



Vorráðstefna

Ágrip erinda og veggspjalda

Haldin í Öskju,
Náttúrufræðahúsi Háskóla Íslands

28.apríl 2009

Dagskrá Vorráðstefnu JFÍ 28.apríl 2009

08:30-09:00	Skráning
Fundarstjóri 09:00-09:05	Þorsteinn Sæmundsson Setning Andri Stefánsson
09:05-09:25	10 ⁺ ár samfelldra GPS mælinga á Íslandi – hvað höfum við lært? Halldór Geirsson
09:25-09:45	Fluid geochemistry and surface alteration associated with rhyolitic rocks, Torfajökull Iceland Júlía Katrín Björke
09:45-10:05	Sulfur chemistry in natural hydrothermal waters, Iceland Andri Stefánsson
10:05-10:25	Rekbelastökk og Njörður, megineldstöð á Reykjaneshrygg. Ármann Höskuldsson
	Kaffi
Fundarstjóri 10:50-11:10	Andri Stefánsson Orravatnsrústir á Hofsafrétt Þorsteinn Sæmundsson
11:10-11:30	Skaftárhlaup: Athugun á jökulhlaupi frá Vestari Skaftárvatni Bergur Einarsson
11:30-11:50	Jarðhiti á Grænlandi og rannsóknir á Diskóeyju Árni Hjartarson
11:50-12:10	Hvers vegna gýs Askja aðeins súrri kviku og basalti? Olgeir Sigmarsson
12:10-14:00	Aðalfundur Jarðfræðafélags Íslands og hádegismatur í Öskju
Fundarstjóri 14:00-14:20	Sóley Unnur Einarsdóttir Stöðugar samsætur: Áhrif sjávarættadýra fæðu á ¹⁴ C aldursgreiningar íslenskra beina. Árný E. Sveinbjörnsdóttir
14:20-14:40	Hver eru tengsl efnahvarfaveðrunar og loftslags Eydís Salóme Eiríksdóttir
14:40-15:00	CarbFix – binding kolefnis í basalti: Efnafræði bergs og vatns á niðurrennslissvæðinu í Þrengslum, Hellisheiði. Helgi Arnar Alfreðsson
15:00-15:20	Stefnuhneigð jarðskjálftabylgna í skorpu og möttli Íslands Ingi Þorleifur Bjarnason
15:30	Pósterseta í Öskju

Erindi

10⁺ ár samfelldra GPS mælinga á Íslandi – hvað höfum við lært?	1
Halldór Geirsson, Þóra Árnadóttir, Sigrún Hreinsdóttir, Judicael Decriem, Sabrina Metzger, Peter LaFemina, Rick Bennett, Sigurjón Jónsson, Austin Holland, Erik Sturkell, Thierry Villemin, Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson og Þorgils Ingvarsson.	
Fluid geochemistry and surface alteration associated with rhyolitic rocks, Torfajökull Iceland	3
J.K. Björke, A. Stefánsson, T. Fridriksson	
Sulfur chemistry in natural hydrothermal waters, Iceland	4
Andri Stefansson og Hanna Kaasalainen	
Rekbelastökk og Njörður, megineldstöð á Reykjanes hrygg.	5
Ármann Höskuldsson, Richard Hey, Ásdís Benediktsdóttir, Fernando Martinez og Einar Kjartansson	
Orravatnsrústir á Hofsafreitt	7
Þorsteinn Sæmundsson, Ólafur Arnalds, Helgi Páll Jónsson, Armelle Decaulne og Berglind Orradóttir	
Skaftárhlaup: Athugun á jökulhlaupi frá Vestari Skaftárvatni	9
Bergur Einarsson, Tómas Jóhannesson, Þorsteinn Þorsteinsson og Matthew Roberts	
Jarðhiti á Grænlandi og rannsóknir á Diskóeyju	11
Árni Hjartarson	
Hvers vegna gýs Askja aðeins súrri kviku og basalti?	13
Olgeir Sigmarsson	
Stöðugar samsætur: Áhrif sjávarættadæmra fæðu á ¹⁴C aldursgreiningar íslenskra beina.	14
Árný Erla Sveinbjörnsdóttir og Jan Heinemeier	
Hver eru tengsl efnahvarfaveðrunar og loftslags	15
Eydís S. Eiríksdóttir og Sigurður R. Gíslason	
CarbFix – binding kolefnis í basalti: Efnafræði bergs og vatns á niðurrennslissvæðinu í Þrengslum, Hellisheiði.	16
Helgi Arnar Alfreðsson og Sigurður Reynir Gíslason	
Stefnuhneigð jarðskjálftabylgna í skorpu og möttli Íslands	17
Ingi Þorleifur Bjarnason	

Veggspjöld

Anomalous high b-value for earthquakes at Upptyppingar: Evidence for the presence of magma Anaïs Boué, Páll Einarsson, Ásta Rut Hjartardóttir.	19
CO₂-water-basalt interaction: geochemical modelling and experiments A.P. Gysi og A. Stefánsson	20
Sprungur nærri Upptyppingum og Álftadalsdyngju Ásta Rut Hjartardóttir og Páll Einarsson	21
Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2008 Gunnar B. Guðmundsson, Bergþóra S. Þorbjarnardóttir, Sigurlaug Hjaltadóttir, Steinunn S. Jakobsdóttir og Matthew J. Roberts	23
Úrvinnsla og mat á áhrifum jarðskjálfta í rauntíma. Einar Kjartansson, Hjörleifur Sveinbjörnsson, Sigurlaug Hjaltadóttir, Kristín S. Vogfjörð, Ragnar Slunga og Gunnar Guðmundsson	25
Hvarf trékenndra plantna og koma jurta í forn gróðurfélög á Íslandi Friðgeir Grímsson og Leifur A. Símonarson	26
Plöntusteingervingar úr setlögum Svínafellsfjalls í Öræfum Friðgeir Grímsson og Leifur A. Símonarson	27
Major- and trace element constraints on the alteration of basaltic glass following submarine volcanic eruptions at the Reykjanes Ridge, SW-Iceland Gudmundur B. Ingvarsson and Olgeir Sigmarsson	29
Berghlaup á Íslandi – Norðurland Helgi Páll Jónsson, Halldór G. Pétursson, Þorsteinn Sæmundsson	30
Jökulhník í jökulgörðum sem mynduðust við framhlaup Eyjabakkajökuls í lok litlu ísaldar Ívar Örn Benediktsson, Ólafur Ingólfsson, Anders Schomacker, Hanna Lokrantz	31
A melt inclusion study of hyaloclastite-hosted minerals - Constraints on the origin of three magmatic series in Iceland J.K. Jakobsen, O. Sigmarsson, P. Schiano	33
Last Millennium Climate Records from the North Iceland Shelf: Reconstructing Temperature and Marine Reservoir Ages Jón Eiríksson, Karen Luise Knudsen, Helga Bára Bartels-Jónsdóttir, Hui Jiang, Jan Heinemeier, Guðrún Larsen Leifur A. Símonarson	34
Unraveling faulting in a complex earthquake sequence in the South Iceland Seismic Zone. Decriem, J., Arnadóttir, T., Geirsson, H., Keiding, M., Ófeigsson, B.G., Hreinsdóttir, S., Lafemina, P., Hooper, A., Sigmunsson, F., Bennett, R.	36
Einkenni og samspil sprunguhreyfinga í stórskjálftum í Suðurlandsbrotabeltinu: 29. maí, 2008 skjálftinn Kristín S. Vogfjörð, Sigurlaug Hjaltadóttir, Halldór Geirsson, Gunnar Guðmundsson og Ragnar Slunga	37
Miguskeljar í íslenskum jarðlögum Leifur A. Símonarson og Ólöf E. Leifsdóttir	38
Kynblöndun ilmbjarkar og fjalldrapa snemma á nútíma Lilja Karlsdóttir, Margrét Hallsdóttir, Ægir Þór Þórsson og Kesara Ananthawat-Jónsson	39
Fault- and fracture map of the northern part of the Brennisteinsfjöll fissure swarm, SW-Iceland Páll Einarsson, Ásta Rut Hjartardóttir, Maryam Khodayar, Benedikt G. Ófeigsson, Þorbjörg Ágústsdóttir, Gísli Örn Bragason, Ásgeir Einarsson, and students of Current Crustal Movements in the Faculty of Earth Sciences, University of Iceland 2008	41
Response of glacier mass balance to regional warming, deduced by remote sensing on three glaciers in S-Iceland Sverrir Guðmundsson, Helgi Björnsson, Eyjólfur Magnússon, Etienne Berthier, Finnur Pálsson, Magnús Tumi Guðmundsson, Þósrðís Högnadóttir, Jörger Dall	42
Can the Mogi-dipole model explain surface deformations of rhyolite domes? Þorbjörg Ágústsdóttir, Páll Einarsson and Magnús Tumi Guðmundsson	43

10⁺ ár samfelldra GPS mælinga á Íslandi – hvað höfum við lært?

Halldór Geirsson (1), Þóra Árnadóttir (2), Sigrún Hreinsdóttir (3), Judicael Decriem (2), Sabrina Metzger (4), Peter LaFemina (5), Rick Bennett (3), Sigurjón Jónsson (4), Austin Holland (3), Erik Sturkell (6), Thierry Villemin (7), Freysteinn Sigmundsson (2), Páll Einarsson (2), Þorgils Ingvarsson (1).

1: Veðurstofa Íslands; 2: Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands; 3: University of Arizona, USA; 4: ETHZ (Eidgenössische Technische Hochschule Zürich), Sviss; 5: Penn State University, USA; 6: Háskólinn í Gautaborg, Svíþjóð; 7: Háskólinn í Savoie, Frakklandi.

Nú eru alls um 70 GPS stöðvar á Íslandi sem safna stöðugt gögnum. 58 stöðvar eru reknar af Veðurstofu Íslands ásamt ýmsum samstarfsaðilum, þar af eru 45 stöðvar sem senda gögn a.m.k. daglega til Veðurstofu Íslands og unnið er að því að koma fleiri stöðvum í samband. Vöxtur samfelldra GPS mælinga hefur verið ör síðustu þrjú ár og tilgangur þessa erindis er að gefa yfirlit yfir helstu atriði sem komið hafa fram í mælingunum. Flestar stöðvanna eru reknar í þeim megintilgangi að vakta og rannsaka jarðskorpuhreyfingar, en ýmiss önnur not eru fyrir gögn frá stöðvunum, m.a. til leiðréttinga í hvers kyns kortlagningu og einnig í svo kallaðri GPS-veðurfræði.

Samfelldar GPS mælingar á Íslandi hófust árið 1995 þegar þýska stofnunin "Bundesamt für Kartographie und Geodäsie" setti upp GPS stöð á þaki byggingarinnar VRII í Háskóla Íslands. Stöðin tilheyrir svokölluðu IGS (International GNSS Service) kjarnaneti og er m.a. notuð við útreikning brauta GPS-gervitunglanna. Sami hópur setti upp stöð á Höfn í Hornafirði árið 1997. Í kjölfar Hengilshrinunnar 1994-1998 voru fjórar samfelldar GPS stöðvar settar upp á Hengilssvæðinu af Veðurstofu Íslands, og markar uppsetning fyrstu stöðvarinnar, VOGS á Vogsósum í Selvogi þann 18. mars 1999, upphaf ISGPS kerfisins - en svo nefnist kerfi samfelldra GPS mælinga Veðurstofu Íslands. Uppbyggingin var nokkuð jöfn til ársins 2006, en þá hlutu Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands og Veðurstofa Íslands Öndvegisstyrk Rannís til að setja upp fjölda símælandi GPS stöðva í samstarfi við nokkra erlenda aðila. Uppsetning GPS stöðva Veðurstofu Íslands hefur ávallt verið í nánú samstarfi við Norræna Eldfjallasetrið og Háskóla Íslands.

Þau jarðeðlisfræðilegu ferli sem verið er að fást við með samfelldum GPS mælingum eru af ýmsum toga og yfirleitt mælast merki frá fleiri en einu ferli í einu á hverri stöð. Landreikið, sem nemur um 2 cm á ári, er alla jafna stærsta merkið í láréttu plani. Aflögunarsvæðið er bundið við um 50-100 km breitt svæði út frá flekaskilunum. Landris vegna rýrnunar jökla nemur mest rúmlega 2 cm á ári og er víðfeðmasta lóðrétt hreyfing jarðskorpunnar á Íslandi. Styrkur samfelldra GPS mælinga umfram aðrar landmælingaaðferðir til mælinga á jarðskorpuhreyfingum liggur fyrst og fremst í tímaupplausn og samfelldni mælinganna. Sem dæmi þá nemur fjaðrandi svörun jarðskorpunnar vegna árlegra fargbreytinga á jöklum

landsins allt að 2 cm milli efstu og neðstu stöðu. Landris til lengri tíma vegna rýrnunar jöklanna ræðst bæði af fjaðrandi og seigfjaðrandi svörun jarðskorpunnar. Aflögun vegna Suðurlandsskjálftanna 2000 og 2008 kom vel fram á mælakerfinu. Í Suðurlandsskjálftunum árið 2000 var vel hægt að geta greint hreyfingar frá hvorum skjálfta um sig, enda 3 dagar á milli meginskjálftanna, en í skjálftunum árið 2008 voru innan við 2-3 sekúndur á milli skjálftanna. Að öllu jöfnu safna mælitækin merkjum frá GPS-gervitunglum á 15 sekúndna fresti, en allnokkrar stöðvar eru nú einnig farnar að safna merkjum á 1 sek fresti. Í Suðurlandsskjálftunum 2008 skiluðu slíkar mælistöðvar beinum mælingum á jarðskjálftabylgjum sem urðu í meginskjálftunum og er það í fyrsta skipti hér á landi sem GPS tækni er notuð á þann hátt.

GPS mælingar gegna mikilvægu hlutverki við rannsóknir og vöktun á kvikuhreyfingum undir eldfjöllum landsins. Árin 2007 og 2008 varð kvikuinnskot á 12-20 km dýpi undir Upptyppingum og Álftadalsdyngju norðan Vatnajökuls. Aflögunin mældist á nálægum GPS stöðvum við Kárahnjúka og ásamt jarðskjálftamælingum var hægt að áætla magn kviku í innskotinu og tímaþróun atburðarásarinnar. Að lokum má geta þess að samfelldar GPS mælingar á Grímsfjalli notaðar til að fylgjast með vaxandi þrýstingi undir Grímsvötnum.

Samfelldar GPS mælingarásamt jarðskjálftamælingum og öðrum mælingum á landbreytingum hafa nýst vel til vöktunar og rannsókna á ýmsum ferlum í jarðskorpu landsins. Þó netið sé nokkuð þétt á svæðum sem hafa verið virk á síðasta áratug eru enn nokkur svæði sem vert er að kanna með þessari tækni.

Fluid geochemistry and surface alteration associated with rhyolitic rocks, Torfajökull Iceland

J.K. Björke,^{1*} A. Stefánsson¹, T. Fridriksson²

¹ Institute of Earth Sciences, Sturlugata 7, 101 Reykjavík, Iceland.

² Iceland GeoSurvey, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík, Iceland

Studies of alteration mineralogy and fluid composition in many geothermal systems have indicated that equilibrium is closely approached between solution and the secondary minerals and that all major components except mobile elements like Cl are controlled by mineral buffers when temperatures are above 100°C. Boiling (phase separation and segregation), mixing and cooling are, however, active processes in such systems leading to very variable fluids at the surface including acid sulphate waters, carbon-dioxide waters, sodium-chloride waters and mixed waters. Re-equilibration between the gases, water and alteration minerals upon these changes is however unclear.

Samples of surface geothermal fluids and associated surface alteration mineralogy of rhyolitic rocks at the Torfajökull geothermal area, Iceland, were collected and analyzed for major and trace elemental composition as well as alteration mineralogy. Great variability was observed in surface water composition in the range of pH 2.14-9.77, Cl 0.3-602 ppm, SO₄ 2-884 ppm, CO₂ 0.5-530 ppm and metals in the range of 0.5-155 ppm in acid waters and 0.001-35 ppm in alkaline waters. The surface mineralogy is characteristic of argillic alteration with kaolinite, alunite, amorphous silica being abundant as well as hematite and goethite and pyrite above and below the oxidation front, respectively. All these fluids have a common deep source fluid. The very variable surface chemistry is resulting from the boiling and phase separation, cooling and mixing upon ascend to the surface and surface oxidation.

The system is clearly open with the fluid chemistry at the surface depending on the mineral-water reaction as well as oxidation kinetics, fluid fluxes and mixing ratios. Nevertheless, thermodynamic modelling and mobility calculations clearly revealed a local re-equilibrium at least between some of the secondary minerals and the associated geothermal water and gases. Interestingly, the waters are commonly saturated with the surface alteration minerals, which in turns are often metastable with fast precipitation kinetics, for example amorphous silica and simple metal hydroxides.

Sulfur chemistry in natural hydrothermal waters, Iceland

Andri Stefansson¹ and Hanna Kaasalainen^{1,2}

¹Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Sturlugata 7, 101 Reykjavík

²Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Sturlugata 7, 101 Reykjavík

*corresponding author e-mail: hanna^{kaa}@hi.is

The geochemistry of sulfur has been studied. Samples of volcanic and non-volcanic geothermal waters were collected from several locations in Iceland and analyzed for sulfur species concentration on site and major and trace elemental content. The waters include samples of well discharges, alkaline hot springs, acid-sulfate mud pots and springs. The measured surface temperature were 7-100°C and the pH was 1.83- 9.71 (at 25°C). The waters are of NaCl and acid sulfate type with molal SO₄/Cl ratio between 0.05 and 2813. The concentration of the main sulfur species were SO₄ = 0.02-106 mM, S₂O₃ = 1.7-394 µM and H₂S = 0.3-2160 µM. Metastable sulfur species were only detected in surface geothermal waters whereas H₂S and SO₄ are the only forms found in well waters discharging aquifer fluids. Thiosulfate in alkaline sodium chloride waters is considered to be formed upon hydrogen sulfide oxidation. The various thiosulfate to hydrogen sulfide ratios in the hot springs are the product of various mixing ratios of geothermal and cold waters, hydrogen sulfide degassing and contact are of the surface geothermal water with atmospheric air. In mildly acid to neutral springs, thiosulfate is considered to form upon sulfur hydrolysis. In such areas when the sulfuric acid concentration formed due to oxidation exceeds the water buffer capacity the pH drops and thiosulfate disproportionates.

