

JARÐFRÆÐAFÉLAG ÍSLANDS

30 ÁRA

VORRÁÐSTEFNA 1996

Ágrip erinda og veggspjalda

Umsjón:
Águst Guðmundsson
Guðrún Larsen
Magnús Tumi Guðmundsson

Haldin í Odda, Reykjavík

3. apríl 1996

Tilvitnun í ritið

Ármann Höskuldsson, Niels Óskarsson og Páll Imsland, 1996. Snæfell, ágrip af jarðfræði og kvikuþróun. Vorráðstefna 1996. Ágrip erinda og veggspjálda. Jarðfræðafélag Íslands, s. 16.

Höskuldsson, Á., Óskarsson, N. and Imsland, P., 1996. Snæfell, outline of the geology and magma evolution (in Icelandic). Geoscience Society of Iceland, Spring Meeting, p. 16.

Efnisyfirlit

Ágúst Guðmundsson og Guðrún Larsen: Ágrip af sögu Jarðfræðafélags Íslands.....	5
Ari Tryggvason og Sigurður Th. Rögnvaldsson: Þrívít hraðalíkan af Suðurlandi - frumniðurstöður.....	11
Ágúst Guðmundsson: Vöxtur, stöðvun og lögun bergganga.....	12
Ármann Höskuldsson: Eldfjallavá í nágrenni eldkeilunnar Pico de Orizaba í Mexíkó.....	14
Ármann Höskuldsson: Eru blöðróttir kjarnar í bólstrabergi afleiðing forsögulegra jökulhlaupa?.....	15
Ármann Höskuldsson, Niels Óskarsson og Páll Imsland: Snæfell, ágrip af jarðfræði og kvikuþróun.....	16
Áslaug Geirsdóttir, Jórunn Harðardóttir, Jón Eiríksson og Árný E. Sveinbjörnsdóttir: Myndunarumhverfi Búðaraðarinnar í ljósi rannsókna á setásýndum og setmyndunarferlum.....	17
Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Ingi Þ. Bjarnason: Jarðskjálftavirkni undir Vatnajökli.....	19
Elsa G. Vilmundardóttir og Ingibjörg Kaldal: Hágöngumiðlun - berggrunns- og jarðgrunnskort.....	21
Freyr Þórarinsson, Birgir Edwald, Orri Max Rail, Sverrir Már Viðarson, Þorsteinn Kristinsson, Gunnar Guðmundsson og Steinunn Jakobsdóttir: Aðgangur að jarðskjálftagönum yfir internetið.....	23
Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson, Sigurður Th. Rögnvaldsson og Gunnar Þorbergsson: Landris, útþensla og jarðskjálftar á Hengilssvæðinu 1994-1995: er orsókin aukin þrýstingur í Hrómundartindselstöðvakerfinu?.....	24
Freysteinn Sigurðsson og Kristján Sæmundsson: Jarðfræðikortlagning á Orkustofnun.....	25
Geirfinnur Jónsson og Leó Kristjánsson: Segulsviðsmælingar vestan við land 1991-93 og túlkun niðurstaðna úr þeim.....	27
Gretar Ívarsson: Jarðhitagas á Hengilssvæðinu og nágrenni.....	29
Guðmundur Ómar Friðleifsson, Magnús Ólafsson og Jón Örn Bjarnason: Jarðhiti í Koldukvíslarbotnum.....	32

