

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
katedra fyzické geografie a geoekologie

Jiří Lehejček

**KATASTROFICKÉ ZÁPLAVY TYPU JÖKULHLAUP
KATLA, ISLAND**

**CATASTROPHIC JÖKULHLAUP FLOODS, KATLA,
ICELAND**

Bakalářská práce

Praha 2009

Vedoucí bakalářské práce: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracoval sám a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje.

Praha 19.8.2009

podpis

.....

Rád bych na tomto místě vyjádřil svůj dík svému školiteli Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. za jeho zájem, cenné rady a kritické připomínky. Zvláště chci poděkovat za pozornost, kterou mi věnoval v průběhu mého zahraničního studia.

Poděkování patří i Prof. Ólafurovi Ingólfssonovi, bez kterého bych nemohl provést terénní výzkum na Islandu.

Velký dík patří také rodičům, kteří mě podporovali ve studiu od útlého věku a vždy pro ně bylo kvalitní vzdělání jejich dětí na nejvyšším místě v žebříčku osobních hodnot. Děkuji i všem, které moje dosavadní studium stálo čas, peníze a nervy.

Obsah

1. Úvod.....	6
1.1. Terminologie.....	7
1.2. Fyzicko-geografická charakteristika území.....	8
1.2.1. Fyzicko-geografická charakteristika ledovce Sólheimajökull a jeho předpolí.....	10
2. Metody.....	11
3. Fenomén jökulhlaup.....	11
3.1. Původ.....	12
3.2. Odvodňování.....	13
3.3. Uvolnění ledových bloků při jökulhlaup.....	14
3.4. Erozní činnost a sedimentologie.....	15
3.4.1. Významné tvary vznikající sedimentací.....	16
3.5. Doba trvání.....	18
3.6. Ochrana lidí a majetku.....	18
4. Jökulhlaup (pl.) na Islandu.....	20
4.1. Jökulhlaup (pl.) způsobené Katlou.....	21
4.1.1. Sólheimajökull a jím odvodněné jökulhlaup (pl.).....	23
5. Vlastní výzkum.....	26
5.1. Profil 1.....	27
5.1.1. Charakteristika.....	27
5.2. Profil 2.....	28
5.2.1. Charakteristika.....	28
5.3. Profil 3.....	29
5.3.1. Charakteristika.....	30
5.4. Profil 4.....	30
5.4.1. Charakteristika.....	30
5.5. Profil 5.....	31
5.5.1. Charakteristika.....	31
6. Diskuze.....	32
7. Závěr.....	33

Seznam obrázků

- Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa Islandu
- Obr. 2. Pozice ledovcové čapky Mýrdalsjökull na Islandu
- Obr. 3. Hydrografy odtoku pro dva typy jökulhlaup (pl.)
- Obr. 4. Deprese v předpolí ledovce Sólheimajökull vzniklá po vzniklá po roztání vlečených ledovcových bloků z jökulhlaup 1999
- Obr. 5. Protipovodňová hráz chránící z východu vesnici Vík před jökulhlaup
- Obr. 6. Mapa znázorňující oblasti, které byly během holocénu zaplaveny jökulhlaup
- Obr. 7. Inundační území jökulhlaup v předpolí ledovce Mýrdalsjökull
- Obr. 8. Dvousettunový balvan Kötlubjarg transportovaný jökulhlaup z roku 1918 na Mýrdlassandur.
- Obr. 9. Odtok povodňové vody při jökulhlaup 1999 na ledovci Sólheimajökull.
- Obr. 10. Demonstrace transportní kapacity jökulhlaup z roku 1999 na Sólheimasandur v bezprostřední blízkosti tehdejšího čela ledovce Sólheimajökull
- Obr. 11. Esker v předpolí Sólheimajökull uložený během jökulhlaup z roku 1999
- Obr. 12. Profil 1
- Obr. 13. Profil 2
- Obr. 14. Profil 3
- Obr. 15. Profil 4
- Obr. 16. Profil 5

Seznam map

- Mapa 1. Mapa předpolí ledovce Sólheimajökull se znázorněním pozice konstruovaných sedimentárních profilů

Seznam příloh

- Příloha 1. Přírůstky a úbytky ledovcového splazu Sólheimajökull, 1931 – 2008
- Příloha 2. Schéma pro popis ledovcových diamiktitů a přidružených sedimentů
- Příloha 3. Historické erupce KVS

Abstract

The paper is aimed to clarify main hypothesis which have been concluded about glacier outburst floods (jökulhlaups) over the recent years. The stress was put on Icelandic conditions because most of the research has taken place there. The paper goes through all the jökulhlaup phases whereas particular explanation are given in context to Katla volcano. Author's research was focused on creation of log profiles in the river banks of Jökulsá á Sólheimasandi. Subsequent interpretation has proved some of the hypothesis outlined formerly in literature even though not all of them. Loosing of transport capacity downstream, lateral changes in deposition, and spatial dominance of jökulhlaup induced layers are those which correlate with outcomes of the other authors. Conversely, thinning of layers from the same event downstream has not been documented.

key words: jökulhlaup, stratigraphy, sedimentology, natural hazard, Katla, Iceland

1. Úvod

Termín jökulhlaup, který od Island'anů převzal celý svět, označuje povodně způsobené náhlým uvolněním tavné vody z ledovce nebo ledovcového štítu (např.: Russel a kol., 2000; Björnsson, 1992). Tento jev, který bude podrobněji vysvětlen níže, je předmětem i mojí práce.

Ta je rozdělena na dvě navzájem související části. V první, rešeršní, se věnuji zpracování převážně zahraniční literatury, která bude sloužit jako odrazový můstek pro část druhou. Je věnována obecným charakteristikám a projevům jökulhlaup. Diskutovány nejsou lahary – bahenní proudy sopečných tufů (Geologický slovník, 2007). Přestože se jedná o proces, který může být vyvolán stejnými činiteli, projevy jökulhlaup (pl.) a laharů jsou rozdílné. Jde o vysoce koncentrované bahnotoky (oproti jökulhlaup může být množství pevných částic v proudu i trojnásobné), které se vyskytují v oblastech, kde navíc ani není nutná přítomnost ledovce. Mohou vznikat i jako následek smíchání pyroklastického proudu se silnými dešti (Giordano a kol., 2002). Práce se nevěnuje ani náhlým odtokům horských ledovcových jezer, které nejsou v přímém kontaktu s ledovcem. Přestože nenadálé odtoky těchto jezer se svými projevy islandským jökulhlaup velmi blíží, jejich původ je často způsoben jinými procesy. Jako příklad mohou posloužit sesuvy přilehlých svahů, které zvýší tlak na jezerní hráz, anebo limitní ztenčení jezerní hráze v důsledku tání mrtvého ledu, který může hráz tvořit až z 80 % (B. Janský, ústní sdělení). Výše zmíněné zúžení tématu považuje autor za nezbytné. Veškerý důraz tak bude kladen na islandské jökulhlaup (pl.), což umožní přesněji shrnout obecné charakteristiky. To bude zároveň využito i v další části práce.

Vzhledem k tomu, že terénní práce byly uskutečněny v předpolí ledovce Sólheimajökull (v češtině: „Ledovec, kde je Slunce doma“), je připojena kapitola o fyzicko-geografických poměrech této oblasti.

Dále podrobněji seznamuji s islandskými podmínkami. Projevy a chování těchto záplav nejsou ani na území Islandu jednotné, a proto je nutné zmínit regionální odlišnosti, podmíněné převážně charakterem reliéfu ledovcového předpolí. Zvýšená pozornost je věnována vulkanickému systému Katly (KVS), resp. ledovcové čapce Mýrdalsjökull a jejímu ledovcovému splazu Sólheimajökull.

Následující část je věnována výsledkům terénního průzkumu v předpolí ledovce Sólheimajökull. Terénní práce probíhaly 18. – 29. 5. 2009. Připojena je i interpretace výsledků. Průzkum byl zaměřen převážně na vytvoření sedimentárních profilů břehů řeky Jökulsá á Sólheimasandi a zmapování některých projevů jökulhlaup z července 1999. Vlastní

interpretace profilů břehu částečně rozkrývá dynamiku, průběh a zákonitosti jökulhlaup v této oblasti. Pozorování je diskutováno s výsledky jiných autorů. Jak obecné závěry vycházející ze studované literatury, tak výsledky vlastní práce jsou shrnuty v poslední kapitole.

1.1. Terminologie

Vzhledem k tomu, že pracuji s termíny, které pocházejí z cizích jazyků (angličtina, příp. islandština) a v češtině pro ně velmi často neexistuje jednoznačný anebo žádný ekvivalent, rozhodl jsem se zařadit následující kapitolu. Jejím úkolem je předložit význam slov, příp. slovních spojení, jejichž překlad není obecně znám. Čtenáři, který se orientuje v zahraniční literatuře dané problematiky, pomůže k přesné identifikaci popisovaného problému, jelikož čeština si velmi často žádá opisy používaných slov. Existuje-li již zavedený český překlad, je uveden dle citační etiky, v opačném případě zavádí autor překlad vlastní, který považuje za nejvhodnější pro potřeby této práce.

bar forms (angl.) – prahy (Geologický slovník, 2007)

dunes, ripples (angl.) – duny, čeřiny (Geologický slovník, 2007)

glacier lake outburst floods (angl.) – nenadálé odtoky horských ledovcových jezer

glacier surge (angl.) – periodicky se opakující krátkodobý a náhlý postup ledovce, způsobený spíše vnitřními silami, než klimatickými podmínkami (podle Benn a Evans, 1996)

glacier tongue (angl.) – ledovcový splaz (Geologický slovník, 2007)

hydrofracturing (angl.) – tlakové rozpukání vodou

ice cap (angl.) – ledovcový pokryv, ledovcová čapka, ledovec skandinávského typu, fjeldový ledovec (Geologický slovník, 2007). Zohledníme-li islandské podmínky, kde většina ledovců tohoto typu má velmi symetrický kruhový tvar s nejvyšším bodem uprostřed (velmi často činná sopka), považuji za nejvhodnější používat termín ledovcová čapka.

jökulhlaup (isl.) – jökull - ledovec; hlaup – běh. Vzhledem k tomu, že se jedná o klíčové slovo celé práce, které je ve světové literatuře (velmi často i v anglické) běžně používáno bez překladu jako odborný termín a v češtině neexistuje jednoduchý ekvivalent, rozhodl jsem se toto slovo nepřekládat, ale ani neskloňovat a ponechat v originálním tvaru. Jelikož je plurál tohoto slova v islandštině stejný, uvádím v závorce za slovem “ (pl.)“. Pokud ve větě zastupuje podmět, uvažuji jej jako slovo mužského rodu s podřizením ostatní gramatiky vzoru hrad. V anglicky psané literatuře se termín jökulhlaup někdy nahrazuje souslovím “glacier outburst floods“.

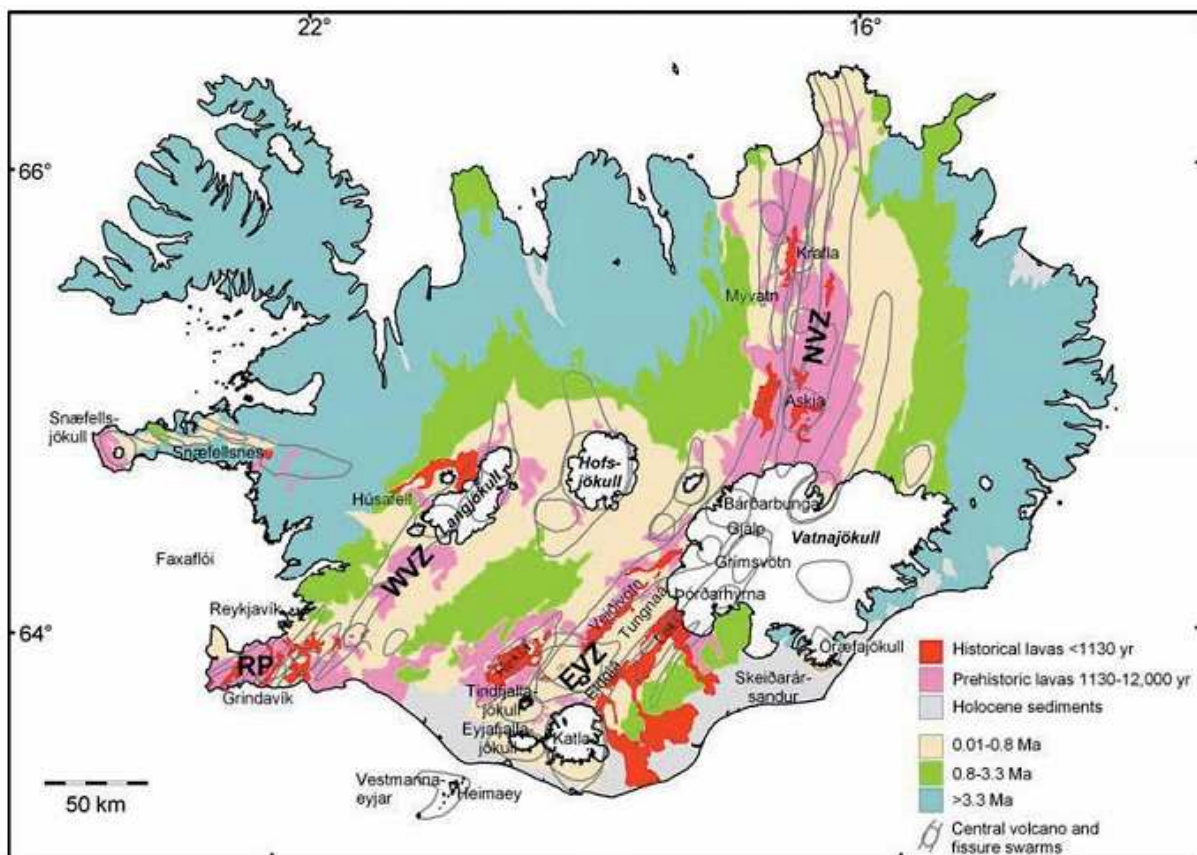
Katla volcanic system (angl.) – vulkanický systém Katly. V textu zkráceno na KVS.

kettle hole (angl.) – deprese, která vznikne po roztání mrtvého ledu

outlet glaciers (angl.) - výběžky plošného ledovce, procházející horským průsmykem nebo úzkým údolím (Geologický slovník, 2007)

warm based glacier (angl.) – ledovec s vlhkou bází. Teplo Země a teplo získané bazálním třením poskytuje dostatečnou energii k tavení ledu při základně ledovce (Benn a Evans, 1996).

