

X. ÍSBRÁÐNUN OG UPPTAKARENNSLI JÖKULHLAUPA VEGNA ELDGOSA Í EYJAFJALLAJÖKLI OG VESTANVERÐUM MÝRDALSJÖKLI

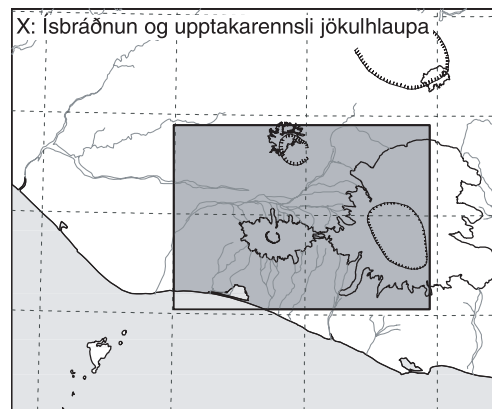
Magnús Tumi Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir

Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

1. Inngangur

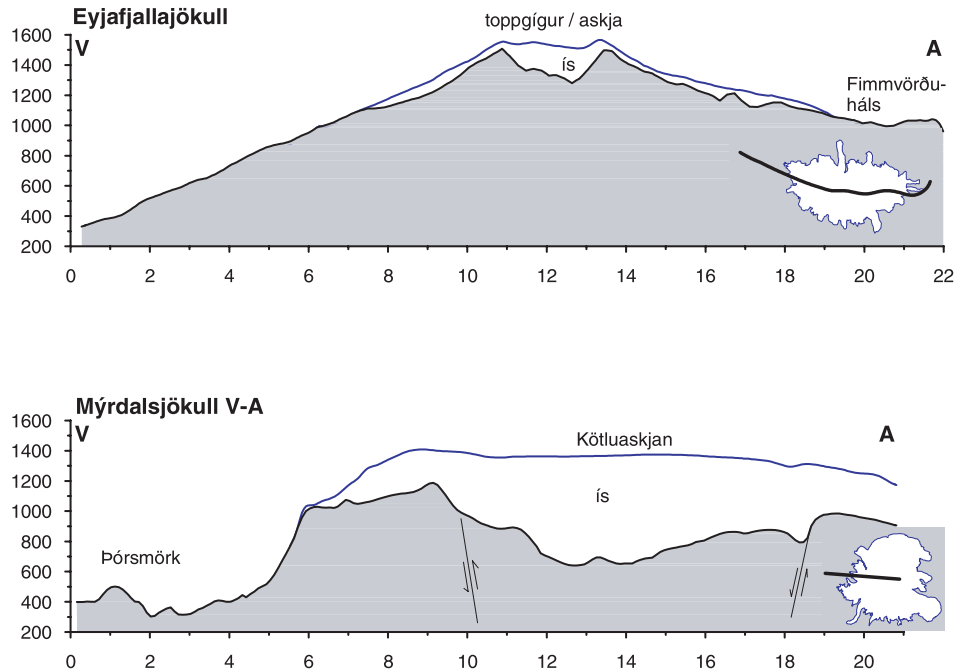
Jökulhlaup vegna eldgosa eru af ýmsum stærðum og gerðum. Hér á landi eru best þekkt tiltölulega stór hlaup vegna eldgosa undir þykkum jöklum eins og Vatnajökli og Mýrdalsjökli. Þar getur orðið mikil ísbráðnun, hugsanlega vatns-söfnun á gosstað og vatnsmagn skipt rúm kílómetrum. Í bröttum eldfjöllum með jöklum í hlíðum er ís oftast þunnur. Þar geta gos orsakað snögg hlaup, oft mjög aurborin, en rúmmál vatns og gos-efna þarf ekki að vera mikið. Á Eyjafjallajökli og í vesturhlíðum Mýrdalsjökuls er ís tiltölulega þunnur víða og töluverður bratti (myndir 1 og 2). Þessir hlutar rannsóknarsvæðisins sverja sig því í ætt við brött ís í þakin eldfjöll erlendis hvað varðar hættu af jökulhlaupum vegna eldgosa. Í Kötluöskjunni er hinsvegar mörg hundruð metra þykkur ís. Eldgos í norðvesturhluta hennar myndu veita vatni niður um Entujökul til Markarfljóts og gos í suðvesturhlutanum yllu hlaupum í Jökulsá á Sólheimasandi. Norðan Kötluöskjunnar, á ofanverðum Sléttjökli, er ís einnig nokkur hundruð metra þykkur og eldgos þar gætu valdið stórum hlaupum, í ætt við þau sem koma úr Kötluöskjunni.

Í þessum kafla er gróflega metið



Mynd 1. Rannsóknarsvæði

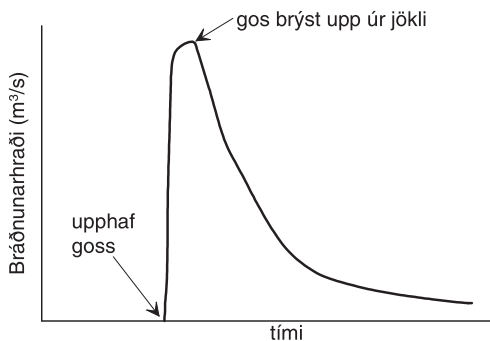
rennsli jökulhlaupa samfara eldgosum. Fjallað er um hraða ísbráðnunar í eldgosum sem geta átt sér stað við núverandi aðstæður í vesturhluta Mýrdalsjökuls og í Eyjafjallajökli. Mat er lagt á bráðnunarhraða íss á þeim tíma þegar hann er mestur. Það gerist yfirleitt á tiltölulega stuttu tímabili eftir að gos hefst, meðan kraftur þess er í hámarki en áður en gosið hefur náð sér að fullu gegnum jökulísinn (mynd 3). Þetta tímabil er mislangt en er líklega oftast á bilinu 1–10 klst og ræðst m.a. af ísþykkt á gosstað og ákafa gossins. Gert er ráð fyrir að sterkt samband sé milli bráðnunarhraða í



Mynd 2. Þversnið af Eyjafjallajökli og Mýrdalsjökli. Ísþykkt er mest innan Köttluöskjunnar en minnst í hlíðum Eyjafjallajökuls. (Byggt á Helga Björnssyni o.fl. 2000 og Strachan, 2001.)

eldgosi og rennslis jökulhlaups. Stuðst er við reynslu af eldgosum í Vatnajökli, Kötlugosið 1918 og gos í eldkeilum í Norður-Ameríku. Sett er fram mat á líklegum bráðunarhraða og rennslis jökulhlaupa fyrir eftirtalin tilvik:

1. Stór eldgos í Köttluöskjunni (eins og varð 1918).
2. Basískt sprungugos á vatnasviði Emstruáa norðan Köttluöskjunnar.
3. Basískt sprungugos í vestanverðum hlíðum Mýrdalsjökuls.
4. Basískt sprungugos í hlíðum Eyjafjallajökuls.
5. Ísúrt eða súrt sprengigos í toppgíg Eyjafjallajökuls.
6. Súrt gúlagos í vestanverðum Mýrdalsjökli.



Hafa þarf í huga að engin leið er að meta öll hugsanleg tilvik. En til að fá sem gleggsta mynd af þeim atburðum sem geta átt sér stað og nokkrar líkur eru á

Mynd 3. Algengt samband bráðunarhraða íss og tíma frá upphafi goss í jökli. Eftir að gosið nær upp úr jöklinum dregur úr bráðnun.

Tafla 1. Skilgreiningar á táknum sem notuð eru í kaflanum

Tákn	skýring	eining
$\frac{dE}{dt}$	Varmastraumur	W
f	Nýtni varma til ísbráðunar	
Q_{kv}	kvikustreymi	m^3/s
Q_1, Q_2, Q_v	Bráðnunarhraði í rúmmetrum vatns á sek.	m^3/s
Q_H	Rennsli hlaups (vatn + set)	m^3/s
ρ_{kv}	Eðlismassi kviku	kg/m^3
ρ_g	Eðlismassi gjósku	kg/m^3
ρ_i	Eðlismassi íss	kg/m^3
ρ_v	Eðlismassi vatns	kg/m^3
C_g	Eðlisvarmi gjósku (hér fersks glers)	J/(kg K)
T_i, T_f	Hiti	K
L_i	Bræðsluvarmi íss, $L_i = 3,35 \times 10^3$ J/kg	J/kg
H	Hæð gosmakkar	km
b	Þykkt jökuls	m
Δb	Breidd ísgjár yfir gossprungu í jökli eftir tíma Δt	m
l	Lengd (hér: lengd gossprungu í líkani af bráðnun)	m
x	Lengd	m
q	Bráðnunarhraði á lengdareiningu	m^2/s
ΔV_i	Rúmmál íss	m^3
m_{kv}	Massi kviku	kg
m_v	Massi vatns (sem bráðnar vegna varma frá m_k)	kg
V_{kv}	Rúmmál kviku	m^3
V_v	Rúmmál vatns (sem bráðnar vegna varma frá V_{kv})	m^3
τ	Skerspenna við botn jökuls	Pa
α	Hallahorn jökulyfirborðs	

að verði í fyrirsjáanlegri framtíð, er gert ráð fyrir “líklegu versta tilfelli”. Hér er ekki átt við að líkur á gosi séu miklar á þeim stöðum sem kannaðir eru, en reynt er að meta hversu hröð ísbráðnun geti orðið í allstóru eldgosi á hverju ísasvæði.

Kort af yfirborði og botni eru grundvallargögn við rannsóknir á hegðun eldgosa undir jökli. Botn Mýrdalsjökuls var kortlagður með íssjá 1991 (Helgi Björnsson o.fl., 2000) og hluti Eyjafjallajökuls 1998-2000 (Strachan, 2001).

Fjallað er um jarðfræði svæðisins í köflum II og III.

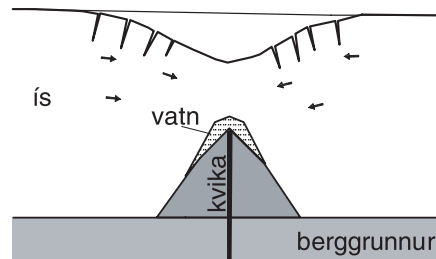
Höfundum er ekki kunnugt um að áður hafi verið unnið skipulegt mat á stærðum jökulhlaupa vegna eldgosa fyrir heil svæði. Því hefur reynt nauðsynlegt að búa til einföld líkön af ísbráðnun sem hægt er að beita á einstök vatnasvið. Skipulag kaflans og skipting í undirkafla mótast af þessu. Í 2. undirkafla er stutt yfirlit um þá vitneskju sem safnast hefur um tiltekin eldgos. Í 3. og 4. undirkafla

eru settar fram aðferðir við að meta bráðnunarhraða á einstökum vatnasviðum og flutning gosefna með bræðslu- vatni. Í 5. undirkafla eru settar fram niðurstöður um líklegt rennsli hlaupa frá gosstöð fyrir öll vatnasvið á rannsóknar- svæðinu. Í 6. undirkafla er lagt mat á hversu langan tíma það tekur hlaup að brjótast frá gosstað í Kötluöskjunni að jökulrönd. Að lokum eru niðurstöður dregnar saman í 7. undirkafla.

