

A magma és a nedves üledék kölcsönhatásának fáciesjelenségei késő-miocén andezitbenyomulások kontaktusán Tardona ÉK-i előterében

CSÁMER Árpád, KOZÁK Miklós

DE, Ásvány- és Földtani Tanszék, 4032, Debrecen Egyetem tér 1., csamera@delfin.unideb.hu

Lithofacies of magma and wet sediment interaction in the contact zone of Late Miocene andesite intrusions in the NE foreland of the Tardona settlement (NE Hungary)

Abstract

The 1.5 km-long Özvény Valley (with a strike about north-west–south-east) is situated on the left side of the Tardona Stream, halfway between the settlements of Kazincbarcika and Tardona, among the Disznó, Körtvélyes and Eperjes Crag. Detailed geological mapping was carried out using a scale of 1:1000 on the well-exposed rock surface of the valley. Geological mapping carried out using scales of 1:10 000 and 1:25 000 is commonly practised. However, the maximum diameter of the magmatic bodies near the Eperjes Crag and Özvény Valley do not exceed 30 m and thus the precise and detailed mapping and presentation required the application of a 1:1000 scale during the field work. The results of the field work made it possible to perform particular volcanological investigations of the Dubicsány Andesite Formation, this is one of the most significant formation of the East Borsod Basin. More than one hundred andesite dykes, intrusions, vents and diatremes of variable sizes (2–30 m in diameter) have been discovered in a model territory with a latitude of 500×350 m. Along the margin of the andesite intrusions well-developed contact lithofacies zones (autobrecciation, peperite, hyaloclastite forming, welding) were revealed by careful description and interpretation of the textures of the outcrops. This suggests intensive magma and wet sediment interaction. The host sediment of the intrusions was mainly andesite lapilli-tuff. The andesitic magma intruded into the soft pyroclast shortly after its deposition or entered a bentonitic tuff layer of the pre-volcanic basement. The physical and palaeohydrological condition of the host sediment favoured the formation of blocky peperite. In the course of volcanological investigations it became clear that the size of the studied intrusive magmatic bodies determines the method of their representation.

Keywords: andesite, dykes, peperite, magma and wet sediment interaction

Összefoglalás

Kazincbarcika és Tardona község között félúton, a Tardona-patak bal oldalán a Disznó-bérc és a Körtvélyes-bérc–Eperjes-bérc vonulatai között húzódik ÉNy–DK-i csapással a mintegy 1.5 km hosszú Özvény-völgy. Az itteni kőzetkibúvá-sokat 1:1000-es méretarányú térképen rögzítettük. A földtani térképeknél gyakran használt 1:10 000-es vagy 1:25 000-es méretarányok esetünkben nem voltak alkalmazhatók, ugyanis az Özvény-völgy–Eperjes-bérc mentén feltáruló magmás szerkezetek maximális mérete nem haladja meg a 30 m-t, vagyis kielégítő részletességgel és megbízhatósággal csak egy nagyságrenddel nagyobb méretarány esetén ábrázolhatók. A térképezés eredménye a terület egyik meghatározó felszín-alkotó képződményének, a Dubicsányi Andezit Formációnak a korábbiaknál részletesebb vulkanológiai tanulmányozása. A felvételezés során egy 17,5 ha-os mintaterületen több mint száz, változó méretű (2–30 m átmérőjű) és alakú andezit-benyomulást, -telért, ill. egykori vulkáni kürtőt sikerült kimutatni. Körültekintő terepi és mikroszkópi szövetelemzések alapján a benyomulások szegélyén intenzív magma és nedves üledék kölcsönhatás nyomait figyeltük meg (autobreccsásodás, peperitesedés, hialoklasztizálódás, oxidáció, hőhatás), jól fejlett kontakt litofációs zónák formájában. A benyomulások mellékkőzetét elsősorban andezit lapillitufa alkotta. Az andezitmagma a piroklaszt lerakódásával közel egy időben nyomult a még laza piroklasztösszletbe, vagy rekedt meg a bentonitosodott savanyú tufákban gazdag fekéretek között. A befogadó kőzet fizikai tulajdonságai, ill. a paleohidrogeológiai viszonyok elsősorban a blokkos peperit szerkezetek kialakulásának kedveztek. A fáciesjelenségek részletes tanulmányozásán túl, megállapítást nyert, hogy a vizsgált intruzív képződmények csak igen nagy felbontású térképen ábrázolhatók.

Tárgyszavak: andezit, dákj, peperit, a magma és a nedves üledék kölcsönhatása

Bevezetés

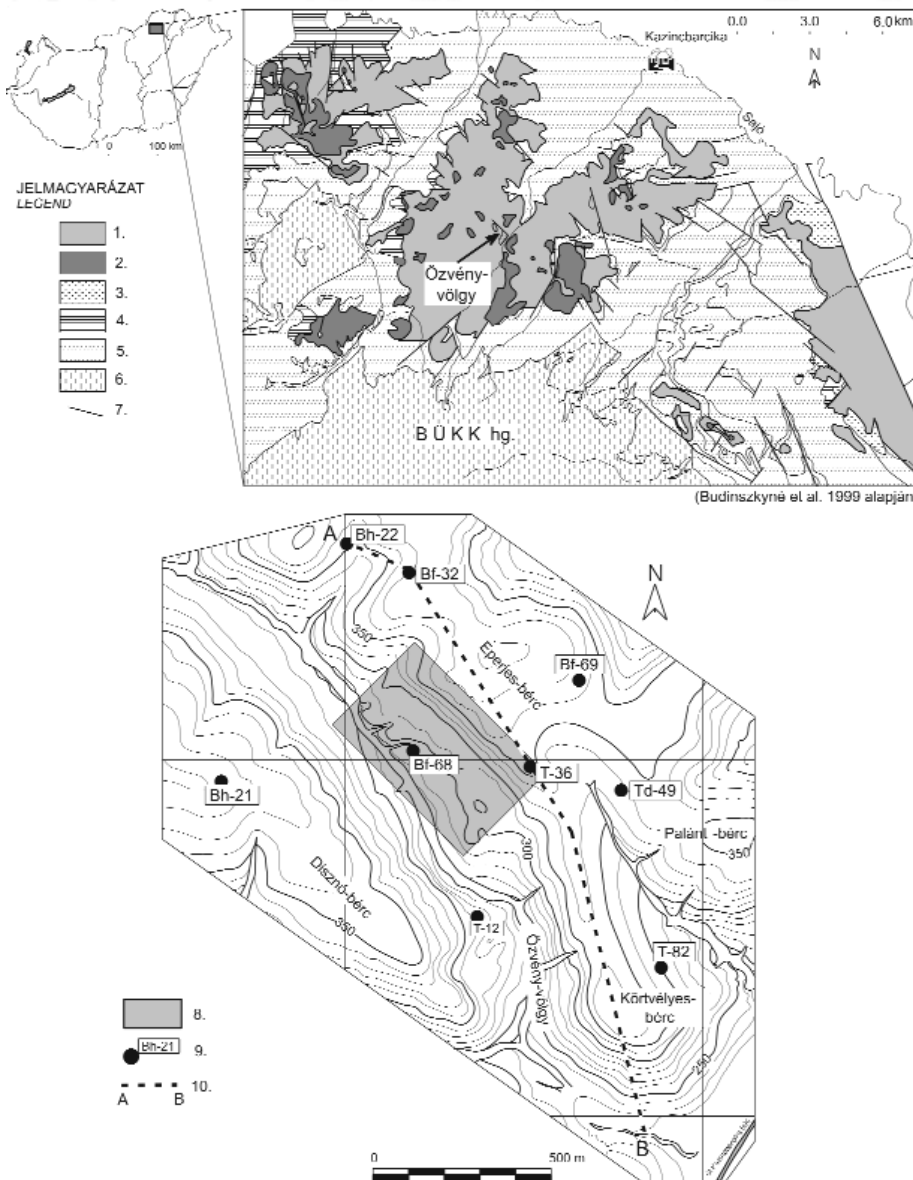
A Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke az 1990-es évek közepétől folytatott 1:10 000-es felvételi és 1:25 000-es ábrázolási pontosságú reambuláló földtani térképezést a Bükk ÉK-i előterében. Ennek során a SCHRÉTER (1929) által végzett egykori felvételezésekhez képest előnyt jelentett a Kelet-Borsodi szénmedence ottnangi-kárpáti széntelepés rétegsorának kutatása céljából lemélyített nagyszámú mélyfúrás ismerete és egy részüknek az újraértel-

mezése. A címben jelzett, piroklasztitot és a nagy számú kisméretű felnyomulást szolgáltató andezites magmatizmus a késő-badenitől a kora-pannoniai korszakig húzódott és jelenleg az erodált dombgerincek változóan roncsolt, izolált foltokban található felszínalkotó képződményévé lett.

Közel 1400 mélyfúrás és a területen végzett 1:25 000-es léptékű földtani térképező munka adatai szerint a Bükk északi előtéri molassz üledéksorának megközelítőleg 35%-a vulkanoszediment és 15%-a vulkanit (PÜSPÖKI et al. 2001). A Kelet-Borsodi-medence egyik különösen jól feltárt részén, az

Özvény-völgy és az Eperjes-bérc közötti 500×350 m-es kiterjedésű területen végeztünk nagy méretarányú ($M = 1:1000$) földtani térképezést. A hely kiválasztását az indokolta, hogy a völgy mentén egy nagyrészt fedetlen, eróziósan jól feltárt, gyorsan pusztuló, meredek andezit piroklasztit felszín húzódik, ahol tanulmányozható volt a térség szarmata rétegsorát alapvetően meghatározó és két részre tagoló andezit piroklasztit összlet (Dubicsányi Andezit Formáció) kifejlődési jellege, mátrixa, litoklasztjainak eloszlása, összetétele, mérete, valamint a benne és felüképződményeiben rekedt, exhumálódó andezittek litofáciái. A felvételezés során több mint száz eltérő méretű és morfológiájú andezittek eróziós maradványait sikerült kimutatni. A testek kontaktusán peperitesedés, hialoklasztizálódás, összesülés nyomai voltak azonosíthatók, ami intenzív magma és nedves üledék kölcsönhatásra utal. Az egyedi adottságú terület kitűnő feltártsága indokolta a hazai gyakorlattól eltérő típusú és részletességű térképezési módszer alkalmazását, amivel igen sok információt sikerült az andezites összlet egészére vonatkozóan kapnunk. Jelen dolgozatban a települési, szöveti és morfológiai elemzéseink eredményeit és értelmezését közöljük.

A Kelet-Borsodi-szénmedence a neogén során az ÉK, majd ÉNy-felé torlódó Bükk előtéri medencesüllyedéke volt, ahol a mindenkori fáciesviszo-



1. ábra. Az Özvény-völgy-Eperjes-bérc környéki szénkutató fúrások szelvénye, valamint a részletesen vizsgált terület helyzete

1 – Sajóvölgyi Formáció (badeni-szarmata-pannoniai), 2 – Dubicsányi Andezit Formáció (badeni-szarmata-pannoniai), 3 – Galgavölgyi Riollittufa Formáció (szarmata), 4 – Badeni Agyag Formáció (badeni), 5 – Salgótarjáni Barnaköszén Formáció (ottnangi-kárpáti), 6 – Paleogén-paleozoikum-mezozoikum, 7 – Tektonikai törés, 8 – 1:1000-es léptékben térképezett terület, 9 – Fúrások helye és azonosítója, 10 – Földtani szelvény nyomvonala

Figure 1. Location of the boreholes, the geological profile and the studied area near Özvény Valley - Eperjes Crag
1 – Sajóvölgy Formation (Badenian-Sarmatian-Pannonian), 2 – Dubicsányi Andesite Formation (Badenian-Sarmatian-Pannonian), 3 – Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation (Sarmatian), 4 – Badenian Clay Formation (Badenian), 5 – Salgótarján Lignite Formation (Ottangian-Karpatian), 6 – Palaeogene-Palaeozoic-Mesozoic, 7 – Fault, 8 – Area mapped in scale 1:1000, 9 – Location and IDs of boreholes, 10 – Direction of the geological profile

nyoknak megfelelő üledékfelhalmozódás zajlott. A felszínen, ill. felszín közelében levő földtani képződmények zöme középső- és késő-miocén kori, sekélytengeri, tavi, folyóvízi környezetben lerakódott, változatos szemcseeloszlású és anyagú üledék, alárendeltbben vulkanoszédiment, amelyeket foltszerűen idősebb képződmények (pl.: paleozoos rétegek az Upponyi-hegységben, triász mészkő, jura agyag- és kovapala kibukkanások, oligocén üledékek foltjai Varbó környékén) és felső-miocén andezitvulkanitok tarkítanak (1. ábra).

