

Úloha I.P ... uff, to je vedro

10 bodů; průměr 7,14; řešilo 86 studentů

Možná jste si všimli, že sopky na Zemi nemají univerzální tvar – navzájem se mohou dost lišit. Srovnajte například fotografie havajské sopky Mauna Loa a italského Vesuvu. Liší se nejen strmostí stěn, ale i stylem erupcí. Obě tyto vlastnosti úzce souvisí s viskozitou magmatu. Jak viskozita magmatu ovlivňuje styl a nebezpečnost erupcí? Souvisí to nějak s geografickou polohou sopek?

Jindrovi už hrabe ze studia „věd“ o Zemi.

V zadání je zmíněno, že sopky nemají všechny stejný tvar. Od toho se odrazíme. Například havajská sopka Mauna Loa má mírný sklon svahu, v poměru ke své výšce se rozprostírá po široké ploše. Oproti tomu italský Vesuv nebo japonská Fudži mají typický kuželovitý tvar, jaký si často laikové představí, když se řekne „sopka“.



Obr. 1: Erupce havajské sopky Mauna Loa v roce 1984. Čedičová láva je vyvrhována do výšky v řádu maximálně desítek metrů a odtéká pryč. (Zdroj: B. Serbert. <https://www.nps.gov/havo/learn/nature/mauna-loa-1984.htm>)

Tvar sopky úzce souvisí se stylem erupcí a s vlastnostmi magmatu. Mauna Loa a sousední Kilauea leží nad havajskou horkou skvrnou (termín „horká skvrna“ si vysvětlíme později) a produkují čedičové lávy¹. Jelikož čedičová láva má obecně malou viskozitu ($1 \cdot 10^1$ až $1 \cdot 10^2$ Pa·s, asi jako kečup), vzniká štítová sopka s povlnným sklonem svahů. Vesuv a Fudži se nacházejí v místech podsouvání oceánské zemské desky pod kontinentální.

V takových oblastech vzniká magma andezitického složení, které je o jeden až dva řády viskóznější ($\sim 1 \cdot 10^3$ Pa·s) než bazaltické magma. Vyšší viskozita znesnadňuje únik rozpuštěných plynů.² Z bazaltického magmatu bublinky snadno uniknou, erupce čedičových sopek proto nebývají příliš výbušné (viz obrázek 1), láva se poklidně rozlévá do okolí.

Naproti tomu natlakované bublinky ve viskóznějším andezitickém magmatu způsobují explozivní erupce, při kterých kromě výtoku lávy dochází i k vyvrhování pevných částic. Kužel sopky je tvořený střídajícími se vrstvami utuhlé lávy a spadných sopečných usazenin a nazývá se stratovulkán.

¹Oba názvy „magma“ i „láva“ označují roztavenou horninu. Rozdíl je v poloze. Magma se říká tavenině pod povrchem země, zatímco láva je magma vyvržené na povrch.

²Jde o podobný efekt jako při otevření limonády. Při stoupání magmatu k povrchu klesá tlak a tím pádem i rozpustnost plynů – uvolní se bublinky.

Dělení vyvřelých hornin

Pro lepší pochopení tématu je vhodné se alespoň trochu vyznat v geologii a ve vyvřelých horninách. Vyvřelá hornina je taková, která vznikla krystalizací z taveniny. Vyvřelé horniny, které vznikají ztuhnutím lávy na povrchu země se nazývají výlevné vyvřelé horniny. Minerály ve výlevných horninách tvoří malé, často okem nepostřehnutelné krystalky, protože prudký pokles teploty nedává zárodkům krystalů čas k růstu.

Ne všechno magma tuhne po sopečných erupcích na vzduchu. Ve skutečnosti většina roz-tavených hornin zkrystalizuje už pod zemí a k povrchu se nikdy nedostanou. Tyto hlubinné vyvřelé horniny mají hrubší krystalickou strukturu, názorným příkladem je žula se svými rozpoznatelnými krystaly křemene, živců a slídy.

