KIRÁNDULÁSVEZETŐ: PROGRAM

A terepi kirándulás során, az alábbi térképen látható fő megállókat fogjuk érinteni a következő tervezett útvonalon és időkeretben. Az egyes megállókról részletesebb információk a következő oldalakon található kirándulásvezetőkben olvashatóak.

2017. szeptember 8. péntek

ldő	Helyszín
8:00	Indulás Zsóry-fürdő
8:30	Érkezés Bogács - pincesor
9:00	Indulás Bogács, Hintó-völgybe/Vén-hegy
9:15	Érkezés Bogács, Hintó-völgy/Vén-hegy
11:00	Indulás – Ábrahámka
11:10	Érkezés Ábrahámka
13:00	Indulás Ábrahámkáról, ebéd útközben vagy Bogácsor
14:00	Érkezés Tufakőbánya
14:45	Indulás Tufakőbányábóla
15:15	Érkezés Szarvaskőre
17:15	Indulás vissza Szarvaskőről
~19:00	Hagyományőrző "Szihalmi lakodalmas" a pajtában

(A programváltozás jogát, az időjárástól függően, fenntartjuk!)



A térképet összeállította: Biró Tamás

AZ EGRI "TUFAKŐBÁNYA" ÉS A BOGÁCSI PINCE-SOR PIROKLASZTIT ÖSSZLETE

Karátson Dávid¹, Biró Tamás¹, Kovács István János², Hencz Mátyás¹, Szalai Zoltán^{3, 4}

¹ ELTE, FFI, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

- ² MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest
- ³ MTA-CSFKI, Földrajztudományi Intézet, Budapest
- ⁴ ELTE, FFI, Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék
- e-mail: birotamas@caesar.elte.hu

1. Ignimbrit összlet az egri "Tufakő- 2. A bogácsi pincesor piroklasztitbányában"

Az egri "Tufakőbányában" egy tipikus kalderaformáló kitörés során létrejött piroklasztit-összlet tárul fel, amely a Bükkalja vulkáni terület egyik legidősebb képződménye (Capaccioni et al., 1995). A rétegsor egy 20 cm állandó vastagságú (a paleofelszínt burkoló, szinttartó), jól osztályozott horzsaköveket tartalmazó, szórt durvatufával indul, amely egy vulkanogén homokkövön kifejlődött paleotalajra települ. E felett egy 30 cm vastagságú, keresztrétegzett finomtufa következik, amely felfelé fokozatos átmenetet mutat az összlet fő tömegét adó, rosszul osztályozott, rétegzetlen, nagy horzsaköveket tartalmazó ~25 m vastagságú lapillitufába. (Utóbbit bányászták a közelmúltig.)

A piroklasztit összlet vulkanoszedimentológiai, granulometriai tulajdonságai alapján heves robbanásos, ún. pliniusi vulkánkitörés eredménye. A kitörés kezdeti fázisában piroklasztszórás nyomán rakódott le a jól osztályozott pliniusi durvatufa. Ezt követően a kitörési oszlop – akár több óra hosszat tartó időtartamban - összeomlott, ami forró piroklaszt-szemcsék (horzsakő) és vulkáni gázok keverékéből álló, a felszínen mozgó, szétterülő "izzófelhőt", mai terminussal piroklaszt sűrűség-árat eredményezett. A piroklaszt sűrűség-ár kezdetben viszonylag kis energiájú, híg és turbulens lehetett, így keresztrétegzett finomszemcsés tufát rakott le. E kezdeti nagy sebességű, de kis sűrűségű fázis után a kitörési oszlop fő tömege nagy sűrűségű, laminárisan mozgó árból rakódott le, rosszul osztályozott lapillitufát eredményezve.

Az összlet különböző alsó kontaktus feletti szintjeiből származó kvarc fenokristály töredékek víztartalma függőleges irányban szisztematikus változást mutat (Biró et al., 2017). Az alsó kontaktuson mért 12,1 ± 0,3 ppm szerkezeti hidroxil koncentráció a rétegsorban felfelé haladva ~3,0 ± 0,7 ppm-re csökken (1. ábra). Ez arra utal, hogy a piroklasztitokban található névlegesen vízmentes ásványok víztartalmát elsősorban a - rétegsor alsó kontaktusától felfelé haladva fokozatosan csökkenő hűlési ráta szabja meg (Biró et al., 2016; 2017).

