



Vorráðstefna

Ágrip erinda og veggspjalda

Haldin í Öskju,
Náttúrufræðahúsi Háskóla Íslands

27.apríl 2007

(Samantekt Børge Johannes Wigum)

Fundarsalur 1

Fundarsalur 2

09:00	09:10	Setning og tilkynningar	
		<i>Fundarstjóri: Andri Stefánsson</i>	
09:10	09:30	Relation between volcano deformation and magma accumulation: The role of magma compressibility - Freysteinn Sigmundsson, Erik Sturkell, Rikke Pedersen, Páll Einarsson, Þóra Árnadóttir	
09:30	09:50	Framvinda Myraelda 2006 - Þröstur Þorsteinsson, Borgþór Magnússon og Guðmundur Guðjónsson	
09:50	10:10	Forn lón á hálendi Íslands - Birgir Jónsson, dósent, Verkfræðideild Háskóla Íslands	
10:10	10:30	Kynning veggspjalda (1-1,5 mínuta hver, með einni glæru)	
10:30	10:50	Kaffi	
		<i>Fundarstjóri: Børge Johannes Wigum</i>	<i>Fundarstjóri: Halldór Geirsson</i>
10:50	11:10	Yfirlit um snjóflóð og veður sem veldur snjóflóðáhættu í þéttbýli á Íslandi - Svanbjörg Helga Haraldsdóttir, Esther Hlíðar Jensen, Leah Tracy og Haraldur Ólafsson	Faults and Dykes of Skarðsfjall in the South Iceland Seismic Zone - Maryam Khodayar, Hjalti Franzson, Páll Einarsson, Sveinbjörn Björnsson
11:10	11:30	Samsætuhlutföll í grunnvatni ættuðu, að hluta til, sem úrkoma frá síðasta jökulskeiði. - Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Stefán Arnórsson	Lower-crustal earthquakes at the divergent plate boundary of north Iceland near Askja - Heidi Soosalu, Steinunn S. Jakobsdóttir, Robert S. White, Clare Knox and Páll Einarsson
11:30	11:50	Hvers vegna hrundi íslenski meginjökullinn í upphafi síðjökultíma? - Hreggviður Norðdahl	Gosbeltaflutningar - Árni Hjartarson
11:50	12:10	Mynduðust Hraukarnir við Brúarjökul á einum degi? Líkan fyrir jaðarferli í framhlaupi jökulsins 1890 - Ívar Örn Benediktsson, Per Möller, Jaap J.M van der Meer, Ólafur Ingólfsson, Kurt H. Kjær, Johannes Krüger	Heterogeneous strain field during magmatic periods on the Reykjanes Peninsula: evidence from eruptive fissure geometry Amy E. Clifton, Maria Jenness and Kirby D. Young
12:10	14:00	Aðalfundur og matur	
		<i>Fundarstjóri: Anette Kærgaard Mortensen</i>	<i>Fundarstjóri: Bjarni Richter</i>
14:00	14:20	Gjóska geymir upplýsingar um myndun og þróun kviku sem og hegðun virkra kvikuhólfa - Olgeir Sigmarrson, Bergrún Arna Óladóttir, Paul Mason, Estelle Rose-Koga, Ilya Bindema, Guðrún Larsen og Þorvaldur Þórðarson	Rapid uplift and plate spreading observed by GPS in Iceland Þóra Árnadóttir, Björn Lund, Weiping Jiang, Halldór Geirsson, Erik Sturkell, Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson, Þórarinn Sigurðsson
14:20	14:40	Miðlífsaldargamlir zirkonar í Míósen flikruberghi: meginlandsskorpa undir Austurlandi? - Olgeir Sigmarrson, Jean-Louis Paquette og Massimo Tiepolo	Recent studies of the structure of the Krafla volcanic complex, NE Iceland - Knútur Árnason, Arnar Már Vilhjálmsson and Þórhildur Björnsdóttir
14:40	15:00	Samsætur og uppruni framandsteinda í Þjórsárhrauninu Sæmundur Ari Halldórsson, Niels Óskarsson, Karl Grönvold, Gylfi Sigurðsson, Guðrún Sverrisdóttir og Sigurður Steinþórsson	Líkanreikningar á aurburði straumvatna. Mæld og reiknuð gögn frá norðausturlandi. - Eydís Salome Eiríksdóttir, Pascale Louvat, Sigurður R. Gíslason
15:00	15:40	Veggspjöld (höfundar við veggspjöld sín)	
15:40	16:00	Kaffi	
		<i>Fundarstjóri: Andri Stefánsson</i>	
16:00	16:20	Radon (Rn) og Radíum (Ra) í jarðhitavatni. Rn á Selfossi og Ra á Reykjanesi og Svartsengi. Karl Grönvold, David Kadko, Kristján Ágústsson og David Butterfield	
16:20	16:40	Binding koltvíoxíðs í bergi - Sigurður R. Gíslason, Einar Gunnlaugsson, Wally S. Bröecker, Eric H. Oelkers, Juerg M. Matter, Andri Stefánsson, Grímur Björnsson, Þráinn Fridriksson, Stefán Arnórsson og Klaus Lackner	
16:40	17:00	Rætur háhitasvæða - Stefán Arnórsson	
17:00	19:00	Veitingar og veggspjöld	

Veggspjöld

- Túlípanviður óx á Íslandi fyrir 12 milljón árum** 1
Friðgeir Grímsson^{1,2} og Leifur A. Símonarson¹
¹ Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík
² Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 101 Reykjavík
- Gagnsemi fjölgeisladyptarmælinga á hafsbotninum við Ísland** 3
Guðrún Helgadóttir og Páll Reynisson
Hafrannsóknastofnunin
- Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2006** 4
Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Gunnar B. Guðmundsson
Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, IS-150 Reykjavík
- Sporðamælingar á Íslandi -Kvísaljökull-** 6
Björn Oddsson, Háskóla Íslands, Bergur Einarsson, Oddur Sigurðsson Vatnamælingum Orkustofnunar.
- Breytingar á hafstraumum og yfirborðshiti sjávar á landgrunninu norðanlands: Samanburður á gögnum frá síðustu tvö þúsund árum og frá tímabilinu 8600 til 5200 árum.** 7
Karen Luise Knudsen¹, Jón Eiríksson², Hui Jiang³, Helga Bára Bartels-Jónsdóttir² og Lihua Ran³
¹Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Høegh Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark (karenluise.knudsen@geo.au.dk); ²Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja, Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík; ³Laboratory of Geographic Information Science, East China Normal University, East China Normal University, Shanghai, 200062 China
- Útbreiðsla og styrkur Mýraelda metinn með gervitunglagögnum** 9
Próstur Þorsteinsson
Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík
- Samsætuhlutföll Sr í jarðhitavatni og ummyndunarsteindum úr gufuborholum í Kröflu.** 11
Niels Óskarsson, Guðrún Sverrisdóttir, Gylfi Sigurðsson, Karl Grönvold.
Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík.
- Áhrif hitastiguls skorpu á myndun súrs bergs undir Íslandi** 12
Erwan Martin¹ og Olgeir Sigmarsson^{1,2}
1) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.
2) Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, 101 Reykjavík, Ísland.
- Samanburður á gjóskulagatímatali og geislakolstímatali í sjávarsetlögum á landgrunninu norðanlands** 13
Jón Eiríksson¹, Karen Luise Knudsen², Guðrún Larsen¹, Jan Heinemeier³ og Leifur A. Símonarson¹
¹Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Høegh Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark (karenluise.knudsen@geo.au.dk); ²Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja, Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík; ³The ³AMS 14C Centre, Institute of Physics and Astronomy, University of Aarhus, University of Aarhus, Aarhus C, DK-8000 Denmark
- Gjóskulög frá síðjökultíma og nútíma í sjávarseti á landgrunninu norðan Íslands** 14
Esther Ruth Guðmundsdóttir, Jón Eiríksson og Guðrún Larsen.
Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík.
- Comparison of tephra from a crater row and pseudocraters and tephra fall-out, all tephra from a large effusive eruptions, the Þrengslaborgir - Lútentsborgir eruption 2300 BP in Mývatn, N-Iceland** 15
Tore Dolvik, Ármann Höskuldsson and Páll V. Kolka
Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja Sturlugata 7 101 Reykjavik. tore@hi.is
- Eldgosið í Örfafjökli 1362, framgangur og afleiðingar.** 16
Páll V. Kolka Jónsson, Ármann Höskuldsson, Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja Sturlugötu 7 101 Reykjavík.
Þorvaldur Þórðarsson, School of GeoSciences, The Grant Institute, The University of Edinburgh, The King's Buildings, West Mains Road, Edinburgh, EH9 3JW
Bjarni F. Einarsson, Fornleifafræðistofan, Ægisgötu 10, 101 Reykjavík.
- ACID GEOTHERMAL WATERS AND ELEMENTAL MOBILITY, KERLINGARFJÖLL AREA** 17
Ingvi Gunnarsson, Andri Stefánsson, Karl Grönvold, Eygló Ólafsdóttir, Jónas Guðnason, Freyr Pálsson, Páll V. Kolka Jónsson, Sebastian Ehmann, Sigurjón Valgeir Hafsteinsson, Sigurveig Árnadóttir and Skafti Brynjólfsson,
Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík
- GEOTHERMAL WATERS IN HVERAVELLIR AREA** 18
Andri Stefánsson, Ingvi Gunnarsson, Erla Guðrún Hafsteinsdóttir, Golnaz Naimy, Helgi Arnar Alfreðsson, Júlía Katrín Björke, Magdalena Teresa Wyszynska, Málfríður Ómarsdóttir, Njáll Fannar Reynisson, Philipp Josef Kornthner
Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík. ² University of Iceland, Suðurgötu 101 Reykjavík.
- Nýjar aldursgreiningar á bergi frá Heimaey** 19
Ingvar A. Sigurðsson¹, Sveinn P. Jakobsson² og Robert A. Duncan³
¹Náttúrustofa Suðurlands, Strandvegi 50, 900 Vestmannaeyjar,
²Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykjavík,
³Oregon State University, 104 Admin. Building, Corvallis, OR 97331-5503, USA.

Erindi

Relation between volcano deformation and magma accumulation: The role of magma compressibility Freysteinn Sigmundsson, Erik Sturkell, Rikke Pedersen, Páll Einarsson, Þóra Árnadóttir	21
Framvinda Mýraelda 2006 Þróstur Þorsteinsson, Borgþór Magnússon og Guðmundur Guðjónsson	22
Forn lón á hálendi Íslands Birgir Jónsson, dósent, Verkfræðideild Háskóla Íslands	24
Mynduðust Hraukarnir við Brúarjökul á einum degi? Líkan fyrir jaðarferli í framhlaupi jökulsins 1890 Ívar Örn Benediktsson, Per Möller, Jaap J.M van der Meer, Ólafur Ingólfsson, Kurt H. Kjær, Johannes Krüger	27
Samsætuhlutföll í grunnvatni ættuðu, að hluta til, sem úrkoma frá síðasta jökulskeiði. Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Stefán Arnórsson	29
Hvers vegna hrundi íslenski meginjökullinn í upphafi síðjökultíma? Hreggviður Norðdahl	31
Yfirlit um snjóflóð og veður sem veldur snjóflóðáhættu í þéttbýli á Íslandi Svanbjörg Helga Haraldsdóttir, Esther Hlíðar Jensen, Leah Tracy og Haraldur Ólafsson	32
Faults and Dykes of Skarðsfjall in the South Iceland Seismic Zone - Maryam Khodayar, Hjalti Franzson, Páll Einarsson, Sveinbjörn Björnsson	36
Lower-crustal earthquakes at the divergent plate boundary of north Iceland near Askja Heidi Soosalu, Steinunn S. Jakobsdóttir, Robert S. White, Clare Knox and Páll Einarsson	37
Gosbeltaflutningar Árni Hjartarson	38
Heterogeneous strain field during magmatic periods on the Reykjanes Peninsula: evidence from eruptive fissure geometry Amy E. Clifton, Maria Jenness and Kirby D. Young	40
Gjóska geymir upplýsingar um myndun og þróun kviku sem og hegðun virkra kvikuhólfa Olgeir Sigmarsson, Bergrún Arna Óladóttir, Paul Mason, Estelle Rose-Koga, Ilya Bindema, Guðrún Larsen og Þorvaldur Þórðarson	42
Miðlífsaldargamlir zirkonar í Míósen flikruberghi: meginlandsskorpa undir Austurlandi? Olgeir Sigmarsson, Jean-Louis Paquette og Massimo Tiepolo	44
Samsætur og uppruni framandsteinda í Þjórsárhrauninu Sæmundur Ari Halldórsson, Niels Óskarsson, Karl Grönvold, Gylfi Sigurðsson, Guðrún Sverrisdóttir og Sigurður Steinþórsson	46
Rapid uplift and plate spreading observed by GPS in Iceland Þóra Árnadóttir, Björn Lund, Weiping Jiang, Halldór Geirsson, Erik Sturkell, Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson, Þórarinn Sigurðsson	47
Recent studies of the structure of the Krafla volcanic complex, NE Iceland Knútur Árnason, Arnar Már Vilhjálmsson and Þórhildur Björnsdóttir	48
Líkanreikningar á aurburði straumvatna. Mæld og reiknuð gögn frá norðausturlandi. Eyðis Salome Eiríksdóttir, Pascale Louvat, Sigurður R. Gíslason	49
Radon (Rn) og Rádium (Ra) í jarðhitavatni. Rn á Selfossi og Ra á Reykjanesi og Svartsengi. Karl Grönvold, David Kadko, Kristján Ágústsson og David Butterfield	50
Binding koltvíoxíðs í bergi Sigurður R. Gíslason, Einar Gunnlaugsson, Wally S. Broecker, Eric H. Oelkers, Juerg M. Matter, Andri Stefánsson, Grímur Björnsson, Þráinn Fridriksson, Stefán Arnórsson og Klaus Lackner	51
Rætur háhitasvæða Stefán Arnórsson	52

Túlípanviður óx á Íslandi fyrir 12 milljón árum

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

¹ Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

² Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 101 Reykjavík

Svisslendingurinn Oswald Heer varð fyrstur til þess að lýsa leifum túlípanviðar, *Liriodendron procaccinii* Unger, úr íslenskum jarðlögum. Í stórverki sínu um fornar flóður norðurhvels, en það kom út 1868, birti hann teikningar af tveim illa varðveittum laufblöðum og þrem vængjuðum fræum úr setlögum í Surtarbrandsgili við Brjánslæk og taldi hann leifarnar tilheyra túlípanviði. Síðan hefur ekki tekist að finna slíka steingervinga og ýmsir fræðimenn síðari tíma, m.a. Jóhannes Áskelsson (1956), hafa dregið í efa greiningu Heers og tilvist túlípanviðar á miðöldum á Íslandi. Vert er að nefna að hvorki Jóhannes Áskelsson (1946, 1954, 1956) né Walter L. Friedrich (1966), sem hafa safnað og greint hvað mest af plöntusteingervingum frá Surtarbrandsgili, fundu leifar túlípanviðar.

Nýlegar greiningar á steingervingum frá Surtarbrandsgili við Brjánslæk úr söfnum Náttúrufræðistofnunar Íslands, Náttúrufræðisafni Svíþjóðar, og Jarðfræðisafni Hafnarháskóla, taka af allan vafa um að túlípanviður óx hér á landi á miðöldum. Rannóknir sýna að annað laufblaðið sem Heer (1868, myndasíða 27, mynd 5) birti teikningu af tilheyrir í raun túlípanviði. Móthlið steingervingsins fannst í Jarðfræðisafni Hafnarháskóla og er tiltölulega vel varðveitt og nóg til þess að mögulegt er að ákvarða að laufblaðið er af túlípanviði. Vængjuðu fræin þrjú sem Heer (1868, myndasíða 27, myndir 6-8) lýsti tilheyra einnig túlípanviði. Að auki hafa verið borin kennsl á nokkur vængjuð fræ til viðbótar úr Náttúrufræðisafni Svíþjóðar og hluti af stóru laufblaði fannst í safni Náttúrufræðistofnunar Íslands.

Í dag eru einungis þekktar tvær tegundir túlípanviðar, ameríkutúlípanviður og kínatúlípanviður. Ameríkutúlípanviður, *Liriodendron tulipifera* L., vex í austurhluta Norður-Ameríku í skóglendi frá miðhluta Flórída og norður í suðvesturhluta Kanada. Kínatúlípanviður, *Liriodendron chinense* (Hemsl.) Sarg., vex eingöngu í suðaustur Asíu og þar aðeins í Kína og Víetnam og er aðallega í hálendisskógum í 1000 til 1500 m hæð.

Þó svo að víðáttumikið land- og hafsvæði skilji nú að þessar tvær núlifandi tegundir túlípanviðar eru þær náskyldar og æxlun milli tegundanna tveggja er algeng í gördum og á landsvæðum þar sem þeim hefur báðum verið plantað. Leifar túlípanviðar eru vel þekktar úr setlögum nýlifsaldar meðal annars frá Englandi, Þýskalandi, Tékkóslóvakíu, Kóreu, Japan, vestur- og austurhluta Norður-Ameríku og Grænlandi (sjá Baghai 1988 og Knobloch 1998). Steingerður túlípanviður frá nýlifsöld í Norður-Ameríku hefur verið flokkaður sem *Liriodendron hesperia* Berry og borinn saman við ameríkutúlípanvið (Berry 1929, Baghai 1988). Hins vegar hafa steingervingar í Evrópu og að hluta til í Asíu verið flokkaðir sem *Liriodendron procaccinii* Unger og bornir saman við kínatúlípanviðinn (Unger 1850, Knobloch 1998). Steingervingar túlípanviðar sýna að ættkvíslin hafði mun víðáttumeiri útbreiðslu á nýlifsöld og var algeng um allt norðurhvel. Núverandi útbreiðsla túlípanviðar er talin til komin vegna kólnunar loftslags á jökulskeiðum ísaldar, en hún olli útdaða túlípanviðar í mest allri Evrópu, Asíu og Norður-Ameríku.

Leifar túlípanviðar úr íslenskum setlögum hafa verið flokkaðar sem *Liriodendron procaccinii* og þá taldar svipa til steingervinga frá meginlandi Evrópu og Asíu (Heer 1868, blöð og vængjuð fræ; Denk o.fl. 2005, vængjuð fræ). Við nánari skoðun virðast steingerðu

blöðin úr Surtarbrandsgili við Brjánslæk hafa fleiri sameiginleg einkenni með ameríkutúlípanviðnum og ættu því hugsanlega að flokkast til *Liriodendron hesperia*, en frekari samanburður og mælingar eru fyrirhugaðar í nánustu framtíð.

Heimildir

- Baghai, N.L. 1988. *Liriodendron* (Magnoliaceae) from the Miocene Clarkia Flora of Idaho. *American Journal of Botany* 75, 451-464.
- Berry, E.W. 1929. A revision of the flora of the Latah Formation. United States Geological Survey Professional Paper 154-H, 225-265.
- Denk, T., Friðgeir Grímsson, Kvaček, Z. The Miocene floras of Iceland and their significance for late Cainozoic North Atlantic biogeography. *Botanical Journal of the Linnean Society* 149, 369-417.
- Heer, O. 1868. *Flora Fossilis Arctica*. Die Fossile Flora der Polarländer enthaltend die in Nordgrönland, auf der Melville-Insel, im Banksland, am Mackenzie, in Island und in Spitzbergen entdeckten fossilen Pflanzen. Friedrich Schulthess, Zürich. 192 bls.
- Jóhannes Áskelsson 1946. Er hin smásæja flóra surtarbrandslaganna vænleg til könnunar? Skýrsla Menntaskólans í Reykjavík 1945-1946, 45-57.
- Jóhannes Áskelsson 1954. Myndir úr jarðfræði Íslands II. Fáeinar plöntur úr surtarbrandslögunum hjá Brjánslæk. *Náttúrufræðingurinn* 24, 92-96
- Jóhannes Áskelsson 1956. Myndir úr jarðfræði Íslands IV. Fáeinar plöntur úr surtarbrandslögunum. *Náttúrufræðingurinn* 26, 44-48.
- Knobloch, E. 1998. Der pliozäne Laubwald von Willershausen am Harz. *Documenta Naturae* 120, 1-302.
- Unger, F. 1850. *Genera et species plantarum fossilium*. Wilhelm Braumüller, Wien. 627 bls.

Gagnsemi fjölgeisladyptarmælinga á hafsbotninum við Ísland

Guðrún Helgadóttir og Páll Reynisson
Hafrannsóknastofnunin

Kortlagning hafsbotsins með fjölgeisladyptarmæli hefur undanfarin ár verið eitt af áherslu verkefnum Hafrannsóknastofnunarinnar. Mælingarnar eru gerðar á rannsóknaskipinu Árna Friðrikssyni, sem er búinn Simrad EM 300 fjölgeisladyptarmæli. Kortlagningin hefur að mestu leyti haldist í hendur við forgangsröðun annarra verkefna á stofnuninni. Þannig hefur verið aflað upplýsinga um botnlögun og botngerð á völdum svæðum vegna rannsókna á búsvæðum kóralla, friðuðum veiðisvæðum og mikilvægum veiðislóðum. Um leið hafa fengist mikilvægar upplýsingar um jarðfræði hafsbotsins. Yfirlit fjölgeislaælinganna má finna á heimasíðu Hafrannsóknastofnunarinnar, www.hafro.is undir *kortlagning hafsbots*.

Afrakstur tveggja vikna leiðangurs á Reykjanes hrygg og nágrennis síðastliðið sumar var kortlagning um 6.800 km² svæðis. Þrátt fyrir allgóða vitneskju vegna eldri rannsókna á stórum hluta svæðisins leiða fjölgeislaælingarnar í ljós margvíslegar nýjar upplýsingar, m.a. nákvæmar útlínur eldstöðva, hrauna og misgengja og ýmsar ísaldarmenjar. Kóralvöxtur virðist vera á hraunasvæðum á sjálfum hryggnum en á jöðrum fornra ísjakarása á landgrunnsbrúninni beggja vegna hryggjarins. Styrkur endurvarpsins í fjölgeislaælingunum er nýttur við gerð botnhörku- og botngerðarkorta. “Fjöllin”, eins og sjómenn nefna Reykjanes hrygg eru eitt af gjöfulustu fiskimiðum við Ísland og þess vegna er mikilvægt að þekkjar til hlýtar umhverfisaðstæður á svæðinu.

Sumarið 2006 var einnig bætt við fjölgeislaælingu í landgrunnsfléðinni utan við Grindarvíkurdjúp og þar hefur nú verið kortlagt um 1.500 km² svæði, sem tengist mælingasvæðinu á Reykjanes hrygg. Hér eru miklir neðansjárvarvegir líkt og hafa komið í ljós við fjölgeislaælingar víða í landgrunnsfléðinni suður af landinu.

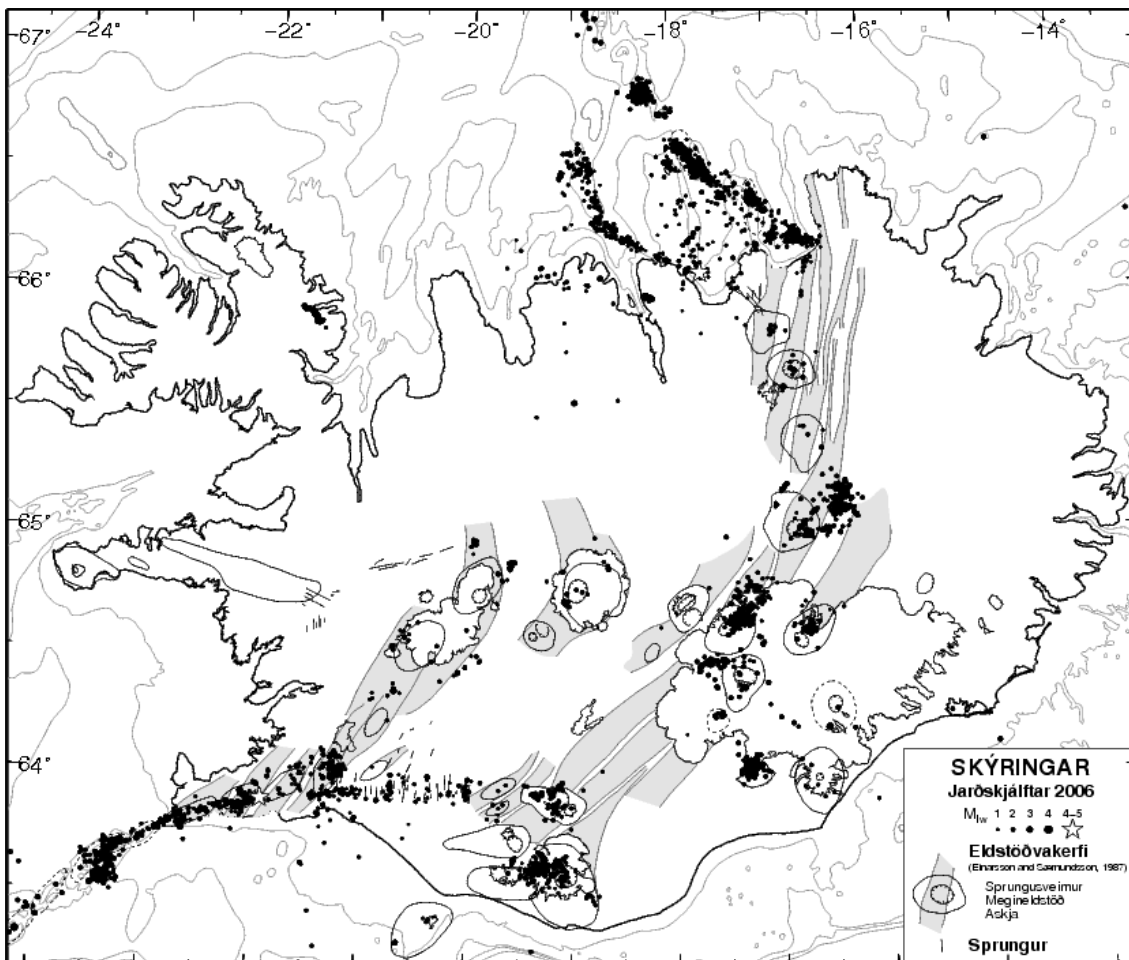
Sýnd eru dæmi um fjölgeislaælingar frá öðrum svæðum við landið, m.a. frá nýafstöðnu togararalli Hafrannsóknastofnunarinnar (Stofnaæling botnfiska) þar sem toglóðir voru kortlagðar. Þrátt fyrir að hér væri ekki um að ræða kortlagningu á samfelldu svæði heldur fjölgeislaælingu á siglingaleið skipsins leiddu mælingar ýmislegt áhugavert í ljós. Af einstökum fyrirbærum má nefna holur á hafsbotni, sandöldur og hugsanlega ósköddu kóralsvæði.

Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2006

Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Gunnar B. Guðmundsson
Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, IS-150 Reykjavík

Í lok árs 2006 voru 50 jarðskjálftastöðvar í SIL jarðskjálftamælaneti Veðurstofu Íslands. Þrjár stöðvar bættust við á árinu, í Kaldárseli við Hafnarfjörð, á Goðabungu í Mýrdalsjökli og í Kreppuhrauni á Kárahnjúkasvæðinu. Um 9.500 jarðskjálftar voru staðsettir með SIL kerfinu á árinu, sem er svipaður fjöldi og árið áður en heldur minni en árin þar á undan. Sagt er frá helstu jarðskjálftavirkni, þ.e. stærstu skjálftum, skjálftahrinum o.fl., með því að fylgja eldstöðvakerfum frá Reykjaneshrygg að landi austur og norður að Tjörnesbrotabeltinu. Kortið sýnir upptök jarðskjálfta stærri en 1 (svartir punktar), sem mælst hafa á a.m.k. fjórum stöðvum. Fjórir jarðskjálftar voru milli 4 og 5 að stærð og er staðsetning þeirra merkt með hvítum stjörnum. Eldstöðvakerfi og sprungur (Páll Einarsson og Kristján Sæmundsson, 1987) eru einnig sýnd.

Á Reykjaneshrygg voru nokkrar skjálftahrinur. Stærsti skjálftinn í þessum hrinum varð 17. janúar og mældist 4,2 stig, en hann var um 90 km frá landi. Margar skjálftahrinur urðu á Reykjanesskaga, sérstaklega við Kleifarvatn. Stærsta hrinan hófst með skjálfta 4,7 að stærð rétt austan við Kleifarvatn 6. mars. Hann fannst víða um Suðvesturland. Þrjár skjálftahrinur mældust austan við Reykjanestá. Fyrsta varð um



mánaðarmótin maí/júní, næsta og stærsta í júlí og þriðja í lok september.

Skjálftahrina varð í lok maí nokkrum kílómetrum norður af Hveragerði, en þar mældist 51 skjálfti. Smáhrinur urðu í Ölfusinu í byrjun september og um miðjan

nóvember. Í desember varð smáhrina við Sandskeið. Á Suðurlandsundirlendinu var virkni frekar lítil. Þó má sjá á kortinu að enn er virkni viðvarandi á Hestvatns- og Holtasprungum, sem Suðurlandsskjálftarnir urðu á í júní 2000.

Nokkur virkni mældist norður af Steinsholtsjökli í Eyjafjallajökli um mánaðarmótin júní/júlí. Undir Goðabungu í vestanverðum Mýrdalsjökli var virkni árstíðabundin líkt og nokkur síðustu ár. Um miðjan nóvember varð smáhrina við Entujökul í Mýrdalsjökli. Á Torfajökulssvæðinu varð smáhrina við Laufafell í lok apríl.

Virkni var mikil undir Vatnajökli. Eystri Skaftárketill hljóp í apríl og mældust skjálftar í kjölfarið. Einnig kom smáhlauð úr Grænalóni í lok september. Ísskjálftar mældust af og til í Skeiðarárjökli í tengslum við mikla úrkomu. Stærsta hrinan á Vatnajökulssvæðinu hófst sunnan Kistufells 24. september með skjálfta 4,1 að stærð. Hátt í 200 eftirskjálftar voru staðsettir. Norðan Vatnajökuls, á Herðubreiðarsvæðinu, var einnig umtalsverð virkni. Í apríl mældust hátt í 200 skjálftar í hrinu við Herðubreiðartögl og í maílok um 100 skjálftar í hrinu norðan við Herðubreið.

Stærsta jarðskjálftahrina norðan við land hófst í byrjun nóvember með skjálfta 4,2 að stærð suðaustan við Flatey á Skjálfanda. Hann fannst víða á Norðurlandi og mældust á þriðja hundrað eftirskjálftar. Aðrar hrinur með yfir 100 skjálfta voru í Öxarfirðinum í janúar, um 40 km NNV af Grímsey í febrúar, um 30 km ASA af Grímsey í mars og norðan við Gjögurtá í október.

Við Kaldbak norðan Grenivíkur varð hrina um miðjan ágúst. Yfir hundrað skjálftar voru staðsettir, sá stærsti 3,5 stig. Fleiri skjálftar mældust á sama stað í nóvember. Skjálftavirkni á þessu svæði hefur aukist á síðustu misserum.

Við Djúpuvík á Ströndum mældust 22 innflekaskjálftar dagana 7. - 13. september. Þeir stærstu voru 3,4 og 3,1 stig, en fundust þó ekki. Ekki er vitað til þess að skjálftavirkni hafi fyrr verið við Djúpuvík.

Sporðamælingar á Íslandi -Kvíslajökull-

Björn Oddsson, Háskóla Íslands, Bergur Einarsson, Oddur Sigurðsson
Vatnamælingum Orkustofnunar.

Sporðar jökla hafa verið mældir á Íslandi í áratugi af félögum Jöklarannsóknafélags Íslands. Mælingarnar fara iðulega fram að hausti því þá eru áramót jökulársins auk þess sem aðgengi að skriðjöklum er best í fyrstu frostadögum haustsins.

Auðvelt er að mæla þar sem einungis þarf kennileiti sem marka fastmerki og stefnu mælinganna (oft tvær stikur). Ár hvert er mælt frá fastmerki að jökli og fjarlægðin borin saman við mælingar fyrri ára. Með þessu móti er hægt að fylgjast með hopi eða framskriði jökuljaðarsins á milli ára á einfaldan hátt.

Kvíslajökull í Hofsjökli hefur verið mældur á hverju hausti síðan árið 2002 af höfundum. Mælingarnar hafa farið fram með hefðbundnu sniði eins og lýst er hér að ofan. Auk þess hafa höfundar nýtt sér tæknina til þess að gera mælingarnar nákvæmari og fá fleiri þætti inn í kerfið. Þessar nýju aðferðir geta flestir tileinkað sér þar sem gps tæki í almenningsseign eru orðin algeng og verða sífellt nákvæmari.

Við mælingarnar á Kvíslajökli er notað Trimble GeoExplorer DGPS tæki. Jökulsporðurinn er genginn enda á milli til þess að merkja útmörk hans. Þannig er hægt að fylgjast með hreyfingum alls sporðsins í stað einstakra staða. Mælingar sýna nokkurn breytileika yfir hreyfingar sporðsins, bæði á milli ára og einstakra staða. Þá er hægt að reikna út mismun þess flatarmáls sem jökullinn hylur milli ára.

Bratti jökulsins er mældur til þess að meta breytileika í þykkt hans. Með því að bera saman flatarmál og þykkt má áætla rúmmál þess íss sem hefur bráðnað yfir tímabilið.

Síðastliðið haust var farið með Topcon landmælingartæki til þess að meta fjarlægð jökulsporðsins frá fastmerkjum. Það virkar þannig að geisla er skotið frá mælitækinu í spegil sem staðsettur er við jökulsporðinn og fjarlægð metin. Vegna óhagstæðra skilyrða (skafrenningur) náði tækið ekki að senda geislan á milli og fengust því engar mælingar. Hins vegar er þetta tæki mjög sniðugt við punktmælingar og gefur mjög nákvæma niðurstöður þegar skilyrðin eru góð.

Mikilvægt er að halda sporðamælingum áfram og efla þær til muna. Þær gefa skýra mynd af hegðun jökla t.d. hvort um sé að ræða framhlaupsjökul eða ekki sem er mikilvægt í loftslagsumræðu í heiminum. Af mælingum á Sólheimajökli og fleiri jöklum má sjá að samsvörun milli sumarhita og breytinga á jöklinum er mun nánari heldur en menn gerðu almennt ráð fyrir. Þetta nána samhengi er sýnt á línuriti á veggspjaldinu. Einnig er forvitnilegt að línuritin passa verr saman og fylgni gagnanna minnkar ef hitalínuritinu er hliðrað um eitt ár eða meira. Þannig virðist jökulsporðurinn bregðast við rúmmálsbreytingu jökulsins jafnóðum eða að minnsta kosti hefur hann að hausti áttað sig á hitastigi sumarsins.

Nægir jöklar liggja á lausu og er fólk hvatt til þess að taka að sér munaðaralausán jökul.

Breytingar á hafstraumum og yfirborðshiti sjávar á landgrunninu norðanlands: Samanburður á gögnum frá síðustu tvö þúsund árum og frá tímabilinu 8600 til 5200 árum.

Karen Luise Knudsen¹, Jón Eiríksson², Hui Jiang³, Helga Bára Bartels-Jónsdóttir² og Lihua Ran³

¹Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Høegh Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark (karenluise.knudsen@geo.au.dk);

²Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja, Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík;

³Laboratory of Geographic Information Science, East China Normal University, East China Normal University, Shanghai, 200062 China

Landgrunnið fyrir norðan Ísland liggur á mörkum pólsjávar og hlýsjávar. Ástand sjávar er þess vegna næmt fyrir breytingum á hafstraumum og loftslagi. Á okkar dögum leggur árstíðabundan kalda tungu af köldum og seltulitlum yfirborðssjó austur með landgrunninu á hverjum vetri, meðfram hlýrri og saltari sjó sem berst réttisælis í kringum landið með Irminger straumnum. Þessar sjógerðir blandast að nokkru leyti á landgrunninu, og síðla sumars ber í venjulegu árferði mest á Irminger straumnum niður á 3-400 m dýpi.

Á landgrunninu frá Skagagrunni austur fyrir Öxarfjörð eru allmargar höggunardældir, sem hafa safnað til sín bæði lífrænu og ólífrænu seti allt frá því á tertíer og fram á okkar daga. Þessar dældir ná víða yfir 400 m sjávardýpi, og upphleðsuhraði setlaganna er nægilega mikill til þess að gögn um breytingar á hafstraumum og loftslagi hafa varðveist. Tímaupplausnin er nægilega mikil til þess að greina umhverfisbreytingar sem hafa gerst á tíu til fimmtíu árum.

Í þessu rannsóknaverkefni eru borin saman gögn um loftslag og ástand sjávar síðustu tvö árþúsundin annars vegar, og hins vegar tímabilið frá því fyrir 8600 til 5200 árum síðan (miðað er við kvörðuð ár). Fyrirnefnda tímabilið er sérstaklega áhugavert vegna þess að það spannar alla Íslandssöguna og þar með þann tíma sem áhrif mannsins fara að segja til sín í umhverfisbreytingum. Síðarnefnda tímabilið spannar nokkurn veginn hlýjasta tímabilið frá því að jöklar hopuðu frá landgrunninu í ísaldarlok.

Aldursgreining sjávarsets frá hafsbotninum við Íslands með geislakolsaðferð er vandkvæðum bundin vegna þess að kolefnisgreiningar þarf að leiðrétta fyrir sýndaraldri sjávar, en hann er breytilegur með tíma vegna breytinga á hafstraumum. Þekking á þessum breytingum er ennþá fremur takmörkuð. Aldurslíkön fyrir setkjarna í þessu rannsóknaverkefni eru þess vegna ekki byggð á kolefnisgreiningum, heldur gjóskulagatímatali, og aldursgreiningarnar eru þá óháðar sýndaraldri sjávar. Greining á gjóskulögum í sjávarsetinu er þannig lykilatriði við rannsókn á umhverfisbreytingum þúsundir ára aftur í tímann.

Gögn í rannsóknaverkefninu eru sótt í setkjarna, sem aflað var árið 1999 í IMAGES leiðangri með franska rannsóknaskipinu RV Marion Dufresne. Upphleðsluharaðinn í tveimur kjarnanna, MD99-2273 og MD99-2275 nemur 300 – 500 cm á 1000 árum. Eiginleikar setlaganna ásamt bæði forndýrum og fornplöntum, einkum götungum og kísilþörungum, eru notuð til þess að meta umhverfisbreytingar. Súrefnis- og kolefnissamsætur í forndýraskeljum hafa einnig verið mældir í sama skyni.

Samfélög götunga og kísilþörungna ásamt súrefnissamsætum benda til þess að á

tímabilinu frá því fyrir um 1200 til 700 árum síðan (frá 8. öld til 13. aldar e. Kr.) hafi gætt verulegs innstreymis norðanlands með Irmingerstraumnum. Á tímabilinu frá því fyrir um 700 til 100 árum síðan gætti pólsjávar mun meira, og sjávarhiti við yfirborð lækkaði. Þetta má skýra með auknu innstreymi með Austur-Íslandsstraumnum og tiltölulega öflugri kaldri tungu inn yfir landgrunnið. Þessi tvö tímabil svara nokkurn veginn til þess sem kallað hefur verið hlýindatíð miðalda og svo aftur litla ísöld.

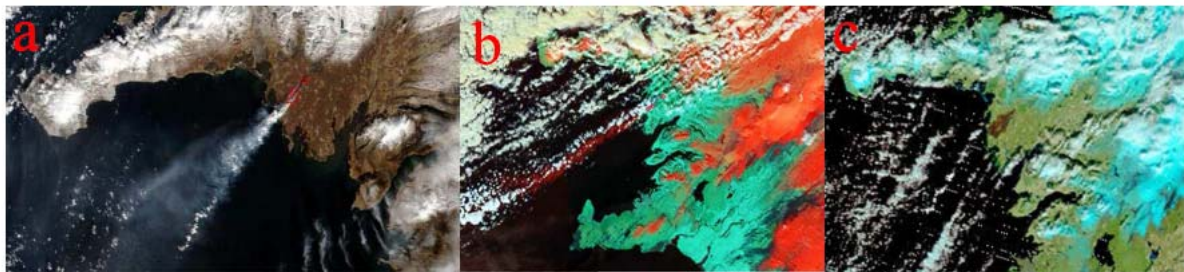
Þegar borin eru saman síðustu 2000 ár og svo tímabilið fyrir 8600 til 5200 árum síðan kemur í ljós, að yfirborðshiti sjávar var að meðaltali um tveimur gráðum hærrí á eldra tímabilinu. Hlýjast var frá því fyrir 8000 til 7300 árum síðan, en eftir það kólnaði smám saman. Mikið kuldakast sést í gögnunum fyrir um 8200 árum, en þó varð yfirborðshiti sjávar þá ekki eins lágur og hann er á okkar dögum.

Útbreiðsla og styrkur Mýraelda metinn með gervitunglagögnum

Pröstur Þorsteinsson
Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

Dagana 30., 31. mars og 1. apríl, 2006, geisðu miklir sinueldar á Mýrum með þeim afleiðingum að alls brann svæði sem er um 73 km². Upptök eldsins voru um 8:00 að morgni 30. mars. Ekki eru heimildir um stórfelldari sinuelda hér á landi frá fyrri tíð.

Á svæðinu hafði ekki mælst úrkoma frá 19. mars og það voru kaldir norðlægir vindar sem þar ríktu. Svo vel vildi til að þá daga sem eldarnir geisðu var að mestu heiðskírt yfir Vesturlandi og því fengust góðar myndir og gögn utan úr geimnum um þennan atburð. Hér sýnum við hvar eldar brunnu á þeim tíma sem gervitunglin fóru yfir og einnig upplýsingar um orkulosun eldanna, sem má nýta til að áætla hvar ákafinn hafi verið mestur.



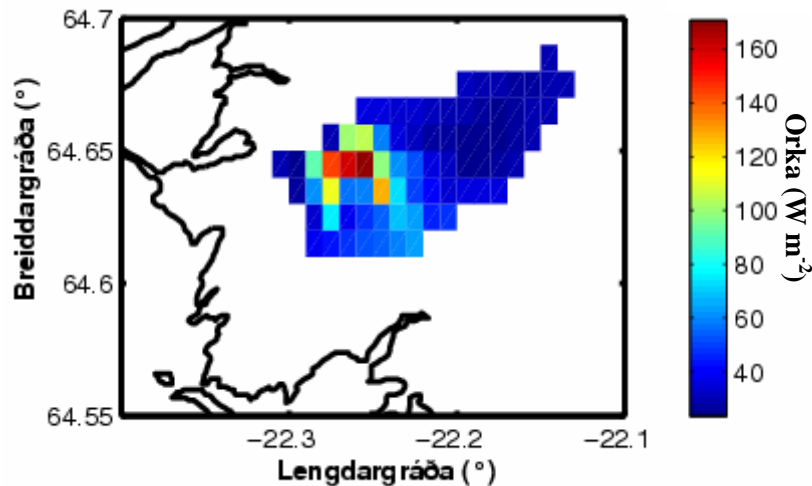
Mynd 1. Gervitunglamyndir frá Aqua og Terra tunglunum. (a) Þann 30. mars, klukkan 12:55, (b) þann 31. mars, klukkan 13:50 og (c) þann 1. apríl, klukkan 12:40, 2006. Myndirnar frá 31. mars og 1. apríl eru með fölskum litum, bönd 3-6-7 og 7-2-1. Myndirnar eru birtar með góðfúslegu leyfi MODIS Rapid Response System hjá NASA/GSFC.

Á mynd 1 má greinilega sjá reykinn frá eldunum þann 30. og 31. mars (myndir 1a og 1b). Þann 1. apríl brann á litlu svæði á suðausturhluta brunalandsins¹, en það var síðar um daginn, eftir að tunglin voru yfir svæðinu um kl. 12:45. Útlínur brunna svæðisins eru mjög greinilegar á mynd 1c frá 1. apríl.

Frá EOS-gervitunglunum (Aqua og Terra) fást staðsetningar hitafrávika. Hitafrávikin eru reiknuð út frá geislun frá yfirborði jarðar og eru nokkur forrit sem vinna beint úr þessum upplýsingum^{2,3}, t.d. til að greina fljótt eldgos⁴. Upplýsingar um útbreiðslu eldanna í tíma og rúmi fást því á 12 til 24 tíma fresti. Þessar upplýsingar hjálpuðu mikið við kortlagningu á útbreiðslu eldananna¹.

Út frá gervitunglagögnunum má einnig reikna styrk eldanna (*e. fire power*). Á þeim tíma sem gervitunglin fóru yfir landið losnaði mest orka í kringum hádegi fyrsta daginn (500 MW) 30. mars, mun minna um kvöldið (150 MW) og svo aftur heldur meira kringum hádegi 31. mars (300 MW)⁵. Hér þarf þó að slá varnagla: 1) líklegast greinast ekki frá tunglunum öll svæði þar sem eldar geisa; t.d. vegna þess að reykur og/eða ský skyggja á elda og 2) þetta eru aðeins stök tímabil sem tunglin greina og því ekki hægt að segja um þróun eldanna á milli mælinga.

Með því að spyrða saman upplýsingar um útgeislunarorku og staðsetningu hitafrávika má setja fram kort sem sýnir styrk eldanna. Slíkt orkulosunarkort fyrir brunasvæðið er sýnt á mynd 2, þar sem gögn frá 30. og 31. mars hafa verið notuð saman.



Mynd 2. Kort af orkulosun við Mýraelda. Hér er búið að flétta saman upplýsingarnar um orku og staðsetningu eldanna og útbúa kort af dreifingu orkunnar. Mesti ákafinn virðist hafa verið vestarlega á svæðinu, sem kemur heim og saman við athuganir á jörðu niðri.

Samkvæmt “tilfinningu” manna á jörðu niðri, en engar beinar mælingar á hitastigi eldanna voru gerðar, passar vel að mestur ákafi hafi verið á NV-hluta svæðisins. Þar geisðu eldarnir í kringum hádegi 30. mars og vindur var mikill á þeim tíma, sem styður þetta mat enn frekar.

Ljóst má vera af þessum frumrannsóknnum að fjarkönnunargögn eru mjög raunhæfur kostur þegar meta þarf áhrif af völdum ýmissa náttúruhamfara. Hér hafa slík gögn verið notuð til að meta útbreiðslu sinelda, en auðvelt er að sjá gildi svipaðrar vinnu í tengslum við eldgos, flóð og fleiri atburði.

Sérstakar þakkir fá Borgþór Magnússon, Guðmundur Guðjónsson og Guðmundur A. Guðmundsson á Náttúrufræðistofnun Íslands. Einnig Trausti Jónsson og Elín Björk Jónasdóttir á Veðurstofu Íslands. Vinna þP var styrkt af Sparisjóði Mýrasýslu.

¹ Borgþór Magnússon, Guðmundur Guðjónsson, Þröstur Þorsteinsson og Bjarni Kristinn Þorsteinsson. 2007. Framvinda Mýraelda 2006 og landið sem brann. *Fræðaging landbúnaðarins 2007*: 319 - 331.

² Giglio, L., J. Descloitres, C. O. Justice and Y. J. Kaufman. 2003. An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. *Remote Sensing of the Environment*, **87**, 273 – 282.

³ Giglio, L. 2005. MODIS collection 4 active fire product user's guide. *Version 2.2*, 1 - 42.

⁴ Wright, R., L. P. Flinn, H. Garbeil, A. J. L. Harris and E. Pilger. 2004. MODVOLC: near-real-time thermal monitoring of global volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **135**(1 - 2), 29 - 49.

⁵ Þröstur Þorsteinsson 2007. Útbreiðsla Mýraelda könnuð með gervitunglum. *Fræðaging landbúnaðarins 2007*: 602 - 605.

Samsætuhlutföll Sr í jarðhitavatni og ummyndunarsteindum úr gufuborholum í Kröflu.

Níels Óskarsson, Guðrún Sverrisdóttir, Gylfi Sigurðsson, Karl Grönvold.
Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík.

Jarðhitaummyndun í megineldstöðvum er mismunandi að aldri og umfangi. Þar sem staðbundin jarðhitavirkni er skammvinn miðað við upphleðslu jarðlaga má ætla að á um 2 km dýpi ægi saman ummyndunarsteindum, sem hafa mismunandi myndunarsögu og aldur. Elstu hlutar ummyndunarinnar hafa nýmyndast nálægt yfirborði en grafist undir upphleðslunni og tekið á sig æ hærra ummyndunarstig með hækkandi hita, en yngstu hlutar ummyndunarinnar á hverjum tíma eru við yfirborð og meðfram nýmyndaðum innskotum á mismunandi dýpi. Þétt jarðlög gætu einnig varðveitt ummyndunarsteindir frá þeim tíma að holrými þeirra fylltist. Umkristöllum með hækkandi hita veldur því að fylki ummyndunarsteinda af mismunandi uppruna og aldri fær nánast sama yfirbragð, t. d. í klórít-epidót ásýnd og oft vandséð hvort ummyndunin er forn eða ung. Vatnsleiðarar af ýmsum aldri tengja því ummyndunarsteindir af mismunandi uppruna.

Uppruni Sr í grunnvatni er af tvennum toga: úr bergi, og úrkomu eða sjó ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$). Þar sem Sr samsætuhlutfall bergs hérlendis er næsta einsleitt; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ frá um 0,7030 til 0,7036 í Þóleiít-bergröðinni og enn þrengra innan hvernar megineldstöðvar svo sem í Kröflu (0,7031-0,7032), er ljóst að jafnvel smávægileg íblöndun Sr frá úrkomu er greinanleg. Sr samsætur í íslensku jarðhitavatni voru kannaðar af Elderfield og Grieves 1981 (GCA, 45) og þar kemur fram að $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mælist frá 0,7032-0,706 en það merkir að jarðhitavatn getur innihaldið 0-50% sjávar-Sr. Ætla mætti að hlutfallið $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ í jarðhitavatni og ummyndunarsteindum sé mælikvarði á hvarfatíma vatnsins en jafnframt mælikvarði á hlutfall bergs og vatns (W/R-ratio).

Í rannsókninni, sem hér er kynnt, var hlutfallið $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ greint í jarðhitavatni úr 15 borholum og í leir og sýrðu skolvatni af borsvarfi (44 sýni) úr holum KJ-14, KJ-16, KJ-23 og KJ-31 í Kröflu. Vatnið mælist frá 0,7032 til 0,7038 (Meðaltal um 8% úr sjó) með einni undantekningu KJ-20 í Suðurhlíðum, sem mælist 0,7048 (Um 30% úr sjó). Hlutfallið $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ í sýrðu skolvatni (mest uppleyst kalsít) og leir, sem skilinn er frá svarfinu, er aftur á mót mjög breytilegt, allt frá 0,7031 til 0,7080 (Um 80% úr sjó). Oftar en ekki eru hæstu gildin nær yfirborði en koma þó fyrir niður á 800 metra dýpi.

