

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A
ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ**



**Sopečná činnost na Islandu - ohrožení chodu počasí
v Evropě**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Bakalant: Štěpán Krátký

2018

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Štěpán Krátký

Vodní hospodářství

Název práce

Sopečná činnost na Islandu – ohrožení chodu počasí v Evropě

Název anglicky

The volcanic activity in Iceland – influence on European weather

Cíle práce

V literární rešerši popsat vliv vulkanických erupcí na klima v Evropě. Popsat možná rizika, plynoucí ze sopečné činnosti na Islandu. V badatelské části práce student vyhledá a zpracuje případy jednotlivých největších erupcí a jejich dopad na počasí a klima.

Metodika

Student v první části práce popíše obecně vznik a geolog. složení Islandu, jeho klima a biotu. Dále obecně uvede vliv erupcí sopek na klima a počasí. V badatelské části se zaměří na historické i současné erupce islandských sopek, jejich dopady. V závěru práce se zamyslí nad riziky a možnostmi erupcí v budoucnu.

Doporučený rozsah práce

30

Klíčová slova

Island, vulkanická činnost, ledovce, klima, počasí

Doporučené zdroje informací

Eruptions that Shook the World, Clive Oppenheimer 2011

Island on Fire, Alexandra Witze, Jeff Kanipe

Skrytá síla ohně, Angelika Jung-Hüttl 2006

Smrtící sopky, Jan A. Novák 2011

Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history, T. Thordarson, G. Larsen, 2006

Předběžný termín obhajoby

2017/18 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 27. 11. 2017**doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.**

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 29. 11. 2017**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 05. 04. 2018

Prohlášení:

„Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením Ing. Jany Soukupové. Uvedl jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpal. Prohlašuji, že tištěná verze se shoduje s verzí odevzdanou přes Univerzitní informační systém.“

V Praze 22.4.2018

.....

Poděkování:

Děkuji Ing. Janě Soukupové za odborné vedení, poskytnutí cenných rad, vstřícnost a ochotu při psaní této bakalářské práce.

V Praze 22.4.2018

.....

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá vlivem sopečných erupcí v historii Islandu na počasí a klima v Evropě. V úvodu rešeršní části je seznámení s islandským ostrovem, s jeho vznikem a geologickým složením a i se všemi klimatickými podmínkami, které ho formují. Zmínka je i o vzniku poměrně nového ostrova Surtsey a rozmanité biotě celého Islandu. Následují části pojednávající o vulkanismu a hydrologii na Islandu.

V závěru první části práce je nastínění vulkanických procesů a problémů z nich vycházejících pro počasí, klima a jsou vyvozeny i zdravotní nebezpečí pro lidstvo.

Badatelská část porovnává informace z VEI a GISP2 databází se změnami klimatu a počasí v Evropě. Je zde zachyceno i způsob vnímání lidstva na změny klimatu napříč historií. Závěrečná část diskutuje výsledky a názory jiných autorů řešících podobnou problematiku. V závěru je porovnání dopadů historických a dnešních erupcí pro společnost. Je připuštěna i možnost erupce jedné z islandských sopek v blízké době a odhad škod, které by mohly vzniknout.

Klíčová slova

Atmosféra, vulkanické erupce, klima

Abstract

This thesis describes an influence of volcanic eruptions in the history of Iceland on the weather and climate in Europe. The first part of this research is the introduction of Iceland, the origin and geological structure of that island along with all climate conditions which form it. There is also a mention about a relatively new island named Surtsey and about various biota of the whole Iceland. Next parts are about volcanism and hydrology in Iceland.

The end of the first part is about getting to know volcanic processes and resulting problems for the weather and climate and also health dangers for mankind.

The investigation part of the research compares the information from VEI and GISP2 databases with the changes of climate and weather in Europe. There is also captured the human perception of these changes of climate through history. The last part compares the impacts of the historical and today's eruptions on community. There is also admitted a possibility of the eruption of one of the Iceland's volcanos in the meantime and the estimation of damages which might happen.

Key words

Atmosphere, volcanic eruption, climate

Obsah

1. Úvod.....	10
2. Cíle práce.....	11
3. Island.....	11
3.1 Poloha.....	11
3.2 Ostrov a rozdělení.....	12
4. Vznik a geologické složení Islandu.....	13
4.1 Vznik.....	13
4.2 Geologické složení.....	14
4.3 Surtsey.....	15
5. Klima.....	16
5.1 Klimatické faktory.....	17
5.2 Typy počasí.....	17
5.3 Srážky.....	19
5.4 Vlhkost.....	20
5.5 Teploty.....	21
5.6 Vítr.....	23
5.7 Větrné bouře.....	23
6. Vulkanismus na Islandu.....	24
6.1 Hlavní vulkány Islandu.....	25
7. Ledovcová činnost a vodstvo.....	26
7.1 Ledovce.....	26
7.2 Jökulshlaup.....	28
7.3 Řeky.....	28
8. Biota.....	29
8.1 Flora.....	29
8.2 Fauna.....	29
9. Vliv erupcí sopek na klima a počasí.....	31
9.1 Vulkanismus.....	31
9.2 Sopky.....	31
9.3 Vliv erupcí na počasí.....	33
9.3.1 Severoatlantická oscilace (NAO).....	34
9.3.2 Atlantická dlouhodobá oscilace (AMO).....	34
9.3.3 Arktická oscilace (AO).....	34
9.3.4 Způsob pozorování.....	35
9.4 Nebezpečí spojená s vulkanickým popelem.....	36

10.	Metody posouzení	36
10.1	Vulkanický index explozivity (VEI).....	36
10.2	GISP2 databáze	37
11.	Sopečné erupce na Islandu v období před naším letopočtem	39
12.	Sopečné erupce na Islandu v našem letopočtu	43
13.	Diskuze	61
14.	Závěr.....	62
	Přehled literatury a použitých zdrojů	63
	Přílohy	67

1. Úvod

Ani v dnešní době stále nemáme prostředky ke zjištění složení Země, což by možná pomohlo k bližšímu pochopení vulkanické aktivity. Magma vzniká v plášti a v oblastech horkých skvrn a riftů, ale i na oceánských hřbetech a v místech zvaných ohnivé prstence se tlačí vzhůru, aby se uvolnilo napětí. Vulkanickou činností vzniklo na Zemi několik sopečných ostrovů, například Havajské a Kanárské ostrovy jsou turisticky hojně navštěvovaná místa.

To, že sopečné erupce mají vliv na počasí a klima i v globálním měřítku je známé už několik set let. Už v 16. století v knize Příspěvek ke kolísání klimatu v severočeské vinařské a chmelařské oblasti od r. 1500 – 1900 (Pejml, 1966) jsou spojovány neobvyklé úkazy v počasí s erupcemi na Islandu. V nám ještě blízké historii se nejvíce Evropy dotkly asi tři výbuchy. Jsou jimi Laki 1783, Krakatoa 1883 a Tambora 1815. V nejbližší minulosti ovšem lidstvo nejvíce zaskočil relativně slabý výbuch sopky Eyjafjallajökull v roce 2010.

Sopečné erupce si svými následky v historii vyžádaly mnoho lidských obětí a v současné době je lidstvo možná ještě náchylnější na problémy, které mohou po erupci nastat. Spolu s erupcí závisí na cirkulačních podmínkách v atmosféře, které udávají směr pohybu sopečného oblaku, jenž může putovat po celém světě. Nelze vždy spojovat sílu erupce a objem vyvrženého materiálu s možnou hrozbou, jelikož závisí i na podmínkách velikosti sopečného prachu a výšky sloupce sopečného oblaku.

Seismologická měření, která lidstvo provádí od počátku 20. století, nás může varovat před výbuchem sopky, ovšem v žádném případě nás neochrání. Díky úrodné půdě v blízkosti vulkánů žije stále velké množství lidí, které jsou vystaveny nebezpečí nejvíce.

Na vulkanické činnosti je stále co objevovat. I přesto, že ve střední Evropě již nemáme žádný aktivní vulkanický systém, jsme ohroženi právě putujícími sopečnými oblaky a změnou klimatu.

2. Cíle práce

V první části práce se seznámit s Islandem a všemi jeho procesy. Dále v literární rešerši popsat vliv vulkanických erupcí na klima a počasí v Evropě. S tím vysvětlit možná rizika plynoucí ze sopečné činnosti na Islandu. V badatelské části práce vyhledat a zpracovat případy jednotlivých největších erupcí islandských sopek a jejich dopad na počasí, podle dostupných historických pramenů.

Rešeršní část práce

3. Island

3.1 Poloha

Island se nachází mezi 63°32' s.š. a 66°32' s.š. zeměpisné šířky a 13°30' z.d. a 24°32' z.d. zeměpisné délky. Jedná se o druhý největší ostrov Evropy. Dle názvu Iceland (ledové země) leží v Severním ledovém oceánu na jih od severního polárního kruhu. K nejbližšímu břehu Grónska to je zhruba 290 km, Skotska 800 km a k Norsku 970 km daleko. Ostrov se rozkládá na 103 125 km² plochy. Pobřeží je 4 988 km dlouhé a velice členité, zejména na severu a západu je tvořeno hlubokými fjordy (Klüche, 2008).

Pro přesnější popis částí krajiny, lze Island rozdělit do 7 částí. V oblasti jihozápadu ostrova a Reykjavíku žijí zhruba dvě třetiny všech obyvatel. Pobřeží v těchto místech tvoří příkré útesy, jemné písčité pláže a kluzké skalnaté mělčiny, ve kterých sídlí mořští ptáci. V místních vodách je i největší šance zahlédnout kytovce. Na jihu se rozprostírá největší ledovec Islandu Vatnajökull, ale i proudí tudy i ledovcové řeky s pustými pláněmi tvořené sedimenty a táhne se tudy i aktivní sopečné pásmo s erupční rozsedlinou Eldgjá a mnoho kráterů Laki. Ve východní části ostrova se rozprostírá pustá hornatá krajina s velmi chudou vegetací a pevninou prostoupenou četnými fjordy. Severní část ostrova je velmi rozmanitá. Rozkládají se zde hory, ledovce, vodopády i výhledy na oceán. Severozápad opět prostupují hluboké fjordy střídané vysokými horskými hřebeny s drsnou a neporušenou přírodou. K západní části, která je významná pro svoji úrodnou zemědělskou krajinu, patří i poloostrov Snæfellsnes, jehož dominantou je 2000 let neaktivní sopka Snæfellsjökull a v okolí poloostrova se vyskytují i plejtváci obrovští. Vnitrozemskou část neboli

vysočinu, lze označit jako edafickou poušť, kdy kvůli prostupnosti půdy a podloží je zde i přes četné srážky velké sucho (Klüche, 2008).

3.2 Ostrov a rozdělení

Tabulka 2:: rozdělení plochy Islandu (NLSI, 2016)

Celková rozloha Islandu	103 022	km ²
Úrodná půda	23 805	
Jezera	2 757	
Ledovce	11 922	
Neploďná půda	64 538	

K Islandu patří i řada ostrovů. Souostroví Vestmannaeyjar leží zhruba 12 km od jižního pobřeží Islandu a je tvořené 15 ostrůvky a mnoha pustými skalisky. Největší ostrov souostroví, Heimaey, je zároveň i největší z ostrovů Islandu s rozlohou 13,4 km² a je považován za jednu z nejdříve osídlených částí Islandu. K souostroví patří i ostrov Surtsey (NLSI, 2016).

Za zmínku navíc stojí ostrov Grímsey, kterým prochází severní polární kruh. Ostrov je nejsevernější místo spadající k Islandu. Nachází se zhruba 40 km od pevniny a s rozlohou 5,3 km² má ostrov méně než 100 stálých obyvatel. Na útesech ostrova žijí tisíce mořských ptáků, bezpočet papuchalků a také přísně chránění alkouni malí (Klüche, 2008).

Tabulka 3:: největší ostrovy Islandu a jejich rozloha (NLSI, 2016)

ostrov	km ²
Heimaey	13,4
Hrísey á Eyjafirði	8
Hjörsey í Faxaflóa	5,5
Grímsey	5,3
Flatey á Skjálfanda	2,8
Málmey	2,4
Papey	2
Víðey	1,7
Surtsey	1,6

4. Vznik a geologické složení Islandu

Struktura Země by se mohla podobat cibuli o rovníkovém průměru 12 56 km. Vrstva u povrchu Země se nazývá zemská kůra a její vlastnosti se liší s oceány, anebo pevninou. Mocnost zemské kůry je od 25 do 80 km. Oceánská kůra je oproti pevninské tenčí. Pod zemskou kůrou se nachází plášť, jehož mocnost sahá až do 2900 km a dělí se na spodní, střední a svrchní. Největší objem zemského tělesa se nachází pod pláštěm a nazýváme ho zemským jádrem. Plocha nespojitosti leží v hloubce kolem 5000 až 5100 km a je to místo rozmezí tekutého vnějšího a pevného vnitřního jádra. Prozatím i ty nejhlubší geologické vrty dosáhly jen několika kilometrů hloubky a o zbytku máme informace díky nepřímým měřickým metodám, do kterých patří studium šíření seizmických vln a pokusné jaderné exploze (Novák, 2011).

4.1 Vznik

Island se nachází v rozmezí Severního ledového a Atlantského oceánu v místě, kde se protínají dva hřbety, a to Středoatlantský hřbet a Grónsko-faerský hřbet (*Greenland-Iceland-Faeroes Ridge*), na rozhraní Euroasijské a Severoamerické desky. Zároveň v místě ostrova dochází k souběhu divergentního deskového rozhraní na Středoatlantickém hřbetu a plášťového chocholu. Divergentní deskové rozhraní na Islandu je tvořeno rozvětvenými riftovými zónami a dochází na něm k nárůstu nové zemské kůry a oddělování Severoamerické a Euroasijské desky rychlostí zhruba 2 cm za rok (Weisenberger, nedatováno).

Tvorba magmatu uvnitř zemského pláště probíhá v místě islandského plášťového chocholu, odkud magma stoupá a pod Islandem způsobuje dynamické nadzvedávání islandské plošiny a projevuje se vysokou vulkanickou činností, která způsobuje růst pevné zemské kůry a může vést i ke vzniku stále nových ostrovů (Surtsey 1964, viz. 4.3). V současné době se islandský plášťový chochol nachází pod ledovcem Vatnajökull (ČGS, 2007).

Riftový systém na Islandu nyní zahrnuje 40-50 km široké a až 200 km dlouhé riftové zóny (reykjaneská, západní, východní a severní riftová zóna). V těchto místech i dochází ke vzniku vulkanického centra s velmi vysokou vulkanickou aktivitou. Z vulkanického centra často vzniká centrální vulkán s typickým kuželovitým kráterem (Askja, Hekla, Katla a Krafla), na který jsou vázána geotermální pole. Naproti tomu oblasti ležící mimo riftové zóny (východní pobřeží, oblast západních fjordů,

poloostrov Snæfellsnes) mají nižší vulkanickou činnost i geotermální aktivitu (ČGS, 2007).

4.2 Geologické složení

Island se téměř výhradně skládá z vulkanických hornin a převážně z bazaltu. Kyselé a intermediární horniny¹ zastoupené ryolity, dacity a andezity tvoří zhruba 10 % hornin. Díky pohybu tektonických desek jsou nejstarší horniny situovány na západním a východním pobřeží a nejmladší horniny lze nalézt v centrální části ostrova. Pomocí kalium-argonové metody byli nejstarší horniny datovány na 14 miliónů let stáří a spadají do středního miocénu (ČGS, 2007).

Horniny Islandu jak uvádí Weisenberger (nedatováno) rozdělené dle stáří do čtyř skupin:

- I. Terciární, starší než 3,1 miliónů let, bazaltové formace tvořené lávovými příkrovy čediče s mezivrstevními vložkami sedimentů a tufů. Mocnost jednotlivých vrstev bývá 5 až 15 m a mývají mírný slon. Vystupují na východě, jihovýchodě a západě Islandu a zaujímají téměř polovinu plochy celého ostrova. Z 80 % tholeitické bazalty, ryolity a intermediární horniny. V reliktech starých centrálních vulkánů jsou hojné žíly a intruze gaber a jemnozrnných granitů a polohy tefry a ignimbritů.
- II. Pleistocénní horniny vzniklé v rozmezí před 0,7 až 3,1 milióny let vystupují v širokých pruzích ve směru JZ–SV mezi oblastmi terciárních bazaltů a na poloostrovech Tjörnes, Snæfellsnes a Skagi. Zaujímají čtvrtinu rozlohy Islandu. Interglaciální bazaltové lávové proudy mají vesměs šedou barvu a hrubou texturu a jsou uloženy podél vnitřních okrajů terciárních bazaltů.
- III. Druhou skupinou pleistocénních hornin staré do 0,7 milionu let jsou subglaciální polštářové lávy², brekcie a hnědé tufy, označované jako palagonity, bohaté na vulkanická skla. Obsahují určitý podíl kyselých a intermediárních hornin, které budují nejznámější ryolitové masívy Torfajökull a Kerlingarfjöll. Zaujímají také zhruba čtvrtinu rozlohy.

¹ *intermediární horniny: magmatity svým složením mezi magmatity kyselými a bazickými. Podle jedné klasifikace obsahují 52 až 65 % SiO₂, . Podle jiné klasifikace intermediální horniny nemají více než 10 % křemene. Typickými představiteli jsou syenit, diorit, andezit, trachyt.*

² *polštářová láva: polštářové tvary lávy, vzniklé při rychlém zatuhnutí lávy vylévající se např. do vody. Vyskytují se v oblasti oceánských riftů a mají typickou sklovitou strukturu.*

IV. Glaciální, fluviální, lakustrinní a marinní sedimenty pleistocénního stáří (před 9 až 13 tisíci lety) jsou uloženy mezi lávovými proudy.

Podle archeologických nálezů, jako první, ostrov v 9. století navštívili irští mniši. Ovšem první trvalé osídlení zde mezi lety 874 až 930 vytvořili Vikingové, kteří prchali před norským králem Haraldem Krásnovlasým. (Klüche, 2002)

4.3 Surtsey

Jedná se o ostrov Vestmannaeyjarského souostroví, ležící zhruba 32 km jižně od Islandu. Ostrov vznikl sopečnými erupcemi, které probíhaly mezi lety 1963 až 1967. Již od té doby je chráněn a slouží jako přírodní laboratoř pro různé obory vědy. Od roku 2008 je na seznamu UNESCO. Rozkládá se na ploše 1,4 km² (UNESCO, 2008).

