

# A vízalatti vulkanizmus jelenségei, üledékképződési folyamatai és kapcsolatai a szárazföldi vulkáni folyamatokkal: áttekintés

## Subaqueous volcanic processes and their deposits and relations to subaerial volcanic processes: a review

NÉMETH Károly<sup>1</sup>

(14 ábra)

*Key words: subaqueous volcanism, pyroclastic density current, hyaloclastite, pillow lava, peperite*

*Tárgyszavak: vízalatti vulkanizmus, piroklastiz sűrűség ár, hialoklasztit, párnaláva, peperit*

### Abstract

This study reviews of a recent developments in the investigation of subaqueous volcanic processes and their deposits. Since a large number of depositional sites are environmentally subaqueous, it is absolutely valid to deal with a case of volcanism which occurs in subaqueous settings. During the last few years several key discoveries have been made which showed the possibility a forming a pillow – kind of structure even in a shallow marine environment, or explosive fire fountaining in a deep marine environment. These new results should help to develop our new view of these new settings. The main focus of this study is to show the important link between clastic sedimentology and volcanological interpretations of explosive volcanic processes, mainly in subaqueous settings. In this new research a new classification schema is introduced, especially for subaqueous volcanoclastic density current deposits. In this new view there are new meanings with regard to pyroclastic flow in subaqueous environments and their strong relations with turbidity currents directly related to subaqueous explosive eruptions or pure marine volcanoclastic reworking processes. This study tries to show the relations – as well the differences – between subaerial and subaqueous volcanic processes and their deposits.

Manuscript received: 26 10 1998

### Összefoglalás

Ez a cikk egy rövid összefoglalót ad a vízalatti vulkanizmus folyamatainak és azok üledékeinek tanulmányozása terén elért legújabb eredményekről. Mivel az üledékképződési környezetek jelentős része vízalatti (többnyire tengeri), jelentős mennyiségű vulkáni eredetű üledék, lávaközet halmozódhat fel e medencékben, így ezen folyamatokkal, a keletkezett üledékek azonosításával és elkülönítésével, az újabb módszerekkel fontos részletesebben is foglalkozni. Az elmúlt évtizedben számos olyan új eredmény is napvilágot látott, mely alapjaiban kérdőjelezheti meg eddigi nézőpontunkat több olyan jelenségről, amiket biztos környezet, fácies jelzőként ismertünk. Példának okáért párnalávák képződésére nemcsak mélytengeri környezetben, de igen sekély vízben is

<sup>1</sup> University of Otago, Geology Departement, PO Box 56, Dunedin, New Zealand, e-mail: nemethkaroly@hotmail.com

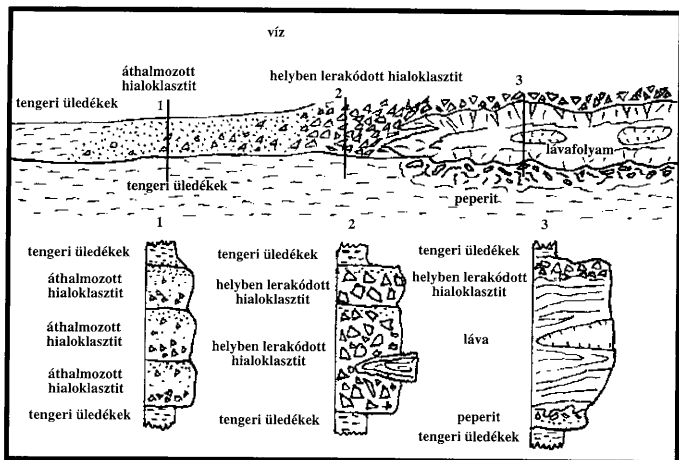
lehetőség van, sőt valódi magas hőmérsékletű lávaszökőkutak is működhetnek akár 2–3000 méteres vízmélységben is. E fontos felismerések mellett ez az áttekintés elsősorban a törmelékes üledék-földtan és a vulkanológia közös vonásaira hívja fel a figyelmet, melyek különös hangsúlyt kapnak vízalatti vulkáni folyamatok értelmezésében. Ebben az új vulkano-szedimentológiai értelmezésben különös hangsúlyt kap egy új osztályozási rendszer, mely a vízalatti sűrűség árák különbözőségére alapozva próbál határt húzni igazi robbanásos kitéréssekkel kapcsolatos illetve utólagos, áthalmazási folyamatok során keletkező tömegárák között. Ebben az új nézőpontban a vízalatti piroklastt árák és a vízalatti kitérés felhő által közvetlenül táplált turbidit árák folyamatos kapcsolatának kiemelése kulcsfontosságú. Ez a cikk megpróbálja bemutatni irodalmi adatok alapján e kapcsolati lehetőségeket mind a folyamatokra mind azok üledékeinek ismertetése tekintetében, mindvégig koncentráva a szárazföldi robbanásos vulkáni folyamatokkal és azok üledékeivel történő összehasonlításra.

## Bevezetés

A vulkáni folyamatok döntő többsége vízalatti környezetben játszódik le. Az óceánközépi hátságok vulkáni területeit leszámítva is igen jelentős a vízzel fedett területekhez kapcsolódó vulkanizmus. A vízalatti vulkáni folyamatok tanulmányozása különösen fontos az idősebb vulkáni vidékek rekonstrukciója szempontjából, hisz a földtörténet során több alkalommal is jelentős területeket foglaltak el a sekélytengerek, óceánok. A víz szerepe a vulkáni folyamatokban különösen a magma szétszakadásának (fragmentation) elősegítésében fontos. Alacsony oldottgáz-tartalmú magmák is képesek nagyenergiájú explóziós aktivitást okozni. Jelen cikkben elsősorban a vízalatti vulkanizmus szedimentációs folyamatait próbáljuk áttekinteni, s kisebb hangsúlyt fektetünk a közvetlen hidromagmás (hydromagmatic) folyamatok bemutatására.

## Lávafolyások

A vízalatti lávafolyások változatos formáit figyelhetjük meg a jelenkori üledék-képződési folyamatokban is. A legnagyobb kiterjedésű vízalatti lávafolyások az óceánközépi hátságokhoz és a tengeralatti vulkáni hegvekhez (seamount) kapcsolódnak. Ezek általában bazaltos összetételű lávafolyásokat produkálnak, s többek között a gyakran jelentős vízmélység hidrosztatikai nyomásának köszönhetően jelentősebb explóziók nem kapcsolódnak hozzájuk. A vízalatti lávafolyások belső szerkezetét tekintve a szárazföldi lávafolyásokhoz hasonló szerkezetekkel találkozhatunk. Gyakoriak a nagykiterjedésű lávaplatók, vékony lávamezők (sheet lava), lávaalagutak, látatorlaszok (tumuli) szerkezetek, pahoehoe lávamezők (FORNARI 1986; APPLGATE & EMBLEY 1992). Általában a vízalatti lávafolyások önmagukban nehezen különíthetők el a szárazföldi lávafolyásoktól. A legbiztosabb módszer a fácieselemzés. A kúrtöközeli fáciest a tömeges (massive), vastag, gyakran oszlopos elválású látatestek jellemzik, míg kúrtóktól távoli (distal) helyzetben vékonyabb lávanyelvek, s egyre jellegzetesebb párnaláva-szerkezet a jellemző. A lávamező központjától legtávolabb a hialoklasztitba ágyazott lavadelták, valamint vízalatti törmelékárák (debris flow) által szállított és lerakott üledékek a jellemzőek (1. ábra). A fácieselemzés módszerét természetesen a lávafolyást megelőző prevul-



1. ábra. Tengeralatti lávafolyás és hialoklasztit fácieskapcsolatai MCPHIE et al. 1996 alapján

Fig. 1. Subaqueous lavaflow and hyaloclastite facies relation after MCPHIE et al. 1996

káni és posztvulkáni üledékképződési környezetek pontos leírásával kell kiegészíteni, hisz csak ezzel kaphatunk igazán egyértelmű választ az adott lávafolyás vízalatti jellegének bizonyításához. Fontos tényező, hogy ugyan savanyúbb lávafolyások vízalatti környezetben ritkábbak, de léteznek. Ezek leírásánál a savanyúbb olvadék nagyobb viszkozitásának köszönhetően a gyorsabb fáciesváltozásokat kell figyelembe vennünk az adott terület rekonstrukciója során (kisebb, de magasabb lávadómk; meredekebben dőlő hialoklasztit rétegek, lávadelták; nagyobb energiájú üledékszállító közegek stb.).

### Párnalávák

A vízalatti vulkáni folyamatok egyik legismertebbje a párnalávák keletkezése. A tenger (tó) fenekén felszínre jutó olvadék viselkedését alapvetően két tényező befolyásolja: (1) az oldott magmás gázok mennyisége az olvadékban; (2) a vízoszlop magassága, mely súlyánál fogva jelentős ellenőrként szolgál a robbanásos vulkáni folyamatok visszaszorításában. Alacsony gáztartalmú magma jelentősebb vízmélységben lávafolyásokat hozhat létre. E lávafolyások kialakulásában a víz jelentős hűtő szerepe, s az így hirtelen megdermedő külső lávakéreg és a belső olvadék jellegzetes párna alakú szerkezeteket hozhat létre gyakorlatilag az olvadék összetételétől függetlenül (2. ábra). A hirtelen megdermedő olvadékhéj alatt az olvadé anyag gáztartalmánál fogva jelentős erővel próbálja szétfeszíteni a külső kérget.