Hátt hlutfall sjávar-Sr í vatni merkir að það hefur ekki hvarfast til fulls við grannbergið og ummyndunarsteindir sem falla úr því eru því einnig með hátt hlutfall sjávar-Sr. Munurinn á Sr í vatni og ummyndunarsteindum er samt sá, að aldur steindanna er breytilegur. Ungir vatnsleiðarar (skjálftasprungur-gangar) í gömlu grannbergi gætu leitt niðurstreymi ungs vatns þannig að kalsít með hátt sjávar-Sr gæti fallið út á dýpi þar sem fyrir væru ummyndunarsteindir með berg-Sr. Á dýpi wollastonít og klórít-epidót myndunar, þar sem kalsít er víkjandi, má ætla að Sr-samsætuhlutföll ummyndunarsteindana jafnist út, einkum vegna þess að epidót tekur upp mikið Sr (allt að 1%). Þetta gæti skýrt einsleitari Sr-samsætuhlutföll dýpst í holunum (neðan við um 1500 m). Niðurstaðan er sú, að Sr-samsætuþreiningar á jarðhitavatni geta skilið milli mismunandi þróaðs vatns. Eins geta Sr-samsætuþreiningar á ummyndunarsteindum skilið milli einsleitrar og misleitrar ummyndunar, einkum hvort ummyndunin er vaxandi (prograde) eða víkjandi (retrograde).

Áhrif hitastiguls skorpu á myndun súrs bergs undir Íslandi

Erwan Martin¹ og Olgeir Sigmarsson^{1,2}

1) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

2) Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, 101 Reykjavík, Ísland.

Óvenjumikið af súru bergi finnst á Íslandi miðað við aðrar úthafseyjar. Skilningur á uppruna þess hefur því verið viðfangsefni margra undanfarna áratugi. Tvö ólík líkön fyrir myndun súrrar kviku hafa einkum verið rædd og yfirleitt talið að annað sé rétt en hitt rangt. Lengi vel var talið að hlutkrystöllun basalts úr möttli gæti hæglega myndað það súra berg sem fyrirfinnst á Íslandi en bæt þekking á samsetningu skorpunnar og eðliseiginleikum kvikunnar benti til að auðveldara væri að mynda súrt berg með hlutbræðslu vatnaðrar og myndbreyttrar basaltskorpu. Hátt rúmmál súra bergsins (5-10%), í samanburði við aðrar jarðmyndanir hér á landi, en þó fyrst og fremst lægri samsætuhlutföllum súrefnis og þóríums í súrum vikri Heklu, Öskju og Kröflu og hærri í basalhraunum sömu eldstöðva, voru talin nægilega sterk rök til að afskrifa hlutkrystöllun basalts sem virkt ferli við myndun súra bergsins.

Nýjar mælingar á efna- og samsætusamsetningum gosefna úr eldstöðvum fjarri virku rekbeltunum benda hins vegar til að hlutkrystöllun sé ráðandi ferli við myndun súrrar kviku undir Snæfellsjökli, Ljósufjöllum og Örafajökli. Aðal- og snefilefni í súrum myndunum þessarra eldstöðva má auðveldlega skýra með 90-95% hlutkrystöllun úr basaltkviku af svipaðri samsetningu og þau hraun hafa, sem gusu í nálægð eldstöðvanna. Súrefnissamsætusamsetningar eru svipaðar í súrum og basískum goseiningum og styðja því hlutkrystöllunarlíkanið.

Hár hitastigull inn til landsins og sér í lagi undir rekbeltunum, en lágur stigull fjarri þeim, endurspeglar basaltkvikuframboð úr undirliggjandi möttli. Á yfirborði finnast því rúmmálmestu basaltmyndanirnar inn til landsins þar sem áhrif möttulstróksins eru mest. Hár hitastigull heldur ummyndaðri basaltskorpu nærri bræðslumarki þannig að viðbótarvarmi frá basaltkviku sem rís inn í skorpuna og kristallast, veldur hlutbræðslu skorpunnar og myndun súrrar kviku. Lágur hitastigull veldur aftur á móti kólnun á sjaldgæfari kvikuinnspýtingum við jaðar landsins fjarri rekbeltunum. Kólnunin veldur hlutkrystöllun möttulættaðs basalts og myndun súrs bergs sem einkennist af mjög lágum styrk kristalsækinna efna svo sem Ni, Cr og Sr. Líklegt verður að telja að óslíkt spennuvið utan rekbeltanna valdi töfum á kvikuuppstreymi sem eykur líkurnar á að hlutkrystöllun nái að mynda allstórar goseiningar eins og síðustu trakýt Snæfellsjökuls og yngstu rhyólít Örafajökuls sýna glögg.

Samanburður á gjóskulagatímatali og geislakolstímatali í sjavarsetlögum á landgrunninu norðanlands

Jón Eiríksson¹, Karen Luise Knudsen², Guðrún Larsen¹, Jan Heinemeier³ og Leifur A. Símonarson¹

¹Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Høegh Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark (karenluise.knudsen@geo.au.dk); ²Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja, Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík; ³The ³AMS 14C Centre, Institute of Physics and Astronomy, University of Aarhus, University of Aarhus, Aarhus C, DK-8000 Denmark

Áður en tilraunir með kjarnorkusprenningar hófust í stórum stíl upp úr 1950 var sýndaraldur sjávar við strendur Íslands um 400 ár. Sprengingarnar röskuðu samsætuhlutföllum í andrúmsloftinu og í öllum lífverum upp frá því. Á okkar dögum er nánast enginn munur á sýndaraldri sjávar frá fertugustu til sjötugustu gráðu norðlægrar breiddar í Norður-Atlantshafinu. Sjórinn næst landi berst að mestu leyti hingað með Irminger straumnum, en hann er grein úr Golfstraumnum og á þannig sama uppruna og hefur svipaðan sýndaraldur og sjórinn austar í Atlantshafinu. Öðru máli gegnir um sjógerðir norður af Íslandi. Sýndaraldur Austur-Grænlandsstraumsins, sem er ættaður frá Norður-Íshafinu er um 150 árum hærri en sýndaraldur næst Íslandi. Ef skilin milli hlýsjávar og kaldsjávar (pólskil) hafa færst til suðurs og austurs að Íslandi einhvern tímann í jarðsögunni, hefði strandsjórinn hér mælst með 150 árum hærri sýndaraldur miðað við núverandi sjógerðir beggja vegna skilanna. Meðan vitneskjan um fyrri tíma legu pólskilanna í hafinu við Ísland er takmörkuð, er viðbótaróvissa við að leiðrétta aldursákvarðanir á sædýraleifum með geislakolsaðferð með tilliti til sýndaraldurs sjávar.

Á síðustu árum hafa fundist allmörg gjóskulög frá Íslandi í landgrunnseti umhverfis landið, og með því að tengja slík leiðarlög við tiltekin, aldursgreind eldgos, gefst kostur á að beita íslensku gjóskulagatímatali við aldursgreiningu setlaga á hafsbotni í Norður-Atlantshafi og Norðurhöfum. Aldurslíkönum, sem eru annars vegar byggð á gjóskulagatímatali og hins vegar á geislakolsávörðunum á sædýraleifum skeikar um hundruð ára, bæði á síðjökultíma og á nútíma. Mismunurinn er til staðar hvort sem um er að ræða venjuleg kolefnisár eða kvörðuð kolefnisár.

Við lok síðasta jökulskeiðs, um það leyti sem Skóga-Vedde gjóskan féll í hafið norðan við land á Yngri Dryas tíð, var sýndaraldur sjávar um 750-800 ár bæði hér við land og við Skandinavíu og Bretlandseyjar. Setlagafræðileg gögn, götungasamfélög, kísilþörungaflóra og súrefnissamsætuhlutföll frá sjavarsetkjörnum bera það með sér að á Yngri Dryas tíð var tiltölulega ferskur og kaldur yfirborðssjór á norðlenska landgrunninu, en jafnframt öflugt innstreymi saltari og þyngri sjávar niðri við botninn. Enn meiri lagskipting og enn hærri sýndaraldur (sennilega yfir 1000 ár) yfirborðssjávar var á landgrunnslóðinni rétt fyrir Bølling tíð (Heinrich I). Flest bendir til þess að síðjökultíminn hafi einkennst af miklum sveiflum á stöðu pólskilanna og að sýndaraldur yfirborðssjávar hafi verið sveiflukennður. Þegar Saksunarvatn gjóskan féll, stuttu eftir að nútími gekk í garð og innstreymi Irminger straumsins hafði tekið við sér, var sýndaraldurinn kominn niður í um 400 ár, sem er svipað gildi og á fyrri hluta 20. aldar. Samanburður á sögu sjógerða eins og rekja má hana með setlagarannsóknnum og rannsóknnum á samfélögum götunga og kísilþörungum benda til þess að ákveðin tengsl séu á milli sjógerða og sýndaraldurs sjávar síðustu 15000 ár, og þar sem unnt er að ákvarða sýndaraldurinn við aldursgreind gjóskulög gefa sýndaraldursgildin vísendingar um sögu loftslagsbreytinga og breytinga á hafstraumum.

Gjóskulög frá síðjökultíma og nútíma í sjávarseti á landgrunninu norðan Íslands

Esther Ruth Guðmundsdóttir, Jón Eiríksson og Guðrún Larsen.
Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík.

Á síðustu árum hefur notagildi gjóskulagátímatala fyrir jarðsögu og umhverfisbreytingar í Norður-Atlantshfi, í Norðursjónum og á landssvæðum í kring komið æ betur í ljós. Gjóskulagátímatal hefur reynst vera mikilvægt verkfæri til að aldursgreina og tengja saman tímaraðir í setmyndunarumhverfum frá Kvartertímabilinu.

Átta sjávarsetkjarnar af norðanverðu landgrunni Íslands hafa verið rannsakaðir í því skyni að finna, greina og tímasetja gjóskulög. Markmiði er að byggja upp gjóskulagátímatal fyrir síðjökultíma og nútíma í sjávarseti á þessu svæði. Kjörnunum var safnað í tveimur rannsóknarleiðingum. Fyrri leiðangurinn var farinn með rannsóknarskipinu Haakon Mosby árið 1995 í tengslum við BIOICE verkefnið sem snýr að rannsóknum á botndýrum á Íslandsmiðum. Seinni leiðangurinn var farinn með rannsóknarskipinu Marion Dufresne árið 1999 í tengslum við IMAGES (International Marine Past Global Change Study).

Þær aðferðir sem notaðar hafa verið til að finna gjóskulög í setkjörnunum eru sjónræn athugun, segulviðtaksmælingar, röntgen myndir, talningar á berggerðum, kornastærðar- og kornalögunargreiningar. Efnasamsetning gjóskulaganna er notuð til að tengja þau við eldstöðvakerfi eða tiltekinn eldgos. Ákvarðanir á aldri gjóskulaga eru byggðar á kolefnisaldursgreiningum, sögulegum heimildum og tengingum við gjóskulagátímatal á landi og ískjarnatímatal. Mikilvægt er að geta greint á milli upprunalegrar og endurfluttrar gjósku í landgrunnseti, en það er lykilatriðið svo hægt sé að nota gjóskuna sem tímamerki í jarðsögunni. Endurflutt gjóska er algeng í eldvirku umhverfi eins og er á rannsóknarsvæðinu og því hefur verkefnið einnig beinst að því að greina raunveruleg gjóskulög frá endurfluttri gjósku. Um 40 gjóskulög í sjávarseti á norðanverðu landgrunni Íslands hafa fundist en 15 af þeim hafa verið tímasett.

Gjóskulög nýtast þó ekki aðeins sem leiðarlög til að tengja saman ólík umhverfi og til aldursgreininga. Annað mikilvægt notkunargildi gjóskulagátímatala er að meta svokallaðan sýndaraldur sjávar (reservoir age). Tímasett gjóskulög sem finnast bæði í land- og sjávarumhverfi gefa óháðan aldurs samanburð við kolefnisaldursgreiningar gerðar á sjávarseti. Þá er hægt að bera saman aldurslíkan sem byggt er annars vegar á gjóskulagátímatali og hins vegar á kolefnisaldursgreiningum í einum og sama kjarnanum. Á þann hátt má finna sýndaraldur sjávar á hverjum tíma, sem getur verið mælistika á breytingar á fornstraumakerfi.

Með gjóskulagátímatalinu á landgrunninu gefst tækifæri til þess að tímasetja örar umhverfisbreytingar og að tengja saman loftlagssögu í hafi, á landi og í ískjörnum með mikilli nákvæmni.

Heimildir:

Eiríksson, J., Knudsen, K.L., Heinemeier, J., and Símonarson, L.A. 2004: Marine reservoir age variability and water mass distribution in the Iceland Sea. *Quaternary Science Reviews* 23, 2247-68.

Knudsen, K.L., Jiang, H., Jansen, E., Eiríksson, J., Heinemeier, J. and Seidenkrantz, M.-S. 2004: Environmental changes off North Iceland during the deglaciation and the Holocene: foraminifera, diatoms and stable isotopes. *Marine Micropaleontology* 953, 1-33.

Larsen, G., Eiríksson, J., and Heinemeier, J. 2002: Correlation of late Holocene terrestrial and marine tephra markers, north Iceland: implications for reservoir age changes. *Polar Research* 21, 283-90:

Sondergaard, M.K.B. 2005: Late glacial and Holocene palaeoclimatic fluctuations on the North Icelandic shelf – foraminiferal analysis, sedimentology and tephrochronology of core MD992275. Ph.D. Thesis. Department of Earth Sciences, University of Aarhus Denmark.

Comparison of tephra from a crater row and pseudocraters and tephra fall-out, all tephra from a large effusive eruptions, the Þrengslaborgir - Lútentsborgir eruption 2300 BP in Mývatn, N-Iceland

Tore Dolvik, Ármann Höskuldsson and Páll V. Kolka
Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja Sturlugata 7 101 Reykjavík. tore@hi.is

The Þrengslaborgir – Lútentsborgir eruption dates back to about 2300 BP. The eruption took place along 16 km long fissure just to the SE of lake Mývatn. It is among the more voluminous eruptions in Iceland with an estimated lava volume close to 3 km³. The total length of the lava flow is 52 km, and the lava covers some 220 km². Within the Lake Mývatn basin the lava flowed into marsh land and early Lake Mývatn. Outlines of early Lake Myvatn have been suggested to be indicated by the aerial extent of pseudocraters in the area. Pseudocraters form when there is an interaction between a lava flow and water trapped underneath it. The process can produce a considerable amount of tephra.

During fieldwork in summer of 2006 we sampled tephra near the eruptive crater-row (3 samples), from the pseudocraters (12 samples) and within the tephra sectors preserved in the soil cover around Lake Myvatn (30 samples). The pseudocraters sampled for this study are at 5-15 km to the NW of the eruptive crater row, whereas the soil sections are sampled at 10-20 km away (W-NW). The soil section were sampled west (SW, W and NW) of Lake Mývatn. However, soil cover and younger lava flows limited sampling towards the N, S and E.

Irregularities in tephra thickness and maximum grain size indicate that several tephra lobes extend out from the pseudocraters, in accordance with pseudocrater clusters observed within the lava flow field. The pattern indicates that the pseudocraters are the main provider of tephra west of Lake Myvatn. In a soil section less than one km from the eruptive crater row the juvenile tephra is only about 2 cm thick and thins out rapidly. This supports that the tephra in the soil sections at a distance of 10 to 20 km from the crater row originate from the pseudocrater. The difference in lobe directions show variation in wind during the eruption, it also indicates that pseudocrater clusters are not all active at the same time.

The samples from the crater row are dominated by light brown, glassy tephra (>97%), it is finely skewed and very poorly sorted. In contrast to the juvenile tephra from the eruptive crater row, the tephra from the pseudocraters are denser, richer in tackylite and show crystalline growth. The tephra grains do also show microcrystalline structures on surface, structure that is not observed in the juvenile tephra. Frequently the tephra grains from the pseudocraters are covered by diatomite. Grain size characteristics of the two tephra groups differ in some way. The juvenile tephra has a peaked distribution while the pseudocrater tephra is flat topped; otherwise both groups show finely skewed normal distribution and poor sorting.

We can clearly see crystal growth in the pseudocrater tephra. Crystal growth indicates that 1-2 days (10^{-8} cm/s) passed before the pseudocraters began erupting. Measurements from lava tumuli on the other hand indicate that the eruption lasted for at least one month.

Our study shows that a clear distinction can be made between the two types of tephra. Differences are observed in density, optical properties, grain and surface morphology and crystal content.

Eldgosið í Örafajökli 1362, framgangur og afleiðingar.

Páll V. Kolka Jónsson, Ármann Höskuldsson, Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja Sturlugötu 7 101 Reykjavík.

Þorvaldur Þórðarsson, School of GeoSciences, The Grant Institute, The University of Edinburgh, The King's Buildings, West Mains Road, Edinburgh, EH9 3JW

Bjarni F. Einarsson, Fornleifafraeðistofan, Aegisgötu 10, 101 Reykjavík.

Gosið í Örafajökli 1362 er stærsta plíniska eldgos í Evrópu síðustu 2000 ár. Gosið eyddi algerlega blómlegri 40 bæja sveit sem kölluð var Litla Hérað fyrir gos en gengur í dag undir nafninu Örafasveit. Talið er að íbúar í sveitinni hafi verið á bilinu 300-400 fyrir gos.

Til að öðlast innsýn inni afdrif byggðarinnar og fólksins sem þar bjó var unnið náíð með fornleifafraeðingum sem unnu að uppgreftri á bænum Bæ sem liggur á sléttunum vestur af Salthöfða. Bærinn lagðist í eyði í gosinu. Talið er að á Bæ hafi búið allt að 11 manns (Bjarni F. Einarsson, 2005) Að auki voru tekin nokkur snið kringum Örafajökul.

Svo virðist sem meðganga Örafajökuls hafi ekki verið átakalaus og íbúar Héraðs fengið fyrirvara fyrir gosinu. Ummerki í bæjarrústum benda til þess að íbúar hafi tekið sig upp og yfirgefið bæinn, en bærinn var fremur snauður af munum. Svipaða sögu er að segja frá uppgreftri á bænum Gröf í Örafum sem fór í eyði í sama gosi (Gísli Gestsson, 1959). Fyrirvarar fyrir gosinu hafa líklega verið jarðskjálftar en hrúnið er úr veggjum húsana á nokkrum stöðum, t.d. við SA-horn fjóssins. Að öðru leyti eru húsin heilleg, enda hafa þau fljótlega fyllst af vikri.

Íveruhúsin hafa fyllst af vikri stuttu eftir/á meðan gosi stóð því þakið sást ofan á töluvert þykkum vikurstafla á flestum stöðum. Undantekningar eru þó á þessu, aðallega í hornum herbergja.

Fjósið hefur að öllum líkindum verið töluvert verr byggt en íveruhúsin, en slíkt er og var venjan á býlum, því til marks þá var töluvert hrúnið úr SA-horni þess. Gusthlaupin hafa komist inn um loftop á norðurgafli hlöðunnar og er þunnt lag af rúnnum vikri neðst í vikurstabbanum inn í hlöðu sterk vísbending um það. Ennfremur fannst lítið eitt af koluðum sprekum eða greinum við loftopið segir það að einhver hluti gusthlaupana var nokkur hundruð gráðu heitur. Athyglisvert var að vikur hafði rekið inn um loftopið og myndaðist af þeim sökum skafli sem náði allt framúr hlöðunni. Holrúm í vikri ofan á þakinu sem hrundi bendir til að töluverður tími, líkl. nokkrir mánuðir, hafi liðið frá því að vikurinn féll þar til þakið hrundi og gjóskan því náð að þéttast áður.

Þunnt lag af mjög finnri ösku sem klessts hefur á hleðslu í vísi að bæjargöngum, bendir til að (blautt) gusthlaup hafi náð inn í húsin. Svipað sást við uppgroft á Gröf í Örafasveit (Gísli Gestsson, 1959).

Gusthlaupa setið sést í sniðum allt í kringum húsin og sömuleiðis ofan á þaki hlöðunnar. Hluta þessa hlaupa má rekja til mun efnismeiri gjóskuhlaupa sem finnast uppi á Sléttubjörgum. Líklegt er að röð blautra til þurra gusthlaupa, sem sum hver hafa náð ríflega 12 km frá upptökum, hafi eytt öllu lífi sem á vegi þeirra varð. Því má ætla að frásagnir annála um mannfali í eldgosinu séu ekki ýktar.

Ref: Gísli Gestsson, 1959: Gröf í Örafum. *Árbók hins íslenska fornleifafraeðifélags 1959*. Bls. 5 – 87.

Bjarni F. Einarsson, 2005: Inn í eilífðina á augnabliki – Bær í Örafum. *Glettingur*, 15, bls. 25-34

ACID GEOTHERMAL WATERS AND ELEMENTAL MOBILITY, KERLINGARFJÖLL AREA

Ingvi Gunnarsson, Andri Stefánsson, Karl Grönvold, Eygló Ólafsdóttir, Jónas Guðnason, Freyr Pálsson, Páll V. Kolka Jónsson, Sebastian Ehmann, Sigurjón Valgeir Hafsteinsson, Sigurveig Árnadóttir and Skafti Brynjólfsson,

Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík

Acid surface alteration and mud pools characterize the Kerlingarfjöll geothermal area and are also common in most high-temperature geothermal areas. When geothermal waters ascent to the surface they may start to boil due to pressure decrease and H₂S and CO₂ and other volatiles become enriched in the steam. Near the surface the steam mixes with oxygen rich cold fresh groundwater and H₂S may oxidize to sulfuric acid (H₂SO₄) which lowers the pH value. These steam heated ground waters are characterized by high concentration of sulfate, low pH value and high concentration of metals that are in high concentration in the surrounding rocks.

The steam heated geothermal waters at Kerlingarfjöll area are characterized by low pH value or between 2 and 4, with concentrations of sulfate to 819 ppm and concentration of iron and aluminum to 120 and 47 ppm, respectively. Low chloride concentration (<1.5 ppm) indicates insignificant rock leaching.

The relative elemental mobility (RM-i) of major and trace elements was estimated relative to aluminum. The results indicate that major rock forming elements including K, Na, Al, Mg, Fe, Ca and Si are easily leached from the rocks by the hot acid waters, i.e. are mobile. However, elements like Ti that forms pH insoluble oxides whose solubility is pH independent are immobile as indicated by low relative mobility. From this it is evident that pH has major impact on mobility of elements in natural waters. Metals such as iron and aluminum are for example considered to be immobile in natural waters of higher pH-value.

GEOHERMAL WATERS IN HVERAVELLIR AREA

Andri Stefánsson, Ingvi Gunnarsson, Erla Guðrún Hafsteinsdóttir, Gólnaz Naimy, Helgi Arnar Alfreðsson, Júlía Katrín Björke, Magdalena Teresa Wyszynska, Málfriður Ómarsdóttir, Njáll Fannar Reynisson, Philipp Josef Korntner

Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík. ² University of Iceland, Suðurgötu 101 Reykjavík.

Most of the geothermal activity of the Hveravellir geothermal area occurs within a small area only about 200 m across with some fumarolic activity extending about 1 km south into Kjalhraun. Samples of geothermal and cold water were sampled in the Hveravellir geothermal area and its surroundings and analyzed for major elemental composition. The purpose of the work was to assess fluid flow, boiling and mixing processes of the deep geothermal waters with cold ground waters using the water chemistry. The composition of geothermal waters are controlled by composition of the source water, magmatic degassing, rock leaching, secondary mineral formation as well as conductive cooling, boiling and mixing with shallow cold waters as the geothermal reservoir waters ascend to the surface.

According to a Na-K-Mg equilibrium diagram some waters within the Hveravellir geothermal area are fully equilibrated and are considered to represent the deep water composition with the exception that they are depleted in CO₂ due to boiling in the upper parts of the system. However, the waters are either immature, partially equilibrated or mixed.

The composition of the geothermal waters at Hveravellir are dominantly controlled by three processes: 1) attainment of equilibrium with secondary minerals in the hot reservoir fluids at temperatures ~250°C, 2) boiling and moderate CO₂ loss and 3) mixing between the deep reservoir water and cold ground water close to the surface. Chlorine (Cl) and boron (B) behave as mobile elements in geothermal waters meaning they are not incorporated into any secondary minerals. Linear trend between the two indicates mixing between hot and cold water. It is interesting to note that the quartz geothermometer temperature is higher compared to alkali geothermometer temperature. This may be due to reequilibration with amorphous silica or high reactivity of silicates in the upflow. Boiling of the geothermal waters is considered to occur at shallow depth, 400-200 m below surface depending on the exact initial deep water temperature.

Nýjar aldursgreiningar á bergi frá Heimaey

Ingvar A. Sigurðsson¹, Sveinn P. Jakobsson² og Robert A. Duncan³

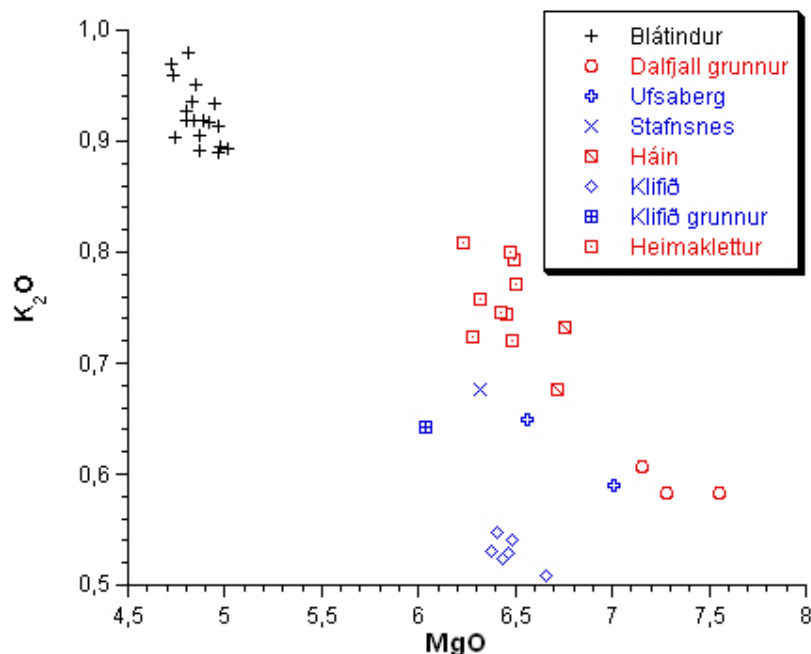
¹Náttúrustofa Suðurlands, Strandvegi 50, 900 Vestmannaeyjar,

²Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykavík,

³Oregon State University, 104 Admin. Building, Corvallis, OR 97331-5503, USA.

