

GRÍMSVÖTN: ELDGOSIÐ 1998 OG BREYTINGAR Á BOTNI, RÚMMÁLI OG JARÐHITA 1996-1999

Magnús T. Guðmundsson

Pórdís Högnadóttir

Finnur Pálsson

Helgi Björnsson

Raunvísindastofnun Háskólans

Janúar 2000

RH-03-2000

Ágrip

Í skýrslunni eru raktar breytingar á botni Grímsvatna og ísbráðnun samfara Gjálpargosinu 1996 og Grímsvatnagosinu 1998. Ýmsar jarðeðlisfræðilegar mælingar leiða í ljós, að í Gjálpargosinu hlóðst upp 20-40 m þykkur setbunki í vestan- og norðanverðum Grímsvötnum, þar sem hlaupvatn frá Gjálp rann út í þau. Rúmmál gosefna sem barst í Grímsvötn frá Gjálp er metið $60\text{-}70\cdot 10^6\text{ m}^3$, 8-10% af heildarmagni gosefna í Gjálpargosinu. Þynning ísþekjunnar í Grímsvötnum í Gjálpargosinu samsvarar því að hlaupvatnið hafi kólnað um 3°C þær 4-5 vikur sem það stóð við fram að hlaupinu 5. nóvember 1996. Aukins jarðhita varð vart á Grímsvatnasvæðinu 1998, væntanlega vegna útpenslu kvikuhólfs undir vötnunum. Grímsvatnagosið 1998 stóð í 11 daga. Það hófst að morgni 18. desember og því lauk 28. desember. Þeytigos var allan tímann og gosefni voru svo til eingöngu gjóska. Gjóska barst einkum til suðausturs og norðurs og öskufalls varð vart víða umhverfis Vatnajökul. Um 1500 m löng og 200-800 m breið vök myndaðist í íshelluna yfir gossprungunni og þar hlóðst upp gjóskugígur, rúmlega 400 m víður milli barma. Gosefnin, að langmestu leyti gjóska, hlóðust upp í vökinni og á íshellunni næst henni. Rúmmál gosefnanna í Grímsvötnum er talið $60\text{-}70\cdot 10^6\text{ m}^3$ og magn gjósku utan þeirra var af svipaðri stærðargráðu. Heildarmagn gosefna gæti hafa verið $100\text{-}140\cdot 10^6\text{ m}^3$ sem samsvarar $60\text{-}80\cdot 10^6\text{ m}^3$ af kviku. Líklegt er að kvikan hafi myndað gang á öskjubroti Grímsvatna á 6-8 km löngu svæði, meðfram allri norðurhlíð Grímsfjalls. Ísbráðnun í gosinu nam 0.15 km^3 . Mikil aukning hefur orðið í jarðhita samfara gosinu og var afl hans 1999 um 4000 MW. Stækkun vatnsgeymisins vegna ísbræðslu nam 0.1 km^3 . Frá því í september 1996 hefur íshellan og næsta nágrenni hennar þynnst um 14 m að meðaltali, eða um tæplega 5 m á ári. Heildarstækkun vatnsgeymisins frá því í september 1996 er um 20%. Haldi sú þróun áfram með sama hraða, næðu Grímsvötn svipaðri stærð og var um 1950 á 15-20 árum. Aukning í jarðhita undir austanverðu Grímsfjalli hefur búið til röð dælda gegnum ísstíflu Grímsvatna. Við það hefur þröskuldurinn austan vatnanna færst suður undir hlíðar Grímsfjalls og lækkað um 10 m. Líklegt er að hlaupin 1999 hafi leitað sér útrásar undir þessa rennu. Verði ekki frekari gosvirkni, mun þróun jarðhitans á þessum stað hafa mest áhrif á hlauphegðun Grímsvatna næstu árin.

Efnisyfirlit

1. Inngangur	5
2. Mælingar	6
3. Aðferðir	7
4. Breytingar samfara Gjálpargosi	7
5. Aðdragandi eldgoss 1998	13
6. Eldgosið 18.-28. desember 1998	14
7. Breytingar á botni Grímsvatna	17
8. Magn gosefna	20
9. Áhrif á rúmmál vatnsgeymis Grímsvatna	20
10. Breytingar á varmaafli	22
11. Breytingar á ísstíflunni vegna jarðhita.....	24
12. Gosið 1998 - samandregnar niðurstöður	25
13. Heimildir	26
Viðauki A.....	28
Viðauki B.....	30

Myndalisti

1. mynd. Útmörk korta á myndum í skýrslunni	6
2. mynd. Botn Grímsvatna fyrir gosið 1998 samkvæmt tiltækum gögnum	8
3. mynd. Endurkastslínur 1997, íssjarmælingar 1999, þyngdarmælingar	8
4. mynd. Samanburður þyngdarmælinga 1988 og 1999	10
5. mynd. Samanburður þyngdarmælinga 1988 og 1998/99	10
6. mynd. Setbunki í vestanverðum Grímsvötum	11
7. mynd. Rúmmál Grímsvatna 1997 sem fall af vatnshæð	12
8. mynd. Yfirborð Grímsvatna í júní 1998	13
9. mynd. Dýpkun sigkatla norðan til í Grímsvötum 1998	14
10. mynd. Stækkun vakarinnar yfir gossprungunni 18.-22. desember	15
11. mynd Botn meginöskju Grímsvatna næst gosstöðvunum	16
12. mynd. Kort af gosstöðvunum í júní 1999	17
13. mynd. Botn Grímsvatna eftir gosið 1998	18
14. mynd. Snið gegnum gosstöðvarnar frá suðri til norðurs	19
15. mynd. Snið frá vestri til austurs gegnum megingíginn í gosinu	19
16. mynd. Rúmmál Grímsvatna 1999 sem fall af vatnshæð	21
17. mynd. Ísskrið inn að vökinni norðan gígsins sumarið 1999	22
18. mynd. Varmaafli Grímsvatna 1991-1999	23
19. mynd Varmaafli Grímsvatna frá 1922-1991	23
20. mynd. Yfirborð Grímsvatna í júní 1999	24

1. Inngangur

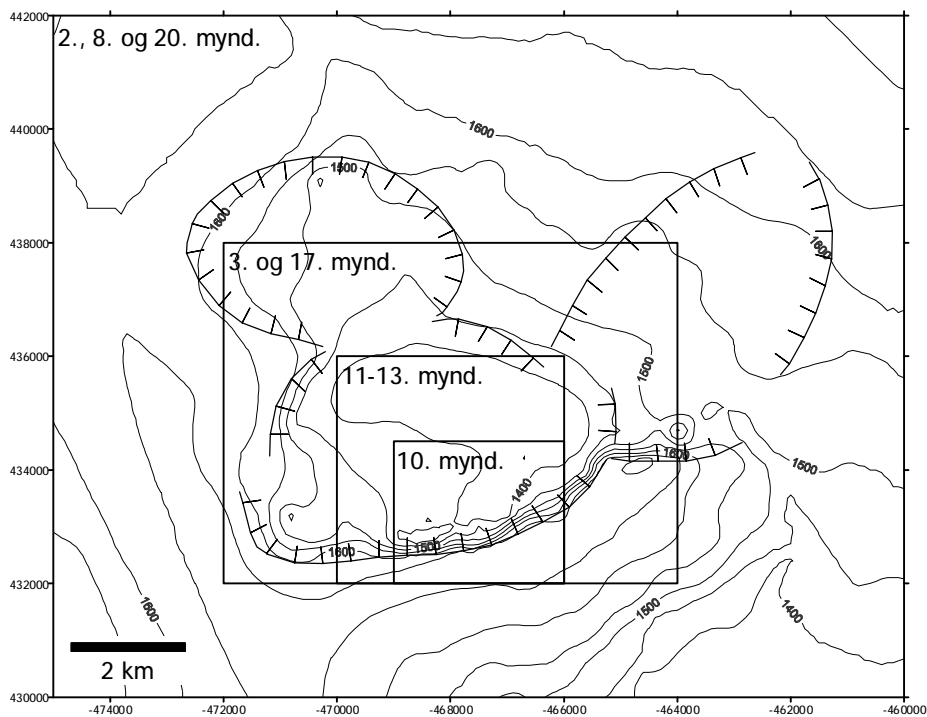
Grímsvötn hafa gosið oft en nokkur önnur íslensk eldstöð á sögulegum tíma. Vegna legu þeirra er þó lítið til af lýsingum á Grímsvatnagosum. Fyrsta þekktu ferð í Grímsvötn var 1919 og fyrsta ferð þangað til að kanna eldgos var 1934. Milli 1934 og 1983 gaus ekki í Grímsvötnum og frá gosinu 1983 liðu 15 ár þar til það gos varð, sem hér er til umfjöllunar. Gosið 1983 var mun minna en eldri gos sem þekkt eru og heimildir um gosið 1934 eru takmarkaðar hvað varðar gang þess og hegðun. Eldgosið í desember 1998 virðist hafa verið af svipaðri stærð og algengustu Grímsvatnagos. Rannsókn á gosinu og afleiðingum þess veitir því gott tækifæri til að kanna áhrif slíkra gosa á Grímsvötn.

Á undanförunum áratugum hafa orðið miklar breytingar í Grímsvötnum samfara lægð í eldvirkni í Vatnajökli. Var tímabilið 1938-1996 eitt hið kyrrlátasta í gossögu Vatnajökuls síðustu 800 ár (Guðrún Larsen o. fl. 1998; Guðrún Larsen og Magnús T. Guðmundsson, 1997). Eftir miðja öldina fóru Grímsvatnahlaup minnkandi samfara lækkandi jarðhitaafli (Magnús T. Guðmundsson o. fl., 1995; Helgi Björnsson og Magnús T. Guðmundsson, 1993). Á því tímabili dugði samanlögð bráðnun vegna jarðhita og veðurfarsþátta ekki til að svæðið héldist í jafnvægi, þ.a. ísmagn jókst. Við það þykknaði íshella Grímsvatna og rúmmál vatnanna minnkaði.

Við Gjálpargosið haustið 1996 og Grímsvatnahlaupið sem fylgdi í kjölfarið (Magnús T. Guðmundsson o.fl. 1997; Magnús T. Guðmundsson, 1997; Helgi Björnsson, 1997) breyttust aðstæður í Grímsvötnum töluvert. Nokkurt magn af gjósku barst með bræðsluvatninu og settist til í vötnunum. Skemmdir sem urðu á ísstíflunni austan vatnanna í hlaupinu í nóvember 1996, hafa þó haft enn meiri áhrif á hegðun Grímsvatna. Þá lækkaði stíflan um 25-30 m og hefur hún nú, þremur árum síðar, ekki hækkað aftur.

Við gosið 1998 bráðnaði sá hluti íshellunnar sem næstur var gosstöðvunum og töluvert magn gosefna hlóðst upp í vötnunum. Nokkur aukning varð á jarðhita fyrir gosið og eftir það hefur jarðhiti í sunnanverðum Grímsvötnum aukist mikið. Í þessari skýrslu verður gerð grein fyrir þeim breytingum sem orðið hafa á Grímsvötnum frá 1996. Raktar eru breytingar á botni vegna setmyndunar í Gjálpargosinu og áhrif þeirra á stærð vatnsgeymisins. Gangur gossins 1998 er rakin í stórum dráttum. Magn gosefna er metið, metnar breytingar á stærð vatnsgeymisins, breytingar á jarðhita og áhrif aukins jarðhita á hæð jökulyfirborðs á ísstíflunni austan Grímsvatna.

Ekki er fjallað um hegðun Grímsvatnahlaupa og þróun þeirra í kjölfar breytinganna. Sú rannsókn er sjálfstætt verkefni sem unnið er að á Raunvísindastofnun. Rannsóknirnar á árinu 1999 voru kostaðar af Vegagerðinni.



1. mynd. Útmörk korta á myndum í skýrslunni. Kortin eru í hnitakerfi Lamberts, miðja í 65°N , 18°V , þar er $x = -500\,000\text{ m}$ og $y = 500\,000\text{ m}$.

2. Mælingar

Meðan á gosinu í Grímsvötnum stóð í desember 1998, voru farnar allmargar flugferðir til að fylgjast með framvindu þess. Í þeim ferðum var lagt mat á hegðun gossins, útbreiðslu öskufalls á jöklinum og ísbráðnun í Grímsvötnum. Í þessari skýrslu er aðeins lítillega komið að þeim athugunum. Öflun gagnanna sem hér er mest stuðst við, fór að miklu leyti fram með aðstoð sjálfbóðaliða Jökларannsóknafélags Íslands í eftirtöldum ferðum:

1. Vor- og haustferðum Jökларannsóknafélagsins 1997 og 1998. Í þessum ferðum var unnið að sérstöku átaksverkefni sem fjármagnað var af Alþingi, til að kanna Gjálp og breytingar á Grímsvötnum í kjölfar Gjálpargoss.
2. Mælingaferð Jökларannsóknafélagsins í Grímsvötn 5.-9. febrúar 1999.
3. Vorferð Jökларannsóknafélagsins 5.-24. júní 1999.
4. Haustferð Jökларannsóknafélagsins 20.-25. september 1999.

Vegna rannsóknarinnar tók Ísgraf hf. loftmyndir úr 5.5 km hæð af sunnanverðum Grímsvötnum og Grímsfjalli.

Auk höfunda vann Kirsty Langley MS nemi og fjöldi sjálfbóðaliða Jökларannsóknafélagsins við mælingar. Samstarf hefur verið við Guðrúnu Larsen jarðfræðing um mælingar á gjósku og Svein Jakobsson jarðfræðing um athuganir á þróun gígs, einkum hvað varðar ummyndun og jarðhita.

3. Aðferðir

Mikill hluti vinnunnar í Grímsvötnum hefur falist í því að kortleggja yfirborðið á ýmsum tímum og skoða breytingar. Einnig hefur gögnum verið safnað um botn íshellunnar, vatnshæð, ísskrið og lögun botns Grímsvatna. Notaðar hafa verið eftirtaldar aðferðir:

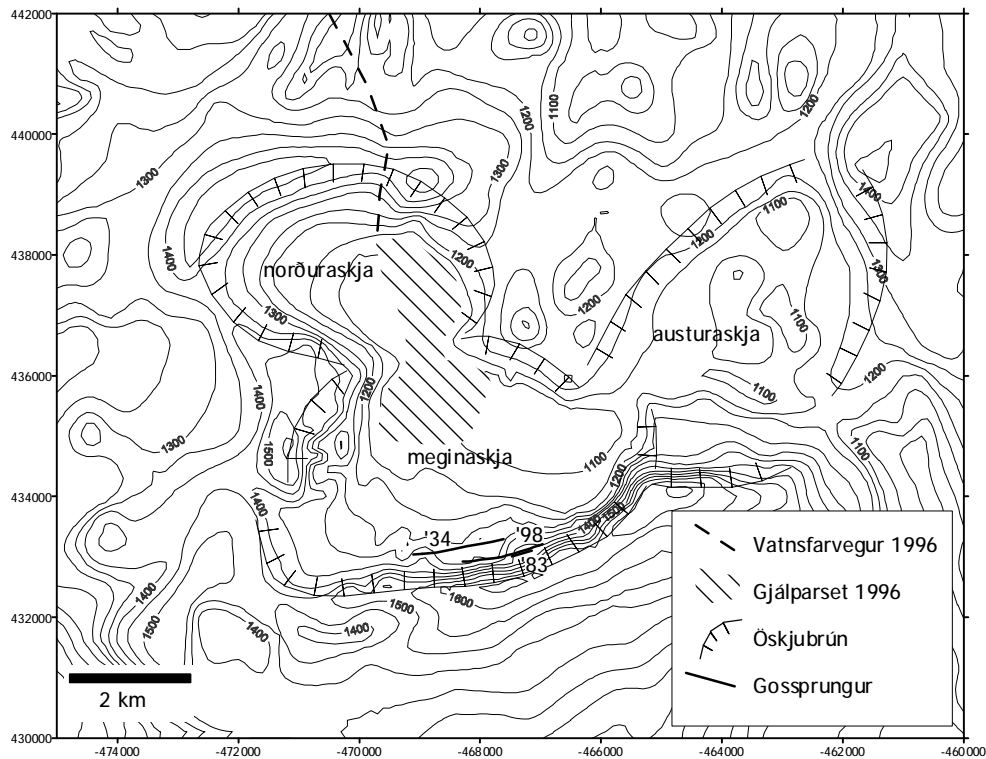
1. DGPS mælingar (nákvæmni ± 2 m). Gerðar eru punktmælingar til að kanna vatnshæð og ísskrið. Viðamestu DGPS mælingarnar hafa þó verið mælingar sniða vítt og breitt um svæðið til að kortleggja yfirborðið (Viðauki A).
2. Íssjármælingar. Þykkt íshellu Grímsvatna var mæld í júní 1997 og 1998. Vorið 1999 var mælt með punktíssjá umhverfis vökina sem myndaðist í gosinu og um haustið voru mældir allmargir punktar í norðurhluta vatnanna til að kanna tilvist setbunka frá Gjálpi.
3. Endurkastsmælingar frá vorinu 1997 (Karl Gunnarsson, 1997) voru hafðar til hliðsjónar við gerð á nýju botnkorti af vötnunum (2. mynd).
4. Þyngdarmælingar voru gerðar á línunum sem fyrst voru mældar sumarið 1988 (Magnús T. Guðmundsson og J. Milsom, 1997). Reynt var að bera saman breytingar sem orðið hafa frá 1988 og rekja má til setmyndunar og eldgosins 1998.