összlete

A Bogács Ny-i pincesor falai összetett, rétegzett, szórt piroklasztitösszlete tárnak fel, amely az ún. Bogácsi Ignimbrit egység eróziós felszínére települ (ez a pincék tövében ki is bukkan). A ~15 méter vastagságú szórt rétegsort 1-80 cm konstans vastagságú, jól osztályozott durva- és finomtufa rétegek alkotják (2. ábra). A rétegsort négy, jól fejlett paleotalaj-szint tagolja. A rétegsor alján durvább szemcsés (Md ϕ =0-2) és jól osztályozott (átlagos $\sigma\phi$ =1,5), felső részén pedig finomszemcsés (Mdq=3-5), rosszabbul osztályozott (átlagos σφ=2,75) rétegek figyelhetők meg. A rétegsor felső részében tömegesek a víz-magma kölcsönhatást jelző hamuaggregátumok (ún. akkréciós lapilli). Granulometriai és vulkanoszedimentológiai tulajdonságai alapján a rétegsor alsó része szilíciumgazdag magmás kitörések, felső része pedig víz-magma kölcsönhatás következtében kialakult, nagyon erősen robbanásos freatomagmás (feltehetően ún. freatopliniusi) kitörések nyomán rakódott le.

Köszönetnyilvánítás

Biró Tamás kutatómunkáját az Emberi Erőforrások Minisztériuma Új Nemzeti Kiválóság Programjának (2016/2017) támogatásával végezte.

Irodalomjegyzék

- Biró, T., Kovács, I.J., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, Gy., Fancsik, T., Sándorné, K.J. (2017): American Mineralogist, 102, 1187-1201. http://ammin.geoscienceworld.org/content/102/6/ 1187
- Biró, T., Kovács, I.J., Király, E., Falus, Gy., Karátson, D., Bendő, Zs., Fancsik, T., Sándorné, KJ. (2016): European Journal of Mineralogy, 28. 313-327.
- http://eurjmin.geoscienceworld.org/content/28/2/313
- Biró, T., Hencz, M., Karátson, D., Márton, E., Bradák-Hayashi, B., Szalai, Z. (2017): EGU2017-6616 abstract, EGU General Assembly, Bécs (Ausztria), 2017.04.23-27.

http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-6616.pdf

Capaccioni, B., Corodannosi, N., Harangi, R., Harangi, Sz., Karátson, D., Sarocchi, D., Valentini, L. (1995): Acta Vulcanologica, 7, 119-124.



1. ábra – Az egri "Tufakőbányában" feltáruló piroklasztit-összlet litológiai szelvénye és az egyes mintavételi pontokban (E-1-E-4) mért átlagspektrumok 3000–3550 cm⁻¹ közötti hidroxil régiója. A LiOH defektusok okozta elnyelődés 3483 cm⁻¹-nél, az AIOH defektusok okozta elnyelődés pedig 3430, 3378 és 3315 cm⁻¹-nél jelentkeznek. A spektrumok fölött a vizsgált fenokristályok száma (n) és a számított szerkezeti hidroxil koncentrációk (C_{nu}) láthatók



2. ábra – A bogácsi pincesorban feltáruló paleotalajokkal tagolt, szórt piroklasztitokból álló sorozat. A rétegsorban az akkréciós lapilli mennyisége és az átlagos szemcseátmérő (Mdφ), valamint az osztályozottság (σφ) rétegről rétegre változik, ami változó mértékű víz-magma kölcsönhatásra utal

BOGÁCSI-EGYSÉG, VÉN-HEGY ÉS ÁBRAHÁMKA (BOGÁCS)

Lukács Réka¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Czuppon György³

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest,
² ELTE, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest,
³ MTA CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest,
e-mail: reka.harangi@gmail.com