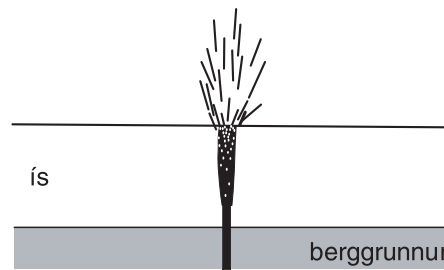
2. Reynsla frá fyrri eldgosum í jöklum

Talið er að yfir helmingur eldgosa á Íslandi verði í jöklum (Guðrún Larsen, 2002) og eru slík gos hvergi algengari en hér á landi. Óvenju rólegt var þó í íslenskum jöklum frá því á 4. áratug 20. aldar og fram á 10. áratuginn. Á þessu tímabili varð aðeins eitt staðfest gos í jökli á Íslandi, í Grímsvötnum 1983. Lýsingar á gosum í jöklum voru því ófullkomnar og mörg atriði óljós um hegðun þeirra. Gosin í Gjalp 1996 og Grímsvötnum 1998 og 2004 hafa að nokkru bætt úr þessu. Þessi gos voru rannsökuð eins og tók voru á og allmiklar upplýsingar eru því til um þau (t.d. Hreinn Haraldsson (ritstj.), 1997; Magnús T. Guðmundsson o.fl., 1997, 2002, 2004; Magnús T. Guðmundsson, 2003; Helgi Björnsson o.fl., 2001). Að auki eru töluverðar upplýsingar til um hegðun Kötlugossins 1918 (Gísli Sveinsson, 1919; Guðgeir Jóhannsson, 1919; Sigurður Þórarinnsson, 1975; Haukur Tómasson, 1996; Guðrún Larsen, 2000;

Mynd 4. (a) Eldgos í þunnum jökli, (b) í þykkum jökli, (c) sprengigös í eldkeilu og (d) gúlagos í jökli.



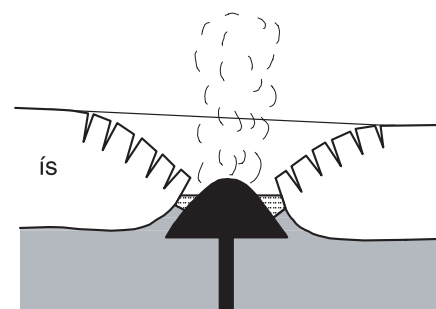
a Gos undir þykkum jökli



b Gos gegnum þunnan jökul



c Gjóskuflóð niður ísi þaktar hlíðar



d Gúlagos í jökli

Magnús T. Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir, 2001) sem hagnýta má í ljósi núverandi þekkingar á hegðun gosa undir jöklum.

Sé tekið tillit til ísþykktar, gerðar gos-efna og legu gosstöðva í eldfjöllum er hentugt að skipta gosum þar sem ís kemur við sögu í fjóra flokka (mynd 4):

- Gos undir þykkum jökli, gosefni geta eftir atvikum verið basísk, ísúr eða súr. Í gosum 20. aldar kom upp basalt eða basalt-andesít. Gjálpargosið og öll gos Kötlu síðustu 1000 ár falla í þennan flokk.
- Gos undir þunnum jökli (basísk, ísúr eða súr). Þau gos sem beinar athuganir ná yfir hafa verið basísk sprungugos, t.d. Grímsvatnagosið 1998 og eldgos á Deception eyju við Suðurskautlandið 1969.
- Gos í bröttum eldkeilum með ís í hlíðum (t.d. St. Helens í Bandaríkjunum 1980–1986, Nevado de Ruiz í Kólumbíu 1985; Redoubt í Alaska 1989–1990). Hér á landi gæti Heklugosið 1947 og gosin í Eyjafjallajökli og Örfæfajökli talist til þessa flokks. Gosefni eru oft ísúr eða súr.
- Myndun gúls er eitt afbrigði ísúrra og súrra gosa. Slík gos eru algeng í eldfjöllum víða erlendis, t.d. hófst eitt slíkt Mount St. Helens í Bandaríkjunum í október 2004. Þó svo að hér á landi séu basísk sprungugos ráðandi er gúla að finna í mörgum íslenskum megineldstöðvum. Gúlagos eru oft langvinn (mánuðir – ár) en kvikustreymi er á hverjum tíma lítið.

Því má halda fram að kvika sem náð hefur upp undir botn jökuls en ekki upp á yfirborð hans valdi innskoti en ekki eldgosí. Þessi jarðfræðilega skilgreining verður látin liggja milli hluta hér og talað um eldgos þegar kvika nær á jökul-

botn. Gosið er þá undir jökli þar til það nær upp til yfirborðs.

2.1. Gos í þykkum jökli

Í þessari gerð gosa er ísinn nægilega þykkur til að berggangur sem leitar til yfirborðs nær ekki að rista sundur jökulinn þ.a. gosið náí sér hratt upp til yfirborðs. Í stað þess hrúgast gosefnin upp undir jöklinum og varminn í kvikunni nýtist að mestu í að bræða ís. Aðstæður í flestum jöklum eru þannig að bræðsluvatn leitar strax burtu frá gosstað, undir jöklinum. Ísbráðnunin og rennslí bræðsluvatnsins leiðir til þess að sigdæld myndast yfir gosstaðnum. Ísflæði leitast síðan við að fylla upp í dældina. Það verður því hraðara sem dældin er dýpri. Dældin víkkar því með tíma og gosið þarf að bræða tiltölulega meiri ís eftir því sem þykkt jökulsins er meiri. Þessi áhrif sáust vel í Gjálpargosinu 1996 og hafa vafalaust verið nokkur í Kötlugosinu 1918.

Það hvort eldgos undir jökli eða vatni er flæðigos eða sprengigos ræðst a.m.k. að einhverju leyti af vatnsþrýstingi við gosstöð. Sprengivirkni verður yfirleitt við lágan þrýsting en flæðigos frekar við háan þrýsting. Ekki er fullljóst við hvaða vatnsþrýsting mörkin milli flæðigoss og sprengigoss liggja. Auk þrýstings geta þættir eins og kvikustreymi og kvikugerð skipt máli. Undir þykkum jökli er vatnsþrýstingur hár og sprengivirkni ólíklegri en ella. Þar getur orðið flæðigos með myndun bólstrabergs. Einnig er mögulegt að kvikan tvístrist í sprengingum samfara mjög hraðri kólnun kvikunnar. Kælingin orsakar snögga umbreytingu kvikunnar í gler, gufusprengingar og þar með tvístrun. Við tvístrunina verður til gjóska, þar sem algeng kornastærð í basískum eldgosum er um

eða undir 1 mm. Flest bendir til að tvístrun hafi verið ráðandi þáttur í Gjálpargosinu, þrátt fyrir vatnsþrýsting sem samsvaraði þyngd 400–500 m vatnssúlu (4–5MPa). Sama virðist hafa átt við Kötlugosið 1918. Verulegu máli skiptir hvor goshamurinn er ráðandi, því þegar kvikan tvístrast í gjósku er varmaflutningur frá kviku að ís og þar með bráðunarhraði margfalt hraðari en þegar bólstraberg myndast.

Hluti varmans fer í að hita upp bræðsluvatnið og getur hiti þess verið langt yfir bræðslumarki (áætlaður um 20°C í Gjálpargosinu) þegar það rennur frá gosstað. Sá varmi sem þannig flyst með bræðsluvatninu tapast ört til íssins. Við það víkka rennislíðir vatnsins hratt og á þessi varmi stóran þátt í því hve skamman tíma það tekur jökulhlaup tengd eldsumbrotum að vaxa og ná jökuljaðri.

2.2. Gos í þunnum jökli

Þegar jökull er þunnur aukast líkur á að berggangur skjótist upp í gegnum ísinn eða þá að jökullinn rifni upp frá botni til yfirborðs. Ef þetta gerist getur gosið náð mun hraðar upp í gegnum ísinn en ef eingöngu kæmi til bráðnun vegna varma gosefnanna. Þegar gosefnin ná gegnum ísinn hefst sprengigos með tilheyrandi gosmekki. Hröð bráðnun í veggjum sprungunnar veldur því að hún víkkar fljótt og verður að gjá eða opi með lóðréttum ísveggjum. Í framhaldinu getur gjáin jafnvel tæmst af vatni og sprengigosið breyst í blandgos eða flæðigos. Beinir mælingar á þróun slíkra gjáa eru fáar (sjá kafla 3.2) en þær sýna að ísflæði inn að gjánni er tiltölulega lítið og vídd hennar nær 50–100 m á 1–2 klukkustundum. Ennfremur verður bráðnun í gosi af þessari gerð mun

minni en í gosi sem hefst undir þykkum jökli þar sem orka þess tapast að miklu leyti til að andrúmsloftsins. Nokkur dæmi eru til um gos af þessu tagi en nákvæmustu upplýsingarnar fengust úr gosinu í Grímsvötnum 1998 og Deception Eyju við Suðurskautslandið 1969 (Smellie, 2002).

2.3. Gos í eldkeilum/bröttum hlíðum

Í Heklugosinu 1947 kom hlaup í Rangá (Guðmundur Kjartansson, 1950) sem líklega stafaði af bráðnun íss í gjóskuflóðum niður ísi þakta norðvesturhlíð fjallsins (Ármann Höskuldsson, 2000). Þó svo atburðir af þessu tagi hafi án efa orðið öðru hverju í íslenskum eldfjöllum er upplýsingar um þá mjög takmarkaðar. Líklegt er að ísbráðnun í gosinu í Eyjafjallajökli 1821–1823 hafi að hluta til verið af þessum toga. Þó svo gosið hafi staðið á annað ár, var heildarmagn gosefna lítið. Gígurinn var í öskjunni norðvestanverðri. Gosið reif sig upp öðru hverju en langtímum saman bar lítið á því. Gosefnin voru ísúr/súr (Guðrún Larsen 1999) og á það hefur verið bent að gosið og bráðnun samfara því líkist því sem sást t.d. í gosinu í Redoubt eldfjallinu í Alaska 1989–1990 (Ármann Höskuldsson, 2000). Gosið í Redoubt er eitt best rannsakaða eldgos sinnar tegundar en atburðarás var með nokkuð öðrum hætti en í þeim basísku sprungugosum sem athuganir frá 20. öld á Íslandi ná til.