2. ábra. Párnaláva szerkezet az oligocén Oamaru vulkán sorozatából (Új-Zéland)

Fig. 2. Pillow structures from the Oligocene Oamaru volcano (New Zealand)

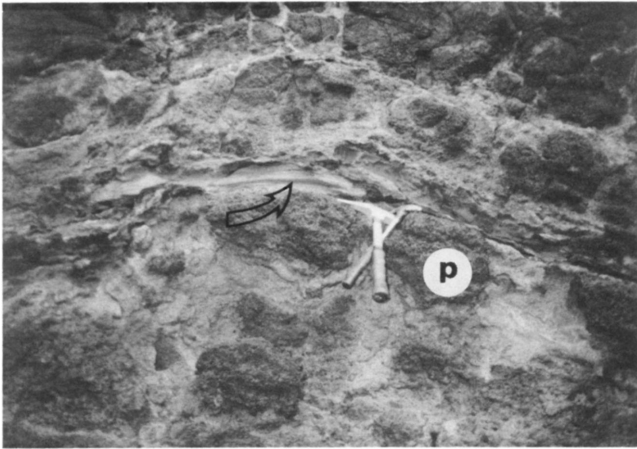
Időnként a kéreg átszakad, újabb lávanyelv csordul ki. Ez a folyamat a lávafronton folyamatosan zajlik, párnaláva-szerkezeteket hozva létre (rügyezés: budding). A hirtelen megdermedt üveges lávaanyag a mechanikus hatásokra aprózódik és a kialakuló lávanyelvek között felhalmozódik ún. hialoklasztit-üledéket (hyaloclastite) hozva létre. A párnaláva külső kérge gyakran mutat több generációs szerkezetet, amit KAWACHI & PRINGLE (1988) vizsgálatai szerint sekélyvízi környezetben való keletkezésre utaló jellegként értelmezhetünk, ugyanis kisebb nyomáson (kisebb vízmélységben) a már megdermedt kéreg többször felszakadhat s újabb, vékony kéreggel fedheti be a már kialakult párnaszerkezetet. Azonban pl. YAMAGISHI (1985) hasonló szerkezetű párnalávát írt le mélyvízi környezetből. Általában elmondható, hogy párnalávák az esetek többségében vízalatti vulkanizmusra utaló jelenségek, azonban nemcsak mélyvízi környezetre utalhatnak. Párnalávák alakulhatnak ki láva tengerbe ömlésekor (JONES & NELSON 1970), illetve bizonyos esetekben freatomagmás explozív folyamatokkal kapcsolatos sekélyvízi (néhány méteres vízmélység) környezetben is (WHITE 1997).

### Hialoklasztit

A hialoklasztit olyan törmelékes vulkáni kőzet, mely láva vagy intruzív magmás test explózió nélküli széttöredezésével (quench fragmentation) jön létre hirtelen megdermedés (chilling) hatására (RITTMAN 1962; HONNOREZ & KIRST

1975; YAMAGISHI 1987). A hialoklasztit formálódásának leggyakoribb válfaja a tenger (tó) vizével érintkező (abba nyomuló, vagy szárazföldről vízbe ömlő) láva hirtelen lehűlése, amikor is a megdermedt, üveges anyag széttöredezésével üledék keletkezik. Hialoklasztit keletkezhet abban az esetben is, amikor gleccser jégpáncélja alatt következik be vulkánkitörés (FRIDLEIFSSON et al. 1982), illetve amikor magma nyomul vízgazdag, laza üledékbe (BUSBY-SPERA & WHITE 1987).

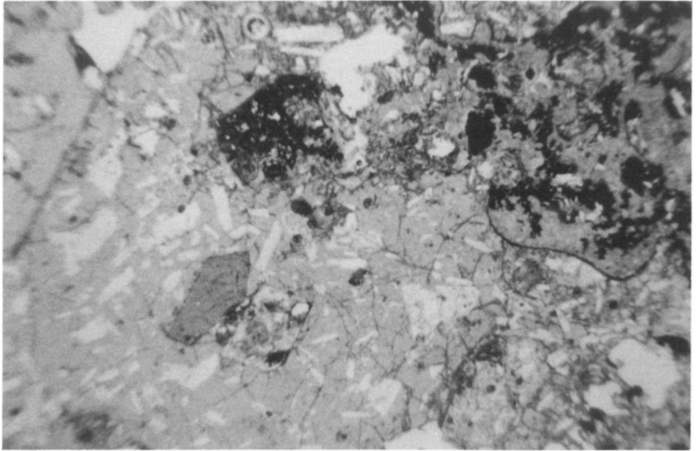
A víz alatt létrejött hialoklasztit a keletkezés helyéhez viszonyítva lehet helyben maradt (in situ), illetve áthalmazott (redeposited) (1. ábra). A helyben maradt hialoklasztit általában szoros térbeli kapcsolatot mutat a forrásláva-rétegekkel (3. ábra), gyakran tartalmaz a gyors hűlés következtében hirtelen meg-



3. ábra. Helyben lerakódott hialoklasztit/párnaláva (p) breccia az Otago-félszigetről, Új-Zéland (Cape Saunders). A nyíl egy tengeri eredetű homokkő lencsére mutat, mely laza tengeri üledék fluidizációjával kerülhetett a hialoklasztit mátrixba. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 3. In situ hyaloclastite/pillow (p) breccia from the Otago Peninsula, New Zealand (Cape Saunders). Note the marine sandstone (arrow) lenses in the hyaloclastitic matrix emplaced due to fluidization Photo: U. MARTIN 1999

dermedt üveges lávadarabokat (chilled fragments) (4. ábra), illetve a finomszemcsés mátrix szinte teljes egészében vulkáni üvegből állhat. Az ilyen típusú hialoklasztit általában rétegmentes, és jellegzetes összeilleszthető szerkezeteket (jigsaw-fit) mutat. Vízalatti környezetben a hialoklasztit gyakran megcsúszhat, esetleg áramlások szállíthatják tovább. Ebben az esetben a távolabbi, áramlás-árnyékos helyeken az üledék lerakódhat és áthalmazott hialoklasztit jöhet létre. Az áthalmazott hialoklasztit általában gravitációs tömegáram (mass flow) által szállított és lerakott üledék. A szállítási mód meghatározó a keletkezett áthal-



4. ábra. Helyben lerakódott hialoklasztit üledék vékonycsiszolati képe az Otagó-félszigetről, Új-Zéland. A kép rövidebbik oldala 2 mm hosszú. Foto: U. MARTIN 1999

*Fig. 4. In situ hyaloclastite deposits in thin section from the Otago Peninsula, New Zealand. The short side of the picture is 2 mm. Photo: U. MARTIN 1999*

mozott üledék szedimentológiai jellegeire nézve. Ilyenkor általában a helyben keletkezett és felhalmozott tömeges hialoklasztitához többségében szemcseár (grain flow), illetve sűrűség módosította szemcseár (density modified grain flow) által szállított és lerakott rétegzett, monomikt üledék alakul ki, mely disztális esetben egyre több tengeri üledéket tartalmazhat. Az egyes rétegek általában nem, vagy enyhe inverz-normál gradációt mutathatnak, s gyakran meredek rétegdőléssel rendelkeznek. Esetenként az áthalmozás forráshelyétől enyhe szemcseméret-csökkenés figyelhető meg.

A hialoklasztit értékes jelzője a láva vízalatti képződésének, illetve a magma magas víztartalmú üledékbe nyomulásának. A hialoklasztit jelenléte azonban nem jelent információt a keletkezés kori vízmélységre, illetve arra, hogy tengerben vagy tóban képződött e.

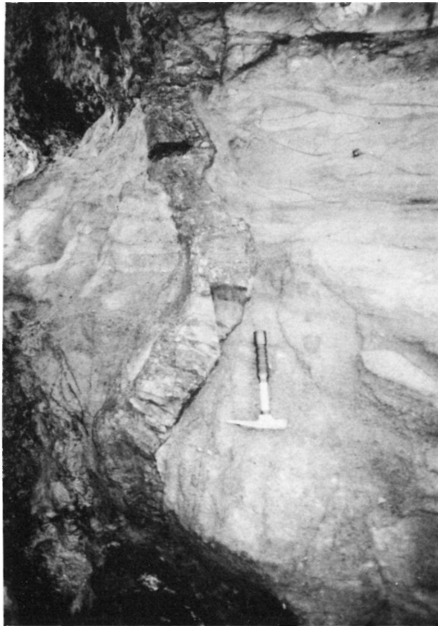
### Peperit

A peperit olyan kőzet, mely láva vagy magma és laza, nedves üledékek kölcsönhatásaként, azok keveredésével jön létre (MCPHIE et al. 1996). Éppen ezért a peperit képződés gyakori folyamat a vízalatti szedimentációs folyamatokban, s gyakran találkozhatunk e képződményekkel vízalatti vulkanizmushoz kap-

