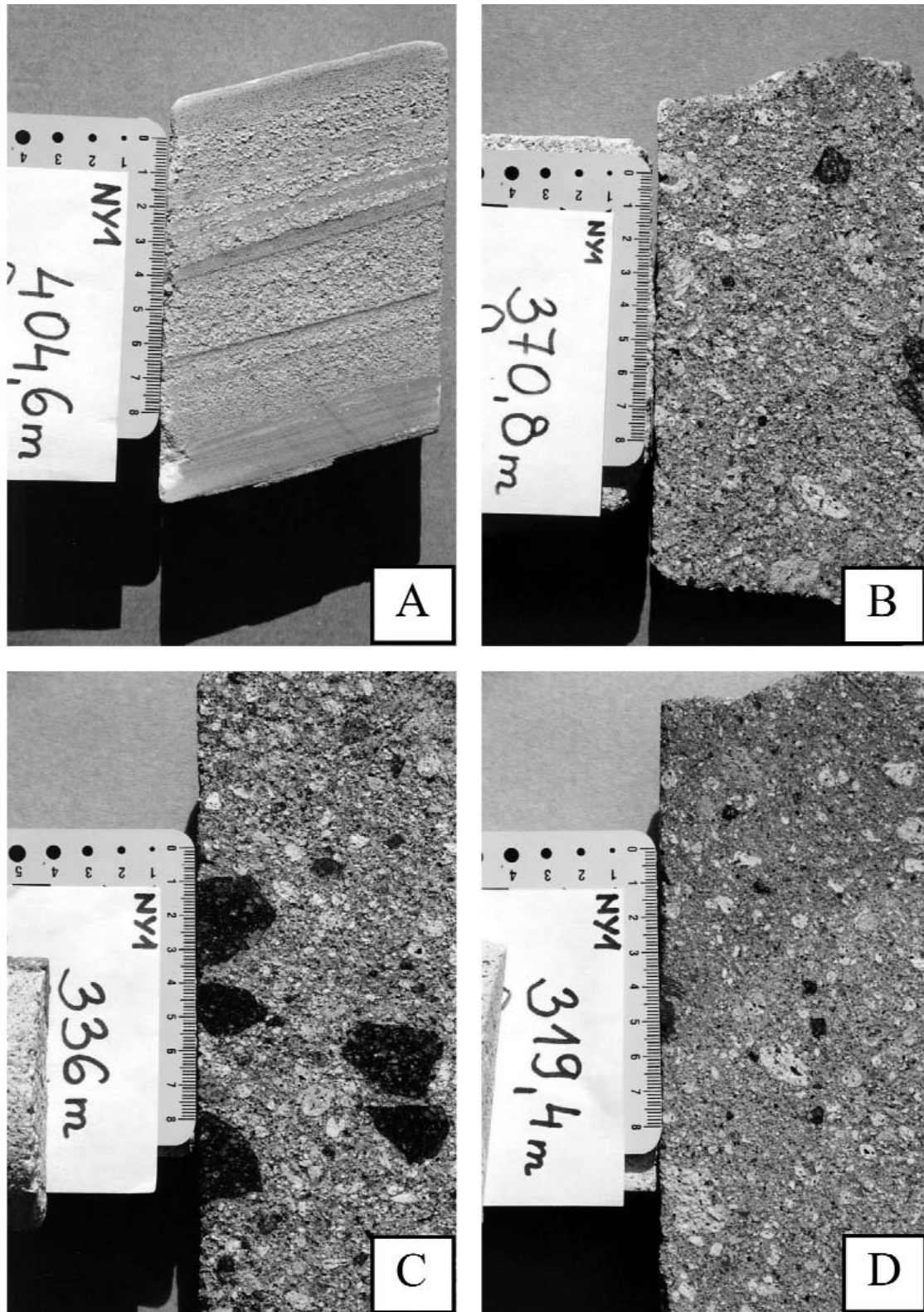
I. tábla — Plate I



I. tábla. Fúrómag minták a M-7-es és M-8-as fúrásokból. (A) amfiboltartalmú, biotitgazdag durva kristálytufa; M-7, 20,6 m; (B) nem összesült riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa; M-8, 267,5 m; (C) összesült riolitos lapillitufa; M-8, 223 m; (D) nem összesült riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa; M-8, 154 m

Plate I. Studied drilling cores from the M-7 and M-8 boreholes. (A) amphibole bearing, biotite rich coarse grained crystalltuff; M-7, 20.6 m; (B) non-welded rhyolitic pumice-bearing lapillituff; M-8, 267.5 m; (C) welded rhyolitic lapillituff; M-8, 223 m; (D) non-welded rhyolitic pumice-bearing lapillituff; M-8, 154 m