A medence tektonikailag erősen preformált aljzata sűrűn szabdaltságot és tagoltságot. A legjellemzőbb szerkezeti irányok az ÉÉK felé szétseprűződő törésvonalak, vetők, illetve az ezeket keresztező diagonális és haránttörések. Ez a törérendszer a területet blokkokra, kisebb egységekre darabolta, amelyek a neogén kéregmozgások során, főleg a Bükk szakaszos kiemelkedésekor, gyengébben-erősebben vertikális és horizontális irányban egyaránt tagolódtak, fűrészfog alkatú feltolódás-sorozatokat képeztek, köztes, vályúszerű süllyedékekkel. Jelentőségüket szemlélteti, hogy a fővölgyek iránya is rendszerint az ÉÉK-i főbb tektonikai vonalak csapásával egyezik (pl.: Bán-patak, Tardona-patak, Bábony-patak).

A magma és a nedves üledék kölcsönhatásának vulkanológiai jelentősége

A magma vagy láva és a nedves laza üledék közötti kölcsönhatás mintegy 150 éve ismert jelenség a közettanban (SCROPE 1858, TOMKEIEFF 1983, SKILLING et al. 2002). Ez a folyamat meglehetősen gyakran tekinthető, olyan össz-földrajzi viszonyok között, ahol üledékképződéssel egyidejűleg intenzív vulkáni aktivitás volt jellemző. A magma és a nedves üledék közötti kölcsönhatás tanulmányozása kiemelt jelentőségű lehet az össz-földrajzi viszonyok rekonstrukciójában, a vulkáni kiütésben és csatornában lejátszódó folyamatok, továbbá a freatomagmás és freatikus kitorések mechanizmusának megértése szempontjából.

A magma felemelkedése során eltérő fizikai és kémiai tulajdonságú (ásványos összetétel, hőmérséklet, illótartalom stb.) kőzetekkel kerül kapcsolatba. Az olvadék és a mellékkőzet közötti kölcsönhatást alapvetően a benyomulás során előálló hőmérsékleti különbség és a lokális litosztatikus nyomástér (differenciált nyomáeloszlás, nyomásos, húzásos és nyírófeszültséggel szembeni szilárdság) határozza meg, azonban számos egyéb tényező — pl. a magma kémiai és ásványos összetétele, mennyisége, illótartalma, a befogadó mellékkőzet kémiai- és ásványos összetétele, szemeloszlása, porozitása, struktúrája, pórusvíztartalma — befolyásolhatja a folyamatot.

Az érintkezési zónában a magma rendszerint fragmentálódik, hólyagüregesedik, üvegesen megdermed, valamint üledékekkel keveredik, ami peperitszerkezetek, hialoklasztitok, in situ breccsák kialakulásához vezet. Eközben az asszimiláción, kontamináción, metasomatózison, szkarnosodáson, termikus metamorfózison kívül a be-

fogadó mellékkőzet részlegesen vagy teljesen megolvadhat, összesülhet, fluidizálódhat, homogenizálódhat és keveredhet az olvadékkal. A magma és a nedves üledék kölcsönhatásához elemvándorlás, hidrotermális átalakulás és ásványképződés is társulhat. Utóbbi által fejlett hidrotermális rendszerek jöhetnek létre (MCPHIE & ORTH 1999), ill. amennyiben a magma/víz aránya kedvező, a kölcsönhatás során robbanásos, freatomagmás vagy hidrovulkáni kitorés is végbemehet (SHERIDAN & WOHLTZ 1981, 1983).

A magma és a nedves üledék kölcsönhatását említő első tudományos igényű leírások a XIX. század elején Pierre Louise Antoine CORDIER valamint George Julius Poulett SCROPE nevéhez fűződnek (TOMKEIEFF 1983, SKILLING et al. 2002). Az azóta eltelt idő alatt számos elemző munka jelent meg, mind a nemzetközi, mind a hazai irodalomban. Különösen az 1980-as évek végétől, az 1990-es évek elejétől vett lendületet a magma és a nedves üledék kölcsönhatásának minden részletre kiterjedő kutatása (BUSBY-SPERA & WHITE 1987, CAS & WRIGHT 1988, HANSON & WILSON 1993, MCPHIE et al. 1993, SQUIRE & MCPHIE 2002), ennek ellenére kialakulásának mechanizmusa számos részletében nem tisztázott megnyugtatóan. A hazai vulkanológiai kutatásban, néhány alapvető forrásmunkától eltekintve (SZÁDECZKY-KARDOSS 1958, PÓKA 1960, BOGNÁR & PÓKA 1964, PÓKA & SIMÓ 1964, 1966, ERHARDT 1964, GYARMATI 1964, 1977, KOZÁK et al. 1985), a jelenség korszerű, tudományos feldolgozása is az 1990-es évek második felétől kezdve került mindinkább előtérbe (KOZÁK et al. 1998, CSÁMER 1999, MARTIN & NÉMETH 2000, KOZÁK et al. 2001, CSÁMER 2003, NÉMETH et al. 2003, NÉMETH & MARTIN 2007).

HÁMOR (2001) összegzése alapján azt mondhatjuk, hogy a Kárpát-medence neogén öskörnyezeti adottságai ideálisak voltak a magma és a nedves üledék kölcsönhatásából származó kőzetek (peperit, hialoklasztit, in situ breccsa) képződéséhez, mégis viszonylag kevés a jól dokumentált feltárás. Ennek elsősorban az lehet az oka, hogy a legtöbb esetben a kölcsönhatás során létrejött keverék kőzetek, továbbá a magmás szerkezetben és a mellékkőzetben történt átalakulások eredetének felismerése csak igen körültekintő térképező és szelvényező munkával lehetséges. Még inkább így van ez akkor, ha a benyomuló magmás testek mellékkőzetét hasonló kémiai összetételű piroklasztitos rétegek képezik (HANSON & HARGROVE 1999).

A vizsgálati terület rétegtani helyzete és feltártsága

Az Özvény-völgy Kazincbarcika és Tardona község között félúton, a Tardona-patak bal oldalán, a Disznó-bérc és a Körtvélyes-bérc–Eperjes-bérc vonulata között húzódik ÉNy–DK-i csapással mintegy 1,5 km hosszan (1. ábra). Lényegében egy szerkezetiileg preformált, kavicsos talpú eróziós völgy, amely vertikálisan 80 m vastagságban tárja fel a térség felső-miocén rétegsorát.

Az Özvény-völgy mélysége a völgyváll alatt a középső szakaszon 10–15 m között változik. A völgy aszimmetrikus

keresztmetszete a topográfiai térképen is kirajzolódik: e szerint 290 m magasságig mindkét völgyoldal meredek V-alakú, azonban az ÉK-i oldal mentén 290 és 315 m között széles völgyváll húzódik egészen az Eperjes-bérc meredek falának aljáig. Ez a tereplépcső a DNY-i oldal mentén nem fejlődött ki. A völgy ÉK-i oldala és az Eperjes-bérc meredek lejtője közötti széles, lankás völgyvállon 1-2 m magas és leginkább néhány 10 m hosszúságú és 2-5 m szélességű, ÉNy-DK-i csapású pozitív formák, gerincek figyelhetők meg, amelyeket az 1:10 000-es topográfiai térkép nem jelez. Ezek a kiemelkedések néhány méter hosszú nyergekkel egymáshoz kapcsolódva hosszanti láncokat alkotnak. Esetenként két-három, egymással és a völgy fő csapásával párhuzamosan futó vonulat is előfordulhat. A részletes felvételezés során kiderült, hogy a gerincek magját mindig valamilyen keményebb telérek, breccsásodott andezitbenyomulás képezi.

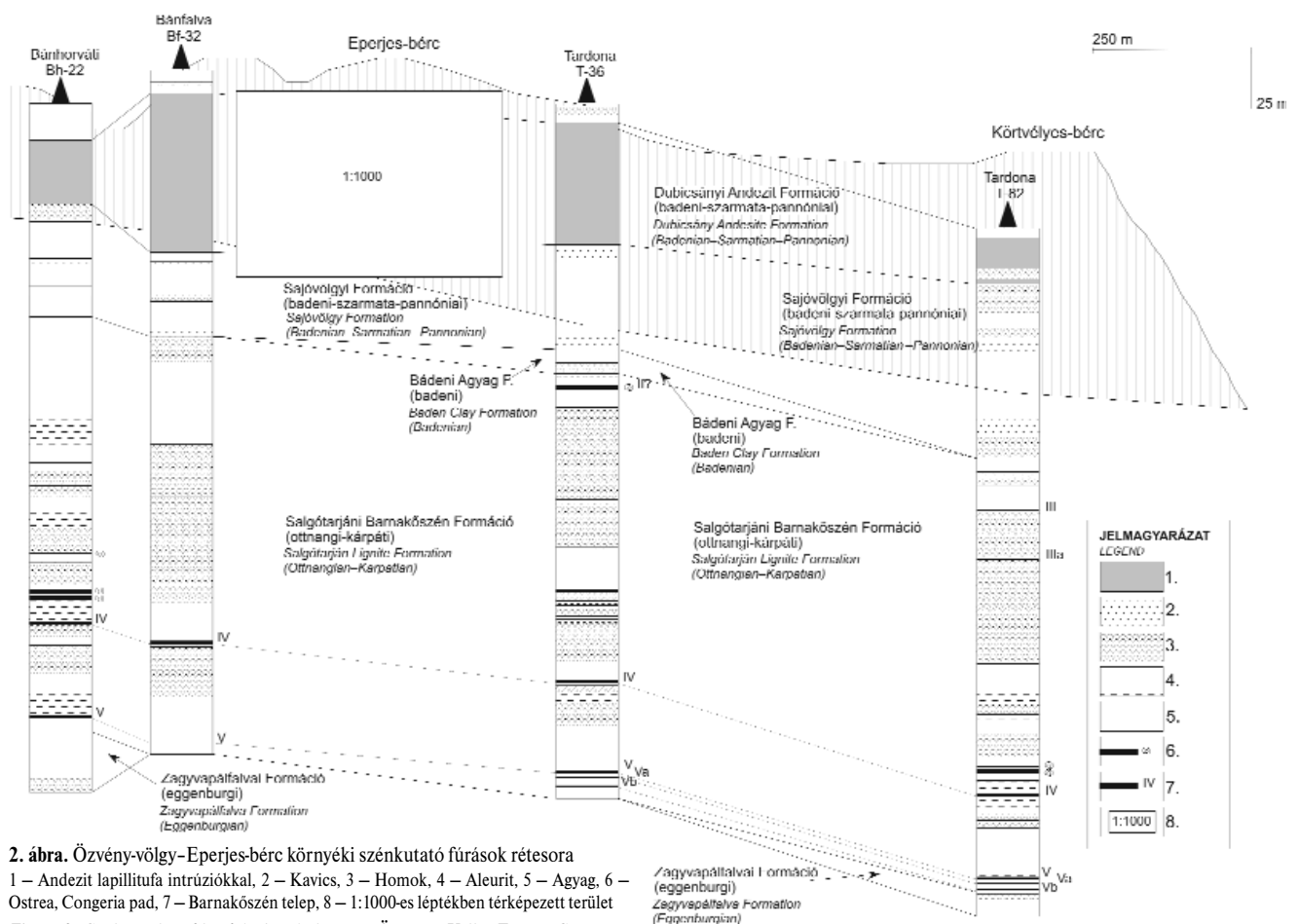
Az Özvény-völgy–Eperjes-bérc mentén feltáruló rétegsort a környező szénkutató fúrások dokumentációi és terepi megfigyeléseink alapján alulról felfelé haladva három részre oszthatjuk (2. ábra):

a) Az alsó szakaszt az idősebb miocén formációk erodált felszínére települő késő-miocén Sajóvölgyi Formáció sekélytengeri-tengerparti-folyóvízi környezetben lerakódott képződményei képviselik. Legjellemzőbb üledékei az

