

Gadányi Péter

BAZALTLÁVA BARLANGOK MORFOGENETIKAI TÍPUSAI IZLANDON

ÖSSZEFOGLALÁS

Izlandon, a bazaltlávában fellelhető barlangoknak eddig 9 morfogenetikai típusát lehetett elkülöníteni, két fő csoportban:

Szingenetikus lávabarlang típusok: lávaalagút barlang, vertikális csatornák és kürtő barlangok, hornito barlangok, tumulus barlangok, gázhólyag üregek

Posztgenetikus lávabarlang típusok: abrázíós lávabarlangok, evorziós lávabarlangok, hasadék lávabarlangok, valamint ide tartoznak a hőforrásvidekek hidrotermális oldással tágtított felszínalatti hasadék-rendszerei is.

A lávabarlangok különböző típusai mind a létrehozó folyamatok, mind pedig az ezek során kialakult morfológiai jellegzetességeik tekintetében igen változatosak és nagyban eltérnek egymástól.

I. Bevezetés

Az Atlanti-óceán északi része alatt húzódó Reykjanes-hátság, és hot-spot egyesülésének köszönhetően Izlandot 20–25 millió éve élénk vulkáni aktivitás jellemzi. A 103 000 km² területű sziget tömegének 90 %-át egymásra települt, döntően bazaltláva-folyások és a közéjük települt magmás intrúziók építik fel, 10 000 méteres vastagságban (GUÐMUNDSSON 1996). A vulkánkitörések során kiömlő, hatalmas területet beborító bazaltlávákban különféle genetikájú és morfológiájú barlangok képződtek.

A barlangok a karsztos területek barlangjaihoz képest igen rövid idő alatt keletkeznek, és kialakulásukban az oldódásnak nincs számottevő szerepe. Bár genetikailag különböznek egymástól, mégis, érdekes módon, morfológiailag, valamint hidrológiai viszonyaik tekintetében sok hasonlóság fedezhető fel közöttük. Ezért a lávabarlangok pszeudokarsztos jelenségnek tekintendők (KEMPE–HALLIDAY 1997). Hazánkban is egyre fokozódik a lávabarlangok iránti érdeklődés, amelyet az MKBT szakosztálya, a Vulkánszpeleológiai Kollektíva folyamatosan gyarapodó eredményei bizonyítanak (ESZTERHÁS 2003).

Izland lávabarlangjait az Izlandi Barlangkutató Társaság (Hellarannsóknafélag Íslands) tagjai végzik, közöttük BJÖRN HRÓARSSON munkásságát kell mindenekelőtt kiemelni (HRÓARSSON 2006). A Társaság tagjai a Surtur nevű folyóiratukban publikálják legújabb eredményeiket. A külföldi kutatók közül az izlandi a lávaalagutak morfológiájával foglalkozott (MILLS–WOOD 1971, 1972, 1977, McKAIN 1989), de az újabb kutatások is ezen lávabarlang típushoz tartozó barlangrendszerek feltárását tűzték ki célul (WOOD–CHEETHAM–POLONEN–WATTS 2003).

Az izlandi lávabarlangokra vonatkozó magyar kutatási eredmények közül VERESS (1999) munkája ismeretes, aki a lávaüregek és a felszíni pszeudokarsztos formák genetikai összefüggéseit vizsgálta.

Az izlandi lávabarlangok nagy mennyisége és sokfélesége mellett, az eddigi kutatások döntően a lávaalagutak vizsgálatára irányultak, ezért a többi – kisebb méretű és ritkábban előforduló – szintén változatos genetikájú típusok részletesebb kutatása még sok új eredményt hozhat.

Jelen tanulmány célja az izlandi lávabarlangok változatos genetikai típusainak csoportosítása, az adott típusokra leginkább jellemző, meghatározó formajegyek bemutatása és azok kialakulásának az ismertetése.

A lávafolyásokban kialakult barlangokat a lávafolyás korához viszonyított képződési idejük alapján két fő csoportra lehet osztani:

1. Szingenetikus (BALÁZS 1984), vagy elsődleges (SZENTES 1971) típusba tartoznak azok a lávabarlangok, amelyek kialakulása a lávafolyásban, annak megszilárdulásával egy időben zajlott.

2. Posztgenetikus (BALÁZS 1984), vagy másodlagos (SZENTES 1971) típusba sorolhatók azok a lávabarlangok, amelyeknek képződése a lávafolyásban, annak megszilárdulása után történt.

A szingenetikus vagy elsődleges lávabarlangok morfológiáját a folyóvízi- és jégerózió, az újabb lávafolyások termális eróziója, a különböző mállási folyamatok, valamint a barlangok allochton képződményei (BALÁZS 1984) posztgenetikusan tovább módosíthatják.

Izlandon, 1997-től kezdve, hat alkalommal, több hónapig tartó, többnyire gyalogos terepbejárásaim során a következőkben bemutatott morfologenetikai típusokat vizsgáltam:

2. Szingenetikus lávabarlangok

2.1. Lávaalagút barlangok

A lávaalagút barlangok, más néven lávafolyosó barlangok (BALÁZS 1984), Izland legnagyobb méretű, legösszetettebb és egyben leglátványosabb pszeudokarsztos jelenségei. Több, a következő oldalakon ismertetett lávabarlang típus is (pl.: vertikális lávabarlang, hornító barlang és a gázhólyagüreg) gyakran kapcsolódik – azoknak egy részét képezve – a nagyobb méretű lávaalagutakhoz.

A bazaltláva-folyásokban kialakuló lávaalagút-üregek hossza igen változó, és a cm-es nagyságrendtől a több 10 km-es hosszúságú barlangrendszerekig terjedhet (GREELEY 1987). Szélességük, valamint magasságuk a hosszúságukhoz képest kicsiny és pár cm-től 10–20 m-ig változik.

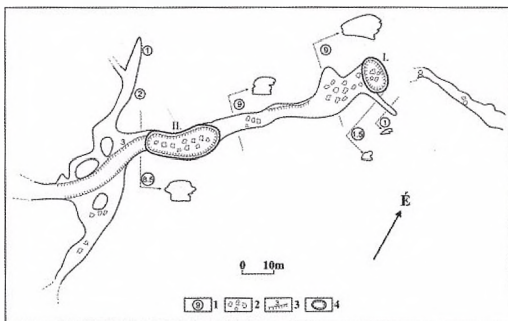
A nagyobb, már barlangméretű, gyakran kilométeres hosszúságú lávaalagutak képződéséhez több napig tartó, adott időegység alatt nagy mennyiségben felszínre ömlő, kis gáztartalmú pahoehoe típusú lávafolyás szükséges (GREELEY 1987). A nagy hozamú lávafolyások hasadékvulkánokból, pajzsvulkánok központi kráteriből vagy az oldalukon nyíló hasadékokból származnak. Izlandi szóhasználatban a pahoehoe típusú lávamezőket – igen találoán – „helluhraun”-nak nevezik, ami magyarra fordítva: „barlangosláva” (hellir=barlang, hraun=láva).

A már kialakult lávaalagutakban a lávafolyások jóval kisebb, 10 km-enként átlagban 0,5–1 °C-os hővesztéssel nagyobb távolságokig juthatnak el, mint a felszínen (HALLIDAY 2004).

A hosszú, nagyméretű lávaalagutak mára már általánosan ismert módon egy felszíni, nyitott, 10–20 m széles és több km hosszú aktív lávacsatornákból alakulnak ki. A lávafolyás a már megszilárdult lávában kialakított, enyhén kanyargó csatornájában folyik, miközben felső zónájának hűlésével kialakul egy fokozatosan megszilárduló kéreg. Ezt a kérget az alatta áramló lávafolyás táblákra is törheti, de ha valamilyen akadály azokat feltorlaszolja, akkor újabb, vastagabb kéreggé forrhatnak össze. Amennyiben az így kialakult szilárd burkolat saját súlyát is megtartani képes, úgy a láva későbbi lecsapolódásával létrejöhethet alatta egy felszín alatti folyosó (1. ábra, 1. és 2. kép).