Tabulka 1: etapy vzniku ostrova Surtsey (Jakobsson, Moore 1982)

8.-12. listopadu 1963	přibližný začátek erupcí na podmořském dně
14. listopad 1963	první viditelné podmořské freatomagmaticke erupce ³
15. listopad 1963	vznik ostrova
28. prosinec 1963 – 6. ledna 1964	viditelná podmořská freatomagmatické erupce 2,5 km východně až severo-východně od Surtsey
31. leden – 1. únor 1964	erupce v trhlině v severní části Surtsey a vznik nových tefra ⁴ kráterů
4. duben 1964 – 17. květen 1965	erupce v západní části formující štít na jiho-západ
22. květen 1965	freatomagmatická aktivita 0,6 km východně až severo-východně od Surtsey, vznik tefra ostrova Syrtlingur
17. říjen 1965	spláchnutí Syrtlinguru vlnami pár dní po skončení erupcí
26. prosince 1965	freatomagmatická aktivita 1 km jiho-západně od Surtsey, vznik tefra ostrova Jólnir
10. srpen – říjen 1966	konec erupcí a zmizení ostrova Jólnir
19. srpen 1966 – červen 1967	nové erupce ve východním kráteru na Surtsey s tvorbou štítu na jih a východ
12.-17. prosince 1966	malý proud lávy vychází z trhliny ve východním tefra kráteru
1.-8. ledna 1967	láva prolomila východní tefra kužel na čtyřech místech
5. červen 1967	Poslední tekoucí láva na Surtsey

³ *freatomagmatické erupce – sopečná erupce, kdy se dostává vystupující magma či láva do kontaktu s vodou, což způsobuje vznik explozivních erupcí*

⁴ *tefra (i sopečný tuf nebo pyroklastické horniny) - označení sopečného materiálu pyroklastického charakteru. Jedná se částice sopečných hornin vyvržené při erupci sopky do atmosféry (nebo do moře u podmořských sopek), které se následně usazují v širokém okolí sopky. Jde tak spíše o usazeniny, tedy sedimentární horniny.*

Bez lidského zásahu lze pozorovat proces osidlování živočichy a rostlinami. Od počátku studia ostrova v roce 1964, vědci pozorovali kontakt se semínky, bakteriemi a houbami přinesenými oceánskými proudy, následovanou první cévnatou rostlinou v roce 1965, kterých zde do konce prvního desetiletí bylo 10 druhů. Do roku 2004 byl jejich počet 60 společně s 75 makrofyty, 71 lišejníky a 24 houbami. Co se týče živočichů, ostrov osídlilo především ptactvo. Zaznamenáno bylo 89 druhů ptactva, z nichž 57 sídlí i v jiných místech Islandu a 335 druhů bezobratlých živočichů (UNESCO, 2008).

Vznik ostrova byl doprovázen zajímavým úkazem, který byl skupinou vědců pozorován severozápadně od nového ostrova Surtsey z letadla. Vědci pozorovali citlivými magnetometry podmořskou sopku a objevili „magnetickou hloubku“ (anomálie v magnetickém poli, která nebyla do té doby pozorována a zaznamenána) a další dvě menší odchylky na severovýchod a jihovýchod od ostrova. Při dalším měření v roce 1966 se velikost odchylek obrátila a velikost odchylky na severozápadě se zmenšila, oproti druhým dvěma odchylkám, které se zvětšily. Tyto jevy byly vysvětleny tak, že tekutým stavem podzemního magmatického krbu došlo k ovlivnění magnetického pole Země a po vychladnutí a následné přeměně na horninu došlo k další změně těchto magnetických anomálií (Michalec, 1971).

5. Klima

Vzhledem k poloze je v této oblasti veliký rozdíl mezi délkou dne v létě a v zimě. Uprostřed léta je v nejsevernější části ostrova k vidění půlnoční Slunce a noci zůstávají světlé na celém ostrově (Einarsson, 1997).

Tabulka 4: poloha poledního Slunce a délka dne ve slunovratech (Einarsson, 1997)

Stanice	zeměpisná šířka	poloha poledního Slunce		délka dne	
		letní slunovrat	zimní slunovrat	letní slunovrat	zimní slunovrat
Vestmannaeyjar	63°27' s.š.	50°00'	3°07'	20h37	4h30
Reykjavík	64°08' s.š.	49°18'	2°25'	21h09	4h08
Akureyri	65°40' s.š.	47°46'	0°53'	23h32	3h05
Grímsey	66°32' s.š.	46°55'	0°01'	24h	2h13

V tabulce je porovnání délky dne v jednotlivých částech Islandu. Grímsey je ostrov nacházející se na severu zhruba 50 km od pobřeží islandské pevniny a Vestmannaeyjar je naopak ostrůvek na jihu.

První meteorologická stanice se systematickým sledováním počasí vzniká až v roce 1845 v rybářském městě Stykkishólmur na západě ostrova a operuje dodnes (Einarsson, 1997). V dnešní době je na Islandu 273 meteorologických stanic (IMO, 2018).

5.1 Klimatické faktory

Některé meteorologické a geografické faktory mají na počasí a klima Islandu velký vliv. Island leží v blízkosti hranice mezi teplým a studeným oceánským proudem.

Severoatlantský oceánský proud (teplý proud)- navazuje na Golský proud a přibližně na 40° s. š. a 30° z. d. se dělí na dvě větve, kdy jižní směřuje k západnímu pobřeží Afrika a pokračuje dál jako Kanárský proud. Severní větev směřuje na severovýchod, kde se odděluje ještě menší větev zvaná Irmingerův proud, která obklopuje jižní, západní a severní pobřeží Islandu. Zároveň celá severní větev Severoatlantického oceánského proudu ovlivňuje zejména zimní klima v severní části Evropy. Naproti tomu z Východogrónského proudu (studený proud) se odděluje větev známá jako Východoislandský proud, která teče kolem východního pobřeží jižním až jihovýchodním směrem (Einarsson, 1997).

Island je hornatý ostrov s průměrnou nadmořskou výškou 500 m. Nejvyšší hora Hvannadalshnúkur 2110 m.n.m. se nachází na severozápadním okraji masivu Öraefajökull v jižní části ostrova. Pouze čtvrtina povrchu ostrova leží v nadmořské výšce menší než 200 m. Ledovce pokrývají kolem 11 800 km² povrchu země. Největší z nich je Vatnajökull s rozlohou 8 400 km². Rozloha ledovců se mění s klimatickými změnami (Einarsson, 1997).

5.2 Typy počasí

Velmi často se v blízkosti Islandu vyskytují cyklony a to především v zimě a počasí tak do velké míry závisí na dráze těchto cyklon. V daném čase se značně liší typ počasí v daných místech na ostrově díky směru větru a topografii (Einarsson, 1997).

Markús Á. Einarsson (1997) rozdělují hlavní typy počasí na následující:

I. Jihovýchodní typ – Cyklona přichází k od jihozápadu a před Islandem se zvyšují jihovýchodní větry. Okluzní nebo teplá fronta způsobuje srážky na většině

území, kromě severovýchodní části Islandu, kde způsobuje jen zataženou oblohu. Zpravidla jsou maximální srážky v jižní nebo jihovýchodní části Islandu, ale i podél západního pobřeží. Tento typ počasí s sebou přináší relativně vysoké teploty, v zimě až nad bod mrazu. Po značné období se můžou na Islandu objevovat série cyklon z jihozápadu nebo i z jihu. K tomu dochází, když blokující anticyklona nad britskými ostrovy nebo Skandinávií řídí všechny cyklony severně na západ od Islandu. Počasí se pak střídá mezi jihovýchodním a severozápadním typem.

II. Jihozápadní nebo západní typ – Po průchodu studené nebo okluzní fronty se obvykle vítr stáčí z jihovýchodu na jihozápad, nebo občas i na západ. Na zemi pak dopadá studená vzdušná masa, často pocházející z polárních regionů ze Severní Ameriky. Po překročení severního Atlantiku se stává nestabilní a po příchodu těchto vzdušných mas, jsou v jižní a západní části Islandu časté nárazové větry a přeháňky. V severovýchodní a východní části poté převažuje příjemné počasí s trhající se oblačností. Když vítr přichází přímo z ledovců Grónska, přeháňky se snižují a může nastat i suché počasí.

III. Jižní typ s teplou vzdušnou masou – Tropický vzduch k Islandu přichází z jihu, když nízké tlakové systémy, které jsou často téměř stacionární po několik dnů, leží východně až jihovýchodně u mysu Farewel v Grónsku a ve stejný čas bývá častá anticyklona nad západní Evropou. Po přeběhu relativně chladného moře je tento tropický vzduch stabilní v nižších vrstvách a způsobuje časté mlhy a mrholení v jižní části Islandu. Při silném větru může vést i k orografickým dešťům. Při poklesu vzduchu v severním a východním Islandu mizí oblačnost a místní větry (föhn) přináší lokálně teplý vzduch a suché počasí.

IV. Typ počasí s teplým vzduchem pocházejícím z Evropy – Tento typ počasí je často spojen s jihovýchodními větry, které přináší vzduch s průmyslovým prachem z britských ostrovů nebo z kontinentu. Na většině území Islandu je mlhavé počasí se spíše nízkou viditelností. Na severním a východním pobřeží se mlha formuje v případě, když vzduch proudí přes Východní islandský proud. V tomto typu počasí bývá obvykle relativně vysoká teplota v západní části Islandu.

V. Východní typ – Typ počasí vyvolaný cyklonami k jihu Islandu a může být spíše přetrvávající. Nové cyklony mohou dorazit ze západu a propojit hlavní cyklony. Východní větry poté převládají na jižním pobřeží. Okluzní fronty ležící od západu

k východu jsou často zaznamenány blízko jižního pobřeží a přináší srážky k jihu a východu. Mlhy se občas formují na severovýchodním a severním pobřeží, ale v západní části Islandu je obvykle počasí příznivé.

VI. Severovýchodní typ – Na Islandu převládají severovýchodní větry, je-li nad Grónskem silná anticyklona. Dráhy cyklon se pak nacházejí jižně od Islandu směřující východně a později často severovýchodně. Když cyklony dosáhnou oceánu mezi Islandem a Norskem, tak severovýchodní větry budou silné a přinášejí s sebou do severní nebo východní části Islandu sníh (déšť nebo mrholení v létě). Jindy je vítr mírný a počasí tak může být přijatelné ve vnitřních částech těchto regionů, i přes možné padající srážky ve vnějších částech. Při těchto situacích v jižní části Islandu převládá příjemné počasí.

VII. Severní typ – Probíhá v zimě, kdy hluboká cyklona východně nebo severovýchodně na Islandu způsobuje ostré severní větry s velkými přívaly sněhu na severu Islandu, které mohou trvat i několik dní. Sněžení se obvykle šíří směrem na jih podél západního a východního pobřeží, ale na jihu počasí zůstává suché. Obvykle se takové počasí zhoršuje nejprve na západě při odcházející cykloně, takže na severu Islandu může vítr slábnout a lepší se počasí, i přestože na severovýchodním pobřeží stále sněží. V mnoha případech jsou severovýchodní a severní typy počasí podobné.

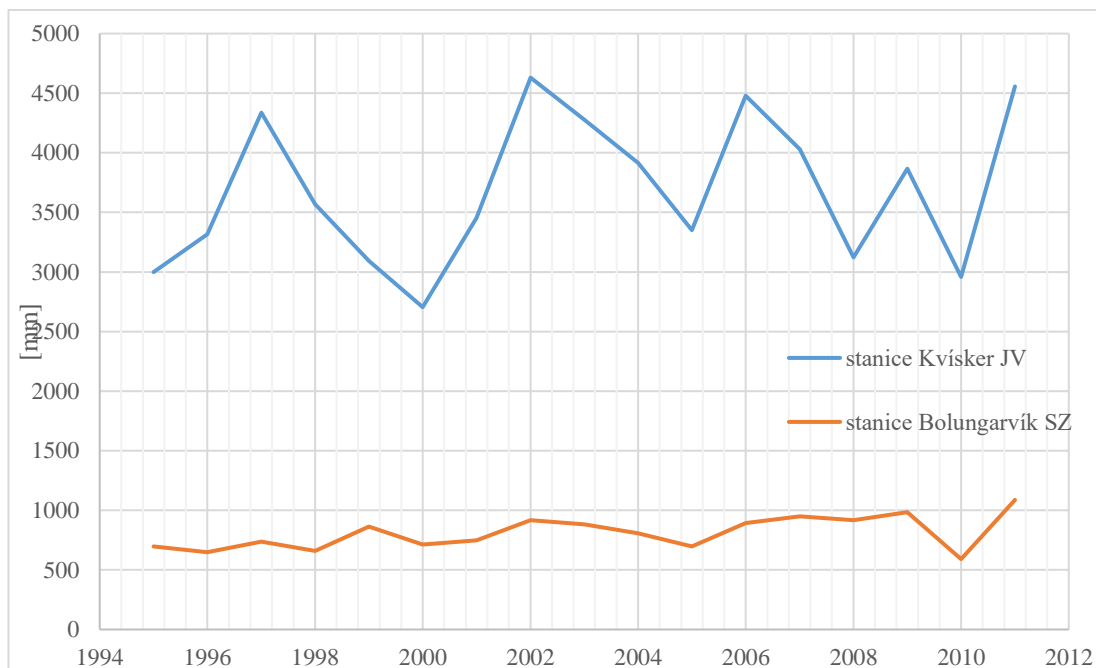
VIII. Typ počasí odehrávající se nad Islandem – Měsíční průměrný tlak na Islandu je nejvyšší na jaře. Nicméně, ve všech ročních obdobích se může stát, že anticyklona nad Islandem, často propojená s anticyklonou nad Grónskem, ovládá počasí. Větry jsou potom slabé a proměnné a počasí je příznivé s na pobřeží se vyskytujícími mlhy, speciálně v létě.

5.3 Srážky

Velká část srážek na Islandu spadne na zem mezi jižní a východní částí ostrova, které přichází spolu s cyklonou z jihozápadu. Období největších dešťů na Islandu je podzim až začátek zimy. Maxima obvykle nabývají v říjnu. Výjimka je vnitrozemská část severovýchodního Islandu, kde maxima srážek spadají v červenci až srpnu. Nejsušší období na srážky obecně pro celý ostrov bývá květen a červen, kdy spadne zhruba 5 % ročních srážek, oproti tomu v říjnu 12 %. Měsíční hodnoty srážek se ovšem mění rok od roka a existují i měsíce bez srážek. Pro představu v Reykjavíku v letech 1931 – 1960 byla v říjnu naměřena nejvyšší hodnota srážek 181 mm a oproti tomu

nejnižší 33 mm. V měsíci květnu a opět v Reykjavíku nejvyšší hodnota 96 mm a nejnižší 0 mm. V severní části Islandu je více než polovina srážek spadlých přes zimu v podobě sněhu. První sněhové vločky se objeví v říjnu v jižním a západním Islandu a v severní části již v září. Na konci května jsou naopak poslední sněhové srážky. První den kompletní sněhové pokrývky na jihu a západě spadá do první části měsíce listopad, v ostatních částech země k pokrývce dochází již koncem října (Einarsson, 1969).

Graf 1: Roční srážky- porovnání Jihovýchod a Severozápad (IMO, 2016)



Na grafu 2 lze vidět porovnání mezi jihovýchodní stanicí Kvísker 30 m.n.m. (modrá) a severozápadní stanicí Bolungarvík 27 m.n.m. (oranžová). Srážky spadlé za rok na jihovýchodě převyšují i trojnásobně hodnoty ze severozápadu. Stanice jsou od sebe vzdálené zhruba 400 km.

5.4 Vlhkost

Jelikož na Islandu panuje přímořské klima, vlhkost vzduchu je poměrně vysoká. Průměrné roční hodnoty vlhkosti vzduchu se pohybují okolo 80 %. Měsíční hodnoty mají malé a nepravidelné rozdíly, častější jsou ovšem nižší hodnoty vlhkosti vzduchu v měsících od ledna do června. Nejvyšší hodnoty naopak v měsících srpnu až říjnu. Na Islandu je měření relativní vlhkosti prováděno psychrometrem, který je často nespolehlivý při teplotách pod bodem mrazu (Einarsson, 1997).

5.5 Teploty

Klima Islandu je přímořské s chladným létem a mírnou zimou. Průměrné roční teploty dosahují od 2,0 °C do 5,7 °C v nížinnách. Z několika stanic podél jižního pobřeží průměrná roční teplota odpovídá něco málo přes 5 °C, ale obecně jižní část Islandu dosahuje průměrných teplot 4 – 5 °C a vnitrozemí se západem 3 – 4 °C. Nejchladněji je na severu, kde nikde hodnoty nedosahují 4 °C, ale spíše 3 – 4 °C v odlehlých oblastech a 2 – 3 °C ve vnitrozemí. V horách jsou teploty samozřejmě nižší. Směrem do vnitrozemí se teplota snižuje a to nejen díky zvyšující se nadmořské výšce, ale i díky zvětšující se vzdálenosti od pobřeží, pokles průměrně odpovídá 2 °C/100 km (Bergthórsson, 1969).

Průměrný rozsah teplot (rozdíl mezi průměrnými teplotami nejteplejších a nejstudenějších měsíců) je poměrně malý. Nejnižší rozdíly jsou na pobřežích a to obvykle mezi 9 – 11 °C, kromě západního, kde je to 11 – 12 °C. Ve většině vnitrozemských regionů jsou rozdíly v rozsahu 12 – 13 °C, kromě jihozápadní části Islandu, kde je to 13 – 14 °C. Nejvyšší rozdíl teplot je v severovýchodním Islandu, kde je to nad 15 °C (Bergthórsson, 1969).

Nejteplejší měsíc v roce téměř ve všech částech Islandu bývá červenec, ovšem na severu a východu bývá srpen o trošku teplejší. V jihozápadním Islandu je leden nejchladnější měsíc, v ostatních částech únor. Ovšem rozdíl v teplotách mezi lednem a únorem je velmi malý. V horách se lednové teploty pohybují od -4 do -8 °C, kromě nejvyšších vrcholků (Einarsson, 1969).

Měsíční hodnoty teplot jsou poměrně proměnné z roku na rok, speciálně pak v zimě. V Reykjavíku byla nejvyšší průměrná teplota v lednu 3,6 °C v roce 1964 a nejnižší -7,3 °C v roce 1918. V červenci pak nejvyšší 13,3 °C v roce 1917 a nejnižší 9,5 v roce 1970. Průměrná denní variabilita teplot je na Islandu malá. V prosinci a lednu je to obvykle méně než 1 °C, ale zvyšuje se směrem k jaru a létu. V pobřežních oblastech jako Dalatangi ve východním Islandu to je v letních měsících méně než 2 °C. V Reykjavíku 3 – 5 °C a 4 – 6 °C ve vnitrozemských stanicích (Einarsson, 1969).