Vestmannaeyjar eru vel afmarkað eldstöðvakerfi á yfirborði en aldur og uppbygging kerfisins og þróun þess með tíma hefur ekki verið könnuð nema að litlu leyti. Miðja eldstöðvakerfisins er á Heimaeyjarsvæðinu og þar hefur virknin verið mest (Sveinn P. Jakobsson 1968). Norðurklettarnir (Blátindur, Dalbjall, Ufsaberg, Háin, Klifið, Heimaklettur, Miðklettur og Ystiklettur) eru elstir og hefur töluverð óvissa ríkt um aldur þeirra. Jarðfræðingar hafa sagt klettana vera frá síðjökultíma (Guðmundur Kjartansson 1967), frá síðari hluta síðasta jökulskeiðs (Sveinn P. Jakobsson 1979, Kjartan Thors & Jóhann Helgason 1988), eða jafnvel frá því snemma á nútíma (Mattsson og Höskuldsson 2003).

Undanfarin ár höfum við unnið að því að kortleggja Norðurklettana með það fyrir augum að greina fjölda bergmyndana, myndunaraðstæður og innbyrðis aldur þeirra. Fjöldi bergsýna hefur verið efnagreindur. Þessar bergmyndanir skiptast bergfræðilega í tvo vel aðgreinda flokka (1. mynd), alkaliólívínbasalt (MgO 6-7,5%) og hawaiiít (MgO 4,5-5%).



1. mynd. Efnasamsetning helstu bergmyndana í Norðurklettunum.

Fersk og þétt bergsýni voru valin úr fjórum lykilbergmyndunum til aldursgreininga við Oregonháskóla með ⁴⁰Ar/³⁹Ar-aðferð (Duncan og Keller 2004). Þessar bergmyndanir eru Háin sem er elst, Heimaklettur, Klifið, og Blátindur sem er yngsta myndunin. Niðurstöður aldursgreininganna eru sýndar í töflu 1. Meðalaldur ("mean age")

er 42 ± 12 ka. Af þessum greiningum að dæma eru allir Norðurklettarnir myndaðir á svipuðum tíma fyrir rúmlega 40 ka. Háin er þó elst þessara myndana og hefur hún líklega orðið til við gos í sjó. Aðrar myndanir Norðurklettanna hafa hinsvegar líklega allar myndast við gos undir jökli. Þessar niðurstöður benda til þess að fyrir rúmlega 42 ka hafi svæðið verið íslaut en þá hafi jökull gengið yfir og hefur hann hugsanlega verið allt að 200 m þykkur þegar Blátindur myndast.

Tafla 1. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ aldursgreiningar.

Bergmyndun	Númer	Hæð m.y.s.	Aldur (ka) $\pm 2 \sigma$
Háin, hraun	NI 24093	28	49 \pm 32
Heimaklettur, hraun	NI 23416	265	39 \pm 19
Klifíð, hraun	NI 23130	195	42 \pm 26
Blátindur, kubbaberg	NI 23098	137	41 \pm 29

Sæmilega góð eining virðist ríkja um aldur jarðmyndana á suðurhluta Heimaeyjar. Geislakolsgreiningar á mó frá Garðsenda benda til þess að Stórhöfði hafi gosið fyrir nálægt 6,0 ka en Sæfjall fyrir um 5,3-5,8 ka (Guðmundur Kjartansson 1967, óleiðr. aldur). Næst gýs Helgafell og tengir Helgafellshraun Norðurklettana við Stórhöfða og Sæfjall. Aldur Helgafellshrauns hefur verið metinn út frá geislavirku ójafnvægi ^{226}Ra og ^{230}Th og telst vera $5,9 \pm 0,3$ ka (Olgeir Sigmarsson 1996). Helgafellshraun hefur ýmist verið talið myndað í beinu framhaldi af Sæfjallsgosinu (Sveinn Jakobsson 1968) eða all nokkru seinna (Mattsson og Höskuldsson 2005).

Mót Sæfjalls og Helgafells voru skoðuð í nokkrum sniðum og í öllum nema í sniði við Skarfatanga er greinilegt að Helgafellsgjóska og hraunið koma beint ofan á órofið Sæfjallsmóbergið. Í sniðinu við Skarfatanga er um 30 sm þykkt brúnleitt lag sem talið hefur verið að sé jarðvegur ríkur af kolefnaleifum (Mattsson og Höskuldsson 2005). Við létum greina köfnunarefni og kolefni í þremur sýnum úr þessu lagi. Greiningarnar sýna að ekki er um að ræða jarðveg heldur fina ösku frá upphafi gosins í Helgafelli. Því mun óhætt að fullyrða að Helgafellsgosið hafi komið í beinu framhaldi af Sæfjallsgosinu.

Tilvitnanir:

- Duncan, R.A. and Keller, R.A., 2004. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 5:Art. No. Q08L03, doi: 10.1029/2004 GC000704.
- Guðmundur Kjartansson 1967. Nokkrar nýjar C14-aldursákvæðanir. *Náttúrufræðingurinn* 36, 126-141.
- Kjartan Thors & Jóhann Helgason 1988. Jarðlög við Vestmannaeyjar. Áfangaskýrsla um jarðlagagreiningu og könnun neðansjávareldvarpa með endurvarpsmælingum. Hafrannsóknastofnunin, Fjölrit 16, 41 bls.
- Mattsson H.B. og Ármann Höskuldsson 2003. Geology of the Heimaey volcanic centre, south Iceland: early evolution of a central volcano in a propagating rift? *J. Volc. Geotherm. Res.* 127, 55-71.
- Mattsson H.B. og Ármann Höskuldsson 2005. Eruption reconstruction, formation of flow-lobe tumuli and eruption duration in the 5900 BP Helgafell lava field (Heimaey), south Iceland. *J. Volc. Geotherm. Res.* 147, 157-172.
- Olgeir Sigmarsson 1996. Short magma residence time beneath an Icelandic volcano inferred from U-series disequilibria. *Nature* 382, 440-442.
- Sveinn P. Jakobsson 1968. The geology and petrology of the Vestmann Islands – a preliminary report. *Surtsey Res. Prog. Rep.* 4, 113-129.
- Sveinn P. Jakobsson 1979. Petrology of Recent basalts of the Eastern Volcanic Zone, Iceland. *Acta Nat. Isl.* 26, 103 bls.

Relation between volcano deformation and magma accumulation: The role of magma compressibility

Freysteinn Sigmundsson¹, Erik Sturkell¹, Rikke Pedersen¹, Páll Einarsson², Þóra Árnadóttir¹

(1) Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, University of Iceland

(2) Institute of Earth Sciences, University of Iceland

Inflow of magma to a magma chamber causes uplift of the surface above and increased pressure inside the magma chamber until the breaking limit of the crust is attained. During eruptions or intrusions when magma flows out, the pressure in a magma chamber is reduced. Geodetic measurements give an estimate of surface deflation/inflation volume, but careful consideration is needed when relating these volumes to the amount of magma transported, as new magma arriving in a magma chamber can be accommodated by two different processes: (i) displacement of the boundaries of a magma chamber (ii) compression of magma residing in the chamber prior to the inflow. Both of these create space to accommodate new magma. In general, volume change of material due to pressure change depends on the bulk modulus of the material, k . The volume change, ΔV , associated with a change in pressure, ΔP , in volume, V , is:

$$\Delta V = V \frac{1}{k} \Delta P \quad (1)$$

Considering this effect, a general equation relating $\Delta V_{edifice}$ and ΔV_{magma} for magma inflow into a spherical source can be derived (Johnson *et al.*, 2000):

$$\Delta V_{magma} = \frac{2}{3} \left(1 + \frac{4\mu}{3k} \right) \Delta V_{edifice} \quad (2)$$

where μ is the shear modulus of the host rock and k is the effective magma bulk modulus. For an incompressible fluid, k tends to infinity and the displacement of the magma chamber boundaries is the sole contributor of space for new magma. Values for μ and k are needed to infer the volume of the moving magma, but uncertainties on their values are large. Inferred parameters have resulted in magma volume estimates in the range of $2\Delta V_{edifice}/3 \leq \Delta V_{magma} \leq 2.4\Delta V_{edifice}$. The lower limit corresponds to incompressible magma. The upper limit corresponds to $\mu \approx 2k$. If magma flows into a pre-existing magma chamber, utilisation of equation (2) is required for estimation of the amount of magma flow. This is the situation for a number of Icelandic volcanoes, including Krafla, Askja, Grímsvötn, Katla and Hekla. If magma chambers under these volcanoes are spherical and $\mu = 2k$ (e.g., $\mu = 30$ GPa and $k = 15$ GPa) the volume of magma flowing in/out of volcanoes is 2.4 times the volume of surface inflation/deflation whereas this ratio is 0.67 if magma in these chambers is about incompressible.

Reference:

Johnson, D. J., Sigmundsson, F. and Delaney, P. T. (2000) Comment on "Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano" by P.T. Delaney and D.F. McTigue, *Bull. Volc.*, 61, 491-493.

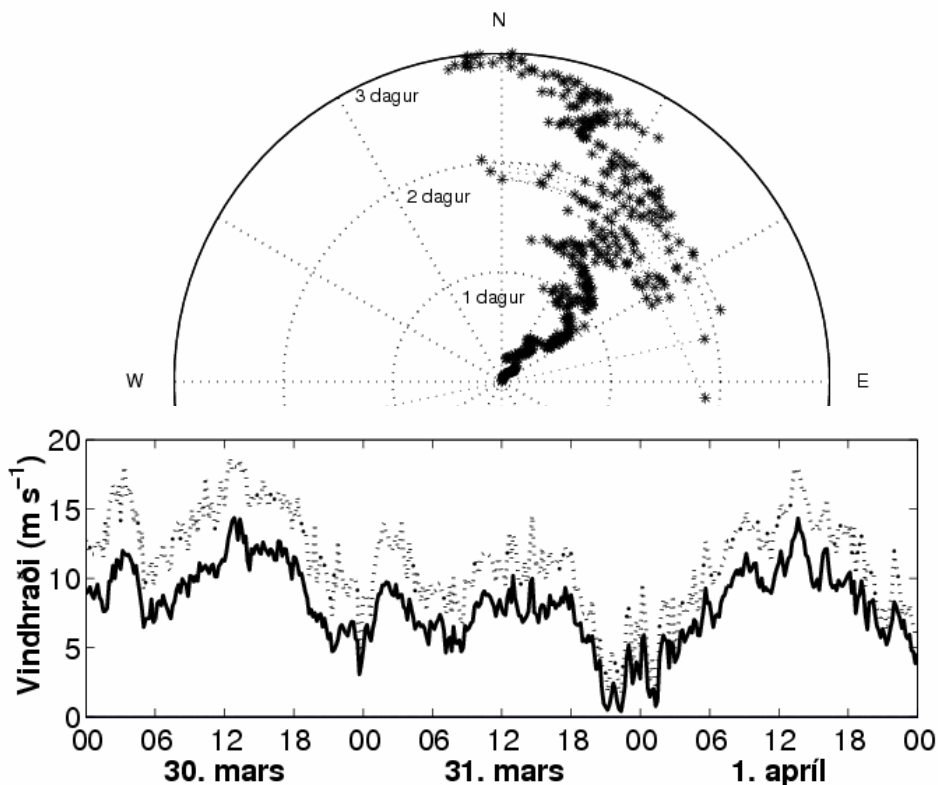
Framvinda Mýraelda 2006

Þröstur Þorsteinsson¹, Borgþór Magnússon² og Guðmundur Guðjónsson²

¹Jarðvísindastofnun Háskólans, ²Náttúrufræðistofnun Íslands

Í sinueldunum miklu sem geisuðu á Mýrum 30. mars – 1. apríl 2006 fóru eldarnir yfir 73 km² landsvæði, en alls brunnu 68 km²; 5 km² voru óbrunnið land, vötn og tjarnir innan svæðisins¹. Þetta eru mestu sinueldar sem þekktir eru á Íslandi.

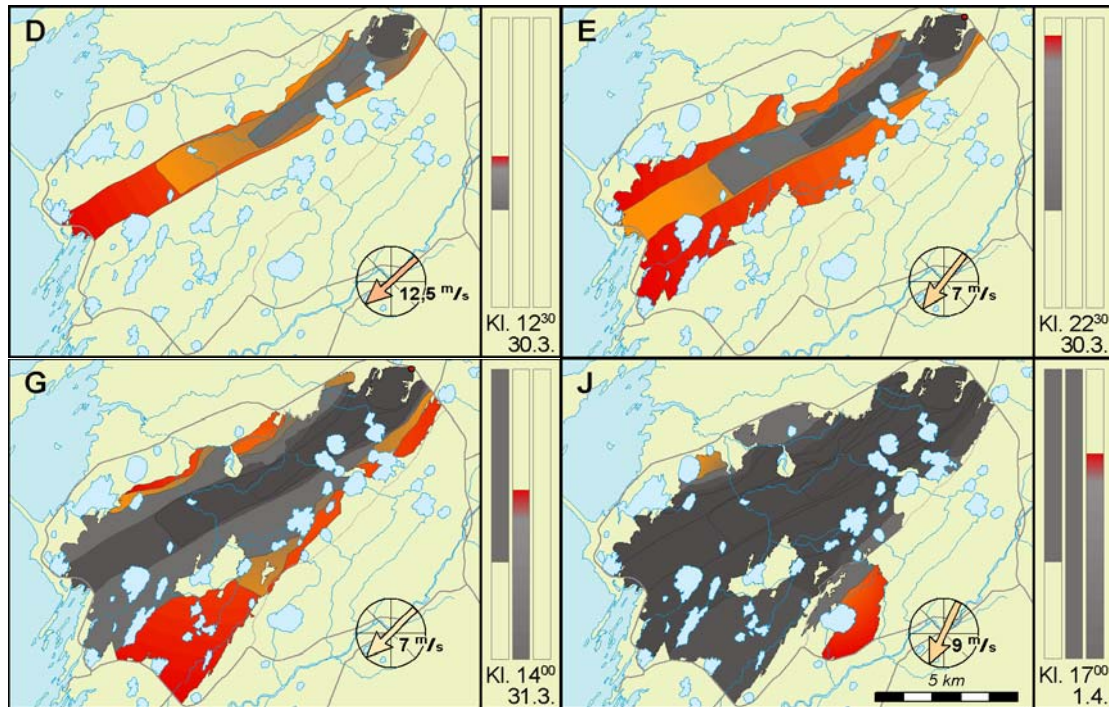
Á fyrsta degi breiddust eldarnir mjög hratt út undan norðaustan strekkingi og fóru frá upptökum um 14 km leið yfir mýraflóa fram til sjávar á um 4 klukkustundum. Mynd 1 sýnir vindhraða og stefnu meðan eldarnir geisuðu. Áætlað er að meðalhraði eldtungunnar hafi verið um 3,2 km á klukkustund. Vindur var hægari á svæðinu 31. mars, dofnuðu þá eldarnir og tók náðust á útbreiðslu þeirra. Þann 1. apríl herti vind að nýju og gusu eldar þá upp aftur á suðurhluta brunasvæðisins en með slökkviaðgerðum tókst að komast fyrir þá er vind hægði aftur seinni hluta dagsins. Gögn frá gervitunglum sem fóru nokkrum sinnum yfir landið meðan eldarnir brunnu hafa gefið góða mynd af útbreiðslu og orkulosun frá eldunum².



Mynd 1. Vindátt (stjörnur), meðalvindhraði (heil lína) og mesti vindhraði (brotalína) mældur í sjálfvirkri veðurathugunarstöð að Fíflholtum á Mýrum, 30. mars – 1. apríl, (gögn frá Veðurstofu Íslands).

Sú mynd (mynd 2) sem hér er dregin upp af gangi og útbreiðslu eldanna er byggð á viðtölum við þá sem stóðu í eldlínunni, bæði slökkviliðsmenn og heimamenn og gervitunglagögnum. Hér getur talsverðu skeikað, einkum þar sem reynt er að draga

upp mynd af útbreiðslu eldanna á mismunandi tímasteiðum. Vegna stærðar brunasvæðisins ber að líta á þetta sem mjög grófa mynd. Greining á gögnum frá gervitunglum sem fóru yfir svæðið er eldarnir brunnu hefur komið að góðum notum við greiningu á framrás og ákafa eldanna².



Mynd 2. Framvinda Mýraelda 30. mars – 1. apríl 2006. Sýnd er áætluð útbreiðsla eldanna á mismunandi tímum og vindátt og stefna samkvæmt veðurmælingum í sjálfvirkri stöð að Fíflholtum. Litaskalinn gefur til kynna virkni eldanna. (Teikning: Anette Meier).

Líklegt er að hætta af sinubrunum muni fara vaxandi hér á landi á næstu áratugum með aukinni friðun lands, vaxandi skógrækt og hlýnandi loftslagi. Ástæða er því til að huga sérstaklega að brunavörnum í sumarhúsabyggingum og taka tillit til hættu³ af sinueldum við skipulag.

Upplýsingar um gang eldana veittu Guðjón Kristjánsson í Skíðsholtum, Markús Benjamínsson í Miklholti, Sigurður Jóhannsson á Stóra-Kálfalæk, Unnsteinn S. Jóhannsson í Laxárholti, Guðmundur Hallgrímsson og Bjarni K. Þorsteinsson slökkviliði Borgarfjarðardala. Trausti Jónsson á Veðurstofu Íslands veitti upplýsingar um veðurmælingar á Mýrum og aðgang að gögnum frá Fíflholtum. Anette Meier á Náttúrufræðistofnun Íslands teiknaði kort. Vinna ÞP var styrkt af Sparisjóði Mýrasýslu og kunna höfundar þeim bestu þakkir.

¹ Guðmundur Guðjónsson, Sigrún Jónsdóttir og Regína Hreinsdóttir, 2007. Gróðurkort af brunasvæðinu á Mýrum 2006. *Fræðabing landbúnaðarins 2007*: 482 - 487.

² Þröstur Þorsteinsson 2007. Útbreiðsla Mýraelda könnuð með gervitunglum. *Fræðabing landbúnaðarins 2007*: 602 - 605.

³ Romme, W.H., Barry, P.J., Hanna, D.D., Lisa Floyd, M. og White, S., 2006. A wildfire hazard assessment and map for La Plata County. Colorado. USA. *Fire Ecology* 2: 7-30.

Forn lón á hálendi Íslands

Birgir Jónsson, dósent, Verkfræðideild Háskóla Íslands

Stöðuvötn og lón eru í eðli sínu jarðfræðileg skammtímafyribæri, sérstaklega þar sem jökulá rennur í stöðuvatnið. Hún reynir að fylla það af seti og þar sem áin rennur úr vatninu reynir hún að ræsa það fram. Eftir að stöðuvatnið/lónið hefur fyllst af framburði reynir áin áfram að ræsa fram þröskuldinn sem heldur uppi lóninu. Ef það tekst fer áin að ræsa fram hluta af setfyllingu lónsins og áberandi sethjallar myndast í hinu forna lónstæði. Hin virku jarðfræðiöfl á Íslandi valda því að mjög algengt er að ný lón myndist, t.d. við hörfandi eða framgangandi jökuljaðar; þ.e. stíflað upp af jökli, eða ís/set myndunum, eða í lægðum gröfnum í berggrunninn eða jarðgrunninn. Önnur jarðfræðiöfl sem stífla upp lón í lengri eða skemmri tíma er t.d. hraunrennsli og önnur upphleðsla gosefna, skriðuföll o.fl.

Á Síðjökultíma og Nútíma hefur því myndast fjöldinn allur af stöðuvötnum og lónum, sem hafa varað í lengri eða skemmri tíma og fyllst eða hálfyllst af seti jökuláanna, yfirleitt á nokkrum öldum. Þessi fornu lónstæði eru um allt hálendið og nær öll virkjunarlón á Íslandi, og möguleg virkjunarlón, eru í slíkum fornum lónstæðum

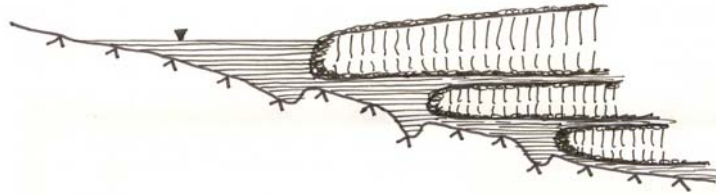
Þessi fornu lónstæði gróa oft upp að miklu leyti á nokkrum árum, áratugum eða öldum, hvort sem lónið hefur fyllst alveg af seti og er fullt ennþá (dæmi: Eyjabakkar, Hrauneyjafosslón, sjá myndir 1 og 2), eða lónið hafi ræst fram og vatnsrennslið grafið sig niður í setið (dæmi: Blöndulón, Sigöldulón, sjá mynd 5, Birgir Jónsson, 2006).



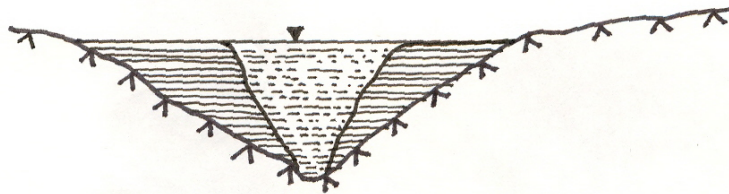
Mynd 1. Einfaldað langsnið af hinu forna lóni á Eyjabökkum sem var í jökulgrafinni dæld í berggrunninum og er nú fullt af seti frá Eyjabakkajökli sem er t.v. á myndinni.

Ef lónið hefur tæmst eða ræst fram verða til hjallar í landslaginu, þ.e. leifar af óseyrum (delta) út í lónið og strandlínur. Þetta er aðalbreytingin sem hefur orðið á yfirborði landsins, þ.e. hjallar og strandlínur, sem ekki voru þarna áður en lónið myndaðist, en þetta er mjög algengt og eðlilegt landslagsform á hálendi Íslands, t.d. á sunnanverðum Kili (Haukur Tómasson 1993), einnig sunnanverðum Sprengisandi, allt suður undir Köldukvísl og við ofanvert Markarfljót (Ingibjörg Kaldal og Elsa

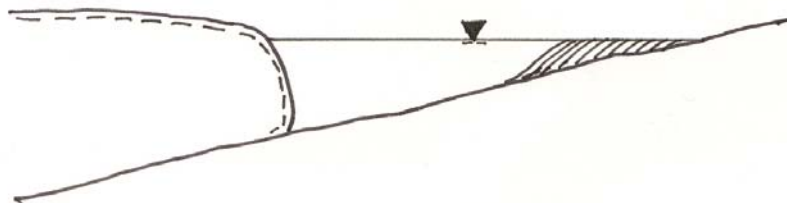
Vilmundardóttir 2001). Lónin á áður nefndum þremur svæðum voru flest skammæ, en á hálendinu sunnan núverandi vatnaskila, allt frá Langjökli til svæðisins vestur og suðvestur af Vatnajökli urðu þessi lón til í lok síðasta jökulskeiðs við jökulrönd hörfandi (en stundum vaxandi) meginjökulsins þar sem jökulskriðið var á móti landhalla, eða skáhallt á móti honum (Skúli Víkingsson 2006), sjá mynd 4.



Mynd 2. Hin fornu Hrauneyjafosslón. Einfaldað þversnið af fornum hraunstífluðum lönnum ofan við Hrauneyjafoss sem fylltust af seti. Vatnsborð núverandi lóns er um 10 m hærra en sandsléttan



Mynd 3. Einfaldað þversnið af hinu forna Háslóni, sem fylltist af seti snemma á Nútíma. Setfyllingin var að hluta ræst fram fyrir um 900 árum er Jökulsá rauf bergþröskuldinn við Kárahnjúka.



Mynd 4. Dæmigert þversnið fyrir skammæ jökulstífluð lón við jaðar hörfandi meginjökuls síðasta jökulskeiðs sunnan vatnaskila á hálendinu, t.d. á sunnanverðum Kili og á vatnasviði Þjórsár, Tungnaár og Markarfljóts.

Á ýmsum stöðum á hálendinu norðan vatnaskila eru einnig nokkur merki um slík skammæ lón, t.d. í lónstæði Blöndulóns, en þar eru umfangsmiklir malarhjallar í suðurhluta lónsins. Ekki er augljóst hvað stíflaði upp lónið (Skúli Víkingsson 2006), en það gæti hafa stíflast upp af lausum jökulruðnings- eða dauðismyndunum, sem e.t.v. voru nokkur hundruð ár að ræstast fram, sjá mynd 5.

Á þeim svæðum hálendisins, þar sem yfirborðið er þakið ungum hraunum, sjást ekki slík merki um lón frá lokum jökultímans, en þar sjást hins vegar oft merki um mismunandi langlíf lón sem hafa stíflast upp af hraunrennsli eða öðrum gosefnum. Flest þeirra virkjunarlóna sem gerð hafa verið á undanförunum áratugum, eða verða mögulega gerð á næstu áratugum, eru í slíku “lónalandslagi” og oftast er verið að leggja undir vatn fyrrum lónbotn, óseyrar og strandlínur, sem hefur verið undir vatni í aldir eða teinaldir.



Mynd 5. Einfaldað langsmið frá S til N af hinu forna Blöndulóni. Vatnsborð núverandi Blöndulóns er 5-10 metrum hærra en vatnsborð forna lónsins.

