

## A budai Mátyás-hegy bryozoás márga összletébe települt vulkanogén képződmény kőzettani-vulkanológiai vizsgálata

BIRÓ Tamás<sup>1</sup>, JÓZSA Sándor<sup>2</sup>, KARÁTSZON Dávid<sup>1</sup>, SZENTHE István<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C  
e-mail: tbiro.geogr@gmail.com

<sup>2</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>3</sup>KBFI-Triász Kft., 1155 Budapest, Vág utca 31.

### *The petrographical and volcanological investigation of the volcanogenic formation embedded in the bryozoan marl formation in the Mátyás Hill (Buda Hills, North Hungary)*

#### Abstract

This study documents the basic volcanic-sedimentary and petrographical features of the volcanogenic layer (according to our genetic interpretation: volcanogenic sandstone) embedded in Upper Eocene bryozoan marl at Mátyás Hill (Budapest). On the basis of the composition of the volcanoclastic layer (lithoclasts with a microholocrystalline, porphyric texture, pumice, quartz, carbonized feldspar, biotite, apatite, zircon, kaolinite) it is an altered product of silica-rich volcanism. The composition, the well-sorted grain size, the unrounded and shard-like grains, the maximum grain size (2,5 mm) and the widespread distribution of the volcanoclastic layer suggest a strongly explosive eruption at least several tens of kilometres far from the site of deposition. The provenance area of the pyroclastic material may have been an eruptive centre of the Eocene/Oligocene volcanic chain along the Periadriatic Lineament. The primer pyroclastic material was slightly resedimented by gravity-driven mass flows before diagenesis, thus the examined formation must be considered as a volcanoclastic layer, more precisely volcanogenic sandstone.

*Keywords: Eocene–Oligocene, Periadriatic volcanism, volcanogenic sandstone, petrography, Mátyás Hill, Buda*

#### Összefoglalás

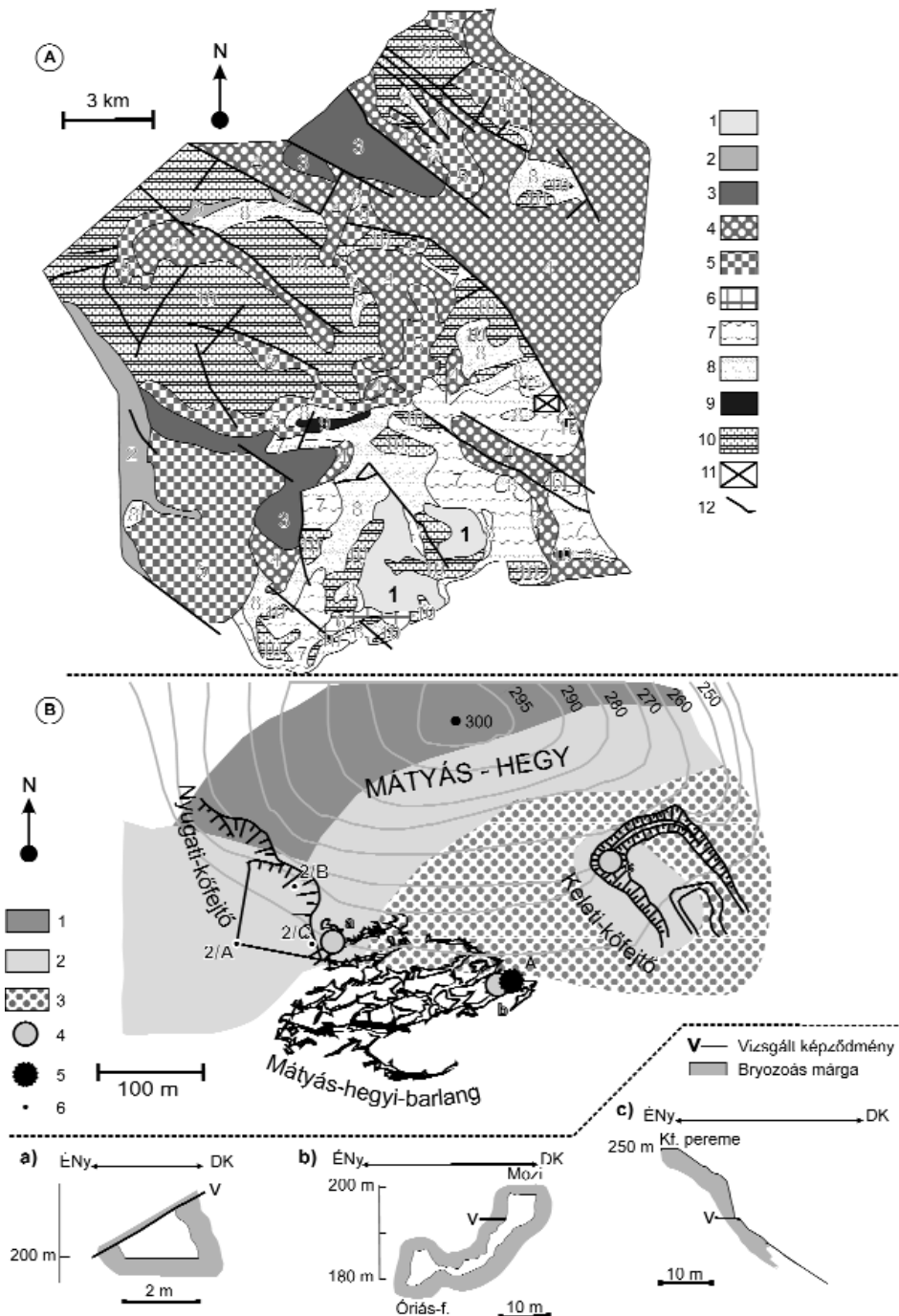
Tanulmányunk a budai Mátyás-hegyen feltárt, felső-eocén bryozoás márgába települő vulkanogén képződmény (genetikai meghatározásunk szerint vulkanoklasztit, vulkanogén homokkő) alapvető vulkanosedimentológiai, kőzettani dokumentációja. Összetétele alapján (mikroholokristályos, porfíros szövetű litoklaszt, horzsakő, kvarc, karbonátosodott földpát, biotit, apatit, cirkon, kaolinit) a vulkanoklasztit szilíciumgazdag vulkáni tevékenység átalakult terméke. A képződmény összetétele, jó osztályozottsága, a szemcsék kerekítetlensége, szilánkossága, igen kicsiny legnagyobb szemcsemérete (2,5 mm) és nagy térbeli elterjedése a lerakódás helyétől legalább néhány tíz kilométer távolságban végbement, heves robbanásos kitörést valószínűsít. A piroklasztanyag valószínűleg a Periadriai-vonal menti eocén– oligocén vulkáni ív valamely kitörésközpontjából származik. Értelmezésünk szerint az elsődleges piroklasztanyag vízbe hullás után, a diagenézis előtt gravitációs tömegmozgásokkal kis mértékben áthalmazódott, így a vizsgált képződmény vulkanogén homokkőnek tekinthető.