Bogácstól északra, a boros pincék feletti Vén-hegyen, valamint az Ábrahámkán tárul fel a Bükkalja Vulkáni Terület egyik jellegzetesebb és legkülönlegesebb kitörési egysége. A szürke, helyenként vörös színű, változatos magmás eredetű törmelékdarabokat (horzsakő, salak, fiamme, illetve összetett salak-horzsakő) tartalmazó piroklasztitot jól elkülöníthető megjelenése miatt a terület korábbi térképezései során mindig kiemelt vezérszintként vettek figyelme. Balogh (1963), részben Schréter (1950) megfigyeléseire támaszkodva, földtani térképén még lávakőzetként jelölte, majd Pantó (1962; 1963) volt az első, aki ignimbritnek nevezte követve Marshall (1935) felfogását, aki ignimbriteknek alapvetően az öszszesült, horzsakőtartalmú tufákat nevezte. A kitörési egység részletes vulkanológiai, kőzettani és geokémiai jellemzését, magmagenetikai modelljét Czuppon (2003), Lukács (2009) és Czuppon et al. (2012) tanulmányai ismertetik.

A Lukács et al. (2017) által Bogácsi egységként definiált kőzetegyüttest a földtani térképezés során a Tari Dácittufa formációba sorolták, azon belül Bogácsi Ignimbrit Tagozat néven különítették el (Less et al., 2005). Keletkezési kora cirkon U-Pb geokronológia alapján 16,7 ± 0,3 Ma (Lukács et al., 2017).

A Bogácsi egység egyszerűsített szelvényét, vulkanológiai és kőzettani jellemzőit az 1. és 2. ábra, geokémiai változatosságát a 3. ábra, a különböző juvenilis törmeléktípusok genetikai kapcsolatát a 4. ábra, végül a rekonstruált magmatározó folyamatokat az 5. ábra szemlélteti Czuppon (2003), Lukács (2009) és Czuppon et al. (2012) munkái nyomán. Az egy kitöréssorozathoz tartozó képződményeket két alegységbe különíthetjük el: (1) alsó, változó mértékben összesült piroklaszt-ár összlet (ÖPE, angol nevén: LWPU) és (2) kevert juvenilis törmelékdarabokat tartalmazó piroklaszt-ár (KPE, angol nevén: UMPU) összlet. A képződmény közvetlen feküje folyóvízi üledék, amely részben az alatta lévő idősebb piroklasztit üledékek, részben egyéb kőzetekből származó kavics és homok szemcséket tartalmaz (Szakács et al., 1998), és/vagy az idősebb Mangó ignimbrit egység piroklasztitja (cf. Lukács et al., ebben a kötetben). Fedőjét akkréciós lapilli tartalmú, riolitos összetételű tufa alkotja, amely a vulkáni működés szünetét jelző keményfelszínre települt (Td-L réteg; Lukács et al., 2015; 2017; ebben a kötetben). Ugyanakkor kora megegyezik a Bogácsiegység ÖPE és KPE alegységeinek korával (Lukács et al., bírálat alatt), azaz nem sokkal a KPE keletkezése után keletkezhetett.



1. ábra – A bogácsi Vén-hegyen feltáruló Bogácsi-egység értelmezett rétegsora, vulkanológiai és kőzettani jellemzői (Czuppon, 2003 és Lukács, 2009 alapján). ÖPE (LWPU; Czuppon et al., 2012)= Összesült piroklasztit egység; KPE (UMPU; Czuppon et al., 2012) = Kevert piroklasztit egység

A Bogácsi egység alsó, összesült képződményét a Bogács északi részén lévő Vén-hegy (Hintó-völgy) megállóponton mutatjuk be, míg a felső alegységet a Bogácstól északnyugatra lévő Ábrahámka kőfejtő megállóponton ismertetjük.

1. Vén-hegy megállópont

Kőzet: fiamme-tartalmú, összesült piroklaszt-ár kőzet (ignimbrit; **2. ábra**), a Bogácsi egység ÖPE képződménye

Kulcskérdések: (1) kőzet megjelenése, összesült ignimbrit terepi elkülönítése lávakőzettől. (2) kőzet kristálygazdagsága, ásvány komponensek, fiamme megjelenése, eloszlása a képződményben; (3) összesült ignimbrit keletkezése: a feltörő magma jellegétől a kitörési mechanizmusig.