Guðrún Larsen, Magnús T. Guðmundsson og Helgi Björnsson: Gjóskulög í Tungnaárjökli: gossaga, aldur íss og dvalartími gjósku í jöкли.....	33
Heidi Soosalu og Páll Einarsson: Torfajökull seismicity - hydrothermal cooling of a magma body?.....	36
Hjálmar Eysteinsson og Karl Gunnarsson: Þyngar-, segul- og dýptarkort af Íslandi og hafsvæðinu umhverfis.....	37
Ingí Þorleifur Bjarnason: Ísbráð, leitin að jarðfræðilegri uppsprettu Íslands.....	38
Jón Benjamínsson og Trausti Hauksson: Ósón í andrúmslofti Reykvíkinga 1994 og 1995.....	41
Jón Eiríksson, Leifur A. Símonarson, Karen Luise Knudsen og Peter Kristensen: Jöklabreytingar á Suðvesturlandi í ljósi setlaga og steingervinga á Suðurnesi.....	42
Jóhann Helgason: Bergsegulstefna Breiðdalsgangasveimsins í Reyðarfirði: hátt hlutfall sýndarsegulþóla með lág gildi ($\leq 50^\circ$).....	45
Jóhann Helgason og Robert A. Duncan: Jarðlagaskipan Svínafells í Öræfum: bergsegulstefna, aldursgreiningar og jöklunarsaga.....	46
Leó Kristjánsson: Silfurberg: ein merkasta steind í sögu raunvísinda?.....	47
Margrét Hallsdóttir, Áslaug Geirdóttir, Bryndís G. Róberts dóttir, Guðrún Larsen, Hreggviður Norðahl, Jón Eiríksson og Jórunn Harðardóttir: Gróðurfar á Suðurlandi á síðari hluta nútíma - í ljósi frjógreiningar á seti Vestra-Gíslholtsvatns í Holtum.....	48
Pálmi Erlendsson og Páll Einarsson: Jarðskjálftasprungur austan Brennisteinsfjalla - kortlagning með GPS-leiðsögutækjum.....	51
Ragnar Stefánsson, Gunnar Guðmundsson, Sigurður Th. Rögnvaldsson og Páll Halldórsson: Skjálftar á Hengilssvæðinu 1994-1996 og samanburður við fyrri atburði.....	52
Sigurður Reynir Gíslason, Nicholas M. Rose og Eric H. Oelkers: Efnahvarfarof, jöklar og hringrás kolefnis á jörðinni.....	53
Sigurður Th. Rögnvaldsson og Ragnar Slunga: Jarðskjálftar og sprungustefnur í Tjörnesbrotabeltinu.....	56
Þorsteinn Sæmundsson og Halldór G. Pétursson: Skriðuföllin við Þormóðsstaði í Sólvdal, júní 1995.....	57
Þráinn Friðriksson og Stefán Arnórsson: Mettunarstig seólita í íslensku vatni.....	59

ÁGRIP AF SÖGU JARÐFRAÐAFÉLAGS ÍSLANDS

Ágúst Guðmundsson, Norrænu eldfjallastöðinni
Guðrún Larsen, Raunvísindastofnun Háskólangs

Jarðfraðafélag Íslands (JFÍ) var stofnað 16. mars 1966 og er því 30 ára um þessar mundir. Hlutverk félagsins er að efla íslenskar rannsóknir á sviði jarðvísinda. Samkvæmt lögum félagsins skal það stuðla að samvinnu meðal íslenskra jarðvísindamanna svo og samvinnu við norrænar og alþjóðlegar jarðvísindastofnanir. Eitt markmið félagsins er að halda fyrilestra og fundi um hin ýmsu málefni sem eru í brennidepli í jarðvísindum. Þá skal félagið stuðla að skipulagningu og samræmingu jarðfræðarannsókna á Íslandi og vera aðili að alþjóðasamtökum um alþjóðasamvinnu á sviðum jarðfræða. Á stofnfundi félagsins voru 13 manns, en félagsmenn eru nú um 200. Aðalhvataður að stofnun Jarðfræðafélags Íslands og fyrsti formaður þess var Sigurður Þórarinsson. Skrá yfir félaga á stofnfundi félagsins og stjórnir þess frá upphafi fylgir þessu ágripi.

Frá upphafi hefur félagið beitt sér fyrir fræðslufundum, umræðufundum og ráðstefnum um jarðfræði. Fyrsta ráðstefnan var haldin á útmánuðum 1967 og var efni hennar Ísland og úthafshryggir. Voru erindin birt í bók sem Sveinbjörn Björnsson ritstýrði og Vísindafélag Íslendinga gaf út 1967 og heitir Iceland and Mid-Ocean Ridges, en hefur oftast verið nefnd "Hryggjastykki" meðal félagsmanna JFÍ.

Nú seinni árin hefur starfsemi á vegum félagsins vaxið. Má þar nefna að frá 1985 hafa árlega verið haldnar ráðstefnur síðla vetrar eða snemma vors, og að jafnaði gefin út ráðstefnuhefti með ágripum erinda og veggspjalda. Reglulegir fræðslufundir eru einu sinni í mánuði yfir vetrartímann. Fyrirlesarar eru ýmist erlendir eða innlendir. Sem dæmi um fundarsókn má nefna að veturinn 1994-1995 komu 350-400 manns á fræðslufundi félagsins. Þá hefur félagið staðið fyrir tveimur norrænum vetrarmótum, 1982 og 1992, og hafa þau verið vel sótt. Skrá yfir helstu ráðstefnur á vegum félagsins frá upphafi er aftast í þessu ágripi.

Í samræmi við þau ákvæði í lögum félagsins að það stuðli að eflingu, skipulagningu og samræmingu jarðfræðarannsókna hér á landi, hefur stjórn félagsins skipað nokkrar nefndir á síðari árum til að gera tillögur til stjórnvalda um þessi mál. Í formannstíð Elsu G. Vilmunardóttur voru skipaðar tvær nefndir. Önnur gerði tillögur um jarðfræðikortlagningu og hin um fyrirkomulag og eflingu jarðfræðarannsókna hér á landi. Fyrri nefndin var undir forseti Elsu G. Vilmundardóttur, en aðrir nefndarmenn voru Freysteinn Sigurðsson, Haukur Jóhannesson og Jón Eiríksson. Nefndin skilaði skýrslu í október 1988. Síðari nefndin var undir forseti Þorgeirs Helgasonar, en aðrir nefndarmenn voru Freysteinn Sigurðsson og Stefán Arnórsson. Þessi nefnd skilaði skýrslu í nóvember 1988. Báðar skýrslunar voru afhentar viðkomandi stjórnvöldum.