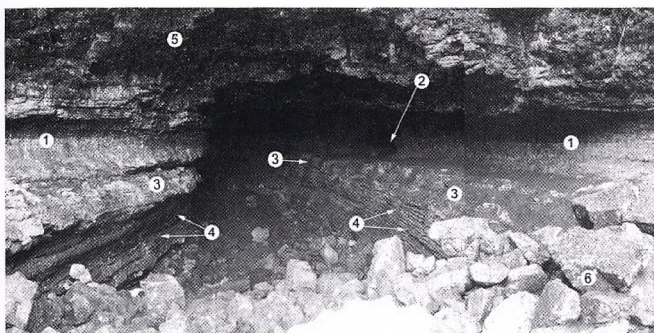
A lávabarlangok alapjául szolgáló lávacsatornák nagyobb eséllyel alakulnak ki a keskenyebb völgyekben (WOOD 1976), de az egykori, beszakadt lávaalagutak, illetve szakadék-lávaúvalák (lásd később) hosszanti mélyedéseiben is (BALÁZS 1984).

A lávaalagút-keletkezés másik módja lehet, amikor már kisebb térfogatú, egymásból gyakrabban elágazó alagútrendszert hoz létre (WENTWORTH – MACDONALD 1953). Ezen folyamat során a lávafolyások (ezek lehetnek a főágról kiágazók is) enyhébben lejtős területre érve szétterülnek és több ágra szakadozhatnak. Az egyes ágak felszínre így gyorsabban lehűl és bekéregződik. Ha ezen kéreg alatt olyan mértékben felgyülemlik a láva és a belőle kiáramló gázok, akkor feszítőerejükkel áttörhetik a szilárd, boltozatos kérget, amely, ha elég tartása van, úgy láva-



1. ábra. A Surtshellir lávaalagút barlang részlete

1. A barlang magassága (m) 2. leomlott sziklatömbök 3. Az idősebb lávaalagút felnyílásával létrejött tereplépcső, magassági számmal (m) 4. beszakadásos felnyílás, sorszámossal. Az 1-es számú felnyílás az attól K-re eső barlangszakasz lesüllyedésével keletkezett.



1. kép. A Surtshellir (Hallmundarhraun-lávamező) poligenetikus lávaalagút barlang részlete (lásd: 1. ábra, II. felnyílás NY-i oldala).

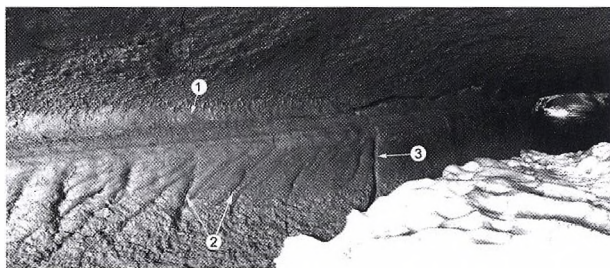
1. fiatalabb lávaszínlők 2. fiatalabb lávaalagút torkolati nyílása 3. a fiatalabb lávafolyás termális eróziója által lerombolt egykori lávaalagút mennyezet-maradványai (lávaerkélyek). A leomlott mennyezet anyagát a lávafolyás elszállította 4. idősebb lávaalagút felnyílt meder-oldalain a fiatalabb lávafolyás által kialakított lávapárkányok 5. a fiatalabb lávaalagút leomlott mennyezetének szakadásfala 6. a leomlott mennyezet tömbjei

alagutakban. A befogadó szilárd lávacsatorna vagy alagút, esetleg tektonikai eredetű hasadék kőzetanyagának alacsonyabb olvadáspontú összetevőit egy beáramló magas hőmérsékletű (1000–1200 °C), újabb lávafolyás meglágyíthatja, illetve szelektíven meg is olvaszthatja. Ez lehetőséget biztosít a láva úgynevezett termális eróziójára (GREELEY 1987). Az így meggyengített szövétü lávafalból a lávaár akár méteres darabokat is kiszakíthat és sodorhat el (1. kép).

Egy-egy lávaalagút a létrehozó lávafolyások száma és azok relatív kora szerint lehet monogenetikus és poligenetikus. Monogenetikus a lávaalagút akkor, ha egy lávafolyás hoz létre egy összefüggő járatot (2. kép). Poligenetikus az a lávaalagút, amely több, egymásra települt, különböző korú lávafolyás eltérő korú járatainak egybenyílásával jött létre (1. kép, 1. ábra).

A Hallmundarhraun lávamező 200 km² területű, 2–3 km³ térfogatú pahoehoe típusú lávafolyássorozat foglalja magába Izland két, méltán világhírű hatalmas poligenetikus lávaalagút barlangrendszerét: a Surtshellir-Stefánshellir-t, valamint a lenyűgöző méretű, 1570 m hosszú Viðgelmirt, amely a hosszához képest a világon a legnagyobb térfogatú lávabarlang (HRÓARSSON-JÓNSSON 1992). Nagyon változatos formakincsel rendelkeznek, amelyek közül a fontosabbak – röviden – a következők:

Az átaljazatok – nevezhetjük álboltozatnak, illetve álmennyezetnek is – több szintre tagolhatják a barlangjáratokat. Az átaljazatok a lávaalagút keresztmetszetét csak részben kitöltő lávafolyások felső, hűléssel bekéregződött részéből jöhetnek létre. Ez akkor lehetséges, ha a kéreg olyan vastag, hogy az alatta húzódó képlékeny láva lecsapolódása után sem omlik le, hanem a barlang két szélé közötti teret átüvelve fennmarad. Az, hogy az átaljazatok milyen vastagságban alakulhatnak ki, az a lávafolyások szélességétől is nagyban függ. Az átaljazatok – lávaalagút mennye-



2. kép. A Langihellir (Stromparharun-lávamező) monogenetikus lávaalagút barlang részlete. A kép jobb oldalán a barlang teljes keresztmetszetében látható.

1. lávaszínlők 2. vonszolódási nyomok 3. hűléssel eredetű kontrakciós hasadék

zetéhez hasonlóan – egyes szakaszaiokon vagy akár teljes hosszúságukban is beomolhatnak. A beszakadt részek között az áljazatból lávahidak, illetve az aljzatnak a barlang oldalaihoz forrott vastagabb, peremi részeiből pedig lávaerkélyek jönnek létre. Az egyes lávaerkélyeknek legtöbbször megtaláljuk a párját a barlang átellenes oldalán (*1. kép*). Az alagutakban áramló lávafolyások lassúbb, alacsonyabb hőmérsékletű peremi részei kergeződnek be hamarabb, és hozzáforrnak a barlangok oldalfalaihoz. Az így létrejövő lávapárkányokat (*1. kép*) az egyes lávafolyások szintjelzőinek tekinthetjük. A láva szintjének szakaszos süllyedésével a párkányok egymás alatt, párhuzamosan sorakoznak (*1. kép*). A lávaalagút-barlangok oldalfalainak jellegzetes formái lávaszínlők, amelyek a forró lávafolyás visszaolvasztó, illetve termális erőzű munkája során alakulnak ki. Gyakran szabályos félkörívben mélyülnek a kanyargó barlangfalakba, és legtöbbször a kanyarok homorú oldalán mélyebbek (*1. kép*). Szintén gyakoriak jelenségek az egymással párhuzamos lávakar nyomok, amelyeket a lávafolyások már megszilárdult szemcséi, illetve tömbjei vésték a még félig képlékeny barlangfalba, legtöbbször a láva-színlőkbe. A lávafolyások pereméről a barlangok falához hozzákenődött lávát a még áramló részek magukkal húzzák, amely vonszolódási nyomokat hagy az oldalfalakon a lecsapolódás után, mutatva az egykori lávafolyás áramlási irányát (*2. kép*). A lávafolyásokból a barlangfalakhoz forradó újabb láva gyakran teljes kerületében, a mennyezetet is beleértve, kibéleli az üreg falait.

A lávasztalagtitok a lávafolyosók mennyezetén és a lávaerkélyek alsó felén található. Gyakran girbe-gurba, szalmacseppkőszerű, tömzsi, cápafog, illetve kerekded alakúak. Többféle eredetű képződésük és gazdag formakincsük bemutatása külön tanulmányt igényel. A barlangfal hűlésekor – annak összehúzódásával egyidejűleg – egyes, már kikristályosodó közetrészek mintegy „kisajtolják” maguk mellől a magasabb olvadáspontú, még szelektíven olvadt közetrészeket. Így jönnek létre a mennyezet anyagából a hosszabb, üreges szalmacseppkövek (ALLRED–ALLRED 1998).

