

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

Németh Károly

University of Otago, Geology Department, PO Box 56, Dunedin, New Zealand
e-mail: karoly.nemeth@stonebow.otago.ac.nz

Bevezetés

A vulkáni folyamatok döntő többsége vizalatti környezetben játszódik le. Az óceánközépi hátságok vulkáni területeit leszámítva is igen jelentős a vízzel fedett területekhez kapcsolódó vulkanizmus. A vizalatti 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, s viszonylag kis területek voltak szárazföldek. A víz szerepe a vulkáni folyamatokban különösen a magma fragmentációjának elősegítésében igen fontos. Alacsony oldott gáz tartalmú magmák is képesek nagyenergiájú explóziós aktivitást okozni. Jelen cikkünkben elsősorban a vizalatti vulkanizmus szedimentációs folyamatait próbáljuk áttekinteni, s kisebb hangsúlyt fektetünk a közvetlen hidromagmatikus folyamatok bemutatására.

Párnalávák

A vizalatti vulkáni folyamatok egyik legismertebb jelensége a párnalávák keletkezése. A tenger (tó) aljzatán felszízre jutó olvadék viselkedését alapvetően két tényező befolyásolja. Az oldott magmás gázok mennyisége az olvadékban, illetve a vízszlop vastagsága, mely súlyánál fogva jelentős ellenőrként szolgál az robbanásos vulkáni folyamatok visszaszorításában. Alacsony gáztartalmú magma, jelentősebb vízmelységben lávafolyásokat hozhat létre. E lávafolyások kialakulásában a víz jelentős hűtő szerepe, s az így hirtelen megdermedő külső lávakéreg és a belső olvadék jellegzetes lávaszerkezeteket hozhat létre (1. ábra). A hirtelen megdermedő olvadék tubus belsejében az olvadt anyag gáztartalmánál fogva jelentős erővel próbálja szétfeszíteni a külső kerget. Időnként a kéreg átszakad, s mint a fogkrém a tubusból, újabb lávanyelv csordul ki. Ez a folyamat a lávafronton folyamatosan zajlik, ellipszoid alakú ún. párnalavaszerkezeteket hozva létre. A hirtelen megdermedt üveges lavaanyag a mechanikus hatásokra prózódik és a kialakuló lavanyelvek között felhalmozódik, hialoklasztit üledéket hozva létre. A párnaláva külső kérgé gyakran mutat több generációs szerkezetet, melyet Kawachi és Pringle (1988) vizsgálatai szerint sekély vízi környezetben való keletkezésre utaló jellegként értelmezhetünk, ugyanis kisebb nyomáson (kisebb vízmélység) 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 vizalatti vulkanizmusra utaló jelenségek, azonban nemcsak mélyvízi környezetre utalhatnak. Párnalávák alakulhatnak ki láva tengerbe ömlésekor (Jones and Nelson, 1970). illetve bizonyos esetekben freatomagmás explozív folyamatokkal kapcsolatos sekélyvízi (néhány méteres vízmélység) környezetben is (White, 1997).

Lávafolyások

A vizalatti lávafolyások változatos formáit figyelhetjük meg a jelenkori üledékképződési folyamatokban is. A legnagyobb kiterjedésű vizalatti lávafolyások az óceánközépi hátságokhoz és az ún. tengeralatti vulkáni hegyekhez kapcsolódnak (seamount). Ezek általában bazaltos összetételű lávafolyásokat produkálnak, s többek között a gyakran jelentős vízmélység hidrosztatikai nyomásának köszönhetően jelentősebb explóziós folyamatok nem kapcsolódnak hozzájuk. A vizalatti lávafolyások fizikai szerkezetét tekintve a szárazföldi lávafolyásokhoz hasonló szerkezetekkel találkozhatunk. Gyakoriak a nagy kiterjedésű lávaplatók, vékony lávamezők, lávaalagutak, tumuli szerkezetek, pahoehoe lávamezők (Fornari, 1986; Applegate and Embley, 1992). Általában elmondható, hogy a vizalatti lávafolyások önmagukban nehezen különíthetők el a szárazföldi lávafolyásoktól. A legbiztosabb módszer a fácieselemzés. A kúrtóközeli fácieseket a masszív, vastag, gyakran oszlopos elválású szerkezetek jellemzik, míg disztális helyzetben vékonyabb lávanyelvek, s egyre karakterisztikusabb párnaláva szerkezetek a jellemzőek. A lávamező kúrtótól legtávolabbi vidékén a hialoklasztitba ágyazott lávadelták, s különböző áthalmozott törmelékárak által szállított és lerakott üledékek a jellemzőek. A fácieselemzés módszerét természetesen a lávafolyást megelőző prevulkáni és posztvulkáni üledékképződési környezetek pontos leírásával kell kiegészíteni, hisz azzal kaphatunk igazán egyértelmű választ az adott lávafolyás vizalatti jellegének bizonyításához. Fontos tényező, hogy ugyan savanyúbb lávafolyások vizalatti 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 lávadomok; meredekebb hialoklasztit, lávadelták; nagyobb energiájú üledékszállító közegek stb.).