Haustið 1994 skipaði stjórn JFÍ nefnd til að fjalla um skipulag jarðfræðarannsókna á Íslandi. Þessi nefnd var undir forseti Hreins Haraldssonar, en aðrir nefndarmenn voru Áslaug Geirdóttir, Freyr Þórarinsson, Haukur Jóhannesson, Ingvar Birgir Friðleifsson og Valgarður Stefánsson. Auk þess sátu fundi nefndarinnar Ágúst Guðmundsson og Guðrún Larsen. Nefndin skilaði skýrslu í mars 1995 sem var afhent iðnaðarráðherra og umhverfisráðherra. Skýrslan var einnig afhent þeirri nefnd iðnaðarráðherra sem fjallaði um framtíð Orkustofnunar veturinn 1995-1996.

Jarðfræðafélagið lét hanna og kostaði smíði verðlaunapenings, *Sigurdur Thorarinsson Medal*, sem IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) veitir í minningu Sigurðar Þórarinssonar. Frumkvæði að þessari viðurkenningu átti starfshópur á vegum IAVCEI sem fæst við sprengi-og þeytigos, en á því sviði vann Sigurður brautryðjendastarf jafnframt því sem hann lagði grundvöllinn að sérstakri fræðigrein, gjóskulagatímatali. Steinþór Sigurðsson listmálarí hannaði peninginn. Sigurdur Thorarinsson Medal er veitt á 2-4 ára fresti fyrir framúrskarandi rannsóknir á sviði eldfjallafræði. Þeir þrír jarðvísindamenn sem hafa fengið þessa viðurkenningu til þessa eru R.L. Smith (1987), G.P.L. Walker (1989) og H.-U. Schmincke (1993).

Sigurðarsjóður, til minningar um Sigurð Þórarinsson, er í vörslu JFÍ. Tilgangur sjóðsins er að efla tengsl íslenskra jarðvísindamanna við útlönd með því að bjóða vísindamönnum erlendis frá til fyrirlestrahalds á vegum JFÍ. Frumkvæði að stofnun sjóðsins átti Guðmundur E. Sigvaldason. Frá stofnun sjóðsins hefur þremur vísindamönnum verið boðið til fyrirlestrahalds, þeim G.P.L. Walker, H.-U. Schmincke og Haraldi Sigurðssyni. Á þessu ári er R.S.J. Sparks boðið til fyrirlestrahalds á vegum Sigurðarsjóðs.

Jarðfræðafélagið gefur út fréttabréf sem kemur yfirleitt út einu sinni í mánuði þann tíma sem fræðslufundir eru haldnir á starfsárinu. Þá stendur félagið að útgáfu Jökuls í samstarfi við Jöklarannsóknarfélag Íslands. Útgáfustjóri er Einar Gunnlaugsson en ritstjórar eru Áslaug Geirdóttir (tilnefnd af JFÍ), Bryndís Brandsdóttir og Helgi Björnsson.

Á vegum félagsins starfa nokkrar nefndir og ráð. Í orðanefnd er formaður Jón Eiríksson, en aðrir nefndarmenn eru Barði Þorkelsson, Freysteinn Sigurðsson, Haukur Jóhannesson, Leó Kristjánsson og Sigurður Steinþórsson. Formaður Jarðfræðafélags Íslands er jafnframt formaður stjórnar Sigurðarsjóðs, en aðrir stjórnarmenn eru Guðrún Larsen og Tómas Jóhannesson. Fulltrúi Jarðfræðafélags Íslands í verðlaunanefnd IAVCEI er Ágúst Guðmundsson, en honum til ráðgjafar eru Guðrún Larsen og Páll Einarsson.

Stjórn félagsins var í upphafi skipuð fimm mönnum og hélst sí skipan þar til fyrir tveimur árum að stjórnarmönnum var fjölgað í sjö. Stjórn JFÍ er nú þannig skipuð að Ágúst Guðmundsson er formaður, Guðrún Larsen er ritari, Skúli Vikingsson er gjaldkeri og aðrir stjórnarmenn eru Georg Douglas, Hreinn Haraldsson, Magnús Ólafsson og Magnús Tumi Guðmundsson.