Nepravidelná teplotní variace způsobená průchodem fronty a změnou masy vzduchu odpovídá rozdílům v zimě, zatímco vliv obyčejných denních cyklů a sluneční záření je častější v létě. Změny teplot vyvolané advekcí vzdušné masy jsou často náhlé a veliké. Příklad náhlé změny teploty je zaznamenan z Reykjavíku dne 9 dubna 1963,

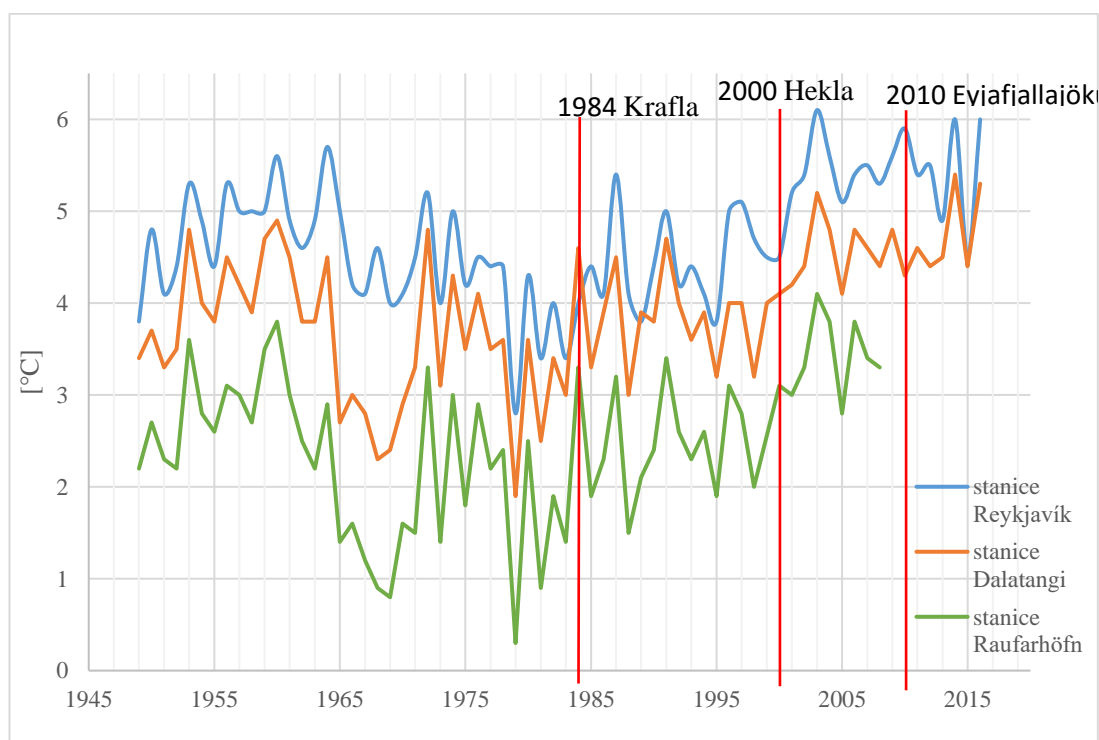
kdy v poledne byla naměřena teplota 7°C, ale ještě v noci spadla až na -8 °C. Nejvyšší teplota naměřená na Islandu byla 30,5 °C v Teigarhornu v červnu 1939 a nejnižší -37,9 °C v Grímsstadiru v lednu 1918 (Einarsson, 1969).

Tabulka 5: Průměrné roční teploty 1949-2016 po desetiletích (IMO, 2000)

	Reykjavík [C°]	Dalatangi [C°]
1949	3,8	3,4
1950-1959	4,82	4,04
1960-1969	4,76	3,47
1970-1979	4,31	3,5
1980-1989	4,09	3,57
1990-1999	4,52	3,84
2000-2009	5,37	4,54
2010-2016	5,46	4,7

Průměrné roční teploty se liší dle místa ostrova. V tabulce lze pozorovat rozdíl průměrných ročních teplot mezi stanicemi Reykjavík na jihozápadě ostrova (52 m.n.m.) a stanicí Dalatangi na východě ostrova (9 m.n.m.).

Obr. 1: Porovnání ročních teplot z různých oblastí Islandu mezi lety 1949 až 2016 (IMO, 2000)



I vlivem Irmingerova proudu je patrné, že na západní části ostrova panují zhruba 0,7 °C vyšší teploty než na východním pobřeží. Z obou stanic, i z hodnot grafu, lze vyčíst v posledních 35 letech trend stoupající teploty.

5.6 Vítr

Rozdělení průměrných hodnot tlaku nad severním Atlantikem s Islandskou tlakovou níží k jihozápadní části indikuje, že vítr vanoucí směrem mezi severovýchodem a jihovýchodem může být častý. Západní a severozápadní větry jsou v oblasti Islandu výjimečné. V létě mořské brízy ovlivňují frekvenci směrů větrů v závislosti na pobřeží. Například v Reykjavíku je průměrná frekvence mořské brízy v červnu ve směru ze západu na sever 44%, ale v lednu v tomto směru pouze 11 % (Einarsson, 1997).

Jak očekávat v oblasti, kde převládají tlakové níže, rychlosti větru jsou obecně vyšší, především pak na pobřeží a v zimě, kdy jsou cyklony nejintenzivnější. Rychlosti větru jsou z celého ostrova nejvyšší na jižním pobřeží. Průměrné měsíční hodnoty rychlosti větru právě na pobřeží v zimě jsou mezi 6 až 7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, v létě pak mezi 4 až 6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. V říjnu roku 1963 ve stanici Vestmannaeyjar byla naměřena průměrná 10 - ti minutová hodnota rychlosti větru 55,6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Ve stejné stanici byla v lednu 1949 dle Beaufortovy stupnice, používané v minulosti k odhadu rychlosti větru dle jeho projevů například na moři, odhadnuta na stupeň 17, což by odpovídalo 56,1 – 60,7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Nejvyšší naměřená hodnota pro Reykjavík byla v únoru 1981 39,6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Einarsson, 1997).

5.7 Větrné bouře

Jeden z extrémních přírodních jevů na Islandu. Díky pusté krajině nemá vítr překážku a o co se zbrzdí. Svou silou dokáže strhnout a zcela odnést vegetační drn, který se v sypkých sopečných půdách neudrží (Jůnek, 2017).

Ústav ochrany půd proto provádí v pobřežních nížinách experimenty na zpevnění půdy se snahou zabránit odnosu. To se jim daří pomocí bobovité byliny lupiny nutkajské, která byla dovezena v roce 1945 z Aljašky. Lupina nejen že zabraňuje odnosu, ale i zúrodnuje půdu, protože díky symbióze s hlízkovitými bakteriemi v kořenovém systému váže vzdušný dusík a zpřístupňuje jej pro další rostliny (Jůnek, 2017).

6. Vulkanismus na Islandu

Dle rysů patří mnoho vulkánů do axiální⁵ zóny, která je vymezena Reykjavickou (RVZ), Západní (WVZ), Severní (NVZ) a Východní (EVZ) vulkanickou zónou. Východní vulkanická zóna přechází na jihovýchod v již existující kůru. Tyto zóny jsou propojeny skrz centrální část Islandu přes Středoislandský pás (MIB). Ostatní aktivní vulkanické zóny jsou vnitrodeskové zóny Öraefajökullská (ÖVB) a Snæfellsneská (SVB) vulkanická zóna. Z celkových 30 vulkanických systémů je 12 tvořeno trhlinou a centrálním vulkánem, 7 centrálním vulkánem, 9 trhlinou a kuželem centrálního vulkánu a 2 jsou pouze osamocené kužely vulkanického systému. Kolem 80 % erupcí odpovídá Východní vulkanické zóně (EVZ), kde se nachází i tři nejvíce aktivní vulkanické systémy (Grímsvötn, Bárðarbunga–Veidivötn, Hekla a Katla). Při efusivní erupci je do 95 % vylitého magma láva. Při explozivní erupci je naopak do 95 % vylitého magma tefra. Mixované erupce jsou při podílu lávy i tefry ve výlevu. V historii také dominovaly bazaltické vulkanismy. Dohromady bylo na Islandu zaneseno do kronik a zmapováno 205 vulkanických událostí. Z těchto událostí bylo 192 reprezentováno individuálními erupcemi a 13 klasifikováno jako „požár“, který zahrnuje dvě nebo více erupcí definované jako epizody vulkanické aktivity, která trvá měsíce až roky. Celkem 159 erupcí bylo ověřeno identifikací dle výlevné látky a 124 určeno jako explozivní, 14 efusivních a 21 mixovaných erupcí. Ze záznamů lze vyvodit 20 až 25 erupcí za století na Islandu. Za posledních 1100 let je zřejmý postupný nárůst frekvence vulkanických aktivit. Produkce magmatu za 1100 let odpovídá 87 km³. Největší produkce na lokalitu je EVZ, kde 71 km³ (Thordarsson, Larssen 2006).

Největší frekvence erupcí jsou zaznamenány u vulkánů Grímsvötn, Hekla a Katla. Malé sopečné erupce jsou při objemu hustoty horninového ekvivalentu (DRE) do 0,1 km³ s frekvencí jednou za 4-5 let. Velké záplavo čedičové erupce s opakováním v 500 až 1000 letém intervalu s objemem větším než 10 km³ DRE. Explozivní erupce jsou častější než efuzivní erupce. Síla explozivnosti erupce se posuzuje podle čísla VEI (Vulkanický explozivní index). Nejexplozivnější erupce dosahují VEI 6 s frekvencí jednou, nebo dvakrát za tisíc let, kdežto menší VEI 3 erupce se opakují po 10 až 20

⁵ Axiální zóna - ranná část prekambriických a paleozoických horninových procesů

letech. V geologické historii Islandu nebyly evidovány erupce explosivnosti VEI 7, nebo větší (Thordarsson, Larssen 2006).

6.1 Hlavní vulkány Islandu

I. Hekla - Od první historické erupce bylo v tomto vulkanickém systému registrováno 23 sopečných událostí, což dělá Heklu druhým nejvíce aktivním systémem na Islandu. Celkem 18 erupcí bylo soustředěno v centrálním vulkánu Hekly. Poslední erupce nastala v únoru 2000. (Lacasse a kol., 2004). Zbylých pět erupcí jsou bazaltické trhlinové erupce, které se vytvářely v místech mimo centrální vulkán. S výjimkou erupce v roce 1104, jenž byla plíniovská erupce s lávami ryolitu, která byla čistě explosivního typu, je 17 zbylých erupcí z centrálního vulkánu známo, nebo posuzováno jako mixovaná erupce produkující významné množství tefry a lávy. Frekvence erupcí vulkánu Hekla za posledních 1100 let dosáhla jedné až tří erupcí za století. Výjimka je poslední 20. století, kdy vulkán představil pět erupcí se snižující se velikostí. Kompozice vyvřelého magma dosahovala od hornin dacitu až k bazaltickému adesitu. U mixovaných erupcí Hekly trvá plíniovská fáze od 0,5 hod. až do 2 hod., která je okamžitě následována dlouhotrvajícím výlevem lávy a effusí. (Křemenná výplň prvního vyvřelého magma je definované předcházejícím intervalem nehybnosti a od roku 1389 poslední magma odpovídá obsahu křemenu o 52-54 %. Poklesy spadlé tefry a její rozsahy jsou známé pro všechny historické erupce. Rozsah vyprodukované tefry v individuálních historických erupcích dosahuje hodnot od 0,01 do 2 km³ DRE a celkový úhrn je kolem 5,6 km³, nebo 2,2 km³ DRE. Velikost a hustota posledních 7 výlevů lávy z Hekly odpovídá rozsahu od 0,1 do 1,5 km³ (Thordarson, Larsen 2006).

II. Katla – Katla je třetí nejaktivnější systém v historii s alespoň 21 erupcemi od 9. století (Larsen, 2000). Vulkanický systém Katly je nejproduktivnější co se týče vyprodukovaného magma. Všechny erupce Katly jsou spojovány s termínem jökulhlaups. Vulkán dosahuje výšky 1512 m. n. m., ale její kaldera je pokrytá ledovcem. Průměrná četnost erupcí je 1 až 3 za století. Katla nikdy neybouchla v zimě a nejčastější měsíc aktivity je říjen (Thordarson, Larsen 2006). Vulkanologové pozorují v oblasti již od roku 1999 občasné otřesy (Novák, 2011).

III. Bardarbunga – V islandštině Bárðarbunga je centrální vulkán ležící pod ledovcem Vatnajökull v centrální části Islandu na spojení mezi východní a severní vulkanickou zónou, kde je nyní považováno místo horkého bodu pod pláštěm Islandu.

Sopka dosahuje nadmořské výšky 2000 m. n. m. a jedná se o stratovulkán (Thordarson, Larsen 2006).

IV. Grímsvötn – Přes 70 erupcí má svědomí tento vulkanický systém, což ho dělá nejaktivnějším vulkánem v počtu erupcí (Larsen, 2002). Centrální vulkán a 60 km dlouhá trhlina, z celkové délky 90 km, je pokryta ledovcem Vatnajökull (Sæmundson, 1978). Průměrná perioda sopečné aktivity je zhruba 140 let. Thordarson a Larsen (2007) udávají odhad další erupce na období let 2030 až 2040.

7. Ledovcová činnost a vodstvo

Ledovce a sníh, který neroztává, pokrývají zhruba 11 % ostrova a obsahují 3600 km³ vody. Ledovce jsou většinou zdrojem vody pro řeky. Kdyby došlo k rozpuštění všech ledovců Islandu, hladina světových moří by stoupla o 1 cm. Největší ledovec na ostrově Vatnajökull je zároveň 2. největším ledovcem v Evropě a zaujímá rozlohu přes 8000 km². Nejdelší řekou Thjórsá (Þjórsá) se svou délkou 230 km ústí do Atlantského oceánu na jihu ostrova. Řeka Fjöllum se vlévá do Grónského moře a je nejvodnatější řekou ostrova (Björnsson, Pálsson 2008).

7.1 Ledovce

V období pleistocénu a pozdního glaciálu se ostrov a mořské dno v jeho okolí topograficky výrazně tvaruje ledovcovou erozí. Ledovce mají alpský krajinný ráz charakteristický ledovcovým karem, ostrými vrcholky hor, širokými nížinami, dlouhými a strmými údolními i úzkými fjordy. Největší zemědělsky výhodné regiony na jihu a na západě byly vytvořeny glaciálními a fluvio-glaciálními sedimenty v pozdním glaciálu a raném Holocénu. Navíc tvar krajiny a sedimenty pobřežních oblastí byly silně ovlivněny ledovcovou erozí a nánosem. Na Islandu se lze setkat s několika typy horských ledovců a to například ledovce norského typu, piedmontní ledovce, ledovcové lemy a karové ledovce (Björnsson, Pálsson 2008).

Regionální rozdělení ledovců na Islandu naznačuje, jak srážky dopadají s převládajícími jižními větry. V nejvyšších polohách (1300 m. n. m.) jižních svahů ledovců Vatnajökull a Mýrdalsjökull přesahují průměrné roční srážky 4000 až 5000 mm. Průměrné teploty v nejvyšších místech velkých ledovců se blíží bodu mrazu po celý rok a většina srážek tak je zde v podobě sněhu. Ve vysokých nadmořských výškách dochází k tání pouze během 10 až 20 dní v roce. Centrální část Islandu zaujímají také hory přesahující nadmořskou výšku 1400 m ovšem roční srážky zde

dosahují pouze 400 až 700 mm. Sněžná čára v této oblasti v severním stínu Vatnajökull dosahuje nadmořskou výšku 1600 m. V centrální vrchovině se také nachází permafrost ve výškách kolem 550 až 600 m. n. m. V pobřežní severní části ostrova spadá sněžná čára do výšky pouze 1100 m a nachází zde kolem stovky malých ledovců položených nad údolními a kolem vrcholů hor ve výškách 1300 až 1500 m.n.m.. Tyto vrcholy dosahují ročních srážek ke 2000 mm přinesených severními větry. V severozápadní části poloostrova nazývaného Západní Fjordy, průměrné roční srážky dosahují 3000 mm a sněžná čára je zde nejnižší na celém ostrově v nadmořských výškách 600 až 700 m. Náhorní plošina poloostrova přitom leží ve výšce kolem 700 a 900 m. n. m. a lze tu napočítat nějakých 10 ledovců. Nejvyšší bod poloostrova je pokryt ledovcem Drangajökull, což je nejseverněji položený ledovec na ostrově (Björnsson, Pálsson 2008).

Tabulka 6: hlavní ledovce a jejich rozloha v km² (Björnsson, Pálsson 2008)

ledovce	rozloha 1958	rozloha 2000
Vatnajökull	8 538	8 160
Langjökull	1 022	950
Hofsjökull	966	925
Mýrdalsjökull	701	590
Drangajökull	199	160
Eyjafjallajökull	107	77
Tungnafellsjökull	50	48
Þórisjökull	33	32
Þrándarjökull	27	22
Tindafjallajökull	27	19

7.2 Jökulshlaup

Islandský termín označující záplavy, způsobené uvolněním velkého množství vody z ledovců. Ke zvýšenému odtoku může dojít více způsoby. Např. rychlým táním v letní sezóně, nebo geotermální aktivitou. Jelikož většina ledovců leží na vulkanických systémech, dochází k subglaciálním erupcím. Záplavy mají vysokou unášecí schopnost, kdy voda dokáže strhnout a unášet bloky ledu a balvany o velikosti 20 - 30 m. V roce 1918 výbuch sopky Katla způsobil jökulshlaup o maximálním průtoku 100-300 tisíc m³/s a záplava trvala 1 - 2 dny. Záplavy nevyvolané vulkanickou činností mají průtoky s maximy kolem 4 tisíc m³/s (Björnsson, Pálsson 2008).

7.3 Řeky

Řeky Islandu jsou tvořené jednou z nejčistších vod na Zemi. Zároveň v řekách je i dost ryb. Islandský název *lax* znamená losos a právě mnoho vodních cest je nazýváno Laxá, neboli lososí řeka. Ledovcové řeky jsou hluboce erodované kaňony a sedimenty jsou transportovány do oblastí nazývaných sandur (pustina mezi ledovcem a mořem vzniklá naplaveninami) (Björnsson, Pálsson 2008).

Stejně jako s ledovci, tak i u řek se na Islandu potkáme s více typy. První typ je nazývaný v islandštině *jökulár* (ledovcové řeky se sedimenty), který má vrcholný průtok v létě. *Dragár* (řeky s přímým odtokem) mají největší průtok v létě a na podzim a bývají častější ve starších skalách. Další typ řek nazývaný *lindár* má konstantní průtok po celý rok. Tento typ je častý na lávových polích a má typické úzké, ale hluboké kanály. Na tocích lindárských řek se často vyskytují vodopády (Björnsson, Pálsson 2008).

Thjórsá (Þjórsá), nejdelší řeka Islandu, je dlouhá 230 km s průměrným průtokem 380 m³/s. Řeka je napájena ledovcem Hofsjökull a směřuje na jih do Atlantického oceánu. Řeka s největším průtokem Ölfusáá nabývá průměrných hodnot průtoku až 440 m³/s (NLSI, 2016).

Tabulka 7: pět nejdelších řek Islandu s průtoky a plochou povodí (NLSI, 2016)

řeka	délka [km]	průměrný průtok [m ³ /sec]	plocha povodí [km ²]
Thjórsá	230	370	7.530
Jökulsá á Fjöllum	206	183	7.750

Ölfusá/ Hvitá	185	423	6.100
Skjálfandafljót	178	95	3.860
Jökulsá á Dal	150	205	3.700

Pro islandské řeky jsou také velmi typické vodopády. Na řece Jökulsá á Fjöllum stojí za zmínku vodopád Dettifoss, který je s výškou 44 metrů, šířkou 100 metrů a průměrným průtokem 193 m³/s nejmohutnější vodopád Evropy. Na řece Botnsá lze zase nalézt vodopád Glymur s výškou 190 metrů nejvyšší vodopád na Islandu (NLSI, 2016).

8. Biota⁶

8.1 Flora

Biotou ostrov patří do Holarktické oblasti. Na formování flory ostrova má vliv subarktická kontinentální Evropa. Původní lesy byli sopečnou a lidskou činností zničeny a nyní pokrývají zhruba 1 % plochy ostrova (Klüche, 2002).