4. Breytingar samfara Gjálpargosi

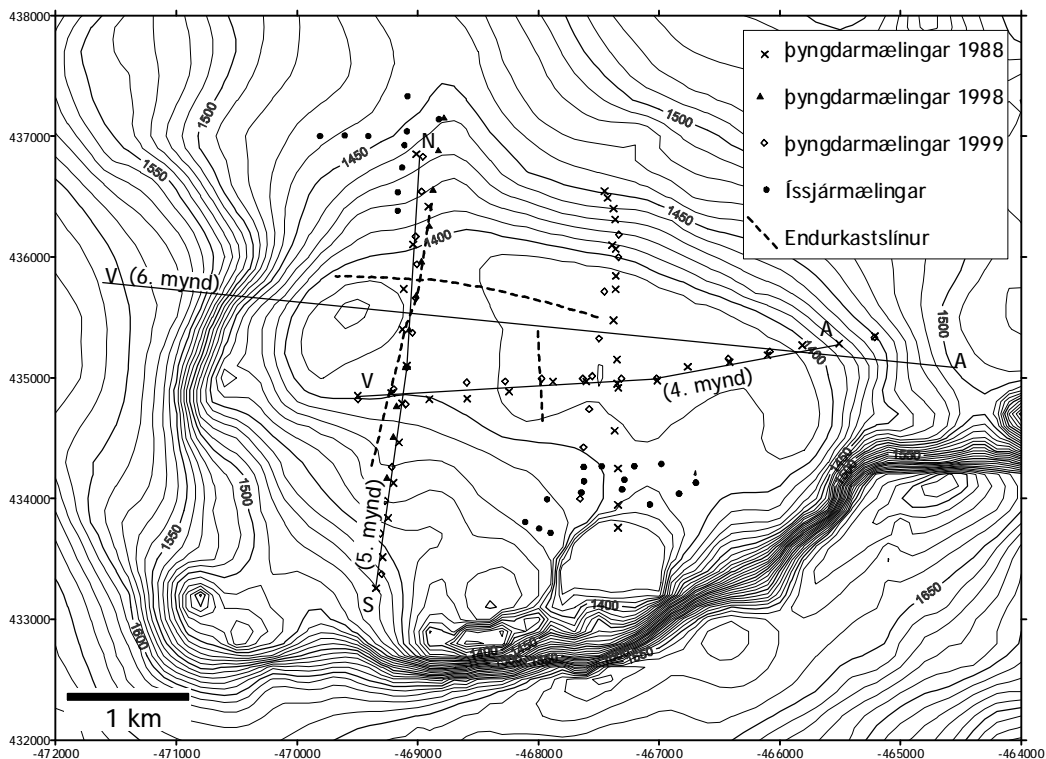
Grímsvatnaaskjan er samsett úr þremur sporöskjulaga smærri öskjum (Kristján Sæmundsson, 1982; Helgi Björnsson, 1988; Magnús T. Guðmundsson, 1992). Syðst liggur sú stærsta, meginaskjan (20 km^2) og markast suðurjaðar hennar af Grímsfjalli. Til norðvesturs er norðuraskjan (11 km^2) og austuraskjan (17 km^2) liggur norðaustur af meginöskjunni (2. mynd). Undanfarin 100-150 ár a.m.k., hefur virknin verið mest innan meginöskjunnar. Full víska liggur ekki fyrir um staðsetningu gosstöðva nema í fáum Grímsvatnagosum. Vel staðsett gos hafa öll orðið innan meginöskjunnar (Sigurður Þórarinnsson, 1974) og þar er jarðhitinn mestur. Síðustu áratugi hefur vatnið undir íshellunni að mestu verið bundið við meginöskjuna.

Botn meginöskjunnar var kortlagður með endurkastsmælingum og íssjármælingum sumarið 1987 (Magnús T. Guðmundsson, 1989; Helgi Björnsson, 1988). Mælingarnar leiddu í ljós að botninum hallar niður til norðurs frá rótum Grímsfjalls (2. mynd). Dýpst var askjan norðan til, 1060-1080 m y.s. Á grundvelli þessara mælinga og gagna um vatnshæð og þykkt íshellunnar, var stærð vatnsgeymisins metin fyrir tímabilið 1934-1991 (Helgi Björnsson og Magnús T. Guðmundsson, 1993; Magnús T. Guðmundsson o.fl., 1995).

Í Gjálpargosinu haustið 1996 bárust $2.5\text{-}3 \text{ km}^3$ vatns inn í Grímsvötn á fimm vikum. Mest var rennslið fyrstu daga gossins, eða um $5000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Talið var líklegt að töluvert af gosefnum hefði borist í Grímsvötn með hlaupvatninu og sest þar til. Mælingar hafa verið gerðar til að ákvarða stærð og legu setbunka sem mynduðust í gosinu. Ekki verður farið nákvæmlega yfir þær allar hér en gerð grein fyrir helstu niðurstöðum.



2. mynd. Botn Grímsvatna fyrir gosíð 1998 samkvæmt tiltækum gögnum. Hæðarlínur í suðurhluta meginöskju hafa verið lagfærðar nokkuð miðað við eldri kort. Öskjur, gossprungur, setbunkar myndaðir í Gjálpargosi og farvegur vatns frá Gjálp til Grímsvatna eru sýndir.



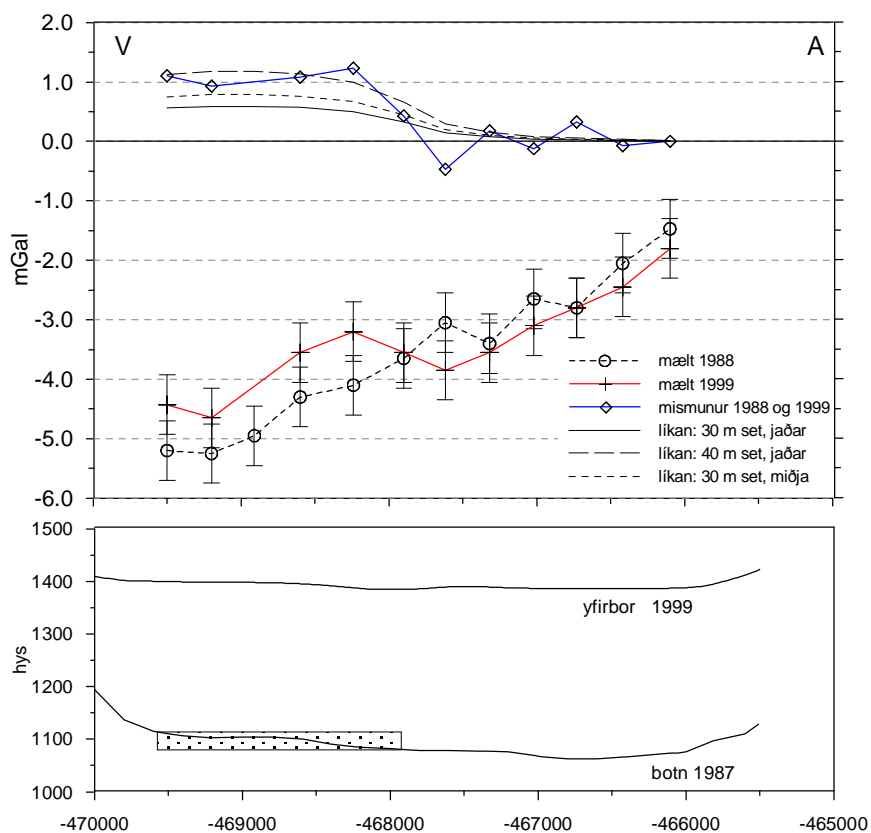
3. mynd. Endurkastslínur 1997, íssjármælingar 1999, þyngdarmælingar 1988-1999.

Set í meginöskjunni

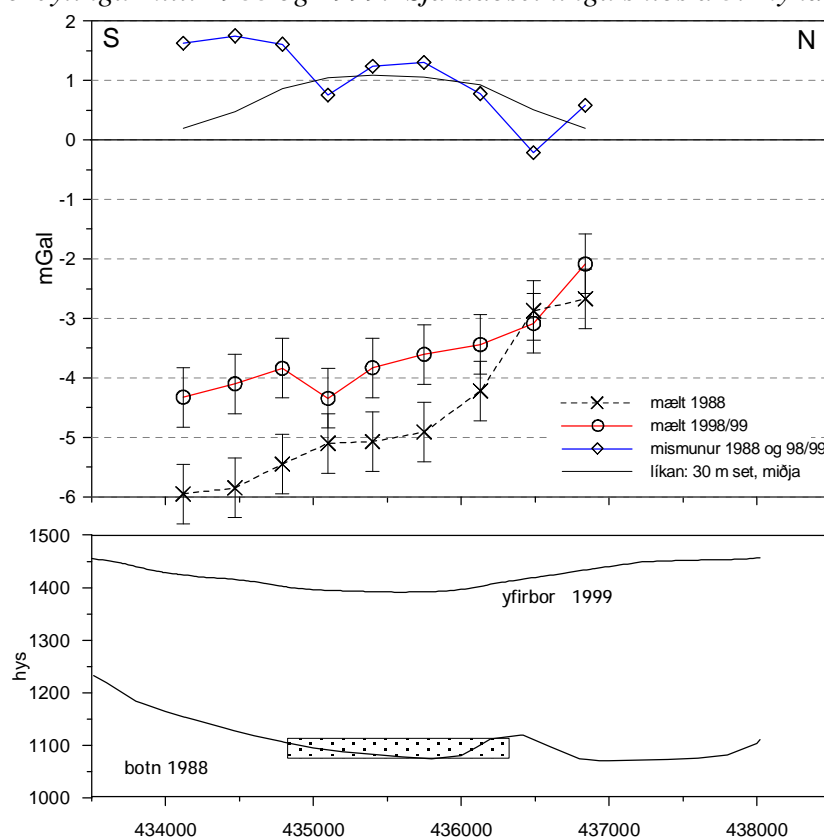
Fyrstu mælingarnar til að kanna tilvist setbunka voru endurkastsmælingar í Grímsvötnum í vorferð JÖRFÍ 1997. Mældar voru þrjár línur (3. mynd). Ein þeirra var endurtekning 3. mælinínu frá 1987 (Magnús T. Guðmundsson, 1989) en hún hafði norðlæga stefnu og lá yfir vestanverða meginöskjuna. Ekki fengust ótvíræðar niðurstöður úr endurkastsmælingunum um setbunka (Karl Gunnarsson, 1997). Líklegt þótti þó að íshellan hvíldi á nýjum setbunka í vestanverðum vötnunum.

Þyngdarmælingar voru gerðar vorið 1999 á þremur sniðum (3. mynd) til samanburðar við mælingar frá 1988 (Magnús T. Guðmundsson og John Milsom, 1997). Hér er sýnd túlkun tveggja sniða (4. og 5. mynd), það þriðja sýndi ekki marktækar breytingar. Þyngdarsviðið er næmt fyrir breytingum á massa jarðlaga, t.d. upphleðslu setbunka (eðlismassi, $\rho=2000-2200 \text{ kg m}^{-3}$) þar sem áður var vatn ($\rho_v = 1000 \text{ kg m}^{-3}$). Eitt sniðið (3. mælinína endurkasts 1987) var líka mælt vorið 1998. Þar eru því til mælingar bæði fyrir og eftir gosið 1998. Notaðir voru þyngdarmælur, en þeir mæla mismun í þyngdarhröðun frá einum stað til annars með mikilli nákvæmni. Vorið 1998 var notaður LaCoste-Romberg (G-445), en í júní 1999 mjög fullkominn Scintrex CG-3M mælir. Gerð er stutt grein fyrir grundvelli þyngdarmælinga í viðauka B. Niðurstöður mælinganna eru settar fram með sniðum á 4. og 5. mynd. Á 4. mynd er Bouguer frávik 1988 og 1999, eftir sniði sem liggur frá vestri til austurs yfir öskjuna. (Bouguer frávik: frávik þyngdarhröðunar frá meðalsviði, eftir að leiðrétt hefur verið fyrir áhrifum landhæðar og massa bergs og íss ofan sjávarmáls. Einingin er mGal þar sem $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm s}^{-2}$, svo $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$). Ljóst er að svo til engin breyting hefur orðið í austurhluta meginöskjunnar en Bouguer frávik í vesturhlutanum hefur hækkað um 1 mGal. Óvissa er töluverð (um 0.5 mGal í hverri mælingu) en breytingin er þó marktæk. Þessa breytingu má skýra með 30-40 m þykkum setbunka sem þekur 1.5-2 km breitt svæði. Á myndinni eru sýndar niðurstöður einfaldra líkanreikninga sem styðja þetta. Sýnd eru reiknuð frávik við suðurjaðar tæplega 2 km breiðra og 30 m og 40 m þykkra setbunka, og frávik yfir miðju 30 m þykks bunka. Ekki er hægt að gera upp á milli líkanana vegna stórrar óvissu í mælingunum. Hér er rétt að benda á aðra niðurstöðu mælinganna: Ekki hafa orðið breytingar í norðanverðum austurhluta vatnanna. Þetta sýnir að hafi set borist þangað í Grímsvatnagosinu 1998 getur þykkt þess ekki verið meiri en örfáir metrar.

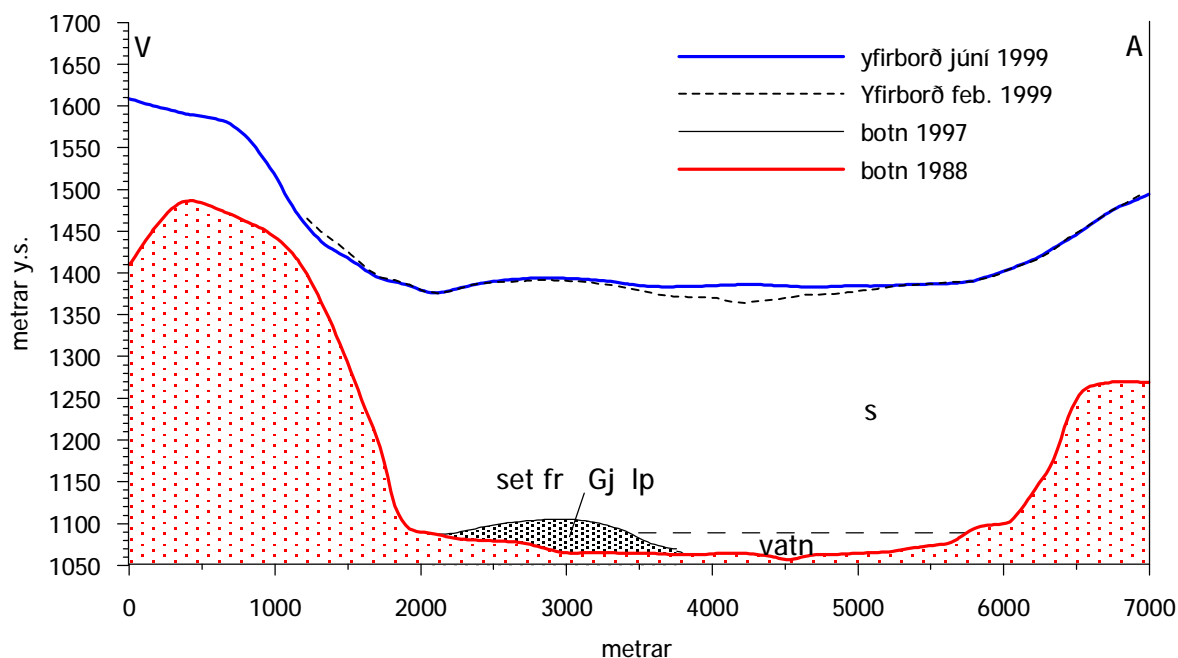
Á 5. mynd er þyngdarfrávik eftir endurkastssniðinu í vestanverðum vötnunum. Þar kemur einnig fram breyting. Notað er meðaltal mælinganna 1998 og 1999. Mælingarnar sýna rúmlega 1 mGal hækkun yfir norðurhluta meginöskjunnar sem fellur í stórum dráttum að einföldu líkani fyrir 30 m þykkum setbunka. Þó myndi þykkari bunki sem næði yfir afmarkaðra svæði falla betur að mælingunum. Breytingar vegna sets frá Gjalp skýra ekki 1.5 mGal hækkun syðst á línunni. Hugsanlegt er að breytingar á eðlismassa vegna jarðhita, t.d. breyting í hlutfalli gufu og vatns í berginu eigi hlut að máli. Þá gæti hafa verið skekkja í þessum syðstu punktum í mælingum 1988.



