

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘIRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOGRAFIE



Iva PITKOVÁ

**Vliv vulkanické činnosti na chemii atmosféry
Země na příkladu vybraných recentních erupcí**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Martin JUREK, Ph.D.

Olomouc 2012

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a použila jen literaturu, která je uvedena v seznamu literatury této práce.

Souhlasím, aby práce byla uložena na Univerzitě Palackého v Olomouci v knihovně Přírodovědecké fakulty a zpřístupněna ke studijním účelům.

V Olomouci, dne 10. 5. 2012

.....

Poděkování

Děkuji za cenné rady a odborné vedení panu RNDr. Martinu Jurkovi, Ph.D. Jeho pomoc mi byla velkým přínosem a umožnila mi vypracovat bakalářskou práci a zkvalitnit její úroveň.

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Iva PITKOVÁ**
Osobní číslo: **R09543**
Studijní program: **B1501 Biologie**
Studijní obory: **Geografie**
Biologie
Název tématu: **Vliv vulkanické činnosti na chemii atmosféry Země na příkladu vybraných recentních erupcí**
Zadávací katedra: **Katedra geografie**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Cílem bakalářské práce je zhodnotit vliv emisí, které se uvolňují při vulkanické činnosti, na atmosféru Země. Popsán bude vliv těchto emisí na chemické a případně i fyzikální vlastnosti atmosféry (zastoupení chemických látek, objemy emisí, doba setrvání v atmosféře). Podrobnější popis vlivu erupcí bude proveden na příkladu vybraných silných erupcí z nedávné doby - Mt. Pinatubo (1991), Hekla (1991, 2000), Chaitén (2008), Eyjafjallajökull (2010), případně i další. Součástí hodnocení bude komparace s antropogenními objemy emisí znečišťujících látek v globálním měřítku a rozbor vlivů emisí z vulkanické činnosti na vybrané složky životního prostředí a hospodářství.

Rozsah grafických prací: Podle potřeb zadání
Rozsah pracovní zprávy: 5 000 - 8 000 slov
Forma zpracování bakalářské práce: tištěná/elektronická
Seznam odborné literatury:

- Glasow, R., Bobrowski, N., Kern, C. (2009) The effects of volcanic eruptions on atmospheric chemistry. *Chemical Geology* 263, 131-142.
- Halmer, M. M., Schmincke, H.-U., Graf, H.-F. (2002) The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 511-528.
- Hampson, J., Claud, C., Keckhut, P., Hauchecorne, A. (2006) The dynamical influence of the Pinatubo eruption in the subtropical stratosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 68, 1600-1608.
- Langmann, B., Folch, A., Hensch, M., Matthias, V. (in press). Volcanic Ash Over Europe During The Eruption Of Eyjafjallajökull On Iceland, April-May 2010. *Atmospheric Environment*.
- Leadbetter, S. J., Hort, M. C. (2011) Volcanic ash hazard climatology for an eruption of Hekla Volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 199, 230-241.
- Martin, R. S. et al. (2009) Environmental effects of ashfall in Argentina from the 2008 Chaitén volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 462-472.
- Webley, P., Mastin, L. (2009) Improved prediction and tracking of volcanic ash clouds. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186, 1-9.

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Martin Jurek, Ph.D.
Katedra geografie

Datum zadání bakalářské práce: 26. dubna 2011
Termín odevzdání bakalářské práce: 30. dubna 2012

L.S.

Prof. RNDr. Juraj Ševčík, Ph.D.
děkan

Doc. RNDr. Zdeněk Szczyrba, Ph.D.
vedoucí katedry

V Olomouci dne 26. dubna 2011

OBSAH

1	ÚVOD.....	7
2	CÍLE PRÁCE.....	8
3	METODIKA.....	9
3.1	Zhodnocení dostupné literatury.....	9
3.2	Metody práce.....	10
3.3	Výběr zpracovaných recentních erupcí.....	10
4	VULKANICKÁ ČINNOST.....	14
4.1	Vymezení pojmu vulkanická činnost.....	14
4.2	Geografické rozložení vulkánů.....	15
5	VULKANICKÉ PLYNY.....	17
5.1	Složení vulkanických plynů.....	17
5.1.1	Vodní pára (H ₂ O).....	18
5.1.2	Oxid uhličitý (CO ₂).....	18
5.1.3	Oxid siřičitý (SO ₂).....	18
5.1.4	Oxid uhelnatý (CO).....	19
5.1.5	Sirovodík (H ₂ S).....	19
5.1.6	Chlorovodík (HCl).....	19
5.1.7	Fluorovodík (HF).....	20
5.1.8	Bromovodík (HBr).....	20
6	CHEMICKÉ A TRANSPORTNÍ PROCESY V ATMOSFÉŘE PŘI VULKANICKÉ ERUPCI.....	21
7	DŮSLEDKY VLIVU VULKANISMU.....	24
7.1	Důsledky vlivu vulkanických plynů.....	24
7.2	Vybrané recentních erupce a jejich klimatické či jiné důsledky.....	26
7.2.1	Erupce sopky Mt. Pinatubo.....	26
7.2.2	Erupce sopky Chaitén.....	30
7.2.3	Erupce sopky Hekla.....	32
7.2.4	Erupce sopky Eyjafjallajökull.....	34
7.3	Zhodnocení a porovnání vybraných erupcí.....	36
8	ZÁVĚR.....	38
9	SHRNUTÍ – SUMMARY.....	40
	SEZNAM LITERATURY.....	41

1 ÚVOD

Vulkanická činnost patří mezi jedny z nejdramatičtějších činitelů na Zemi. Nelze ji vnímat pouze jako nebezpečí a hrozbu, ale taktéž je nutno ji vnímat i v pozitivním smyslu. Vulkanická aktivita měla a má důležitou roli ve vývoji a formování povrchu a atmosféry naší planety. Odplyňování vulkanické hmoty zásadním způsobem přispělo ke zformování atmosféry Země. V souvislosti se silnou explozivní erupcí dochází na rozloze několika desítek kilometrů kolem sopky ke změně zemského povrchu. Současně do vyšší atmosféry vstupují vulkanické plyny, které mohou ovlivnit chemii atmosféry a následně i dočasně změnit zemské klima. Ovšem spojení mohutné explozivní vulkanické erupce a přítomných antropogenních emisí, byť se je daří do jisté míry snižovat, by mohlo vést k náhlé, nepříznivé změně klimatu celé Země.

Slavný japonský geochemik Sadao Matsuo řekl, že: „Vulkanický plyn je telegram ze zemského interiéru.“ (McGee a Gerlach 1995). Změny v povaze plynů vystupujících z jícnu sopky mohou signalizovat probouzení dormantního vulkánu nebo věštít blížící se erupci již neklidné sopky. Vulkanické plyny jsou však analyzovány vědeckými týmy i s ohledem na možné nebezpečí jejich vlivu na klima. Otázky vlivu chemie atmosféry a v ní přítomných aerosolů na variabilitu klimatu mají být vědecky podrobněji zdokumentovány i v páté hodnotící zprávě (AR5) Mezivládního panelu OSN pro klimatickou změnu, jejíž vydání se očekává na konci roku 2013.

2 CÍLE PRÁCE

Cílem této bakalářské práce je zhodnotit vliv vulkanické činnosti na atmosféru Země a její chemismus. Pro posouzení byly zvoleny vybrané vulkanické erupce, které proběhly v období posledních 30 let. Hodnotícím ukazatelem bylo jednak množství vyvržených vulkanických plynů a jednak jejich složení ve vztahu k chemickým a fyzikálním vlastnostem atmosféry. Ovlivnění je hodnoceno dále dle klimatických a jiných změn, které již nastaly po vybraných vulkanických erupcích. Zpracována byla také charakteristika vulkanických plynů s jejich chemickými procesy v atmosféře. Dále byl popsán vliv geografického rozložení vulkánů jednak na složení vulkanických plynů a na rozsah dočasného ovlivnění klimatu.

3 METODIKA

3.1 Zhodnocení dostupné literatury

Základem pro tvorbu této bakalářské práce byly rešerše odborných publikací; doplňkově také v populárně naučné literatuře. Většina použitých zdrojů byla v anglickém jazyce, pouze menší část pak v jazyce českém.

Hlavním zdrojem byly odborné články z cizojazyčných periodik. Důvodem je skutečnost, že tato problematika je převážně zkoumána v zahraničí. Největší množství použitých článků pochází z periodik např. EOS, Transactions, American Geophysical Union, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Geophysical Research Letters a Chemical Geology. Uvedená periodika podávají informace nejen o aspektech vulkanismu, ale také o jeho vlivu hlavně po geofyzikální a geochemické stránce a dále se dotýkají i oblasti geotermálního výzkumu. Dalšími použitými odbornými periodiky zaměřenými na studium atmosféry a environmentálních poměrů byla např. Atmospheric Environment, Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. Několik málo využitých monografií autorů Kukul (1983), Smith (2002), či Textor et al. (2003) se zabývá přírodními katastrofami způsobenými vulkanickou činností; jeho charakteristikou a základními pojmy spojenými s tímto tématem. Smith K. a Textor Ch. jsou také často autoři nebo spoluautoři mnoha použitých článků. Další autoři zabývající se vulkanismem jsou např. Gerlach T. M., Graf H. - F., Self S. a Villarosa G.

Dalším zdrojem byly webové stránky různých státních nebo soukromých institucí. Zejména byly použity informace ze zahraničního portálu Americké geologické služby (U. S. Geological Survey), která se také věnuje programu vulkanických hazardů (Volcano hazards program). Doplňkově byly využity: Vulkanický informační server (Volcano Information Center, VIC), News and Information About Geology. V případě islandských vulkánů byly informace čerpány z portálu Institute of Earths Sciences (Nordic Volcanological Center) a anglické verze Icelandic Meteorological Office.

3.2 Metody práce

Odborné publikace byly vyhledávány v elektronických databázích Science Direct, Springer Link, ProQuest Science Journals, BioOne, JSTOR a další. Přístup k těmto databázím jsem měla pomocí elektronické knihovny Univerzity Palackého v Olomouci. Při zpracování textu bakalářské práce jsem používala textový editor Microsoft Word, tabulky a obrázky byly převzaty z relevantních elektronických zdrojů a upraveny pro potřeby práce – tabulky v programu Microsoft Excel a obrázky v programech Malování a Adobe Photoshop 7.0. CE.

3.3 Výběr zpracovaných recentních erupcí

Pro charakteristiku vlivu sopečných erupcí na atmosféru Země byly zvoleny silné recentní erupce, jejichž účinek byl podrobněji vědecky zkoumán. Za recentní byly považovány erupce, které se staly v průběhu posledních 30 let. Pro určení, zda daná jednotlivá erupce může mít detekovatelný vliv na atmosféru, byl využit tzv. **vulkanický erupční index (VEI)**, který v roce 1982 popsali vulkanologové Newhall C. G. a Self S. Stanovení tohoto indexu, jehož hodnota se pohybuje v rozmezí 1–8, je odvislé od jednotlivých kritérií, kterými jsou: popis erupce (bez exploze, malá, velká atd.), objem injekce (m^3), výška sopečného oblaku (km), kvalitativní popis erupce (jemná, výbušná, proximální atd.), klasifikace typu erupce (dle charakteru: strombolský, havajský typ atd.), doba trvání (hod.), projev erupce (lávové proudy, bahnité proudy, exploze atd.), popis troposférické injekce, a zda je možnost stratosférické injekce (Newhall a Self 1982).

