

14. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VÁNDORGYŰLÉS

KIRÁNDULÁSVEZETŐ



Ahány kő, annyi történet



2024. SZEPTEMBER 19-21., TELKIBÁNYA

© HUN-REN Atommagkutató Intézet, 2024

Minden jog fenntartva

A kötetben közölt cikkek tartalmáért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

Szerkesztette

Buday Tamás, Csámer Árpád, McIntosh Richard William, Molnár Kata, Virág Attila

Kiadja a HUN-REN Atommagkutató Intézet

Felelős kiadó

Dombrádi Zsolt

intézetigazgató

ISBN 978-963-8321-61-9

Borítókép

A füzéri vár látképe (Fotó: Szepesi János)

VULKÁNOK ROMJAIN: A TOKAJI-HEGYSÉG FÖLDTANA ÉS VULKANOSZTRATIGRÁFIÁJA

Szepesi János^{1,2*}, Molnár Kata¹, Lukács Réka^{2,3} & Benkó Zsolt^{1,4}

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológiai csoport, Debrecen

² HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

* E-mail: szepeja@gmail.com

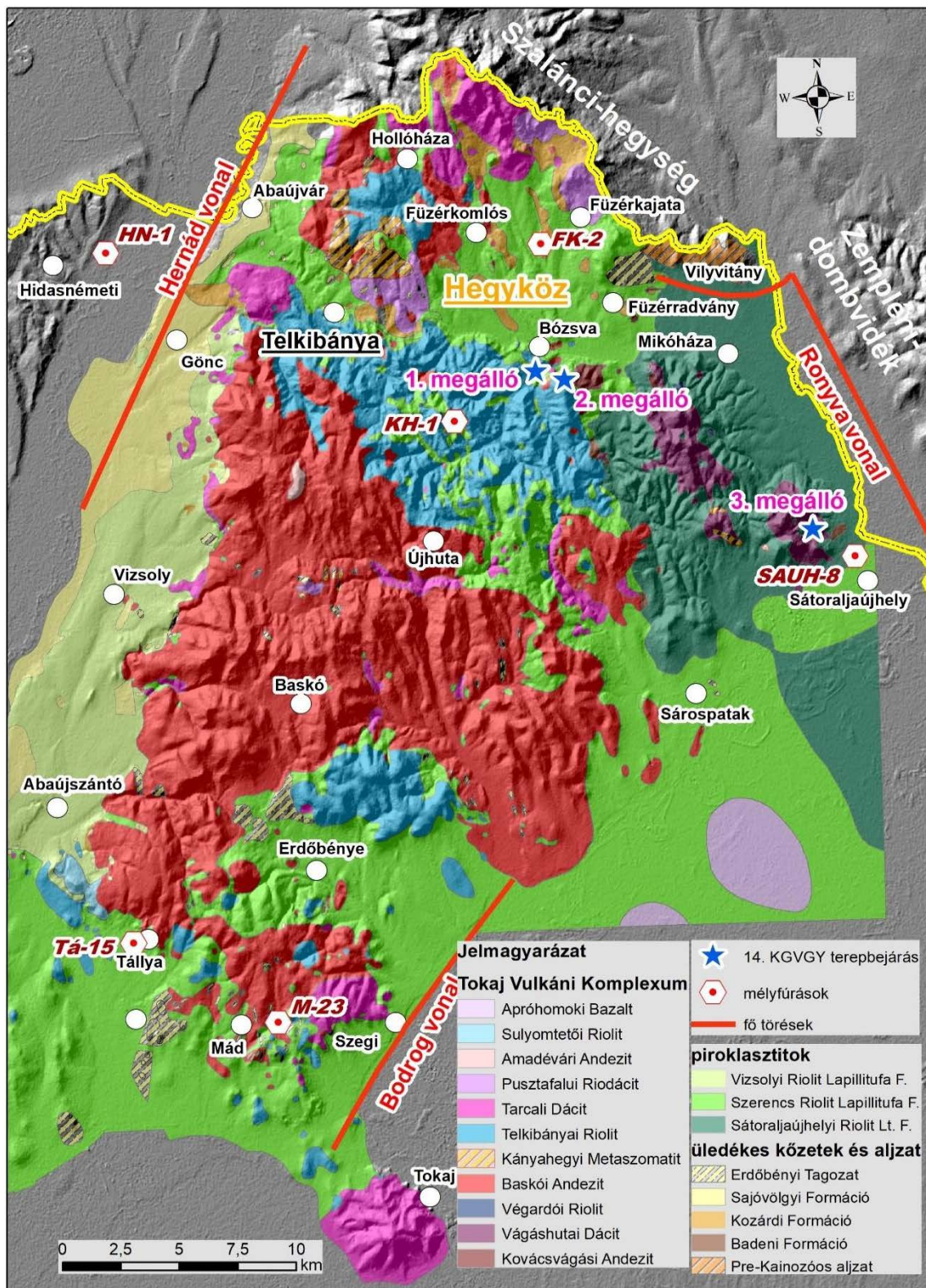
1. Bevezetés

A Tokaji-hegység (földrajzi szakirodalomban Tokaj-Zempléni hegyvidék) az Északi-középhegység legkeletibb vulkáni tagja. Határait a Hernád és Bodrog-folyó, valamint a Ronyva-patak által jelzett szerkezeti vonalak jelölik ki (1. ábra). Felépítésében dominálnak a vulkáni kőzetek, de a szlovák határ mentén felszínre bukkan az aljzat, amelyet polimetamorf képződmények (Vilyvitányi Csillámpala F.), paleozóos vulkáni, vulkanoszediment (Kásói F.) és mezozóos karbonátos kőzetek alkotnak (Gyarmati & Szepesi, 2007). Megismerése a 18. századig nyúlik vissza (pl. Townson, 1798; Beudant, 1822), amelybe magyar kutatók egyre szélesebb spektrumú földtudományi kutatásokkal a 19. század második felében kapcsolódtak be (pl. Szabó, 1866; Szádeczky, 1886). Az 1950-es évektől meginduló földtani térképezés (Pantó, 1961; I Perlaky, 1962; Gyarmati, 1969) eredményeként készültek a hegységet lefedő földtani térképlapok és magyarázók (1:25000, 1:200000; Bóczán et al., 1966). A nyersanyagkutatásban fontos kiemelni az építőanyagok, az érces és nemérces ásványi nyersanyagok szerepét (Frits, 1950; Zelenka, 1964; Mátyás, 1966). E mellett meghatározó volt a hidrotermális folyamatok több évtizedes kutatása (Székyné Fux, 1970; Mátyás, 1966; Molnár et al., 1999). Kormeghatározásában a széleskörű K-Ar adatbázis mellett (Pécskay et al., 1987; Pécskay, 2012) a piroklasztitok cirkon U-Pb adatai nemrégiben kerültek publikálásra (Lukács et al., 2024). A vulkanológiai kutatásoknak szintén nagy múltja van a hegységben. A litofációs leírása mellett (I Perlaky, 1972; Gyarmati, 1977) egyes kisebb egységek részletes feldolgozása is megtörtént (Németh et al., 2008; Zelenka, 2013; Szepesi et al., 2019). Az egész hegységre kiterjedő paleovulkáni kutatások eredményeit korábban zárta le egy átfogó, összegző tanulmány (Zelenka et al., 2012). Szórványos üledékei és ezek ősmaradványai fontos bizonyítékokat szolgáltatnak a vulkanizmus öskörnyezeti viszonyairól és azok változásairól, amelyben Hajós M. (1959, diatómák, növényzet), Csepregyhéjné Meznerics I. (1963, 1966, molluszkák), Koreczné Laky I. (1967, 1976, foramaniférák) neve emelhető ki. A szarmata kagylósrákokkal és foraminiférákkal kapcsolatos kutatási eredményeket Tóth E. (2009) értékelte újra.