1.2. Fyzicko-geografická charakteristika území



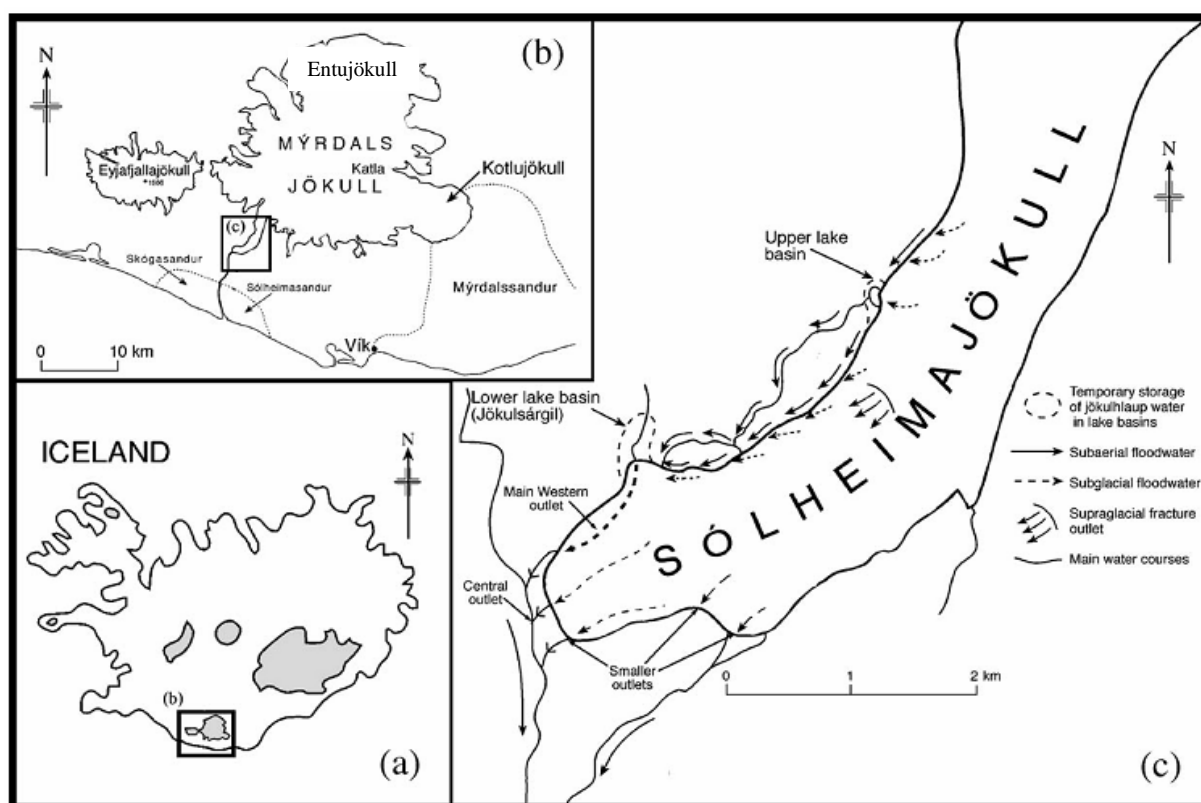
Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa Islandu zobrazující historické a holocénní lávové výlevy, ledovce a stáří zemské kůry (podle Gudmundsson a kol., 2008).

Vznik Islandu je dle mnohých (např.: White a kol., 1995; Bjarnason a kol., 1996) způsoben vzájemným působením divergentních pohybů na rozhraní litosférických desek a plášťového chocholu. Prostorové uspořádání současného vulkanismu je dle Thordarsona a Larsena (2007) výsledkem posunu litosférického rozhraní směrem k severozápadu přes relativně stabilní plášťový chochol. Ten se dnes nachází pod největším islandským ledovcem Vatnajökull. Situaci přibližuje obr. 1. podle Gudmundssona a kol. (2008). Ostrov byl

vytvořen výlevy basaltů podél střeatoatlantského hřbetu, které začaly v eocénu, avšak věk nejstarších nalezených hornin na Islandu nepřesahuje 15 Ma. Z teorie deskové je zřejmé, že stáří hornin klesá směrem k litosférickému rozhraní (patrně i z obr. 1.).

Důsledkem vysoké zeměpisné šířky byl Island ve své historii velmi často pokryt ledovci. V některých případech takřka úplně – před 20 ka v maximu posledního glaciálu; jindy byl však i bez ledu – před 7 ka na konci teplotního maxima holocénu (Geirsdóttir a kol., 2007). V současné době pokrývají islandské ledovce 11 200 km² neboli přes 10 % území, z čehož se 60 % ledovců nachází právě nad aktivní vulkanickou zónou (Björnsson, 1992).

Vulkanický systém Katly (KVS) se nachází na jihu Islandu a sestává se z hlavní sopky Katly – kalderového typu - a trhlinového vulkánu Eldgjá (Soosalu a kol., 2006). KVS leží na východní vulkanické zóně a je třetím nejaktivnějším vulkanickým systémem Islandu v historické době (Larsen, 2000). Velká část jeho povrchu leží pod ledovcem Mýrdalsjökull, přičemž kaldera Katly, rozsáhlá 100 km² a 600 až 700 m hluboká, je ledem vyplněná zcela (Björnssona a kol., 2000). Nad led vyčnívají pouze nejvyšší okraje Katly - nunataky. Mýrdalsjökull je se svými 590 km² čtvrtým největším islandským ledovcem a jeho led teče



Obr. 2. (a) Pozice ledovcové čapky Mýrdalsjökull na Islandu. (b) Pozice ledovce Sólheimajökull vůči ledovci Mýrdalsjökull, podledovcová sopka Katla a přilehlé sandry. (c) Mapa spodní části ledovce Sólheimajökull zobrazující pozici podledovcových výpustí z jökulhlaup 1999. Místa dočasné akumulace vody zakresleny přerušovanou čarou, povrchové toky plnou šipkou, podledovcové toky přerušovanou šipkou (dle Russell a kol., 2006).

z centrální deprese třemi ledovcovými výběžky – Entujökull na sever, Kötlujökull na západ a Sólheimajökull na jih (obr. 2.). V ledovcovém krunýři Mýrdalsjökull se nachází 12 malých depresí (20 – 50 m hluboké, 500 – 1000 m v průměru) vytvořených podledovcovou hydrotermální energií (Björnsson, 2002). Zajímavostí, která se jeví jako vysoce pravděpodobná, ale nebyla zatím prokázána, je fakt, že činnost Katly je velmi úzce spjata se sopkou Eyjafjallajökull, a že magmatické krby obou sopek jsou na sebe vázány (P. Einarsson, ústní sdělení).

1.2.1. Fyzicko-geografická charakteristika ledovce Sólheimajökull a jeho předpolí

Sólheimajökull je 8 km dlouhý údolní ledovcový splaz, vybíhající ze svého zdroje ve výšce 1500 m n. m. a tekoucí až do 100 m n. m. (Mackintosh a kol., 2002). Je to ledovec s vlhkou bází, zabírající plochu 44 km² a v celé své délce je omezený 1 – 2 km širokým údolním trogem (Mackintosh a kol., 2002), místy zahloubeným až 50 m pod úroveň moře. Střední mocnost ledovce činí ca. 270 m, avšak dosahuje i mocnosti přes 600 m (O. Ingólfsson, ústní sdělení). Tak jako většina islandských ledovců i Sólheimajökull zaznamenává od roku 1996 každoroční ústup (Sigurðsson, 2005) o ca. 100 m/rok (viz příloha 1., B. Friis, ústní sdělení). To může být společně, s existencí kryptodeprese, pravděpodobným vysvětlením tvorby proglaciálního jezera v prostředí při okraji ledovce od počátku ablačního období v roce 2009. Ledovce, které jsou v kontaktu s preglaciálním jezerem, se telí. A. Schomocker (ústní sdělení) považuje tento způsob úbytku za daleko efektivnější než běžné tání vyvolané teplotou atmosféry. Proto se dá očekávat, že se každoroční úbytky ledu ještě navýší. Sólheimajökull je odvodňován na jih, ledovcovou řekou Jökulsá á Sólheimasandi do 8 km vzdáleného Atlantiku (Russell a kol., 2000). Řeka vytéká z pod ledovcového splazu na západní straně údolí, což je dáno především podledovcovou topografií; celé údolí je skloněno k západu. Udává se (B. Friis, ústní sdělení), že koryto Jökulsá á Sólheimasandi se dříve nacházelo ještě západněji. Řeka, jejíž vrcholný letní průtok činí okolo 100 m³.s⁻¹, vytvořila 50 km² rozlehlý sandr Sólheimasandur (Mountney a Russell, 2006). K takovému průtoku přispívají dva západní přítoky (Fjallgilsá a jiná ledovcová řeka protékající údolím Jökulsárgil). Údolí Jökulsárgil bylo ještě před několika lety zahrazeno ledovcem. Maizels (1991) předpokládá, že sandr byl vytvořen uložením 8 hlavních jökulhlaup (pl.) v období 4,5 ka BP – 0,5 ka BP. Velká část sandru leží na ploše, která není za stran omezena stěnami údolí. Tvorba půdy nebo dokonce vegetačního krytu je velmi obtížná. Přestože většina sandru nebyla nikdy zaledněna, protože ten vznikl až v holocénu, místo je vystaveno disturbancím v podobě jökulhlaup a silných větrů, které prakticky znemožňují sukcesí. A proto zůstávají nejdokonalejšími druhy nízké

keře, mechy a lišejníky. Údaje meteorologické stanice z nedaleké vesnice Vík í Mýrdal hovoří o srážkovém úhrnu 2333 mm a střední teplotě 5,3 °C (roční průměr v období 1971 – 2000, Vedurstófa Íslands, 2009).

2. Metody

V rámci terénního průzkumu proběhla karotáž vertikálních sedimentárních charakteristik profilů na obou stranách řeky Jökulsá á Sólheimasandi. Pro jejich popis jsem použil schéma vytvořené Krügerem a Kjærem (1999) pro popis ledovcových diamiktitů a přidružených sedimentů (viz příloha 2.). Použity byly pouze vybrané charakteristiky.

Pro kvalitnější interpretaci výzkumu, byly profily voleny na protilehlých místech. Vzhledem k tomu, že břehy jsou od sebe přes řeku vzdáleny okolo 150 m, bylo nutné zajistit, aby se jednalo skutečně o porovnávání protilehlých stanovišť. K tomuto cíli mi posloužily čelní morény, které zanechal ledovec při svém ústupu. Terén v předpolí je velmi členitý a poměrně nepřehledný. Kromě ústupů a postupů ledovce jej komplikují ještě opakovaná zaplavení jökulhlaup (pl.). Z toho důvodu není jednoduché určit, která moréna na východním břehu je pokračování té ze západního. Práce na toto téma neexistuje. a Vlastní pozorování v terénu (porovnávání diamiktitu morén) a analýza leteckých snímků mělo sledovanou otázku zodpovědět.

Profilů bylo vytvořeno pět. Pro profil č. 1 neexistuje na východním břehu ekvivalent. Přesto jej autor považuje za přínosný. Nachází se totiž nejbliže k okraji ledovce, a tudíž na něm jökulhlaup (pl.) mohou zanechat nejviditelnější stopu. Navíc zvyšuje počet profilů na západním břehu na tři, čímž zlepšuje celkovou vypovídací hodnotu.

Profily byly vizuálně zpracovány v programu OCAD 9. Orientační mapa ledovcového předpolí byla vytvořena v programu ArcGIS 9.3. V terénu mi posloužila topografická mapa Phormörk – Fimmvörðuhals 1:50 000.

3. Fenomén jökulhlaup

S ohroženími vyvolanými procesy odehrávajícími se v přírodě jsou lidé konfrontováni odedávna. Jedním z rizikových procesů je i katastrofická povodeň odvodňující ledovec - jökulhlaup. Vzhledem k tomu, že v historické době způsobil nejen materiální škody, ale i ztráty lidských životů, je nutné se tomuto jevu věnovat tak, aby bylo možno co nejefektivněji čelit jeho projevům.

První literární prameny, které se zmiňují o projevech jökulhlaup, jsou ságy – islandské epické příběhy ze začátku druhého tisíciletí našeho letopočtu, tedy doby krátce po osídlení Islandu. Přestože se samozřejmě nejedná o přesné záznamy, a některé části ság byly dokonce smyšleny, mohou být využívány v mnohých vědních oborech jako cenná vodítka k hledaným informacím. Pomohly například datovat jednotlivé vrstvy tefry vyvržené při velkých erupcích.

Potom co se pod dánskou správou zapisovatelé ság odmlčeli, přichází další zmínky o zvláštních povodních až na přelomu 19. a 20. st. Zprávy o jökulhlaup se objevují převážně jako novinové články. Většina tehdejšího výzkumu je samozřejmě zaměřena odděleně, buď na ledovce, nebo sopky, a to až do poloviny 20. st. Od 60. let zkoumají vědci skladbu vyplavovaných materiálů (Engel, 1998), v 80. letech je pozornost zaměřena na interakci vulkanické aktivity a ledovce (Engel, 1998), v 90. letech se potom hlavně díky Maizels (1989, 1991, 1994 a 1997) zkoumá především stratigrafie povodňových sedimentů. V posledních letech je výzkum soustředěn na geomorfologické projevy povodně a s nimi spojené charakteristiky odtoku (v Russell a kol, 2006). Poznatky, které byly učiněny teprve nedávno, shrnuji v následujících podkapitolách.

3.1. Původ

Důvodů, které tuto katastrofickou povodeň mohou vyvolat je mnoho (Maizels, 1997). Většina autorů (např.: Björnsson, 2002, Engel, 1998, Maizels, 1997) se nejčastěji blíže věnuje dvěma způsobům vzniku jökulhlaup, které jsou svými následky zpravidla nejničivější.

Prvním z nich je únik vody ze subglaciálního nebo ledem hrazeného jezera, kde sezónní ablace nechává akumulovat vodu. Při dosažení limitního tlaku je voda z jezera odvodněna způsobem vysvětleným v kapitole 3.2. Tento typ jökulhlaup se dle Björnssona (2002) opakuje epizodicky a je tudíž možné jej předpovědět (Björnsson, 2004).

Druhý typ, při němž dochází k vyšším průtokům (Maizels, 1997 nebo Gudmundsson a kol., 2008), je způsoben interakcí sopečné aktivity a ledu – podledovcovým vulkanismem. Ten je schopný rozpustit led daleko efektivněji než ablace vyvolaná teplotou atmosféry. Pokud v cestě odtokové vody stojí jezero, jehož hráz pod tlakem nové vody nevydrží, účinky se sčítají. Uvolněný objem vody je zhruba o řád vyšší než tomu bývá u předchozího typu (Engel, 1998).

Méně katastrofické jökulhlaup (pl.) mohou být způsobeny i obdobími zvýšené geotermální aktivity, dlouhotrvajícími silnými dešti, nebo krátkodobými a náhlými postupy ledovce.

Tak jako při jiných přírodních ohroženích, i v případě jökulhlaup lze s ohledem na Russella (2009) tvrdit, že se zvyšujícím se magnitudem události klesá její četnost.

Z předchozího textu je patrné, že způsobů, jimiž jökulhlaup vzniká a krajinných sfér, které se na jeho výskytu podílejí, je velmi mnoho. Je proto velice obtížné zařadit jej do jakékoli skupiny rizikových procesů, a proto dle Engela (1998) patří do samostatné skupiny rizikových geomorfologických procesů.