Redoubt er 3108 m há eldkeila um 180 km suðvestan við borgina Anchorage og er efri hluti fjallsins þakinn bröttum jöklum. Í gosinu tróðst seig andesítkvika upp í toppgíg fjallsins og myndaði þar brattan gúl. Öðru hverju urðu sprengingar og þá reis gosmökkur í u.þ.b. 10 km hæð. Sprengingunum

fylgdu oft hlaup. Hlaupin byrjuðu yfirleitt sem skriður þegar gúllinn hrundi eða sem gjóskuflóð þegar gosmökkur féll í skammvinnum sprengigosum. Gjóskuflóðin rifu upp ís og snjó og bræddu, svo úr urðu grjót- eða eðjuflóð. Þegar bratti minnkaði tóku gosefnin að setjast til og hlaupin urðu að aurbornum vatnsflóðum. Hámarksrennsli í aurflóðunum frá Redoubt varð allt að 20.000-80.000 m³/s (Dorava og Meyer, 1994 – breytileiki í matinu ræðst af mismunandi viðnámsstuðli í Mannings jöfnu, lægri talan er mun sennilegri). Hvert flóð stóð aðeins yfir í skamman tíma (yfirleitt < 1 klst.) og heildarvatnsmagn var ekki mikið (~10⁷ m³). Flóðin runnu um 40 km frá toppgíg Redoubt niður farveg Drift-árinnar til sjávar. Hraði þeirra var mjög mikill ofan til. Tími sem leið frá sprengingu þar til flóð náði að mæli 11 km frá gígnum var á bilinu 10-20 mínútur. Niðri í Drift dalnum rennur áin um aura og þar fóru flóðin 25 km vegalengd á um 2 tímum, (hraði 4-5 m/s) (Dorava og Meyer, 1994).

Dæmin frá Redoubt og víðar sýna að ísúr og súr sprengigos í ísi þöktum eldkeilum geta valdið mjög snöggum hlaupum. Stærð hlaupa fer eftir afli sprenginga, flatarmáli jökla og því hversu sprunginn og úfinn jökullinn er. Gjóskuflóð tæta upp og bræða mun meiri ís úr sprungnum og úfnum jökli en sléttum. Þykkt jökulsins hefur hinsvegar ekki áhrif á stærð hlaupanna.

Þó svo gúlagos eins og í Redoubt hafi valdið jökulhlaupum er það ekki algild regla. Í gosinu í Mount St. Helens sem hófst í október 2004 hefur nýr gúll byggst upp og á nokkrum mánuðum reist upp á rönd þunnan jökulinn í toppöskjunni frá 1980 (sjá t.d. vefsíðu U.S. Geological Survey). Engin hlaup hafa orðið og bráðnun óveruleg. Engar

sprengingar hafa fylgt gosinu fram að þessu (apríl 2005) og er það skýringin á því að jökullinn hefur ekki bráðnað að ráði.

3. Ísbráðnun í eldgosum

Nýtni varmastraums í gosi undir jökli er skilgreind sem hlutfall þess varma sem kemur upp með gosefnum og þess varma sem nýtist til ísbráðunar. Rannsóknir á Gjalpargosinu og eðlisfræðileg líkön af kólnun gjóskukorna benda til þess að við tvístrun kviku í freatómagmatíska gjósku í vatni sé nýtni varmastraums 60-80% (Magnús T. Guðmundsson, 2003; Magnús T. Guðmundsson o.fl. 2004). Renni bræðsluvatn umtalsverða leið undir jökli og flytji að auki með sér stóran hluta gosefnanna má gera ráð fyrir að 80-90% af orkunni hafi nýst til ísbræðslu þegar hlaup kemur undan jökli. Hin ógnarhröðu varmaskipti yfir gígnum má skýra með tvístrun kvikunnar. Tvístrunin stækkar snertiflöt kviku og vatns um margar stærðargráður, vatnsgufa myndast í sprengingum og varminn berst frá kviku að ís með öflugri tvífasa hræringu vatns og gufu. Í gosum þar sem bólstraberg myndast er varmastraumurinn töluvert hægari og ísbráðnun líka. Sett hafa verið fram líkön af varmastraumi frá bólstrabergi (t.d. Ármann Höskuldsson og Sparks, 1997; Wilson og Head, 2002) og samanburður við líkön af tvístrun kviku sýnir að tvístrunin veldur margfalt hraðari varmastraum en bólstrabergsmyndun (Magnús T. Guðmundsson, 2003).

Í Kötlugosum er bráðnun íss geysihröð og hlaupin setja af sér þykk lög af ferskri vatnsborinni gjósku. Þetta bendir eindregið til þess að tvístrun kviku með tilheyrandi hárrí varmanýtni sé ráðandi

fasi í gosunum. Þekkt gos sem hófust undir þunnum jökli hafa einnig verið sprengigos og a.m.k. upphafsfasinn myndað freatómagmatíska gjósku. Það er því eðlilegt að miða hér við þá gerð gosa þegar meta skal bráðnunarhraða.

Í 3.1 – 3.3 eru sett fram líkön til að reikna bráðnunarhraða í eldgosum við aðstæður eins og er að finna í hlíðum Eyjafjalla- og Mýrdalsjökuls. Tákn í jöfnum eru í 1. töflu en eru einnig skýrð jafnóðum og þau koma fyrir í textanum.

3.1. Varmastraumur í eldgosum

Í byrjunarfasa eldgoss undir þykkum jökli er hægt er að meta mögulegan bráðnunarhraða þegar kvika tvístrast. Til þess má m.a. nota reynslutölur frá Gjálpi um varmanýtni. Við fulla tvístrun kviku í gler verður engin kristöllun. Í mörgum eldgosum í vatni eða undir jökli lætur þetta nærri, kristallað berg er óverulegt í samanburði við gjóskuna (glerið). Þá má með góðri nálgun gera ráð fyrir að kristöllunarvarmi skipti ekki máli. Þá fæst að varmastraumur dE/dt verður

$$\frac{dE}{dt} = f\rho_{kv}Q_{kv}C_g\Delta T \quad (1)$$

Hér er ρ_{kv} eðlismassi kviku, Q_{kv} kvikustreymi (m^3/s), C_g er eðlisvarmi glersins ($J/(kg\ K)$), $\Delta T = (T_i - T_f)$ þar sem T_i er hiti kviku, T_f hiti glers eftir kólnun og f er nýtni (t.d. Magnús T. Guðmundsson, 2003). Hér er gerð sú einföldun að C_g sé fasti en eðlisvarminn er í raun háður hita. Algengast er þó að nota meðaltal fyrir C_g . Mjög erfitt er að mæla nýtnina beint. Í Gjálpargosinu var meðalnýtnin metin sem hlutfall orku sem þurfti til að bræða þann ís sem bráðnaði á gostímanum og heildarvarmaorku gosefnanna. Þannig fékkst nýtnin $f = 70-80\%$. Í Kötlugosinu 1918 fluttist meirihluti

gosefna frá gígnum með bræðsluvatninu (Haukur Tómasson, 1996) meðan þau mynduðu fjall á gosstaðnum í Gjálpi. Flutningur gosefnanna með vatni ætti að auka varmaflutning frá gosefnum. Því er líklegt að nýtni í Kötlu 1918 hafi verið eitthvað hærri en í Gjálpi.

Undir jökli nýtist varmastraumurinn dE/dt til að bræða ís. Ef gert ráð fyrir að jökullinn sé við frostmark (gildir um íslenska jökla), ρ_i og ρ_v eru eðlismassar íss og vatns og L_i bræðsluvarmi íss, fæst bráðnunarhraði íss Q_v (vatnsjafngildi í m^3/s) sem

$$Q_v = \frac{\rho_i}{\rho_v} \frac{1}{\rho_v L_i} \frac{dE}{dt} = \frac{f\rho_{kv}Q_{kv}C_g\Delta T}{\rho_v L_i} \quad (2)$$

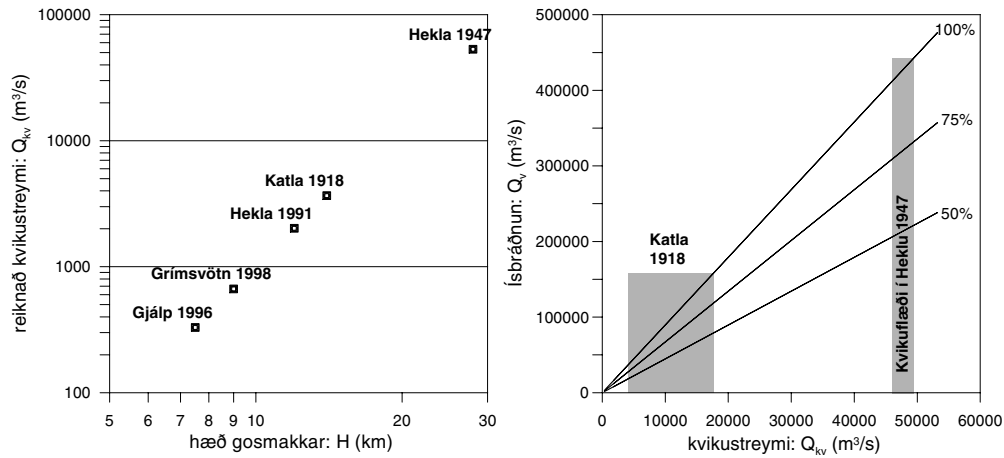
Þessa jöfnu mætti nota til að reikna kvikustreymi í eldgosi ef hægt er að meta eða mæla Q_v . Hér skiptir þó meira máli að aðeins eru til nothæfar tölur um Q_v fyrir örfá gos. Hinsvegar eru til upplýsingar um Q_{kv} í fjölda eldgosa af öllum stærðum og gerðum. Hraunrennsli hefur t.d. verið metið fyrir allmörg gos. Einnig hefur verið sýnt fram á að samband er milli hæðar gosmakkar (H) í sprengigosum og kvikustreymis Q_{kv} (Sparks o.fl., 1997) og er því lýst með

$$H = 1,67Q_{kv}^{0,259} \quad (3)$$

þar sem H er í km og Q_{kv} í m^3/s . Jafnan gildir allvel um bæði stór og lítil sprengigos, súr, ísúr og basísk, svo fremi sem að gosmökkur falli ekki og myndi gjóskuflóð. Hægt er að nota jöfnuna til að meta kvikustreymi út frá gosmekki. Þá fæst

$$Q_{kv} = 0,138H^{3,86} \quad (4)$$

Óvissa í Q_{kv} verður allmikil en jafnan ætti að gefa stærðargráðumat á kvikustreymi í sprengigosum. Í gosum sem



Mynd 5. (a) Mat á kvikustreymi í nokkrum eldgosum á Íslandi á 20. öld (samkvæmt jöfnu 3). (b) Tengsl bráðnunarhraða og kvikustreymis fyrir gos undir jökli. Reiknaður er bráðnunarhraði fyrir 50%, 75% og 100% nýtni varmastraums frá kviku og gert ráð fyrir $\rho_{kv} = 2500 \text{ kg/m}^3$. Sýnt er hver bráðnunarhraðinn Q_v yrði í jafn kröftugu gosi og var fyrsta hálf-tímann í Heklu 1947.