Svona óseyrahjallalandslag er raunar mjög algengt á láglendi líka og er oftast merki um tímabundna hærri sjávarstöðu í lok ísaldar, t.d. Skagafjörður, eða vatnsborð í jökulstífluðum dal, eins og í Fnjóskadal. Þá hafa slíkar jarðmyndanir einnig mikið efnahagslegt gildi sem malarnámur fyrir úrvals vegagerðar- og steypuefni.

Löngum hefur verið talið að mörg uppistöðulónanna myndu fyllast á nokkur hundruð árum og hin nauðsynlega miðlun þar með minnka, en nýjustu spár um rýrnum jökla benda til þess að vegna minnkunnar á framburði jökulanna með minnkandi flatarmáli jökla mun t.d. Háslón aðeins verða hálfvult af seti eftir 400 ár (en ekki fullt) er Vatnajökull verður svo til horfinn samkvæmt öllum spálíkönnum (Birgir Jónsson o.fl. 2005).

Heimildir:

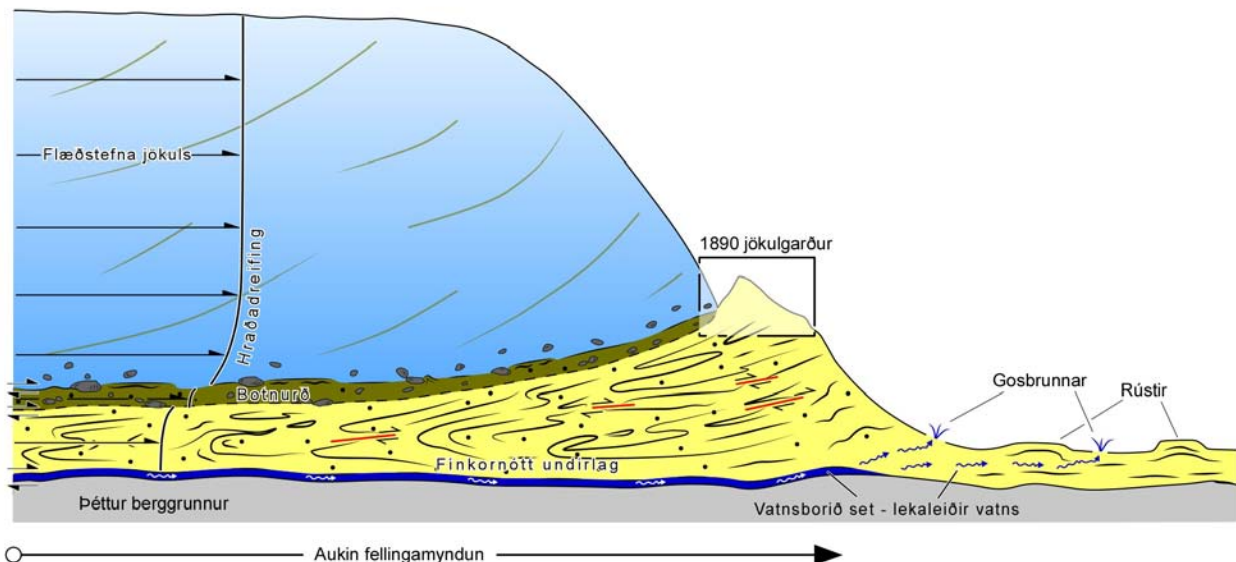
- Birgir Jónsson, 2006. *Sjónræn áhrif og afturkræfni virkjana*. Árbók VFÍ/TFÍ 2006, bls. 259-268. Útg. Verkfræðingafélag Íslands og Tæknifræðingafélag Íslands.
- Birgir Jónsson, Sigurður M. Garðarsson og Jónas Elíasson, 2005. *Kárahnjúka-virkjun. Langtímaþróun rennslis og miðlunar*. Árbók VFÍ/TFÍ 2005, bls. 253-259.
- Haukur Tómasson. 1993. *Jökulstífluð vötn á Kili og hamfarahlaup í Hvítá í Árnessýslu*. Nátturufraeðingurinn 62. bls. 77-98.
- Ingibjörg Kaldal og Elsa G. Vilmundardóttir, 2001. *Forn lón að Fjallabaki*. Orkustofnun, OS-2001/072, 44 bls.
- Skúli Víkingsson, 2006. *Munnlegar og bréflugar upplýsingar*.

Mynduðust Hraukarnir við Brúarjökul á einum degi? Líkan fyrir jaðarferli í framhlaupi jökulsins 1890

Ívar Örn Benediktsson, Jarðvísindastofnun Háskólans
Per Möller, Department of Geology/Quaternary Sciences, Lund University
Jaap J.M van der Meer, Department of Geography, Queen Mary University of London
Ólafur Ingólfsson, Jarðvísindastofnun Háskólans
Kurt H. Kjær, Geological Museum, University of Copenhagen
Johannes Krüger, Institute of Geography, University of Copenhagen

Til að auka þekkingu á hegðun og landmótun framhlaupsjökla, höfum við rannsakað byggingu, setlög og jarðhnik í jökulgörðunum sem mynduðust við framhlaup Brúarjökuls árið 1890, ásamt því að kanna dreifingu sets á svæðinu innan garðana. Við setjum fram nýtt líkan yfir ferli sem eiga sér stað undir og við jökuljaðar í framhlaupi.

Rannsóknir á setþykkt á svæðinu sem jökullinn hljóp yfir sýna að hún eykst jafnt og þétt í átt að jökulgörðunum, þar sem hámarksþykkt er náð. Þetta má útskýra með setdreifingarlíkani (Mynd 1) sem byggir á nýlegu líkani Kurt Kjær o.fl. (2006) yfir þær hreyfingar sem eiga sér stað undir Brúarjökli í framhlaupi. Samkvæmt líkani þeirra er jökullinn tengdur undirlaginu, sem endurspeglast í aflögun þess og tíðum jökulkembum. Í fínkornóttum setlögum undir jöklinum er vatn undir miklum þrýstingi sem lágmarkar þrýsting af völdum jökulfargsins. Af þeim sökum er undirlagið laust frá berggrunninum og flyst með jöklinum þegar hann hleypur fram, en þó nokkru hægar en sem nemur skriðhraða jökulsins. Flyst því umtalsvert magn af seti í átt að jökuljaðrinum þar sem það þjappast saman og þykknar. Þetta er greinilegt þar sem hvítt gjóskulagið frá Örefajökli 1362 og upprunaleg byggingareinkenni setlaganna sjást margsinnis upp í gegnum setlagasyrpuna innan við jökulgarðana. Flutningur sets til jaðarsvæðisins með tilheyrandi samþjöppun leiðir til þykkunar setlagasyrpannar og myndunar setfleygs innan á jökulgörðunum (Mynd 1).



Mynd 1. Líkan fyrir myndun setfleygsins á jaðarsvæði framhlaupsins 1890.

Tvenns konar landmótun einkennir sjálfa jökulgarðana; annars vegar eru lágir dembigarðar úr grófu seti (möl og hnullungum) og hins vegar háir og breiðir garðar úr fínna seti. Myndun þeirra síðarnefndu er útskýrð með nýju líkani (Mynd 2). Fyrir framhlaupið 1890 var jökulsporðurinn lágur og þakinn seti frá sprungufyllingum og aurlögum sem bráðna út úr

ísnum, rétt eins og um þessar mundir (Mynd 2-1). Þegar framhlaupið hefst þjappast ísinn saman þar sem framhlaupsbylgjan gengur yfir. Þar myndast þrýstifletir með tilheyrandi færslu sets frá botni jökulsins upp til yfirborðs. Þar sem undirlagið er fínkornótt byggist vatnsþrýstingur upp í setinu sökum þess að vatn hripar ekki í gegnum það jafnhvatt og það kemur inn. Yfirþrýstingur á vatninu leiðir til þess að undirlagið losnar frá berggrunninum, flyst með jöklinum þar sem hann hleypur fram og safnast fyrir á jaðarsvæðinu (Mynd 2-2). Á síðustu 5-7 dögum framhlaupsins myndast setfleygur við jaðarinn. Framhlaupið er við það að þverra og því berst minna vatn frá jöklinum niður í undirlagið. Vatnið leitar úr undirlaginu undan þrýstingi, brýtur sér leið meðfram yfirborði berggrunnsins og gýs út framan við jökulgarðana þar sem setþykktin er mun minni (Mynd 2-3). Lagskipt óaflagað set á mótum undirlags og berggrunns, og þurrir (gos)brunnar utan jökulgarðanna bera þessu glöggt vitni. Við þetta fellur vatnsþrýstingur í undirlaginu sem þ.a.l. stífnar og tengist jöklinum sterkari böndum. Færsla á mótum jökuls og undirlags stöðvast sem skýrir hvers vegna jökulkembur enda 100-200 m innan við jökulgarðana. Sterkari tengsl jökuls við undirlagið, auk halla setfleygsins að jöklinum, gera honum kleyft að ýta upp setlögum. Leiðir það til myndunar ýtigarða ofan á efsta hluta setfleygsins (Mynd 2-4). Bygging jökulgarðanna stjórnast af kornstærð þess sets sem aflagast. Þar sem set er fínkornótt á aflögun sér stað á fremur þröngu beltí við jökulsporðinn (50-100 m). Garðarnir einkennast af rótföstum fellingum sem gefa til kynna mikið viðnám við berggrunninn. Þetta sést vel í þremur þversniðum í Kringilsárrana (Mynd 2-5B). Þar sem setlög eru grófkornótt ganga þau saman og staflast upp á 100-200 m breiðu beltí við sporðinn vegna lítills viðnáms við berggrunninn. Þetta er mjög greinilegt við Sauða.

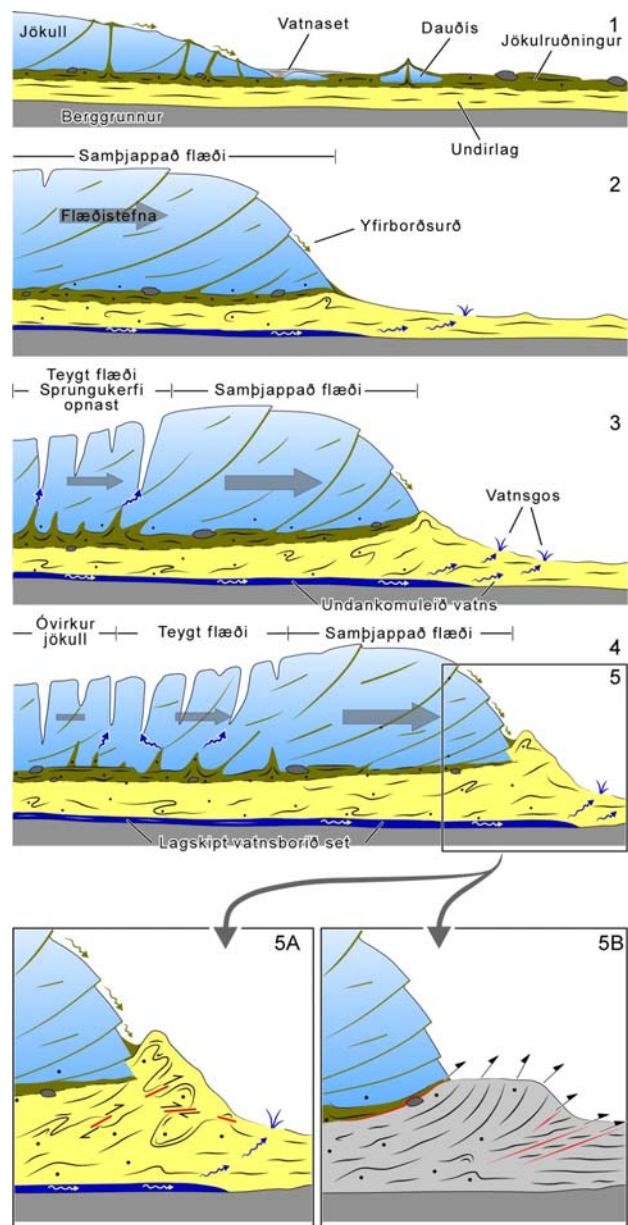
Jökulgarðarnir (Hraukarnir) og setfleygurinn inn af þeim eru því tvöföld jaðarmyndun sem markar stöðu Brúarjökuls í lok framhlaupsins 1890. Við teljum setfleygin hafa myndast á 5-7 dögum en sjálfa jökulgarðana á aðeins 1-2 dögum.

Rannsóknirnar hafa verið styrktar af RANNÍS, Rannsóknasjóði Háskóla Íslands og Landsvirkjun, auk erlendra rannsóknasjóða. ÍÖB þakkar fyrir námsstyrki frá Landsvirkjun og Rannsóknánámsjóði.

Heimild

Kjær, K. H., Larsen, E., van der Meer, J., Ingólfsson, Ó., Krüger, J., Benediktsson, Í.Ö., Schomacker, A., Knudsen, C.G., 2006. Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: a new mechanism for rapid flowing ice. *Quaternary Science Reviews* 25, 2704-2712.

Mynd 2. Líkan af myndun jökulgarðanna (Hraukanna) í lok framhlaupsins 1890.

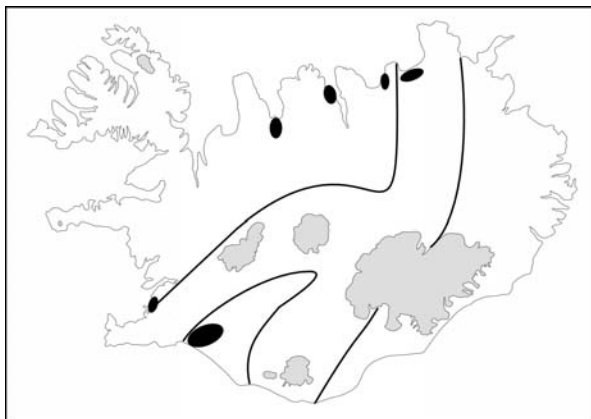


Samsætuhlutföll í grunnvatni ættuðu, að hluta til, sem úrkoma frá síðasta jökulskeiði.

Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Stefán Arnórsson
Jarðvísindastofnun Háskólans.

Á undanförnum árum hefur komið æ betur í ljós að grunnvatn í íslenska berggrunninum, sem ættað er að hluta til sem úrkoma frá síðasta jökulskeiði, er mun algengara en menn töldu í upphafi samsæturannsókna hér á landi. Bragi Árason (1976) fann grunnvatn við Húsavík og í Hrísey með lægra $\delta^2\text{H}$ hlutfall en í úrkomu sem fellur á landið í dag. Hann túlkaði niðurstöður sínar á þann veg að léttu vatnið á Norðurlandi væri úrkoma sem fallið hefði á landið á síðasta jökulskeiði og því legið í berggrunninum í a.m.k. 11.000 ár. Sýnt hafði verið fram á að úrkoma þess tíma væri um 70% léttari í $\delta^2\text{H}$ á hverjum stað en úrkoma á Nútíma vegna hins kalda loftslags sem þá ríkti (Dansgaard og fl., 1973). Bragi taldi að slíkt grunnvatn væri auðvelt að finna á lágu $\delta^2\text{H}$ hlutfalli og einnig taldi hann þetta vatn vera mjög staðbundið og einungis finnast á ofantöldum stöðum á Norðurlandi.

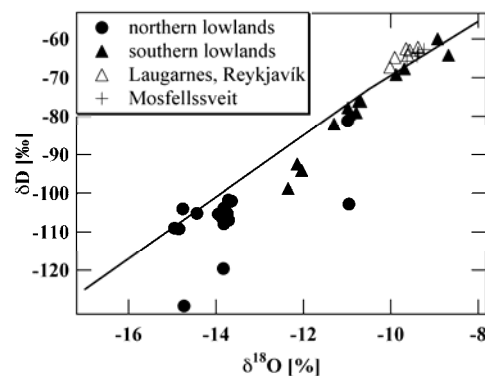
Samsætu- og jarðefnafræðilegar rannsóknir hafa nú sýnt að þessi gamla úrkoma virðist mun algengari en upphaflega var talið. Hana er þó sjaldnast hægt að þekkja á samsætum eingöngu því oftast er hún blönduð yngra og þyngra grunnvatni. Á mynd 1 eru sýnd þau landsvæði þar sem grunnvatn blandað ísaldarúrkomu hefur fundist á einum eða fleirum eftirfarandi þátta: 1) létt samsætugildi miðað við möguleg upprunasvæði úrkomunnar 2) neikvætt samband milli styrks klórs og $\delta^2\text{H}$ á ákveðnum svæðum og 3) hár tvívetnisauki. Þar að auki mælist mjög lítill ^{14}C styrkur í því grunnvatni sem telst vera blandað ísaldarvatni á ofangreindum þáttum og stundum mælist óvenjumikil súrefnishliðrun miðað við hitastig. Slíkt getur þó einnig bent til hærri hita fyrr á tímum.



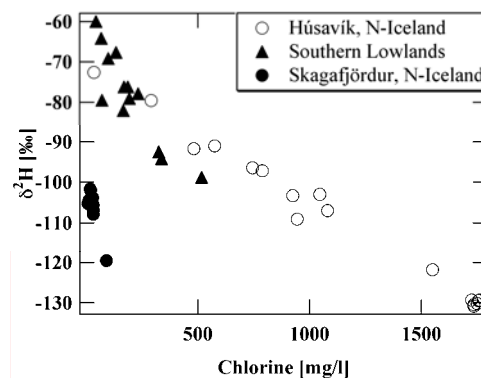
Mynd 1. Staðsetning svæða þar sem grunnvatn, blandað ísaldarvatni hefur fundist.

Á mynd 2 eru sýnd samsætugildi grunnvatns, sem talið er blandað ísaldarvatni og er íslenska úrkomulínan sýnd til viðmiðunar (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og fl., 1995). Eins og sést vel á myndinni liggur $\delta^2\text{H}$ á bilinu -129.3‰ til -60‰ og $\delta^{18}\text{O}$ á bilinu -14.95‰ til -8.93‰. Á myndina vantar það sýni sem hefur gefið lægst $\delta^2\text{H}$ gildi (-142.6‰), þar sem $\delta^{18}\text{O}$ var ekki mælt í því sýni. Það sýni, eins og sum sýnanna á

mynd 2 hefur lægra $\delta^2\text{H}$ hlutfall en mælst hefur í úrkomu í dag (≥ -106 ‰). Í sumum tilvikum eru samsætuhlutföllin lægri en í úrkomu á mögulegum upprunasvæðum grunnvatnsins, en í öðrum skera samsætunartal sig ekki frá samsætum í ungu grunnvatni. Súrefnishliðrun er líka mjög mismunandi í þessu vatni. Stundum er hún engin og liggur þá vatnið á úrkomulínunni, en í sumum tilvikum er hún veruleg (rúmlega 3‰). Tvívætisauki ($d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$) er talin vera háður veðráttu (Johnsen og fl., 1989) og þess vegna er hægt að álíta sem svo að ef tvíventisauki er frábrugðinn því sem nú gerist þá hafi úrkomun fallið við önnur veðurfarskilyrði en nú ríkjá. Þetta á hugsanlega við um Laugarnes kerfið og vatnið í Helgudal í Mosfellssveit. Þessu er þó ekki hægt að beita ef súrefnishliðrun hefur breytt upphaflegum samsætuhlutföllum úrkomunnar.



Mynd 2. $\delta^2\text{H}$ og $\delta^{18}\text{O}$ í grunnvatni sem talið er blandað úrkomu frá síðasta jökulskeiði.



Mynd 3. Tengsl $\delta^2\text{H}$ og styrks sjávarættaðs klórs í grunnvatni, sem talið er blandað ísaldarvatni.

Stefán Arnórsson og fl. (1993) bentu fyrst á neikvæð tengsl milli styrks sjávarættaðs klórs og $\delta^2\text{H}$ í Húsavíkarkerfinu. Seinna voru sömu tengsl fundin fyrir sum jarðhitakerfi á Suðurlandi og síðar í Skagafirði (mynd 3). Þessar uppgötvanir sýndu að uppruna léttu grunnvatnsins í þessum kerfum var ekki hægt að rekja inn á hálendið þar sem úrkoma hefur mjög lítinn klór styrk. Styrkur sjávarættaðs klórs í sumu af þessu vatni er miklu hærri en í nokkurri úrkomu og því hlýtur sjór að hafa komist inn í jarðlögin. Það getur hann í flestum tilvikum ekki í dag en á síðjökultíma leyfðu grunnvatnsaðstæður slíkt. Þess vegna er talið að jarðhitavatnið sé blanda af þremur þáttum, þ.e. sjó frá síðjökultíma, úrkomu frá þeim tíma eða gömul jökulbráð, sem hvort tveggja hefur léttara samsætuhlutfall en yngri úrkoma.

Heimildir.

- Arnórsson, S., Andrésdóttir, A. & Sveinbjörnsdóttir, Á.E. 1993. The distribution of Cl, B, $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in natural waters in the Southern Lowlands of Iceland. *Geofluid '93*. Contribution to an international conference on fluid evolution, migration and interaction in rocks, Torquay, England, 313-318.
- Árnason, B. 1976. Groundwater systems in Iceland traced by deuterium. Reykjavík, *Societas Scientiarum Islandica* 42: 236p.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. & Gundesrup, N. 1973. Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Grønland* 197: 53pp.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W. & White, J. 1989. The origin of arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus* 41B: 452-468.
- Sveinbjörnsdóttir, Á.E., Johnsen, S. & Arnórsson, S. 1995. The use of stable isotopes of oxygen and hydrogen in geothermal studies in Iceland. *Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy*: 1043-1048.

Hvers vegna hrundi íslenski meginjökullinn í upphafi síðjökultíma?

Hreggviður Norðdahl
Jarðvísindastofnun Háskólans
Sturlugötu 7
101 Reykjavík

Það er athyglisvert hve lítil aldursmunur er á sjávarseti frá síðjökultíma á landgrunninu og á skeljum lindýra í efstu og elstu strandmyndunum á landi. Sjávarset, sem talið er að hafi myndast um leið eða skömmu eftir að jökull hvarf af staðnum, hefur verið aldursákvarðað með ^{14}C -aðferð og er um 12.700 ^{14}C ára í Jökuldjúpi út af Faxaflóa, um 15.400 ^{14}C ára í Djúpál út af Ísafjarðardjúpi og um 11.900 ^{14}C ára í Eyjafjarðarál út af Eyjafirði.

Á landi eru efstu og elstu fjörumörk í um 60 m hæð á Melrakkaslétu um 12.700 ^{14}C ára, fjörumörk í um 150 m hæð í Andakíl eru um 12.600 ^{14}C ára og fjörumörk í um 70 m hæð á utanverðum Reykjanesskaga mynduðust líklega fyrir um 12.400 ^{14}C árum síðan. Aldur þessara fornu fjörumarka bendir til þess að fyrir um 12.600 ^{14}C árum síðan hafi brún íslenska meginjökulsins verið komin inn fyrir núverandi strendur landsins.

Þetta bendir til þess að á minna en 3.000 árum hafi meginjökull landsins minnkað a.m.k. um 40%, þ.e.a.s. flatarmál hans hafði minnkað um eina 80.000 km², ef miðað er við mestu stærð (*LGM*) hans á síðasta jökulskeiði. Þessi ákafa leysing meginjökulsins hefur m.a. verið tengd umhverfisbreytingum og hlýnun sjávar við landið, en hlýsjór var kominn norður fyrir landið fyrir um 13.600 ^{14}C árum, um 1000 árum áður en efstu fjörumörk á landi urðu til.

Helstu ástæður þess að íslenski meginjökullinn gat hörfað jafn hratt og raun ber vitni eru m.a. þær að við hámark síðasta jökulskeiðs, fyrir um 18–20.000 ^{14}C árum síðan, hafði skorpan undir Íslandi sigið svo mikið undan fargi jökulsins að „*afstætt sjávarborð*“ var allt að 500–600 m ofar en það er í dag. Við þessar aðstæður voru 60% af jöklinum í allt að 500 m djúpum sjó og jökullinn því mjög viðkvæmur fyrir hækkun hnattræns sjávarborðs.

Á tímabilinu frá hámarki síðasta jökulskeiðs og þar til á síðjökultíma hækkaði hnattrænt sjávarborð um minna en 4 mm/ár vegna bráðnunar stóru meginlandajöklanna en fyrir um 12.000 ^{14}C árum margfaldaðist árleg hækkun sjávarborðs og á tæpum 300 árum hækkaði það um meira en 45 mm/ár. Við þessar aðstæður „*flaut upp*“ sá hluti íslenska meginjökulsins sem var í sjó, íslosun og kelfing margfaldaðist og jökull gat því horfið mjög hratt af landgrunninu og inn fyrir núverandi strendur landsins. Fyrir um 12.000 ^{14}C árum síðan var flatarmál íslenska meginjökulsins aðeins um 20% af mestu stærð hans við hámark síðasta jökulskeiðs.

YFIRLIT UM SNJÓFLÓÐ OG VEÐUR SEM VELÐUR SNJÓFLÓÐAHÆTTU Í ÞÉTTBÝLI Á ÍSLANDI

Svanbjörg Helga Haraldsdóttir^{1,2,4}, Esther Hlíðar Jensen², Leah Tracy² og Haraldur Ólafsson^{2,3,4}

¹Menntaskólinn í Reykjavík

²Veðurstofa Íslands

³Bergen School of Meteorology, Geophysical Institute, Háskólinn í Bergen, Noregi

⁴Háskóli Íslands

Tölvupóstur: svanahh@gmail.com

Ágrip. Tekið hefur verið saman yfirlit um snjóflóð á 13 þéttbýlisstöðum á Íslandi ásamt stuttri lýsingu á veðri sem veldur snjóflóðahættu á þessum stöðum. Hér eru tekin dæmi um tvo staði, Ísafjörð og Neskaupstað, með korti sem sýnir útlínur snjóflóða og töflum með veðurlýsingu og lýsingu á aðstæðum. Oftast falla snjóflóð eftir storm úr norðlægum áttum. Þetta er oft samfara mikilli úrkomu, en ekki alltaf. Oftast safnast snjór hlémegin fjalla, en einnig getur vindur fyllt í gil frá hlið á sumum stöðum, þegar skefur meðfram hliðinni.