Směrodatnou pro níže popsany výběr erupcí byla hodnota VEI, která se rovná stupni 3, nebo vyššímu, kdy již dochází k zásahu stratosféry, jak je zřejmé z tab. 1. Pro názornost byla taktéž u jednotlivých VEI uvedena některá hodnotící kritéria, tj. objem injekce (m^3), výška sopečného oblaku (km) a možnost proniknutí injekce do stratosféry.

Tab. 1 Vulkanický erupční index (VEI).

VEI / Kritéria	Objem injekce (m³)	Výška vulkanického oblaku (km)	Injekce do stratosféry
0	< 10 ⁴	>0,1	Nemožné
1	10 ⁴ – 10 ⁶	0,1–1	Nemožné
2	10 ⁶ –10 ⁷	1–5	Nemožné
3	10 ⁷ –10 ⁸	3–15	Ne/možné
4	10 ⁸ –10 ⁹	10–25	Možné
5	10 ⁹ –10 ¹⁰	> 25	Možné
6	10 ¹⁰ –10 ¹¹	> 25	Možné
7	10 ¹¹ –10 ¹²	> 25	Možné
8	> 10 ¹²	> 25	Možné

Zdroj: Newhall a Self 1982, upravila Iva Pitková.

Dalším kritériem výběru byla lokalizace. A to jednak dle rozhraní litosférických desek a jednak dle zeměpisné šířky (s ohledem na klimatické oblasti). Vybranými erupcemi jsou Mt. Pinatubo, Hekla, Chaitén a Eyjafjallajökull. Další erupce z minulosti jsou zde zmíněny z důvodu porovnání s vybranými erupcemi, jejich význam na ovlivnění atmosféry, a v neposlední řadě i z důvodu dostupnosti dat.

Výbuch sopky Mt. Pinatubo, mj. druhý největší výbuch 20. století a jejíž VEI činil 6, se udál v červnu roku 1991 na ostrově Luzon ze souostroví Filipíny, které se nachází na subdukční zóně. Filipíny leží v oblasti rovníku, tedy v tropickém klimatickém pásu. Sopečný oblak dosáhl výšky až 40 km a pronikl vysoko do stratosféry. Objem injekce byl přibližně 8,4–10,4 km³. Došlo k největšímu narušení stratosféry od erupce sopky Krakatou v roce 1883 (Self et al. 1999).

Sopečná erupce vulkánu Chaitén proběhla v květnu 2008. Tento vulkán se nachází v jižní části horského pásma Andy západního pobřeží Jižní Ameriky. Jedná se o oblast subdukční zóny a mírného klimatického pásu ve středních zeměpisných šířkách. Na rozdíl od ostatních vybraných erupcí, tento vulkán nemá žádnou periodickou aktivitu. Předchozí aktivita této sopky se datuje asi před 9 400 lety. Tato erupce má dle autorů (Pallister et al. 2010, Carn et al. 2009) nejistě stanovený VEI, tj. mezi 4.–5. Při erupci se vytvořil 17 km vysoký sopečný oblak a injekční objem byl stanoven asi na 2 km³ (Carn et al. 2009). Oblak dosáhl nižší stratosféry a pokryl přilehlé oblasti (Ball 2012).

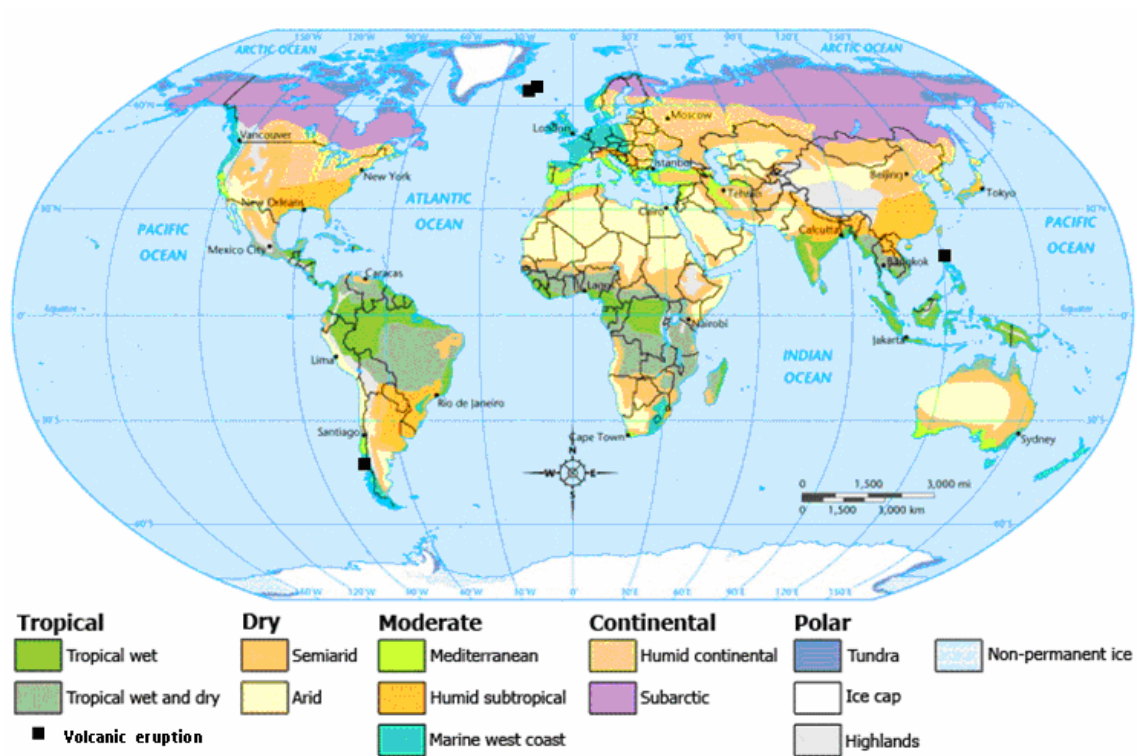
Vulkán Hekla byl aktivní za posledních 30 let v lednu 1991 a v únoru 2000. Tento vulkán se nachází na ostrově Island, který je velmi bohatý na vulkanickou činnost. Důvodem je riftová zóna, na které se nachází. Ostrov leží až za hranicí 60° severní šířky a jedná se tedy o polární oblast. Vulkanický erupční index (VEI) erupcí byl na stupni 3. Erupcí roku 1991 nenastal takový dopad, jaký vyvolala erupce v roce 2000. Vulkanický oblak dosáhl výšky 11–12 km s kumulativní objemem injekce asi 5,6 km³. Vulkanická oblaka v případě obou erupcí nedosáhla stratosféry (Leadbetter a Hort 2011). Aktivita tohoto vulkánu se dříve opakovala každých padesát let, ale od roku 1970 se interval změnil na desetiletý cyklus. (Stefansson 2000).

Poslední vybranou recentní erupcí je výbuch vulkánu Eyjafjalajökull v dubnu až květnu roku 2010. Tento vulkán je stejně jako sopka Hekla lokalizován v jižní části ostrova Island. (Kozlovská 2009). Je ukryt pod stejnojmenným ledovcem a za posledních 1 100 let byl Ejafalajökull aktivní jenom třikrát. Vulkanický erupční index (VEI) byl 3. Sopečný oblak byl nasycen větším obsahem popela a dalších částic, jehož část v podobě tefry, o množství asi 0,25 km³ dopadla na povrch. Rozšíření oblaku bylo do výšky 8–11 km, kdy nedošlo k penetraci stratosféry. Podstatný dopad měl na leteckou dopravu. (Langmann et al. 2011).

Tab. 2 Vybrané recentní erupce.

Vulkán	VEI	Rozhraní litosférických desek	Zeměpisná šířka	Klimatické pásmo
<i>Mt. Pinatubo</i>	6	subdukční	0°–30°	tropický
<i>Chaitén</i>	4–5	subdukční	30°–60°	mírný
<i>Hekla</i>	3	riftová	>60°	polární
<i>Eyjafjalajökull</i>	3	riftová	>60°	polární

Zdroj: Vlastní zpracování podle: Carn et al. 2009, Flaathen a Gislason 2007, Kozlovská 2009, Langmann et al. 2011, Self et al. 1999.



Obr. 1 Lokalizace vybraných vulkanických erupcí na klimatické mapě světa.

(zdroj: Waitak D. D. 2007, upravila Iva Pitková)

4 VULKANICKÁ ČINNOST

4.1 Vymezení pojmu vulkanická činnost

Vulkanická činnost, neboli vulkanismus, je soubor projevů vnitřní energie planety. Vulkanickou činností se označují všechny povrchové projevy magmatické aktivity, jako je například pronikání magmatu (horninová tavenina obsahující plyny a páry) na zemský povrch, kde se pak označuje jako láva. (Kutá 2011). Mezi další vulkanické aktivity patří i různé exploze plynů a par. Vulkanická činnost je často doprovázena menším zemětřesením, které je způsobeno právě pohybem magmatu.

Vulkanismus se neprojevuje pouze stoupáním magmatu ze spodních do vyšších planetárních obalů, kdy může proniknout až na zemský povrch, ale vyskytují se i další doprovodné jevy. Místem, kde dochází k proniknutí všech sopečných produktů na povrch země, se nazývá sopka, neboli vulkán. Za vulkán považujeme vyvýšeninu na zemském povrchu, tvořenou sopečným materiálem, vznikající výronem magmatu na zemský povrch. (Kukal 1983). V době erupce dochází také k vyvrhnutí množství pevných částic, které se nazývají pyroklastika, a tyto jsou při spadu na zemský povrch označovány jako **tefra**. Dalšími doprovodnými jevy jsou exhalace plyných látek a sopečných aerosolů (směs malých pevných nebo kapalných částic plynu). Tyto exhalace se dějí nejen při vlastní erupci činné sopky, ale řadí se také mezi posopečné aktivity. Sopečné plyny se uvolňují přímo z jácnu sopky nebo i z vlastního vulkanického materiálu-lávy. (Kukal 1983). Složení magmatu do určité míry ovlivňuje povahu erupce. Důvodem je obsah křemičitanů a plyných složek, které mají velký vliv na tekutost a rozpínavost magmatické směsi. Díky těmto vlastnostem jsou rozlišeny dva hlavní typy magmatu, felsické (kyselé) a bazické (mafické). (Smith 2002). **Felsické magma** má vysoké zastoupení SiO_2 (70 %). Toto složení způsobuje vysokou viskozitu magmatu a velký obsah zachycených vulkanických plynů. Sopečné erupce s felsickým magmatem mají typický explozivní charakter a teplota felsického magmatu bývá 900–1050°C. (Textor et al. 2003). **Bazické magma** má nižší obsah SiO_2 (45–50 %) a je bohaté na minerály hořčíku a železa. Magma je mnohem tekutější a má mnohem menší složku zachycených vulkanických plynů, a proto při erupcích nedochází skoro k žádným explozím. Teplota bazického magmatu se pohybuje v rozmezí 1050–1200°C. (Textor et al. 2003).

4.2 Geografické rozložení vulkánů

Vulkanická činnost je velmi různorodá. Geografické rozložení sopečné činnosti je dáno především rozhraními litosférických desek, deskovou tektonikou (obr. 2) (Textor et al. 2003). Důvodem jsou vysoké tektonické tlaky, které způsobují tavení horniny a tedy tvorbu magmatu. Dle Kukala (1983) jsou 4 typy geologického prostředí, které jsou vhodné pro sopečnou činnost. Rozdělení provedl podle charakteru rozhraní litosférických desek. Mezi geologická prostředí patří tzv. **subdukční zóna**, kde se dvě litosférické desky pohybují proti sobě (konvergentní rozhraní). Oblast, kde se dvě litosférické desky pohybují od sebe, se nazývá **riftová zóna** (divergentní rozhraní). Třetím typem jsou tzv. **horké skvrny** („Hot spots“), které se nachází uprostřed litosférických desek. Zde jsou zvýšené toky geotermální energie. Posledním, spíše doplňkovým typem, jsou **významné zlomy**, které jsou podobné horkým skvrnám.