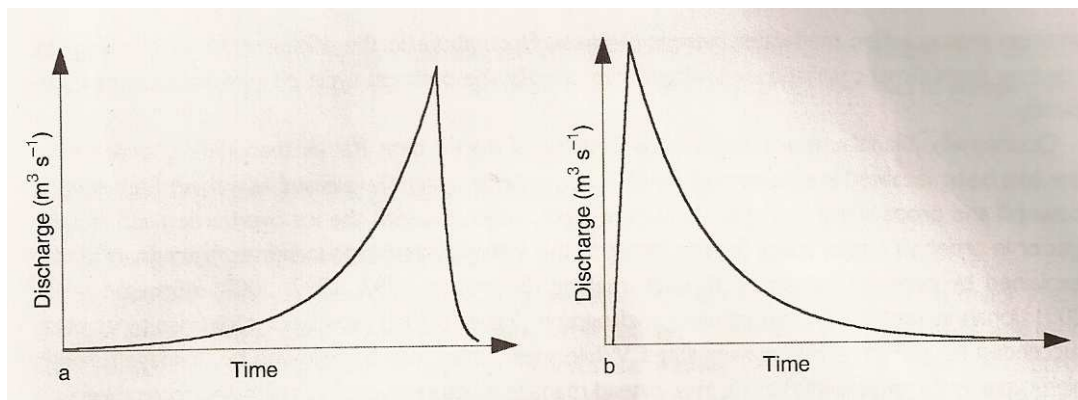
3.2. Odvodňování

Tato kapitola se věnuje uvolněné tavné vodě a jejímu chování přímo pod ledovcem, příp. v něm. Podmínky, na nichž je odtok závislý, se velmi liší. A to sítou erupce, její lokalizací, objemem uvolněné vody, polohou podledovcových jezer a stavem jejich naplnění, velikostí a mocností ledovce, nebo podledovcovou topografií. A proto se ani odtok neprojevuje vždy shodně. Je však možné vysledovat jisté zákonitosti.

Dle Björnssona (2004) můžeme rozlišovat dva hlavní typy odtoků jökulhlaup znázorněných grafy na obr. 3. První z nich je charakterizován exponenciálním nárůstem odtoku (v měřítku jednotek hodin až dnů), načež po dosažení vrcholu následuje rychlý propad (obr. 3a). Björnsson (2004) tento způsob odtoku vysvětluje jako následek postupného rozšiřování tunelů, jimiž je uvolněná voda odvodňována. Vzhledem k tomu, že stěny tunelů jsou dotovány teplem, které je produkováno třením tekoucí vody a případně i termální energií pocházející přímo z podledovcového jezera, dochází k výše zmíněnému rozšiřování tunelů. Uvolněná voda je potom následkem zvětšení kapacity odtokových kanálů odvodňována rychleji. V okamžiku, kdy již tavná voda není schopna naplnit všechny poskytované cesty odtoku, dochází k poklesové fázi. Na tunely resp. na jejich stěny tím přestává být vyvíjen tlak zevnitř. Ty nejsou více schopné udržet tlak nadložního ledu a dochází k jejich kolapsu. Ten velmi často způsobí i blokaci celého odtoku. Voda už nemá sílu prorazit si cestu ven a začíná se hromadit než se objeví nový jökulhlaup (Björnsson, 2004).

Méně obvyklým způsobem odvodnění ledovce při jökulhlaup je flotace (vzplavování). Při tomto typu dochází k prudkému nárůstu odtoku v řádech několika hodin a následnému povlovnému úbytku vody odváděné z ledovce (obr. 3b). Voda je náhle uvolněna jako plošná vlna hrnoucí se pod ledovcem, jež je schopna svým tlakem nadzvednout ledovec, aby si udělala prostor pro svůj odtok (Björnsson, 2004). Výše zmíněný způsob je možný pouze u ledovců, jejichž základna není přimrzlá k podloží, ale pohybují se pomocí bazálního skluzu, mající tedy vlhkou bázi (O. Ingólfsson, ústní sdělení). Jsou popsány dva subtypy tohoto

způsobu odvodnění. Jednak typ “naplnění-vypuštění“, při kterém dojde nejprve k naplnění podledovcového jezera a potom výše popsáním způsobem k jeho odvodnění. Příkladem budiž jökulhlaup ze sublaciálního jezera Grímsvötn, Vatnajökull, Island 1996 (Russell a Knudsen, 1999). A za druhé případ, kdy tavná voda po vulkanické erupci nemá pod ledovcem rezervoár, kde by se mohla akumulovat, a tudíž je uvolněna rovnou (Russell a kol., 2002). Příklad z ledovce Sólheimajökull bude popsán níže v kapitole 5.1.1.



Obr. 3. Hydrografy odtoku pro dva typy jökulhlaup (pl.) dle Björnssona (2004). (a) Typický tvar hydrografu dochází-li k rozšiřování ledových tunelů v důsledku tání; (b) hydrograf s brzkým maximem odtoku vysvětlený klasickou teorií výtoků (blíže v textu)

Jelikož voda působí v obou případech na ledovec rozdílně, jsou i jí způsobené proměny ledovce různé. Björnssonem (2004) vysvětlené tunely a jejich kolapsy jsou projevem prvního typu odtoku. Naopak Russell a kol. (2006) popisuje proces, při němž zasažená část ledovce zaznamenává vzednutí. To může na některých místech dle Russella a kol. (2006) dosahovat i 2 – 5 m. Charakteristickým projevem plošného typu odtoku (druhý typ) je tlakové rozpukání. Křehká ledovcová základna je při svém vzednutí rozlámána podél strukturních poruch a poskytne tudíž vodě dostatek prostorů k průniku ledem, vedoucímu až k supraglaciálnímu odtoku (Roberts a kol., 2002). Tím je ledovec dále rozrušován a „trhán“. Roberts a kol. (2002) se ale nedomnívají, že by voda proudila ke svým výpustím englaciálními kanály přímo od ledovcové základny. Odvozují to z rychlosti, kterou by voda překonala mnohdy stovky metrů. Domnívají se proto, že je voda vedena ze zdrojů při okraji ledovce, které mají k supraglaciálním výpustím blíže.

Je zřejmé, že rozdělení a grafy jsou idealizované a je možno pozorovat jökulhlaup (pl.), které svým průběhem spadají mezi vymezené grafy. I přesto lze výše zmíněné modely využít při odhadech průběhu jökulhlaup.

3.3. Uvolnění ledových bloků při jökulhlaup

Vzhledem k tomu, že tavná voda proudící ledovcem se velice často pohybuje pod vysokým tlakem, dochází k rozvolňování ledovcové masy a s ním spojeným uvolňováním ledových bloků. Ty tvoří podstatnou část neseného materiálu a díky hustotě mohou být jejich rozměry daleko větší než rozměry balvanů. Proto mnohé ze škod způsobených jökulhlaup (pl.) mají na svědomí právě ledové bloky.

Kapitola výše se mj. dotýká dvou možností vzniku ledovcových bloků. Russell a kol. (2006) k nim ještě přidávají podkopání okrajů ledovce záplavovou vodou způsobující kolaps ledového převisu a odnos mrtvého ledu v proglaciální zóně. Hlásí se také k názoru, že jökulhlaup, jehož odtok vzrůstá rychle (obr. 3b), je schopný unášet větší rozměry i větší množství ledových bloků.

Stejně tak jako ostatní materiály, i proces usazování ledu se řídí základními pravidly sedimentologie. K jeho sedimentaci dochází při nedostatečné rychlosti proudu a spádu (Maizels, 1995). Přestože Russell a kol. (2006) připouští, že obecně lze uvažovat zmenšování ledových bloků dolu po sandru, uvádí dvě výjimky, kdy tomu tak není. Jedná se o menší bloky uvězněné v závěsu větších, přičemž tyto nejsou schopny dalšího pohybu; a dále přínos menších bloků ledu ve slábnoucí fázi povodně mezi bloky větší a dříve dovozené.

3.4. Erozní činnost a sedimentologie

Jökulhlaup se projevuje jako erozní, transportní i akumulární médium (Björnsson, 1992), a tudíž přetváří velice intenzivně krajinu, s níž je v interakci. Jelikož průtoky dosahované při jökulhlaup mohou běžné průtoky vázané na ablaci přesáhnout o několik řádů, není neobvyklé, že řeka po této události změní koryto, jímž teče (Benn a Evans, 1998).

Jökulhlaup (pl.) jsou vysoce efektivní jak v erodování sedimentů z ledovcového podloží (Russell a kol., 2006), tak i v periglaciálních oblastech. Nejvýraznějším projevem jeho erozní síly, které je dosaženo díky vysokým průtokům, jsou kaňony hluboké až 100 m (Engel, 1998). Ty jsou pozorovatelné na řece Jökulsá á Fjöllum nebo Markarfljót v severozápadním, resp. centrálním Islandu. Vzhledem k velkým hloubkám toku při jökulhlaup, dochází ke zvýšenému tlaku na skálu, což zvyšuje transportní a erozní účinky řeky (Maizels, 1997). Velká část materiálu se pro dravost toku sedimentuje často až na mořském dně.

Dle Björnssona (2004) se na celkovém objemu jökulhlaup mohou sedimenty podílet až 47 % (v případě laharů je podíl až 77%), což podle Maizels (1994) může v ojedinělých

případech znamenat i materiál přesahující objem 1 km³. Typickým sedimentem naneseným jökulhlaup je diamiktit (Maizels, 1997) - sediment tvořený nevytříděnou směsí všech frakcí (Geologický slovník, 2007). V místech, kde má uvolněná voda prostor rozlít se do šířky, jako například na jižním Islandu, dochází k akumulaci sedimentů na sandrech. Sandry jsou rozsáhlé, mírně se svažující výplavové plošiny tvořené velkým množstvím glaciofluviálních sedimentů, přinášených ledovcovými řekami (Benn a Evans, 1998). Tento nepřetržitý snos sedimentů vede až k několika set metrovým mocnostem sandrových plošin, které slábnou tím více, čím jsou dále od čela ledovce (Gudmundsson a kol., 2002). Vzhledem k tomu, že sklon sandru je nejpříkřejší v blízkosti ledovce a vyrovnává se směrem k moři, je pro něj charakteristické, že zároveň s sklesající unášecí schopností vody se mění i složení transportovaného materiálu. Valouny a šterky dominují v proximální zóně, zatímco písky a silty v zóně distální (Benn a Evans, 1998). I laterální charakteristiky depozice při jökulhlaup se dle Maizels (1997) velmi liší, podle toho v jaké části proudu (v jak silném) se místo nachází. V oblastech, které jsou často zaplavovány jökulhlaup (pl.), dominují jimi přinesené sedimenty nad těmi, jež jsou naplaveny za běžných průtoků řeky (Maizels, 1997), přičemž tvoří 85 až 94 % tloušťky sandru (Maizels, 1994). Že na tvorbu opakovaně zaplavovaných sandrů mají jökulhlaup (pl.) rozhodující vliv je možné dokumentovat na příkladě uváděném Björnssonem (1992). Podle něj jökulhlaup způsobený Katlou v roce 1918 posunul pobřežní čáru směrem do moře o 200 m. Neustálá dodávka sedimentů na sandr je dle Gomeze a kol. (2000) produktem ledovcové eroze a jejich následného transportu. V případě jökulhlaup způsobeného sopečnou erupcí se na neseném materiálu podílí i tefra. Podíl sedimentů na celkovém objemu povodně je určen především způsobem, jímž je jökulhlaup vyvolán. Dle Björnssona (2004) nejmenších podílů sedimentů na celkovém objemu povodně (okolo 20 %) je dosahováno při jökulhlaup způsobeném při protržení ledem hrazeného jezera. Čím více sedimentárního materiálu se v hrázi nachází, tím bude jejich objem vyšší s tím, že sopečně podmíněný jökulhlaup dodává materiál další (47 % objemu, v ojedinělých případech i více). Podobnou závislost vysledovala Maizels (1997). Usuzuje, že jökulhlaup (pl.) prodělávající povolvný nárůst průtoků (obr. 3.(a)) jsou odpovědné za nižší sedimentární snos, než ty, jejichž vzrůstající fáze je strmá. Oba typy jsou charakterizovány rozdílnou sedimentologií (Maizels, 1989). Maizels (1989) uvádí, že při nízkém objemovém zastoupení sedimentů jsou vertikální profily normálně tříděné, tedy s největšími valouny ve spodu vrstvy a nejmenšími ve vrchních partiích. Zatímco při hyperkoncentrovaném odtoku jsou profily masivní, netříděné a jejich významnou složkou je matrix.

3.4.1. Významné tvary vznikající sedimentací

Největší a nejcharakterističtější formy, které mohou být naneseny jökulhlaup jsou výše probírané sandrové plošiny. Nicméně existuje celá řada tvarů, které jsou sedimentovány přímo na sandrech, resp. jsou jejich součástí. Jejich velikosti jsou závislé na hloubce toku, velikosti unášeného materiálu a jeho množství (Maizels, 1997), nicméně způsob jejich uložení má obdobné rysy i za různých stavů.

Mezi největší patří prahy. Vznikají v místech, kde proud ztrácí rychle svou sílu a rychlost. Je to především na pomezí oblastí příkrých a omezených ze stran (stěny údolí); a mírně se svažujících a širokých (sandrové plošiny; Maizels, 1997).

Dalším tvarem, který Maizels (1997) zmiňuje, jsou velké duny nebo čeřiny (terminologie není sjednocená). Podle Benna a Evanse (1998) se duny tvoří jako důsledek přisunu materiálu na jejich závějový cíp.

O. Ingólfsson (ústní sdělení) rozeznává tzv. levée formy. Tyto sedimenty přirozeně naneseného agradačního valu vznikly na okrajích proudu, kde měla voda nejnižší transportní kapacitu.

Usazováním ve stojaté vodě vznikají jiné sedimentární tvary, jimž je věnována pozornost (Maizels, 1997; Russell a kol., 2006). K takové sedimentaci dochází například v údolích přítékajících do hlavního, které může během povodně zůstat dlouhou dobu přehrazené. Kochel a Baker (1988) dokonce vypracovali metologii, jež dokáže z množství těchto sedimentů odvodit paleoprůtok.

Typickým znakem jökulhlaup resp. důsledkem sedimentace a následné ablace ledových bloků je zvlněný reliéf. V případě, že jsou ledové bloky z části nebo zcela zasazeny v okolních sedimentech, nanesených ve většině případů stejným jökulhlaup, vznikají po jejich roztátí deprese (obr. 4.; Maizels 1997, Russell a kol., 2006).

Obr. 4. Deprese v předpolí ledovce Sólheimajökull vzniklá po roztání vlečených ledovcových bloků z jökulhlaup 1999. Postavy pro měřítko.