Někdy se ještě vyděluje mezistupeň žilných vyvřelých hornin, které vznikají z magmatu, jež si prorazilo v okolní skále úzkou cestu a tuhne v žíle. Odvod tepla je rychlejší než z velkého hlubinného tělesa magmatu, avšak pomalejší než na vzduchu. Krystaly mají střední velikost, bývají však viditelné pouhým okem.

Tak mohou existovat horniny, které mají sice stejné chemické složení, avšak jinou fyzikální strukturu, a proto mají i různé názvy. Povrchovým ekvivalentem hlubinné žuly je světle šedý či načervenalý ryolit. Hlubinným ekvivalentem tmavé vyvřelé výlevné horniny čediče (bazaltu) je gabro.

Jiným důležitým kritériem pro rozdělení vyvřelých hornin je obsah křemíku, potažmo oxidu křemičitého SiO_2 . Z historických důvodů se horniny s vysokým obsahem oxidu křemičitého (> 65 hm. % SiO_2) nazývají kyselé a horniny s nízkým obsahem oxidu křemičitého (42 až 52 hm. % SiO_2) zásadité (bázické). Horniny se středním obsahem SiO_2 jsou podle tohoto názvosloví neutrální a horniny ještě zásaditější než zásadité (v zemské kůře vzácné) se jmenují ultrabázické. Tyto názvy nemají nic společného s kyselostí a zásaditostí, jak je známe z chemie.

Známostou kyselou vyvřelou horninou je žula. Ta se skládá z minerálů křemene (čistý SiO_2), draselných a sodnovápenatých živců (taktéž ve své krystalické struktuře obsahují hodně křemíku) a slídy. Příkladem neutrální horniny je andezit, který se skládá ze sodnovápenatých živců a menšího množství křemene, amfibolů, slídy, pyroxenů případně i olivínu.

Příkladem bázické horniny je čedič (bazalt), který se skládá ze sodnovápenatých živců, pyroxenů a olivínu. Pyroxeny a olivíny sice taktéž obsahují křemík, ne však v takovém množství jako křemen nebo živce. Příkladem neutrální horniny je andezit, který se skládá ze sodnovápenatých živců a menšího množství křemene, amfibolů, slídy, pyroxenů případně i olivínu.

Zemská kůra a litosféra

Ze školy si pamatujeme pojmy zemská kůra a litosféra. Oba označují nejsvrchnější vrstvu zemského tělesa. Už však nemusí být jasné, jaký je mezi nimi rozdíl. Rozhraní zemské kůry a pláště je dělení podle chemického složení. Kontinentální zemská kůra se skládá převážně z kyselých hornin, žul, oceánská zemská kůra je hlavně bazaltová, ale svrchní zemský plášť je složen z ultrabázické horniny peridotitu.

Litosféra a astenosféra je dělení na základě fyzikálních vlastností. Litosféra jsou tuhé horniny, které se deformují elasticky. Litosférické desky „plavou“ na astenosféře, což jsou tuhé horniny chovající se plasticky díky vysoké teplotě v hloubkách. Litosféra zahrnuje celou zemskou kůru a zasahuje i do horních vrstev zemského pláště.

Tavení složených látek

Za jakých podmínek se může hornina roztavit? Než si přímo zodpovíme tuto otázku, musíme se podívat na tavení nehomogenních pevných látek. Horniny se skládají z více minerálů a různé minerály mohou mít různé teploty tání.

Znamená to, že minerál s nejnižší teplotou tání se začne tavit jako první, když teplota dostatečně vystoupá? Ne, hornina se začne tavit už při nižší teplotě a začnou se tavit minimálně dva minerály zároveň.

V každém systému, kde jsou při teplotě tání v kontaktu pevná fáze a kapalná fáze³ téže chemické látky a kde neodebíráme ani nepřidáváme teplo, se ustanoví dynamická rovnováha.

Molekuly z pevné látky se uvolňují do kapaliny a naopak molekuly z kapaliny krystalizují na povrchu pevné látky. Počet molekul jdoucích jedním směrem se rovná počtu molekul, které jdou opačným směrem. Makroskopicky se jedná o rovnovážný stav.