Tab. 3 Rozdělení geologických prostředí s typem magmatu a hlavními oblastmi.

Geologické prostředí	Charakter magmatu	Hlavní oblasti
<i>subdukční zóny</i>	felsické	Kurily, Kamčatka, Japonsko, Indonésie, střed. Amerika, Středozemí
<i>riftové zóny</i>	bazické	Východoafrický rift, Island, Azory
<i>významné zlomy</i>	felsické, bazické	Karibská oblast, Kanárské a Kapverdské ostrovy
<i>horké skvrny</i>	bazické	Havajské ostrovy, Galapágy

Zdroj: Sestaveno a upraveno dle Kukala (1983).

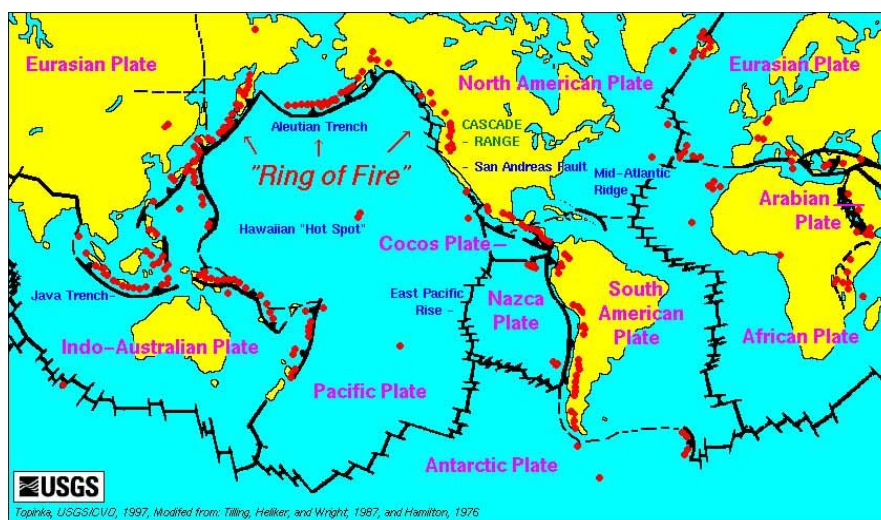
V každé sopečné zóně dochází ke vzniku tektonického tlaku, který se odlišuje v závislosti nejen na hloubce vzniku, kdy dochází k tavení hornin při různých teplotách. Další rozdílem může být složení hornin. A z těchto odlišností geologických zón vyplývá, že i složení magmatu a typ sopečné erupce se v jednotlivých zónách liší (tab. 3). V konečném důsledku se v každé oblasti uvolňuje různé množství sopečných plynů, jak je tomu ukázáno v tab. 4.

Tab. 4 Příklady složení sopečných plynů na různých typech geologických zón (% obj.).

Vulkán	Kilauea Summit	Erta' Ale	Momotombo
Tektonický typ	<i>Horké skvrny</i>	<i>Divergentní rozhraní</i>	<i>Konvergentní rozhraní</i>
Teplota	1 170 °C	1 130 °C	820 °C
H ₂ O	37,10	77,20	97,10
CO ₂	48,90	11,30	1,44
SO ₂	11,80	8,34	0,50
H ₂	0,49	1,39	0,70
CO	1,51	0,44	0,01
H ₂ S	0,04	0,68	0,23
HCL	0,08	0,42	2,89
HF	-	-	0,26

Zdroj: Symonds et al. 1994.

Více než 2/3 světových vulkánů jsou soustředěny na severní polokouli a v tropických oblastech (Textor et al. 2003). Největší množství sopek najdeme v oblasti zvané „kruh ohně“ („ring of fire“), která je vymezená okraji tichomořské litosférické desky. Jedná se o subdukční zónu (obr. 2). Riftová zóna se nachází například na rozhraní severoamerické a euroasijské desky, kde se nachází Středoatlantský hřbet.



Obr. 2 Rozšíření aktivních vulkánů a její spojitost s deskovou tektonikou („Hot Spots, „Ring of Fire“).

(zdroj: Topinka L. 1997)

5 VULKANICKÉ PLYNY

5.1 Složení vulkanických plynů

Převážná většina magmatu z vulkanických erupcí (90 %) je bazické povahy. Při takových erupcích se tvoří asi 10–15 % vulkanických plynů, které se dostávají do atmosféry. Vulkány s magmatem felsické povahy mohou způsobit také tzv. injekce plynů až do stratosféry (Halmer et al. 2002).

Kukal (1983) rozdělil exhalované sopečné plyny do tří hlavních typů. Exhalace sopečných plynů, kde hlavní složku tvoří H₂O, se nazývají fumaroly a jejich teplota se pohybuje od 200–800°C. Druhým typem jsou solfatary, kdy již z názvu vyplývá, že převažující složkou je síra (S) a jejich teplotní rozpětí je 100–250°C. Posledním typem jsou mofety, kde převládá oxid uhlíku s teplotou do 100°C. Solfatary a mofety se uvolňují z postraníh trhlin a prasklin.

Nejčastěji uvolňované plyny z vulkanického systému jsou vodní pára (H₂O), oxid uhličitý (CO₂) a oxid siřičitý (SO₂). V menším množství jsou uvolňovány plyny: sirovodík (H₂S), vodík (H₂), oxid uhelný (CO), chlorovodík (HCl), fluorovodík (HF) a bromovodík (HBr). (Von Glasow et al. 2009). Množství uvolňovaného H₂ není přímo sledováno, protože již při pronikání vulkanických plynů vulkánem na povrch, reaguje s jinými plyny a vytváří halogenové sloučeniny. Zastoupení jednotlivých vulkanických plynů je rozdílné. Tyto rozdíly jsou řízeny převážně rovnováhou mezi vodní kapalinou a silikátovými taveninami v magmatické komoře (Textor et al. 2003).

Tab. 5 Charakteristické složení a zastoupení vulkanických plynů při otvoru vulkánu.

Vulkanické plyny	H ₂ O	CO ₂	SO ₂	H ₂ S	COS	CS ₂	HCl	HBr	HF
Obsažení (%)	50–90	1–40	1–25	1–10	10 ⁻⁴ –10 ⁻²	10 ⁻⁴ –10 ⁻²	1–10	?	<10 ⁻³
Mt/rok	?	75	1,5–50	1–2,8	0,006–0,1	0,007–0,096	0,4–11	0,0078–0,1	0,06–6

Zdroj: Textor et al. 2003.

5.1.1 Vodní pára (H₂O)

Největší složku z celého vyvrženého množství plynů vždy tvoří H₂O ve formě vodní páry. V roztaveném magmatu se vyskytuje velké množství H₂O, protože na povrchu Země se nachází v kapalném stavu. (Fisher 1997). Z tab. 5 je zřejmé, že převažuje zastoupení H₂O a činí 50–90 %. Proto H₂O má při tvorbě agresivních chemických směsí s ostatními látkami hlavní roli při sopečných erupcích. Důležité je zmínit také to, že H₂O patří mezi skleníkové plyny, a proto je jeho množství sledováno. Voda, která je vytvořena kondenzací vulkanických plynů v zemské kůře, je nazývána jako juvenilní voda.

5.1.2 Oxid uhličitý (CO₂)

V množství uvolňovaných plynů během sopečných erupcí je právě oxid uhličitý na druhém místě. Sopečnou činností je produkováno více než 130 miliónů tun CO₂ každý rok. Tento plyn je bezbarvý a bez zápachu. A většinou nepředstavuje nebezpečí při erupcích. Děje se v důsledku jeho častého ředění, a tedy snížení jeho koncentrace. Také dochází k jeho nepřetržitému uvolňování ze země (Volcanic Gases and Their Effects 2010). Jeho množství je sledováno pro jeho vliv, jakožto skleníkového plynu, na globální oteplování. (Volcanic Gases and Climate Change Overview 2012).

Oxid uhličitý může být v případě proudění do níže položených poloh i smrtící, poněvadž je těžší než vzduch. Ve sníženinách v okolí sopky se nakumuluje a v jeskyních může takto setrvat. Vzduch s více než 30% obsahem CO₂ způsobí bezvědomí, a poté i smrt. Hranice mezi smrtícím a obyčejným plynem je ostrá a může ji představovat i jeden krok (Volcanic Gases and Their Effects 2010).

5.1.3 Oxid siřičitý (SO₂)

Oxid siřičitý je bezbarvý plyn se štiplavým zápachem, který způsobuje dráždění kůže, sliznice očí, nosu a krku. Vliv oxidu siřičitého při erupcích se odvíjí od jeho vyvrženého množství. Míra uvolněných emisí závisí na velikosti vulkanické erupce, typu a objemu zúčastněného magmatu. Může být menší než 20 tun/den, nebo i více jak 10 milionů tun/den. Oxid siřičitý tvoří asi 1–25 % z celkového množství všech plynů a v roční produkci tvoří 1,5-50 Mt (viz tab. 5). (Volcanic Gases and Their Effects 2010).

Spolu s dalšími sirnými plyny má oxid siřičitý největší podíl na klimatické změny při sopečné erupci. (Textor et al. 2003). Oxid siřičitý začíná okamžitě reagovat nejen se slunečním zářením a kyslíkem, ale také s různými prachovými částicemi a vytváří tzv. vulkanický smog, který se nazývá *vog* (Volcanic Gases and Their Effects 2010).

5.1.4 Oxid uhelnatý (CO)

Samostatný oxid uhelnatý není až tak sledovanou složkou vulkanických plynů. CO reaguje často s plynnou sírou (S) a vytváří nízké koncentrace sloučenin, jako je karbonilsulfid (COS), který je však důležitým zdrojem pro sirné aerosoly. Vlivem jeho setrvání v atmosféře i po dobu několika let, může způsobit dlouhodobé klimatické změny. Také dochází k reakci samotného uhlíku (C) se sírou (S), a tím vznikem sirouhlíku (CS₂). V případě vzniku uvedených sloučenin mohou být tyto taktéž sledovanými složkami. (Volcanic Gases and Their Effects 2010).

5.1.5 Sirovodík (H₂S)

Sirovodík je taktéž bezbarvý plyn, který je charakteristický svým silným zápachem. Podle jeho zápachu je také někdy označován jako kanalizační plyn. Jeho koncentrace a roční produkce jsou oproti předešlým popisovaným plynům nízké. Nejvyšší koncentrace sirovodíku se pravděpodobně vyskytuje u sopek nacházejících se na divergentním rozhraní. Skoro minimální množství sirovodíku se uvolňuje ze sopek na místech horkých skvrn, jak vyplývá i z tab. 3. (Volcanic Gases and Their Effects 2010). Podíl H₂S se zvyšuje s rostoucím tlakem (hloubka magmatické komory), klesající teplotou a koncentrací kyslíku v magmatu. (Textor et al. 2003). H₂S, který je schopen během několika dní oxidovat na SO₂, se podílí na celkové produkci síry. (Textor et al. 2003).

5.1.6 Chlorovodík (HCl)

K nejvýznamnějším z halogenových složek patří kyselina chlorovodíková (HCl). (Textor et al. 2003). Vzniká reakcí chlóru s uvolňovaným H₂, který silně reaguje s ostatními plyny. Při vyšších koncentracích způsobuje otok hrtanu, plic a následně plicní edém. Halogenové sopečné plyny jsou uvolňovány ve velmi nízkých koncentracích a v případě HCl tvoří složku o 1–10 %. Pouze při erupcích na

konvergentních rozhraních může být koncentrace zvýšena, jak tomu bylo např. při erupci vulkánu Momotombo (1905). (Volcanic Gases and Their Effects 2010).