3.5. Doba trvání

I čas, po který povodeň trvá, je úzce spjat se způsobem, jakým je voda uvolňována. Cesta, která vede přes postupné rozšiřování tunelů, zabere zpravidla více času, než jednorázová drenáž pod ledovcem. I zde je tedy možné zevšeobecnit situaci na tvrzení, že čím dříve dojde při povodni k jejímu vrcholu, tím kratší je doba jejího trvání. Jedná se tedy ve většině případů o jökulhlaup způsobený sopečnou erupcí, a tedy i s vyššími průtoky povodně. Jako příklad může posloužit jökulhlaup z poměrně nedávné doby. Byl způsoben erupcí Gjalp v listopadu 1996, měl průtok okolo $45\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ a odehrál během méně než 2 dní, přičemž svého maximálního průtoku dosáhl po 15 hodinách (Smith a kol., 2006). Podle obecného tvrzení Marrena (2005), trvá jökulhlaup v rozmezí jednotek dnů až prvních jednotek měsíců. Přesto zůstává toto rozmezí pouze orientační, jelikož jsou jökulhlaup (pl.), hlavně o menším průtoku, které mohou trvat jen několik hodin (vycházejí z Russella a kol., 2002).

3.6. Ochrana lidí a majetku

Island, coby vyspělá země, je odpovědná za majetky a životy svých obyvatel. Výzkum podledovcového vulkanismu, jeho projevů a především snaha ochránit obyvatelstvo před jeho následky, je zde nejdále na světě. Nelze tvrdit, že jinde na světě by se podobné záplavy nevyskytovaly. Jedná se ale buď o neobydlená místa (Baffinův ostrov, západní Grónsko, jihozápadní Aljaška), anebo regiony, kde se jökulhlaup (pl.) nevyskytují tak často a zároveň si nákladný výzkum nemohou dovést financovat (Mexiko).

Mnohá osídlená místa jsou na Islandu v neustálém nebezpečí. Kromě stovek farem i nejjižnější islandská vesnice Vík se zhruba třemi sty obyvateli. Leží jižně od ledovce Mýrdalsjökull přímo na západním okraji sandru Mýrdalssandur. Ochrana této vesnice před



Obr. 5. Protipovodňová hráz chránící z východu vesnici Vík před jökulhlaup

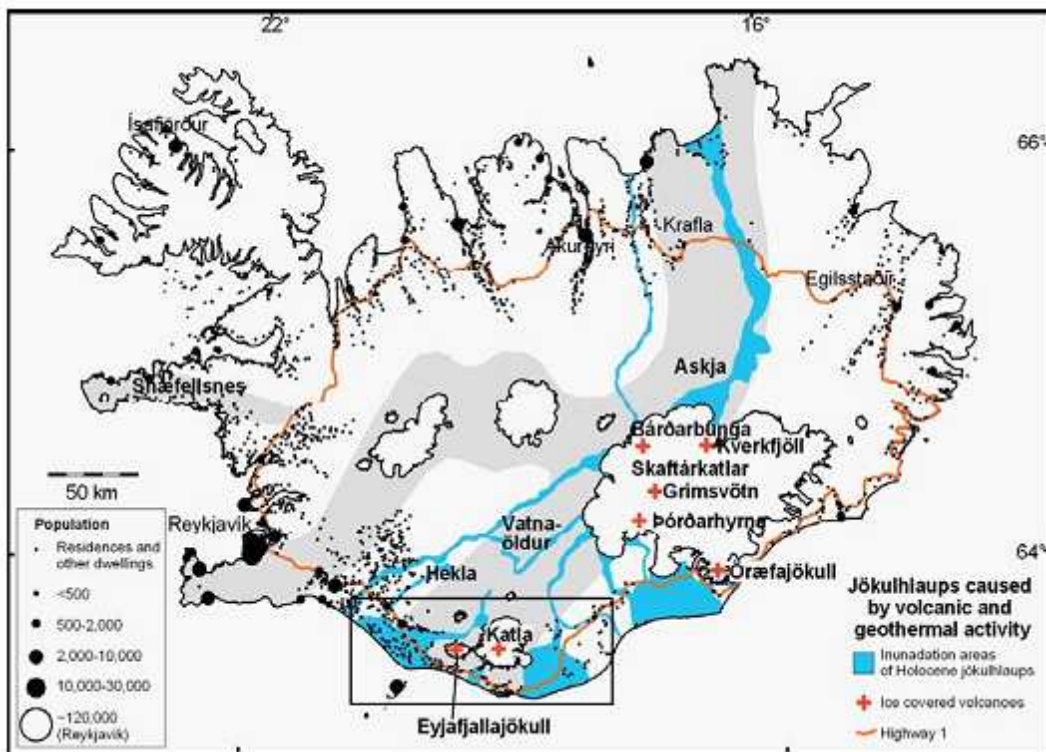
jökulhlaup pokrývá základní a nejběžněji používané metody.

Jak už bylo řečeno, průvodním jevem podledovcového vulkanismu jsou geotermálně vytvořené deprese na povrchu ledovce. Jedna z možností, která může odhadnout příchod povodně, je monitorování jejich hloubky pomocí radaru a GPS, doplňovaného inspekčními lety. Ty jsou provozovány zhruba jednou v měsíci z vesnice Vík (Gudmundsson, 2007). Zároveň je na rizikovém východním okraji Víku vybudována zhruba 4 m vysoká hráz táhnoucí se od skal přes celý sandr až k moři (obr. 5.). Díky tomu se kompetentním orgánům prodlužuje čas o 1 – 1,5 h na uzavření komunikací a evakuaci obyvatelstva (Gudmundsson a kol., 2008). Navíc je na mostě přes řeku odvodňující Kötlujökull umístěn systém včasného varování.

Před příchodem jökulhlaup způsobeného erupcí Gjalp pod ledovcem Vatnajökull v roce 1996, byly například probourávány na některých místech násypy silnice za účelem vytvoření prostoru pro odvedení přitékající vody. Pro obrovské rozměry jökulhlaup však ani toto nestačilo a zničena byla téměř kompletní dotčená infrastruktura (převážně silnice a mosty), přičemž škody byly vyčísleny na 25 milionů EUR (Gudmundsson a kol., 2008). I tak zůstává kanalizace a usměrnění povodně předmětem výzkumu, aby možný způsob ochrany.

Přestože plošný rozsah povodně je ve srovnání se samotnou erupcí menší, tkví jeho rizika především v koncentraci síly v omezeném prostoru, často do jednoho údolí, kde může jökulhlaup zničit úplně všechno, co člověk vytvořil. A tak jako při ochraně lidí před jinými přírodními ohroženími, i v případě jökulhlaup je pro lidi nejlepší volbou takové bydliště, které leží mimo potenciální rizikové lokality.

4. Jökulhlaup (pl.) na Islandu



Obr. 6. Mapa znázorňující oblasti, které byly během holocénu zaplaveny jökulhlaup (světle modrá). Červeným křížem jsou označeny podledovcové sopky, černé kruhy značí osídlení (dle Gudmundsson, 2008).

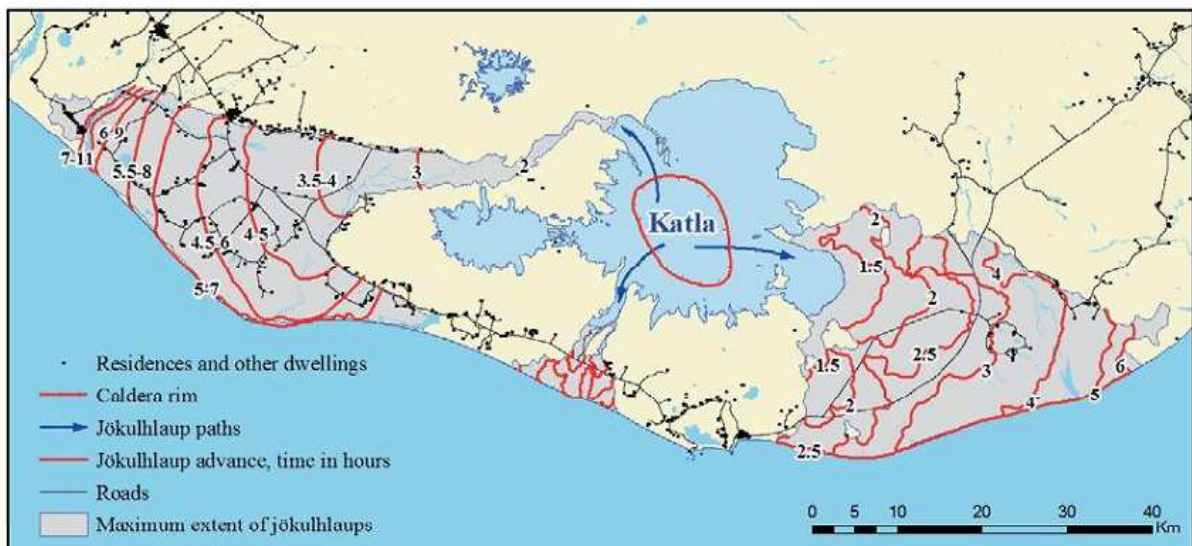
Kombinace vysokých úhrnů srážek, častých podledovcových erupcí a zvýšený geotermální tok vytváří na Islandu dobré podmínky pro časté jökulhlaup (pl., Björnsson, 1992). Především z těchto důvodů patří jökulhlaup (pl.) mezi nejběžnější ohrožení na Islandu související s vulkanismem (Gudmundsson a kol., 2008). Jökulhlaup (pl.) pravidelně proudí ze šesti podledovcových geotermálních oblastí (Björnsson, 1992). Avšak historicky nejaktivnějšími vulkanickými systémy, způsobující jökulhlaup, byly na Islandu KVS pod ledovcem Mýrdlasjökull a část východního vulkanického systému ležící pod ledovcem Vatnajökull. Ledovce s teplou bází v kombinaci s dostatkem drobného vulkanického materiálu transportují za pomoci ledovcových řek a jökulhlaup (pl.) ohromné množství sedimentů do Severního Atlantiku (Stefánsdóttir a kol., 1999). Současně jsou na jižním pobřeží budovány rozsáhlé sandry, které zaujímají značnou rozlohu Islandu – 4 %. Situace na severovýchodě ostrova je rozdílná v tom ohledu, že jökulhlaup (pl.) odtékající sever ledovce Vatnajökull se zde projevují převážně jako erozní činitel. Do basaltů se zde hluboce zařezávají kaňony z nichž ten největší je protékán řekou Jökulsá á Fjöllum. Alho a kol., (2005) považují kaňon této řeky za svědka největšího holocénního jökulhlaup s průtokem

$0.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Pro srovnání, vrcholné letní průtoky na islandských ledovcových řekách dosahují $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (O. Ingólfsson, ústní sdělení).

Četnost jökulhlaup (pl.) je na Islandu značná. Pouze ze subglaciálního jezera Grímsvötn pod ledovcem Vatnajökull se od čtyřicátých let 20. st. voda uvolňuje v intervalech 4 – 6 let (Björnsson, 1992). Obr. 6. znázorňuje oblasti, které byly během holocénu postiženy jökulhlaup a poukazuje tedy na místa, která jsou potenciálně vystavena největšímu ohrožení. Přestože trasa odtoku jde ve většině případů mimo osídlená území, existují i sídla, která leží v možné cestě povodně. Jelikož tyto cesty nebyly využity v historické době (po roce 874 n.l.), lidem se nedostalo varování, a proto tyto oblasti stále obývají. Jedná se například o cestu vedoucí z ledovcového výběžku Entujökull z ledovce Mýrdalsjökull, odvodňovaného na západ. Jökulhlaup uvolněný tímto ledovcem by za určitých okolností (stejný průtok povodně, jako byl způsoben Katlou v roce 1918) mohl zasáhnout oblast, v níž žije kolem 600 lidí (Elíassona a kol., 2007).

4.1. Jökulhlaup (pl.) způsobené Katlou

Během holocénu zaznamenala Katla nejméně 300 podledovcových erupcí (Óladóttir a kol., 2007). V historické době pak lidé zaznamenali 21 erupcí na KVS, z čehož se 20 odehrálo v kaldeře sopky Katla (příloha 3.). I z toho důvodu, že všech těchto 20 freatomagmatických erupcí uvolnilo čedičový materiál (Thordarson a Larsen, 2007), byly všechny doprovázeny



Obr. 7. Inundační území jökulhlaup v předpolí ledovce Mýrdalsjökull a izotermy znázorňující zasažení území při předpokládaném průtoku $250\,000 - 300\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, způsobeným podledovcovou erupcí v kaldeře Katly. Přestože jsou vyneseny všechny tři možné směry, jimiž se povodeň může ubírat, výskyt jökulhlaup na více než jedné z nich zároveň je velmi nepravděpodobný (dle Gudmundsson a kol., 2008).

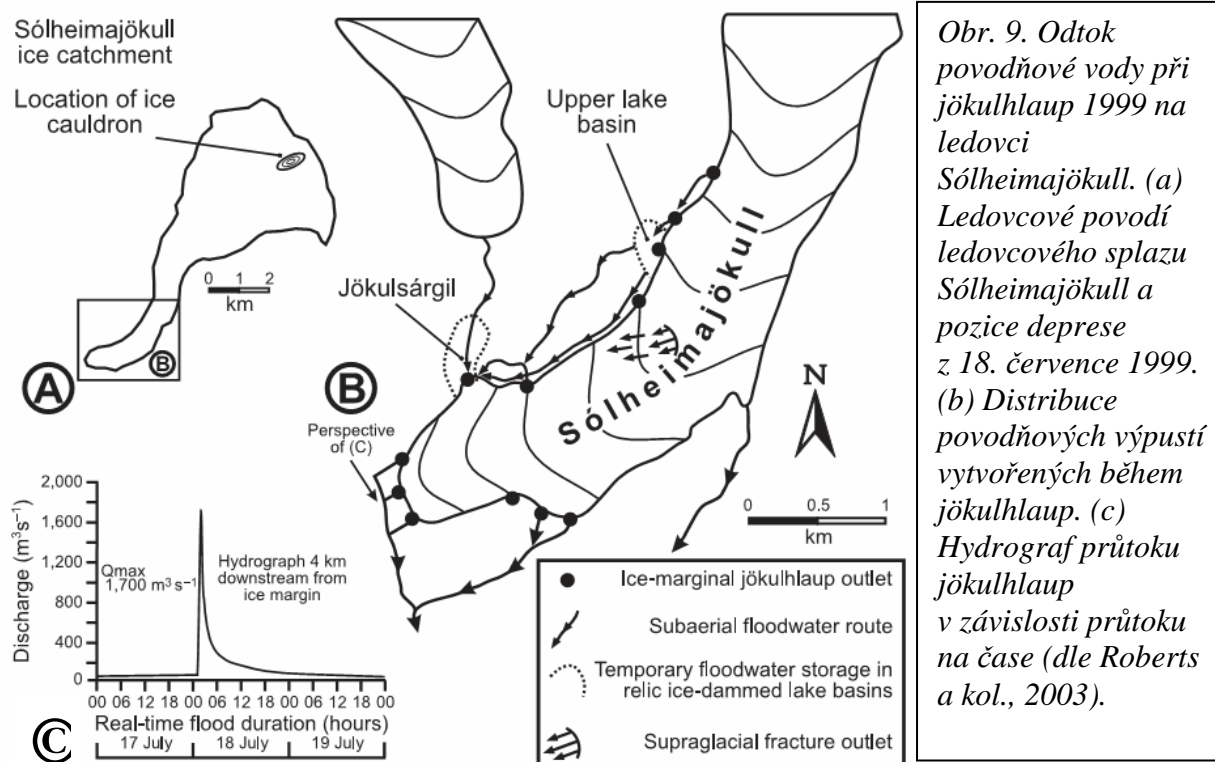
jökulhlaup (např.: Björnsson, 1992). Basalty jsou o několik stovek stupňů teplejší než ryolity a jsou proto schopny nechat roztát daleko větší množství ledu (Francis a Oppenheimer, 2004). Podle toho v jaké části kaldery se erupce odehrála (pod jakou z depresí zmiňovaných v kapitole 1.2.), je určen směr, kterým je tavná voda ledovce a subglaciálních jezer vyvedena do přilehlých sandrových plošin Björnssona a kol. (2000). Kaldera se totiž nachází na rozvodí tří ledovcových výběžků zmiňovaných v kapitole 1.2. Osmnáct ze záplav bylo odvodněno ledovcovým výběžkem Kötlujökull do sandru Mýrdalssandur, zbylé dvě ledovcem Sólheimajökull do Sólheimasandur (Björnsson a kol., 2000). Ledovcový výběžek Etnujökull nezaznamenal v historické době ani jeden jökulhlaup. Inundační území v předpolí ledovce Mýrdlasjökull jsou patrná z obr. 7. Katla také vyprodukovala jeden z největších historicky dokumentovaných jökulhlaup. V říjnu 1918 přišla erupce trvající 24 dní (Larsen, 1993). Během prvního dne způsobila činnost Katly roztavení 400 m mocného ledu. Jökulhlaup o odhadovaném vrcholném průtoku mezi $0.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $0.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ byl odvodněn ledovcem Kötlujökull, zaplavil plochu 400 km^2 a prodloužil sandr Mýrdalssandur o 200 m do moře (Björnsson, 1992). O jeho obrovské transportní síle svědčí i množství a rozměry sedimentů, jež přemístil. Názorným příkladem je dvousettunový balvan Kötlubjarg, který byl při popisovaném jökulhlaup odvečen proudem až do vzdálenosti 14 km od okraje ledovcového výběžku Kötlujökull a jehož velikost přibližuje obr. 8. (O. Ingólfsson, ústní sdělení). Maizels (1991) odhaduje u jökulhlaupu s výše zmíněnými vlastnostmi celkový objem sedimentů v řádu 1 km^3 . Náhodou není ani měsíc, ve kterém erupce nastala. Většina sopečné aktivity Katly je totiž soustředěna do podzimních měsíců (Larsen, 1993).