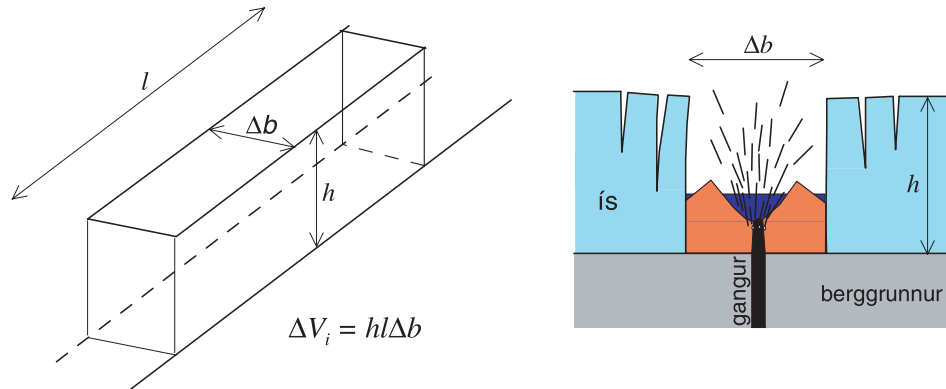
rísa upp úr jökli fer hluti af orkunni í ísbráðnun. Sú orka nýtist ekki til að knýja gosmökk. Því má reikna með að Q_{kv} sem fengist út úr (4) fyrir slíkt gos sé lægri en raunverulegt kvikustreymi. Jafnan ætti þó að gefa hugmynd um magn þeirrar kviku sem leggur orku til gosmakkarins.

Á mynd 5 hefur þessum jöfnum verið beitt á nokkur 20. aldar gos á Íslandi og jafna (2) notuð til að reikna hve mikinn ís þessi gos gætu brætt ef þau hefðu orðið undir jökli. Aðferðin vanmetur stórlega kvikustreymi í Gjalpargosinu (Magnús T. Guðmundsson o.fl., 2004) og reikna má með að hún vanmeti líka Kötlugosið 1918 og e.t.v. Grímsvatnagosið 1998. Aðferðin ætti hinsvegar að eiga við um Heklugosin. Í ljós kemur að gos með jafn öflugan upphafsfasa og varð í Heklu 1947 gæti brætt allt að 400.000 m³/s ef slíkt gos yrði undir nægilega þykkum jökli til að gosið bryti sér ekki strax leið til yfirborðs. Jafnframt kemur fram að 14 km hár gosmökkur á fyrsta degi Kötlu-

gossins 1918 svarar til um 4000 m³/s kvikustreymis. Miðað við 75% nýtni myndi þetta kvikustreymi bræða 40.000 m³ af vatni á sekúndu. Telja verður öruggt að þessi tala sé vanmat fyrir fyrsta fasa gossins 1918, meðan það var enn undir jökli. Í fyrsta lagi má gera ráð fyrir að þegar mökkurinn mældist 14 km hár hafi hluti af orku gossins farið í ísbráðnun. Sú orka nýttist ekki í að knýja gosmökk þó svo gosið hafi náð upp til yfirborðs. Í öðru lagi má gera ráð fyrir að gosið hafi, eins og flest basísk eldgos, verið kröftugast í nokkrar klukkustundir eftir að það hófst. Það er því líklegt að kvikustreymi upp á jökulbotninn fyrstu klukkustundirnar hafi verið miklu meira en 4000 m³/s og ísbráðnun að sama skapi miklu meiri en 40.000 m³/s.

3.2. Líkön af bráðnunarhraða í gosum undir þunnum ís

Reynslan bendir til þess að í basískum og íssúrum sprungugosum sem koma



Mynd 6. Mat á rúmmáli sem bráðnar í eldgosí undir þunnum jökli samkvæmt jöfnu (5).

upp undir þunnum jökli (<100-150 m) brjótist gosið hratt upp í gegnum ísinn og að fljótt verði til allbreið gjá í jökullinn eftir endilangri gossprungunni. Mögulegt er að meta stærðargráðu bráðunar út frá þessu ef hægt er að skorða hversu hratt gjáin breiðkar (mynd 6). Ef ρ_i og ρ_v eru eðlismassar íss og vatns eins og áður, íþykktin er b og lengd gossprungu er l verður til gjá með breidd Δb á tíma v . Bráðunarhraðinn verður

$$Q_1 = \frac{\rho_i}{\rho_v} hl \frac{\Delta b}{\Delta t} \quad (5)$$

Lykilatriði er að meta Δb . Í gosinu í Grímsvötnum 1998 varð til um 100 m breið gjá á 2 klukkustundum og svipað var uppi á teningnum í gosinu á Deception Eyju 1969 (Smellie, 2002). $\Delta b/\Delta t = 100 \text{ m}/2 \text{ klst.} = 1,4 \times 10^{-2} \text{ m/s}$.

Önnur aðferð til að meta bráðunarhraða væri að nota reynslutölur beint, þ.e. að reikna bráðunarhraða á lengdar- einingu gossprungu, q ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$), í þekktum eldgosum (jafna 6). Bráðunarhraði í hverju reiknuðu tilfelli verður hér beint hlutfall af lengd gossprungu (jafna 7):

$$q = \frac{\rho_i}{\rho_v} \frac{\Delta V_i}{x \Delta t} \quad (6)$$

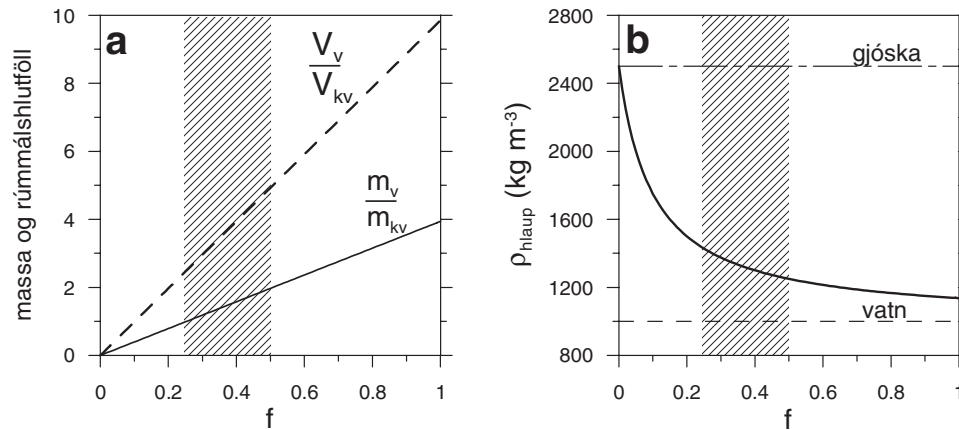
Hér er ΔV_i rúmmál íss sem bráðnaði á tímanum Δt og x er lengd gossprungunnar. Fyrir Grímsvötn 1998 ($\Delta V = 1,3 \times 10^7 \text{ m}^3$ $\Delta t = 2 \text{ klst.}$ og $x = 1300 \text{ m}$), fæst talan $q = 1,3 \text{ m}^3/\text{s}$, og fyrir Deception 1969 ($\Delta V = 5 \times 10^7 \text{ m}^3$ $\Delta t = 2 \text{ klst.}$ og $x = 4500 \text{ m}$) $q = 1,4 \text{ m}^3/\text{s}$. Ef gos yrði á sprungu að lengd l undir þunnum jökli yrði bráðunarhraðinn samkvæmt þessari aðferð.

$$Q_2 = ql. \quad (7)$$

Jöfnur (5) og (7) eru báðar notaðar hér á eftir til að reikna mögulegan bráðunarhraða í upphafi sprungugosa. Þær lýsa varla bráðnun nema fyrstu 1-2 klukkustundirnar. Eftir þann tíma ætti bráðnun að minnka þar sem reikna má með að vaxandi hluti af orku gossins tapist til andrúmsloftsins þegar gjáin stækkar (sjá t.d. mynd 3).

3.3. Bráðunarhraði undir þykkum ís

Sé jökull nokkur hundruð metra þykkur stjórnast rennslisleiðir að 9/10 hlutum af fargi jökulsins en að 1/10 hluta af halla jökulbotns (Helgi Björnsson, 1988). Við botninn stjórna farg jökulsins vökva-



Mynd 7. (a) Mat á rúmmáls- og massahlutföllum vatns og gjóska í jökulhlaupi þegar það rennur frá gosstað í jökli, samkvæmt jöfnum (8) og (9). Myndin sýnir hvernig þessi hlutföll eru háð varmanýtni. Skyggðu svæðin sýna áætlaða varmanýtni eldgosa í bröttum hlíðum. Gert er ráð fyrir að öll kvikan verði að gjóska og að hún renni öll burtu með bræðsluvatni. (b) Sýnir eðlismassa hlaups sem fall af nýtni.

Þrýstikerfi sem beinir vatni í átt að minnkandi þrýstingi, þ.e. þangað sem fargið er minna. Þetta veldur því að halli jökulyfirborðs er yfirleitt ráðandi um rennislíðir. Eigi halli jökulbotns að ráða rennislíð þarf hann að vera a.m.k. tífalt meiri en halli jökulyfirborðsins. Yfirborði jökla hallar svo til allstaðar niður að jafri. Viðast hvar eru aðstæður við botn jökla því þannig að vatn safnast ekki fyrir heldur er því þrýst af fargi íssins í átt að jafri jökulsins. Undantekningar frá þessu eru þar sem sigdældir hafa myndast í yfirborðið vegna jarðhita við botninn. Í Mýrdalsjökli eru sigkatlar vel á annan tuginn en allir eru þeir svo litlir að vatnssöfnun undir þeim er óveruleg. Bræðsluvatn frá eldgosi sem hæfist innan Kötluöskjunnar myndi því leita burtu frá gosstaðnum (þetta á reyndar við allstaðar í Mýrdalsjökli og Eyjafjallajökli). Við það myndast sigdæld með gosstaðinn í miðju. Ísinn innan dældarinnar tekur að flæða inn að miðjunni samfara því að sigdældin víkkar.