Rekbeltastökk og Njörður, megineldstöð á Reykjaneshrygg.

Ármann Höskuldsson¹, Richard Hey², Ásdís Benediktsdóttir², Fernando Martinez² og Einar Kjartansson³

¹Háskóli Íslands, Jarðvísindadeild, 101 Reykjavík. armh@hi.is

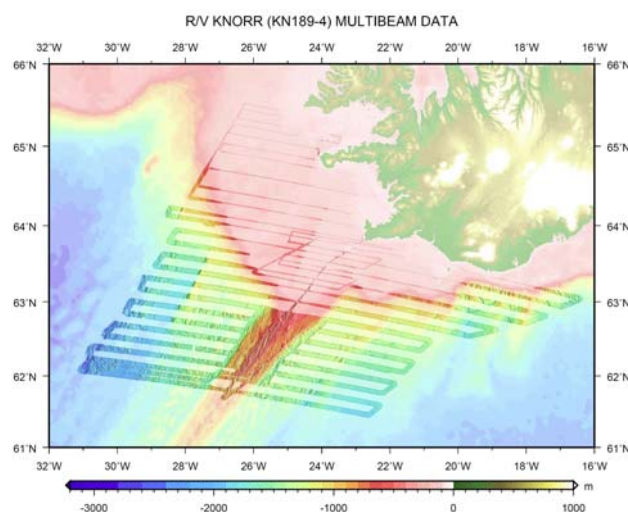
²HIGP/SOEST, University of Hawaii, Manoa Honolulu, HI 96822 USA.

³Hafrannsóknarstofnunin, 121 Reykjavík, nú: Veðurstofa Íslands, 150 Reykjavík

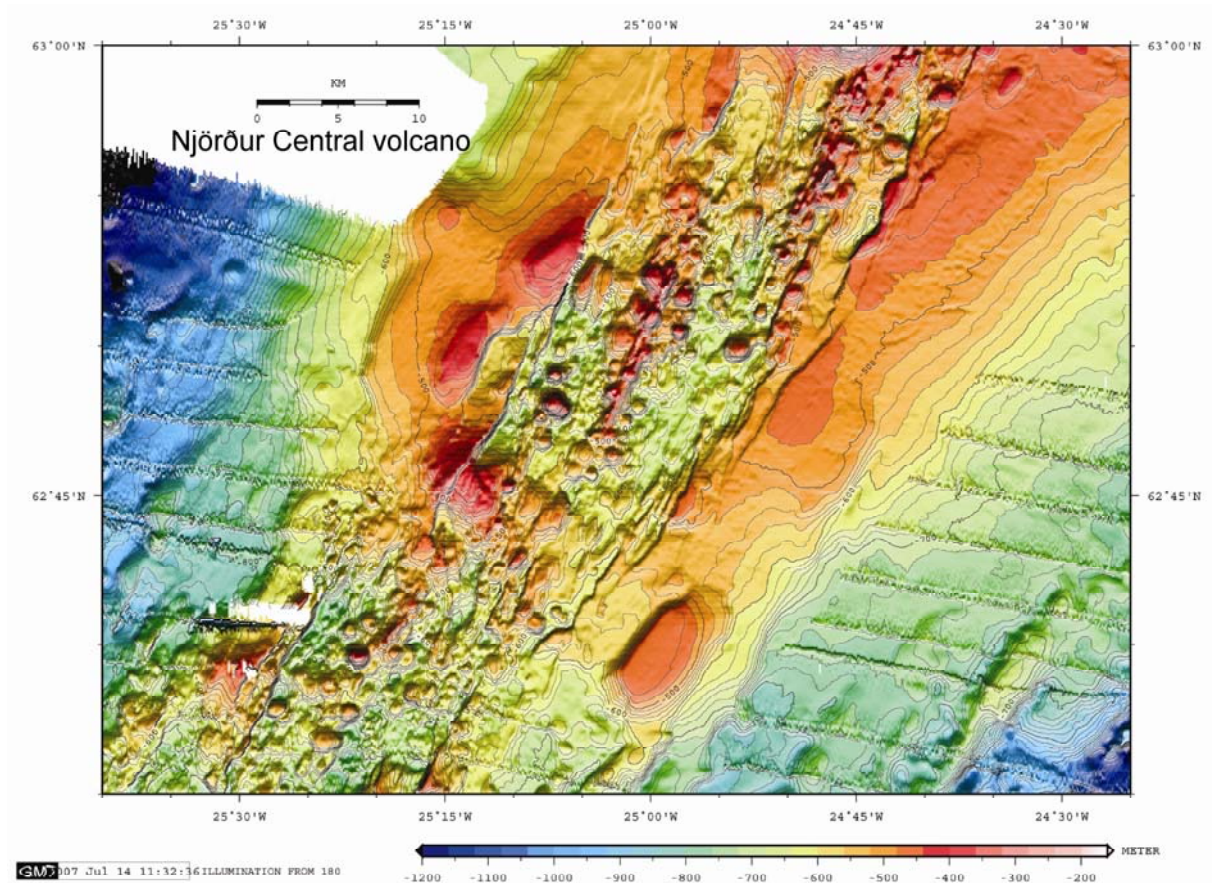
Sumarið 2007 var gerður út leiðangur á rannsóknarskipinu R/V Knorr frá Woodshole rannsóknarstofnuninni í Bandaríkjunum. Leiðangurinn var farinn á vegum Háskóla Ísland og Hawaii háskóla og styrktur af vísindasjóði Bandaríkjanna (NSF). Í leiðangrinum var þróun Reykjaneshryggjar skoðuð 24 miljón ár aftur í tíman. Framkvæmdar voru segul-, þyngdar-, fjölgeisla- og dýptarmælingar frá Vestfjörðum og suður að 62°gráðu norðlægrar breiddar. Fjölgeisla-mælingar gáfu um 45% þekju á djúpsvæði, en mun minna á grunnsævi. Á yngsta hluta hryggjarins, um 50 km beggja vegna rekmiðju rekáss, var 100 % þekja. Auk þess hafði Hafrannsóknarstofnunin fjölgeisla-mælt hvirfil Njarðar, fyrstu megineldstöðvarinnar á Reykjaneshrygg, árið 2006 (mynd 1).

Eldstöðin Njörður liggur um 150 km suður af Reykjanesi, er um 40-50 km í þvermál og staðsett í beinu framhaldi af landgrunnsbrúninni. Eldstöðin rís upp af 900 til 1200 m dýpi, en hæstu tindar hennar eru á um 400 m dýpi. Eldstöðin gnæfir því um 500 til 800 m upp yfir umhverfi sitt. Í hvirfli eldstöðvarinnar mótast fyrir öskju, sem er um 13x10 km í þvermál. Aldur öskjubrotsins, metin frá rekhraðanum 2 cm/ár, er á bilinu 120 til 800 þúsund ár. Í gegnum eldstöðina miðja liggur mikill sigdalur, um 12 km breiður. Misgengi og sprungur eru áberandi í suðurjaðri öskjunnar og austurhluta sigdalsins. Askjan sjálf er hinsvegar hulin ungum gosefnum. Í miðju sigdalsins má sjá allt að þrjú kerfi skástígra gossprungna er liggja þvert í gegnum öskjuna. Gosreinararnar þrjár sitja innan megin sigdalsins og eru afmarkaðar af smærri siggengjum (mynd 2).

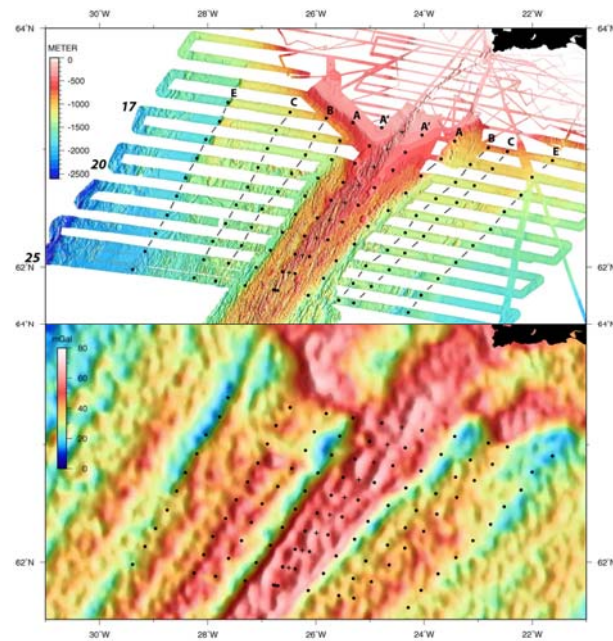
Tvenn megin rekbeltastökk hafa verið skilgreind á Íslandi, þar sem færsla rekbeltanna er kerfisbundin til austurs. Í gögnum aflað sumarið 2007 teljum við okkur sjá ummerki 5 megin rekbeltastökk. Fyrstu tvö beltin hafa legið út af Vestfjörðum og hætta virkni fyrir 16 og 12 Ma. Tvö rekbelti tengjast Breiðafirði um Kolluál (8,5 Ma) og Snæfellsnes (5,8 Ma). Loks hefur síðasta stökk átt sér stað fyrir um 2,5 Ma, en það rekbelti hefur legið í Faxaflóa. Hugsanlega tengist megineldstöðin Njörður síðustu tilfærslunni, en hún situr á löminni.



Mynd 1. Rannsóknarsvæðið sem mælt var sumarið 2007. Utan rekássins er þekja gagna um 45% en rekásinn sjálfur var fullþakinn. Á landgrunni er þekjan mun minni.



Mynd 2. Kort af fyrstu megineldstöðinni á Reykjaneshrygg. Njörður liggur þvert yfir megin rekbeltið. Berg utan öskjunnar er eldra en 800 Ka en allt berg innan sigdals öskjunnar er rétt segulmagnað. Þrjár megingosreinar liggja í miðjum sigdalnum sem klýfur eldstöðina.



Mynd 3. Rekásarnir 5 er komu fram við mælingar. E-Vestfjarðarekás, C-Kolluállás, B-Snæfellsnesrekás I, A-Snæfellsnesrekás II og A'-Faxaflóarekás.

Orravatnsrústir á Hofsafrétt

Þorsteinn Sæmundsson¹, Ólafur Arnalds², Helgi Páll Jónsson¹, Armelle Decaulne^{1&3} & Berglind Orradóttir²

¹Náttúrustofa Norðurlands vestra, Sauðárkrúkur, ²Landbúnaðarháskóli Íslands\ Keldnaholt, Reykjavík & ³CNRS GEOLAB, Clermont-Ferrand, France.

Orravatnsrústir á Hofsafrétt eru meðal merkustu rústasvæða landsins, en rústir eða „palsa“ eru taldar meðal sérstæðustu fyrirbrigða norðurhjarans. Rústir eru þústir sem myndast í landslaginu með föstum ískjarna. Veðurfar, landslag, vatnafar og setgerð ráða hvað mestu um myndun og tilvist þeirra. Nokkur rústasvæði fyrir utan Orravatnsrústir eru til hér á landi og er rústasvæðið í Þjórsárverum þekktast og best rannsakað (Þóra Ellen Þórhallsdóttir, 1994, 1996).

Frá árinu 2001 hefur Náttúrustofa Norðurlands vestra í samvinnu við Landbúnaðarháskóla Íslands staðið fyrir rannsóknum á Orravatnsrústum svo sem með mælingum á stærð rústanna, dýpt virka lagsins, íspykkt, jarðvegsniðum o.fl.



1. mynd. Á syðri hluta svæðisins geta rúsirnar náð allt að 2 m hæð. Mynd: Þorsteinn Sæmundsson 2003.

Orravatnsrústir eru staðsettar á Hofsafrétt um 10-15 km norðaustur af Hofsjökli. Rústasvæðið er í litlu dalverpi suðvestur af Reyðarvatni í um 710-715 m hæð yfir sjó. Stærð og lögun rústanna er nokkuð mismunandi innan svæðisins. Á nyrðri hluta þess eru rústirnar um 40-60 cm háar og allt að 2000 m² að flatarmáli, en á syðri hluta þess eru þær um 150-200 cm háar og upp í 2500 m² að flatarmáli (mynd 1). Svæðið er mjög votlent og fjöldi tjarna finnast á milli rústanna. Það sem einkennir rústarsvæðið er gróðurfarið, en það sker sig verulega úr hinni gróðurvana auðn sem umlykur svæðið, enda er gróður í þessari hæð fátíður á Íslandi. Ekki liggja fyrir nákvæmar mælingar á veðurfari á svæðinu, en út frá fyrirliggjandi gögnum áætlum við að ársúrcoma sé nálægt 800 mm á ári, að meðalhiti ársins sé á bilinu -2 til -4 °C með meðalhita í janúar -6 til -8 °C og meðalhita í júlí +4 til +6 °C (Veðurstofan, óbirt gögn).

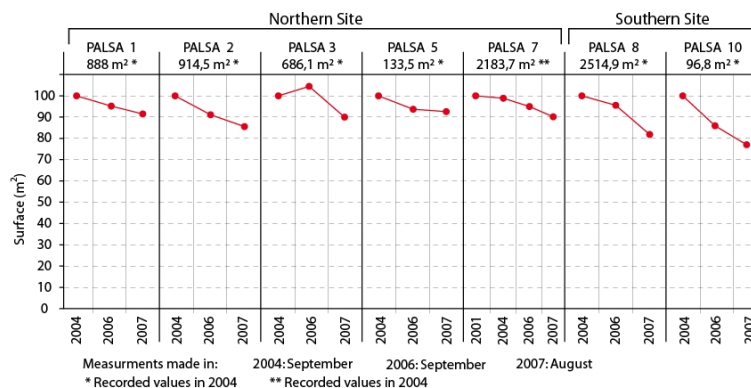
Rústasvæði eru afar viðkvæm fyrir loftslagsbreytingum og geta gefið til kynna langtímaþróun loftslags. Víða eru ummerki um að loftslagshlýnun valdi eyðileggingu á rústasvæðum (Vallée og Payette, 2007; Luoto o.fl., 2004a,b), slíkt má greinilega merkja á Orravatnsrústum í dag. Aðrir þættir geta einnig haft áhrif á tilvist Orravatnsrústa. Gerð hefur verið áætlun um virkjun jökulvatna Skagafjarðar, svonefnda Skatastaðavirkjun (VSÓ, 2001). Tillögurnar gera ráð fyrir að allstórt lón, með breytilega lónhæð, myndist í nágrenni Orravatnsrústa. Lónið gæti haft umtalsverð áhrif á rústasvæðin.

Rannsóknarhópur undir forystu Hirakawa vann við rannsóknir á Orravatnsrústum á

níunda áratug síðustu aldar. Út frá öskulögum og aldursgreiningum sem Hirakawa gerði má leiða líkum að því að sífreramyndun á svæðinu hafi hafist fyrir um 3000-4000 árum síðan, en líklega hefur gróðurmyndun hafist fyrir um 7000 árum síðan (Hirakawa 1986).

Helstu niðurstöður rannsókna frá 2001 benda til þess að virka lagið (active layer) ofan íssins á rústarsvæðunum hafi breyst verulega á undanförunum árum, frá 45-65 cm árið 2001 til 70-75 cm árið 2007. Yfirborðsflatarmál rústanna hefur verið mælt með alstöð frá 2004. Yfirborðið er frá um 70 til >2500 m² á þeim rústum sem mældar hafa verið og hefur minnkað að meðaltali nálægt 10% á árunum 2004-2007 (mynd 2). Báðar þessar mælingar gefa til kynna að við núverandi loftslag munu rústirnar minnka og hugsanlega hverfa með tímanum. Með viðnámsmælingum var unnt að mæla þykkt ískjarnanna undir rústunum. Í ljós kom að undir hverri rúst er afmarkaður ískjarni sem er yfirleitt 5-7,5 m þykkur (Kneisel o.fl. 2007)

Náttúrufyrirbæri eins og Orravatnsrústir eru viðkvæm fyrir utanaðkomandi þáttum svo sem breytingum í veðurfari og grunnvatnsstöðu. Þó svo að mælingar sem kynntar eru hér hafi einungis staðið yfir frá árinu 2001 þá virðast hafa orðið breytingar á stærð rústanna og þykkt „virka lagsins“. Þessar breytingar benda til þess að ísinn eða sífrerinn sé að bráðna og má með góðu móti tengja þær breytingar við þá miklu hlýnun sem orðið hefur hérlandis undanfarinn áratug. Önnur ógn sem gæti steðjað að rústarsvæðinu eru hugmyndir um gerð uppistöðulóns við Buga ef af virkjun fallvatna í Skagafirði verður. Nauðsynlegt er að kanna hvaða áhrif slíkt lón gæti haft á tilvist rústanna.



2. mynd. Mælingar á einstökum rústum sýna að þær hafa farið ört minnkandi að flatarmáli síðustu ár.