4. mynd. Samanburður þyngdarmælinga 1988 og 1999 ásamt einföldu líkani af massaviðbót í vestanverðum Grímsvötnum. Mismuninum var hliðrað upp um 0.3 mGal til að veða upp svæðisbundna breytingu milli 1988 og 1999. Sjá staðsetningu sniðs á 3. mynd.



5. mynd. Samanburður þyngdarmælinga 1988 og meðaltal 1998 og 1999 ásamt einföldu líkani af massaviðbót í vestanverðum vötnunum. Sjá staðsetningu sniðs á 3. mynd.



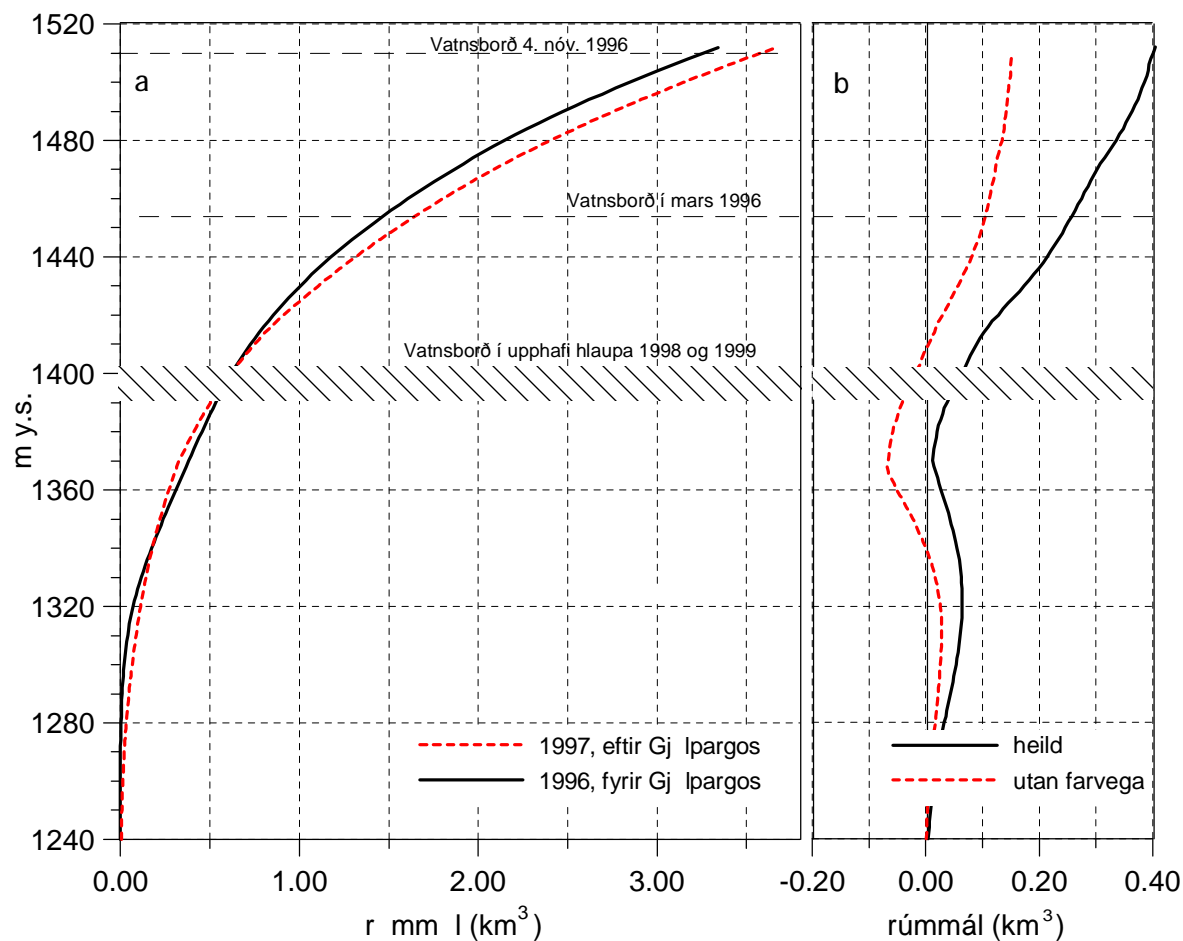
6. mynd. Setbunki í vestanverðum Grímsvötnum. Staðsetning sniðsins er sýnd á 3. mynd.

Után svæða þar sem breytingar urðu 1996, var Bouguer frávikid yfirleitt 0.2-0.4 mGal lægra 1999 en var 1988. Þar sem um er að ræða allmarga mælipunkta er þetta marktæk niðurstaða. Vegna fjölda óvissuþátta er erfitt að benda á einhverja eina skýringu. Helstu möguleikar eru eftirtaldir:

i) Breytingar í massa íss á svæðinu á þessu 11 ára tímabili geta haft áhrif á gildið í viðmiðunarpunktinum á Eystri Svíahnúk. ii) Breyting á hæð viðmiðunarpunktsins vegna landriss/landsigs. iii) Breytingar vegna flutnings massa úr kvikuhólfi undir Grímsvötum í gosinu 1998, og iv) breytingar á massa vökvans í jarðhitakerfinu, t.d. vegna aukinnar suðu samfara gosinu. Ekki er hægt að ákvarða hver skýringanna er mikilvægust. Þó bendir lökkun í þyngdarsviði sem varð milli mælinganna á N-S sniðinu 1998 og 1999 til þess að breytingin hafi að verulegu leyti orðið á því ári sem leið milli mælinganna.

Hæð íshellu: Endurteknar mælingar á hæð íshellunnar hafa staðfest tilvist setbunkans. Í ljós hefur komið, að eftir Gjálpargosið fer íshellan ekki á flot á þessu svæði fyrr en vatnshæðin nær um 1370 m y.s. Miðað við þykkt íshellunnar verður það ekki skýrt öðruvísi en svo, að botninn liggir nú í 1100-1110 m hæð þar sem hann áður var í 1070-1090 m. Á 6. mynd er snið af Grímsvötum frá vestri til austurs. Á henni sést setbunkinn frá Gjálpi á 1.5-2 km svæði í vesturhluta vatnanna. Mælingarnar á yfirborði íshellunnar í febrúar og júní 1999 sýna hvar hellan var á floti í júní. Samhliða hækkun vatnshæðar reis hellan í miðjum vötnunum um rúmlega 20 m frá febrúar til júní. Yfir setbunkanum reis hellan ekki, sem sýnir að hún stóð enn á grunni í júní.

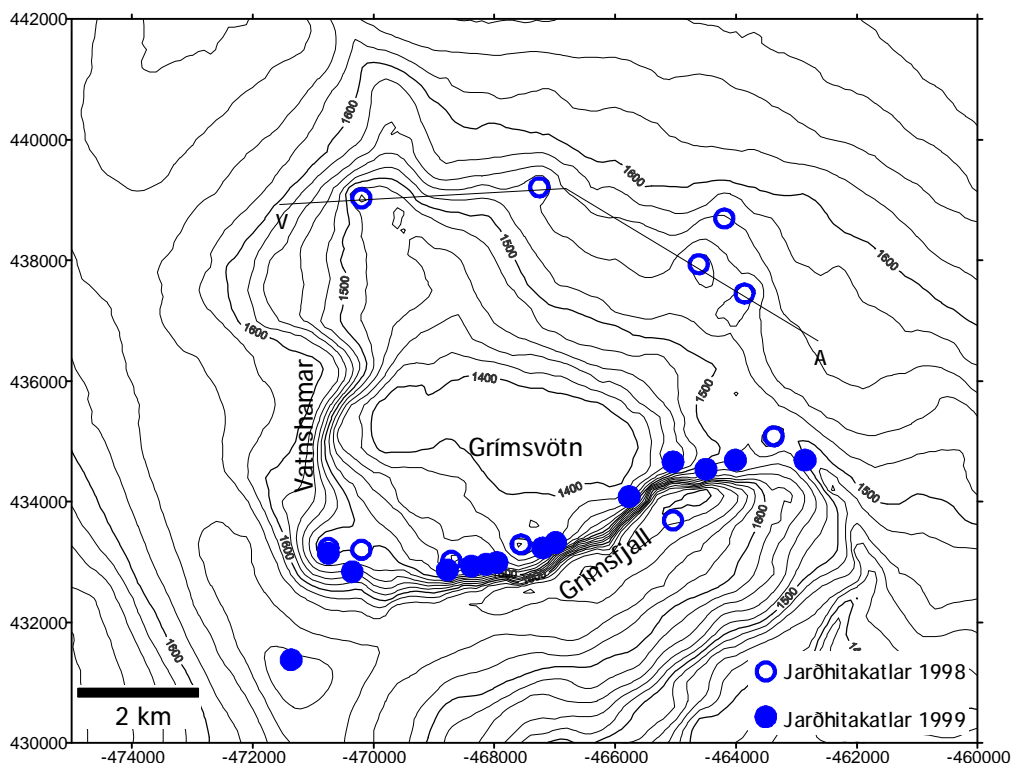
Þó gögnin segi ekki til um nákvæma lögun setbunkans er niðurstaðan þó skýr: Endurkastmælingar, þyngdarmælingar og flotmörk íshellunnar sýna 20-40 m þykkun setbunka sem þekur 1.5-2 km breitt svæði í vestanverðum vötnunum þar sem hlaupvatnið frá Gjálpi rann út í þau fyrstu daga gossins.



7. mynd. a) Rúmmál Grímsvatna sem fall af vatnshæð, bæði fyrir og eftir Gjálpargosið (óvissa 10%). b) sýnir breytingu í rúmmáli vegna gossins (óvissa 30%). Minnkun í rúmmáli utan farvega hlaupsvatnsins stafar af setinu frá Gjálp. Á a) sést að á hæðarbilinu 1340-1400 m, eru áhrif setbunkanna meiri en áhrif bráðnunar. Til að sýna áhrif bráðslu, hafa áhrif setbunka til minnkunar rúmmáls verið dregin frá á b).

Set í norðuröskjunni

Auk breytinga í meginöskjunni safnaðist einnig set í botn norðuröskjunnar. Samanburður íssjarmælinga frá fyrri árum og mælinga sem Kirsty Langley gerði í september 1999, sýna að botninn hækkaði um 10-20 m austantil í norðuröskjunni. Líklegt er að það efni hafi sest til eftir að 3-5 dagar voru liðnir frá upphafi Gjálpargossins. Þá hafði vatnsborð risið það mikið að ísinn í norðuröskjunni var kominn á flot (Magnús T. Guðmundsson, 1997). Á 2. mynd er lega setbunkanna í megin- og norðuröskjunni auðkennd. Mælingarnar benda til að rúmmál setbunkanna sé $60-70 \times 10^6 \text{ m}^3$, eða 8-10% af heildarmagni gosefna í Gjálpargosinu (Magnús T. Guðmundsson, 1997).



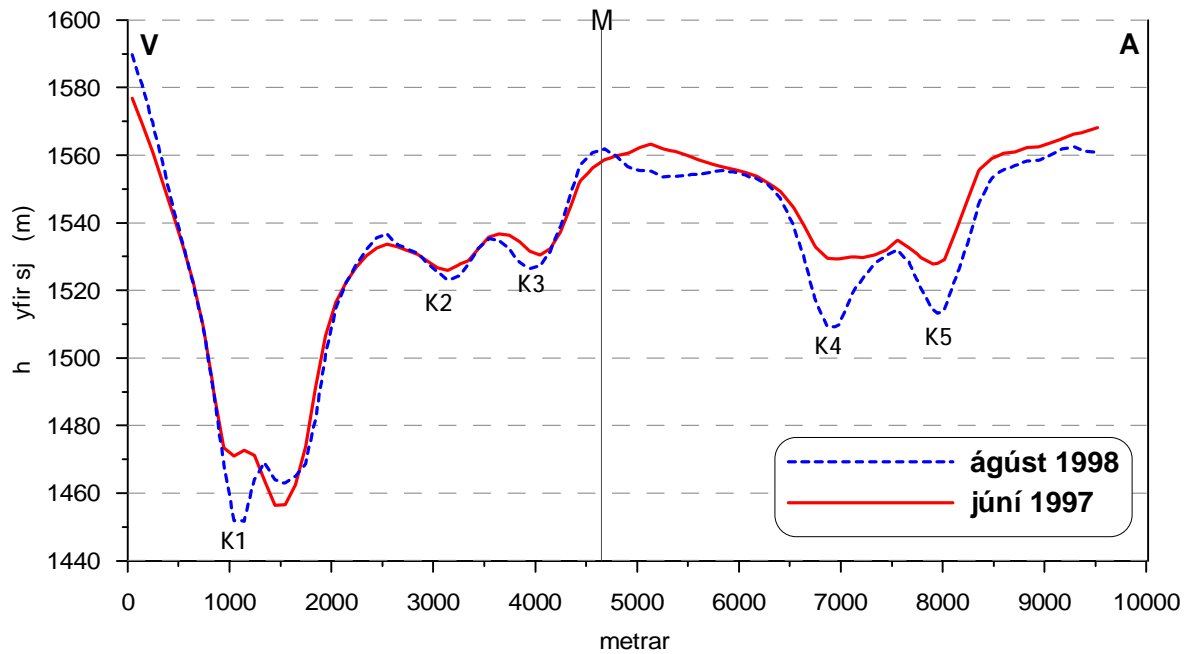
8. mynd. Yfirborð Grímsvatna í júní 1998. Staðir þar sem aukningar í jarðhita varð vart 1998 (opnir hringir) og 1999 (fylltir hringir). Staðsetning sniðsins á 9. mynd er sýnd.

Ísbráðnun í Grímsvötnum samfara Gjálpargosi

Breytingar vegna Gjálpargoss voru ekki einskorðaðar við botninn. Þynning varð á íshellunni á nokkrum stöðum, ekki síst til jaðrana. Líklegast er að þessa þynningu megi rekja til bráðnunar. Vatnið sem barst niður til Grímsvatna var volgt. Sú bráðnun sem varð austast í vötnunum og í hlíðarótunum austan í Grímsfjalli í hlaupinu 5.-6. nóvember 1996, svarar til þess að hiti vatnsins hafi verið 8°C þegar hlaupið hófst (Helgi Björnsson, 1997). Rúmmál Grímsvatna var 3.4 km^3 við upphaf hlaupsins. Mestur hluti vatnsins lá í Grímsvötnum í 4-5 vikur og varmi hefur tapast til íshellunnar. Lækki hitastig 3.5 km^3 vatns um 1°C , losnar orka sem dugar til að bræða 0.05 km^3 íss. Samkvæmt 7. mynd var bráðnun í Grímsvötnum utan hlaupfarveganna (farvega vatnsins niður í Grímsvötn og út úr þeim að austan) um 0.15 km^3 . Þetta bendir til að hitastig vatnsmassans hafi lækkað um 3°C milli goss og hlaups.

