

BP64

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav petrologie a strukturní geologie

**Procesy fragmentace bazického magmatu a rozlišení
jejich produktů**

Processes and products of basaltic magma fragmentation

Bakalářská práce

Soňa Krejčová



Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Vladislav Rapprich

Praha 2008

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu práce Mgr. Vladislavu Rappichovi za jeho cenné rady a připomínky při psaní této práce. Můj dík patří i mé rodině a Mílovi za jejich velkou podporu a trpělivost a v neposlední řadě také Kájovi za jeho pomoc při úpravě textu.

Abstrakt

Vulkanismus je jedním z nejúchvatnějších a nejdramatičtějších projevů aktivity žhavého zemského nitra, přičemž bazaltový vulkanismus je pro naši planetu dominantní. (Schmincke, 2004)

Bazaltové magma má nízkou viskozitu, obsahuje malé množství plynných složek a proto je málo explozivní. Běžně vytváří nejen lávové proudy, ale i různé druhy vulkanogenních klastů a to pyroklastika, epiklastika, hyaloklastika a autoklastika

Na základě stupně fragmentace a rozsahu zasaženého území členíme typicky bazaltové erupce na Havajskou, Strombolskou a Freatomagmatickou. Havajskou erupci reprezentují lávové fontány. Produkuje ohromné "cow-pie bombs" (kravincové bomby), které jsou po dopadu na zemský povrch stále žhavé. Pokud se spečou tyto bomby dohromady, vytváří aglutinát. Ten se může začít pohybovat jako tzv. „rootless lava flows“ (bezkořenové lávové proudy).

Struskový kužel a větvenité bomby jsou typickým projevem Strombolské erupce. Klasty dopadají na zem již vychladlé, proto zde nedochází ke spékání. Na povrchu se akumulací pyroklastik vytváří struskový kužel, který se skládá ze čtyř základních facií.

Pokud se magma dostává do kontaktu s podpovrchovou vodou, označuje se tento druh erupce jako freatomagmatický. Jde o vysoce explozivní reakci, která vzniká prudkým schlazením magmatu. Během erupce mohou vznikat šokové vlny, které ovlivňují okolní horniny. Typickým aparátem freatomagmatické erupce je maar.

Pokud magma vybuchuje pod vodou nebo pod ledem, označujeme výsledné klasty jako hyaloklastika. Fragmenty vulkanických hornin, které jsou ovlivněny erozí či zvětráváním nazýváme epiklastika. Specifickou a velmi nebezpečnou skupinou epiklastik jsou lahary. Autoklastika tvoří fragmenty, které jsou mechanicky porušené během pohybu lávového proudu.

Díky rozdílným vlastnostem jednotlivých druhů klastů můžeme zpětně rekonstruovat vulkanické procesy.

Summary

Volcanic activity is the most fascinating and dramatic demonstration of the fiery Earth interior, whereas basaltic magma is the most common type on our planet (Schmincke, 2004).

Basaltic magma has low viscosity, contains only small amount of gas components and therefore is less explosive.

In addition to its most common form, the lava flows, basaltic magma also often creates various types of vulcanogenic clastics, like pyroclastics, epiclastics, hyloclastics and autoclastics.

Based on the classification of basaltic volcanoes referring to the degree of fragmentation and the size of affected area, basaltic eruptions are divided into three categories, namely Hawaiian, Strombolian and Phreatomagmatic. The Hawaiian type is represented by lava fountains. It creates hot cow-pie bombs agglomerated into agglutinates, which can flow as rootless lava flows, very fast.

Cinder cone and fusiform bombs are typical for the Strombolian type of eruption. As these clastics are already cooled off by the time of reaching the Earth surface, does not form into agglomerates. The material around the crater forms a "cinder cone", which consists of four basic facies. If the magma comes into contact with groundwater, the eruption is called phreatomagmatic. This kind of eruption is concerned to be very explosive because of the violent temperature reduction. During the eruption a shock wave might form, having significant impact on surrounding rocks. Typical features of phreatomagmatic eruption is maar. When the magma is erupted under water or ice, the resulting clastics are called hyloclastics. Fragments of volcanic rocks effected by erosion and weathering are epiclastics. Lahars is a specific, dangerous group of epiclastics. Autoclastic are fragments mechanically disturbed during the lava flow.

Due to these various characteristics, reconstruction of volcanic processes can be made based upon volcanic clastics.

Obsah

1. ÚVOD	6
2. VULKANOKLASTIKA	7
2.1. Pyroklastika	7
2.1.1. Havajská erupce	8
2.1.2. Strombolská erupce	13
2.1.3. Freatomagmatická erupce.....	16
2.2. Hyaloklastika	19
2.3. Epiklastika	21
2.4. Autoklastika	22
3. DISKUZE.....	22
4. ZÁVĚR	23
Přehled použité literatury	25

1. Úvod

Bazaltový vulkanismus je dominantním stylem vulkanické aktivity nejen na Zemi, ale také na Marsu, Venuši a Měsíci (e.g. Cattermole, 1989, Head at al. 1992, Wilson and Head 1994). Více než 80% roční vulkanické aktivity na naší planetě je právě bazaltového původu a více než 70% se odehrává na oceánském dně (Crisp, 1984). Bazaltová aktivita je zpravidla efuzivní, a vytváří lávové proudy. Nicméně je doprovázena i značným množstvím vulkanogenních klastik.

Klastika bazického vulkanizmu jsou generována různými procesy a mají různé charakteristiky. Díky tomu můžeme na základě studia a interpretace vulkanoklastik rekonstruovat vulkanické procesy (např. Rapprich, 2008).

Pro srovnání s ostatními druhy magmat může posloužit následující tabulka:

Typ magmatu	chemické složení	teplota	viskozita	obsah plynné složky
bazické	45-55 % SiO ₂ , s vysokým obsahem Fe, Mg, Ca, nízký obsah K, Na	1000 -1200 ° C	nízká	nízký
andesitové	55-65 % SiO ₂ , střední obsahy Fe, Mg, Ca, Na, K	800 - 1000 ° C	střední	střední
ryolitové	65-75 % SiO ₂ , nízký obsah Fe, Mg, Ca, vysoký obsah K, Na.	650 - 800 ° C	vysoká	vysoký

Tabulka 1

(podle Nelson, Tulane University)

Oproti kyselému magmatu obsahuje bazaltové magma nižší objem plynu, proto je také méně explozivní, jeho teplota je v porovnání s ostatními typy magmatu vyšší. Obecně lze říci, že magma s vyšší teplotou má nižší viskozitu, která je pro bazaltové magma typická (Parfitt, 2004).

2. Vulkanoklastika

Termín vulkanoklastika zahrnuje všechny klastické vulkanické materiály tvořené během různých procesů fragmentace, distribuované transportním médiem a uložené v jakémkoliv prostředí (Fisher – Schmincke, 1984).