Özvény-völgy, a Disznó- és Körtvélyes-bérc közé eső szakaszán tárulnak fel. PÜSPÖKI et al. (2003) alapján a formáció anyaga mederkitöltő, polimikt közép- és durvaszemű kavicsból, homokos kavicsból, kavicsos homokból épül fel, amelyre változó vastagságban vízbehullott, agyagásványosan bontott savanyú tufitok, valamint homokok települnek. A finom szemcséjű, esetenként folyási-rogyási, vízkiszökési folyamatok hatására kialakult gyüredetztséget (konvolúció) mutató agyagásványosan bontott savanyú tufa-tufit és homokrétegek közé szinttartó, néhol kissé limonitos, levél-törmelékes, nagy nontronittartalmú beszáradási kéregk települnek (CSÁMER 1999, 2002).

b) A rétegsor közbülső szakaszának domináns — és vizsgálatunk tárgyát képező — képződménye az ugyancsak késő-miocén Dubicsányi Andezit Formáció (^{du}Ms₁), amely az Eperjes-bérc oldalában több, mint 70 m vastagságban és 500 m hosszan, nyílt kőzetfelszín formájában tanulmányozható. Az összetett túlnyomórészt erősen erodált, osztályozatlan, rétegtelen, többnyire szerkezet nélküli, mátrix-gazdag andezit lapillitufából (3. ábra) áll, amelyben 2-30 m átmérőjű andezittek (szubvulkáni testek, telérek, vulkáni kürtökek) találhatóak (4. ábra).

RADÓCZ (in GYALOG & BUDAI 2004) szerint a formációt „andezit-agglomerátum, -tufa és -tufit, ritkábban több m³



2. ábra. Özvény-völgy-Eperjes-bérc környéki szénkutató fúrások rétesora

1 – Andezit lapillitufa intrúziókkal, 2 – Kavics, 3 – Homok, 4 – Aleurit, 5 – Agyag, 6 – Ostrea, Congeria pad, 7 – Barnaköszén telep, 8 – 1:1000-es léptékben térképezett terület

Figure 2. Geological profile of the boreholes near Özvény - Valley Eperjes Crag
1 – Andesitic lapillituff and dykes, 2 – Gravel, 3 – Sand, 4 – Aleurite, 5 – Clay, 6 – Ostrea and Congeria beds, 7 – Coal seam, 8 – Area mapped in scale 1:1000



3. ábra. Gyengén osztályozott, rétegtelen felső-miocén andezit lapillitufa az Eperjes-bérc oldalán

Figure 3. Poorly sorted, unbedded Upper Miocene andesitic lapilli tuff in the side of Eperjes Crag



4. ábra. Erózió által kifaragott, közel 6 méter magas vulkáni andezitbreccsa-torony az Eperjes-bérc oldalában DNy felől. Az intrúzió alatt a beágyazó rétegtelen andezit lapillitufa eróziós maradványa látható

Figure 4. Approximately 6 m high andesite breccia body in the side of the Eperjes Crag from southwest direction. At the foot of the intrusion eroded and poorly sorted andesitic lapilli tuff occurs

nagyságú, láva eredetű piroxénandezit kőzettestek (láva-breccsa és telérek) építik fel. A tufa és tufitrétegek korhatarozó (szarmata) növénymaradványokat tartalmaznak. A tufa- és tufitösszetlet esetenként részben riolitos összetételű. Rétegtanilag a Sajóvölgyi Formáció középső részén található, korábban abba sorolták be. Az andezit piroklastikumiban idegen kőzettestek, zárványok (paleozoos agyagpala, oligocén–miocén homokkő stb.), valamint agyag, homok, kavics, savanyú tufa és tufit közbetelepülések is

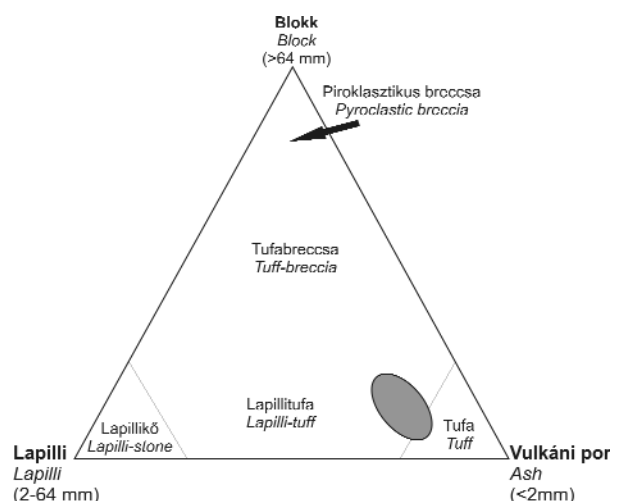
előfordulnak. A Kelet-Borsodi-medencében és a Nyugat-Borsodi-medence É-i részén fordul elő. Rétegtani helyzete alapján képződése esetleg már a késő-badeni során elkezdődhetett, de túlnyomórészt szarmata korú. Vastagsága 10–50 m közötti.”

c) A rétegsor felső, mintegy 10 m-es szakaszt bizonytalan korú, erőteljes fluviális hatás alatt álló torkolati, tengerparti környezetben lerakódott, pados vagy lencsés településű, polimikt durvaszemű kavics, kavicsos homok, homokos kavics képviseli (ún. „felső kavics”).

A Kelet-Borsodi-medence több pontjáról az andezit magmatestek szegélyén kontakt hatásra kialakult övekről, litofáciésekről többek között CSÁMER & NÉMETH (2000), KOZÁK et al. (2001), CSÁMER (2003) és SÜTÖ et al. (2006) is beszámolt.

Andezit lapillitufa

A piroklastit sorozat anyagát andezit lapillitufa alkotja (5. ábra). A kőzet színe világos sárgászürkészürkésbarna, míg mállott felszíne kifejezetten fakó, krémszínű, kávébarna vagy halványszürke. Jellemzően gyengén osztályozott, így a szemcsék mérete a vulkáni por szemcsekategóriától, egészen a 60 cm-t is meghaladó blokkokig terjed. Anyaga többnyire rétegtelen; gradáció, fordított gradáció, vagy áthalmazásra, vízben való ülepedésre utaló szöveti bélyeg nem ismerhető fel, egyes szakaszokon viszont (pl. a képződés bázisához közel) szemcsefinomodás, -durvulás tapasztalható. A mintákból előkerült növényi származadványon, levélen szénülést nem észleltük; ez a piroklastitreg alacsony képződési hőmérsékletét jelzi. A 2 mm alatti vulkáni por szemcsetartományba tartozó alkotók mennyisége domináns a kőzetben. Arányuk rendszerint 65–70% körül van, azonban a képződés bázisán a 80%-ot is elérheti. A 64



5. ábra. Az Özvény-völgy és Eperjes-bérc felső-miocén andezit piroklastitjának szemcseméret szerinti osztályozása SCHMID (1981) és FISHER & SCHMINKE (1984) nyomán

Figure 5. Classification of Upper Miocene andesitic pyroclastites near Özvény Valley and Eperjes Crag after SCHMID (1981) and FISHER & SCHMINKE (1984)



6. ábra. Alaphegységi aljzattól feltépett nagyméretű szögletes gránitblokk az Eperjes-bérc oldalán felső-miocén andezit piroklastitba ágyazva

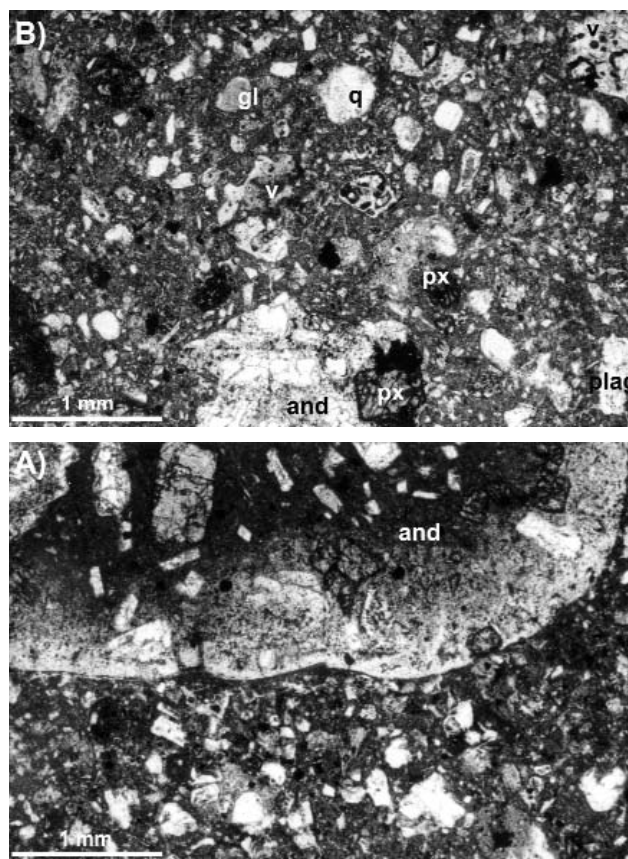
Figure 6. Large granite block torn up from the palaeo-mesozoic basement is embedded into Upper Miocene andesitic pyroclastic rock in the side of Eperjes Crag

mm-nél nagyobb, beágyazott szemcsék (blokkok) mennyisége többnyire 5–10% körül változik, de a 20%-ot ritkán haladja meg.

A blokk és lapilli szemcsetartományba eső klasztok anyaga igen heterogén. A piroxénandezit szemcsék mellett a laza molassz üledékekből és az alaphegységi aljzattól származó litikus alkotók is nagy mennyiségben fordulnak elő (pl. fillit, csillámpala, agyagpala, granitoid, mészkő, kvarcit, homokkő). Az, hogy a piroklastitos összletben kifejezetten nagyméretű (40–60 cm átmérőjű), szögletes gránit- (6. ábra) és csillámpalablokkokat is találunk, felszín alatti explózióra utal. A geofizikai felvételezések szerint a Tardona-patak és a Bán-patak közötti részen jelenleg is megfigyelhető egy markánsan, –100 – –200 m tszf-i magasságig emelkedő alaphegységi hátság, amely DK-i és ÉNy-i irányban meredeken szakad le a tardonai és ózdi medence felé (SZALAY et al. 1976, KIRÁLY et al. 1989). A környező szénkutató fúrások olyan, erősen erodált, kivékonnyodott, rétegtani hiátusokkal tarkított miocén rétegsort tártak fel, amelyből pl. a badeni képződmények teljes egészében hiányoznak (3. ábra). Ez arra utal, hogy a paleo-mesozoos aljzat az Eperjes-bérc környékén, a késő-miocén során a felszínhez viszonylag közel helyezkedhetett el.

Polarizációs mikroszkópi vizsgálatok szerint az andezit piroklastit minták főbb kőzetalkotó ásványai a piroxén, amfibol, és a plagioklász (7. ábra). Járulékosan fordul elő xenokristályként a biotit, muszkovit, glaukonit, opak szemcsék valamint kvarc. Másodlagos ásványok a limonit és hematit. A csiszolatok mintegy 30%-át kristálytöredék teszi ki.