5. Aðdragandi eldgoss 1998

Í stóra hlaupinu í nóvember 1996 urðu miklar breytingar á ísstíflunni sem lokar Grímsvötnum (Helgi Björnsson, 1997). Vegna ísbráðnunar við botninn lækkaði ísstíflan víðast hvar um 20-30 m og af sömu ástæðu myndaðist 500-700 m breið og allt að 100 djúp rás við hlíðarætur austan í Grímsfjalli. Þá hafa aðstæður verið þannig síðan 1996, að Grímsvötn hafa hlaupið við mjög lága vatnstöðu (um eða undir 1400 m y.s.) og langtínum saman hefur verið samfelldur leki þaðan til Skeiðarár. Vatnsborð reis hratt eftir hlaupið í nóvember 1996 en lá



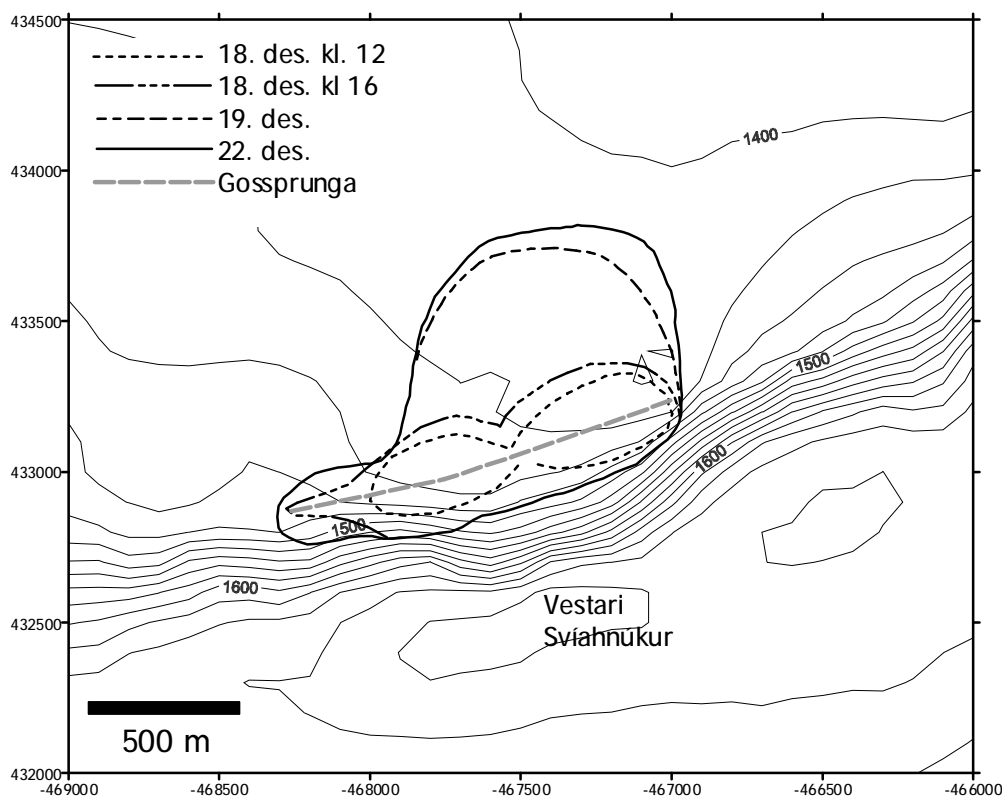
9. mynd. Dýpkun sigkatla norðan til í Grímsvötnum 1998, vegna aukins jarðhita. Staðsetning sniðs er sýnd á 8. mynd.

síðan á bilinu 1360 og 1400 m y.s. Töluverð aska barst yfir Grímsvötn í Gjálpargosinu og sprungur voru mun meira áberandi en áður. Ásýnd Grímsvatna breyttist því töluvert eftir Gjálpargos og því ekki víst að vart hafi orðið við smærri breytingar vegna jarðhita. Þær breytingar sem túlka má sem forboða gossins voru þó greinilegar.

Sumarið 1998 veittu menn því athygli að sigkatlar, einkum norðaustan til á Grímsvatnasvæðinu fóru dýpkandi. Á 9. mynd er þversnið yfir fimm sigkatla. Þrír þeirra dýpkuðu um 20-30 m á u.þ.b. einu ári. Ekki er hægt að tímasetja nákvæmlega hvenær þessi þróun hófst, en hennar var ekki farið að gæta að ráði í lok ágúst 1997. Sumarið fyrir gosið varð einnig vart við nýjan og djúpan sigketil norðan undir Svíahnúk vestri, þar sem gaus síðan í desember. Dýpkun katlanna er merki um aukinn jarðhita. Sennilegasta skýringin á hinum aukna jarðhita er aukin lekt í jarðlögum ofan kvikuhólfs. Við landris vegna þrýstiaukningar í kvikuhólfi, þenjast efstu jarðlögin út og sprungur víkka og opnast. Hin aukna lekt auðveldar varmanám vatnsins úr heitu berginu. Jarðskjálftavirkni jókst einnig 1998. Hrina kom í júní, meðan á vorleiðangri Jöklarannsóknafélagsins stóð og aukin jarðskjálftavirkni hélst allt fram að gosinu í desember (Bryndís Brandsdóttir og fl., 1999).

6. Eldgosið 18.-28. desember 1998

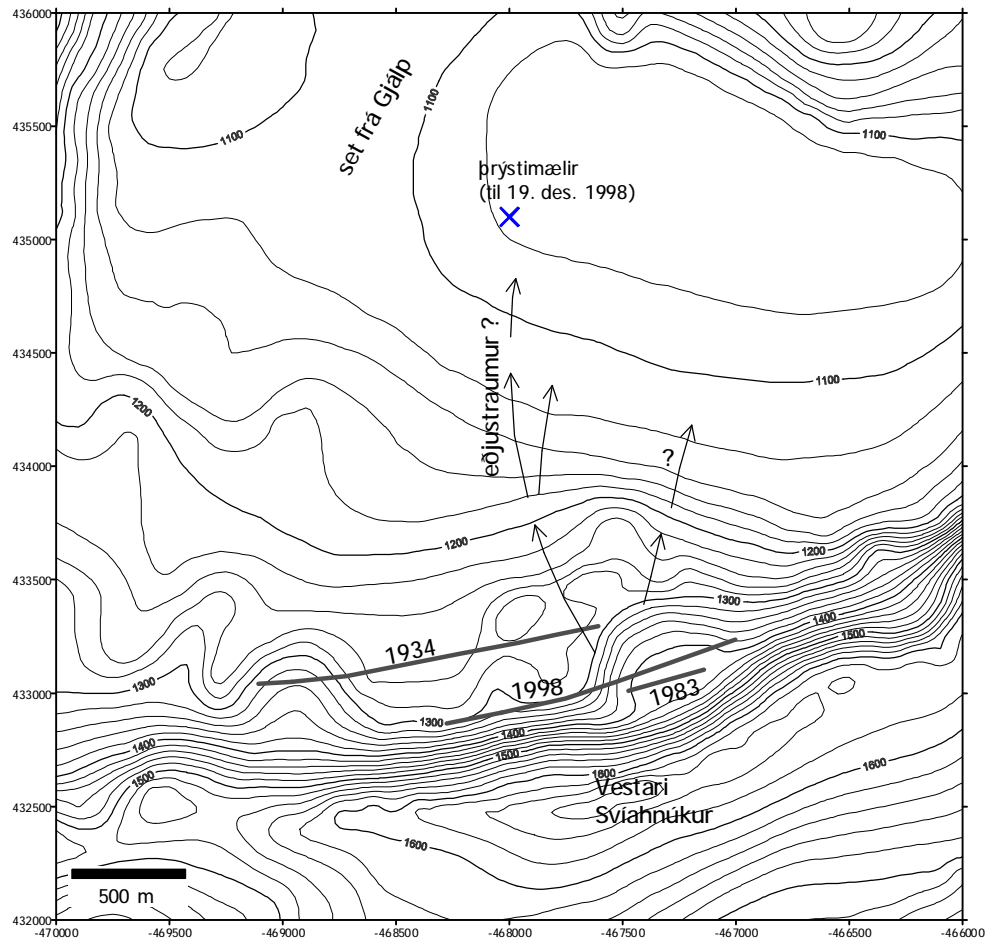
Aðfararnótt 18. desember varð jarðskjálftahrina með upptök í Grímsvötnum og voru mestu skjálftarnir um 3.5 á Richter (vefsíða Raunvísindastofnunnar). Þessir skjálftar marka ferð kviku til yfirborðs frá grunnstæðu kvikuhólfi undir vötnunum. Talið er að gosið hafi byrjað um kl. 9.20 að morgni 18. desember, en þá hófst samfelldur gosórói á jarðskjálftamælum (vefsíða Veðurstofu Íslands). Víða á Suður- og Suðausturlandi sást gosmökkur rísa upp frá Vatnajökli kl. 9.30. Flugvélar komu að 1.5-2 klukkustundum síðar og var þá staðfest að gosstaðurinn væri undir norðurbrún Grímsfjalls á mótis við Vestari Svíahnúk, á svipuðum stað



10. mynd. Stækkun vakarinnar yfir gossprungunni 18.-22. desember. Útmörkin eru ekki nákvæm en sýna hvernig vökin stækkaði og lengdist fyrsta gosdaginn og stækkunina til norðurs 18.-19. desember. Líklegast er að vikkunin hafi stafað af skriði heitrar gjósku og hugsanlega bráðinnar kviku undir gígveggina, undan hallanum til norðurs.

og gaus 1983 og 1934. Ísþykkt á þessum stað var 50-120 m fyrir gosið. Yfir gossprungunni hafði myndast vök í íshelluna, um 1000-1100 m löng (A-V) og 200 m breið. Virknin var af þeirri gerð sem kennd er við Surtsey (surtseysk gosvirkni). Þá verða sprengingar með ótal trjónum út frá sameiginlegri miðju. Fyrir hverri trjónu fer hraunbomba. Sprengigos var eftir allri sprungunni og mátti greina þrjá upptakastaði sprenginga. Kröftugust var virknin vestan til. Strax í upphafi gossins reis gosmökkurinn upp í 10-11 km hæð og hélst svipaður næstu klukkustundir. Mökkinn lagði undan hægum vindi til ASA. Kl. 16 hafði vökin lengst, því gufumökk lagði upp af 200-300 m langri sprungu sem teygðist til vesturs í stefnu meginsprungunnar. Greina mátti 5 upptök mjög tíðra sprenginga og náðu þær kröftugustu að senda trjónur upp á móts við brún Grímsfjalls, eða í 300 m hæð.

Á 10. mynd sést þróun vakarinnar fyrstu fjóra gosdagana. Merki um bráðnun við botn mátti greina undir Grímsfjalli, 3 km austan gosstöðvanna. Þar mynduðust sprungur, með stefnu samsíða fjallinu. Á þeim slóðum átti aukins jarðhita eftir að gæta allt árið 1999. Þann 19. desember, á öðrum gosdegi, lagði gjósku enn til suðausturs. Gosið hafði einangrast á einn stað, nærri miðju sprungunnar. Opið í íshelluna var um 1500 m langt meðfram Grímsfjalli og allmikið sporöskjulaga stykki hafði bráðnað af íshellunni við austanverða gossprunguna og náði hún um 500 m til norðurs. Í gígnum voru tíðar surstseyskar sprengingar. Gosmökkurinn var allt að 400 m breiður neðst, þar sem gufu lagði upp af gossprungunni. Ekki sást til gígbarma svo öruggt sé.

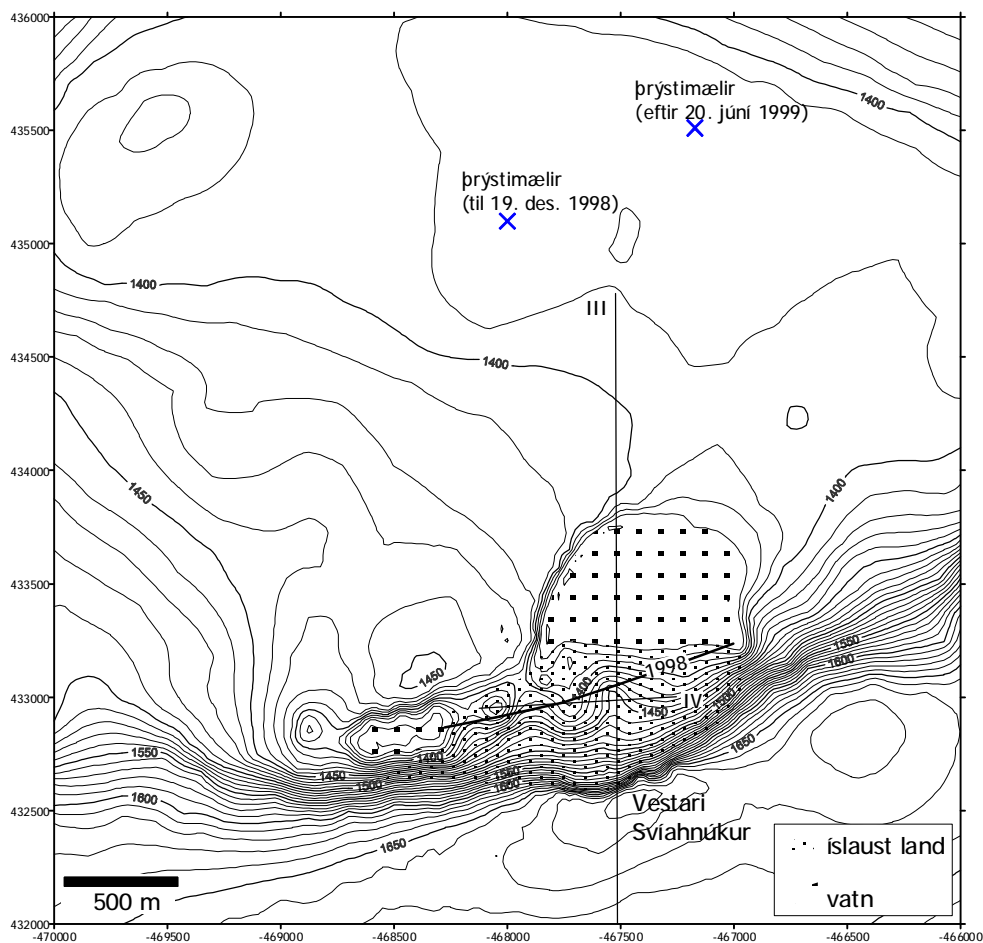


11. mynd Botn meginöskju Grímsvatna næst gosstöðvunum. Gosstaðir 1934, 1983 og 1998 eru einnig sýndir.

Næstu daga breyttist gosið fremur lítið. Aðeins gaus á gígnum sem eftir var þann 19. desember. Hægt og rólega dró úr gosinu og hæð gosmakkar og sprengivirkni varð breytilegri eftir því sem á leið. Gjósku tók að leggja til norðurs þann 20. desember og hélst svo að mestu næstu 3 daga. Við það hlóðst upp mikill gjóskubunki, yfir 20 m þykkur næst gígnum. Á fjórða gosdegi sást greinilegur gjóskugígur í vökinni. Norðurhlíð Grímsfjalls lokaði gígnum að sunnan en barmarnir að austan og vestan voru margra tuga metra háir. Gígurinn var opinn til norðurs þar sem vatn náði inn í hann. Algengt var að sprengingar breyttust í gushlaup (base surge). Bæði efni frá gushlaupunum og fall gjósku úr mekkinum lagði til efni í upphleðslu gígsins. Eldingar sáust í mekkinum og voru þær mest áberandi á þriðja gosdegi. Öðru hvoru breyttist sprengigosið í sígos. Þá var stöðugt þeytigos upp úr gígnum. Við það varð gosmökkurinn mjög dökkur og hlaðinn gjósku.

Þann 27. desember var gosið orðið mun minna en áður og datt virknin alveg niður í tugi mínútna milli tímabila með sprengingum og gosmekki sem náði um 3 km hæð yfir jökulinn. Talið er að gosinu hafi lokið þann 28., en þá sást síðast gosórói á skjálftamælum (Páll Einarsson, pers. uppl.).