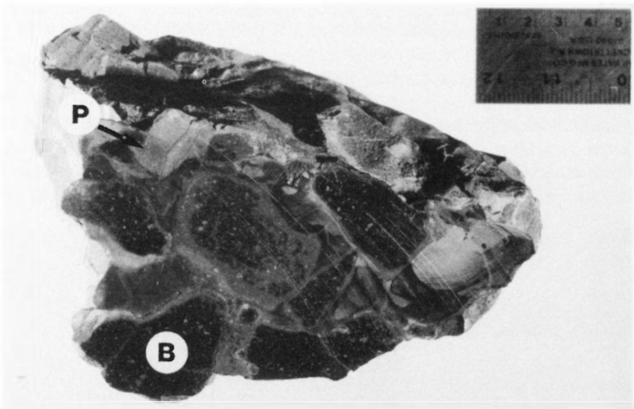
csolódó üledékes sorozatokban. Peperit egyaránt keletkezhet magmás intruzió és nedves üledék kontaktusán (HANSON & WILSON 1993), de igen gyakori vízalatti lávafolyások és üledék kölcsönhatásaként, illetve vízbe ömlő lávafolyások talpán, a láva és a nedves, laza üledék határán (1. ábra) (SCHMINCKE 1967; BULL & CAS 1991). A peperites kontaktus lehet élesen elütő vagy igen szoros olvadék-üledék kölcsönhatásra utaló. A magas nedvességtartalmú, sok pórusvizet tartalmazó üledék és olvadék határán széles peperites sáv alakulhat ki. Az olvadék mintegy "átítatja" a környező üledéket, mely intruzív esetben szabálytalan alakú kőzettelérek kialakulásához vezethet (5. ábra). A lávafolyás (vagy

5. ábra. Szabálytalan alakú kőzettelér vízalatti kitörés által közvetlenül táplált sűrűség-ár üledékbe nyomulva, Otago-félsziget, Új-Zéland Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 5 Irregular shape dike intruding into an eruption feed density current deposit from the Otago Peninsula, New Zealand Photo: U. MARTIN 1999

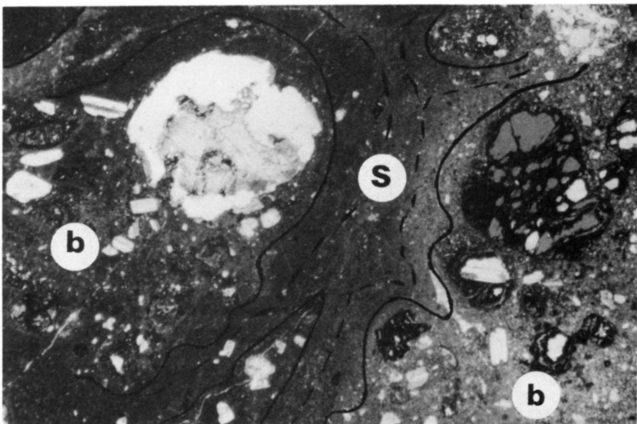


kőzettelér) és a környező nedves, laza üledékek határa elmosódottá válik. BUSBY-SPERA & WHITE (1987) kutatásai alapján a peperitek két jelentős csoportba sorolhatók: (1) blokk peperit illetve (2) gömbös peperit (globular or fluidal peperite). A blokk peperit (blocky peperite) általában szögletes magma/láva darabokat, összeilleszthető szerkezetet (jigsaw fit structure) mutat (6. ábra), míg a gömbös peperit szoros olvadék-üledék kapcsolatot, gyakran elmosódott olvadék/üledék határt mutat (7. ábra). BUSBY-SPERA & WHITE (1987) kutatásai azt



6. ábra. Blokk peperit a Bakony–Balatonfelvidék vulkáni területéről, (Hajagos-hegy). B – bazalt, P – pannóniai homokkő

Fig. 6. Blocky peperite from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, (Hajagos-hegy). B – basalt, P – Pannonian sandstone



7. ábra. Gömbös peperit vékonycsiszolatban az Otago-félszigetről, Új-Zéland. A hullámos szaggatott vonal a mátrix üledék (s) fluidizációjára hívja fel a figyelmet, a folyamatos vonalak a bazalt (b) szemcsék határát jelölik. A kép rövidebb oldala 2 mm. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 7. Globular peperite in thin section from the Otago Peninsula, New Zealand. The dashed wavy line represents the fluidization of the host rock (s), the continuous lines show the basalt fragments (b). The shorter side of the picture is 2 mm. Photo: U. MARTIN 1999

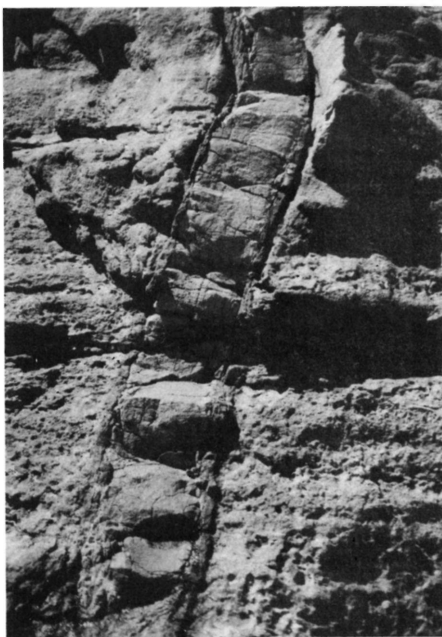


mutatták, hogy a kétféle peperit kialakulásában alapvetően a kölcsönhatásban résztvevő üledék szemcsemérete a meghatározó. Gömbös peperit nagyobb valószínűséggel alakul ki finomszemcsés, jól osztályozott, laza üledékek és olvadék kölcsönhatásaként, mely üledékek pórusvíztartalma jelentős lehet, és az olvadék könnyen folyósíthatja (fluidisation) az üledéket, ami lehetőséget ad jelentős olvadék/üledék keveredésre. Blokk peperit gyakoribb durvaszemcsés üledékekhez kapcsolódóan.

A vízalatti víztelített, laza üledékjellegből adódóan, az üledékekbe benyomuló kőzettelérek gyakran hoznak létre széles peperit zónákat (BUSBY-SPERA & WHITE 1987; MARTIN 1998). Azonban ismert, hogy vízalatti környezetben is előfordulhat jelentős sülés a benyomuló kőzettelér mentén (MARTIN 1998). Különösen, ha a környező üledék rétegek savanyú (fonolit, riolit) horzsakő rétegek, s a benyomuló kőzettelér bázikus, pl. bazalt (8. ábra).

8. ábra. Újraolvasztott pumisz kéreg benyomuló bazalt dákj mellett (Otago félsziget, Új-Zéland)

Fig. 8. Fused pumice margin next to intruded basalt dyke (Otago peninsula, New Zealand)



A peperit képződése szoros genetikai kapcsolatot mutat a freatomagmás explóziós jelenségek felé. Ugyanis abban az esetben, ha az olvadék-üledék kontaktusán a hirtelen elpárolgó porúsvízből keletkező gőz tágulásából származó erő jelentősen megnövekszik, explózió jöhet létre (steam explosion). Így gyakran a vízbe, vagy jelentős víztartalmú üledékre ömlő lávafolyások helyi ún. gyökér nélküli freatikus explóziókat hozhatnak létre. A bekövetkező explóziók energiáját elsősorban a lávaréteg vastagsága, illetve a nedves üledékek nedvességtartalma szabályozza. Vízalatti környezetben természetesen a hidrosztatikai nyomás jelentősen lecsökkentheti a kialakuló explóziók valószínűségét.

### **Robbanásos vulkáni folyamatok alaptípusai, üledékei szárazföldi körülmények között**

Az explóziós vulkáni folyamatokat annak függvényében, hogy a külső víz milyen arányban szerepel a robbanások kiváltásában (1) magmás, (2) freatomagmás illetve (3) freatikus csoportba sorolhatjuk. A magmás robbanásos folyamatokban a magmás gázok a robbanások okozói, s a kialakuló vulkanoklaszt képződményekben a magmás piroklasztok vannak döntő többségben. Freatikus explóziók esetében a magmás eredetű törmelék alárendelt a keletkező üledékekben. A robbanásos vulkanizmus során felszínre kerülő törmeléklet alapvetően három különböző típusú rendszer szállíthatja, rakhatja le. E szállítási folyamatok, mint az elsődleges vulkanoklasztit képző jelenségek értelmezhetők, az általuk létrejött üledékek pontos értelmezése a másodlagos áthalmazási jelenségek felismerésében fontos.

A piroklaszt szórás üledékei (pyroclastic fall) az erupciós felhőből kihulló piroklaszt lerakódásából keletkező üledék (FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994; CAS & WRIGHT 1987). A robbanás energiájától függően ezen üledékek akár több száz négyzetkilométer területet is befedhetnek, s általában köpenyszerű réteggel fedik be a kitörés előtti felszínt. A szemcsék az erupciós felhőben szuszpenzióban szállítódnak, így a keletkező üledékek általában a jó osztályozottság, normál gradáltság jellemző. Vízalatti környezetben a szórt piroklaszt a szárazföldi körülmények között lerakott üledékekhez képest jellegzetesebb, ismétlődő gradációs jellegeket mutat, s az egyes rétegeket élesebb határok választják el.

A piroklaszt árák (pyroclastic flow) leggyakrabban az erupciós felhő megnövekedett törmelékanyag tartalmának köszönhetően a felhő összeomlásából keletkezhetnek, de gyakoriak a lávadómozgások összeomlásából származó piroklaszt árák is (CAS & WRIGHT 1987). Az összeomlást követően a szemcsék gravitációs tömegárákként szállítódnak, s így a keletkező üledékek az inverz/normál gradáltság, a kimosási csatornák (scour fill), eróziós felszínnek (erosion surface), keresztarétegzettség (cross-bedding) és az igen változatos szemcseméret, osztályozatlanság (unsorting) a jellemző. Vízalatti környezetben is elképzelhető piroklaszt ár kialakulása (pl. KOKELAAR & BUSBY 1992), bár egyértelmű azonosítása rendkívül nehéz feladat.