STOFNFUNDUR JARÐFRÆÐAFÉLAGS ÍSLANDS
haldinn 16. mars 1966 kl. 15:30. Fundarstaður: Veitingahúsið Naust. Viðstaddir:

Guðmundur Kjartansson
Sigurður Þórarinsson
Jens Tómasson
Sverrir Sch. Thorsteinsson
Elsa Vilmundardóttir
Þorleifur Einarsson
Guðmundur E. Sigvaldason
Kristján Sæmundsson
Sigurður Steinþórsson
Sveinbjörn Björnsson
Bragi Arnason
Þorbjörn Sigurgeirsson
Haraldur Sigurðsson

(Úr fundargerðabók Jarðfræðafélags Íslands).

STJÓRNIR JARÐFRÆÐAFÉLAGS ÍSLANDS 1966 -1996

- 1966/68: Sigurður Þórarinsson (form.), Guðmundur E. Sigvaldason (rit.), Þorleifur Einarsson (gjaldk.), Þorbjörn Sigurgeirsson, Guðmundur Pálason.
- 1968/69: Trausti Einarsson (form.), Sveinbjörn Björnsson (rit.), Þorleifur Einarsson (gjaldk.), Þorbjörn Sigurgeirsson, Guðmundur Kjartansson.
- 1969/70: Trausti Einarsson (form.), Sveinbjörn Björnsson (rit.), Haukur Tómasson (gjaldk.), Guðmundur Kjartansson, Páll Theódórsson.
- 1970/71: Guðmundur E. Sigvaldason (form.), Páll Theódórsson (rit.), Haukur Tómasson (gjaldk.), Guðmundur Pálason, Sveinn P. Jakobsson.
- 1971/72: Guðmundur E. Sigvaldason (form.), Kristján Sæmundsson (rit.), Guðmundur Pálason, Sveinn P. Jakobsson, Svend Aage Malmberg.
- 1972/73: Þorleifur Einarsson (form.), Kristján Sæmundsson (rit.), Svend Aage Malmberg, Sveinbjörn Björnsson, Sigurður Steinþórsson.
- 1973/74: Þorleifur Einarsson (form.), Karl Grönvold (rit.), Leó Kristjánsson (gjaldk.), Sveinbjörn Björnsson, Sigurður Steinþórsson.
- 1974/75: Sveinbjörn Björnsson (form.), Karl Grönvold (rit.), Leó Kristjánsson (gjaldk.), Axel Björnsson, Sigríður P. Friðriksdóttir.
- 1975/76: Sveinbjörn Björnsson (form.), Axel Björnsson (rit.), Sigríður P. Friðriksdóttir (gjaldk.), Kjartan Thors, Leifur A. Símonarson.
- 1976/77: Karl Grönvold (form.), Leifur A. Símonarson (rit.) Kjartan Thors (gjaldk.), Birgir Jónsson, Hrefna Kristmannsdóttir.
- 1977/78: Karl Grönvold (form.), Haukur Jóhannesson (rit.), Birgir Jónsson (gjaldk.), Hrefna Kristmannsdóttir, Páll Einarsson.
- 1978/79: Axel Björnsson (form.), Haukur Jóhannesson (rit.), Davíð Egilson (gjaldk.), Páll Einarsson, Jón Eirksson.