Tengsl gosóróa og sprengivirkni í gosinu voru könnuð síðastliðið sumar með stuðningi Nýsköpunarsjóðs námsmanna (Hans Mattias Lindman, 1999). Í ljós kom að fylgni er milli



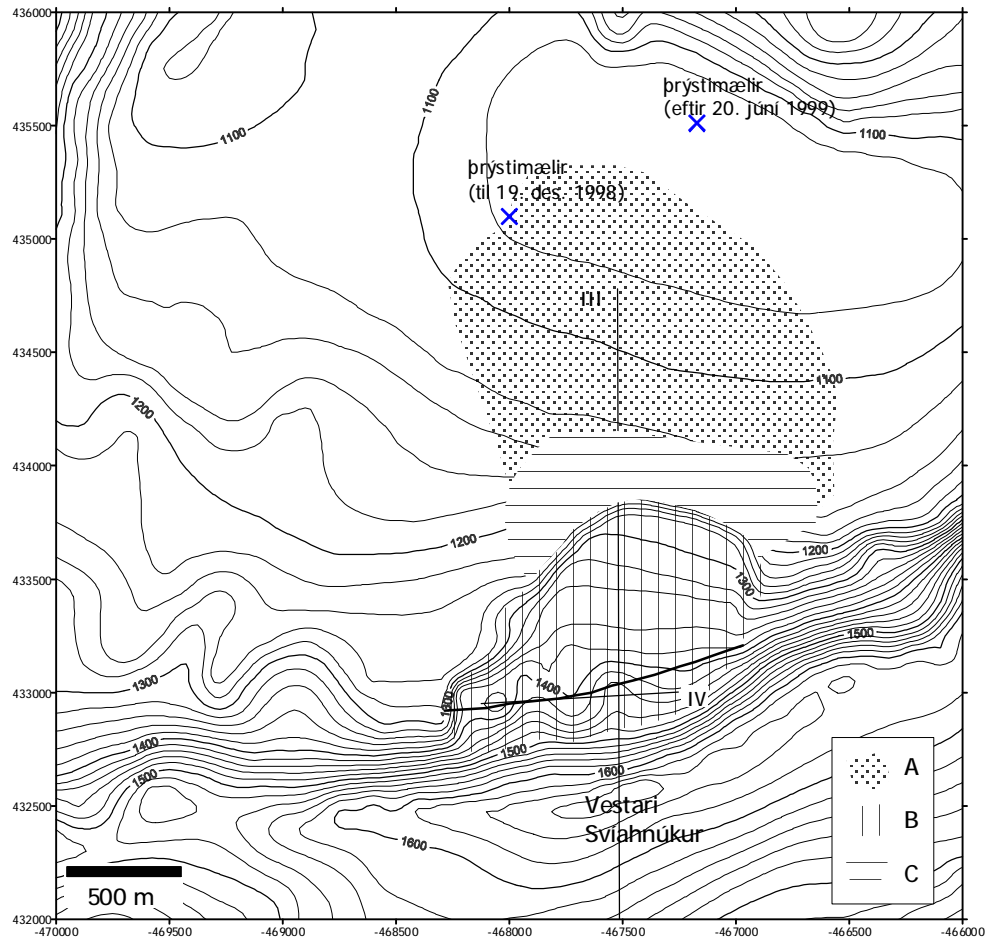
12. mynd. Kort af Gosstöðvunum í júní 1999. Staðsetningar sniða á 14. (III) og 15. mynd (IV) eru einnig sýndar.

útslags óróa og einstakra sprenginga. Einnig eru tengsl milli hæðar gosmakkar og útslags óróa.

7. Breytingar á botni Grímsvatna

Á 11. mynd sést botn Grímsvatna fyrir gosið í desember 1998. Lega gossprungunnar er sýnd, sem og lega borholunnar í íshelluna þar sem þrýsti- og hitamælir lá á botni vatnanna þegar gosið hófst. Honum var komið þar fyrir eftir borun gegnum íshelluna sumarið áður. Mælirinn var virkur fram á annan gosdag. Hann sýndi þrýstibreytingar sem hófust nokkrum klukkustundum fyrir gosið. Á fyrstu tímum gossins reis hitastig við botninn úr 2°C í 12°C. Ekki er fullljóst hvað orsakaði þrýstibreytingarnar en sennilegt er að volgir eðjustraumar hafi runnið undan hallanum niður að mælinum og valdið hitabreytingum. Því miður eyðilagðist mælistöðin þann 19. desember og því eru engin gögn til um hita og þrýsting eftir 2. gosdag (19. desember).

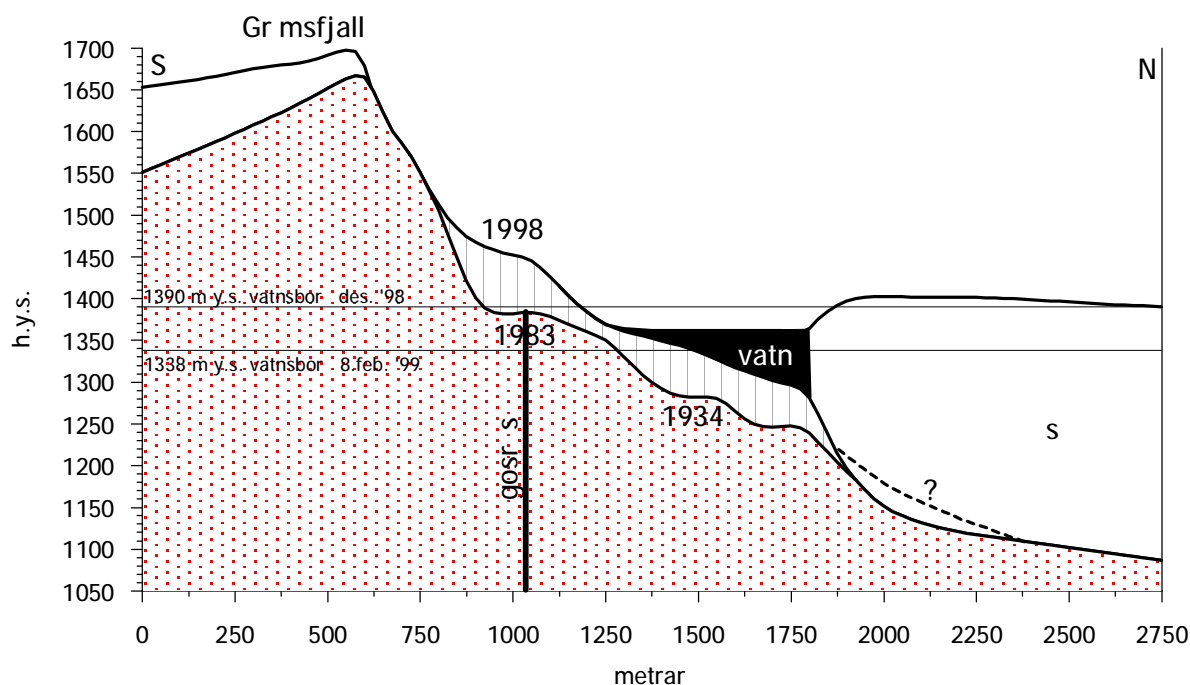
Lögun og stærð gígsins var mæld í febrúar og aftur í júní og september. 12. mynd sýnir gíginn og næsta nágrenni hans í júní. Gígurinn er rúmlega 400 m í þvermál milli barma. Í febrúar mældist eystri barmur hans tæplega 1460 m y.s., 70 m hærri en vatnsborðið meðan á gosinu stóð. Sá vestari var heldur lægri, 40-60 m hár.



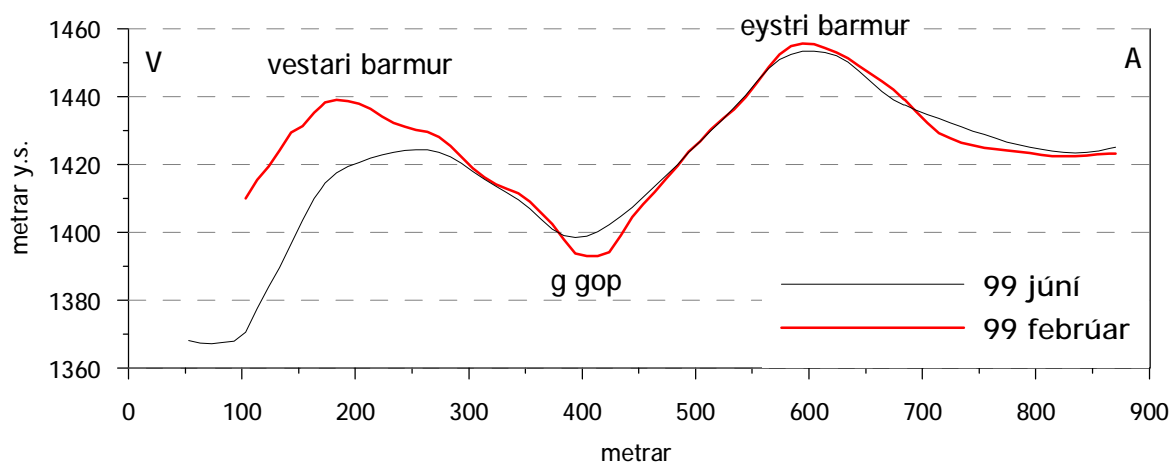
13. mynd. Botn Grímsvatna eftir gosíð 1998. Lögun norðurjaðars gjóskubunkans er ónákvæm og útbreiðsla eðjustrauma er óviss. A: svæði sem eðjustraumar kunna að hafa lagst á botninn. B: gosefni mynduð í gosinu 1998. C: svæði þar sem gjóskubunki gæti verið nokkuð þykkari en sýnt er.

Á 13. mynd er kort af botni Grímsvatna eftir gosíð. Hvað varðar gjóskubunkann sem myndaðist í vökinni norðan gossprungunnar, er lögun hans að verulegu leyti byggð á mælingum frá í febrúar 1999. Þá stóð vatnsborð það lágt að hægt var að fara með GPS tæki um efri hluta hans. Á 14. mynd er þversnið gegnum gíginn frá suðri til norðurs. Sést þar hvernig gígurinn liggur að hluta ofaná eldvarpinu frá 1983 og hvernig hinn 30-50 m þykki bunki gosefna hefur lagst ofaná botninn næst gossprungunni. Ekki er víst að norðurjaðar gjóskubunkans sé eins brattur og sniðið sýnir. Lögunin er byggð á því að jaðar íshellunnar mót vökinni er mjög brattur og þynning hennar því óveruleg utan vakarinnar. Mælingar með punktíssjá norðantil við vökina gefa þó vísbendingu um að eitthvert magn gosefna liggir þar á botninum. Þetta er þó óljóst, því botninn var ekki nægilega vel þekktur á þessu svæði til að skera úr um tilvist 10-20 m þykks gosefnabunka. Svæðið er auðkennt á 13. mynd. Einnig er líklegt að eitthvert magn gosefna hafi borist með eðjustraumum niður í dýpsta hluta vatnanna.

Erfitt verður að meta magn gosefna sem kann að hafa borist undir helluna. Sú staðreynd að svo til engar breytingar urðu í þyngdarsviði austan til í vötnunum (4. mynd), sýnir þó að í þykkt slíks sets norðan til í vötnunum getur mesta lagi verið örfáir metrar, sé það yfirleitt til staðar. Þá var dýpi borholunnar í júní 1999 ís samræmi við botnkortið frá 1987. Engin af



14. mynd. Snið gegnum gosstöðvarnar frá suðri til norðurs. Vatnsborð og hæð íshellu miðast við júní 1999. Staðsetning sniðs er sýnd á 12. mynd.



15. mynd. Snið frá vestri til austurs gegnum megingíginn í gosinu. Staðsetning sniðs er sýnd á 12. mynd.

endurkastslínunum frá 1987 lá nærri þeim stað þar sem norðausturhorn vakarinnar var eftir gosið. Þar gæti þykkt sets því verið 15-20 m án þess að það komi fram í mælingum. Heildarmagn gosefna sem kann að hafa borist út á botn vatnanna utan vakarinnar gæti því numið nokkrum milljónum rúmmetra, og breytingar þar hljóta að hafa verið mun minni en innan hennar.

Vestari barmur gígsins styðst við ísvegg að norðan. Sá veggur hefur látið undan síga vegna bráðnunar. Við það hefur vestari barmurinn sigið og sprungið. Lækkun barmsins sést á 15. mynd. Á sama tíma hefur eystri barmurinn lítið haggast enda stendur hann á bergi. Hækkun í botni gígsins frá febrúar til júní stafar að hluta af hjarni sem safnst hafði í gíginn um veturinn. Einnig barst gjóska ofaní gíginn með mörgum smáum aurskriðum úr hlíð Grímsfjalls, eftir að leysing hófst um vorið.

8. Magn gosefna

Í 1. töflu er magn gosefna innan Grímsvatna metið. Mestur hluti efnisins er í gígnum og vökinni en einnig er um og yfir 20 m þykkur bunki gjósku ofaná íshellunni norðvestan gígsins. Hér er því einnig tekin með gjóska ofaná íshellunni innan eins kílómetra fjarlægðar frá gígmiðju. Samtals er magn gosefnanna talið vera 60-70 milljón m^3 . Samkvæmt áætlun Guðrúnar Larsen er magn loftborinnar gjósku utan gígsins af svipaðri stærðargráðu. Lauslega áætlað gæti heildarmagn gosefna verið 100-140 millj. m^3 sem samsvarar því að 60-70 millj. m^3 af kviku hafi komið upp í gosinu. Gosefnin eru þóleíískt basalt, eins og upp hefur komið í fyrri gosum (Níels Óskarsson og fl., 1999). Magnið er heldur meira en áætlað hefur verið um gosið 1934 (Magnús T. Guðmundsson og Helgi Björnsson, 1991). Það skal þó tekið fram að rúmmálstalan fyrir gosið 1934 ($30-40 \cdot 10^6 m^3$) er ónákvæm og líklega lágmarkstala, enda ekki vitað um lögun botnsins fyrir það gos.

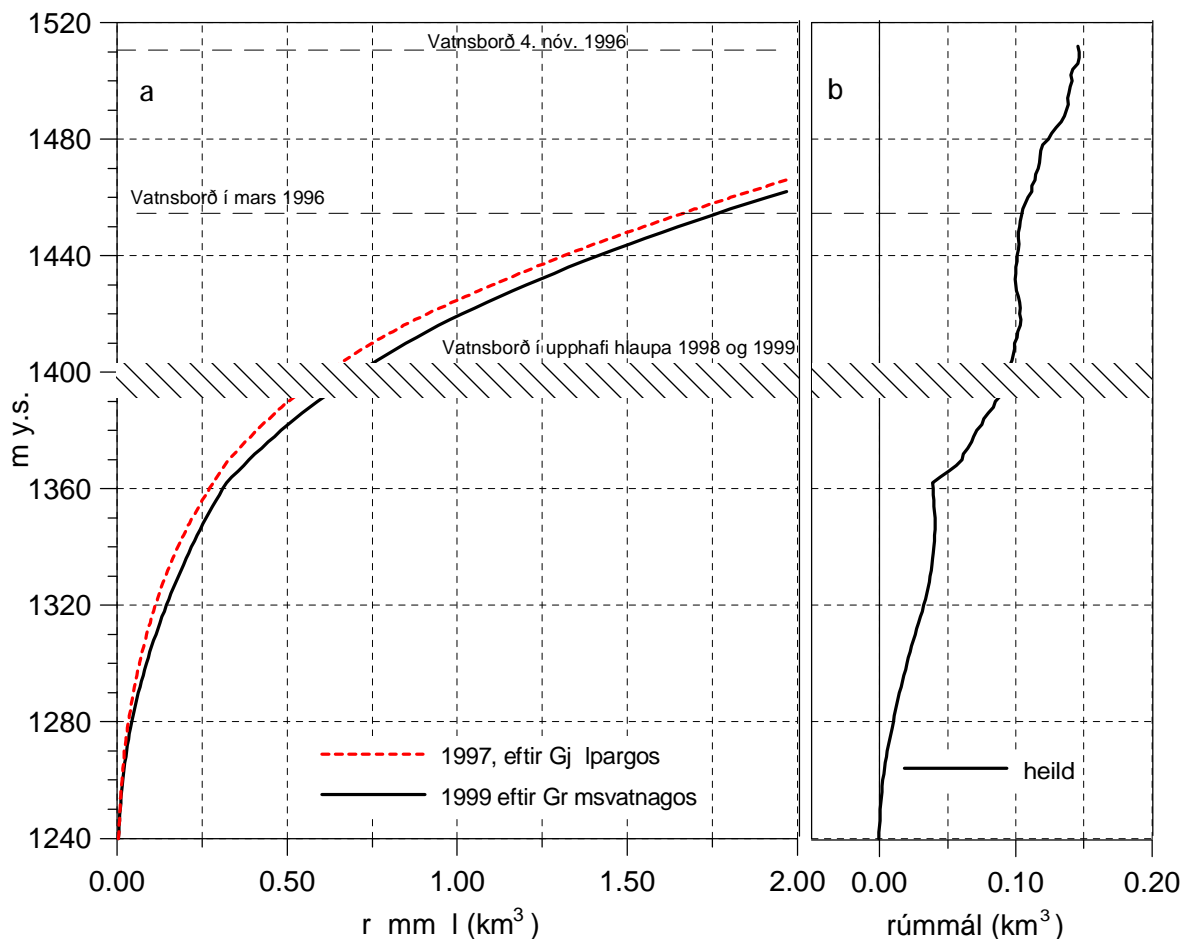
1. Tafla. Gosefni á gígsvæði

Staður	Rúmmál $10^6 m^3$	Flatarmál km^2	Meðalþykkt m
gígur+vök	52	0.8	65
á íshellu < 1 km frá gíg	11	1.6	7
Á botni utan vakar	2-7?	5?	<1?
Samtals	65-70		

Hér er ekki talin öll kvika sem fór út úr hólfi undir Grímsvötnum. Kvikuholfið er talið liggja á fárra kílómetra dýpi. Gangainnskot myndaðist í öskjubrotinu og líklegast er að hina miklu aukningu sem orðið hefur í jarðhita undir norðaustanverðu Grímsfjalli (8. mynd), megi skýra þannig að gangurinn hafi náð þangað austur. Einnig er mögulegt að innskotið hafi náð út í suðvesturhorn öskjunnar en þar varð einnig mikil aukning í jarðhita. Það er því sennilegt að innskotið hafi verið 6-8 km langt. Þó er ekki víst að utan gosstöðvanna hafi það allstaðar náð jafnhátt upp í bergið. Sé gert ráð fyrir 6 km löngum, 2 km háum og 1 m breiðum gangi, er rúmmál hans $12 \cdot 10^6 m^3$. Rúmmál 8 km langs, 3 km hás og 1 m breiðs gangs er $24 \cdot 10^6 m^3$. Varmaorka kvikunnar sem myndar slíkan gang gæti dugað til að bræða 0.15-0.3 km^3 íss. Þá eru ónefnd áhrif gliðnunar yfir gangi og nærri endum hans. Þar hækkar lekt í berginu og varmanám vatnsins vex.