Islandské dřeviny tvoří především původní vrby, zakrslé břízy a další drobné keříky jako *brusnice borůvky*, *brusinky*, *šichy* a *vřes*. Vrb roste na Islandu více druhů: *vrba jíva*, *vrba bobkolistá*, *vrba vlnatá* a *vrba bylinná*. Kromě břízy svalcové se lze setkat na celé území ostrova i s břízou trpasličí (IINH ©2001).

Na Islandu se v hojném počtu vyskytují i mechy a lišejníky. Nejběžnějším mechem je *zoubkočepka mechovitá* a lišejníkem *puklérka islandská*. Rozsáhlá vřesoviště slouží jako pastviny. Pro bažiny a mokřiny jsou typické ostřicové trávy. V létě se lze i na Islandu setkat s rozkvetlými květinami a nízkými orchidejemi (IINH ©2001).

8.2 Fauna

Díky odlehlosti ostrova fauna Islandu není příliš pestrá. Původním savcem na ostrově byli snad jen polární lišky a až s příchodem osídlení a člověka došlo k chovu importovaných zvířat, jako ovcí, koní, krav a sobů. Zejména chov ovcí se na Islandu velmi rozšířil a odhaduje se, že na ostrově může pobývat až 800 000 ovcí (Klüche, 2002).

⁶ biota – soubor prvků flóry a fauny v určité oblasti

Pokud se na Islandu daří ovcím, poté ptactvu dvojnásob. Dle odhadů se na Islandu lze setkat s 300 druhy ptactva a to převážně vodního (Klüche, 2002).

Občas se i na ledové kře z Grónska dostane ke břehům Islandu lední medvěd, který je ovšem bohužel většinou z bezpečnostních důvodů zastřelen.

Oblast jezera Mývatn a řeky Laxá je unikátní vodní ekosystém v severní části ostrova. Jezero Mývatn o rozloze 37 km² nacházející se ve výšce 287 m.n.n., zahrnuje více než 50 ostrovů vytvořených jako krátery po vulkanické činnosti před 2300 lety, mnohé z ostrovů se označují jako pseudokrátery. Oblast Skútustaðagígar zahrnuje malé vulkanické krátery na břehu jezera a roku 1973 byla vyhlášena přírodní rezervací. Díky bohatému životu hmyzu, především komárů, a dalších malých živočichů se u jezera daří vodnímu ptactvu. Lze se setkat až se 115 druhy včetně 28 druhů kachen. Nejvíce zastoupené druhy kachen jsou *Polák chocholačka*, *Polák kaholka*, *Hvízdák eurasijský*, *Hohol islandský*, *Morčák prostřední*, *Turpan černý* a *Kachna divoká*. Pro druhy *Hohol islandský* a *Kačka strakatá* je tato oblast nejvýhodnější pro hnízdění. Kromě kachen zde žije i nad 300 páru *Potápek žlutorohých*. Z ostatního vodního ptactva lze zmínit *Labuť zpěvnou*, *Lyskonoha úzkozobého*, *Potáplici lední* a *Potáplici malou* (Bjornsson, Jonsson 2004).

V mořích okolo Islandu se pohybuje až 15 druhů velryb včetně Plejtváka obrovského a několika druhů tuleňů. Moře se hemží až 230 druhy ryb, z nichž mnoho ve zdejších vodách klade jikry (IINH ©2001).

K roku 2013 se Islandu náchazely i tři národní parky Snæfellsjökull, Þingvellir a Vatnajökull. Druhý největší park Skaftafell byl založen 15.zářím 1967 za pomoci organizace WWF⁷ a činí rozlohu 4807 km². V roce 2008 se park stal součástí národního parku Vatnajökull. Součástí parku je i hora Hvannadalshnúkur s nadmořskou výškou 2110 m. Národní park Jökulsárgljúfur byl založen roku 1973 a dnes je stejně jako park Skatafell součástí národního parku Vatnajökull (IINH ©2001).

⁷ WWF - Světový fond na ochranu přírody, vznik 1961, fond se také zasazoval o ochranu přírody Galapág, mezinárodnímu zákazu obchodu se slonovinou a záchraně asijských tygrů.

9. Vliv erupcí sopek na klima a počasí

9.1 Vulkanismus

Ve starověku si lidé mysleli, že sopky jsou sídla bohů a například sicilská Etna je brána do pekla. I přes nebezpečí výbuchů sopek, žije na svazích sopek velký počet lidí, aby obdělávali úrodné půdy vzniklé zvětráváním sopečných hornin. V místech odsouvajících se desek zemské kůry, tedy podél středo oceánských hřbetů, vyvolávající pokles tlaku, vystupuje magma na povrch téměř neustále a je zde proto častý výskyt činných sopek. Největší množství sopek se skrývá pod mořským dnem a odhaduje se, že Tichý oceán má více než 10 000 sopek vyšších než 1000 m.

Vývoj názorů na vulkanickou aktivitu začíná již v 5. století před Kristem, kdy podle jistého Anaxagorase byly erupce způsobovány velkými větry uvnitř Země. První vědecké expedice ke studiu sopečné aktivity byly uskutečněny v roce 79 našeho letopočtu Gaiusem Pliniusem starším. První zpráva z osobního pozorování sopečné erupce na Vesuvu pak patří Gaiusovi Pliniusovi mladšímu taktéž roku 79. V roce 1000 Snorri Godi určuje bazaltickou horninu na Islandu jako výsledek sopečné erupce. Athanasius Kircher v roce 1665 vydává první globální mapu distribuce vulkánů na Zemi. Benjamin Franklin roku 1783 přichází s myšlenkou, že vulkanické erupce ovlivňují atmosféru a mohou způsobit ochlazení na Zemi (Sigurdsson, 1999).

9.2 Sopky

Sopky můžeme podle aktivity na činné, dřímající a vyhaslé. Činnou sopkou označujeme sopky, u které byla v historii zaznamenána erupce. Oproti tomu vyhaslá sopka je ta, u které jsme aktivitu nezaznamenali. Dřímající sopka znamená, že sopka má v sopečném krbu zásobu magmatu, ale není o ní znám historický záznam erupce (Jakeš, Kozák 2005).

Aktivní sopky obsahují hmotu nazývanou magma, což je roztavená hornina vystupující přímo k povrchu, nebo se hromadící před výbuchem ve zvětšujícím se magmatickém krbu. Magma postupně vystupuje částí sopky, který navazuje na magmatický krb, zvaný sopouch až v kráteru dosáhne povrchu. S tlakem v hlavním sopouchu dochází k podmínkám otevření postranních sopouchů a dalších cest k povrchu. Vulkán je tvořen lávou, nebo vyvrženinou a je nazýván také vulkanickým kuželem. Rozpínající se plyny uvnitř sopky mohou vytvořit tzv. sopouchové exploze a vytvořit často krátery vypadající jako převrácené kužely. Magma se často ochladí již

v hloubce a nedosáhne povrchu. V důsledku toho se vytváří plutony (velké pně), lakolity (čočkovité útvary), pravé žíly (pronikají vrstvami) a ložní žíly (vnikají mezi dvě vrstvy). Oblasti se sopečnou aktivitou mohou být také charakterizovány horkými prameny, výrony plynů a gejzíry. Horké prameny a gejzíry tvoří vsáklá dešťová voda, která se vlivem magmatu zahřála a vystoupila na povrch. Často tato voda obsahuje rozpuštěné minerály. Gejzíry působí jako bezpečnostní pojistky a nazývají se také jako periodicky činné fontány vody a páry. Magma je ze sopky vytlačováno rozpínajícími se bublinami z rozpuštěných plynů uvolněných vystupujícím magmatem. Při výstupu magmatu vznikají malá zemětřesení. Hlavní kužel sopky je budován vrstvami sopečných hornin, kdy každá erupce přidává alespoň jednu vrstvu. Uvnitř kráterů, nebo kráterovitých kalder se často tvoří činné, neboli současné kužele, které se hroutí do prázdných magmatických krbů (Beazley, 1976).

Tvary vulkanických erupcí: Lineární erupce uvolňují nejvíce bazickou a tekutou lávu. Zároveň jí ovšem netvoří sopky, ale uvolňující láva může pokrýt široké území o rozloze až 500 km². Havajské erupce mají méně tekutou lávu a jsou charakterizovány čedičovými lávovými proudy a doprovází je často ohnivé lávové fontány, které mohou dosáhnout i 300 metrů výšky. Havajský typ erupcí vytváří nízký kužel. Vulkánský typ vyvrhuje pevnou lávu a je prudší. Strombolské erupce vyvrhují žhavou hmotu. Peléeský typ erupce nastává, když se výbuchem vyprázdní uzavřený sopouch. Pliníjská erupce způsobuje nepřetržité uvolňování plynu do ohromných výšek (Beazley, 1976).

Sopky vyvrhují hlavně plyny, kapaliny a části pevné hmoty. Plyny jsou tvořeny především dusíkem (N), oxidem uhličitým (CO₂), chlorovodíkem (HCl), vodní parou, oxidem uhelnatým (CO) a sirovodíkem neboli sulfanem (H₂S). Textura kapalných výronů má závislost na teplotě, rychlosti proudu a složení lávy. K popisu dvou typických povrchů se používají havajská slova aa a pahoehoe. Aa láva je tvořena pomalu se pohybujícími, nebo relativně chladnými výlevy a má drsný a struskovitý vzhled. Vegetace se do pokrytých míst vrací zhruba sedm let po zpevnění proudu. Druhý typ pahoehoe, neboli také provazová láva je tvořena rychle proudící tekutou lávou, které se na povrchu vytváří vlivem ochlazování plastická kůra. Prouděním se tato plastická kůra mění ve vrásky. Tento typ lávy má hladký, ale zkroucený povrch (Beazley, 1976).

Klidné erupce se vyznačují tekutou lávou, jelikož dovolují unikat plynům. Tento typ erupcí je také označován jako efuzivní erupce. Erupce doprovázené explozemi způsobuje viskóznější láva, která plynům až do dosažení vysokého tlaku znemožňuje unikat. Velmi viskózní magma je pak vyvrhováno v obrovských explozích jako popel a drť. V klidných obdobích jsou krátery vyplněny jezerem, které se ovšem v době erupce mění v bahenní proud, který má díky své rychlosti katastrofálnější účinek, než samotný lávový proud (Beazley, 1976).

Lávové útvary: První typ útvaru je hornitos, který tvoří na lávových proudech miniaturní sopky. Další útvary jsou stromové formy, které se vytvářejí na místech shořelých stromů pod zchladlou lávou. Při chladnutí povrchu lávového proudu a odtékajícím žhavém vnitřku vzniká další z lávových útvarů a to lávový tunel (Beazley, 1976).

Vulkanický popel je tvořen jemnými částicemi o průměru i menším než 4 mm a může dosáhnout objemu až 1 km³. Na majetku a zemědělské půdě lidí proto může způsobit i větší škodu, než samotné lávové proudy. K největšímu uložení popela dochází v okruhu 10 km od sopky (Beazley, 1976).

9.3 Vliv erupcí na počasí

Nerovnoměrné ohřívání zemského povrchu vytváří proudění vzduchu. Základní cirkulační systémy jsou ENSO (El-Niño – Southern Oscillation/El-Niño – jižní oscilace) a NAO (North Atlantic Oscillation/Severoatlantická oscilace). Další systémy, které periodicky zasahují do klimatu Země, jsou atlantická dlouhodobá cirkulace, arktická cirkulace a pacifická dlouhodobá cirkulace. (Soukupová, 2013)

Základní cirkulace vzduchových hmot vytváří kolem planety na rovníku tzv. Hadleyovy buňky, které způsobují svým chováním kolem 30° severní a jižní šířky vzrůst tlaku a přináší teplé a suché počasí. Proto je v těchto oblastech většina světových pouští. Cirkulace mezi 30° a 60° severní a jižní šířky se nazývá Ferrellové buňky. Vzdušné proudy nemají přímou dráhu, ale na severní polokouli se stáčí doprava a na jižní doleva, jak popsal roku 1835 Gaspard de Coriolis a je tak po něm pojmenován tento jev jako Coriolisova síla. (Soukupová, 2013)

Jak zmiňuje Soukupová (2013), cirkulaci atmosféry ovlivňuje mnoho dalších činitelů, jako je různé albedo oceánů a kontinentů, ale i antropogenní vlivy, jako městské tepelné ostrovy atd.

9.3.1 Severoatlantická oscilace (NAO)

Severoatlantická oscilace způsobuje proudění mezi Azorskou výší a Islandskou níží, která se nachází mezi 60° a 65° severní šířky. Při vysokém rozdílu tlaku dochází k silnému západnímu proudění, které k nám do střední Evropy přináší z Atlantiku mírné a vlhké zimy. Projevuje se ale i v jiných částech světa. Ve středomoří způsobuje sucha a na severovýchodě Spojených států amerických přináší kruté zimy a sněhové bouře (Soukupová, 2013).

Při minimálním rozdílu tlaku mezi Azorskou výší a Islandskou níží přináší západní proudění méně teplého a vlhkého vzduchu a Sibiřská tlaková výše nabývá na síle a do Evropy převládají východní větry způsobující suché a mrazivé zimy pro střední a severní Evropu, ale vlhké a teplé počasí pro jižní Evropu. Tryskové proudění, neboli jet stream vane oproti normálnímu severnímu směru více jižním (Soukupová, 2013).

S účinky Golského proudu umožňuje tato oceánská oscilace vysvětlit změny klimatu v Evropě. Z řady měření se dá vypočítat přibližně 8 - letá perioda změn atmosférických tlaků a směrů větrů, někteří autoři hovoří o kváziosmiletém cyklu (Vašků, 2001).

9.3.2 Atlantická dlouhodobá oscilace (AMO)

Změny vyvolané touto oscilací trvají dvě až čtyři desetiletí, proto má v názvu dlouhodobá. Oscilace byla rozeznána v roce 2002 a její příčinou je zrychlení oceánské cirkulace. V létě může tato oscilace přinášet do Evropy teplé a vlhké počasí s bouřkami, v zimě pak východní a severovýchodní studené proudění. (Soukupová, 2013)

9.3.3 Arktická oscilace (AO)

Jedná se o rozdíl atmosférického tlaku nad polární oblastí a středními šířkami. Oscilace má dvě fáze, kdy první je označena jako pozitivní a druhá negativní. Pozitivní fáze značí nižší tlak nad Arktidou a vyšší nad středními šířkami a negativní fáze naopak. Při pozitivní fázi směřují frontální systémy přes Anglii do Skandinávie. Při negativní fázi je Evropa vystavena přílivu studeného vzduchu ze severu a severovýchodu. Oscilace je krátkodobá v rozmezí dnů a týdnů. (Soukupová, 2013)

Tato oscilace může při erupcích na Islandu dopravit sopečný oblak nad Evropu.

9.3.4 Způsob pozorování

Kruté zimy v historii v západní Evropě nastávaly z mnoha důvodů. Sopečné erupce jsou ovšem jednoznačný důvod netypického ochlazování (McCormick a kol., 2007).

Sopka při svém výbuchu vyžene velké množství tefry a částice vulkanického původu vysoko do atmosféry. Mikroskopické částice, které jsou vyneseny do stratosféry jako aerosol, snižují globální teplotu blokováním slunečního záření. Tento jev zároveň působí i na atmosférické a oceánské cirkulace. Aerosoly také padají zpět k zemi jako výsledný sulfan (SO_4), částice jsou uchované v tisíciletých atmosférických ložiscích jako sníh ve velkých ledovcích v Grónsku. Pomocí hmotnostní spektroskopie mohou být částice měřeny v částech z miliardy (anglicky ppb – parts per billion) z ročních uložených vrstev (Zielinski, Mayewski 1994a). Vzhledem ke složitosti sezónních cirkulací a vesmíru není možné vytvořit lineární souvislost mezi objemem sulfanu uloženým v Grónsku a rozdílem ochlazení (Crowley, 2000). Všechna vulkanická ložiska neznamenaají, že muselo dojít k ovlivnění klimatu v Evropě. Vždy záleží na atmosférických cirkulacích. Například při atypických cirkulačních podmínkách je aerosol přiváděn na západ ke Grónsku (McCormick a kol., 2007). Spolu se sulfanem se do ledovce uchovávají i jiné látky a to ionty draslíku bez mořské soli (nssK^+), sodné ionty s mořskou solí (ssNa^+) a ionty vápníku bez mořských solí (nssCa^{+2}). Pomocí těchto látek můžeme odhadnout cirkulaci v době usazení. Například prachové částice nssK^+ pocházejí z bouří v centrální Asii, zatímco ssNa^+ částice jsou tvořeny z mořské vody a přichází s oceánskými turbulencemi. Částice NssCa^{+2} mohou být transportovány do Grónska ze západní Kanady a čím větší ložisko, tím větší se dá očekávat západní proudění atmosféry. Ukládání částic nssK^+ je podporováno Sibiřskou tlakovou výší a ložiska ssNa^+ jsou podporována prohlubující se Islandskou tlakovou níží. Tyto dvě zóny se nejvíce podílejí na atmosférické cirkulaci v severní hemisféře a řídí klima a počasí v Evropě (McCormick a kol., 2007).

Budováním civilizace lidstvo narušuje přirozené cykly globálních změn klimatu. V případě, že by došlo k rozpadu grónského a antarktického štítu vlivem tání a tím by se dramaticky začala zvyšovat hladina oceánů, došlo by také ke změně rozložení tlaku zemské kůry a svrchního pláště. Tato změna rozložení tlaku by mohla vést k zesílení, nebo zvýšení frekvence vulkanické činnosti (Soukupová, 2013).

Erupce také mohou stát za vznikem bouří a blesků, vzniklých třením jemných částic ve vzduchu, ať už přímo nad vulkánem, nebo ve vzdálenosti společně s unášejícím větrem. Čím menší částice, tím do větší vzdálenosti od sopky může být popel dopraven (Blong, 1984).

9.4 Nebezpečí spojená s vulkanickým popelem

Místa, kam popel dopadne, vytváří kyselý povlak, který působí přímo i nepřímo na člověka. Povlak se rychle rozpouští s deštěm, ovšem to může způsobit znečištění vodních zdrojů, do kterých voda přitéká (Blong, 1984).

Kontakt člověka s popelem způsobuje oční i dýchací problémy, které mohou vést až k zánětu plic a nemocem srdce. Vznikají ovšem i podráždění kůže a problémy nepřímo spojené s kontaktem popela (Blong, 1984).

Popel také ničí vegetaci a v kronikách byla téměř po každém silnějším výbuchu, který ovlivnil evropské počasí zmínka o následném hladomoru trvajícím několik let. Dále zejména po výbuchu Laki 1783 byly v Evropských kronikách zaznamenány pocity lidí, kdy si připadali, že jim neustále skřípe písek v zubech (Hennig, 1904).

Badatelská část práce

10. Metody posouzení

Popis jednotlivých erupcí a jejich následků byl vytvořen na základě VEI databáze a GISP2 databáze. Dále byly prozkoumány klimatické databáze, kroniky a historická data z meteorologických stanic.

10.1 Vulkanický index explozivity (VEI)

Česky vulkanický index explozivity se používá k ohodnocení síly erupce osmibodovou škálou a k ní odpovídajícímu objemu vyvrženého materiálu (Soukupová, 2013).