Heimildir

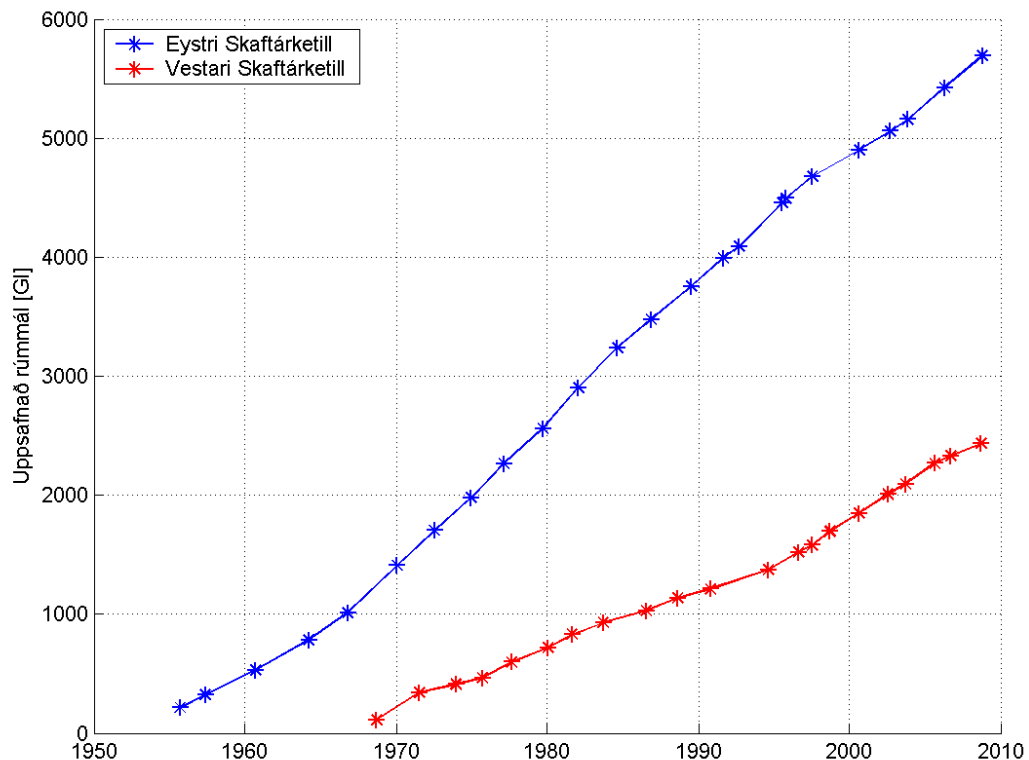
- Hirakawa, K., 1986: Development of palsa bog in central highland, Iceland. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 21: 111-122.
- Kneisel, C., Sæmundsson, Th., & Beylich, A., 2007. Reconnaissance surveys of contemporary permafrost environments in central Iceland using geoelectrical methods: implications for permafrost degradation and sediment fluxes. *Geografiska Annaler*, 89: 41-50.
- Luoto, M., Fronzek, S., & Zuidhoff, F., 2004a: Spatial modeling of palsa mires in relation to climate in northern Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (11): 1373-1387.
- Luoto, M., Heikkinen, R.K., & Carter, T.R., 2004b: Loss of palsa mires in Europe and biological consequences. *Environmental Conservation*, 31: 30-37.
- Vallée, S., & Payette, S., 2007: Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Québec). *Geomorphology*, 90: 162-170.
- VSO, 2001: Virkjanaskýrsla, Skatastaðavirkjun í Hofsafrétti. 2. frumdrög. (Hydropower Report, Skatastaða Project on Hofsafréttur common). In Icelandic. *Orkustofnun*, Reykjavík, Iceland.
- Þóra Ellen Þórhallsdóttir, 1994. Effects of changes in groundwater level on palsas in Central Iceland. *Geografiska Annaler*, 76 (3): 161 -167.
- Þóra Ellen Þórhallsdóttir, 1996. Seasonal and annual dynamics of frozen ground in the central highland of Iceland. *Arctic and Alpine Research*, 28 (2): 237-243.

Skaftárhlaup: Athugun á jökulhlaupi frá Vestari Skaftárkatli

Bergur Einarsson, Tómas Jóhannesson, Þorsteinn Þorsteinsson og Matthew Roberts, Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík, bergur@vedur.is

Kunnugt er um 45 jökulhlaup í Skaftá síðan 1955. Þau eru upprunnin úr lónum undir eystri og vestari Skaftárkatli í vestanverðum Vatnajökli. Í lónin safnast stöðugt bræðsluvatn vegna jarðhita undir jöklinum. Skaftárhlaupin vaxa mjög hratt og ná oft hámarksrennsli á innan við 2 sólarhringum en síðan fer rennslið hægt minnkandi á 1-2 vikum eftir hámarkið. Hegðun dæmigerðra Grímsvatnahlaupa er talsvert frábrugðin; þau vaxa hægt á 2-3 vikum og ná þá hámarki og lýkur svo snögglega á 1-2 dögum eftir að hámarki er náð.

Út frá gögnum um rúmmál hlaupvatns hefur meðal-vatnssöfnun í Vestari Skaftárkatli undanfarinn áratug verið metin 6 Gl (1 Gl = 1.000.000 m³) á mánuði og 9 Gl á mánuði í Eystri Skaftárkatli. Afl jarðhitasvæðisins undir vestari katlinum má meta 550 MW út frá efnasamsetningu lónvatnsins og meðalvatnssöfnun í katlinum.



Uppsafnað rúmmál jökulhlaupa úr Eystri og Vestari Skaftárkatli frá upphafi mælinga. Hlaup frá Eystri Skaftárkatli hafa verið mæld síðan 1955 en fyrsta hlaupið sem talið er vera upprunnið úr Vestari Skaftárkatli mældist 1968. Vatnssöfnunin milli hlaupa hefur verið nokkuð jöfn, 9 Gl á mánuði að meðaltali fyrir eystri ketilinn undanfarna áratugi ef frá eru talin fyrstu fjögur hlaupin en þá er hún heldur minni. Ástæða þess gæti verið að jarðhitavirkni undir kötlunum hafi verið minni, að hlaupin hafi að hluta til farið í Langasjó og dempast þar eða að rúmmál hlaupanna hafi verið vanmetið. Fyrir Vestari Skaftárketil er brot í ferlinum 1994. Fyrir þann tíma er vatnssöfnunin 4 Gl á mánuði að meðaltali en eftir 1994 er hún 6 Gl á mánuði að meðaltali. Líklegasta ástæðan fyrir þessari breytingu er aukin jarðhitavirkni undir katlinum.

Við hlaup úr vestari katlinum í september 2006 og ágúst 2008 var sig íshellunnar yfir lóninu mælt, auk rennslis í Skaftá og hita hlaupvatns nærri jökuljaðri. Unnið hefur

verið úr gögnunum fyrir septemberhlaupið 2006 en þá náði útrennslið úr lóninu mest $123 \text{ m}^3/\text{s}$ en rennsli hlaupsins við jökuljaðar varð mest $97 \text{ m}^3/\text{s}$. Heildarrúmmál hlaupsins var 53 Gl. Vatnsmagnið, sem rúmaðist í hlaupfarveginum undir jöklinum var reiknað út frá rennslisgögnunum og reyndist mest 35 Gl, sem samsvarar tveimur þriðju af heildarrúmmáli hlaupsins. Vatnsrúmmálið í flóðfarveginum er stærðarþrepi meiri en það rúmmál sem upphafsvarmi í vatninu í lóninu og sá varmi, sem myndast vegna núnings í rennslinu, geta brætt. Aflögun og lyfting íss, vegna vatnsþrýstings umfram fargþrýsting við jökulbotn, eiga því mestan þátt í að mynda flóðfarvegin. Framrásarhraði hlaupsins undir jöklinum var reiknaður út frá rennslisgögnunum og reyndist hann 0.2–0.4 m/s. Þetta hlaup fellur ekki að hefðbundnum kenningum um hægrísandi jökulhlaup fremur en önnur Skaftárhlaup.

Rennsli hlaupsins í september 2006 og mat á stærð farvegarins undir jöklinum, út frá rúmmáli vatns sem þar hefur safnast fyrir, benda til þess að viðnám gegn vatnsrennsli við jökulbotn minnki eftir því sem líður á hlaupið. Rennsli á bilinu 80–90 m^3/s streymdi undir lok hlaupsins um farveg sem var einungis einn þriðji hluti af rúmmáli farvegar, sem flutti svipað rennsli á fyrsta eða öðrum degi eftir að hlaupið hófst við jökuljaðar. Þessi niðurstaða er vísbending um þróun frá rennsli í lítt afmarkaðri breiðu við botninn, yfir í rennsli um skilvirkar rásir. Einnig kann að vera að í upphafi hlaupsins hafi töluvert vatnsmagn safnast upp í vatnsgeymum undir jöklinum sem ekki tóku mikinn þátt í því að flytja rennsli.

Mælingar á vatnshita í Skaftá benda til þess að hlaupvatnið sé við eða mjög nærri frostmarki þegar það kemur undan jöklinum. Þetta bendir til þess að undir jöklinum flæði varmi mjög ört úr flóðvatninu í umliggjandi ísveggi, því að allur varmi í lónvatninu og sá varmi sem myndast vegna viðnáms í rennslinu hefur tapast þegar hlaupið kemur fram undan jökuljaðrinum.

Reynt hefur verið að herma rennsli hlaupsins 2006 með líkani, sem fyrst lýsir víðáttumiklu, óafmörkuðu rennsli í breiðu undir jöklinum sem síðan tengist afmörkuðu rennsli í rásum. Líkan þetta var smíðað í þeim tilgangi að herma hamfarajökulhlaupið úr Grímsvötnum í nóvember 1996. Ekki tókst að fá viðunandi niðurstöðu þar sem reiknaður þrýstingur í hlaupfarveginum var ekki trúverðugur. Lyfting og aflögun íss eru mikilvæg ferli í myndun hlaupfarvegarins, en þessum ferlum er lýst með einföldum reynslujöfnum í líkaninu sem leiddar eru af gögnum fyrir innstreymi vatns og þrýsting á öðru bili. Fræðilegur grundvöllur líkansins er því ófullnægjandi til þess að skýra hraðvaxandi jökulhlaup. Líkur eru til að hugmyndafræðileg lýsing líkansins sé rétt, þ.e. að undir jöklinum flæði vatnið fyrst í vatnsbreiðu sem síðan tengist rásum, en þörf er á betri útfærslu á hermun lyftingar og aflögunar íss.

Heimildir:

Einarsson, B. 2003. *Jökulhlaups in Skaftá: A study of a jökulhlaup from the Western Skaftá cauldron in the Vatnajökull ice cap, Iceland.* (MS-ritgerð, Háskóli Íslands.)

Flowers, G. E., H. Björnsson, F. Pálsson and G. K. C. Clarke. 2004. A coupled sheet–conduit mechanism for jökulhlaup propagation. *Geophysical Research Letters*, **31**, L05401.

Jóhannesson, T., T. Thorsteinsson, A. Stefánsson, E. Gaidos and B. Einarsson. 2007. Circulation and thermodynamics in a subglacial geothermal lake under the Western Skaftá cauldron of the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters*, **34**, L19502.

Jarðhiti á Grænlandi og rannsóknir á Diskóeyju

Árni Hjartarson, ÍSOR, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Jarðhiti á yfirborði er ekki víða kunnur á Grænlandi. Laugar og volgrur eru þó þekktar á og í grennd við basaltsvæðin við Skoresbysund og á Diskóeyju. Einnig er vel þekktur jarðhitastaður á eyjunni Unartoq í hinum fornu Íslendingabyggðum á Suðurgreenlandi. Heitustu laugar Grænlands eru við ströndina sitt hvoru megin við mynni Skoresbysunds, hæsti hitinn er um 62°C í grennd við Tobinhöfða. Litlar rannsóknir hafa verið gerðar á möguleikum til jarðhitánýtingar, engar jarðhitaboranir, engar hitastigulsmælingar og mjög takmarkaðar jarðeðlisfræðilegar mælingar, enda eru flestir jarðhitastaðirnir fjarri mannabyggð. ÍSOR hefur þó gert frumathuganir á nýtingarmöguleikum á Diskó á Vesturgreenlandi.

Jarðhitinn á Diskó er fjölbreytilegur. Volgrur koma flestar úr basalti en á fjórum stöðum koma þær úr eldra bergi (þrjár úr forkambrísku gneissi og ein úr sandsteini frá krít). Lekt basaltstaflans á suðvesturhluta eyjarinnar er sambærileg við lekari hluta tertíera staflans á Íslandi, t.d. á Vestfjörðum. Lítið er vitað um hitagjafann en líklegast verður að telja að hann tengist háum hitastigum og standi í sambandi við eldvirknina sem var á svæðinu fyrir 60 milljón árum, þegar basaltstaflinn myndaðist. Líklegast er að volgrurnar séu tengdar sprungum í berggrunni þar sem grunnvatn nær að síga alldjúpt í jörðu og hitna. Þar verður því lóðrétt hræring (convection) eins og víða þekktist á lághitasvæðum Íslands. Skjálftavirkni er á svæðinu sem heldur við opnum sprungum og sagnir eru um breytingar á rennsli linda og volgra í tengslum við smáskjálfta. Ekkert er vitað um jarðhitastigul á svæðinu.

Jarðhitastaðir á Diskó

Staður	°C (max)	l/s	Berg	NB
Qofat			Sandsteinn	Suðurströnd Diskó
Unartorsuaq	16,2	2-3	Gneiss	Engelskmandens Havn, Hitasteinninn
Unartoq	11,1	1-2	Basalt	Diskófjörður suðurströnd, bólustreymi
Angujartutit	(3-12)		Basalt	Diskófjörður innarlega
Tarajungitsoq	11,5	2	Gneiss	Diskófjörður
Avdlaugissat	(3-6)		Gneiss	Avangnarput fjörður við Diskflóa
Unartuarak	14,5		Basalt	Diskófjörður, fjörulind
Kuanit	(3-12)		Basalt	Diskófjörður, norðurströnd
Qeqertarsuk	(3-12)		Basalt	Diskófjörður utarlega að norðan
Puillassoq	17,6	2	Basalt	Akullit (Mellemfjord)
Kildedalen	14,5		Basalt	Lindadalur, 3 km sunnan Puillassoq
Unartukavsak	15,4	3-4	Basalt	Mellemfjord, bullauga

Efnagreiningar voru gerðar á volgu vatni frá fjórum stöðum. Síðan var reiknaður út djúphiti í jarðhitakerfunum og vinnslueiginleikar vatnsins. Niðurstaðan er sú að Unartorsuaq og Tarajornitsoq séu álitlegastir þessara staða. Þar má hugsanlega fá 50-70°C heitt vatn sem nota má beint á hitaveitukerfi, (þ.e. án varmaskipta). Jarðhitastaðirnir eru flestir það fjarri byggð að nýting kemur ekki til greina við núverandi aðstæður. Volgrurnar í Unartorsuaq (Engelskmandens Havn) eru þó undantekning frá þessu. Fjarlægðin þeirra frá miðbænum í Qeqertarsuaq er aðeins 2 km í loftlínu. Leiðslustæðið meðfram ströndinni er víðast hvar gott en á kafla á austurströnd Unartorsuaq mun þurfa að hengja lögnina utan í bratta kletta. Ekkert er vitað um nýtanlegt vatnsmagn.



Jarðhitastaðir á Grænlandi

Heimildir

- Bonow, Johan M. 2005: Re-exposed basement landforms in the Disko region, West Greenland – disregarded data for estimation of glacial erosion and uplift modelling. *Geomorphology* 72, 106-127.
- Halliday, G., Klum-Nielsen, L. & Smart, I.H.M 1974. Studies on the flora of the north Blosseville Kyst and on the hot springs of Greenland. *meddelser om Grønland* 199, 49 bls.
- Heide-Jørgensen, H.S. & Kristensen, R.M. 1999: Puillassoq, the warmest homothermal spring of Disko Island. - *Berichte zur Polarforschung* 330: 32-43
- Kristensen, R.M. 2000: Grønlands varme kilder. In: *Topografisk Atlas Grønland*. Det Kongelige Geografiske Selskab og Kort & Matrikelstyrelsen. Reitzels Forlag, København, pp. 150-153.
- Kristensen, R.M. 1987: The “southern” flora and the “marine” fauna elements in the homothermic springs on Diskó Island, West Greenland. *Grønland Excursion* 2.-25. August 1987. Institut für Polarökologie (Kiel). 202-218.
- Ólafur Halldórsson 1978: Grænland í miðaldaritum. Sögufélagið, Reykjavík, 453 bls.
- Pedersen, A.K. & Ulff-Möller, F. 1984: Geological map of Greenland, 1:100.000, Mellemfjord 69 V.1 Nord. Copenhagen: Geological Survey of Denmark and Greenland.
- Pedersen, A.K., Ulff-Möller, F., Larsen, L.M. & Dueholm, K.S. 2000: Geological map of Greenland, 1:100.000, Uiffaq 69 V.1 Syd. Copenhagen: Geological Survey of Denmark and Greenland.
- Stefán Arnórsson, Andrés Svanbjörnsson & Einar Gunnlaugsson 1982. Geothermal resources in Greenland. Estimated underground temperatures and potential use. Virkir Consulting Group, Reykjavík.

Hvers vegna gýs Askja aðeins súrri kviku og basalti?

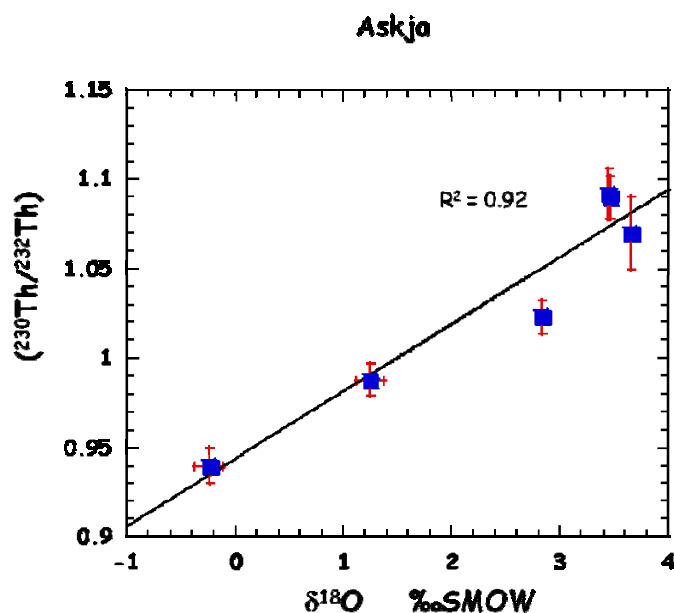
Olgeir Sigmarsson

Laboratoire magmas et Volcans, CNRS – Université Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France

Institute of Earth Sciences, University of Iceland, 101 Reykjavik, Iceland

Skilningur á myndun kviku er nauðsynlegur ef meta skal hraða hennar, ris og dvalartíma í kvikuhólfum, og þar með líkum á gosum og jafnvel stærð þeirra í framtíðinni. Samsætuhlutföll ólíkra frumeinda hafa reynst vel við að greina á milli mismunandi kvikuferli, og þá sér í lagi $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ og $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ hér á landi. Há hlutföll O- og Th-samsæta en lág hlutföll B-samsæta mælast í möttulættuðu basalti og afleiddum súrum kvikum yst út á hliðargosbeltunum þar sem hitastigull er hlutfallslega lágur. Mun lægri hlutföll O- og Th- en hærri hlutföll B-samsæta mælast í súrri kviku inn í miðju rekbeltanna svo sem í Öskju, vegna uppbræðslu jarðhitaummyndaðs bergs.