Hialoklasztit

A hialoklasztit olyan törmelékes aggregát, mely a láva vagy intruzív magmás test explózió nélküli hirtelen hűlés által történő széttöredezésével jön létre (Rittman, 1962; Honnorez and Kirst, 1975; Yamagishi, 1987). A hialoklasztit formálódásának leggyakoribb példája a tenger (tó) vizével érintkező (abba nyomuló, vagy szárazföldről vízbe ömlő) láva hirtelen lehűléséből, a megdermedt, üveges anyag széttöredezésével keletkező üledék kialakulása. Hialoklasztit keletkezhet abban az esetben is, amikor gleccser jégpáncélja alatt következik be az erupció (Fridleifsson et al., 1982), illetve amikor magma nyomul vizgazdag, konszolidálatlan üledékekbe (Busby-Spera and White, 1987).

A vizalatt keletkezett hialoklasztit a keletkezés helyéhez viszonyítva lehet helyben (in situ) maradt, illetve áthalmozott. A helyben maradt hialoklasztit általában szoros kapcsolatot mutat a forrás láva rétegekkel, gyakran tartalmaz a gyors hűlés következtében hirtelen megdermedt üveges lávadarabokat (chilled fragments), illetve a finomszemcsés mátrix szinte teljes egészében vulkáni üvegből áll. Ez a típusú hialoklasztit általában rétegzetlen és jellegzetes fogazott struktúrát (jigsaw-fit) mutat a nagyméretű vulkáni szemcsékben. Vizalatti környezetben a hialoklasztit gyakran megcsúszhat, esetleg áramlások szállíthatják tovább. Ebben az esetben a távolabbi, áramlásárnyékos helyeken az üledék lerakódhat és áthalmozott hialoklasztit halmozódhat fel. Az áthalmozott hialoklasztit általában gravitációs tömegárak által szállított és lerakott (mass flow), mely az esetek többségében szemcse ár (grain flow), illetve sűrűség módosított szemcse ár (density modified grain flow). Ez a szállítási mód meghatározó a keletkezett áthalmozott üledék szedimentológiai jellegére.

Általában a helyben keletkezett és felhalmozott hialoklasztit masszív szerkezetéhez képest rétegzett, monomikt üledék alakul ki, mely disztális esetben egyre több tengeri üledéket tartalmazhat. Az egyes rétegek általában gradáció nélküliek, vagy enyhe inverz-normál gradált szerkezeteket mutathatnak, s általában karakterisztikus rétegdőléssel rendelkeznek. Esetenként az áthalmozás forráshelyétől enyhe szemcseméret csökkenés figyelhető meg.

A hialoklasztit értékes indikátor a láva vizalatti képződésére, illetve a magma magas víztartalmú üledékekbe való nyomulásának. A hialoklasztit jelenléte azonban nem jelent karakterisztikus információt a keletkezés kori vízmélységre, illetve a víz tengeri vagy édesvíz voltára.ü

Sekélyvizi hialoklasztit általában kapcsolatban lehet áthalmozott, vagy elsődleges vulkaniklasztikus üledékekkel illetve un. foreset rétegzett üledékként jelenhet meg azokon a helyeken, ahol a szárazföldi lávafolyás a vízbe ért.