A tufás mátrix megközelítőleg 5–10%-át, törésmutatója alapján savanyú összetételű kőzetüvegszilánkok és horzsakőszemcsék alkotják (8. ábra). A szintelen üvegszilánkok

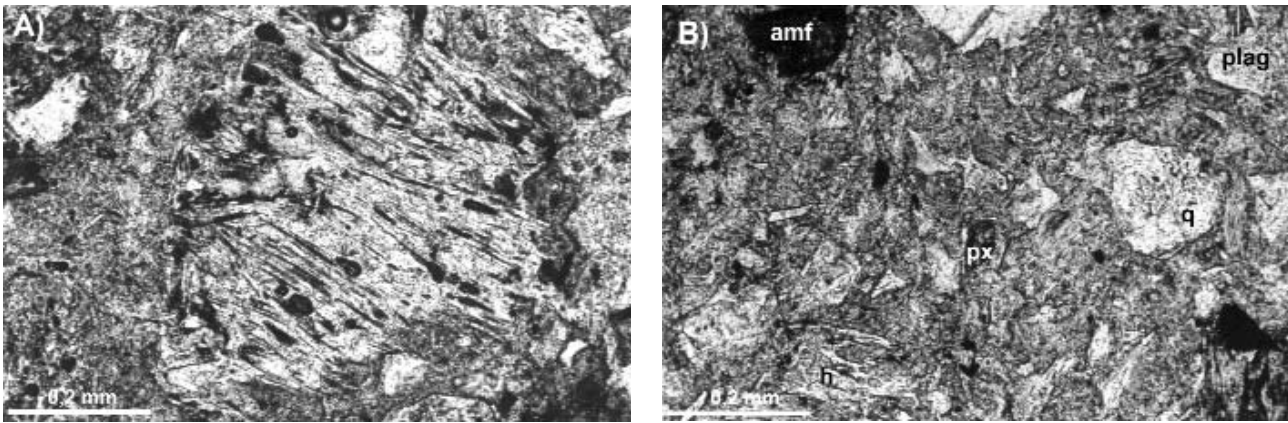


7. ábra. A) Andezitlapilli (and) szegélye. A szemcsé felülete gyorsan, üvegesen megdermedt (világos rész), míg a belső részen volt idő a Fe-Ti oxidok kristályosodására (sötét rész). B) Késő-miocén andezit lapillitufa vékonycsiszolati képe. A kőzet 2 mm alatti szemcsefrakciójában kristályokat (plag, px, gl), litikus alkotókat (q, and), vulkáni üvegdarabokat (v) találunk (1 nikol, a kép rövidebb éle eredetileg 2,75 mm)

Figure 7. A) Margin of an andesite lapilli. The surface of the clast chilled quickly (light), while in the core the slower cooling resulted Fe-Ti-oxid crystal nucleation (dark). B) Thin section of andesitic lapilli tuff. Note the crystals (plag, px, gl), lithics (q, and) and volcanic glass shards (v) components (1 Nicol, shorter side of the photo is 2.75 mm long)

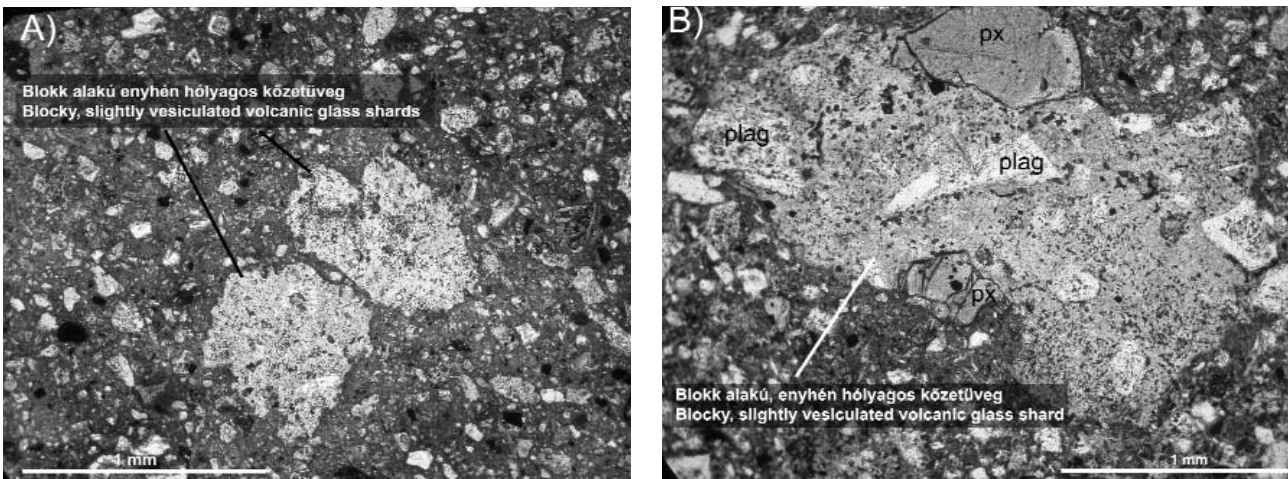
az esetek nagy részében nem üdék; gyenge halmazpolarizációs kioltásuk a szemcsék devitrifikációjára utal. Alakjuk szerint Y és tör alakú szilánkok (cusplate and blade-like glass shards) egyaránt előfordulhatnak, de alárendelten táblás üvegszilánkok is megtalálhatók (platty glass shard). A szilánkokon összesülésre utaló nyomok, pl. lekerekített élek, geometriai deformáció, lapultság, nem figyelhető meg. Erősen hólyagos, épen megmaradt horzsakőszemcsék elvéve fordulnak elő. Méretük rendszerint 0,5 mm, vagy ez alatti. Csakúgy, mint az üvegszilánkok, szintelenek és kis mértékben devitrifikálódtak, részben agyagásványosan bontottak.

A vékonycsiszolatokban 15–20%-os mennyiségben voltak megfigyelhetők világos barna, sárga színű, törésmutatója alapján bázisos összetételű blokkos kőzetüvegszemcsék (9. ábra). Leginkább 0,25–1,0 mm közötti szemcsetartományban jelentkeznek, de esetenként meghaladhatják a 4,0 mm-t is. Buboréktartalmuk általában 5–20% közötti, de ritkán előfordulhatnak ennél hólyagosabb szemcsék is. A hólyagok egyes példányokon deformá-



8. ábra. A) Csöves szerkezetű horzsakőszemcse. B) Andezit lapillitufa szöveti képe. Az ásványos alkotók (plag, px, amf) mellett litikus elegyrészek (q) és horzsakődarabok (h) is előfordulnak (1 nikol, a képek rövidebb éle eredetileg 0,55 mm)

Figure 8. A) Photomicrograph of a tubular pumice clast. B) Photomicrograph of andesitic lapillituff. The main components are crystals (plag, px, amf), lithics (q) and pumice clasts (h) (1 Nicol, shorter side of the photo is 0.55 mm long)



9. ábra. A) Enyhén hólyagos bázisos összetételű vulkáni kőzetüveg szemcsék kevés mikrolittal. B) Enyhén hólyagos bázisos összetételű vulkáni kőzetüveg szemcse jelentősebb mikrolit tartalommal

Figure 9. A) Blocky slightly vesiculated microlite-poor volcanic glass shards with intermediate-mafic composition. B) Slightly vesiculated blocky volcanic glass shard with significant amount of microlite

lódtek, ellapultak; méretük 25–100 μm közötti. Az alak deformáltság a buborékban levő gázfázis nyomásának csökkenésével és a buborék összeomlásával magyarázható.

A kőzetüvegdarabok általában eltérő mértékben tartalmaznak mikrolitokat. Az ásványos alkotók között dominál a plagioklász, de előfordul piroxén, sőt egyes esetekben erősen rezorbeált amfibol is. Sötétbarna színű, erősen hólyagos, földpát- és piroxénkristályokat tartalmazó bázisosabb összetételű salakdarabok (tachilit) elvéve szintén találhatóak a kőzetben.

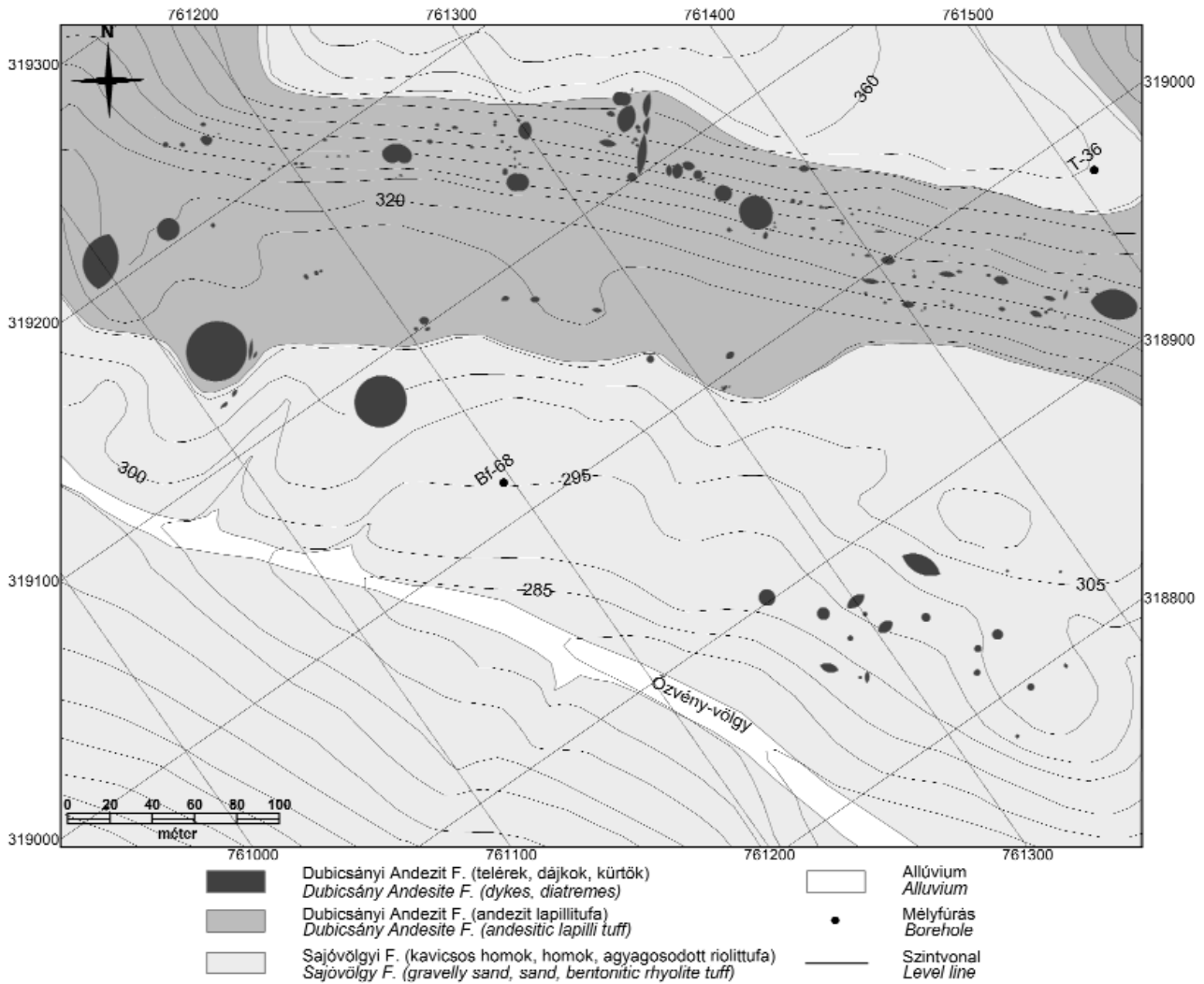
A litikus elegyrészek között uralkodóak a változatos szövetű, eltérő kristályossági fokú piroxéndezit-klaszterek. Eredetüket tekintve a különböző andezitek lehetnek az explózióval közel egyidőben létrejött, ún. rokon (cognate) litikus alkotók, vagy korábbi működési fázisokhoz kapcsolódó kőzetszemcsék egyaránt, azonban az eredet megállapítása az esetek többségében nehézségekbe ütközik.