*Tárgyszavak: eocén–oligocén, Periadriai-vulkanizmus, vulkanogén homokkő, petrográfia, budai Mátyás-hegy*

#### Bevezetés

A Budai-hegység mezozoikumai magját a triász geoszinklinális trópusi, sekélytengeri fáciesű karbonátos üledékei jelentik (1. ábra, A; WEIN 1977, BÁLDI 1983, FODOR & KÁZMÉR 1989). A Budai-hegység területén — egyes irodalmi vélekedések szerint — a késő-triásztól a kora-

eocénig nem történt tengeri üledékképződés (pl. BÁLDI 1983), a paleogén összletek fekküjét a tűzköves-dolomitos kifejlődésű és a mészköves-dolomitos kifejlődésű, „megaloduszos”, karni és nori képződmények adják (WEIN 1977, BÁLDI 1983). Az eocén transzgressziók rétegsora a felső-triász összletek — gyakran karsztosodott — felszínére települ (FODOR & KÁZMÉR 1989, FODOR et al. 1994). A



**1. ábra. A** – A Budai-hegység vázlatos földtani térképe a Mátyás-hegyi mintaterület feltüntetésével WEIN (1977) és FODOR et al. (1994) alapján

1 – pliocén travertínó és homok, 2 – középső-miocén mészkő, 3 – felső-oligocén homokkő, 4 – alsó-oligocén Kiscelli Agyag, 5 – alsó-oligocén Hárshégyi Homokkő, 6 – alsó-oligocén Tardi Agyag, 7 – felső-eocén Budai Márga, 8 – felső-eocén mészkő, homokkő, konglomerátum, 9 – középső-eocén képződmények, 10 – triász aljzat, 11 – a Mátyás-hegy elhelyezkedése, 12 – fontosabb szerkezeti vonalak,

**B** – A Mátyás-hegy vázlatos térképe a mintavételi helyek feltüntetésével. Alaptérkép: WEIN (1977) és KÁRPÁT (1983)

1 – Triász aljzat, 2 – Felső-eocén nummulinás-dyscociclinás mészkő és bryozoás márga, 3 – Budai Márga, 4 – mintavételi hely nehézsásvány vizsgálatokhoz, a – Bejárati-terem, b – Mozi-terem, c – (Dél-)Keleti-kőfejtő, 5 – mintavételi hely vékonycsiszolatos vizsgálatokhoz, 6 – fénykép készítési helye a felvétel sorszámaival (lásd 2. ábra)

**Figure 1. A** – The Mátyás Hill area represented on the schematical geological map of the Buda Mountains. Basemap after WEIN (1977) and FODOR et al. (1994)

1 – Pliocene travertine and sand, 2 – Middle Miocene limestone, 3 – Upper Oligocene sandstone, 4 – Lower Oligocene Kiscell Clay, 5 – Lower Oligocene Hárshégy Sandstone, 6 – Lower Oligocene Tard Clay, 7 – Upper Eocene Budai Marl, 8 – Upper Eocene limestone, sandstone, conglomerate, 9 – Middle Eocene formations, 10 – Triassic basement, 11 – The locality of Mátyás Hill, 12 – Main structural lines,

**B** – The sketch map of the Mátyás Hill with the sampling sites. Basemap after WEIN (1977) and KÁRPÁT (1983)

1 – Triassic basement, 2 – Upper Eocene nummulinás-dyscociclinás limestone and bryozoic marl, 3 – Buda Marl, 4 – sample point for heavy mineral, a – Bejárati-terem, b – Mozi-terem, c – (Dél-)Keleti-kőfejtő, 5 – sample point for thin sections, 6 – locality of pictures with the no. of pictures (see Figure 2)

Budai-hegység felső-eocén, priabonai képződményei — a keletkezésükkor jellemző vízmélység alapján — három formációba sorolhatók (WEIN 1977, BÁLDI 1983, FODOR & KÁZMÉR 1989). A késő-eocén transzgresszió legelső képződményeit a triász karbonátos összletek lepusztulás-termékeiből álló — főleg abrázióval, alárendelten folyóvízi erózióval áthalmazott — konglomerátumok, breccsák (felső-eocén alapkonglomerátum) jelentik (HORVÁTH & TARI 1987, FODOR et al. 1994). A fokozatosan mélyülő medencében ezt követően litorális fáciesű nummuliteszes-

discocyclinás mészkő (Szépvölgyi Mészkő Formáció), majd fokozatos átmenettel bioklasztban gazdag bryozoás márga (neritikus, 30–100 m üledékes mélységű) rétegek képződtek (BÁLDI 1983, MONOSTORI 1987, FODOR & KÁZMÉR 1989). A medence további mélyülésével a sekélybathiális fáciesű Budai Márga Formáció rétegei alakultak ki (BÁLDI 1983, MONOSTORI 1987, FODOR & KÁZMÉR 1989).

A Budai paleogén medence mindhárom felső-eocén üledékes formációja tartalmaz vulkáni eredetű betelepüléseket (I. táblázat, SZABÓ 1858, 1879; HANTKEN 1880;

1. táblázat. A Budai-hegység felső-eocén képződményeibe települő vulkanogén kőzetek jellemzői

Table 1. The characteristics of the volcanogenic rocks embedded in the Upper Eocene formations of the Buda Mountains

Forrás	Feltárás	Befoglaló formáció	Kőzet	Megj.	Mod. összetétel
SZABÓ 1858	Budakeszi II árok	Felső-eocén „Alapkongl.”	„Trachyt”	VK	
HOFFMANN 1871	Kis-, Nagy-kálváriahegy	Felső-eocén „Alapkongl.”	„Trachyt”	VK	Fp, Iib, Aug, Mag, [Kal]
	Lucker-hegy déli lejtője	Budai Márga (Bryozoás)	„Trachyt”	VK	
	Széchenyi-hegy északi lejtője	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	„Trachyt”	VK	
	Kis-kálváriahegy (Budaörs)	Budai Márga (Bryozoás)	„Trachyt”	VK	
SZABÓ 1879	Nagykovácsi mellett	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	„Kvarctrachyt”	P	–
SCHLAFARZIK 1877	Nagykovácsi mellett	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	„Trachyt”	P	Fp, Q, Bt, Amf, Mag,
HOFFMANN 1879	Budakeszi mellett	Felső-eocén „Alapkongl.”	„Biotit-ortoklász-kvarc-trachyt”	VK	Fp, Q, Bt
	„Buda-Szépárok” (Szépvölgy)				
	Zugliget				
KOCH 1908	Róka-hegy, K-i kf.	„Orbitoidás mészkő” (SZMK)	„Trachyt”	VK	Fp (Szan), Amf
	Diana út mellett (Bp. XII. ker.)	Budai Márga (Bryozoás)	„Kvarctrachyt”	P	Fp, Q, Bt, Mag
	Kis-Svábhegy	Budai Márga	„Trachyt”	P	Fp (Ort), Q, Bt, Amf
	KSII park	„lemezes palás márga”	„Trachyt”	P	Q, Bt, Mag, [Kao]
PAVAY VAJNA 1912	Mátyás-hegy, keleti kőfőjtő	Bryozoás márga	Riolit	P	Q
LÓWY 1928	Kis-Svábhegy	Bryozoás márga	Riolit	P	Fp (Ort), Q, Bt
HORUSITZKY & VIGH 1933	Páfrány út, kőfőjtő (Bp. II. ker.)	Budai Márga (Bryozoás)	„Plagioklászriolit”	P	Fp, Q, [Lim, Mus, Klo, Kal]
	Ferenchalom, kőfőjtő	Felső eocén „Alapkongl.”		VK	Fp, Q, Cir, [Kal, Pir]
SZÉKYNÉ LUX & BARABÁS 1953	Róka-hegy, K-i kf.	„Orbitoidás mészkő” (SZMK), Budai Márga	Amfibolandezit	P	Pl, Hb, BAmf
	Budakeszi mellett	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	Andezit	P	–
	Kálvária-hegy (Budaörs)	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	Andezit	P	
	Budakalász 2 fúrás 176,08 176,5 m	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	Biotitandezit	P	Pl, Q, Bt, Mag, Cir, Ap
JÁMBOR 1955	Nagykovácsi mellett	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	Riolit	P	
WEIN 1977	Kő-hegy (Budaörs)	Felső-eocén „Alapkongl.”	Andezit	P, VK	–
BALOGH é.n.	Antal-árok (Nagykovácsi)	„Nummuliteszes mészkő” (SZMK)	„Trachyt”	P	Pl (Ort), Q, Bt, Aug, Mag
HORVÁTH & TARI 1984	Kálvária-hegy, Kő-hegy (Budaörs), Róka-hegyi-kőfőjtő	Felső-eocén „Alapkongl.”	Andezit	P, VK	Pl, Iiip, Bt, Ilm, Grá, [Klo, Q, Rut]
			Riolit	P, VK	Pl, Q, Bt, (Q, Kal, Lim, Opk)