- 1979/80: Axel Björnsson (form.), Helgi Torfason (rit.), Davíð Egilson (gjaldk.), Jón Eiríksson, Gillian Foulger.
- 1980/81: Kjartan Thors (form.), Gillian Foulger (rit.), Helgi Torfason (gjaldk.), Sigmundur Einarsson, Stefán Arnórsson.
- 1981/82: Kjartan Thors (form.), Stefán Arnórsson (rit.), Ingibjörg Kaldal (gjaldk.), Sigmundur Einarsson, Kristinn Albertsson.
- 1982/83: Sigurður Steinþórsson (form.), Kristinn Albertsson (rit.), Ingibjörg Kaldal (gjaldk.), Hallgrímur Jónasson, Margrét Kjartansdóttir.
- 1983/84: Sigurður Steinþórsson (form.), Hallgrímur Jónasson (rit.), Margrét Kjartansdóttir (gjaldk.), Águst Guðmundsson eldri, Hreinn Haraldsson.
- 1984/85: Hrefna Kristmannsdóttir (form.), Sigríður P. Friðriksdóttir (rit.), Águst Guðmundsson eldri (gjaldk.), Hreinn Haraldsson, Leifur A. Símonarson.
- 1985/86: Hrefna Kristmannsdóttir (form.), Sigríður P. Friðriksdóttir (rit.), Þórólfur Hafstað (gjaldk.), Leifur A. Símonarson, Guðrún Larsen.
- 1986/87: Elsa G. Vilmundardóttir (form.), Guðrún Larsen (rit.), Þórólfur Hafstað (gjaldk.), Gylfi P. Einarsson, Árný Sveinbjörnsdóttir.
- 1987/88: Elsa G. Vilmundardóttir (form.), Árný Sveinbjörnsdóttir (rit.), Þórólfur Hafstað (gjaldk.), Gylfi P. Einarsson, Margrét Hallsdóttir.
- 1988/89: Elsa G. Vilmundardóttir (form.), Margrét Hallsdóttir (rit.), Þórólfur Hafstað (gjaldk.), Guðrún Helgadóttir, Þorgeir Helgason.
- 1989/90: Elsa G. Vilmundardóttir (form.), Guðrún Helgadóttir (rit.), Ásgrímur Guðmundsson (gjaldk.), Þorgeir Helgason, Áslaug Geirsdóttir.
- 1990/91: Stefán Arnórsson (form.), Auður Andrésdóttir (rit.), Ásgrímur Guðmundsson (gjaldk.), Áslaug Geirsdóttir, Steinunn Jakobsdóttir.
- 1991/92: Stefán Arnórsson (form.), Auður Andrésdóttir (rit.), Hjalti Fransson (gjaldk.), Steinunn Jakobsdóttir, Gestur Gíslason.
- 1992/93: Freyr Þórarinsson (form.), Guðrún Larsen (rit.), Hjalti Fransson (gjaldk.), Gestur Gíslason, Guðrún Sverrisdóttir.
- 1993/94: Freyr Þórarinsson (form.), Guðrún Larsen (rit.), Guðmundur Ó: Friðleifsson (gjaldk.), Guðrún Sverrisdóttir, Hreinn Haraldsson.
- 1994/95: Águst Guðmundsson yngri (form.), Guðrún Larsen (rit.), Guðmundur Ó: Friðleifsson (gjaldk.), Hreinn Haraldsson, Magnús T. Guðmundsson, Magnús Ólafsson, Georg Douglas.
- 1995/96: Águst Guðmundsson yngri (form.), Guðrún Larsen (rit.), Skúli Víkingsson (gjaldk.), Hreinn Haraldsson, Magnús T. Guðmundsson, Magnús Ólafsson, Georg Douglas.

(Byggt á fundargerðum og Fréttabréfum Jarðfræðafélags Íslands).

RÁÐSTEFNUR JARÐFRÆÐAFÉLAGS ÍSLANDS 1966-1996

- 1967 Ísland og úthafshryggir. Raunvísindastofnun Háskólangs, Reykjavík, 27. feb. - 8. mars. Ráðstefnurit: Iceland and Mid-Ocean Ridges. Ritstj. Sveinbjörn Björnsson.
- 1969 Hafís við Ísland. Húsi Slysavarnafélags Íslands, Reykjavík, 27. jan. - 7. feb. Ásamt Jöklarannsóknafélagi Íslands, Sjómælingadeild Hafrannsóknastofnunarinnar og Veðurstofu Íslands. Tileinkuð minningu Jóns Eyþórssonar. Ráðstefnurit: Hafísinn. Ritstj. Markús Á. Einarsson.
- 1969 Skipulag og stefna íslenskra jarðfræðirannsókna. Raunvísindastofnun Háskólangs, Reykjavík, 25. nóv.
- 1970 Jarðhitarannsóknir. Norræna Húsinu og Raunvísindastofnun Háskólangs, Reykjavík, 26. jan. - 16. mars.
- 1972 Jarðfræði og jarðeðlisfræði Íslands. Norræna Húsinu, Reykjavík, 6. mars - 27. apríl.
- 1974 Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Hagaskóla, Reykjavík, 1.-7. júlí. Ásamt NATO Advanced Study Institute. Samnefnt ráðstefnurit, ritstj. Leó Kristjánsson.
- 1974 Snefilefni. Norræna Húsinu, Reykjavík, 10. des. Ásamt Lífefnafræðafélagi Íslands og Verkfræðingafélagi Íslands.
- 1977 Ráðstefna um íslenska jarðfræði. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 24. - 25. nóv. Tileinkuð Trausta Einarssyni sjötugum. Ráðstefnuhefti.
- 1979 Krafla - jarðhitasvæði og eldstöð. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 16. nóv.
- 1980 Ráðstefna um jarðhita. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 7. nóv. Tileinkuð Jóni Jónssyni sjötugum.
- 1982 15. Nordiske Geologiske Vintermøde. Norræna Húsinu og Háskóla Íslands, Reykjavík., 5. - 8. jan. Ráðstefnuhefti.
- 1985 Skjálftavirkni á Suðurlandi. Borgartúni 6, Reykjavík, 11. mars. Ráðstefnuhefti.
- 1985 Jarðefni til iðnaðar. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 29. nóv. Ásamt Mannvirkjajarðfræðafélagi Íslands og Verkfræðingafélagi Íslands.
- 1986 Hengill - Jarðfræði og jarðhiti. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 21. mars.
- 1986 Skjálftar, brot og bleytur. Borgartúni 6, Reykjavík 29. nóv.
- 1987 Ísaldarlok á Íslandi. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 28. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1988 Eldvirkni á Íslandi. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 9. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1989 Jarðskorpa Íslands. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 4. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1990 Vitnisburður um loftslagsbreytingar í íslenskum jarðlöögum. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 9. apríl. Ráðstefnuhefti.