A lávasztalagtitok a barlangok mennyezetéről és a lávaerkélyek aljáról lecsöppenő lávacseppkéből, illetve a szalmacseppkövek lehulló, giliszta alakú darabkáinak felhalmozódásából keletkeznek (*3. kép*). Stagnáló vagy nagyon lassú, már vastagabb kéreggel bevont lávafolyásokra (BALÁZS 1984), azok peremi részeire, lávaerkélyek felső részére települnek. Azonban, mint láttuk, lávasztalagtitok a hűléssel járó folyamatok eredményei is lehetnek, eszerint lávasztalagtitok a barlang aljzatának bármely részén képződhetnek a lávafolyás leállása után is, bár nagyobb sűrűségben és nagyságban inkább a barlangok oldalfalai közelében találhatóak (*3. kép*).

A lávafolyás lecsapolódása után a barlang falai hűlni kezdenek, összehúzódnak, és ennek következtében kontrakciós eredetű hasadékok nyílnak rajtuk (*2. kép*). Az így kialakult hasadékok mentén a barlang mennyezetéről és oldalairól nagyobb, akár méteres tömbök is kiszakadnak és az aljzatra hullnak (*1. kép*). Néhány kontrakciós hasadék ketté is hasíthat egyes láva-sztalagtitokat, feltárva azok belső szerkezetét.



3. kép. Lávasztalagtitok a Viðgelmir lávafolyosó barlang (Hallmundarhraun-lávamező) aljzatán, az oldalfalak közelében. Átlagos magasságuk: 5, 10, 50 cm



4. kép. A Viðgelmir lávafolyosó barlang (Hallmundarhraun-lávamező), 20–30 m átmérőjű felnyílásai a barlang mennyezetének beomlásával keletkeztek

A lávaalagutak felnyílása többfajta, az alábbiakban ismertetett módokon történhet:

A szélességükhöz képest vékonyabb kéregbe zárt barlangoknak a boltozata, már kis idővel a kialakulásuk után, a hűléssel járó összehúzódás következtében létrejövő (kontrakciós) hasadékok mentén is leomolhat. A vastagabb, 2–4 méteres mennyezet anyagának epizodikus, egyre feljebb harapódzó omlásai folytán a felszín felé nyitott lávászombolyok alakulhatnak ki (BALÁZS 1984). Egy idő után a mennyezet ily módon nagyobb felületen is instabillá válik és saját súlya alatt beszakadhat. Ilyen eredetű omlások több száz, vagy ezer éves lávaalagutakat is feltárhathatnak (4. kép). A lávaalagutak omlásos felületét előidézik a szigetén gyakori földrengések, valamint az emberi tevékenység is – a manapság igen dinamikus fejlődő – izlandi útépitések során. A lávaalagutak egymáshoz közeli beszakadásainak összenövésekor láva-szakadékuvalák jönnek létre, melyek egyes esetekben többszáz méter hosszan felnyithatják a kanyargó lávaalagutakat. Az így létrejövő csatornák földi analógiái lehetnek a Hold és a Mars hasonló eredetű felszíni pszeudokarsztos jelenségeinek. A vastag mennyezetű lávaalagutak szingene-tikusan is föltárlhatnak azokon a helyeken, ahol a mennyezet előbb megemelkedik, majd lesüllyed (lásd alább). A főágba torkolló oldaljáratok is hasonló módon – a fő lávaág boltozatának, illetve felső kérgének süllyedésekor – tárnak fel.

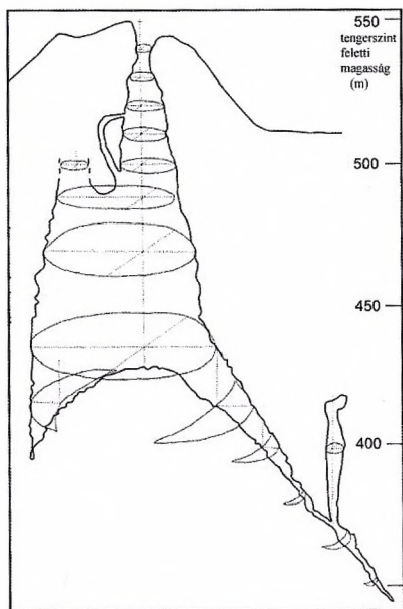
A feltárt lávaalagutak hossza csak egy töredéke a még rejtett, tényleges barlangrendszerek hosszúságának és Izland szabályos alakú pajzsvulkánjait is valószínűleg lávaalagutak egész rendszere hálózza be. A bejárható lávafolyosók összeszűkülő szakaszait legtöbbször a bennük utójára folyt lávák tömítették el, illetve a barlangok posztgenetikusan beomlásai akadályozzák meg a további kutatásukat.

A korábban folyékony lávával kitöltött, nagyobb szélességű és magasságú alagutak is, több esetben már a vulkáni működés idején, a kiürüléskor lezáródtak. Erre azokon a járat-szakaszokon volt nagyobb esély, ahol az elvezető üreg belső térfogata nem volt elégséges egy újabb, illetve megnövekedett hozamú lávaár elvezetéséhez. Ezekben az esetekben a nagy nyomással az alagútban áramló lávafolyó csak úgy tud „kilépni” felszín alatti medréből, ha feltöri, majd kisebb-nagyobb mértékben megemeli (olykor tíz-tizenöt méter magasságban és 200–300 méteres hosszúságban) a felette húzódó akár több méter vastagságú szilárd lávakéregtet. Ez a szilárd kéregrészt az alatta húzódó láva kiürülésekor, azzal egyidejűleg – a kiemeléskor kialakult törési zóna mentén – lesüllyed, egészen a felszín alatti lávacsatoma aljzatáig. Így csak kisebb, egymástól elzárt üregek jöhetnek létre, vagy azok sem. Az utóbbi esetben a lesüllyedt mennyezet és az aljzat közti üregeket a közéjük préselődött láva tömíti el. A kiürülő lávát elvezető alagút egyes esetekben szingenetikusan feltárlulhat a folyásirányban felette elhelyezkedő lávakéreg lesüllyedésekor, amire példa a Surtshellir egyik fő bejáratának felnyílása (1. ábra). Az előbbieken leírt lezáródás csak akkor szingenetikusan, hogy ha a lesüllyedő lávakéreg a lávafolyás felső rétegének megszilárdulásából keletkezett, még annak lecsapolódása előtt. Amennyiben egy korábban kialakult lávaalagút boltozatát egy beléje ömlő újabb lávafolyás töri fel, akkor posztgenetikusan boltozat-feltörés és az azt követő beszakadásos lezáródás történt. Ez előbbi folyamat máig impozáns felszíni megnyilvánulásai az esetenként többszáz méter hosszú és fele ilyen széles, egykori szilárd lávafelboltozódások ovális, gyűrű alakú, 10–15 méter magas peremű beszakadásos formái. Szép példáit találjuk e különös formáknak a Hallmundarhraun lávamezőn. Ezek létezése szoros kapcsolatban állhat a felszínalatti nagy lávaalagút barlangok rendszerével, amire konkrét példa lehet a Surtshellir barlang egyik fő bejáratának (1. ábra) – már említett feltárlása is.

2.2. Vertikális csatornák és kürtő barlangok

A kürtőbarlangok vertikális kiterjedése meghaladja hosszúságukat és szélességüket. Legtöbbször a vulkáni működés során felnyomuló bazaltláva visszahúzódásával jönnek létre, az alábbi módokon.

Nagyobb, aktív lávafolyosó-barlangokból, a lávahozam emelkedésekor, a láva felfelé bepréselődhet egy, a lávabarlanghoz kapcsolódó, tektonikusan preformált vertikális hasadékbába vagy törési zónába, és azt a – karsztos forrásbarlangokhoz hasonló formájúra – termális és mechanikus erőjével folyamatosan tágítja. Ez történhetett a Stromparharun (strom=kémény) lávafolyásban kialakult Djúpihellir (magyarul=mély barlang) esetében is. Ezen vertikális barlangtípus érdekessége, hogy a lávaalagútból felnyomuló láva a felszínre nem ömlött ki, legalábbis semmilyen erre utaló jel erre nincsen. Valószínű, hogy a felfelé táguló járatból újra és újra visszaáramlott a láva a tápláló lávafolyosóba, hogy a helyére onnan friss, forró láva folytassa felfelé a kürtő tágítását. A barlang későbbi feltárlása az elvékonyodott mennyezet beomlásával történt (5. kép).