Klíčovou termodynamickou veličinou, kterou musíme sledovat, je Gibbsova volná energie

$$G = U + pV - TS, \quad (1)$$

kde U je vnitřní energie, p je tlak, V je objem, T je teplota a S je entropie. Diferenciál Gibbsovy energie je

$$dG = dU + p dV + V dp - T dS - S dT,$$

kam můžeme z prvního termodynamického zákona dosadit $dU = \delta q - p dV$, kde q je teplo, čímž dostaneme

$$dG = \delta q - T dS + V dp - S dT.$$

O kusu horniny v hlubinách Země můžeme předpokládat, že se vždy nachází v rovnováze se svým okolím. Jelikož změny teploty a tlaku na geologických škálách jsou pomalé, platí $dp = 0$ a $dT = 0$, a tudíž výraz pro infinitezimální změnu Gibbsovy energie se zredukuje na

$$dG = \delta q - T dS.$$

Hornina v rovnováze s okolím zaujme stav s nejnižší Gibbsovou energií. Proč? Pokud se hornina v rovnováze už nachází, platí rovnost pro změny v rovnovážném stavu $\delta q = T dS$.

Pokud kus horniny v rovnováze není, platí Clausiova nerovnost $\delta q < T dS$. Gibbsova energie tudíž bude klesat, dokud se hornina nedostane do rovnováhy, kdy je Gibbsova energie minimální.

Člen $U + pV$ v rovnici (1) je entalpie $H = U + pV$. To je ekvivalent vnitřní energie pro přesuny tepla při stálém tlaku. Jestliže dodáme látce teplo za stálého objemu, vzroste o stejnou hodnotu její vnitřní energie. Jestliže teplo dodáme za stálého tlaku, vzroste o stejnou hodnotu entalpie látky.

Teoretičtí fyzikové radši pracují s vnitřní energií (protože se s ní snadněji počítá), praktikové rádi používají entalpii (protože se snadněji měří).

Aby byla Gibbsova energie co nejnižší, systém se pokusí zaujmout stav s co nejnižší entalpií a co nejvyšší entropií. Tyto dva požadavky jsou však protichůdné. Nízká entalpie je podmíněna

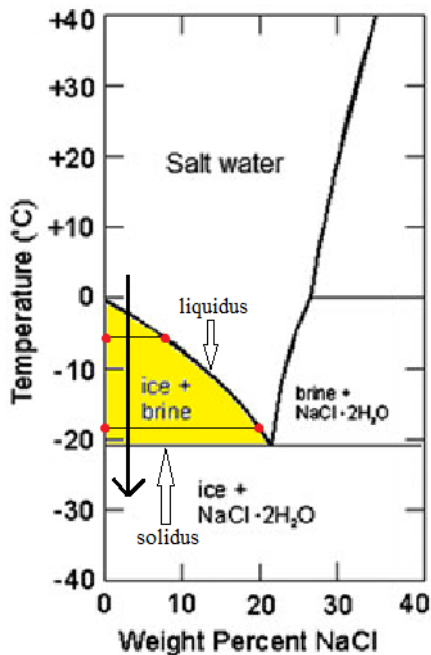
³Část systému, která se liší od ostatních částí jak chemicky, tak fyzikálně, se nazývá fáze. Například voda a olej jsou dvě fáze. Stejně tak voda a led nebo grafit a diamant jsou dvě fáze téže chemické látky.

nízkou teplotou, ale ta znamená nízkou entropii a naopak. Pevné látky mívají nízkou entalpii, avšak také nízkou entropii. Kapaliny mají vyšší entalpii i entropii a plyny ještě víc.

Ke skupenské přeměně může dojít, když se Gibbsovy volné energie obou skupenství rovnají. Vezměme si například vodu za atmosférického tlaku. Teplota tání je $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Při $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ mají led i kapalná voda stejnou Gibbsovu energii, proto obě skupenství mohou existovat současně. Například ale při $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ by hypotetický led měl vyšší Gibbsovu energii než kapalná voda, proto je rovnovážným skupenstvím vody při této teplotě kapalina.