Vlivem rozpustnosti HCl dochází k jeho rychlému odstranění z atmosféry. Sopečné emise HCl v míře 0,4–11 Mt/rok odpovídají i antropogenním emisím. Důležité je ovšem zmínit, že chlór se často účastní i sekundárního uvolňování plynů. A to při střetu lávy, obsahující chlorovodík, s mořskou vodou. Tyto sekundární emise jsou potom mnohem větší. (Textor et al. 2003). Extrémně horká láva způsobuje vypařování mořské vody ve sledu mnoha chemických reakcí. Viditelným produktem je velký bílý mrak, který se místně nazývá „lávový opar“. (Volcanic Gases and Their Effects 2010).

5.1.7 Fluorovodík (HF)

Fluor je do bledě žluté barvy zbarvený plyn. Jeho koncentrace při sopečných erupcích jsou zcela minimální a často není ani přítomen. Avšak i přes jeho nejnižší zastoupení může být během specifických událostí také velmi nebezpečným plynem. Často se váže k jemným částicím popela, které dopadají na zem a pokrývají vegetaci. I při milimetru popela s HF je vegetace okamžitě otrávena a při pozření zvěří dochází k jejich úhynu. A stejně jako HCl přispívá k tvorbě kyselých dešťů. (Volcanic Gases and Their Effects 2010, Textor et al. 2003).

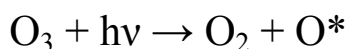
5.1.8 Bromovodík (HBr)

Podíl bromovodíku při sopečných erupcích je na velmi nízké úrovni. A odhaduje se na pouhých 10^{-6} celkového objemu. Dnes je této složce věnováno čím dál více pozornosti, kvůli jeho potenciálu na ničení ozonové vrstvy. Ten je mnohem vyšší než u kyseliny chlorovodíkové. Proto by se jeho kvantifikace celkových ročních emisí měla zlepšit. (Textor et al. 2003).

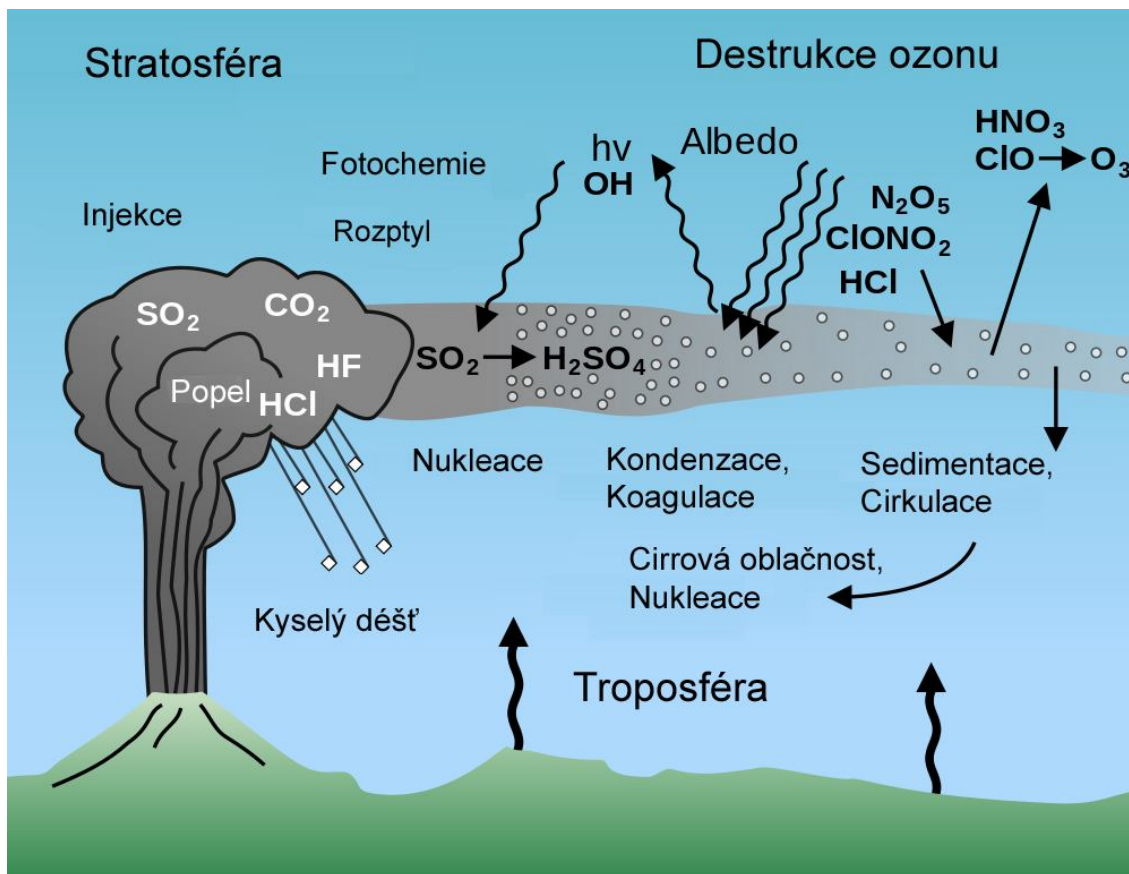
6 CHEMICKÉ A TRANSPORTNÍ PROCESY V ATMOSFÉŘE PŘI VULKANICKÉ ERUPCI

Horké vulkanické plyny se po uvolnění dostávají do odlišného oxidovaného prostředí atmosféry. Právě hladina kyslíku činí hlavní rozdíl mezi chemií atmosféry a chemií vyvrhnutých plynných oblaků při sopečné erupci. Sopečné plyny mají obvykle velmi nízké hladiny kyslíku. Proto většina vyvržené síry skončí při erupci ve formě sulfátu. A nebo většina uhlikatých sloučenin končí ve formě CO₂. (Von Glasow et al. 2009).

Začátek celého procesu ovlivnění je okamžik, kdy dochází k míšení horkých vulkanických plynů s atmosférickým kyslíkem a dalšími plyny. To je moment spuštění sledu mnoha chemických reakcí, které mění chemii atmosféry. Primární reaktivní složkou v atmosféře je hydroxylový radikál (OH). OH vzniká při fotolýze ozonu (O₃), kdy se uvolňuje vybuzený atom kyslíku (O*), který následně reaguje s vodní párou (H₂O), čímž dojde ke vzniku dvou radikálů OH (Richter 2004):



OH dokáže reagovat téměř se všemi plyny, které se dostávají do atmosféry. Proto je často označován jako tzv. „**detergent atmosféry**“. Jak už bylo řečeno, vzniká díky ozonu (O₃), který má hlavní roli s mnoha pozitivními též negativními dopady. Okamžitá reakce OH se sopečnými plyny vytváří jedovaté plyny a mnoho aerosolů, které mění chemickou stránku atmosféry. Atmosféra je aerosoly narušena tím, že jsou základem pro vznik globální aerosolové vrstvy ve výšce zhruba 20 km. (Von Glasow et al. 2009).



Obr. 3 Chemické procesy v atmosféře a stratosféře při erupci vulkánu.
(zdroj: McGee et al. 1992, upravila Iva Pitková)

Vulkanický oblak je heterogenní prostředí, ve kterém plyny, aerosoly a silikátové částice koexistují a komunikují v mnoha směrech. (Ruggieri et al. 2012). Na obr. 3 jsou jednoduše znázorněny základní reakce, které se dějí při vulkanické erupci. V obrázku je znázorněná silná explozivní erupce s VEI indexem ≥ 3 , kdy došlo k injekci sopečných plynů až do stratosféry.

Největší dopad má reakce, kdy dochází k přeměně oxidu siřičitého (SO_2) na kyselinu sírovou (H_2SO_4). H_2SO_4 rychle kondenzuje a vytváří jemné sulfátové aerosoly. Tyto aerosoly se chovají jako kondenzační jádra mraků, a tím upravují vlastnosti a životnost mraků. (Twomey 1974). Sulfátové aerosoly mění složení stratosféry tím, že se zvýší počet kondenzačních jader, a tak nastane zvýšení albeda (míry odrazivosti) stratosféry. Dopadající sluneční záření se odráží zpět do vesmíru a neproniká troposférou na povrch Země. Reakcí na snížení množství procházejícího slunečního záření je samozřejmě ochlazení nižší vrstvy atmosféry (troposféry). Velké množství

odraženého záření je ale zachytáváno aerosoly ve stratosféře, a tím dojde k jejímu ohřívání (Mcgee et al. 1997).

Dalším důsledkem rozptýlení sulfátových aerosolů je urychlení komplexních reakcí, které přeměňují dusíkaté a chlórové pasivní sloučeniny jako HCl, ClONO₂, N₂O₅ na aktivní formy, tzv. chlór aktivace. (Textor et al. 2003). Dojde ke zvýšení stratosférického chlóru z chloro-flouro-uhlíkového znečištění a dochází k vytvoření sloučenin ClO a HNO₃, které ničí ozonovou vrstvu (O₃). Pak se množství aerosolů kondenzuje a koaguluje, dochází k jejich usazení do horní troposféry. (Mcgee et al. 1997).

Při sopečné erupci jsou uvolněna také tzv. vodní oblaka. Tyto oblaka obsahují vodní krystalová jádra, která „uklízí“ sopečné plyny, a tím vyrovnávají radiální bilanci. Většina chlorovodíku (HCl) a fluorovodíku (HF) se rozpustí v kapkách vody, které jsou uvolňovány z oblaků v podobě kyselých dešťů. Popel obsažený v erupčním sloupci vypadává a může na sebe vázat zmíněné halogenidy (HCl, HF). K jeho odstranění dojde během několika dnů až týdnů. Déšť nebo popel s obsahem HF, uvolněný na povrch Země v okolí sopky, je vysoce jedovatý a dochází k otravě vegetace. Při výbušných erupcích je uvolňován také skleníkový plyn CO₂, který působí jako zdroj uhlíku pro biochemické cykly. (Mcgee et al. 1997).

Působení vulkanických plynů se odehrává ve dvou vrstvách atmosféry. První vrstva-troposféra zahrnuje prostor o výšce 10 km nad povrchem, kde se tzv. „děje počasí“. Druhá vrstva-**stratosféra** je oblast od 10 do 50 km nad povrchem, která je v celku velmi vertikálně členěna. Důležitou vrstvou je také mezní vrstva, která se rozkládá v prvním kilometru troposféry, a je v přímém kontaktu s povrchem. Atmosféra nepředstavuje jenom uzavřenou reakční nádobu, ale je to také prostředek pro transport plynů na velké vzdálenosti za pomoci proudění (pohybu) vzduchu. V mezní vrstvě je vertikální transport velmi rychlý-okolo 1 hodiny. Naopak ve volné troposféře je transport vulkanických plynů obecně pomalý. K zrychlenému pohybu dochází v důsledku bouří apod. Vulkanické plyny ze středních šířek mohou být rozšířeny do tropů asi během 2. měsíců, kolem zeměkoule, podél poledníků, během 4. týdnů a 1 rok trvá globální rozšíření. Při vniknutí sopečných emisí do volné troposféry nastává utlumení turbulentním smísením se vzduchem a rozptýl je ovládán horizontálním či vertikálním větrem. (Von Glasow et al. 2009).