2. Ábrahámka megállópont

Kőzet: kevert magmás törmelékdarabokat tartalmazó vulkáni

törmelékes kőzet (**2. ábra**), a Bogácsi egység KPE képződménye. Kulcskérdések: (1) kőzet megjelenése, vulkanológiai jellege: piroklasztit vagy vulkanoklasztit? (2) kőzetben előforduló mag-



2. ábra – A Bogácsi-egység két fő tagjának terepi megjelenése (Vén-hegy, Bogács): balra fiamme-tartalmú ignimbrit (ÖPE), jobbra: kevert juvenilis törmelékdarabokat tartalmazó piroklaszt-ár kőzete (KPE): S = salak, P = horzsakő, C = összetett salak-horzsakő törmelékdarab



3. ábra – A Bogácsi-egységben megjelenő különböző típusú törmelékek (salak, horzsakő, két különböző típusú fiamme, kevert jellegű kőzettörmelékek) geokémiai jellege (Czuppon et al., 2012)



4. ábra – A Bogácsi-egységben megjelenő különböző típusú juvenilis kőzettörmelékek genetikai kapcsolata nyomelem összetételük alapján. A piros nyilak bizonyos ásványfázisok kristályosodása esetében mutatja a maradékmagma összetétel változását. A B-fiamme és üvegszilánkok olvadékai Na-plagioklász és cirkon kristályosodásával kapcsolódhatnak össze, míg az A-fiamme olvadéka egy magmakeveredés (ca. 70% S és 30% Bf típusú olvadék) utáni kristály (uralkodóan plagioklász és ortopiroxén) frakcionációval keletkezhetett

5. ábra – A bogácsi ignimbrit magmatározó folyamatainak elvi modellje (Lukács, 2009; Czuppon et al., 2012): A. szilíciumgazdag magmatározó felépülése többszörös magma (dácitos, bazaltos) felnyomulás során. B. Két reziduális olvadékot tartalmazó, réteges (RP–Bf) olvadéklencse alakul ki a magmatározó felső részén genetikailag ugyanannak a kristálykása zónának a fejlődése során. C. A Bf olvadéklencsébe dácitos (S') összetételű olvadék nyomul be. További olvadék felnyomulások lokálisan megkeverik a kristálykása zónát, amely anyaga bejuthat a felső (RP–Bf) olvadéklencsébe. D. A korábbi Bf magmakamrában az egymással keveredő olvadékok egy hibrid olvadékot hoznak létre, ami további kristályosodásával (I. 4. ábra) egy Af maradékolvadékot tartalmazó kristálykása alakul ki. E. Az S olvadék felnyomulása intenzív keveredést és a felső olvadéklencsében robbanásos kitörés megindulását okozza. Először a legfelül lévő felzikus RP olvadék ± Bf olvadék ± bekevert kristálykása (antekristály együttes) tör a felszínre (LWPU egység kialakulása). F. A tovább folytatódó robbanásos kitörés az egyre kevéssé differenciált olvadékokat (Bf, majd Af) és a hozzájuk tartozó kristálykását hozza a felszínre, végül az Af és S olvadékok részlegesen kevert anyaga robban ki. Rövidítések magyarázata a 4. ábrán!

más törmelékdarabok, ezek típusa és relatív mennyiségük változása; (3) a kőzet kialakulása: hogyan jöhet létre egy ilyen kőzettörmelékekben és kristályokban gazdag üledék? A magmakamra folyamatoktól a felszíni kialakulásig!

Köszönetnyilvánítás

Lukács Réka munkáját a PD 112584 és PD 121048 NKFIH kutatási projektek, valamint Bolyai János tudományos ösztöndíj támogatta.