9. Áhrif á rúmmál vatnsgeymis Grímsvatna

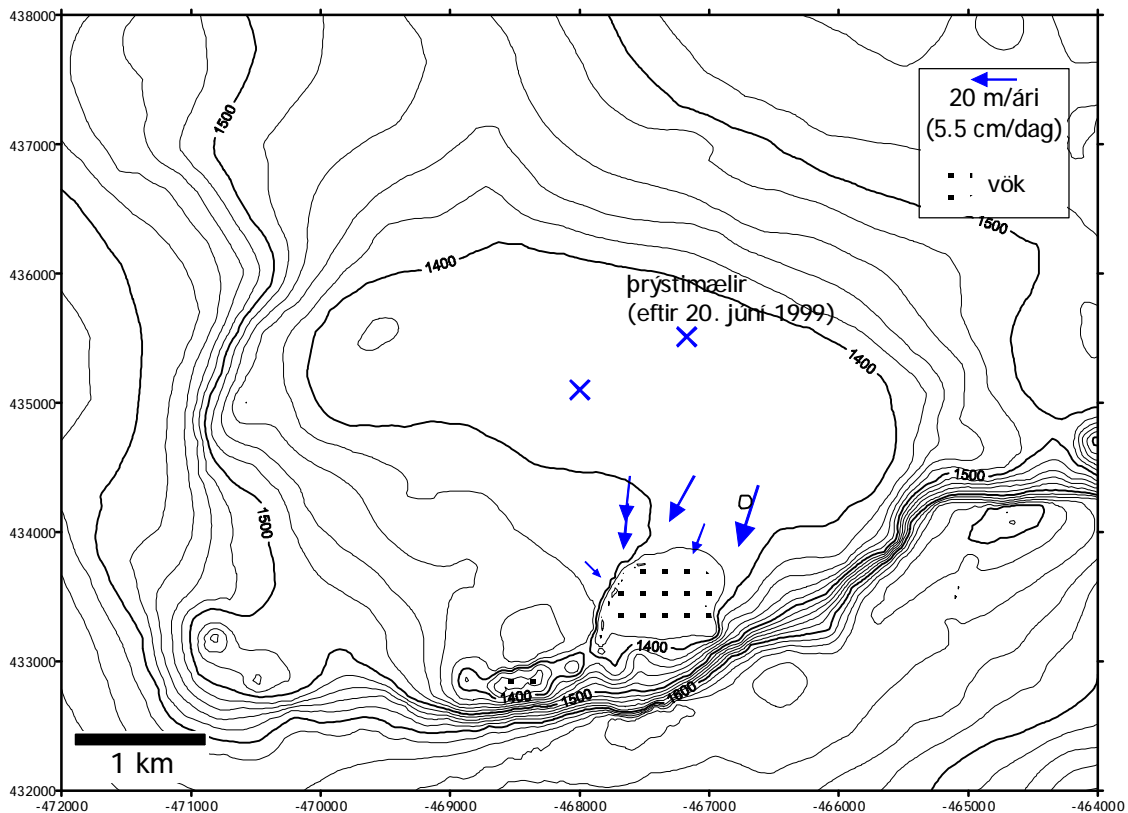
Á 7. mynd voru sýnd áhrif setbunka og bráðnunar á rúmmál Grímsvatna sem fall af vatnshæð. Á 16. mynd er samskonar línurit fyrir vötnin 1999 og samanburður við 1997. Vökin sem myndaðist í gosinu stækkar yfirborðsflatarmál vatnanna, einkum við lága vatnsstöðu og veldur auknu rúmmáli. Stækkunin við 1400 m vatnshæð nemur um 0.1 km^3 (neðan 1450 m hæðar). Heildarbráðnun íss í gosinu (0.15 km^3), fæst með því að leggja saman stækkun vatnsgeymis og rúmmál gosefna í gíg og vök (0.05 km^3).



16. mynd. a) Rúmmál Grímsvatna sem fall af vatnshæð fyrir og eftir Grímsvatnagosið 1998. b) Breyting í rúmmáli vegna gossins. Hér eru sýnd heildaráhrif, þ.e. samanlögð áhrif aukningar vegna bráðnunar og minnkunar vegna uppfyllingar nýrra gosefna.

Fróðlegt er að skoða áhrif gosanna beggja á rúmmál Grímsvatna. Bæði lögðu af sér gosefni, sem veldur minnkun vatnsgeymis. Samanlagt rúmmál nýrra gosefna (1996 og 1998) er $0.11-0.14 \text{ km}^3$ ($110-140 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). Á móti kemur þynning íshellu vegna bráðnunar við botn hennar. Eins og 7. og 16. mynd bera með sér eru áhrif bráðnunar drýgri. Við 1450 m vatnshæð eru samanlögð áhrif gosanna stækkun rúmmáls vatnsgeymis úr 1.4 km^3 í 1.65 km^3 , eða um tæplega fimmtung. Þessi aukning samsvarar 14 m þynningu á 20 km^2 svæði (flatarmál vatna við 1450 m vatnshæð). Haldi sama þróun áfram, ná vötnin svipaðri stærð og var um miðja 20. öldina á 15-20 árum. Ólíklegt er að þróunin geti orðið svo hröð nema nokkur gos verði á tímabilinu.

Í gosunum tveimur hafa safnast $0.11-0.14 \text{ km}^3$ sets í Grímsvötn. Sé þessu magni jafndreift yfir norður- og meginöskjuna samsvarar það magn 4-5 m hækkun botnsins. Vitað er um 60 gos á Grímsvatnakerfinu síðustu 800 ár (Guðrún Larsen og Magnús T. Guðmundsson, 1997). Gera má ráð fyrir að meirihluti þeirra hafi orðið innan Grímsvatnaöskjunnar. Ef t.d. 3/4 hluti gosanna er talinn hafa orðið þar, og hvert þeirra lagt af sér $60 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (0.06 km^3), fæst að í hana hafa safnast $2.5-3 \text{ km}^3$ efnis. Þetta samsvarar 100 m þykkun setsins á þessu tímabili.

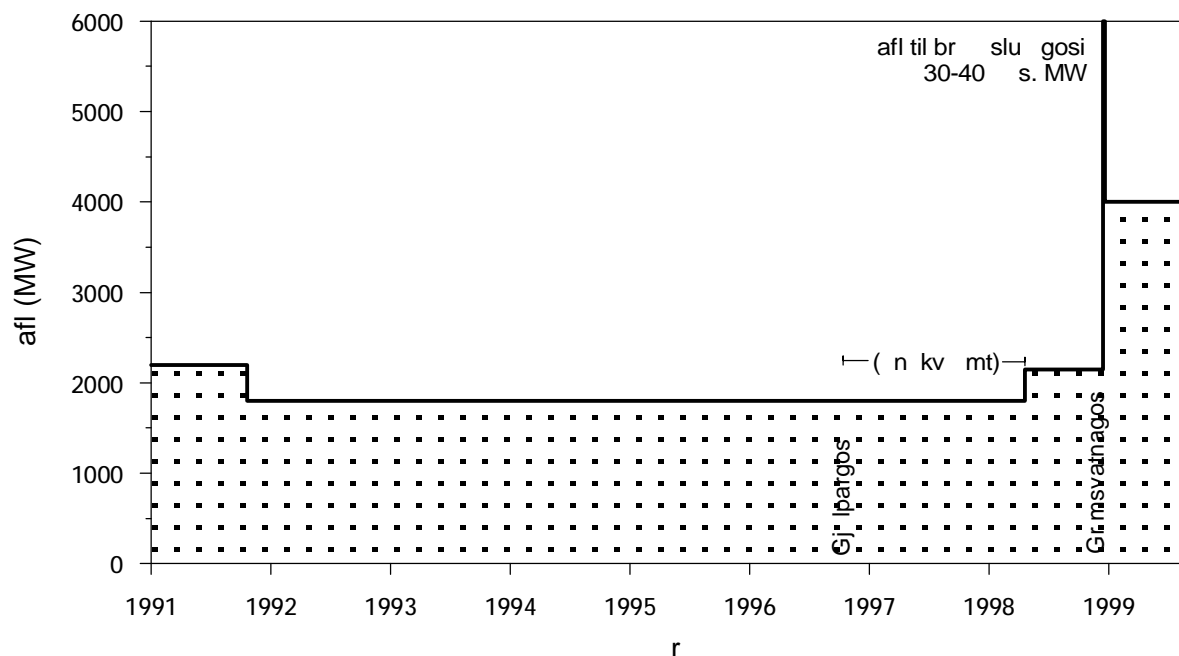


17. mynd. Ísskrið inn að vökinni norðan gígsins sumarið 1999. Sé gert ráð fyrir að ísinn sem skriður inn að vökinni kelfi inn í hana og bráðni, samsvarar bráðnunin varmaafli sem nemur nokkrum tugum MW.

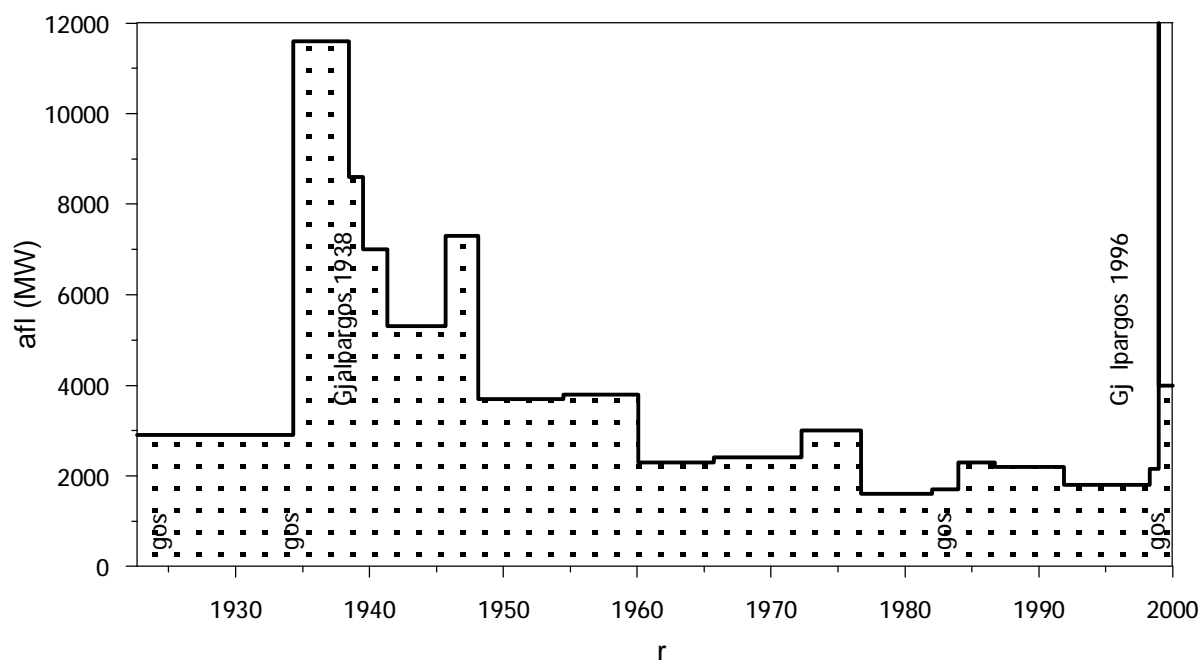
10. Breytingar á varmafli

Eftir að gosinu lauk jókst jarðhiti til muna í Grímsvötnum. Hins aukna jarðhita gætur með allri norðurhlíð Grímsfjalls, allt frá kötlunum í suðvesturhorninu til útfallsrásarinnar frá 1996, austan ísaskilanna milli Grímsvatna og Skeiðarárjökuls (8. mynd). Hins vegar hefur aukning jarðhita í kötlunum norðan til ekki haldið áfram eftir gosið. Stækkun katlanna hefur verið metin út frá DGPS mælingum og loftmyndunum frá í ágúst. Einnig var ísskrið inn að vökinni milli júní og september mælt. Sá ís sem þangað berst, brotnar framan af ísveggjunum og bráðnar í vökinni. Hraði ísskriðs reyndist frekar lítill (17. mynd) og ísbráðnun í vökinni því lítill hluti heildarvarmaflsins. Vegna teygingar á íshellunni, mun ísskriðið þó valda þynningu hennar í austanverðum vötnunum á næstu árum.

Á 18. mynd eru sýndar niðurstöður um varmafl sem nýttist til ísbræðslu frá 1991 og fram í september 1999. Vegna bræðsluvatns frá Gjalp og tímabila þegar leki undir ísstífluna hleypti vatni út, er erfitt að meta raunverulegt varmafl Grímsvatnanna sjálfra árin 1996-1998. Hér er því gert ráð fyrir að varmafl hafi haldist óbreytt frá því sem var 1991-1996 (Helgi Björnsson, 1997). Eins og myndin sýnir hefur varmaflið hækkað í um 4000 MW eftir gosið. Þetta er þó vanmat á raunverulegu afli. Töluverður varmi tapast til andrúmsloftsins við uppgufun, einkum við gíginn og úr austanverðri norðurhlíð Grímsfjalls.