A csiszolatokban is megfigyelhető, változó méretű csillámpala, csillámos kvarcit, gránit, granodiorit kőzetdarabjai azonban egyértelműen xenolitok.

Andezittelérek

Andezitbenyomulások, -telérek a részletesen térképezett mintaterületen belül számos helyen előfordulnak (10. ábra). Mennyiségük területarányosan a térképezési adatok alapján, a formáción belül 5%. Elterjedésük többnyire sporadikus, ám egyes esetekben bizonyos fokú ÉNy–DK-i irányítottság is felismerhető. Ezt hangsúlyozzák az Özvényvölgy mentén húzódó, néhány méter magas hosszúkás gerincek is. A lemezes elválású telérek csapása is többnyire az ÉNy–DK-i irányhoz közelít.

A magmás testek vizsgálata során alapvetően két fázist sikerült elkülöníteni: a) a magmás szerkezetek belső részén elhelyezkedő, durvablokcos, lemezes elválású köz-



10. ábra. Az Özvény-völgy–Eperjes-bérc közötti mintaterület földtani térképe
 Figure 10. Geological map of the studied area between Özvény Valley and Eperjes Crag

ponti (koherens) fáciest, ill. az ezt szegélyező b) autobrecs-csásodott, változó méretű andezitklasztokat és több-kevesebb üveges mátrixot tartalmazó autoklasztikus fáciest.

Az andezit lapillitufa mellékkőzet és a magmatestek érintkezési zónájában sajátos szegélyfácies — ún. peperites zóna — alakul ki, a laza, nedves üledék és a magma keveredése folytán (NÉMETH 1999, WHITE et al. 2000, SKILLING et al. 2002).

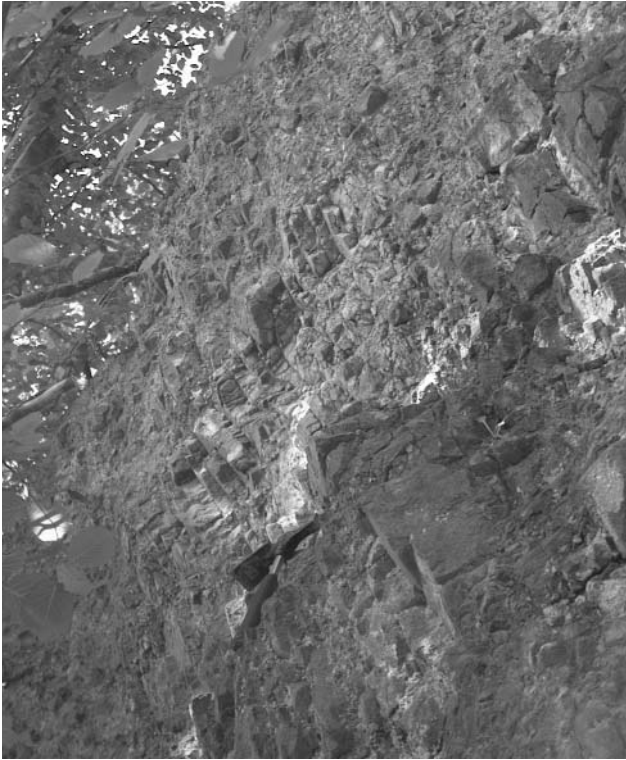
Központi (koherens) fáciés

A központi vagy koherens fáciest képviselő telérek, magmatestek mennyisége alárendelt az autoklasztikus fáciéshez képest. Ennek elsősorban az lehet az oka, hogy az erózió az esetek többségében a testek szegélyét tárta fel, és a keményebb ellenállóbb centrális részek még nem exhumálódtak. Kibúvásaik az Eperjes-bérc oldalában és az Özvény-völgy feletti lankás völgyvállon egyaránt megtalálhatók.

A durvablokkos alfáciesek esetében a szerkezeten belül az andezitfragmentumok illeszkedése szoros; közöttük a

teret nem tölti ki üveges mátrix. Ásványos összetételük egyveretű; a fenokristályokat 3 generációban jelentkező, erőteljesen kőzetüvegzárványos plagioklász földpátok, ill. orto- és klinopiroxének, továbbá opak szemcsék alkotják. Másodlagos ásványok között említendő a kőzet repedéseit kitöltő kriptokristályos kvarc, valamint a színes alkotók bomlásából származó limonit és hematit. Az alapanyag teljesen kristályos, néhol enyhén kovásodott.

A völgy csapásirányával párhuzamosan orientált lemezes elválású teléreknel a szubvertikális (~80°) elválási idomok vastagsága 2–10 cm közötti (11. ábra). A telér anyaga a test szegélye felé — az egyre szaporodó haránt irányú repedéseknek köszönhetően — szorosan illeszkedő, szögletes idomokra eshet szét, átmenetet képezve a durvablokkos alfáciesbe. A lapillitufával való közvetlen érintkezési zónában a két anyag keveredése figyelhető meg, ahol is peperitszerkezetek alakulhattak ki. A kontaktusokhoz közeli részekben a felnyomuló magma hólyagüregesedett, oxidálódott, de a test belsőbb részein is megfigyelhető az elválási idomok felületét fedő vöröses-szürkés oxihidratációs kéreg (patina).



11. ábra. Közel függőleges ÉNy-DK-i csapású, erősen összetöredezett, lemezes elválású andezit telér az Eperjes-bérc oldalán

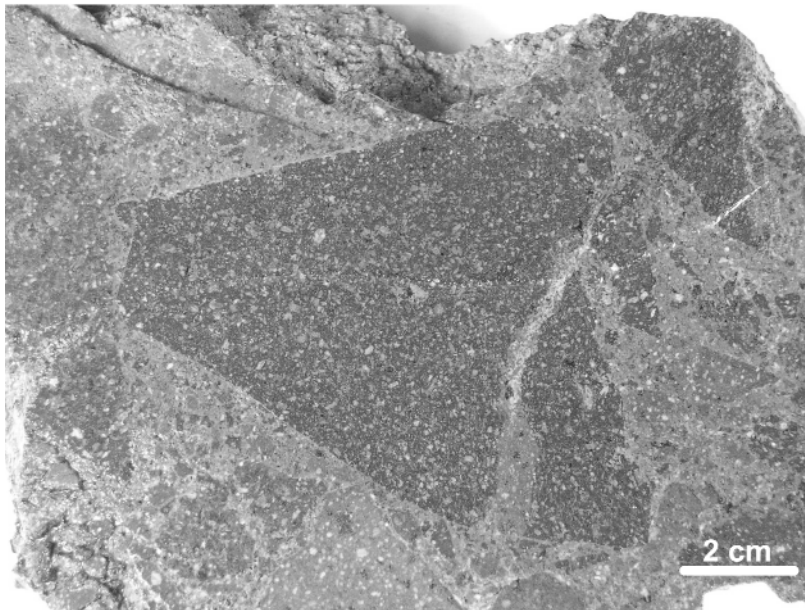
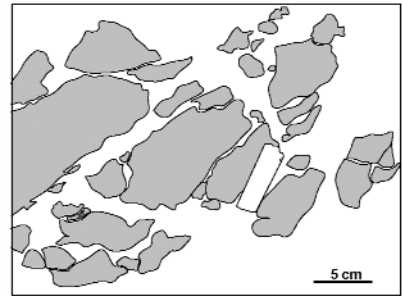
Figure 11. Subvertical, fragmented, slab jointed andesite dyke with north-east-south-west strike in the side of Eperjes Crag

Autoklasztikus fácies

A terepen megfigyelhető andezittestek döntő része a felfúvulás közben fellépő mechanikai stressz és a hirtelen megdermedés hatására autobreccsásodott. Ennek következtében változatos szemcseméretű szögletes blokkokból, ill. az ezek közötti teret kitöltő üveges mátrixból álló in situ andezitbreccsák jöttek létre. A kisebb kibúvások átmérője csupán 1,0–2,0 m, és a talajszinttől 1,5 m-nél jobban ritkán emelkednek ki, míg a nagyobbak átmérője elérheti a 10–30 m-t is. Némely esetben — hasonlóan a Putnoktól D-re, Dubicsánynál valamint az upponyi Három-kő-bércnél megfigyelhető előfordulásokhoz — 6–8 m magasan, toronyszerűen állnak ki a puhább mellékkőzetben kialakult eróziós

12. ábra. Az ún. mozaik vagy fogazott (jigsaw-fit) szövet sajátossága, hogy a kőzetet alkotó kisebb szemcsék nagyobb blokkokká illeszthetők össze a benyomult breccsásodott andezittestben. A szemcsék közötti teret világosabb üveges mátrix tölti ki. A helyben történt fragmentálódás fontos szöveti bélyege (Ózvény-völgy)

Figure 12. Jigsaw-fit texture exhibits fractured clasts that are slightly scattered but the pieces can be fitted back together in brecciated andesite intrusion. The space between the clasts filled with volcanic glass. This texture is important evidence of in situ fragmentation (Ózvény Valley)



felszínekből. Ennek következtében a befogadó üledékekkel kialakított, intenzív magma és a nedves üledék kölcsönhatására utaló kontaktusuk csupán néhány helyen őrződött meg épen.

A látszólag egységes kőzettesteket közel függőleges lefutású, radiális vagy ÉK–DNy-i csapású, 0,5 m széles repedések tagolhatják. Kialakulásuk feltehetőleg a felfúvuló magma szétágazásához köthető, de a magma hűlés közbeni térfogatcsökkenése is fontos szerepet tölthetett be.

Az autoklasztikus faciést alkotó andezitfragmentumok mérete változatos, a széleken többnyire 1–10 cm közötti, a belsőbb részeken a 10–50 cm-es blokkok a meghatározók. Rendszerint szögletesek, vagy az élek mentén kissé kerekítettek. Számos esetben lehet megfigyelni elrendeződésükben mozaik (jigsaw-fit) szöveti jelleget, ami helyben történt fragmentálódásra utal (12. ábra).

A vékonycsiszolatok elemzése alapján az andezitbreccsák blokkjainak, fragmentumainak ásványos összetétele meglehetősen egyveretű (plagioklász + ortopiroxén ± klinopiroxén + opak), azonban a kőzetszövetben jelentős különbségek mutathatók ki, ami alapján három csoportba sorolhatjuk őket (13. ábra). Az alábbiakban nézzük meg ezek jellemzőit:

a) Nagy fenokristályokat tartalmazó, teljesen kristályos alapanyagú (mikroholokristályos-porfíros) piroxénandezitek. Az alapanyag teljes egészében apró földpát mikrolitokból és opak szemcsékből áll. A fenokristályok a kőzet

~40-60%-át alkotják. Lehet ugyanazon működési fázis mélyebb szinten megszilárdult és felsodort darabja, de elképzelhető, hogy korábbi magmafelyomulás során képződött kőzetanyag.