7 DŮSŮLEDKY VLIVU VULKANISMU

7.1 Důsledky vlivu vulkanických plynů

Vulkanická činnost se neřadí mezi přírodní katastrofy bezdůvodně. Teorie, že explozivní vulkanismus způsobuje změny zemského klimatu, se potvrdili již před mnoha lety a stále jsou považovány za objasnění několika aspektů klimatické variability. (Sauby 1996). Důsledky této činnosti Země se projevují lokálně a regionálně, pokud vulkanický sloupec úplně neproniká do stratosféry. Při velkých výbušných erupcích se jejich vliv projevuje v globálním měřítku, protože dochází k penetraci vulkanického sloupce, a to až vysoko do stratosféry, kde doba setrvání vzniklých aerosolů se pohybuje v řádu i několika let. (Hampsona et al. 2006).

Silné explozivní erupce mají dopad nejen na chemii vlastní stratosféry, ale také mohou dočasně změnit klima. Erupce, které takto dočasně ovlivňují chemii atmosféry, se nyní v dlouhodobém průměru opakují po 5,5 letech po celém světě. (Von Glasow et al. 2009). Mezi nejvíce rizikové plyny, které ohrožují nejen člověka, ale celkový život na Zemi, patří především oxid siřičitý (SO_2), následovaný oxidem uhličitým (CO_2), fluorovodíkem (HF) a chlorovodíkem (HCl).

Jak již bylo řečeno, sirné aerosoly z SO_2 nejvíce ovlivňují atmosféru. Lokálním důsledkem jsou kyselé deště, které likvidují vegetaci a živočichy jak na povrchu, tak ve vodním prostředí. Změna pH po kyselých deštích snižuje růst fytoplanktonu ve vodě a živočichové, živící se jím, hladoví. Dochází také k mobilizaci toxických kovů, např. hliníku, jež způsobuje nadměrnou produkci slizu, který obaluje rybí žábry. Vegetace trpí snižováním voskovitého povrchu listů a je náchylnější k mrazům a nálezám. Zpomaluje se růst kořenů rostlin, což má za následek nedostatek živin.

Pokud po delší dobu dochází k teplotním změnám, které působí na celý klimatický systém, pak hovoříme o globálním ovlivnění. Působení aerosolů na klimatické podmínky je odvislé od jejich geografického rozložení, nadmořské výšky, rozložení (dle velikosti) a optické hloubky. (Self et al. 1999). Vlivem vrstvy aerosolů ve stratosféře, která nepropouští dopadající sluneční záření, dochází k ochlazení troposféry. Nejvýznamnější chladná perioda je datována po erupci Mt. Tambora v roce 1815 v Indonésii, kdy na mnoha místech severní polokoule proběhlo neobvykle chladné

jaro a léto. Proběhl tzv. „rok bez léta“. Méně dramatické, ale podobné dopady, nastaly také např. po erupci vulkánu Mt. St. Helena (1980). Ke snížení teplot o méně než jednu desetinu 1°C došlo během krátké doby pouze v lokálním a regionálním měřítku. Oproti tomu erupce El Chichón (1982), která byla méně explozivní než erupce Mt. St. Helena, způsobila globální ochlazení o 0,3–0,5°C. Důvodem bylo až 40krát větší množství sirných plynů. Mnoho odborníků se shoduje, že tato ochlazení mohou na omezenou dobu změnit obecný vzorec atmosférické cirkulace, který může změnit povahu klimatu v určitých regionech. (Sauby 1996).

Vážným důsledkem vulkanické činnosti je destrukce ozonové vrstvy. Tato je způsobena jednak zvýšením množství plynů (chlorovodík, bromovodík,...) a současně působením sirných aerosolů. Ty zrychlují přetvoření těchto plynů do jiných forem, čímž dochází k destrukci ochranné ozonové vrstvy ve stratosféře, která zabraňuje pronikání UV záření na zemský povrch. Intenzivnější pronikání UV záření může způsobit vyšší výskyt rakoviny kůže, očních chorob a snížení odolnosti člověka vůči nákazám. Snížení ozonu negativně působí i na životní prostředí. Například na výnos zemědělských plodin, na rozvoj fytoplanktonu v mořích, dále může ovlivnit genetické vlohy rostlin a živočichů a způsobovat genetické mutace. Ozon se v případě jeho vysoké koncentrace v troposféře chová jako skleníkový plyn. (Von Glasow et al. 2009).

Je zřejmé, že oxid siřičitý zapříčiňuje ochlazování troposféry. Proti němu však působí uvolňovaný oxid uhličitý, který se řadí mezi skleníkové plyny a přispívá tak ke globálnímu oteplování. Vulkanický vliv na globální oteplování je ve srovnání s množstvím CO₂ antropogenního původu zanedbatelný. Nejvyšší odhad globálních vulkanických emisí, který zahrnuje pouze průběžné odplyňování, činí 260 Mt/rok. Plánovaný odhad antropogenních emisí CO₂ v roce 2010 byl 35 000 Mt/rok. Porovnáním těchto hodnot se dnešní odborníci shodují, že není pochyb o tom, že antropogenní emise CO₂ zastíní emise vulkanické. Například, velké erupce jako Mt. St. Helena (1980), kdy bylo vyvrženo 10 Mt CO₂, způsobily odchylky, ale nepřesáhly horní hranici 440 Mt/rok pro vulkanické sopečné erupce. (Gerlach 2011). K oteplování dochází také ve vyšší stratosféře vlivem odraženého slunečního záření od vrstvy aerosolů.

Z uvedeného vyplývá, že je důležité sledovat nejen množství emisí, vznikajících během sopečných erupcí, ale také množství emisí antropogenní povahy. Příkladem je srovnání produkce síry znázorněné v tab. 6. Množství vznikajícího SO₂ antropogenní povahy je průměrně vyšší než vulkanické povahy z průběžného odplyňování. Ale silné nahodilé erupce tyto hodnoty vychylují od průměru. I přes menší produkci vulkanických emisí může mít vulkanická aktivita nepřiměřeně velký klimatický dopad. A to vlivem pronikání aerosolů přímo do stratosféry, kde je rychlejší proces ovlivnění.

Tab. 6 Srovnání produkce sopečné síry a síry antropogenního původu (1972–2000).

Čas	Vulkanická S (atmosféra) (10 ¹² g/rok)	Vulkanická S (stratosféra) (10 ¹² g/rok)	Antropogenní S (10 ¹² g/rok)
1972–1980	7,5–8,5	1,2–1,4	60,0
1981–1990	8,5–9,5	1,3–1,9	70,0
1991–2000	9,5–10,5	1,8–3,3	35,0

Zdroj: Halmer et al. 2002, upravila Iva Pitková.

Na počátku výzkumu ovlivnění atmosféry byl vliv vulkanického CO₂, jakožto skleníkového plynu, na destrukci ozonové vrstvy a globálního oteplování nadhodnocen a ochlazování bylo z důvodů přítomnosti sulfátových aerosolů podhodnoceno. Ovšem ze srovnání vulkanické a antropogenní produkce vyplývá, že vulkanismus přispívá k udržení průměrných globálních teplot, kdy kompenzuje globální oteplování způsobené antropogenní činností (Halmer et al. 2002).

7.2 Vybrané recentních erupce a jejich klimatické či jiné důsledky

7.2.1 Erupce sopky Mt. Pinatubo

Vulkán Mt. Pinatubo se nachází v oblasti ring of fire, která je subdukční zónou. (viz kap. 4.2). V těchto oblastech je vyvrhováno felsické magma, jehož množství při erupci bylo více než 5 km³. Více než 90 % vulkanické injekce o objemu 8,4–10,4 km³ dosáhlo stratosféry; z toho 3,4–4,4 km³ činila tefra. (Self et al. 1999).

Sledované množství SO₂ při této erupci bylo stanoveno na ±20 Mt, jak uvádí většina autorů, jako je např. Textor et al. 2003, Mcgee et al. 1997 a další. Vlivem spadu popela s navázaným SO₂ snížil celkový objem SO₂ ve stratosféře na 17 Mt. Možnou příčinou takového množství SO₂ byla ložiska bohatá na vodu a síru. Gerlach ve své

studii naznačuje, že množství síry rozpuštěné v magmatu z těchto ložisek je ale nedostačující pro takové množství SO_2 ve vulkanickém oblaku. Jako vysvětlení uvádí, že v případě erupce Mt. Pinatubo došlo k erupci za velmi příznivých oxidačních podmínek, jako tomu bylo také v případě erupce El Chichón v roce 1982. (Self et al. 1999).

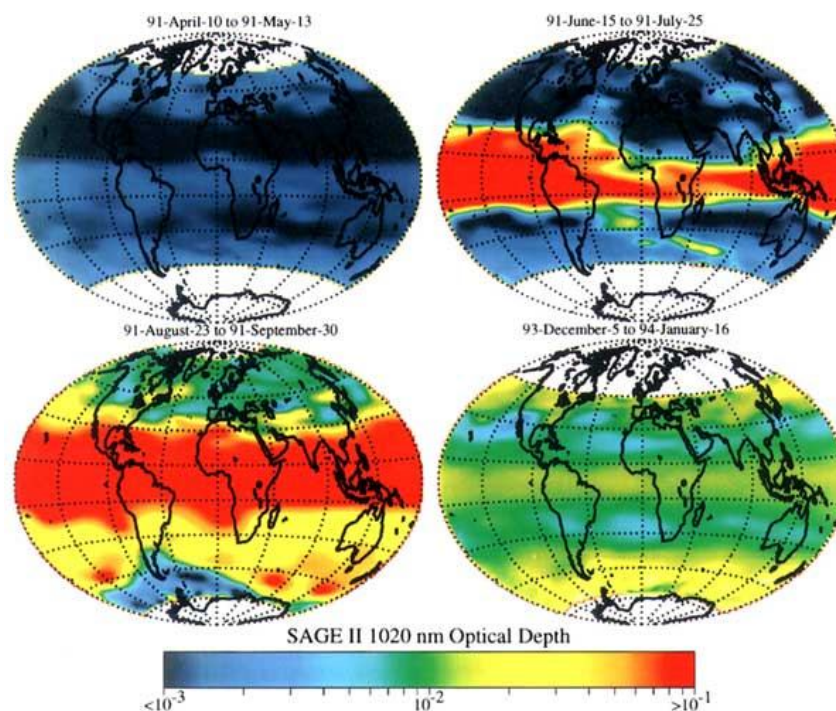
Během 28. dní došlo k přeměně zhruba poloviny množství SO_2 na sulfidové kyselé aerosoly. (Self et al. 1999). Na satelitních snímcích bylo 170 dnů po erupci zaznamenáno stále malé množství neoxidovaného SO_2 . (Winker a Osborn 1992). Více než 90% z 20–30 Mt vyprodukovaných aerosolů při erupci vzniklo kondenzací kyseliny sírové (H_2SO_4) a vodní páry. (Self et al. 1999). Vertikální rozšíření aerosolového mraku nastalo ve výšce 20–25 km a vytvořila se dvojitá vrstva aerosolů (obr. 4), která později splynula v jednu.



Obr. 4 Fotografie Země nad Jižní Amerikou z 8. srpna 1991, barevné úkazy způsobené dvojitou vrstvou aerosolů nad vrcholky (tmavé skvrny) vysokých cumulonibus.