Irodalomjegyzék

- Balogh, K. (1963): A Bükkhegység és környékének földtani térképe, M=1:100000. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa
- Czuppon, Gy. (2003): Diplomadolgozat. ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest
- Czuppon, Gy., Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P R D., Ntaflos, T. (2012): Lithos, 148, 71–85.
- Less, Gy., Kovács, S., Pelikán, P., Pentelényi, L., Sásdi, L. (2005): Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Lukács, R. (2009): PhD dolgozat, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, pp. 158
- Lukács, R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contrib Miner. Petrol., 170/5–6, 1–26.
 - Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., Zimmerer, M. (2017): bírálat alatt
 - Lukács R., Harangi Sz., Czuppon Gy., Fodor L., Petrik A., Dunkl I., O. Bachmann, M. Guillong, Y. Buret, J. Sliwinski, Szepesi J, Soós I. (e kötetben): A Bükkalja miocén szilíciumgazdag vulkanizmusa.
 - Marshall, P. (1935): Transactions of the Royal Society of New Zealand 64, 323-366.
 - Pantó, G. (1962): Acta Geologica, 6/3-4, 307-331.
 - Pantó, G. (1963): Bulletin of Volcanology, 25, 175–181.
 - Schréter, Z. (1950): MÁFI Adattár, 1950-es Jelentés
 - Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T., Seghedi, I. (1998): Acta Geologica Hungarica, 41, 413–435.

JURA IDŐSZAKI MAGMÁS KŐZETEK SZARVASKŐN

B. Kiss Gabriella, Zagyva Tamás

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, Budapest e-mail: gabriella.b.kiss@ttk.elte.hu

Bevezetés

Az ÉK-Magyarországon található Bükki-egység kiváló lehetőséget biztosít arra, hogy az Alp-Kárpáti-Dinári-rendszer komplex fejlődéstörténetének különböző stádiumaiba bepillanthassunk. Az egység mezozoos rétegsora dinári rokonságot mutat; mai helyzete a Közép-magyarországi-zóna mentén történt kainozoikumi elmozdulás eredménye. A takarós felépítésű Bükkiegységben alul a Bükki-paraautochton karbon-jura üledékes kőzetei találhatók, amire a Mónosbéli-egység jura mélytengeri üledékes kőzetei, a Szarvaskői-egység jura tengeraljzati magmás kőzetei, valamint a Darnói-egység triász-jura melanzsot tartalmazó takarója települ (Haas, Kovács, 2001; Pelikán, 2005; Kovács et al., 2008). Jelen kirándulásvezető a Szarvaskői-egység jura időszaki magmás kőzeteire fókuszál, bemutatva annak legfőbb jellemzőit, különös tekintettel a Vándorgyűlés tervezett terepi állomásaira.

A Szarvaskői-egység földtana dióhéjban

A Szarvaskői-egység (1. ábra) nem teljes ofiolitos sorozatának vizsgálata évtizedek óta a kutatások középpontjában van, aminek oka elsősorban a sorozat vitatható eredete, amit tetéz, hogy több, a tipikus ofiolitos sorozatokra jellemző alkotó is hiányzik belőle. A Szarvaskői Bazalt Formációba sorolt vulkáni rész (párnabazalt és tömeges bazalt is) jól fejlett, kontaktusa a környező Lökvölgyi Palával helyenként jól láthatóan termális jellegű. A Tardosi Gabbró Formációba sorolt plutoni sorozat felső részét alkotó gabbró és kapcsolódó plagiogránit is jól megőrzött. A gabbróhoz kapcsolódva, az intruzív test szegélyzónájában ultramafikus kőzettestek, így wehrlit, piroxenit és hornblendit is megjelenik, míg az ofiolitos sorozat többi ultramafikus része, valamint a réteges telér komplexum teljesen hiányzik (Pelikán, 2005).

Geokémiai vizsgálatok alapján a kőzetek eredete feltehetően nem óceánközépi hátság magmatizmushoz, hanem ívmögötti medence, vagy peremtenger felnyílásához köthető (Harangi et al., 1996; Aigner-Torres, Koller, 1999). Utóbbi szerzők hozzáteszik, hogy egyszerű MORB forrás frakcionációjával nem jöhettek létre a megjelenő kőzetek, a környező üledékek asszimilációja is szükséges volt. A gabbró kora Balogh, Pécskay (2001) Ar-Ar koradatai alapján 162,9 ± 0,9 millió év, ami jó egyezést mutat a benyomulás során keletkezett kontakt szaruszirt muszkovitja alapján kapott 165 ± 5 millió évvel, illetve a gabbró amfibolja alapján kapott 166 ± 8 millió évvel (Árváné-Sós et al., 1987).