A piroklaszt torlóárak (pyroclastic surge) alapvetően 3 fázisú rendszerek, ahol az erupciós felhő összeomlásából származó horizontális mozgású felhő a piroklasztit árákhoz képest kisebb sűrűségű, felhígult anyag tömeget alkot. A piroklaszt torlóárak szilárd, gáz és folyadék halmazállapotú anyagot is tartalmaznak. A lerakódás során a hígabb rendszer miatt jelentős mértékű turbulencia működik. A turbulencia következtében a kialakuló üledék gazdag lesz horizontális szállításra utaló jelenségekben, kereszttrétegzésekben, szemcsezsínórokban (grain alignment, scour fill). Piroklasztit torlóárak elsősorban hidromagmás explozív folyamatokkal kapcsolatban jöhetnek létre, Taal típusú, maar/diatrema vulkanizmus, vagy vízből kiemelkedő Surtsey típusú vulkanizmus során. Piroklaszt torlóárak ismertek piroklaszt árákhoz kapcsolódóan is (CAS & WRIGHT 1987), sőt a legújabb fácieselemző módszerek arra is fényt derítettek, hogy a piroklaszt árák folyamatosan alakulhatnak át piroklaszt torlóárakká. A kitérés központ közelében az anyagár nagy sűrűségű a folyamatos anyagutánpótlás következtében, míg attól távolodva a környezetéből egyre több levegőt fogad magába, "felhígul", s az árra a lamináris áramlási viszonyok átalakulásával egyre inkább turbulens jellegek lesznek uralkodók (SOHN 1996).

A fenti folyamatok leírását, s értelmezését elsősorban szárazföldi környezetre értelmезik a vulkanológiai leírások. A vízalatti környezetben lejátszódó folyamatok leírása, különösen az elsődleges vulkanoklasztitképző jelenségeké számos nehezséget rejt, s elsősorban komplex fácies elemzéssel ismerhetők fel az elsődleges folyamatok egyértelműen.

### **Robbanásos vulkáni folyamatok vízalatti környezetben**

Vízalatti környezetben az olvadék töredezését (fragmentation) alapvetően a vízoszlop súlya által képviselt ellenerő szabályozza. Azonban jelentős olvadék utánpótlás esetén vízalatti környezetben is kialakulhatnak robbanásos vulkáni folyamatok. Az explóziók során keletkező vulkanoklasztit rétegek vízalatti környezetben magas nedvességtartalmú, laza üledékként halmozódhatnak fel. Ez a laza üledék gyakran másodlagos folyamatok hatására áthalmazódhat (tengeráramlások, gravitációs instabilitás). E folyamatok kiváltásában jelentős szerep juthat a vulkanizmushoz kapcsolódó földrengéseknek. Éppen ezért vízalatti környezetben gyakran igen nehéz elkülöníteni az elsődleges vulkanoklasztitokat az áthalmazottaktól. Egyes szedimentológiai irányzatok éles, kategórikus különbséget tesznek az elsődleges, robbanásos kitérések által közvetlenül táplált vulkanoklasztit üledékek, illetve az azonnal fellépő áthalmazást szenvedett vulkanoklasztitok között (MCPIE et al. 1996; CAS & WRIGHT 1987; BULL & CAS 1991), mások (FISHER & SCHMINCKE 1984) az áthalmazási folyamatokat elsősorban a vulkanizmus hatásától független vulkanizmust követő folyamatokra értelmezik csak.

Az egyes vulkanoklasztit formáló robbanásos folyamatok energiáját alapvetően befolyásolja az olvadék gáztartalma és az olvadék-víz kölcsönhatásaként felszabaduló gőz energiája. Így jelentősebb gáztartalmú magma esetén, sekély-

vízi környezetben vízalatti lávafolyásokhoz kapcsolódó, a szárazföldi stromboli és hawaii típusú salak és fröccskúpokhoz hasonló szerkezetek és üledékek ismertek (STAUDIGEL & SCHMINCKE 1984). E képződmények nagyméretű orsóbombákat, plasztikus deformációkat mutató, jelentős hólyagüregtartalmú lávafröccsöket tartalmaznak, erősen üveges, magas hólyagüregtartalmú hialoklasztit mátrixban. Alapvetően a jelentős vastagságú elsődleges hialoklasztit rétegek, gyakori párnaláva breccsák jelenléte segíthet e képződmények vízalatti keletkezésének bizonyításában. Habár e képződmények sekélyebb vízmélységre utalnak, egyes kutatások mélyebbvízi eredetű lávaszőkökutak lehetőségét is felvetik, abban az esetben, ha egy-egy kürtő hirtelen megnövekedett mennyiségű olvadékot szolgáltat (SMITH & BATIZA 1989).

Vízalatti környezetben, ahol a robbanások központja is víz alatt volt, nagyobb sűrűségű közeggel kell számolnunk, mely jelentős közegellenállással bír, s a kidobott törmelékanyag sűrűségkülönbségéből adódóan a törmelékek sűrűség szerinti gradációja jelentős lehet. A horzsakő (pumice) és a nagyobb sűrűségű közettöredékek (lithic fragment) a szárazföldi körülmények között lerakott vulkanoklasztikokhoz képest sokkal jellegzetesebben válnak szét a lerakott üledékben, gyakran ritmikusan ismétlődő szinteket alkotnak.

Fontos új tényező a vízi környezetben a víz hűtő szerepe, mely alapvetően változtatja meg a vulkanoklasztit anyag törmelékeinek fizikai tulajdonságát (törésség, kerekítettség, üvegeség). Alapvető fontosságú a juvenilis törmelékek hirtelen hűlésből származó erősen üveges jellege.

Vízi környezetben az üledék tovább maradhat vízdús, laza, így a közvetlen lerakódást követő megcsúszási jelenségek (slumping), gyűrődések (folding) sokkal gyakoribbak az elsődleges vulkanoklasztit üledékekben is. A laza üledék jellegből adódóan az üledékbe benyomuló dájkok erősen üveges, vastag hülési kéreggel jelenhetnek meg.

Az elsődleges és másodlagos (áthalmazott) vulkanoklasztit üledékek elkülönítésére MCPHIE et al. (1996) a következő definíciókat használja.

1. Autoklasztit: vulkanogén üledékek melyek kialakulásában az olvadék robbanás nélkül töredezik (non explosive fragmentation). Pl. vízalatti lávaréteghez kapcsolódó, a lávaréteg külső peremének hirtelen hűléséből és a lávaréteg mozgásából származó erő hatására töredezik a hirtelen üvegesre dermedt olvadék.

2. Piroklasztit: az elsődleges robbanásos vulkáni folyamatok által lerakott üledékek, az üledék keletkezésének közvetlen kapcsolata a kitörési központtal egyértelműen kimutatható (a korábban leírt három üledékszállítási típus).

3. Áthalmazott szin-eruptív vulkanoklasztit: az elsődlegesen lerakott vulkanoklasztit szin-eruptív áthalmazódásával létrejövő vulkanoklasztit. E definíció értelmezése számos vita tárgya. Többek között FISHER és SCHMINCKE (1984, 1994), e definíciót megfoghatatlannak tartja, mert különösen vízalatti környezetben a hullámzásból, tengeráramlásokból adódó üledékmozgatásra óriási lehetőségek adóttak, s így vízi környezetben gyakorlatilag minden vízalatti vulkanoklasztit üledék ebbe a típusba sorolható lenne.

4. Vulkanogén üledékek: azon üledékek összessége, melyek a vulkanizmust követő áthalmazási folyamatokból származnak.

A vulkanoklasztit üledékek értelmezését a szedimentológiai terminológia felől érdemes megközelíteni. Ez különösen a vízalatti környezetben lerakott vulkanoklasztitoknál alapvető fontosságú. Az alábbiakban foglalhatjuk össze az egyes lehetséges szállító közegek jellegzetességeit, melyek vulkanoklasztikus közegben is hasonlatosak a normál szedimentációs közegekben leírtakéval (LOWE 1982) (9. ábra).

1. Gravitációs tömegfolyás (gravitational mass-flow): törmelék csoportok, vagy törmelék és fluid áramlik együtt, mely mozgása közben fizikai kölcsönhatásban vesz részt. A tömegárok igen változatosak lehetnek reológiájukat és koncentrációjukat tekintve.

2. "Vonszolódásos" szállítás (traction transportation): a vulkanoklaszt részecské a mozgó fluidba zárva szállítódnak, de szabad viselkedésre módjuk van.