SZMK – Szépvölgyi Mészkő Formáció; „Trachyt” – Andezit; „Kvarctrachyt” – Riolit; VK – vulkanogén konglomerátum, breccsa; P – piroklasztit, áthalmazott piroklasztikum; Fp – Földpát; Szan – Szanidin; Ort – Ortoklász; Q – Kvarc; Hb – Hornblende; BAmf – Barnaamfibol; Amf – Amfibol; Aug – Augit; Bt – Biotit; Mag – Magnetit; Cir – Cirkon; Ap – Apatit; Ilm – Ilmenit; Grá – Gránát; Kal – Kalcit; Hip – HiperszténKao – Kaolnit; Lim – Limonit; Mus – Muskovit; Kal – Kalcedon; Pir – Pirit; Rut – Rutil

SZMK - Szépvölgy Limestone Formation, "Trachyt" – Andesite, "Kvarctrachyt" – Riolite, VK – Volcanogenic conglomerate, breccia, P – Pyroclastit, Resedimented pyroclastit, Fp – Földspat, Szan – Sanidin, Ort – Ortoclas, Q – Quartz, Hb – Hornblende, BAmf – Brown amphibole, Amf – Amphibole, Aug – Augite, Bt – Biotite, Mag – Magnetite, Cir – Zircon, Ap – Apatite, Ilm – Ilmenite, Grá – Garnet, Kal – Calcite, Kao – Kaolinite, Lim – Limonite, Mus – Muscovite, Kal – Chalcedon, Pir – Prite, Rut – Rutile

HOFMANN 1871, 1879; SCHAFARZIK 1877; KOCH 1908; PÁVAY VAJNA 1912; LÓWY 1928; HORUSITZKY & VIGH 1933; SZÉKYNÉ FUX & BARABÁS 1953; SZÉKYNÉ FUX 1957; JÁMBOR 1955; WEIN 1977; HORVÁTH & TARI 1984, 1987; KUBOVICS 1985; KUBOVICS et al. 1990). Ezek részben az ún. felső-eocén „alapkonglomerátumba” települt vulkanogén breccsákat, konglomerátumokat, másrészt a fokozatosan kimélyülő medence üledékes képződményeibe települt — valószínűleg áthalmozott — piroklasztitokat jelentik (pl.: WEIN 1977). A felsorolt nagyszámú tanulmány ellenére, amely a Budai-hegység felső-eocén rétegsorában megfigyelhető vulkanoklasztitokat ismerteti (I. táblázat) vulkanológiai szempontú vizsgálatra csak ritkán került sor (pl.: HORVÁTH & TARI 1984, 1987; KUBOVICS 1985, KUBOVICS et al. 1990). A képződmények újravizsgálatának fontosságát az is indokolja, hogy — az alapkonglomerátum vulkanogén anyagán kívül — a vulkáni betelepülések leírásai nem mindig utalnak a kőzetek modális összetételére, illetve ha igen, akkor legtöbbször csupán makroszkópos megfigyelések alapján (I. táblázat). Ez alól csak néhány tanulmány jelent kivételt: LÓWY (1928), iszapolás után sztereomikroszkópos vizsgálat; HORUSITZKY & VIGH (1933), HORVÁTH & TARI (1984, 1987) — vékonycsiszolatok vizsgálata polarizációs fénymikroszkóppal. A Mátyás-hegy térségében feltáruló vulkanogén képződményről — hasonlóan a legtöbb budai-hegységi, felső-eocén piroklasztithoz — mindeztől nem készült kőzettani-vulkanológiai szempontú leírás. A képződményt elsőként PÁVAI VAJNA (1912) említette, makroszkópos megfigyelései alapján riolittufaként, de a betelepülés megjelenésén és kvarctartalmán kívül más jellemzőt nem közölt. SZÉKYNÉ & BARABÁS (1953) szerint a PÁVAI VAJNA (1912) által ismertett betelepülés valószínűtlen, hogy riolittufa lenne, ők dunántúli-középhegységi analógiák alapján biotitandezit-tufaként határozták meg. Véleményük szerint a tufából leírt nagy mennyiségű kvarc allotigén kőzetalkotó.

Jelen tanulmány célja, hogy a budai Mátyás-hegy bryozoás márga összletében feltáruló vulkáni betelepülést vulkanosedimentológiai és petrográfiai jellemzőit részletesen bemutassuk, és következtetéseket vonjunk le a képződmény eredetére vonatkozóan.

### A Mátyás-hegyen feltáruló vulkanogén képződmény

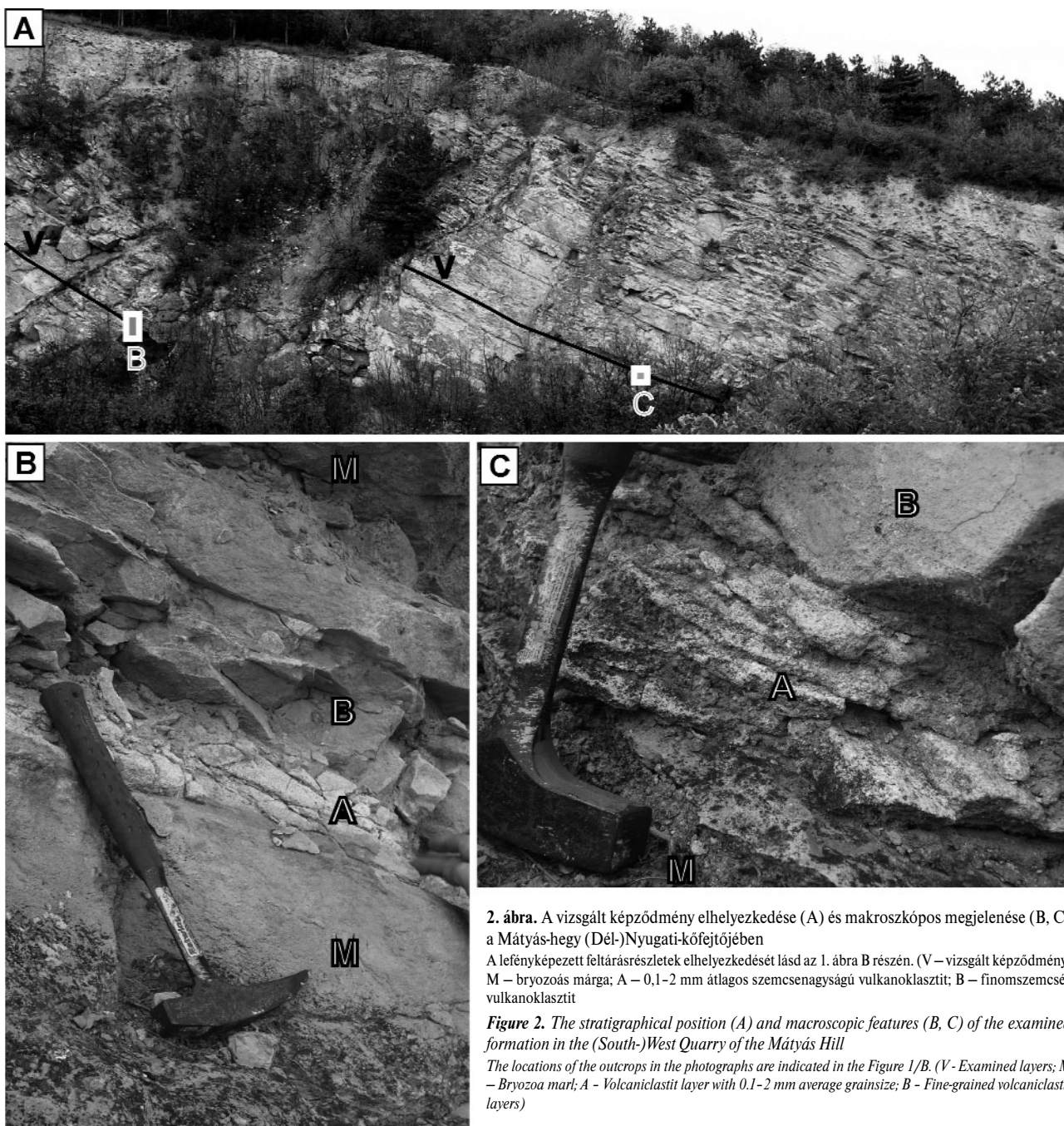
A budai Mátyás-hegy túlnyomórészt felső-eocén képződményeket tartalmazó rétegsora a hegy két kőfajtájában (Nyugati-, Keleti-kőfajt) és a Mátyás-hegyi-barlangban is feltárul (1. ábra, B). A paleogén üledékek fekvését a Nyugati-kőfajtában és a barlangban kibukkanó tűzköves triász mészkő jelenti (BODA & MONOSTORI 1972). A priabonai rétegsor foraminiferás (nummulinás) mészkővel kezdődik, amelyre fokozatos átmenettel discocyclinás-bryozoás, majd bryozoás márga települ (BODA & MONOSTORI 1972, WEIN 1977). Ez a kezdeti — néhány tíz méter mélységű — ülepedési környezet kimélyülését jelzi néhány száz méter