Mélyvizi hialoklasztitok általában kapcsolatban vannak masszív vagy párnaláva szerkezetekkel, sekély intruziókkal, peperit üledékekkel illetve jelentős méretű témegár szállította vulkaniklasztit üledékekkel.

Peperit

A peperit olyan kőzet, mely láva vagy magma és konszolidálatlan, nedves üledékek kölcsönhatásaként, azok keveredésével jön létre. Éppen ezért a peperit képződés gyakori folyamat a vizalatti szedimentációs folyamatokban, s gyakran találkozhatunk e képződményekkel vizalatti vulkanizmushoz kapcsolódó üledékes sorozatokban. Peperit egyaránt keletkezhet magmás intruzió és nedves üledék kontaktusán (Hanson and Wilson, 1993), de igen gyakori vizalatti lávafolyások és üledék kölcsönhatásaként, vagy éppen vízbe ömlő lávafolyások alsó szintjén, a láva és a nedves konszolidálatlan üledékek határán (Schmincke, 1967; Bull and Cas, 1989). A peperites kontaktus lehet élesen elütő vagy igen intim olvadék-üledék kölcsönhatására utaló. A magas nedvességtartalmú, sok pórusvizet tartalmazó üledék és olvadék kontaktusán kialakuló peperit széles zónában követhető, s az olvadék mintegy átítatja a környező üledéket, mely intruzív esetben irreguláris alaku dákrok kialakulásához vezethet. A lávafolyás és a környező nedves, konszolidálatlan üledékek határa erősen diffúz jellegűvé válik. Busby-Spera és White (1987) kutatásai alapján a peperitek két jelentős csoportba sorolhatók: blokk peperit (blocky peperite) illetve globular peperit (globular or fluidal peperite). A blokk peperit általában szögletes magma/láva fragmentumokat, fogazott struktúrát mutat, míg a globular peperit intim olvadék-üledék kapcsolatot, gyakran diffúz határt mutat. E kutatások azt mutatták, hogy a kétféle peperit kialakulásáért alapvetően a kölcsönhatásban résztvevő üledék tulajdonsága a meghatározó. Globular peperit nagyobb valószínűséggel alakul ki finomszemcsés, jól osztályozott, laza üledékek es olvadék kölcsönhatásaként, hisz ezek pórusvíztartalma jelentősebb lehet, és az olvadék könnyen fluidizálhatja az üledéket, mely lehetőséget ad az intim olvadék/üledék keveredésre. A peperit képződése szoros genetikai kapcsolatot mutat a freatomagmas explóziós jelenségek felé. Ugyanis abban az esetben, ha az olvadék-üledék kontaktusán a keletkező gáz tágulásából származó erő jelentősen megnövekszik, explózió jöhet létre. Így gyakran a vízbe, vagy jelentős víztartalmú üledékre ömlő lávafolyások lokális un. gyökér nélküli freatikus explóziókat hozhatnak létre. A bekövetkező explóziókat elsősorban a lávaréteg vastagsága, illetve a nedves üledékek nedvességtartalma szabályozza. Vizalatti környezetben természetesen a jelentős vizoszlop sulyából származó nyomás jelentősen lecsökkentheti a kialakuló explóziók

valószínűségét. Martin (1998) mutatott arra rá, hogy a peperit képződés szempontjából igen fontos tényező lehet az adott üledék porozitása, permeabilitása, nemcsak a szemcseméret.

Explóziós folyamatok vizalatti környezetben és azok üledékei

Vizalatti környezetben az olvadék fragmentációját alapvetően a vizoszlop súlyából származó ellenőrző kontrollálja. Azonban jelentős olvadék utánpótlás esetén vizalatti környezetben is kialakulhatnak robbanásos vulkáni folyamatok. Az explóziók során keletkező vulkaniklasztit rétegek vizalatti környezetben magas nedvessegtartalmú, konszolidálatlan rétegeket alkotnak. Ez a konszolidálatlan üledék vizalatti környezetben különösen gyakran másodlagos folyamatok hatására áthalmozódhat (tengeráramlások, gravitációs instabilitás). E folyamatok kiváltásában jelentős szerep juthat a vulkanizmushoz kapcsolódó szeizmikus hatásoknak. Éppen ezért vizalatti környezetben gyakran igen nehéz elkülöníteni az elsődleges vulkaniklasztitokat az áthalmozottaktól. Egyes szedimentológiai irányzatok éles, kategórikus különbséget tesznek a vulkaniklasztit üledékek illetve az azonnal fellépő áthalmozást szenvedett vulkaniklasztitok között (McPhie et al., 1996; Cas and Wright, 1987, Bull and Cas, 1991) mások (Fisher and Schmincke, 1988) az áthalmozási folyamatokat elsősorban a vulkanizmus hatásától független poszt-eruptív folyamatokra értelmezik csak.