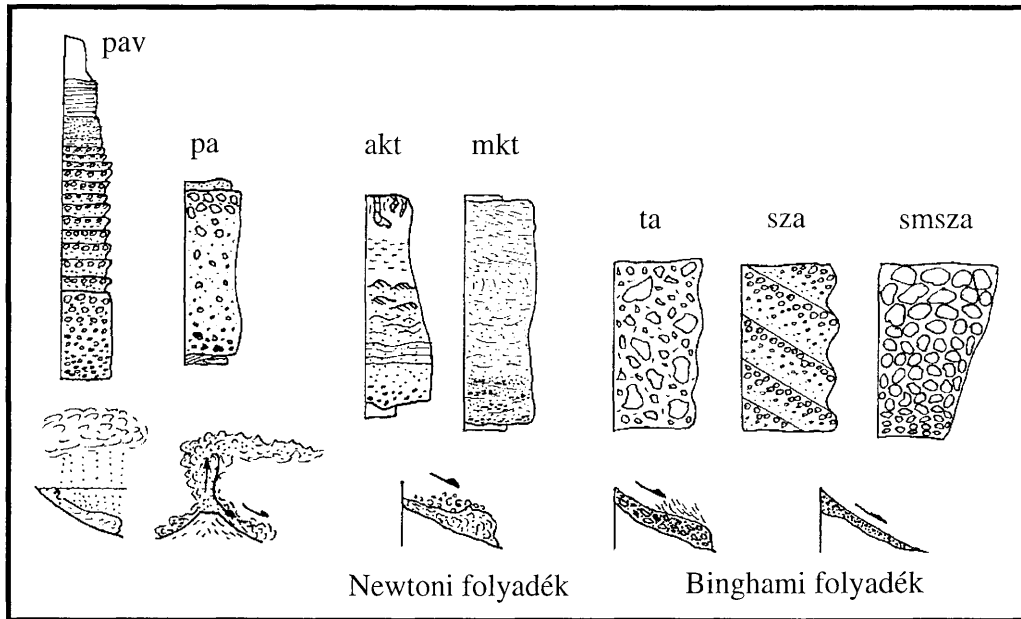
3. Szuszpenzióban való szállítás: a szállított részecskék egyenletesen eloszolva szállítódnak a szállító fluidban.

A fenti három szállítási mód meghatározó és jellegzetes az egyes elsődleges vulkanoklaszt szállító közegekre. A piroklaszt árokra és üledékekre elsősorban a gravitációs tömegárokra jellemző karakterek a jellemzőek (FISHER & SCHIMCKE 1984). A piroklaszt torlóárok és üledékeik voszolódásos szállítással jellemezhető üledékszállító és lerakó közegekkel mutatnak szoros kapcsolatot (SOHN 1996; WOHLTZ & SHERIDAN 1983; KOKELAAR 1983; CAS et al. 1989). A szórt piroklaszt és üledékeire a szuszpenzióban való szállítás és az abból történő leülepedés a jellemző (CAS & WRIGHT 1987).

### **Elsődleges és másodlagos vulkanoklasztit folyamatok vízalatti környezetben**

*Piroklaszt árok (gravitációs tömegfolyás általi szállítás):*

Általában elmondható, hogy vízalatti környezetben a víz jelenléte miatt az elsődleges vulkanoklasztit folyamatok elkülönítése az egyidejű vulkanoklasztos (syn-volcanic) folyamatoktól meglehetősen nehéz. Az elsődleges folyamatok vízalatti jelenlétének bizonyítására KOKELAAR & BUSBY (1992) munkája döntő elméleti modellt alkotott. Az általuk leírt kaliforniai példa alapján mutattak rá arra, hogy vízalatti környezetben is elképzelhetők sülési folyamatok piroklaszt árok esetében. Modelljükben azt feltételezik, hogy az eredetileg víz alatt lévő kitérés csatornából a nagy sebességgel feltörő törmelék hirtelen olyan környezetet hozhat létre, mely akár több száz méteres vízmélység esetén is gyakorlatilag szárazföldi körülményeket (teljes vízmentesség) jelent. Ez a folyamat a kitérés előrehaladtával gyakorlatilag arra is lehetőséget ad, hogy a víz hűtő hatása alárendeltté váljon, s akár komoly sülési jelenségek jöjjenek létre. Ezzel a terepi leírással és modellel az a korábbi nézet, mely szerint a szárazföldi horzsakőtartalmú piroklaszt árok (ignimbritek) egyértelműen elkülöníthetők a sülési jelenségeik alapján a vízalatti párjaiktól, komolyan megkérdőjelezhető. Természetesen további problémák is adódtak abban az esetben, amikor a vízmély-



9. ábra. Gravitációs tömegfolyás (mass flow) típusok és azok üledékei LOWE (1982), STOW (1986) and MCPHIE et al. (1996) alapján. pav – piroklasztit ár; akt – alacsony koncentrációjú turbidit; mkt – magas koncentrációjú turbidit; ta – töremelék folyás; sza – szemcse folyás; smsza – sűrűségi módosított szemcse ár

Fig. 9. Gravity currents and mass flow deposit types after LOWE (1982), STOW (1986) and MCPHIE et al. (1996). pav – pyroclastic flow – subaqueous; pa – pyroclastic flow – subareal; akt – low density turbidite; mkt – high density turbidite; ta – debris flow; sza – grain flow; smsza – density modified grain flow

ség kisebb, s a kitörés során a kitörési felhő a vízfelszín fölé emelkedik. Ebben az esetben a visszahulló vulkanoklaszt anyag az áramlások útján akár több tíz kilométeres távolságra is elkerülhet az eredeti forrástól. Ebben az esetben piroklaszt árák elsődlegességének felismerése rendkívüli nehézségekbe ütközhet, hisz a hullámbázis sekély (néhányszor tíz méter) vízmélység esetén a vízmélységnél nagyobb, így gyakorlatilag a robbanások során szinte azonnal a MCPHIE et al. (1996) és CAS & WRIGHT (1987) által értelmezett szín-vulkáni áthalmazási folyamatokkal kell számolnunk, amivel a FISHER & SCHMINCKE (1984, 1994) irányzat komoly vitába száll, hisz e folyamatok nem feltétlenül ismerhetők fel ősi sorozatokban. A fent említett példában érdekes kérdés a visszahulló vulkanoklaszt sorsa, mely ha horzsakó alapvetően, akkor akár több száz kilométeres távolságra kerülve is lerakódhat s a vízmélységtől függően komoly keveredést szenvedhet a tengeri üledékkal, így vulkanogén klasztikus üledékeket hozva létre (STOW 1986).

Piroklaszt árák természetesen szárazföldről kiindulva is eljuthatnak vízi környezetbe. Ebben az esetben pontos térképezéssel lehet az ősföldrajzi rekonstrukciót megtenni. CAS et al. (1998) laboratóriumi vizsgálatai további érdekes adalékot szolgáltatnak piroklaszt árák tengerbe jutási mechanizmusának megértéséhez. A laboratóriumi kísérletek szerint a piroklaszt ár sűrűsége (anyagtelítettsége) meghatározó lehet abban, hogy a vízbe nyomuló ár hogyan viselkedik (10. ábra).

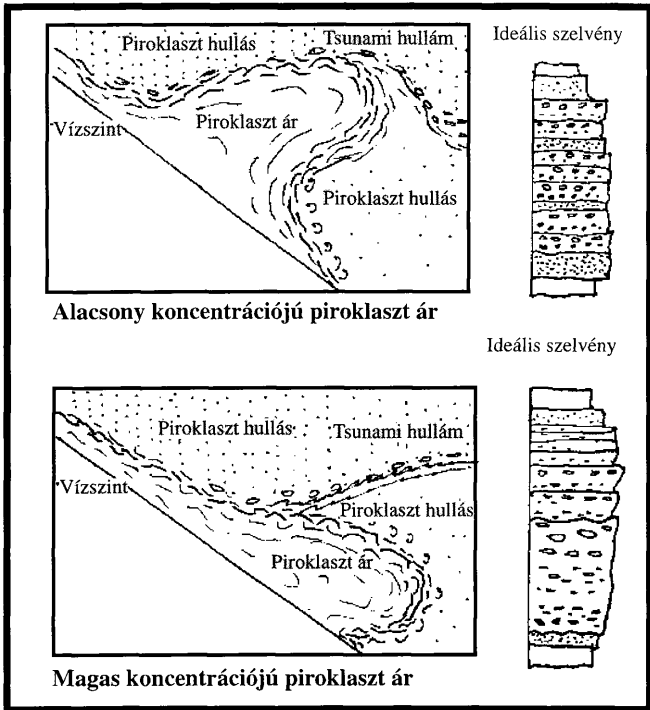
#### *Piroklaszt torlóárák (vonszolódasos szállítás - traction transportation):*

Amennyiben a torlóárák vulkanológiai terminológiáját követjük piroklaszt torlóárák víz alatti környezetben való keletkezését kizárhatjuk, hisz a gáz fázis az erupciót követően a kis sűrűsége miatt szinte azonnal eltávozik a rendszerből, így kétfázisú (folyadék és szilárd) anyagárral, piroklaszt árral kell számolnunk. Ebben a megközelítésben, vízalatti környezetben a piroklaszt torlóárákat alacsony sűrűségű turbidit áráknak értelmezhetjük. Ilyen típusú üledékek elsősorban sekélyvízi környezetben, freatomagmás Surtsey vagy Surtla típusú kitörésekre jellemzők, ahol a felnyomuló magma a vízzel érintkezve freatomagmás explóziót szenved és nagyenergiájú lökéshullám száguld végig minden irányba a kitörési centrumtól. Az elsődleges vulkanoklasztiként értelmezhető üledékek a turbidit árákra jellemző karaktereket fogják mutatni, melyek szinte folyamatos átmenetet mutathatnak a különböző gravitációs tömegárák üledékei felé, nagy sűrűségű turbidit ár (high density turbidity flow), törmelék ár (debris flow), iszapár (mud flow), és szemcseár (grain flow) felé (11. ábra).

#### *Piroklaszt hullás (szuszpenzióban történő szállítás):*

Általában elmondható, hogy vízalatti környezetben a hullott piroklasztok értelmezése is nagy nehézségekbe, elsősorban terminológiai kérdésekbe torkollik. A vízi környezetben a sűrűség szerinti elkülönülés meghatározó lehet, így pl. a nehéz ásványok igen jellegzetes rétegekben halmozódhatnak fel. A könnyű

horzsa kő részecskék viszont, mint korábban említettük akár több száz kilométeres távolságra is eljuthatnak, s vulkanogén üledékeket hozhatnak létre. Általában annak eldöntése, hogy az explózió szárazföldön történt, s onnan hullott a vízbe a vulkáni anyag, vagy valódi vízalatti robbanásról van szó csak fácies elemzéssel lehetséges, de általában úgy sem teljes biztonsággal.