2. ábra. A Príhnikagigur - a Föld legmélyebb (204 m) – nyitott vertikális kürtő barlangjának szelvénye (STEFÁNSSON 1992)

5. kép. A Djúpihellir (Stromparharun-lávamező), 10,7 m magasságú vertikális lávabarlang felső, felnyílás alatti részlete

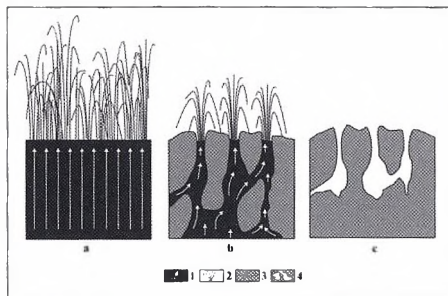
E képződmények másik változatának kialakulásakor a kialakító, majd visszahúzódó láva forrása nem lávaalagutakból származik, hanem közvetlenül a magmakamrából, hasadékokon keresztül nyomul fel. Ilyen a Príhnikagigur barlang, amely a Föld legmélyebb vertikális barlangürege (2. ábra). A Príhnikagigur egy olyan, valódi vulkáni kürtő (a hozzá csatlakozó felszínközeli magtatóró üreggel), amelynek a magma/láva utánpótlása egy mélyebb vulkano-tektonikai hasadékból zajlott (STEFÁNSSON 1992). Szingenetikus felszíni nyílása egy salakból, illetve agglutinátiból álló kúp krátere (6. kép), ahonnan a láva/magma egészen nagy mélységig húzódott vissza (6. kép). A krátertől lefelé fokozatosan palack alakúvá szélesedik és mélysége 204 m. Első sikeres felmérése még csak néhány éve történt (STEFÁNSSON 1992).

Szintén közvetlenül a magmakamrából származó bazaltláva alakította ki a Krafla-kalderában található Leirhnjúkur hasadékvulkán vertikális kürtőt is, amelyeken keresztül nagyobb mennyiségű láva is a fel színe jutott 1984-ben (tehát igen fiatal formák). Az itt kialakult kürtők felszíni nyílásai kisméretűek 1–2 m szélesek, de lefelé kiszélesednek. Függőlegesen 4–5 méter kiterjedésűek. Egymáshoz közel, sorban helyezkednek el a hasadékban, illetve az felett, a kitörés során felhalmozódott salakos agglutinátiban. A kürtők felszíni nyílásai több esetben közel vannak egymáshoz. Ebből arra lehet következtetni, hogy a lefelé kiszélesedő üregek néhány méterrel a felszín alatt egymásba is nyílnak. Skinner az oregoni Cascade-hegységből írt le hasonló genetikájú vulkáni



6. kép. A Príhnikagigur, a világ legmélyebb (204 m) vertikális kürtő-barlangjának bejárata (átmérője kb. 5 m)

környezetben, a mélyben összefüggő rendszert alkotó barlangokat (SKINNER 1993). Leotta és Liuzzo figyelt meg a kiürült tápláló-hasadékrendszerükkel összefüggő kürtöket az Etnán (LEOTTA-LIUZZO 1998). Ezek ismeretében a Leirhnjúkur hasadékvulkánban a következők szerint alakulhattak ki a kürtőbarlangok (3. ábra.) Az 1984-es kitöréskor a hasadékból felszökő lávafüggöny (3/a ábra) egyes részei hamarosan egymástól különálló lávaszökökuttakká összpontosultak. A lávaszökökuttak a hasadék felső részén egymástól válaszfalakkal elkülönített kürtősort hoztak létre, miközben a hasadék többi részzeit a visszahulló piroklasztok befedték (3/b ábra). A kitörés utolsó szakaszában azokon a helyeken, ahol lokálisan hirtelen szünt meg a magma-utánpótlás, ott a láva visszahúzódott a hasadék mélyebb zónájába, és a korábbi lávaszökökutat tápláló kis kürtők üresen maradtak (3/c ábra). Az így kialakult, lefelé palack alakban kiszélesedő vertikális üregek mélyebben valószínűleg egybenyílnak, és egymással összefüggő rendszert alkotnak. Kis méretük és rossz állókönyságuk miatt csak fiatalabb lávafolyásokon figyelhetünk meg hasonló genetikájú vertikális barlangokat.



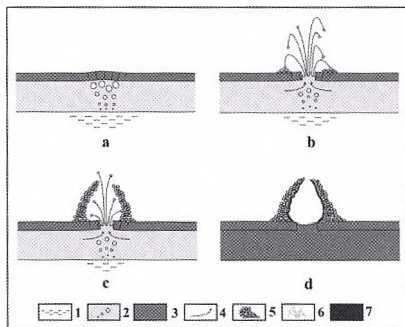
3. ábra. Vertikális kürtő-barlangok keletkezése hasadékvulkáni kitörés során

1. felnyomuló bazaltláva és mozgási iránya
2. lávaszökökút
3. a hasadékot részben eltöltítő és befedő piroklasztok (agglutinátit és salak)
4. a láva visszahúzódásával létrejött vertikális kürtő barlangok

2.3. Hornító barlangok

A méretükhöz képest nagy térfogatú üregeket rejtő hornitók egyik keletkezési módjára az Aðaldalshraun lávamezón. Knútsstaðir-tanya közelében található nagyon szépen kifejldött példákat (7. kép).

A posztglaciális időszakban, több ezer évvel ezelőtt az Aðaldalshraun-lávafolyás a Skjálfandi-fjordba torkolló patakok és folyók nedves torkolatvidékére, vízzel átitatott területre ömlött (KARTANSSON 1956). Ilyen esetekben a lávafolyás és az alatta bezárt víz találkozásából hirtelen nagyobb mennyiségű vízgőz keletkezik (4/a ábra), amely a kiáramlásakor az olvadt lávát is a felszín felé sodorja, miközben azt képlékeny darabokra, úgynevezett agglutinátókká szakítja (WOLFF-SUMMER 2000). A hornitók kialakulásakor még képlékeny agglutinátók a kilöködési helyüktől csak kis távolsáig jutnak, és a lávafolyás bekérgezett felszínén, még magas hőmérsékleten összeforrva, kúp alakban halmozódnak fel (4/b, 4/c ábra). Eközben a hornitó belsejében – szingenetiku-



4. ábra. Hornitó barlang képződése az Aðaldalshraun lávafolyáson

1. magas víztartalmú lávafolyás alatti, egykori felszín
2. folyékony láva, feltörő gőzbuborékokkal
3. megszilárdult láva
4. a folyékony láva áramlási iránya
5. gyűrű alakú agglutinátit-halom
6. agglutinátos lávaszökökút
7. szilárd kéreg a hornitó belső oldalán



7. kép. Üreges hornitó (Aðaldalshraun lávamező)

san – nagyobb barlang is kialakulhat. Az Aðaldalshraun-lávafolyás hornitói változatos méretben és sűrűségben helyezkednek el. A nagyobb méretűek sokszor egymáshoz közel, 5–10 méternyire, valószínűleg az egykori felszín nagyobb víztartalmú részei felett jöttek létre.

Hornitók kialakulását CO₂ kiáramlása is okozhatja, aminek során a láva agglutinátók a lávafolyosó-barlangok felnyílásán keresztül, annak boltozatára települhetnek (LARSON 1993, SKINNER 1993). SKINNER (1993) a hornitók üregét a lávaagút-barlanggal összekötő csatornát, vertikális barlangnak tekinti. Ennek hossza a lávafolyosó boltozatának vastagságától függ. Az Aðaldalshraun-lávafolyás hornitói nagy számban, nagy területen, szétszórtan helyezkednek el és lefelé sem indul csatorna belőlük, ezért nem valószínű, hogy nagyobb lávafolyosó-barlanggal állnak összefüggésben.