A mélységi és kiömlési magmás, valamint a befogadó üledékes kőzeteket alpi regionális metamorfózis is érte (Árkai, 2001). A bazaltban ezen túl több átalakulás bélyegei is megfigyelhetőek: (1) tengeraljzati (primer, hűléshez kötődő) hidrotermás átalakulás, (2) egy nagyobb léptékű, szulfidképződést is okozó tengeraljzati hidrotermás cirkulációs rendszer valamint (3) egy rodingitesedéshez hasonló Ca-metaszomatózis (B. Kiss et al., 2017).

1. Tóbérci-kőfejtő megállópont

A Tóbérci-kőfejtőben (**1. ábra**) gabbró és a kapcsolódó plagiogránit is nyomozható (**2. ábra**). A gabbró többnyire durvaszemcsés, fő kőzetalkotói között a klinopiroxének, plagioklászok és amfibolok szerepelnek, de a Fe-Ti-oxidok megjelenése is gyakori (**3. ábra**). Érdekes jelenségként az ilmenitben kerekded pirrhotinból és pentlanditból álló "cseppek" is megjelennek, ami az oxidszulfid olvadék fázisban történő elkülönülésnek köszönhető.

A plagiogránit fő kőzetalkotói közé az albitos plagioklász és a kvarc tartoznak, de mellette klorit, gránát, allanit, cirkon, monacit és apatit is megjelenik. A monacit kora EMP korhatározás alapján 170 ± 9 millió év (Kohút és Kiss, 2013).

A gabbróban nem ritkán több cm-dm átmérőjű pegmatitos fészkek is megjelennek. Péntek et al. (2006) munkája alapján ezek 800–900 °C között képződtek. Keletkezésük során magmás fluidum is szegregálódott, ami az elsődleges magmás ásványok deutérikus átalakulásához vezetett. Ezt folyamatos hűlés követte, majd 400–250 °C között több lépcsőben lezajló posztmagmás folyamatok során tengeraljzati hidrotermás átalakulás is bekövetkezett. A területen ismert (Árkai, 2001) Alpi metamorfózis hatásai is nyomozhatóak voltak fluidzárvány vizsgálatokkal és klorittermometriai számításokkal (270–285 °C, 150–200 MPa).

2. Várhegy megállópont

A Várhegy (**1. ábra**) bazaltját többnyire termális kontaktussal a Lökvölgyi Formációba sorolható agyag-, aleurit-, finomhomokés helyenként mangánlencsés palaköpeny veszi körül (Pelikán, 2005). A bazalt általában porfíros interszertális szövetű, fő

1. ábra - Szarvaskó környékének földtani térképe. A jobb alsó sarokban a Vándorgyűlés tervezett terepi állomásait is jelöltük (Less et al. 2004 alapján, kissé módosítva)

2. ábra - A Tóbérci kőfejtő panorámaképe (Kiss et al., 2011)

kőzetalkotói közé az albitos összetételű plagioklász és az augitos összetételű klinopiroxén tartoznak (ld. pl. Kiss et al., 2011 és a benne található hivatkozások, **4. ábra**).

A bazalt a hegy nagyobb részén párnaláva kifejlődést mutat, a párnák átmérője akár az 1 m-t is elérheti, közöttük igen kis mennyiségű hialokalsztit breccsa jelenhet meg. Ez alapján az egykori tengeraljzati lávafolyás központi részétől nem túl távol, a tömött illeszkedésű párnabazalt fáciesben képződhettek a Várhegy döntő részét alkotó blokkok. A párnák közti hialoklasztit breccsának a mátrixát hidrotermás ásványok, mint kvarc, prehnit, pumpellyit, kalcit, klorit és pirit alkotják, míg klasztjait erősen üveges bazaltdarabok adják. A kőzet (ritkán előforduló) hólyagüregeiben,

3. ábra – A Tardosi Gabbró tipikus szöveti képe polarizációs mikroszkópban (PI – plagioklász, ChI –klorit, Magn+IIm – magnetit és ilmenit, Cpx – piroxén)

+N

 4. ábra – A Szarvaskői Bazalt tipikus szöveti képe polarizációs mikroszkópban (Cc - kalcit, PI – plagioklász, Cpx – piroxén)

illetve alapanyagában megjelenő átalakulási termék klorit 180-190 °C közötti hőmérsékleten keletkezett (B. Kiss et al., 2017).