- stupeň 1: objem vyvrženého materiálu je menší než 10 tisíc m³, jedná se o neexplozivní erupci s volně vytékající lávou
- stupeň 2: objem vyvrženého materiálu se pohybuje mezi 10 000 a 1 000 000 m³, výška sopečné oblaku dosahuje výšky menší než 1 km

- stupeň 3: objem vyvrženého materiálu je 0,1 až 1 milion m³, sopečný oblak může vystoupat do výšky 1 až 5 km.
- stupeň 4: objem vyvrženého materiálu se pohybuje už mezi 0,1 a 1 km³, výška sopečného oblaku může dosahovat výšky 10 až 25 km, tento stupeň již odpovídá vážné erupci ohrožující okolí
- stupeň 5: objem erupcí vyvrženého materiálu je 1 až 10 km³, od tohoto stupně sopečný oblak stoupá do výšky nad 25 km a sopečné ohrožení při tomto stupni je vysoké
- stupeň 6: objem vyvrženého materiálu odpovídá 10 až 100 km³, erupce toho stupně jsou již katastrofické (např.: Krakatoa 1883)
- stupeň 7: objem vyvrženého materiálu odpovídá 100 až 1000 km³, tento stupeň již označuje supererupci s vysokým stupněm ohrožením na mnoho dalších let (např.: Tambora 1815)
- stupeň 8: objem vyvrženého materiálu již přesahuje hodnotu 1000 km³, tohoto stupně dosahují pouze supervulkány (např.: Toba 73 tis. let před naším letopočtem, nebo Taupo na Novém Zélandu 26,5 tisíce let před naším letopočtem)

Pro zjištění síly erupcí na Islandu byly vybrány z databáze portálu Global Volcanism Program (nedatováno) erupce stupně 4 a více, u kterých již hrozí vliv na okolí.

10.2 GISP2 databáze

Ke zjištění hodnot sulfanu byla použita databáze GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2), kterou vytvořili Zielinski a kol. (1994a), Zielinski a kol. (1994b), Zielinski a kol. (1997), Hempel a kol. (1904), Palais a kol. (1991).

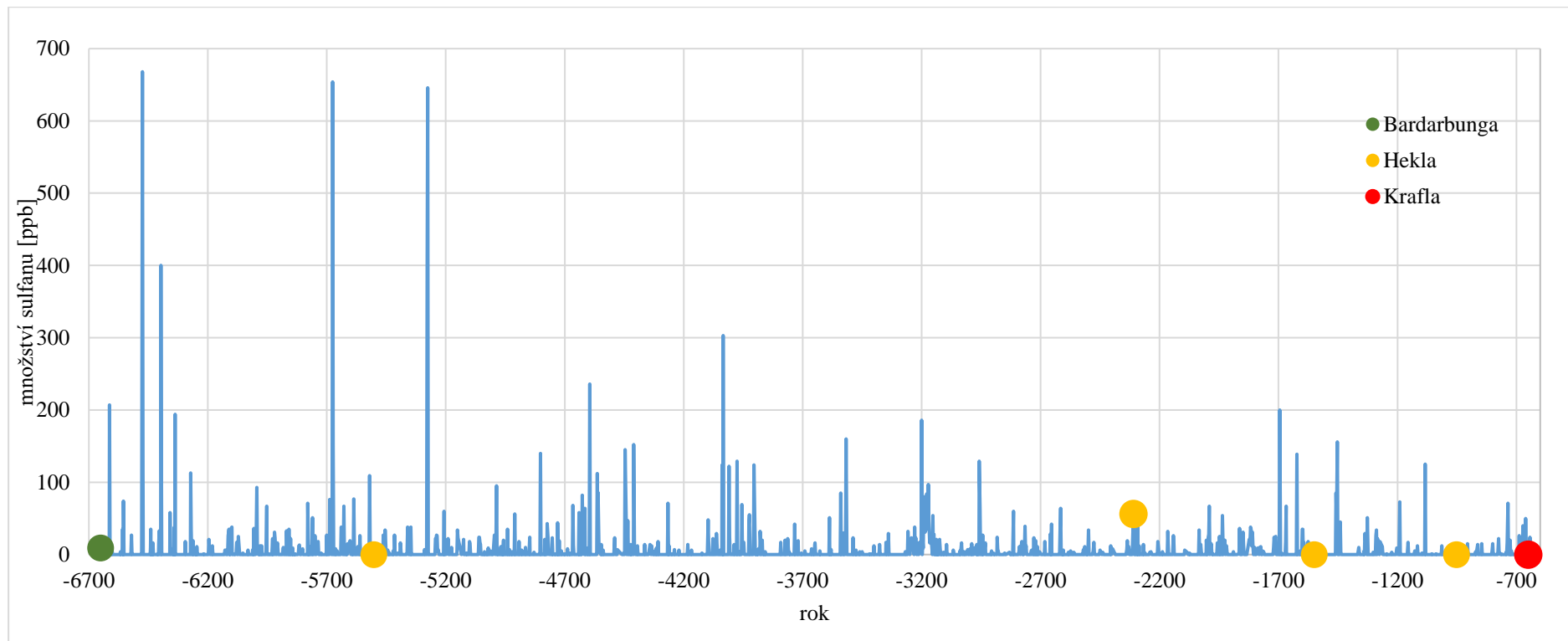
Po pěti letech vrtání se 1. července 1993 podařilo proniknout skrz ledovou pokrývku do skalního podloží, které odkrylo nejhlubší ledové jádro na světě. (Climate Change Institute University of Maine) Záznamy vulkanického síranu jsou odvozeny aplikací empirické analýzy ortogonálních funkcí na celé glaciochemické časové řady (Zielinski, Mereson 1997).

Sulfan (H₂S) je látka obsažena v sopečných plynech. Jedná se o bezbarvý plyn, který je těžší než vzduch a klesá proto k zemi. Spolu s oxidem siřičitým reaguje sulfan v atmosféře s vodní parou (H₂O) a hydroxidy (OH) a vede ke vzniku aerosolů H₂SO₄,

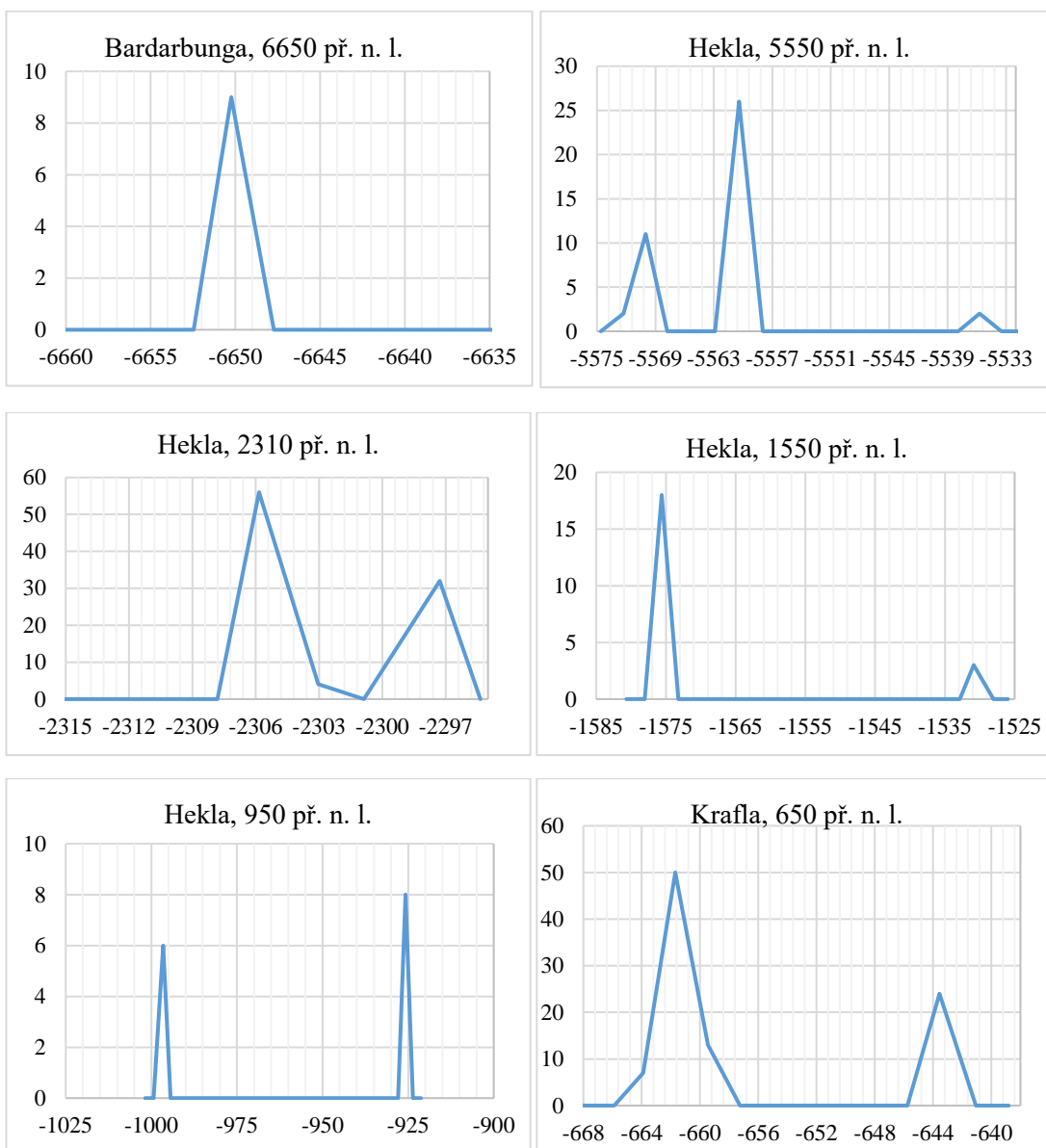
které způsobují odražení slunečního záření zpět do vesmíru (Robock, 2000). Čísla jsou udávána v jednotkách ppb, což znamená kusů z miliardy (parts per billion).

11. Sopečné erupce na Islandu v období před naším letopočtem

Obr. 2: Množství sulfanu uloženého v ledovci v období před naším letopočtem.



Obr. 3: Hodnoty uloženého sulfanu v přibližných dobách výbuchů.



K sopečným událostem z těchto dob není příliš mnoho informací, nevíme přesný rok, ani roční období, ve kterém k erupci došlo. Obecně je ovšem jisté, že se sopečné erupce a následné změny klimatu podílely na formování, ale i zánicích mnohých kultur.

Katla, 10 600 př. n. l.

První zmínka o erupci sopky Katly je z konce doby ledové. Katla svou erupcí vychrlila 6 až 7 km³ tefry a stopy popely z této erupce leží až v Norsku, Skotsku, ale i na dalších místech Evropy (Novák, 2011).

Bardarbunga, 6650 př. n. l., VEI 6

V databázi GISP2 k roku 6650 před našim letopočtem je odebraná hodnota sulfanu z ledovce 9 ppb. K erupci nejsou známé další informace.

Hekla, 5500 př. n. l., VEI 5

K erupci nejsou známé další informace. V databázi GISP2 nebyla k roku 5500 př. n. l. ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Hekla, 2310 př. n. l., VEI 5

V období kolem roku 2310 bylo podle databáze GISP2 odebráno 56 ppb sulfanu. K erupci nejsou známé další informace.

Hekla, 1550 př. n. l., VEI 4

K erupci nejsou známé další informace. V databázi GISP2 nebyla k roku 1550 př. n. l. ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Hekla, 950 př. n. l., VEI 5

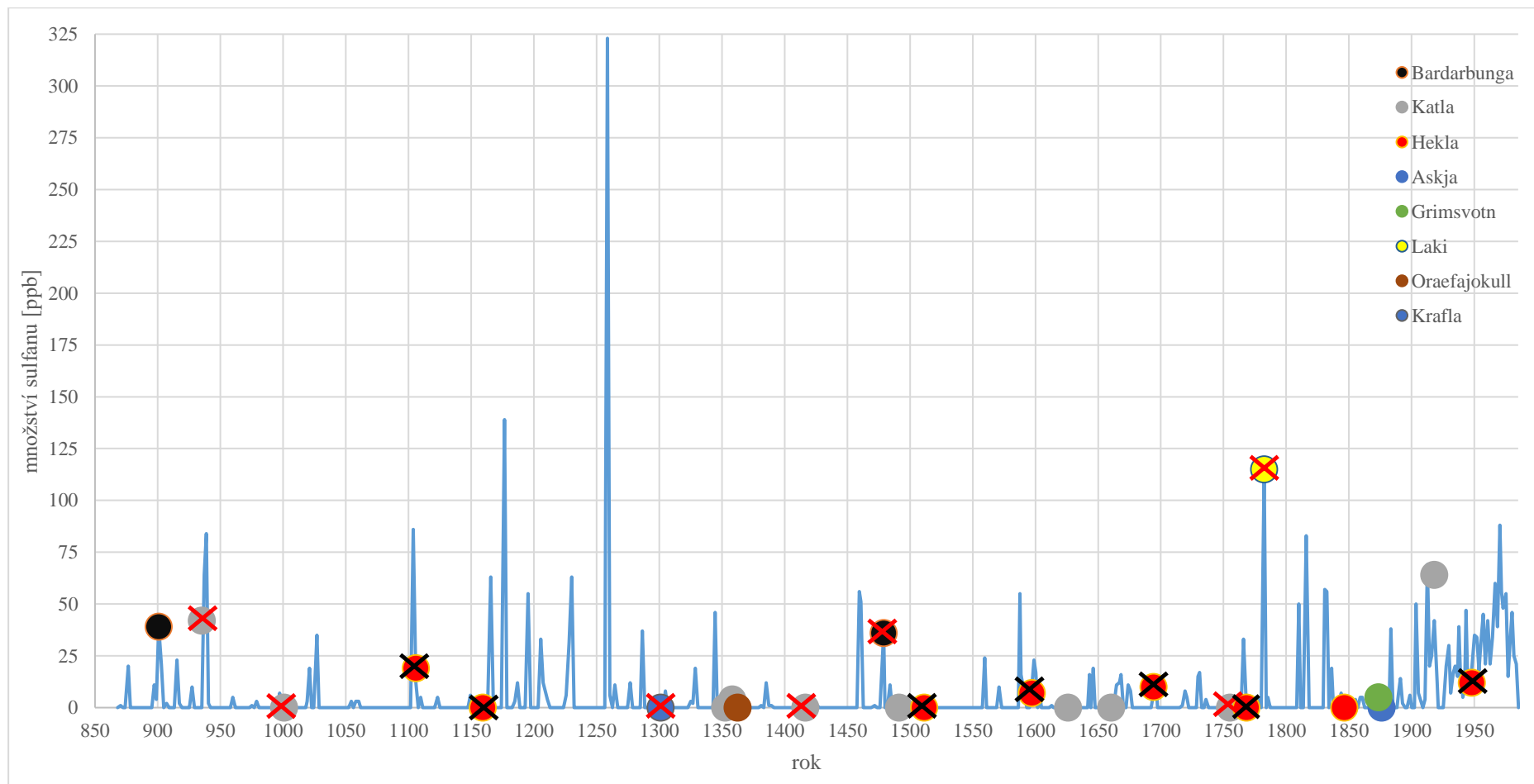
V roce 950 před našim letopočtem se jednalo o jednu z nejhorších erupcí v historii Hekly, kdy sopka vychrlila přes 7 km³ sopečného materiálu, zanechala stopy nejen na Islandu, ale i v Irsku a Skotsku a na téměř 10 let ochladila klima severní polokoule (Novák, 2011).

Krafla, 650 př. n. l., VEI 4

K erupci nejsou známé další informace. V databázi GISP2 nebyla k roku 650 př. n. l. ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

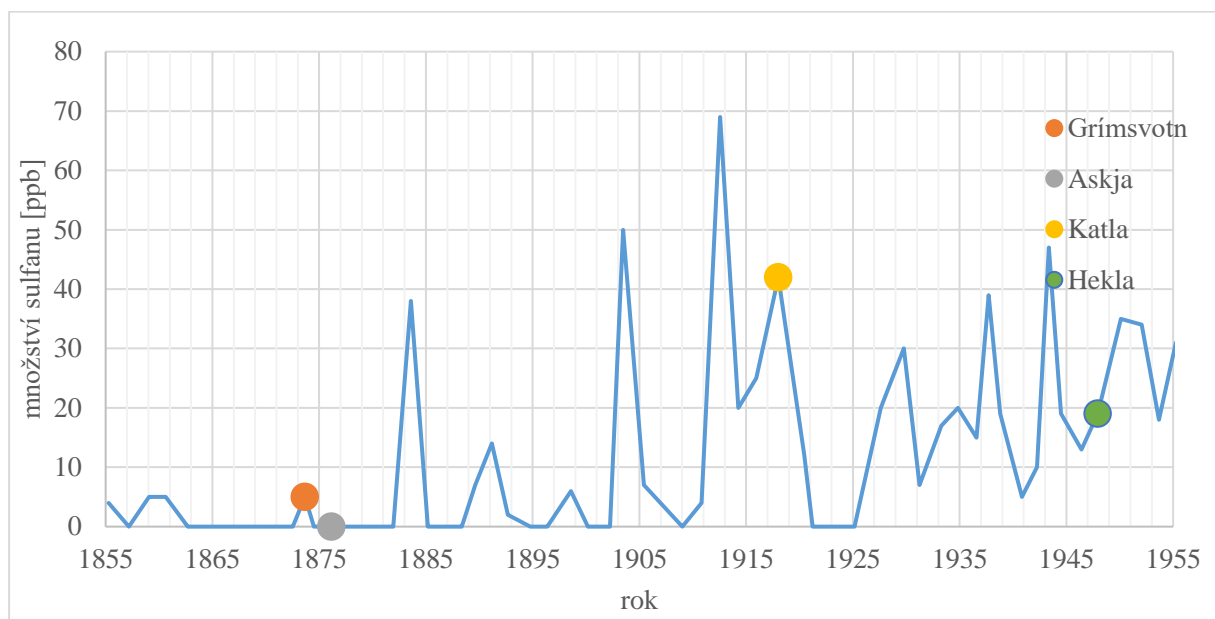
12. Sopečné erupce na Islandu v našem letopočtu

Obr. 4: Množství uloženého sulfanu v ledovci v období našeho letopočtu

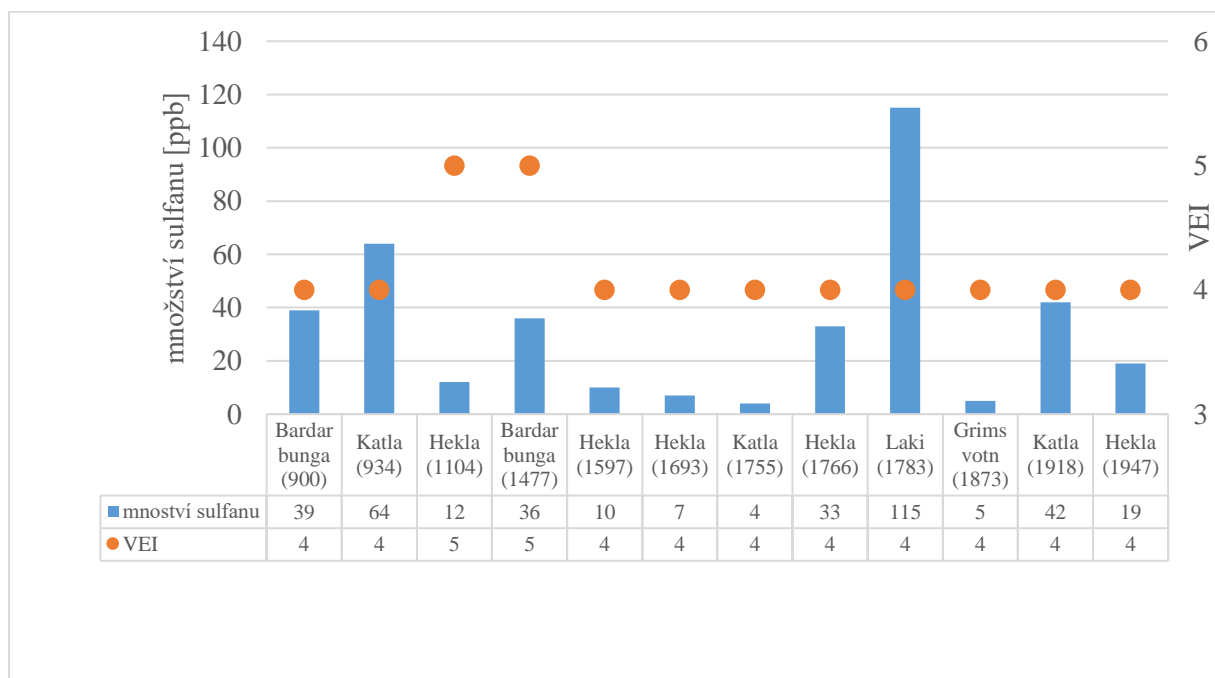


✗ Pozn.: označení erupcí, které dosáhly Evropy

Obr. 5: Množství uloženého sulfanu v letech 1855-1955



Obr. 6: Závislost intenzity výbuchu na množství spadlého sulfanu



K sopečným erupcím někdy až do roku 1700 nemáme mnoho informací o datech těchto erupcí, ani roční období, ve kterém mohlo k erupci dojít a tudíž nelze přesně vyvodit, zdali dané záznamy z databází a změny počasí odpovídají výbuchům sopek na Islandu. Od 18. století jsou záznamy častější a přesnější. Od tohoto období jsou také k dispozici informace z meteorologických stanic o naměřených teplotách a lze tak pozorovat případné změny teplot.