Nýlegar niðurstöður samsætumælinga Th og O í gosbergi af þekktum aldri sýnir mjög sterka fylgni á milli ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) og delta ^{18}O með línulegum fylgnistuðli, R^2 , hærri en 0.9. Dasít frá 1875 gosinu hefur gildin 0.94 og -0.24 per mille en bæði þróaður basalt vikur sem gaus nokkrum mánuðum fyrir öskjumyndunina sem og yngri basölt frá 1920 og 1961 hafa mun hærri gildi 1.09 og 3.5 per mille. Hæstu gildi mælast utan megineldstöðvarinnar í basalti Sveinargjár. Súr vikur sem gaus snemma Nútíma fellur á fylgnilínu yngri sýnanna, sem bendir til svipaðra kvikuferla undir Öskju síðustu 10 þúsund árin a.m.k. Myndast súra kvikan við uppbræðslu jarðhitaummyndaðs basalts og gýs hún skömmu eftir myndun án mikillar blöndunnar við basalt sem stígur upp af meira dýpi. Skömm dvöl súru kvikunnar eftir myndun en fyrir gos í grunnstæðu kvikuhólfi skýrir því skort á ísúru íslandíti og tvífasa kvikuvirkni í Öskju.



Stöðugar samsætur: Áhrif sjávarættaðrar fæðu á ^{14}C aldursgreiningar íslenskra beina.

Árný Erla Sveinbjörnsdóttir Jarðvísindastofnun Háskólans og Jan Heinemeier
AMS aldursgreiningarstofu Árósháskóla.

Greint verður frá niðurstöðum $\delta^{13}\text{C}$ og $\delta^{15}\text{N}$ mælinga á 60 beinagrindum (57 menn, 2 hestar og 1 hundur) úr kumlum og gröfum rétt eftir siðaskipti. Beinagrindurnar sem varðveittar eru á Þjóðminjasafni Íslands eru ættaðar frá 20 stöðum á Íslandi. Þeim er ætlað að endurspeglar fæðuval (þ.e. hlut sjávarættaðrar fæðu) frumbyggja Íslands og mögulegan mismun m.a. með tilliti til staðarháttar, þ.e. fjarlægð grafreits frá sjó. Búið er að ^{14}C aldursgreina 19 af þessum beinagrindum þar sem $\delta^{13}\text{C}$ er notað til að leiðrétta fyrir sjávaráhrifum, þ.e. ^{14}C mismun milli land og sjávarlífvera. Þessi munur er hér við land um 450 ár. Sjávarleiðréttur ^{14}C aldur beinanna liggur á bilinu 783 ± 36 til 1159 ± 35 BP eða frá 887 til 1258 AD. Leiðréttur aldur var sannreyndur með því að bera saman aldursgreiningar á hesti (landfæða), hundi (stór hluti fæðu sjávarættaður) og manneskju (blönduð fæða) úr sömu gröf. Niðurstöður $\delta^{13}\text{C}$ mælinganna sýna að hlutur sjávarættaðrar fæðu liggur á bilinu frá um 10% og upp í 60%. Fjarlægð grafreitar frá sjó virðist ráða mestu um þetta hlutfall.

Við fengum aðgang að beinum Páls Jónssonar biskups, sem varðveitt eru í Skálholti, en samkvæmt rituðum heimildum dó hann árið 1212. Samkvæmt niðurstöðum $\delta^{13}\text{C}$ mælinga á beinunum var hlutur sjávarættaðrar fæðu biskupsins um 17%, sem er svipað og mælist í öðrum beinagrindum á Suðurlandi. Sjávarleiðréttur ^{14}C aldur beina biskups passar vel við ritaðar heimildir.

Einnig mæðum við 24 beinagrindur sem fundust árið 2002 í litlum kirkjugarði í Keldudal í Skagafirði og nokkrum nálægum kumlum. Sjávarleiðréttur aldur beinanna úr kirkjugarðinum liggur frá um 1000 AD til 1150 AD, sem bendir til að kirkjugarðurinn hafi einungis verið notaður í 100 til 150 ár. Samkvæmt $\delta^{13}\text{C}$ mælingum var um 20% af fæðu einstaklinganna sjávarættaður.

Hvað tengir efnahvarfaveðrun og loftslag?

Eydís Salome Eiríksdóttir (ese@raunvis.hi.is) og Sigurður Reynir Gíslason
Jarðvísindastofnun Háskólans

Við efnahvarfaveðrun leysast jónir úr bergi og berast til sjávar með árvatni. Fyrst fara auðleystar jónir en eftir situr ummyndað berg sem er hlutfallslega ríkara af torleystum jónum en áður. Efnahvarfaveðrun bergs er mishröð eftir tegund bergs og ýmsum öðrum þáttum s.s. loftslagi. Við uppleysingu á bergi binst koltvíoxíð úr lofti í vatn og berst með því til sjávar. Þar er það bundið sem uppleyst jón sem síðan getur síðan hvarfast við kalsíum í sjónum og fallið til botns sem kalsíum karbonat (CaCO_3).

Á síðustu árum hefur bæst mikið við þá þekkingu sem við höfum á uppleystum efnum í árvatni á Íslandi. Þær upplýsingar, ásamt upplýsingum um loftslag gefa til kynna að efnahvarfaveðrun eykst með hækkandi hita og afrennsli. Þessi áhrif loftslags á hraða efnahvarfaveðrunar gefa til kynna að uppleysing á basalti virki eins og nokkurskonar búffer á loftslagsbreytingar á jarðfræðilegum tímakvarða í gegn um svokallað neikvætt afturvirktt ferli (negative feedback), þannig að efnahvarfaveðrun eykst með hækkandi hita, sem tekur þá upp aukinn styrk koltvíoxíðs úr andrúmsloftinu. Við það lækkar styrkur koltvíoxíðs í andrúmslofti sem veldur því hitastigslækkun á jörðinni vegna gróðurhúsaáhrifa og við þá hitastigslækkun minnkar efnahvarfahraði bergs sjálfkrafa. Þannig er hægt að líta á efnahvarfaveðrun sem eins konar „thermostat“ á jörðinni á jarðfræðilegum tímakvarða.

CarbFix – binding kolefnis í basalti: Efnafræði bergs og vatns á niðurrennslissvæðinu í Þrengslum, Hellisheiði.

Helgi Arnar Alfreðsson¹ og Sigurður Reynir Gíslason¹

¹Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, Öskju, Sturlugötu 7

Binding kolefnis sem kalsíum-, magnesíum- eða járnkarbónat í basalti getur gefið langvarandi lausn á aðsteðjandi gróðurhúsavanda Jarðarinnar. CarbFix er samstarfsverkefni Háskóla Íslands, Orkuveitu Reykjavíkur, Rannsóknarráðs Tolouse í Frakklandi og Columbiáháskóla í Bandaríkjunum og vinnur að þessu marki. Ætlunin er að hefja niðurdælingu á koltvísýringi (CO₂) sumarið 2009 á niðurrennslissvæði Hellisheiðarvirkunar. Hér kynnum við jarðfræði svæðisins, efnafræði bergs og vatns fyrir niðurdælingu.

Jarðlagaskipanin skiptist í basískar móbergsmýndanir (basaltgler) og hraunlagastafla (kristallað berg). Heildarefnagreiningar á svarfi úr borholum svæðisins sýna að bergið liggur á þóleiísku bergroðinni, frá pikríti til þóleiíts, og með frekar lágt kísilinnihald. Rannsóknir sýna að hraði uppleysingar á basalti hækkar með lækkandi kísilinnihaldi. Þar með má ætla að bergið á svæðinu sé hvarfgjarnt og heppilegt til kolefnisbindingar.

Efnafræði vatnsins úr borholum á svæðinu sýna greinilega tvö aðskilin grunnvatnskerfi. Efra kerfið nær frá yfirborði og niður á 300 – 400 m dýpi. pH vatnsins er um 8 og hitinn frá 8 – 12°C. Það hefur herra Ca, Mg, Cl og súrefnisinnihald en lægra Si, Fe, B og Al, í samanburði við neðra kerfið. Neðra kerfið nær frá um 400 m og niður á 800 m og er áætlað að dæla koltvísýringi þangað niður. pH vatnsins er 8,5 – 9,6 og hitinn er frá 20 – 30°C. Þungmálmar og önnur snefilefni eru öll fyrir neðan evrópska staðla til drykkju.

Tölvuforritið PhreeqC var notast við úrlausnir á vatnsefnagreiningunum. Reiknaður mettunarstuðull (SI) fyrir síðsteindir sýna að neðra grunnvatnskerfið er mettað m.t.t. kalsíts (CaCO₃), en undirmettað m.t.t. magnesíts (MgCO₃) og síderíts (FeCO₃). Einnig er það mettað m.t.t. kalsíum ríkra zeólíta og smektíts. Efra kerfið sýnir svipaðar niðurstöður, nema það er undirmettað m.t.t. kalsíts, magnesíts og síderíts. Þessar niðurstöður samræmast vel dreifingu síðsteinda sem kortlögð var í borsvarfi.

Stefnuhneigð jarðskjálftabylgna í skorpu og möttli Íslands

Ingi Þorleifur Bjarnason (ingib@hi.is)

Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, 101 Reykjavík

Efni með stefnuhneigð hefur mismunandi stífniseiginleika í mismunandi áttir. Jarðskjálftabylgjur sem berast í gegnum slígt efni ferðast því með mismundi hrað háð stefnuni sem þær fara í gegnum efni. Stefnuhneigð jarðskjálftabylgna er gott tæki til þess til þess að kanna ýmsa jarðfærilega djúpstrúktúra sem tengjast tektoník eða myndunar ferli jarðlaganna. Stefnuhneigð seigfljótandi efnis getur gefið vísbendingu um flæðistefnu efnisins. Breyting á stefnuhneigð með tíma hefur líka verið notuð til þess að reyna að spá fyrir um jarðskjálfta. Stefnuhneigð bergs í jörðu er ekki auðmælanlegt fyrirbæri. Í sinni flóknustu mynd þarf 10 sinnum fleiri stífnisstuðla (21) til þess að lýsa t.d. plagíóklas steindum en þarf til þess að lýsa óstefnuhneigðu bergi eins og t.d. hrafntinnu (2 stuðlar). Vanalega duga 5 stífnisstuðlar til þess að lýsa sæmilega stefnuhneigðar eiginleikum yfir stærra svæði. Í þessu erindi verður greint frá mældri stefnuhneigð í skorpu- og möttulbergi með yfirborðs- og rúmbylgjum á Íslandi og skyggst í hvað þar liggi að baki.

Stefnuhneigð yfirborðsbylgna (Love og Rayleigh) frá nálægum skjálftum (upptök < 1500 km) með sveiflutíma 5-100 s, gera það mögulegt að mæla sýndar stefnuhneigð (SH-SV)/SV*100% með góðri dýptar upplausn í einvíðum hraðalíkönnum. SH er láréttur og SV er lóðréttur S-bylgjuhraði. Þessi líkön ná yfir Ísland og niður á 100-200 km dýpi. Þessar bylgjur afmarka ekki vel hvernig stefnuhneigð er háð láréttri stefnu, vegna takmarkaðrar lárétrar dreyfingar brauta í gagnasafninu. Stefnuhneigð sem fall af láréttni horni hefur hins vegar verið mæld með bylgju-klofnunar mælingum á fjarlægum S-bylgjum og með grunnnum S-bylgjum í gegn um efri skorpu. Engin ein mæliaðferð gefur heilsteypta mynd, en sameiginleg túlkun hjálpar.

Skorpan undir gosbeltonum: Mesta stefnuhneigð er mæld í efstu 2-3 km skorpunnar og er stefnuhneigð bæði með jákvæð (SH>SV) og neikvæð (SV>SH) gildi. Í gosbeltinu er stefnuhneigð -9% að meðaltali, sem skýra má með lóðréttum eða bröttum sprungum. Í samræmi við þessa túlkun er hægt að draga þá ályktun að sprungur séu lausar í sér niður á ~3 km dýpi, en styrkist þar fyrir neðan, eða að annað megið veikleika form taki þar við. Neðan 4. km dýpis er stefnuhneigð jákvæð, +4% að meðaltali í 8 km þykku lagi. Þetta lag er túlkað sem lagkaka með stýfum og linum innskotslögum á víxl. Í neðri skorpu á ~12 km dýpi er stefnuhneigð neikvæð í ~10 km þykku lagi. Hér hefur orðið viðsnúningur í strúktúr, t.d. lagkaka með bröttum eða lóðréttum gabbró innskotum, eða kviku fylltum sprungum.

Möttulhluti steinhvels hefur litla stefnuhneigð +/- 3%. Þessi hluti möttulsins er 0-70 km þykkur undir Íslandi.

Linhvelið: Hér er greinilegt að stefnuhneigð er þrívíður strúktúr. Hún er almennt stærri í linhvelinu en steinhvelinu að undanskildum efstu 2-3 km í eftri skorpu eins og áður greindi. Bylgjuklofnun fjarlægra S-bylgna hefur kortlagt áhugaverðan mismun á stefnuhneigð undir Evrópu-Asíu flekanum og Norður Ameríku flekanum á Íslandssvæðinu. Lárétta stefnan með messtan hraða er að meðaltali í N24V stefnu undir Evrópu flekanum en í N23A stefnu undir Norður-Ameríku flekanum og með lægra gildi (þ.e. minni mun á hraði í hröðu og hægu stefnuni). Hraða stefnan undir Evrópu-Asíu flekanum er talin vera í almenna flæðistefnu linhverlsins undir Evrópu-Asíu flekanum. Undir Ameríku flekanum er hraða stefnan mynduð með mismuna sker-aflögun milli austur-vestur flæðis úr möttulstróknum og hins almenna flæðis sem talið er vera undir Evrópu-Asíu flekanum eins og að ofan greinir. Enn sem komið geta aflfræði líkön iðustrauma í möttli ekki skýrt vel stefnuhneigð í möttli undir Norður-Atlandshafinu. Við eigum töluvert í land með að skilja hina stóru mynd þessara fyrirbæra.

Anomalously high b-value for earthquakes at Upptyppingar: Evidence for the presence of magma

Anaïs Boué, University of Iceland, Department of Earth Sciences,
Páll Einarsson, Ásta Rut Hjartardóttir, Institute of Earth Sciences, University of
Iceland, SIL monitoring group*, Icelandic Meteorological Office

An intensive and persistent swarm of unusually deep earthquakes commenced in February 2007 under Mt. Upptyppingar at the divergent mid-Atlantic plate boundary in N-Iceland. The dense cluster of earthquakes is located about 20 km east of the Askja volcano but beneath the fissure swarm of the Kverfjöll volcanic system. The activity began in the lower crust at about 20 km depth but migrated eastwards and rose to 12-14 km depth until it temporarily halted in May 2008. A very dense cluster of earthquakes then began at depth of 5-7 km in August-September 2008 and still persists at the time of writing (April 2009). The frequency/magnitude distribution of the Upptyppingar earthquake sequence was studied in space and time. A catalogue of 12605 events that occurred from the 01/01/2007 to the 01/01/2009 has been used for the study. As a whole the Upptyppingar swarm follows the Gutenberg-Richter formula of linear relationship between $\log N$ and magnitude, M_L , where N is the number of events of local magnitude M_L and larger. The whole sequence displays an abnormally high slope, or b-value of 1.73, i.e. it contains an abnormally high proportion of small magnitude events compared to large events. This suggests association with magmatic processes. The b-value varies in time and space. Individual subswarms until May 2008 have b-values in the range 0.97-2.41. The shallower, clustered activity since August 2008 has a normal b-value of 0.90. The high b-value of the initial deep activity is consistent with magmatic intrusion in the lower crust as a cause of the earthquake swarm, as is also suggested by crustal deformation measurements. The normal b-value of the sequence since August 2008 may indicate that the shallow swarm is driven by tectonic stress in the upper brittle crust but triggered by magma leak from the deeper intrusive body.

*The SIL monitoring group: Bergþóra S. Þorbjarnardóttir, Einar Kjartansson, Gunnar B. Guðmundsson, Hjörleifur Sveinbjörnsson, Halldór Geirsson, Kristín S. Vogfjörð, Matthew J. Roberts, Ólafur Stefán Arnarsson, Sigurlaug Hjaltadóttir, Sigþrúður Ármannsdóttir, Steinunn S. Jakobsdóttir and Þórunn Skaftadóttir.

CO₂-water-basalt interaction: geochemical modelling and experiments

A.P. Gysi and A. Stefánsson

Faculty of Science, University of Iceland, 101 Reykjavik, Iceland

Increasing anthropogenic CO₂ emission to the atmosphere during the past decades has affected the Earth's climate. Reduction of atmospheric CO₂ level is considered a crucial action in the control of global warming. One possible way is geological CO₂ sequestration in to rock formations. The Carbfix project (www.carbfix.com) is a pilot field study in SW Iceland aiming to inject CO₂-charged water from the Hellisheidi geothermal power plant into the surrounding basalts. The main goal is to mineralize CO₂ by releasing divalent cations from the basalts that subsequently reacts to form Fe-Mg-Ca carbonates. However, the interaction of CO₂ containing water with basalt is complex.