mélységűre (FODOR & KÁZMÉR 1989). A Nyugati-kőfajtában FODOR et al. (1992, 1994) olyan ülepedéssel egyidejű tektonikus események nyomait, illetve a puha üledék deformációs jelenségeit mutatták ki, amelyek a Mátyás-hegyi felső-eocén üledékek gyakori, lejtő menti áthalmozódását bizonyítják. A fokozatosan mélyülő medencében az ülepedéssel egyidejű szerkezeti mozgások a még konszolidálatlan karbonátos üledékek áthalmozódását eredményezték. A meredek paleolejtőn végbement áthalmozódási jelenségek a teljes mátyás-hegyi felső-eocén rétegsort végigkísérik (FODOR et al. 1994).

A vizsgált betelepülés a Mátyás-hegyi-barlang több pontján, illetve a Mátyás-hegy két kőfajtájában (Délkeleti-, Délnyugati-kőfajt) tárul fel (1. ábra, B). A képződmény alatt és fölött is barna árnyalatú, sárga színű, bryozoás márga települ minden feltárásban (2., 3. ábra). A betelepülés alsó réteghatára rendkívül éles, a felső határa átmeneti jellegű (2., 3. ábra). A képződmény makroszkópos megjelenése mind a barlangi, mind a külszíni feltárásokban egységes (2., 3. ábra), vastagsága 10–18 cm között változik. Szemcsenagyság alapján több rétegre osztható (2., 3. ábra). A betelepülés legvastagabb részét az éles alsó réteghatár feletti, uralkodóan 1–2 mm szemcsenagyságú (legnagyobb szemcsék átmérője: 2,5 mm) réteg alkotja, amelynek vastagsága 8–12 cm. Gradáció nem mutatható ki a rétegben. A szemcsék közti mátrix részaránya kb. 40%. E felett 2–3 cm vastagságú, finomszemcsés rétegek települnek, amelyekben 1–2 mm átmérőjű szemcsékből álló lencsék figyelhetők meg. A betelepülés felső réteghatára nem éles, fokozatos átmenet figyelhető meg a fedő bryozoás márga-rétegbe, amelyben elszórtan még jelen vannak a vulkáni szemcsék.

### Vizsgálati módszerek

A vulkáni betelepülés alapvető dokumentációjához a mintákat a barlang termeiből (Bejárati-, Óriásfolyosó-, Mozi-terem) gyűjtöttük be (1. ábra, B). Kompakt, rétegfelületre merőlegesen vágható, nagyméretű minták vételére ugyanis csak a barlangi feltárásoknál nyílt lehetőségünk, mivel a képződmény a felszínen rosszabb megtartású. A vizsgált képződmény mind a kőfajtákban, mind a barlangban egységes megjelenésű (azonos vastagságú, szerkezetű, szemcsenagyságú), egyértelműen követhető, így a barlangi minták jól reprezentálják a vulkanoklasztitot. A betelepülés kőzettani jellemzését vékonycsiszolatok alapján és nehéz-ásvány-preparátumok polarizációs és sztereomikroszkópos vizsgálatával végeztük. A petrográfiai jellemzőket négy — a betelepülés teljes vastagságát reprezentáló — vékonycsiszolat alapján rögzítettük, amit a Mozi-teremből begyűjtött mintából készítettünk (1. ábra B). A nehéz-ásványszemcséket a 0,063–0,125 mm, illetve 0,125–0,250 mm méret-tartományban vizsgáltuk négy mintában (Délkeleti-kőfajt, barlang; Bejárati-, Mozi-terem), iszapolásos diszpergálás, nedves szitálás, majd bromoformmal (tribróm-etán) történt leválasztás után (1. ábra, B). Mind a négy nehéz-ásvány-leválasztást a jellemzően 0,1–2 mm szemcsenagyságú „A”



**2. ábra.** A vizsgált képződmény elhelyezkedése (A) és makroszkópos megjelenése (B, C) a Mátyás-hegy (Dél-)Nyugati-kőfejtőjében

A lefényképezett feltárásrészletek elhelyezkedését lásd az 1. ábra B részén. (V – vizsgált képződmény; M – bryozoás márga; A – 0,1–2 mm átlagos szemcsenagyságú vulkanoklasztit; B – finomszemcsés vulkanoklasztit)

**Figure 2.** The stratigraphical position (A) and macroscopic features (B, C) of the examined formation in the (South-)West Quarry of the Mátyás Hill

The locations of the outcrops in the photographs are indicated in the Figure 1/B. (V – Examined layers; M – Bryozoa marl; A – Volcaniclastit layer with 0.1–2 mm average grainsize; B – Fine-grained volcaniclastit layers)

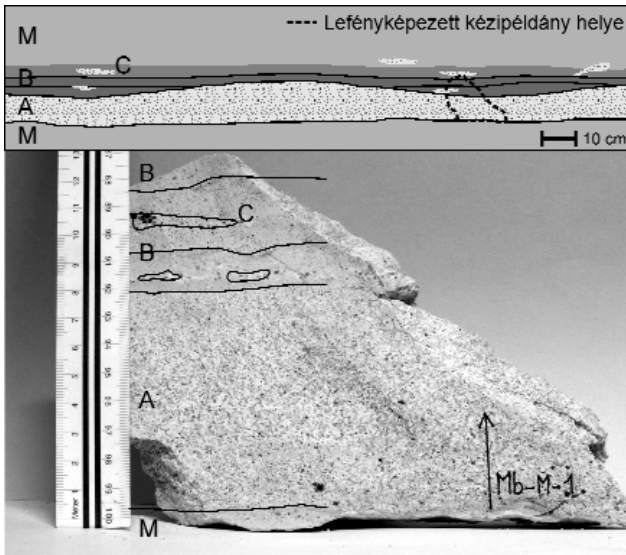
rétegből végeztük (2., 3. ábra). A kőzet szemcséit összecementáló alpanyagról az ELTE Ásványtani Tanszékén LOVAS György készített röntgen-pordiffrakciós vizsgálatot.