10. ábra. Víz tömegbe nyomuló piroklasztit ár viselkedésének lehetséges alaptípusai a piroklasztit ár sűrűségének függvényében CAS et al. (1998) alapján

Fig. 10. Theoretical models of entering pyroclastic flows into watermass according to their concentration (density) after CAS et al. (1998)





11. ábra. Vízalatti robbanásos kitérés által közvetlenül táplált pirokklaszt sűrűség ár üledék rétegek az oligocén Oamaru vulkán vízből kiemelkedő (Surtla-típusú) sorozatából (Új-Zéland). A sorozatra a jó rétegzettség és a laposságú keresztretegzés a jellemző

Fig. 11. Submarine explosion fed pyroclastic density current deposit beds from the Oligocene emergent (Surtla-type) Oamaru volcano (New Zealand). The sequence is well bedded with low angle cross bedding.

### Vízalatti vulkanizmus és üledékeinek kapcsolata a klasztikus üledékképződési környezetek ún. sűrűség áraival (density current): egy új szemlélet

A vízalatti vulkanizmushoz kapcsolódó vulkanoklasztit üledékek szedimentológiai jellegét vizsgálva egyre több vulkanológiai irányzat állapítja meg, hogy azok az ún. sűrűség árok (density current) által lerakott üledékek valamelyikének jellegét viselik magukon, így e vulkanoklasztit üledékek értelmezésében érdemes a szedimentológia felől közelíteni. A sűrűség árok olyan szállító közegek, melyek sűrűsége nagyobb a környezet (jelen esetben víz) sűrűségénél, s így mozgásukat alapvetően a gravitáció szabályozza. A sűrűség árok belsejében a részecskék önálló mozgására lehetőség van, bár e mozgás minőségét (turbulens vagy lamináris mozgás) alapvetően az ár koncentrációja, sűrűsége szabályozza. WHITE (in press) a vízben lerakott vulkanoklasztit üledékek és a normál klasztikus üledékek közötti hasonlóság kifejezésére 3 fő csoportba sorolja a vízalatti vulkanizmus által létrehozott sűrűség ár üledékeket, az üledék létrehozó folyamatban felismerhető töredezés (fragmentation) és a szállító közeg tulajdonságainak alapján.

1. robbanásos töredezés során keletkezett sűrűség ár, mely alapvetően gázdús rendszer,

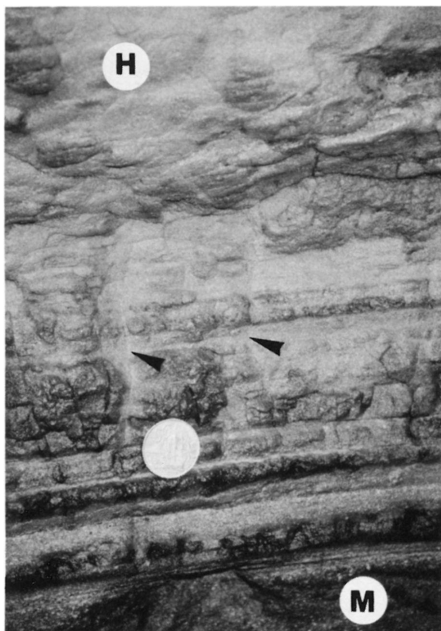
2. robbanásos töredezés során keletkezett sűrűség ár, mely alapvetően vízdús rendszer,

3. lávafolyás robbanás nélküli töredezése során keletkezett sűrűség ár, mely alapvetően vízdús rendszer.

Az első csoportba a vízalatt lerakott sült ignimbritek és magas hőmérsékletű piroklaszt árák tartoznak, ahol az olvadék töredezése robbanások által szabályozott, s az üledék szállító közeg szemcseközi terét gáz tölti ki. Sülési jelenségek vízalatti kialakulásához és alapvetően gáz, mint szemcseközi anyag víz alatt tartásához jelentős szemcse koncentráció szükséges, mely az olvadék jelentős magmás robbanásos töredezéssel érhető el (magmatic explosive fragmentation) (BRANNEY & KOKELAAR 1992; VALENTINE 1987; KOKELAAR 1983). A jelentős szemcsekonzentráció következtében a vízalatti sült ignimbritek jellemzően masszív, osztályozatlan, vastagpados vulkanoklasztit rétegeket alkotnak, melyek fokozatosan vékony-rétegzett vulkanoklasztit rétegekbe mennek át, gyakran vízben lerakott hullott, finomszemcsés tufa rétegekkel közberétegezve (KOKELAAR & BUSBY 1992; BUSBY-SPERA 1986; MANDEVILLE et al. 1994). KANO és munkatársai (1994) azonosítottak nem sült, alacsony hőmérsékletű bazaltosandezit piroklaszt ár üledéket, mely vízalatti kitérés során keletkezett. A jellegzetesen rétegzetlen salak lapilli üledék gázkilépési csatornáknak (gas segregation pipe) gazdag, az alapi rétegek feltépett, fluidális alakú tufa klasztokat tartalmaznak.

A második csoportba a vízalatt lerakott, kitérés központból közvetlenül táplált magas és alacsony szemcsekonzentrációjú turbidit árák tartoznak (kitérés által közvetlenül táplált vulkanoklaszt turbidit árák (eruption fed volcanoclastic turbidity currents), mely szállító közeg szemcseközi terét víz alkotja, jóllehet időnként jelentős mennyiségű gázt is tartalmazhat a turbidit ár. A víz jelenléte a szemcseközi térben erős turbulenciát is lehetővé tesz az ár szemcsekonzentrációjának függvényében. FISKE & MATSUDA (1964) híres duplán gradált vulkanoklasztit rétegsora a klasszikus példa az ilyen típusú üledékre. A tengeri üledékek közé települt vulkanoklasztit sorozat juvenilis láva blokk, horzsakő és kristálytörmelékben gazdag. Vastagpados, belső rétegzettség nélküli rétegeket jellegzetes turbidit árákra jellemző sorozat fed, mely egyre dominánsabban rétegzett (12. ábra). A méret szerinti gradáció nem, de a sűrűség szerinti gradáció igen markáns, mely a fedő rétegek horzsakő gazdagságát eredményezi (FISKE & MATSUDA 1964; MARTIN & WHITE in prep). Az így kialakult, szállított és lerakott, kitérés központ által közvetlenül táplált turbidit árák általában a magma erős magmás (a magma saját gáztartalma által szabályozott) töredezésével jöhetnek létre, azonban a töredezés energiája ez esetben nem elegendő vízalatti, valódi, gáz szemcseközi térrel rendelkező, piroklaszt ár (subaqueous pyroclastic flow) kialakulásához. MUELLER & WHITE (1992) vízalatti lávaszökőkút eredményezte üledékeket és azokhoz kapcsolódó kitérés központtól távol eső (distal) vulkanoklasztit litofacieseket azonosított kanadai prekambriumi sorozatokból. A szerkezet nélküli (massive) alsó egységek nagyméretű juvenilis fragmentumokban gazdagok, jelezvén a magma jelentős magmás töredezését (magmatic fragmentation) a kitérések kezdeti szakaszában. E képződmények vékonyrétegzett vulkanoklasztit üledék települ mely blokkyszerű vulkáni

üveg töredékekben (blocky glassy shards) gazdag, jelezvén a magma töredezésének egyre erősebb hidromagmás jellegét. A lávaszökőkútak központjában vízalatti ún. "vízmentes" környezetek alakulhattak ki, melyek sült, lávafröccskúpok kialakulásához vezethettek. WHITE (1996) a Pahvant Butte (Hopi Butte, Arizona) tanulmányozásával átfogó modellt alkotott a vízalatti explozív vulkanizmus során keletkező különböző vulkanoklasztit üledékek értelmezésére. A Pahvant Butte egy kb. 100 méternél sekélyebb tóban született, ahol a korai robbanásos szakaszban egy vízszintesen vékonyrétegzett vulkanoklasztit rétegsor rakódott le a kitérés központ körül. E rétegek igen gazdagok vízszintes szállításra utaló jelenségekben (kimosási



12. ábra. Vízalatti robbanásos kitérés által táplált sűrűség ár üledék rétegek jellegzetes turbidit ár rétegzettséggel az Otago-félszigetről, Új-Zéland (Cape Saunders). A kép alsó részén masszív (M), majd egyre jellegzetesebben rétegzett sorozat következik. A kép felső részén a rétegzés elmosódik valószínűleg a hullámsáknak köszönhetően (H). A nyíl vízkilépési csatornákat jelöl. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 12. Subaqueous eruption fed density current turbidity deposit from the Otago Peninsula, New Zealand (Cape Saunders). Note the massive (M) structure of the deposit in the bottom of the sequence, and the well bedded upper part and the wavy, diffuse characteristic (H) of the top due to wave movement. The arrows show water escape pipes Photo: U. MARTIN 1999