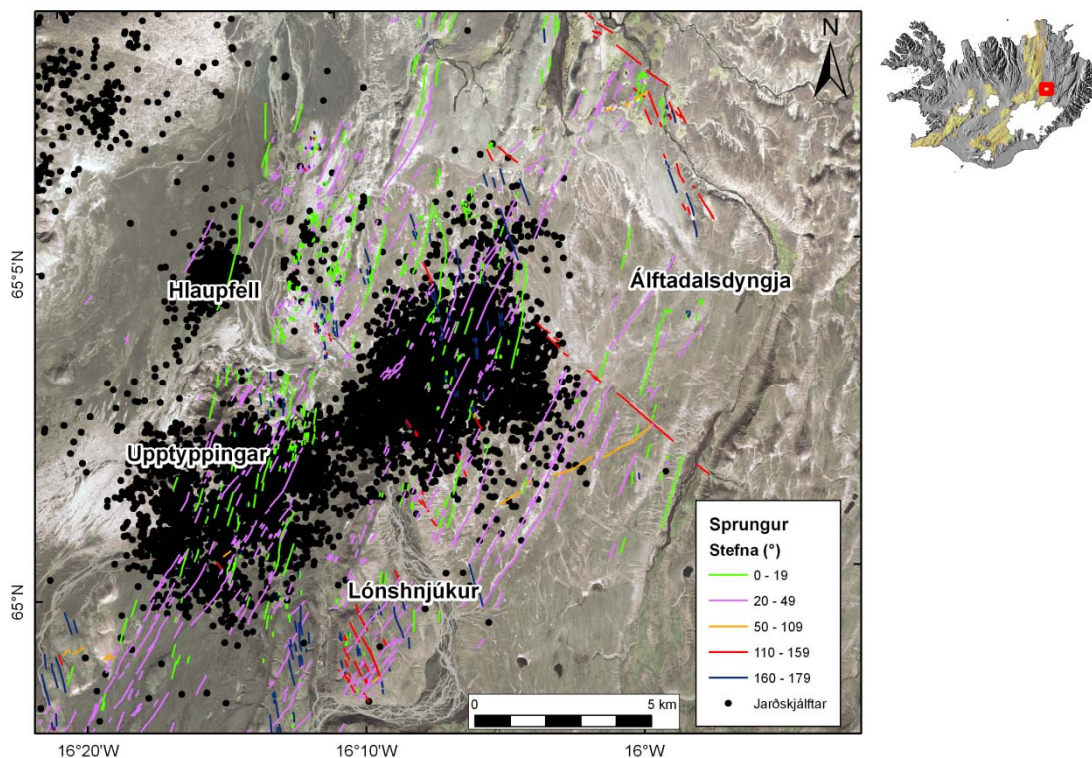
Reaction path simulations and laboratory batch experiments were carried out on CO₂-water-basalt interaction. Both the solution chemistry and associated mineralogy were studied. The results clearly demonstrate that addition of CO₂ (0-50 bar) to the water significantly changes the reaction path at temperatures below 40°C. Initially, the pH was buffered at ~4-7 by the CO₂ and mineral-water interaction. The main secondary minerals formed were Fe-Mg-Ca-(Mn) carbonates and silica (opal/chalcedony). Reduced mobility of Al, Na, K and B also points to mineralization of these elements into clays, hydrated silicates and/or aluminium silicates. The system is buffered at pH<7 until most of the CO₂ has been mineralized. Then it rises to pH >8 and becomes buffered by silica ionization, and H⁺/OH⁻ consumption and release upon water-rock interaction. The associated secondary mineralogy changes with (Ca)-Fe- Mg smectites, SiO₂, Ca-Na zeolites and some calcite dominating.

The carbonate and aluminium silicate (zeolites and clays) mineralization reactions are competing reactions for the major divalent cations, Fe, Mg and Ca. The quantitative interpretation of the results and geochemical modelling was found to be largely dependent on very accurate thermodynamic and kinetic data employed. Therefore, a great effort was undertaken reviewing the datasets taking into account aqueous speciation reactions of important and secondary minerals and solid solution models for carbonates and clays as well as comparing the modelling and laboratory results with natural analogues.

Sprungur nærri Upptyppingum og Álftadalsdyngju

Ásta Rut Hjartardóttir og Páll Einarsson, Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands

Í febrúar 2007 hófst skjálftavirkni í nágrenni Upptyppinga. Upptyppingar liggja í vesturjaðri Kverkfjallasprungusveimsins og eru því innan Norðurgosbeltisins. Hin mikla skjálftavirkni sem hefur síðan mælst, ásamt risi á svæðinu bendir til þess að kvikusöfnun hafi átt sér stað undir Upptyppingum og Álftadalsdyngju (Jakobsdóttir et al. 2008). Sprungur í sprungusveim Kverkfjalla stefna í ~NNA á þessu svæði. Auk þeirra má sjá norðvestlæg sprungukerfi á svæðinu.



Mynd 1: Sprungustefnur og jarðskjálftar við Upptyppinga og Álftadalsdyngju. Upplýsingar um jarðskjálftana eru frá Veðurstofu Íslands, SPOT5 bakgrunnurinn er frá SpotImage©.

Við höfum kortlagt sprungur á þessu svæði með loftmyndum frá Landmælingum Íslands (mynd 1). Töluvert er um aðrar sprungustefnur en þær sem samsíða eru sprungusveimnum (~NNA), sérstaklega austarlega á svæðinu. Í Lónshnjúk eru NNV og NNA lægar stefnur ríkjandi, en í Álftadalsdyngju má finna ýmsar stefnur auk þeirrar sem samsíða er sprungusveimnum. Sérstaklega má benda á NV lægar sprungur í Álftadalsdyngju sem sjást vel á ASTER gervitunglamyndum. Skjálftavirkni undanfarinna mánaða á þessu svæði hefur verið staðsett undir Hlaupfelli norðan Upptyppinga. Þar höfum við fundið að minnsta kosti tvær sprungur, en þetta svæði liggur vestast í sprungusveimnum.

Meginhluti jarðskjálftanna mældust á um 10-20 km dýpi, sem er vel neðan stökka hluta jarðskorpunnar. Því eru þeir í raun staðsettir *undir* sprungusveimnum en ekki innan hans. Þó sáust sprunguhreyfingar á InSAR myndum sumarið 2007 (Hooper

et al. 2008). Þessar sprungur finnast á okkar kortum, en þær eru flestar staðsettar sunnan skjálftasvæðisins. Því virðast þöglir skjálftar hafa komið við sögu þegar þessar sprungur hreyfðust sumarið 2007.

Skjálftarnir virðast að mestu vera óháðir sprungum á yfirborði. Þó má benda á svæði á miðri Álftadalsdyngju, þar sem fáir skjálftar hafa mælst norðan NV lægrar þversprungu (mynd 1). Skjálftarnir sunnan sprungunnar eru flestir á um 12-16 km dýpi, en norðan hennar mælast skyndilega mun grynri skjálftar, á um 0-5 km dýpi. Við teljum það hugsanlegt að kvikan hafi stöðvast við þennan strúktúr, þó ekki sé hægt að útiloka að um tilviljun sé að ræða.

Heimildir

Hooper A, Ófeigsson B, Sigmundsson F, Geirsson H (2008) Recent Deep-Seated Magmatic Activity and the 2008 M6.3 Earthquake: Applicability of ALOS/PALSAR in Iceland. In: ALOS Workshop. Rhodes

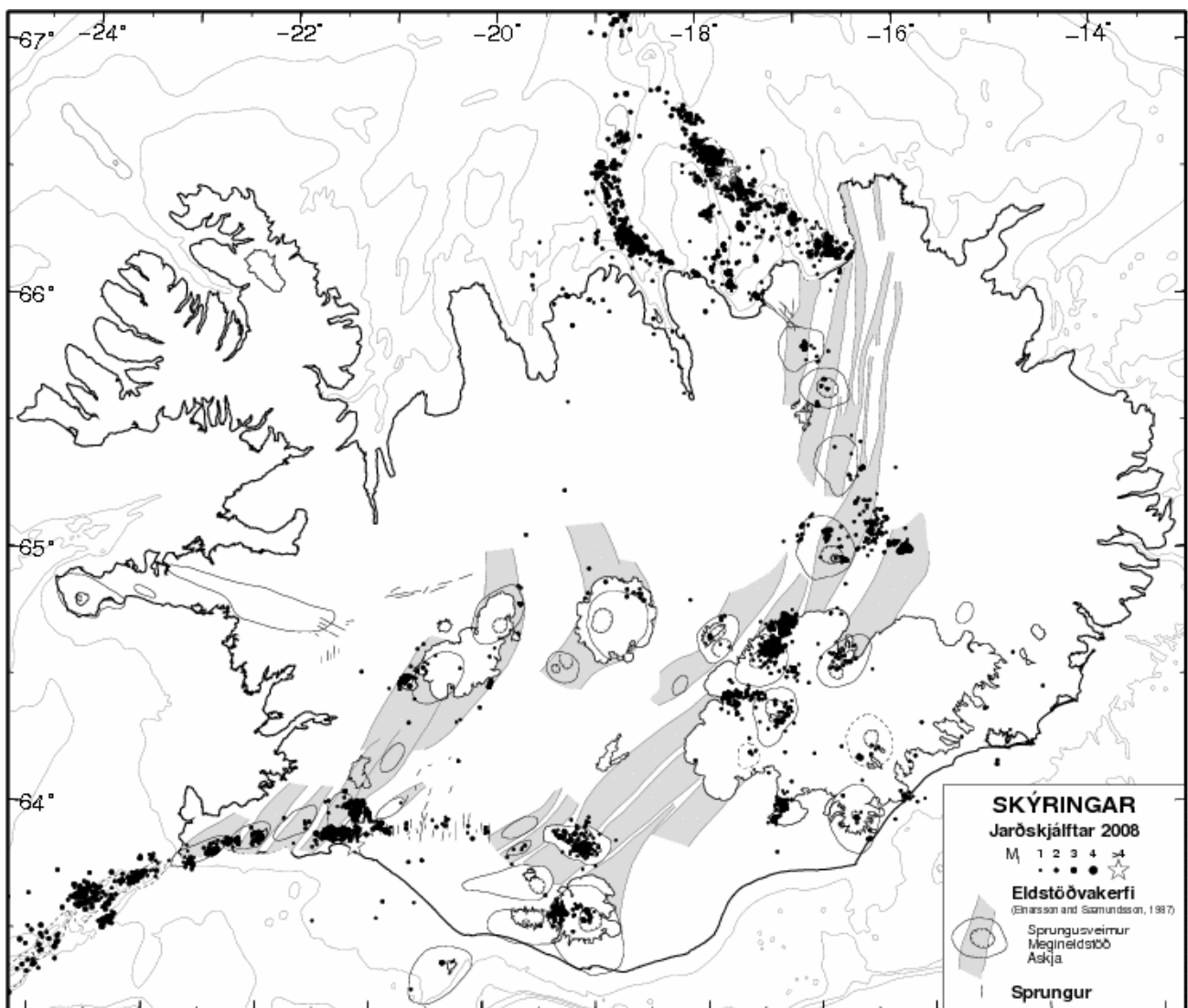
Jakobsdóttir SS, Roberts MJ, Gudmundsson GB, Geirsson H, Slunga R (2008) Earthquake swarms at Upptýppingar, North-East Iceland: A sign of magma intrusion? *Studia Geophysica Et Geodaetica* 52(4):513-528

Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2008

Gunnar B. Guðmundsson, Bergþóra S. Þorbjarnardóttir, Sigurlaug Hjaltadóttir, Steinunn S. Jakobsdóttir og Matthew J. Roberts

Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, IS-150 Reykjavík

Árið 2008 mældust 45.000 jarðskjálftar með SIL mælaneti Veðurstofu Íslands. Í lok árs voru stöðvarnar orðnar 55 að tölu. Fjórar bættust við á árinu, ein á Reykjanesi og þrjár á Þeistareykjasvæðinu. Íslandskortið sýnir upptök jarðskjálfta stærri en einn (svartir punktar), sem mælt hafa á a.m.k. fjórum stöðvum. Eldstöðvakerfi og sprungur (Páll Einarsson og Kristján Sæmundsson, 1987) eru einnig sýnd. Jarðskjálftar stærri en fjögur stig (M_1) eru merktir með hvítum stjörnum.



Helsti atburður ársins var Suðurlandsskjálfti í Ölfusi að stærð 6,3 stig (m_b , NEIC). Hann fannst víða um land, allt frá Ísafirði og austur að Kirkjubæjarklaustri. Eftirskjálftavirknin sýnir tvær

meginsprungur, eina við vestanvert Ingólfsfjall og aðra, ívið meiri, litlu vestar. Upptök jarðskjálftans við suðvesturhorn Ingólfsfjalls hefur nær samtímis sett í gang meginskjálftann um fjórum kílómetrum vestar. Jarðskjálftarnir eru hægri handar sniðgengisskjálftar eins og hefðbundnir Suðurlandsskjálftar. Mælst hafa 20.000 - 25.000 eftirskjálftar, en enn á eftir að vinna úr hluta þeirra. Djúp skjálftavirkni við Upptýppinga og Álftadalsdyngju sem hófst árið 2007 hélt áfram og alls hafa um 9.000 jarðskjálftar verið staðsettir, þar af um 4.000 árið 2008. Síðasta skjálftahrinan á svæðinu var í mars/apríl 2008. Nokkur þúsund jarðskjálftar mældust í skjálftahrinum austan og norðaustan við Grímsey í júlí og ágúst. Stærstu jarðskjálftarnir voru um M_1 4,5 stig.

Stærstu atburðir á Reykjanesskaga voru skjálftaröð norðan við Grindavík í janúar og skjálftahrina undir vesturenda Kleifarvatns í maí. Skjálftaröðin við Grindavík hófst með meginskjálfta M_1 3,6 að stærð og fylgdu um fimmtíu eftirskjálftar. Yfir áttatíu jarðskjálftar mældust í skjálftahrinum við Kleifarvatn og var sá stærsti um þrjú stig.

Í vestara gosbeltinu var helsta virknin skjálftaröð undir norðanverðum Þórisjökli í maí. Hún hófst með jarðskjálfta um M_1 3,5 stig og mældust á annað hundrað eftirskjálftar. Skjálftavirkni við Goðabungu í vestanverðum Mýrdalsjökli var árstíðabundin að venju. Talsverð skjálftavirkni var á Torfajökulssvæðinu í maí 2007. Eftir það hefur verið augin virkni á svæðinu miðað við síðustu ár, en árið 2008 mældust hátt í þrjú hundruð jarðskjálftar.

Mesta skjálftavirknin undir Vatnajökli var norðaustan í Bárðarbungu. Nokkrar skjálftaraðir mældust á árinu, sú stærsta um miðjan maí með meginskjálfta M_1 3,6 stig og sextíu eftirskjálfta. Jarðskjálfti M_1 3,6 stig mældist við Hamarinn í október. Hann fannst í nágrenni Kirkjubæjarklausturs. Skjálftavirkni mældist samfara Skaftárhlaupum, en vatn hljóp úr báðum Skaftárkötum á árinu, í ágúst og október. Hátt í þrjú hundruð ísskjálftar mældust í Skeiðarárjökli. Um helmingur tengdist jökulhlaupi úr Grænalóni í júlí. Önnur tímabil ísskjálftavirkni tengdust mikilli úrkomu. Nokkrar skjálftahrinur urðu í nágrenni Herðubreiðar og Dyngjufjalla. Sú stærsta var um miðjan apríl, en þá mældust um 150 jarðskjálftar vestan undir Herðubreið. Eftir síðustu skjálftahrinu við Álftadalsdyngju í apríl fór að bera á grynri skjálftavirkni norðan Upptýppinga, og í lok árs höfðu mælst þar um 500 jarðskjálftar.

Í Tjörnesbrotabeltinu er alla jafna talsverð skjálftavirkni. Helstu atburðir á árinu, fyrir utan skjálftahrinurnar austan við Grímsey í júlí og ágúst, voru skjálftahrina úti fyrir mynni Eyjafjarðar í apríl með um 900 jarðskjálfta, skjálftaröð í Öxarfirði í október með meginskjálfta M_1 4,2 að stærð og um 100 eftirskjálfta og skjálftahrina suðaustan við Flatey á Skjálfanda í lok árs með um 400 jarðskjálfta.

Úrvinnsla og mat á áhrifum jarðskjálfta í rauntíma.

Einar Kjartansson¹, Hjörleifur Sveinbjörnsson¹, Sigurlaug Hjaltadóttir¹, Kristín S. Vogfjörð¹, Ragnar Slunga² og Gunnar Guðmundsson¹.¹ Veðurstofa Íslands.² QuakeLook Stockholm AB.

Sem hluti af þátttöku Veðurstofu Íslands í SAFER og TRANSFER verkefnunum, hefur verið komið upp hugbúnaði sem gerir aðvörunar- og áhrifakort vegna jarðskjálfta. Þessi verkefni eru hluti af 6. rammaáætlun Evrópusambandsins. Aðvörunarkortin sýna hvernig jarðskjálfti mælist á einstökum mælistöðvum og eru gerð um leið og gögn berast frá stöðvunum. Fyrstu kortin eru aðgengileg á vefnum um það bil 90 sekúndum eftir að jarðskjálfti á sér stað og eru uppfærð á mínútu fresti.

Áhrifakort (e. ShakeMap) eru gerð þegar stærð og upptök jarðskjálftans hafa verið ákvörðuð með sjálfvirkri úrvinnslu, og stærðin er meiri en M2,0. Áhrifakortin eru yfirleitt komin á vefinn um það bil tveimur mínútum á eftir aðvörunarkortunum. Áhrifakortin sýna það svæði þar sem líklegt er að skjálftinn finnist, litir gefa til kynna hversu sterk áhrifin eru og líkur á tjóni. Kortin byggja á rauntíma úrvinnsla sem gerð er á einstökum jarðskjálftamælistöðvum. Þar eru gögnin m.a. síuð samhliða í fjögur mismunandi tíðnibönd, 4-50 Hz, 1-10 Hz 0,25-2,5 Hz of 0,05-0,5 Hz. Eftir því sem jarðskjálfti er stærri, því meira af orku skjálftans er á lægri tíðnisviðum. Hæsta tíðnisviðið hentar til að greina skjálfta sem eru allt að M3,5 að stærð. Þegar merki í einstökum tíðniglugga fer yfir ákveðið gildi eru sendar til Veðurstofunnar upplýsingar um hámarks útslag, bæði fyrir eindahraða og hröðun, ríkjandi tíðni og tíma. Viðmiðunargildið er breytilegt þar sem bakgrunnssuð er breytilegt frá einum tíma til annars, t.d. er algengt að truflanir af völdum veðurs og umferðar dragi úr næmni jarðskjálftamællanna.

Þegar að minnsta kosti 5 stöðvar senda tilkynningar innan 20 sekúndna eru gerð aðvörunarkort. Á þeim eru sýnd útslag og komutímar. Af þessum kortum má fá gróft mat á stærð og upptökum og meta hvort um sé að ræða jarðskjálfta eða annars konar atburð eða truflun. Ef tilkynningar koma frá nægilega mörgum stöðvum til þess að hægt sé að staðsetja upptök hans og reikna stærð með sæmilegu öryggi, er gert áhrifakort. Aðvörunar og áhrifakort eru aðgengileg á vefslóðinni: <http://hraun.vedur.is/ja/alert>.