2. Vulkanizmus és üledékképződés

A rendelkezésre álló K-Ar adatok (Pécskay et al., 1987; Pécskay, 2012) alapján a vulkáni működés a badeni emeletben indult ($15,2 \pm 1,2$ millió év), amelyet az újabb cirkon (U-Pb) vizsgálatok pontosítottak ($14,24 \pm 0,06$ millió év; Lukács et al., 2014). A kőzetek széles geokémiai spektruma mellett (bazalt – riolit), egyediségét az andezites – riolitos vulkanizmus szinte folyamatos, egyidejű működése jellemzi. A hegység tengelyében a vulkáni sorozat vastagsága a 2000 métert is meghaladja. Az andezitek, dácitok esetében dominálnak az ún. koherens lávakőzetek, a breccsák és vulkanoklasztitok alárendeltek. A riolitok ($\text{SiO}_2 > 70\%$) esetében azonban már túlsúlyban vannak a vulkanoklasztitok (dácit-, riolodácit-, riolituffák). A riolitos lávák esetében ki kell emelni az üveges (perlit, obszidián) változatok jelenlétét. A vulkáni formák jelentősen lepusztultak a mintegy 10 millió éves erózió során. A piroklasztitok anyagszolgáltatási központjait a felszínen és mélyfúrásokban jelentősen kivastagodó kőzettestek (100–500 m) és gravitációs anomália minimumok jelezhetik (pl. Szerencs-kaldera, Hernád-völgy). A lávakőzetekből a tájképet ma is meghatározó vulkáni kúpok épülnek fel (pl. andezites Regéc-kaldera, dácitos Tokaji-hegy, riolitos telkibányai lávadómok). A vulkáni működés utolsó eseménye a sötétszürke, fekete, tömör vagy hólyagos, salakos, csak fúrásban feltárt bazalt (Sárospatak Sp-10; 9,6 Mév) felszínre kerülése.

A paleogeográfiai viszonyokra a Középső-Parathetys tengerszint változásai (transzgresszió-regresszió) és a vulkanizmus anyagszolgáltatása volt döntő hatással. Ennek megfelelően a csökkent sósvízi környezetet erőteljesen változó partvonal jellemezte. A badeni emeletet egyértelműen a mélyebb vízi környezet (Szilágyi Agyagmárga F., Makkoshotyka, Kovácsvágás) és szubmarin vulkáni képződmények (hialoklasztit, peperit, tuffitok) határozták meg. A szarmata emelet kezdetén viszont az általános regresszió mellett már a vulkáni képződmények is döntően szárazföldi körülmények között képződtek.



1. ábra: A Tokaji-hegység földtani térképe és litosztratigráfiai egységei. Az egységek tagolása a Magyar Rétegtani Bizottság Magmás és Metarmorf Munkabizottsága által elfogadott felosztást követi (Selmecei et al., 2023). A terepbejárás megálló: 1. A nagybózsvai Kőbérc és a Szőlőske-oldal riolitos piroklasztit és lávadóm feltárása. 2. A pálháza Som-hegy andezit-riolit bimodális lávadómkomplexum 3. A sátoraljaújhelyi Szár-hegy – Vár-hegy dácit lávadóm és piroklasztit feltárása.

A kisebb lagúnákra szakadozó tengeröblök vízmélysége gyakran az 50 méter sem érte el. Üledékei (Kozárdi F., Füzér, Nyíri, Abaújszántó) agyag, mészmárga, diatomit, alárendelten oolitos mészkő jellegűek. A

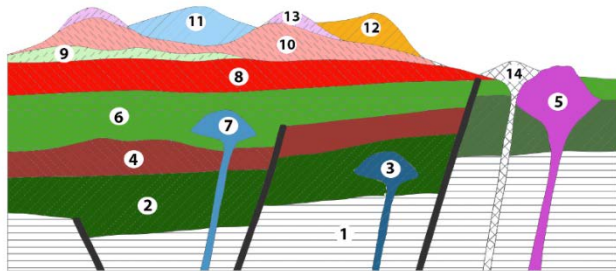
szárazföldi területeken folyóvízi (Sajóvölgyi F., Abaújvár, Zsujta) és tavi szedimentációs folyamatok voltak jellemzőek, amelyekhez gyakran intenzív vulkáni

utóműködés társult (limnikus kovaülédek Szerencsi Riolit Lapillitufa F., Erdőbényei Tagozat).

3. Vulkanosztratigráfia

A Magyar Rétegtani Bizottság Magmás és Metamorf Munkabizottsága nemrégiben befejeződött revíziója során a képződményeket a Tokaji Vulkanit Komplexumba (lávakőzetek) és regionális piroklasztit egységekbe sorolta (Sátoraljaújhelyi-, Szerencsi és Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció). A képződmények leírása ennek alapján készült (Selmeczi et al., 2023).

A Tokaji Vulkanit Komplexumba a hegység területén és a Bodrogekben ismert, sekélytengeri, illetve szárazföldi körülmények között képződött, középső és késő miocén korú vulkanitok tartoznak. Uralkodó litológiai egységei az effuzív és szubvulkáni andezit, dácit és riolit kőzetek, amelyek mellett alárendelt a vulkanizmust záró mészkáli olivinbazalt (1. és 2. ábra). Ezeket a kőzettesteket regionális, riolitos piroklasztit egységek tagolják (Sátoraljaújhelyi-, Szerencsi és Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció).



2. ábra: A Tokaji-hegység általános vulkanosztratigráfiai vázlatja (Gyarmati & Szepesi, 2007 után módosítva). (1) Aljzat, (2) Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció, (3) Végárdói Riolit, (4) Kovácsvágási Andezit, (5) Vágáshutai Dácit, (6) Szerencsi Riolit Lapillitufa Formáció, (7) Telkibányai Riolit, (8) Baskó Andezit Kányahegyi Metaszomatit, (9) Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció, (10) Amadévári Andezit, (11) Sulyomtetői Riolit, (12) Pusztafalui Riodácit, (13) Tarcali Dácit, (14) Apróhomoki Bazalt.

3.1. Tokaji Vulkanit Komplexum

Andezitek

Területi elterjedését tekintve a hegységben domináns az andezit (1. ábra). Porfíros (hialopilites–pilotaxitos) szövetében (orto- és klino-) piroxén- és plagioklász-elegyrészek dominálnak. Helyenként amfibol- és biotittartalmú változatok is megjelennek. Általában oszlopos, tömbös, vastagpados vagy lemezes megjelenésű (3. ábra), piroklasztitjai (agglomerátum, breccsa, lapillitufa) csak alárendelten jelentkeznek. A felszínen legnagyobb elterjedésű a *Baskói Andezit*: a szárazföldi lávából felépülő, összetett központok (Regéc kaldera, Abaújszántó–Molvás, Tolcsva–Fekete-hegy) mellett

gyakoriak a szubvulkáni intrúziók (pl. Tállya). A Kovácsvágási Andezit a felszínen alárendelt, főként fúrásból ismert (Füzérkajata-2), peperites – hialoklasztit jellegű, víz alatti, illetve szubvulkáni képződményeket tartalmaz (biotitos piroxénandezit). Az Amadévári Andezit („fedőandezitként” ismert) effuzív, lávataró jellegű képződményei lemezes, pados, szürke, sötét (zöldes)-szürke „savanyú” piroxénandezitből épülnek fel. A Kányahegyi Kálimetaszomatitba alacsony szulfidizációs fokú, epitermális ércesedési folyamatokhoz (propilitesedés, kálimetaszomatózis) kapcsolódó, metasomatizált andezitváltozatok („pseudotrachit”, kálitrachit, kálimetaszomatit stb.) tartoznak (Telkibánya).



3. ábra: Tömbös (alul) és lemezes (felül) elválású piroxénandezit átmenete (Fony, Gergely-hegy).

Dácitok

A dácitok tömeges–pados, helyenként oszlopos elválású kőzettestjei szintén szubvulkáni vagy effuzív anyagszolgáltatáshoz kapcsolódnak. Piroklasztitjai mellett (agglomerátum, breccsa, lapillitufa) törmelékfolyás formájában átmozgatott vulkanoklasztitok is jellemzőek (tokaji Nagy-hegy). Színük ásványos összetételüktől függően rózsaszín és sötétszürke (4. ábra) között változik. A hegység déli és keleti részén jelentős elterjedésű a piroxéndácit (tokaji Nagy-hegy, Cigány-hegy), ritkábban piroxén-amfiboldácit (gönci Hársas) vagy amfibol-(biotit)dácit (Milic-csoport) fordul elő. Fenokristály-tartalma nagyobb az andezitekénél, elérheti a 40%-ot is, sőt mikroholokristályos is lehet (Erdőbénye, Mulató-hegy–Barnamáj).