Meðan eldgos er enn undir jökli fer bráðnunarhraði að mestu eftir kviku- aðstreyminu, þ.e. afli gossins, að því gefnu að kvikan tvístrist. Jafna (2) lýsir því bráðnuninni. Hér kemur fram mikilvægur munur hvað varðar mögulegan bráðnunarhraða. Í þunnum jökli takmarkast hann að miklu leyti af ísþykktinni en í þykkum jökli af stærð gossins (kvikustreyminu). Reynslan af Kötluöskum og því sem fram kom í 3.1 um afl eldgosa bendir til þess að gos innan Kötluöskjunnar geti brætt jafnvel nokkur hundruð þúsund m³/s.

4. Flutningur fastra gossefna með bræðsluvatni

Eins og fram kom hér að framan eru hlaup þar sem bratti er töluverður oft mjög aurborin. Setið sem hlaupin bera með sér er gjóska úr gosinu og efni sem hlaupin rífa með sér úr farveginum. Ómögulegt er að meta hve mikið efni

hlaup af þessu tagi taka upp á leið sinni frá gosstað en hægt er að leggja mat á hlutfall gosfna og bræðsluvatns. Sé gert ráð fyrir að hiti vatnsins sé við frostmark (0°C) þegar það kemur undan jökli fást massahlutföll bræðsluvatns (m_v) og kviku (m_{kv}) með

$$\frac{m_v}{m_{kv}} = \frac{fC_g\Delta T}{L_i} \quad (8)$$

þar sem ΔT er hitamunur vatns og kviku, C_g eðlisvarmi gjóskunnar og L_i bræðsluvarmi íssins eins og áður. Á sama hátt fást rúmmálshlutföllin

$$\frac{V_v}{V_{kv}} = \frac{f\rho_k C_g \Delta T}{\rho_i L_i} \quad (9)$$

Telja verður sennilegt að nýtni orku til ísbráðunar í gosum sem ná upp til yfirborðs sé varla yfir 50%, e.t.v. ekki meiri en 25%. Á mynd 7 sést hvernig massa- og rúmmálshlutföll eru háð nýtninni. Eftir því sem nýtnin er hærri verður til meira af bræðsluvatni og blanda vatns og gjósku úr gosinu verður þynnri. Í hlaupi sem tæki alla gjóskuna með sér og hefði háa nýtni (70-90%) væri eðlismassi hlaupsins 1150-1200 kg m⁻³ ($\rho_{kv} = 2500$ kg m⁻³, $C_p = 1200$ J/(kg K), $\Delta T = 1100$ K). Þetta gæti látið nærri um venjuleg Kötluhlaup. Fyrir hlaup sem verða vegna gosa í bröttum hlíðum er 25-50% nýtni sennilegri þar sem hluti varmans tapast til andrúmsloftsins. Þar gæti eðlismassi hlaups legið á bilinu 1250-1400 kg m⁻³. Ef hlaup fer niður brattar hlíðar gæti upptaka sets úr hlíðunum orðið veruleg og eðlismassi hlaupsins við brekkurætur orðið umtalsvert hærri en ofangreindar tölur gefa til kynna.

Í hlaupum úr bröttum hlíðum þar sem gosfni tvístrast og renna fram í hlaupunum þarf að taka tillit til rúmmáls gjóskunnar í mati á rennsli frá gosstað. Jafna (10) lýsir þessum áhrifum

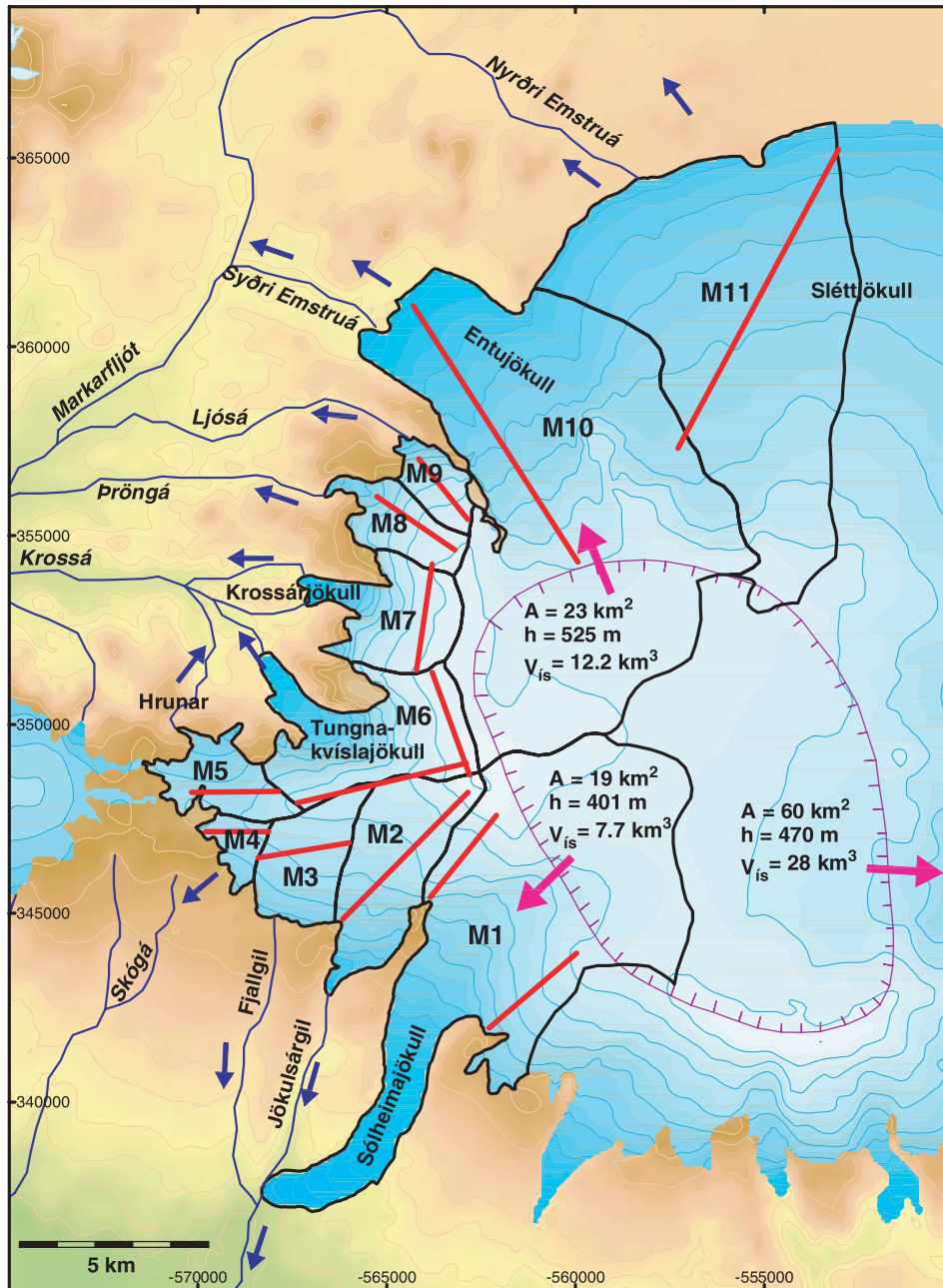
$$Q_H = \frac{V_v + V_k}{V_v} Q_v \quad (10)$$

Ef jafna (5) er notuð er $Q_v = Q_l$ en fyrir jöfnu (7) verður $Q_v = Q_2$. Jafna (10) er notuð í 2. töflu til að meta rennsli frá gosstað í sprungugosum á einstökum svæðum þar sem ís er þunnur. Gert er ráð fyrir að $(V_v + V_k)/V_v = 1,25$ sem svarar til 35-40% nýtni.

5. Niðurstöður

Í kjölfar kortlagningar yfirborðs og botns Mýrdalsjökuls var skipting Kötlu-öskjunnar í vatnasvæði ákvörðuð (Helgi Björnsson o.fl., 2000). Þar sem því verður við komið eru vatnasvið skilgreind utan öskjunnar út frá kortum af yfirborði, botni og mætti vatnsrennslis. Ekki eru til íssþykktarmælingar frá mörgum hinna smærri vatnasviða í vestur og suðurbrúnum Mýrdalsjökuls. Þar eru vatnasvið skilgreind á sama hátt og ísasvið, þ.e. út frá jökulyfirborði (mynd 8). Mat á ísþykkt á þessum svæðum er byggð á halla jökulyfirborðsins (α) og er gert með jöfnunni $\tau = \rho g b \sin \alpha$ þar sem τ er skerspenna við botn (talin 100 kPa), g þyngdarhröðun og b meðalísþykkt. Aðeins fæst gróf mynd af meðalísþykkt með þessari aðferð en það ætti að duga til þess að meta stærðargráðu bráðunarhraða komi til goss á vatnasvæðinu.