Lykilorð: *snjóflóð, snjór, landupplýsingakerfi (LUK), veður, snjóflóðahætta.*

1. Inngangur

Undanfarna áratugi hefur mikil vinna verið lögð í að fylgjast með og skrá snjóflóð hér á landi. Tilgangurinn er að safna upplýsingum til að geta betur spáð snjóflóðahættu (sjá t.d. Svanbjörg Helga Haraldsdóttir o.fl., 2004). Áhersla hefur verið lögð á að skrá snjóflóð í og við þéttbýlisstaði og eru þessir staðir á Vestfjörðum, Norðurlandi og Austurlandi (mynd 1). Allir þessir staðir liggja við ströndina neðan brattrra fjalla, þar sem sums staðar eru mikil aðsópssvæði, eins konar háslétta, en annars staðar eru hvassir fjallstindar. Á flestum þessum stöðum hefur verið fylgst með veðri síðustu ár með sjálfvirkum veðurstöðvum þar sem upplausn gagna í tíma er mikil.

Yfirlit um snjóflóð og veður hefur verið tekið saman til þess að kynna þetta einstaka gagnasafn sem nýta mætti til frekari rannsókna (Svanbjörg Helga Haraldsdóttir o.fl., 2006).

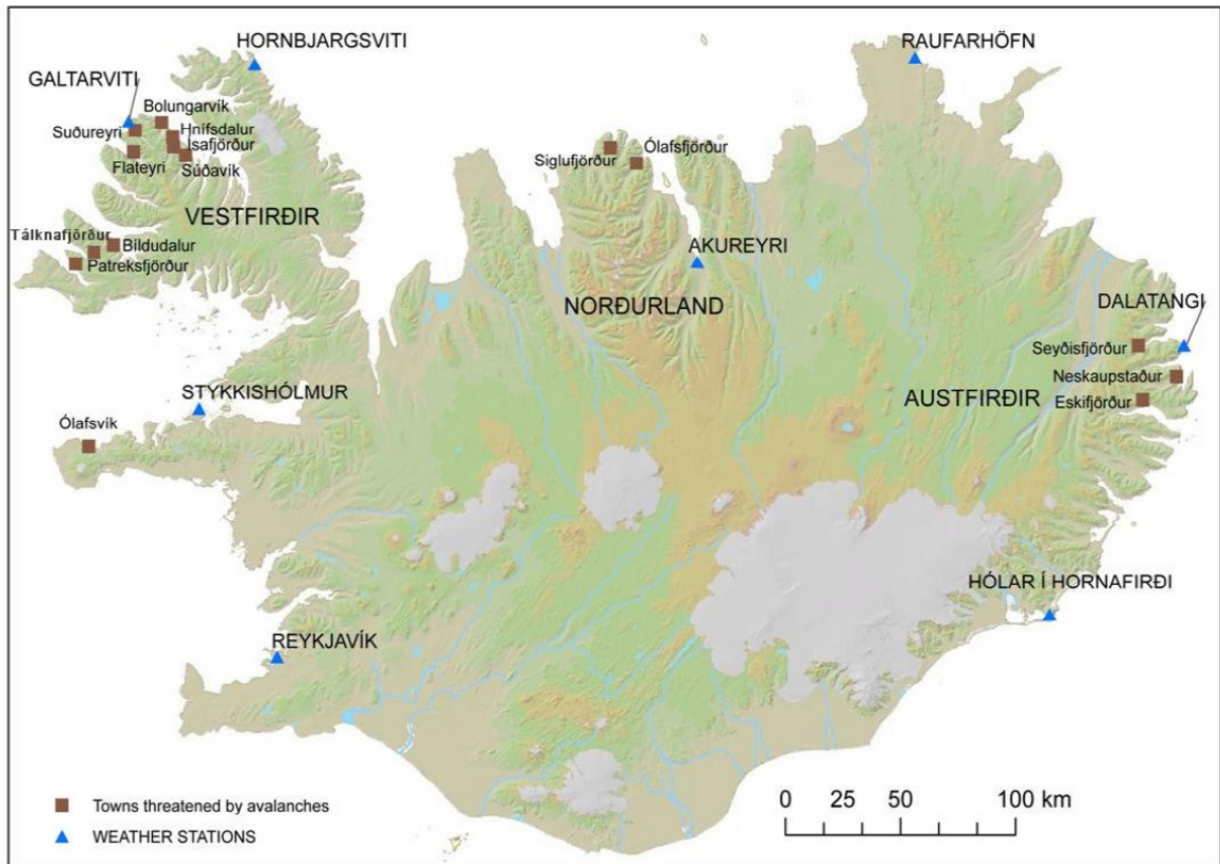
2. Snjóflóðagögnin

Location	Town and the closest surroundings	Rural area close town	Outlines in the GI-system
Ólafsvík	11	-	7
Patreksfjörður	19	4	21
Bíldudalur	20	9	4
Flateyri	129	231	172
Ísafjörður	192	29	203
Hnífsdalur	76	-	70
Súðavík	24	7	21
Bolungarvík	30	108	95
Siglufjörður	140	220	126
Ólafsfjörður	3	54	45
Seyðisfjörður	83	54	95
Neskaupstaður	151	14	128
Eskifjörður	27	22	6

Tafla 1. Yfirlit um fjölda snjóflóða í gagnasafni Veðurstofu Íslands fram til 31. júlí 2003.

Í júlí 2003 höfðu yfir 200 snjóflóð nærri þéttbýli verið skráð í gagnasafn Veðurstofu Íslands (tafla 1). Flest féllu þau á norðanverðum Vestfjörðum, Norðurlandi og Austurlandi. Dæmi eru sýnd hér um kort (mynd 2 og 3) frá Ísafirði og Neskaupstað sem unnin eru í landupplýsingakerfi Veðurstofunnar og einnig eru töflur sem sýna snjóflóðaveður á þessum stöðum (tafla 2 og 3). Veðrið sem algengast er að valdi snjóflóðahættu á Ísafirði hefur einkennst af úrkomu og vindi milli norðvestan- og norðaustanátta, og

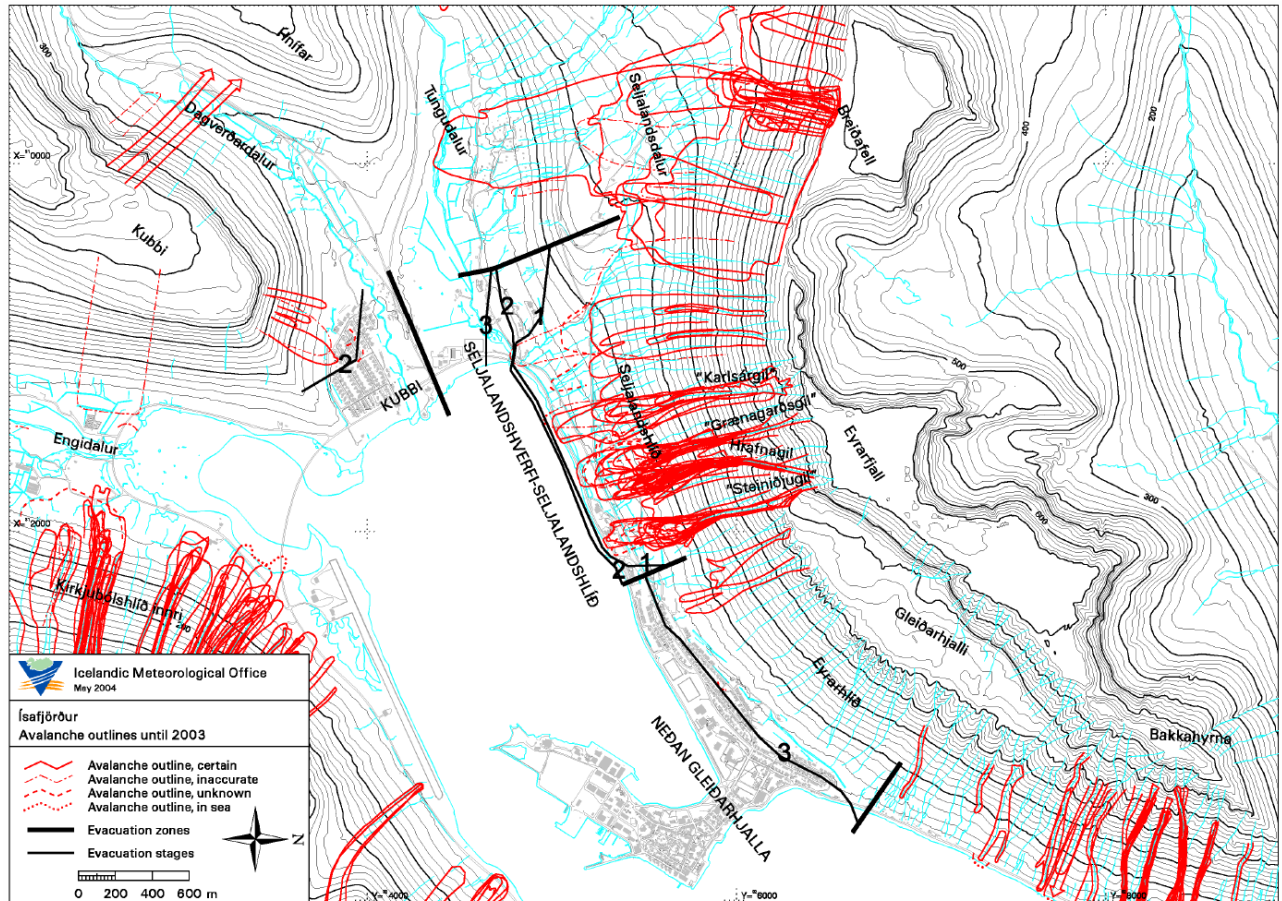
snjór hefur þá safnast í hlíðar sem snúa móti suðri. Hlíðin ofan við Neskaupstað snýr móti SSV og algengustu vindáttir áður en snjóflóð falla eru norðaustlægar. Það er umhugsunarvert að norðvestlægar áttir hafi almennt ekki valdið snjóflóðahættu þar, en það skýrist sennilega af því að með þeim er venjulega engin úrkoma.



Mynd 1. Þéttbýli á Íslandi þar sem hættu er á snjóflóðum.

3. Lokaorð

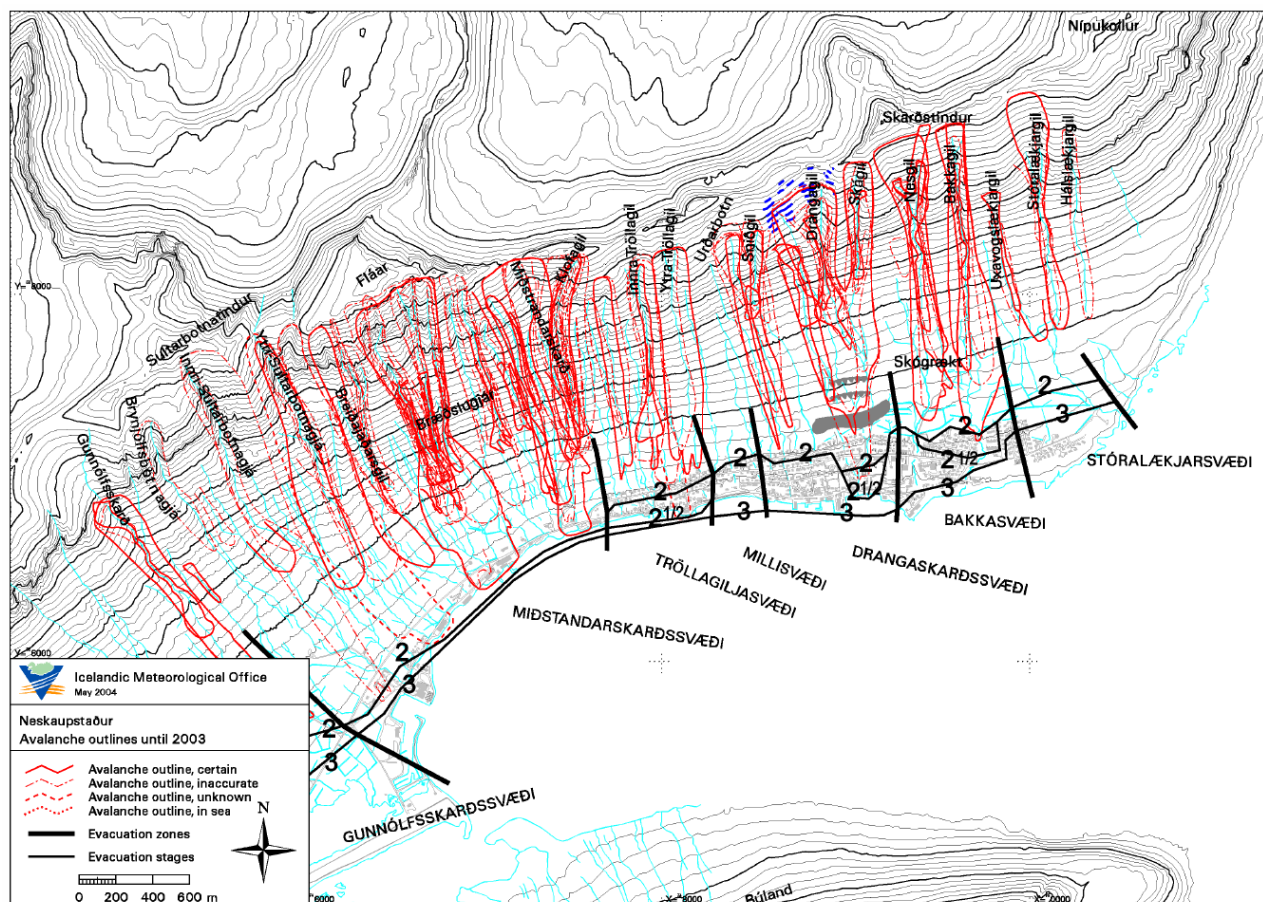
Í yfirliti um snjóflóð og snjóflóðaveður sem fjallað er um í grein Svanbjargar Helgu Haraldsdóttur o.fl. (2006) kemur fram að snjóflóð á Íslandi tengjast venjulega hvassviðri og stundum mikilli úrkomu á sama tíma. Upplýsingarnar sem kynntar eru um snjóflóð og snjóflóðaveður eru einstakt gagnasafn sem getur nýst vel sem bakgrunnur fyrir frekari rannsóknir á snjóflóðum og veðri sem veldur snjóflóðahættu.



Mynd 2. Útlínur snjóflóða á og í grennd við Ísafjörð.

Evacuation areas	Avalanche weather and wind directions for snowdrift accumulation	Avalanche paths and notification
Snowdrift accumulation in winds from NW-NE, SW and SSE		
Kubbi	Snow accumulation from the mountain top in winds from SW. Known avalanches in SSE-storm with intense snowfall (unusual weather).	Flat or concave mountainside without defined avalanche paths. Evacuation level 2.
Seljalandshlið, Seljalandshverfi	Snow accumulation from the mountain top of Eyrarfjall in winds from NW to NE (a relatively large fetch). During winds from N-NE snowdrift from the top of Eyrarfjall and Gleidarhjalli into Seljalandshlið, snow accumulates from the sides to the gullies.	In the eastern part of the area the avalanche paths are in gullies with flat gravelfans downhill. In the western side above Seljalandshverfi the paths are on an open mountainside, where Seljalandsmúli affects the run-out of the avalanches. Dam completed 2004. Evacuation in 1997, levels 1-3. At present level 3.
Nedan Gleidarhjalla (Eyrarhlið-Eyrarfjall) (below Gleidarhjalli)	Generally little snow accumulation. Possibly snow accumulation in strong winds from NW-N.	Shallow gullies in cliffs at the mountainside with gravel below. A ca. 400 m wide shelf above cliffs on the mountain. Evacuation of homes only during exceptional circumstances. Evacuation level 3.

Tafla 2. Stutt lýsing á vedri sem veldur snjóflóðahættu og lýsing á aðal snjóflóðasvæðum á Ísafirði (mynd 2).



Mynd 3. Útlínur snjóflóða í og við Neskauptað.

Evacuation areas	Avalanche weather and wind directions for snowdrift accumulation	Avalanche paths and notification
Snowdrift accumulation in winds from NE-E, N		
Stóralækjarsvæði	Winds from NE-E simultaneous with snowfall.	Three main gullies. Wet avalanches. Evacuation levels 2 and 3.
Bakkasvæði	Winds from NE-E simultaneous with snowfall.	Two main gullies. Evacuation levels 2, 2,5 and 3.
Drangaskarðssvæði	Winds from NE-E simultaneous with snowfall.	Much snow accumulation possible at Drangaskarð and Skágil. Debris flow hazard below Urðarbotnar. Protections with an avalanche catching dam and supporting structures. Evacuation 1997, levels 2, 2,5 and 3. At present evacuation level 3.
Millisvæði	Winds from NE-E simultaneous with snowfall.	Not well defined paths. Evacuation levels 2 and 3.
Tröllagil	Winds from NE-E simultaneous with snowfall.	Innra- and Ytra-Tröllagil. Huge accumulation possible in Innra-Tröllagil. A catching dam will shortly be constructed. Evacuation levels 2 and 2,5.
Miðstrandarskarðssvæði	Winds from NE-E simultaneous with snowfall.	Mostly in several gullies. Evacuation levels 2 and 3.
Gunnólfsskarðssvæði	Winds from NE-E simultaneous with snowfall. Snowdrift in strong winds from N.	Evacuation levels 2 and 3.

Tafla 3. Stutt lýsing á veðri sem veldur snjóflóðahættu og lýsing á aðal snjóflóðasvæðum í Neskauptað (mynd 3).

Heimildir

- Svanbjörg Helga Haraldsdóttir, Leah Tracy, Esther Hlíðar Jensen og Haraldur Ólafsson, 2006. Avalanches in coastal towns in Iceland. *Jökull*, 56, 1-25.
- Svanbjörg Helga Haraldsdóttir, Haraldur Ólafsson, Yves Durand, Gerald Giraud og Laurent Merindol, 2004. A system for prediction of avalanche hazard in the windy climate of Iceland. *Ann. Glaciology*, 38, 319-324.

Faults and Dykes of Skarðsfjall in the South Iceland Seismic Zone

Maryam Khodayar¹, Hjalti Franzson¹, Páll Einarsson², Sveinbjörn Björnsson³

¹ Íslenskar orkurannsóknir (ÍSOR), ² Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, ³ Orkustofnun

We report preliminary results of our geological and tectonic investigation of Skarðsfjall in 2006. Skarðsfjall is located within the transform faulting regime of the South Iceland Seismic Zone (SISZ) and is heavily faulted. From the base to top, it consists of tholeiite and porphyritic lavas, probably from lower Matuyama, 150 m tillites and fluvio-glacial sediments, and a hyaloclastite mountain containing olivine tholeiite pillow lavas, breccias, and tuffs. Roughly 150 m thick porphyritic lavas bank up against the northern slope of the hyaloclastites via a major N-S fault dissecting Skarðsfjall longitudinally. Interglacial lavas (Bruhnes) are discordant on the younger series, post-glacial Thjórsá lavas surround Skarðsfjall, and eolian sediments containing Hekla ashes cover the bedrock, locally. Although the volcanic material of the mountain originated in a rift zone at the constructive plate boundary, neither the strike of the units nor the dense fracture pattern shows strong traces of rift-parallel structures. Field data reflect the influence of a transform zone from early history of Skarðsfjall up to the present:

1. **Lava dips.** Pre-interglacial units dip 10° NE with a general strike of N100°E instead of NNE.
2. **Faults and dykes.** Basement faults strike dominantly northerly and ENE, though NNE and WNW faults are also present. The sense of slip cannot be determined for the basement faults but they have throw of 3 to 35 m. Dykes are organised in two sets, one striking dominantly northerly and to a lesser degree ENE, and the other WNW and NNW. All dykes are olivine tholeiite, have pillowy edges, and are a part of the hyaloclastites though a few cut older units. The density of the dykes and their bend from WNW to NNW in the central part of Skarðsfjall suggest that the hyaloclastites originated at an eruptive centre located at the intersection of the main NS fault and an ENE fault. Eruptive dykes fed the hyaloclastites from this centre and injected into the underlying boundary fractures, and into the older northerly and ENE faults parallel to the conjugate set of earthquake fractures in the SISZ.
3. **Recent faulting.** Most basement faults and portions of some dykes show signs of activity during the Holocene. Active faults with northerly to NE strike are dextral, and ENE to E-W striking faults are sinistral. The magnitude of horizontal offset could not be estimated along earthquake fractures, but their dip-slip is between 0.5 and 2.5 m. Present-day seismicity indicates activity along at least two major northerly faults inherited from the basement. The first mainshock of the 1896 earthquake sequence most likely originated on the major N-S fault cutting through Skarðsfjall.

Lower-crustal earthquakes at the divergent plate boundary of north Iceland near Askja

Heidi Soosalu¹, Steinunn S. Jakobsdóttir², Robert S. White¹, Clare Knox¹ and Páll Einarsson³

¹University of Cambridge, UK, ²Veðurstofu Íslands, ³Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands

The volcanic system of Askja and its surroundings have long been known as an area of persistent occurrence of small-scale seismicity (typically well below magnitude 3). We deployed and operated a network of 20 broadband seismometers in the area during July-August 2006 and combined with the data of the Icelandic national seismic network, SIL, detected over 1800 local earthquakes during this period.

As anticipated, the majority of the earthquakes were located beneath the mountains of Herðubreið and Herðubreiðartögl, at depths of 2–7 km. These events favour the deeper end of this range, marking the thickness of the brittle upper crust, with a slight deepening inclination towards the north-east, away from the active plate boundary. Another conspicuous cluster of earthquakes is in the south-eastern part of the nested caldera system of Askja, at depths of 2–5 km. This activity is considered to be related to geothermal activity.

Unexpectedly, we discovered a fascinating new type of earthquake in the Askja area: lower-crustal events concentrated at depths of 13–27 km, with one event as deep as 34 km. This is near the base of the crust, as the crustal thickness in the Askja area has been estimated to be approximately 30 km.

The lower-crustal events are distinctly different in appearance to the upper-crustal earthquakes, with emergent P- and S-phases and low frequency content with a peak around 3 Hz. They typically occur in swarms of short duration, up to a couple of minutes, with several subsequent events, sometimes merging into continuous-looking tremor. They appear to be a persistent feature, as in the short measuring period of two months, we detected over 100 such events. As they are difficult to locate and are small in magnitude, only the two largest (of local magnitudes of 1.4 and 1.0) were detected by the more distant SIL network.

However, the confirmation of the great depth of the lower-crustal earthquakes has enabled us to conduct a retrospective examination of observations of deep earthquakes by the SIL network. They have indeed also been detected earlier, after the installation of the seismic net in the Kárahnjúkar area. This activity not only occurs beneath the volcanic system of Askja, because for example, an intense swarm of earthquakes at depths of 15–20 km was detected by SIL in mid-March 2007 south of the Upptyppingar mountains, within the Kverkfjöll volcanic system.

We propose that the newly discovered lower-crustal seismicity is related to magmatic movements within the north Iceland plate boundary. The events at Askja cluster in the north part of the volcano, immediately north of the suggested deeper Askja magma chamber at 16 km depth, and they spread towards the north-east. There is a gap between these events and another cluster of deep events to the north-west of Herðubreið. In Iceland there are known occurrences of magma transport occurring alternately seismically and aseismically, and this may be an example of such a case. The deep events show that even though the Icelandic lower crust is hot and ductile, earthquakes can and do occur there.

Gosbeltaflutningar

Árni Hjartarson, ÍSOR, Grensásvegi 9

Tilfærsla gosbelta í tengslum við landrek og heita reiti er hugtak sem kom fram um 1970. Í tengslum við Ísland örlar raunar á hugmyndinni hjá Kristjáni Sæmundssyni strax árið 1967, á hinni frægu ráðstefnu Iceland and Mid-Ocean Ridges, og síðan aftur í grein 1974. Það er þó ekki fyrr en með greinum Kristjáns Sæmundssonar í Jökli 1979 og Hauks Jóhannessonar í Náttúrufræðingnum 1980 að hugmyndin kemst í það horf sem flestir aðhyllast nú.

Í dag eru þrjú eða fjögur virk rekbelti á Íslandi, Reykjanes-Langjökulsrekbeltið, Norðurlandsrekbeltið og Eystra rekbeltið á Suðurlandi. Sumir vilja síðan telja að Hofsjökull og eldstöðvakerfi hans myndi sjálfstætt rekbelti, Mið-Íslandsbeltið. Fyrir utan hin virku rekbelti kemur gamalt og útkulnað belt, Snæfellsnes-Húnaflóabeltið, mikið við jarðsöguna.

Flestir líta svo á að saga gosbeltatilflutninga á Íslandi hafi verið eftirfarandi: Snæfellsnes-Húnaflóabeltið er talið hafa staðið undir landrekinu á tímabilinu frá því fyrir 15 milljón árum þar til fyrir 6-7 milljón árum. Þá fluttist rekbeltið til og Reykjanes-Langjökulsbeltið og Norðurlandsgosbeltið urðu virk og hafa staðið undir mest öllu landrekinu síðan. Fyrir 2-3 milljónum ára byrjaði Eystra gosbeltið að myndast og síðan þá hafa það og Reykjanes-Langjökulsbeltið skipt virkninni á milli sín sunnanlands en á Norðurlandi á allt rekið sér stað út frá Norðurlandsbeltinu. Aðrar hugmyndir um þessa sögu eru til eins og drepið verður á hér aftar.