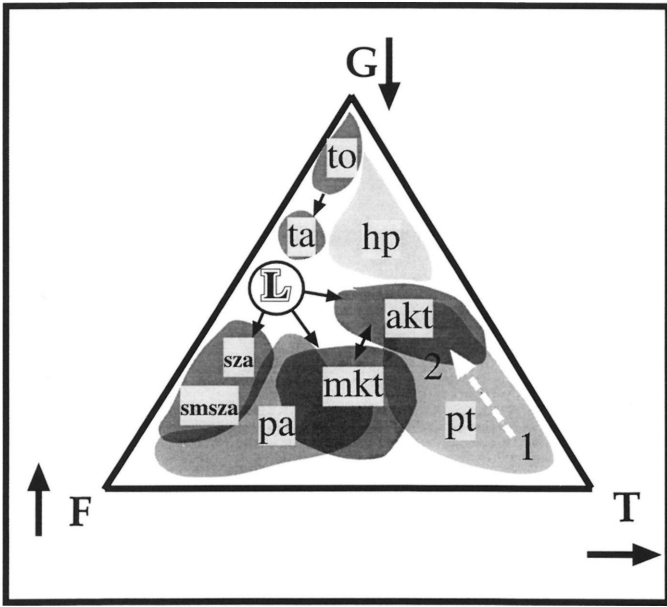
csatornák, kereszttrétegzés, keresztlamináció). Az ismétlődő robbanások hatására híg, turbulens gravitációs tömegárok indultak ki a kitorési központtól körkörös irányba. Az egyes tömegárimpulzusok hasonlatosak lehettek a Surtsey vulkán tefra kilövelléseihez (tephra jets) (THORARINSON 1967). A folyamatos kitorések hatására a felépülő vulkanoklasztit sorozat egyre sekélyebbvízi környezetet teremtett az újabb kitorésekhez, mely egy összetett vulkanoklasztit sorozat kialakulásához vezetett, egyre gyakoribb alacsony amplitudójú dűneszerkezetekkel. Hasonló víz-alatti kitorések által táplált tömegárok kialakulását írták le a Mono Lake, Black Point (Kalifornia) vulkánjánál, ahol a kialakuló vulkanoklasztit üledékek jellegzetes, egyirányú szállítást mutatnak. A vulkanoklasztit üledékek e tulajdonsága alapján a víztömeg (ahol a vulkán kitorés történt) erős fenékáramlására következtek (CHRISTENSEN & GILBERT 1964).

A harmadik csoportba azon üledékképző és -szállító rendszerek tartoznak, melyek nagy kiterjedésű vízalatti lávamezőkkel hozhatók kapcsolatba, ahol az olvadék robbanásos töredezése (explosive fragmentation) nem jelentős, a töredezés elsősorban az olvadék hirtelen megdermedésével keletkező vulkáni üveg mechanikai töredezésével szabályozott (dynamo-thermal quenching and spalling). A lávafelszínen képződő buborékok szétrobbanásából származó hialoklasztit törmelék a tengeráramlatok hatására a lávamező körül rétegzett üledékként rakódik le (pl., SMITH & BATIZA 1989).

WHITE (in press) új osztályozási rendszerében egy újabb elem is fontos hangsúlyt kap. Különösen a Pahvant Butte (WHITE 1996) tanulmányozása során derült fény arra, hogy vízalatti környezetben, kürtőközeli helyzetben, olyan fizikai környezet alakulhat ki, melyben a kitorési felhő teljesen vízmentes képes maradni. Ebben a vízmentes közegben a visszahulló nagyméretű bombák, blokkok, jelentős méretű becsapódási krátereket (impact sags) hozhatnak létre, hasonló üledékszerkezettel, mint a szárazföldi körülmények között keletkezett alapi torlóár (base surge) üledékekre kapcsolódóan ismertek (SCHMINCKE 1977; FISHER & SCHMINCKE 1984). Ezen vízmentes zónák üledékei horizontálisan a második csoportba tartozó, kitorés által közvetlenül táplált vulkanoklasztit sűrűség árok (eruption fed volcanoclastic density currents) üledékeivel fogazódnak össze, jelezvén a rendszer keveredését a vízzel.

## Összefoglalás

A robbanásos vulkáni folyamatokat és azok üledékeit vízalatti környezetben, a normál klasztikus üledékképződési környezetekre jellemző szállító közegek leírásánál használt módszerekkel írhatjuk le és értelmezhetjük. A normál klasztikus üledékképződési környezetekhez képest a vulkanoklasztos környezetek a nagyobb kinetikus energia, az alacsonyabb hőmérséklet és a nagyobb sűrűség variabilitás a jellemző, mely alapvető szedimentológiai különbségként jelenhet meg a rétegsorban. Egy üledékképző közeg és az abból lerakódó üledékek tulajdonságait háromszögdiagramon ábrázolhatjuk, három lényeges faktor kiemelésével (13. ábra). E három faktor a szemcsékre ható fő erők, (1) a gravitáció



13. ábra. Diagram a különböző típusú gravitációs tömegfolyásokat működtető erők bemutatására. Jelek a 9. ábrán használt jelekkel azonos jelentésűek. to – törmelék omlás, csúszás; hp – hullott piroklasztit; pt – piroklasztit torlóár; L – likvidizáció (liquidization); F – fluidizáció; G – gravitáció; T – traction szállítás

Fig. 13. Diagram for representing of forces driving different gravity currents (mass flows). The symbols are the same as it shown on the Fig. 9). to – debris fall; hp – pyroclastic fall; pt – pyroclastic surge; L – liquidization; F – fluidization; G – gravity; T – traction

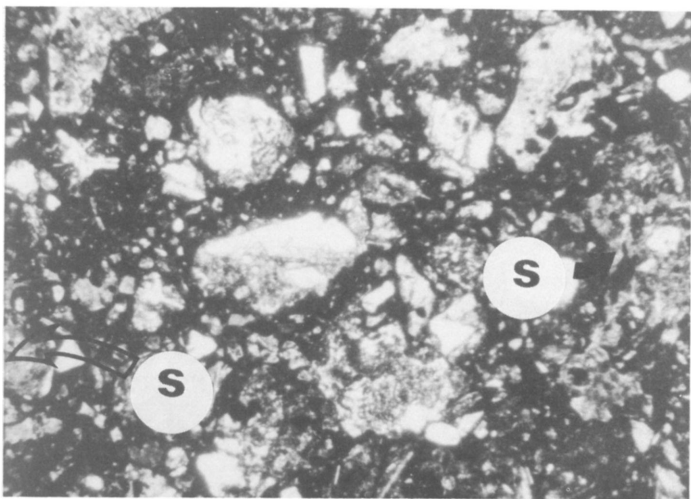
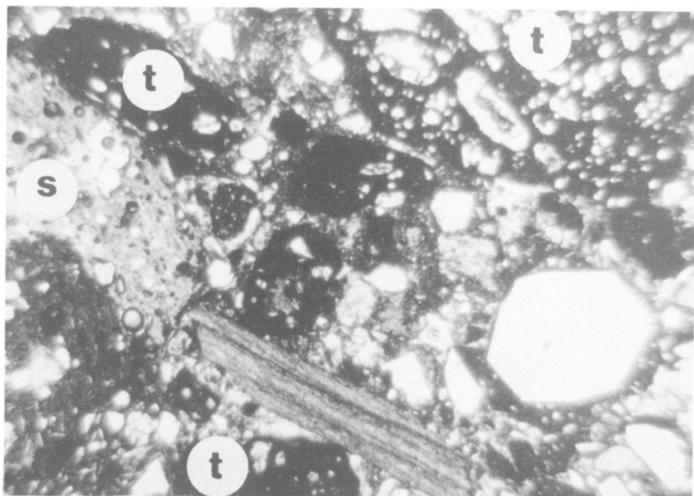
(gravity), (2) a fluidizáció (fluidisation) és a (3) nyírás, "vonszolódás" (traction), mely a szemcsék vonszolódásos szállításában játszik szerepet. A gravitáció a szállító közegben a szemcsékre lefelé ható erő. A fluidizáció a rendszerből távozó fluidumok felfelé áramlásával kapcsolatos erő, mely a szemcséket a szállító közegben igyekszik tartani. A nyíró erők a szemcsék vízszintes irányú mozgását szabályozzák. A fent említett háromszögdiagramon megpróbálhatjuk ábrázolni a korábban említett 3 fő elsődleges piroklaszt képző (és szállító) folyamatot a különböző áthalmozási folyamatok során lerakott üledékekkel együttesen. E rendszerben jól láthatók azok a különbözőségeket, melyek abból adódnak, hogy a rendszer víztelített e (vízalatti környezet) vagy nem. Általában

megállapítható, hogy vízalatti közegben lerakódott vulkanoklaszt üledékek elkülönítése szárazföldi vulkanoklaszt üledékektől (14. ábra), nemcsak azok felismerésében, hanem azok pontos megnevezésében is jelentős nehézségeket jelentenek. Éppen ezért lényeges ezen üledékek vizsgálata a normál klasztikus üledékképző és szállító folyamatok leírásánál használatos módszerekkel. Mint WHITE (in press) kifejtette a vízalatti vulkáni folyamatokat és azok üledékeit alapvetően a magma töredezésének módja (robbanásos – magmás, hidromagmás – vagy nem-robbanásos töredezés) és a szállító közeg összetétele szabályozza (gáz vagy víz a szemcseközi tér). A keletkezett üledékek elnevezésében pedig célszerű használni a felismert szedimentológiai jellegek alapján a megfelelő klasztikus üledékföldtanban használatos kifejezéseket. E megközelítésben a korábban említett paradox helyzet is világosabbá válhat annak kérdésében, hogy mikor nevezhetünk egy üledéket piroklasztitnak, áthalmazott szín-eruptív vulkanoklasztitnak, vagy vulkanogén üledéknek. Többek között a vízalatti környezetben lerakódó vulkanoklaszt üledékek értelmezésében fontosabb annak megállapítása, hogy az üledék közvetlenül az adott kitérés központból kiinduló "vulkanoklaszt" szállító közegből, vagy egy már korábban lerakódott üledék újramozgatásával kialakult gyakran azonos fizikai tulajdonságú szállító közegből rakódott e le, függetlenül attól, hogy a két szállító közeg azonos feltételeket biztosított a szállítás során s nagy valószínűséggel a létrejövő üledék szedimentológiai jellegei hasonlatosak. Ebben az esetben a magma töredezésének a módja fontosabb kérdés. E terminológiai sokszínűség egyértelműsítésére javaslat WHITE (in press) ajánlása a kitérés által közvetlenül táplált sűrűség árák, mint fogalom bevezetésére.