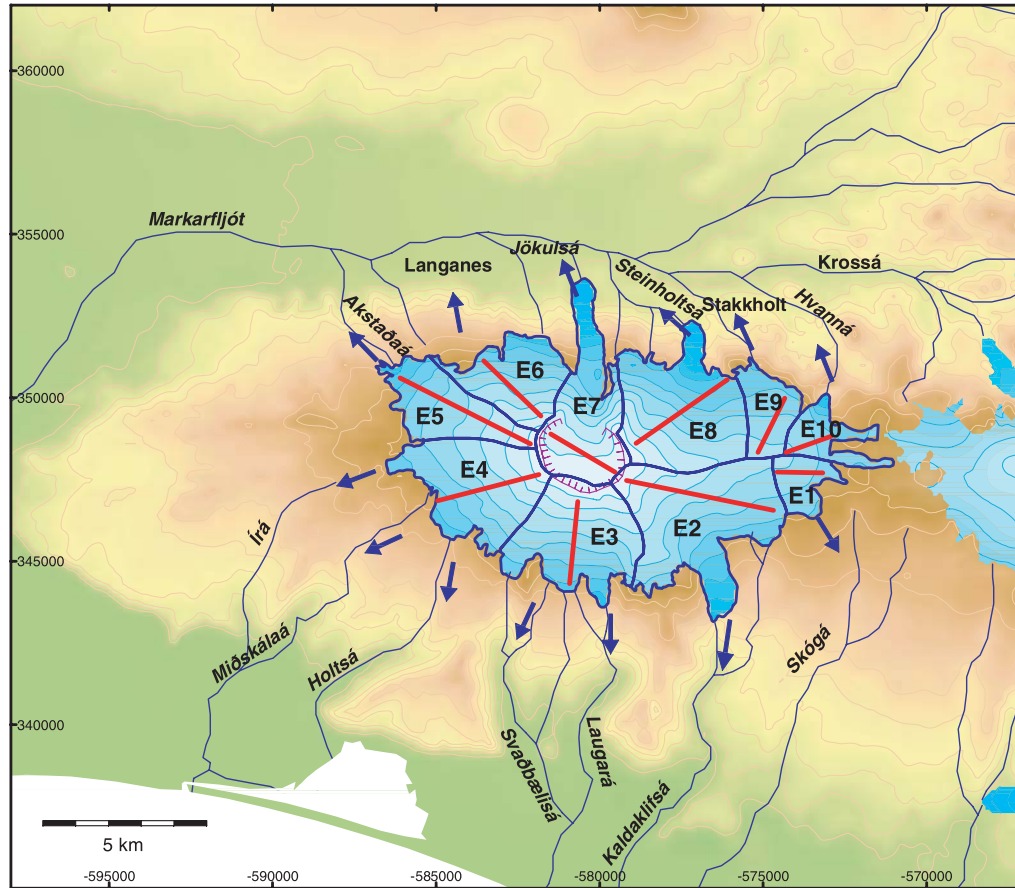
Við gerð korts af yfirborði Eyjafjallajökuls hefur hliðsjón verið höfð af korti Landmælinga Íslands (DMA) í kvarða 1:50.000, GPS mælingum á sniði yfir jökulinn frá vorinu 2000 og radarhæðarmælingum úr flugvél (1999 og 2004). Ísþykkt er byggð á íssjarmælingum Söru Strachan (2001) en þær þekja háhrygg jökulsins frá austri til vesturs og stóran hluta toppöskjunnar auk sporðs Gíg-



Mynd 8. Vatnasvið í vestanverðum Mýrdalsjökli (M1-M11, sjá töflu 2), helstu ár og bugsaðar gossprungur (rauð strik) sem notaðar eru til að reikna ísbráðnun á einstökum vatnasviðum í sprungugosum. Í Kötluöskjunni eru vatnasvið, meðalísþykkt og ísrúmmál fengin úr grein Helga Björnssonar o.fl. (2000).

Tafla 2. Reiknuð bráðnun í eldgosum í Eyjafjallajökli og vestanverðum Mýrdalsjökli

Svæði	flatarm. km ²	mínasta háð m y.s.	mesta háð m y.s.	meðal þykkt m	mesta þykkt m	rúm mál km ³	lengd sprungu km	Q ₁ m ³ /s	Q ₂ m ³ /s	Q _H m ³ /s	flokkur
Eyjafjallajökull											
E1: Skóga V	2,3	990	1210	90	150	0,2	1,5	2100	2000	2600	1
E2: Kaldaklifsá	14,6	570	1550	80	150	1,1	4,5	4600	6100	7600	2
E3: Laugará/Svaðbælisá	10,5	700	1600	50	200	0,5	2,5	1900	3300	4100	2
E4: Holtasá/Miðskálá/Írá	10,3	820	1590	60	150	0,6	3,0	2800	4100	5100	2
E5: Akstraðá	6,6	740	1550	90	100	0,6	4,5	6300	6100	7900	2
E6: Langanes	6,4	700	1530	50	160	0,3	2,5	1900	3400	4300	2
E7: Jökulsá-Grígjökull	9,0	210	1600	150	160	0,9	2,5	5800	3400	7300	2
E8: Steinholtsá-Steinholtsjökull	12,3	310	1550	50	100	0,6	3,5	2700	4700	5900	2
E9: Strakkholt	3,7	820	1250	100	100	0,4	2,0	3000	2700	3800	2
E10: Hvanná	3,0	650	1210	100	100	0,3	1,5	2300	2000	2900	1
V-Mýrdalsjökull											
M4: Skógá A	2,4	880	1150	80	190	0,2	1,5	1900	2000	2500	1
Sólheimaj. - innan öskju	19,0	1230	1460	400	660	7,7					5
M1: Sólheimaj. - utan öskju, skriðj.	12,0	140	1230	250	200	3,0	6,0	23000	8100	29000	3
M1: Sólheimaj. - utan öskju - hlíðar	17,0	730	1500	100	280	1,8	4,0	4600	4100	5800	2
M2: Jökulsárgil	11,9	460	1510	180	280	2,1	4,0	14000	6800	18000	3
M3: Fjallgil	6,1	860	1240	180	280	1,1	2,5	7000	3400	8800	2
M5: Hruná	5,4	680	1210	80	260	0,4	2,5	3100	3400	4300	2
M6: Tungnakvíslarjökull 1	13,2	400	1500	150	420	1,7	5,0	11600	6800	14500	3
M6: Tungnakvíslarjökull 2	13,2	400	1500	150	420	1,7	3,0	7000	4100	8800	2
M7: Krossárjökull	9,1	480	1430	90	400	1,3	2,5	3500	3400	4400	2
M8: Þróngá	4,7	640	1430	80	330	0,4	2,5	3100	3400	4300	2
M9: Ljósá	3,1	690	1390	60	300	0,2	2,5	2300	3400	4300	2
Syðri Emstruá - innan öskju	23,0	1300	1460	525	750	12,2					5
M10: Syðri Emstruá - utan öskju	51,3	430	1430	160	380	8,0	9,0	20000	10800	25000	3
M11: Nýrðri Emstruá/Bláfjallakvísl	57,1	650	1390	250	600	14,0	10,0	35000	12200	44000	4
Skýringar - flokkun hlaupa Q _H : stærð hlaups samkvæmt jöfnu (10) - Q _H = 1,25Q ₁ , þar sem Q er sú sem hærrí er af Q ₁ og Q ₂											
1: <3.000 m ³ /s 2: 3.000-10.000 m ³ /s 3: 10.000-30.000 m ³ /s 4: 30.000-100.000 m ³ /s 5: >100.000 m ³ /s											



Mynd 9. Vatnasvið í Eyjafjallajökli (E1-E10, sjá töflu 2) eins og þau eru skilgreind út frá lögum jökulyfirborðs. Hugsaðar gossprungur (rauð strik) eru notaðar til að reikna bráðnumarbraða í sprungugosum.

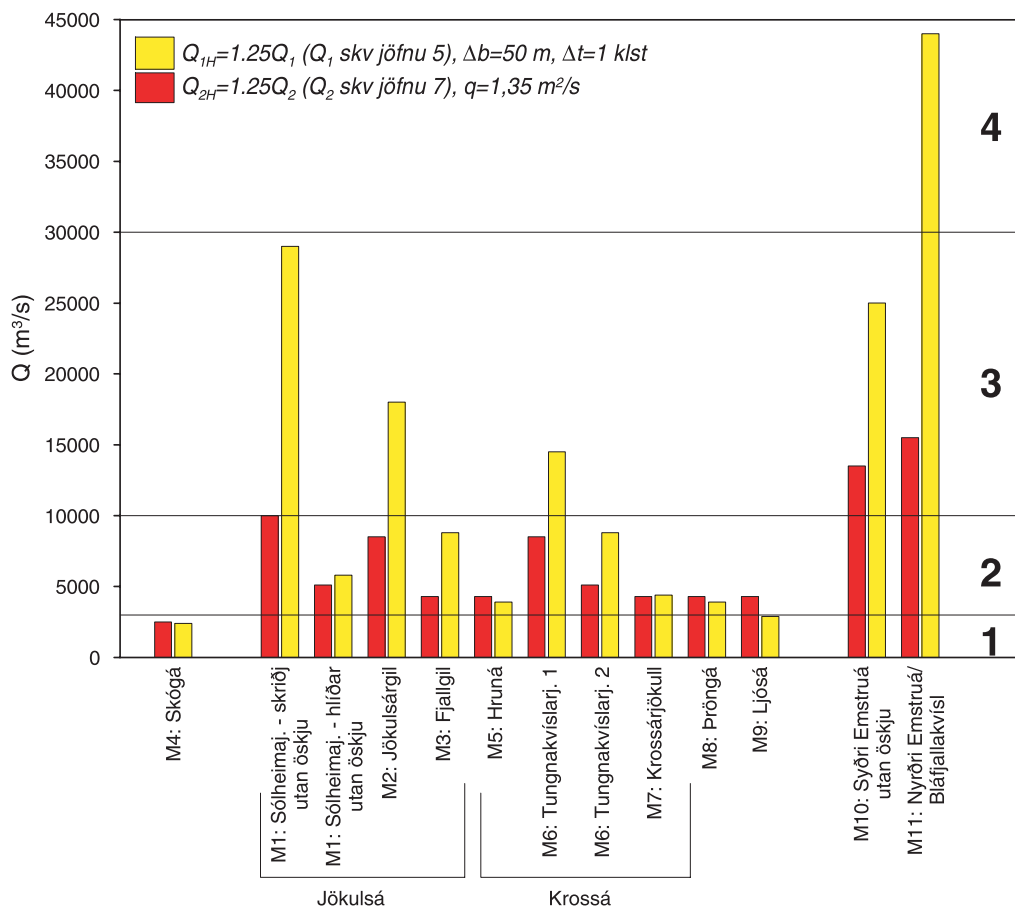
jökuls. Í hlíðum að sunnan og norðan er þykktin metin út frá yfirborðshalla eins og í hlíðum Mýrdalsjökuls (mynd 9).

Við mat á mögulegri ísbráðnun á vatnasvæðum í vestanverðum Mýrdalsjökli og í Eyjafjallajökli hafa jöfnur (5) og (7) verið notaðar fyrir öll svæði utan Kötluöskjunnar (tafla 2, myndir 10 og 11).

5.1. Kötluaskjan

Ekki er gerð tilraun til þess að reikna ákveðin tilvik fyrir Kötluöskjuna. Hlaupið 1918 sýnir að bráðnumarhraði

íss getur orðið það hár að rennsli bræðsluvatns frá gosstöðvum fari vel yfir 100.000 m³/s og e.t.v. í 300.000 m³/s í stórum Kötlugosum (hlaup af stærðarflokki 5 – hamfarahlaup). Aðstæður í Kötluöskjunni virðast vera nokkurn veginn þær sömu nú og þá var. Mýrdalsjökull hefur að vísu rýrnað á 20. öld. Minnkun úr 700 km² upp úr aldamótum í tæplega 600 km² á síðustu árum (Helgi Björnsson, 1978) myndi orsaka þynningu hveljökuls um 15–20 m í miðju hans. Hugsanlega hefur þynning af þessari stærðargráðu orðið í Kötluöskjunni. En ís er þar víðast 500–600 m þykkur



Mynd 10. Mat á rennsli hlaups frá gosstað í hugsuðum sprungugosum í vestanverðum Mýrdalsjökli utan Kölluöskjunnar (sjá skilgreiningu vatnsvida á 8. mynd). Notaður er bráðunarhraði samkvæmt jöfnum (5) og (7) að viðbættum 25% vegna flutnings gosefna með bræðsluvatni. Tölurnar á lóðrétta ásnum til hægri sýna stærðarflokka jökulhlaupa.

og því má ljóst vera að áhrif slíkrar þynningar á ísbráðnun í gosi innan hennar eru óveruleg. Hér er því gert ráð fyrir að gos innan öskjunnar, hvar sem þau verða, geti brætt allt að nokkur hundruð þúsund m^3/s í upphafsfasanum, sé gosið nægilega stórt.