### Petrográfiai megfigyelések

Az ásvány- és kőzetszemcsék mérete alapján a teljes vulkáni betelepülés több rétegre osztható, hasonlóan a makroszkópos alapon végzett felosztáshoz (2., 3. ábra).

### Ásványszemcsék jellemzői

A kvarc- és kalcium-szemcsék részaránya átlagosan 20–35% a vulkáni betelepülés fő tömegét alkotó, jellemzően homok szemcsenagyságú rétegben (2., 3. ábra). A finomszemcsés rétegekben a kvarc részaránya átlagosan 3%. Az ásvány szemcséi az egyes rétegekben belül egyenletesen oszlanak el, csomósodás, kumulációk nem figyelhetők meg. A teljes betelepülésben megfigyelt legnagyobb szemcsé 2,3 mm átmérőjű. A legkisebb szemcsék csupán néhány századmilliméter átmérőjűek. A kvarc- és kalcium-szemcsék osztályozottsága rétegenként változik, legjobb a betelepülés fő tömegét alkotó —



3. ábra. A Mátyás-hegyi vulkanoklasztit-betelepülés szerkezete, makroszkópos jellemzői

A fénykép az 1. ábrán „A”-val feltüntetett Mozi-terem mintavételi helyről származó kézipéldányról készült. (M – bryozoás márga; A – 0,1-2 mm átlagos szemcsenagyságú vulkanoklasztit; B – finomszemcsés vulkanoklasztit; C – a finomszemcsés vulkanoklasztitben és a fedő bryozoás márgában lencseszerűen megjelenő, durvább szemcsés vulkáni anyag)

**Figure 3.** The structure and macroscopic features of the volcaniclastic layer

The photograph has taken from the hand specimen from the Mozi hall sampling site that are indicated with “A” in the Figure 1. (M – Bryozoa marl; A – Volcaniclastit layer with 0,1-2 mm average grainsize; B – Fine-grained volcaniclastit layers; C – Lenses containing coarse-grained volcaniclastic materia in the fine-grained volcaniclastit layers and in the upper bryozoa marl)

makroszkóposan fehér alapanyagú — rétegben (4. ábra, A). Az ásvány szemcséi izometrikusak.

Optikai tulajdonságuk, alakjuk, illetve repedezettségük alapján a kvarcsezemcsék két altípusra oszthatók (I., II. típus). A továbbiakban csak azon tulajdonságokat ismertetjük, amelyek a fentebb leírt „közös” jellemzőktől eltérnek az egyes altípusok esetén. A kvarcsezemcsék döntő hányada (>95%) egyszerre kioltó (nem hullámos kioltású), csupán néhány esetben repedezett szemcse (I. típus; 4. ábra, B). Az ilyen típusú szemcsék két formában jelennek meg. A nagyobb — átlagosan 2 mm átmérőjű — szemcsék sajátalakúak, szögletesek. A kisebb szemcsék mindegyike töredékes, szilánkos megjelenésű. A sajátalakú — s egyben nagyobb méretű — szemcsék részaránya sokkal kisebb, mint a töredékeké. Az I. típusú szemcsékben folyadékzárványok nem figyelhetők meg. Egy szemcsében hosszúság, oszlopos kifejlődésű apatitzárványok láthatók. Szinte minden nagyméretű I. típusú szemcsén megfigyelhető a magmás visszaolvadás (rezorbció) nyoma, amely a szemcsék szélein beöblösödéseket eredményezett. Egyes szemcsék esetén megfigyelhető, hogy a repedések mentén valószínűleg utólagos visszaoldódás történt, illetve a repedésekben esetenként másodlagos ásványként kalcit vált ki. Szembe-

tűnő, hogy a magmás visszaolvadás nyomai csak a nagyobb (> 1 mm) kvarcsezemcséken tanulmányozható, a kisebb, töredékes szilánkokon ez a jelenség csak a legritkább esetben figyelhető meg. Néhány I. típusú kvarcsezemcsék belsejében, éles határral olyan mikrokristályos anyag figyelhető meg, amely szövetében hasonlít a lentebb ismertetett vulkáni közetszemcsék alapanyagához.

A kvarc másik típusát (II. típus, 4. ábra, C) hullámos (unduláló) kioltású szemcsék alkotják, amelyek további jellegzetessége, hogy repedésekkel sűrűn átjártak. E kvarcok szintén szögletesek, szilánkos megjelenésűek, átlagosan 1 mm nagyságúak. A II. típusú kvarcok repedései egyes szemcsékben irányított lefutásúak, egymással párhuzamosak. A szemcsékben gyakran figyelhetők meg kitüntetett vonalak — repedések — mentén dúsuló opak zárványok, amelyek néhány tized milliméter nagyságúak. A II. típusú kvarcok esetében csak ritkábban figyelhetők meg magmás visszaolvadásra utaló bélyegegek.

A vulkanoklasztit-betelepülésben összesen három földpátszemcsét figyeltünk meg, amelyek részben (zónásan) kalcitizáltak át (4. ábra, D). A kalcitizált földpátok sajátalakúak, táblás megjelenésűek, sarkaikat kristálylapok tompítják. Az egyik kalcitizált szemcse esetében rácsos szerkezet, illetve egykori egymásra merőleges hasadási vonalak láthatók. A zónás átalakulás alapján megállapítható, hogy valószínűleg plagioklaszok voltak.

A kőzet fontos elegrésze még az **apatit** és a **cirkon**, amelyek részaránya minden esetben kevesebb, mint 1%. Mindkét ásvány eloszlása homogén a vizsgált képződményen belül. Az apatitzemcsék átlagosan 0,1 mm hosszúságúak, méretük változatos. Sajátalakúak, koptatottság nyomai nem figyelhetők meg, némely szemcse töredékes. Az ásványszemcsék zömök, oszlopos megjelenésűek, megnyúlási arányuk 1:2–1:3 között változik. A szemcsék kioltása egyidejű, zónásság nem figyelhető meg. Az apatitok esetenként cirkonzárványokat tartalmaznak. A cirkon részaránya még az apatiténál is kisebb (csupán néhány szemcse). Az ásványszemcsék sajátalakúak, hosszúság, oszlopos megjelenésűek. Az önálló ásványszemcséként megfigyelhető cirkonok, illetve a cirkonzárványok alakja megegyezik. Megnyúlási arányuk az apatiténál nagyobb. A szemcsékben nem figyelhetők meg sem zárványok, sem pedig zónásság.

A fenti ásványok önálló szemcsékként és az alább bemutatott közetszemcsék belsejében is megfigyelhetők.