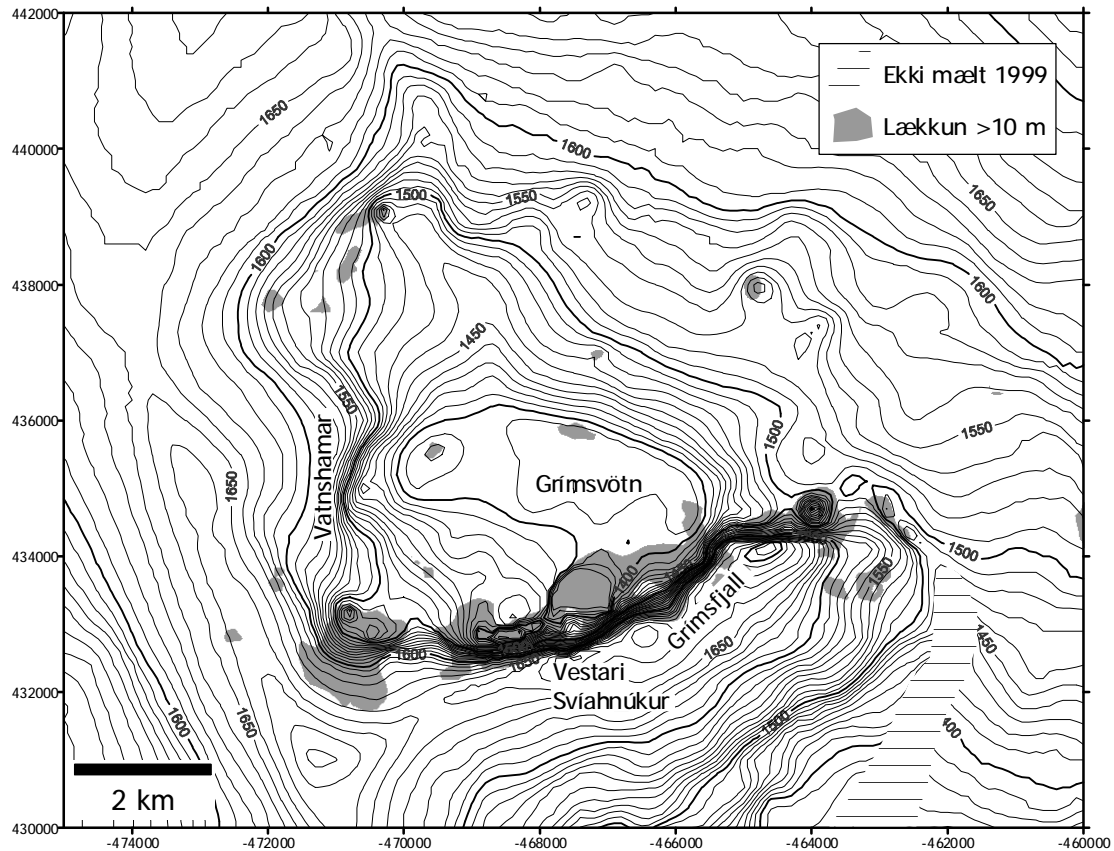


18. mynd. Varmaafli Grímsvatna 1991-1999.



19. mynd Varmaafli Grímsvatna 1922-1999 (fram til 1991 skv. Helga Björnssyni og Magnúsi T. Guðmundssyni 1993).

Afl Grímsvatna nú er nærri því sem var fram undir 1960 (19. mynd). Haldist þetta varmafl um einhverj ár mun það leiða til þynningar á íshellunni og stækkunar vatnsgeymisins. Þó gætu slíkar breytingar aldrei orðið hraðar, því 4000 MW er nærri því sem þarf til að ísasvæðið sé í jafnvægi, þ.e. til að jafnmikill ís bráðni og að berst með ísskriði (Helgi Björnsson, 1988; Magnús T. Guðmundsson o.fl., 1995). Eins og nefnt var hér að framan nemur þynning íshellunnar og næsta nágrennis hennar 14 m á 3 árum vegna gosanna tveggja. Þynning vegna 4000 MW jarðhitaafli eingöngu yrði mun hægari.



20. mynd. Yfirborð Grímsvatna í júní 1999. Sýnd eru svæði þar sem lækkun (bráðnun) milli ára 1998 og 1999 var meiri en 10 m.

Annað sem valdið getur vaxandi bráðnun og þynningu íshellu á næstu árum er aukin yfirborðsbráðnun vegna ösku á yfirborði. Askan lækkar endurkastsstuðul (albedo) hjarnsins svo stærri hluti sólgeislunar nýtist til bráðunar. Ekki hafa verið gerðar mælingar á hversu stór þessi aukning gæti orðið. Gjóskulag lá á yfirborði Grímsvatna um áratuga skeið um miðja öldina. Að hausti grófst lagið í vetarsnjó en á sumrum bráðnaði hann ofanaf. Talið er að yfirborðsbráðnun vegna veðurfarsþátta hafi verið $0.11 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ fram að 1960, en minnkað í $0.08 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ síðar, þegar gjóskulagið hafði grafist í jökulinn samfara lækkandi sumarhita eftir miðja öldina (Magnús T. Guðmundsson og Helgi Björnsson, 1991).

11. Breytingar á ísstíflunni vegna jarðhita

Lækkun ísstíflunnar austan við vötnin í hlaupinu 1996 hefur haft mikil áhrif á hlauphegðun Grímsvatna. Lægsti þröskuldurinn mældist 1545 m y.s. í september 1996 en 1515 m í júní 1997. Ísstíflan hefur illa haldið vatni, og þrjú Grímsvatnahlaup hafa orðið: í febrúar 1998 og í febrúar og nóvember 1999. Að auki var meira og minna samfelldur leki frá Grímsvötnum frá því fyrir áramót 1996 til vors 1997 (Sigurður R. Gíslason o. fl., 1997). Leki var úr Grímsvötnum sumarið 1997 og frá hlaupinu í febrúar 1998 og fram á sumar. Hægt ris vatnsborðs bendir einnig til að lekið hafi úr Grímsvötnum fram eftir sumri 1999.

Á 20. mynd er kort af Grímsvötnum í júní 1999. Norðan undir Eystri Svíahnúk er djúpur sigketill

sem myndaðist eftir gosið. Hann var enn að stækka í september 1999. Á 20. mynd eru einnig sýndar breytingar á hæð jökulyfirborðsins milli júní 1998 og júní 1999. Lægsti punktur á ísstíflunni hefur nú færst í söðulinn austan stóra ketilsins, þar sem hæðin er 1505 m. Jarðhitinn í kjölfar gossins hefur því fært þröskuldinn til og lækkað hann um 10 m.

Lækkun ísstíflunnar veldur því að hlaup geta hafist við lægri vatnsstöðu en ella (Helgi Björnsson, 1988; Magnús T. Guðmundsson o.fl. 1995). Hlaupin 1998 og 1999 urðu öll við vatnshæð um eða undir 1400 m y.s., 50-60 m lægri vatnsstöðu en í hlaupunum 1991 og vorið 1996. Aukning jarðhita í norðurhlíð Grímsfjalls hefur myndað þar sigkatla og lækkað jökulyfirborðið töluvert. Þetta veldur því, að í hlaupum leitar vatn nú að öllum líkindum út úr vötnunum meðfram Grímsfjalli. Svipað er talið hafa gerst 1983 (Helgi Björnsson, 1988). Talið er að oftast nær renni hlaupvatnið með botni um 1 km norðar (Helgi Björnsson, 1988). Haldi jarðhiti áfram að lækka jökulinn meðfram Grímsfjalli mun það leiða til jökulhlaupa við enn lægri vatnsstöðu en verið hefur frá 1996. Áhrif breytinga á ísstíflunni á jökulhlaup verða ekki rædd frekar hér. Hins vegar munu þau gögn sem fram hafa verið sett verða notuð í tengdu verkefni Raunvísindastofnunar um eðli ísstíflunnar og áhrif breytinganna á hlaupin.

12. Gosið 1998 - samandregnar niðurstöður

- Ø Jarðhiti jókst á Grímsvatnasvæðinu í u.þ.b. eitt ár fyrir gosið. Einnig varð aukning á jarðskjálftavirkni.
- Ø Gosið hófst að morgni 18. desember og því lauk 28. desember. Gosmökkur náði mest í 10-11 km hæð. Gjóska féll víðast hvar á Vatnajökli en þykkasti geirinn lá til SA. Gjóskefals varð vart utan við jökulinn, einkum í Suðursveit.
- Ø Gossprungan var 1.3 km löng og lá á öskjubrotinu norðan Vestari Svíahnúks. Gosið var nánast á sama stað og 1934 og 1983. Sprungur í jöklinum norðanundir Eystri Svíahnúk sem mynduðust á fyrsta gosdegi, sýndu að þar jókst jarðhiti snögglega. Bendir þetta til þess að gangur hafi þarna komist upp á lítið dýpi.
- Ø Gosið bræddi 1.5 km langa og 0.8 km breiða vök í íshelluna yfir gossprungunni. Heildarbræðsla íss í gosinu var 0.15 km^3 . Lítil ísbræðsla í samanburði við Gjálpargosið stafar af þunnum ís yfir gosstaðnum og því að Grímsvatnagosið var mun minna.
- Ø Gjóskegígur, um 400 m í þvermál og opinn mót norðri, myndaðist í gosinu. Gígarmarnir að austan og vestan náðu 50-70 m yfir vatnsborðið. Vestari barmurinn, sem stóð að hluta á ís, hefur sigið og aflagast eftir að gosinu lauk.
- Ø Gosefni eru að langmestu leyti gjóska, mynduð við tvístrun kvikunnar í vatninu. Rúmmál gígs og gosefna á botni Grímsvatna er talið $60\text{-}70 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Rúmmál gjóska sem fallið hefur yfir Vatnajökul er af svipaðri stærðargráðu. Magn kviku sem upp kom í gosinu er því lauslega áætlað $60\text{-}70 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Kvikan er þóleískt basalt eins og í fyrri þekktum

Grímsvatnagosum (Niels Óskarsson og fl., 1999).

- Ø Ísbráðnun í gosinu stækkaði vatnsgeymi Grímsvatna um 0.1 km³.
- Ø Jarðhiti hefur aukist mikið eftir gosið. Mikill jarðhiti er í norðurhlíðum Grímsfjalls, norðan og norðaustan Eystri Svíahnúks, og hafa þar myndast stór sigkatlar. Saman mynda katlarnir rennu gegnum ísstíflu Grímsvatna. Afl jarðhita í Grímsvötnum er nú um 4000 MW.
- Ø Talið er að Grímsvatnahlaupin 1999 hafi fundið sér farveg undir rennunni sem jarðhitinn hefur myndað upp við Grímsfjall.

13. Heimildir

Bryndís Brandsdóttir, Vala Hjörleifsdóttir, Kristín Jónsdóttir, Páll Einarsson, Magnús Tumi Guðmundsson, Robert S. White, William Menke, Raimon Alfaro, Fiona Darbyshire, Robert Stables, John Smallwood, Nick Weir og félagar í vorleiðangri JÖRFÍ. 1999. *Hvað er að gerast í Grímsvötnum?* Vorráðstefna 1999. Ágrip erinda og veggspjalda. Jarðfræðafélag Íslands, 8.

Guðrún Larsen, Magnús T. Guðmundsson og Helgi Björnsson. 1998. *Eight centuries of periodic volcanism at the center of the Iceland hotspot revealed by glacier tephrostratigraphy.* *Geology*, 26, 943-946.

Guðrún Larsen og Magnús T. Guðmundsson. 1997. *Gos í eldstöðvum undir Vatnajökli eftir 1200 AD.* Hreinn Haraldsson (ritstj.): Vatnajökull, gos og hlaup 1996, Vegagerðin, 23-35.

Hans Mattias Lindman. 1999. *Connection between seismicity and explosive activity in the Grímsvötn eruption in 1998.* Project report, Nýsköpunarsjóður námsmanna, Raunvísindastofnun Háskóla Íslands. 55 bls.

Helgi Björnsson. 1988. *Hydrology of ice caps in volcanic regions.* Soc. Sci. Isl., Rit 45, Reykjavík. 139 bls.

Helgi Björnsson. 1997. *Grímsvatnahlaup fyrr og nú.* Hreinn Haraldsson (ritstj.): Vatnajökull, gos og hlaup 1996, Vegagerðin, 60-77.

Helgi Björnsson og Magnús T. Guðmundsson. 1993. *Variations in the thermal output of the subglacial Grímsvötn caldera, Iceland.* *Geophysical Research Letters*, 20, 2127-2130.

Karl Gunnarsson. 1997. *A seismic reflection survey in Grímsvötn, June 1997.* Orkustofnun, Short report. 12 bls.

Kristján Sæmundsson. 1982. *Öskjur á virkum eldfjallasvæðum á Íslandi.* Eldur er í norðri. Sögufélag, Reykjavík, 221-240.

Magnús T. Guðmundsson. 1989. *The Grímsvötn caldera, Iceland, subglacial topography and*

structure of caldera infill. Jökull, 39, 1-19.

Magnús T. Guðmundsson. 1992. *The crustal structure of the subglacial Grímsvötn volcano, Iceland, from multiparameter geophysical surveys.* Ph.D. ritgerð. University of London, 1992. 230 bls.

Magnús T. Guðmundsson. 1997. *Gosið í Vatnajökli í október 1996. Einkenni, bræðsla íss og breytingar á jöklinum.* Hreinn Haraldsson (ritstj.): Vatnajökull, gos og hlaup 1996, Vegagerðin, 37-59.

Magnús T. Guðmundsson og Helgi Björnsson. 1991. *Eruption in Grímsvötn, Vatnajökull, Iceland, 1934-1991.* Jökull, 41, 21-45.

Magnús T. Guðmundsson, Helgi Björnsson og Finnur Pálsson. 1995. *Changes in jökulhlaup sizes in Grímsvötn, Vatnajökull, Iceland, 1934-91, deduced from in-situ measurements of subglacial lake volume.* Journal of Glaciology, 41, 263-272.

Magnús T. Guðmundsson, Freysteinn Sigmundsson og Helgi Björnsson. 1997. *Ice-volcano interaction of the 1996 Gjálp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland.* Nature, 389, 954-957.

Magnús T. Guðmundsson og John Milsom. 1997. *Gravity and magnetic studies of the subglacial Grímsvötn volcano, Iceland: Implications for crustal and thermal structure.* Journal of Geophysical Research, 102, 7691-7704.

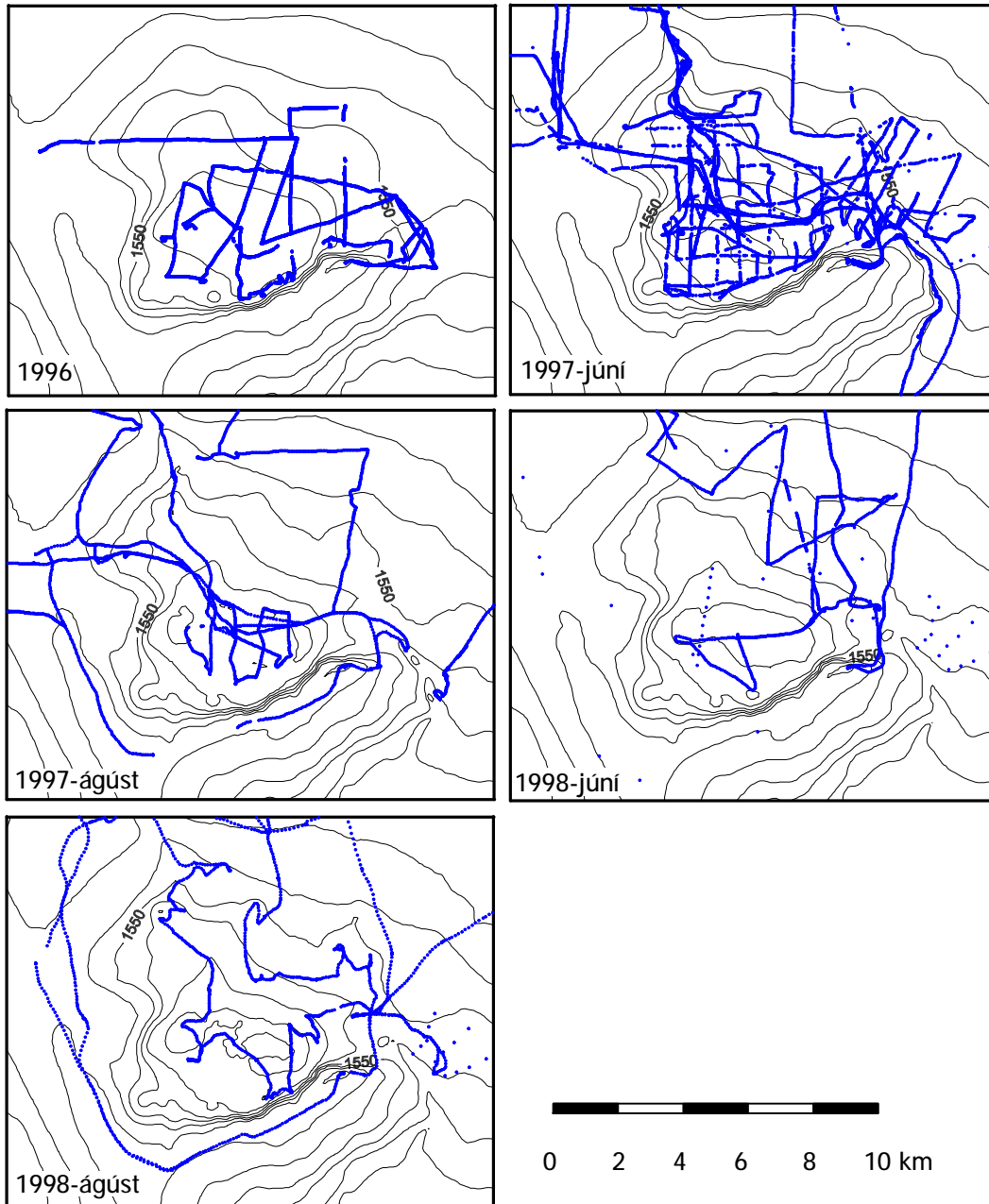
Niels Óskarsson, Guðrún Sverrisdóttir og Karl Grönvold. 1999. *Grímsvatnagos 1998: Gosefni, samsetning og bergfræði.* Vorráðstefna 1999. Ágrip erinda og veggspjalda. Jarðfræðafélag Íslands, 61-62.