Az Aðaldalshraun-lávamezőn megfigyelhető üreges hornitó kúpok átlagos magassága 2–5 méter, és alsó átmérőjük is hasonló mérettartományba esik. A bennük található barlangok leginkább bűbos kemencéhez hasonló, felfelé megnyúlt kupola alakúak (4/d ábra). A barlang aljzatának szintje legtöbbször a hornitó környezeténél 0,51 méterrel alacsonyabban van. Ezért a barlangjának belső magassága nagyobb, mint a hornitó külső, relatív magassága. Egy hornitó mindig egy összefüggő barlangot tartalmaz, azonban, ritkább esetben 2–3, egymás mellett szorosan kialakuló hornitó üregei egymásba is nyílhatnak.

Az üreges hornitók stabilitása az agglutinátóból felépülő falaik vastagságától függ, azonban gyakori jó megtartásuk belső „vakolatuknak” is köszönhető. Ez a szilárdító, tömzsi lávacseppkövekkel tarkított belső burkolat a felnyomuló lávából ragad a kupola belső oldalára, de a lávából felszökő gázok is kisebb mennyiségű látát szórhatnak fel rá. Ez a réteg elegendeti a durvább szemcsés, levegőhézagokkal átjárt agglutinátít-fal egyenetlenségeit (4/d ábra). A hornitó kialakulását követően a belső burkolatban hűléses eredetű – kontraktív – hasadékok keletkeztek, melyek mentén omlások történtek. Így helyenként feltárulva láthatjuk az agglutinátóból álló fal belső szerkezetét. Azok a nagyobb hornitók, amelyeknek az átmérőjükhöz képest kicsi volt a falvastagsága, mára már leomlottak. Helyükön alacsony, omlásos fallal körülvett, kerekded, 1–2 méter mélységű mélyedés található.

A megnyúltabb és kisebb, 1–2 méter magasságú hornitók ürege inkább csőszerű, amelyeknek belső falait a rajta keresztül kiáramló gázosabb láva – öblösebb társaihoz képest – simábbra formálta. Gáztalanozott folyékony láva a kisebb hornitókat teljesen ki is töltheti.

A hornitó-barlangok a boltozatának legfelső részén – többnyire már a képződés befejeztével – egy kis nyílás marad, mivel a kitörés utolsó szakaszában azon keresztül távoztak a lávából – már jóval kisebb mennyiségben – a gőzök és gázok. Ezek a mai méretükben átlagosan 0,5–1,5 méter átmérőjű nyílások a külső erők, valamint a barlang belsejéből felharapódzó omlások hatására tovább tágultak, szélesedtek (8. kép). Ritkábbak a teljesen zárt barlangú hornitók, amelyeknek a boltozatát a kisebb, belső lávaszökőkutak feldobott anyagai belülről is kibélelték.

Néhány, nagyobb barlanggal rendelkező hornitó kúp oldalán emberi eredetű felnyílást találunk, amelynek révén egykori pásztorok juhaik számára kiváló szálláshelyet biztosítottak.

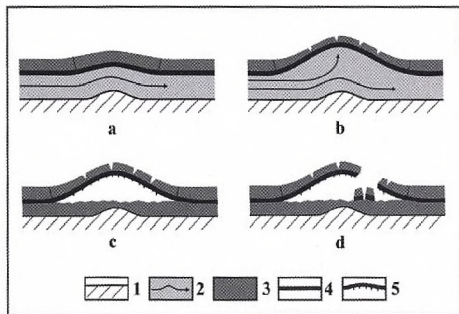
2.4. Tumulus barlangok

Az izlandi lávafolyások jellegzetes, lencse alakú, illetve ovális alaprajzú, kupolaszerű lávakéreg felboltozódásai a láva-tumulusok (9. kép). Átmérőjük 2–3 métertől többször tíz méteres is lehet. Amennyiben közel kör alaprajzúak, akkor sugárirányban hasadoztak. Az ovális alakúak egy főhasadékkal rendelkeznek, amely legtöbbször a tumulus hossz tengelyével megegyező irányú és a kialakító lávafolyásra merőleges. Magasságuk több méter, palástjuk dőlésszöge 20°-tól – a felboltozódás egyes részein – akár függőleges is lehet. A többségük belül tömör, de sok, belül üreges tumulus is létezik.

Az üreges láva-tumulusok úgy keletkeznek, hogy a lávafolyásban a megnövekedett belső nyomás hatására (amit pl. hozzáadott vízgőz vagy felszíni akadály is okozhat) a láva felpúpozza a felette húzódó, alacsonyabb hőmérsékletű kérgét (WALKER 1991), majd onnan visszahúzódik és továbbfolyik (5. ábra).

A lávafolyások lehűléssel létrejövő kérgének felső, szilárd része alatt, a lávafolyás belseje felé haladva egy kváziplasztikus zóna található, és a kialakuló tumulusok kérgének alsó része is ilyen anyagú. A tumulus felpúpozódásakor – döntően – csak a kváziplasztikus zóna felett húzódó merevebb kérgerészben keletkeznek törések és hasadékok (ROSSI–SIGVALDASON 1996).

A tumulus-barlangok képződésében igen fontos szerepe van az előbb említett kváziplasztikus zónának. Az alulról felnyomuló láva ugyanis azt úgy boltozza fel, hogy az csak hajlik, de nem törik el, ezért az alul-



5. ábra. Tumulus-barlang kialakulása

1. lávafolyás alatti, egykori felszín; 2. áramló lávafolyás és mozgási irány; 3. megszilárdult, merev láva;
4. kváziplasztikus lávazóna; 5. megszilárdult egykori kváziplasztikus lávazóna, lávasztalagmitokkal

8. kép. A 7-es képen látható hornító barlangjának nyitott boltozata. Átmérője 50 x 150 cm.

ról nagy nyomással feltörni szándékozó lávát sem engedi egy ideig a felszínre. A kváziplasztikus kupola megtartó erejének hiányában a láva által felboltozódott, merev, összetöredezett kéregrész a láva visszahúzódásával, nagy valószínűséggel leomlana (vagy szerencsés esetben is jóval rövidebb ideig állna fenn).

A tumulus-barlangok egyik típusának boltozatában a felpúpozás során a kváziplasztikus zóna nem szakad át, és nem engedi ki magából lávát annak visszahúzódása előtt (5/b ábra).

Más esetekben a kváziplasztikus kéreg – engedve a láva túlnyomásának – átszakad, és az így keletkezett hasadékon felnyomul a tumulus felszínére a láva, amely belülről csak ezután húzódik vissza.

Később, hüléses eredetű hasadék mentén a kváziplasztikus kéregrész is felhasadozik, és így feltárul a tumulus belső ürege (5/d ábra). Ha a hüléses törések nem hatolnak le a belső üregig, akkor az már csak ritkán tárul fel természetes módon. Ezekben az esetekben az üreges tumulust kívülről szinte semmi sem különbözteti meg a lávával kitöltött tumulusoktól (5/b, 5/c ábra).

A szabálytalanabb alakú, erősen töredezett üreges tumulusok esetében a láva az „ideálisnál” vékonyabb kérget púpozott fel, amelyben a kváziplasztikus zóna is vékonyabb volt. A üreg tagoltságát az összetöredezett lávakéreg darabok okozzák. Ez a formátípus rosszabb megtartású az előzőekben leírt típusokhoz képest.

A tumulus-barlangok belső boltozatán – visszahúzódó láva és a kváziplasztikus, félig olvadt zóna elválási felületén – sűrűn elhelyezkedő és kisméretű lávacseppkövek alakulnak ki (5/c, 5/d ábra).

A tumulus-barlangokba – a kitérés későbbi szakaszaiban – alulról újra olvadt láva nyomulhat. Ha visszahúzódik, akkor a barlangfalakra kent új lávafelülettel stabilizálja, és újabb lávacseppkövekkel díszíti a tumulusok belső boltozatát.