Undir SAFER-verkefninu er einnig verið að þróa sjálfvirkan hugbúnað til að staðsetja nýja skjálfta afstætt. Nýir skjálftar eru þá bornir saman við safn eldri, vel staðsettra skjálfta og staðsettir m.t.t. þeirra. Með þessari aðferð er vonast til að hægt verði staðsetja forskjálfta það vel að hægt verði að greina sprungustefnu og líkleg upptök áður stórir skjálftar ríða yfir. Þá á aðferðin einnig að flýta fyrir daglegri úrvinnslu eftirlitsmanna þar sem afstætt staðsettu skjálftarnir fá sjálfvirkt betri staðsetningu áður en farið er yfir þá handvirkt.

Hluti af reglulegri úrvinnslu jarðskjálftamælinga er ákvörðun brotlausna. Þær má nota til þess að fylgjast með breytingum á spennuástandi (e. Coulomb failure stress). Kort sem sýna breytingar á spennuástandi á Suðurlandi fyrir sex tímabil fram til 21. mars 2009 sýna vaxandi spennu á upptakasvæði M6,3 skjálftans sem varð 29. maí 2008.

Hvarf trékenndra plantna og koma jurta í forn gróðurfélög á Íslandi

Friðgeir Grímsson^{1,2} og Leifur A. Símonarson¹

¹ Háskóli Íslands, Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

² Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykjavík

Á undanförunum árum hefur náðst allverulegur árangur í rannsóknum á plöntufélögum í íslenskum jarðlögum. Allmikið hefur verið birt um steingerð laufblöð, barnálar, aldin, fræ og köngla úr setlögum frá míósentíma, en lítið sem ekkert hefur borið á jurtaleifum.

Laufblöð, stöngulhlutar, aldin eða fræ jurta eru nær óþekkt úr jarðsögu Íslands og einvörðungu hafa verið birtar myndir og lýsingar á slíkum leifum í örfá skipti. Greint hefur verið frá blöðum holtasóleyjar (*Dryas octopetala*), bláberjalyngs (*Vaccinium uliginosum*), kornsúru (*Polygonum viviparum*) svo og stöngul- og blaðbrotum fáeinna grasa (Gramineae / nú Poaceae) úr setlögum í Bakkabrúnum í Víðidal (Jakob Línadal 1935, 1939; Akhmetiev o.fl. 1978). Einnig hefur verið sagt frá kornsúrublöðum í setlögum í Stöð á Snæfellsnesi, svo og blöðum holtasóleyjar og bláberjalyngs úr setlögum við Litlasand í Hvalfirði (Akhmetiev o.fl. 1978).

Frjógreiningar á sýnum úr jarðlögum frá míósentíma og neðri hluta plíósentíma á Íslandi hafa heldur ekki skilað miklu af gögnum um jurtaleifar. Jurtafriðja hefur helst orðið vart í setlögum frá efri hluta plíósentíma og ísöld, en mest þó úr jarðlögum frá nútíma, en þau eru yngri en 10 þúsund ára.

Umfangsmikil rannsókn á steingerðum plöntuleifum, sem fól í sér endurskoðun á steingervingum í söfnum stofnana, söfnun nýrra steingervinga vítt og breitt um landið, svo og greiningu friðja úr íslenskum setlögum með rafeindasmásjá, hefur nú varpað skýrari ljósi á þátt jurta í gróðurfarssögu Íslands.

Fyrir um 15 milljónum ára voru trékenndar plöntur ráðandi í gróðurfélögum á Íslandi. Þær mynduðu tegundaríkasta hópinn með tæp 86% þekktra tegunda. Að sama skapi var þáttur jurta frekar rýr, fáeinar vatnajurtir eru þekktar frá þessum tíma en hlutur jurta var einvörðungu tæp 6 %. Fyrir um 12 milljónum ára hafði trékenndum tegundum fækkað nokkuð og voru um 65% af gróðurfélögunum, en þessi lækkan hlélt áfram og fyrir um 10 milljónum ára var hlutur þeirra um það bil 38%. Að sama skapi fjölgaði jurtum og fyrir um 10 milljónum ára var hlutur þeirra orðinn rúmlega 31%. Jurtategundum fór fjölgandi er leið á jarðsögu Íslands og fyrir um 5,5 milljónum ára voru þær tæplega 49% allra þekktra tegunda og fyrir um 700 þúsund árum rétt rúmlega 54%. Trékenndum plöntum fór enn fækkandi og fyrir um 700 þúsund árum var hlutur þeirra kominn niður í tæp 23%. Í dag mynda trékenndar tegundir um 1,3% af heildarflóru Íslands en jurtir um 40,1%. Gróplöntur eru langstærsti hópurinn með um 58,6% prósent allra þekktra tegunda.

Heimildir

- Akhmetiev, M. A., G. M. Bratseva, R. E. Giterman, L. V. Golubeva og A. I. Moiseyeva 1978. Late Cenozoic Stratigraphy and flora of Iceland. *Trudy Geologicheskogo Instituta Academia Nauk SS* 316, 1-188.
- Línadal, J. H. 1935. Móbergsmýndanir í Bakkakotsbrúnum og steingervingar þeirra. *Náttúrufræðingurinn* 5, 97-114.
- Línadal, J. H. 1939. The interglacial formation in Víðidal, northern Iceland. *Quarterly Journal of the Geological Society* 95 (3), 262-273.

Plöntusteingervingar úr setlögum Svínafellsfjalls í Öræfum

Friðgeir Grímsson^{1,2} og Leifur A. Símonarson¹

¹ Háskóli Íslands, Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

² Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykjavík

Liðin eru um 46 ár síðan Sigurður Þórarinnsson (1963) birti grein um jarðfræði og plöntuleifar í setlögum í Svínafellsfjalli í Öræfum. Þar lýsti hann og birti myndir af laufblöðum elris (*Alnus viridis*), birkis (*Betula*), víðis (*Salix reticulata* og *Salix lanata*), reynis (*Sorbus decora* var. *groenlandica*) og heggs (*Prunus padus*). Sigurður nefndi einnig grös (Gramineae) svo og blöðkubrot sæturótarburkna (Polypodiaceae, *Dryopteris*).

Í sömu grein var einnig birt frjógreining úr setlögnum eftir Þorleif Einarsson. Bar Þorleifur kennsl á frjó elris (*Alnus*), birkis (*Betula*), víðis (*Salix*), svo og frjó af grasætt (Gramineae / nú Poaceae), hálfgrasaætt (Cyperaceae), lyngætt (Ericaceae), sveipjurtaætt (Umbelliferae / nú Apiaceae) og rósaætt (Rosaceae).

Síðan Sigurður ritaði um rannsóknir þeirra Þorleifs á plöntusteingervingum í Svínafellsfjalli hefur verið safnað þar allmiklu af steingervingum og nýjar rannsóknaraðferðir litið dagsins ljós. Meðal annars hefur batnað aðgengi að samiburðarsöfnum fyrir steingerð laufblöð og grasasöfn, einnig hafa rannsóknir á frjóum og gróum með rafeindsmásjá gert mönnum kleift að greina smásæja flóru landsins á mun nákvæmari hátt og með betri upplausn en áður.

Rannsóknir höfunda á steingerðum plöntuhlutum (laufblöðum, aldinum, fræjum og frjókornum) úr setlögum Svínafellsfjalls hafa leitt í ljós mun tegundaríkari flóru en áður var vitað um. Rannsóknir á steingervingum úr safni Náttúrufræðistofnunar Íslands hafa staðfest sumar fyrri greiningar, en öðrum var breytt og tegundalisti uppfærður. Nú er búið er að bera kennsl á blöðkuhluta af sæturótarætt (Polypodiaceae) og þríhyrnuburknaætt (Thelypteridaceae), stöngulhluta elftingar (*Equisetum*), laufblöð, fræ og kvenrekla elris (*Alnus*), blöð bláberjalýngs (*Vaccinium uliginosum*), svo og kornsúru (*Polygonum viviparum*), hófsóleyjar (*Caltha palustris*), maríustakks (*Alchemilla vulgaris*), holtasóleyjar (*Dryas octopetala*), og reyniviðar (*Sorbus aucuparia*). Laufblöð víðitegunda eru þó lang algengust, sérstaklega fjallavíðis (*Salix arctica*) og annarrar óþekktrar víðitegundar (*Salix*), minna er um smávaxin blöð grasvíðis (*Salix herbacea*). Þá komu í ljós blað- og stöngulbrot grasa og hálfgrasa (Poaceae og Cyperaceae).

Frjórannsóknir bæta enn á þann tegundalista sem kominn er. Rannsóknir á frjóum og gróum hafa bætt við gróum þriggja kímplanta (Embryophyta), svo og barnamosa (*Sphagnum*) og vargslappa (*Lycopodium*). Frjó barrtrjáa eru óalgeng og einungis furufrjó (*Pinus*) fundust í þeim sýnum sem voru rannsökuð. Fjölbreytni var mest hjá dulfrævingum, einkum jurtum. Af þeim hafa fundist átta tegundir af körfublómaætt, ein af hjartagrasaætt, ein af helluhnoðraætt, ein af hélunjólaætt, fjórar af grasætt, tvær af súruætt og tvær af sóleyjaætt. Trékenndir dulfrævingar eru einnig til staðar og var borið kennsl á elri (*Alnus*), tvær birkitegundir (*Betula*), krækilyng (*Empetrum*), svo og óþekkt tegund af lyngætt og þrjár víðitegundir (*Salix*). Að auki fundust þrjár gerðir frjókorna sem flokkuð voru til dulfrævinga, en nánari greining hefur ekki ennþá skilað árangri.

Út frá greiningu á steingerðum plöntuhlutum og frjógreiningu telur nú tegundalisti setlaganna í Svínafellsfjalli 48 tegundir.

Nýlegar aldursgreiningar Jóhanns Helgasonar (2007) á hraunlögum sem eru um 250 m ofan við setlögin í Svínafellsfjalli benda til þess að setið sé eldra en 700 þúsund ára. Þrjár aldursgreiningar sem Jóhann birti á jarðfræðikorti af svæðinu sýna að hraunin eru á bilinu 757-591 þúsund ára gömul. Setlögin með plöntusteingervingunum eru neðar í jarðlagastaflanum og því eldri en hraunlögin. Líklega eru setlögin á bilinu 800-700 þúsund ára. Plöntusamfélagið í setlögum í Svínafellsfjalli er það tegundaríkasta sem nú er þekkt frá þessum tíma í jarðsögu landsins.

Heimildir

Thorarinsson, S. 1963. The Svínafell layers plant-bearing interglacial sediments in Örafi, Southeast Iceland. Í: *North Atlantic Biota and their History* (ritstj. A. Löve & D. Löve). Pergamon Press, Oxford, 377-389.

Helgason, J. 2007. *Skaftafell. Berggrunnskort. 1:25.000*. Jarðfræðistofan Ekra.

Major- and trace element constraints on the alteration of basaltic glass following submarine volcanic eruptions at the Reykjanes Ridge, SW-Iceland

Gudmundur B. Ingvarsson and Olgeir Sigmarsson^{a,b}

^aInstitute of Earth Sciences, University of Iceland, Sturlugata 7, 101 Reykjavík, Iceland

^bLaboratoire Magmas et Volcans, CNRS, Université Blaise-Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

In situ chemical microanalyses were performed on various altered tholeiitic tephra samples from the Reykjanes Ridge, SW-Iceland, with the aim of improving the understanding of small scale chemical changes occurring during seawater alteration of basaltic glass.

Short-lived alteration of tephra, from the 13th century Yngra-Stampagos eruption, resulted in formation of 10-15 μm thick alteration rinds surrounding sideromelane grains, vesicles and fractures. The rinds have lost potassium and calcium but gained sodium, relative to the parent glass. The rinds reveal the incipient stage of basaltic glass alteration at natural conditions and show that seawater dissolution of such glass can be incongruent.

Alteration at 70-120 $^{\circ}\text{C}$ in Eldey, a volcanic island, produced up to 170 μm thick fibro-palagonite rinds surrounding sideromelane grains, vesicles and fractures. The palagonitization resulted in considerable losses of Si, Al, Ca, Na, Ba and V while K and Rb were gained and Ti retained, relative to the parent glass. Magnesium decreased at the early stages of the palagonitization but increased during evolution of the palagonite. Potassium also increased during the palagonite evolution while the Si, Al and Ca concentrations were constant. During the palagonitization, Cr, Y, Zr, Nb, rare earth elements, U and Th were mostly retained in the palagonite, except for some of the palagonite rinds, which experienced up to 60 % losses of these elements. It is proposed that their mobilization is due to extensive complexation with inorganic and organic ligands. Based on K enrichment and mobility of V, Cr and U, it is concluded that the palagonitization occurred under oxic and alkaline seawater dominated conditions, with minimum seawater-palagonite mass ratios in the range of 7-25.

Major element analyses of the fresh sideromelane glass at variable distance from the alteration rinds reveal uniform composition. This result shows that the alteration of the sideromelane is limited to the palagonite rinds and supports that reliable magma compositions can be obtained from the fresh sideromelane, regardless of its age.

VEGGSPJALD!

Berghlaup á Íslandi – Norðurland

Helgi Páll Jónsson (helgi@nnv.is) (1), Halldór G. Pétursson (hgp@ni.is) (2), Þorsteinn Sæmundsson (steini@nnv.is) (1)

- (1) Náttúrustofa Norðurlands vestra, Sauðárkróki
- (2) Náttúrufræðistofnun Íslands, Akureyri

Stærstu skriðuföll sem verða hér á landi eru hin svonefndu berghlaup, en þau verða þegar stórar spildur eða bergstykki brotna úr berggrunni í hlíðum fjalla og falla eða skriða fram. Berghlaupin eru afar fjölbreytileg bæði að stærð og útliti. Sameiginlegt með þeim öllum er er, brotsár í berggrunni, oft efst í hlíðum fjalla og uppbrotin urð eða urðarhólar í neðri hluta fjallshlíðar og á dalbotninum neðan við. Hérlandis hefur hugtakið berghlaup verið notað sem samheiti yfir a.m.k þrjá flokka skriðufalla: bergskriður (*e. rock slide*), bergflóð (*e. rock avalanche*) og berghrun (*e. rock fall*). Almennt hefur verið talið að berghlaupavirkni hafi verið mest skömmu eftir að jöklar hopuðu í lok síðasta jökulskeiðs. Ljóst er þó að virkni þeirra hefur verið töluverð allan nútíma og nokkur nýleg dæmi þekkt, meðal annars frá þessari og síðustu öld. Almennt má segja að aldur og ástæður berghlaupa séu lítt þekkt og könnuð hérlandis og því full ástæða til frekari rannsókna á þessu sviði. Í fjallendi við Eyjafjörð, Skagafjörð og í Húnavatnssýslum eru berghlaup afar algeng. Undanfarin misseri hafa Náttúrustofa Norðurlands vestra og Náttúrufræðistofnun Íslands hafið vinnu við að staðsetja og skrásetja berghlaup í fjallendi á Norðurlandi. Markmiðið er að byggja upp heildstæðan gagnagrunn sem tengdur verður landupplýsingakerfi, þar sem sækja má upplýsingar til frekari rannsóknavinnu eða kortlagningar.



í Öxnadal í Eyjafirði. Brotsárið sést vel í fjallshlíðinni og þykk urðin hefur sest til þar fyrir neðan

Jökulhnik í jökulgörðum sem mynduðust við framhlaup Eyjabakkajökuls í lok litlu ísaldar*

Ívar Örn Benediktsson¹, Ólafur Ingólfsson¹, Anders Schomacker¹, Hanna Lokrantz²

¹Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugata 7, 101 Reykjavík

²Bergab, Korta gatan 7, 171 54 Solna, Stokkhólmi, Svíþjóð

Eyjabakkajökull er um 10 km langur og 4 km breiður framhlaupsjökull í norð-austanverðum Vatnajökli. Vitað er um 4-5 framhlaup í jöklinum: 1890, 1894?, 1931, 1938 og 1972-73. Stærst þeirra var framhlaupið 1890, þ.e. í lok litlu ísaldar þegar flestir jöklar á Íslandi náðu hámarksstærð sinni á Nútíma (Hjalti J. Guðmundsson 1997; Flowers o.fl. 2008; Helgi Björnsson og Finnur Pálsson 2008). Þá hljóp jökullinn fram um 3-4 km niður á efsta hluta Eyjabakka.

Í lok framhlaupsins 1890 myndaði Eyjabakkajökull jökulgarða sem eru með þeim stærstu sinnar tegundar á Íslandi. Jökulgarðarnir samanstanda af 5-8 m þykkri fínkornótttri jarðvegssyrpu úr foksandi, mó og öskulögum. Ofan á því er svo 4-5 metra þykkt lag af ármöl. Þekkt gjóskulög í jarðvegssyrpunni, s.s. ljósa gjóskulagið frá Örafajökli 1362, sýna að hún myndaðist á síðari hluta Nútíma og á miðöldum (e. Medieval Warm Period) þegar jöklar voru almennt minni en nú. Í lok litlu ísaldar (1890) hljóp Eyjabakkajökull lengra en nokkru sinni fyrr. Hann hljóp þá fram yfir efsta hluta Eyjabakkasléttunnar hvar þykk setlög höfðu myndast. Þetta leiddi til myndunar gríðarstórra jökulgarða af eftirtöldum ástæðum: 1) vegna hinnar þykku jarðvegssyrpu var mikið magn sets til staðar sem jökullinn gat aflagað í stóra jökulgarða, 2) lágur vatnsþrýstingur í ármölinni orsakaði sterk tengsl milli jökuls og undirlags í lok framhlaups, 3) hin sterka tenging milli jökuls og undirlags jók þrýsting á setlögin af völdum jökulfargsins, spenna safnaðist upp sem setlögin létu síðan undan, 4) vatnsþrýstingur var hár í fínkornótttri jarðvegssyrpunni fyrir neðan, sem aflagaðist þar með auðveldlega undir ármölinni.

Landlögun og innri bygging jökulgarðanna vitna til um myndun þeirra og þróun. Þegar jökullinn greip fast í undirlagið ýtti hann á setbunkann framan við sig. Fyrst um sinn myndaðist röð af andhverfum sem fóru minnkandi eftir því sem fjær dró jökulsporðinum. Eftir því sem jökullinn ýtti meir og meir á setlögin hækkuðu og þrengdust andhverfurnar næst sporðinum á meðan nýjar og minni andhverfur mynduðust fjær. Við þetta myndaðist fjölkamba jökulgarður með hæstu kambana næst jöklinum en þá lægstu fjærst. Þegar garðurinn var orðinn svo stór að jökullinn olli því ekki lengur að ýti setlögunum á undan sér, mynduðust þrýstimisgengi í og undir jökulsporðinum. Bygging jökulgarðsins einkennist því að stöflun setlaga innst, en stórum fellingum utar.