- 1991 Jarðfræði og umhverfismál. Hótel Loftleiðum, Reykjavík, 12. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1992 20. Nordiska Geologiska Vintermötet. Háskólabíó, Reykjavík, 7. - 10. jan. Ráðstefnuhefti.
- 1992 Veggspjaldaráðstefna. Norræna húsinu, Reykjavík, 28. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1993 Vorráðstefna. Norræna húsinu, Reykjavík, 20. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1994 Kötlustefna. Borgartúni 6, Reykjavík, 26. feb. Ráðstefnuhefti.
- 1994 Vorráðstefna. Odda, Háskóla Íslands, Reykjavík, 21. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1995 Vorráðstefna. Odda, Háskóla Íslands, Reykjavík, 12. apríl. Ráðstefnuhefti.
- 1996 Grjótjöklar eða berghlaup. Odda, Háskóla Íslands, Reykjavík, 24. feb.
- 1996 Vorráðstefna. Odda, Háskóla Íslands, Reykjavík, 3. apríl. Ráðstefnuhefti.

(Byggt á fundargerðum og Fréttabréfum Jarðfræðafélags Íslands).

PRÍVÍTT HRAÐALÍKAN AF SUÐURLANDI - FRUMNIÐURSTÖÐUR.

Ari Tryggvason, USGS, Box 25046 MS966, Denver CO.

Sigurður Th. Rögnvaldsson, Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík

Tímaleifar jarðskjálfta á Suðurlandi voru notaðar til að finna þrívíða hraðadreifingu í efstu 15 km skorpunnar. Skjálftarnir voru staðsettir með einvíðu hraðalíkani og tímaleifar P bylgna notaðar til að finna frávik frá upphaflega líkaninu. Við fyrstu prófanir notuðum við um 2600 smáskjálfta skráða með SIL kerfinu. Svæðið sem athugað var er um $120 \times 60 \text{ km}^2$. Það nær frá Kleifarvatni í vestri að Heklu í austri og frá Tindfjallajökli í suðri norður undir Bjarnarfell. Tímaleifar P bylgna í þrívíða líkaninu eru 56% lægri en í byrjunarlíkaninu. Upplausnin sem fæst með þessari aðferð er mest háð fjölda og dreifingu jarðskjálfta og skjálftanema sem notaðir eru við skráningu þeirra. Flestir skjálftanna eiga upptök á Hengilssvæðinu eða í skjálftabelti Suðurlands og á þróngu dýptarbili. Þessi ójafna dreifing gerir það að verkum að niðurstöðurnar verða mjög misáreiðanlegar. Ábyggilegustu upplýsingarnar fást fyrir upptakasvæði skjálftanna, þ.e. Suðurlandsbrotabeltið og Hengilssvæðið á dýptarbilinu 5–12 km. Skjálftabeltið fellur saman við lágan hraða í líkaninu á 6–12 km dýpi. Á Hengilssvæðinu er lágor hraði á 4–8 km dýpi en hár hraði þar fyrir neðan. Þessum fyrstu niðurstöðum ber þokkalega saman við túlkun bylgjubrotsmælinga af svæðinu.

Ef notaðir eru skjálftar skráðir af eldri landsnetum, netum færانlegra mæla og sprengingar úr bylgjubrotsmælingum, auk gagna úr SIL kerfinu, stækkar nokkuð það svæði sem unnt er að skoða og niðurstöðurnar verða áreiðanlegrí. Með því að fleyta rjómann af tiltækum skjálfta- og sprengigögnum gerum við okkur vonir um að fá fram þrívít P og S hraðalíkan af svæðinu frá Reykjanesi austur að Mýrdalsjökli.

VÖXTUR, STÖÐVUN OG LÖGUN BERGGANGA

Águst Guðmundsson, Norrænu eldfjallastöðinni, Jarðfræðahúsi Háskólangs, Reykjavík

Í flestum eldgosum berst kvikan til yfirborðs eftir sprungum. Storknuð kviku fyllt sprunga kallast berggangur, en í dag er orðið líka notað yfir sprunguna sjálfa meðan hún er að þróast og kvikan bráðin. Ítarlegar rannsóknir á yfir 5000 berggöngum og gossprungum hér á landi sýna að lengdardreifing og þykktardreifing ganga fylgir gjarnan veldisfalli (power law). Þetta má túlka svo að þessir þættir séu tölfraðilegir brotar (fractals). Samkvæmt þessu eru flestir gangar tiltölulega stuttir og þunnir, en fáir gangar langir og þykkir. Gangar eru gjarnan gerðir úr mörgum stuðlaröðum þar sem ekki er kæld glerhúð á milli raðanna; aðrir gangar eru margfaldir þar sem glerhúð á jöðrunum skilur að einstaka hluta þótt í sömu sprungunni séu.