Přidání příměsi do čisté kapaliny změní entalpii a podstatně zvýší entropii, Gibbsova energie se sníží a tím pádem poklesne i teplota tání. Toho se využívá například při zimním solení silnic, kdy sůl sníží bod tání vody a nedojde tak k námraze nebo k nahromadění sněhu. Teplotu tání však nemůžeme snížit libovolně.

Například pro směs soli a vody lze dosáhnout minimální teploty tání $-21,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ při 23,3 hm. % soli. Směs s nejnižší možnou teplotou tání se nazývá eutektická. Neeutektické směsi začínají tuhnout vždy při vyšší teplotě.



Obr. 2: Fázový diagram tuhnutí směsi vody se solí. Anglický výraz „brine“ označuje solný roztok. (Zdroj: S. M. Badawy. *Laboratory freezing desalination of seawater*, Desalination and water treatment (2015), upraveno)

Schéma, jak tání a tuhnutí závisí na složení, můžeme nakreslit do fázového diagramu teplota vs. složení. Křivka, nad kterou je všechnen materiál kapalný, se nazývá liquidus. Podobně křivka, pod kterou je všechna látka v pevném skupenství se nazývá solidus. Obě křivky jsou vyznačeny v obrázku 2.

Při tuhnutí eutektické směsi vody se solí se vytvoří dvě fáze – čistý led s minimem soli a dihydrát chloridu sodného $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Jak by ale probíhalo tuhnutí neeutektické směsi? Vezměme si vodu s trošičkou rozpuštěné soli.

Jak jsme zmínili výše, led začne krystalizovat až při nižší teplotě než 0°C . Jde o čistý led. Molekuly H_2O jsou tak přednostně odstraňovány z roztoku, čímž roste koncentrace soli ve zbylé kapalině a dále se snižuje teplota tuhnutí. Musíme stále odebírat teplo, aby mohl krystalizovat další led. Systém se nyní skládá ze dvou fází, ledu a solného roztoku.

Obě fáze mají rozdílné chemické složení od počátečního roztoku. Kdybychom v tuto chvíli fáze oddělili, získali bychom led (čisté H_2O) a koncentrovanější solný roztok než byl původní. Rovnovážné složení roztoku při dané teplotě můžeme zjistit z toho, kde vodorovná čára protne liquidus (pravá červená tečka v obrázku 2).

Až když složení kapaliny dosáhne eutektického složení, další odebrání tepla nesníží teplotu, ale způsobí krystalizaci eutektické směsi. Po utužení je pevná látka opět složena ze dvou fází, krystalků ledu a dihydrátu chloridu sodného, a celá dohromady má stejné chemické složení jako původní roztok.

Při zahřívání pevné látky probíhá celý proces opačně. Jakmile bychom naši směs ledu s dihydrátem soli zahřáli na $-21,2^\circ\text{C}$, růst teploty by se zastavil. Další dodávané teplo se bude spotřebovávat na skupenskou přeměnu a vznik eutektické kapaliny.

První eutektická směs se vytvoří v místech kontaktu krystalků ledu s dihydrátem chloridu sodného. Až roztaje dostatek vody, v níž se rozpustí všechna sůl, bude při dalším dodávání tepla stoupat teplota. Současně s tím se budou rozpouštět zbylé krystalky ledu a budou snižovat koncentraci soli v kapalině. Při teplotě blízké 0°C roztaje poslední led a nám zbude slabý solný roztok.

Tavení hornin

Navzdory populárním představám nejsou horniny v zemském plášti tekuté⁴. Mají sice vysokou teplotu (1 300 až 1 400 $^\circ\text{C}$, ale kvůli obrovskému tlaku v hlubinách se netaví.