Az egyes vulkaniklasztit formáló explozív folyamatok energiáját alapvetően befolyásolja az olvadék gáztartalma és az olvadék-víz kölcsönhatásaként felszabaduló gőz energiája. Sekélyvizi környezetben vizalatti lávafolyásokhoz kapcsolódó, a szárazföldi Stromboli és Hawaii típusú salak és fröccskúpokhoz hasonló szerkezetek és üledékek ismertek (Staudigel and Schmincke, 1984). E képződmények nagyméretű orsóbombákat, plasztikus deformációkat mutató, jelentős hólyagüregtartalmú lávafröccsöket tartalmaznak, erősen üveges, magas hólyagüregtartalmú hialoklasztit mátrixban. Alapvetően a jelentős helyben hagyott hialoklasztit rétegek, gyakori párnaláva breccsák, vagy ép párnaláva tubusok jelenléte segíthet a képződmények vizalatti keletkezésének alátámasztásában. Általában a képződmények ugyan sekélyebb vízmélységre utalnak, egyes kutatások mélyebb vízi eredetű lávaszökőkutak lehetőségét is felvetik, abban az esetben, ha együgy kürtő hirtelen drasztikusan megnövekedett mennyiségű olvadékot szolgáltat (Smith and Batiza, 1989).

Explóziós vulkáni folyamatok üledékképződési folyamatai vizalatti környezetben

Az explóziós vulkáni folyamatokat annak függvényében, hogy a külső víz milyen arányban szerepel a robbanások kiváltásában tisztán magmás, freatomagmás illetve freatikus explozív folyamatokba sorolhatjuk. A magmás explozív folyamatokban a magmás gázok az explóziók okozói, s a kialakuló vulkaniklasztit képződményekben a magmás piroklasztok vannak döntő többségben. Freatikus explóziók esetében a magmás eredetű törmelék alárendelt a keletkező üledékekben. A robbanásos vulkanizmus során felszínre kerülő törmeléket alapvetően három különböző szállítási módú rendszer szállíthatja, és rakhatja le. E szállítási folyamatok, mint az elsődleges vulkaniklasztit képző jelenségek értelmezhetők, az általuk létrejött üledékek pontos értelmezése a másodlagos áthalmozási jelenségek felismerésében fontos.

A piroklastit hullás (pyroclastic fall) az erupciós felhőből kihulló fragmentumok lerakódásából keletkező üledék (Fisher and Schmincke, 1984; 1994; Cas and Wright, 1987). Az explózió méretétől függően ezen üledékek akár több száz negyzetkilométer területet is befedhetnek, s általában egyenletesen fedik be a vulkanizmus előtti felszínt. A szemcsék az erupciós felhőben szuszpenzióban szállítodnak, így a kialakuló üledékre a jól osztályozottság, normál gradáltság jellemző. Vizalatti környezetben a hullott piroklastit (elsődleges vulkanoklastit) a szárazföldi körülmények között lerakott üledékekhez képest jellegzetesebb ismétlődő gradációs jellegeket mutat, s az egyes rétegek élesebb határokkal jellemezhetők, gyakoriak az áthalmazási folyamatokra jellemző rétegek betelepülése.

A piroklastit árák (pyroclastic flow) az erupciós felhő megnövekedett törmelékanyag tartalmának köszönhetően a felhő összeomlásából keletkezhet. Az összeomlást követően a fragmentumok gravitációs tömegárák segítségével szállítódik, s így az üledékszerkezetekre az inverz/normál gradáltság, a kimosási csatornák, eróziós felszínek, keresztarétegzettség és az igen változatos szemcseméret, osztályozatlanság a jellemző. Vizalatti környezetben is elképzelhető piroklastit ár lerakódása (Kokelaar and Busby, 1992), bár egyértelmű azonosítása rendkívül nehéz feladat.