1. tafla. Helstu rekbelti Íslands

<i>Rekbelti</i>	<i>Myndunartími rekbeltis</i>	<i>Tilvitnun</i>
Snæfellsnes-Húnaflóa rekbelti	15	Hardarson et al. (1997)
Norðurlandsrekbelti	6-7	Hardarson et al. (1997)
Reykjanes-Langjökulsrekbelti	6-7	Sæmundsson (1979)
Eystra rekbeltið á Suðurlandi	2-3	Sæmundsson (1979)

Atburðarásin samfafa gosbeltaflutningi er ekki vel þekkt en margt bendir til að Norðurlandsgosbeltið hafi opnast tiltölulega hratt allt sunnan frá Vatnajökli og norður í Axarfjörð. Tjörnesbrotabeltið virðist gamalt og stöðugt. Þessu er öðruvísi farið með Eystra gosbeltið á Suðurlandi, sem er framsækið (propagating) og virðist vera að teygja sig hægt og hægt suðurávið og dregur jafnframt Suðurlandsskjálftabeltið með sér.

Aldursgreiningar á bergi frá Norður- og Norðvesturlandi benda til að rekbeltaflutningurinn hafi átt sér stað fyrir um 6-7 milljón árum. Á þessu tímabili dvínaði virknin við Húnaflóa en færðist að sama skapi í aukana í Þingeyjarsýslu. Í eftirfarandi umræðu er til einföldunar gert ráð fyrir að rekbeltisflutningurinn hafi orðið í einum rykk fyrir 6 ármilljónum. Nú eru um 190 km á milli gamla rekássins og þess nýja. Þeir hafa verið að fjarlægjast hvor annan frá upphafi með sem svarar hálfum gliðunarhraða landsins, þ.e.a.s. 0,9 cm/ár. (Hér er gert ráð fyrir

samhverfu reki). Á 6 milljón árum hafa þeir því fjarlægst um 54 km. Gosbeltatilflutningurinn, eða stökk rekássins, hefur því verið 136 km til austurs.

Ef sú saga gosbetaflutninga sem rakin var hér að framan er rétt þá myndaðist Gerpír, og raunar allur berglagastafli Austfjarða, í Húnaflóabeltinu. Gerpír er ágætlega aldursgreindur, meðaltal 5 greiniga gefur 13 milljón ár. Fyrir 6 milljón árum þegar gosbetaflutningurinn átti sér stað var hann því 7 milljón ára gamall. Með rekhraðareikningum má sjá að hann ætti þá að hafa verið kominn 63 km til austurs frá Húnaflóabeltinu. Þarna er kominn upp mótsögn. Ef gosbeltið hefur færst 136 km til austurs ætti það að hafa stökkið langt austur fyrir Gerpi og hann ætti því að vera staðsettur á Miðnorðurlandi og þetta gildir raunar um Reyðarfjarðar-eldstöðina og Þingmúlaeldstöðina og um allan Austfjarðastaflann. Sem sagt eitthvað er bogið við líkanið.

Aðrar hugmyndir um aldur og þróun rekbeltanna eru til. Sú skoðun hefur lengi verið við lýði meðal sumra jarðfræðinga að Norðurlandsrekbeltið hafi verið virkt alla jarðsögu Íslands. Foulger & Anderson (2004) telja t.d. að Húnaflóabeltið hafi orðið til við stökk til vesturs frá Norðurlandsbeltinu fyrir um 15 milljón árum og rekið til vesturs uns það dó út fyrir 7 milljón árum. Samkvæmt því voru tvö gosbelti í gangi á Norðurlandi á fyrri hluta hinnar Íslensku jarðsögu. Nú má reikna út hve stórt þetta stökk var. Rekbeltin hafa verið að fjarlægjast hvort annað í 15 milljón ár um 0,9 cm/ár en það gera um 140 km. Stökkið í þessu tilfelli er því 50 km. Þessi sögutúlkun leysir ekki Gerpisþversögnina nema að hluta. Gerpír lendir réttu megin við Norðurlandsgosbeltið en útreikningar sýna að hann er kominn of langt til austurs. Annað er verra, þetta líkan skilur eftir mikil vandamál á Vestfjörðum, þar eru allar jarðmyndanir komnar allt of langt í burtu frá upprunastað sínum í Húnaflóabelti.

Garcia og félagar (2003) aldursgreindu bergganga á Norðurlandi og veltu fyrir sér rekbeltaflutningum. Í framhaldi af því settu þeir fram breytingatillögur á jarðsögutúlkuninni og rekbeltalíkaninu. Þar láta þeir rekbeltaflutninginn verða fyrir 8-9 milljón árum, þeir fluttu Húnaflóabeltið 60 km til austurs og gerðu rekið ósamhverft. Síðan þurftu þeir að beita bolabrögðum til að halda rekhraðanum í 0,9 cm/ár en líkan þeirra sýnir hann jafnan of háan. Samkvæmt útreikningum var rekbeltaflutningurinn, eða stökkið, aðeins 9 km til austurs. Þar er því vart hægt að tala um stökk heldur skipti rekbeltið sér og helmingana rak brott hvor frá öðrum. Þessi túlkun leysir engan vanda heldur hlaðast vandamálin upp bæði í austri og vestri, Gerpír er allt of austarlega og jarðmyndanir Vestfjarða allt of vestarlega.

Þá er komið að líkani undirritaðs frá 2003. Þar er gert ráð fyrir svipaðri jarðsögu og rekbeltaflutningum og í fyrsta dæminu (tafla 1), samhverfu reki og hefðbundinni túlkun aldursgreininga. Rekhraðinn er hins vegar talinn meiri, eða 1,7 cm/ár til langs tíma litið. Þá sést að stökk Húnaflóabeltisins til austurs var um 90 km. Á þessum tíma var Gerpír kominn um 120 km austur frá upprunastað sínum og lenti því austan við nýja gosbeltið. Jarðmyndanir á Vestfjörðum fá einnig ásættanlega stöðu. Þversagnir leysast og hlutirnir ganga upp, a.m.k. reikningslega séð.

Heterogeneous strain field during magmatic periods on the Reykjanes Peninsula: evidence from eruptive fissure geometry

Amy E. Clifton (1), Maria Jenness (2), and Kirby D. Young (3)

(1) Jarðvísindastofnun Háskólans, Háskóli Íslands; (2) Bates College, Lewiston ME, USA; (3) Penn State University, University Park, PA, USA

The current strain field on the Reykjanes Peninsula has been determined by GPS and InSAR measurements spanning the past 20 years (Sturkell et al, 1994; Vadon and Sigmundsson, 1997; Hreinsdóttir et al, 2001, Árnadóttir et al, 2006). Results consistently show that left-lateral strain accumulation is the dominant aspect controlling current crustal deformation. During the present amagmatic period, tectonic events consist of minor earthquake activity punctuated by occasional swarms of small earthquakes and rare, larger magnitude events along N-S striking, right-lateral strike-slip faults. Hreinsdóttir et al (2001) suggested that during magmatic periods, left-lateral strain is replaced by predominantly extensional strain across the plate boundary. The trend of eruptive fissures and dikes should reflect the direction of maximum horizontal extensional strain during eruptive periods.

Our examination of the geometry of post-glacial eruptive fissures on the Reykjanes Peninsula reveals evidence of a heterogeneous strain field during the magmatic part of the tectono-magmatic cycle as well as the use of pre-existing fractures as conduits for magma ascent through the shallow crust. We focus primarily on the last two magmatic cycles, the early-post-settlement period and the period approximately 1000 years before settlement. We have used ArcGIS to overlay existing digital maps of eruptive fissures on high-resolution digital air photos in order to correct their spatial accuracy and add detailed outlines of spatter ramparts along linear fissures and crater rims of spatter and cinder cones. In addition, most of the length of the Sundhnúkur crater row and parts of the Ögmundarhraun fissures were mapped in the field using Differential GPS. From these maps, segments were identified based upon along-strike continuity of closely spaced, linearly arranged craters and/or visible open fissures, and abrupt strike changes of 10° or greater. Data were analyzed using ArcGIS. The strike of individual segments was calculated, and their spatial distribution with respect to both the peninsula as a whole and to a given fissure system was determined. The strike of segments reflects the local strain field and the pathways used by magma during its ascent through the shallow crust, whereas the spatial distribution of segments in a fissure system is a good indication of the regional strain field during eruption.

When overlain on a digital map of faults, a spatial correlation between faults and fissure segments with similar strike becomes evident. Fissure segment strike varies between 000° and 080° , but the majority fall within the range 020° to 060° and average strike is 037° for all data. Fissure segments which have a more northerly strike occur mainly within the zone of strike-slip faulting which marks the currently active plate boundary. Fissure segments with a more easterly strike are found most often at the southern and northern parts of eruptive fissures. In some cases the segment strike changes abruptly in the vicinity of major faults or fault zones, suggesting some degree of local structural control. While the average strike of segments varies little from one fissure system to the next, the average strike of fissure segments along a given eruptive fissure system differs by up to 10° from the strike of the system as a whole. Differences of over 15° in the overall strike of eruptive fissure systems are observed across the peninsula but no systematic spatial pattern has been identified. The system that stands out as most different is the Hengill fissure system, suggesting that, at least during magmatic

periods, it is controlled by a strain field very different from that which controls eruptive activity on the Reykjanes Peninsula as a whole.

References cited

- Arnadóttir, Th., Jiang, W., Feigl, K.L., Geirsson, H., & Sturkell, E., 2006. Kinematic models of plate boundary deformation in southwest Iceland derived from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 111, B07402
- Hreinsdóttir, S., Einarsson, P. and Sigmundsson, F., 2001, Crustal deformation at the oblique spreading Reykjanes Peninsula, SW Iceland: GPS measurements from 1993 to 1998. *Journal of Geophysical Research* 106, 13,803-13,816.
- Sturkell, E., Sigmundsson, F., Einarsson, P., and Bilham, R., 1994, Strain accumulation 1986-1992 across the Reykjanes Peninsula plate boundary, Iceland, determined from GPS measurements: *Geophysical Research Letters* 21, p.125-128.
- Vadon, H. and Sigmundsson, F., 1997, Crustal deformation from 1992 to 1995 at the Mid-Atlantic Ridge, Southwest Iceland, mapped by satellite radar interferometry: *Science* v 275, p.193-197.

Gjóska geymir upplýsingar um myndun og þróun kviku sem og hegðun virkra kvikuhólfa

Olgeir Sigmarsson^{1,2}, Bergrún Arna Óladóttir^{1,2}, Paul Mason³, Estelle Rose-Koga², Ilya Bindeman⁴, Guðrún Larsen¹ og Þorvaldur Þórðarson^{1,5}

1) Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, 101 Reykjavík, Ísland.

2) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

3) Earth Science Department, University of Utrecht, The Netherlands.

4) Department of the Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA

5) School of Geoscience, University of Edinburgh, Edinburgh, EH9 3JW, UK.

Eðli kvikuhólfa undir virkum eldfjöllum, staðsetning og stærð þeirra sem og dvalartími kviku, stjórnar goshegðun virkra eldfjalla. Samsetning gosefna endurspeglar þróun kvikunnar frá myndun hennar í möttli og þar til hún storknar á eða nærri yfirborði. Að sama skapi endurspeglar breytingar með tíma, snöggar eða hægfara, á samsetningu gosefna og þar með kviku, breytilega hegðun kvikukerfis undir eldfjöllum. Gjóskulög geyma gossögu eldfjalla betur en önnur gosefni þar sem þau leggja hvert ofan á annað og varðveita því afstæðan tímakvarða. Þekkt leiðarlög má síðan nota til að festa aldur næstu laga fyrir ofan og neðan og setja þar með fram líkan fyrir aldri allra gjóskulaga í sama jarðvegssniði. Mælingar á aðal- og snefilefnasamsetningu sem og samsætuhlutföllum í kornum gjóskulaganna gefa því tímarunu (timeseries) af kvikusamsetningu sem fall af tíma. Túlkun þessara tímaráða veitir nýja innsýn í þróun kvikukerfa og kvikuhólfa sem og uppruna kvikunnar.

Grófkornótt gjóskulög bjóða upp á handtíslu stærstu korna og efnagreiningar heildarsýna, en beita verður *in situ* mælingum á gjósku fínkornóttra laga. Efnagreining heildarsýna felst í uppleysingu sýna, aðalefnagreiningum með ICP-ES tækni, snefilefnagreiningum á sömu upplausn með ICP-MS aðferðinni eða samsætuþynningu og massagreiningum. Samsætuhlutföll eru mæld á hefðbundinn máta með massagreini. Með örgreini er styrkur aðalefna og rokkgjarnra efna svo sem brennisteins, klórs og flúors mældur. Snefilefni eru greind með LA-ICP-MS þar sem leysigeisla er skotið á gjóskukorn sem bráðnar og bráðin er síðan flutt með He-Ar gasblöndu inn í greiningartækið. Mæld hafa verið 26 snefilefni í 5-10 kornum úr hverju gjóskulagi og vegið meðaltal reiknað; sama á við um örgreiningarnar. Samsætumælingar fara fram á tvennan máta: O-hlutföll eru mæld með “laser fluorination” þar sem leysigeisli er notaður til að leysa súrefni úr læðingi sem gas, sem safnað er í sýnaflöskur og hlutföllin síðan greind á massagreini. Samsætuhlutföll B hafa eingöngu verið mæld með SIMS (secondary ion mass spectrometry eða “jónaprób”) og styrkur bórs með sömu tækni.

Gjóskulög Kötlu síðustu 8400 árin hafa verið tekin til aðalefnagreininga og snefilefni mæld í völdum sýnum. Aðal-, snefilefna- og samsætumælingar eru hafnar í gjóskulögum frá Grímsvötnum og bórsamsætur hafa verið greindar í súrum og ísúrum gjóskulögum frá Snæfellsjökli, Heklu, Hrafninnuskeri, Öskju, Kröflu og Örafajökli. Hlutföll B-samsæta spanna allt bilið frá möttulættuðu bergi til ummyndaðrar úthafssjávarskorpu ($\delta^{11}\text{B}$ frá -10 til 8 ‰) í súrri íslenskri gjósku. Þessi hlutföll sýna neikvæða fylgni með samsætuhlutföllum Th og O sem mæld voru í sömu sýnum. Súrgjóska frá eldfjöllum við jaðar landsins og fjarri rekkbeltunum hefur sömu samsætuhlutföll

og möttulkvika ($\delta^{11}\text{B} = -10$ til -6 ‰; $\delta^{18}\text{O} = 5,1 - 5,3$ ‰ og ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) um 1) sem sýnir að súra kvikan undir Snæfells- og Öræfajökli hefur myndast við hlutkristöllun á basalti án merkjanlegrar skorpumengunar. Aftur á móti eru samsætuhlutföll súrefnis og þóríums lág í súrum vikri úr eldfjöllum innan eða nálægt rekbeltunum sem bendir eindregið til uppruna við uppbræðslu á vatnaðri og myndbreyttri basaltskorpu. Há hlutföll bórsamsæta ($\delta^{11}\text{B} = 3$ til 8 ‰) í sömu sýnum eru lík þeim sem mælst hafa í ummyndaðri úthafsskorpu sem styður fyrri túlkun um uppruna súra bergsins nær miðju landsins.

Hlutföll O-samsæta í basaltgjósku Grímsvatna og Laka eru einsleit og mjög lág ($\delta^{18}\text{O} = 3$ ‰). Sama á við um gjósku sem myndaðist í Gjálpargosinu 1996 enda gaus þar kvika ættuð frá Grímsvötnum. Enn hafa aðeins söguleg gjóskulög verið greind og eitt gjóskusýni úr móbergfellinu Laka. Niðurstöðurnar benda til langlífrar kvikuþróar sem hugsanlega myndaðist í lok ísaldar þegar kvikuvirkni var óvenjumikil. Á þeim tíma myndaðist hið mikla og þrefalda Saksunarvatnslag sem tengt hefur verið óvenjustóru gosi undir Grímsvötnum. Styrkur snefilefna og hlutföll þeirra í gjósku úr lögunum þremur benda eindregið til uppruna frá Grímsvötnum.

Gossaga Kötlukerfisins hefur verið lesin úr gjóskulögum sem varðveitt eru í jarðvegi á Álftaversafrétti, austan Mýrdalsjökuls. Gjóskan er hálfalkalísk basaltgjóska sem sýnir litla, en greinilega breytingu í efnasamsetningu með tíma er rekja má til breytinga á aðfærslukerfi kvikunnar. Gossögunni hefur verið skipt í átta tímabil út frá breytingum í aðalefnasamsetningu gjóskunnar. Samskonar hegðunarmynstur birtist tvisvar á þeim ~8400 árum sem rannsökuð eru, þar sem einfalt aðfærslukerfi þróast í ganga- og syllnakerfi sem síðar myndar grunnstætt kvikuhólf. Breytingar á aðfærslukerfinu hafa áhrif á gostíðni eldstöðvarinnar með þeim hætti að hún eykst þegar ganga- og syllnakerfi tekur við af einföldu aðfærslukerfi og fellur svo á ný þegar kvikuhólf hefur myndast. Samkvæmt þessu líkani er Katla nú á tímabili einfalds aðfærslukerfis og gostíðni hennar er því lág. Snefilefnasamsetning hefur verið mæld í 25 gjóskusýnum og styðja þau að fullu við túlkun aðalefnanna. Jafnframt undirstrikar lækkun lykilhlutfalla La/Yb og Th/Zr og hækkun Nb/U, Ce/Pb, Ba/Th og Lu/Hf úr forsögulegri gjósku í sögulega, að hið mikla kvikurúmmál sem kom upp í Eldgjárgosinu var vegna aukinnar möttulbráðunar skömmu fyrir gosið. Líklegt er að mikið framboð af kviku hafi hreinsað kvikukerfi Kötlu og eytt virkum kvikuhólfum undir eldfjallinu. Einsleit samsetning sögulegs Kötlubasalts gæti verið afleiðing af kvikuhólfi í sístæðu ástandi (steady state) þar sem jafnmikið rúmmál kviku streymir inn að neðan og fer úr hólfinu, á tímaeiningu. Ólíklegt verður að telja að slíkt kvikuhólf sé grunnstætt þar sem gostíðni Kötlu virðist hafa minnkað um allt að helming frá því fyrir Eldgjárgoss. Líklegra virðist að eftir aukningu í möttulbráðnun sem leiddi til hins mikla Eldgjárgoss, sitji sambærileg kvika eftir á allnokkru dýpi og eigi erfiðar með að komast upp á yfirborð en fyrr.

Miðlífsaldargamlir zirkonar í Míósen flikruberghi: meginlandsskorpa undir Austurlandi?

Olgeir Sigmarsson^{1,2}, Jean-Louis Paquette² og Massimo Tiepolo³

1) Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, 101 Reykjavík, Ísland.

2) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

3) C.N.R.-Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Pavia, via Ferrata 1, 27100 Pavia, Italy

Elstu jarðlög á Vestur- og Austurlandi eru u.þ.b. 13-15 milljón ára gömul, en aldur og afstaða hinna fjölmörgu megineldstöðva á Austfjörðum er illa þekkt. Fjallið Hvítserkur, suður af Borgarfirði Eystri og norður af Húsavík Eystri, er byggt upp af rofna flykruberghi sem fyllt hefur öskjudæld og liggur mislægt ofan á basalthraunum hallandi til austurs. Flykruberghið er sundurskorið af keilugöngum, sillum og aðfærsluæðum kviku sem myndað hafa brotaberg samsett af bólstra- og móbergi á toppi fjallsins.

Flykruberg Hvítserks er samsett af misumynduðum vikri, basaltmolum og öðrum framandsteinum. Slíkt berg verður ekki aldursgreint með kalí-argon eða Ar/Ar aðferðunum sem annars henta ágætlega á Íslandi. Sextán zirkon steindir voru einangraðar úr flykruberghinu og aldursákvarðaðar með U/Pb aðferðinni. Samsætur úraníums og blýs voru mældar með *in situ* tækni og massageini (LA-ICP-MS): leysigeisla af orku sem samsvarar 12 J/cm^2 , og er $50 \mu\text{m}$ að þvermáli, er skotið 5 sinnum á sekúndu að sýniunu sem bráðnar. Bráðin myndar örsmáa dropa sem fluttir eru með blöndu af He og Ar gasi inn í heitt plasma þar sem öll efnin jónast og hraðast fyrir tilverknað spennu- og þrýstifalls inn í einfaldan massageini, þar sem styrkur ólíkra samsæta er mældur og mismunandi hlutföll þeirra síðan reiknuð.

Einn bípýramídal og venjulega beltaður zirkon með fallegar kristalútlínur gaf $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -aldurinn $12,5 \pm 0,8 \text{ Ma}$ (milljón ár) sem samsvarar gosaldri flykrubergsins og því Hvítserks. Katóðuljómunarmyndir (cathode-luminescence images) af hinum fimmtán zirkon steindunum leiddu í ljós flókinn kjarna og flókna beltun til jaðra steindanna sem og rúnnaðar útlínur. Þrettán af þessum fimmtán zirkonum sem gáfu “concordant” U/Pb aldur, þ.e.a.s. einsleitan $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ og $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ aldur, á bilinu $126 \pm 4 \text{ Ma}$ til $242 \pm 7 \text{ Ma}$ eða frá tímum Júra og Trías. Allir zirkonkjarnarnir voru eldri en rimarnir (sjá graf). Þessir Miðlífsaldargömlu zirkonar eru því mun eldri en nokkurt íslenskt berg af þekktum aldri.

Aldursgreiningar á megineldstöðvum suður eftir Austfjörðum sýna reglulega yngingu jarðlaga frá u.þ.b. 13 Ma í Vopnafirði til 4 Ma nálægt Stokksnesi, sem er í fullu samræmi við sunnlægan jarðlagahalla. Aftur á móti finnast Miðlífsaldargamlir zirkonar hvorki í súrum innskotum Suðausturlands né í tiltölulega rúmmáslitlum dasítum eða rhýólítum sem einkenna megineldstöðvar í Tertíer-mynduninni. Hugsanlega er hið rofna flykruberg Hvítserks af annari og meiri stærðargráðu, myndað í kraftmiklu sprengigosi. Slíkt gos kann að hafa framleitt kviku sem ruddi með sér til yfirborðs allnokkru af grannbergi gosrásarinnar (-anna?) og veitir því betri vitneskju um innri gerð skorpunnar undir Austfjörðum. Hluti grannbergisins kann að bráðna en kraftur og mikill hraði gosefna kemur í veg fyrir fullkomna bráðnun og meltun seigra steinda sem zirkons.

Niðurstöður þessar benda því eindregið á tilvist meginlandsskorpu undir Austfjörðum, eða hluta þeirra að minnsta kosti, sem vekur upp fleiri spurningar en svör. Ástæðan er einfaldlega sú, að gert hefur verið ráð fyrir að Norður-Atlantshafið hafi

myndast við skilnað Grænlands frá Noregi og myndun úthafsskorpu þar á milli. Ljóst má þó vera að við gliðnun Pangeu í lok Fornlífsaldar, eða á síð-Perm, hafi mörk Grænlands og Noregs tekið að togna og þynnast sem olli þrýstilétti á möttulbergi og aukinni basaltvirkni svo sem dæma má af fjölmörgum berggöngum og jafnvel hraunum beggja vegna Atlantshafsins. Aukin kvikumyndun hefur leitt til myndunar kvikuhólfa og framleiðslu súrrar kviku og úr henni hefur zirkon steindin kristallast, á líkan máta og undir íslenskum megineldstöðvum. Jafnframt er augljóst að opnun N-Atlantshafsins hefur ekki verið einfalt ferli heldur hafa meginlandsbrot myndað “eyjar” eða “microcontinents” hér og þar.

Meginlandsskorpa undir Austfjörðum hlýtur að liggja djúpt því að basalthraun, sem liggja ofan á henni, hafa hlaðist upp síðustu 15 milljón árin eða svo. Ummerki hennar eru því sjaldgæf á yfirborði en áhrifa hennar kann að gæta langt norðan og austan lands. Tilvera hennar kann aftur á móti að skýra nokkrar fráhverfur svo sem hátt samsætuhlutfall Pb-samsæta í elsta basaltinu, sérkennilegan hraða skjálftabylgja og snöggar breytingar í þyngd við austurströnd landsins.

Samsætur og uppruni framandsteinda í Þjósárhrauninu

Sæmundur Ari Halldórsson, Níels Óskarsson, Karl Grönvold, Gylfi Sigurðsson, Guðrún Sverrisdóttir og Sigurður Steinþórsson

Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, Öskju, 101 Reykjavík

Í eldstöðvakerfi Bárðarbungu er mjög plagíóklas-dílótt berg. Mörg Tungnaárhrauna, einkum þau elstu, eru sérlega dílótt (allt að 30% af rúmmáli bergsins). Þjósárhraunið er einna merkilegast þessara hrauna, það er þeirra elst og er stærsta sprunguhraun sem komið hefur upp í einu gosi á nútíma.

Ráðist var í umfangsmikla efnagreiningavinnu á fjölda sýna víðsvegar úr Þjósárhrauninu þar sem sýnt hefur verið fram á framandlegan uppruna plagíóklas-stórdíla (Halldórsson et al., Ágrip, JFÍ 2006). Því voru samsætur Sr í pörum af plagíóklas og grunnmassa greindar í MC-ICP-MS massagreini Jarðvísindastofnunar HÍ. Einnig voru nokkur glersýni og dílasnaud sýni úr Bárðarbungusveimnum greind á samsvarandi hátt til samanburðar.