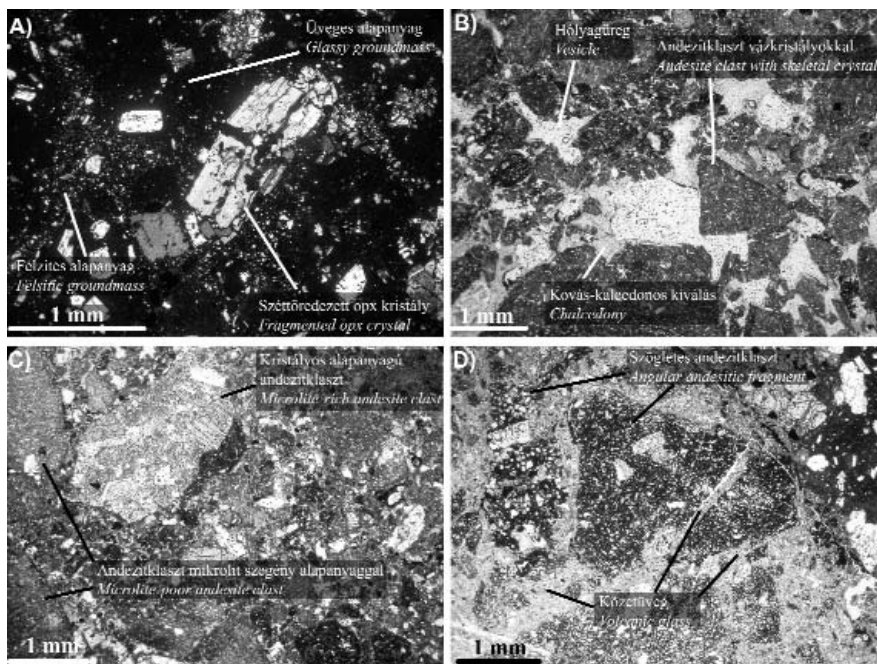
b) Nagy fenokristályokat tartalmazó, átmeneti vagy pilotaxitos szövetű piroxénandezitek. Az alapanyag elsősorban plagioklász mikrolitokból opak ásványokból és több-kevesebb kőzetüvegből áll. Az opak szemcsék mennyisége változó: egyes példányokon az alapanyag a sok Fe-Ti-oxid fázisnak köszönhetően egy nikolnál is kifejezetten sötét. Lehet tömör szövetű és mikroporózus-hólyagüreges egyaránt. A pórusfalakon 50–200 µm vastagságú, kereszttezett nikolnál sárgásfehér színű, halmazpolarizációt mutató hidrotermás fluid eredetű SiO₂ kiválások észlelhetők. E típus képviselői a magmás testek lassabban hűlő, centrális részeihez közel keletkezett fragmentumok.

c) Elsősorban mikrolitokat és mikrofenokristályokat tartalmazó piroxénandezitek. Nagy méretű (>500 µm) plagioklászok vagy piroxének elvtve fordulnak elő. Az alapanyag sok apró plagioklász mikrolitból, opak szemcséből és helyenként már jelentős mennyiségű kőzetüvegből áll. Bizonyos fokú irányítottág, enyhe trachitos jelleg előfordulhat. Gyakoriak a vázkristályok, ill. a fekete Fe-Ti-oxid maggal rendelkező plagioklász kristálykák. Mikroporózusság gyakori; a pórusokat részben vagy teljes egészében

kereszttezett nikolnál szürkésfehér-sárgásfehér SiO₂ tölti ki. Mellettük kevés agyagos vagy limonitos bevonat vagy szennyeződés is megjelenhet, különösen, ha a pórust részlegesen szétkenődött, nedves, agyagos zárvány hozta létre. Az alapanyagban a Fe-Ti-oxidok mennyisége változó, Szélsőséges esetben az alapanyag egy nikol állásnál sötétszürke-fekete. Az ilyen típusú szövet gyors hűlést, megdermedést jelez, így a magmatestek szegélyéhez közel képződött fragmentumokra jellemző.

Az utóbbi két típus mennyisége a kőzettesten belüli helyzettől függően változhat. Mikroszkóp alatt is megfigyelhető, hogy a kőzetszemcsék, vagy nagyobb fenokristályok — csakúgy, mint a nagyobb fragmentumok esetében — összeilleszthető darabokra estek szét (13. ábra).

A breccsásodott andezittestekben a szemcsék közötti teret világosszürke-barnásszürke mátrix tölti ki. Anyagát, a mikroszkópos vizsgálatok szerint, elsősorban kőzetüveg, alárendelten kevés földpát és opak mikrolit alkotja. A kőzetüveget a palagonitosodáshoz hasonló átalakulásokra utaló elváltozások jellemzik; így többnyire kissé bontott, mikroporózus, repedezett, zavaros. A pórusok, repedések falát, halmazpolarizációt mutató SiO₂ kiválások, ill. kevés agyagásvány- és limonitlepedék borítja be (13. ábra). A mátrix bontottságának függvényében, kisebb-nagyobb mennyiségben másodlagos limonit vagy hematit is előfordul. A szöveti vizsgálatok



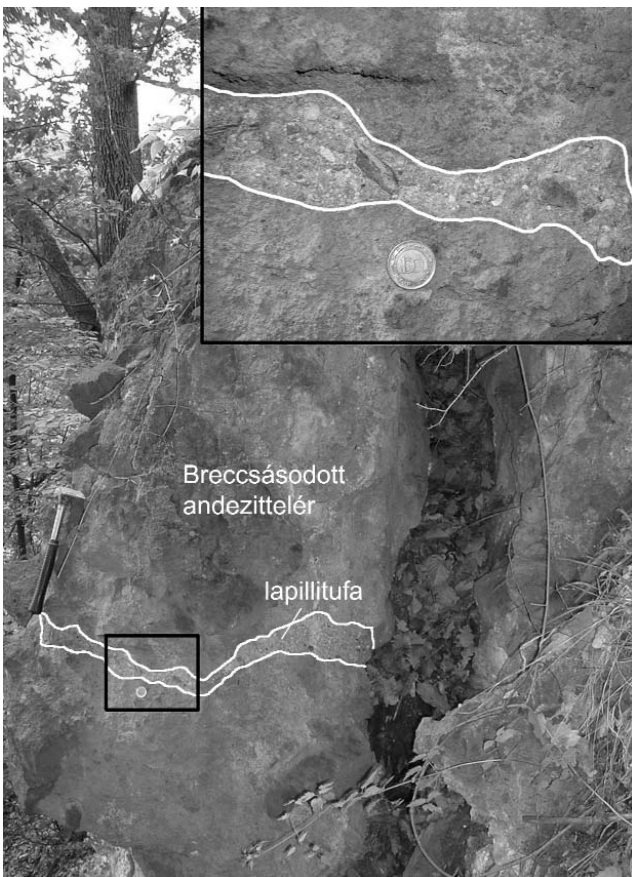
13. ábra. Autoklasztikus fácies mikroszkópi képei: A) Széttörődött ortopiroxén kristály. Megfigyelhető az alapanyag kristályosságai fokában tapasztalható eltérést. B) Kovás-kalcendons kiválás a pórusfalakon. C) Erősen kristályos alapanyagú andezitklast. D) Széttörődött, kristályos alapanyagú andezitklastok világos kőzetüveg mátrixba ágyazva (mozaik szövet), (Özvény-völgy, 1 nikol)

Figure 13. Photomicrographs of autoclastic facies: A) Fragmented orthopyroxene phenocryst. Note the variances of the groundmass crystallinity. B) Chalcedony on the pore wall. C) Andesitic fragment with highly crystallized groundmass among andesitic fragments with slightly crystallized groundmass. D) Fragmented andesitic clast (dark) embedded into volcanic glass (light) matrix (jigsaw-fit texture), (Özvény Valley, 1 Nicol)

alapján az autoklasztikus fácies breccsái olyan hialoklasztiként értelmezhetők, amelyek az olvadék felszín alatt bekövetkező, explózió nélküli hirtelen hűlése, dermedése során keletkeznek (BUSBY-SPERA & WHITE 1987).

Kontakt zóna, peperites szegély

Az andezitbenyomulások szegélyén, a mellékkőzettel való keveredés során sajátos keverékkőzet, ún. peperit jött létre. A magmatestek és a befogadó mellékkőzet, az andezit vulkanoklasztit kontaktusa többnyire egyenetlen felületű, de markáns (14. ábra). Az érintkezési zóna mentén kontakt hatásra keletkezett, folyásos vagy orientált szövet nem volt megfigyelhető, azonban az andezitmagma vörhenyes elváltozása, hólyagüregesedése gyakran látható. Az érintkezési szegélyek ugyan többnyire erősen, mozaikosan erodáltak, azonban néhány esetben viszonylag ép peperites zóna is fennmaradt. Ezek a helyeken befogadó mellékkőzetet alkotó lapillitufa, ill. az andezitmagma változó mértékben összekeveredett. A folyamat során a magma néhány tized millimétertől több centiméterig terjedő nagyságú, szögletes alakú szemcsékre fragmentálódott szét, miközben a vulkanoklasztikus réteg homokkő, kvarcit, csillámpalaklasztokat tartalmazó anyagába nyomult.

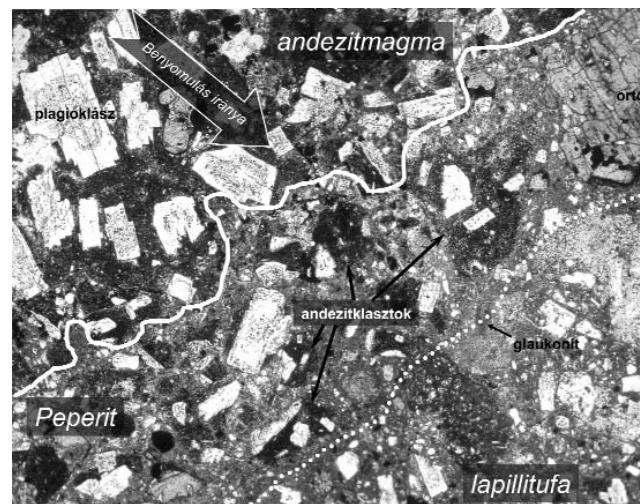


14. ábra. Reliktumként megőrződött andezit lapillitufa kőzettest egy salakosodott, breccásodott andezitintrúzió szegélyén. Peperit jellegű szerkezet az Eperjes-bérc oldalán

Figure 14. Andesitic lapilli tuff 'relict' along the margin of a brecciated andesite intrusion. Peperite structure in the side of Eperjes Crag

A szögletes andezitfragmentumok ásványos összetétele szintén egyveretű (plagioklász + ortopiroxén + klinopiroxén + opak), míg szövete leginkább az átmeneti, ill. pilotaxitos típusokba sorolható. Gyakran mikroporozusak; ilyenkor a porúfalakat vékony kriptokristályos kvarckiválás borítja. Az andezitfragmentumok üveges alapanyaga nagy mennyiségben tartalmaz apró Fe-Ti-oxid kristályokat. A mechanikai stressz és hűlés következtében fragmentálódott szemcsék igen gyakran alkotnak mozaik (jigsaw-fit) szövetet. A jelenséget nagyobb fenokristályokon (pl. táblás plagioklászokon, piroxéneken) is kitűnően meg lehet figyelni. A peperit szerkezetekben a mellékkőzetbe diszpergált szögletes andezitszemcsék között a teret a mellékkőzet anyaga — jelen esetben andezit lapillitufa — alkotja, ami alapján el lehet különíteni az autoklasztikus fáciestól (15. ábra).

A blokkos peperitnél ritkábban, szintén megtalálhatók lekerekített szegélyű, nyelv alakú, megnyúlt andezitdarabkák, amiket gömbös vagy fluidális peperitnek (globular or fluidal peperite) nevezünk (SKILLING et al. 2002). A klasztok mérete a gömbös vagy fluidális peperitnél 5-20 cm közötti volt.



15. ábra. Andezit magma és lapillitufa érintkezési felületén kialakult peperit mikroszkópi képe (Özvény-völgy, 1 nikol)

Figure 15. Photomicrograph of peperite structure formed by mingling of andesitic magma and sediment (lapilli tuff), (Özvény Valley, 1 Nicol)

Diskusszió

A mintegy 17,5 ha kiterjedésű, részletesen felvételezett mintaterületünkön a Dubicsányi Andezit Formációt alkotó képződményeket tettük részletes vulkanológiai és fáciestani vizsgálat tárgyává. A megközelítőleg 80 m rétegvastagságban feltárt formációt túlnyomó részt andezit lapillitufa alkotja. A piroklasztit összetétel gyenge osztályozottsága, tág határok között változó szemeloszlása, rétegmentes volta inkább szárazföldön lerakódott gravitációs tömegárokra, törmelékárakra utal, semmint hullott piroklasztitra, amit hazai analógiák is alátámasztanak (NÉMETH et al. 2003). Meg kell jegyeznünk azonban, hogy a vulkáni sorozat az egész dombság területén erősen erodált, ami nagymér-

tékben korlátozza a működési mechanizmus pontosítását, valamint az eredeti vulkáni szerkezetek rekonstruálását. A tanulmányozott piroklasztit minták szöveti képe és kőzetüveg-tartalma alapján a piroklasztit-összlet elsődleges robbanásos kitorrés termékének tekinthető, míg a vulkáni törmelékanyagba került nem szenesedett növényi maradványok és az összesülés hiánya a képződési hőmérséklet alacsony értékét jelzik.