A piroklastit torlóárák (pyroclastic surge) alapvetően 3 fázisú rendszerek, ahol az erupciós felhő összeomlásából származó horizontális mozgású felhő a piroklastit árákhoz képest kisebb sűrűségű, felhígult rendszert alkot. Az piroklastit torlóárák a szilárd, gáz és folyadék halmazállapotú anyagot is tartalmaznak, így a lerakódás folyamata során a hígabb rendszer miatt jelentős mértékű turbulencia is működik. A turbulencia következtében a kialakuló üledék gazdag lesz horizontális szállításra utaló jelenségekben, keresztarétegzésekben, szemcsezinórokban. Piroklastit torlóárák elsősorban hidromagmatikus exploziv folyamatokkal kapcsolatban jöhetnek létre, Taal típusú, maar/diatrema vulkanizmus, vagy vízből kiemelkedő Surtsey típusú vulkanizmus során. Piroklastit torlóárák ismertek piroklastit árákhoz kapcsolódóan is (Cas and Wright, 1987).

A fenti folyamatok leírását, s értelmezését elsősorban szárazföldi környezetre értelmek a fizikai vulkanológiai írárok. A vizalatti környezetben lejátszódó folyamatok leírása, különösen az elsődleges vulkanoklastitképző jelenségeké számos neheziséget rejt, s elsősorban komplex fácies elemzéssel ismerhetők fel az elsődleges folyamatok egyértelműen.

Vizalatti környezetben, ahol az explóziós centrum is vizalatt volt, egy nagyobb sűrűségű közeggel kell számolnunk, mely jelentős közegellenállással bír, s a kidobott törmelékanyag sűrűségkülönbségétől adódóan a sűrűség szerinti gradáció jelentős lehet. A pumisz és a nagyobb sűrűségű juvenilis litikus fragmentumok a szárazföldi körülmények között lerakott vulkanoklastitokhoz képest sokkal karakterisztikusabban válnak szét a lerakott üledékben, gyakran ritmikusan ismétlődő szinteket alkotnak.

Fontos új szerep a vízi környezetben a víz hűtő szerepe, mely alapvetően változtatja meg a vulkanoklastit anyag fragmentumainak fizikai tulajdonságát (törésség, kerekítettség, üvegesség). Alapvető fontosságú a juvenilis fragmentumok erősen üveges jellege.

Fontos tényező, hogy vízi környezetben az üledék tovább maradhat vízdús, konszolidálatlan, így a közvetlen lerakódást követő megcsúszási jelenségek (slumping, folding) sokkal gyakoribb az elsődleges vulkanoklastit üledékekben is. A konszolidálatlan jellegből adódóan az üledékbe benyomuló dájok erősen üveges, vastag hülési kérggel jelenhetnek meg, illetve mint azt Martin (1998) kimutatta, bizonyos pumisz üledékek esetében éppen a víztelítettség az ami különösen tengervíz

esetében (alkalia tartalom) a pumisz üledékek dájkok általi újraolvasztására ad lehetőséget.

Ugyancsak a viztelített, konszolidálatlan jellegből adódik, hogy különösen az elsődleges vulkaniklasztit üledékekbe benyomuló dájkok (hisz a kürtő közelben nagyobb a dájkok térbeli sűrűsége) gyakran hoznak létre diffuz peperit zónákat (Busby-Spera and White, 1987; Martin, 1998).

Az elsődleges és másodlagos (áthalmazott) vulkaniklasztit üledékek elkülönítésére McPhie et al. (1996) a következő definíciók alkalmazását vezeti be.

1. Autoklasztit: azon folyamatok és üledékek összessége, melyben a keletkező vulkanogén üledék explózió nélkül fragmentálódik. Pl. lávaréteghez kapcsolódó, a lávaréteg külső peremének hüléséből és a lávaréteg mozgásából származó erő hatására fragmentálódik a vízben hirtelen üvegezre dermedt anyag.