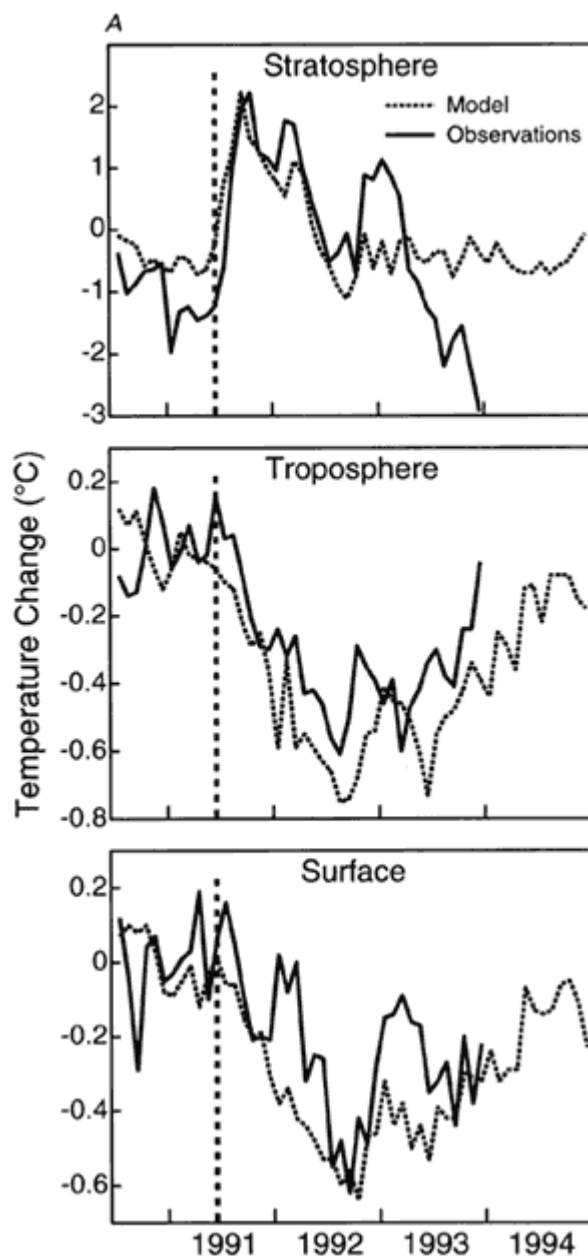
(zdroj: Self et al. 1999)

Dlouhodobé setrvání aerosolů ve zvýšených koncentracích mělo za následek změny optických vlastností atmosféry. Tyto změny daly vznik různým barevným úkazům při svítání a stmívání. Právě díky stabilitě aerosolů ve stratosféře došlo k postupnému rozšíření aerosolového oblaku během tří let v celé stratosféře (obr. 5). (Self et al. 1999).



Obr. 5 Postupné rozšíření aerosolů po erupci Mt. Pinatubo od 10. 4. 1991 do 16. 1. 1994.
(zdroj: Self et al. 1999)

Po tři roky setrvávající aerosoly ovlivnily optické vlastnosti atmosféry, a tím došlo ke změnám teplot stratosféry, troposféry i zemského povrchu. Dle Labitzke a McCormick (1992) během 4 měsíců po erupci došlo mezi rovníkem a 20° severní šířky k oteplení spodní stratosféry o 2–3°C. Později se rozšířilo i do středních zeměpisných šířek. Její intenzivnější ohřívání nastalo v jižních polárních zeměpisných šířkách díky setrvání aerosolů z erupce vulkánu Hudson (1991). V troposféře a na povrchu země nastalo ochlazení v důsledku snížení pronikajícího slunečního záření na 25–30 %. Největší pokles teplot (až o 1,3°C) nastal v září 1991. (Reynolds 1993). Výsledné povrchové ochlazení na severní polokouli bylo o 0,5 až 0,6°C a během let 1992–1993 činilo na většině povrchu Země o 0,4°C. Teplotní poklesy či vzestupy ve stratosféře, troposféře, tak na povrchu, jsou znázorněny a porovnány s vytvořeným modelem na obr. 6. Po celé oblasti severní polokoule byly zdokumentovány a modelovány teplejší než průměrné zimy a chladnější léta. A to vlivem sirných aerosolů z erupcí. Důležité je zmínit, že ochlazení v tropech bylo zmírněno působením jevu El Niño, které mělo za následek oteplení asi o 0,2°C. (Self et al. 1999).



Obr. 6 Měřené a modelované měsíční teplotní změny stratosféry, troposféry a zemského povrchu po erupci Mt. Pinatubo.

(zdroj: Self et. al. 1999)

Klimatické ochlazení způsobené erupcí Mt. Pinatubo vytvořilo znatelné změny v jednotlivých místních klimatech. Například Spojené státy v roce 1992 zaznamenaly třetí nejchladnější a nejmokřejší léto. Dalšími důsledky jsou např. povodně podél řeky Mississippi v létě 1993, nebo neobvyklá sucha v Sahelu v oblasti Afriky. Z výše uvedeného vyplývá, že ochlazování není prostorově jednotné (Self et al. 1999).

Vlivem heterogenních reakcí sulfátových aerosolů došlo k poškození ozonové vrstvy, a tím ke zvýšenému propouštění škodlivého ultrafialového záření. Aerosoly během 3–6 měsíců po erupci způsobily v tropické stratosféře celkové snížení ozonu o 20 %. Největší pokles ozonu ve středních zeměpisných šířkách nastal až v letech 1992–1993. (Self et al. 1999). Dle Hampson (2006) došlo k úbytku ozonu 5–6 % v tropických oblastech, ve středních šířkách o 3–4 % a 6–9 % ve vyšších zeměpisných šířkách severní polokoule. Šokující pokles nastal v letech 1991 a 1992 na Antarktidě, kde působily zároveň aerosoly z erupcí Mt. Pinatubo a Hudson. V roce 1992 se velikost ozonové díry vzrostla až na bezprecedentní $27 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Self et al. 1999).



Obr. 7 Vulkanický oblak první exploze Mt. Pinatubo 12. 6. 1991.

(zdroj: U. S. Geological Survey)

7.2.2 Erupce sopky Chaitén

Erupce vulkánu Chaitén se vyznačuje velkým množstvím sopečného popela, ve kterém bylo obsaženo větší množství vulkanických plynů. Vulkanický oblak dosáhl po několika dnech výšky až 30 km, ze kterého došlo ke spadu $0,5\text{--}1,5 \text{ km}^3$ tefry (Ruggieri et al. 2012). V okolí sopky se vytvořila během měsíce souvislá 5cm vrstva vyvrženého materiálu (obr. 8). (Stewart et al. 2009). Tato erupce patří mezi vzácnější ryolitické erupce, kdy popel obsahoval 72,6–74,9 % SiO_2 (Horwell et al. 2010). Při prvním

výbuchu měl tento vysoce křemičitý popel a magma stáří asi 5600 let a následně se uvolnily sopečné materiály různého stáří. (Carn et al. 2009). Tyto vzácné výbušné ryolitické erupce se opakují v intervalu jednou za 100 nebo i 1000 let. (Pallister et al. 2010).



Obr. 8 Vrstva sopečného popela na hraniční kontrole v Argentině,
4. 5. 2008 po erupci sopky Chaitén.
(zdroj: Durant et al. 2011, foto: G. Villarosa)

Vulkanické plyny byly analyzovány na základě terénního šetření z popelového spadu. Z těchto měření bylo zjištěno, že během erupce došlo k celkovému uvolnění asi 8 500 t síry. Z toho 68 % bylo obsaženo v sopečném popelu. Při spadu popela došlo ke snížení vzniklého SO₂ a následných aerosolů. V atmosféře setrvalo 32 % síry a vytvořilo různé sloučeniny. Proto celkové množství produkovaného SO₂ během všech fází erupce je asi pouhých 0,01 Mt. Celkově nízký obsah síry je typický pro ryolitické erupce. (Durant et al. 2011). Depozice sopečného popela pomohla přenést do prostředí ekosystému více než 10 000 t různých prvků (např. Cl, S, Ca, Na, Si), jež způsobily různé fyzikální, chemické a biologické dopady.

Díky takto nízkému množství SO₂ nebyly zaznamenány žádné povrchové klimatické změny a nastaly pouze krátkodobé teplotní výkyvy ve vyšších vrstvách atmosféry. (Durant et al. 2011). Wang (2009) uvádí, že ve výšce 12–20 km došlo ke změnám teplot až o 10 °C, spojených s vulkanickými oblaky. Teploty ve výšce asi 15 km nad povrchem, v oblasti 30°–60° zeměpisné šířky, byly před erupcí vyšší než – 63 °C. V den erupce byl zaznamenán pokles na – 65 °C. Den po erupci došlo ke snížení

teploty na -67 až -69 °C; po dvou dnech teploty poklesly na -73 až -75 °C (Wang 2009).

Pokles teploty ve stratosféře (až o 10 °C) nastal jen v místech postižených sopečným oblakem, který se pohyboval směrem přes Argentinu až nad jižní Atlantský oceán. Zvýšení teploty v troposféře nastalo důsledkem vanutí teplého vzduchu z menších zeměpisných šířek. Zemský povrch o rozloze asi 400 km² byl pokryt vrstvou popela, jež byla kvůli obsaženým plynům toxický. Došlo nejen ke spálení listů, ale také odumření velkého množství vegetace, úhynu zvíře po nadýchání popela nebo jeho pozření, a tím zničení obživy tamního obyvatelstva. (Wang 2009).



Obr. 9 Erupce vulkánu Chaitén 2. 5. 2008.

(zdroj: U. S. Geological Survey)

7.2.3 Erupce sopky Hekla

V riftové zóně, kde se nachází vulkán Hekla, nemají sopky tak velký explozivní charakter a při jejich erupci většinou nedochází k velkému uvolnění plynných částic. Vulkanická oblaka jsou převážně nasyceny H₂O, CO₂ a obsah SO₂ je menší. Hekla se

vyznačuje krátkými explozivními fázemi a dlouhými efuzivními fázemi. Při erupcích zmíněného vulkánu jsou převážně sledována sopečná oblaka s popelem z důvodu možného narušení tras leteckých koridorů v oblasti vzdušného prostoru Islandu. Vzhledem k časté aktivitě patří tento vulkán mezi 4 nejaktivnější systémy na Islandu a mezi 22 nejvíce aktivních sopek v severním Pacifiku.(Leadbetterl a Hort 2011).

Při erupci v roce 1991 bylo vyvrženo 0,15 km³ lávy a vulkanický oblak o výšce asi 11,5 km obsahoval 0,02 km³ tefry, jež byla během 8. hodinové erupce uložena v okolí. (Gudmundsson et al. 1992). Sopečný oblak a popel byly neobvykle nasycené fluorem. Na 1 kg tefry připadalo 1600 mg fluoru (F), kdy odstupem času došlo k jeho snížení .(Flaathen a Gislason 2007).

V roce 2000 byl uvolněn sopečný oblak do výšky 11–12 km, který obsahoval 0,6 Mt SO₂. Množství popela (tefry) se odhaduje na 0,1 Mt (Leadbetterl a Hort 2011 a Moune et al. 2007). Vulkanický mrak se skládal převážně z CO₂, SO₂ a popelu. Vzhledem k nízkým teplotám (pod nulou) v této oblasti, jež snižují rozpouštění protonů solí a kovů, dochází tak ke snížení plynných koncentrací. (Flaathen a Gislason 2007). Sopečný oblak byl během 4. dnů transportován díky severním a severovýchodním větrům přes Skandinávii, Pobaltí, západ Ruska a střední Evropu. Koncentrace plynů obsažených ve spadnutém popelu během transportu byla sníženy jednak táním sněhu, jednak jejich ředěním při vniknutí do vodních toků.(Leadbetterl a Hort 2011).