A porfíros (hialopilites, vitroporfíros) szövetű kőzetben a színes kőzetalkotók mellett plagioklász, szanidin és gyakran kvarc jelenik meg. Az alapanyag sokszor devitrifikálódott, mikrokristályos. Több helyen gyakoriak a holokristályos (andezites összetételű) zárványok. Ide tartoznak a Vágáshutai Dácit Sátoraljaújhely és Vágáshuta közötti kúpjai és a Tarcali Dácit (pl. tokaji Nagy-hegy, füzéri Vár-hegy, Milic-csoport). A dácit kálimetaszomatizált változatait (K_2O -tartalom: 9,8–11,3%) a Szávahegyi Dácit egység, a piroklasztitokat a Mádi Dácittufa egység tartalmazza.



4. ábra: Piroxén dácit építőkövek, Tokaji-hegy, Tarcal.

Riolitok

A nagy szöveti változatosságban megjelenő riolitos lávaközetek a Kárpát-medence legnagyobb tömegű felszíni riolit-előfordulásai. Két fő litológiai egységüket a szürke–fekete üveges (horzsás, szferolitos, perlités szurokkő, obszidián) és mikrokristályos (vörös, szürke fluidális riolit; 5. ábra) változatok alkotják. A tömeges vagy változó mértékben breccsásodott (autoklasztit, hialoklasztit) perlitváltozatok a lávatestek szegélyzónájában jelennek meg, de különálló extrúziók formájában is ismertek (szubmarin lávadóm, Pálháza). A riolitok különböző szöveti, szerkezeti változatai (fluidális, szferolitos, litoidos) a lávadóm/lávaárak központi zónáit reprezentálják. A változó mértékben hidratált perlitokban obszidiánmagok (marekanitok) főként a déli hegység részen jellemzőek (pl. Lebuj perlitfal, Erdőbénye).



5. ábra: Fluidális riolit, Erdőbénye, Rókabérc.

A riolitközetek fenokristály-tartalma általában 10% alatti, dominál a kvarc, plagioklász, biotit, a déli hegység részen a szanidin is. Fekü közeteket vagy a beágyazó környezetüket a regionális piroklasztitok képezik (Sátoraljaújhelyi és Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció). A Sátoraljaújhelyi Formációhoz kapcsolódó perlités riolitbenyomulásokat, lávatakarókat a Végardói Riolit egység reprezentálja (Sáropatak–Somlyód, Kovácsvágás–Baradla). Legnagyobb tömegűek a Telkibányai Riolitnak a Szerencsi Riolit Lapillitufa piroklasztit egységeivel összefogazódó lávadóm-

előfordulásai (pl Szerencs-kaldera, Telkibánya, Erdőbénye–Erdőhorváti). Döntően szárazföldi környezetben képződtek (pl. Telkibánya), de jellegzetes a szubmarin, peperites–hialoklasztos kifejlődés is (Pálháza). A riolitok nagyméretű hólyagüregeit több helyen érte hidrotermás mineralizáció (Telkibánya, Nagyhuta, Monok). A legfiatalabb, Vizsolyi Riolit tufa Formációra települő, egykor többé-kevésbé összefüggő lávadómmező lepusztult roncsait a Sulyomtetői Riolit egység tartalmazza (Abaújszántó). A Pusztafalui Riodácitba (Pusztafalu, Regéc) sorolhatók a riolit és dácit közötti átmeneti riodácit, riodácit-perlit képződmények (pusztafalui Tolvaj-Hársas).

A dominánsan lávaközetekből felpülő kőzettestek vastagsága változó. Legnagyobb a Regéci kaldera vulkáni felépítménye, ahol az andezites összlet vastagsága a 800 métert is meghaladja. A dácitos, riolitos, gyakran több fázisban egymásra települő kisebb lávafolyások és lávadómok estében ennél kisebb vastagsággal számolhatunk (100-500 m). A radiometrikus koradatok elég nagy intervallumot fognak át 14-10,5 millió év között. A legnagyobb tömegű vulkanit a szarmata emeletben, 12,5-11,5 millió év közötti időszakban képződött. Ettől fiatalabbnak a Tarcali dácit koradatai (Füzér, Tokaji-hegy; 10,5 millió év) bizonyultak. A vulkanizmus záróképződménye (pannóniai eleje; 9,6 millió év) 100 méter összvastagságú bazaltos lávaközet, kisebbrészt vulkanoklasztit (Apróhomoki Bazalt).

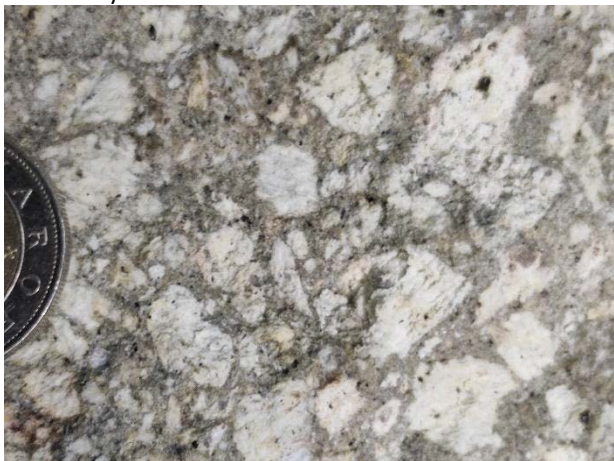
3.2. Piroklasztit formációk

A hegység területén feltárt legidősebb piroklasztit egységet a Hidasnémeti-1 fúrás (1. ábra) 1534-1538 méter között harántolt lapillitufa képviseli. A kor és geokémiai adatai alapján ($14.24 \pm 0,06$ millió év; Lukács et al., 2024) a Bükkalja területén dokumentált Harsányi Riolit Lapillitufa Formációt képviseli (Lukács et al., 2022). E fölött 3, döntően helyi centrumokhoz köthető formáció fejlődött ki nagyobb vastagságban 13,2 és 11,5 millió év között (2. ábra).

Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció

A formációt riolitos–riodácitos összetételű lapillitufa–tufa építi fel (6. ábra). Alapanyagában dominál az üvegtörmelék. A litoklasztok mennyisége változó, a Vilyvitány környéki változatokban éri el maximumát (40%). Itt az aljzatból származó kőzettörmelék (csillámpala, gneisz, homokkő) dominál. Legelterjedtebb változatai a különböző mértékben összesült piroklaszt-sűrűségár képződményekből létrejött közetek. A vízben felhalmozódott anyag gyakran zeolitosodott. A sáropataki Megyer–Király-hegy vonulat kőzetei intenzív hidrotermális átalakulást (kovásodás, alunites–kaolinites zónák) szenvedtek. Az itt talált ősmaradványok (Pecten, Cardium, Chlamys) a vízben történő felhalmozódás mellett a bádai kort is megerősítették. Jellegzetesek még a szórt változatok (Nyilazóbánya) és az üledékkel keveredő

áthalmozott tufa-tufit típusok (Makkoshotyka). Ásványos összetételében a kvarc, szanidin, plagioklász és biotit uralkodik, a kristálytörmelék több helyen túlsúlyba kerül az alapanyagban. Felszínén főként a Tokaji-hegység északkeleti részén (Sárospatak, Makkoshotyka, Kovácsvágás) domináns. Megjelenik a Bodroghöz, Nyírség fúrásaiban. Altípusai több felhagyott kőfejtőben (Nyilazóbánya, Megyer-hegy) és eróziós árkokban-völgyekben (Kovácsvágás, Makkoshotyka) tanulmányozhatók.



6. ábra: Horzsakógazdag lapillitufa, Mikóháza.