Vulkanoklastika jsou rozdělena do několika základních skupin:

- 1) **Pyroklastika** – k fragmentaci dochází přímo během vulkanické erupce.
- 2) **Hyaloklastika** – k fragmentaci dochází v důsledku kontaktu žhavé lávy s vodním prostředím – šokové schlazování.
- 3) **Epiklastika** – fragmentace je výsledkem zvětrávání a eroze vulkanických hornin.
- 4) **Autoklastika** – tvořena fragmenty vytvářené mechanickým rozlámáním, otěrem nebo plynnou explozí po dobu pohybu lávy

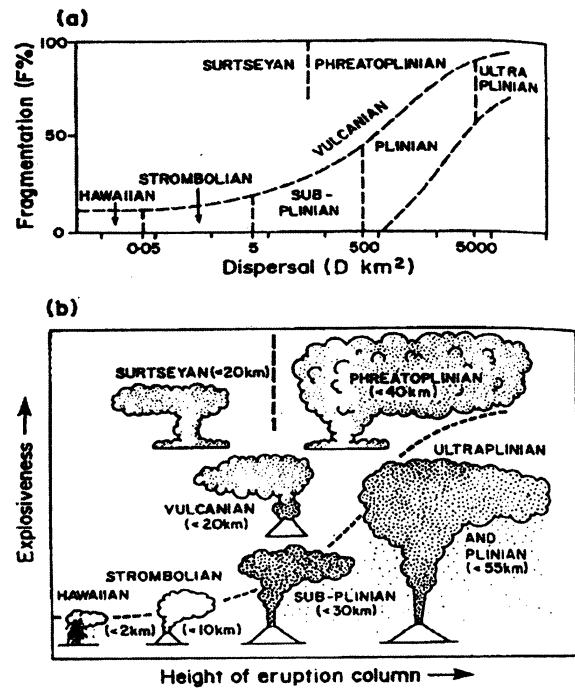
2.1. Pyroklastika

Pyroklastické fragmenty známé též pod zkráceným výrazem pyroklastika jsou vytvářené mnoha procesy, které jsou přímo spjaty s vulkanickou erupcí. Na zemský povrch se dostávají skrz vulkanický jícen. Hydroklastika vznikají tam, kde se vystupující magma dostane do kontaktu s vodou. Pyroklastika můžeme členit podle různých kritérií, z nichž nejběžnější je podle velikosti. (Schmincke, 2004)

Erupce bazických magmat mají většinou charakter havajský, strombolský nebo freatomagmatický. Pliniovske erupce bazického magmatu jsou vzácné a pro daný chemizmus netypické, proto nebudou dále rozebírány. Zatímco první dvě erupce jsou málo explozivní díky malému obsahu plynů v bazaltovém magmatu, energie freatomagmatických erupcí je zvyšována dodáním externího plynu v podobě přehřáté páry na kontaktu magmatu s vodou (Brand a White, 2007).

Na diagramu (a) je znázorněn vztah mezi stupněm fragmentace a rozsahem zasaženého území. Pro Havajskou erupci z grafu vyplývá, že má nízký stupeň fragmentace, tzn. že fragmenty tvořené touto erupcí jsou velkých rozměrů (v řádech až metrů), nicméně dopadají blízko sopečného jícnu. Freatomagmatická erupce má vysoký stupeň fragmentace tzn. že jednotlivé úlomky jsou velice malých rozměrů, ale mohou se dostat daleko od místa výbuchu, díky vysoké explozivitě a velké výšce erupčního sloupce.

Na diagramu (b) je znázorněn vztah mezi explozivitou a výškou erupčního sloupce. Z grafu je patrné, že málo explozivní bazaltové erupce mají nízký erupční sloupec, proto se fragmenty těchto erupcí vyskytují pouze v blízkém okolí centra aktivity (text i graf podle Head a Wilson, 1989).



2.1.1. Havajská erupce

Termín „Havajská“ je používán k označení erupcí s velmi nízkým stupněm fragmentace. Vytvářejí lávové fontány, které dosahují výšek od desítek až po stovky metrů (ve výjimečných případech mohou dosahovat výšky až 1 km - Wolff a Summer, 2000). Jak již název napovídá, tento druh erupce je charakteristický pro Havajskou oblast, ale je možné ji pozorovat i v jiných místech, kde se vyskytuje bazaltová erupce pro příklad je možné uvést Eldfell (Self et al., 1974), Heklu (Thorarinsson a Sigvaldason, 1972) a Etnu (Bertagnini et al., 1990). Havajská erupce může trvat hodiny, ale až dny, během této doby jsou ze sopečného jícnu vyvrhovány malými porcemi plynu relativně velké cáry taveniny. Velikost těchto útržků kolísá od milimetrů až po metry. Do atmosféry se dostávají značnou rychlostí, v průměru okolo 100 m/s (Wilson and Head, 1981). Většina vyvrženého materiálu dopadne na zem stále ve žhavém a plastickém stavu. Při dopadu se bomby deformují a vytváří tzv. „cow-dung bombs“ (kravincové bomby), ty se mohou spékat dohromady a vytvářet aglutináty nebo až tzv. „rootless lava flows“ (bezkořenové lávové proudy - Head and Wilson, 1989). Tyto proudy jsou dost tekuté na to, aby od sopečného jícnu urazili desítky kilometrů. Jako příklad je možné uvést erupci na Manua Loa na Havaji v roce 1984. Tehdy tam erupce trvala 21 dní a

vyprodukovala mnoho lávových proudů, z nichž ten nejdelší měřil 27 km (Lockwood et al. 1987).

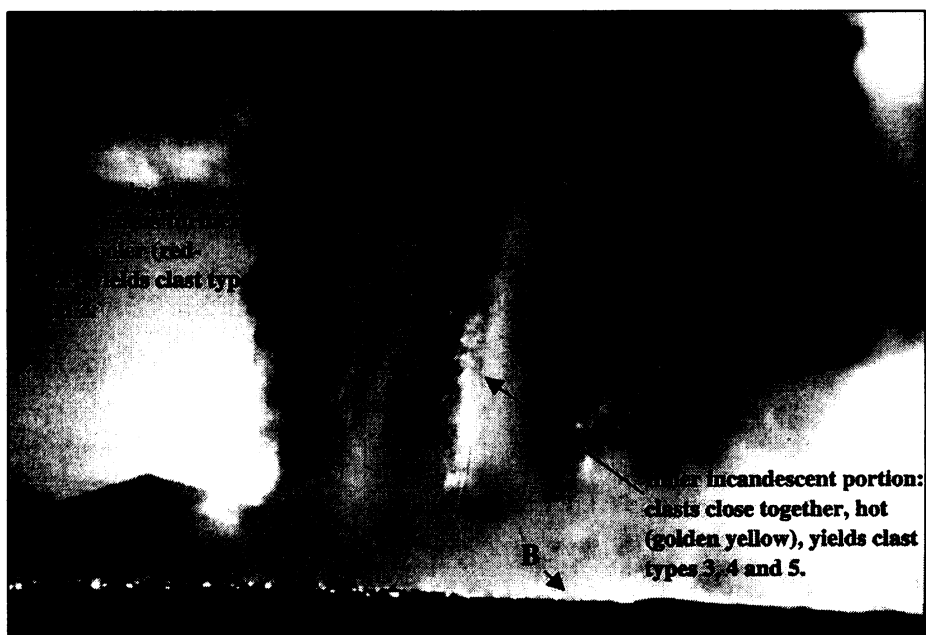
Mnoho sopečného materiálu padá na vnější okraj fontány. Během letu rychle ochladne a při dopadu na zemský povrch je deformován. Po dopadu není dost horký na to, aby roztavil okolní materiál, ani aby vytvořil bezkořenové lávové proudy. Tento materiál se akumuluje podél sopečného jícnu a vytváří tzv. „spatter cone“, ten může mít na rozdíl od strombolského kužele daleko prudší svah až 60°, jelikož jednotlivé „kravince“ se k sobě spékají dohromady a vytvářejí tak soudržnou hmotu (Head and Wilson, 1989).