A párnabazalttal tektonikus kontaktusban az egykori lávafolyás disztálisabb részéről származó blokk is megtalálható a hegyen. A párnabazalt darabos hialoklasztit breccsa fáciesben klasztokként kőzetüveg és különböző mértékben üveges bazalt darabok találhatók, míg mátrixként hidrotermás ásványokon (kvarc, prehnit, pumpellyit, kalcit, klorit) túl beszűrődött egykori finomszemcsés sziliciklasztos üledékes anyag is megjelenik. A kalcit és a kvarc minimum keletkezési hőmérséklete a fluidzárványok alapján átlagosan 150 °C volt, anyaoldatuk dúsult tengervíz lehetett. A klorit – hasonlóan a tömör illeszkedésű párnabazalt fácieshez – 180–190 °C közötti hőmérsékleten keletkezett (B. Kiss et al., 2017).

2. Akasztó-hegy megállópont

A Várhegy szomszédságában található Akasztó-hegyen (1. ábra) szintén párnaláva kifejlődésű bazalt található meg, azonban a párnák mérete jelentősen kisebb, 20–40 cm közötti, és közöttük jelentős mennyiségű hialoklasztit breccsa fordul elő. Mindezek alapján az itt megjelenő bazalt blokkok az egykori tengeraljzati lávafolyásnak szintén a tömött illeszkedésű párnabazalt fáciesében képződtek, de a lávafolyás központi feláramlási zónájától disztálisabb pozícióban. A párnák közti hialoklasztit breccsa mátrixát – a várhegyihez hasonlóan – hidrotermás ásványok, mint kvarc, prehnit, pumpellyit, kalcit, klorit és pirit alkotják, míg klasztjait erősen üveges bazaltdarabok adják. A kőzetet számos helyen az alpi regionális metamorfózis során képződött, döntően kvarc-prehnit erek szelik (B. Kiss et al., 2017).

Köszönetnyilvánítás

B. Kiss Gabriella munkáját az NKFI Hivatal OTKA PD 112580 pályázata támogatja.

Irodalomjegyzék

Aigner-Torres, M., Koller, F. (1999): Ofioliti, 24, 1-12.

- Árkai, P. (2001): Acta Geologica Hungarica, 44, 329-344.
- Árváné Sós, E., Balogh, K., Ravaszné Baranyai, L., Ravasz, Cs. (1987): MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről, 295–307.
- B. Kiss, G., Zagyva, T., Pásztor, D., Zaccarini, F. (2017): Submarine Hydrothermal Processes, Mirroring The Geotectonic Evolution Of The NE Hungarian Jurassic Szarvaskő Unit, subm.
- Balogh, K., Pécskay, Z. (2001): Acta Geologica Hungarica, 44, 281-299.
- Haas, J., Kovács, S. (2001): Acta Geologica Hungarica, 44, 345-362.
- Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árva–Sós, E., Balla, M., Kubovics, I. (1996): International Geology Review, 38, 336–360.
- Kiss, G., Molnár, F., Koller, F., Péntek, A. (2011): Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 157, 43–69.
- Kohút, M., Kiss, G. (2013): Occasional Papers of the Geological and Geophysical Institute of Hungary, 1, 28–29.
- Kovács, S., Haas, J., Szebényi, G., Gulácsi, Z., Pelikán, P., B.-Árgyelán, G., Józsa, S., Görög, Á., Ozsvárt, P., Gecse, Zs., Szabó, I. (2008): in: Földessy, J., Hartai, É. (ed.): Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex, Geosciences, Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining, 73, 33–56.
- Less Gy., Mello J. (ed), Elečko M., Kovács S., Pelikán P., Pentelényi L., Peregi Zs., Pristaš J., Radócz Gy., Szentpétery I., Vass D., Vozár J. és Vozárová A. (2004): Geological map of the Gemer-Bükk area, Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa
- Pelikán, P. (ed.) (2005): A Bükk hegység földtana (Geology of the Bükk Mts), Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 82–92.
- Péntek, A., Molnár, F., Watkinson, D.H. (2006): Geologica Carpathica, 57/6, 433-446.