Přestože síla charakterizovaného jökulhlaup je bezpochyby dech beroucí (vždyť se vyrovná i průtoku Amazonky), jeho průtok a geomorfologický dopad je druhořadý ve srovnání s povodněmi uvolněnými během poslední doby ledové. Vrcholný průtok při povodni z Ledovcového jezera Missoula v Severní Americe určitě přesáhl $3\,000\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, avšak nejsou vyloučeny hodnoty okolo $21\,000\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Benn a Evans, 1998).



Obr. 8. Dvousettunový balvan Kötlubjarg transportovaný jökulhlaup z roku 1918 na Mýrdalssandur.

4.1.1. Sólheimajökull a jím odvodněné jökulhlaup (pl.)



Obr. 9. Odtok povodňové vody při jökulhlaup 1999 na ledovci Sólheimajökull. (a) Ledovcové povodí ledovcového splazu Sólheimajökull a pozice deprese z 18. července 1999. (b) Distribuce povodňových výpustí vytvořených během jökulhlaup. (c) Hydrograf průtoku jökulhlaup v závislosti průtoku na čase (dle Roberts a kol., 2003).

Dle Russella a kol. (2000) postihlo Sólheimasandur za posledních 4,5 ka 9 velkých jökulhlaup. Až do druhé poloviny 14. st. se zde vyskytovaly celkem často, potom se ovšem centrum erupcí posunulo uvnitř kaldery Kalty k severovýchodu a jökulhlaup (pl.) začaly daleko častěji zaplavovat Mýrdalssandur. Jedinou výjimkou a na dlouhou dobu poslední byla povodeň z roku 1860 (Hákonarson, 1860 in Russell a kol., 2000). Od roku 1999 ukazuje Katla známky neklidu (Soosalu a kol., 2006), který dokumentovala malou nečekanou podledovcovou erupcí v červenci téhož roku. Po dlouhé době se objevila v akumulární zóně Sólheimajökull. Nad místem erupce (obr. 9a) se na povrchu ledovce vytvořila 50 m hluboká a 1,5 km široká deprese (Russell a kol., 2000), na jejímž místě se dříve nacházelo $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ pledu (Roberst a kol., 2003). Pozice deprese, při znalosti podledovcové topografie, rozrazovala, že voda nebude mít při své cestě žádnou podledovcovou nádrž, ve které by se mohla zdržet (Einarsson, 2000 in Roberst a kol., 2003). Díky tomu došlo v noci ze 17. na 18. července 1999 k poměrně neobvyklé situaci, která byla dosud výzkumníky jen vzácně pozorována. Vulkanicky spuštěný jökulhlaup byl odvodněn přímo do proglaciální zóny (Russell a kol., 2002). Příkrý, lineární nárůst průtoku s vrcholným průtokem dosaženým podle očitých svědků během jedné hodiny ukazuje dle Roberste a kol. (2003) na druhý způsob odtoku znázorněný na obr. 9c. Při vrcholném průtoku tekla tavná voda pod ledovcem v celé jeho šíři a průměrná tloušťka vrstvy vody byla 2,6 m (Roberts a kol., 2003). Část uvolněné

vody překonalo 200 m mocný led způsobem vysvětleným v kapitole 3.2. Tím se vytváří i supraglaciální výpustě (Roberts a kol., 2002). O jejich prostorové distribuci se nezmiňuje žádná z mnou studovaných prací.

Nejvíce subglaciálních výpustí se vytváří na západní straně ledovcového splazu (obr. 9b; Russell a kol., 2000; Russell a kol., 2002), což je dáno především topografií údolí, které se sklání k západu. Přestože se pod ledovcem nenachází žádná deprese, uvolněná voda nebyla vypuštěna všechna rovnou. Část jí je vedena do dvou jezerních pánví při západním okraji ledovce, jejichž úlohu blíže rozpracovává Roberts a kol. (2003). Jejich hlavní význam při povodni spočíval v dočasném zadržení vody, která byla uvolněna až se začátkem fáze klesajícího průtoku. Pravděpodobně se tak zasloužily o několikaprocentní snížení vrcholného průtoku.

Při maximálním průtoku bylo dosaženo 4780 m³.s⁻¹ u čela ledovce (resp. 1943 m³.s⁻¹ 6 km po proudu).

Během této události byly přemístěny balvany až do průměru 10 m (obr. 10.), přičemž významný transport řečištěm zaznamenaly ty s průměrem do 5 m zároveň s bloky ledu do průměru 15 m (Russell a kol., 2002). Úctyhodná transportní kapacita i poměrně

malého jökulhlaup je dokumentována tvrzením Russella a kol. (2002), že proximální zóna zaznamenala šestimetrový nárůst glaciofluviálních uloženin a distální o 500 m po proudu níže jednodemetrový, zatímco některé sedimenty byly transportovány až do 8 km vzdáleného oceánu.

Takovéto extrémně rychlá uložení na sedimenty bohatého toku vedla k



Obr. 10. Demonstrace transportní kapacity jökulhlaup z roku 1999 na Sólheimasandur v bezprostřední blízkosti tehdejšího čela ledovce Sólheimajökull. Všimněte si postavy pro měřítko.

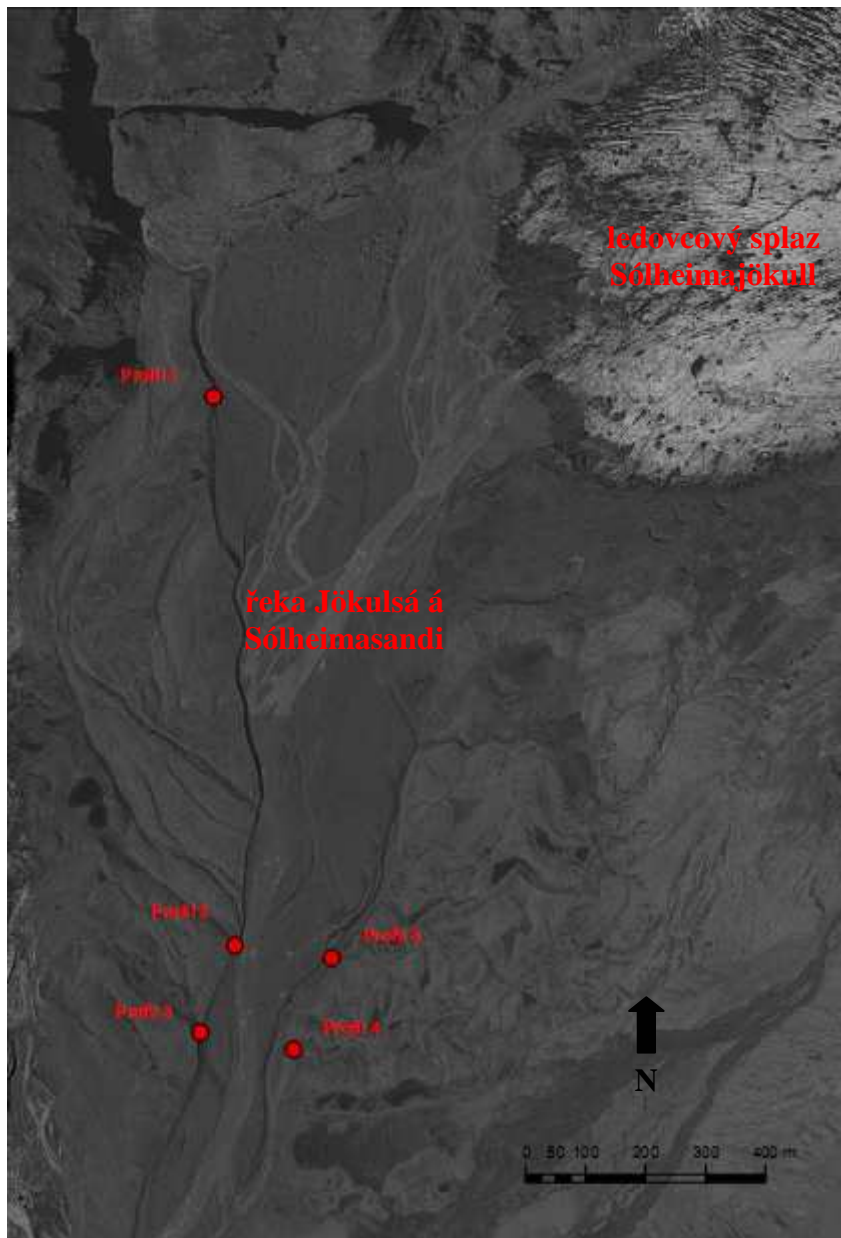


Obr. 11. Esker v předpolí Sólheimajökull uložený během jökulhlaup z roku 1999

inverzně stupňovanému nánosu s významnou složkou matrixu (Russell a kol., 2002). Díky velkému množství bloků ledovcového ledu v předpolí Sólheimajökull dochází k post-jökulhlaup procesům, z nichž pozůstatky toho z nejcharakterističtějších – ledovcové hrnce (obr. 4.) – jsou patrné dodnes. Navíc si Sólheimahlaup (užívané spojení slov: Sólheimajökull a jökulhlaup) 1999 drží dle Russella a kol. (2006) jeden primát. Společně s nedaledým Skeiðarárjökull je Sólheimajökull jediným příkladem, kdy byl pod ledovcem během jökulhlaup sedimentován esker (obr. 11.).

Od července 1999 jsou dokumentovány stovky malých zemětřesení, ať už pod Mýrdalsjökull anebo pod vedlejším Eyjafjallajökull, které jsou doprovázeny podledovcovým vzdouváním povrchu, v důsledku zvýšené sopečné aktivity v oblasti (Soosalu a kol., 2006; Russell a kol., 2000). Jen výjimečně se vyskytne den, kdy by Veðurstofa Íslands (obdobu českého ČHMÚ) na svých internetových stránkách nezveřejnila nová zemětřesení. Velmi často dochází i k situaci, kdy je z řeky Jökulsá á Sólheimasandi cítit sulfan. Hlavně potom v obdobích zvýšené vulkanické činnosti. Povodí řeky totiž zasahuje do geotermálních polí pod ledovcem Mýrdalsjökull, jimiž produkovaná tavná voda dává řece charakteristický zápach. Takový stav panuje i v létě 2009 (B. Friis, ústní sdělení). Z výše uvedeného můžeme tedy soudit, že Katla je připravena k erupci a její magma stoupá, přičemž Sólheimahlaup 1999 mohl být pouhým počátkem (P. Einarsson, ústní sdělení). P. Einarsson (ústní sdělení) považuje za nepřímý důkaz blížící se erupce i fakt, že Katla, mající obvykle dvě velké erupce za století, je zpožděná. Poslední velká se totiž odehrála na podzim roku 1918.

5. Vlastní výzkum

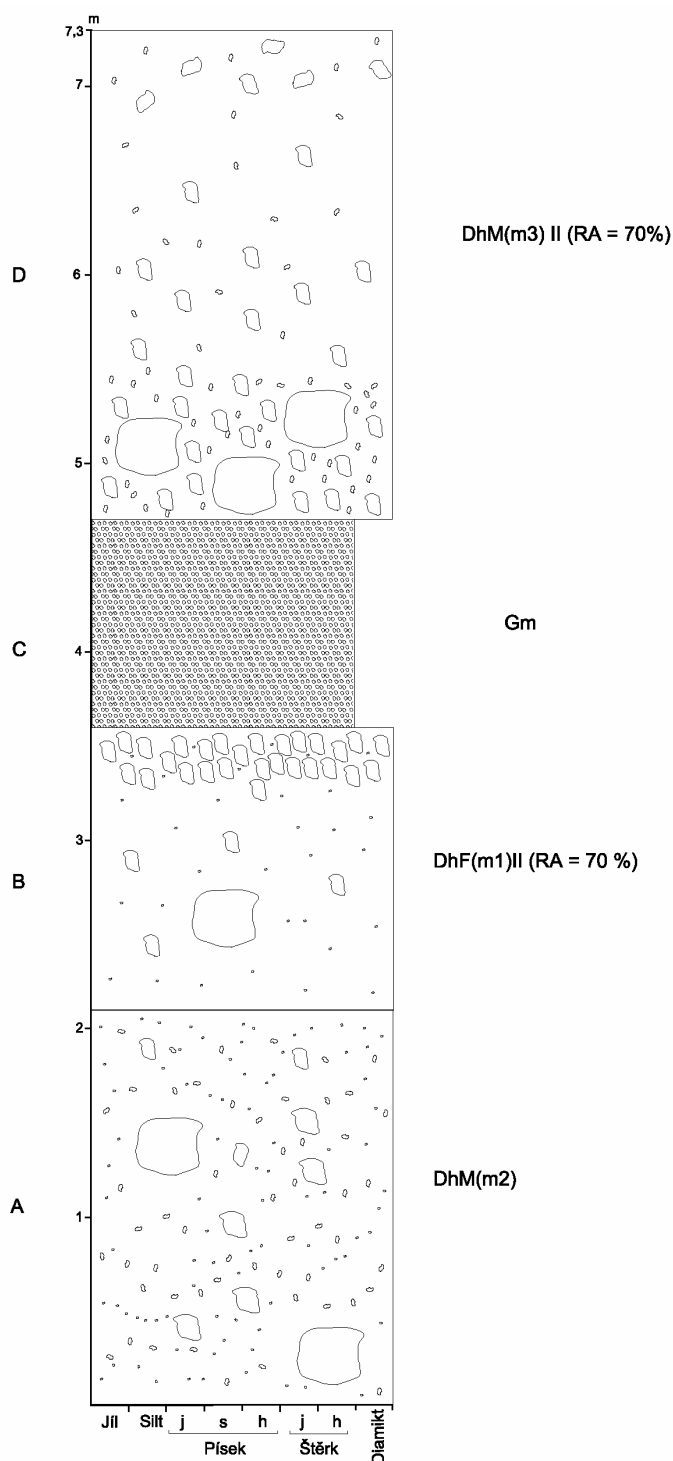


Mapa 1. Mapa předpolí ledovce Sólheimajökull se znázorněním pozice konstruovaných sedimentárních profilů

Lokalizaci jednotlivých stanovišť, na nichž byly konstruovány sedimentární profily znázorňuje mapa 1.