Tzv. ohnivá fontána je typickým projevem Havajského vulkanismu a patří mezi nejběžnější erupce na Zemi. Head a Wilson (1989) definují v klasické Havajské lávové fontány tři odlišné části:

a) vnitřní nebo centrální rozžhavená část s vysokou koncentrací velmi horkých klastů, většina z nich dopadá uvnitř kužele a vytváří lávové jezero

b) střední fontána s horkými klasty, které dopadají přes okraj kužele a vytváří tzv. „cow-pie bombs“ („kravince“), které se mohou spéct dohromady a vytvořit bezkořenový tok, nebo setrvávají na vrcholu vulkánu jako spečené spatter uloženy.

c) vnější fontána je tvořena klasty, které jsou dostatečně ochlazené během letu.



Obrázek 1: na fotce je znázorněna stavba a produkty lávové fontány (podle Head and Wilson, 1989) (photograph by T. Miyazaki)

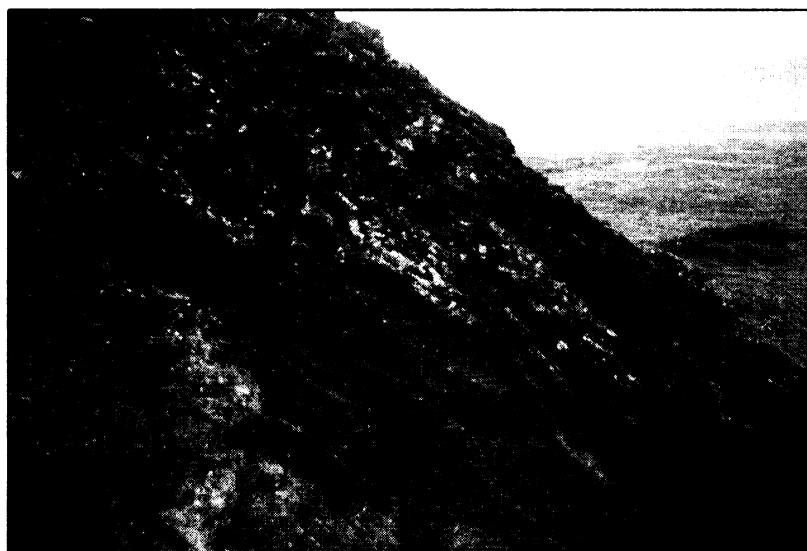
Typy klastů tvořené lávovou fontánou

Sumner a kolektiv autorů pozorovali stopáže filmů různých erupcí (např. Izu - Oshima, 1986 v Japonsku, nebo Kilauea, 2002 na Havaii). Na základě těchto pozorování a průzkumu vychladlých tzv. "spatter pile" na Etně a Stromboli definovali 5 typů klastů (Sumner et al., 2005).

1) klasty s křehce viskózními okraji a tekutým vnitřkem (podle Sumnerovi klasifikace klasty typu 2)

- př. "cowpat bombs, cow-pie bombs, cow-dong bombs" ("kravince")(obr.2B, C)

Tyto fragmenty jsou typické pro havajský



typ erupce, jedná se o bomby, které mají velmi řídkou konzistenci, během letu jsou stále žhavé a při dopadu na zem se značně deformují. (Foto: průřez akumulací „kravincových bomb“ na svahu „spatter cone“ Eldborg na Islandu, foto: V.Rapprich)

2) kompletně fluidální klasty - „agglutinate, spatter“ (podle Sumnerovi klasifikace klasty typu 3) (obr.2D)

- Sumner a kolektiv autorů definuje spatter jako akumulaci původně horkých, fluidálních pyroklastik, které se mohou na zemském povrchu částečně spékat dohromady, pokud k tomu mají dostatečně vysokou teplotu. Pokud ustrnou na povrchu, výsledná uloženina se označuje jako agglutinát nebo tzv. „spatter pile“

3) fluidální klasty (podle Sumnerovi klasifikace klasty typu 4)

- které se "rozprsknou" na povrchu, nebo "koaleskují" a vytváří tím lávu (koalescence-proces, kdy fluidní kapičky tvoří homogenní kapalinu, ve které jsou vymazány zbytky obrysů (obr.2E)

4) klasty s křehkou kůrou a fluidálním okrajem (podle Sumnerovi klasifikace klasty typu 5)

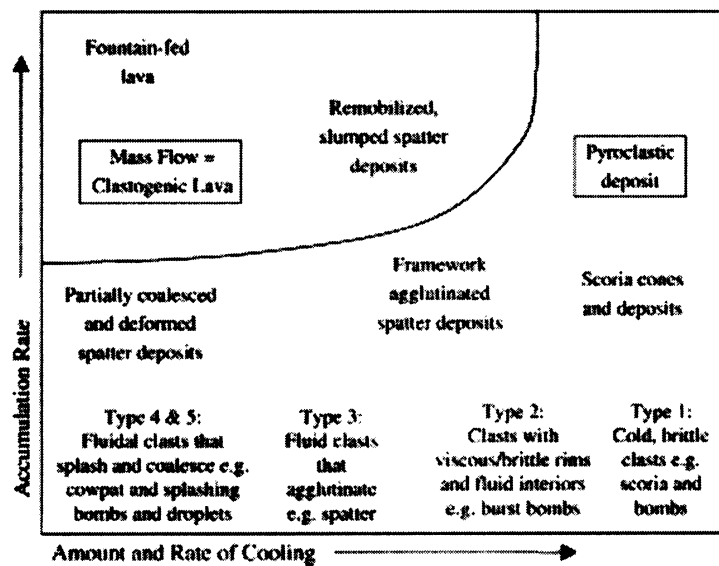
- jedná se již o přetvořené klasty, které nově vznikají v jícnu sopky (obr.2F)