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

3. Áthalmazott szin-eruptív vulkanoklasztit: az elsődlegesen lerakott vulkaniklasztit szinüeruptív áthalmazódásával létrejövő vulkaniklasztit. E definíció számos vita tárgya. Többek között Fisher and Schmincke (1984; 1994), e definíciót megfoghatatlannak tartja, mert különösen vizalatti környezetben a hullámból, tengeráramlásokból adódó üledékmozgatasra óriási lehetőségek adóttak, s így vízi környezetben gyakorlatilag minden vulkaniklasztit üledék ebbe a típusba sorolható lenne. Véleményük szerint ez terepi körülmények között, s különösen ősi sorozatok tanulmányozásánál lehetetlen elkülönítést jelent.

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

A vulkaniklasztit üledékek értelmezése során gyakran a szedimentológiai terminológiai értelmezése felől érdemes az egyes üledékeket értelmezni. Ez különösen a vizalatti környezetben lerakott vulkaniklasztitoknál alapvető fontosságú. Az alábbiakban foglalhatjuk össze az egyes lehetséges szállító közegek jellegzetességeit, melyek vulkaniklasztikus közegben is hasonlatosak a normál szedimentációs közegekben leírtakéval (Lowe, 1982).

1. Gravitációs tömegárok (Mass-flow): törmelék csoportok, vagy törmelék és belső fluid áramlik együtt és mozgása közben fizikai kölcsönhatásban vesz részt. A tömegárok igen változatosak lehetnek reológijukat és koncentrációjukat tekintve.

2. Traction szállítás: a vulkaniklasztit részecskék 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 karakterisztikusan elkülöníthető az egyes elsődleges vulkaniklasztit képző folyamatokra. A piroklasztit árokra elsősorban a gravitációs tömegárokra jellemző karakterek a jellemzőek (Fisher and Schmincke, 1984). A piroklasztit torlóárok az ún. traction szállítással modellezhetők (Sohn, 1996; Wohletz and Sheridan, 1987; Kokelaar, 1983; Cas et al., 1989), míg a hullott piroklasztitra a szuszpenzióban való szállítás a jellemző (Cas and Wright, 1987).

Elsődleges és másodlagos vulkaniklasztit folyamatok jellegzetességei a vizalatti környezetben

1. Piroklasztit árok (gravitációs tömegárok általi szállítás):

Általában elmondható, hogy vizalatti környezetben a víz jelenléte miatt az elsődleges vulkaniklasztit folyamatok elkülönítése a színüvulkanogén vulkaniklasztit folyamatoktól meglehetősen nehéz. Az elsődleges folyamatok vizalatti jelenlétének bizonyítására Kokelaar és Busby (1992) munkája döntő elméleti modellt alkotott. Az általuk leírt kaliforniai példa lapján elsőként mutattak rá arra, hogy vizalatti környezetben is elképzelhetők sülési folyamatok piroklasztit árák esetében. Modeljükben azt feltételezik, hogy az eredetileg vizalatti pozícióban lévő kitörési csatornából a nagy sebességgel feltörő törmelék hirtelen olyan környezetet hozhat létre, mely akár több száz méteres vízmélység esetén is gyakorlatilag szárazföldi körülményeket (teljes vízmentesség) hoz létre. Ez a folyamat a kitörés előrehaladtával gyakorlatilag arra is lehetőséget ad, hogy a víz hűtő hatását teljesen kiküszöböljük, s akár komoly sülési jelenségeket hozunk létre. Ezzel a terepi leírással és modellel gyakorlatilag az a korábbi nézet, mely szerint a szárazföldi piroklasztit árák (ignimbritek) egyértelműen elkülöníthetők a sülési jelenségeik alapján a vizalatti párjaiktól komoly kérdőjelet jelentett. Martin (1998) munkájában e kérdés egy újabb megvilágítást is nyert az erupciós felhő és a víz határfelületén lejátszódó freatikus explóziók és a jelentős vulkáni üveg keletkezésének kérdésében. Természetesen további problémák is adódtak abban az esetben, amikor a vízmélység kisebb, s az erupció során az erupciós felhő a vízfelszín fölé emelkedik. Ebben az esetben a visszahulló hullott vulkaniklasztit anyag az áramlások útján akár több kilométeres távolságra is kerülhet az eredeti forrástól. Ebben a kombinációban a piroklasztit árák elsődlegességének felismerése rendkívüli nehézségekbe ütközhet, hisz a hullámbázis ebben az esetben a vízmélységnél nagyobb, így gyakorlatilag az explóziók során szinte azonnal a McPhie et al. (1996) és Cas and Wright (1987) által értelmezett színüvulkáni áthalmozási folyamatokkal kell számolnunk, mellyel a Fisher and Schmincke (1984; 1994) irányzat komoly vitába száll, hisz e folyamatok nem feltétlenül értelmezhetők ősi sorozatokban. A fent említett példában érdekes kérdés a visszahulló vulkaniklasztit sorsa, mely ha pumisz alapvetően, akkor akár több száz kilométeres távolságra képes leülepedni s a vízmélységtől függően komoly keveredést szenvedni a nyílttengeri normál üledékkel, így vulkanogén klasztikus üledékeket hozva létre (Stow, 1986).