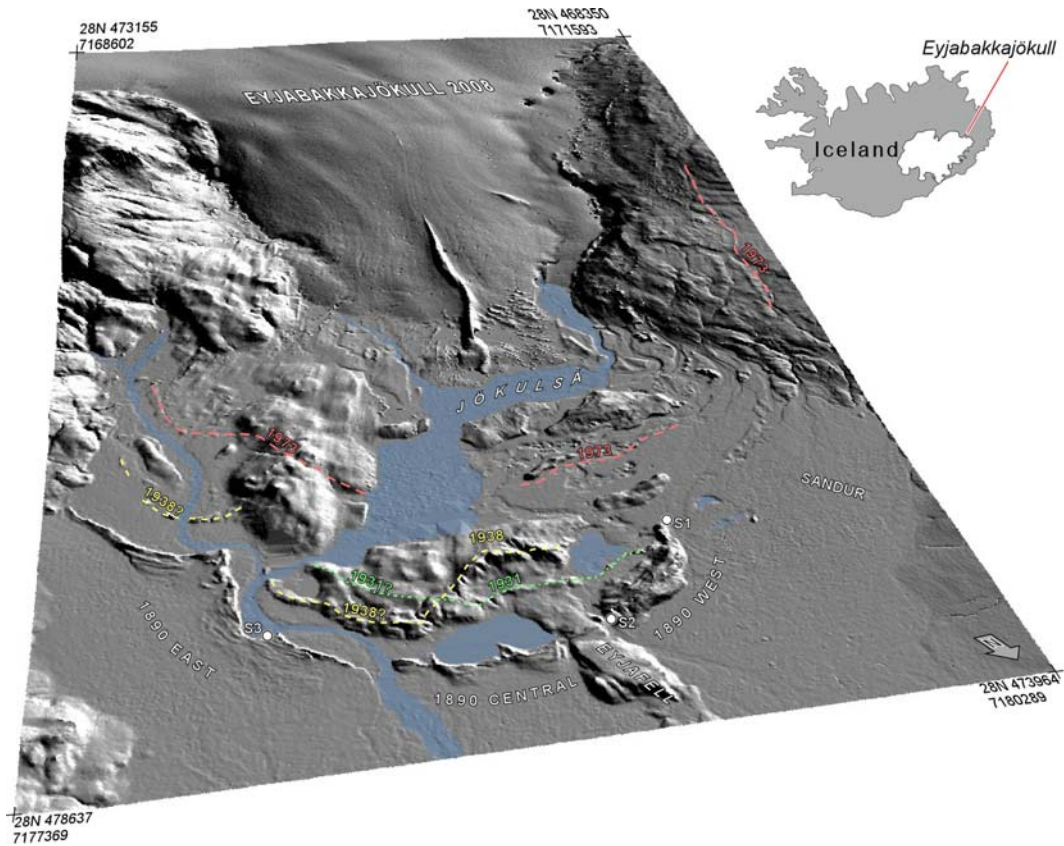
Þrátt fyrir að framhlaup jökla hafi verið talin óháð sveiflum í veðurfari að mestu, sýnir þessi rannsókn að framhlaup sem áttu sér stað á hámarki litlu ísaldar voru stærri en þau sem á undan og eftir fylgdu.

Heimildir

Björnsson, H. Pálsson, F. 2008. Icelandic glaciers. *Jökull* 58, 365-386.

Flowers, G.E., Björnsson, H., Geirsdóttir, Á., Miller, G.H., Black, J.L., Clarke, G.K.C. 2008. Holocene climate conditions and glacier variation in central Iceland from physical modelling and empirical evidence. *Quaternary Science Reviews* 27, 797-813.

Guðmundsson, H. 1997. A review of the Holocene environmental history of Iceland.
Quaternary Science Reviews 16, 81-92.



1. mynd. Eyjabakkajökull. Ystu jökulgarðar eru frá framhlaupinu 1890. Jökulgarðar myndaðir í öðrum framhlaupum eru merktir með brotalínum. S1-S3 tákna þversnið sem nýtt voru til kortlagningar á setgerð og byggingu jökulgarðanna frá 1890.

***Veggspjald er á ensku með titlinum: Extreme glaciotectionics caused by a surge during the Little Ice Age maximum, Eyjabakkajökull, Iceland**

A melt inclusion study of hyaloclastite-hosted minerals - Constraints on the origin of three magmatic series in Iceland

J.K. Jakobsen¹, O. Sigmarsson^{2,3}, P. Schiano³

¹Nordic Volcanological Centre, University of Iceland. Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík, Iceland.

²Institute of Earth Sciences, University of Iceland. Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík, Iceland.

³Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC, Université Blaise Pascal, CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Basaltic volcanism in Iceland is characterized by three magma series reflecting the tectonic settings. Tholeiites are produced along the rift-zones of the Mid-Atlantic Ridge whereas FeTi-rich transitional basalts characterize propagating ridge segments and leaky transform faults with alkali basalts furthest away from the rift-zones. The different series show distinct compositional variations (tholeiites having high Fe, Ti and low Al, Ca and alkaline concentrations for a given Mg#; transitional lavas are even higher in Fe and Ti but low in Al and intermediate alkalis; alkaline basalts show high alkaline content and relative high Al). The geochemical difference between the three magmatic series is believed to be the product of either variable degree of melting and/or to be related to different magma sources. However, the origin of these basalts remains contentious since the problem of crustal contamination may obliterate geochemical characteristics of all but the most primitive basalts. In order to elucidate the parental composition of the three magmatic series we have thus sampled primitive (Fo 76-87) olivine-bearing hyaloclastites from three volcanic craters at Stapafell on Reykjanes peninsular, Hekla and Heimaey representing a tholeiitic a transitional and alkaline magmatic series, respectively.

Host olivines are euhedral and are characterized by frequent hopper crystal growth and/or have well-developed hexagonal shapes when observed along [100]. These features are indicative of strong under-cooling ideal for melt inclusion formation. The melt inclusions measure 10-110 micrometers in diameter with the largest melt inclusion present in the Stapafell sample and the smallest ones observed in the Hekla sample. The inclusions have variable shapes but are dominantly round, are brownish, glassy and only rarely contain daughter crystals or shrinkage/vapor bubbles due to rapidly quenching of the host olivines.

Electron microprobe was used to determine the concentrations of major elements and F, Cl and S in primary melt inclusions free of gas bubbles and secondary crystallization. The inclusions studied here plot as distinct groups in terms of total alkalis and fall as expected well within the fields of tholeiitic, transitional and alkali basalts. Analyzed melt inclusions show substantial variations in MgO (4-10 wt. %) and K₂O (0.25-0.71wt. %) indicative of a heterogeneous source and/or variable melting degrees. Comparable CaO/Al₂O₃ ratios for the Hekla and the Heimaey inclusions suggest that the transitional basalt could be derived from the alkaline basalts whereas the tholeiitic Stapafell inclusions have distinctively higher CaO/Al₂O₃ ratios (>0.75) and are proposed to originate from a separate mantle source. Volatiles in the melt inclusions range from 200-600 ppm for F, 300-700 ppm for Cl and 700-1700 ppm for S. Variations in S/Cl show that some of the inclusions are partially degassed whereas their highest values are in the range of those observed in hot spot derived basalts.

Last Millennium Climate Records from the North Iceland Shelf: Reconstructing Temperature and Marine Reservoir Ages

Jón Eiríksson (1), Karen Luise Knudsen (2), Helga Bára Bartels-Jónsdóttir (1,2),
Hui Jiang (3), Jan Heinemeier (4), Guðrún Larsen (1) Leifur A. Símonarson (1)

(1) Earth Science Institute, University of Iceland, IS-101 Reykjavík, Iceland, (2)
Department of Earth Sciences, University of Aarhus, DK-8000 Århus C,
Denmark, (3) Laboratory of Geographic Information Science, East China Normal
University, 200062 Shanghai, PR China, (4) The AMS ^{14}C Dating Centre,
Department of Physics and Astronomy, University of Aarhus, Denmark

Palaeoceanographic and climatic high-resolution archives for the last millennium are preserved in several sedimentary basins on the North Icelandic shelf. The present position of the oceanographic Polar Front across the North Icelandic shelf separates Polar and Arctic surface waters of the East Greenland and East Icelandic currents from branches of the North Atlantic Current. The sedimentary and fossil record, which is extremely sensitive to past oceanographic and climatic changes in a boundary region like that, has shown that the position of the Polar Front has been very dynamic through the last millennium.

Our study is based on material from the IMAGES piston cores MD99-2275 and MD99-2273, located at ca. 440 and 600 m water depths, respectively, combined with lead-dated multicores from the same sites off North Iceland. The mean sedimentation rate at the core sites is about 300 and 600 cm per 1000 years in respective cores. The presence of historically and terrestrially dated air-fall tephra markers from Icelandic volcanoes makes it possible to construct a reliable tephrochronological age model for the marine cores, minimizing the problem of variable marine ^{14}C reservoir ages. The use of molluscs for the AMS ^{14}C dating minimizes the risk of reworking by bottom currents, which might represent a problem for smaller, e.g. foraminifera tests, especially at shallower sites.

A 1000 year sea surface and bottom water temperature record has been reconstructed for each site based on stable isotopes, as well as on benthic and planktonic foraminiferal and diatom transfer function calculations. A comparison between our proxy results for the last 130 years with instrumental data from the North Icelandic shelf shows a strong connection between atmospheric and oceanic changes. For instance, there is a clear change in the faunal distribution and the reconstructed sea-surface temperature at around AD 1910-1920, a general cooling trend towards the top of the record, and a slight warming again in the 1990s. Instrumental data from the last 60 years are used for calibration of the 1000 year temperature record. A weakening of the North Atlantic Current and penetration of cold Polar and Arctic water masses and sea-ice to the North Icelandic shelf occurred during the Little Ice Age, which in our record is characterized by low reconstructed sea surface and bottom water temperatures. The Maunder Minimum (around AD 1700) appears to have been the coldest interval during the last millennium.

Changes in the marine radiocarbon reservoir ages through time on the North Icelandic shelf appear to be related to the inflow of Polar waters to the area. This enables us to use the deviation in reservoir age as a palaeoceanographic tool for tracing changes in the position of the oceanographic Polar Front. The modern (pre-bomb) reservoir age

of the coastal water masses off Iceland, which are dominated by the Atlantic Water of the Irminger Current, is generally assumed to be ca 400 years, and this correction is conventionally applied to marine radiocarbon ages from Iceland. The modern reservoir age of the Polar Water of the East Greenland Current north of the Polar Front is relatively high, about 550 years, indicating that the recent, pre-bomb apparent age difference across the Polar Front is about 150 years.

Age models developed for the shelf sediments north of Iceland, based on offshore tephrochronology on one hand and on calibrated AMS radiocarbon age determinations of marine molluscs on the other, display major deviations through the last 1000 years. The discrepancies between the two age models show that there was an average reservoir age of about 550 years, which is suggested to be related to a generally high, but fluctuating, inflow of Polar waters to the area through the last millennium.

Unraveling faulting in a complex earthquake sequence in the South Iceland Seismic Zone.

Decriem, J., Arnadóttir, T., Geirsson, H., Keiding, M., Ofeigsson, B.G., Hreinsdóttir, S., Lafemina, P., Hooper, A., Sigmundsson, F., Bennett, R.

The South Iceland Seismic Zone (SISZ) is an E-W transform zone, where the relative spreading of the North American and Eurasian plates across southern Iceland is accommodated by motion on many parallel N-S right-lateral strike slip faults, rather than left-lateral motion on a single E-W through going fault. Historically, earthquake sequences with main shocks reaching M7 have occurred in the SISZ, many initiating in the eastern part of the zone with subsequent events further west. A magnitude 6.3 earthquake occurred in the western part of the SISZ on May 29, 2008. Aftershock locations and global centroid-moment-tensor solutions indicate rupture on at least two parallel N-S faults. The rupture on the second fault, located about 4 km west of the initial event, appears to have initiated less than one second after the main shock, suggesting dynamic triggering. The May 2008 earthquakes are a continuation of the June 2000 sequence, when two Mw=6.5 events struck the eastern and central part of the SISZ. The June 2000 main shocks ruptured two parallel N-S faults, spaced about 17 km apart, occurring about 3 1/2 days apart. Here, we present a geodetic and seismic study of the May 2008 earthquakes based on continuous and annual GPS measurements, as well as InSAR and aftershock locations. The GPS network was surveyed in April, a month before the events and remeasured immediately after. Maximum coseismic displacements of about 15 cm (horizontal) were recorded at the closest continuous GPS stations on each side of the two faults. We also measured continuously at about 20 GPS benchmarks for more than a month after the event. A small transient (about 1 cm) was recorded during the first 10 days following the earthquake. This transient motion does not appear to be caused by poro-elastic rebound due to pressure changes in the ground water system, as was observed following the June 2000 earthquakes. The aftershocks lineate at least two N-S structures as well as an E-W conjugate fault. Preliminary modeling of GPS and InSAR data indicate that most of the surface deformation can be explained with strike-slip at shallow depth on two N-S structures, with little or no slip on the E-W lineament. Our first estimate using a layered-elastic Earth model indicates slip of about 2 m at shallow depth. The relatively high ratio of slip to fault length was also evident in the June 2000 events. Such high stress drop events indicate that the SISZ is a young and immature fault zone.

Einkenni og samspil sprunguhreyfinga í stórskjálftum í Suðurlandsbrotabeltinu: 29. maí, 2008 skjálftinn

Kristín S. Vogfjörð, Sigurlaug Hjaltadóttir, Halldór Geirsson, Gunnar
Guðmundsson og Ragnar Slunga,
Veðurstofu Íslands og QuakeLook Stockholm AB

Einkenni sprunguhreyfinga í Suðurlandsbrotabeltinu, sem atburðarásir í jarðskjálfta-umbrotahrinum undanfarinna alda hafa varpað ljósi á, fela í sér hrinur sem geta varað allt frá nokkrum dögum og upp í nokkur ár. Hrinurnar hefjast oftast með skjálftum austast í brotabeltinu sem flytjast þaðan til vesturs með tíma. Skjálftarnir verða allir á N-S sprungum og merki eru um innbyrðis virkni milli sprungna, því bylgjur frá einum stórum skjálfta hafa framkallað aðra stóra og meðalsstóra skjálfta. Þetta virðist hafa gerst í umbrotahrinunni árið 1896, þegar tveir M6 og M6.5 skjálftar urðu með um 7 mínútna millibili í um 20 km fjarlægð frá hvor öðrum. Svipað átti sér stað í kjölfar Holtaskjálftans 17. júní árið 2000, þegar S-bylgjur skjálftans ollu tveim M>5 skjálftum á Reykjanesskaga, í 63 og 77 km fjarlægð.

Holtaskjálftinn var upphafið að yfirstandandi umbrotahrinu, en seinasti skjálftinn í hrinunni varð vestan við Selfoss 29. maí 2008. Sá skjálfti, sem var $M_L 6,3$ að stærð varð einnig við færslu á fleiri en einni sprungu: annari undir vestanverðu Ingólfsfjalli og hinni 4 km vestar undir bænum Krossi í Ölfusi. Skjálftinn fannst um allt Suðurland og var mjög kröftugur á Selfossi og í Hveragerði. Hann eyðilagði um 30 íbúðarhús, auk þess sem útihús á bæjum í Ölfusi eyðilögðust og skemmdust og varð eitthvað af búsmala undir útihúsum sem hrundu. Nálægustu jarðskjálftastöðvar mettuðust strax í skjálftanum, en í 46 km fjarlægð mældist þó óklippt merki upp á 3 cm/s. Skjálftinn mældist einnig vel á samfelldar GPS stöðvar um allt vestanvert landið, en mesta melda færsla var rúmlega 20 cm við suðausturenda Ingólfsfjallssprungunnar. Upptök skjálftans voru á Ingólfsfjallssprungunni og virðist hann hafa framkallað færslu á Krosssprungunni við hliðina. Þúsundir eftirskjálfta fylgdu síðan á hæla skjálftans, flestir á á suðurhluta Krosssprungunnar. A-V sprunga í Hjallahverfi sem var seinast virk í nóvember 1998, í lok stóru Hengilshrinunnar, varð einnig mjög virk í kjölfar skjálftans. Fyrsti eftirskjálftinn á henni mældist þó ekki fyrr en 53 mínútum eftir aðalskjálftann og er því ólíklegt að sprungan hafi átt þátt í aðalskjálftanum. Strúktúr sprungnanna er kortlagður með afstæðum staðsetningum eftirskjálfta, sem sýna tvær lóðréttar, samsíða N-S sprungur. Sú eystri, Ingólfsfjallssprungan 11 km löng og nær niður á 8 km dýpi. Sú vestari, Krosssprungan er 21 km löng og og samsett úr heillegum suðurfleka sem dýpkar til norðurs allt niður í 9 km. Norður hluti sprungunnar er grynri og nær einungis niður á 7 km dýpi og er samsettur úr mörgum smærri sprunguhlutum sem leggst upp að sprungunum sem voru virkar á Ölkelduhálssvæðinu í Hengilshrinunni á seinasta áratug. A-V læga Hjallasprungan er einnig vel upplýst af eftirskjálftavirkninni. Hún er lóðrétt og nær niður á 7 km dýpi. Eindahreyfing í fyrstu sekúndum skjálftarita frá nálægum jarðskjálftastöðvum sýnir að hreyfing á Krosssprungunni hefur ekki orðið fyrr en einhvern tíma eftir 2.3 sekúndur.

Miguskeljar í íslenskum jarðlögum

Leifur A. Símonarson og Ólöf E. Leifsdóttir
Háskóli Íslands, Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101
Reykjavík

Tvær tegundir miguskelja (*Mya*) finnast núlifandi hér við land, annars vegar smyrslingur (*Mya truncata*) og hins vegar sandskel (*Mya arenaria* eða *Arenomya arenaria*). Smyrslingur er mjög algengur við Ísland í dag og hefur oft fundist í íslenskum setlögum yngri en 2,6-2,5 milljóna ára gömlum. Tvær undirtegundir smyrslings vallarskel (*Mya truncata uddevalensis*) og sandgerviskel (*Mya truncata pseudoarenaria*) hafa einnig fundist lifandi hér við land og ennfremur í íslenskum setlögum, einkum frá lokum jökulskeiða á ísöld. Bárðarskel (*Mya truncata gudmunduri*) er þriðja undirtegund smyrsling, en hún hefur eingöngu fundist hér á landi í krókskeljalögum á Tjörnesi og sama er að segja um kamskel (*Mya schwarzbachii*), en báðar eru þær útdauðar. Sandskel (*Mya arenaria* eða *Arenomya arenaria*) hefur aldrei fundist hér í jarðlögum, en hún fannst fyrst lifandi hér við land 1958 þegar Páll Einarsson fann hana í Skarðsfirði.