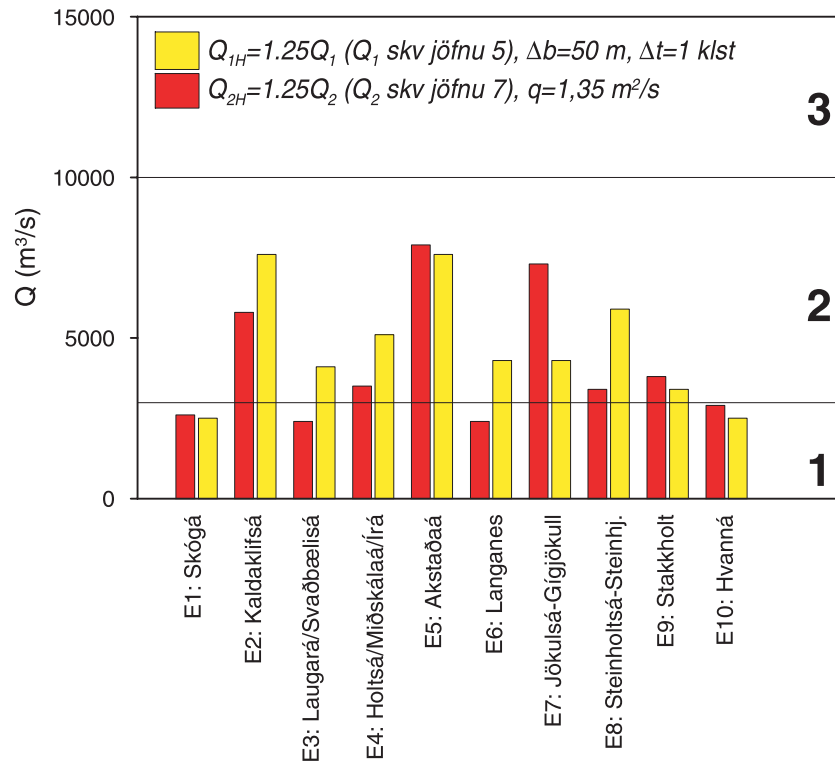
5.2. Vatnasvæði Innri Emstruár/Bláfjallakvíslar

Í vesturhluta Sléttjökuls (M11) er ísinn nokkur hundruð metra þykkur og frá

kröftugu sprungugosi þar gætu runnið 40–50 þúsund m^3/s (stærðarflokkur 4 – tafla 2). Vegna ísþykktarinnar er þó vafamál hvort jöfnur um bráðnun í þunnum jökli (5) og (7) ná að lýsa bráðunarhráðanum, hann gæti mögulega orðið töluvert meiri. Svipað gildir um gos sem gætu orðið í Entujökli sjálfum (M10).

5.3. Vesturbrúnir Mýrdalsjökuls

Á þessu svæði (M5–M9) er ísinn yfirleitt þunnur og reiknuð bráðnun er allstaðar



Mynd 11. Mat á rennsli hlaups frá gosstað í hugsuðum sprungugosum í Eyjafjallajökli (sjá skilgreiningu vatnsviða á mynd 9). Notaður er bráðnunarbíði samkvæmt jöfnum (5) og (7) að viðbættum 25% vegna flutnings gosfna með bræðsluvatni. Tölurnar á lóðrétta ásnum til hægri sýna stærðarflokka jökulhlaupa.

undir 10 þúsund m^3/s (stærðarflokkur 2) nema á 5 km A-V sprungu á vatnasvæði Tungnakvísjarjökuls ($Q=15000 m^3/s$ – stærðarflokkur 3).

5.4. Suðvesturhluti Mýrdalsjökuls

Töluverð hlaup gætu fallið niður Sólheimajökul vegna sprungugosa utan öskjunnar. Hæsta reiknað gildi fyrir gos á þessu svæði fæst fyrir sprungugos undir Sólheimajökli. Bráðnun af stærðargráðunni 10–20 þús. m^3/s (stærðarflokkur 3) gæti hlotist af gosum ofan við Jökulsárgil og Fjallgil. Horn af Goðalandsjökli við Fimmvörðuháls veitir vatni til Skógár og þar gætu gos valdið

hlaupum af stærðargráðunni 2000–3000 m^3/s (stærðarflokkur 1).

5.5. Eyjafjallajökull

Hin 10 vatnasvið Eyjafjallajökuls eiga það sammerkt að ís er þunnur og reiknuð bráðnun í sprungugosum er allstaðar undir 10 þús. m^3/s (stærðarflokkar 1–2). Vatn frá skika í suðausturhorni jökulsins (E1) færi niður til Skógár og gos þar gæti valdið svipuðu hlaupi og yrði ef gysi í suðvesturhorni Goðalandsjökuls. Einna mest ísbráðnun fengist ef gýs á langri sprungu á vatnasviði Akstaðaár (E5), í norðvesturhluta jökulsins. Á þessum stað eru Skerin, gígaröð sem líklega

myndaðist í gosi um 920 (Andrew J. Dugmore, óbirt gögn).

Gos í toppi jökulsins þyrftu að bræða sig gegnum u.þ.b. 200 m þykkann ísinn í öskjunni. Samkvæmt 1. töflu gæti gos þar brætt 3000-6000 m³/s. Ísþykktin er hinsvegar það mikil að jöfnur (5) og (7) kunna að vanmeta bráðnun.

5.6. Súr- og ísúr gos í Eyjafjallajökli og vesturhluta Mýrdalsjökuls

Gosið 1821–23 í Eyjafjallajökli var ekki sprungugos af þeirri gerð sem fjallað hefur verið um hér að framan heldur ísúrt, tiltölulega kraftlítið sprengigos. Af reynslunni frá Redoubt í Alaska má ráða að sprengingar og gjóskuflóð þeim samfara séu við þessar aðstæður helsta myndunarleið jökulhlaupa. Því verður að gera ráð fyrir að hlaup af stærðinni 10–30 þúsund m³/s geti fallið til norðurs frá gíg innan öskjunnar en þar er líklegasti uppkomustaður goss af þessari gerð. Hlaup gætu einnig farið til suðurs vegna sprenginga inni í öskjunni, ef gosmökkur hrynur til þeirrar áttar. Við þær aðstæður gætu hlaup fallið til beggja átta samtímis. Því verður að gera ráð fyrir að ef gosstaður er við suðurbrún öskjunnar geti hlaup af stærðargráðunni 10 þús. m³/s fallið til suðurs.

Líkur eru taldar á að súr gúll kunni að myndast í framtíðinni í vesturhlíðum Goðabungu (kaflar II og IX). Gúlagos eru yfirleitt fremur langvinn og kvikustreymi lítið, oft um eða undir 10 m³/s. Hegðun gúlagosa fer að verulegu leyti eftir gasinnihaldi kvikunnar. Ef kvikan er gasrík má búast við verulegri sprengivirkni. Mætti þá búast við endurteknum jökulhlaupum af stærð 1–3 (allt að 30x10³ m³/s). Sé kvikan gassnaud, eru gúlagos róleg og gúllinn hleðst upp án sprenginga. Ef kvikustreymið væri t.d.

10 m³/s og varminn nýttist jafnharðan til ísbráðunar ylli það vatnsrennsli sem næmi 40-60 m³/s. Ef þessi yrði raunin í gúlagosi í Goðabungu orsakaði það vatnavexti í Krossá og Markarfljóti en yfirleitt ekki hlaup. Einhver hlaup gætu orðið ef vatn stíflaðist við gúllinn en þau yrðu varla stór.

6. Tími frá gosbyrjun þar til hlaup nær að jökulrönd

Þegar gos hefst undir jökli byrjar ísbráðnun við jökulbotn. Eins og fram kom hér áðan eru aðstæður svo til allstaðar þannig að vatn leitar undan halla jökulyfirborðsins niður að sporði án þess að safnast fyrst fyrir yfir gosstaðnum. Í hlaupinu eftir Gjalpargosið í nóvember 1996 fór vatnið með hraðanum 5 km/klst frá Grímsvötnum að upptökum Skeiðarár í sporði Skeiðarárjökuls. Líklegt er að rennslis hraði bræðsluvatns í Kötlugosum sé töluvert meiri því leið niður skriðjökla Mýrdalsjökuls er miklu brattari (halli 8–10%) en frá Grímsvötnum niður á Skeiðarársand (halli 2,5%).

Vísbendingar um raunverulegan ferðatíma eru í frásögunum af eldri Kötlugosum. Jarðskjálftar sem finnast í Mýrdal og nágrenni hefjast 2–9 tímum áður en hlaup nær fram á Mýrdalssand (3. tafla). Hörðustu jarðskjálftarnir verða yfirleitt í undanfara eldgosa, meðan kvika er að brjóta sér leið upp til yfirborðs. Tími frá upphafi goss þar til hlaup nær jökuljaðri er því a.m.k. í sumum tilvikum styttri en 2 tímar, og óvarlegt er að gera ráð fyrir að hann sé lengri en 1 tími fyrir gos innan Kötluöskjunnar. Fyrir gos í bröttum hlíðum Eyjafjallajökuls og vesturhluta Mýrdalsjökuls er þessi tími að öllum líkindum miklu styttri, auk þess sem búast má við að bræðsluvatn flæði

Tafla 3. Kötlugos sem náð hafa upp úr jökli frá og með 1625

Ár	Dags.	Jarðskj. kl.	Gosmökkur kl.	Hlaup kl.	ΔT_{j-h} klst.	ΔT_{j-g} klst.	Heimild
1625	2. sept.	5	6-7?	8-9	3	1-2	(1) bls. 200
1660	3. nóv.	dagsetur		háttatími	2-4	1	(1) bls. 216
1721	11. maí	9	13	14	5	4	(1) bls. 222
1755	17. okt.	11-12	um kvöld	sama dag	<3	<6-7	(1) bls. 235-9, 247-9
1823	26. júní	17-18	20	20-21	3-4	2-3	(1) bls. 252, 268-9
1860	8. maí	6		17	9	<24?	(2) bls. 61
1918	12. okt.	13	15	15	2	2	(3)

Skýringar: ΔT_{j-h} : tími frá því jarðskjálftar finnast þar til hlaups verður vart.
 ΔT_{j-g} : tími frá því jarðskjálftar finnast þar til gosmökkur rís yfir Mýrdalsjökli.
(1) Safn til sögu Íslands. (2) Magnús Hákonarson (1860). (3) Gísli Sveinsson (1919)

að einhverju leyti ofan á jöklinum að jaðri. Fjallað er nánar um þetta atriði í kafla um brött hlaup úr hlíðum Eyjafjallajökuls (kaflí XI).