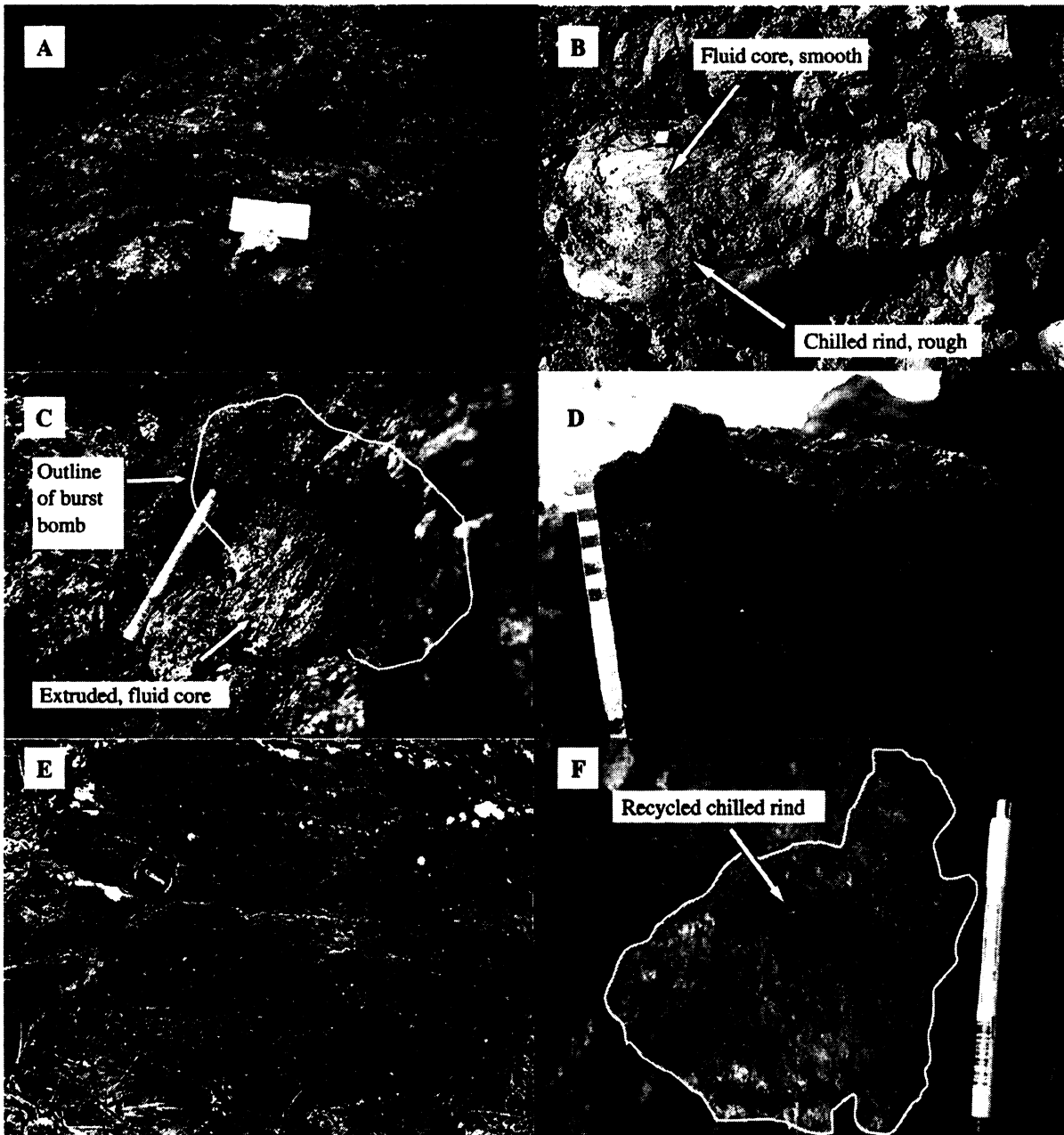
5) vychlazené, křehké klasty (podle Sumnerovi klasifikace klasty typu 1)

Tato skupina klastů je typická pro Strombolskou erupci, mohou se však v ojedinělých případech objevit i při Havajském typu vulkanismu.

Graf ukazuje závislost vzniku klastů na akumulční rychlosti a rychlosti ochlazování.

Vnější části fontány vytvářejí zpravidla klasty typu 1 a 2. Vnitřní části fontány mají malou ztrátu tepla, proto se zde vytváří klasty typu 3 a 4 (graf i text podle Head a Wilson, 1989).





obrázek 2

(Summer et al, 2005)

2.1.2. Strombolská erupce

Strombolská aktivita je nazývána podle přerušovaných explozí vulkánu Stromboli. Zatímco termín Havajská erupce je dobře definovaný a celkem striktně používaný výraz, Strombolská erupce se používá pro širší škálu vulkanických aktivit, běžně se jí označují relativně jemné exploze, které vznikají díky akumulaci plynu pod chladnou svrchní částí magmatického sloupce.

Mechanismus Strombolské erupce

Akumulace uvolněného plynu stoupá vzhůru směrem k zemskému povrchu a vytlačuje magma i vulkanické fragmenty průměrnou rychlostí 50 -100 m/s (Blackburn et al., 1976; Chouet et al., 1974). Každá dílčí exploze trvá okolo 1 s, jedna exploze může následovat další. Prodlevy mezi jednotlivými erupcemi mohou mít různého trvání od několika sekund až po dlouhé hodiny. Na Stromboli je časový úsek mezi dvěma erupcemi v rozmezí 10 minut až 1 hodiny (Vergniolle and Brandeis, 1996).

Počáteční fáze, která se často vyznačuje interakcí mezi magmatem a vodou, vytváří nevytřízené bazální freatomagmatické vrstvy, ve kterých se hojně vyskytují xenolity. Tato počáteční stavba může být tvořena jednou nebo více erupcemi (Lorenz a Kurszlaukis, 2007). Další pokračující aktivita je poháněna výhradně magmatickými plyny a tvoří pravé kužele, které se skládají ze čtyř základních facií (Rappich et al., 2007), které jsou blíže popsány dále v textu.

Produkty Strombolské erupce

Klasy produkované při Strombolské erupci jsou po dopadu na zem příliš chladné ke spečení a proto vytvářejí kolem sopečného jícnu „*cinder/scoria cone*“ (struskový kužel). Strombolské klasy dosahují výšky do 100 m nad sopečným jícnem, sopečný oblak, vytvořený během erupce však může dosahovat výšky až 200 m (McGethin et al., 1974).

Nejběžnějšími fragmenty strombolské erupce jsou vychladlé, křehké fragmenty typu 1 (podle Sumnerovi klasifikace), do této skupiny patří:

a) **struska** - jejíž ostrohranné klasty dosahují velikosti do 15cm, na nerozlámaném povrchu je tenký sklovitý povlak o tloušťce do 0,05cm (Mangan and Cashman, 1996).



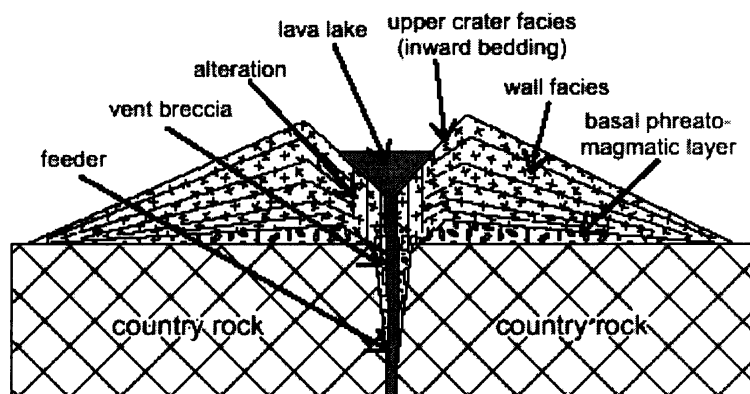
b) „**spindle** či **fusiform bombs**“ (vřetenovité či mandlové bomby) – mají charakteristický protáhlý tvar a relativně hladký povrch (USGS-http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/volcano_terminology.html). Tvar získává tato bomba aerodynamickým modelováním při balistickém letu atmosférou. Na fotografii vlevo je typická strombolská vřetenovitá bomba z lokality Trosky (Rapprich et al., 2007).

c) „**irregular bombs**“ - je skupina bomb, které svým vzhledem nepatří ani do jedné z katageorií, jsou rozličných tvarů a také vznikají přímo během vulkanické erupce.