Niðurstöður eru í góðu samræmi við áður birt gögn frá þessu svæði. Einsleitni grunnmassans er áberandi þar sem meðaltalshlutfall $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ í átta sýnum er $0,70318 \pm 1$ sem er góðu samræmi við áður birt gildi (Thirlwall et al., GCA 68. 2004). Plagíóklas-framandsteindirnar spanna hinsvegar nánast allan breytileika Sr samsæta innan Bárðarbungukerfisins; $0,70305$ - $0,70315$. Plagíóklas-framandsteindirnar eru því ekki einungis í ójafnvægi við grunnmassann m.t.t. aðalefna heldur einnig m.t.t. Sr samsæta. Því er ljóst að framandsteindirnar eru ekki samstofna þeirri bráð sem flutti þær til yfirborðs og fyrri kenningar, sem m.a. gera ráð fyrir kvikublöndun samfara plagíóklasfleytingu, eiga illa við.

Reikningar sýna að skýra má þann breytileika sem fram kemur í aðalefnum grunnmassa bergsins, sem og jafnvægissamsetningu steinda, með hlutkröllu nærri 3 kb. Þar sem hver framandsteind einkennist af óvenju einsleitri aðalefnasamsetningu og þunnum hvarfarima (~ 50 - $100 \mu\text{m}$) með efnasamsetningu áþekkri jafnvægissamsetningu plagíóklaskristalla grunnmassans ($< \text{An}_{73}$), má ljóst vera að þær hafa snert burðarbráðina á a.m.k. 9 km dýpi.

Með vísan til lagskiptingar íslensku jarðskorpunnar er því ljóst að framandsteindirnar eiga upptök sín í gabbrólögum neðri skorpu. Þar á áhleðsla skorpunnar sér stað við innskotavirkni sem leiðir til myndunar lagskiptra gabbróinnskota sem verða því frumstæðari sem neðar er farið (Kelemen et al., EPSL 146. 1997). Hér er sett fram líkan sem gerir ráð fyrir umfangsmiklu niðurbroti þessara innskota samfara hlutinnlimun þeirra í ólívín-þóleítt bráð ($\text{MgO} \sim 8$). Framandsteindirnar endurspeglar því samsafn smábráða sem kristölluðust í fyrri innskotavirkni djúpt í skorpunni. Í Þjósárhrauninu er efni sem að mestum hluta er algengt ólívín-þóleítt en að marktækum hluta framandsteindir sem mynduðust löngu fyrr og spanna alla samsætusamsetningu Bárðarbungukerfisins. Það dýptarsnið, sem framandsteindirnar eru hluti af, spannar þannig jafnframt samsetningu sprungusveimsins alls.

Notkun þessa vel þekkta samsætukerfis gefur því nánari innnsýn í þá miklu efnisflutninga sem verða innan gliðnunarbeltisins.

Rapid uplift and plate spreading observed by GPS in Iceland

Þóra Árnadóttir (1), Björn Lund (2), Weiping Jiang (3), Halldór Geirsson (4), Erik Sturkell (1), Freysteinn Sigmundsson (1), Páll Einarsson (5), Þórarinn Sigurðsson (6)

- (1) Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, Reykjavik, Iceland
- (2) Department of Earth Sciences, Uppsala University, Sweden
- (3) GPS Research Center, Wuhan University, Wuhan, China
- (4) Icelandic Meteorological Office, Reykjavik, Iceland
- (5) Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavik, Iceland
- (6) National Land Survey of Iceland, Akranes, Iceland

Iceland is a unique area to study a multitude of geodynamic phenomena due to its location astride a divergent plate boundary influenced by an active mantle plume. Two nationwide GPS campaigns (termed ÍSNET) were conducted in 1993 and 2004. The network consists of about 120 campaign sites evenly distributed over the whole country. The data provide the first velocity and deformation rate maps of the whole country. The data were processed using the GAMIT/GLOBK software, estimating the site velocities in the ITRF2000. The results provide a unique map of the average velocity field over the whole country during 1993-2004.

The vertical ÍSNET velocities indicate significant uplift rates (~ 1 cm/yr) over a large part of central and southeastern Iceland, providing a more coherent view of the extent of the area of uplift than has been obtained from previous GPS studies. Finite element models of glacio-isostatic adjustment due to the thinning of the Vatnajökull, Langjökull, Hofsjökull and Mýrdalsjökull ice caps in Iceland since 1890, explain the broad area of high vertical velocities, assuming a viscosity of $8-10 \times 10^{18}$ Pa s, below a 10 km thick elastic plate. The residual vertical velocities show several areas of uplift or subsidence, which may be related to local magmatic processes or crustal structure.

The horizontal ÍSNET velocities are in good agreement with models of plate spreading (e.g. NUVEL-1A and REVEL). We do not, however, observe significant velocity variations in the stable areas to the west of the Northern Volcanic Zone, counter to expected post-rifting signals following the 1975-1984 Krafla rifting episode from prior studies. Preliminary forward calculations indicate that a smaller dike volume (~ 1 km³) is more consistent with our GPS observations, than the large volumes (~ 3 km³) assumed in previous studies. A smaller dike volume is also in better agreement with estimates magma transport through the shallow magma chamber at Krafla, obtained from previous analysis of time series of gravity and elevation changes.

Recent studies of the structure of the Krafla volcanic complex, NE Iceland

*Knútur Árnason, Arnar Már Vilhjálmsson and Þórhildur Björnsdóttir
ÍSOR, Iceland Geosurvey*

Some recent studies have been done in order to understand the deeper structure of the Krafla volcanic complex and its geothermal system. The studies comprise an extensive Magneto-Telluric survey and a passive seismic survey. The Magneto-Telluric survey was carried out by two groups, a group from Duke University, North Carolina in the summers of 2004 and 2005 and a group from Moscow State University and ÍSOR in the summer of 2006. The seismic survey was carried out in 2004 and 2005 by the Duke group and another group from University of North Carolina.

The Bouguer gravity map of the Krafla area has been reviewed and interpreted. It is suggested that the gravity map shows a buried inner caldera inside the caldera shown on surface. It is further suggested that both calderas are torn apart by a WNW-ESE trending oblique transform graben filled with hyaloclastite.

1D (layered earth) interpretation of the Magneto-Telluric soundings gives consistent results, showing a conductor in the uppermost few hundred meters, reflecting clay alteration of the rocks, and a deeper conductor. The depth to the deep conductor varies greatly. It is at the depth of about 10-12 km at the margins of the survey area but domes up with two “chimneys” reaching the depth of about 2.5 km, one under and to the north of Leirhnjúkur and another under Víti and Mount Krafla. A third narrow “chimney” is seen under Leirhnjúkshraun. The two main “chimneys” roughly coincide with the magma chambers defined by S-wave shadows during the Krafla fires.

The up-doming conductors seem to be confined within the inner caldera, inferred from the gravity data. The deeper resistivity structure seems also to be influenced by the transform graben. Seismic activity, both in the Krafla fires and recorded in 2004 and 2005, is mainly confined within the inner caldera, except where it is broken up by the transform graben in the west.

These studies indicate that the geological structure of the Krafla volcano and its geothermal system are more complex than believed till now.

LÍKANREIKNINGAR Á AURBURÐI STRAUMVATNA. MÆLD OG REIKNUÐ GÖGN FRÁ NORÐAUSTURLANDI

Eydís Salome Eiríksdóttir¹, Pascale Louvat², Sigurður R. Gíslason¹

¹Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

²IPGP, Université Paris VII, Paris, France (louvat@ipgp.jussieu.fr)
Paris, France

Á árunum 1998-2003 var miklum fjölda sýna safnað af vatni og aurburði af fimm vatnasviðum jökuláa á Norðausturlandi: Jökulsá á Fjöllum við Grímsstaði, Jökulsá á Dal við Brú og Hjarðarhaga, Jökulsá í Fljótsdal við Hól og Lagarfljót við Lagarfoss. Margir þættir voru mældir samtímis s.s. efnasamsetning vatns og aurs, rennsli og aurframburður, loft- og vatnshiti. Gagnagrunnurinn gefur tækifæri til margþættra rannsókna á efnahvarfa- og aflrænni veðrun á basalti sem er sú bergtegund sem er ríkjandi á vatnasviðunum.

Í rannsókninni sem nú verður gert grein fyrir var reiknilíkan notað til að reikna út styrk ólífræns svifaurs í straumvötnum með það að markmiði að greina næmi líkansins og þróa það. Líkanið byggir á því að jafnvægi ríkti á milli efnahvarfaveðrunar og aflrænnar veðrunar á vatnasviði. Massajafnvægi á efnamagni óveðraðs bergs, svifaurs og vatns á sama vatnasviði var notað til að reikna út aurburðarmagn vatnsfallsins.

Líkanið hefur verið töluvert notað til að meta aflræna veðrun á vatnasviðum á mismunandi svæðum á jörðinni. Í þeim rannsóknum hefur eitt efnasýni af vatni og svifaur verið látið nægja til að meta árlegan aurburð straumvatnanna. Þessi rannsókn var hins vegar byggð á sýnaröð sem tekin var jafnt og þétt yfir rannsóknartímabilið og gaf því tilefni til að meta áhrif árstíðabundinna breytinga á vatnsföllunum á niðurstöður líkanreikninganna. Niðurstöður úr líkan reikningunum voru síðan bornar saman við mælingar á magni aurburðar úr vatnsföllunum. Heildarniðurstaðan gaf til kynna að hægt væri að nota líkanið til að spá fyrir um magn aurburðar, og þar með aflrænt rof, á þremur af þeim fimm vatnasviðum sem rannsökuð voru, Jökulsá á Dal við Brú og Hjarðarhaga og Jökulsá í Fljótsdal við Hól. Ekki var hægt að nota líkanið til að spá fyrir um aflrænt rof á vatnasviðum Lagarfljóts við Lagarfoss eða Jökulsá á Fjöllum við Grímsstaði því jafnvægi ríkir ekki á milli efnahvarfa- og aflrænnar veðrunar vegna setsöfnunar í Lagarfljótið og innstreymis á háhitavatni og grunnvatni í Jökulsá á Fjöllum sem ber með sér háan styrk á uppleystum efnum en engan svifaur.

Styrkur svifaurs í náttúrulegum vatnsföllum, sérstaklega jökuláa, er mjög rennlisháður og magn svifaurs fer veldisvaxandi við aukið rennsli. Reiknaður styrkur svifaurs minnkaði hins vegar með rennsli, öfugt við mælt magn svifaurs. Ástæðan fyrir því liggur í árstíðabundnum sveiflum í styrk uppleystra efna í vatnsföllunum sem notuð voru í líkanreikningunum, en styrkur þeirra var hár á veturna, við lítið rennsli, en lækkaði þegar rennsli jókst á sumrin. Efnasamsetning aurburðarins breytist, hins vegar, lítið yfir árið. Þessar breytingar á styrk uppleystra efna yfir árið stjórnuðu niðurstöðunum úr líkanreikningunum. Reikningar á sýnum sem safnað var úr straumvötnunum þegar styrkur uppleystu efnanna voru nálægt ársmeðaltali, gáfu niðurstöður sem voru sambærilegar við mælt magn aurburðar í vatnsföllunum. Tímasetning sýnasöfnunar er því mikilvæg og bestu niðurstöðurnar úr líkanreikningunum fást þegar styrkur uppleystu efnanna í straumvötnunum er nálægt ársmeðalstyrk efnanna.

Radon (Rn) og Radíum (Ra) í jarðhitavatni. Rn á Selfossi og Ra á Reykjanesi og Svartsengi.

Karl Grönvold, Jarðfræðistofnun Háskólans, David Kadko, University of Miami, Kristján Ágústsson, Veðurstofu Íslands og David Butterfield, NOAA.

Radon og Radíum myndast við geislavirkni Úran (U) og Þóríum (Th) og eru til nokkrar samsætur af bæði Ra og Rn með mislanga helmingunartíma ($T_{1/2}$). Hér eru þessar samsætur notaðar til þess skyggnað inn í þrjú jarðhitakerfi. Bæði Rn og Ra berast úr bergi að mestu við α -baksleg (α -recoil) frá yfirborði bergsins og eru því háð stærð snertiflutar bergs og vatns (W/R ratio).

Radon á Selfossi. Síritandi Radon skynjari hefur um nokkurt skeið verið rekinn við borholu 13 hjá Selfossveitum (Þorleifskoti). Skynjarinn er hafður í 200 lítra tunnuna og rennsli um tunnuna um 0.5 l/mín. Fram kemur greinileg neikvæð fylgni milli Radons og loftþrýstings og þenslumælinga Veðurstofunnar. Þegar lægð gengur yfir eykst Radon streymið en þegar loftþrýstingur hækkar minnkar streymið. Þenslumælingar fylgja einnig loftþrýstingi en einnig koma þar fram minni áhrif jarðfalla (earth tides). Nokkur fylgni virðist líka vera milli Radons og jarðfalla. ^{222}Rn hefur $T_{1/2} = 3,83$ daga sem bendir til þess að snertiflöturinn sé tiltölulega stór og þá sennilega með fingerðu sprunguneti sem opnast og lokast með loftþrýstingi og jarðföllum. Þetta kemur ekki á óvart þar sem rennsli úr hverum og borholum er stundum sagt fylgja loftþrýstingi og sjávarföllum.

Radíum og hraði vatnshringrás á Reykjanesi og í Svartsengi eða hversu langan tíma tekur að hita kalt grunnvatn og þar til það kemur upp um borholur? Mælingar sem gerðar voru á Radíum á jarðhitasvæðum á Kyrrahafshryggnum fyrir nokkrum árum benda eindregið til að þetta ferli sé þar mjög stutt, eða um þrjú ár. Við höfum gert nokkrar tilraunir til mælinga á Radíum í heitu vatni hér á landi með því að taka Ra úr um hundrað lítrum. Radíum er safnað úr vatninu með því láta það renna um Mn-húðaða akríl þræði sem binda Ra. Þræðinir eru síðan pressaðir í pillur til að mæla Ra samsætur. Á Nesjavöllum og í Reykjavík er Ra magnið í vatninu of lágt í þessari sýnastærð. Líklegt er að Ra hverfi úr vatninu með viðloðum (adsorption) við herra pH. Baríum hegðar sér á sama hátt og er stærðargráðu meira í söltu jarðhitavatni en ósöltu.

Gagnlegasta Ra samsætan er ^{228}Ra sem hefur $T_{1/2} = 5,77$ ár og með henni einnig ^{228}Ra með $T_{1/2} = 1622$ ár sem hjálpar til að slétta út möguleg áhrif af útfellingum. Hinn mismunandi helmingunartími veldur því að þessar tvær Ra samsætur þróast mishratt og eru þannig "klukka" kerfisins sem mælir tímann frá því að ummyndun hefst og Ra fer úr berginu í vatnið og þar til vatninu er safnað. Radíum fer yfir í vatnið við α -baksleg (α -recoil) á snertiflötum bergs og vatns og við ummyndun bergsins. Til þess að meta hlut hvors ferils voru einnig greind sýni af svarfi í viðeigandi holum og ^{224}Ra ($T_{1/2} = 3,7$ dagar) í vatni. Við túlkun er miklægt að meta hlutfall vatns og bergs (W/R) og er einfaldast að nota hér Ra hlutfallið W_{Ra} sem virðist einnig passa vel við W/R fengið út frá öðrum efnunum.

Niðurstaðan af þessari túlkun er að tíminn frá því að vatnið byrjar að hitna og taka upp Radíumog þar til því er safnað er svipaður í báðum svæðum eða 1,5 ár.

Binding koltvíoxíðs í bergi

Sigurður R. Gíslason⁽¹⁾, Einar Gunnlaugsson⁽²⁾, Wally S. Broecker⁽³⁾, Eric H. Oelkers⁽⁴⁾, Juerg M. Matter⁽³⁾, Andri Stefánsson⁽¹⁾, Grímur Björnsson⁽²⁾, Þráinn Fridriksson⁽⁵⁾, Stefán Arnórsson⁽¹⁾ og Klaus Lackner⁽³⁾

¹Jarðvísindastofnun Háskólans

²Orkuveita Reykjavíkur

³Earth Institute, Columbia University, USA,

⁴CNRS, Université Paul Sabatier, France,

⁵Íslenskar orkurannsóknir

Skiptar skoðanir eru á því hvernig bregðast skuli við aukningu koltvíoxíðs í andrúmslofti og hækkandi hitastigi á Jörðinni. Orkunotkun mannkyns mun halda áfram að aukast vegna þess að orka er ódýr og næg, og kol verða algengasta orkuformið. Brottnám koltvíoxíðs úr andrúmslofti og binding djúpt í jörðu getur orðið ein mikilvægasta leiðin til þess að draga úr aukningu koltvíoxíðsstyrk í andrúmslofti. Háskóli Íslands, Orkuveita Reykjavíkur, Columbia háskólinn í Bandaríkunum og Paul Sabatier háskólinn í Frakklandi hafa hafið tilraunir með bindingu koltvíoxíðs í basalti á Íslandi. Ráðgert er að stór hluti verkefnisins verði unninn af doktorsnemum sem koma til með að leiða notkun þessarar tækni á komandi áratugum. Tilraunir verða gerðar á rannsóknarstofu með bindingu koltvíoxíðs í basalti, en niðurstöðurnar verða notaðar í reiknilíkön, og þau loks sannreynd í svokölluðum hvarfastokkum sem byggðir verða við Helligheiðarvirkjun. Endurbætt reiknilíkön verða síðan notuð til hönnunar kerfa til þess að dæla koltvíoxíði frá Helligheiðavirkjun djúpt niður í basaltjarðlög á Helligheiði þar sem koltvíoxíðið binst í steintegundinni kalsíti. Ýmsar aðferðir verða þróaðar til þess að sannreyna bindinguna. Ef tilraunin tekst, verður hægt að beita þessari aðferð á basaltsvæðum víða á Jörðinni.

RÆTUR HÁHITASVÆÐA

Stefán Arnórsson

Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

Inngangur

Undanfarin ár hefur verið unnið að því að undirbúa boranir í virk háhitasvæði á Íslandi niður á allt að 5 km dýpi til að kanna hvort lekt jarðlög finnist á svo miklu dýpi og hvort nýta megi þann varma er til staðar í rótum háhitakerfanna. Mikil áhersla hefur verið lögð á það finna yfirkritískan vökva. Í þessum útdrætti er dregin saman mikilvæg vitneskja og skilningur sem til staðar er um rætur háhitasvæða og þá sérstaklega með djúpboranir í huga.

Varmagjafinn

Varmagjafi flestra háhitasvæða er almennt talin kvika sem hefur myndað innskot eða hólfi í efri lögum jarðskorpunnar. Lister (1983) hefur þó talið að sé ekki kvika, heldur heitt berg sem grunnvatn sem sígur ofan í. Lekt myndast við það að bergið skreppur með því að vatnið kælir það. Þessi skýring er ekki í samræmi við gögn um gas í háhitavatni. Tilraunir í rannsóknastofu sem fela í sér að hvarfa vatn og berg sýna að ekki fæst eins vökvi í tilraununum og finnst í náttúrunni. Tilraunavatnið er gassnauðara. Háhitavatn inniheldur mun meira af CO₂ og H₂S en tilraunavatnið. Nærtækast er að skýra þennan mun með afgösun kviku undir háhitasvæðum, kviku sem jafnframt er varmagjafinn enda benda margar athuganir til þess að slík afgösun eigi sér stað (t.d. Ármannsson o.fl., 1982).

Gunnar Böðvarsson mun hafa verið fyrstur til þess að benda á að ekki er unnt að skýra náttúrulegt varmaflæði frá háhitasvæðum nema með því að gera ráð fyrir að tiltölulega þunnt varmaleiðnilag liggja yfir kvikuhólfi en neðan við botn hringrásar grunnvatns. Nákvæmt jafnvægi hlýtur að vera milli varmaflutnings gegnum leiðnilagið og varmaflutnings með vökva í átt til yfirborðs sem tekur þennan varma í sig. Björnsson o.fl. (1982) mátu þykkt þessa lags í Grímsvötnum miðað við náttúrulegt varmaflæði frá háhitasvæðinu, 5000 MW. Niðurstaðan var 13 metrar. Samskonar mat hefur verið gert fyrir Reykjanes og Námafjall. Niðurstaðan er sú að þar sem leiðnilagið ~50 metrar.

Boranir í hraunið sem rann á Heimaey 1973 veita grundvallarupplýsingar um hvernig kvika kólnar þegar vatn kemst að henni. Kælingin varð þannig að vatni sem dælt var á hraunið hitnaði og breyttist í gufu sem síðan streymdi til yfirborðs. Hitinn í hauginu niður á nokkurra metra dýpi var 100°C en þá jókst hann snögglega allt upp í 1050°C í lagi sem var allt niður í 1 metra á þykkt. Varmi fluttist gegnum þetta lag frá hraunbráði með varmaleiðni upp í vatnshringrásina, sem fól í sér að vatn seitleaði niður en gufa streymdi upp á móti. Jafnvægi hlaut að ríkja milli varmaflutnings með leiðni gegnum þakið yfir bráðinu og varmaflutning með gufu til yfirborðs. Þannig hlýtur bergbráð alltaf að kólna ef hún treðst inn í lekt berg eða kemst til yfirborðs.

Suðumarksferlar

Suðumarkferlar hafa verið reiknaðir sem fall af dýpi fyrir hreint vatn (Björnsson, 1966) og 3.2% saltlausn (svarar vel til jarðsjávar). Þessir ferlar miða við vatnssúlu sem er við suðumark á öllu dýpi. Kítískur hiti og þrýstingur eru mjög háðir seltu vatnsins. Fyrir hreint vatn er kítískur hiti 374°C og kítískur þrýstingur 221 bar. Fyrir 3.2% saltlausn eru þessar tölur 405°C og 302 bör. Kítískur hiti næst fyrir hreint vatn 3500 m undir grunnvatnsborði

en á 5200 m dýpi fyrir 3.2% saltlausn. Uppleyst gas í vatni hefur áhrif á suðumarkshita til lækkunar. Vatn sem rís í jarðhitakerfum fer að sjóða samanlagður hlutþrýstingur gufu og allra gastegunda hefur náð hýdróstatískum þrýstingi. Ekki er hægt að spá fyrir um áhrif gastegunda á suðumark eins og með seltu.

Lekt

Fournier (1989) telur að grunnvatn sígi ekki sem neinu nemur niður í jarðskorpuna niður fyrir svonefnd mörk milli deigkennds og stökks bergs. Upphaflegt lekt hraunlaga minnkar með dýpi vegna ummyndunar. Jarðskorpuhreyfingar mynda nýja lekt. Við algengan hraða aflögunar á bergi liggja þessi mörk við ~400°C og ~4 km dýpi. Smáskjálfar sem verða á meira dýpi geta orsakast af óvenju hraðri aflögun og skapað tímabundna lekt. Athuganir á rofnum megineldstöðvum í tertíerum jarðlögum á Íslandi, sem geyma forn háhitasvæði, sýna að innskot eru algeng upp á allt að 1000 m dýpi miðað við upphaflegt yfirborð og gjarnan ríkjandi neðan 2 km dýpis (>50% af rúmmáli bergsins). Þetta kemur líklega fyrst fram hjá Walker (1963). Samskonar mynd fæst af þeim virku háhitasvæðum sem borað hefur verið í. Við því er að búast að innskoramyndanir séu ekki jafnlekar og hraunlög nema þar sem jarðskorpuhreyfingar hafa brotið þær upp.

Yfirkrítískur vökvi

Í ljósi þess að innskot liggja grunnt í háhitakerfum á Íslandi er ekki útilokað að þrýstingur við botn hræringar grunnvatns í þessum kerfum sé lægri en krítískur þrýstingur fyrir hreint vatn. Þegar svo hagar til má vera að eingöngu sé að finna heitt vatn við botn hræringar eða að vökvinn sé tvífasa allt eftir því hver lekt bergsins er og varmaflæðið frá kviku-hitagjafanum. Vísbendingar eru um það að kvikuhólf á Kröflusvæðinu náí upp á allt að 3 km dýpi. Leit að yfirkrítískum jarðhitavökva með borunum við þær aðstæður er hæpin.

Niðurstöður

Telja verður fullvíst að rætur háhitasvæða geyma mikinn varma sem áhugavert væri að geta nýtt, tæknilega og á hagkvæman hátt. Óþarfa óvissa er tekin með því að binda djúpboranir við að finna lekt. Ekki getur talist öruggt að yfirkrítískur vökvi finnist í rótum háhitasvæða, annaðhvort vegna ófullnægjandi lektar eða vegna þess hve innskot sem mynda varmagjafa háhitans geta verið grunnstæð. Áhugavert væri að skoða hvort æskilegt væri að bora djúpar holur til niðurdælingar, mynda lekt með kælingu bergsins í rótum háhitakerfanna og vinna hinn heita vökva sem þannig myndast úr grynri vinnsluholum.

Tilvitnanir

- Ármannsson H, Gíslason G, Hauksson, T (1982) Magma gases in well fluids aid the mapping of the flow pattern in a geothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46: 167-177.
- Björnsson H, Björnsson S, Sigurgeirsson Th (1982) Penetration of water into hot rock boundaries of magma at Grímsvötn. *Nature* 295: 580-581.
- Bödvarsson G (1951) Report on the Hengill thermal area. Investigations carried out in the years 1947-1949. *J Eng Ass Iceland* 36: 1-48.
- Fournier RO (1989) Geochemistry and dynamics of the Yellowstone Nation Park hydrothermal system. *Ann Rev Earth Planet Sci* 17: 13-53.
- Lister CRB (1983) The basic physics of water penetration into hot rock. *In: Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Ridges*, Plenum Press, New York, p 141-168.