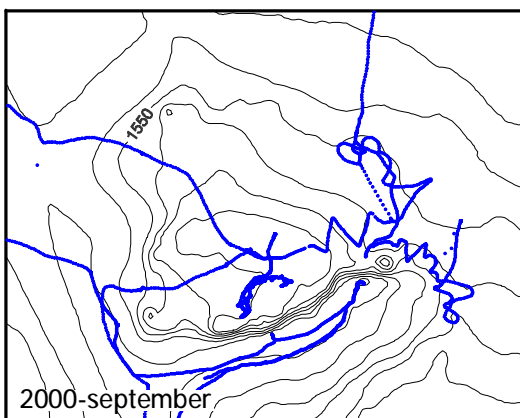
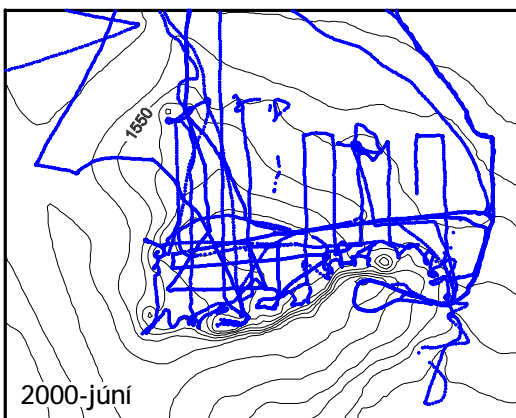
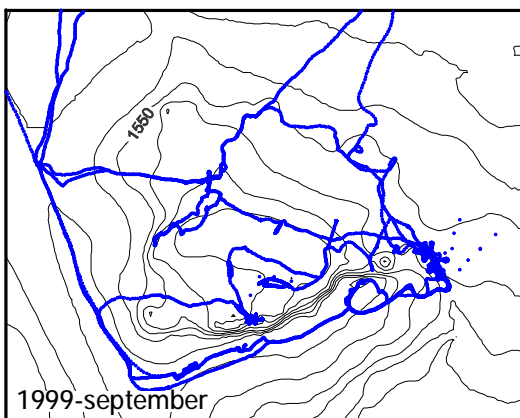
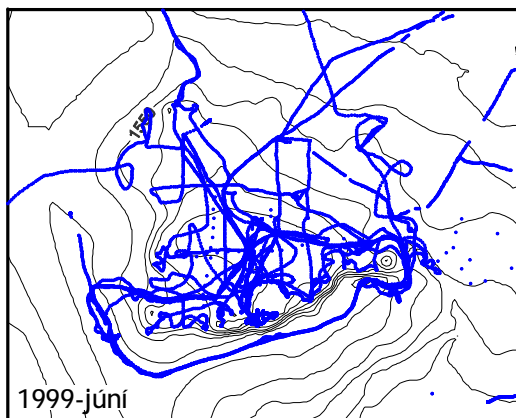
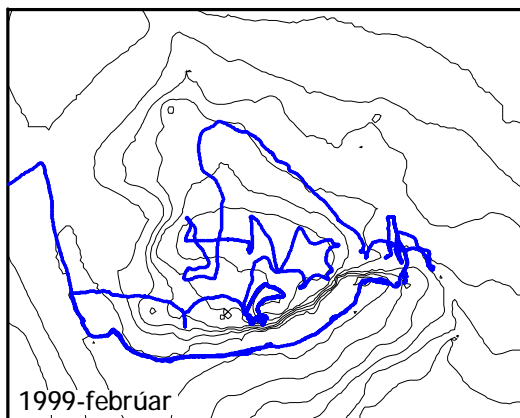
Sigurður Reynir Gíslason, Hrefna Kristmannsdóttir, Steinunn Hauksdóttir og Ingvi Gunnarsson. 1997. *Rannsóknir á efnasamsetningu árvatns á Skeiðarársandi eftir gosið í Vatnajökli 1996.* Hreinn Haraldsson (ritstj.): Vatnajökull, gos og hlaup 1996, Vegagerðin, 139-171.

Sigurður Þórarinnsson. 1974. *Vötnin stríð. Saga Skeiðarárhlaupa og Grímsvatnagosa.* Menningarsjóður, Reykjavík. 254 bls.

Viðauki A

DGPS aksturslínur og mælipunktur í 9 ferðum í Grímsvötn 1996-1999. Hluti línanna á fyrstu myndinni voru mældar vorið 1995. Þessi gögn hafa verið notuð til að gera kort af yfirborðinu á hverjum tíma.





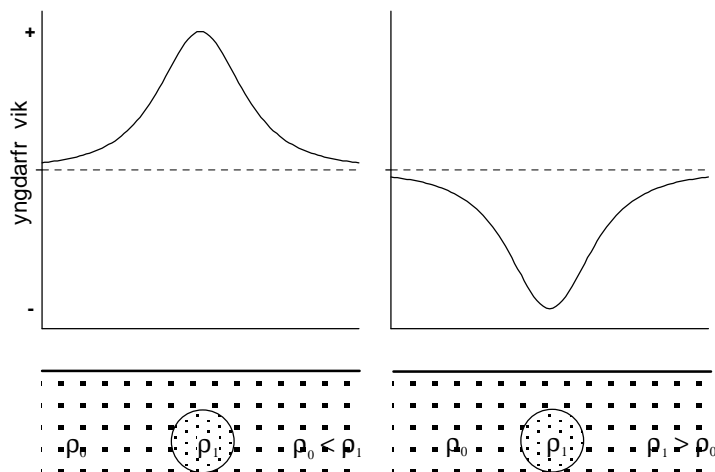
Viðauki B: Þyngdarmælingar

Í stórum dráttum er aðdráttarafl þyngdarsviðs jarðar eins og frá kúlu. Þyngdarsvið einsleitrar kúlu er eins og að allur massi hennar væri samankominn í einum punkti í miðju hennar. Þyngdarhröðun að kúlunni er þá aðeins háð fjarlægð frá miðju, r , og er lýst með jöfnunni:

$$g = G m/r^2 \quad (1)$$

Þar sem $G = 6.673 \cdot 10^{-11} \text{ N kg}^{-2} \text{ m}^2$, og m er massi kúlunnar. Á yfirborði jarðar lætur nærri að $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$.

Jörðin er ekki fullkomin kúla. Hún er teygð um miðbaug og hefur því lögun sporvölu. Þá valda óreglur í jarðlagaskipan frávikum í þyngdarhröðun vegna mismunandi eðlismassa jarðlaga. Þessar tiltölulega litlu óreglur eru oft viðfangsefni í jarðeðlisfræðilegum athugunum og veita upplýsingar um jarðlögin. Þyngdarfrávik veita upplýsingar um gerð jarðskorpunnar og efsta hluta möttulsins. Dæmi um fyrirbæri sem valda frávikum eru innskot í jarðskorpunni, staflar setlaga og eldfjöll. Sé eðlismassi jarðmyndunar lægri en bergsins umhverfis veldur myndunin lægð í þyngdarsviðinu, sé eðlismassinn hærrí orsakar myndunin þyngdarháð.



Grunneining hröðunar í SI kerfinu er m s^{-2} . Frávikin sem mælast á yfirborði jarðar eru mörgum stærðargráðum minni en þyngdarhröðun vegna massa jarðar. Því er notast við eininguna mGal, þar sem $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm s}^{-2} = 0.01 \text{ m s}^{-2}$, svo $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. Algeng þyngdarfrávik sem mælast á yfirborði jarðar eru 0.1-100 mGal.

Þyngdarmælar mæla breytingu í þyngdarhröðun frá einum stað til annars. Verkun flestra þyngdarmæla byggist á því að massi hangir í gormi, þyngdarkraftur jarðar togar í massann og veldur þannig lengingu gormsins. Massi lóðsins er þekktur, þ.a. breytileiki í þyngdarkraftinum frá einum stað til annars, kemur fram sem mismunandi lengd gormsins. Breytileikinn sem mæla skal er oft lítill, $\geq 0.01 \text{ mGal}$ eða $\geq 10^{-8}$ af þyngdarhröðun jarðar. Þyngdarmælar eru því mjög nákvæm tæki þar sem fjaðureiginleikar gormsins þurfa að vera þekktir með mikilli nákvæmni.

Þyngdarleiðréttingar

Stærsta frávikkið frá kúlulögun er teyging jarðarinnar vegna snúnings hennar um eigin ás. Rádís jarðar við miðbaug er 6378.14 km en á pólunum er hann 6356.75 km. Svæði sem liggja nærri pólunum eru því nær miðju jarðar en svæði nærri miðbaug. Þá verkar miðflóttakraftur á alla hluti á yfirborði jarðar, en hann er háður fjarlægð frá snúningsásnum. Samanlagt valda mismunandi fjarlægð frá miðju jarðar og miðflóttakraftur því, að þyngdarhröðun er 9.83 m s^{-2} við pólana en fellur niður í 9.78 m s^{-2} á miðbaug. Meðalþyngdarhröðun á yfirborði jarðar er því háð breiddargráðu og er sambandinu lýst með alþjóðlegu þyngdarsviðsjöfnunni

$$g_n(\lambda) = 9.7803185 \text{ m s}^{-2}(1 + 5.278895 \cdot 10^{-3} \sin^2 \lambda + 2.3462 \cdot 10^{-5} \sin^4 \lambda) \quad (2)$$

Í þyngdarmælingum þarf að taka tillit til flóðkrafta frá tungli og sólu. Þeir eru lotubundnir og við Ísland verða flóð og fjara tvisvar á sólarhring. Á Íslandi valda flóðkraftar breytingum sem nema u.þ.b. 0.1 mGal. Við úrvinnslu þyngdarmælinga er ávalt leiðrétt fyrir flóðkröftum.

Auk frávika vegna breiddargráðu og flóðkrafta er þyngdarhröðunin háð hæð yfir sjó. Þau tengsl er auðvelt að skilja þegar haft er í huga að með vaxandi hæð verður fjarlægðin að miðju jarðar meiri. Hægt er að leiðrétta fyrir áhrifum hæðarinnar og gæti sú leiðrétting heitið hæðarleiðrétting (enska: free air correction). Í enska heitinu er vísað til þess að aðeins er leiðrétt fyrir aukinni fjarlægð frá miðju jarðar (hæð yfir sjávarmáli) en ekki er tekið tillit til massa bergs ofan sjávarmáls. Hæðarleiðréttingin fæst með jöfnunni

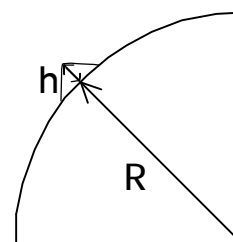
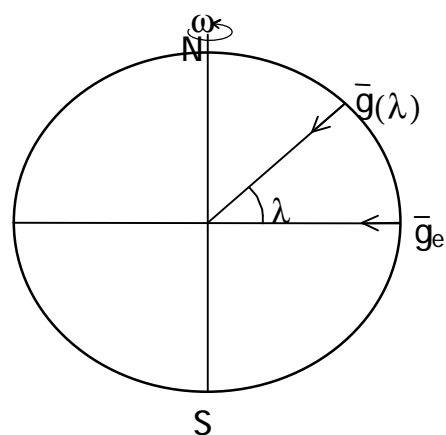
$$\delta g_{FA} = 0.3086 \cdot h \quad (\text{mGal}) \quad (3)$$

Hún er alltaf lögð við mælt gildi og er jákvæð fyrir mælingar á landi ofan sjávarmáls en getur verið neikvæð í mælingum neðan sjávarmáls, t.d. í námum eða á hafsbotni.

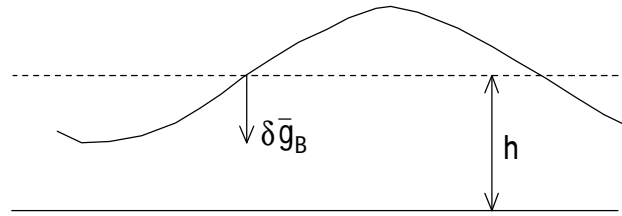
Eftir að búið er að leiðrétta mælt gildi (g_{obs}) fyrir breytileika vegna beiddargráðu (2), flóðkröftum og hæð yfir sjó (3) verður til free-air frávik:

$$g_{FA} = g_{\text{obs}} - g_n + \delta g_{FA} \quad (4)$$

Við skoðun á free-air frávikki kemur í ljós að á landi fylgir frávikkið landslaginu, þ.e. hæðir verða yfir fjöllum en lægðir yfir dölum. Ástæðan er sú að búið er að leiðrétta fyrir mismunandi fjarlægð frá miðju jarðar (hæð yfir sjó) en ekki hefur verið tekið tillit til massa bergsins ofan sjávarmáls. Sá massi verkar til hækkunar þyngdarhröðunar og sú hækkun er



því meiri sem hæðin er meiri. Hér kemur til sögunnar svokölluð Bouguer leiðrétting. Hefðbundna leiðin er að reikna þyngdaráhrif (hröðun) vegna óendanlega víðrar plötu með þykkt jafna hæð mælistaðar yfir sjó (h). Síðan er gerð viðbótarleiðrétting (T : landslagsleiðrétting) þar sem áhrif frávíka landslags frá sléttri plötu eru metin. Áhrif Bouguer plötunnar eru dregin frá free-air frávikinu en landslagsleiðréttingin er hins vegar alltaf jákvæð.



$$\delta g_B = 2\pi G \rho h \quad (5)$$

Þegar Bouguer leiðréttingin er dregin frá free-air frávikinu fæst svonefnt einfalt Bouguer frávik, en yfirleitt er gerð full Bouguer leiðrétting og landslagsleiðréttingin tekin með líka. Fullt Bouguer frávik verður því:

$$g_B = g_{\text{obs}} - g_n + \delta g_{\text{FA}} - \delta g_B + T$$

eða

$$g_B = g_{\text{obs}} - g_n + 0.3086h - 2\pi G \rho h + T \quad (6)$$

Með tilkomu tölva og stafrænna landlíkana er nú orðið algengt að sameina Bouguer og landslagsleiðréttinguna með því að finna þyngdaráhrif massa ofan sjávarmáls með heildun:

$$\delta g_B = \iint_A \delta g_{xy}(\rho) dx dy \quad (\approx 2\pi G \rho h - T) \quad (7)$$

Hér eru $\delta g_{xy}(\rho)$ þyngdaráhrif frá rétthyrndri blokk með eðlismassa ρ og hliðarlengd dl , þar sem dl er bil milli punkta í starfræna landlíkaninu. A er svæðið sem heildað er yfir, sem oft er ferningur með hliðarlengd á bilinu 40 til 200 km með mælipuntinn í miðju. Þá verður Bouguer frávikid

$$g_B = g_{\text{obs}} - g_n + 0.3086h - \iint_A \delta g_{xy}(\rho) dx dy. \quad (8)$$

Eðlismassinn ρ er fundinn með ýmsum aðferðum sem ekki verður farið út í hér. Töluverður munur er á eðlismassa bergs á Íslandi. Í elstu hlutum landsins, á Austurlandi, Norðurlandi og Vestfjörðum, virðist meðaleðlismassi jarðlaga ofan sjávarmáls vera nærri 2700 kg m^{-3} , meðan eðlismassi $2100\text{-}2500 \text{ kg m}^{-3}$ fellur betur að jarðlögum innan gosbeltanna.

Niðurstöður þyngdarmælinga eru yfirleitt settar fram sem kort, t.d. af Bouguer frávikum á einhverju tilteknu landsvæði. Slíkt kort sýnir þá frávik þyngdarsviðsins frá meðalsviði. Einnig er algengt að nota þversnið, eins og gert er í þessari skýrslu. Túlkun þyngdarmælinga er t.d. gerð með því að líkja eftir mældu sviðinu með einföldum líkönum. Í þessari skýrslu eru fundin áhrif flattrar plötu með tiltekna þykkt, lengd og breidd.