Struskový kužel je nejběžnější typ vulkánu na Zemi, má relativně pravidelný kuželový tvar, který může obsahovat na vrcholu kráter. Jejich vzhled je charakterizován několika parametry: DCe – bazální průměr kužele, DCr- průměr kráteru, HCe-výška kužele. Průměrně se hodnota DCe pohybuje okolo 0,8 km, erupční rychlost okolo 30 m³/s (nejvyšší je první den erupce, hodnoty se pohybují okolo 104 až 106 m³/den a potom se snižuje), výška kráteru se pohybuje v rozsahu od 50 do 200 m a průměr kráteru se nachází v rozmezí 50 až 600 m. Výšky okolo 100 m může kužel dosáhnout již první den erupce. Zhruba půlka kužele vyroste po jednom měsíci, 95% konečné podoby vyroste za méně než rok od počáteční aktivity. Růstová období byla studována například na Stromboli a Etně, tyto studie shrnuje ve své práci McGetchin s kolektivem (Schmincke, 2004). Tito autoři prokázali, že sopečné kužele rostou během pozdějších stádií vývoje proměnlivě, uvolněný materiál klouže dolů po boku kužele a vytváří svah, který se povrchově podobá osypovému kuželu (Schmincke, 2004).

Podle dosud publikovaných dat (Schmincke 1977, Head a Wilson 1989, Keating et al., 2008, Risso et al., 2008) jsou pro struskový kužel typické čtyři povrchové pyroklastické facie.

- a) „**wall facies**“ (svahová facie) - vyskytují se ve vnější části (Valentine et al., 2005)
- b) „**inward bedded crater facies**“ (kráterové facie se zvrstvením ukloněným dovnitř kuželu) – svahová facie je od kráterové facie oddělena několika semi – cirkulárními zlomy nebo trychtýřovými povrchy, podél kterých materiál padá do kráteru.
- c) „**Upper crater facies**“ (horní kráterová facie) - nejsou běžně spečené, ovšem lokálně být mohou.
- d) „**Lower crater facies**“ (spodní kráterové facie) – tyto jemnozrnné facie jsou běžně silně ovlivněny alterací, způsobenou pozdní cirkulací magmatických fluid. Spodní kráterové facie přechází do tzv. „vent breccia“ (brekcie přívodní dráhy), která zastupuje podpovrchovou část vulkanického aparátu. Brekcie přívodní dráhy se skládá z juvenilních – magmatických, slabě-vezikulárních fragmentů, které mají velikost do 0,5m.



Obrázek 3 podle Rappich et al., 2007)

Uloženiny pyroklastického kužele jsou tvořeny převážně po balistické křivce lávovými fontánami. Facie spodních pater kráteru většinou obsahují velmi pevné lávové horniny. Horniny vznikají díky rychle vyvěrajícím bublinám lávové fontány, které vytváří spečené uloženiny nebo aglutináty. Mnoho z nich připomíná kompaktní lávu. Nejmladší uloženiny v mnoha kráterových výplních se skládají z obrovských bomb, které mohou mít až 0,5 m v průměru a menších lapil. Výsledná uloženina těchto staveb je běžně černá, obsahuje dobře vytřízené „fallout lapilli“, které se mohou laterálně šířit až několik kilometrů. Kráterové místo

je většinou červené díky oxidativním procesům horkých plynů unikajících z centrální části. Vnější části struskového kužele jsou většinou černé a nezoxidované (Schmincke, 2004).

Mnoho čtvrtohorních struskových kuželů v Eifelské vulkanické oblasti, se skládá z několika eruptivních center. Skoro všechny vulkány v této oblasti mají bazální freatomagmatické uloženiny. Ty jsou pokryty vrstvou hrubozrných, velmi špatně vytrízených, extrémně xenolitově bohatých brekcií alternovaných s jemnozrnými, masivními tufovými vrstvami, ve kterých jsou ostrohranné, sklovité vulkanické klasty, které obsahují mnoho vezikul. Tyto počáteční uloženiny mají tendenci se odštípnout několik stovek metrů od centrálního průduchu. Jejich zrnitost a tloušťka se rapidně snižuje. Části uloženin těchto počátečních márů nebo tefra rings jsou transportovány tzv. „base surge“ (bazální vlnou = bazálním přívalem – Schmincke, 2004)

2.1.3. Freatomagmatická erupce

Freatomagmatické erupce jsou výsledkem kontaktu magmatu s vodou. To vyvolává silnou fragmentaci magmatu a způsobuje vznik šokových vln, které narušují i okolní horniny a expandující přehřátá pára vynáší materiál na povrch. Běžně vytvářejí tzv. maary nebo tuff rings (tufové prstence – Fisher- Schmincke, 1984).

Mechanismus erupce

Existuje několik odlišných teorií mechanismu freatomagmatické erupce. Nejběžnější je výbušná tepelná kontrakce částic, která nastává díky rychlému ochlazení způsobenému vodou. Díky zvýšenému obsahu plynů, který se do magmatu dostává z vody, je tento druh erupce v porovnání s dalšími bazaltovými erupcemi prudce výbušný a má vysoký stupeň fragmentace, což znamená že produkty této erupce jsou velmi malých rozměrů (Fisher-Schmincke, 1984).

Některé teorie jsou založené na tzv. „fuel – coolant reactions“ (palivo – ochlazujících reakcích). Podle této teorie je magma palivo, které je při kontaktu s vodou ochlazováno, dochází k tepelnému šoku a k šíření napěťových vln. Jde o velmi explozivní reakci, která potrhá fragmenty na velmi jemné částice. (Heiken, G. & Wohletz, K., 1985). Energie této

prudké exploze nevzniká chemickou reakcí, ale pochází z nadměrného žáru v palivu (v tomto případě magmatu – Fisher-Schmincke, 1984).

Maar

Maary jsou negativní vulkanické formy s hlubokým kráterem ve tvaru mísy. Kráter je zařízlý do zemského povrchu, má nízký okraj složený ze středně - až jemnozrnné tefry. V průměru může být široký 100 až 3000 m a hloubky může dosahovat až 500m. Okraj kráteru může vyčnívat jen několik metrů ale až 100 m nad zem (Fisher – Schmincke, 1984).

Většina maarů je výsledkem hydroklastických erupcí (Lorenz, 1973), jejich široké krátery jsou tvořené mělkými explozemi (Fisher a Waters, 1970), poklesy nebo kombinací obojího (Lorenz, 1973).

„Tuff ring“

Tuffové prstence jsou ohromné vulkanické krátery, které jsou na rozdíl od maarů (ty leží pod úrovní zemského povrchu) buď zarovnané se zemským povrchem nebo nad něj vyčnívají a jsou obklopené okrajem pyroklastických úlomků. "Tuff cone" (tuffové kužele) mají vyšší okraj, dosahující až do výšky 300 m (př. Koko kráter na Havaji). V podstatě se dá říci, že tuffové kužele vznikají z tuffových prstenců, pokud má vulkanická aktivita delší průběh. Rozlišení tuffových kuželů a prstenců je občas velmi složité a subjektivní. Jednou zajímavostí je Alimanau kráter na Havaji, pokud je totiž pozorován ze severu, klasifikovali bychom ho jako tufový kužel, pokud bychom ho ovšem pozorovali z jihu, jevil by se nám jako tufový prstenec. Tento jev může nastat tehdy, když okraj kráteru neroste souměrně (například vlivem větru, který způsobuje asymetrické ukládání pyroklastik), nebo když jedna jeho část podléhá větší erozi, než zbytek okraje (Fisher-Schmincke, 1984).