Jen velmi málo SO₂ z celkového množství bylo zoxidováno a přetvořeno na SO₄, z něhož se vytvořilo 0,003–0,008 Mt sulfátových aerosolů. Při jejichž tvorbě je důležitým faktorem množství reaktantu OH. Proč se tomu tak stalo? Důvodem je nedostatek slunečního světla v této polární oblasti, jež způsobuje nedostatek OH, a tím se zvyšuje i setrvání SO₂ ve spodní atmosféře a nedochází k jeho přeměně (na rozdíl od jiných oblastí). Dle změřených koncentrací H₂SO₄, pouhých 0,04 % z celkového množství SO₂ bylo přetvořeno do jeho formy. Díky nepatrným koncentracím aerosolů nenastaly teplotní změny ve stratosféře nebo troposféře jako při erupci vulkánu Chaitén. Dalším důvodem je lokalizace vulkánu (větší zeměpisná šířka) a erupce v zimním období (leden). (Flaathen a Gislason 2007).

I přes nízkou produkci sulfátových aerosolů, které urychlují destrukci ozonu, došlo vlivem většího množství vulkanických plynů s objemem 0,05 Mt pro HCl a 0,17

Mt pro HF ke zničení velké části ozonové vrstvy. (Moune et al. 2007). V průběhu 35. hodin po erupci došlo k destrukci okolo 40 % O_3 , čímž se ve sloupci vulkanického oblaku a atmosféry vyskytla místa s nulovou koncentrací O_3 . Během následujících dvou dnů došlo k jeho doplnění. I přesto bylo zaznamenáno zvýšení UV záření o 15 %. (Millard et al. 2006).



Obr. 10 Vulkán Hekla 16. 2. 1991.

(zdroj: Nordic Volcanological Center, foto Thordarson T.)

7.2.4 Erupce sopky Eyjafjallajökull

Erupce tohoto vulkánu jsou neobvyklé vzhledem k jejich déletrvající aktivitě. V roce 2010 byla tato délka přibližně necelé dva měsíce. Na rozdíl od erupce v roce 1821–1823, jež trvala i 14 měsíců. Další odlišností je typ erupce, která se nazývá „phreatomagmatic eruption“. Tato erupce je výsledkem interakce magmatu a externí vody; v daném případě z ledovce. Voda zpočátku magma rychle ochlazuje, ale následně je vlivem masy horkého magmatu přeměněna na vysokotlaké přehřáté páry. Dochází k fragmentaci magmatu a následné výbušné erupci. Z nízkého obsahu SiO_2 (okolo 47,7–47,8 %) vyplývá, že se jednalo o basické magma, ale při vrcholné erupci mělo magma vyšší stupeň. (Langmann et al. 2011).

Vulkanický oblak s popelem byl transportován více jak 4 000 km přes severovýchodní Atlantik, Britské ostrovy, Skandinávii a později centrální Evropu. Obrovské rozptýlení více než $0,25 \text{ km}^3$ tefry, která byla cestou postupně ukládána, nastalo díky severozápadním větrům. Větší částice popela obsahovaly hlavně oxidy-

např. SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O_3 a další. Menší částice byly nasyceny spíše SO_4^{2-} , jež vznikly oxidací vyššího množství uvolněného SO_2 . Tento popel vytvořil nižší koncentrace sekundárních aerosolů během transportu. (Beeston et al. 2011). Koncentrace popela ve vzduchu překročila stanovenou hodnotu 2 mg/m^3 . Což mělo za následek omezení leteckého provozu. (Langmann et al. 2011).

Při dlouhotrvající erupci bylo vyvrženo velké množství SO_2 s denní produkcí 3000 t. Během první poloviny erupce bylo vyprodukováno asi 30 % SO_2 a zbylých 70 % SO_2 bylo uvolněno v pozdější erupční době otevřením další štěrbiny. Při této neobvyklé erupci velké množství H_2O silně reagovalo s ostatními plyny a vzniklé sloučeniny byly navázány na povrch popelových částic. Složení plynů unikajících ze dvou štěrbiny bylo podobné a množství H_2O bylo $>80 \%$ mol. V případě množství CO_2 se jednalo o $<15 \%$ mol a pro SO_2 $<3 \%$ mol. Produkce HF byla stanovena na 30 t/den. (Burton et al. 2010).



Obr. 11 Erupce vulkánu Eyjafjallajökull 17. 4. 2010.

(zdroj: Friðriksson Árni)

7.3 Zhodnocení a porovnání vybraných erupcí

Z předchozí podkapitoly 7.2, kde jsou popsány vybrané erupce, vyplývá, že vliv vulkanismu na chemii atmosféry, včetně následných změn se liší u každé erupce dle různých faktorů. Při každém sopečném výbuchu mohou nastat různé specifické podmínky, které mohou ovlivnit dopad erupce na atmosféru. Z logických omezení při měření hodnot vulkanických plynů a dalších faktorů nebyla zjištěna všechna data.

Tab. 7 Porovnání vybraných vulkanických erupcí dle zvolených faktorů.

	<i>Mt. Pinatubo</i>	<i>Chaitén</i>	<i>Hekla (2000)</i>	<i>Eyjafjallajökull</i>
Výška vulkanického oblaku (km)	40	17	11–12	8–11
Tefra (km³)	3,4–4,4	0,5–1,5	0,01	0,25
SO₂ (Mt)	17	0,01	0,6	-*
HCl (Mt)	3	-*	0,05	-*
Teplotní změny (°C)	0,4 (povrch)	10 (stratosféra)	-	-

* nezjištěno

Zdroj: Vlastní zpracování podle: Beeston et al. 2011, Carn et al. 2009, Flaathen a Gislason 2007, Kozlovská 2009, Langmann et al. 2011, Self et al. 1999.

Z výše uvedených hodnot je zřejmé, že při erupci jako Mt. Pinatubo dojde k zásadnímu narušení chemie atmosféry a teplotním změnám. Děje se tak za podmínek, kdy exploze vynese vulkanický oblak až do výšky oblasti stratosféry, kde působí velké množství vulkanických plynů a jejich aerosolů. Přestože při erupci vulkánu Chaitén bylo vyvrženo malé množství SO₂, došlo k ovlivnění atmosféry a teplotním změnám, A to z důvodu zásahu nižší stratosféry. V případě erupce Hekly bylo množství SO₂ podstatně větší, ale vzhledem k daným podmínky (uvedené výše) a menší výšce vulkanického sloupce, nenastalo podstatné ovlivnění atmosféry, a následně nedošlo k teplotním změnám. Erupce Eyjafjallajökull byla z vybraných nejslabší, a tedy nezpůsobila teplotní změny. Její vliv na atmosféru byl sledován hlavně z důvodu velkého množství popelu, kterého bylo podstatně více, než při erupci Hekly. Nastalo ochromení letecké dopravy po celé Evropě. Znečištění a ovlivnění atmosféry popelem působí po dobu, dokud není popel uložen zpět na povrch. Spad popelu

s obsahem vulkanických plynů má velký dopad na životní prostředí-zničení vegetace, uhynutí zvířat, znečištění vodních systémů apod.

Při erupcích Hekly a Eyjafjallajökull nenastaly detekovatelné teplotní změny stratosféry a troposféry. Proto nenastalo ani žádné teplotní ovlivnění na povrchu. Po erupci Chaitén nastaly pouze teplotní výkyvy ve stratosféře, a to až o 10°C. Tyto krátkodobé výkyvy ale nemohly způsobit pozdější změny teplot na povrchu. Největší vyprodukované množství SO₂ a jeho následný transport vysoko do stratosféry zajistilo dlouhodobé teplotní změny stratosféry, které se přenesly na celkové povrchové ochlazení o 0,4°C po dobu tří let.

Zastoupení ostatních plynů je menší, což vyplývá ze zjištěného množství kyseliny chlorovodíkové (HCl). Ovlivnění atmosféry přítomností HCl spočívá v destrukci ozonové vrstvy, jež zabraňuje propouštění škodlivého UV záření. V případech erupce Chaitén a Eyjafjallajökull nedošlo k destrukci velkého množství ozonu, též jeho hladina byla velmi rychle doplněna. Po erupci Hekly došlo v jejím okolí k destrukci většího množství ozonu a zvýšení hodnot UV záření během dvou dnů. Pouze po dobu než byla hladina ozonu doplněna. Erupce Mt. Pinatubo způsobila destrukci ozonu nejen v jeho místě, ale také zapříčinila zvětšení ozonové díry nad Antarktidou.

8 ZÁVĚR

Uvolňované plyny při vulkanické erupci jsou (v sestupném pořadí): vodní pára (H_2O), oxid uhličitý (CO_2), oxid siřičitý (SO_2), sirovodík (H_2S), oxid uhelný (CO), chlorovodík (HCl), fluorovodík (HF) a bromovodík (HBr). Též jsou sledovány aerosoly, vznikající interakcemi vulkanických plynů mezi sebou, nebo se složkami atmosféry. Tyto aerosoly jsou základem pro aerosolovou vrstvu, jež mění vlastnosti atmosféry. Vrstva aerosolů snižuje propustnost slunečního záření troposférou, která se ochlazuje, a taktéž se snižují teploty na zemském povrchu. Sluneční záření odražené od aerosolové vrstvy opět prochází stratosférou, která se tímto ohřívá. Zásadní ovlivnění atmosféry je způsobeno uvolněným oxidem siřičitým, a proto je důležité sledovat jeho množství. Z porovnání vybraných erupcí vyplynulo, že v případě erupce vulkánu Mt. Pinatubo bylo vyvrženo nejvíce SO_2 (17 Mt) a došlo k největšímu ovlivnění atmosféry. Neboli, čím vyšší koncentrace SO_2 , tím větší vliv erupce na atmosféru. Toto je zřejmé i při porovnání následných teplotních změn. Při erupcích Eyjafjallajökull a Hekla nenastaly žádné měřitelné teplotní změny, na rozdíl od erupcí Mt. Pinatubo a Chaitén.

Chemie atmosféry je ovlivněna nejen množstvím a složením vulkanických plynů, ale také dalšími faktory, jež jsou závislé na geografickém rozložení vulkánů. Typ geologického podloží, neboli charakter rozhraní litosférických desek, má vliv na složení vulkanických materiálů. V případě riftové zóny je vyvrhováno bazické magma a erupce nemají tak explozivní charakter. Tak tomu bylo v případě erupcí Hekla a Eyjafjallajökull. Naopak explozivní charakter, při kterém je vyvrhováno felsické magma, nastává v případě erupcí vulkánů nacházejících se v subdukční zóně. Jsou-li vulkanické plyny a aerosoly vzniklé při výbuchu transportovány až do stratosféry, pak dochází k již popsaným změnám atmosféry a teplot. Tedy u zmíněných vulkánů Mt. Pinatubo a Chaitén.

Z uvedeného je zřejmé, že aby nastalo globální ovlivnění atmosféry, musí dojít k velké explozi vulkánů, nacházejících se v menších zeměpisných šířkách (tropických oblastech), při které vulkanický oblak s velkým množstvím SO_2 přesáhne výšku alespoň 15 km a pronikne do stratosféry. K tomu došlo při jediné popsané recentní erupci, a to vulkánu Mt. Pinatubo, kdy během tří let po celé Zemi nastalo průměrné povrchové ochlazení o $0,4^\circ\text{C}$.

Vulkanismus zasahuje všemi svými projevy do celého zemského systému. Exhalace vulkanických plynů, ovšem prvotně a nejvíce, ovlivňují atmosféru a její chemismus.

9 SHRNOTÍ – SUMMARY

Bakalářská práce na téma *Vliv vulkanické činnosti na chemii atmosféry Země na příkladu vybraných recentních erupcí* byla zpracována na základě množství uvolněných vulkanických plynů při vybraných erupcích. Vybrané recentní erupce proběhly v období posledních 30. let a byly to Mt. Pinatubo, Chaitén, Hekla a Eyjafjalajökull.