V důsledku vysoké teploty jsou však tyto horniny v plastickém stavu. Podobně jako plastelína se pod tlakem deformují. Dochází k difuzi atomů v krystalech a ke vzájemnému posouvání krystalických zrn. Horniny pláště „tečou“ jako kapalina s viskozitou $1 \cdot 10^{20}$ až $1 \cdot 10^{21}$ $\text{Pa} \cdot \text{s}$ ⁵, nicméně stále mají zachovanou krystalickou strukturu. Jde o pevnou látku.

Průběh teploty směrem do nitra Země je na všech místech velice podobný. Do hloubky 100 až 150 km stoupá teplota s hloubkou přibližně jako $25^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$. Hluběji je kvůli vyrovnávání tep-

⁴Vnější zemské jádro je sice roztavené, avšak jeho materiál se nemísí s pláštěm a nikdy se nedostane na povrch.

⁵To je nepředstavitelně vysoká viskozita podobná viskozitě skla nebo pianové struny, avšak na geologických časových škálách se deformace projeví.

lot konvekčním prouděním pozvolnější teplotní gradient $0,6 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$. Teplota se tam pohybuje okolo $1400 \text{ }^\circ\text{C}$ a tlaky se pohybují v řádu jednotek gigapascalů (podle hloubky).

Teplota tání s hloubkou taktéž vzrůstá a vždy je vyšší než přirozená teplota podle geotermálního gradientu. Jak se tedy mohou horniny přirozeně roztavit?

Známe tři způsoby vzniku magmatu.

- **Adiabatický vzestup horniny.** Ze zemského pláště může stoupat materiál konvekčním pohybem. Pokud horninové těleso stoupá příliš rychle, nemá čas vyrovnat teplotu s okolím a chladne adiabaticky. Adiabata má však mírnější pokles teploty než přirozený gradient a může protnout solidus. Toto se děje na divergentních okrajích litosférických desek – tam, kde vyniká nová oceánská kůra.
- **Příměs vody v hornině snižuje teplotu tání.** V oceánské kůře se nachází mnoho hydratovaných minerálů. Při subdukcii oceánské desky do hlubin dojde k restrukturalizaci minerálů, voda se uvolní, vystoupá do vyšších vrstev pláště, kde její přítomnost sníží teplotu tání. Takto vznikají andezitická magmata.
- **Roztavení při kontaktu s místem s vysokou teplotou.** Na některých místech rozhraní zemského jádra a pláště dochází k silnému ohřevu pláště. Mechanismus vzniku takové nerovnováhy není dosud přesně znám. Každopádně horký materiál stoupá konvekci. Toto magma se sice nedostane až na povrch, pod litosférou se „rozplácne“, ale jelikož má vyšší teplotu, začne tavit nad ní ležící horniny pláště. Taková oblast se nazývá horká skvrna.

V zemském nitru není dostatek tepla, aby došlo k úplnému roztavení horniny. Skupenské teplo tání tomu brání. Magmata proto obvykle mají eutektické složení. Velice často bývá magma tvořeno směsí taveniny a pevných krystalků.

Křemík ovlivňuje viskozitu

Každá vyvřelá hornina byla kdysi roztaveným magmatem. Právě obsah křemíku vysoce ovlivňuje viskozitu taveniny. Kationty křemíku Si^{4+} vytváří pevnou strukturu se čtyřmi anionty kyslíku O^{2-} uspořádanými do vrcholů čtyřstěnu.

Tato skupina $[\text{SiO}_4]^{4-}$ má čtyři elektrony navíc, které u atomů kyslíku dychtivě čekají na jiné atomy či molekuly, s nimiž by mohly vytvořit vazbu. Skupiny SiO_4 se velmi ochotně spojují navzájem.

V čedičovém magmatu s menším obsahem křemíku se čtyřstěny $[\text{SiO}_4]^{4-}$ vyskytují osamoceně nebo v malých skupinkách. Jenže v magmatu žulového složení se čtyřstěny spojují do řetězců, do 2D a 3D struktur a tím zvyšují viskozitu magmatu o několik řádů. Viskozita magmatu výrazně ovlivňuje styl erupcí.