Friss magmából keletkezett juvenilis alkotóknak tekinthetjük a barnássárga színű, bázisos összetételű, szögletes, blokk alakú kőzetüveg darabokat, a szögletes andezitklasztitokat, továbbá a mátrixban előforduló plagioklász-, piroxén- és amfibolkristályokat, mivel ezek a komponensek a szövet-elemzések szerint áthalmozást nem szenvedtek. Járulékos alkotók közé sorolhatók a változatos összetételű és morfológiájú nem vulkáni eredetű kőzettörmelékek (mészke, gneisz, homokkő stb.), valamint a koptatott vulkanitszemcsék (változó mértékben gömbölyített andezitek, dácitok). Szintén a járulékos alkotókat gyarapítják a muszkovit, kvarc, glaukonit, biotit kristálytöredékei, amelyek a prevulkáni kőzetsorozatból a kitorrés során kerültek az andezites piroklasztit sorozat anyagába. A kis mennyiségben előforduló savanyú kőzetüvegszilánkok, ill. ritkán megtalálható horzszakőszemcsék megint csak a prevulkáni aljzatról származnak, ugyanis kémiai összetételük az andezitestől jelentősen eltér. A Dubicsányi Andezit Formáció fekéjében, a klasszikus felosztás szerinti, regionális elterjedésű három („alsó”, „középső”, „felső”) savanyú tufa szint egyaránt megtalálható. Az andezites vulkáni működés ezekből a savanyú piroklasztit rétegekből robbantotta ki a savanyú üvegszilánk és biotit törmelékeket.

A lapilli és blokk méretű alkotók között igen jelentős volt a járulékos litikus alkotók aránya, amelyek között a sekély- és mélyebb aljzat számos kőzetváltozata megtalálható (fillit, csillámpala, agyagpala, metabázit, granitoid, mészke, kvarcit, homokkő, aleurit, savanyú portufa). A lapillitufa 2 mm alatti szemcseméretű mátrixa szintén gazdag a prevulkáni aljzatról származó fragmentumokban (homokkő darabok, savanyú horzszakőszemcsék, savanyú kőzetüveg szilánkok, üledékes ásványszemcsék). A piroklasztit rétegek 50%-ot meghaladó járulékos kőzettöredék-tartalma felszín alatt bekövetkezett kitorrésokra utal (LORENZ 1985, 1986).

A lapillitufa egyes szöveti bélyegei alapján (enyhén hólyagos, bázisos összetételű kőzetüvegtartalom) a robbanás fókuszában a sekély aljzatról alkotó üledékek vízeltett, laza állapotban lehettek. A pórusvízzel érintkező magma felfűtötte a víztartó rétegek pórusvizét és hőenergiájának egy része mechanikai energiává alakult, ami robbanás formájában szabadult fel freatomagmás kitorrés eredményezve (HEIKEN 1972, FISHER & SCHMINKE 1984). A juvenilis vulkáni üvegszemcsék eltérő mértékű hólyagos-sága arra utal, hogy a magma feltehetőleg több mélység-szintben is kigázosodhatott (WHITE 1991, HOUGHTON et al. 1999), ill. a prevulkáni sekélyaljzat pórusvíztartalma eltérő lehetett (WHITE 1996, 2001).

A vulkáni működéssel megközelítőleg egyidőben a konszolidálatlan „sárszerű” tefraösszletet andezittelérek

járták át. A legnagyobb andezitbenyomulások átmérője 10–30 m között változik, azonban rendszerint 10 m-nél kisebbek, gyakran csak 3–5 m-es kiterjedésűek, változatos alkatúak. Számuk a vizsgált területen meghaladja a százat, ami azt jelenti, hogy a benyomuló andezites olvadék számos, relatíve kis méretű apofízaserű telérre oszlott szét, és nem maradt meg egy, vagy néhány nagyobb kiterjedésű koncentrált felnyomulásban. A feltárások nem teszik lehetővé annak vizsgálatát, hogy a felszínen önálló felnyomulásoként észlelhető intrúziók egymással milyen kapcsolatban állnak: vagyis azt, hogy milyen lehet a szekély szubvulkáni szerkezet geometriája. A kérdés megválaszolása esetleg geofizikai vizsgálatokkal (pl. GPR, VESZ műszeres mérések) lenne lehetséges. A terepi megfigyelések azt támasztják alá, hogy a felnyomuló olvadék kis mélységben, cédrusfaszerűen, több apofízára és telérre ágazhatott szét. Erre enged következtetni az a dombság számos pontján megfigyelt jelenség, hogy a különböző andezittelérek dőlése sok esetben függőleges vagy közel függőleges iránytól jelentősen eltér, sőt esetenként kifejezetten szintes településűek, szill jellegűek (pl. Szoros-völgy).

A helyenként orientált rajokat alkotó apró felnyomulások, ill. az andezit piroklasztit rétegek jellege a miskolci Avas-Északtól a Putnok–Felsőnyárad körzetig hasonló karaktert mutat. A piroklasztit összlet változó vastagsága részben eredendő regionális eltérést jelez a magmás anyag utánpótlásában, részben pedig a változó kitérttség okozta differenciált lepusztulás következménye. A litikus alkotók összetételében és méretében tapasztalható különbségek egyrészt a mélyebb prevulkáni aljzat eltéréseit, másrészt a felszín alatti robbanások energiáinak helyi különbségeit tükrözik (CSÁMER 2006), ennek ellenére az uralkodó szöveti bélyegek nagymértékben hasonlóak. A legtávolabbi előfordulások egymáshoz viszonyított távolsága (30–50 km) alapján valószínű, hogy az andezites magma számtalan, eltérő méretű csatornán keresztül áramolhatott fel, továbbá, hogy ezek egy része a vulkáni kitorrésokat táplálta. Az elsődleges vulkáni szerkezetek a miocén végétől kezdve olyan mélyen erodálódtak, hogy az egykori vulkáni felépítmény már nem azonosítható.

Az andezites magmatestet hirtelen hűlése során keletkezett hialoklasztit (autoklasztikus fácies) arra utal, hogy a mellékkőzet jelentős pórusvíztartalommal rendelkezett. A laza tefra és a magma kontaktusa mentén intenzív magma és nedves üledék kölcsönhatás eredményeként peperitszerkezetek jöttek létre. A magmatest frontján hirtelen hűlésre bekövetkező üveges megdermedés, kovásodás, hólyagosodás, oxidáció, a mellékkőzetben pedig kovásodás és magmával való keveredés zajlott le. BUSBY-SPERA & WHITE (1987) fáciesrendszerét alapul véve az Özvény-völgyben a peperitszerkezetek két szélső tagja különíthető el. A blokkos peperit esetében szögletes magmaklasztok figyelhetők meg az üledékes mellékkőzetben diszpergálva, míg a fluidális vagy gömbös peperitek ovális, lekerekített szegélyű szemcséi a forró magma által fluidizált üledékben alakulnak ki. Az előbbi létrejötte a majdnem megszilárdult

magma mechanikai hatásra történő széttöredezésével, míg az utóbbi a még képlékeny olvadék plasztikus deformációjával hozható összefüggésbe.

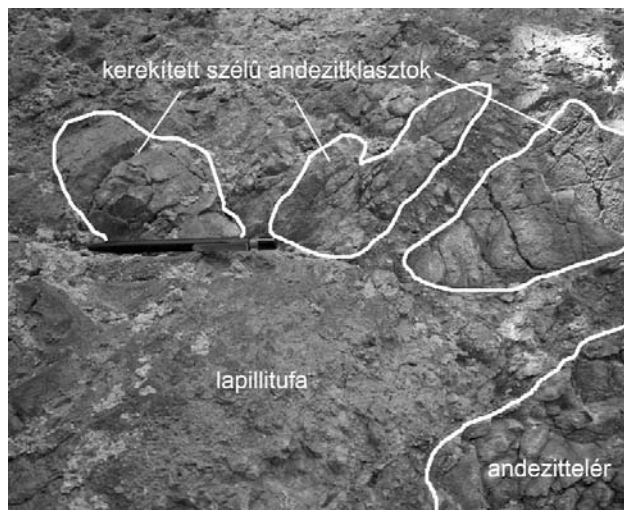
Általában a finomszemcsésű üledékekkel való keveredés a fluidális, míg a durvább szemű üledékekkel történt érintkezés a blokkos peperitek képződésének kedvezett, azonban több hazai feltárás példáján is nyilvánvalóvá vált, hogy a mellékkőzet szemcseméretén túl számos egyéb tényező is befolyásolhatja a peperitképződést (MARTIN & NÉMETH 2007). Ilyen tényező lehet például az egykori környezet paleohidrogeológiai viszonyaiban előforduló eltérés, különös tekintettel a befogadó mellékkőzet pórusvíztartalmának változására, vagy akár az üledék reológiai adottságai is. A Balaton-felvidéki Hajagos-hegynél együtt jelentkező kétféle peperitfácies kialakulása részben a mellékkőzetek eltérő szemcseméretével magyarázható (MARTIN & NÉMETH 2000, 2007), míg a Tátika, Bazsi és Sümegprága területéről leírt szubvulkáni szerkezetek komplex peperites szegélyei eltérő pórusvíztartalmú, kompaktiójú üledékes környezetet jeleznek (NÉMETH & MARTIN 2007). A blokkos, ill. fluidális peperitek együttes megjelenése esetünkben a mellékkőzet szemcseméretével nem mutatott összefüggést, mivel mindkét típus megtalálható volt ugyanazon mellékkőzetben. A kontaktusok peperitfáciesek kialakulásánál inkább a paleohidrogeológiai viszonyok lehettek meghatározóak.

A forró magma és nedves üledék kölcsönhatása során gőzfilm képződhet az olvadék körül, ami megvédi a magmát a pórusvízzel való közvetlen érintkezéstől, így az lassabban szilárdul meg. Amennyiben stabil gőzfilm jön létre a benyomuló magma körül, úgy a képlékeny töredezés játszsa a fő szerepet a peperitklasztok kialakulásában (KOKELAAR 1986, SKILLING et al. 2002), ami nagy mennyiségű fluidális peperit képződéséhez vezet. A vizsgálati területen a blokkos peperitek az általánosan elterjedtek, amire magyarázat lehet, hogy a laza, nagy hézagterfogatú rendelkező lapillitufa mellékkőzetből a pórusvíz gyorsan eltávozott a fűtőhűtő kölcsönhatás során. Így keveredéskor az üledék és magma érintkezési zónájában stabil gőzfilm elvéve tudott kialakulni, ami inkább a blokkos peperitek kialakulásának kedvezett (16. ábra).

A magmatestek környezetében számottevő hidrotermális elváltozás nem volt megfigyelhető. A kovás-kalcedonos kiválásokon, kis mértékű agyagásványosodáson túl ilyen jellegű átalakulás nyomai nem jelentkeztek (pl. zeolitoidosodás, ércesedés), ami arra utal, hogy fejlett hidrotermális rendszer kialakulásához a feltételek nem voltak kedvezőek.