Piroklasztit árák természetesen szárazföldről kiindulva is eljuthatnak vízi környezetbe. Ebben az esetben pontos térképezéssel lehet az ösföldrajzi rekonstrukciót megtenni. Ez a szituáció egyébként sokkal gyakoribb mint eddig számoltunk azzal, hisz gondoljunk csak a Csendes-óceán-i vulkáni területekre (Új Zéland, Taupo Vulkanikus Zóna).

2. Piroklasztit torlóárák (traction szállítás):

Amennyiben a torlóárák fizikai vulkanológiai terminológiáját követjük piroklasztit torlóárák víz alatti környezetben való keletkezését kizárhatjuk, hisz a gáz fázis az erupciót követően a kis sűrűsége miatt szinte azonnal eltávozik a rendszerből, így normál piroklasztit árákkal kell számolnunk. Ebben a megközelítésben a piroklasztit torlóárákat alacsony sűrűségű turbidit áráknak értelmezhetjük vizalatti környezetben. Ilyen típusú üledékek elsősorban sekélyvízi környezetben freatomagmás Surtsey vagy Surtla típusú kitörésekre jellemző, ahol a felnyomuló magma a vízzel érintkezve freatomagmás explóziót szenved és nagyenergiájú lökeshullám száguld végig minden irányba a kitörési centrumtól. Az elsődleges vulkaniklasztitnak értelmezhető üledékek a normál turbidit árákra jellemző karaktereket fogják mutatni, melyek szinte folyamatos és dinamikus átmenetet mutathatnak a különböző gravitációs tömegárák üledékei felé (high density turbidity flow, debris flow, mud flow, grain flow).

3. Piroklasztit hullás (szuszpenzióban történő szállítás):

Általában elmondható, hogy vizalatti környezetben a hullott piroklasztitok értelmezése is nagy nehézségekbe, elsősorban terminológiai kérdésekbe torkollik. A vízi környezetben a sűrűség szerinti szeparáció meghatározó lehet, így pl. a nehéz kristályok igen karakterisztikus rétegekben halmozódhatnak fel. A könnyű pumisz 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 vizalatti explózióról van szó gyakorlatilag csak fácies elemzéssel dönthető el, de általában úgy sem teljes biztonsággal.

Összefoglalás

Az explozív vulkáni folyamatok vizalatti környezetben bekövetkezett jelenségeit, a kialakuló üledékeket az egyéb, normál klasztikus üledékképződési környezetekre jellemző szállító közegek leírásánál használt módszerekkel írhatjuk le és értelmezhetjük azokat. A normál klasztikus üledékképződési környezetekhez képest a vulkaniklasztikus környezetekre a nagyobb kinetikus energia, a magasabb hőmérséklet és a nagyobb sűrűség variabilitás a különbség, mely alapvető szedimentológiai különbségként jelenhet meg a geológiai rétegsorban. Egy üledékképző közeg és az abból lerakódó üledékek tulajdonságait háromszögdiagramon ábrázolhatjuk, három lényeges faktor kiemelésével (4. ábra). E három faktor a szemcsékre ható fő erők, a gravitáció, a fluidizáció és a traction. A gravitáció a rendszerben lefelé ható erő, a fluidizáció a rendszerből távozó gázok, fluidumok felfelé áramlásával kapcsolatos erő, míg a traction a horizontálisan ható, a szemcsék vonszolását előidéző nyíró erő. A fent említett háromszögdiagramon megpróbálhatjuk ábrázolni a korábban említett 3 fő elsődleges piroklasztit képző folyamatot a különböző áthalmozási folyamatok során lerakott üledékek együttesen. E rendszerben jól láthatók azok a különbségek, melyek abból adódnak, hogy a rendszer víztelített e (vizalatti környezet) vagy nem.