Juvenilní klasty uvnitř freatomagmatických uloženin jsou sklovité, nevezikulární a mají blokovitý tvar (Heiken, 1974), tyto vlastnosti dokazují, že magma bylo schlazeno hlavně volatilními roztoky, které termálním šokem vytvářejí sklovitou hmotu a tzv. "steam" (párovou) explozi, odpařovací fáze exploze je v ohromné míře, nebo zcela závislá na externí vodě (Fisher – Schmincke, 1984).

Při freatomagmatických erupcích můžou vznikat:

- a) **akreční lapilli** – vyskytují se v mnoha jemnozrnných „ash – layers“ (popelových vrstvách), množství akrečních lapil v hydroklastické tefře je limitováno 2 faktory:
 - 1) množstvím vody a páry v erupčním sloupci
 - 2) produkcí a množstvím jemnozrnné tefry během erupce
- b) **„bread – crusted bombs/ cauliflower –shaped bombs“** (bomby s tzv. chlebovou kůrou) – tyto bomby mají fakturovaný povrch, ale zůstávají celistvé. Během letu ovzduším jejich povrch rychle chladne, zatímco vnitřek zůstává stále v polotekutém stavu, při dopadu se povrchová vrstva rozláme. Svrchní vrstvu bomby může také narušit unikající plyn z vnitřního chladnoucího magmatu, který nebyl ještě v době dopadu v pevném skupenství. (USGS-(http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/volcano_terminology.html))
- c) **litické fragmenty** – mají ostrohranný tvar
- d) **„vitric shards“** (skelné střepy) – některé hydroklastické střepy obsahují množství mozaikových trhlin („jigsaw cracks“), které indikují rychlé ochlazení. Bloky mafických střepů jsou běžné v maarech, nebo tufových prstencích (Fisher and Waters, 1970). Střepy tvořené rozpukáním jsou typicky sklovité a nevykazují žádnou vezikularitu, v některých tufech asociovaných s maary se však vyskytují sklené střepy s vysokou vezikularitou, ty jsou většinou k objevení pouze v mořském prostředí (Fisher–Schmincke, 1984).

2.2. Hyaloklastika

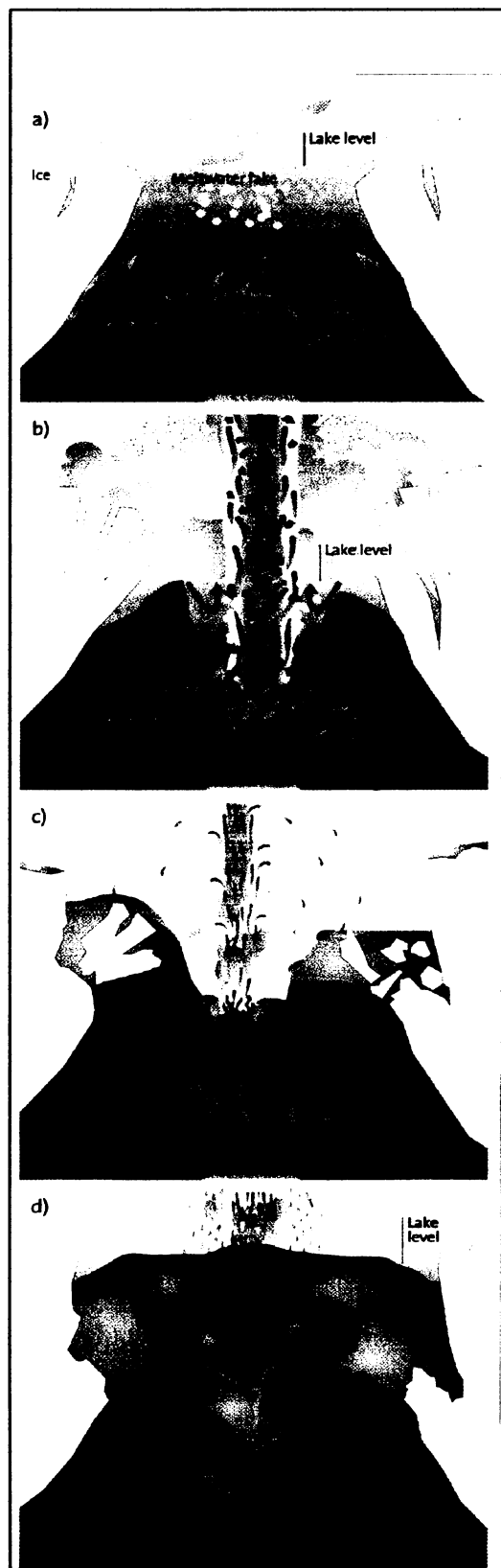
Hyaloklastika jsou jemnozrné uloženiny sideromelaních úlomků, vytváří se během silné vulkanické erupce pod vodou nebo ledem. Můžou také vznikat díky tepelnému šoku při rychlém ochlazení magmatu. Obvykle se vyskytují jako výrazné vrstvy popela nebo jsou rozšířené uvnitř pelagických sedimentů v pacifickém oceánu (Fox and Heezen 1965, Scheidegger and Kulm 1975, Schmincke 1983).

Jejich vzhled je angulární, vytvářejí ploché fragmenty ve velikosti od několika milimetrů až centimetrů a jsou bohaté na černé vulkanické sklo.

Podle chemického složení se vědci domnívají, že jako zdrojovou horninu lze označit oceánské thoiety. Avšak otázky, týkající se procesu transportu a transportní vzdálenosti nejsou zatím pro tyto popely zcela vyřešeny (Fisher-Schmincke, 1984).

Vývoj subglaciální erupce

- 1) Na obrázku a je znázorněna erupce pod ledovou pokrývkou. Primárně se začínají vytvářet tzv. „pillow lavas“ (polštářové lávy), které jsou zakryty vrstvou jemnozrných hyaloklastik. Polštářové lávy vznikají pokud rozžhavená láva proniká skrz tenké přívodní kanály pod hladinu moře, nebo pod ledovou pokrývkou. Rychle na povrchu utuhne, uvnitř



je však magma stále tekuté a tlačí na zchladlý povrch, který následně praskne a vytvoří se další polštář. Tento proces se opakuje, proto na sebe jednotlivé polštáře navazují. Vzhledem k tomu, že na kontaktu magmatu s vodou dochází k prudkému ochlazení, mají polštáře většinou sklovitý povrch.

Ledová kra nad eruptivním centrem začíná odtávat, část vody se vypaří. Nad sopečným jícnem vzniká tzv. „meltwater lake“ (jezero z roztaveného ledu).

- 2) Obrázek **b** znázorňuje narůstající pyroklastickou erupci. Explozivita narůstá díky zvýšenému obsahu plynné složky. Vytváří se komplexní eruptivní sloupec.
- 3) Třetí fázi, kterou znázorňuje obr. **c** reprezentuje lávová fontána, která tvoří brekcie a částečně spečené aglutináty.
- 4) V poslední fázi vývoje, která je vyobrazená na obr. **d** je vyvinuto subaerické prostředí s lávovou fontánou a lávovými štíty, které zakrývají komplexní uloženiny. (obrázek i text: Schmincke, 2004).