Bardarbunga, 900 n. l., VEI 4

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 900 bylo naměřené 39 ppb, následně z roku 902 byla hodnota uloženého sulfanu 21 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

V období kolem roku 900 našeho letopočtu jsou v Evropě zaznamenána nezvykle silná horka (Hennig, 1904). Anglie je v tomto roce sužovaná hladomorem (Marusek, 2010). Z informací nelze vyvodit spojení se sopečnou erupcí.

Katla, 934, VEI 4

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 934 bylo naměřené 64 ppb. V následující dvou letém období je pozůstalá hodnota sulfanu ještě 84 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

K roku 936 je v záznamech z kronik připsáno, že jasném počasí zářilo Slunce celý den kalné a krvavě rudě (Hennig, 1904). Z tohoto úkazu je zřetelné, že sopečný oblak se mohl dostat nad Evropu, jelikož vlivem zvýšeného množství aerosolu se barevné spektrum slunečních paprsků láme a prochází především červená barva.

Katla, 1000, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1000 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Po záznamech předešlých horkých měsíců následuje velmi vlhké léto, které vedlo k rozvodnění toků a spousto lidí tuto událost tehdy považovala za potopu světa (Poetsch, 1784). Rekonstrukce teplot v centrální Evropě a Německu podle R. Glassera a D. Riemanna značí, že teplota v letních měsících roku 1000 vyšší než průměr a oproti tomu v roce 1001 bylo léto chladnější než průměr (Glasser, Riemann 2010).

I z takto malého množství informací lze odhadnout, že tato erupce mohla ovlivnit počasí v Evropě a mohlo opravdu dojít k období s teplotním minimem a pluviiály.

Hekla, 1104, VEI 5

Po 250 letech spánku začala Hekla explosivní erupcí, která severním směrem posílala tefru, která pokryla více než půlku ostrova (Thorarinsson, 1970).

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1104 bylo naměřené 12 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

S rokem 1104 by z kronik mohl souviset pouze záznam z katalogu R. Henniga, že ve Würzburgu bylo v červnu nesmírné krupobití. A 25. prosince byla zaznamenána bouře ve Fuldě (Hennig, 1904). Fulda i Würzburg jsou německá města. Glasser a Riemann (2010) se ve své rekonstrukci teplot v centrální Evropě a Německu zmiňují, že léto 1104 bylo teplejší než obvykle, podzim byl průměrný a zima 1105 byla chladnější než průměr (Glasser, Riemann 2010).

Bouře mohly být vyvolány třením částic sopečného prachu, ale jiné zdroje se nezmiňují o jiných atypických jevech v počasí, které by potvrdily zanesení sopečného oblaku nad Evropu.

Hekla 1158, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1158 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Věří se, že tato erupce je zodpovědná za formování lávového proudu zvaného „Efraholshraun“ na západní straně Hekly (Thorarinsson, 1970). K roku 1158 se v kronikách pojí pouze jedna výjimečná událost velkého sucha v Itálii (Hennig, 1904). V Normandii veliké záplavy a bouře, kdy byla spousta lidí zabita bleskem (Marusek, 2010). Z rekonstrukce teplot v centrální Evropě a Německu, kterou se zabýval R. Glasser a D. Riemann (2010), je patrné, že období od zimy 1159 až do jara 1160 bylo oproti průměru chladnější počasí. V tomto případě by toto dlouhodobé ochlazení mohlo mít spojitost s výbuchem sopky Hekly v roce 1158.

Hekla 1300, VEI 4

Velká erupce trvající po celý jeden rok a jedná se o druhou největší erupci na Islandu, co se objemu tefry týče (Thorarinsson, 1970).

V databázi GISP2 nebyla k roku 1300 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

16. ledna bouřlivý příboj a vysoké vzedmutí vod v nizozemských Flandrech. Poničeno mnoho vesnic v blízkosti moře a ztráty na životech se počítaly k tisícům (Weikinn, 1958). Tyto přílivy mohou být z důsledků zemětřeseních pod mořskou hladinou v blízkosti Islandu, která často doprovází sopečné erupce. Ovšem přítomnost sopečného oblaku nad Evropou je u této erupce zřejmě vyloučena.

Krafla 1300, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1300 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

V lednu roku 1300 byla polovina starého Helgolandu a mnoho ostrovů v Severním moři zaplavena velmi silným přílivem (Hennig, 1904). Podle jiných kronik v následujícím roce 1301 nastává v Čechách i na Moravě mor (Strnad, 1790). 16. ledna bouřlivý příboj a vysoké vzedmutí vod v nizozemských Flandrech. Poničeno mnoho vesnic v blízkosti moře a ztráty na životech se počítaly k tisícům (Weikinn, 1958).

V tomto případě jsou opět tyto přílivy způsobeny zřejmě zemětřesením pod mořskou hladinou v blízkosti Islandu, ale i větrem.

Katla 1311, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1311 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

R. Hennig se ve svých kronikách k roku 1311 vyjadřuje o velmi vlhkém létě a následně velmi drsné zimě (Hennig, 1904). Následuje tři roky trvající hladomor v Čechách a Polsku (Short, 1749).

Spolu v souvislosti s výbuchem v roce 1300 sopky Krafly mohlo být do atmosféry uvolněno dost sopečného prachu, který mohl vést ke slunečnímu minimu a poklesu teplot, které zapříčinily i zmíněný hladomor.

Katla 1357, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1357 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Podle kronik se 25. prosince opakoval velký příliv Severního moře. Ve střední Evropě po té panovalo velmi studené léto (Hennig, 1904). 24. prosince veliký vodní příboj v Holandsku v oblasti Flander. Zároveň toho dne hromy a blesky zaznamenány po celém Dánsku (Weikinn, 1958). V rekonstrukci teplot v centrální Evropě a Německu podle R. Glassera a D. Riemanna došlo na jaře v roce 1385 k ochlazení, které trvalo až do konce zimy 1359.

Silné přílivy mohly být opět způsobeny zemětřeseními pod hladinou oceánu v blízkosti Islandu, ale i větrem. Zároveň mohlo dojít při výbuchu k uvolnění sopečného prachu velmi malých rozměrů, které třením způsobily vznik bouřkových mraků, které mohli být prouděním zaneseny nad Dánsko.

Oraefajokull 1362, VEI 5

V databázi GISP2 nebyla k roku 1362 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

16. ledna opět přichází nestvůrný příliv Severního moře. Fríské ostrovy měly být od starého Borkumu rozdělny do mnoha drobných ostrovů. Ve střední Evropě tohoto roku panovalo velmi horké a suché léto vystřídané velmi drsnou zimou (Hennig, 1904). Dvoudenní lednový ničivý příboj v Holandsku (Weikinn, 1958). V roce 1362 byla ve Francii velmi vlhká zima. Do Anglie 15. ledna začal proudit od jihozápadu velmi silný vítr trvajícím po 6, nebo 7 dnů (Short, 1749).

Podle kronik by se dala odhadnout erupce na leden a v porovnání s rekonstrukcí teplot v centrální Evropě a Německu, kterou vytvořili R. Glasser a D. Riemann (2010), došlo opravdu v zimě a následně i na jaře v roce 1362 k ochlazení oproti průměru. Letní měsíce už byly ovšem naopak teplejší. Silné příboje vznikly nejspíše opět vlivem zemětřesení pod hladinou oceánu v blízkosti Islandu.

Katla 1416, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1416 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Z mnohých kronik se dají k celému roku 1416 vyčíst záznamy o padajícím červeném sněhu na více místech České republiky. V dalších několika záznamech je po té zmínka o červeném kříži na obloze místo Slunce (Strnad, 1790). Bohužel se jedná o jedinou dostupnou zmínku, která by mohla souviset s erupcí Katly, nelze přesně propojit, ale jistá souvislost je více než možná.

Bardarbunga 1477, VEI 5

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1477 bylo naměřené 36 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

Rok 1477 byl ve znamení velmi tuhé zimy a teplého suchého léta. 27. září a 13. listopadu byl na severním moři veliký bouřlivý příboj a 29. září potom těžká bouře na Baltu (Hennig, 1904). V září v Nizozemsku zaznamenán bouřlivý příboj, který trval 8 hodin a celé pobřeží západních Flander zalil vodou (Weikinn, 1958). V Anglii se toho roku vyskytují nezvykle vysoké teploty a celé počasí je velmi neobvyklé (Marusek, 2010). Podle rekonstrukce teplot v centrální Evropě a Německu, kterou se zabýval R. Glasser a D. Riemann (2010), bylo od podzimu 1477 až do léta 1478 výrazně tepleji než bývá obvykle.

Dlouhý bouřlivý příboj mohl být způsobný spíše bouří nad oceánem, která ovšem mohla vzniknout ze sopečného oblaku. Neobvyklé jevy v počasí mohly být způsobeny vlivem erupce na atmosférické cirkulace, především pak arktickou cirkulaci, která ovlivňuje počasí v Anglii.

Katla 1490, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1490 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

K roku 1490 nebyla nalezena žádná možná výrazná spojitost s výbuchem sopky na Evropské počasí. Kroniky hovoří pouze silné zimě, což dokládá i rekonstrukce teplot v centrální Evropě a Německu, kterou vytvořil R. Glasser a D. Riemann (2010), kdy od zimy 1490 až do léta 1491 byla období označena hodnotou udávající nižší teploty, než bývá průměr.

Hekla 1510, VEI 4

V databázi GISP2 nebyla k roku 1510 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Ostrý začátek erupce, kdy kameny létaly až 40 kilometrové vzdálenosti (Thorarinsson, 1970). A. Strnad se ve své kronice dne 28. října 1510 zmiňuje o velmi silných mrazech po celých Čechách, na toto období neobvyklých (Strnad, 1790). Ovšem podle rekonstrukce teplot v centrální Evropě a Německu, kterou vytvořil R. Glasser a D. Riemann (2010), byl celkově měsíc říjen, co se týče teplot průměrný, avšak měsíce listopad a prosinec tohoto roku byly chladnější. Anglie je opět zamořena neobvyklým teplem, kdežto v Nizozemsku je zima 1510 až 1511 označována jako krutá. Roku 1511 jsou v Irsku velké povodně (Short, 1749).

Zima a povodně mohly být opět způsobeny vzniklým slunečním minimem a ochlazením.

Hekla 1597, VEI 4

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1597 bylo naměřené 10 ppb. V následujícím roce se sulfan uložil ještě v hodnotě 23 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

Tato erupce byla velmi podobná jako poslední erupce Hekly z roku 1947. Tato sopečná událost trvala přes 6 měsíců (Thorarinsson, 1970). Zima na přelomu let 1597 a 1598 je v Německu označován jako nezapomenutelná. Rok 1598 je v Anglii extrémně horký a suchý (Marusek, 2010). Rekonstrukce teplot v centrální Evropě a Německu, kterou vytvořili R. Glasser a D. Riemann (2010), dokládá chladnější období, kdy dokonce srpen, září a prosinec jsou označeny hodnotou pro chladné měsíce, což znamená, že se pohybovaly již o větší hodnotu pod průměrem.

V tomto případě by mohla být jednoznačná spojitost mezi dlouho trvající erupcí a chladným počasím v Evropě vlivem slunečního minima.

Katla 1625, VEI 4

Sopečná aktivita započala 2. září a trvala 13 dní. Množství tefry uvolněné do vzduchu bylo větší než 0,5 km³ (Larsen, 2000).

V databázi GISP2 nebyla k roku 1625 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Katalog bemerkenswerter witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1800 (Hennig , 1904): "Únor.

- *Dne 10. února velmi veliký bouřlivý příboj na Baltu.*

- *Dne 14. února nouře na Severním moři.*

- *Ve dnech 25. a 26. února mimořádně veliký bouřlivý příboj ve Frísku, Hollandu a Frankrajchu*

26. prosince bylo na nebi pozorováno velmi barevné Slunce a také se píše o ohnivé kouli na obloze (Strnad, 1790).

I přesto, že bouře a příboje byly zaznamenány o 6 měsíců dříve, tak je možné, že otřesy, kterými byly způsobeny, značily aktivity a tlakové napětí pod Islandem, které bylo později uvolněno sopečnou erupcí. Záznam o červeném Slunci, který zaznamenal A. Strnad (1790) se ovšem neshoduje se záznamy o datu a trvání erupce. V tomto případě by totiž znamenalo, že sopečný oblak putoval k Evropě téměř 4 měsíce, což není možné.

Katla 1660, VEI 4

Sopka začala svou aktivitu 3. listopadu 1660 a trvala více jak 60 dní. Množství uvolněné tefry se pohybovalo okolo 0,1 až 0,5 km³ (Larsen, 2000).

V databázi GISP2 nebyla k roku 1660 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Ve více kronikách se k roku 1660 píše převážně o velmi suchém létě (Strnad, 1790; Hennig, 1904). Nebyly nalezeny bližší záznamy, které by mohly být ve spojitosti s erupcí.

Hekla 1693, VEI 4

Hekla náhle začala násilně produkovat téměř 60 000 m³ tefry za sekundu. Tato sopečná událost trvala po dlouhých 7 měsíců. S touto erupcí se do dostatečně velké výšky vznesl i popel, který tak mohl dosáhnout až na Norsko (Thorarinsson, 1970). V tomto roce zároveň dochází i k výbuchu sopky Etny na Sicílii.

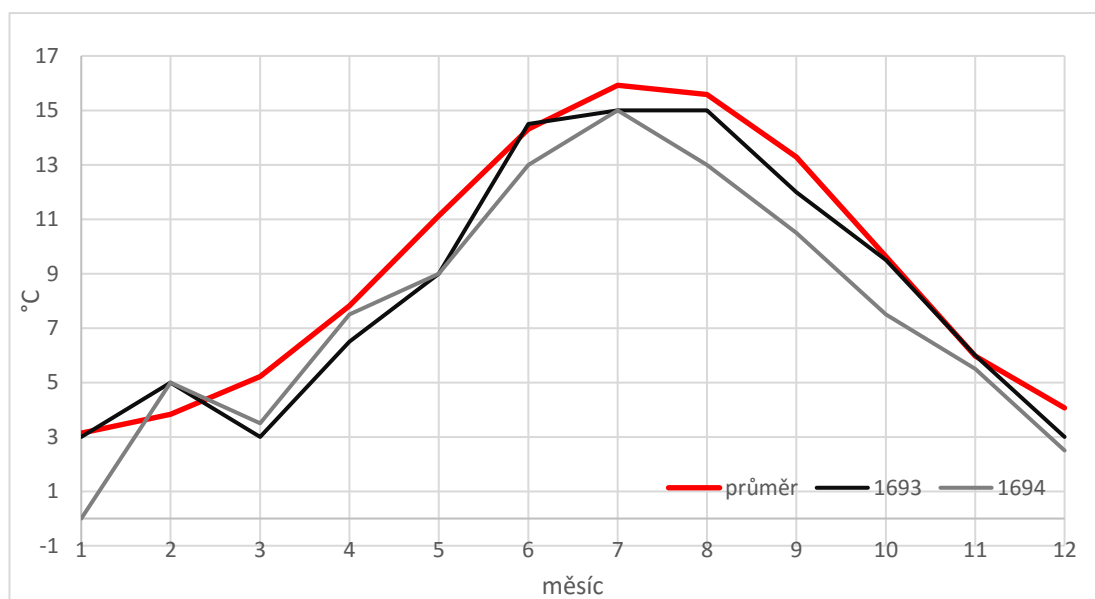
Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1693 bylo naměřené 7 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

P. Dobrovolný (2010) ve své 500 leté teplotní rekonstrukci uvádí, že v centrální Evropě byly oproti ostatním rokům v Německu chladné a velmi chladné letní měsíce (Dobrovolný, 2010). 20. března 1693 v anglickém Oundle bouřkový den, doprovázený kroupami a větrem s jihozápadu (Short, 1749).

Katalog bemerkenswerter witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1800 (Hennig, 1904) popisuje prosinec roku 1693 takto:

- „dne 7. prosince těžká severní bouře na Baltu a bouřlivý příboj na pruském pobřeží“
- „dne 31. prosince bouřlivý příboj v Severním moři na frickém pobřeží.“

Obr. 7: Teploty naměřené v Manley (centrální Anglie) v letech 1693 a 1694



Z roku 1693 jsou k dispozici dlouhé řady z Manley ležící jižně pod Liverpoolem. Rok 1693 i rok 1694 jsou celé chladnější, než je dlouhodobý průměr z těchto oblastí. Zde je ovšem těžké přisuzovat tento následek erupce Hekly.

Společně s erupcí Etny zřejmě došlo k slunečnímu minimu a poklesu teplot ve střední Evropě. Příboje nejspíše vznikly vlivem silné seismické aktivity Země, což by odpovídalo i vulkanické aktivitě na více místech Evropy.

Katla 1755, VEI 4

Výbuch Katly ze 17. října roku 1755 je seizmology označován za největší výlev magmatu za celé období čtvrtohor. Odhaduje se, že sopka uvolnila 1,5 km³ hmoty. Délka této sopečné aktivity se odhaduje na 120 dní (Larsen, 2000).