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 vizalatti vulkanizmus tanulmányozásában való terepi tapasztalatok elsajátításáért.

Irodalom

Applegate, B and Embley, RW, 1992, Submarine tumuli and inflated tube-fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, Bull.Volc., 54, 447-458.

Bull, SW and Cas RAF, 1991, Depositional controls and characteristics of subaqueous bedded volcanoclastics of the Lower Devonian Snowy River Volcanics, Sed.Geol., 74, 189-215.

Busby-Spera, CJ and White, JDL, 1987, Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties, *Bull.Volc.*, 49, 765-775.

Cas, RAF, Landis, CA and Fordyce, RE, 1989, A monogenetic, Surtla-type, Surtseyan volcano from the Eocene-Oligocene Waiareka-Deborah volcanics, Otago, New Zealand: a model, *Bull.Volc.*, 51, 281-298.

Easton, RM and Johns, GW, 1986, *Volcanology and mineral exploration: the application of physical volcanology and facies studies*, Ontario Geol.Surv.Misc.Pap., 129, 2-40.

Fisher, RV and Schmincke, H-U, 1988, *Pyroclastic rocks*, Springer, Heidelberg

Fisher, RV and Schmincke, H-U, 1994, Volcanic sediment transport and deposition, In: Pye, K, (Hrsg): *Sedimentary Processes*, Blackwell Oxford, 349-386.

Fonari, DJ, 1986, Submarine lava tubes and channels, *Bull.Volc.*, 48, 291-298.

Fridleifsson, IB, Furnes, H and Atkins, FB, 1982, Subglacial volcanics - on the control of magma chemistry on pillow dimensions, *J.Volc.Geotherm.Res.*, 13, 84-117.

Hanson, RE and Wilson, TJ, 1993, Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile), *J.Volc.Geotherm.Res.*, 54, 247-264.

Honnorez, J and Kirst, P, 1975, Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs, *Bull.Volc.*, 441-465.

Jones, JG and Nelson, PHH, 1970, The flow of basalt lava from air into water - its structural expression and stratigraphic significance, *Geol.Mag.*, 107, 13-19.

Kawachi, Y and Pringle, IJ, 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 and Busby, C, 1992, Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits, *Science*, 257, 196-200.

Lowe, DR, 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents, *J.Sediment.Petrol.*, 52, 279-297.

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.

McPhie, J, Doyle, M and Allen, R, 1996, *Volcanic textures*, University of Tasmania, p. 198.

Rittman, A, 1962, *Volcanoes and their activity*, John Wiley and Sons, New York, p.305.

Schmincke, H-U, 1967, Fused tuff and peperites in south-Central Washington, *Geol.Soc.Am.Bull.*, 78, 319-330.

Smith, TL and Batiza, R, 1989, New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits, *Bull.Volc.*, 51, 96-114.

Sohn, YK, 1996, Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea, *Geol.Soc.Am.Bull.*, 108, 10, 1199-1211.

Staudigel, H and Schmincke, H-U, 1984, The Pliocene seamount series of La Palma\Canary Island, *J.Geophys.Res.*, 89, B13, 11195-11215.

Stow, DAV, 1986, Deep clastic seas, in Reading, HG, (ed) *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Scientific Publ., Oxford, 399-444.

White, JDL, 1997, Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions, *J.Volc.Geotherm.Res.*, 74, 155-170.

Wholetz, KH and Sheridan, MF, 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.

Subaqueous volcanism and their depositional processes, their relationship to subaerial volcanism: review

Nemeth, Karoly

1999-01-01

<http://hdl.handle.net/10179/9611>

14/03/2024 - Downloaded from MASSEY RESEARCH ONLINE