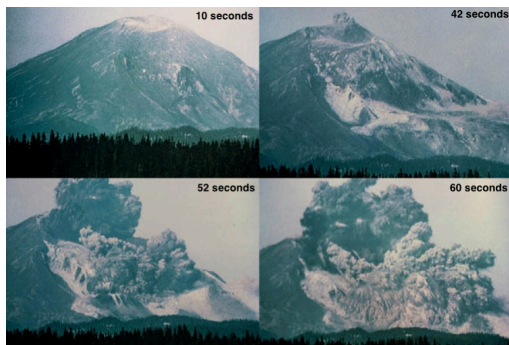
Typy sopečných erupcí

Magma není tvořeno jen roztavenou horninou a případně neroztavenými krystalky, v magmatu se nachází i množství rozpuštěných těkavých látek, hlavně H_2O a CO_2 . Když magma stoupá k povrchu, s klesajícím tlakem se snižuje rozpustnost, a tak se začínají tvořit bublinky. V málo viskózním čedičovém magmatu můžou bublinky celkem volně cestovat, spojovat se, a nakonec vystoupat na povrch, kde volně uniknou.

Ve viskóznějším andezitickém nebo ryolitickém (žulovém) magmatu zůstávají bubliny ale uvězněny. S tím, jak se magma blíží k povrchu, bubliny rostou. 3D síť vysokoviskózního magmatu s bublinami v jednu chvíli už nevydrží další růst bublin a promění se na vysokotlaký plyn s částicemi horké hmoty. A to je vlastně okamžik erupce, kdy se do okolí rozprsknou kusy magmatu jako sopečné pumy a sopečný popel.

Pokud se viskózní magma nachází pod silnější vrstvou horniny, tlak se může dlouho akumulovat, až dojde k silné erupci pliniovského typu. Při ní je vyvržen sloupec sopečného popela vzhůru k nebesům. Po ochlazení částičky popela klesají na zem a vytvoří sopečný spad. Nebezpečné je, pokud výbuch nemíří vzhůru, ale do strany nebo pokud se mrak stoupající nahoru ochladí a spadne zpět na sopku. V takovém případě se dá do pohybu dolů po svahu mračno horkého sopečného popela, které spálí vše, co mu přijde do cesty.

Teplota pyroklastického proudu se pohybuje od jednotek stovek do tisíce stupňů Celsia a rychlost dosahuje řádu stovek kilometrů za hodinu. Pyroklastický proud smetl v roce 1902 město Saint-Pierre na Martiniku. Podobně pyroklastický proud na konci své dráhy, když už ztratil větší část energie a také zchladl, pohřbil v roce 79 město Pompeje. Příkladem z nedávné doby je výbuch sopky Mount St. Helens (viz obrázek 3).



Obr. 3: Explosivní erupce sopky Mount St. Helens v roce 1980. Časový údaj je vztahuje k době uplynulé od zemětřesení, které spustilo sesuv svahu a erupci. Vznikl pyroklastický proud, který doputoval až 31 km od sopky. (Zdroj: G. Rosenquist.

https://volcanoes.usgs.gov/volcanic_ash/mount_st_helens_1980.html)

To ale nutně neznamená, že by vulkanismus čedičových sopek byl méně nebezpečný. Jejich erupce nebývají tak divoké, ale při velkých erupcích se globální hrozbou stávají plyny uvolněné z magmatu, které mohou ovlivnit klima. Jako extrémní příklad si vezmeme například masivní výlevný vulkanismus z doby před 252 milionů let na území dnešní Sibiře. Je pravděpodobné, že sopečné plyny a prach uvolněné do atmosféry změnilo klima a způsobily permské vymírání druhů.

Z historicky nedávných erupcí se jedná například o erupci vulkánu Laki na Islandu v roce 1783. Laki není klasická sopka s kuželem. Šlo o erupci podél trhliny – láva vytékala z mnoha kráterů podél linie dlouhé 25 km. Fluor uvolněný při erupci popadal na islandské pastviny, z čehož se otrávil a zahynula polovina dobytka. Na ostrově vypuknul hladomor, který nepřežilo 20 % populace.