Líklegast komu kamskel og bárðarskel til landsins fyrir 3,6 milljónum ára þegar straumakerfið breyttist í Kyrrahafi við lokun Mið-Ameríkusundsins þar sem nú er Panama. Þá styrktist mjög straumur til norðurs í Norður-Kyrrahafi og um Beringssund og fjöldi sjávarhryggleysinga barst yfir í Norður-Íshaf og Atlantshaf, en þar varð Tjörnes einn fyrsti viðkomustaður þessara tegunda. Þá hafði Beringssund verið opið í a.m.k. milljón ár. Kamskel hvarf úr íslenskri jarðsögu þegar fyrsta stóra jökulskeiðið skall á fyrir 2,6-2,5 milljónum ára, en bárðarskelin var horfin nokkru fyrr eða fyrir um það bil 3 milljónum ára og flutti sig þá suður í Norðursjó þar sem hún dó út í byrjun ísaldar.

Smyrslingur og sandskel eru báðar ættaðar úr Kyrrahafi og sú síðarnefnda kom um Beringssund yfir í Norður-Atlantshaf seint á plíósentíma, en náði fyrst til Íslands 1958 þegar hún fannst fyrst lifandi austur á landi. Smyrslingur kom hingað fyrir 2,6-2,5 milljónum ára eftir fyrsta stóra jökulskeiðið á ísöld. Vallarskel og sandgerviskel komu fyrst inn í íslenska jarðsögu fyrir 1,5 milljónum ára þegar Þrengingarmyndunin í Breiðuvík á Tjörnesi var að hlaðast upp.

Kynblöndun ilmbjarkar og fjalldrapa snemma á nútíma

Lilja Karlsdóttir*, Margrét Hallsdóttir**, Ægir Þór Þórsson* og
Kesara Anamthawat-Jónsson*

*Líf- og umhverfisvísindadeild Háskóla Íslands **Náttúrufræðistofnun Íslands

Frá ísaldarlokum hefur ilmbjörk, *Betula pubescens*, verið eina trjategundin sem myndað hefur skóga á Íslandi. Í norðanverðri Skandinavíu og á Íslandi er birki víða lágvaxið, margstofna og kræklótt miðað við sömu tegund sunnar í Evrópu. Líkleg ástæða þessa er kynblöndun við fjalldrapa, *Betula nana*. Slík blöndun hefur verið staðfest bæði með tilraunum á lifandi plöntum og með erfðarannsóknum^{1,2,3}.

Ilmbjörk er ferlitna með 56 litninga í frumukjarna en fjalldrapi tvílitna með 28 litninga. Í rannsóknum á íslensku skóglendi hefur komið í ljós að um það bil tíunda hvert tré eða runni er þrílitna blendingur þessara tegunda með 42 litninga³. Lítið er vitað um hvort blöndun tegundanna á sér langa sögu á Íslandi eða við hvaða aðstæður hún verður helst.

Mælingar á stærð og hlutföllum frjókorna af ilmbjörk, fjalldrapa og blendingum hafa sýnt að þrátt fyrir að stærðardreifing korna skarist eru frjókorn ilmbjarkar að meðaltali stærri en frjókorn fjalldrapa. Dýpt frjópípugats (poru) er einnig hlutfallslega meiri hjá ilmbjörk og blendingum en hjá fjalldrapa^{4,5}. Frjókorn blendinganna eru oft afbrigðileg í útliti, algengasta frávik er að frjópípugötin eru ekki þrjú eins og hjá eðlilegum frjókornum foreldrategundanna heldur fleiri eða færri⁵. Þessi einkenni er hægt að sjá á frjókornum sem finnast í mó eða seti.

Við leituðum að ummerkjum um kynblöndun milli ilmbjarkar og fjalldrapa eftir ísaldarlok. Til þess skoðuðum við sýni úr mó frá Hellu á Árskógsströnd í Eyjafirði. Sýnin spanna tímabilið milli gjóskulaganna Saksunarvatn og Hekla-5 (10.3 – 7.0 cal. ka BP). Frjógreining sömu sýna hefur áður verið birt⁶.

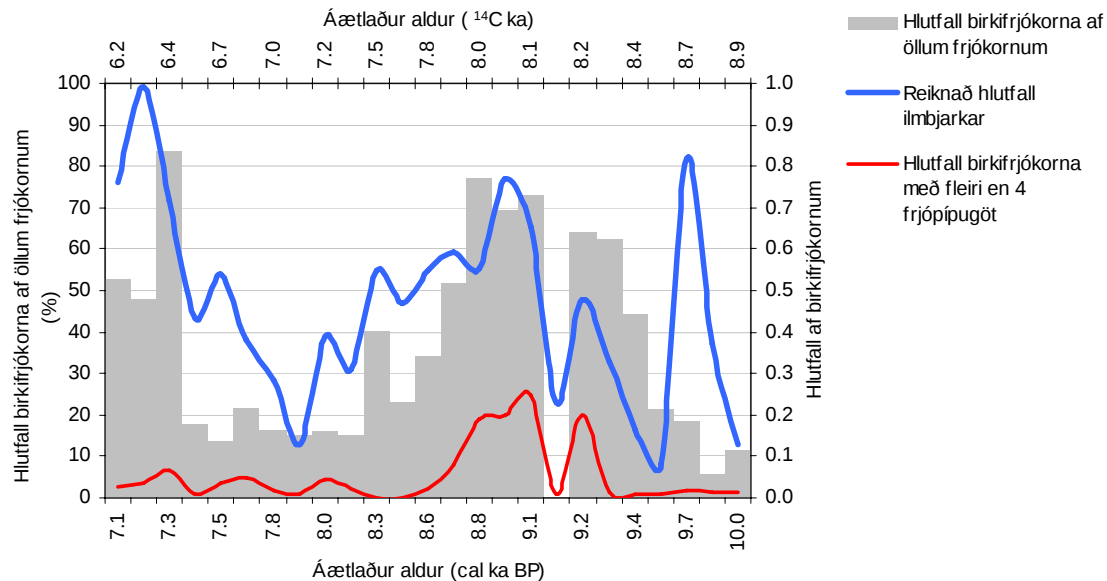
Eðlileg *Betula* frjókorn voru mynduð í ljóssmásjá við 400x stækkun og mæld en frjókorn með fleiri en þrjú frjópípugöt voru talin. Við mælingar voru notuð sýni sem geymd höfðu verið í glýceróli en til samanburðar voru tekin nokkur samsíða sýni, meðhöndluð á sama hátt en geymd í kísilolíu. Sá samanburður sýndi að aðstæður og tími hafa haft áhrif á stærð frjókornanna svo að ekki er mögulegt að bera saman stærð frjókornanna milli sýna. Hlutföll tegunda voru því reiknuð út frá stærðardreifingu korna innan hvers sýnis með aðferð Bhattacharya⁷ og forritinu Bmod⁸.

Í öllum sýnum fékkst betri samsvörun við stærðardreifingu með því að gera ráð fyrir tveimur normaldreifðum hópum með mismunandi meðalstærð heldur en einum normaldreifðum hópi. Gert var ráð fyrir að stærra meðaltalið samsvaraði ilmbjarkarfrjókornum en það minna fjalldrapafryjókornum.

Í elstu sýnunum var lítið um birkifryjókorn og hlutfall ilmbjarkar sveiflukennt. Síðan fór magn birkifryjókorna vaxandi og hlutfall ilmbjarkar óx að sama skapi á kostnað fjalldrapa fyrstu þúsund árin sem sýnin spönnuðu. Eftir það fækkaði birkifryjókornum og hlutfall fjalldrapa jókst að nýju. Fyrir á að giska átta þúsund árum fór ilmbjörk aftur að vinna á. Aðrar plöntutegundir voru þó áfram ríkjandi í nágrenni sýnatökustaðarins í nokkur hundruð ár áður en birkifryjókornum snöggfjölgaði að nýju og ilmbjörkin varð alsráðandi en fjalldrapi hvarf að mestu (1. mynd).

Fjöldi afbrigðilegra birkifryjókorna gefur hugmynd um tíðni þrílitna kynblendinga. Rannsókn sem gerð var á frjókornum 22 blendingplantna sýndi að um 12% frjókornanna hafa fleiri en þrjú frjópípugöt en hjá einstökum plöntum fer hlutfallið upp

fyrir 50%⁵. Hlutfall slíkra frjókorna í Hellusýnunum reyndist hæst fyrst eftir að ilmbjörk varð ríkjandi fyrir um níu þúsund árum (1. mynd).



1. mynd. Hlutfall birkifrjókorna af öllum frjókornum, ilmbjarkarfrjókorna af birkifrjókornum og afbrigðilegra korna af birkifrjókornum.

Gerð er nánari grein fyrir þessari rannsókn og niðurstöðum hennar í grein sem birt verður síðar á þessu ári⁹.

Heimildir

1. Anamthawat-Jónsson, K. & Tómasson, T. 1990. Cytogenetics of hybrid introgression in Icelandic birch. *Hereditas*, 112. 65–70.
2. Thórsson, Æ.Th., Salmela, E. & Anamthawat-Jónsson, K. 2001. Morphological, cytogenetic, and molecular evidence for introgressive hybridisation in birch. *Journal of heredity*, 92. 404–408.
3. Thórsson, Æ.Th., Pálsson, S., Sigurgeirsson, A. & Anamthawat-Jónsson, K. 2007. Morphological variation among *Betula nana* (diploid), *B. pubescens* (tetraploid) and their triploid hybrids in Iceland. *Annals of Botany*, 99: 1183–1193.
4. Karlsdóttir, L., Thórsson, Æ.Th., Hallsdóttir, M., Sigurgeirsson, A., Eysteinnsson, Th. & Anamthawat-Jónsson, K. 2007. Differentiating pollen of *Betula* species from Iceland. *Grana*, 46. 78–84.
5. Karlsdóttir, L., Hallsdóttir, M., Thórsson, Æ.Th. & Anamthawat-Jónsson, K. 2008. Characteristics of pollen from natural triploid *Betula* hybrids. *Grana*, 47, 52–59.
6. Hallsdóttir, M. & Caseldine, C. 2005. The Holocene vegetation history of Iceland, state-of-the-art and future research. *Iceland- Modern Processes and Past Environments* (ed. by C. Caseldine, A. Russel, J. Hardardóttir and Ó. Knudsen), pp. 319–334. Elsevier, Amsterdam.
7. Bhattacharya, C.G. 1967. A simple method of resolution of a distribution into Gaussian components. *Biometrics*, 23, 115–135.
8. Morgan, J.H. 2005. A computer method for resolving mixed normal distributions. *Ringings & Migration*, 22, 145–152.
9. Karlsdóttir, L., Hallsdóttir, M., Thórsson, Æ. Th. & Anamthawat-Jónsson, K. 2009. Evidence of hybridisation between *Betula pubescens* and *B. nana* in Iceland during the early Holocene, *Review of Palaeobotany and Palynology*. (In print).

Verkefnið var styrkt af Rannsóknasjóði RANNÍS

Fault- and fracture map of the northern part of the Brennisteinsfjöll fissure swarm, SW-Iceland

Páll Einarsson¹, Ásta Rut Hjartardóttir¹, Maryam Khodayar², Benedikt G. Ófeigsson¹, Þorbjörg Ágústsdóttir¹, Gísli Örn Bragason¹, Ásgeir Einarsson¹, and students of Current Crustal Movements in the Faculty of Earth Sciences, University of Iceland 2008

¹ Institute of Earth Sciences, University of Iceland

² ISOR, Iceland Geosurvey

Field projects of students in the courses in Tectonics and Current Crustal Movements at the University of Iceland in the past 3 years have been conducted within the fissure swarm of the Brennisteinsfjöll volcanic system in SW-Iceland. An almost complete map of the northern part of the swarm is presented here. The Brennisteinsfjöll volcanic system is a part of the Reykjanes Peninsula oblique rift, a branch of the Mid-Atlantic plate boundary. The fissure swarms of individual volcanic systems have a NE-trend, oblique to the plate boundary, trending 70°. The plate boundary is highly oblique with respect to the spreading direction, which is 104° in this region. The fissure swarms therefore die out towards the NE as they extend into the North-America Plate. The main objectives of the research are to obtain a homogeneous data set on the fracture pattern at the end of a fissure swarm and to reconstruct the history of faulting in the Holocene. The research area is mostly covered by one lava formation, the interglacial Mosfellsheiði lava shield. In the last years this area has received increasing attention because of potential use for an airport and a disposal ground for contaminated soil. The fissure swarm is also crossed by a number of power lines and a pipeline.

Faults and fractures have been mapped by taking a GPS-instrument along them and around them. Fault throws have been determined by taking profiles transverse to the normal faults, as well as along them on both the footwall and hanging wall. The area has been systematically searched for evidence of Holocene fracturing. Only a small part of it is still left. Most of the fractures strike parallel to the fissure swarm itself, i.e. NE. Individual fracture may deviate from this, and parts of the swarm have a wavy appearance. Evidence for a change in strike with age exists. Fractures are not evenly distributed. Two subswarms can be identified, on either side of the Sandskeið graben. The two subswarms are remarkably different. The western swarm is characterized by open fissures whereas the eastern one consists of prominent normal faults. Most of the faults are downthrown towards the west. Outside these subswarms the fractures are distributed and discontinuous, usually less than a couple of hundred meters in length and a few tens of centimeters wide. Open fractures are found as far north as 64°10' N, possibly farther.

Displacements on the normal faults at Sandskeið have been variable with time. The swarm appears to have been more active in the first half of the Holocene than the second half. It can be shown that the faults existed at the time when the Leitahraun lava flow crossed the swarm about 4500 years BP. Displacements are of the order of 7-15 m, only few of which accumulated since the lava flow. Evidence of a fairly recent displacement can be found, possibly the results of rifting events in the early centuries of the Historic period.

Response of glacier mass balance to regional warming, deduced by remote sensing on three glaciers in S-Iceland

Sverrir Guðmundsson¹, Helgi Björnsson¹, Eyjólfur Magnússon¹, Etienne Berthier²,
Finnur Pálsson¹, Magnús Tumi Guðmundsson¹, Þósrís Högnadóttir¹, Jørgen Dall³

¹Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavík, Iceland

²Centre National de la Recherche Scientifique-LEGOS, Toulouse, France

³National Space Institute, Technical University of Denmark, Lyngby, Denmark

Abstract

We assess the mean mass balance of three ice caps in South Iceland, for two periods, 1980 to 1998 and 1998 to 2004, by comparing digital elevation models (DEMs) covering the entire glaciers; Eyjafjallajökull (81 km²), Tindfjallajökull (15 km²) and Torfajökull (14 km²). The DEMs were compiled by i) using aerial photographs taken between 1979 to 1984 by the American Defense Map Agency (DMA) and the Icelandic Geodetic Survey, ii) airborne EMISAR radar images obtained in 1998 by the Electromagnetic system (EMI) of the Technical University of Denmark, and iii) two image pairs from the SPOT 5 high resolution stereoscopic (HRS) instrument from 2004. The ice-free part of the EMISAR-DEM (5x5 m spatial resolution with accuracy <2 m in elevation) was used as a reference map for co-registering and offset-correction of the HRS-DEMs (40x40 m) and the DMA-DEMs (40x40 m interpolated from 20 m contour lines). The average specific mass balance was estimated as the mean elevation difference between glaciated areas of the DEMs. The glacier mass balance declined significantly between the two periods: from -0.2 to 0.2 m yr⁻¹ w. eq. during first period 1979/1984-1998 to -1.8 to -1.5 m yr⁻¹ w. eq. for the more recent period 1998 to 2004. This declining mass balance takes place at the same time as the average regional temperatures increased by ~1 °C from the first to the second period (1980-1998 to 1998-2004).

Can the Mogi-dipole model explain surface deformations of rhyolite domes?

Þorbjörg Ágústsdóttir, Páll Einarsson and Magnús Tumi Guðmundsson
Institute of Earth Science, University of Iceland

Silicic rocks in Iceland are generally associated with central volcanoes; often emplaced on or around caldera rims. Rhyolite magma can rise, due to buoyancy forces, form a cryptodome in the shallow crust or rise to the surface, where it erupts. Due to its high viscosity and resistance to flow it often accumulates and forms a lava dome over the vent. A gravity survey was carried out in the area of Krafla, a central volcano in the Northern Volcanic Zone (NVZ), in 2007 and 2008 to determine the mean bulk density values of rhyolite domes. The result is that all the domes have low densities, reflecting both low grain-density and high porosity. The domes density values are significantly smaller than those of the surroundings, creating a density contrast possibly sufficient to facilitate the ascent of rhyolite magma. Furthermore, results from gravity data demonstrate that these formations are neither buried by younger volcanic eruptives nor are any roots detected. The domes studied were therefore emplaced as vent-forming domes.

No dome eruption has been observed with modern monitoring equipment in Iceland. The persistent seismic cluster at Goðabunga on Katla's caldera rim, located in the South Iceland Flank Zone (SIFZ), has been active for the last forty years. It is has been suggested that it represents a rising cryptodome. No deformation has been observed above this seismic cluster, possibly because of large mesh size of the geodetic network. The Mogi model, due to its simplicity, is widely used to interpret a volcano's inflation or deflation. It has been successfully used to model the deformation fields of the volcanoes Krafla and Katla. An inflating Mogi source experiences addition of magma to the system, resulting in a broad surface deformation anomaly detectable with a dense network. We present here the Mogi-dipole model, derived from the Mogi model for a finite amount of magma. We argue that the Mogi-dipole model's local narrow surface deformation field explains why no deformations have yet been detected at Goðabunga. This model also seems to correspond well with recently published deformation data on the 2004 - 2006 dome eruption at Mount St. Helens, in the Cascade range north-western USA, as well as to the deformation prior to its 1980 eruption.