Kódy na pravé straně profilů tlumočí klíč z přílohy 2., charakteristika profilu je proto omezena na fakta, která v kódu obsažena nejsou.

5.1. Profil 1



Obr. 12. Profil 1 - říční koryto na západní straně Jökulsá á Sólheimasandi. GPS: N 63° 32.7996'; W 019° 22.54'

Legenda kódů:

Sediment:

- D – diamiktit
- G – štěrk
- S – písek
- F – jemný materiál (jíl, silt)

Celkový vzhled:

- h – heterogenní
- m – masivní, homogenní

Zrnitost částic matrixu:

- C – hrubozrnný, písčito-štěrkový
- M – střednězrnný, silto-písčitý
- F – jemnozrnný, jílovito-siltový

Vztah mezi klasy a matrixem:

- (c) – podporován klasy
- (m1) – podporován matrixem, chudý klasy
- (m2) – podporován matrixem, středně bohatý klasy
- (m3) – podporován matrixem, bohatý klasy

Striace na klasech:

- I – vzácné (<20 %)
- II – běžné (20 – 50 %)
- III – četné (50 – 70 %)
- IV – velmi četné (>70 %)

Míra ostrohranosti klástů:

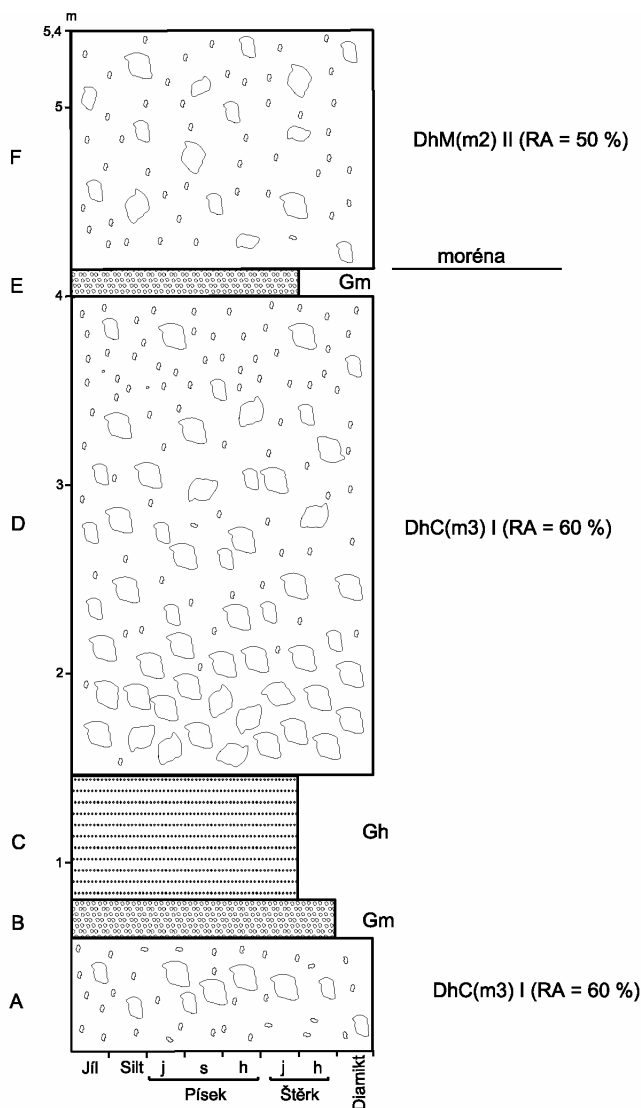
- (RA) – velmi ostrohranné a ostrohranné (%)

5.1.1. Charakteristika

První profil se nachází ze všech pozorovaných míst nejbliže čelu ledovce. Rozeznal jsem v něm tři vrstvy diamiktitu a jednu vrstvu štěrku. Největší balvany ve spodním diamiktitu (A) dosahují průměru 1 m, přičemž nejčastější rozměr je ca. 50 cm. Matrix a částice až do velikosti štěrku jsou obaleny silným povlakem vlhkého jílu. Ve vrstvě není

patrné žádné třídění. Prostřední diamiktit (B) je naopak nápadně inverzně tříděn, přestože obsahuje i ojedinělé částice, které toto pravidlo porušují. Povlak jílu je přítomen na stejném materiálu, avšak ne tak hojně a nevyskytuje se v celé výšce vrstvy. Největší valouny jsou o rozměrech do průměru 50 cm, nejčastěji kolem 25 cm. Vrchní diamiktit (D) obsahuje balvany nepatrně větší: 60 cm, resp. ca. 30 cm. Jílovitý povlak chybí docela. Třídění je normální. Pod touto vrstvou diamiktitu se nachází homogenní vrstva štěrku (C).

5.2. Profil 2



Obr. 13. Profil 2 - říční koryto na západní straně Jökulsá á Sólheimasandi. GPS: N 63° 31.566'; W 019° 22.816'

Legenda kódů:

Sediment:

D – diamiktit

G – štěrka

S – písek

F – jemný materiál (jíl, silt)

Celkový vzhled:

h – heterogenní

m – masivní, homogenní

Zrnitost částic matrixu:

C – hrubozrný, písčito-šterkový

M – střednězrný, silto-písčitý

F – jemnozrný, jílovito-siltový

Vztah mezi klasty a matrixem:

(c) – podporován klasty

(m1) – podporován matrixem, chudý klasty

(m2) – podporován matrixem, středně bohatý klasty

(m3) – podporován matrixem, bohatý klasty

Striace na klastech:

I – vzácné (<20 %)

II – běžné (20 – 50 %)

III – četné (50 – 70 %)

IV – velmi četné (>70 %)

Míra ostrohranosti klastů:

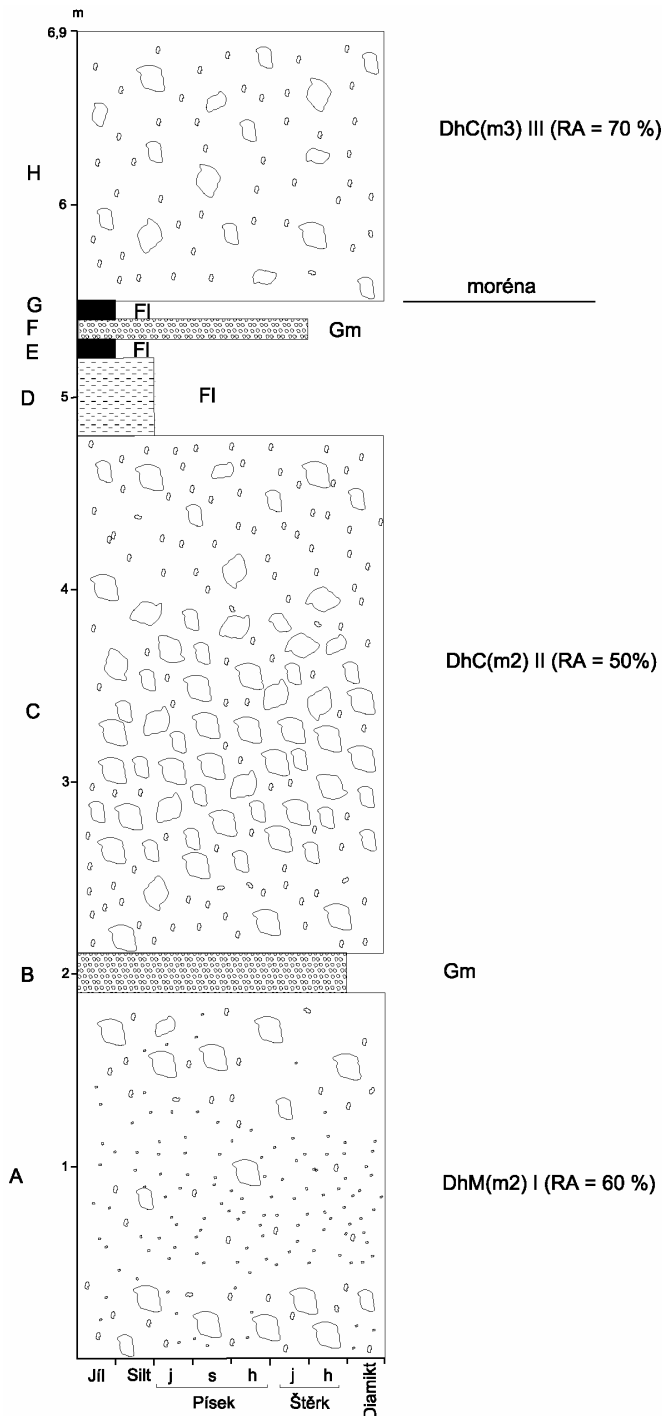
(RA) – velmi ostrohranné a ostrohranné (%)

5.2.1. Charakteristika

Spodní vrstva diamiktitu (A) byla pro svou extrémní odolnost odkryta pouze nepatrně (60 cm), proto je obtížné ji popisovat. I z tohoto vzorku však lze usoudit, že velikost balvanů je menší a jejich rozměry se pohybují okolo 25 cm. I zde je patrná vrstva jílovitého

povlaku, stejně tak jako v obou štěrkových vrstvách výše. Spodní z nich je masivní (B), zatímco vrchnější je horizontálně laminovaná (C). Následující sedimentární vrstva diamiktitu (D) je charakterizována povlovným normálním tříděním, přičemž valouny jsou o průměrné velikosti kolem 20 cm, největší z nich 40 cm. Vrstva je překryta deseti centimetry homogenního štěrku (E). Povlak jílu se nevyskytuje ani v jedné z nich.

5.3. Profil 3



5.3.1 Obr. 14. Profil 3 - říční koryto na západní straně Jökulsá á Sólheimasandi.
5.3.2 GPS: N 63° 31.27'; W 019° 22.56'

Legenda kódů:

Sediment:
D – diamiktit
G – štěrk
S – písek
F – jemný materiál (jíl, silt)

Celkový vzhled:
h – heterogenní
m – masivní, homogenní

Zrnitost částic matrixu:
C – hrubozrnný, písčito-štěrkový
M – střednězrnný, silto-písčitý
F – jemnozrnný, jílovito-siltový

Vztah mezi klasty a matrixem:
(c) – podporován klasty
(m1) – podporován matrixem, chudý klasty
(m2) – podporován matrixem, středně bohatý klasty
(m3) – podporován matrixem, bohatý klasty

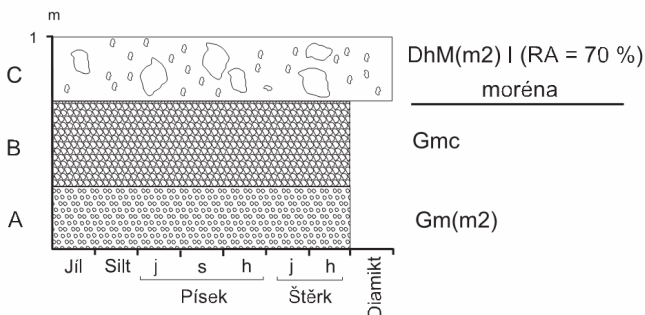
Striace na klastech:
I – vzácné (<20 %)
II – běžné (20 – 50 %)
III – četné (50 – 70 %)
IV – velmi četné (>70 %)

Míra ostrohranosti klastů:
(RA) – velmi ostrohranné a ostrohranné (%)

5.3.1. Charakteristika

Profil nejnižše po proudu zaznamenává významný úbytek jílovitého povlaku. Ten až se je patrný ve spodních dvou vrstvách, zdaleka nedosahuje takového množství jako u profilu 1 a 3. Spodní diamiktit (A) je netříděný s největšími balvany do 40 cm, průměrně ca. 20 cm. Dále následuje homogenní vrstva štěrku (B) a znovu diamiktit (C), tentokrát tříděn inverzně-normálně a s valouny o velikostech 30 cm – největší, resp. 15 cm - průměrně. V nejvrchnějších vrstvách nacházím laminovaný silt (D), dále jííl (E), homogenní štěrk (F) a opět jííl (F). Morénový materiál (H) není předmětem této práce a jeho význam byl vysvětlen v metodologii. Nebudu se mu tedy blíže věnovat v tomto, ani v žádném z následujících profilů.