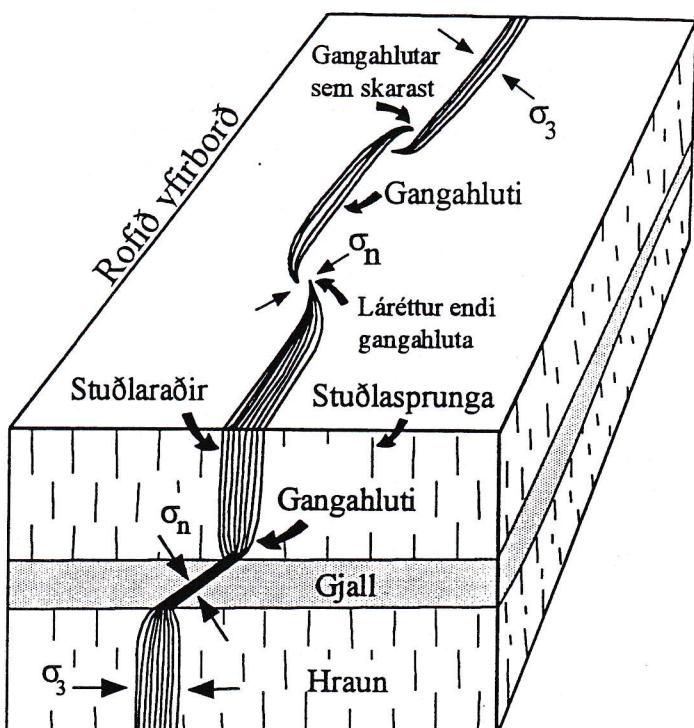
Þessar athuganir benda til þess að gangar myndist oft við endurtekin kviku hlaup í sömu sprungunni. Þetta þýðir að margir gangar myndast við vöxt, þar sem bæði þykkt og lengd (og hæð) gangsins aukast við endurtekin innskot kviku í sömu sprungunni. Líkan sem höfundur hefur sett fram gerir ráð fyrir því að gangur af algengustu lengd og þykkt í tiltekinni þyrpingu verði til í einu kviku hlaupi frá kviku hólfini sem veitir kviku í hlaupið. Reiknilíkön byggð á varmaleiðslu og aflfræði bergs benda til þess að þykkir, fremur grófkorna (dólerít) gangar með einni til þremur stuðlaröðum myndist þegar tími milli kviku hlaupa í sprungunni er nokkrir mánuðir eða styttri. Þegar gangurinn samanstendur af mörgum stuðlaröðum líða að minnsta kosti margir mánuðir, jafnvel nokkur ár, milli þess að kvika hleypur út í gangasprunguna. Þegar gangurinn er margfaldur, með glerkenndir kólnunarnar húð á jöðrum einstakra gangahluta, líða í það minnsta mörg ár, og gjarnan hundruð eða jafnvel þúsundir ára, milli þess að kvika treðst inn í gangasprunguna.

Þetta líkan fyrir vöxt ganga fellur vel að niðurstöðum um vöxt gosgangsins sem myndaðist í Kröflueldum. Við þau 9 gos sem urðu á tímabilinu 1975-1984 óx lengd gosgangsins á yfirborði í 11 km og mesta þykktin í 9 m. Við hvert gos þykknarði gangurinn að meðaltali um einn metra. Líkanið sem hér er sett fram bendir til þess að þunnur gangur ljúki vexti sínum á fáeinum klukkustundum, en að þykkur gangur vaxi, við endurtekin kviku hlaup, yfir tímabil sem geta verið frá mánuðum og árum upp í hundruð eða þúsundir ára.

Rannsóknir á göngum hér á landi og erlendis sýna að margir gangar ná aldrei yfirborði; tugir ganga hafa sést enda lóðrétt í jarðlagastaflanum á Íslandi. Þessar niðurstöður sýna að margir gangar stöðvast á leið sinni til yfirborðs og eru því ekki gosgangar. Þetta er í samræmi við það að rifnun kviku hólfis og eftirfarandi kviku hlaup leiðir í mörgum tilfellum ekki til goss, heldur bara til innskots. Af þessu má draga þá ályktun að tíðni gosa í megineldstöð sé yfirleitt aðeins brot að innskotatiðni þess kviku hólfis sem leggur eldstöðinni til kviku.