Erupce v tomto roce dokázala z ledovce uvolnit a rozpustit vodu, která způsobila proud o odhadovaném průtoku 200 tisíc až 400 tisíc m³.s⁻¹. Průměrný průtok řeky Amazonky je pro představu 219 tisíc m³.s⁻¹ (Novák, 2011).

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1755 bylo naměřené 4 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

Podle internetové zdroje The Christian science monitor se popel usadil až ve Skotsku. V kronice Historický kalendář (Rulík, 1800) je k roku 1755 poznamenáno, že pravděpodobně v květnu bylo Slunce po několik dní tmavé a východ a západ Slunce byl červený a krvavý. Podle dalších kronik byly počátkem května silné mrazíky a škodlivá jinovatka. V říjnu 1755 na mnoha místech ve střední Evropě přšel červený déšť a v Locarnu byla červená mlha (Hennig, 1904). Francouzské Providence zasaženo bouřkami a zemětřesením (Fuster, 1845).

Záznamy o neobvyklých jevech v počasí z října se shodují časově s výbuchem Katly v roce 1755. Tuto erupci lze označit, jako ovlivňující klima v Evropě.

Hekla 1766, VEI 4

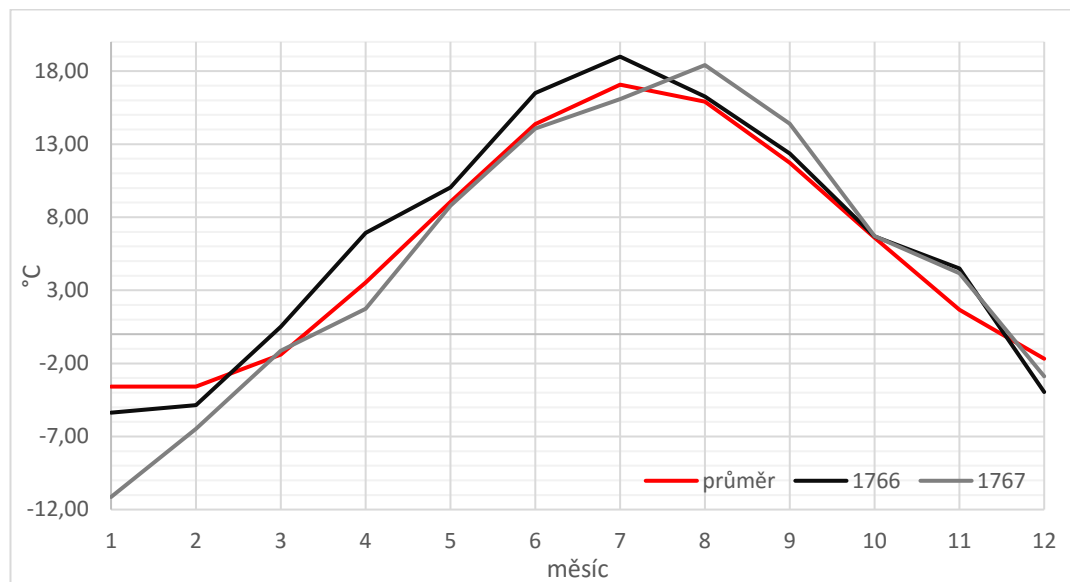
Největší erupce sopky Hekly započala 5. dubna 1766 a trvala až do května 1768. Jednalo se o největší erupci produkující lávu na Islandu. Přeládající proudy lávy se šířili směrem na jihozápad. Padající tefra na některých místech tvořila 2 – 4 cm tlustou vrstvu. Lávové bomby měřili v průměru až půl metru a létaly do vzdálenosti 15 – 20 km od sopky. Erupci doprovázely i povodně (Thorarinsson, 1970).

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1766 bylo naměřené 33 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

V červnu byly podle pražského hospodářského kalendáře neobvykle silné bouřky (Fischer, nedatováno). Podle jiných kronik bylo tento rok velmi suché jaro a léto. Avšak v Konstantinopoli bylo zaznamenáno, že celý listopad až do 9. dne

měsíce prosinec přšlo (Fischer, nedatováno). Zima pak byla velice silná. Po celý červenec 1766 Anglii zasahovaly bouřky. Francie byla zasažena extrémně vysokými teplotami po celé léto. Po létě následovala tvrdá zima. Ve Francii zamrzla celá řeka Seina. Ve Varšavě v Polsku byla nejnižší naměřená hodnota -30 °C (Marusek, 2010).

Obr. 8: Teploty naměřené ve Stockholmu (SWE) v letech 1766 a 1767



Podle grafu je patrné, že rok 1766 byl kromě měsíců ledna, února a prosince teplejší oproti průměru a to nejvíce v dubnu o $3,4\text{ °C}$. Naopak zimní měsíce byly oproti průměru chladnější. Průměrná teplota v lednu 1767 se pohybovala na $-11,1\text{ °C}$, což je nejméně za období 1756 až 1773.

Ochlazení mohlo způsobit sluneční minimum vzniklé zvýšeným množstvím aerosolů v atmosféře.

Laki 1783, VEI 4

Příkopová propadlina Laki, označována také jako Skaftar, patří do systému trhlin vedoucích od vulkánu Grímsvötn. Celé centrum se nachází v jižní části ostrova a je to hlavní centrum vulkanické činnosti na Islandu. V roce 1783 zde došlo k jedné z největších erupcí na světě (Thordarson, Self 1993).

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1783 bylo naměřené 115 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

Jednalo se o lineární erupci, která začala 8. června 1783 a skončila až na začátku února roku 1784. Po dobu dlouhých osmi měsíců, kdy Laki explodovala několikrát, bylo do ovzduší vyprodukováno 8 milionů tun fluoru a 120 milionu tun

oxidu siřičitého, který vystoupal do 15 kilometrové výšky a nezabíjel jen obyvatele Islandu. Konvergentním prouděním se sopečný oblak transportoval k Anglii, odkud pokračoval směrem ke Skandinávii. Sopečný oblak se nad Prahu dostal 16. června 1783 a dále se část vracela do Francie s Británií a zbytek pokračoval směrem na východ, kde byl spatřen až v centrální Asii v červenci téhož roku (Soukupová, 2012).

Anglie byla nejvíce postižená sloučeninami síry, které putovali stratosférickými vzdušnými proudy. Ze vzduchu celé léto padal prach, který obyvatelům skřípal v zubech a vznesl označení léta roku 1783 jako písečné léto (Novák, 2011).

Lidová kronika rodiny Šebestů (Robek, 1977) popisuje 29. červnu 1783: „Povstalo velmi strašlivé povětrí, které dosti tvrdě srdce k strachu přivést muselo, menovitě na sv. Petra a Pavla začalo se tak lejt, jak by vědrem lil, přitom takové hromobití a bouř v jednom kuse od hodiny s poledni až do večera trvala, tak že více než-li stokrát hrom učinil, přitom uhodil do starožitného kostela svatýho Vojtěcha, kde 12 centýřů prachu leželo pro bezpečí, že tam žádný oheň nemoh, takový zapálil od toho celý dosti pevný kostel až do gruntu rozhozen.“

Dle ostatních zdrojů byly v červnu následkem bouří a lijáků zvýšené vodní stavy toků a řek a nad celou Evropou byla zaznamenána šířící se suchá mlha, nebo pára označována téhož roku pod názvem Hohenrauch (Strnad, 1790; Hennig, 1904).

Mlhy a obsah síry ve vzduchu způsoboval lidem obtíže. O tom například píše Christian Pfaff, profesor fyziky, chemie a lékařství, v německém tisku v článku „Ueber den heißen Sommer von 1811 nebst einigen Bemerkungen über frühere heiße Sommer“: „Ve Frieslandu a Groningenu, protože byla mlha nejhustší, podráždila (lidem) plíce, (způsobila) dráždivý kašel, relaps u astmatiků a také bolesti hlavy, ano, někteří dokonce cítili její chuť v ústech...“

Podle klementinských pozorování se v červenci 1783 téměř jen střídala hustá mlha s bouřkami a dešti. Pokud byla možnost dohlédnout až na oblohu, byl Měsíc popisován jako rudý a Slunce s hvězdami s halem také načervenalé barvy. 7. července byla skrze oblaky popsána polární záře a 15. července dobře znatelné černé skvrny na Měsíci. Srpen a září byly v podobném znamení jako červenec. V říjnu byl po dlouhé době poprvé pozorován bílý Měsíc, ale stále s halem. Až do března roku 1784 jsou

popisovány západy a východy rudého Slunce a přes den časté mlhy. Zima byla téhož roku silná (Rukopis HMÚ, 1978).

Rok byl velmi teplý a dle některých kronik v tomto roce vinice vydávaly lahodná a velmi chutná vína. Drahocenné víno z roku 1783 mělo od roku 1746 až do roku 1811 takovou pověst, že za celých 65 let lepší a jemnější nebylo (Jurende, 1823).

I přes neobvyklá sucha v Asii klesla průměrná teplota o 1,3 °C a výkyv trval další 3 roky. Léta byla velmi neobvyklá a v anglickém Selborne zaznamenal přírodovědec Gilbert White: „Podle poznámek, které jsem si vedl, od 23. června do 20. července se směr větru měnil každou čtvrt hodinu bez zjevného důvodu. Bylo tak horko, že maso se stávalo nepoživatelným už v den porážky“ (Novák, 2011).

Díky chudé úrodě se mnoho venkovského obyvatelstva ve střední Evropě a zejména pak ve Francii rozhodlo migrovat do měst, kde tvořili radikalizující vrstvu a všechny tyto změny vedly roku 1789 ve Velkou francouzskou revoluci (National Geographic, 2011).

Pokles teplot, způsobený sirnými dioxidovými plyny poslaných do severní hemisféry, způsobil špatnou úrodu v Evropě, sucha v Indii a Japonsku nejhorší hladomor v historii. Léto v Paříži bylo charakterizováno třiceti horkými dny (25 °C – 31 °C), pěti velmi horkými dny (31 °C – 35 °C) a jedním extrémně horkým dnem (35 °C a více) (Arago, 1860).

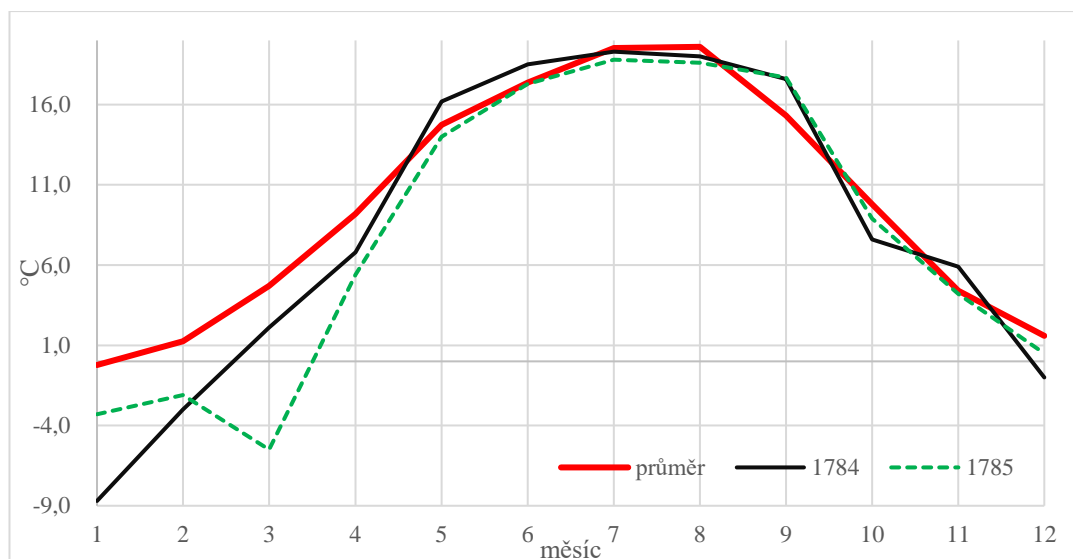
5. února 1783 bylo v Calabrii a Sicílii zaznamenáno velké zemětřesení, následované opakujícími se hurikány a bouřky (Fuster, 1845).

Zima na přelomu 1783 a 1784 trvala v Británii 89 dní. Nejnižší teploty v Evropě byly naměřeny ve Stockholmu ve Švédsku a to -33,7 °C, dále například v Praze to bylo -29,4 °C (Arago, 1860).

Richard A. Proctor (1893) ve své sérii rodinných esejí píše k anglické zimě na přelomu let 1784 a 1785, že byla pozoruhodně chladná, zejména pak v prosinci.

Soukupová (2013) uvádí, že sopka Laki 1783 byla aktivní v době Daltonova slunečního minima (1790 - 1830). V období těchto minim přichází ochlazení a pluvialy⁸ (Soukupová, 2013).

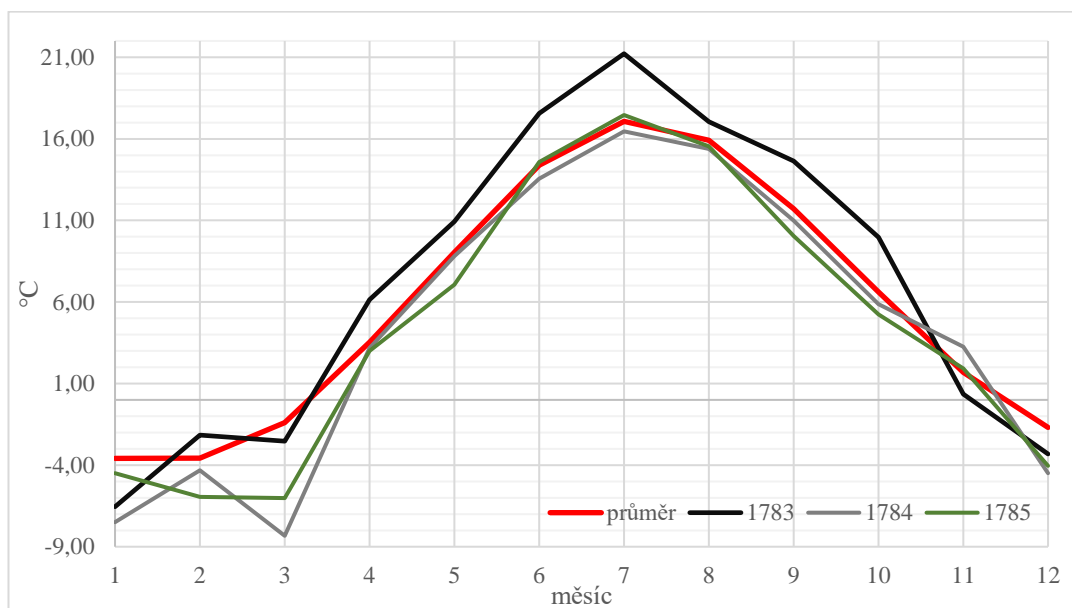
Obr. 9: Teploty naměřené v pražském Klementinu kolem roku 1783 (Svoboda a kol., 1946)



Na grafu je vidět důsledek výbuchu Laki na teploty naměřené v Klementinu v Praze. Červenou barvou je označený teplotní průměr jednotlivých měsíců mezi lety 1770 až 1783. Konec roku 1783 a celý rok 1784, kromě měsíců května, června, září a listopadu, bylo ovšem oproti průměru na našem území chladněji a to v lednu o -7,8 °C. Březen 1785 byl dokonce průměrně o -9,6 °C chladnější. Průměrná roční teplota let před rok 1783 se pohybuje okolo 10 °C. V roce 1784 byla průměrná roční teplota 8,36 °C, v roce 1785 byla jen 7,88 °C a roce 1786 dokonce jen 7,43 °C. Rok 1787 byl už opět v typických hodnotách na 10,23 °C.

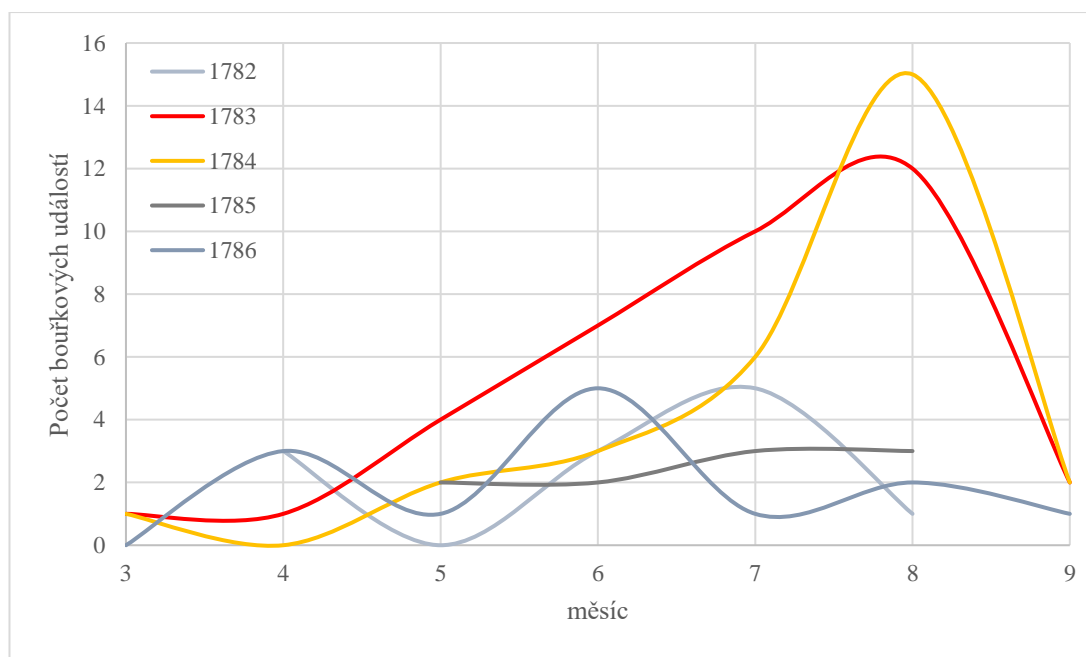
⁸ Pluvial - Období mimořádnými dešti a zvýšeným rizikem povodní. Následky v neúrodě a hladomoru. (Soukupová, 2013)

Obr. 10: Teploty naměřené ve Stockholmu (SWE) kolem roku 1783



Graf znázorňuje teploty naměřené ve stanici Stockholm ve Švédsku od ledna 1783 do prosince 1785. Červenou barvou je označený teplotní průměr pro jednotlivé měsíce mezi lety 1756 až 2010. Z křivky je patrné, že ve Švédsku bylo v roce 1783 nadprůměrně teplo a to v červenci o 4,1 °C a zima byla oproti průměru naopak chladnější (leden 1784 o -4,1 °C chladněji oproti normálu. Z dalších míst po světě můžeme zmínit Greenwich v Londýně ve Velké Británii, kde byl červenec 1783 o 4 °C teplejší, než je průměr mezi lety 1763 a 2010 a leden 1784 o -3,8 °C chladnější.

Obr. 11: Bouřkové události v letech 1782-1786 (Svoboda a kol., 1946)



Graf znázorňuje zvýšený výskyt bouřek nejen v roce výbuchu sopky Laki, tedy 1783, ale i následující rok, kdy bylo v měsíci srpnu 15 bouřkových událostí, což je nejvíce ve sledovaném období 1775 až 1820 v pražském Klementinu.