5.4. Profil 4



Obr. 15. Profil 4 - říční koryto na východní straně Jökulsá á Sólheimasandi. GPS: N 63° 31.421'; W 019° 22.714'

<p>Legenda kódů:</p> <p>Sediment: D – diamiktit G – štěrk S – písek F – jemný materiál (jííl, silt)</p> <p>Celkový vzhled: h – heterogenní m – masivní, homogenní</p> <p>Zrnitost částic matrixu: C – hrubozrnný, písčito-štěrkový M – střednězrnný, silto-písčítý F – jemnozrnný, jílovito-siltový</p>	<p>Vztah mezi klasty a matrixem: (c) – podporován klasty (m1) – podporován matrixem, chudý klasty (m2) – podporován matrixem, středně bohatý klasty (m3) – podporován matrixem, bohatý klasty</p> <p>Striace na klastech: I – vzácné (<20 %) II – běžné (20 – 50 %) III – četné (50 – 70 %) IV – velmi četné (>70 %)</p> <p>Míra ostrohrannosti klastů: (RA) – velmi ostrohranné a ostrohranné (%)</p>
--	--

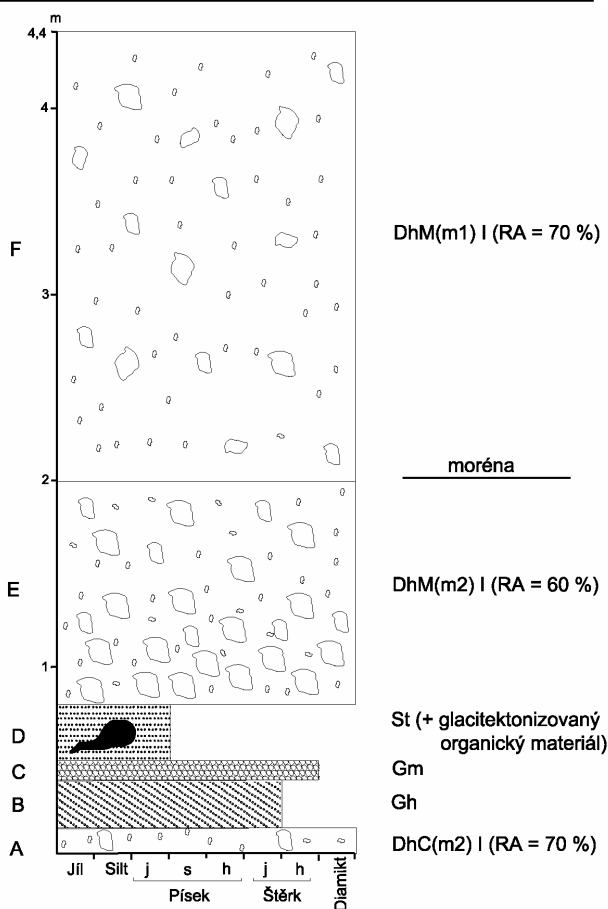
5.4.1. Charakteristika

Čtvrtý profil (naproti profilu 2) bohužel nemá přílišnou vypovídací hodnotu. V místě profilu (tak jako na většině východního břehu) se terén k řece svažuje velmi zvolna. Nedá se kopat ani schodovitý profil, jelikož by byl odkryt pouze materiál sesuvů. Profil byl proto z technických důvodů omezen na 1 m hlubokou sondu. Ta odhalila pod morénovým

materiálem (C) dvě vrstvy štěrku. Poměrně velkým překvapením byl fakt, kvůli kterému tento profil udávám. Prostřední vrstva štěrku (B) byla jako jediná ze všech odhalených podporována klasty a ne matrixem. Jílovitá vrstva nebyla objevena nikde.

5.5. Profil 5

Obr. 16. Profil 5 - říční koryto na východní straně Jökulsá á Sólheimasandi. GPS: N 63° 31.558'; W 019° 22.593'



Legenda kódů:

Sediment:

D – diamiktit

G – štěrk

S – písek

F – jemný materiál (jíl, silt)

Celkový vzhled:

h – heterogenní

m – masivní, homogenní

Zrnitost částic matrixu:

C – hrubozrnný, písčito-štěrkový

M – střednězrnný, silto-písčitý

F – jemnozrnný, jílovito-siltový

Vztah mezi klasty a matrixem:

(c) – podporován klasty

(m1) – podporován matrixem, chudý klasty

(m2) – podporován matrixem, středně bohatý klasty

(m3) – podporován matrixem, bohatý klasty

Striace na klastech:

I – vzácné (<20 %)

II – běžné (20 – 50 %)

III – četné (50 – 70 %)

IV – velmi četné (>70 %)

Míra ostrohranosti klastů:

(RA) – velmi ostrohranné a ostrohranné (%)

5.5.1. Charakteristika

U profilu 5 byl podobný problém jako u profilu 4. Přesto je úplnější. Spodní diamiktit (A) je zastoupen pouze velmi nepatrnou vrstvičkou a jeho největší význam je v jeho objevení. Popis byl na takto malém vzorku obtížný a pravděpodobně není úplně přesný. Následují ale velmi zajímavé vrstvy. Vrstva jemných, horizontálně laminovaných štěrků (B) nořících se k jihu. Dále je homogenní vrstva hrubších štěrků (C). A potom úroveň jemných písků (D), v nichž byl nalezen pohřbený glaci tektonizovaný organický materiál. Dvě sondy ve

stejných hloubkách o 2 resp. 5 m po proudu odhalily totéž, s velkou pravděpodobností se tedy jedná o původní zrna organické hmoty. Nejsvrchnější vrstvu tvoří diamiktit (E) s normálním tříděním. Největší valouny nepřesahují 20 cm, jejich průměrné rozměry jsou okolo 10 cm. Ani v jedné z vrstev není patrný jílovitý povlak.

6. Diskuze

Kódy a potažmo charakteristiky porovnávaných vrstev nejsou úplně identické, avšak v mnoha aspektech se sobě blíží. Je to pravděpodobně dáno lokálními proměnami toku. Dovoluji si je proto porovnávat, i když jsem si vědom potřeby dalších důkazů. Nacházejí se zároveň i v přibližně stejné pozici profilu. Oprávněnost tohoto počínání by měla potvrdit i diskuze o dalších charakteristikách.

Spodní části profilů považuji za nereprezentativní z toho důvodu, že nebyly odkryty celé vrstvy, a proto se domnívám, že není vhodné, aby byly důsledně diskutovány. Mohou však být použity jako doplněk.

Valouny v jednotlivých profilech ze západního břehu nemají shodné rozměry. Dochází k jejich zmenšování po proudu. Popisovaný pokles velikosti je patrný ve sledu profilů (1B/D – 2D – 3C), což potvrzuje i sled (1A – 2A – 3A). Tento trend je ve shodě se studovanou literaturou např.: Benn a Evans (1998), Gudmundsson a kol. (2002) nebo Maizels (1995).

Při porovnání protilehlých profilů (přesněji 2D a 5E) je evidentní, že východní vrstva 5E obsahuje zhruba dvakrát menší valouny. Laterálním odlišnostem ukládání se ve své práci věnuje i Maizels (1997). Podobné srovnání není možné provést mezi profily 3 a 4 z důvodů uvedených v kapitole 6.4.1.

Celková tloušťka sedimentovaného diamiktitu, které se blíží v pozorovaných charakteristikách (1B / D; 2D; 3C) neklesá směrem po proudu, což je v rozporu s jinými autory (např.: Gudmundsson a kol. (2002)).

V odkrytých profilech (1,2,3 a 5) dominují nánosy přinesené povodněmi jökulhlaup nad nánosy přinesenými za běžných průtoků řeky. I když u všech vrstev není zřejmé, zda reprezentují sediment nanesený během jökulhlaup, je v profilech patrná jasná dominance vrstev, jež lze pro velikosti usazených materiálů za jökulhlaup nánosy považovat. Jejich podíl se pohybuje nejméně mezi 75 – 85 % (profily 1,2 a 3). Mírný rozpor s literaturou, která uvádí podíl 85 – 94 % (Maizels, 1994), může být dán neúplným odkrytím profilu. Svou roli pravděpodobně sehrál i nedokonalý odhad jednotlivých vrstev, resp. jejich zařazení mezi

sedimenty přinesené jökulhlaup. Po dalším výzkumu se dá očekávat, že u některých štěrků bude zjištěn jökulhlaup původ.

Jílovitý povlak obklopující sedimenty se vyskytuje v níže položených vrstvách, avšak pouze na západní straně, kde se ovšem podařilo profily obnažit do větších hloubek. Je zaznamenán jeho postupný úbytek směrem vzhůru v každém profilu, přičemž není omezen rozhraním jednotlivých vrstev, ale prostupuje jimi a končí i v polovině jako například v profilu 1. Studovaná literatura se zmiňované otázce nevěnuje.

7. Závěr

Jökulhlaup vzniká jako důsledek různých procesů. Nejčastější je únik vody z ledovcových jezer (sub-, en-, supraglaciálních) naplněných ablační vodou, anebo náhlý odtok vody způsobený podledovcovým vulkanismem. Možná je i kombinace obou způsobů. Cesty odtoku se různí. Odvodnění jezer je možné pomocí ledových tunelů, které se v důsledku tření proudící vody rozšiřují. Tím je dosahováno postupného zvyšování odtoku, který po vyčerpání vody z jezera prudce klesá (obr. 3a). Druhým způsobem je flotace (vzplavování). Voda je zde uvolněna jako plošná vlna hrnoucí se pod ledovcem, přičemž je schopna nadzvednout ledovcovou základnu i o několik metrů. Tento typ, který se vyskytuje na ledovcích s nedostatkem jezer, či rezervoárů pro uvolněnou vodu, je charakterizován strmým nárůstem odtoku s brzkým vrcholem a povlovnou fází snižování průtoku (obr. 3b). Na způsobu odvodnění je závislý i čas, po který povodeň trvá. Obecně lze konstatovat, že čím dříve je dosaženo vrcholného průtoku, tím je celková doba trvání jökulhlaup kratší. Při obou způsobech uvolnění tavné vody dochází k tvorbě ledových bloků. V případě tunelů jsou ledové bloky produkovány kolapsem stěn tunelů, v nichž přestává proudit voda. Dochází k dramatické změně tlaku na stěny, kdy tlak okolního ledu začíná dominovat nad tlakem proudící vody. Druhým způsobem tvorby ledových bloků je tlakové rozpukání ledu v důsledku nadzvednutí křehké ledovcové základny. Jökulhlaup se projevuje jako erozní, transportní i akumulační činitel. Toto tvrzení je platné i pro ledovcové předpolí. Tam jsou charakteristiky povodně závislé především na reliéfu. Pokud je voda spoutaná kaňonem, tak jako na SV Islandu, dominuje eroze a transport. V případě širokých údolích dochází k rychlé ztrátě erozních i transportních schopností a hlavním procesem se stává sedimentace. Tím jsou vytvářeny rozsáhlé sandrové plošiny známé z J Islandu. Hlavním důvodem výzkumu jökulhlaup je jeho užitek pro společnost. Ten v případě katastrofických povodní tkví hlavně v ochraně lidských životů a majetku. Přesto je nepravděpodobné, že by lidská společnost byla

schopna vybudovat ochranný systém, který by nechal lidi žít v rizikových oblastech a zároveň dokázal čelit povodním s průtoky v řádech desítek tisíc $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Po vyhodnocení zkoumaných sedimentárních profilů břehu řeky Jökulsá á Sólheimasandi a prostudování literatury, zastává autor následující názory, týkající se dynamiky, průběhu a zákonitostí jökulhlaup (pl.) na Sólheimasandur:

a) Se vzdáleností od čela ledovce klesá transportní schopnost povodně. Tento trend je jasně patrný na profilech ze západní strany údolí, kdy jsou níže po proudu zaznamenány valouny o menších rozměrech. Klesající transportní kapacita je důsledkem zmírnění sklonu svahu a snižování průtoku s rostoucí vzdáleností od čela ledovce.

b) Proudnice řeky při jökulhlaup se nachází v západní části údolí. Dokládá to rozdíl ve velikost valounů na západním a východním břehu. Na západě dosahují valouny větších rozměrů při stejné vzdálenosti od čela ledovce.

c) Z profilů 1, 2, 3 a 5 je patrná dominance materiálu naneseného jökulhlaup (diamiktity), tedy jednorázovou událostí, nad materiály přinesenými ledovcovou řekou za normálních průtoků (většina šterků). Podíl vrstev, jež lze s určitostí považovat za jökulhlaup nánosy, se pohybuje od 75 – 85 % (u profilů 1,2 a 3; vztaženo k celkové mocnosti odkrytého profilu).

d) Jílovitý povlak je nanesen až po sedimentaci jílem zasažených vrstev. Usuzují tak z toho, že není omezen vrchem jedné vrstvy, ale horní hranice jeho rozsahu je v profilech proměnlivá. Je možné, že byl uložen jako následek zvýšeného průtoku, jež s sebou v suspenzi přinášel i větší množství jílu. Poréznost vrstev by potom dovozovala vodě proniknout do přilehlých nánosů a zanechat tak po sobě jílovitý povlak.

Z práce plyne mnoho otázek, jejichž zodpovězení by pomohlo k hlubšímu porozumění procesů nejen v předpolí ledovce Sólheimajökull, ale napovědělo by mnohé i o obecných charakteristikách jökulhlaup. Jedná se o:

a) Jasně oddělit souvrství v jednotlivých profilech patřící k jedné události. Tedy vymezit přesný podíl jökulhlaup nánosů na celkové tloušťce profilu. Je pravděpodobné, že podíl oproti výsledkům v předkládané práci vzroste, jelikož mnohé vrstvy jejichž původ je zatím nejistý, budou přiřazeny k jökulhlaup nánosům.

b) Sjednocení jednotlivých vrstev v různých profilech, které se váží k jedné události. Přestože práce předkládá domněnky podporované charakteristikami vrstev (znázorněných kódy), jedná se o subjektivní popis, který by bylo vhodné doplnit o laboratorní výzkum.

c) Proč nedochází k postupnému ztenčení vrstev diamiktitu (1B/D – 2D – 3C) směrem po proudu. Možným vysvětlením může být odkrytí profilu v místě, kde se vyskytuje duna nebo čeřina.

d) Jaké je přesné vysvětlení jílovitého povlaku v nižších vrstvách profilu.

e) Jaký vliv bude mít při příštím jökulhlaup absence rezervoáru v podobě údolí Jökulsárgil. Sólheimajökull už nepřehrazuje přilehlé ledovcové údolí a tudíž je nepravděpodobné, že by se v něm při následující povodni mohla voda dočasně zdržet. Je tedy možné, že maximální průtok bude za stejných podmínek vyšší.

Použité zdroje

ALHO, P., RUSSELL, A. J., CARRIVICK, J. L., KÄYHKÖ, J. (2005): Reconstruction of the largest Holocene jökulhlaup within Jökulsá á Fjöllum, NE Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 24, č. 22, s. 2319-2334.

BENN, D. I., EVANS, D. J. A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold, Paris, 734 s.

BJARNASON, I. T., WOLFE, C. J., SOLOMON, S. C., GUDMUNDSSON, G. (1996): Initial results from the ICEMELT experiment: body-wave delay time and shear-wave splitting across Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, 23, s. 459–462.

BJÖRNSSON, H. (2004): Glacial lake outburst floods in mountain environments. In: Owens, P. N., Slaymaker, O. (eds.): *Mountain Geomorphology*. Arnold, London, s. 165-184.

BJÖRNSSON, H. (2002): Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Glob. Planet. Change*, 35, s. 255–271.

BJÖRNSSON, H. (1992): Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Ann.Glaciol.*, 16, s. 95–106.

BJÖRNSSON, H., PÁLSSON, F., GUDMUNDSSON, M. T. (2000): Surface and bedrock topography of the Myrdalsjökull ice cap, Iceland: the Katla caldera eruption sites and routes of jökulhlaups. *Jökull*, 49, s. 29–46.

ELÍASSON, J., HÓLM, S. L., KJARAN, S. P., GUDMUNDSSON, M. T., LARSEN, G. (2007): Large hazardous floods as translatory waves. *Environmental Modelling and Software*, 22, s. 1392-1399.

ENGEL, Z. (1998): Volcanic hazards and jökulhlaups in Iceland. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, č. 1, s. 5-29.

FRANCIS, P., OPPENHEIMER, C. (2004): *Volcanoes*. Oxford University Press, Oxford, 521 s.