7. Samantekt

Metinn hefur verið bráðnunarhraði íss í hugsanlegum eldgosum í vestanverðum Mýrdalsjökli og Eyjafjallajökli. Gert er ráð fyrir tiltölulega stórum gosum á hverjum stað til að finna það sem kalla má líklegt versta tilfelli, þ.e. gos sem raunhæft getur talist að geti orðið á staðnum, þó svo líkur á gosi á mörgum vatnasviðanna séu litlar.

Skipta má eldgosum í jöklum í fjóra flokka eftir gosháttum og ísþykkt:

- Basísk eða íssúr sprungugos sem hefjast undir þykku jökli. Gosið þarf að bræða sig í gegnum ísinn sem flæðir inn að gosstaðnum og tefur þannig fyrir því að gos nái til yfirborðs. Bráðnunarhraði í upphafsfasa, áður en gosið nær til yfirborðs, er háður kvikustreymi í gosinu.
- Basísk eða íssúr sprungugos sem hefjast undir þunnum jökli. Gos fer hratt í gegnum jökulinn og bræðir gjá í

gegnum hann. Bráðnunarhraði íss ræðst mest af ísþykkt og lengd gossprungu, síður af kvikustreymi.

- Íssúr eða súr sprengigos þar sem annaðhvort skriðuföll úr vaxandi hraungúl eða gjóskuflóð valda ísbráðnun á yfirborði jökuls.
- Súr gúlagos án teljandi sprenginga. Þessi gerð gosa veldur ekki umtalsverðum jökulhlaupum.

Gos af gerð (a) verða fyrst og fremst innan Kötluöskjunnar meðan gos af gerð (b) geta orðið í öllum fjallshlíðum á svæðinu. Gos af gerð (c) eru líklegust í öskju Eyjafjallajökuls.

- Stærstu hlaupin á svæðinu verða vegna stórra gosa inni í Kötluöskjunni (gerð a). Þetta eru hamfarahlau (stærðarflokkur 5) og sum þeirra ná hámarksrennsli um eða yfir 300.000 m³/s.
- Gos af gerð (b) geta valdið hlaupum af stærðinni 10-20 þúsund m³/s (stærðarflokkur 3) í suðvestur og vesturhlíðum Mýrdalsjökuls, og allt að 50 þúsund m³/s (stærðarflokkur 4) ef gysi á langri sprungu í Sléttjökli.
- Hámarksrennsli hlaupa sem orsökust af eldgosum í hlíðum Eyjafjalla-

- jökuls (gerð a) yrði að öllum líkindum undir 10 þúsund m^3/s (stærðarflokkur 2).
- Sprengigos í öskju Eyjafjallajökuls gætu valdið skammvinnum hlaupum til norðurs, niður Gígjökul, sem náð gætu 20–30 þúsund m^3/s (stærðarflokkur 3). Hlaup að stærðargráðunni 10 þúsund m^3/s (stærðarflokkur 2-3) gætu einnig farið til suðurs en líkurnar eru miklu minni.
 - Rólegt gúlagos sem hæfist undir jökli í Goðabungu eða annarstaðar þar sem ís er ekki mjög þykkur ætti ekki að valda umtalsverðum hlaupum. Slík gos geta þó þróast yfir í sprengigos með gjóskuflóðum. Hrun er önnur vá sem stafað getur af gúlum (kafla IX).
 - Í Kötlugosum síðustu 400 árin hefur tíminn frá því jarðskjálfta verður vart í Mýrdal þar til jökulhlaup kemur fram á Mýrdalssand verið 2-9 tímar, oftast 2–5 tímar. Því má reikna með að tími frá gosbyrjun þar til hlaup nær fram sé aðeins 1 klukkustund.
 - Ef gýs í bröttum hlíðum Eyjafjallajökuls eða vestanverðs Mýrdalsjökuls má reikna með að tími frá gosbyrjun þar til hlaup nær fram á láglandi sé töluvert styttri en fyrir Kötluöskjuna.
- and Geoth. Res., 62, 387-407.
- Gísli Sveinsson. 1919. Kötlugosið 1918 og afleiðingar þess. Prentsmiðjan Gutenberg, Reykjavík. 61 bls.
- Guðgeir Jóhannsson. 1919. Kötlugosið 1918. Bókaverslun Ársæls Ársælssonar, Reykjavík. 72 bls.
- Guðmundur Kjartansson. 1951. Water floods and mud flows. Í: The eruption of Hekla 1947-1948. II. 4. Soc. Sci. Isl. 51 bls.
- Guðrún Larsen. 1999. Gosið í Eyjafjallajökli 1821-1823. Stutt samantekt á framvindu og áhrifum gossins samkvæmt lýsingum. RH-99-28, 13 bls.
- Guðrún Larsen. 2000. Holocene eruptions within the Katla volcanic system, south Iceland: Characteristics and environmental impact. Jökull, 49, 1-28.
- Guðrún Larsen, Kate Smith, Anthony Newton, Óskar Knudsen. 2005. Jökulhlaup til vesturs frá Mýrdalsjökli: Ummerki um forsöguleg hlaup niður Markarfljót. Þetta rit, kafla III.
- Haukur Tómasson. 1996. The jökulhlaup from Katla in 1918. Annals of Glaciology, 22, 249-254.
- Helgi Björnsson. 1978. The surface area of glaciers in Iceland. Jökull, 28, 31.
- Helgi Björnsson. 1988. Hydrology of ice caps in volcanic regions. Soc. Sci. Isl., 45, Reykjavík, pp 1-139.
- Helgi Björnsson, Finnur Pálsson og Magnús T. Guðmundsson. 2000. Surface and bedrock topography of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: The Katla caldera, eruption sites and routes of jökulhlaups. Jökull, 49, 29-46.
- Helgi Björnsson, H. Rott, S. Gudmundsson, A. Fischer, A. Siegel, M.T. Gudmundsson. 2001. Glacier-volcano interactions deduced by SAR interferometry. Journal of Glaciology, 47, 58-70.
- Helgi Torfason og Höskuldur Búi Jónsson. 2005. Jarðfræði NV Mýrdalsjökuls og nágrennis. Þetta rit, kafla II.
- Hreinn Haraldsson (ritstj.). 1997. Vatnajökull. Gos og hlaup 1996. Vegagerðin. 184 bls.
- Kristín Martha Hákonardóttir, Tómas Jóhannesson og Peter Sampl. 2005. Líkanreikn-

8. Heimildir

- Ármann Höskuldsson. 2000. Gjóskuflóð úr Eyjafjallajökli? Jarðfræðafélag Íslands, febrúarráðstefna 2000. Ágrip, 1.
- Ármann Höskuldsson og R.S.J. Sparks, 1997. Thermodynamics and fluid dynamics of effusive subglacial eruptions. Bulletin of Volcanology, 59, 219-230.
- Dorava, J.M., og D.F. Meyer. 1994. Hydrological hazards in the lower Drift River basin associated with the 1989-1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. Journal of Volc.

- ingar á jökulhlaupum niður suðurhlíðar Eyjafjallajökuls. Þetta rit, kaflí XI.
- Magnús T. Guðmundsson. 2003. Melting of ice by magma-ice-water interactions during subglacial eruptions as an indicator of heat transfer in subaqueous eruptions. Í White, J.D.L., J.L. Smellie and D. Clague (ed.): *Geophysical Monograph 140, Explosive Subaqueous Volcanism*, AGU, 61-72.
- Magnús T. Guðmundsson, F. Sigmundsson, H. Björnsson. 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature*, 389, 954-957.
- Magnús T. Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir. 2001. Gögn um Kötlugosið 1918: Ljósmyndir Kjartans Guðmundssonar úr ferðum á Mýrdalsjökul í júní og september 1919. Raunvísindastofnun Háskólans, RH-08-2001. 19 bls.
- Magnús T. Guðmundsson, Finnur Pálsson, Helgi Björnsson, Þórdís Högnadóttir. 2002. The hyaloclastite ridge formed in the subglacial 1996 eruption at Gjalp, Vatnajökull, Iceland: present day shape and future preservation. In: Smellie, J.L., and Chapman, M. (ed.) *Ice-volcano interaction on Earth and Mars*. Geological Society, London Spec. Publ., 202, 319-335.
- Magnús T. Guðmundsson, Freysteinn Sigmundsson, Helgi Björnsson og Þórdís Högnadóttir. 2004. The 1996 eruption at Gjalp, Vatnajökull ice cap, Iceland: efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure. *Bulletin of Volcanology*, 66, 46-65.
- Magnús Hákonarson. 1860. *Katla*. Íslendingur, 1, 61-67.
- Páll Einarsson, Heidi Soosalu, Erik Sturkell, Freysteinn Sigmundsson, Halldór Geirsson. 2005. *Virkni Kötlueldstöðvarinnar síðan 1999 og hugsanleg þróun atburðarásar*. Þetta rit, kaflí IX.
- Safn til sögu Íslands IV. 1907-1915. Kaupmannahöfn og Reykjavík.
- Sigurður Þórarinnsson. 1975. *Katla og annáll Kötlugosa*. Árbók Ferðafélags Íslands 1975, 125-149.
- Smellie, J.L. 2002. The 1969 subglacial eruption on Deception Island (Antarctica): events and processes during an eruption beneath a thin glacier and implications for volcanic hazards. In: Smellie, J.L., and Chapman, M. (ed.) *Ice-volcano interaction on Earth and Mars*. Geological Society, London Spec. Publ., 202, 59-80.
- Strachan, S.M. 2001. A geophysical investigation of the Eyjafjallajökull glacio-volcanic system, South Iceland, using radio echo sounding. PhD thesis, University of Edinburgh. 200 bls.
- Wilson L., Head J.W. 2002. Heat transfer and melting in subglacial basaltic volcanic eruptions: implications for volcanic deposit morphology and meltwater volumes. In: Smellie, J.L., and Chapman, M. (ed.) *Ice-volcano interaction on Earth and Mars*. Geological Society, London Spec. Publ., 202, 5-26.