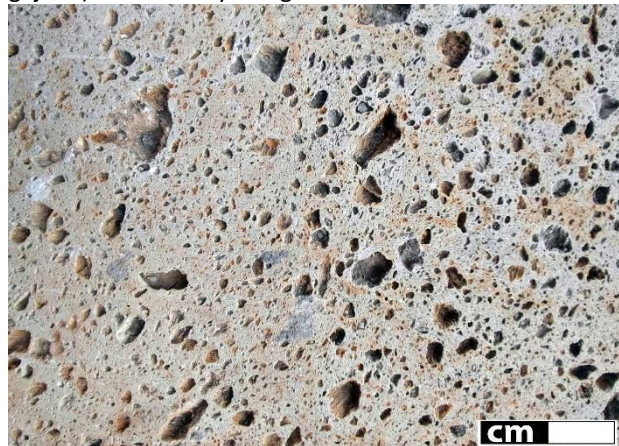
Fentiekől főként kemizmusban térnek el a Csattantyúi Tagozat riodácittufái, riodácitjai (Tokaji-hg: Kishuta-1 fúrás; 1. ábra). Vastagsága a fúrásokban a több száz méterre is elérheti. Korát a jelentős szórást mutató K–Ar adatokhoz képest (Hallós-völgy, biotit 14,6 millió év, Somlyód, földpát 13,8 millió év) az újabb cirkon U–Pb vizsgálatok (Vilyvitány, Mikóháza, Sátorlajújhelyi feltárások) 13,24–13,1 millió évben határozták meg.

Szerencsi Riolit Lapillitufa Formáció

A formáció anyagában dominál a riolitos összetételű, mátrix- vagy szemcsevázú, horzsakőben és litoklasztban gazdag lapillitufa, tufa. A fenokristályok közül dominál a kvarc, plagioklász, szanidin, biotit. A Tokaji-hegység déli részén nagyobb K_2O - (>5%) és szanidintartalom jellemző. A korábban tagozatokként elkülönített, szórt vagy piroklaszt-sűrűségárhoz kapcsolódó változatok önálló térképi megjelenítése legtöbb esetben nem lehetséges. Egy kitörési egységen belül is többször megfigyelhető ismétlődésük, egymásba fogazódásuk (pl. Abaújvári-völgy). Legnagyobb tömegűek a laza vagy változó mértékben összesült, szárazföldi térszínen felhalmozódott lapillitufák.

A partszegélyi-lagunáris vagy nyíltvízi víz közegbe lerakódott változatoknál jellemző az áthalmozás, zeolitosodás (Rátka), bentonitosodás vagy az üledékanyaggal változó mértékben keveredő tufitos jelleg. Az explóziókat intenzív hidrotermális működés (Mád, Füzérradvány) kísérte (7. ábra). A kovásodás mellett gyakori az agyagásványos elbontás (kaolinit, montmorillonit, illit). A hidrotermális működéssel

kapcsolatos tavi kovaüledékek (kovaföld, limnoszilic, gejzirit) az Erdőbényei Tagozatban kerültek elkülönítésre.

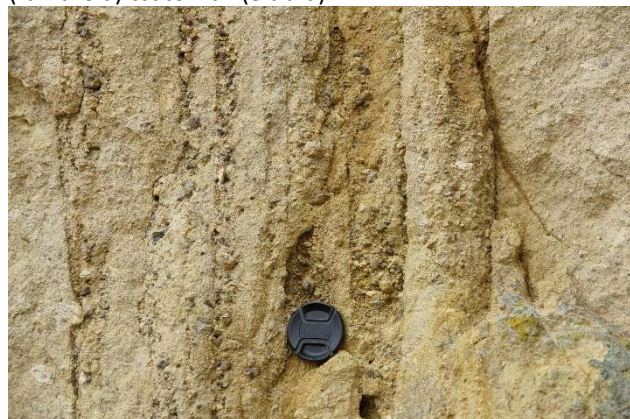


7. ábra: Hidrotermálisan bontott riolit lapillitufa (Mád), kimállott horzsakövekkel és litoklasztokkal.

A formáció fő előfordulásai riolitos kalderaszerkezetekhez kötődnek, ahol a vastagság a 350–500 m-t is elérheti (Hegyköz, Szerencs, Erdőbénye–Erdőhorváti-kaldera) Kora a korábbi K–Ar koradatok alapján (12,2–11,7 Mév). Az aluniton mért korok (10,9 Mév) a hidrotermális működés időben elhúzódására utalnak. Az újabb cirkon U–Pb adatok pontosították a keletkezési korukat és a Hegyköz–Telkibánya (12,6–12,3 Mév) valamint Szerencs környéki (12,0 Mév) piroklasztitok idő- és térbeli elkülönítését indokolják.

Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció

A formációt riolit lapillitufa horzsakőben (átmérő akár 0,5 m) és litoklasztokban (andezit, riolit) gazdag (20–50%) egységek építik fel. A piroklaszt-árakból származó, szárazföldi körülmények között lerakódott ignimbrit osztályozatlan, tömeges, helyenként pados megjelenésű. A vizsolyi kőfejtőben gyakoriak a piroklaszt-árakra jellemző litoklasztgazdag, függőleges gázkifúvási (fumarola) csatornák (8. ábra).



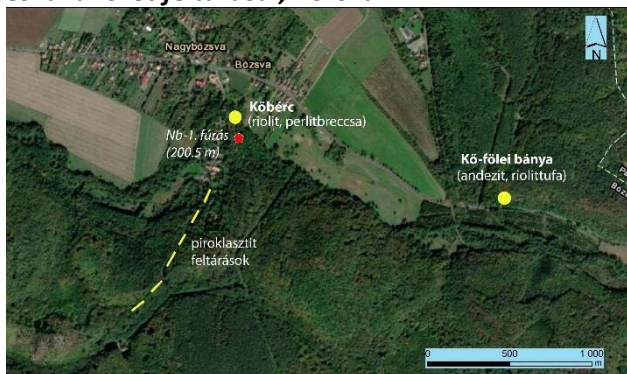
8. ábra: Gázkifúvási csatornák lapillituffban gazdag anyaga, Vizsoly, községi kőfejtő.

Fenokristály-tartalma csekély, 5–10 tf% közötti, amelyben a domináns kvarc és plagioklász mellett szanidin, piroxén és biotit jellemző. Mátrixában

uralkodnak a változatos alakú kőzetüvegszilánkok. Több helyen kovásodott (Boldogkővár, Szent Iván-hegy). Jellemzők még a fluviális, limnikus körülmények között áthalmazott, esetenként diatomás és tufitos kőzetek. A piroklasztitok felső részének összefogazódása szarmata (esetleg pannóniai) üledékekkel számos helyen megfigyelhető. Itt a lapillitufa- és tufitszintek között lignittelepek is települnek. Az átlagos vastagság 50 m körüli, de a centrumok környékén 100 m fölé is kivastagodhat. Lerakódására a szarmata–pannóniai üledékekkel való összefogazódás nyújt támpontokat. A szarmata végi – pannóniai eleji képződést erősítik meg a K–Ar (litoklaszt teljes kőzet, 11,2 Mév) és cirkon U–Pb (11,5 millió év) koradatok is.

4. A 14. Kőzettani és Geokémiai vándorgyűlés terepbejárásának megállópontjai

4.1. A Kőbérc és a Szőlőske-oldal riolitos piroklasztit és lávakőzet feltárásai, Bózsva



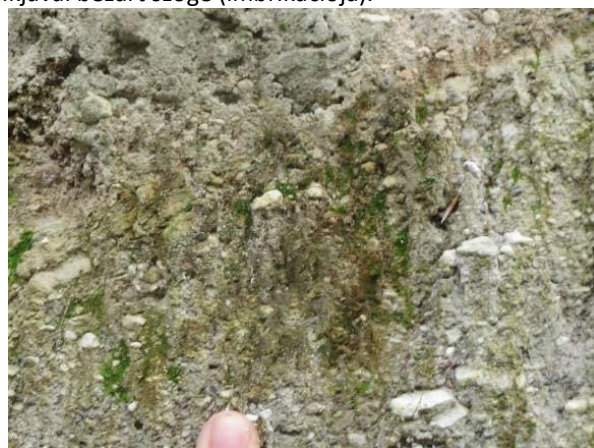
9. ábra: Nagybózsva Kőbérc és Szőlőske-oldal feltárásai.