Práce nejdříve popisuje vlastní vulkanickou činnost a složení vulkanických plynů s jejich charakteristikou. Bylo hodnoceno také geografické rozložení vulkanismu z důvodu jeho vlivu na složení a množství vulkanických plynů a rozsah ovlivnění. Ovlivnění je hodnoceno na množství uvolněných vulkanických plynů, změnách vlastností atmosféry po přeměně vulkanických plynů do jiných forem. Hlavní změna vlastnosti míry odrazivosti slunečního záření vede ke krátkodobému nebo dlouhodobému ohřívání stratosféry a ochlazování troposféry a povrchu Země. Největší a nejdéle trávající ovlivnění způsobila vybraná erupce Mt. Pinatubo.

Klíčová slova: vulkanické plyny, aerosoly, chemie atmosféry, stratosféra, klimatické změny.

The Bachelor thesis *Influence of volcanic activity on the chemistry of Earth's atmosphere on the example of selected recent eruption* was prepared on basis of the amount of released volcanic gases at selected eruptions. Selected recent eruption took place in the last 30 years and it was Mt. Pinatubo, Chaitén, Hekla and Eyjafjalajökull.

The project first describes the self-describe volcanic activity and composition of volcanic gases with their characteristics. The geographic distribution of volcanoes by reason of its influence on the composition and amount of volcanic gases and extent of influence was examined too. The influence is evaluated on the amount of ejected volcanic gases and changes in properties of the atmosphere by volcanic gases conversion into other forms. The main change in the property degree of reflectivity of solar radiation led to the short term or long-term warming of stratosphere and cooling of the troposphere and surface of the Earth. The largest and longest lasting climate change was caused by the eruption of Mt. Pinatubo.

Keywords: volcanic gases, aerosols, atmospheric chemistry, stratosphere, climate change

SEZNAM LITERATURY

- Ball, J.** (2012): *Chaitén (Chaiten Volcano) - Chile*. [on-line, cit. 2012-03-09] Dostupné z: <<http://geology.com/volcanoes/chaiten/>>
- Beeston, M., Grgić, I., Van Elteren, J. T., Iskra, I., Kapun, G., Močnik, G.** (2012): Chemical and morphological characterization of aerosol particles at Mt. Krvavec, Slovenia, during the Eyjafjallajökull Icelandic volcanic eruption. *Environmental Science & Pollution Research* 19, 235–243.
- Burton, M., Salerno, Gi., La Spina, A., Stefansson, A., Kaasalainen, H.** (2010): Gas composition and flux report. *Chemical composition*. [on-line, cit. 2012-03-19] Dostupné z: <<http://www.earthice.hi.is/Apps/WebObjects/HI.woa/swdocument/1015769/Gas+report+-+Eyjafjallaj%C3%B6kull+2010.pdf>>
- Carn, S. A., Pallister, J. S., Lara, L., Ewert, J. W., Watt, S., Prata, A. J., Thomas, R. J., Villarosa, G.** (2009): The Unexpected Awakening of Chaitén Volcano, Chile. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 24, 205–212
- Durant, A. J., Villarosa, G., Rose, W. I., Delmelle, P., Prata, A. J., Viramonte, J. G.** (2011): Long-range volcanic ash transport and fallout during the 2008 eruption of Chaitén volcano, Chile. *Physics and Chemistry of the Earth* 14, V tisku
- Fisher, R. V.** (1997): Effects of volcanic gases. In: *The Volcano Information Center* [on-line, cit. 2012-03-09]. Dostupné z: <<http://volcanology.geol.ucsb.edu/gas.htm>>
- Flaathen, T. K., Gislason, S. R.** (2007): The effect of volcanic eruptions on the chemistry of surface waters: The 1991 and 2000 eruptions of Mt. Hekla, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 293–316.
- Friðriksson Árni** (2010): Erupce vulkánu Eyjafjallajökull 17. 4. 2010. Dostupné z: <<http://en.wikipedia.org/wiki/File:Eyjafjallajokull-April-17.JPG>>
- Gerlach, T.M.** (2011): Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 92, 201–202
- Gudmundsson, A., Oskarsson, N., Gronvold, K., Saemundsson, K., Sigurdsson, O., Stefansson, R., Gjalason, S. R., Einarsson, P., Brandsdsson, B., Larsen, G., Johannesson, H., Thordarson, T.** (1992): The 1991 eruption of Hekla, Iceland. *Bulletin of Volcanology* 54, 238–246

- Halmer, M. M., Schmincke, H. - U., Graf, H. - F.** (2002): The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 511–528
- Hampson, J., Claudb, C., Keckhuta, P., Hauchecorne, A.** (2006): The dynamical influence of the Pinatubo eruption in the subtropical stratosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 68, 1600–1608
- Horwell, C. J., Le Blond, J. S., Michnowicz, S. A. K., Cressey, G.** (2010): Cristobalite in a rhyolitic lava dome: evolution of ash hazard. *Bull Volcanol* 72, 249–253
- Icelandic Meteorological Office** [on-line, cit. 2012-04-14].
Dostupné z: <<http://en.vedur.is/>>
- Kozlovská, J.** (2009): *Sopečná aktivita v posledních deseti letech v oblasti Islandu*.
Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta.
- Kukal, Z.** (1983): *Přírodní katastrofy*. 2 vyd. Brno: Horizont.
- Kutá, H.** (2011): *Globální problémy lidstva*. Diplomová práce. Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta.
- Labitzke, K., McCormick, M. P.** (1992): Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols. *Geophysical Research Letters*, 19, 207–210
- Langmann, B., Folch, A., Hensch, M., Matthias, V.** (2012): Volcanic ash over Europe during the eruption of Eyjafjallajökull on Iceland, Aprile-May 2010. *Atmospheric Environment* 48, 1–8
- Leadbetter, S. J., Hort, M. C., Prata, A. J.** (2011): Volcanic ash hazard climatology for an eruption of Hekla Volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 199, 230–241
- McGee, K. A., Doukas, M. P., Kessler, R., Gerlach, T. M.** (1997): Impacts of Volcanic Gases on Climate, the Environment, and People. In: *U. S. Geological Survey* [on-line, cit. 2012-03-10].
Dostupné z: <<http://pubs.usgs.gov/of/1997/of97-262/of97-262.html>>
- McGee, K. A. a Gerlach, T. M.** (1995): Volcanic gas. *U. S. Geological Survey Open-File Report*. 2p., 95–98

- Millard, G. A., Mather, T. A., Pyle, D. M., Rose, W. I., Thornton, B.** (2006): Halogen emissions from a small volcanic eruption: Modeling the peak concentrations, dispersion, and volcanically induced ozone loss in the stratosphere. *Geophysical Research Letters* 33, V tisku
- Moune, S., Sigmarsson, O., Thordarson, T., Gauthier, P.-J.** (2007): Recent volatile evolution in the magmatic system of Hekla volcano, Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 373–389
- Newhall, C. G., Self S.** (1982): The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosivity magnitude for historic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87, 1231–1238
- News and Information About Geology.** © 2005-2012 [on-line, cit. 2012-04-14].
Dostupné z: <<http://geology.com/>>
- Nordic Volcanological Center** [on-line, cit. 2012-04-14].
Dostupné z: <<http://www2.norvol.hi.is/>>
- Pallister, J. S., Major, J. J., Pierson, T. C., Hoblitt, R. P.** (2010): Interdisciplinary Studies of Eruption at Chaitén Volcano, Chile. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 91, 381–392
- Reynolds, R. W.** (1993): Impact of Mount Pinatubo Aerosols on Satellite-derived Sea Surface Temperatures. *Journal of climate* 6, 768–774
- Richter, M.** (2004): *Technologie ochrany životního prostředí. Část II, Technologie ochrany ovzduší.* Ústí nad Labem: Fakulta životního prostředí UJEP.
- Ruggieri, F., Fernandez-Turiel, J., L., Saavedra, J., Gimeno, D., Polanco, E., Amigo, A., Galindo, G., Caselli, A.** (2012): Contribution of volcanic ashes to the regional geochemical balance: The 2008 eruption of Chaitén volcano, Southern Chile. *Science of the Total Environment*, V tisku
- Sauby, M. L.** (1996): *Fundamentals of atmospheric physics.* San Diego: Academic Press
- Self, S., Zhao, J., Holasek, R. E., Torres, R. C., King, A. J.** (1999): The Atmospheric Impact of the 1991 Mount Pinatubo Eruption. In: *U. S. Geological Survey* [online, cit. 2012-03-12]. Dostupné z: <<http://pubs.usgs.gov/pinatubo/self/index.html>>
- Smith, K.** (2002): *Environmental Hazards: Assessing Risk And Reducing Disaster.* 3. vyd. Londýn: Routledge
- Stefansson, R.** (2000): *A Volcanic Eruption in Hekla, February 26, 2000.* [on-line, cit. 2012-03-09]. Dostupné z: <<http://hraun.vedur.is/ja/englishweb/heklanews.html>>

- Stewart, C., Pizzolon, L., Wilson, T., Leonard, G., Deward, D., Johnston, D., Cronin, S.** (2009): Can Volcanic Ash Poison Water Supplies?. *Integrated Environmental Assessment and Management* 5, 713–716
- Symonds, R. B., Rose, W.L., Bluth, G., Gerlach, T. M.** (1994): Volcanic gas studies: methods, results, and applications. In **Carroll, M. R. and Holloway, J. R. eds.** Volatiles in Magmas: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 30, 1–66
- Textor, Ch., Graf, H.-F., Timmreck, C., Robock, A.** (2003): *Emissions from volcanoes*. In **Granier, C., Reeves, C., Artaxo, P. eds.** *Emissions of Chemical compounds and Aerosols in the Atmosphere*: Dordrecht: Kluwer [on-line, cit. 2012-03-10]. Dostupné z: <http://climate.envsci.rutgers.edu/pdf/emissions_0207.pdf>
- The Volcano Information Center.** (C) 1999 [on-line, cit. 2012-04-14]. Dostupné z: <<http://volcanology.geol.ucsb.edu/>>
- Topinka, L.** (1997): *Active Volcanoes and Plate Tectonics, „Hot Spots“ and the „Ring of Fire“*. [on-line, cit. 2012-03-09], Dostupné z: <http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/PlateTectonics/Maps/map_plate_tectonics_world.html>
- Twomey, S.** (1974): Pollution and planetary albedo. *Atmospheric Environment* 8, 1251–1256
- Volcanic Gases and Climate Change Overview** (2012): *U. S. Geological Survey* [on-line, cit. 2012-03-10]. Dostupné z: <<http://volcanoes.usgs.gov/hazards/gas/climate.php>>
- Volcanic Gases and Their Effects** (2010): *U. S. Geological Survey* [on-line, cit. 2012-03-10]. Dostupné z: <<http://volcanoes.usgs.gov/hazards/gas/index.php>>
- Von Glasow, R., Bobrowski, N., Kern, Ch.** (2009): The effects of volcanic eruptions on atmospheric chemistry. *Chemical Geology* 263, 131–142
- Wang, K.-Y., Lin S.-Ch., Lee L.-Ch.** (2009): Immediate impact of the Mt Chaiten eruption on atmosphere from FORMOSAT-3/COSMIC constellation. *Geophysical Research Letters* 36, xxx–xxx
- Waitak, D. D.** (2007): *Climate Map World* [on-line, cit. 2012-04-15]. Dostupné z: <http://war.m.wikipedia.org/wiki/File:ClimateMap_World.png>

Winker, D. M., Osborn, M. T. (1992): Preliminary analysis of observations of the Pinatubo volcanic plume with a polarization-sensitive LIDAR. *Geophysical Research Letters* 19, 171–174