### Közetszemcsék jellemzői

A vékonycsiszolatokban az eddigi szakirodalmi forrásokban egyetlen budai-hegységi késő-eocén piroklasztit/vulkanoklasztit esetében sem említett **horzsakő** is előfordul

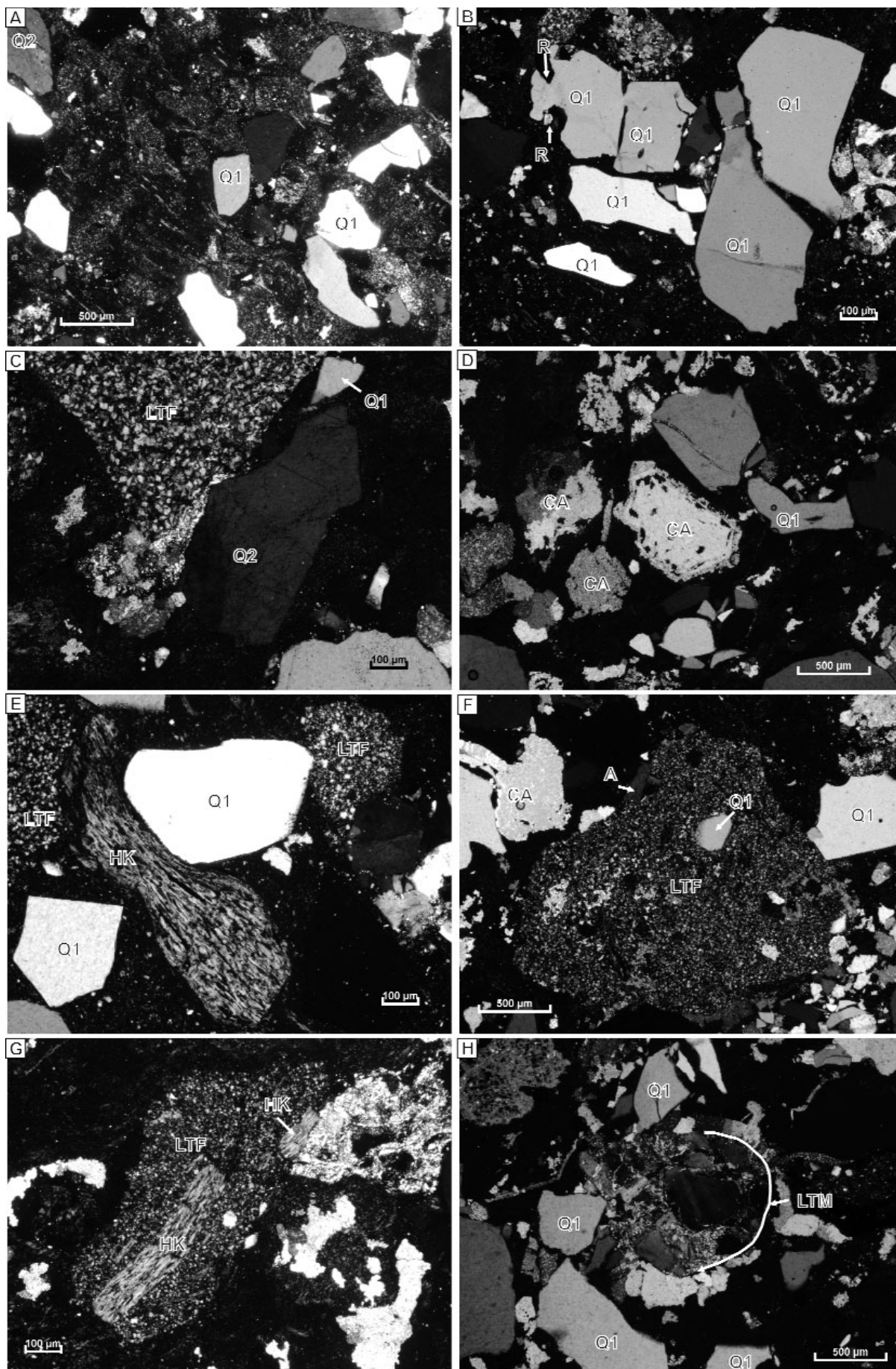
**4. ábra.** → Reprezentatív mikroszkópi felvételek a vulkanoklasztitot alkotó legfontosabb ásvány- és közetszemcsékről

Mindegyik felvétel az 1. ábrán „A”-val feltüntetett Mozi-teremből származó mintáról készült a képződmény „A” és „B” rétegeiből (2. ábra). (Q1 – I. típusú kvarc; Q2 – II. típusú kvarc; R – rezorbciós nyomok; LTF – felzites, mikroholokristályos szövetű vulkáni litoklaszt; Ca – kalcitkioltás; Hk – horzsakő; A – apatit; LTM – metamorf kőzettöredék)

**Figure 4.** → Representative microphotographs from the most important rock-forming minerals and lithoclasts of the volcaniclastic layer

All photographs has taken from the “A” and “B” layer of the specimen from the Mozi hall sampling site (Figure 2) which are indicated with “A” in Figure 1. (Q1 – Type I quartz; Q2 – Type II quartz; R – Resorption signs; LTF – Volcanic lithoclast with felsitic, microholocrystalline texture; Ca – Calcite; Hk – Pumice; A – Apatite; LTM – Metamorphic rock fragment)





(4. ábra, E). A horzsakő bizonyos rétegekben nagyobb részarányú, esetenként részeseése az összes szemcséből akár 5–10%, más rétegekben kevesebb (1–3%). A szemcsék eloszlása a vulkáni betelepülésen belül egyenletes. A legnagyobb szemcse 1 mm hosszúságú. Alakjuk szabálytalan, kévés, minden esetben nyúlt, gyakran közepen kiöblösödő, kissé sarkos, esetenként négyszögletes. A horzsakövek megnyúlásuk szerint irányítottak. A horzsaköveket gyakran kvarcsemmek deformálják, így jellemző alakjuk torzul (4. ábra, E). A szemcsék egy nikollal szemlélve hajszálcsöves szerkezetet mutatnak, gyakran hajlottak, színtelenek. Keresztezett nikollal a szemcsék sötétszürke interferenciaszínűt mutatnak, hullámos kioltásúak. tehát a horzsakövek mindegyike átalakult agyagásvánnyá.

Szintén gyakori kőzetalkotó a **vulkáni kőzetszemcse** (litoklaszt), amely átlagosan 3–5% részarányú a kőzeten belül (4. ábra, F). Csupán a betelepülés fő tömegét alkotó homok szemcsenagyságú réteg feletti finomszemcsés rétegekben csökken a részarányuk 1% alá. Eloszlásuk a vulkáni betelepülés egészében egyenletes. A legnagyobb kőzetszemcse 2,25, a legkisebb 0,5 mm átmérőjű. A szemcsék jól osztályozottak, minden esetben izometrikusak, lekerekítettek, csak néhány esetben repedezettek. A vulkáni kőzetszemcsék mikroholokristályos porfíros szövetűek, mátrixuk minden esetben homogén, irányítatlan, egyenletesen finomszemcsés, mozaikosan összenőtt kvarcból és földpátból áll. A mátrixban gyakran horzsakő, kvarc, földpát, apatit, cirkon figyelhető meg (4. ábra, G). Egy kőzetszemcse fehér csillámot tartalmaz. Ezen ásványok megjelenése, alakja, optikai tulajdonságai megegyeznek a vulkanoklasztitban önálló ásványszemcséként előforduló kőzetalkotókkal. Eltérés csupán abban tapasztalható, hogy a vulkáni kőzetszemcsék alapanyagában megfigyelhető ásványszemcsék átlagosan kisebb méretűek, mint az önálló ásványszemcsék. E mellett a szemcsék gyakran tartalmaznak opak ásványokat, illetve egyes szemcséken belül utólagos kalcitoidosodás figyelhető meg.

A vulkáni eredetű kőzetszemcsék mellett megfigyelünk két metamorf kőzetszemcsét is. Az egyik csillámpalatóredék, amely lapított, hosszúkás alakú, lencseszerű. Hossza 2,1, szélessége átlagosan 0,6 milliméter. Jellegzetessége, hogy minden sarka lekerekített. A szemcse csupán xenomorf kvarcból, illetve muszkovitból áll. A másik szemcse 1,5 milliméter legnagyobb átmérőjű, izometrikus, kvarcból és kalcitból felépülő törmelék (4. ábra, H).