Az első megálló (9. ábra) a szarmata eksplozív vulkáni működés (Szerencsi Riolit Lapillitufa Formáció) Hegyközi tufa egységének riolitos piroklasztitjait és a kapcsolódó riolit lávakőzeteket mutatja be (Telkibányai Riolit egység.). A terület megismeréséhez Szádeczky (1886) és Borbély (1922) korai összefoglaló munkái mellett az 1:25000 méretarányú földtani térképezés (I. Perlaky, 1978) szolgáltatott adatokat. Mélyfúrások közül a Kőbércen mélyített Nagybózsva-1 (Nb-1; 200,4 méter) mellett fontos kiemelni a Páska-tető perlitterület részletes megkutatását (Zelenka et al., 2016) és az 1000 méter mélységű Füzérkajata-2 (Fk-2)-1 és Kishuta-1. alapfúrást (1. ábra; I Perlaky, 1972). Ezek alapján a szarmata eksplozív-effuzív sorozat bázisát az Nb-1 fúrás által 173 méternél elért, Kozárdi Formációba sorolható agyag, agyagos finomhomok, tufás agyag, vegyestufit alkotja. A Kőbércen mélyült fúrás ezt követően csak mikrokristályos riolit változatokat (vörös, szferolitos, litfízás riolit; 70-169 m) és változó mértékben fragmentált horzsaköves perlitet (3-70 m) harántolt (10. ábra). Maga a Kőbérc kissé bázisosabb, horzsás, fenokristálygazdagabb anyaga (SiO₂: ~70%) fiatalabb effuzív működés eredménye.



10. ábra: Horzsás perlit anyagú litoklaszt breccsa, Kőbérc.

A Szőlőske-oldal ÉNy-DK-i csapású völgyoldalában kisebb kőfejtő és ennek folytatásában egy útbevágás tárja fel a lávatestek mellett települő piroklasztit sorozatot. A rétegsorban szemcseméret és a litoklasztok megjelenése alapján három fő egység különíthető el. Alsó részét a Hegyközi összlet jellegzetes, több helyen bányászott litofáciése, a masszív lapillitufa (mLT) alkotja. A feltárásban több, vastagpados, osztályozatlan, mátrix-vázú piroklasztár egység egymásra települése figyelhető meg, amelyek becsült összvastagsága 15-20 méter. A második egység elkülönítését a szemcseméret növekedés mellett a megjelenő diffúz rétegzettség indokolja (11. ábra). Jellegzetes a horzsakövek hossz tengelyének a rétegzés síkjával bezárt szöge (imbrikációja).



11. ábra: Horzsakőgazdag lapillitufa, Szőlőske oldal.

A harmadik, legfelső egységben nagyméretű (Ødm) perlit és riolit litoklasztok jelennek meg, amelyek néhány méter után kiékelődő lencsékéket alkotnak (12. ábra). A rétegsor utólagos tektonikai igénybevételét jól kirajzolják a piroklasztár egységek határvonalainál látható elmozdulási síkok. Mindhárom egység mátrixában dominál az üde kőzetüveg (50-70%), amelyben horzsakövek (0,5-1 mm), üveges és mikrokristályos, valamint nem vulkáni eredetű (kvarcit, fillit) litoklasztok

jellenek meg. A fenokristályok között dominál a plagioklász, alárendelten biotit és kvarc figyelhető meg.



12. ábra: Kikelődő litoklaszt gazdag réteg a piroklasztit sorozatban, Szőlőske oldal.

A piroklasztitokra a Páska-tető perlitbányászati területen részletesen dokumentált fiatalabb lávadóm sorozat kőzetanyaga (perlit, perlitbreccsa, riolit) települ. Ásványos összetétele megegyezik a piroklasztit sorozatával. A kiszívási útágazás szomszédságában viszont koherens és fragmentált andezites lávák települnek a piroklasztitok eróziós felszínére (Kő-főlei bánya).

Az itt feltárt sorozat korára korábban az üledékes kőzetek ősmaradványai (NN5 biozóna), és K-Ar (teljeskörzet) vizsgálatok eredményei szolgáltattak adatokat (Kishuta-1 fúrás 12,3-12,0±0,5 Mév ; Pécskay et al., 1987). Ezeket pontosítják a cirkon U-Pb és az andezit alapanyagán mért K-Ar korvizsgálatok. A piroklasztitoktól (Bózsva: 12,5±0,03 Mév) fiatalabbak a lávadóm sorozat (Emberkő: 12,49±0,06 Mév; Kőbérc: 12,37±0,06 millió év) cirkon (U-Pb) koradatai. A Kő-főlei bánya piroklasztitra települő andezitjének alapanyagán mért K-Ar radiometrikus kor 12,1±0,2 millió év.

4.2. Som-hegy andezit-riolit bimodális lávadómkomplexum, Pálháza



13. ábra: A pálházi perlitbánya helyszínrajza és terepbejárás során vizsgált litofáciесеi.

A magyarországi perlitbányászat és feldolgozás központjaként a pálházi Som-hegy (13. ábra) a Tokaji-

hegység egyik legrészletesebben tanulmányozott objektuma. A Som-hegy északi lábánál lévő Gyöngykő-hegyi kibúvás 6-8 m magas, öt- és hatszögű oszlopos perlitjeit részletesen először Liffa Aurél írta le (Liffa, 1953). A kutatás sikere nyomán 1958-ban nyílt meg az ország első perlitbányája, amely jelenleg is termelés alatt áll. A készletek művelését több fázisban mélyfúrásos teleptani kutatások kísérték (Sántha, 1966; Mátyás & Sántha, 1975; Zelenka & Földessy, 2006). Ezek során több mint 100 db kutatófúrást mélyítettek, amelyek a fekvő változó mélységben elérve rajzolták meg a koherens és breccsás perlitváltozatok térbeli kiterjedését. A kutatások anyagának vulkanológiai szempontú értelmezése Zelenka Tibor nevéhez fűződik, akinek több évtizedes kutatásai fontos megállapításokkal járultak hozzá a perlitestek kifejlődésének megismeréséhez (Zelenka, 2001, 2013). Az üledékes összetételbe nyomult láva kontakt jelenségeit (Németh et al., 2008) értelmezte. Ezek mellett a Som-hegy rétegsorának egyéb képződményei kevesebb figyelmet kaptak. Így a bánya mellett megjelenő fekvő andezit feltárásait, valamint a fedőösszlet piroklasztit és láva képződményeinek kifejlődési sajátosságait nem értelmezték. A teljes rétegsor leírását egy megszakadt PhD kutatómunka keretében dolgoztuk fel (Sipos et al., 2020).

Feküképződmények

A perlités lávadómkomplexum fekvő képződményeit a bánya területén, a keleti fal vetőzónáját és néhány nagyobb blokkot leszámítva csak fúrásban dokumentáltak. A vulkanotektonikai sajátosságoknak köszönhetően azonban a Som-hegy északkeleti oldalán húzódó szurdokvölgyben (Kujin-gödör) nagy vastagságban (130 m) tanulmányozhatók.

A Som-hegyi komplexum legmélyebb helyzetű litofáciесе a *horzsaköves lapillitufa*. A képződmény a Kujin-gödörben 225-230 m tszf. magasságban táruul fel, amelyet andezit breccsa (mlBr_{and}) lecsúszott blokkjai szakítanak meg a völgy oldalában. A szint mintegy 250 méteres tszf. magasságig követhető (2. ábra). Mivel a bánya területén mélyült fúrások sem harántolták teljes vastagságban, a feltárások alapján ez 20-25 méterre becsülhető. A lapillitufa finom (üveg és kristály törmelék) frakcióban gazdag, gyakran rétegzett, a horzsakövek mérete 2-5 mm. Többnyire pados megjelenésű (15-40cm).

A tufára települő *andezites összlet* domináns litofáciесе a sötét-fekete színű andezit breccsa (14. ábra) és koherens andezit.

Észlelési pontjai között jelentős magasságkülönbség dokumentálható. Feltárásokban a lapillitufa fölött 240-280 m közötti magasságban jelenik meg. A bánya keleti oldalán lévő vetőzónában magassága 220-230 m közötti. A Pálháza 2. fúrás (272m tszf.) 144-200 méter mélységközben harántolta és abban is állt meg. Ezek alapján vastagsága meghaladhatja az 50 métert. A breccsa jellemzően szemcsevázú, a mátrix aránya mintegy 15-20%. A magasabb szinteken (és a bányában) a

mátrixtartalom erősen növekszik (14. ábra), a kisebb szögletes blokkok átmérője 25-40 cm, a nagyobbaké meghaladja az 1 métert. A tömeges megjelenésű breccsában koherens andezit lávpadok jelennek meg (<1m). Látványosabbak a néhány méter vastagságú, fokozatosan breccsába átmenő oszlopos (\varnothing 20-30 cm) elválású részletek. Az andezitklasztok és láva alapanyaga gyakran hólyagos. A nagy mennyiségű plagioklász mellett (20%) piroxén, amfibol és biotit azonosítható.