2.5. Gázhólyag-üregek

A gázhólyag-üregek kerekded, ovális, illetve kupolaszerűek és átlagosan 1–2 m vagy csak néhányszor 10 cm átmérőjűek. Hígan folyós bazaltlávában alakulnak ki, amikor a felszín közelében a magmasztatikus nyomás csökkenésével egyre több gáz (pl. CO₂), illetve vízgőz válik ki buborékokat képezve (LARSON 1993). A forró, híg bazaltos olvadékban a kisebb gázbuborékok könnyebben egyesülhetnek nagyobb, csaknem szabályos alakú gömbökké (Tehát nem lecsapolódással létrejövő üregek lesznek, hanem a környezetükből szorítják ki a még folyós magmát, illetve lávát). A nagyobb térfogatúra növekedett gázhólyagok felszínre való feljutását azonban megakadályozhatja a magma/láva kihűlése, akkor akár több méter átmérőjű gömb vagy – a nyomás hatására – lapultabb alakú gáz-zárványként megrekednek a lassan megszilárduló láva-környezetükben (10. kép).

A magmából kivált gázok gyakran egészen a láva enyhén megvastagodott, de még hajlékony kérgé alatt halmozódnak fel, és ha nem képesek a felszínre törni, akkor csak felboltozzák a lávafolyás kváziplasztikus kérgét. Az így keletkezett, megszilárdult kérgű, felszíni, üreges lávafelpúpozódások kivé-



9. kép. Üreges tumulus (a fekete vonal alatt)



10. kép. A Jökulsá á Fjöllum gleccserfolyó által feltárt gázhólyag-üreg

teles esetben – pl. Dél-Idaho láváin, akár 4–5 méter átmérőjük is lehetnek (LARSON 1993). Izlandon, a felszínen megfigyelhető felpúpozott lávahólyagok az előbbi példánál jóval kisebbek, gyakran már a képződés idején felhasadnak, vékony boltozatúak, és ezért rövidebb életű jelenségek az eltérő genetikájú vastagabb falú, üreges tumulusokhoz képest. A felszínen képződött gázhólyagok tartósan – akár több ezer évig – csak újabb, rátelepülő lávaelborítások esetén maradnak meg a felszín alatt.

Mélyen a lávafelszínek alatt, illetve még a magmában képződött gázhólyag-barlangok kis méretük miatt csak ritkán tárulnak fel. Ha ez mégis megtörténik, az egyúttal a szingenetikusan kialakult formájuk pusztulását is jelenti. A gázhólyag-üregeket Izland lávafolyásokból álló kanyonjaiban a gleccserfolyók (10. kép), valamint az óceánpartokon az abrázió tárhatja fel, de hamarosan ugyanazzal a tevékenységével el is tüntetheti, illetve a felismerhetetlenségig átalakíthatja azokat. Amikor a magma gyengébb állékonyságú kőzetek közé egy hasadékból nyomul fel, akkor az így létrejött szilárdabb bazalttelér később kireparálódhat a környezetéből, feltárva a benne rejlő szabályos gázhólyag-üregeket.

A gázhólyag-üregek közvetlen közelében a befogadó kőzet sűrűn hasadozott, aminek következtében az gyorsabban kipreg a gázhólyag-üregek körül. Ezért gyakran túlbecsülhetjük az ilyen módon megnövekedett átmérőjű gázhólyag-üregek valódi, eredeti méretét (10. kép).

3. Posztgenetikus barlangok

3.2. Abráziós lávabarlangok

A posztgenetikus lávabarlangok leggyakoribb típusai abráziós eredetűek (BALÁZS 1984).

Izland partvonalainak hossza közel 6000 km (GÜDMUNDSSON–KJARTANSSON 1996). Abráziós barlangok kialakulására alkalmas magaspartok vannak például Dyrhólaey (11. kép), Arnarstapi környékén, de előfordulnak az óceán fölé 440 m-es, sőt 550 m-es magasságig tornyosuló sziklafalak is.

A posztglaciális időszakban az 1000–1500 m vastagságú jégtakaró elolvadásának következményeként Izland a tengerszínhez képest kiemelkedett. Ennek következtében ma, több helyen 40–50 m magasan húzódó abráziós teraszokat, valamint 100 m-es magasságban abráziós barlangokat is találunk (EINARSSON 1994). Az Izlandon ma is tartó izosztatikai kiemelkedés miatt, az abráziós barlangok kialakulásához viszonylag kevesebb idő áll rendelkezésre.

A bazaltláva kőzetekben a hasadékokkal és sűrű repedésrendszerrel átjárt zónákban könnyebben mélyülnek abráziós barlangok, illetve a tömör bazaltkőzetek hűléses eredetű elválásai (bazaltorgonás, rozetás, entablaturás) jelenti az abrázió számára a legjobb támadási felületet. Ritkábban a bazaltba zárt szingenetikusan eredetű gázhólyag-üregek is feltárulhatnak az óceánpartokon, amelyeket aztán az abrázió posztgenetikusan tovább bővít és formál.

A vulkáni agglomerátumokból és tufitokból álló partokon az abráziós barlangok a törések mentén alakulnak ki, illetve alakjuk nagymértékben függ a törési zónák irányától (LAURITZEN 2006).

Nagyobb méretű abráziós barlangok olyan ideális kőzettelépülési viszonyok között alakulnak ki, ahol a tufitrétegek megfelelő vastagságú láva rétegekkel váltakoznak. Ilyen feltételek között kialakult között ki-

alakult abráziós barlang található a dagálymagasság felett 1 méterrel Dyrhólaey sziklafalában (11. kép).

A befelé egyre inkább kiöblösödő barlang a következő folyamat során alakult ki (6. ábra).

A tufit- és a vékonyabb tömör lávafolyás-rétegek váltakozásából felépülő meredek partfalat a tenger, abráziós munkájával mélyíteni kezdi (6/a ábra). A lazább tufitból álló rétegekben a barlang minden irányban, viszonylag gyorsan tágul, fölfelé is egészen a tufaréteg felett húzódó tömör, bazaltláva-réteg feltárulásáig (6/b ábra).

Ezután a tufitrétegben a barlang mélyülése csak befelé és oldalirányban zajlik, mivel magasságának növekedését a tufitréteg felett húzódó bazaltláva réteg megakadályozza (6/b ábra).

A láváréteg alatti tufitrétegben azonban a barlang tovább szélesedik és mélyül, aminek következtében a barlang lávából álló mennyezetének alátámasztása is csökken, instabillá válhat, amit fokozhat a láváréteg helyi kivékonyodása is (6/c ábra).

Az egyre gyengébb megtartású tömör lávamennyezetet egy idő után a hullámváz, és barlangba beprézelődő levegő együttes nyomása alulról feltöri, amit a lávamennyezet leomlása követ (6/d ábra).

A lávamennyezet leomlásával a felette feltároló tufitrétegben a barlang most már ismét felfelé is, valamint oldalirányban és befelé növekszik, egészen az újabb tömör láváréteg feltárulásáig (6/d ábra).

Ez a folyamat többször is megismétlődhet, aminek következtében az abráziós barlang befelé egyre inkább kiöblösödik (6/e, 6/f ábra).

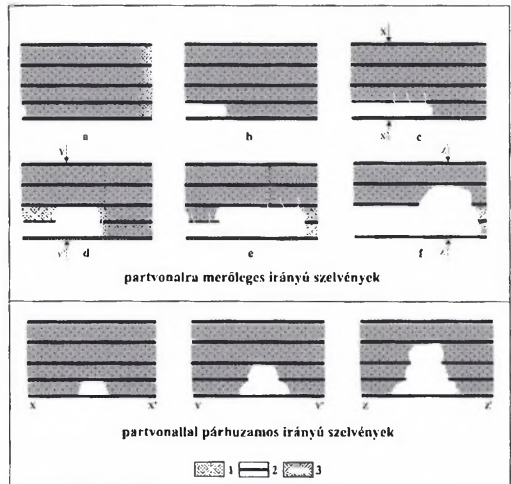
Ha a lávárétegek közti tufitrétegek túl vastagok, akkor az alatta levő láváréteg alulról történő felszakításakor a barlang beomolhat így a barlang további tágulása akadályba ütközik. Amennyiben a tufitrétegek közötti tömör lávafolyások rétegei túl vastagok, úgy a hullámok nem tudják az ismertetett módon felszakítani. Ebben az esetben az abráziós barlang további tágulása szintén leállhat. A lazább, de nem túl vastag tufitrétegek szerepe tehát a barlang hatékony kitérítésakor fontos, míg a megfelelő vastagságú (még átszakítható) lávárétegeknek a barlang mennyezeti és oldalirányú stabilitása köszönhető (12. kép, 6. ábra).