14. ábra. → a) Szárazföldi robbanásos kitérés által keletkezett piroklasztit torlóár üledék vékonycsiszolati képe, Bakony-Balaton-felvidéki vulkáni terület, Szigliget. A minta jelentős mennyiségű tachylit szemcsét tartalmaz (t), jelezvén az olvadék "lassúbb" hűlését a levegőn keresztül történt szállítás során. A szideromelán (s) szemcsék (a freatomagmás kölcsönhatást jelzik) alárendeltek, de hólyagüregtartalmuk jelentős;

b) Vízalatti robbanásos kitérés által közvetlenül táplált sűrűség ár üledék vékonycsiszolati képe az Otago-félszigetről, Új-Zéland (Mount Charles). A minta nem tartalmaz tachylit szemcséket, a szideromelán (s) szemcsék frissek, töréses szerkezetűek (a szemcsék hólyagossága valószínűleg a magma eredeti gáztartalmával lehet összefüggésben). Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 14. → a) Subaerial pyroclastic surge (base surge) deposit in thin section (Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Szigliget). Note the high amount of highly vesicular tachylite fragments representing airborne transportation, "slow" cooling during the transportation. The sideromelane (sz) fragments (representing phreatomagmatic interaction) are in less amount, but still relatively highly vesiculated; b) Subaqueous eruption fed density current deposit in thin section from the Otago Peninsula, New Zealand (Mount Charles). There are no tachylite fragments in the sample, but rich in fresh, angular sideromelane (s) (the vesiculation of sideromelane most likely related to the gas content of the magma in this special case). Photo: U. MARTIN 1999



## Köszönetnyilvánítás

A cikk összeállításában az ELTE II Peregrinatio és a Pro Renovanda Culturae Hungaria Diákok a Tudományért Alapítvány ösztöndíjával támogatott új-zélandi tanulmányutam (Otago Egyetem, Dunedin, Új-Zéland) nagy segítséget jelentett, ezért köszönettel tartozom. Hasonló köszönettel tartozom Ulrike MARTINnak (Otago Egyetem, Dunedin, Új Zéland) a vízalatti vulkanizmus tanulmányozásában való terepi tapasztalatok elsajátításáért és a számos közreadott fotóért. Köszönettel tartozom a tanulmány lektorainak (ILKEYNÉ PERLAKI Elvira, és KARÁTSÓN Dávid) valamint a technikai szerkesztőnek PIROS Olgának a számtalan javaslatért.

## Irodalom – References

- APPLEGATE, B. & EMBLEY, R. W. 1992: Submarine tumuli and inflated tube-fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge. – *Bull. Volc.*, **54**, 447–458.
- BRANNEY, M. J. & KOKELAAR, B. P. 1992: A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrite. – *Bull. Volcanol.*, **54**, 504–520.
- BULL, S. W. & CAS R. A. F. 1991: Depositional controls and characteristics of subaqueous bedded volcanoclastics of the Lower Devonian Snowy River Volcanics. – *Sedimentary Geol.*, **74**, 189–215.
- BUSBY-SPERA, C. J. 1986: Depositional features of rhyolitic and andesitic volcanoclastic rocks of the Mineral King submarine caldera complex, Sierra Nevada, California. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 43–76.
- BUSBY-SPERA, C. J. & WHITE, J. D. L. 1987: Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. – *Bull. Volc.*, **49**, 765–775.
- CAS, R. F. F. & WRIGHT, J. V. 1987: Volcanic successions. – Chapman and Hall, London 528 p.
- CAS, R. A. F., LANDIS, C. A. & FORDYCE, R. E. 1989: A monogenetic, Surtla-type, Surtseyan volcano from the Eocene-Oligocene Waiareka-Deborah volcanics, Otago, New Zealand: a model. – *Bull. Volc.*, **51**, 281–298.
- CAS, R. A. F., MONAGHAM, J. J. & KOS., A. 1998: Simulating the entry of pyroclastic flows into the sea. Particulate Gravity Currents conference, University of Leeds, UK, Abstract, p. 22.
- CHRISTENSEN, M. N. & GILBERT, C. M. 1964: Basaltic cone suggest constructional origin of some guyots. – *Science*, **143**, 240–242.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H-U. 1984: Pyroclastic rocks. Springer - Heidelberg, 472 p.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H-U. 1994: Volcanic sediment transport and deposition. – In: PYE, K, (ed): *Sedimentary Processes*, Blackwell Oxford, 349–386.
- FISKE, R. S. & MATSUDA, T. 1964: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. – *Am. J. Sci.*, **262**, 76–106.
- FORNARI, D. J. 1986: Submarine lava tubes and channels. – *Bull. Volc.*, **48**, 291–298.
- FRIDLEIFSON, I. B., FURNES, H. & ATKINS, F. B. 1982: Subglacial volcanics - on the control of magma chemistry on pillow dimensions. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **13**, 84–117.
- HANSON, R. E. & WILSON, T. J. 1993: Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 247–264.
- HONNOREZ, J. & KIRST, P. 1975: Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. – *Bull. Volc.*, **441**–465.
- JONES, J.G. & NELSON, P.H.H. 1970: The flow of basalt lava from air into water - its structural expression and stratigraphic significance. – *Geol. Mag.*, **107**, 13–19.
- KANO, K., ORION, G.J. & KANO T. 1994: A hot Miocene subaqueous scoria-flow deposit in the Shimane Peninsula, SW Japan. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **60**, 1–14.



- KAWACHI, Y. & PRINGLE, I. J. 1988: Multiple-rind structure in pillow lavas as an indicator of shallow water. – *Bull. Volc.*, **50**, 161–168.
- KOKELAAR, P. 1983: The mechanism of Surtseyan volcanism. – *J. Geol. Soc. London*, **140**, 939–944.
- KOKELAAR, P. & BUSBY, C. 1992: Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. – *Science*, **257**, 196–200.
- LOWE, D. R. 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. – *J. Sediment. Petrol.*, **52**, 279–297.
- MANDEVILLE, C. W., CAREY, S., SIGURDSSON, H. & KING, J. 1994: Paleomagnetic evidence for high temperature emplacement of the 1883 subaqueous pyroclastic flows from Krakatau Volcano, Indonesia. – *J. Geophys. Res.*, **99**, B5, 9487–9504.
- MARTIN, U. 1998: Melting and mingling of phonolitic pumice deposits with intruding basaltic dikes: an example from the Otago peninsula, New Zealand. IAVCEI 98, Cape Town, South Africa, abstract, p. 40.
- MARTIN, U. & WHITE, J. D. L. 1999: Depositional mechanisms of density current deposits from a submarine vent at the Otago Peninsula, New Zealand. – *IAS. Publ.*, (submitted)
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1996: Volcanic textures. University of Tasmania, 198 p.
- MUELLER, W. & WHITE, J. D. L. 1992: Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 MA Hunter Mine Group, Quebec, Canada. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 117–134.
- RITTMAN, A. 1962: Volcanoes and their activity – John Wiley and Sons, New York, 305 p.
- SCHMINCKE, H-U 1967: Fused tuff and peperites in south-Central Washington. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, 319–330.
- SCHMINCKE, H-U. 1977: Phreatmagmatische Phasen in quaternären Vulkanen der Ostseifel. – *Geol. Jb.*, **A39**, 3–45.
- SMITH, T. L. & BATIZA, R. 1989: New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits. – *Bull. Volc.*, **51**, 96–114.
- SOHN, Y. K. 1996: Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **108**, 1199–1211.
- STAUDIGEL, H. & SCHMINCKE, H-U. 1984: The Pliocene seamount series of La Palma \ Canary Island. – *J. Geophys. Res.*, **89**, B13, 11195–11215.
- STOW, D. A. V. 1986: Deep clastic seas. – In: READING, HG, (ed): *Sedimentary environments and facies*. – Blackwell Scientific Publ., Oxford, 399–444.
- THORARINSON, S. 1967: Surtsey. The new island in the North Atlantic. – The Viking Press, New York, 47 p.
- VALENTINE, G. A. 1987: Stratified flow in pyroclastic surges. – *Bull. Volcanol.*, **49**, 616–630.
- WHITE, J. D. L. 1996: Pre-emergent construction of a lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). – *Bull. Volcanol.*, **58**, 249–262.
- WHITE, J. D. L. 1997: Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 155–170.
- WHITE, J. D. L., in press, Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits.
- WHOLETZ, K. H. & SHERIDAN, M. F. 1983: Hydrovolcanic explosions II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. – *Am. J. Sci.*, **283**, 385–413.
- YAMAGISHI, H. 1985: Growth of pillow lobes - Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. – *Geology*, **13**, 499–502.