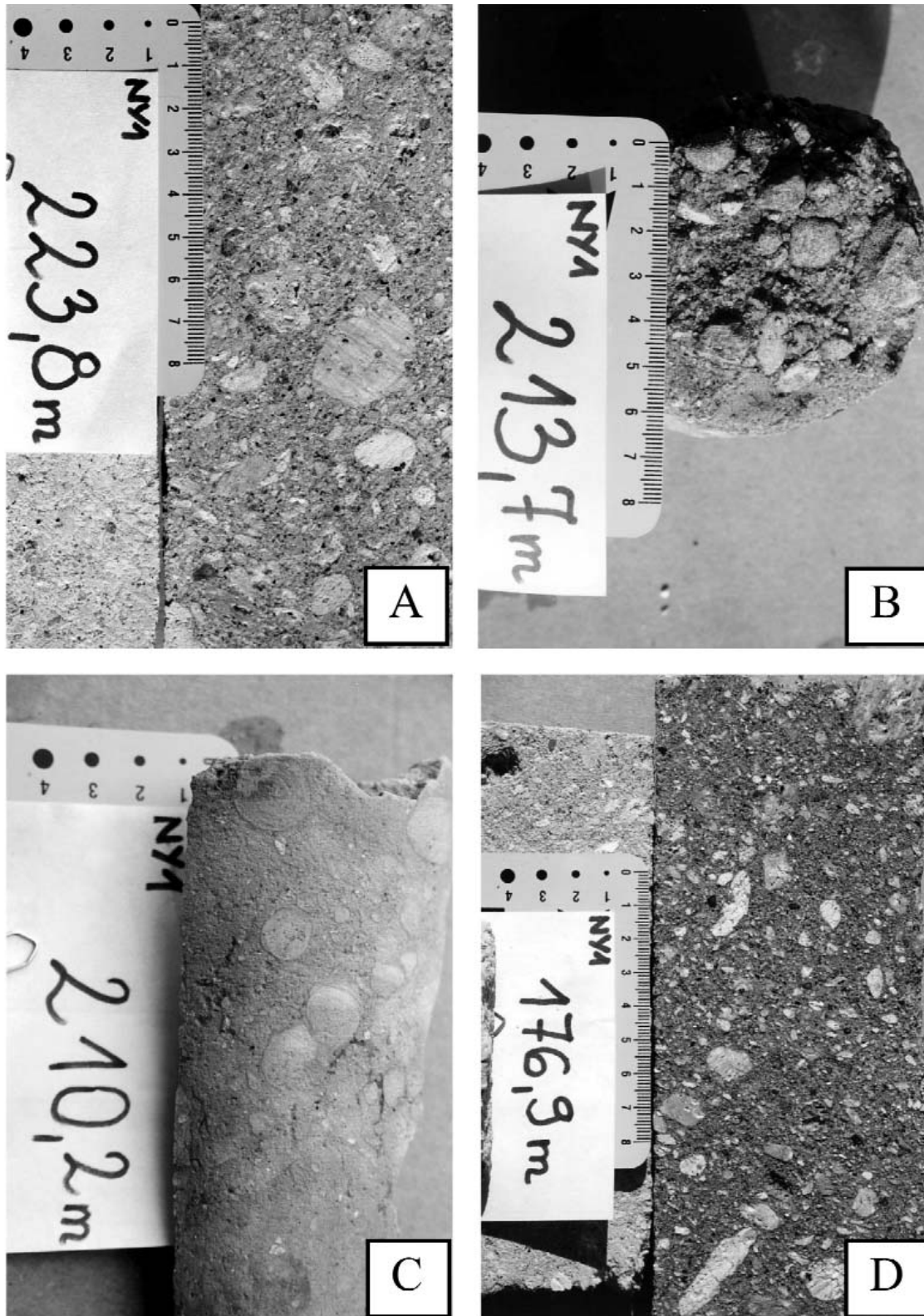
II. tábla — Plate II



I. tábla. Fúrómag minták a Nya-1-es fúrásból. (A) közép- és finomszemcsés tufarétegek váltakozása; Nya-1, 404,6 m; (B, C, D) rosszul osztályozott, litoklasztos horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya-1, 370,8 m; 336 m; 319,4 m

Plate II. Studied drilling cores from the Nya-1 borehole. (A) alternating layers of medium grained and fine grained tuff; Nya-1, 404.6 m; (B, C, D) badly sorted, lithoclast- and pumice-bearing lapillituff; Nya-1, 370.8 m, 336 m, 319.4 m

III. tábla — Plate III



III. tábla. Fúrómag minták a Nya-1-es fúrásból. (A) osztályozatlan, horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya-1, 223.8 m; (B) főként vulkáni eredetű kavicsokat tartalmazó konglomerátum; Nya-1, 213.7 m; (C) akkréciós lapillit tartalmazó finom tufa; Nya-1, 210.2 m; (D) osztályozatlan, horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya-1, 176.9 m

Plate III. Studied drilling cores from the Nya-1 borehole. (A) unsorted pumice-bearing lapillituff; Nya-1, 223.8 m; (B) conglomerate with mainly volcanic pebbles; Nya-1, 213.7 m; (C) accretionary lapilli-bearing fine grained tuff; Nya-1, 210.2 m; (D) unsorted pumice-bearing lapillituff; Nya-1, 176.9 m