Amennyiben a partfal csak homogén tufitból áll, úgy a benne kialakult barlangok könnyebben és hamarabb beomlanak, míg a homogénebb szerkezetű, törésmentes bazaltokból álló partokon jóval több idő alatt is csak kisebb üregek jöhetnek létre.

Az abráziós barlangok mélyítését nemcsak a tengeri abrázió végzi, hanem a vízből a barlangfalak repedéseibe felcsapódó víz okozta fagyaprózódás is tovább növeli belső térfogatukat (ANDRÉ 1998). Az abráziós barlangok az abráziós terasz folyamatos szélesedése és a már említett izosztatikusi kiemelkedés miatt is egy idő után elszakadnak az óceántól. Azonban felülről a csapadékból származó részvizek a bar-



11. kép. Dyrhólaey 20–25 méter magas abráziós sziklafalai- és barlangjai



6. ábra. Abráziós barlang képződése láva és tufit váltakozó rétegsorában

1. tufit 2. tömör, szilárd láva 3. abráziós barlang

langok falaira leszívórova biztosítják a fagyaprózódáshoz szükséges víz jelenlétét, így az abráziós barlangok további tágulását is.

3.3. Eovorziós lāvabarlangok

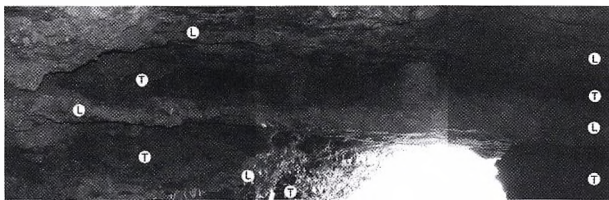
Izland gyorsfolyású, gyakran kanyonokban áramló, nagy vízhozamú gleccserfolyói a medrükéből nagy mennyiségű kőzetanyagot szakítanak ki, amelynek során tekintélyes méretű eovorziós mélyedéseket vájnak maguknak. Az így kialakult, félig nyitott üregek gyakran feltárulnak az egykori gleccserfolyók elhagyott medrében.

A meredek, sziklás oldalú folyókanyarulatok homorú oldalán meander-barlangok képződnek, ahol az üreg tágulását a folyó és a szállított hordalék eovorziós, véső munkája mellett, a mennyezetről lehulló kőzetdarabok is elősegítik (JENNINGS 1985). Az így kialakult meander-barlangok szép példáit találjuk a Jökulsá á Fjöllum gleccserfolyó mederoldalaiban, például Hljóðakletturbarlangban (13. és 14. kép).

A folyó a bazaltláva falakat – nagyobb határfokkal – a hüléses eredetű repedésekkel sűrűn behálózott rozettás, entablaturás zónáinál bontja meg, akár 0,5 m átmérőjű darabokat is kiszakítva belőle (14. kép), miközben a bazaltban található gázhólyag-üregek feltárlása is elősegíti az eovorziós barlangok mélyülését.

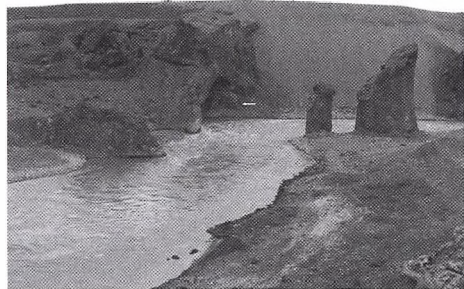
A Jökulsá á Fjöllum vízhozama és munkavégző képessége igen hirtelen, néhány óra alatt sokszorosára nőhet, a vízgyűjtő területét képező Vatnajökull jégtakaró alatti vulkánkitörésekkel járó áradásaikor. Ilyenkor néhány nap leforgása alatt a megáradt folyó képes elhordani a kanyonját helyenként kitéltő tömör bazalttömeg nagy részét (JÓHANNSDÓTTIR–HELGADÓTTIR 2005), amiből az következik, hogy nagyobb eovorziós barlangok képződhetnek ilyen rövid idő alatt is.

A kisebb patakok nagy energiájú, hátravágódó, magasabb vízesései helyenként keskeny, hosszú és magas, tömör sziklafalakkal határolt szurdokot alakítanak ki. Ezekből később barlangok jöhetnek létre, mikor a hasadékokhoz hasonlóan nagyobb sziklatömbök behullásával és megszorulásával befedődnek.



12. kép. A 6. ábrán bemutatott módon létrejött abráziós barlang belseje (Dyrhólaey). A bejárat a kép alsó részén látható. (A barlang mélysége 21 m, legnagyobb szélessége 15 m, magassága 4,5 m)

L: tömör bazaltláva T: tufit



13. kép. A Jökulsá á Fjöllum gleccserfolyó által mélyített eovorziós barlang bejárata (fehér nyíllal jelzett) Hljóðaklettur vidékén



14. kép. A Jökulsá á Fjöllum gleccserfolyó által mélyített eovorziós barlang (lásd 12. kép)

A simára gyalult bazalt oldalú gleccservölgyekben még a jég felszíne alatti olvadékvizek, a magukkal szállított moréna segítségével, a kőzetrepedéseket kitágítva szintén létrehozhatnak barlangjáratokat, amelyek később a jég visszahúzódásakor tárulnak fel.

Hasadék lāvabarlangok

Tömör bazaltlávában barlangméretűvé szélesedő hasadékokat kialakító húzóerők eredete többféle lehet.

Az Izlandot átszelő divergens törési zóna felszíni bazaltláván létrejövő tektonikus eredetű hasadécai 10–15 méter mélyek is lehetnek. Felső részük beomlása, illetve az omlásnál megtelepedő vastag, tözeges, mohával fedett talaj az így kialakult keskenyebb, viszont mély hasadékok közül többet is befedhet, aminek következtében azok hasadékbarlangokká alakulnak. Ez a fajta hasadéklefedés vulkano-tektonikai eredetű hasadékoknál is létrejöhethet, ahol hasadék lezárását okozhatják a vulkáni működés során a felszínre visszahulló piroklastrok (agglutinát, salak) is.

Izlandon a pleisztocén jégtakaró visszahúzódásának következtében, főként a gleccservölgyekben és a jég alatt képződött egykori vulkánok meredek oldalában – a jég alátámasztásának megszűnésével – számtalan instabil hegyoldal jött létre. Ezek a helyeken, a tömör bazalttrétegek közé települt lazább szerkezetű rétegekben, a fellépő nyíróerők hatására lejtős tömegmozgásokat elindító csuszópályák keletkeznek (EINARSSON 1994), amelyek felett a tömör bazaltlávában blokkcsuszamlás, illetve kúszásos eredetű hasadékok alakulnak ki. Az így létrejövő hasadékok gyakran felfelé összeszűkülők és ily módon zártak, de omlás is befedheti őket. A lejtőstabilitás csökkenésével járó, hasonló eredetű hasadékok képződését előidézi – a szigeten széles körben elterjedt – eróziós folyamat, továbbá a folyók lejtő-alámosása és az abráziós üregképződés is.

A tömör lávaközetekben, az alsó alátámasztás megszűnésére, és az ezzel járó hasadékképződésre szép példát találunk a Reykjanes-félszigeten a Mygludalur-völgyben, amely egykor aktív lávacsatorna volt. A ilyen 50–100 m széles lávacsatornákban áramló láva akár több méter vastag kérge a láva lecsapolódásakor – mivel ilyen nagy szélességű csatornát már képes áthidalni – lesüllyed. A peremi zónájában azonban, a csatorna két oldalát képező tömör láva és a lecsapolódott lávafolyás peremén lebillent vastagabb kérge között kialakulhat két egymással párhuzamos, hosszanti, akár 5–8 m magasságú üreg. Az így kialakult barlang oldalát és mennyezetét tömör, de repedezett csatornaperemi közetek alkotják. Bennük, egy idő után, az alsó anyaghiány következtében, a táblásan nagyobb rögök válnak le, amelyek között ferde, illetve horizontális irányban több méter átmérőjű és magasságú hasadékbarlangok alakultak ki. Alsó anyaghiány következtében kialakult felszakadásos hasadék-barlangjáratok keletkezésére jó hazai példa az ESZTERHÁS (1986) által vizsgált Pulai-bazaltbarlang.