Legenda k obrázku

- a) světle hnědá barva představuje hyaloklastika, která jsou částečně zvrstvená, obsahují ohromné horninové fragmenty a strusku
- b) šedivá místa na obrázcích znázorňují masivní hyaloklastika
- c) žlutou barvou je vykreslena láva a lávové intruze
- d) tmavěhnědé polštářky znázorňují polštářové lávy
- e) červenou barvu jsou označeny subaerické lávové proudy (Schmincke, 2004)

Submarinní erupce

Submarinní erupce stejně jako erupce na zemském povrchu jsou děje epizodické. Explozivní erupce vulkánu, jehož vrchol je jen několik metrů pod mořskou hladinou, vytváří akustické vlny, které můžeme rozpoznat na vzdálenost až stovek kilometrů. Avšak seismické signály vulkánů umístěných ve větších hloubkách jsou tak slabé, že je nemusíme na velké vzdálenosti rozpoznat. Submarinní vulkanická exploze je přímo ovlivňována těmito faktory: pod jakým vodním sloupcem se vulkán vyskytuje, složením magmatu, obzvláště – volatilní složky a viskozita, mezi další faktory patří např. eruptivní rychlost.

V současné době se submarinní vulkanické horniny vyskytují zejména v oblastech : na Středoocéánském hřbetu, nad subdukčními zónami. Typickým produktem submarinní erupce jsou polštářové lávy (Fisher-Schmincke, 1984).

2.3. Epiklastika

Proces fragmentace je v tomto případě výsledkem zvětrávání a eroze vulkanických hornin. Vzhled fragmentů je ovlivněn charakterem zvětrávání, eroze a transportu. Většinou se však jedná o dobře opracované a vytríděné klasty, které můžeme běžně nalézt jako součást sedimentárních vrstev. Specifickou skupinou epiklastik jsou lahary.

Lahar je obecný termín pro rychle se pohybující vodou saturované úlomky magmatických hornin a vody z vulkánu (Smith and Fritz, 1989).

V závislosti na původu mohou být lahary monolitologické nebo heterolitologické. Monolitologické variety se vytvářejí přímo během erupce, zatímco heterolitologické lahary vznikají pokud se nezpevněné úlomky sopečného materiálu nasytí vodou (Capra et al., 2004).

Lahary často vznikají při freatomagmatických erupcích, protože zde dochází ke kontaktu uloženin s vodou, takto saturované uloženiny se snadno dostávají do pohybu (Schmincke, 2004).

Lahary jsou většinou velice špatně vytríděné. Obsahují širokou škálu úlomků různých velikostí a tvarů.

Macdonald (1972) uvádí 12 rozdílných způsobů vzniku laharů, které můžeme shrnout do třech hlavních kategorií (Crandell, 1971).

1) skupina laharů vzniká přímo během erupce: erupce skrz jezero, sníh, led nebo během vydatných dešťových srážek

2) skupina vzniká krátce po skončení erupce, v tomto případě se lahary spouští při zemětřesení, nebo při expanzi vulkánu, což způsobí rychlé odvodnění jezera nebo spustí lavinu uvolněných úlomků či alterovaných hornin

3) vznik třetí skupiny laharů není nijak ovlivněn vulkanickou činností, pohyb nezpevněné tefry nastává díky silnému dešti nebo sněhové vodě

Lahary jsou velmi nebezpečným projevem vulkanické aktivity, mnohdy nebezpečnější než tekoucí láva a to z důvodu jejich velké mobility (až několik desítek metrů za sekundu), rychlost jejich šíření je srovnatelná s povodňovou vlnou. U nás byly lahary objeveny v Doupovských horách, svou studii o nich napsal Petr Hradecký.

2.4. Autoklastika

Autoklastické fragmenty jsou tvořené mechanickým třením během pohybu lávového proudu, nebo erozními a gravitačními silami, které působí na křehkou a vychladlou lávu.

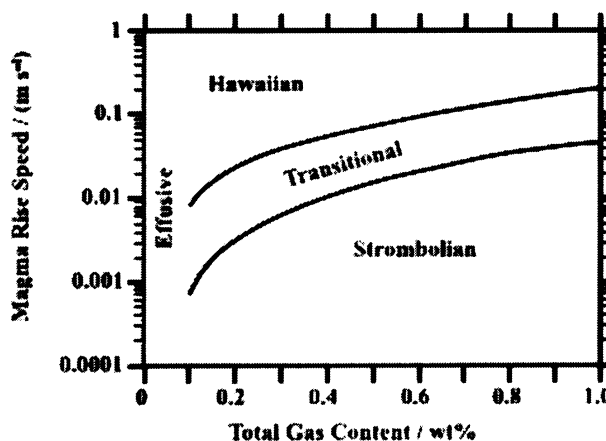
Svrchní část pohybujícího se lávového toku chladne rychleji, než jeho vnitřní prostředí. To zůstává déle tekuté a tím pádem i více mobilní. Díky rozdílné tekutosti lávového proudu dojde k rozlámání svrchní části toku. Tyto úlomky nazýváme autoklastika. Autoklastika mohou také vznikat v mělkovodních prostředích, kde se magma dostává do kontaktu s vnější vodou.

Autoklastické fragmenty v zásadě vytvářejí monolitologické, slabě vytrízené uložení angulárních, juvenilních bloků. Tyto uložení bývají malých objemů (Myron G. Best, 2003)

4. Diskuze

Existují erupce, u kterých nemůžeme zcela jednoznačně určit, o jaký typ se jedná, mohou vykazovat typické znaky jak Havajské, tak i Strombolské erupce. V takovém případě se používá termín “*transitional eruption*” (přechodná erupce - Parfitt and Wilson, 1995).

Graf ukazuje závislost rychlosti magmatu na objemu plynu. Z grafu vyplývá, že při určitém objemu plynu a k tomu odpovídající rychlosti (0.001 – 0,1 m/s) magmatu nelze zcela jednoznačně určit o jaký



typ erupce se jedná (Parfitt et al., 2004). Přechodná erupce byla pozorována v roce 1989 na Etně. Bertagnini et al. (1990) popsali, že každá eruptivní epizoda začínala slabou Strombolskou aktivitou, přičemž lávové klasty dopadávaly těsně za kráter sopky. Průběh erupce se pozvolna měnil na typickou havajskou lávovou fontánu o výšce 100 – 200 m, která vytvářela lávové proudy (Parfitt et al., 2004).

5. Závěr

Bazický vulkanismus vytváří různými procesy klasty, které mají charakteristický vzhled a vlastnosti. Na základě studia a interpretace těchto fragmentů je možné rekonstruovat vulkanické procesy. Závěrečná tabulka uvedená níže shrnuje typické vlastnosti jednotlivých druhů vulkanoklastik.

Cílem této práce bylo přehlednou formou shrnout a prezentovat dosavadní poznatky týkající se procesů fragmentace bazické magmatu a rozlišení jejich produktů. Vzhledem k tomu, že v současné době nebyly vydány publikace týkající se dané problematiky v českém jazyce, používala jsem jako zdroje informací výhradně anglickou literaturu. Tato práce je kompilačního charakteru, nepřináší tedy žádné nové informace, může však posloužit jako základní zdroj informací pro úvod do této problematiky.

fragmenty	stupeň fragmentace	Monomiktnost/ polymiktnost	vezikularita	deformace klastů	výskyt vulkanického skla	velikost	vytřídění
<i>Havajské</i>	nizký	monomiktní	ano	Po dopadnutí na zem stále žhavé – proto se výrazně deformují	Malé sklovité částice v bombách	Převažují velké bomby o průměru cca 0,5m	dobré
<i>strombolské</i>	střední	monomiktní	ano, hojně	Na zem dopadají už chladné, proto zde nedochází k silné deformaci	ano	převaha menších ostrohranných klastů nad většími bombami	velmi dobré
<i>Freato- magmatické</i>	vysoký		ne, nebo pouze slabě	Deformace vlivem prudkého schlazení a šokových vln	ano, hojně	různá – ohromné horninové bloky v jemnozrnných hyaloklastikách	slabé, velké množství jemného materiálu a velkých bloků, bomb
<i>hyaloklastika</i>	vysoký		ne		ano	jemnozrnné	
<i>epiklastika</i>		většinou polymiktní	může se vyskytovat v laharech	díky erozi a zvětrávání	Malé množství skelných střepů		závislé na transportním médiu a mechanismu zvětrávání
<i>autoklastika</i>		striktně monomiktní		způsobena mechanickým rozlámáním, nebo otěrem		většinou bloky	slabě vytříděné

Přehled použité literatury

Alvarado GE., Schmincke H-U., 1994, Stratigraphic and sedimentological aspects of the rain – triggered lahars 1963 – 1965 Irazu eruption, Costa Rica 513-530

Andronico D. et al., 2008, The 4–5 September 2007 lava fountain at South-East Crater of Mt Etna, Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173 (2008) 325–328

Bertagnini, A., Calvari, S., Coltelli, M., Landi, P., Pompilio, M., Scribano, V., 1990. The 1989 eruptive sequence. In: Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. (Eds.), *Mt. Etna: the 1989 eruption*, C.N.R.–Gruppo Nazionale Per La Vulcanologia Italy, Giardini

Bertotto G. et al., 2006, Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, (2006) 430–444

Blackburn, E.A., Wilson, L., Sparks, R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 132, 429– 440

Blatt H., Robert J., 1996, *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*, W.H. Freeman & Company; 2nd ed., pp. 26-29

Bower S., Woods W., On the dispersal of clasts from volcanic craters during small explosive eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 73 (1996) 19-32

Brand B. a White C., 2006, Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, (2007) 319–339

Capra L. et al., 2004, The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131, (2004), 351 – 369

Cattermole, P., 1989. *Planetary Volcanism: A Study of Volcanic Activity in the Solar System*. Ellis Horwood, Chichester, pp. 1 – 443

Crandell D.R., 1971, postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. U.S. Geol. Survey

Crisp, J.A., 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 20, 177– 211.

Fisher R.V., Schmincke H-U., 1984, *Pyroclastic rocks*, Springer Berlin, 1 – 472

Fisher R.V., and Waters A.C., 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes, *Amer. J. Sci.*

Fox P.S. a Heezen B.C., 1965, Sands of the Mid-Atlantic Ridge, *Science*, 159

Hans-Ulrich Schmincke, 2004, *Volcanism*, Springer

Head J. a Wilson L., 1987, Basaltic pyroclastic eruptions influence of gas release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam

Heiken G. H., 1974, An atlas of volcanic ash, *Smithsonian Contr. Earth Sciences* 12,

Heiken G., Wohletz K., 1985, *Volcanic Ash*, University of California Press, Berkeley

Chouet, B., Hamisevicz, N., McGetchin, T.R., 1974. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 32, 4961– 4976

Jarosch A. et al., 2007, Progressive cooling of the hyaloclastite ridge at Gjalp, Iceland, 1996–2005, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, (2008) 218–229

Keating GN, Valentine GA, Krier DJ, Perry FV Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bull Volcanol*, DOI 10.1007/s00445-007-0154-1

Lockwood, J.P., Dvorak, J.J., English, T.T., Koyanagi, R.Y., Okamura, A.T., Summers, M.L., Tanigawa, W.R., 1987. Mauna Loa, 1974– 1984: a decade of intrusive and extrusive activity. *U. S.Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350, 537– 570

Lorenz V. a Kurszlaukis S., 2006, Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar–diatreme volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, (2006), 4–32

Lorenz V.,1973, On the formation of maars, *Bull, Volcanol*, 37

Major JJ., Newhall CG., 1989, Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars, A global review *Bull Volcanol* 52: 1-27

Mangan M., Cashman K., 1996, The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 73 (1996) I - 18

Martin U., Németh K., 2006, How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155, (2006), 104–118

McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.* 79, 3257– 3272

Igneous and Metamorphic Petrology Myron G. B., 2003, *Igneous and Metamorphic Petrology*, Blackwell Publishing

Parfitt E., 2004, A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, (2004) 77– 107

Peterson DW., Tilling RI., 1980, Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: field observation and new factors

Rapprich V., Cajz V., Košťák M., Pécskay Z., Řídkošil T., Raška P., Radoň M., 2007, Reconstruction of eroded monogenic Strombolian cones of Miocene age: A case study on character of volcanic activity of the Jičín Volcanic Field (NE Bohemia) and subsequent erosional rates estimation, *Journal of Geosciences*, 52, (2007), 169–180

Risso C, Németh K, Combina AM, Nullo F, Drosina M (2008): The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llacanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *J Volcanol Geotherm Res* 169: 61–86

Self, S., Sparks, R.S.J., Booth, B., Walker, G.P.L., 1974. The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposit, Iceland. *Geol. Mag.* 111, 539– 548

Smith G., Grubensky M., Geissman J., 1999, Nature and origin of cone-forming volcanic breccias in the Te Herenga Formation, Ruapehu, New Zealand, *Bull Volcanol* (1999) 61 :64–82

Scheidegger K.F., Kulm L.D., 1975, late cenozoic volcanism in the Aleutian arc, information from ash layers in the northeastern Gulf of Alaska, *Geol. Soc Amer. Bull*, 86

Schmincke H. U., 1983, Composition and origin of volcanic glasses from Leg. 70

Starostin A. B., Barmin A. A., Melnik O.E., 2005, A transient model for explosive and phreatomagmatic eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133-151

Sumner J., 2004, Spatter, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, (2005) 49–65

Sumner J., 1998, Formation of clastogenic lava flows during fissure eruption and scoria cone collapse: the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, eastern Japan, *Bull Volcanol* (1998) 60:195–212

Thorarinsson, S., Sigvaldason, G.E., 1972. The Hekla eruption of 1970. *Bull. Volcanol.* 36, 1–2

Valentine GA, Krier D, Perry FV, Heiken G (2005) Scoria cone construction mechanisms, Lathrop Wells volcano, southern Nevada, USA. *Geology* 33: 629–632

Vergnolle, S., Brandeis, G., 1996. Strombolian explosions: 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *J. Geophys. Res.* 101, 20433–20447

Wilson, L., Head, J.W., 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.* 86, 2971–3001

Wilson, L., Head, J.W., 1994. Mars: review and analysis of volcanic eruption theory and relationships to observed landforms. *Rev Geophys.* 32, 221–263

Wolff, J.A., Sumner, J.M., 2000. Lava fountains and their products. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 321–329

Yasui M., Koyaguchi T., 2004, Sequence and eruptive style of the 1783 eruption of Asama Volcano, central Japan: a case study of an andesitic explosive eruption generating fountain-fed lava flow, pumice fall, scoria flow and forming a cone, *Bull Volcanol* (2004) 66:243–262