### Másodlagos ásványok jellemzői

A vulkanoklasztitban a diagenézis után kivált másodlagos ásványként van jelen a kalcit és a limonit. A **kalcit**-kitöltések alakja szabálytalan. A kalcitoidosodott foltok legtöbbször valószínűleg elsődleges ásványszemcsék átalakulása során keletkezett teret töltenek ki (4. ábra, D), de gyakran érszerűen, repedésekben kiválva is előfordulnak. Esetenként megfigyelhető, hogy a kalcitkitöltés megőrizte

az eredeti ásvány alakját. A betelepülés egészére jellemző, hogy foltoszerűen **limonit** kiválások tarkítják, melyek szabálytalan alakúak, s néhol apró kör alakú foltokból állnak.

### Alapanyag jellemzői

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye szerint a kőzet alapanyagának 80%-a kaolinitből áll. A további 20%-ot kalcit, kvarc, illetve kis mennyiségű amorf szerkezetű anyag — valószínűleg kőzetüveg — alkotja.

### Nehézásványok vizsgálata

A vulkanoklasztit-betelepülés nehézásvány-összetétele mindkét vizsgált mérettartományban főként barit és limonit, amelyek ásványhalmazokat alkotnak (II. táblázat). E mellett a minták gránátot, apatitot, biotitot, magnetitet és cirkont tartalmaznak.

#### II. táblázat. A vulkanoklasztit nehézásvány-összetétele

Table II. Heavy mineral assemblage of the volcanoclastite

Minta Forrás	Mérettartomány (µm)			
	0,125	0,500	0,063	0,125
	MB B barlang „bejárat”	MB M barlang „Mozi”	DK DK-i kőfejtő	MB M barlang „Mozi”
Barit	64	n	89	56
Limonit	31	88	2	29
Gránát	n	6	n	n
Apatit	1	4	n	7
Biotit	2	2	n	4
Magnetit	n	n	7	n
Cirkon	2	n	2	4

n – nincs, A mintavételi helyek elhelyezkedését lásd az 1. ábrán.

n – not observed, the locations of the sampling sites are indicated in Figure 1

A barit csaknem minden vizsgált mintában a leggyakoribb ásvány. A barit szemcséinek nagyobb része sajátalakú, áttetsző, gyakran szürke és vörös színtű ásványokat tartalmaz. Az ásvány fehér gömbökből álló, szabálytalan alakú szemcsékként is megjelenik. A mintákban gyakoriak a limonitosodott mafikus és opak ásványszemcsék. Az erős átalakulás miatt az eredeti ásványszemcsék csak a legritkább esetben határozhatók meg. A vizsgált mintákban csupán aransárga, foltos fekete, hullámos felszínű biotit-zemcséket, valamint sajátalakú, kuboktaédes magnetitet figyeltünk meg, mint kevésbé limonitosodott mafikus és opak ásványokat. Valószínű, hogy a limonitos ásványhalmazok főleg a két ásvány átalakulásával keletkeztek. A gránátok két altípusba sorolhatók. Nagy részük — 80 százalékuk — nem sajátalakú, gyakran töredékes, narancssárga színű. A másik altípus szemcséi sajátalakúak, víztiszták, színük halvány rózsaszín. Az ásvány magmás



vagy metamorf eredete mikroszkóposan nem határozható meg. A kőzet vékonycsiszolatokban is megfigyelt nyomnyi mennyiségű nehézásványai az apatit és a cirkon. Az apatit szemcséinek nagy része sajtalakú, tagolt, zömök oszlop, kisebb része töredék. A szemcsék koptatatlanok, víztiszta, átlátszóak, megjelenésük alapján egyértelműen magmás eredetűek. A cirkonzemcsék alak szerint nagy változottságot mutatnak. Egy részük hosszú, nyúlt, más részük közepesen hosszú, néhány szemcse pedig egészen rövid, zömök. Alaktól függetlenül szinte minden szemcse tartalmaz zárványokat. A zárványok egy része vörös színű, más részük fekete. Szín alapján a cirkonzemcsék kétfélék. Nagyobb részük víztiszta, átlátszó, kisebb részük rózsaszín. A cirkonzemcsék magmás vagy metamorf eredete ezzel a módszerrel szintén nem határozható meg.

### Diszkusszió

Összetétele alapján a Mátyás-hegyen feltáruló vulkanoklasztit (4. ábra: mikroholokristályos, porfíros szövetű vulkáni kőzetszemcse, horzsakőtöredék, kvarc, földpát, biotit, apatit, cirkon) szilíciumgazdag vulkanizmus termékének tekinthető. A vulkanoklasztit ásványos összetétele és a befoglaló üledék alapján megfeleltethető a KOCH (1908) által a Diána út mellett létezett és a Kis-Sváb-hegyi feltárásban, a LÖWY (1928) által a Kis-Sváb-hegyen és a HORUSITZKY & VIGH (1933) által a Páfrány út melletti bányában leírt „riolittufának” (I. táblázat). Ennek alapján, minthogy a vulkanoklasztit egymástól 5–6 km távolságban lévő feltárásokban is megtalálható, egyértelmű, hogy nagy területi kiterjedésű vulkáni esemény terméke. A betelepülés jó osztályozottsága, a szemcsék, ezen belül különösen a horzsakőszemcsék jellemző kerekíthetlensége (4. ábra), kis maximális szemcsemérete (2,5 mm) és nagy területi kiterjedése a lerakódási helytől távoli (legalább néhány 10 km), heves robbanásos piroklaszt-szórásra — mint eredeti vulkáni folyamatra — utal (McPHIE et al. 1993). A szubpliniai, pliniai kitorékok üledékének vizsgálata alapján a 2,5 mm maximális szemcseméret a kitorési központtól nagyságrendileg 30–100 kilométerre jellemző (SIGURDSSON 1999). Ennek megfelelően a vulkáni anyag forrásterülete (az eocénben) a Budai-hegység távolabbi környezetében valószínűsíthető. BENEDEK (2002) és KOVÁCS et al. (2007) a Periadriai-zónában eocén–oligocén, szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni ívet rekonstruált, amely az Alpok déli előterétől a Zalai-medence és a Velencei-hegység vulkanitjain és szubvulkanitjain át egészen a recski vulkáni képződményekig terjedt. A vizsgált vulkanogén homokkő — disztális piroklasztit jellege alapján — az eocén során feltételezhetően a Periadriai–Balaton-vonal mentén andezitből, dácitból, trachandezitből felépülő vulkáni ív valamely rétegvulkánjának szubpliniai, pliniai kitorésterméke lehet.

A vulkanoklasztit-betelepülés — hasonlóan a HOFMANN 1871; KOCH 1908; HORUSITZKY & VIGH 1933; HORVÁTH & TARI 1984, 1987; illetve BALOGH (é.n.) által leírt vulkanogén

breccsákhoz és piroklasztitokhoz — erősen átalakult. Erre utal a horzsakövek átalakultsága agyagásvánnyá, a földpátok kalcitá történő bomlása (4. ábra, D), az üde mafikus ásványok hiánya és a barit, limonit dúsulása a nehézásvány-mintákban (II. táblázat), valamint a kaolinit jelentős részaránya a mátrixban.