- GEIRSSDÓTTIR, A., MILLER, G. H., ANDREWS, J. T. (2007): Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland. *Journal of Geodynamics*, 43, s. 170-186.
- GIORDANO, G., RITA, D. D., FABRRI, M., RODANI, S. (2002): Facies associations of rain-generated versus crater lake-withdrawal lahar deposits from Quaternary volcanoes, central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, č. 15, s. 145-159.
- GOMEZ, B., SMITH, L. C., MAGILLIGAN, F. J., MERTES, L. A. K., SMITH, N. D. (2000): Glacier outburst floods and outwash plain development: Skeiðarársandur, Iceland. *Terra Nova*, 12, s. 126-131.
- GUDMUNDSSON, M. T., LARSEN, G., Höskuldsson, Á., GYLFASON, A. G. (2008): Volcanic hazards in Iceland. *Jökul*, 58, s. 251-268.
- GUDMUNDSSON, M. T., HÖGNADÓTTIR, T., KRISTINSSON, A. B., GUDBJÖRNSSON, S. (2007): Geothermal activity in the subglacial Katla caldera, Iceland, 1999 – 2005, studied with radar altimetry. *Ann. Glaciol.* 45, s. 66 – 72.
- GUDMUNDSSON, M. T., BONNEL, A., GUNNARSSON, K. (2002): Seismic soundings of sediment thickness on Skeiðarársandur, SE-Iceland. *Jökull*, 51, s. 53–64.
- KOCHEL, R. C. a BAKER, V. R. (1988): Paleoflood analysis using slackwater deposits. In: Baker, V. R., Kochel, R. C., Patton, P. C. (eds.), *Flood Geomorphology*, John Wiley & Sons, s. 357-376.
- KRÜGER, J., KJÆR, K. H. (1999): A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. *Boreas* 28, s. 386–402.
- LARSEN, G. (2000): Holocene eruptions within the Katla volcanic system, south Iceland: Characteristics and environmental impact. *Jökull*, 49, s. 1–28.
- LARSEN, G. (1993): Tephra layer from the 10th century Eldgjá fissure eruption in South Iceland. *EOS*, 74, s. 132–133.
- MACKINTOSH, A. N., DUGMORE, A. G., HUBBARD, A. L. (2002): Holocene climatic changes in Iceland: evidence from modelling glacier length fluctuations at Sólheimajökull. *Quaternary International*, 91, s. 39-52.

MARREN, P. M. (2005): Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth Science Reviews*, 70, s. 203-251.

MAIZELS, J. K. (1997): Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quat. Sci. Rev.*, 16, s. 793–819.

MAZELS, J. K. (1995): Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In: Menzies, J. (ed.): *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, s. 365–416.

MAIZELS, J. K. (1994): Geomorphic significance of jökulhlaup drainage. In: Stötter, J., Wilhelm, F. (eds.): *Environmental Change in Iceland*. Münchener Geographische Abhandlungen, München, B 12, s. 177-204.

MAIZELS, J. K. (1991): Origin and evolution of Holocene sandurs in areas of jökulhlaup drainage, south Iceland. In: Maizels, J. K., Caseldine, C., *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer, s. 267–300.

MAIZELS, J. K. (1989): Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *J. Sediment. Petrol.*, 59, s. 204–223.

MOUNTNEY, N. P., RUSSELL, A. J. (2006): Coastal aeolian dune development, Sólheimasandur, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, 192, č. 3-4, s. 167-181.

ÓLADÓTTIR, B. A., THORDARSON, T., LARSEN, G., SIGMARSSON, O. (2007): Survival of the Mýrdalsjökull ice cap through the Holocene thermal maximum: evidence from

sulphur contents in Katla tephra layers (Iceland) from the last ~8400 years. *Annals of*

Glaciology, 45, č. 1, s. 183-188.

ROBERTS, M. J., TWEED, F. S., RUSSELL, A. J., KNUDSEN, Ó., HARRIS, T. D. (2003): Hydrologic and geomorphic effects of temporary ice-dammed lake formation during jökulhlaups. *Earth Surf. Process. Landforms*, 28, s. 723-737.

ROBERSTS, M. J., RUSSELL, A. J., TWEED, F. S., KNUDSEN, O. (2002): Controls on the development of supraglacial flood water outlets during jökulhlaups. In: Snorasson, Á., Finnsdóttir, H. P., Moss, M. (eds.): *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*, Reykjavík, s. 71-76.

RUSSELL, A. (2009): Jökulhlaup (ice-dammed lake outburst flood) impact within a valley-confined sandur subject to backwater conditions, Kangerlussuaq, West Greenland. *Sedimentary Geology*, 215, č. 1-4, s. 33-49.

RUSSELL, A. J., ROBERTS, M. J., FAY, H., MARREN, P. M., CASSIDY, N. J., TWEED, F. S., HARRIS, T. (2006): Icelandic jökulhlaup impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology*, 75, s. 33-64.

RUSSELL, A. J., TWEED, F. S., KNUDSEN, Ó., ROBERST, M. J., HARRIS, T. D. (2002): Impact of the July 1999 jökulhlaup on the proximal River Jökulsá á Sólheimasandi, Mýrdalsjökull Glacier, southern Iceland. In: Snorasson, Á., Finnsdóttir, H. P., Moss, M. (eds.): *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*, Reykjavík, s. 249-254.

RUSSELL, A. J., TWEED, F. S., KNUDSEN, O. (2000): Flash flood at Sólheimajökull heralds the reawakening of an Icelandic subglacial volcano. *Geol. Today*, s. 103–107.

RUSSELL, A. J., KNUDSEN, Ó. (1999): Controls on the sedimentology of November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland. In: Smith, N. D., Rogers, J. (eds.): *Fluvial Sedimentology VI*, International Association of Sedimentologists, č. 28, s. 315-329.

SIGURÐSSON, O. (2005): Variations of termini of glaciers in Iceland in recent centuries and their connection with climate. *Developments in Quaternary Science*, č. 5, s. 241-255.

SMITH, L. C., SHENG, Y., MAGILLIGAN, F. J. , SMITH, N. D., GOMEZ, B., MERSTES, L. A. K., KRABILL, W. B., GARVIN, J. B. (2006): Geomorphic impact and rapid subsequent recovery from the 1996 Skeiðarársandur jökulhlaup, Iceland, measured with multi-year airborne lidar. *Geomorphology*, 75, s. 65-75.

SOOSALU, H., JONSDÓTTIR, K., EINARSSON, P. (2006): Seismicity crisis at the Katla volcano, Iceland - signs of a cryptodome? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153, s. 177-186.

STEFÁNSDÓTTIR, M. B., GÍSLASON, S. R., ARNÓRSSON, S. (1999): Flood from Grímsvötn caldera 1996: composition of suspended matter. In: Ármannsson, H. (ed.): Geochemistry of the Earth's Surface. Balkema Publishers, s. 91–94.

THORDARSSON, T., LARSEN, G. (2007): Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*, 43, s. 118–152.

WHITE, R. S., BROWN, J. W., SMALLWOOD, J. R. (1995): The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shape ridges. *J. Geol. Soc.*, 152, s. 1039–1045.

Ostatní zdroje

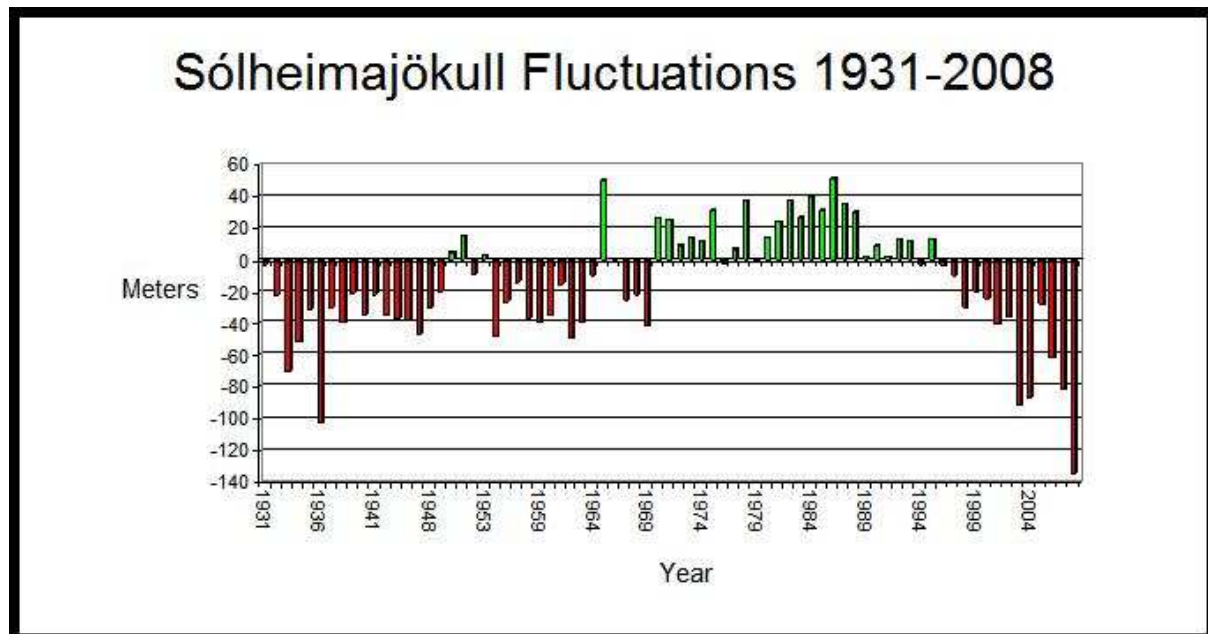
ESRI Inc. ArcIS 2.0 [datové soubory, DVD]. ArcGIS 9.2. (2009): Reykjavík, Háskolí Íslands.

GEOLOGICKÝ SLOVNÍK, Anglicko-český a česko-anglický (2007): Česká geologická služba. <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/g Slov.pl>

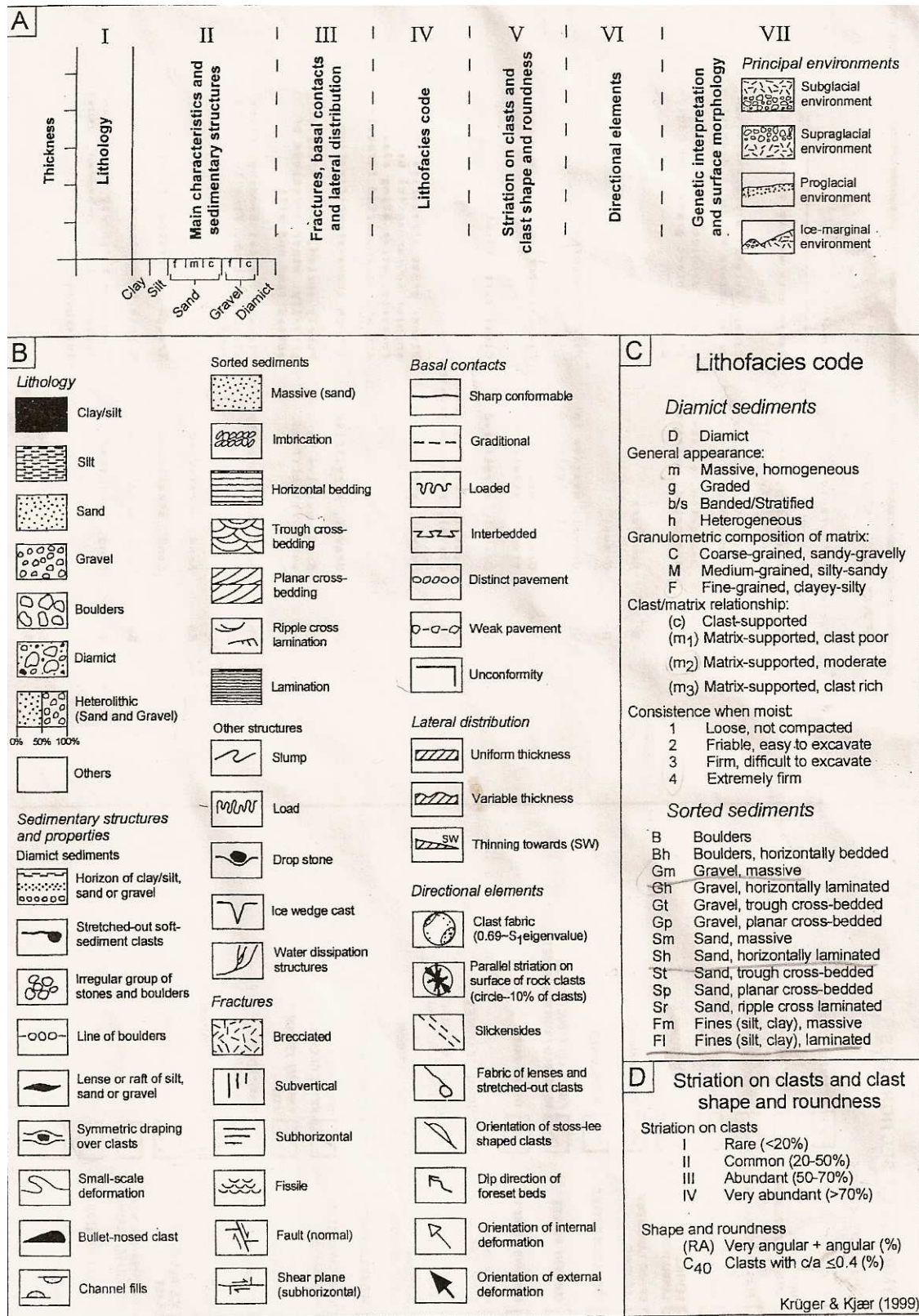
MÁL OG MENNING (2004): Þormörk – Fimmvörðuhals [1:50 000]. Mál og menning, Reykjavík.

VEDURSTÓFA ÍSLANDS (2009): Údaje z internetových stránek islandské meteorologické kanceláře. http://www.vedur.is/Medaltalstoflur-txt/Stod_798_Vik_i_Myrdal.ManMedal.txt

Přílohy



Příloha 1. Příkladky a úbytky ledovcového splazu Sólheimajökull, 1931 – 2008 (dle Bjarki Friis, osobní komunikace).



Příloha 2. Schéma pro popis ledovcových diamiktitů a přidružených sedimentů (dle Krügera a Kjæra (1999)).

Eruptions in the Katla volcanic centre in historical times
(G.Larsen, 1993)

Eruption site	Year/century	Date of eruption	Duration (days)	Repose time (years)
Katla	1918	12 October	24	58
-	1860	8 May	20	37
-	1823	26 June	28	68
-	1755	17 October	~120	34
-	1721	11 May	~100	61
-	1660	3 November	~60	35
-	1625	2 September	13	13
-	1612	12 October		32
-	1580	11 August		~80
-	~1500			
-	15. century			
-	1416			
-	~1357			
-	1262			
-	1245			
-	~1179			
-	12. century			
Eldgjá-Katla	~934			
Katla	~920			
-	Late 9. cent. or early 10. cent.			

*Příloha 3. Historické erupce KVS
(dle Larsen, 1993)*