14. ábra: Nagyobb mátrixtartalmú andezit breccsa a bányaudvar keleti oldalán.

A fúrások és a bánya mélyebb szintjeinek rétegsora alapján az andezitbreccsára andezit konglomerátum (5-10 m), valamint tufitos, gyengén bentonitos agyag és homokkő sorozat (2-5 m) települ.

Perlittest

A bányaműveléssel feltárt központi perlitösszlet (15. ábra) több fázisú szubmarin környezetben intruzív-extruzív kőzettest, amely részben az agyagos üledékek közé nyomult, részben azokat áttörte.



15. ábra: A bányaudvar központi fala. A koherens perlittestek sötét, a fragmentált perlitbreccsa jellegű részek világos színnel jelennek meg.

Litofáciasei a láva-mellékkőzet kölcsönhatás eredményeként alkultak ki és koherens, valamint változó mértékben fragmentált litofáciésekre tagolhatók (Németh et al., 2008). A koherens, oszlopos testek átmérője 20-50 méter között változik (15.ábra).

Az oszlopok gyakran hajlottak, ívesek, átmérőjük 0,2-1 méter közötti (16. ábra). A breccsák a koherens testek környezetében saját anyagúak, ettől távolodva egyre több idegen klaszt (agyag, andezit, dácit, riolit) keveredhet hozzá. Az üledékek közé nyomult zónák esetében szediment-láva keveredési kontakt jelenségek (peperit), továbbá fényes csúszásnyomok dokumentálhatók.

A tengervízzel közvetlenül érintkezett részeken a fragmentáció hialoklasztit jellegű. A korábban explóziós eredetűnek tartott, egyes litoklasztokat tartalmazó felső

részeket a lávadóm-krioptódóm összlet szegélyén átmozgatott (re-deposited) hialoklasztit képződményként értelmezték.

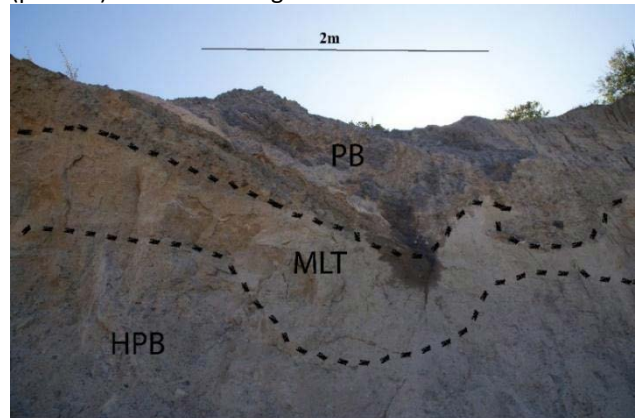


16. ábra: Oszlopos elválású koherens perlit.

Fedőképződmények

A szubmarin lávadóm összlet (elsődleges és áthalmazott) egyenetlen felszínére kb 260 m tengerszint feletti magasságban 5-6 méter vastag, osztályozatlan, mátrixgazdag *horzsaköves lapillitufa* települ (MLT; 17. ábra). A keleti oldalon még 3-4 m vastagságú képződmény jelentősen elvékonyodhat (15-20 cm). Mátrixa (kőzet-, üveg- és kristálytörmelék) teljesen rétegtelen. A szögletes – változó mértékben lekerekített litoklasztok (perlit, riolit) átlagos szemcsemérete 1-7 cm.

A lapillitufára egy szemcsevázú *perlitbreccsa* települ (17. ábra). Vertikális kiterjedése a fejtési viszonyok miatt nem megállapítható, de a 3-4 métert általánosan meghaladja. A perlitklasztok átlagos szemcsemérete 20-50 cm, a legnagyobbak meghaladják az egy métert (de 3 m-es perlitblokk is előfordul). A rosszul osztályozott, blokkosan feldarabolódott összlet felfelé egyre koherensebbé válik. A klasztok alapanyaga tömör (perlites) és horzsás üveg.



17. ábra: A horzsás perlitbreccsa (HPB), a masszív lapillitufa (MLT) és a perlitbreccsa (PB) egymásra települése, perlitbánya 5. szint.

Az 5. szint tetején vékonypados-lemezes elválású, lávaár jellegű *andezit* jelenik meg. A porfiros szövetű andezit mikroholokristályos alapanyagában (50%) dominál a több mérettartományban is megjelenő

ortopiroxén (30%, 100-1000 µm), illetve a plagioklász (17% 100µm-1000µm). A Som-hegy tetőrégiójában mikrokritályos alapanyagú, hólyagüregekben gazdag riolit (plag, bi, q) települ, amelynek nagy, akár méteres blokkjai a tetőrégióig (486 m) követhetők.

A korábbi teleptani vulkanológiai vizsgálatok részletesen dokumentálták és értelmezték a Som-hegyi perlites összlet kifejlődési sajátosságait. Rögzítették a mintegy 0,5 km²-nyi területű riolitos komplexum vetőkkel határolt jellegét (Németh et al., 2008; Zelenka & Földessy, 2006; Zelenka, 2013), amely az andezites breccsák elhelyezkedése alapján mintegy 50 méteres elmozdulást jelöl.

A feké és fedő képződmények vizsgálata megerősíti a vulkanizmus egyidejű, bimodális andezites-riolitos jellegét. A hialoklaszt és autobreccsa jellegű fragmentáció, valamint a peperites kontaktjelenségek alapján a riolitos és andezites vulkáni működés is szubmarin körülmények között kezdődött. A fedő képződmények kifejlődése azonban őskörnyezeti változást jelez. A hegyközi tufa kifejlődése és a rétegsort záró riolitos-andezites lávák már szárazföldi környezetben képződhettek. A korvizsgálatok eredményeit összehasonlítva a perlit teljeskörűen mért adatainál (13,94-13,37±0,4 millió év; Német et al., 2008) jelentősen fiatalabb eredményt adott az összleten végzett cirkon U-Pb kormeghatározás (12,37± 0,05 millió év). Az Atommagkutató Intézetben, az alapanyagot végzett K-Ar vizsgálatok eredményei alapján ezzel időben átfed az idősebb andezit képződése (12,2±0,16 millió év). A felső szinteken feltárt andezites (12,0±0,17 millió év) és perlites lávák (11,2 ± 0,16 millió év) már fiatalabb működési fázisra utalnak.

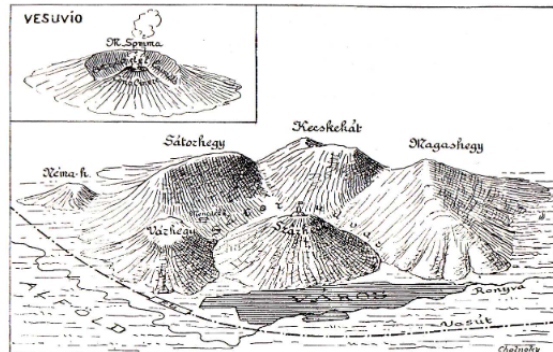
4.3. Szár-Vár-hegyek dácit lávadóm és piroklasztit feltárásai, Sátoraljaújhely



18. ábra: A Sátoraljaújhely fölött emelkedő hegyecsoport.

A Sátoraljaújhely fölött emelkedő, félkörívet formáló hegyecsoport (18. ábra) a Tokaji-hegység legrégebben tanulmányozott képződményei közé tartozik. Tulajdonképpen maga a település is a hegyek jellegzetes sátor alakjáról kapta a nevét, amely a Tokaj-hegylajai borvidék ÉK-i sarokpontja is egyben. Első részletes leírása Szabó J. (1866) nevéhez fűződik, aki már ekkor elkülönítette a Nagy-Szava-hegy környékének

kálimeszomatizált kőzeteit (amfiboltrachit). Hoffer által (1925) gyűjtött kövületek alapján korát sokáig szarmatának tartották, amelyet a Boglyaska felső-bádeni faunájának leírása tisztázott (Csepregyhéjné Meznerics, 1966). Sok vitát generált Cholnoky (1936) vulkánrekonstrukciója, aki a hegykoszorút a Vezúv-Monte-Somma analógiája alapján „kaldera belsejében kitört fiatalabb vulkánként” írta le (19. ábra).