3.4. Hőforrásvidékek hidrotermális oldással tágitott felszínalatti hasadékrendszere bazaltban

Izland hőforrásvidékei olyan hasadékvizekből táplálkoznak, amelyeket a felszínhez relatíve kis mélységben elhelyezkedő aktív magmakamra fűt fel.

A felforrósított rés és hasadékvezék nagy nyomás alatt gyakran elérhetik a 373 °C vagy ahhoz közeli értéket. Ebben a hőmérsékleti tartományban a bazaltközetek amorf kova-tartalmát a víz jóval nagyobb mértékben oldja ki a bezáró közetekből (WHITE 1988). Ilyen körülmények között, a gyorsabb oldódás következtében nagy valószínűséggel a felszín alatti hasadékrendszer belső térfogata is folyamatosan növekszik. SZENTES (1971) a Börzsöny hegységi Rózsabányában is olyan üregekről tesz említést (andezitben), amelyeket a feltörő hévforrások másodlagosan tágitottak ki.

A magas hőmérsékletű és oldott SiO₂-ben feldúsult forró vizekből a lehülés során a kova a felszínre kiválik. A hőforrásvidékeken a már kivált kovás rétegek korából és térfogatából, valamint a feltörő vizek még oldottan szállított SiO₂ koncentrációjából következtetni lehet a felszín alatti bazaltos közetek oldódásának mértékére. Ezek terepi mérésével adatokat kaphatunk a felszín alatti víztározó üregek tágulási sebességére is.

Irodalom

- ALLRED, K.–ALLRED, C. (1998): Tubular Lava Stalactites and Other Related Segregations – *Journal of Cave and Carst Studies*, 60(3) p. 131-140.
- ANDRÉ, M. F. (1998): Holocene rockwall retreat in Svalbard: A triple-rate evolution – *Earth Surface Processes and Landforms* 22, p. 423-440.
- BALÁZS D. (1984): Lávaüregek keletkezése, típusai és formakincse – *Földrajzi Közlemények*, p. 135-148.
- EINARSSON, P. (1994): *Geology of Iceland – Mál og menning*, Reykjavík, p. 308.
- ESZTERHÁS, I. (1986): A Pulai-bazaltbarlang és környéke – *Karszt és Barlang*, I. füzet, 23-32.
- ESZTERHÁS, I. (2003): A nemkarsztos barlangok kutathatósága Magyarországon – *Karsztfejlődés VIII.*, Szombathely, p. 347-361.

- GREELEY, R. (1987): The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes – In *Volcanism in Hawaii*, USGS, p. 1589-1602.
- GUDMUNDSSON A. T. (1996): Volcanoes in Iceland - 10.000 Years of Volcanic History, Vaka-Helgafell, Reykjavík, p. 136.
- GUDMUNDSSON A. T. - KJARTANSSON, H. (1996): The coastline - In: *Earth in Action – Vaka-Helgafell*, Reykjavík, p.30-34.
- HALLIDAY, W. R. (2004): Volcanic Caves – In: Gunn, J. (szerk.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, p. 760-764.
- HRÓARSSON, B.–JÓNSSON, S (1992): Lava caves int he Hallmundarhraun Lava Flow, Western Iceland – Proceedings of the 6. International Symposium on Volcanospeleology, Hilo, Hawaii, 1991
- HRÓARSSON, B. (2006): Íslenskir Hellar - Vaka-Helgafell, Reykjavík
- JENNINGS, J. N. (1985): *Karst Geomorphology – Basil Blackwell*, p. 88-92.
- JÓHANNSDÓTTIR, S. S.–HELGAÐÓTTIR (2005): The river Jökulsá á Fjöllum - Environment and Food Agency, Natural Conservation Pamphlets
- KARTANSSON, G. (1956): Ízland 1:250 000 geológiai térképének magyarázója - Természettörténeti Múzeum, Geológiai és Geográfiai Tanszék, Reykjavík
- KEMPE, S.–HALLIDAY, W. (1997): Report of the discussion on pseudokarst – In: *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, vol. 6, Basel, Switzerland: Spelco Projects:107
- LARSON, C. V. (1993): An Illustrated Glossary of Lava Tube Features – *Western Speleological Survey Bulletin*, 87, Vancouver, Washington, p. 56
- LAURITZEN, S. E. (2006): Caves and speleogenesis at Blomstrandstøya, Kongsfjord, W. Spitzbergen – *International Journal of Speleology*, 35(1), p. 37-58.
- LEOTTA, A.–LIUZZO, M. (1998): The 1981 Eruptive Fissure on Mt. Etna: Considerations on its Exploration and Genesis – *International Journal of Speleology*, 147-153.
- McKAIN, K. (1989): The Surtshellir-Stephanshellir lava tube system – *York Grotto Newsletter* 25, p. 3-20.
- MILLS, M. T.–WOOD, C. (1971): Preliminary investigation of Surtshellir, West Central Iceland – *Shepton Mallet Caving Club Journal* 5, (1), p.15-24.
- MILLS, M. T.–WOOD, C. (1972): Preliminary investigation of Viðgelmir lava cave, midwest Iceland: A case for conservation – *Shepton Mallet Caving Club Journal* 5, (4), p. 3-17.
- MILLS, M. T.–WOOD, C. (1977): Original contributions to vulcano-speleology from Iceland – In: W. R. Halliday (szerk.): *Proceedings of the International Symposium on Volcanospeleology and its Extraterrestrial Applications*, p. 43-51.
- ROSSI, M. J.–SIGVALDASON, G. E. (1996): The morphology and formation of flow-lobe tumuli on Icelandic shield volcanoes – *Journal of Volcanology and Geotherm Research*, 72, p. 291-308.
- SKINNER, C. E. (1993): Open Vertical Volcanic Conduits: Preliminary Investigation of an unusual Volcanic cave from with examples from Newberry Volcano and the Central High Cascades of Oregon – In: *Proceedings of the 3. International Symposium on Volcanospeleology*
- STEFÁNSSON, Á., B. (1992): The Þríhnúkagigur – Náttúrufræðingurinn, 61, p. 229-242.
- SZENTES, GY. (1971): Caves formed in the volcanic rocks of Hungary – *Karszt és Barlangkutatás*, VI. évfolyam, p. 117-129.
- VERESS, M. (1999): A jégtakarók és vulkánok földjén – *Vasi Szemle*, LIII. Évf. (3) p.307-334.
- WALKER, G. P. L. (1991): Structure and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, „lava rises”, „lava pits”, and „lava-injection clefts” in Hawaii – *Bulletin of Volcanology*, 53., p. 546-558.
- WENTWORTH, C. K.–MACDONALD, G. A. (1953): Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii – *U.S. Geological Survey Bulletin*, p. 98.
- WHITE, W. B. (1988): Karst and Karst-like Features in Slightly Soluble Rocks – In: *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*, p. 340-354.
- WOLFF, J. A.–SUMMER, J. M. (2000): Lava Fountains and Their Products – In: Sigurdsson, H. (szerk.): *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, p. 321-329.
- WOOD, C. (1976): Caves in Rocks of Volcanic Origin – In: *The Science of Speleology*, Academic Press, London p. 127-150.
- WOOD, C. CHEETHAM, P.–POLONER, H.–WATTS, R. (2003): Hallmundarhraun 2003 Iceland – Expedition Report – School of Conservation Sciences Bournemouth University, p. 27
- N3320-as számú ortofotó a Hallmundarharaun lávafolyásról – Landmaelingar Íslands
- Ísland Atlaskort - Ízland 1:100 000 méretarányú topográfiai térképe CD-rom – Landmaelingar Íslands
- Jarðfræðikort af Íslandi - Ízland 1:250 000 méretarányú geológiai térképe – Természettörténeti Múzeum, Geológiai és Geográfiai Tanszék, Reykjavík

*Gadányi Péter főiskolai tanársegéd
Berzsenyi Dániel Főiskola*

*Földrajz és Környezettudományi Intézet, Természetföldrajzi tanszék
gpeter@bdf.hu 20/386 01 51*