Do atmosféry se uvolnilo $1,2 \cdot 10^8$ t oxidu siřičitého SO_2 , který způsobil globální ochlazení. Následující zimu provázely tuhé mrazy, například v Americe zamrzla řeka Mississippi. Jako důsledek erupce tak můžeme označit i povodně v Čechách na jaře 1784, které poničily Karlův most v Praze.

Geografické rozmístění sopek

Jistě jste si na mapách všimli, že rozmístění sopek není rovnoměrné. Sopky se koncentrují na rozhraní litosférických desek, ale existují i nějaké sopky mimo tato rozhraní (například na Havaji nebo na Kanárských ostrovech). Nejvíce vulkanické činnosti se vyskytuje na divergentních rozhraních oceánických desek, kde dochází ke tvorbě nové oceánské kůry.

Tuhnoucí bazaltická láva vytváří na mořském dně v kontaktu s vodou takzvanou polštářovou lávu – na povrchu lávy se kvůli odvodu tepla vytvoří tenká pevná krustička, avšak zevnitř působící tlak přibývající lávy po chvíli krustu na jednom místě prolomí a vytvoří se nová lávová boule. Stejný proces se pak opakuje pořád a pořád dokola.

Tento typ vulkanické činnosti však často zůstává mimo pozornost, protože nepředstavuje žádné nebezpečí. Při tuhnutí lávy dochází k vázání molekul vody k některým minerálům, což má potom význam při subdukcí oceánské desky pod kontinentální desky.

Při střetu oceánské a kontinentální desky se hustší materiál oceánské desky začne zanořovat. V hloubkách okolo 100 km dojde k metamorfické přeměně minerálů, voda uzavřená v hornině se uvolní a způsobí snížení teploty solidu a dojde k tavení magmatu. Díky přítomnosti vody je eutektické složení taveniny posunuto ve prospěch SiO_2 a vzniká andezitické magma.

Případně je možné, že od andezitického magmatu se ohřejí horniny zemské kůry, jež jsou převážně tvořené žulou, a tak vznikne ještě viskóznější ryolitické magma. Sopečné erupce nad místy podsouvání oceánské desky pod kontinentální mají opravdu výbušný charakter. Jako příklad může sloužit dobře zdokumentovaná exploze Mount St. Helens z roku 1980 nebo už dříve zmíněný Vesuv.

Samostatnou kategorií jsou sopky sedící na horkých skvrnách. Výskyt horkých skvrn je nezávislý na deskové tektonice, a tak tyto sopky jsou po zemské povrchu rozesety náhodně.

Tok horkého materiálu způsobujícího horkou skvrnu začíná na rozhraní zemského jádra a pláště. Díky rozdílu hustot horkého a studenějšího materiálu může tento horký materiál vystoupat až k zemské kůře, kde se zastaví pod horninami s nižší hustotou, protože zemská kůra má v průměru nejnižší hustotu ze všech částí zemského nitra.

Horký materiál se „rozplácne“ a vytvoří plášťový chochol. Od horkého materiálu se zahřejí a roztaví horniny nad ním. Charakter vulkánu nad horkou skvrnou je tak určen tím, jestli se horká skvrna nachází pod oceánskou kůrou nebo pod kontinentální kůrou. Z oceánské kůry, která má většinou bazaltické složení, vznikají štítové sopky jako na Havaji.

Naopak na horkých skvrnách pod kontinentální kůrou vznikají supervulkány, protože tavením kontinentální kůry vzniká vysoce viskózní žulové magma, které v sobě dokáže naakumulovat

tlak potřebný k superexplozi. Příkladem je supervulkán Yellowstone v Severní Americe.

Jindřich Jelínek
jjelinek@fykos.cz

Fyzikální korespondenční seminář je organizován studenty MFF UK. Je zastřešen Oddělením propagace a mediální komunikace MFF UK a podporován Ústavem teoretické fyziky MFF UK, jeho zaměstnanci a Jednotou českých matematiků a fyziků.

Toto dílo je šířeno pod licencí Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported.
Pro zobrazení kopie této licence navštivte <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/>.