19. ábra: A sátoraljaújhelyi hegyek csoportosulása” (Cholnoky, 1936).

A dácitokkal később Gyarmati (1977) foglalkozott részletesen, aki a riolittufával feltárt kontaktjelenségek alapján szubvulkáni benyomulásokként értelmezte őket. A Rudabányácska környéki ércesedés hidrotermális átalakulási zónáit Molnár (1994) vizsgálta. A piroklasztit sorozat cirkon U-Pb korvizsgálatok eredményei nemrégiben kerültek publikálásra (Lukács et al., 2024). A konferencia kiadványban pedig olvashatók a dácit petrogenetikai vizsgálatának legfrissebb eredményei is (Udvardy et al. 2024). A hegyecsoport a Zempléni Kalandpark részeként fontos turisztikai célterületté vált, így elég sok új, mesterséges feltárás létesült. Ebben az évben készült el a Nemzeti Összetartozás Hídja, amely gyalogos kötéllépcsővel kötötte össze a Szár- és Vár-hegyet. Ezzel különleges lehetőséget teremtett, hogy a hegyecsoportot új perspektívából tudjuk majd megtekinteni. Hasonlóan fontos fejlesztés volt a Sátoraljaújhelyi vár régészeti feltárása és rekonstrukciója. A várfalat szimbolizáló acélszerkezet kilátópontjáról nemcsak a lávadómok, hanem a távolban a Zempléni-dombvidék (Szlovákia) szelíd riolitos hátai is látszanak majd. A terepbejárás így a Szár-hegy lávadómjáról indulva sétál át hídon és a Vár-hegy piroklasztit és dácit feltárásainál ér véget.

Ennél a megállópontnál a Tokaji-hegység idősebb képződményeit vizsgáljuk. A felső-bádeni rétegsor idősebb kőzeteit a riolitos piroklasztitok alkotják (Sátoraljai Riolit Lapillitufa Formáció), amelyek feltárásai Sárospataktól (Megyer-hegy) egészen a prekainozóos kőzetek (Vilyvitányi Csillámpa, Kásói Formáció) határmenti kibúvásaig húzódnak (1. ábra). A kőzetsorozat nagyon változatos litofaciesek alkotják, amelyben a hidrotermális elbontás jellege és a litoklasztok megjelenése alapján több helyi változatot különíthető el.

Dominál a horzsakőgazdag lapillitufa (Mikóházi, Óbányai tufa), amelynek változó mértékben bontott (zeolitos, agyagásványos) változatait Sátoraljaújhely, Mikóháza és Vágáshuta települések környezetében találjuk.

Építőipari adalékanyagként (trasz) a múlt században több kőfejtőben fejtették (Torzsás, Boglyaska). Az alaphegység felé (É, ÉK) haladva megjelennek a nem vulkáni litoklasztokban (csillámpala, gneisz) gazdag változatai (Regmeci tufa). Sárospatak környékének jellemző kőzete a kovásodott malomkő tufa. A legújabb cirkon U-Pb kormeghatározási eredmények alapján a legidősebb kort a lávadómok környezetében az egykori torzsási traszkőfejtő környékén gyűjtött lapillitufa adta ($13,24 \pm 0,06$ millió év). Míg legfiatalabb képződménynek az alaphegységre települő Vilyvitányi-kőfejtő ($13,1 \pm 0,07$ millió év) lapillitufája bizonyult.

Ebbe a piroklasztit sorozatba nyomultak bele a piroxén-amfibol dácit lávadómok, amelyek kontaktjelenségeit elsőként Gyarmati (1977) jellemezte részletesen. A benyomulás jellege a pálházaihoz hasonlóan részben kriptodómként, részben a tufákat áttörő extrúzióként értelmezhető. Sajnos az elmúlt évtizedekben elég sok feltárás környezete megváltozott vagy megsemmisült. A kontaktjelenségeket a Vár-hegyen megvalósult fejlesztésekhez kapcsolódó mesterséges feltárások segítenek rekonstruálni.



20. ábra: A Szár-hegy lávadómjának hullámzóan folyásos dácit lávakőzete.

A lávadómok központi fáciesét a koherens, vöröses rózsaszín piroxén-amfibol dácit alkotja. Szövege a Szár-hegyen folyásos, elválása szabálytalan, tömeges (20. ábra). A Vár-hegyen a híd alatt szövege már irányítatlan, de pados elválása meredek lefutású (21. ábra).



21. ábra: A dácit meredeken lefutó pados elválása (Vár-hegy).

A tufába nyomult dácit kontaktjelenségeit a Vár-hegyen tanulmányozhatjuk, ahol a látogatóközpont melletti kőzetfal és a várak nyújt új feltárásokat. A konszolidálatlan piroklasztitok közé nyomulva a dácit változó mértékű fragmentációt szenvedett. Mátix- (22. ábra) és törmelék-dominanciájú részek egyaránt előfordulnak.



22. ábra: Mátix dominanciájú dácitbreccsa. A mátix anyaga finomszemcsés riolit lapillitufa.

A blokkok színe szürke-fekete, alakjuk változatos (szögletes, lekerekített). Méretük a fragmentáltabb részekben 1-10 cm, de a nagyobb blokkok átmérője a 0,5 métert is eléri. Ezek környezetében gyakori a kisebb méretű, hozzájuk illeszkedő szilánkos törmelék (23. ábra).



23. ábra: Nagyobb méretű dácit blokk fragmentációja a várakokban.

A Vár-hegyre vezető úton találtunk a tufát dykeszerűen áttörő kőzettestet (~2m). Ezeket a szöveti változatokat a terület földtani térképezése során peperitként értelmezték (Gyarmati 1977). Ezt annyiban lehet kiegészíteni, hogy az ilyen jellegű képződményeket blokkos peperitként írták le (pl. Martin & Németh, 2007). A koherens lávatestek szegélyének változó mértékű autobreccsásodásával finomabb frakcióban gazdagabb

vagy durvablokkos törmelék dominanciájú változatok jönnek létre. Ilyen jelenségek freatomagmás bazalt sorozatok (Martin & Németh 2007) vagy párnalávák (Hruskov et al., 2008) környezetében gyakoriak.

A dácitvulkanizmus korára egyenlőre a korábban publikált K-Ar adatok nyújtanak támpontot. Ezek a

települési viszonyoknak megfelelően fiatalabbak a piroklasztit mellékkőzetektől. Az általuk átfogott tartomány viszont elég széles (12,9±1,1-11,5±0,5 millió év). Újabb cirkon U-Pb kormeghatározás eredményei a közeljövőben várhatók. A kirándulásvezetőben szereplő koradatok megtalálhatók az 1. táblázatban.