Következtetések

A szakirodalmi adatokkal ellentétben az Özvénylvölgy–Eperjes-bérc területén nem voltak megtalálhatók andezitagglomerátumok, ezzel szemben az erősen erodált vulkáni formáció anyagában nagyszámú sekély szubvulkáni intrúzió és kürtő azonosítható. Az andezit piroklasztit anya-



16. ábra. A lemezes elválású telérek frontján megjelenő gömbös vagy fluidális peperit sok esetben csak a feltárások részletes vizsgálatával azonosítható (Eperjes-bérc)

Figure 16. Detailed geological mapping and profiling was required for recognition of globular or fluidal peperite at the front of a slab jointed dyke (Eperjes Crag)

ga jelentős mennyiségben tartalmaz szögletes, vagy élein kerekített andezitklasztokat, azonban sem morfológiai, sem pedig genetikai értelemben nem nevezhetők agglomerátumoknak. Így fennáll annak a gyanúja, hogy a korábban „andezitagglomerátumnak” nevezett képződmények valójában breccsásodott magmatestek, kürtőmaradványok, ill. peperitszegélyek, vagy ezek szétrobbant, áthalmozott maradványai, melyek azonosításához körültekintő terepi munka (szelvényezés, térképezés) szükséges. A részletes földtani, vulkanológiai térképezési adatok szerint a kürtők, benyomulások mennyisége területileg kissé változó 3–10%, átlagosan 5% körüli, méretük rendszerint 30 m alatt marad, számuk azonban a választott mintaterületen belül meghaladja a százat. Így a földtani térképezési gyakorlatban használt 1:10 000 vagy 1:25 000-es méretarányú térképeken nem ábrázolhatók, sőt a benyomulások területi eloszlásának pontos megismeréséhez az észlelési sűrűséget is egy nagyságrenddel meg kellett növelni.

A nagy területen egységes, járulékos kőzettörmelékekben gazdag andezit piroklasztit összetételű egyveretűségre arra utal, hogy a magma számos csatornán keresztül áramolhatott fel. Az eredeti vulkáni szerkezetek viszont olyan mértékben lepusztultak, hogy a vulkáni felépítmény rekonstruálására nem adnak lehetőséget.

A telérek, magmatestek, valamint a befogadó mellékkőzetek érintkezési zónájában intenzív magma és nedves üledék kölcsönhatás zajlott. Mind a lapillitufa, mind pedig az intrúziók szegélyfáciesek képződésében jelentős szerepe volt a felszín alatt tárolódó pórusvíznek. A piroklasztikus sorozatnál a prevulkáni aljzat pórusvizének hozzákeveredése freatomagmás kitörést eredményezett, míg a magmabenyomulások kontaktusán peperitszerkezetek alakultak ki. Peperites litofáciesek felismerése és tanulmányozása jelentős mértékben hozzájárult a környezet ősföldrajzi, paleohidrogeológiai viszonyainak részletesebb megismeréséhez.

réséhez. A magma és a nedves üledék kontaktusain végzett részletes vizsgálatok mutattak rá arra, hogy a mellékközetek fizika jellemzői erőteljesen befolyásolják a peperitképződés menetét, más szóval a peperitfáciesek, kontakt litofácies övek minőségi változásai tükrözik a képződéskori öskörnyezeti viszonyokat.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani CZIFRA Lórántnak, MCINTOSH Richardnak és NÉMETH Gábornak (DE Ásvány- és Földtani Tanszék) a terepi felvételezések során nyújtott segítségükért.

Irodalom — References

- BOGNÁR L. & PÓKA T. 1964: Nagybátonyi andezittelér slir- és homokkő érintkezései. — *Földtani Közlemények* **94**, 82–88.
- BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., KOZÁK M., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI ZS., PRAKALVI P., PÜSPÖKI Z., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., FÖLDESSY J. & ZELENKA T. 1999. Az Északi-Középhegységi terület fedetlen földtani térképe (negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1: 100 000. — Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BUSBY-SPERA, C. J. & WHITE, J. D. L. 1987: Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties. — *Bulletin of Volcanology* **49**, 765–776.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988: Volcanic Successions: modern and ancient – Uniw Hyman, London, 528 p.
- CSÁMER Á. & NÉMETH G. 2000: Tanösvény tervezet a "Tardona vulkán" és a Fehér-völgy területén. — *Földtudományi Szemle* **1**, 85–90.
- CSÁMER Á. 1999: Környezetföldtani vizsgálatok Tardona térségében. — Kézirat, diplomadolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, 100 p.
- CSÁMER Á. 2002: Dédestapolcsány (87–221) 10 000-es lap földtani észlelési jegyzőkönyve. — Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, 41 p.
- CSÁMER, Á. 2003: Shallow subvolcanic andesitic magmatism in the East Borsod Basin: an example of magma/wet sediment interaction. — Acta Mineralogica-Petrologica, Abstract Series 1, 2nd, „Mineral Science in the Carpathians” Conference, Miskolc, March 6–7, 2003, Hungary, p. 22.
- CSÁMER Á. 2006: Jelentés a Bükk-hg. ÉK-i előterében végzett 1:10 000 léptékű reambuláló földtani térképezésről: Dubicsányi Andezit Formáció. — Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, 180 p.
- ERHARDT Gy. 1964: A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1962. évről*, 391–425.
- FISHER, R. V. & SCHMINKE, H-U. 1984: *Pyroclastic rocks*. — Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 195–232.
- GYARMATI P. 1964: A Tokaji-hegység északi részének dácit- és andezitfajtái – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1962. évről*, 367–390.
- GYARMATI P. 1977: A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 58*, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 195 p.
- HÁMOR G. 2001: A Kárpát-medence miocén ősföldrajza: Magyarázó a Kárpát-medence miocén ősföldrajzi és fáciestérképéhez – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 66 p.
- HANSON R. E. & WILSON T. J. 1993: Large scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **54**, 247–264.
- HANSON, R. E. & HARGROVE, U. S. 1999: Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California – *Bulletin of Volcanology* **60**, 610–626.
- HEIKEN, G. H. 1972: Morphology and petrography of volcanic ashes. — *Geological Society of America Bulletin* **83**, 1961–1988.
- HOUGHTON, B., WILSON, C. & SMITH, I. 1999: Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91**, 97–120.
- KIRÁLY E. 1989: A Bükk hegység ÉNY-i előterének geoelektromos kutatása. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. Évi Jelentése*, p. 42.
- KOKELAAR, B. P. 1986: Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. — *Bulletin of Volcanology* **48**, 275–289.
- KOZÁK M., BARTA I. & SZŐÖR GY. 1985: A kővágóörsi halloysit ásványtani és geokémiai vizsgálata, genetikája. — *Földtani Közlemények* **115**, 281–292.
- KOZÁK M., CSÁMER Á., GÖNCZY S. & KOVÁCS-PÁLFFY P. 2001: Intruzív hialoklasztitok képződése neogén molassz környezetekben. — *Bányászati-Kohászati-Földtan Konferencia, Csíksomlyó 2001. április 5–8.*, p. 70.
- KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z., CSÁMER, Á., CSATHÓ, B., PÉCSKAY, Z. & BARTA, I. 1998: Volcanology and geochronology of East Borsodian Basin. — Carpathian-Balkan Geological Association 16th Congress aug. 30 – sept. 2 1998, Wien, p. 301.
- LORENZ, V. 1985: Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. — *Transaction of the Geological Society of South Africa* **88**, 459–470.
- LORENZ, V. 1986: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. — *Bulletin of Volcanology* **48**, 265–274.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2000: Peperite structures from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary): Examples from Hajagos-hegy. — *Terra Nostra* **6**, International Maar Conference, Daun, Germany, 20–23 August 2000, 318–329.

- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007: Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocen volcanic fields of Western Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **159**, 164–178.
- MCPHIE, J. & ORTH, K. 1999: Peperite, pumice and perlite in submarine volcanic successions: implications for VHMS mineralisation. — *Proceeding of Pacrim '99*, Bali, Indonesia, 643–648.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks – Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania Hobart, Australia, 198 p.
- NÉMETH K. 1999: Vízalatti vulkanizmus jelenségei, üledékképződési folyamatai és kapcsolatai a szárazföldi vulkáni folyamatokkal. — *Földtani Közlemény* **129/3**, 419–443.
- NÉMETH K. & MARTIN U. 2007: Shallow sill and dyke complex in western Hungary as a possible feeding system of phreatomagmatic volcanoes in „soft rock” environment. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **159**, 138–152.
- NÉMETH K., MARTIN U. & CSILLAG G. 2003: Lepusztult freatomagmás vulkáni kráter és kürtőkitöltés-roncsok (diatréma) a Bakony-Balaton-felvidéki vulkáni területen. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2000–2001*, 83–99.
- PÓKA T. 1960: Hipovulkanitok a nagybányai barnakőszén-piroxénandezit kontaktusból. — *Földtani Közlemény* **90**, 173–183.
- PÓKA T. & SIMÓ B. 1964: Kőszénhamu-elemzések a nagybányai barnakőszén-piroxénandezit kontaktusból. — *Földtani Közlemény* **94**, 89–95.
- PÓKA T. & SIMÓ B. 1966: A mellékkőzet szerepe a Nagybányai környéki szubvulkáni képződmények kialakulásában. — *Földtani Közlemény* **96**, 441–452.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M. & CSÁMER Á. 2001: A Borsodi-medence miocénjének vulkanosztratigráfiai kapcsolatai a K-ÉK-magyarországi térséggel. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **35**, 255–262.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., CSÁMER Á., MCINTOSH R. & VINCZE L. 2003: A Tardónai-dombság szarmata üledéksorának öskörnyezeti és szekvenciasztratigráfiai elemzése. — *Földtani Közlemény* **133/2**, 191–209.
- SCHMID, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendation of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. — *Geology* **9**, 41–43.
- SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. — *Magyar Királyi Földtani Intézet kiadványai*, Budapest, pp. 5–390.
- SCROPE, G. P. 1858: *The Geology of Extinct Volcanoes of Central France*. — John Murray, London, 258 p.
- SHERIDAN, M. F. & WOHLTZ, K. H. 1981: Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. — *Science* **212**, 1387–1389.
- SHERIDAN, M. F. & WOHLTZ, K. H. 1983: Hydrovolcanism: basic considerations and review. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **17**, 1–29.
- SKILLING, I. P., WHITE, J. D. L. & MCPHIE, J. 2002: Peperite: Processes and Products of magma-Sediment Mingling. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **114**, Special Issue, 250 p.
- SQUIRE, R. J. & MCPHIE, J. 2002: Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **114**, 45–61.
- SÜTŐ, L., CSÁMER, Á. & HOMOKI, E. 2006: The role of the geological and the geomorphological endowments in landuse on the catchment area of Tardona stream (NE-Hungary). — *Zborník z III. medzinárodného geografického kolokvia, Zmeny v štruktúre krajiny ako reflexia súčasných spoločenských zmien v strednej a východnej Európe, Danisovce*, 133–137.
- SZALAY, I., DUDÁS, J., HEGEDŰS, E., SCHÖNVISZKY, L. & TABA, S. 1976: Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó-vonal környékén. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1975. Évi Jelentése*, 26–30.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **5**, 197–233.
- TOMKIEFF, S. I. 1983: *Dictionary of petrology*. — John Wiley & Sons, 680 p.
- WHITE, J. D. L. 1991: Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. — *Bulletin of Volcanology* **53**, 239–258.
- WHITE, J. D. L. 1996: Pre-emergent construction of a lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). — *Bulletin of Volcanology* **58**, 249–262.
- WHITE, J. D. L. 2001: Eruption and reshaping of Pahvant Butte volcano in Pleistocene Lake Bonneville. — In: WHITE, J. D. L. & RIGGS, N. R. (eds): *Volcaniclastic sedimentation in Lacustrine Settings*. Blackwell Sciences, Oxford, 61–80.
- WHITE, J. D. L., MCPHIE, J. & SKILLING, I. 2000: Peperite: a useful genetic term. — *Bulletin of Volcanology* **62**, 65–66.

Kézirat beérkezett: 2007. 06. 11.