Hekla 1845, VEI 4

2. září 1845 začala Hekla explosivním způsobem chrlit lávu. Hodinovou plíniiovskou fází vystřídala effusivní aktivita, která skončila až 16. března 1846. Popel z této erupce dopadl až na lodě poblíž Faerských ostrovů (Thorarinsson, 1970).

V databázi GISP2 nebyla k roku 1845 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

Následujícího roku 1846 bylo v Evropě pozoruhodné horko, zejména pak ve státech Francie, Belgie a Anglie (Marusek, 2010). Není dostatek informací potvrzující, že by tato erupce Hekly 1845 mohla způsobit nějaké klimatické dopady.

Grímsvötn 1873, VEI 4

Charles Hoy Fort (2018) se ve svých zápiscích zmiňuje, že sopka Grímsvötn, která je pokrytá ledem, se v lednu 1873 probudila a několikrát v průběhu měsíce. Při těchto aktivitách uvolnila množství lávy odpovídající síle 4 podle VEI.

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1873 bylo naměřené 5 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

V době erupce bylo zaznamenáno zemětřesení na jihu Islandu ve vzdálenosti 150 km od sopky (Thorarinsson, 1974).

V záznamech průměrných teplot ze stanic rozmístěných po Evropě a ani v klimatických databázích nebyla v období roku 1873 nalezena výchylka, nebo událost, která by mohla být uvedena přímo ve spojitosti s touto erupcí. Cornelius Walford (1878) se ve své encyklopedii zmiňuje, že se v Anglii a Francii tento rok vyskytovaly častěji bouřky.

Askja 1875, VEI 4

Askja vydržela v tichosti od konce doby ledové až do Velikonoc 1875, kdy vychrlila 2,5 km³ sopečného materiálu, jenž byl větry zanesen až do Skotska (Novák, 2011).

V databázi GISP2 nebyla k roku 1875 ani v jeho nejbližších letech nalezena hodnota množství uloženého sulfanu.

V záznamech ze stanice v Eddinburgu ve Skotsku není patrná dlouhodobá změna průměrných teplot v letech 1875 až 1876. Pouze měsíce duben a květen jsou oproti průměru teplejší zhruba o 1 °C. Mezi 19. květnem a 16. srpnem 1875 zaznamenáno nezvykle velké množství bouřek v Anglii. Nejničivější poté byly v měsíci červenci. Podobně na tom byla ovšem i Francie, kde byli za rok 1875 napočítány škody bouřkami na dnešní měnu 418 miliónů amerických dolarů (Walford, 1878).

Katla 1918, VEI 4

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1918 bylo naměřené 42 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

Erupce Katly začala 12. října 1918 a trvala 24 dní. Množství tefry volněné do vzduchu bylo větší než 0,5 km³ (Larsen, 2000).

V teplotních záznamech z anglického Edinburghu je větší teplotní výkyv pouze v únoru a březnu roku 1919 a to o zhruba – 2 °C. Ovšem nejedná se o tak velký výkyv, který by bylo možné přisuzovat erupci Katly 1918.

Hekla 1947, VEI 4

Erupce začala koncem března 1947 po 101 letech a trvala až do roku 1948. Za tuto dobu uvolnila 0,18 km³ tefry (Thordarson, Larsen 2006).

Množství vulkanického sulfanu uloženého v ledovci z období kolem roku 1947 bylo naměřené 19 ppb. Data byla použita z databáze GISP2.

Byly prozkoumány teplotní dlouhé řady v Anglii a ve Skandinávii, tedy zemích, které by erupce měla ovlivnit nejvíce a nebyla nalezena teplotní výchylna oproti dlouhodobému průměru. Thorarinsson (1970) pouze uvádí dopad sopečného popela v až na Norském pobřeží.

Eyjafjöll 2010, VEI 3

Erupce Erupce, která trvala celkem 39 dnů (14.4. – 22.5.2010), na sopce známé spíš jako Eyjafjallajökull, což je ve skutečnosti jméno ledovce, který jí pokrývá, byla

celkem očekávaná, jelikož vulkanologové sledovali seizmickou aktivitu v oblasti již od prosince předešlého roku. Po výbuchu a očekávaným záplavám z kontaktu lávy a ledovce (Novák, 2011).

Na Island spadlo po erupci zhruba $0,14 \text{ km}^3$ tefry a mimo Island se dostalo odhadem $0,13 \text{ km}^3$ tefry. Částice popele byly na tolik malé, že je trvalé severní a severovýchodní větry zanesly nad Atlantický oceán a část Evropy. V souvislosti s tím byla zastavena letecká doprava a celosvětové ztráty dosáhly miliardy dolarů (Porkelsson, 2012).

13. Diskuze

V dobových kronikách se celkem často vyskytovala zmínka o silných příbojích a bouřích na pobřeží států u Severního moře. Sopečné erupce jsou povětšinou doprovázeny zemětřesením, či tektonickou aktivitou, jenž ve většině případů mohly stát za těmito událostmi.

Celkem přesný ukazatel, jestli se sopečný oblak dostal nad území je barva Měsíce a Slunce. Sluneční světlo, ať už přímo od Slunce, nebo odražené z Měsíce, se při průchodu zemskou atmosférou díky zvětšenému množství aerosolu láme. Modrá a fialová složka světla se lámou nejvíce, zatímco červená složka projde atmosféru téměř nepoznamenaná. Dost často se lze po erupci setkat i s úkazem rudého, nebo načervenalého deště, který byl zaznamenán například ve střední Evropě po výbuchu Katli v roce 1755.

Pro velké sopečné erupce je typický pokles průměrných ročních teplot v následujících letech. Tyto průměrné roční teploty klesají především v důvodu velmi chladných zimních měsíců a v letních měsících lze naopak pozorovat lehké zvýšení průměrných měsíčních teplot. Tyto důvody vedou ke špatné zemědělské úrodě a následujícím hladomorům.

Prach, který byl vyhnán do atmosféry erupcí, má tendenci díky gravitaci padat k zemi. V závislosti na velikosti prachových zrn a atmosférickému proudění se tento prach může šířit nejen po Evropě. Spadlý prach může opět způsobit neúrodu pokrytím rostlin. Pro člověka mohou ale nastat i závažné zdravotní problémy. Nejčastěji tak dýchací problémy a to zejména u astmatiků, které mohou vést až k zánětům plic a nemocím srdce. Vznikat mohou i podráždění kůže a oční problémy.

14. Závěr

Z celkem 26 sopečných erupcí na Islandu odehraných v období našeho letopočtu, které byly popsány v této práci, ovlivnilo nějakým způsobem klima, anebo počasí v Evropě celkem 15 z nich. Ovlivnění klimatu a počasí s sebou nese i ohrožení v podobě zdravotního nebezpečí a zemědělské produkce. Atmosférické proudění je velmi důležitý faktor při erupcích na Islandu, jelikož určuje pohyb sopečného oblaku. Sopečný prach zavátý nad Evropu je velkým ohrožením pro zdravý a život lidí. Poznali jsme velké erupce, které podle historických kronik střední Evropa nepocítila, ale i menší, které způsobily hladomor a velké vymírání lidstva.

Sopečné riziko hrozí neustále, již víme, že erupce VEI 6 nastávají jednou, nebo dvakrát za tisíc let, kdežto menší VEI 5 erupce jednou za století. Erupce síly VEI 4 jednou za padesát let a VEI 3 erupce se opakují po 10 až 20 letech. Sopečné erupce nejmenší síly VEI 1 a VEI 2 mohou nastat téměř kdykoliv. Thordarson a Larsen (2007) předpovídají erupci systému Grímsvötn na rok 2030 až 2040. Hekla se probouzí průměrně třikrát za století (Thordarson a Larsen, 2006) a podle Nováka (2011) vědci pozorují seizmickou aktivitu v okolí Katly již od roku 1999.

Z historie erupcí islandských sopek nejvíce Evropu zasáhla Laki v roce 1783 a to co se týče jak obětí na životech tak změny klimatu a počasí. V dnešní době, kdy je lidstvo závislé na letecké dopravě může i malý výbuch napáchat obrovské finanční ztráty. Mezitím co se lidstvo stále více technologicky vyvíjí, tak na sopečné erupce stále nemá účinnou obranu a jsme ohrožení stejně tak jako před stovkami let. Změny klimatu mohou vést k dalšímu migrování obyvatelstva, což může v dnešní době vést ještě k horším následkům. Dále jsou nebezpečná místa spadu sopečného prachu, který může následným deštěm znečistit vodní zdroje.

Přehled literatury a použitých zdrojů

Odborné publikace

- Arago F., 1860: *Sämtliche Werke*, Volume 8, Verlag von Otto Wigand, Lipsko.
- Beazley M., 1976: *The joy of Knowledge: The Anatomy of the Earth*. Littlehampton Book Services, Londýn.
- Bergthórsson P, 1969: An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, Jökklarannsóknafélag Íslands, Reykjavík, 19: 94-101.
- Björnsson H., Jonsson T., 2004: Climate and climatic variability at Lake Mývatn. *Aquatic Ecology*, 38. 129-144
- Björnsson H., Pálsson F., 2008: *Icelandic glaciers*. Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavík.
- Blong R. J., 1984: *Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions*. Academic Press, Sydney.
- Crowley T. J., 2000: Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*, vol. 289, pp 270-277.
- Dobrovolný P., Moberg A., Brázdil R., Pfister C., Glaser R., Wilson R., van Engelen A., Limanówka D., Kiss A., Halíčková M., Macková J., Riemann D., Luterbacher J., Böhm R., 2010: Monthly, seasonal and annual temperature reconstructions for Central Europe derived from documentary evidence and instrumental records since AD 1500. *Climatic Change*. Nakladatelství Springer, New York.
- Einarsson M. Á., 1969: *Global Radiation in Iceland*. Vedurstofa Íslands, Reykjavík.
- Einarsson M. Á., 1997: *Climate of Iceland*. Elsevier, Reykjavík.
- Fischer A., nedatováno: *Pražský hospodářský kalendář*. Praha.
- Fuster J. J. N., 1845: *Des Changements dans le Climat de la France. Histoire de ses Révolutions Météorologiques*, Paříž.
- Glaser R., Riemann D., 2010: *Central Europe 1000 Year Documentary Temperature Reconstruction*. IGBP Pages/World Data Center for Paleoclimatology, Boulder.
- Hempel L., Thyssen F., 1992: Deep radio echo soundings in the vicinity transport of volcanic ash from a 1259 A.D. volcanic eruption to the Greenland and Antarctic ice sheets. *Geophysical Research Letters* 19:801-804.
- Hennig R., 1904: *Katalog bemerkenswerter witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1800*. Svazek 2, vydání 4, Prussia (Kingdom). Meteorologisches Institut. A. Asher, 1904, digitalizováno 2010.
- HMÚ ©1978: *Poznámky z klementinských pozorování (1775 – 1839)*, rukopis. HMÚ, Praha.

IINH ©2001: Biological diversity in Iceland. Ministry for the environment, Reykjavik.

Jakobsson S. P., Moore J. G., 1982: The Surtsey research drilling project of 1979. Surtsey Res. Prog. Rep. IX, 76–93.

Jakeš P., Kozák J., 2005: Vlny hrůzy, zemětřesení, sopky a tsunami. Lidové noviny, Praha.

Jůnek T., 2017: Vědecké dobrodružství pod sopkami Islandu. Živá univerzita 2017/3. S. 24-25.

Jurende K. J., 1823: Mährische wanderer. Nakladatelství Winiker, Brno
Robek A., 1977: Edice kronikářských lidových textů. Kronika rodiny šebestů. Nakladatelství ČSAV, Praha.

Klüche H., 2002: Island. Nakladatelství Jan Vašut, Praha.

Lacasse C., Karlsdóttir S., Larsen G., Soosalu H., Rose W.L., Ernst G.G.J., 2004: Weather radar observations of the Hekla 2000 eruption cloud, Iceland. Bull. Volcanol. 66, 457-473.

Larsen G., 2000: Holocene eruptions within the Katla volcanic system, south Iceland: characteristics and environmental impact. Jökull 49, 1–28.

Larsen G., 2002: A brief overview of eruptions from ice covered and ice capped volcanic systems in Iceland during the past 11 centuries: frequency, periodicity and implications. In: Smellie J.L., Chapman M.G. (Eds.). Volcano–Ice Interaction on Earth and Mars. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., Londýn.

Marusek J. A., 2010: A chronological Listing of Early Weather Events. Science & Public Policy Institute.

McCormick M., Dutton P. E., Mayewski P. A., 2007: Volcanoes and the Climate Forcing of Carolingian Europe, a.d. 750–950. A Journal of Medieval Studies, Volume 82, Number 4.

Michalec Z., 1971: Země velká neznámá. Nakladatelství Práce, Praha.

Novák J. A., 2011: Smrtící sopky. Nakladatelství XYZ, Praha.

Palais J. M., Taylor K. C., Mayewski P. A., Grootes P. M., 1991: Volcanic ash from the 1362 A.D. Oraefajokull eruption (Iceland) in the Greenland ice sheet. Geophysical Research Letters 18:1241 - 1244.

Pejml K., 1966: Příspěvek ke kolísání klimatu v severočeské vinařské a chmelařské oblasti od r. 1500 – 1900. Sborník prací HMÚ ČSSR, sv. č. 7., 23 – 78.

Pfaff Ch., 1812: Ueber den heißen Sommer von 1811 nebst einigen Bemerkungen über frühere heiße Sommer: eine academische Gelegenheitsschrift bei Niederlegung seines von Jahannis 1810 bis Johannis 1811 geführten Decanats der medicinischen Facultät. Riel.

- Poetsch C. G., 1784: Chronologische geschichte der Grossen Wasserfluthen des Elbstroms seit tausend und mehr Jahren. Nakladatelství Walther, Drážďany.
- Porkelsson B., 2012: The 2010 Eyjafjallajökull eruption, Iceland. Report of ICAO, Reykjavik.
- Proctor R. A., 1893: Rough Ways Made Smooth, Familiar Essays, Longmans, Green and Co, Londýn.
- Robock A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Reviews of geophysics* 38: 191–219.
- Rulík J., 1800: Historický kalendář, Díl III. Praha.
- Sæmundsson K., 1978: Fissure swarms and central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland. *Geol. J. Spec. Iss.* 10.
- Short T., 1749: A General Chronological History of Air, Weather, Seasons, Meteors in Sultry Places and different Times. Londýn.
- Sigurdsson H., 1999: *Melting the Earth; The Evolution of Ideas about Volcanic Eruptions.* Oxford University Press, New York.
- Soukupová J., 2012: Dopady sopečné erupce v trhlině Laki. *Biologie-Chemie-Zeměpis.* Nakladatelství SPN, Praha.
- Soukupová J., 2013: *Metody paleoklimatologie a historické klimatologie a vývoj klimatu na zemi.* Powerprint, Praha.
- Strnad A., 1790: Chronologisches berzeichniss der Natürlichen begebenheiten in böhmen. Praha Weikinn C., 1958: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850. Část 1. Nakladatelství Akademie, Berlín.
- Svoboda J., Vašků Z., Cílek V., 1946: *Klementinum – dlouhé řady. Velká kniha o klimatu Zemí koruny české.* Regia, Praha.
- Thorarinsson S., 1970: *Hekla: A Notorious Volcano.* Almenna Bokafelagid, Reykjavik.
- Thordarson T., Self S., 1993: The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvotn eruptions in 1783-1785. *55: 233-263.*
- Thordarson T., Larsen G., 2006: Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics,* Reykjavik.
- Vašků Z., 2001: Čekají nás sucha? *Vesmír* 80, č. 3.
- Walford C., 1878: *The Insurance Cyclopaedia. Volume V.,* Londýn.
- Weikinn C., 1958: Quellentexte zur witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bus zum jahre 1850. *Ueitwende - 1300.* Nakladatelství Akademie, Berlín.

Zielinski G. A., Fiacco R. J., Mayewski P. A., Meeker L. D., Whitlow S. I., Twickler M. S., Germani M. S., Endo k., Yasui M., 1994: Climatic impact of the A.D. 1783 Asama (Japan) eruption was minimal: Evidence from the GISP2 ice core. *Geophysical Research Letters* 21:2365-2368.

Zielinski G. A., Mayewski P. A., 1994: Record of Volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland Ice Core and Implications for the Volcano-Climate System. *Science* 264, 948-52.

Zielinski G. A., Mershon G. R., 1997: Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP2 (Greenland) ice core during the rapidly changing climate of the Pleistocene-Holocene transition. *Geological Society of America Bulletin* 109:547-559.

Internetové zdroje

ČGS, ©2007: Na Island za geologií recentního riftu. (online) [cit.2017.09.09], dostupné z <<http://www.geology.cz/app/reportaze/report.pl?id=50>>.

Global Volcanism Program, nedatováno: Database. (online) [cit. 2018.01.23], dostupné z <https://volcano.si.edu/database/search_eruption_results.cfm>.

Charles Hoy Fort's Notes, ©2018: 1873 (online) [cit.2018.03.10], dostupné z <<http://www.resologist.net/notes/1873.html>>.

IMO, ©2000: Weather stations. (online) [cit.2017.09.06], dostupné z <<http://en.vedur.is/weather/stations/>>.

National geographic, ©2011: Co zavinity islandské sopky? zákaz létání i francouzskou revoluci. (online) [cit.2018.03.09], dostupné z <<https://www.national-geographic.cz/clanky/co-zavinity-islandske-sopky-zakaz-letani-i-francouzskou-revoluci.html>>.

NLSI, ©2016: Icelandic statistics. (online) [cit.2017.09.06], dostupné z <<https://www.lmi.is/en/island-i-tolum/>>.

UNESCO, ©2008: Surtsey. (online) [cit.2017.10.02], dostupné z <<http://whc.unesco.org/en/list/1267>>.

Tobias Weisenberger, nedatováno: Introduction to the geology of Iceland. (online) [cit. 2017.10.05], dostupné z <<http://www.tobias-weisenberger.de/6Iceland.html>>.

Přílohy

Příloha 1: trhlina Laki

zdroj: Carl, 2013: Central volcanoes of Vatnajökull (online) [cit. 2018.04.05],
dostupné z < <https://volcanocafe.wordpress.com/2013/05/29/central-volcanoes-of-vatnajokull/>>



Příloha 2: Seznam erupcí řešených v práci s hodnotami VEI a množstvím uloženého sulfanu (Global Volcanism Program, nedatováno)

rok	sopka	VEI	sulfan [ppb]
-10 600	Katla		
-6650	Bardarbunga	6	9
-5500	Hekla	5	
-2310	Hekla	5	56
-1550	Hekla	4	
-950	Hekla	5	
-650	Krafla	4	
900	Bardarbunga	4	39
934	Katla	4	64
1000	Katla	4	
1104	Hekla	5	12
1158	Hekla	4	
1300	Hekla	4	
1300	Krafla	4	
1311	Katla	4	
1357	Katla	4	
1362	Oraefajokull	5	
1416	Katla	4	
1477	Bardarbunga	5	36
1490	Katla	4	
1510	Hekla	4	
1597	Hekla	4	10
1625	Katla	4	
1660	Katla	4	
1693	Hekla	4	7
1755	Katla	4	4
1766	Hekla	4	33
1783	Laki	4	115
1845	Hekla	4	
1873	Grímsvötn	4	5
1875	Askja	4	
1918	Katla	4	42
1947	Hekla	4	19
2010	Eyjafjöll	3	