Mivel a vulkanogén betelepülés robbanásos vulkáni eredete átalakultsága ellenére is kimutatható, a képződés megjelölésére számos korábbi szerző a „tufa” elnevezést használta: „kvarctrachyt-tufa” (KOCH 1908), „plagioklaszriolit-tufa” (HORUSITZKY & VIGH 1933), „riolittufa” (LÖWY 1928). Vizsgálati eredményeink alapján azonban ez nem helytálló. Ugyanis a piroklasztanyag a sekélytengerbe hullva kis mértékben bár, de áthalmozódhatott, így nem elsődleges piroklasztit. Ennek legfontosabb bizonyítéka a bryozoás márga neritikus (30–100 m mélységű) képződési környezetében (BÁLDI 1983, FODOR et al. 1992) várható a litoklasztok esetében normál, a horzsakövek inverz gradációjának hiánya (McPHIE et al. 1993). A nagymértékű áthalmozódást azonban valószínűtlennek teszi a rendkívül éles alsó kontaktus (2., 3. ábra), a vulkáni eredetű kőzetalkotók döntő részaránya, a horzsakövek ép, kerekíthetlen, eredeti alakja (4. ábra, E), a vulkanoklasztit nehézásvány-összetétele (II. táblázat), és az apatitzemcsék szögletes, kerekíthetlen megjelenése is. Azt valószínűsítjük, hogy a piroklasztanyag a vízbe hullás után, de a diagenézis előtt — a Mátyás-hegyen feltárt karbonátos üledékekhez hasonlóan (FODOR et al. 1992, 1994) — kisebb mértékű lejtős tömegmozgásokkal áthalmozódott a rekonstruált meredek üledékesi térszínen. Ennek következtében nem tekinthetjük elsődleges, piroklaszt-szórásból származó tufának. Ugyanakkor a betelepülés nagy kogenetikus vulkánianyag-tartalma, döntően 0,1–2 mm szemcsenagysága, csak kis mértékű áthalmozódása FISHER (1961), SCHMIDT (1981) és McPHIE et al. (1993) nevezéktana alapján a vulkanogén homokkő kifejezést teszi indokolttá.

### Következtetések

Tanulmányunk a budai Mátyás-hegyen feltáruló — bryozoás márgába (Budai Márga) települt — vulkanogén betelepülés alapvető kőzettani, vulkanosedimentológiai dokumentációja. A vizsgált képződmény szilíciumgazdag robbanásos vulkanizmus átalakult terméke. A képződmény piroklasztitanyaga legalább néhány tíz kilométer távolságban elhelyezkedő, a Periadriai–Balaton-vonal mentén kialakult vulkáni lánc valamely kitorésközpontjának pliniai, szubpliniai kitorésterméke.

A tengeri környezetbe hullott primer piroklasztanyag a diagenézis előtt kis mértékben — valószínűleg lejtős tömegmozgásokkal — áthalmozódott, így vulkanoklasztitnak (vulkanogén homokkőnek) tekinthető.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönjük JÁMBOR Áronnak a szakirodalmi áttekintésben nyújtott segítségét, valamint a közlés előzményének tekinthető TDK munkával kapcsolatos észrevételeit. A szakirodalmi és ősföldrajzi kérdések tisztázásában fontos segítséget nyújtott KÁZMÉR Miklós, SZABÓ Csaba, MINDSZENTY Andrea, NAGYMAROSY András, THAMÓNÉ

BOZSÓ Edit, MAGYARI Árpád, KERCSMÁR Zsolt. Köszönettel tartozunk LOVAS Györgynek, aki röntgen-pordiffrakciós módszer segítségével megvizsgálta a kőzet alapanyagát. Köszönettel tartozunk a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet könyvtára munkatársainak, valamint a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár munkatársainak az adatgyűjtésben nyújtott segítségükért, valamint SZABÓ Csabának és KERCSMÁR Zsoltnak hasznos, segítő lektori véleményükért.

## Irodalom — References

- BALOGH I. (évszám nélkül): A nagykovácsi óharmadkori medence geológiai viszonyai. — *Kézirat, Doktori disszertáció*.
- BENEDEK K. 2002: Paleogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic-Balaton Lineament. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4**, 359–371.
- BODA J., & MONOSTORI M. 1972: Adatok a budai márga képződési körülményeihez — *Őslénytani Viták* **20**, 63–70.
- BÁLDI, T., HORVÁTH, M., KÁZMÉR, M., MONOSTORI, M., NAGYMAROSY, A. & VARGA, P. 1983: The Terminal Eocene Events. Field Guide to Late Eocene (Priabonian)-Early Oligocene (Kiscellian) profiles of Hungary. — *Visegrad Meeting. ELTE, Budapest*, 75 p.
- FISHER, V. R. 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. — *Geological Society of America Bulletin* **72**, 1409–1414.
- FODOR, L. & KÁZMÉR, M. 1989: Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): Tenth IAS Regional Meeting, *Excursion Guidebook*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 227–259.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81**, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 130–305.
- HANTKEN M. 1880: A buda-vidéki ó-harmadkori képződmények. — *Földtani Közlöny* **10**, 41–52.
- HOFMANN K. 1871: A buda-nagykovácsi hegység földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1**, 199–273.
- HOFMANN K. 1879: Megjegyzések a trachyt anyagnak a hazai ó-harmadkori lerakódásokban való előfordulására nézve. — *Földtani Közlöny* **9**, 406–411.
- HORUSITZKY F. & VIGH Gy. 1933: Az ó-harmadkori vulkánosság újabb nyomai a Budai-hegységben. — *Földtani Közlöny* **63**, 157–164.
- HORVÁTH E. & TARI G. 1984: A Budai-hegységbeli Felsőeocén alapkonglomerátum vizsgálata, különös tekintettel a vulkáni eredetű kavicsokra. — *Tudományos Diákköri Dolgozat ELTE TTK*, Budapest.
- HORVÁTH E. & TARI G. 1987: Middle triassic volcanism in the Buda Mountains. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae* **27**, 16 p.
- JÁMBOR Á. 1955: A Nagykovácsi-medence földtani viszonyai — *Kézirat, MBFH Adattár*. 20 p.
- KÁRPÁT J. 1983: Magyarország barlangtérképei. Mátyás-hegyi-barlang 1:250. — MKBT. 15 p.
- KOCH A. 1908: Új adatok trachytanyagok a budavidéki óharmadkori üledékekben való előfordulásához. — *Földtani Közlöny* **38**, 249–255.
- KOVÁCS, I., CSONTOS, L., SZABÓ, CS., BALI, E., FALUS, GY., BENEDEK, K. & ZAJACZ, Z. 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. — *Special Paper. Geological Society of America* **418**, 93–112.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — *International Geology Review* **38/4**, 336–360.
- KUBOVICS, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains — *Acta Geologica Hungarica* **28/3**, 141–164.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & JÓZSA, S. 1990: Petrology and petrochemistry of mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas — an overview. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **25**, 345–371.
- LÖWY B. 1928: A budai Kis-Svábhegy földtani viszonyai. — Budapest, 33 p.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks. — *National Library of Australia*, 198 p.
- PÁVAY VAJNA F. 1912: Felső eocén korú kvarctrachit (riolit) tufa a budai Mátyáshegyen. — *Földtani Közlöny* **42**, 455–456.
- SCHAFARZIK F. 1877: Trachyttufa Kovácsiról — *Földtani Közlöny* **7**, 22–23.
- SCHMIDT, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. — *Geology* **9**, 41–43.

- SIGURDSSON, H. 1999: *Encyclopedia of Volcanoes. 1st Edition.* — Academic Press, 1417 p.
- SZABÓ J. 1858: Pest-Buda környékének földtani leírása. — *A Magyar Tudományos Akadémia által Nagy Károly díjjal koszorúzott pályáirat* 58 p.
- SZABÓ J. 1879: A Nummulitképlet viszonya a trachyhoz Vihnyén Selmech mellett. — *Földtani Közlöny* **9**, 301-312.
- SZÉKYNÉ FUX V. & BARABÁS A. 1953: A Dunántúli felső eocén vulkánosság. — *Földtani Közlöny* **83**, 217–227.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1957: Adatok a dunántúli-medence harmadkori vulkánosságához. — *Földtani közlöny* **87**, 62–67.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, Budapest, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2012. 10. 19.