1. táblázat: A 14. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés terepbejárásában szereplő feltárások radiometrikus koradatai. Az alapanyagon mért K-Ar adatok a HUN-REN Atommagkutató Intézet geokronológiai laboratóriumában, az Argus VITM nemesgáz tömegspektrométeren készültek.

	formáció/ kőzettani egység	lelőhely	kőzet	frakció	kor (millió év)	irodalom
Nagybózsva	Telkibányai Riolit	Kishuta-1 fúrás 67,4-74,7m 634-638m	riolit	teljes kőzet (K-Ar)	12,0±0,5 12,3±0,5	Pécskay et al. 1987
		Nagybózsva, Kőbérc	riolit	cirkon (U-Pb)	12,37±0,06	ebben a tanulmányban
		Nagybózsva, Emberkő	riolit	cirkon (U-Pb)	12,49±0,06	
	Szerencsi Lapillitufa Formáció	Nagybózsva, Szőlőske oldal	lapillitufa	cirkon (U-Pb)	12,49±0,06	ebben a tanulmányban
	Baskói Andezit	Kő-főlei bánya	piroxén andezit	alapanyag (K-Ar)	12,1±0,2	ebben a tanulmányban
Pálházi perlitbánya	Telkibányai Riolit		perlit	teljes kőzet	13,94±0,44 13,37±0,42	Németh et al. 2008
		2. szint	perlit	cirkon (U-Pb)	12,37± 0,05	ebben a tanulmányban
		5. szint	perlit	alapanyag (K-Ar)	11,2 ± 0,16	ebben a tanulmányban
	Baskói Andezit	5.szint	piroxénandezit		12,0±0,17	
Kovácsvágási Andezit	3. szint	biotitos piroxénandezit	12,2±0,16			
Sátoraljaújhely	Vágáshutai Dácit	Vár-hegy	piroxénamfibol	teljes kőzet	11,9±0,5	Pécskay et al. 1987
		Sátor-hegy	dácit	amfibol	12,3±1,0	
	Vár-hegy	lapillitufa	biotit	12,3±1,2		
	Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció	Sátoraljaújhely Magas-hegy	lapillitufa	cirkon (U- Pb)	13,24±0,06	Lukács et al. 2024
		Vilyvitány, kőfejtő	litoklaszt gazdag lapillitufa	cirkon (U- Pb)	13,1±0,07 millió év	

Irodalom

- Beudant F. S. (1822): Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année (1818). Chez Verdière Libraire Quai Des Audustines 25, 1-659.
- Borbély A. (1922): Pálháza környékének rhyolitos kőzetei, Doktori Disszertáció, Szeged.
- Bóczán B., Franyó F., Frits J., Láng S., Moldvay L., Pantó G., Rónai A. Stefanovits P. (1966): M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1–132.
- Cseh Németh J., Mátyás E., & Sántha P. (1991): Nagybózsva –Páskatető vulkáni üveg előfordulás összefoglaló jelentése és készletszámítása. Kézirat Budapest, OÉÁ MGSZ Adattár T 16044, 1-125.
- Csepregyhé Meznerics I. (1963): Ann . Naturhist. Mus. Wien , Bd . 66. (Friedrich Traut Festband), 121-124.
- Csepregyhé Meznerics I. (1966): Annale s Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. 58, 103-129.
- Frits J. (1959): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955-1956. évekről, 55-64.
- Gyarmati P. (1969): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről, 287–297.

- Gyarmati P. (1977): Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 58, 1-250.
- Gyarmati P. & Szepesi J. (2007): In: A Zempléni tájvédelmi körzet, Abaúj és Zemplén határán, monográfia, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, pp. 15-44.
- Hajós M. (1959): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955-1956 évekről, 65-71.
- I. Perlaky E. (1962): A Tokaji-hegység ÉNy-i részének földtani felépítése – SZTFH-Adattár.
- I. Perlaky E. (1972): A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmusa. Kézirat, SZTFH Adattár, 1-256
- I. Perlaky E. (1978) Nyíri. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1-55
- Koreczné Laky I. (1967): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1965 évről, pp. 351-365.
- Koreczné Laky I. (1976): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról, pp. 83-119.
- Liffa A. (1953): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről, pp. 31-45.
- Lukács R., Guillong M., Szepesi J., Szymanowski D., Portnyagin M., Józsa S., Bachmann O., Petrelli M., Müller S., Schiller D., Fodor L., Chelle-Michou C. & Harangi Sz. (2024): Gondwana Research, 130, 53–77.
- Martin U. & Németh K. (2007): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159, 164-178.
- Mátyás E. (1966): A Mád környéki felsőszarmata vulkáni utóműködés. Földtani Kutatás 9, 17-27
- Mátyás E. & Sántha P. (1975): Összefoglaló jelentés és készletszámítás a pálháza perlit bányá kutatásáról OÉÁ. Hegyaljai Művek Kézirat. STZFH Adattár T. 15187.
- Molnár F. (1994): Földtani Közlöny 124, 25–42.
- Molnár F, Zelenka T, Mátyás E. et al. (1999): In: Molnár F., Lexa J. & Hedenquist J (szerk.): Epithermal Mineralization Of The Western Carpathians. Society Of Economic Geologists, Guidebook series, pp. 109–155.
- Németh K., Pécskay Z. Martin U., Gméling K., Molnár F. & Cronin S.J. (2008): Hungary Geol. Soc. Spec. Publ., 302, 63-86.
- Palinkaš L.A., Bermanec V., Borojević Šoštarić S., Kolar-Jurkovšek T., Palinkaš S.S., Molnár F. & Kniewald G. (2008): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 178, 644-656.
- Pantó G. (1961): Földtani Közlöny, 91, 370-373.
- Pécskay Z (2012): A K-Ar kormeghatározási módszer alkalmazása harmadidőszaki vulkáni területek geokronológiai kutatásában. Akadémiai Doktori Értekezés, pp. 1-239.
- Pécskay Z., Balogh K., Székyné F. V. & Gyarmati P. (1987): Földtani Közlöny, 117, 237-253.
- Sántha, P (1966): Összefoglaló jelentés és készletszámítás a Pálháza-Gyöngykőhegyi perlitelőfordulásokról.
- Selmecezi I., Fodor L., Lukács R., Szepesi J., Sebe K., Prakfalvi P., Sztanó O. (2023): In Babinszky et al. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II: Kainozoos képződmények.
- Sipos P., Szepesi J., Szemerédi M., Soós I., Németh B., Harangi Sz., Lukács R. & Pál-Molnár E. (2020): In: Fűrj J. & Király E. (szerk): Átalakulások, 11. Kézttani és Geokémiai Vándorgyűlés, Sopron, pp. 75-79.
- Szabó J. (1866): Matematikai és Természet Tudományi Közlemények, 4, 226-303.
- Szádeczky Gy. (1886): Értekezések a Term. Tud. Köréből 16, 1-64.
- Szepesi J., Lukács R., Soós I., Benkó Zs., Pécskay Z., Ésik Zs., Kozák M., Capua D., A., Gropelli G., Norini G., Sulpizio R. & Harangi Sz. (2019): J Volcanol Geotherm Res., 385, 179-197
- Székyné Fux V. (1970): Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Tóth E. (2009): Őskörnyezeti változások a Középső-Paratethysben a szarmata folyamán a mikrofauna őslénytani és geokémiai vizsgálata alapján. Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, pp. 1-158.
- Townson R. (1797): Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. London 11. pp. 261-303.
- Zelenka T. (1964): Földtani Közlöny, 94, 33-52.
- Zelenka T. (2001): Hazai-perlit előfordulások földtani viszonyai. Miskolci Egyetem Közleménye A sorozat. Bányászat, 60, pp. 55-70
- Zelenka T. (2013): European Geologist, 36, 19–21.
- Zelenka T. & Földessy J. (2006): A pálházai perlit külfejtéses bánya nyersanyagkészleteinek felülvizsgálata (2006. 01. 01. állapot szerint.) Kézirat, Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Tanszék.
- Zelenka T., Gyarmati P. & Kiss J. (2012): Central European Geology, 55, 49-84.
- Zelenka T., Kristály F., Kasó A. & Hacskó P. (2016): In: Benkó Zs. (szerk.) Itt az idő! Kézttani-geokémiai folyamatok és azok geokronológiai vonatkozásai MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen, pp. 119-122.
- Udvardy D., Lukács R., Szepesi J., & Harangi Sz. (2024): In Buday T., Csámer Á., McIntosh R. W., Molnár K. & Virág A. Ahány kő, annyi történet 14. Kézttani és Geokémiai Vándorgyűlés.

14. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés

2024. szeptember 19-21., Telkibánya

Szervezőbizottság

Benkó Zsolt (a szervezőbizottság elnöke)

Szepesi János, Csámer Árpád, Molnár Kata, Buday Tamás,
McIntosh Richard, Virág Attila, Palcsu László, Molnár Mihály

HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológia Laboratórium

Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar,

Ásvány- és Földtani Tanszék

Támogatók

Struers GmbH, Unicam Magyarország Kft., Vacuum Service Kft., Apokromát Kft., Auro-Science Consulting Kft, Carl Zeiss Technika Kft., Logitech Ltd., SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Magyarhoni Földtani Társulat - Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Szakosztály, Magyar Tudományos Akadémia - Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság

