

SLOVENSKÁ KOMISIA BIOLOGICKEJ OLYMPIÁDY IUVENTA

Biologická olympiáda, kategória E (Poznaj a chráň), odbornosť geológia

METODICKÝ LIST VULKANIZMUS

platný pre školské roky 2012/2013, 2017/2018 a 2022/2023

Vulkanická činnosť budila oddávna pozornosť človeka. Pomerne krátkodobý priebeh sopečných výbuchov a ich opakovanie sú priaznivé faktory pre podrobné pozorovania a štúdium týchto javov. Jedna z najstarších historických správ o sopečnej činnosti sa zachovala v listoch rímskeho konzula Plínia mladšieho. Podrobne popisuje mohutný výbuch Vezuvu v roku 79 n. l., pri ktorom boli zničené mestá Pompeje, Stabiae a Herculaneum. Od tejto doby bola činnosť sopiek predmetom nespočetných pozorovaní a výskumov a v predposlednom storočí taktiež sústavného štúdia špeciálnych vulkanologických observatórií umiestnených v blízkosti činných sopiek. Sopečné udalosti sú častou témou scenárov katastrofických filmov, ktoré nám prezentujú ich deštruktívne schopnosti. Úloha sopiek vo vývoji našej Zeme a života na jeho povrchu má však oveľa závažnejší význam v rámci vnútorných geologických procesov utvárajúcich povrch našej Zeme a vzniku podmienok pre vývoj života.

1. MAGMATICKÁ ČINNOSŤ – MAGMATIZMUS

Magmatizmus predstavuje všetky geologické procesy, ktoré vedú k vzniku telies magmatických hornín v litosfére. Zahrňajú predovšetkým vznik kremičitanovej taveniny – magmy a jej výstup z miesta jej vzniku do vrchných častí zemskej kôry, prípadne až na jej povrch. Podľa miesta utuhnutia magmatickej taveniny a vzniku magmatických hornín rozlišujeme dva základné typy magmatickej činnosti:

A. *hlbinný (intruzívny) magmatizmus (plutonizmus)* – je spätý s prenikaním magmy do horninového prostredia, pričom k jej utuhnutiu dochádza väčšinou v značných hĺbkach, obyčajne niekoľko km,

B. *výlevný (efuzívny) magmatizmus (vulkanizmus)* – magma v podobe lávy sa dostáva až na zemský povrch, kde jej utuhnutím vznikajú povrchové telesá efuzívnych (vulkanických) hornín.

Ak dôjde k utuhnutiu magmy skôr než dosiahne zemský povrch, vznikajú podpovrchové (hypoabysálne) telesá magmatických hornín, ktoré sú obyčajne bezprostredne spojené s vulkanickými horninami na zemskom povrchu.

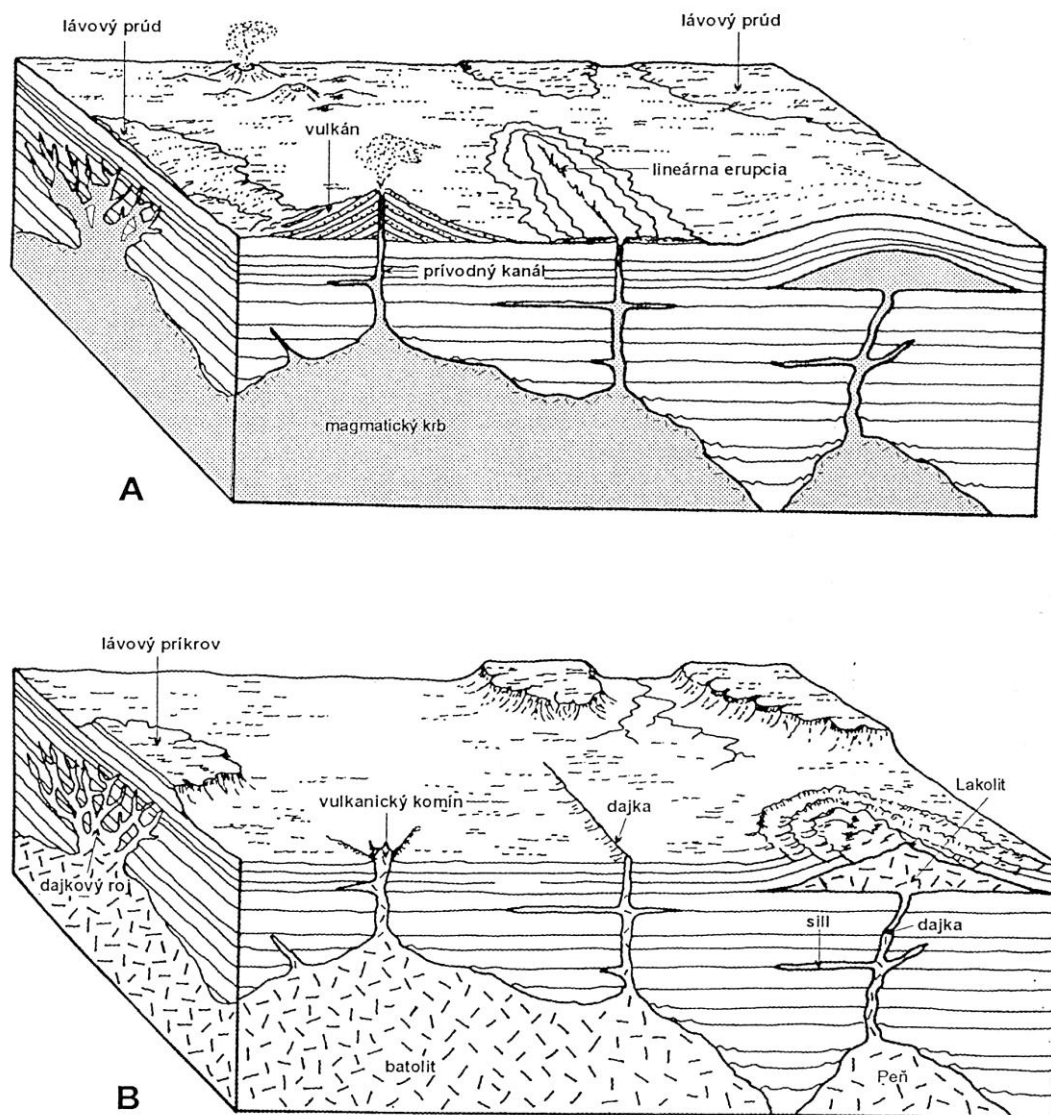
Magmatizmus je zložitý geologický proces, ktorý zahŕňa:

- čiastočné alebo úplné roztavenie pevných hornín a vznik magmy,
- výstup magmy do vyšších častí vrchného plášťa a zemskej kôry,
- rozčlenenie magmy procesmi postupnej kryštalizácie,
- ovplyvnenie zloženia magmy okolitými horninami (kontaminácia magmy),
- chladnutie a kryštalizáciu magmy – vznik vyvretých hornín.

1.1. Tvary magmatických a vulkanických telies

Prevažná časť magmatických hornín vzniká utuhnutím magmy pod zemským povrchom (**obr. 1**). Charakteristické plošne i hĺbkovo rozsiahle hlbinné telesá sú *batolity* a *plutóny*. **Batolit** je masívne magmatické teleso nepravidelných tvarov, **plutón** má o čosi menšie rozmery a často jazykovitý tvar. **Pne** a **apofýzy** tvoria rôzne hrubé valcovité intrúzie až prstovité výbežky, s kruhovým, eliptickým až nepravidelným prierezom, ktoré prenikajú po trhlinách do okolitých hornín. **Lakolity** sú menšie šošovkovité až bochníkovité telesá

vnikajúce do usadených hornín pozdĺž vrstevnatosti a majú spravidla plochú spodnú stranu a kopulovitý tvar. **Pravé žily (dajky)** predstavujú utuhnuté telesá doskovitého tvaru, vyplňajúce trhliny a zlomy v stavbe stratovulkánu. **Nepravé, ložné žily (silly)** vznikajú rozšírením magmy do strán a jej utuhnutím v podobe doskovitého telesa.



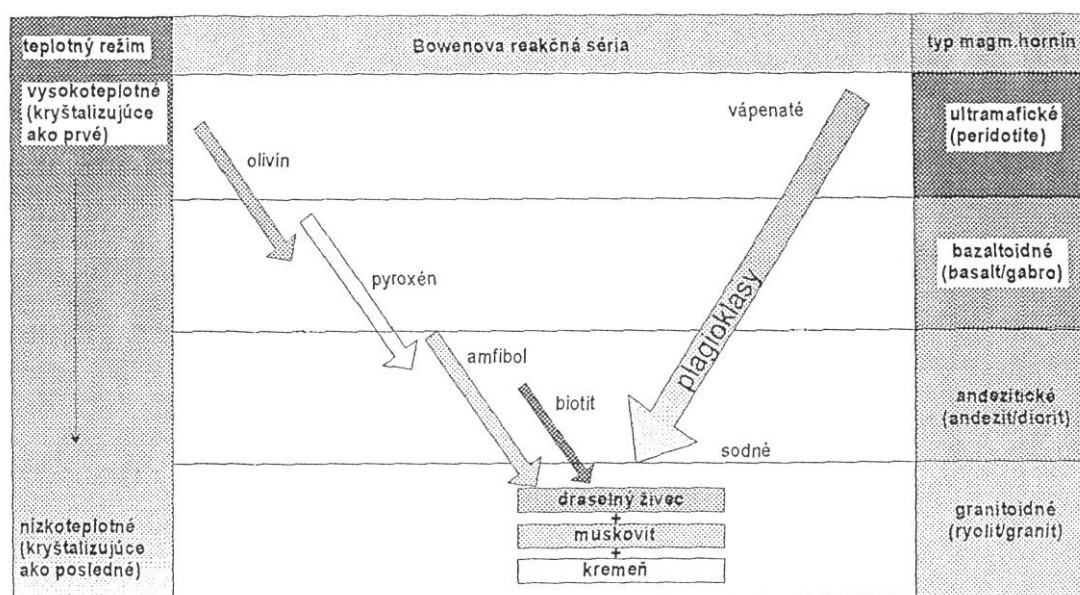
Obr. 1 Základné typy magmatických a vulkanických telies.

1.2. Magmatické (vyvreté) horniny

Magmatické (vyvreté, eruptívne – latinsky erumpo = vyrážam, vybuchujem) *horniny* vznikajú utuhnutím, postupnou kryštalizáciou magmy, ktorej teplota sa pohybuje od 650 do 1200 °C. **Magma** (grécky = plastická, tváriteľná zmes), ktorá vzniká prevažne v hĺbkach do 200 km (v astenosfére, vo vrchnom plášti) je prirodzená žeravotekutá tavenina zložitej chemickej povahy a obsahuje v hlavnej miere prvky podieľajúce sa na stavbe kremičitanových, ojedinele karbonátových a sulfidických minerálov. V menšej miere sú v magme obsiahnuté aj prchavé látky – rôzne plyny, vodná para a kryštály minerálov. Samotná magma nie je prístupná priamemu pozorovaniu. Keďže tavenina je ľahšia ako okolité horniny, vystupuje do vyšších častí zemskej kôry, prípadne dosiahne zemský povrch či v suchozemských (*subaerický vulkanizmus*) alebo oceánskych (*subakvatický vulkanizmus*) podmienkach a označuje sa ako *láva*.

- Podľa miesta vzniku (hlbky utuhnutia) sa magmatické horniny rozdeľujú na:
- **hlbinné** (*plutonické, intruzívne, abysálne*) – vznikajú v hĺbke,
 - **podpovrchové, žilné** (*subvulkanické, hypoabysálne*) – vznikajú pod povrchom,
 - **výlevné** (*efuzívne, extruzívne, vulkanické*) – vznikajú na povrchu.

Pri ochladzovaní magmy dochádza k postupnej zákonitej kryštalizácii minerálov (**obr. 2**). Pri vysokej teplote kryštalizujú najprv tmavé minerály – olivín, pyroxény, Ca-Na živce (tzv. plagioklasy), amfiboly – bohaté na Fe, Mg a Ca a chudobné na Si. Takéto horniny sa nazývajú bazaltoidné, *bázické* (bazalt je najznámejšou horninou tvorenou týmito minerálmi. V závere procesu kryštalizácie magmy, pri nižšej teplote vznikajú svetlé minerály – draselné živce, svetlá sľuda – muskovit, Na-Ca živce (tzv. plagioklasy) a kremeň. Uvedené minerály sú hlavné súčasti horniny granit a takéto horniny sa nazývajú granitoidné, *kyslé* (podľa obsahu SiO_2). Hlbinné horniny kryštalizujúce v hĺbke sa ochladzujú pomaly a minerály majú čas na vytvorenie kryštálov viditeľných voľným okom. Tieto horniny majú hrubozrnnú stavbu. Výlevné, vulkanické horniny sa na zemskom povrchu ochladzujú veľmi rýchlo a minerály nemajú čas na kryštalizáciu. Ich stavba je preto jemnozrnná až sklovitá.



Obr. 2 Postupnosť kryštalizácie hlavných horninotvorných minerálov pri chladnutí magmy.

Ďalším dôležitým údajom pri rozdelení magmatických hornín je obsah SiO_2 (kremeň + silikáty). Podľa chemického zloženia – obsahu SiO_2 sa rozdeľujú na:

- **kyslé** ($> 65 \% \text{SiO}_2$) – žula (granit), pegmatit, ryolit (liparit), obsidián, pemza,
- **neutrálne – intermediárne** ($55 - 65 \% \text{SiO}_2$) – diorit, andezit,
- **bázické** ($45 - 55 \% \text{SiO}_2$) – gabro, bazalt (čadič), paleobazalt (melafýr),
- **ultrabázické** ($< 45 \% \text{SiO}_2$) – peridotit, labradorit.

1.2.1. Hlavné kyslé (granitoidné) horniny

Granit (žula) je hlbinná magmatická hornina, tvorená kremeňom (cca 25 %), draselným živcom a Na-plagioklasmi (Na-Ca živce, cca 50 %), sľudami (muskovitom, biotitom) a amfibolom. Je stredno- až hrubozrnná, svetlá, ružová až červená. Využíva sa často na dekoratívne účely v stavebníctve. Na Slovensku budujú granitoidné horniny podstatné časti kryštalinika jadrových pohorí, veporského pásma a Spišsko-gemerského rudohoria.

Ryolit (liparit) je výlevná – vulkanická svetlá hornina podobného zloženia ako granit, často obsahuje aj úlomky vulkanického skla. Je svetlosivej alebo ružovkastej farby, masívny až porézny. Na Slovensku sa podieľajú na stavbe neovulkanických pohorí (Kremnické a Štiavnické vrchy, Pohronský Inovec, Zemplínske vrchy).

Vulkanické sklá (obsidián, perlit) – tmavohnedá až čierna sklovitá hornina, vzniká náhlým ochladením kyslej magmy, ktorá sa dostáva na povrch. Vyznačuje sa silným skleneným leskom a lastúrnatým lomom. Obsahujú vodu – perlit do 10 %, obsidián okolo 0,5 %. Na Slovensku sa obsidián vyskytuje hlavne vo východoslovenských neovulkanitoch (Viničky, Hraň, Cejkov), perlit prevažne v stredoslovenských neovulkanitoch (Lehôtka pod Brehmi, Hliník nad Hronom).

Pemza – ľahká napenená sklovitá vulkanická hornina, sivobielej, sivej alebo žltkastej farby pórovitá, často s vláknitou stavbou.

1.2.2. Hlavné neutrálne (intermediárne) horniny

Diorit – tmavosivá spravidla hrubozrnná hlbinná magmatická hornina, zložená z Ca-Na plagioklasov, amfibolu, biotitu, prakticky neobsahuje viditeľné zrná kremeňa. Na Slovensku sa vyskytuje v niektorých jadrových pohoriach (Malých Karpatoch, Vysokých a Nízkych Tatrách), vo veporskom pásme a Spišsko-gemerskom rudohorí a taktiež v neovulkanitoch (Štiavnické vrchy).

Andezit (pomenovanie podľa pohoria Andy) – je výlevná prevažne jemnozrnná hornina sivej farby, obsahuje amfiboly, plagioklasy. Horniny andezitového zloženia sa významnou mierou podieľajú na stavbe stredoslovenských (Štiavnické a Kremnické vrchy, Poľana, Javorie, Vtáčnik, Pohronský Inovec, Krupinská planina) i východoslovenských (Slanské vrchy, Vihorlat) neovulkanitov.

1.2.3. Hlavné bázičné horniny

Gabro – hlbinná stredno- až hrubozrnná magmatická hornina tmavosivej až čiernej farby, zložená hlavne z pyroxénu, Ca-plagioklasov a olivínu. Podieľa sa na tvorbe oceánskej kôry. Na Slovensku sa vyskytuje v Malých Karpatoch pri Pezinku, v Spišsko-gemerskom rudohorí pri Jelšave a taktiež v okolí Dobšinej a Gelnice.

Bazalt (čadič) – je výlevná jemnozrnná hornina tmavosivej až čiernej farby, zložená z pyroxénov, Ca-plagioklasov, olivínu, amfibolov. Vznikal v treťohorách (neogéne). Na Slovensku sa vyskytujú hlavne v Cerovej vrchovine, Lučenskej kotline, v okolí Novej Bane.

Paleobazalt (melafýr, mandľovec) – hornina rovnakého zloženia ako bazalt, má však mandľovcovú stavbu, je staršia ako čadič – vznikala v mladších prvohorách (perm). Vyskytujú sa v Malých Karpatoch (Lošonec), Nízkych Tatrách (Malužiná), Kvetnici pri Poprade, Šalkovej pri Banskej Bystrici.

1.2.4. Ultrabázičné (ultramafické) horniny

Tmavé, ťažké horniny, obsahujúce nad 90 % tmavých minerálov – olivín, pyroxény, amfiboly, biotit, granáty, spinely. Výskyt ultrabázičných hornín na Slovensku je zriedkavý, menšie telesá sa nachádzajú v okolí Margecian, Spišsko-gemerskom rudohorí a pri Brezne.

Peridotit – hlbinná stredno- až hrubozrnná bezživcová magmatická hornina zložená z olivínu (nad 40 % – **dunit**), pyroxénu a amfibolu, akcesoricky sú prítomné aj rudné minerály.

Labradorit – hrubozrnná hlbinná hornina zložená takmer výlučne z Ca-Na živca (labradoritu), obsahuje v malom množstve magnetit a chromit. Na Slovensku sa nevyskytuje. Využíva sa ako dekoratívny kameň s typickými zrnami labradoritu premenlivej modrej farby.

2. VULKANICKÁ ČINNOSŤ – VULKANIZMUS

Výrazným a nevyspytateľným prejavom zemských síl je sopečná (vulkanická činnosť) – vulkanizmus. Vulkanizmom sa v širšom zmysle slova chápu všetky pochody späté s pohybom magmy vo vnútri i na povrchu zemskej kôry. V užšom zmysle slova sú to geologické javy spojené s vystupovaním magmy k zemskému povrchu, ktorú v tomto prípade nazývame láva. Je nápadné, že sa vulkanická činnosť neprejavuje rovnomerne po celom zemskom povrchu,

ale že sa koncentruje len do niektorých úsekov. Sú to najmä pásma alebo oblasti, v ktorých došlo v nedávnej geologickej histórii a dodnes dochádza k rozsiahlym tektonickým pohybom v zemskej kôre. Tieto pohyby sa zvyčajne prejavujú aj zemetrasením. Všetky tieto geologické pochody – rozsiahle hlbinné pohyby zemskej hmoty, zemetrasenie, vulkanizmus navzájom úzko súvisia. Pôvod a zdroj vulkanických je potrebné hľadať predovšetkým v hmote vrchného plášťa a časti zemskej kôry. Zloženie magmy sa pri výstupe k zemskému povrchu čiastočne mení zmenou tlakových a teplotných podmienok prostredia, stratou prchavých zložiek i čiastočnou kryštalizáciou. Prírodnými cestami sú trhliny zemskej kôry zasahujúce až do jej najspodnejších častí. Vystupovaniu magmy k zemskému povrchu aktívne napomáhajú prchavé zložky, plyny a vodná para. Obsah prchavých súčastí určuje zároveň tekutosť magmy.

2.1. Sopečné erupcie a ich produkty

Sopečné erupcie sú najznámejším prejavom sopečnej činnosti. Rozdeľujú sa podľa intenzity na dva základné typy: **efúzívne** a **explozívne erupcie**.

2.1.1. Efúzívne erupcie

Efúzívne erupcie sú charakteristické pokojným výlevom tekutých (nízko viskózne) láv s malým, alebo skoro žiadnym obsahom rozpustených plynov v láve. Dobrým príkladom takéhoto typu erupcií sú havajské sopky.

2.1.1.1. Lávové prúdy, typy láv

Láva je roztavená hornina, ktorá vyteká z krátera sopky počas erupcie v podobe prúdov. Tie predstavujú jeden z najrozšírenejších geologických javov na povrchu našej planéty, pokrývajú vrátane oceánskeho dna až 70% zemského povrchu. Lávové prúdy tvoria až 90 % povrchu planéty Venuše, 50 % povrchu Marsu a najmenej 20 % povrchu Mesiaca.

Chemické zloženie láv sa mení od najkyslejších, povahy ryolitov, cez neutrálne typy andezitového zloženia až k najbázickejším bazaltovým. Ak magma, resp. láva obsahuje veľa (> 65 %) oxidu kremičitého, nazýva sa kyslá. *Kyslé* a *neutrálne lávy* sú spravidla hustejšie a menej tekuté ako lávy bázické (odborne označované ako viskózne). Preto sa rozlievajú pozvoľne a tvoria telesá strmších tvarov (krátke a vysoké lávové prúdy, vysoké kužele, dómy, vytlačené kopy, obelisky a pod.). Kyslé lávy obsahujú veľké množstvo plynov a pár, ktoré sa ťažko predierajú tuhotekutou lávou a preto spôsobujú mohutné *sopečné výbuchy – explózie*. Najčastejším tvarom sopky je stratovulkán. Častý je aj výskyt pyroklastických prúdov, obsahujúcich rozžeravené častice (až 800 °C) a plyny. Tieto prúdy sa pohybujú veľkou rýchlosťou (až do 300 km/h) po svahu sopky a ničia všetko, čo im stojí v ceste. Dobrým príkladom je sopka Pelée v Karibiku, alebo Pinatubo na Filipínach.

Bázické lávy sú menej viskózne ako kyslé a obsahujú malé množstvá SiO_2 (< 45 %), spravidla i menej plynov a pár. Lávy tvorené z bázickej magmy tečú pomerne rýchlo a sú vyvrhované bez extrémnych výbuchov. Vytvárajú tenké lávové prúdy pokrývajúce často rozsiahle územie alebo vytvárajú ploché sopečné kužele. Priebeh sopečnej erupcie je pokojný. Klasickým príkladom sú havajské čadičové sopky Mauna Loa a Kilauea, ktoré majú tvar nízkych, štítových kužeľov so širokou základňou a sklonom svahov od 2° do 10°.

Najväčšia pozemská sopka Mauna Loa na Havajských ostrovoch má pri nadmorskej výške cez 4160 m na úrovni morskej hladiny základňu s rozmermi 119 x 85 km. Pri erupcii r. 1885 vytiekol zo širokého krátera, naplneného lávovým jazerom, prúd riedko tečúcej čadičovej lávy dlhý 72 km, široký 6 až 7 km a hrubý priemerne len 20, maximálne 80 m.

Teploty bázických lávových prúdov sa pohybujú od 1200 °C do 800 °C, kedy už začína takáto láva tuhnúť. Rýchlosť tečenia lávových prúdov je rôzna, väčšinou do 25 km/h, je však závislá aj na sklone povrchu, po ktorom sa lávový prúd pohybuje a viskozite lávy. V priebehu pohybu lávového prúdu sa tvorí na jeho povrchu troskovitá až pevná kôra, ktorá sa triešti a

láme a je unášaná lávovým prúdom. Pod rýchlo utuhnutou troskovou kôrou zostáva láva dlho žeravá. Preto láva prerazí často stuhnutú kôru a vytvára na povrchu prúdu nízke výtlaky nazývané **hornitos**. V čele lávového prúdu a pred ním sa hromadí lávová troska, ktorá sa pokračujúcim pohybom ocitá pod lávovým prúdom (podobne ako pri pohybe pásového traktora). Po odtoku lávy spod povrchovej pevnej kôry vznikajú **lávové jaskyne** a **tunely** vyznačujúce sa výškou až do 10–20 m a dĺžkou niekoľko až desiatok km. V lávových poliach Austrálie boli zistené tunely v dĺžke 15 až 100 km.

Podľa charakteru povrchu lávového prúdu sú vymedzené tieto hlavné kategórie: *Aa láva*, *bloková láva*, *povrazová láva* (pahoe-hoe láva), *podušková láva* (pillow lava).

Aa-láva sa vyznačuje troskovitým povrchom so šípovitými až ihlicovitými výbežkami s ostrohrannými úlomkami („stvrdnutá popraskaná láva“). Pomenovanie Aa-láva pochádza od domorodcov z Indonézie a vyjadruje ich pocity keď po povrchu lávy chodili bosými nohami.

Bloková láva je charakteristická vznikom blokov pri tuhnutí lávy so sklovitým hladkým až drsným povrchom. Obmedzenie blokov je prevažne ostrohranné. Bloková láva môže postihovať celý vertikálny profil lávového prúdu.

Povrazová láva (pahoe-hoe – termín pochádza z Indonézie – „hladká nerozlámaná láva“) sa vyznačuje zvlneným, prevažne hladkým až povrazovitým povrchom, pripomína skrútené spletené lana. Povrchová kôra bráni úniku tepla a plynov a tak si láva tečúca pod povrchovou kôrou udržuje pomerne vysokú teplotu a obsah plynov na dostatočne dlhú dobu a lávové prúdy typu pahoe-hoe, hoci tečú pomalšie ako lávy typu Aa-láva môžu dosahovať vzdialenosti až niekoľko desiatok km.

Poduškové lávy (pillow lava), charakteristické vankúšovitým alebo bochníkovitým tvarom variabilných rozmerov (od niekoľko desiatok cm do niekoľko metrov), vznikajú výlevom lávy do vodného prostredia, najčastejšie morského alebo oceanického. Pri kontakte s vodou povrch lávy okamžite tuhne. Sú opísané tiež prípady vzniku poduškových láv pri vtekaní lávového prúdu do jazera, prípadne rieky a vznikajú tiež pri erupciách pod ľadovcami (Island). Pri priamom pozorovaní podmorských erupcií sa ukázalo, že podmienkou pre vznik poduškových láv je pomalý tok lávy po mierne uklonenom povrchu morského dna.

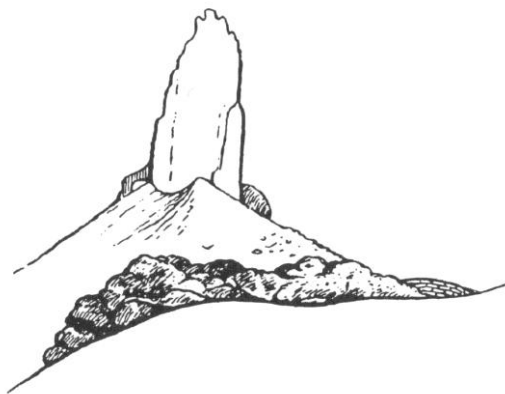
Lávové jazerá. V kráteroch niektorých sopiek sa permanentne nachádzajú jazerá roztavených hornín, bez toho aby eruptovali.

Lávové fontány. Okrem efúzií láv odohrávajúcich sa neexplozívnym spôsobom dochádza k erupciám v podobe lávových fontán, ktoré sú zaraďované až do prechodu k explozívnym erupciám. Erupcie lávových fontán, nazývaných tiež ako „*ohňové fontány*“, sú opisované v mnohých bazaltových vulkánoch na Havajských ostrovoch, na Islande a ďalších miestach. Podmienkou pre vznik lávových fontán je vysoká tekutosť (nízka viskozita) lávy, vysoká teplota a pomerne nízky obsah plynov. Ojedinele dochádza ku vzniku lávových fontán aj pri ryolitových lávach.

2.1.1.2. Extruzívne dómy

Osobitným druhom efuzívnych erupcií je formovanie extruzívnych dómov. Niektoré vyššie viskózne lávy po výstupe na zemský povrch tuhnú relatívne rýchlo, čo zabráňuje ich roztekaniu a namiesto vzniku prúdov sa hromadia nad prírodným kanálom. Vytvorí veľké, popraskané teleso s kupolovitým tvarom – *extruzívny dóm*, ktorý je vo vrchnej časti pokrytý úlomkami hornín a popolom. Niektoré telesá sú strmé až vertikálne a takéto formy označujeme ako **protrúzie** alebo **tholoidy**. Veľmi pekným príkladom takejto protrúzie je Peléejská ihla (**obr.3**). Ak magma utuhne ešte v prírodnom sopečnom komíne, upchá ho, čím sa v ňom zvýši tlak. Narastanie tlaku často spôsobí katastrofickú erupciu – vyvrhnutie množstva veľkých mrakov vulkanického popola, prachu, pyroklastov. Príkladom sopečného dómu je dóm vytvorený erupciou sopky Novarupta na Aljaške. Na Slovensku je príkladom

dómu ryolitové bralo Szabova skala pri Lehôtke pod Brehmi, vytvorené sopečnou činnosťou v tret'ohorách.



Obr. 3 Veža (ihla) z viskózne lávy v kráteri sopky Mont Pelée na ostrove Martinique v Malých Antilách po katastrofickom výbuchu v r. 1902, ktorý zničil mesto Saint Pierre

Pri výbuchu sopky Mont Pelée na ostrove Martinique v Malých Antilách v r. 1902 vychrlil vulkán ohromné žeravé oblaky plynov a vodných pár premiešané sopečným pieskom, ktoré dosahovali výšku až 4 km, pohybovali sa veľkou rýchlosťou po svahu a zničili mesto Saint-Pierre, vzdialené od krátera 8 km. Zahynulo v ňom 30 000 obyvateľov. Andezitová láva, vytlačená tlakom plynov z krátera podobne ako tuhá pasta z tuby, vytvorila strmý obelisk („ihlu“ Pelée), ktorý dosiahol maximálnu výšku 375 m nad hrdlom krátera s priemerom 130 m na jeho päte. Pre podobný typ vulkanických erupcií sa používa pojem **pélejská erupcia** (podľa karibskej sopky Pelée). Jej typickým znakom je produkcia žeravých lavín vulkanického popola a plynov, nazývaná **pyroklastický prúd**. S erupciou tohto typu je spojený aj rast vulkanického dómu v prírodnom magmatickom kanáli. Jeho prepadnutie – kolaps spúšťa **pyroklastické prúdy**. Láva tohto typu erupcie je silne viskózna, ryolitovo-andezitového zloženia.

2.1.2. Explozívne erupcie

Explozívna erupcia je búrlivá, agresívna erupcia. Jej priebeh je ovplyvnený množstvom rozpustených plynov a vodných pár v magme. Počas výstupu magmy z vulkanického komína na povrch sa tieto plyny uvoľňujú a vytvárajú obrovský tlak. Týmto tlakom sú roztavené kusy hornín vyvrhované z krátera. Ak sa k tomu pridá upchaté ústie sopečného kanála, tlak sa postupne zväčšuje, až dôjde k prerazeniu (podobný efekt ako otvorenie fľaše šampanského) a ničivej erupcii sprevádzanej deštrukciou stien vulkánu a vyvrhnutiu obrovského množstva (niekedy až 1 mil. ton) lávy, prachu, popola a iného pyroklastického materiálu do atmosféry (až do výšky niekoľko desiatok kilometrov) v priebehu niekoľkých sekúnd. Sopečná erupcia sa prejavuje aj emisiou obrovského množstva plynov do ovzdušia. Ich zloženie je rôzne, líši sa od jedného vulkánu k druhému. Najväčší výskyt majú vodné pary, potom oxid uhličitý (CO_2) a oxid siričitý (SO_2). Ďalšími sopečnými plynmi sú sulfán (H_2S), chlorovodík (HCl) a fluorovodík (HF). Veľké, explozívne erupcie vyvrhujú spomínané plyny spolu so sopečným prachom až do stratosféry (cca 20 km nad povrch Zeme), čo ovplyvňuje počasie na Zemi: oxid siričitý sa mení na aerosól kyseliny sírovej (H_2SO_4), podobne HCl a HF sa rozpúšťajú vo vode a padajú naspäť na Zem v podobe kyslých dažďov. Vulkanickou aktivitou sa do ovzdušia uvoľňuje ročne 145 – 230 miliónov ton oxidu uhličitého.

2.1.2.1. Typy erupcií

Podľa objemu, správania eruptujúcej lávy a vonkajších prejavov erupcie rozlišujeme nasledujúce typy:

- **havajská** – tečenie lávových prúdov a vytváranie lávových fontán,
- **strombolská** – pravidelné chrenie žeravej hmoty z krátera,
- **plínijská** – veľká explozívna erupcia s obrovským prachovo-popolovým mrakom,
- **vulkánska** – vyvrhovanie kusov pevnej lávy – lávových bômb, balvanov a tvorba popolového mraku tvaru karfiolu,
- **surtseyská** – vznik ostrova priamym stykom vystupujúcej magmy/lávového prúdu s vodou.

Havajská erupcia je relatívne pokojná vulkanická erupcia, pomenovaná podľa erupcií sopiek Havajského súostrovia. Hlavné prejavy takejto erupcie najnižšej intenzity sú **lávové fontány** a pokojný výlev riedkych lát, väčšinou čadičového (bazaltového) zloženia, s nízkym obsahom rozpustených plynov a vysokou teplotou (nad 1000 °C). Pri takýchto erupciách je tiež veľmi nízky obsah vyvrhnutého popola a prachu. Častá forma lávových prúdov po

utuhnutí sú rôzne jazyky, laloky alebo laminárne prúdy. Bazaltová troska vznikajúca pri týchto erupciách sa vyznačuje vysokým stupňom napnenia (póry tvoria 70–85 %) a sklovitosťou. Vďaka svojej nízkej viskozite je prevažujúci vulkanický tvar – *štítová sopka*.

Strombolská erupcia (pomenovaná podľa sopky Stromboli, Liparské ostrovy) je relatívne pokojný typ sopečnej erupcie, charakteristický pravidelným vyvrhovaním žeravých úlomkov a sopečných bômb menšej veľkosti z krátera do blízkeho okolia. Ich dráha letu je pomerne krátka, väčšinou sa vŕšia v okolí krátera a vytvárajú tzv. *troskový kužel*. Celkový objem vyvrhnutých produktov býva malý. Láva vyprodukovaná erupciou strombolského typu je dosť viskózna a často býva „spenená“ v dôsledku úniku rozpustených plynov a pár. Erupcie môžu prebiehať aj niekoľko rokov. Napr. erupcia sopky Paricutín trvala takmer nepretržite po dobu deviatich rokov (1943–1952).

Plínijská erupcia je najničivejší typ sopečnej erupcie. Prvýkrát ju opísal Plínius Mladší v liste v roku 79, počas erupcie sopky Vezuv, počas ktorej zahynul jeho strýko Plínius Starší (ako astmatik sa zadusil sírnymi výparmi počas záchranných prác v okolí Vezuvu). Erupcie tohto typu sa vyskytujú zriedka, za prototyp sa považuje erupcia Vezuvu v roku 79, erupcie Saint Helens v roku 1980 a Santorini v roku 1500 pred n. l. boli tiež rovnakého typu. Je charakteristická vznikom **popolovo-plynného eruptívneho stĺpca**, vysokého stĺpca dymu (siahajúceho až do stratosféry), veľkým množstvom vyvrhnutého materiálu (najmä pemzy a popola) a niekedy aj výskytom pyroklastických prúdov. Objem vyvrhnutého materiálu často prevyšuje kapacitu krátera, preto pri týchto erupciách nastáva jeho deštrukcia a vytvorenie kaldery. Lávy plínijskej erupcie sú značne viskózne a majú až ryolitové zloženie.

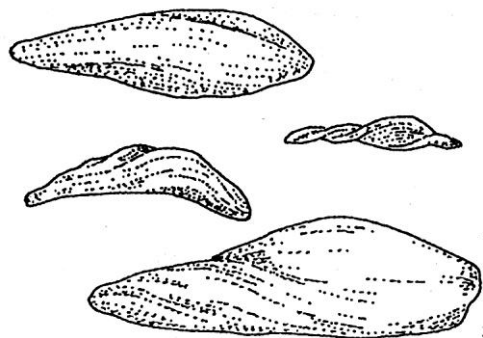
Vulkánsky typ erupcie (odvodené z názvu sopky Vulcano, Liparské ostrovy) označuje sopečnú erupciu explozívneho typu menšej až strednej intenzity, ktorej prejavy popísal taliansky vulkanológ Giuseppe Mercalli, prítomný pri erupciách Vulcana v rokoch 1888 – 1890: „...ako delostrelecká paľba s dlhými intervalmi...“ Viskózna magma prevažne bazaltovo-andezitového zloženia s vyšším obsahom rozpustených plynov, často aj väčšieho množstva vodných pár pochádzajúcich z odparenej podzemnej vody, je vyvrhovaná z krátera v dlhších, pravidelne sa opakujúcich intervaloch. Jej vyvrhnuté produkty sú často pevné (*tefra* a *pyroklasty*), sú sprevádzané mrakom tvaru karfiolu, tvoreného plynmi a množstvom popola a často sú uložené v širokom okolí sopky.

Surtseyský typ erupcií (nový typ v rámci *freatomagmatických erupcií* – vulkanická aktivita podmienená priamym stykom vystupujúcej magmy alebo lávového prúdu s vodným zdrojom) – po vynorení nad hladinu vulkánu Surtsey vznikol nový ostrov pri južnom pobreží Islandu. V priebehu každej explózie boli vyvrhované masy **tefry** (islandský výraz pre zmes popola, trosiek a bômb) v podobe výtryskov „čiernych chvostov“, v ktorých boli bloky a úlomky žeravej lávy a čierny popol. Vyvrhovaný materiál dosahoval výšku až niekoľko km. Po jeho páde bol ukladaný na vynorenom povrchu vulkánu v podobe zvrstvených tufov, trosiek a bômb pod úklonom 20–35°.

Freatomagmatické erupcie sú vyvolané priamym stykom vystupujúcej magmy alebo lávového prúdu s vodným zdrojom. Zdroj vody sa môže nachádzať pod zemským povrchom v horninovom prostredí (podzemné vody alebo vodou nasýtené sedimenty), alebo vodný zdroj je na povrchu (jazero, rieka, morská voda, prípadne voda z ľadovcov). V prípade, že vodné pary nie sú prítomné v pôvodnej magme, ale táto pri výstupe narazí na podzemné vody, vplyvom vysokých teplôt sa voda vyparí a vzniknutá para je motorom explózie. Vodná para spôsobuje prudkú fragmentáciu lávy (rozdelenie na útržky), nasleduje erupcia tejto zmesi popola, vodných pár, žeravých útržkov lávy a takáto erupcia sa nazýva **freatická**, ak je vo vyvrženinách prítomné väčšie množstvo roztaveného materiálu, tak **freatomagmatická**. Freatické erupcie sú jedny z najničivejších sopečných erupcií. Za takúto erupciu sa považuje aj výbuch sopky Krakatoa v roku 1883.

2.1.3. Pyroklastický a úlomkovitý materiál

Vulkanická aktivita sa spravidla ohlasuje slabým zemetrasením. Prvou fázou sopečných erupcií sú väčšinou *sopečné výbuchy – explózie*. Do vzduchu sú vymršťované útržky žeravej lávy i pevných hornín, premiešané parami a plynmi. Nazývajú sa *úlomkové (sytké) sopečné vyvrhliny – pyroklastiká* (z gréčtiny pyr = oheň, klao = lámam, rozbíjam). Lávové častice sa rýchlo ochladzujú tuhnú väčšinou sklovito a majú pórovitú textúru. Po dopade zostávajú voľné alebo sú druhotne spevnené (lávou, tmelom a pod.). Podľa veľkosti sa rozlišujú:



Obr. 4 Príklady vulkanických bômb – vyvrhnuté časti lávy získali pri prelete vzduchom aerodynamický tvar.

sopečné bloky a balvany – nepravidelné hranaté alebo zaoblené kusy lávy a iných hornín, rádovo metrovej veľkosti,

sopečné bomby – útržky rádovo decimetrovej veľkosti a často bizarných tvarov (kyjovité, slzovité, vretenovité), ktoré vznikli tuhnutím lávových útržkov za súčasnej rotácie vo vzduchu (**obr. 4**),

lapilli – (z latinského *lapilli* = kamienky), zaoblené pórovité útržky lávy veľkosti rádovo niekoľko milimetrov až centimetrov, často napadajú v okolí sopiek v niekoľko metrovej hrúbke,

sopečný piesok – častice do veľkosti 1 až 2 mm, tvorené väčšinou mikropórovitým sklom,

sopečný popol alebo **prach** – veľmi jemné, väčšinou mikroskopické častice vulkanického skla.

Sopečné balvany a bomby majú spravidla drsný povrch, pripomínajúci niekedy rozpukanú chlebovú kôrku. Množstvo pyroklastík vychrlené všetkými činnými sopkami je obrovské a ročne predstavuje asi 6 miliárd ton týchto sopečných hmôt. Zhruba 90 % pyroklastík padne v najbližšom okolí vulkanických centier, okolo 10 % je zanesené na veľké vzdialenosti. Oblaky žeravého popola premiešané plynmi a prehriatou parou vystupujú do výšky až 40 km. Tvoria v susedstve krátera skazonosné oblaky (žeravé mračná), ktoré sa rýchlo valia po svahoch a ničia všetko živé. Pri katastrofálnych explóziách Vezuviu r. 79 n. l., alebo sopky Mt. Pelée r. 1912 zahynula väčšina obyvateľov postihnutých miest zadusením žeravým mrakom. Roznos vulkanického popola je rýchly a dosahuje podľa intenzity vzduchových prúdov niekedy rýchlosti 80–100 km/h. Pri explózii Krakatau v úžine medzi Sumatrou a Jávou roku 1883 boli vynesené najjemnejšie popolové častice do výšky 70–80 km a obehli celú zemeguľu. Explóziou sopky Katmai r. 1912 bolo vynesených okolo 20 km³ sopečného popola.

Z úlomkových sopečných vyvrženín vznikajú nové horniny sopečného alebo zmiešaného vulkanicko-sedimentárneho pôvodu, nazývané vulkanoklastické (pyroklastické) sedimenty. Bývajú často dokonale vrstevnaté, najmä jemnozrnné druhy. Ich tmel tvorí niekedy láva, väčšinou však býva sedimentárneho alebo chemogénneho pôvodu. Sopečné balvany a bloky uzavreté v láve dávajú vznik aglomerátovým lávam (z lat. *agglomerare* = pevne spájať). Z drobnozrnných pyroklastík vznikajú **tufy**, ktoré tvoria taktiež niekedy medzernú hmotu – tmel v aglomerátoch. Sopečný piesok a popol sa ukladá často vo vodnom prostredí a býva premiešaný ílovitopiesčitou hmotou zo suše (terigénneho pôvodu). Tak vznikajú **tufity** – jemnozrnné a spravidla tenko vrstevnaté sedimenty. Obsahujú často, podobne ako tufy, organické zbytky, napr. odtlačky častí rastlín, kosti, vápnité schránky, polohy diatomitov a pod.

Pyroklastické prúdy sú zmesi žeravého prachu, plynov a popola (teplota až 800 °C), ktoré sa obrovskou rýchlosťou (150 km/h) rútia dolu úbočím stratovulkánov do značnej diaľky a ničia všetko čo im príde do cesty.

Bahenné prúdy – lahary (termín pochádzajúci z Indonézie), sú zmesou bahna, sopečného popola a kamenia, ktoré stekajú po svahoch veľkou rýchlosťou do značných diaľok (aj 50 km). Lahary sa tvoria najčastejšie ak je vrchol sopky pokrytý snehom ktorý sa topí pri erupcii, ak je sopečný kráter vyplnený jazerom alebo ak v oblasti explozívnej erupcie sa vyskytujú silné zrážky.

Vrchol činnnej Poľany bol pravdepodobne pokrytý snehom. Pri erupciách, keď stúpala teplota, sa snehová čiapka rozpustila a voda stekala často silným prúdom dolu. Zmiešala sa s nespevnenými horninami a vytvárala aj niekoľko kilometrové bahenné prúdy. Jeden zo zachovalých bahenných prúdov – laharov sa zachoval pri obci Zolná, kúsok od Zvolena. Lahary pokryli vegetáciu, ktorá sa často nachádza vo forme skamenených zvyškov. Nezriedka sú bahenné prúdy náleziskom pekných prekremených driev – takzvaných drevných opálov. Zachovaný lahar pri Zolnej bol veľmi dlhý, od Poľany je vzdialený takmer 20 kilometrov. Je svedkom veľmi intenzívnej sopečnej činnosti.

Pyroklastické prúdy a lahary sú vďaka svojej pohybovej energii veľmi nebezpečné (niekedy viac ako samotná láva – sú totiž omnoho pohyblivejšie): žeravý prúd pyroklastík pri výbuchu sopky Pelée v roku 1902 zabil asi 30 000 ľudí na v meste Saint-Pierre na Martiniku, lahárový prúd zo sopky Nevado del Ruiz v Kolumbii zasa pochoval pod osemmetrovou vrstvou popola a bahna mesto Armero spolu s 25 000 obetami.

2.1.4. Formy a štruktúry vulkánov

Štítový vulkán alebo štítová sopka je sopka so širokou základňou, s miernym stúpaním vulkanického svahu, nízkym uhlom náklonu úbočia. Výborným príkladom miest, kde sopky vyvrhujú obrovské množstvá rýchlo tečúcich láv, čím budujú hory tvaru štítu sú Havajské ostrovy a Island. Štítové vulkány sú formované bazaltovou lávou s nízkou viskozitou, ktorá má tendenciu roztekať sa do šireho okolia. Lávévé prúdy dosahujú značnú dĺžku (napr. najdlhší lávový prúd – 120 km v priemere vyprodukovala sopka Mauna Loa). Štítové sopky sú najväčšie sopky na Zemi (čo sa týka objemu materiálu) – Mauna Loa na Havajských ostrovoch je najobjemnejšia hora na Zemi (75 000 km³). Sú známe aj z iných planét slnečnej sústavy.

Troskovými kužeľmi sa označujú menšie (40–400 m vysoké) sopky nadobúdajúce tvar kužeľa, ktoré sú tvorené explozívnymi erupciami trosiek a pyroklastík. Ich výška je oproti iným formám malá, obvykle sa stávajú neaktívnymi po krátkej dobe. Niekedy erupujú len raz. Zvetrávaním obnažené prírodné kanály troskových kužeľov vyplnené lávou alebo vulkanickými brekciami sa označujú ako **nek** (typickými príkladmi nekov je napr. Kalvária v Banskej Štiavnici a Šomoška).

Nek Šomoška pri južnej štátnej hranici s Maďarskom prechádza pri východnom okraji do lávového prúdu s výraznou stĺpcovou odlučnosťou nazvanou „kamenným vodopádom“. Na vrchole bazaltového neku je sčasti rekonštruovaný stredoveký hrad Šomoška, ktorý okrem kamenného vodopádu je ďalšou turistickou atrakciou.

Tufové prstence, tufové kužele a maary

Vznik a vývoj tufových prstencov, tufových kužeľov a maarov sa odohráva opakovanými erupciami v suchozemskom prostredí, prípadne v plytkovodnom jazernom prostredí, alebo v morskom prostredí v pobrežnej zóne. Hlavným typom vulkanickej aktivity sú *freatické a freatomagmatické erupcie* vyvolané stykom vystupujúcej magmy s podzemnou alebo povrchovou vodou (jazernou, morskou), prípadne s vodou nasýtenými sedimentmi.

Tufové prstence sa vyznačujú kruhovitým až zhruba eliptickým nízkym tufovým valom (výška do 50 m) obklopujúcim centrálnu priehlbínu. Kruhovitý val tvorí pyroklastický materiál (tufy, trosky) ako aj nevulkanický materiál z podložných hornín vynesенý na povrch a uložený v podobe vrstiev v rámci tufového valu s úklonmi do 25°. Centrálna priehlbina je zhruba v úrovni okolného terénu alebo niekoľko metrov až desiatok metrov nad jeho úrovňou.

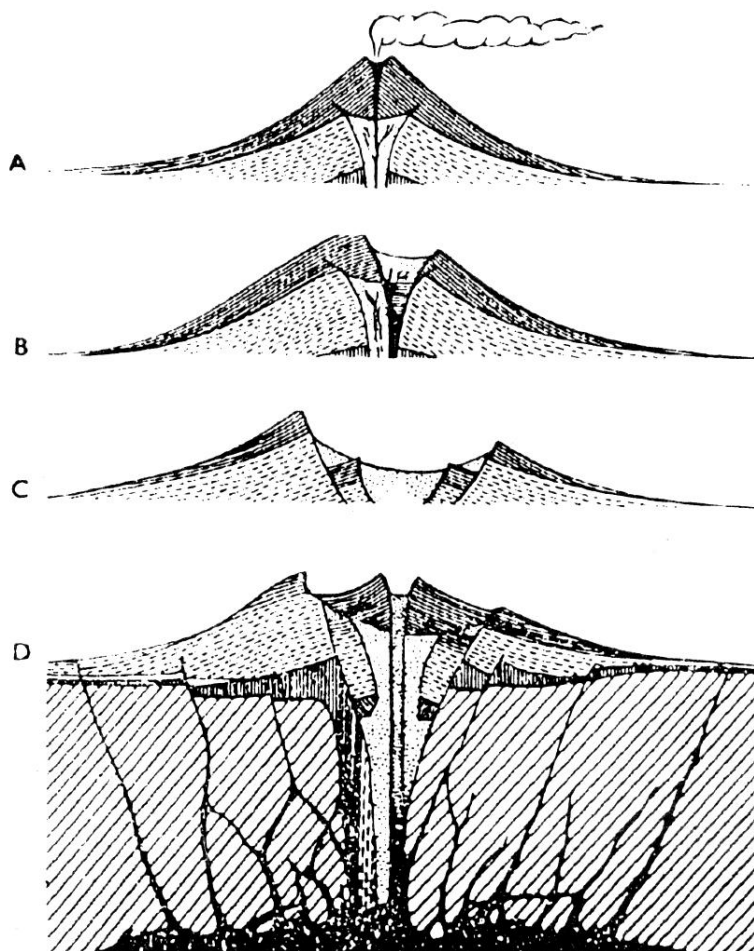
Tufové kužele sa vyznačujú väčšou výškou v porovnaní s tufovými prstencami, strmšími úklonmi vrstiev na svahu kužeľa (viac ako 25°) budovaných jemnozrnnými až hrubozrnnými (lapillovými) tufmi.

Maary predstavujú misovité depresie vyhlbené na povrchu podložných hornín do hĺbky niekoľko desiatok metrov až do 500 m pod úrovňou okolného terénu. Vznikli plynnými

výbuchmi (*explozívne krátery*) a sú vyplnené úlomkami hornín vytrhnutých pri explózii z okolia alebo sypkými vulkanickými hmotami, prípadne lávou. Centrálna priehlbina je pri okrajoch obklopená kruhovitým tufovým valom. Polohy tufov sa často striedajú s polohami vulkanických bômb, trosiek a balvanov. Po ukončení vulkanickej aktivity je centrálna depresia často zaplnená maarovým jazerom v ktorom sa vyvíja organický život (napr. maar pri obci Pinciná). Výplne vulkanických prírodných kanálov k maarom sa nazývajú **diatrémy** (napr. diatréma Hajnačka na južnom Slovensku).

Príkladom diatrém sú aj diamantonosné lievikovité tzv. „trubky“ (pipes), známe z južnej Afriky, Ruska (Jakutska), Linhorka v Českom stredohorí. Tieto sopúchy majú nepravidelne oválny tvar a smerom do hĺbky sa zužujú. Sú vyplnené vulkanickou – komínovou brekciou bázických vulkanitov – kimberlitov, ktoré bývajú materskou horninou diamantov. Na Slovensku sa v blízkosti diatrémy Hajnačka našli drobné zrníčka zafírov (drahokamová modrá odroda korundu).

Stratovulkány (nazývajú sa aj zložené vulkány) sú vysoké vrchy (napr. Andské sopky patria medzi najvyššie na Zemi), ich stavba je tvorená striedaním sa vrstiev pyroklastík a lávových prúdov. Stratovulkány sú formované explozívnyimi erupciami. Andezitová alebo ryolitová láva je viskóznejšia a preto nemá tendenciu roztekať sa dod'aleka ako pri štítových sopkách a utuhne už na svahu. Dobrým príkladom takéhoto typu sopiek je Fudžisan v Japonsku. V súčasnosti už neaktívne sopky, ktoré sa na území Slovenska a okolitých krajín vytvárali v priebehu neogénu, majú stratovulkanickú stavbu. Stratovulkánmi je tvorený sopečný pás okolo celého Pacifiku, ktorý sa nazýva aj Ohnivý kruh.

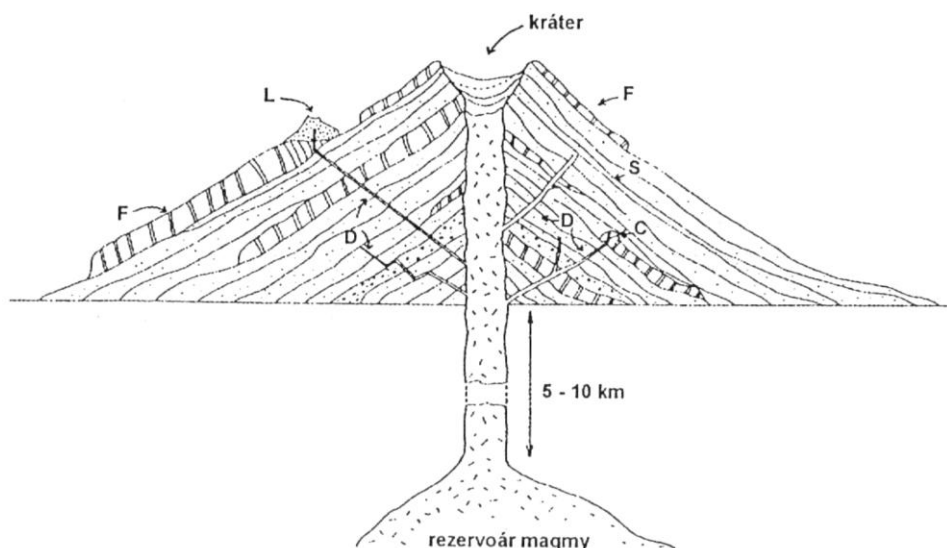


Obr. 5. Schéma vzniku zložitého stratovulkánu: A – pôvodný jednoduchý stratovulkán, B – stratovulkán s čiastočne deštruovaným vrcholom, C – stratovulkán po katastrofickom výbuchu s rozmetanou časťou vrcholu a vzniknutou kalderou, D – zložitý stratovulkán s novovzniknutým sopečným kužeľom (dcérskou sopkou) v kaldere

2.1.4.1. Stavba sopky

Sopka sa skladá z troch hlavných častí:

- a) *sopečného komína* – sopúcha, prírodného kanálu, ktorý má zhruba valcovitý tvar zasahujúci do hĺbky a spája rezervoár magmy (magmatický krb) s kráterom,
- b) *sopečného kráteru* – lievikovitej priehlbiny, ktorou vyúsťuje komín na povrch a býva často vyplnený tekutou alebo utuhnutou lávou,
- c) *vlastného sopečného telesa*, ktoré vzniklo navrššením vulkanických hmôt okolo kráteru a má tvar kužeľov, kopulí, plochých štítov, alebo príkrovov, menej často tvar vytlačených kôp, stĺpov, alebo štíhlych obeliskov, lávových ihiel.



Obr. 6 Idealizovaný vertikálny rez stratovulkánom. D – dajky, L – bočný kužeľ, F – lávové prúdy, bodkovaná výplň – polohy vulkanoklastík

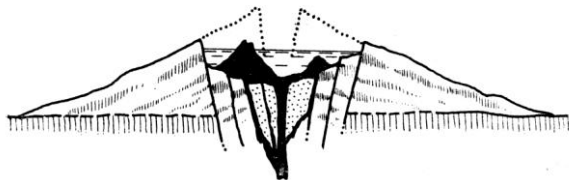
Sopečný kráter je často vytvorený už v navrššených sopečných produktoch. Niekedy má tvar jednoduchej lievikovitej priehlbne, hlavne ak vznikol jednorázovou sopečnou erupciou, alebo slabšími opakovanými erupciami. Inokedy má kráter zložitú stavbu, ktorá je dielom periodicky sa opakujúcej sopečnej činnosti sprevádzanej mohutnými explóziami.

Veľké, až niekoľkokilometrové priehlbne na vrchole sopiek sú tzv. **kaldery**. Sú to kotlovité útvary, ktoré vznikali počas niekoľkých etáp mohutnými sopečnými explóziami, prepadnutím vrcholu sopky, v niektorých prípadoch aj dlhodobou eróziou a denudáciou sopečného telesa. Príkladom *explozívnej kaldery* je priehlbina sopky Bandai San v Japonsku. Vznikla v r. 1888 v priebehu 15 až 20 explózií. Pri nich bol rozmetaný vrchol zo severnej časti sopky. Na jej mieste vznikol veľký amfiteáter s plochou takmer 4,5 km a výškou stien viac ako 365 m. Láva sa pri explózii neobjavila.

Zložitejší je vznik kaldier prepadnutím sopečného vrcholu – *sopečné zaklesnutia*. Ich príčinou môžu byť zmeny v hlbinej stavbe sopky, napr. rýchle vyprázdňovanie magmatického krbu tým, že si láva vytvorila nové výstupové cesty na úbočí sopky, alebo zmenami v jeho tvare. Takto dochádza k prelomeniu stropu magmatického rezervoáru a prepadaniu centrálnych častí sopky.

Príkladom je kaldera sopky Katmai na Aljaške, ktorá vznikla pri obrovských explóziách r. 1912. Na mieste kužeľovitého vrcholu sopky sa vytvorila priehlbina s priemerom 3 až 4 km a 600 až 1100 m hlboká. Značná časť jeho hmoty bola pohltená magmou a vynesená sopečnými výbuchmi v podobe sypkých sopečných vyvrženín. Explózia Katmai bola spôsobená hlavne plynmi uvoľnenými z kyslej lávy, ktorá však na povrch vytiekla len z trhliny na úbočí sopky. Kaldery dosahujú aj veľké rozmery, napr. v japonskej sopke Ata to predstavuje 25 x 12 km, v stratovulkáne Banská Štiavnica 22 x 18 km. Kalderu vyhasnutej sopky Mt. Mazama v Oregone (USA) vyplňa známe kráterové jazero, dosahujúce hĺbku až 650 m. Kaldery sú charakteristickými krajinnými útvarmi

sopečných oblastí. V dobách vulkanického pokoja, ktoré môžu trvať aj celé storočia, zarastajú mohutnou vegetáciou a sú intenzívne osídľované celými obcami s desiatkami tisíc obyvateľov (kaldera sopky Aso, Japonsko, mesto Banská Štiavnica). Niektoré sú vyplnené jazerom, iné zaplavené morom. K zbytkom zaplavenej kaldery patrí Santorin v Egejskom mori. Trosky jeho obodového valu predstavujú jeden väčší a dva malé ostrovy usporiadané do kruhu. V centre kaldery sú drobné ostrovčeky vzniknuté v historických dobách erupciami andezitových láv.



Obr. 7 Prierez zaklesnutou (prepadnutou) kalderou starej sopky Monte Mazama (Oregon, USA), vyplnenou jazerom Crater Lake. Z jazera sa vynára mladý sopečný kužeľ Wizard Island.

Obnovením sopečnej aktivity vyrastajú vo vnútri kaldier mladšie vulkanické kužele, ktorých býva aj niekoľko. Pri erupciách veľkých sopiek vznikajú na ich svahoch často vulkanické trhliny, dlhé niekedy až niekoľko km. Z nich vyteká láva a tvorí bočné lávové prúdy. Preplynená láva si razí niekedy najkratšiu cestu na povrch, vytvára bočné komíny a na svahoch sopiek vznikajú vedľajšie, alebo **bočné (parazitické) kužele**. Na úbočí Etny na

Sicílii ich je okolo 200, z ktorých sú niektoré vysoké až cez 100 m.

K charakteristickým povrchovým tvarom sopiek patria taktiež **barrancos** – radiálne usporiadané hlboké erozívne ryhy. Vznikli výmoloňovou činnosťou mohutných bahenných prúdov za katastrofálnych dažďov sprevádzajúcich sopečné výbuchy.

2.2. Aktivita sopiek

Dôležitým znakom vulkanickej činnosti je jej periodicita. Pri väčšine známych sopiek sú obdobia sopečnej aktivity, ktoré trvajú niekedy len niekoľko dní, vystriedané obdobím dočasného pokoja. Doba prerušenia činnosti je väčšinou rôzna, niektoré sopky však majú relatívne pravidelné opakovanie erupcií. Jedna z najaktívnejších sopiek Kľučevská na Kamčatke za posledných 3000 rokov eruptovala viac ako 100krát, slabšie erupcie sa opakovali po 7, silnejšie po 26 rokoch. Jej prvá historicky zaznamenaná erupcia pochádza z roku 1697. Vezuv bol po známej katastrofálnej erupcii r. 79 n. l. takmer 500 rokov v kľude. Sopku označujeme za činnú, **aktívnu**, ak jej aktivita (prienik lávy a sprievodných plyných produktov a vodných pár, zemetrasenie) je pozorovateľná aj v súčasnosti, resp. prebiehala v nedávnej, historickej dobe. Ak jej aktivita súvisí s geologickou minulosťou, hovoríme o **vyhasnutom**, prípadne driemajúcom vulkáne. To či je sopka činná, spiaca alebo vyhasnutá nie je vždy možné jednoznačne určiť, vulkanológovia k tomuto poznatku prichádzajú dlhodobými pozorovaniami a výskumom.

Sopka v Yellowstone sa v súčasnosti prejavuje častými zemetraseniami a hydrotermálnou činnosťou bez vulkanických erupcií, tak by sa mala považovať za spiacu. Pravidelne však vybuchuje raz 500 000–650 000 rokov. Vulkán Puy de Dôme vo Francúzskom stredohorí, kde posledná erupcia prebehla v roku 5760 pred n. l. by sa mal považovať za aktívny, aj keď vulkanizmus už v tejto oblasti vôbec neprebíha. Svet už zažil viacero tragédií, keď boli zničené mestá pri výbuchu sopky považovanej za vyhasnutú. Najstaršia je azda tragédia, ktorá sa odohrala v antických Pompejách, kde výbuch Vezuvu, do vtedy považovaného za neaktívnu sopku, zničil mesto Pompeje, ako aj ďalšie mestá v okolí.

2.3. Sprievodné javy sopečnej činnosti (výrony plynov, horúce pramene, gejzíry)

Významnou zložkou vulkanických hmôt sú plyny a pary. Obrovské množstvá prchavých látok sa uvoľňujú pri sopečných výbuchoch a ich výrony sú charakteristické pre etapu doznievania vulkanickej činnosti. Záverečnú fázu vulkanickej činnosti tvoria výrony (emanácie, exhalácie, z lat. *exhalare* = *vydychovať*) plynov a pár a vývery horúcich vôd. Prejavujú sa už v závere vulkanickej aktivity, najmä však v období jej prerušenia, ktoré môžu trvať storočia. Sú charakteristické i pre oblasti, v ktorých vulkanická činnosť dávno ustala. Plyny a pary neunikajú len z kráteru sopky, ale i z trhlín po jej obode a často v celom

širokom okolí. S vlastným vulkanizmom sú priamo spojené *plynné emanácie*, tzv. **fumaroly** (latinsky fumus – dym). Objavujú sa už v závere sopečných erupcií a majú vysokú teplotu, až do 800 °C (najteplejšie fumaroly majú len malý obsah vodných pár – suché fumaroly). Ich teplota spravidla klesá s časovým odstupom a vzdialenosťou od erupcie. Fumaroly obsahujú okrem prehriatych vodných pár HCl i prchavé chloridy, SO₂, a pary sírnych zlúčenín, CO₂, N, H₂S, metán CH₄, ďalej pary kyseliny boritej a fluorovodíkovej HF a pod. Rýdzo postvulkanické sú **solfatary** – exhalácie vodných pár a plynov hlavne sírnych (H₂S, SO₂) a CO₂. Ich sublimáciou sa tvoria povlaky síry a niektorých solí pri Solfatare na Flegrejských poliach pri Neapole. Solfatary majú teplotu len okolo 100 až 200, zriedkavo do 400 °C. Ešte chladnejšie (spravidla do 20 až 30, ojedinele do 100 °C) sú exhalácie CO₂, zvané **mofety**. Pretože je tento plyn ťažší ako vzduch, hromadí sa na dne jaskýň a v údoliach, kde je nebezpečný pre život zvierat a ľudí (Psia jaskyňa pri Neapole, Údolie smrti na Jáve, Roklina smrti v Yellowstonskom národnom parku). Ďalším postvulkanickým prejavom sú *vývery teplých a horúcich prameňov* (tzv. **termy**). Okrem CO₂ obsahujú taktiež rozpustené rôzne minerálne látky, takže patria väčšinou k minerálnym vodám. Poklesom teploty a uvoľnením rozpusteného CO₂ pri vývere týchto vôd klesá ich rozpúšťacia schopnosť. Preto sa z nich zrážajú povlaky, kôry alebo celé vrstvy chemických sedimentov, hlavne uhličitanu vápenatého (v podobe aragonitu a travertínov) alebo kyslíčnika kremičitého (tzv. **gejzírit, limnokvarcit**). Vývery horúcich vôd nazývame **žriedla**. Niekedy vystrekuje stĺpec horúcej vody premiešaný parou a kyslíčnikom uhľičitým do výšky niekoľkých desiatok metrov a tvoria tak **gejzíry**. Vodné erupcie bývajú často prerušované. Ich príčinou sú zmeny tlaku a tým aj bodu varu vody naplňujúcej prírodný kanál gejzíru.

Gejzíry sú známe z vulkanických oblastí Kamčatky a Nového Zélandu. V Yellowstonskom národnom parku ich vyviera okolo 85, okrem niekoľkých tisícov horúcich prameňov. Horúce vody vulkanických oblastí často rozkladajú susedné horniny, najmä sypké vulkanické produkty, a menia ich na horúce bahná s teplotou 80 až 90 °C. Tie upchávajú prírodné trhliny vulkanických plynov a pár, na ktorých potom dochádza k nízkym explóziám preparených a preplyných bahien. Tak vznikajú bahenné kužele alebo bahenné sopky. Dosahujú väčšinou výšku len do 1 až 2 m, sú hojné na Kamčatke, Islande i v iných vulkanických oblastiach.

2.4. Praktický význam vulkanizmu

Vulkanické produkty sú cennými **stavebnými surovinami**. Kompaktné vulkanické vyvreliny slúžia na výrobu stavebných a dekoračných kameňov, obkladových materiálov, dlažby, štrku, drviny a kameniva do betónov. Niektoré druhy čadiča sú spracovávané na **tavený čadič** (liate rúry, dlažby, chemicky odolné obklady ai.) a na izolačné hmoty (čadičové vlákna, napr. Nobasil). Tavený čadič je surovina, ktorá sa takmer výlučne využíva na environmentálne aplikácie predovšetkým vo forme tzv. kamennej vlny, ktorá má vynikajúce tepelnoizolačné vlastnosti. Pórovité čadičové lávy sú vyhľadávanou surovinou na výrobu mlecích kameňov pre papierne, jemne pórovité pemzy na výrobu brúsnych hmôt a brusov. Vulkanické lapilly sa používajú do ľahkých betónov, podobne ako aj niektoré tufty. Mäkké vulkanické tufty sa dajú rezať na ľahké stavebné tvárnice. Na výrobu odľahčených stavebných hmôt slúžia aj pórovité druhy vulkanického skla s obsahom vody (perlit, pemza). **Sopečné sklo – perlit** je použiteľné po úprave ako tzv. *expandovaný perlit*. V tomto procese sa zrnitostne upravená surovina vystaví po dobu niekoľkých sekúnd teplote okolo 1000 °C, pri ktorej dôjde k expanzii materiálu a rapídному zníženiu jeho mernej hmotnosti (efekt prípravy kukuričných pukancov). Takýto materiál má vynikajúce tepelné a zvukové izolačné vlastnosti, je nenahraditeľný v stavebníctve ako ľahký stavebný materiál, má široké použitie v poľnohospodárstve a na filtračné účely. Osobitným prípadom použitia upraveného expandovaného perlitu je použitie ako sorbenta (pohlčovač) ropných látok, ktoré sa zachytia na jeho povrchu. Je vlastne jedinou plávajúcou látkou, ktorá je schopná efektívne odstraňovať ropné látky z povrchu vodných plôch. Niektoré druhy tufov majú vhodné hydraulické vlastnosti a sú vyhľadávanou cementárenskou surovinou. Jemné sopečné sklá sú podobne ako

rozložené (bentonizované) tufy výbornými sorbentami a majú široké uplatnenie v potravinárskom, naftovom, cukrovarníckom priemysle ai. Bentonitové tufy a tufity sa využívajú ako pojivo syntetických zlievárenských alebo ako tesniaci materiál pri injektáži. Používajú sa taktiež aj pri spevňovaní stien razených banských diel a na výplachy vo vrtnej technike.

S vulkanickou činnosťou sú spojené ložiská rôznych nerastných surovín, napr. síry (Taliansko, Čile, Japonsko), kyseliny boritej – sassolínu, ktoré sa tvoria hlavne postvulkanickou činnosťou, ale aj mnohé ložiská hydrotermálnych rúd zlata, striebra, olova zinku, medi, ai. Vulkanické pochody sú zdrojom obrovskej energie, ktorú zatiaľ využívame len v nepatrnej miere. Jedná sa predovšetkým o plyny a pary a ich tepelnú a kinetickú energiu. Na výrobu elektrickej energie sa využívajú prehriate vulkanické pary hlavne v Taliansku (Larderello v Toskánsku, Flegrejské polia) a na Novom Zélande. Na vykurovanie skleníkov a sídlisk sa využívajú najmä horúce pary na Islande, v Kalifornii a na Kamčatke.

*V oblasti Žiarskej kotliny došlo premenou ryolitových tufov účinkom vulkanických plynov a roztokov ku vzniku **bentonitov**. Tieto obsahujú ílové minerály (kaolinit, montmorillonit), zeolity a ďalšie minerály, ktoré predstavujú významné a vyhľadávané suroviny, najmä v stavebníctve a keramickom priemysle. Z horúcich prameňov bohatých na SiO₂ po ich ochladení vznikali v jazernom prostredí **limnokvarcity** (lokalita pri Bartošovej Lehôtke). Pri obci Kalinka je ložisko rýdzej **síry** ťažené v minulosti (teraz opustené). V oblasti Slanských vrchov ako výsledok postvulkanickej činnosti nachádzame žilky **drahého opálu** vo vulkanických horninách na lokalite Dubník. Pre svoje nezvyčajné farebné vlastnosti bol drahý opál na tejto lokalite vyhľadávaný a ťažený najmä pre zhotovenie šperkov už v staroveku.*

Environmentálne použitie zeolitov využíva predovšetkým výnimočné sorpčné a iónovymenné vlastnosti. Zeolitové sorbenty sú vhodné na sorpciu rádioaktívnych izotopov, hlavne Cs a Sr. Po sorpcii je rozšírená imobilizácia izotopov tzv. vitrifikáciou čiže čiastočnou premenou zeolitovej suroviny na sklo zahriatím na teplotu tavenia zeolitu. Tým sa izotopy zabudujú do veľmi stabilnej a odolnej silikátovej taveniny. V poľnohospodárstve sú zeolity vhodným nosičom a prirodzeným dávkovačom hnojív, ale aj chemikálií používaných na ošetrovanie plodín. Súčasne najperspektívnejšie využitie zeolitov je ako ekologické hnojivo zmiešaním s fosfátom a vytvorením samočinne fungujúceho dávkovacieho systému. Známe sú prídavky zeolitov do potravy pre poľnohospodárske zvieratá.

Íly je možné využiť ako sorbenty rôznych látok (napr. sorpcii rádioaktívneho Cs). Majú nezastupiteľnú úlohu pri vytváraní tzv. inžinierskych bariér proti šíreniu nežiadúcich látok v prostredí.

Alginit vzniká zmiešavaním ílových produktov rozkladu bazaltového vulkanického skla s veľkým obsahom organickej hmoty riasového pôvodu. Aplikčný význam **algitu** spočíva hlavne v použití ako tzv. ekologického hnojiva, keďže organická hmota viazaná sorpčnými vlastnosťami ílov nepodlieha rýchlej degradácii, ale umožňuje postupné čerpanie rastlinami. Perspektívne, ale zatiaľ málo preskúmané sú možnosti aplikácie ako sorbenta toxických látok.

3. VULKANIZMUS SLOVENSKEJ ČASTI ZÁPADNÝCH KARPÁT

Vulkanická činnosť prebieha na Zemi od jej najrannejších štádií po súčasnosť. V Západných Karpatoch nie je situácia odlišná. Produkty vulkanickej činnosti v rôznej podobe nachádzame takmer vo všetkých obdobiach ich vývoja. Pred tým ako si predstavíme vulkanizmus v Západných Karpatoch je potrebné vysvetlenie niekoľkých pojmov, ktoré počas tejto kapitoly budeme používať.

Vulkanity sa členia podľa rôznych kritérií. Najuniverzálnejším členením je členenie podľa veku a tohto princípu sa pridržíme aj v tejto kapitole. Najstarším vulkanitom z obdobia starohôr a starších prvohôr sa nebudeme venovať. Vulkanické horniny s týchto najstarších období sa zložitým geologickým vývojom zmenili na metamorfované horniny – bazalty (čadiče) a andezity sa zmenili na amfibolity a ryolity sa premenili na rôzne druhy rúd. Postupne vulkanizmus mladších prvohôr, vulkanizmus druhohôr a nakoniec najmladší vulkanizmus mladších treťohôr a štvrtohôr. Starší prvohorný a druhohorný vulkanizmu

budeme označovať termín paleovulkanizmus a jeho produkty **paleovulkanity**. Mladý tret'ohorný a štvrtohorný vulkanizmus budeme označovať slovom **neovulkanizmus** a jeho produkty ako **neovulkanity**.

3.1. Vulkanizmus prvohôr

K najstarším vulkanitom Západných Karpát, ktoré si ešte zachovali pôvodný vulkanický vzhľad patria vulkanity z obdobia mladších prvohôr. Vulkanity tohto obdobia nachádzame prakticky vo všetkých jadrových pohoriach. Vulkanizmus mladších prvohôr mal rozmanitý charakter, čo poukazuje aj na to, že vulkanizmus prebiehal na súši aj pod morskou hladinou. Pre vulkanizmus, ktorý prebiehal na kontinente sú charakteristické kyslé vulkanické horniny – ryolity. Prejavy tohto typu vulkanizmu nachádzame v Považskom Inovci, Malých Karpatoch, Tríbeči, Malej Fatre, Slovenskom rudohorí a v Zemplínskych vrchoch.

Na viacerých miestach Malých Karpát (napr. v okolí Lošonca, Sološnice, Smoleníc, Klokoča a Petrklína), Nízkych Tatier (Kvetnica pri Poprade, Malužiná) sa nachádzajú charakteristické horniny čiernej a sivej farby s dutinkami vyplnenými živcami, kalcitom a niekedy aj achátom. Tieto horniny sa kedysi označovali ako melafýry alebo tiež podľa ich mandľovcovej štruktúry ako mandľovce. V skutočnosti ide o bazalty a andezity, ktoré vznikali pri rozsiahlych podmorských výlevov láv na konci mladších prvohôr. Typické mandľe sú vlastne póry, ktoré vznikali počas úniku plynov z tuhnúcej lávy. Minerály ako kremeň, kalcit, achát vznikli vyzrážaním z mineralizovaných roztokov, ktoré kolovali lávovými prúdmi až po ukončení vulkanickej činnosti. Okrem uvedených minerálov mandlí vznikali vyzrážaním z hydrotermálnych roztokov aj žily barytu a rúd.

3.2. Vulkanizmus druhohôr

Počas druhohôr bola prakticky celá oblasť Slovenska zaliata morom. Charakteristickým geologickým procesom v tomto období bol vznik usadených hornín a v závere druhohôr v období kriedy to bola výrazná horotvorná tektonická aktivita, počas ktorej sa sformovala časť dnešnej stavby Západných Karpát. Vulkanická aktivita sa výraznejšie prejavila v oblasti tzv. vonkajších západných Karpát, na území Moravy, a v oblasti tzv. vnútorných Západných Karpát. Vulkanizmus v centrálnej časti Západných Karpát nebol v tomto období veľmi aktívny, ale aj tu máme niekoľko zaujímavých výskytov.

V Centrálnej časti Západných Karpát sa prejavy vulkanickej činnosti nachádzajú ako drobné výskyty prakticky vo všetkých pohoriach. Známe sú výskyty báziických vulkanitov Malých Karpatoch, v Považskom Inovci, v Strážovských vrchoch, v Malej a Veľkej Fatre, vo Vysokých aj Nízkych Tatrách. Pre všetky výskyty je spoločné, že na ich horninovej náplni sa podieľa alkalický bazalt a vulkanizmus prebiehal pod morskou hladinou. Produktmi tohto vulkanizmu sú lávové prúdy (niekedy aj s povrazovými lávami, tzv. pahoehoe lávami), poduškové lávy, pyroklastické horniny a zriedkavejšie sa vyskytujú aj intruzívne telesá (dajky).

Alkalické bazalty obsahujú veľa sodíka. Sodík je dôležitý prvok, pretože ovplyvňuje schopnosť magiem alebo láv tiecť. Takže ak magma obsahuje viac sodíka je tekutejšia. Magma alkalického zloženia s vyšším obsahom alkalických prvkov vzniká hlboko pod zemským povrchom vo vrchnom plášti v hĺbke 70 až 100 km. Pretože je takáto magma tekutejšia ako iné druhy magiem, môže veľmi ľahko a rýchlo vystúpiť, prakticky bez zastavenia, až na zemský povrch kde sa rozlieva.

3.3. Vulkanizmus tret'ohôr a štvrtohôr

V období mladších tret'ohôr (v neogéne) a v počiatočných obdobiach štvrtohôr (v kvartéri) na vnútornej strane horského oblúka Karpát prebiehala intenzívna vulkanická aktivita. Jej výsledkom bol postupný vznik vulkanických pohorí v oblasti stredného Slovenska, severného Maďarska a stredného Rumunska ako aj reťaz vulkanických pohorí,

ktorá sa tiahne z oblasti východného Slovenska (Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy) cez juhozápadnú Ukrajinu do severného a východného Rumunska.

3.3.1. Neogénny vulkanizmus na území stredného Slovenska

Na území stredného Slovenska vulkanická činnosť začala v období pred približne 16 mil. rokmi. V tomto období bola južná časť Slovenska a severná časť Maďarska zaplavená plytkým morom a nachádzala sa v subtropickom pásme. Morské prostredie preniklo úzkym zálivom až do oblasti dnešnej Žiarskej kotliny a oblasti Handlovej. Andezitová magma vystupujúca po zlomoch bola zdrojom extruzívneho vulkanizmu z viacerých rozptýlených centier na morskom dne ako extruzívne dómy na južných okrajoch Krupinskej planiny. Severnejšie vývoj extruzívnych dómov prebiehal v kontinentálnom suchozemskom prípadne jazernom prostredí. Pri východnom okraji stredoslovenských neovulkanitov sa vyvíjal rozsiahly **stratovulkán Javorie**. Severnejšie od neho vznikol menší **stratovulkán Poľana**, vyznačujúci sa kalderou s rozmermi 5 x 4 km. V severnej časti stredoslovenských neovulkanitov v oblasti Kremnických vrchov vznikol systém na sebe naložených vulkánov následne vzniku rudných žíl kremnického rudného poľa. Ich ťažba už v období stredoveku podmienila založenie a rozvoj kráľovského banského mesta Kremnica. Pri severozápadnom okraji neovulkanického regiónu je **stratovulkán Vtáčnik** uložený v nadloží sedimentov uhoľného ložiska pri Handlovej a Prievidzi.

V centrálnej až juhozápadnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu sa rozkladá najrozsiahlejší **stratovulkán Štiavnický**. Jeho vulkanické horniny pokrývajú plochu cez 2 200 km² a svojimi rozmermi je najväčším vulkánom v strednej Európe.

Východne od okraja stredoslovenského neovulkanického regiónu v západnej časti Veporských vrchov sa nachádzajú zvyšky vulkanických a intruzívnych hornín andezitového **veporského vulkánu**. Jeho pravdepodobné centrum sa nachádzalo severozápadne od Tisovca.

3.3.2. Neogénny vulkanizmus východného Slovenska

Počiatky vulkanickej aktivity na východnom Slovensku sú zaznamenané v podobe ryolitových tufov v morských sedimentoch v oblasti Prešova, neskôr sa vo východoslovenskej panve uložili už hrubé súvrstvia ryolitových tufov s hrúbkou niekoľko sto metrov a popolovo-pemzové sedimenty v morských sedimentoch. Produkty tohto typu vulkanizmu vyplňali spolu s treťohornými sedimentami

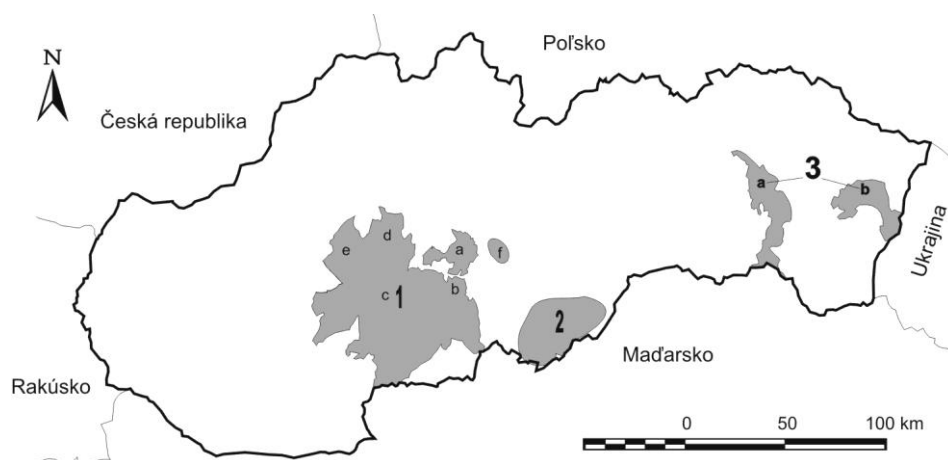
Andezitový a ryolitový vulkanizmus sa prejavil v oblasti Zemplínskych vrchov. Vulkanická aktivita andezitového vulkanizmu sa naplno rozvinula až vznikom **vulkanickej reťaze Slanských vrchov** pri západnom okraji Východoslovenskej panvy. Stavbu Slanských vrchov tvorí reťaz menších pyroklastických vulkánov a stratovulkánov, z ktorých najvýznamnejšie sú **zlatobanský stratovulkán** a južnejšie stratovulkány **Makovica**, **Strechový vrch**, **Bogota** a stratovulkán **Veľký Milič** pri štátnej hranici s Maďarskom.

Pri severovýchodnom okraji Východoslovenskej panvy vznikla reťaz andezitových stratovulkánov **Vihorlatských vrchov**, ktorá pokračuje ďalej na územie Ukrajiny a východného Rumunska. Najvýznamnejšie stratovulkány pohoria **Vihorlat**, **Morské Oko**, **Diel a Popriečny** sú budované prevažne lávovými prúdmi, menej pyroklastickými horninami. Najvyšším vrcholom Vihorlatských vrchov je Vihorlat s kótou 1075 m, podľa ktorého pohorie dostalo svoje pomenovanie.

3.3.3. Bazaltový vulkanizmus v období neogénu až kvartéru

Po skončení aktivity andezitového a ryolitového vulkanizmu nasledovala na území Slovenska a severného Maďarska vulkanická činnosť bazaltov. Zvyšky tohto vulkanizmu v podobe rozptýlených telies (lávové prúdy, neky a troskový kužeľ s lávovým prúdom) sa nachádzajú v oblasti stredného Slovenska v rámci územia na ktorom prebiehal predtým

andezitový a ryolitový vulkanizmus. Vo väčšom merítke sú však zvyšky tohto vulkanizmu zastúpené na území južného Slovenska v oblasti Lučenskej kotliny, v okolí Fiľakova a Cerovej vrchoviny.



Obr. 8 Výskyt neogénnych vulkanitov na Slovensku (1 – stredoslovenské: a – Poľana, b – Javorie, c – Štiavnické vrchy, d – Kremnické vrchy, e – Vtáčnik, f – veporský vulkán; 2 – juhoslovenské; 3 – východoslovenské: a – Slanské vrchy, b – Vihorlat)

3.3.3.1. Oblasť stredného Slovenska

Bazaltový nek vrchu Kalvária pri Banskej Štiavnici predstavuje výplň vulkanického prívodu (kanála) k povrchovému vulkánu, ktorý bol denudáciou odstránený.

Bazaltový vulkán Pútikov vršok pri Novej Bani (južne od Hrona) je tvorený troskovým kužeľom (kóta 477) a lávovými prúdmi bazaltu. Lávové prúdy sa pohybovali od okraja troskového kužeľa na sever do doliny Hrona kde pokryli jeho štrkovú terasu a prehradili jeho tok. Hron však túto prekážku odstránil a v súčasnom období je na ľavom brehu Hrona odkrytá stena s bazaltovými prúdmi a lávovými brekciami (rozšírená lomom). Stavbu kužeľa tvoria bazaltové trosky, lapillové tuffy a bazaltové bomby. Pútikov vršok je našim najmladším vulkánom. Radiometrický vek určený K/Ar metódou je 250 000 rokov a podľa posledných datovaní termoluminiscenčnou metódou jeho vek je okolo 120 000 rokov a odpovedá kvartéru).

3.3.3.2. Oblasť južného Slovenska

Staršie bazaltové horniny na južnom Slovensku tvoria zvyšky lávových prúdov pri severnom okraji Lučenskej kotliny, maar pri obci Pinciná (východne od Lučenca) a skupinu maarov západne od obce Jelšovec (cca 7 km juhozápadne od Lučenca). Koncom treťohôr, v neogéne, v Lučenskej kotline prevládalo jazerné prostredie, do ktorého vyúsťovali rieky tečúce od severu. Do tohto prostredia stekali zo severu lávové prúdy a vyvíjali sa v ňom maary.

Koncom treťohôr až začiatkom štvrtohôr sa mladšia vulkanická aktivita bazaltového vulkanizmu koncentrovala prevažne v južnej časti Lučenskej kotliny a v priestore Cerovej vrchoviny. Vulkanická aktivita prebiehala v suchozemskom prostredí. Klenbovitá stavba tvorená staršími neogénnymi sedimentmi bola postupne rozbrázdnená hlbokými zárezmi – paleodolinami odvodňovaných na sever do centrálnej časti Lučenskej kotliny.

V priebehu vulkanickej aktivity sa sformovali početné troskovité kužele a pri ich úpätí vznikali opakovanými výlevmi lávové polia a pokrovy (Dunivá hora, Pohanský vrch a lávový pokrov pri úpätí skupiny troskových kužeľov Veľký, Malý Bučen a Okrúhlica pri Fiľakove).

Okrem troskových kužeľov vznikali aj početné *tufové kužele a maary* (pri Hodejove, Fiľakove, Hajnačke).

Maar Kostná dolina – sa nachádza cca 15 km juhovýchodne od obce Hajnačka pod severným svahom kóty 409,3 Matrač. Maar sa vyznačuje plochým až mierne misovitým reliéfom a jeho tvar je eliptický s rozmermi cca 580 x 370 m. Maar je pozoruhodný bohatými nálezmi kostí, najmä cicavcov. Maar po svojom vzniku bol

narušený riečnym tokom a zaplavený menším prietočným jazierkom. Pozostatky uhynutých smädných zvierat, vplyvom výronov vulkanických plynov (najmä CO a CO₂) ako prejavov postvulkanickej činnosti, boli následne zakryté jazernými pieskami a tak „konzervované“ pre budúce paleontologické bádanie. Paleontológovia na tejto lokalite určili kosti panvy, opice, hyeny, drobných hlodavcov, ďalej mastodontov, nosorožcov, tapírov a ďalších. Lokalita bola vyhlásená za chránenú prírodnú pamiatku a svojím významom bola zvolená ako typová lokalita európskeho kontinentálneho neogénu.

Maar Fiľakovo – hradný vrch reprezentuje denudačný zvyšok vnútorného svahu maarovej štruktúry budovaný striedaním jemnozrnných a hrubozrnných lapillových hrdzavohnedých tufov. Tufové vrstvy uložené na vnútornom svahu maaru sú uklonené cca 15–20° na juhozápad až západ v smere do predpokladaného centra maaru. Na vnútornom svahu v dôsledku nestability uloženého materiálu vznikali časté sklzy porušujúce vrstvy tufov. Na vrchole skalného brala je sčasti rekonštruovaný stredoveký hrad (prvé zmienky o hrade a osídlení pod hradom sú z roku 1246 a 1255. Hrad prešiel početnými rekonštrukciami, v roku 1451 ho obsadil husitský hajtmán Ján Jiskra, v roku 1554 ho dobyli Turci a udržali ho až do roku 1593. Hrad bol zničený po obsadení vojskami Tökölyho v roku 1682.

Použitá literatúra:

- Hovorka D., 1990: Sopky. Vznik, produkty, dôsledky. Veda, Vyd. SAV, Bratislava.
- Kolektív, 1986: Anatomie Země, Albatros, Praha.
- Prokešová R., 1998: Základy všeobecnej geológie, Vysokoškolské skriptá, FPV UMB, Banská Bystrica.
- Schmincke H. U., 2004: Volcanism. Springer – Verlag, Berlin.
- Vass D., Beláček B., 2000: Geológia, Vysokoškolské učebné texty, TU Zvolen.
- Záruba Q., Vachtl J., Pokorný M., 1974: Základy geologie a petrografie pro stavební fakulty, SNTL Alfa, Bratislava.

Autori: RNDr. Stanislav Jeleň, CSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Norbert Hudec
Vydal: IUVENTA – Slovenský inštitút mládeže, Bratislava 2010