Stöðvun ganga er mikilvægt atriði sem taka verður tillit til þegar reynt er að leggja mat á líkur þess að gos verði í eldstöð þegar jarðhræringar eiga sér stað í henni. Við það mat þarf að þekkja eðlisfræðilegar forsendur þess að kviku hólfis rifni og kvika hlaupi út úr því og hvaða skilyrði verða að vera fyrir hendi til þess að þessi kvika brjótist til yfirborðs og valdi eldgosi. Kerfisbundnar rannsóknir á gangaendum hafa ekki verið stundaðar fyrr, en eru nú að hefjast sem hluti af rannsóknarverkefni í eldfjallavá sem styrkt er af umhverfissjóði Evrópusambandsins. Vonast er til að þær rannsóknir varpi frekara ljósi á þær aðstæður sem ríkja í jarðskorunni þegar gangar stöðvast.

Settar hafa verið tvær vinnutilgáтур um orsakir þess að gangar stöðvast á leið til yfirborðs. Önnur er sú að kólnun kviku við gangaendann leiði til storknunar og þess að gangurinn stöðvist. Kólnun kann að hjálpa til við stöðvun sumra ganga, en er ólíkleg til að vera meginorsök þess. Ástæðan er sú að hlutbráðin kvika við enda gangs hefur að öðru jöfnu lægri togstyrk en grannberg gang eins, og togspennumögnun við enda gangs er að öðru jöfnu mjög há. Þetta þýðir að ef einhver yfirþrýstingur er í ganginum þá ætti hann að vera nægur til að brjóta kvikunni leið gengnum hálfbráðinn endann, eða annars staðar í gegnum grannbergið, og haldi þannig áfram á leið sinni til yfirborðs. Hin tilgátan er sú að gangar stöðvist á leið til yfirborðs þegar gangaendinn hittir fyrir jarðlög þar sem þrýstispennan hornrétt á ganginn er hærri en kvikuþrýstingur við enda hans. Þegar gangur mætir slíkum lögum, ýmist stöðvast hann alveg eða breytist í laggang. Berglög með þessum spennuskilyrðum eru algeng í jarðskorpunni og eru að hluta afleiðing fyrri gangainnskota.



Einfolduð þrívið mynd af lögun gangs. Gangahlutarnir eru misþykkir eftir því hvort þeir liggja hornrétt á minnstu þrýstispennu (sigma 3) eða normalspennu (sigma n) sem er yfirleitt hærri. Stuðlaraðirnar verða til við endurtekin kvikuinnskot í sömu sprungunni. Gangahlutar hliðrast gjarnan um gjallög milli hraunlaga vegna breytinga á spennusviðinu sem verða á slíkum lagamótum. Króklaga skörun gangahluta er algeng, bæði í lóðréttu og lágréttu sniði, og tengist spennusviðsbreytingum sem verða við skörunina.

Águst Guðmundsson, 1995. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 64: 1-22.

Águst Guðmundsson, 1995. The geometry and growth of dykes. I: Physics and Chemistry of Dykes. Ritstjórar G. Baer og A. Heimann. Balkema, Rotterdam, s. 23-34.

ELDFJALLAVÁ Í NÁGRENNI ELDKEILUNNAR PICO DE ORIZABA Í MEXIKÓ.

Ármanн Höskuldsson
Norðæna eldfjallastöðin
Háskóla Íslands
101 Rvík
armann@norvol.hi.is

Í austur Mexikó, þar sem Mexikanska eldfjalla-þverbeltið og fellingafjöllin Sierra Madre Oriental skerast, liggar keðja eldfjalla frá norðri til suðurs. Syðsta eldfjallið í þessari keðju er Pico de Orizaba. Fjallið, sem rís í 5750 m hæð yfir sjó, hefur byggst upp á skörpum skilum Mexikónsku hásléttunnar (2500 mys) og strandlengju Veracruz. Á um 900 þús ára tímabili hefur eldfjallið framleitt um 370 km^3 af gosbergi. Eldvirknin er kalk-alkalísk, en það er mjög einkennandi fyrir eldvirkni á eyjabogum. Nútíma eldvirkni í fjallinu einkennist af mjög hárri tíðni sprengigosa og gjóskuflóða. Síðast var virkni í eldfjallinu á árunum 1537-1687. Skemmta goshlé, byggt á nútímasögu eldfjallsins, stóð yfir í um 500 ár. Núverandi goshlé hefur staðið yfir í um 300 ár.

Rannsóknir á gossögu eldfjallsins sýna að tvívar hefur það fallið saman og myndað stór berghlaup er félundu til austurs. Seinna berghlaupið átti sér stað fyrir um 32.000 árum og fylgdi því mikið flykrubergslag er leggst ofan á hlaupsetið. Annað eldra flykrubergslag finnst í staflanum, myndað fyrir um 340 þús árum. Nútíma eldgosasaga fjallsins einkennist af sprengivirkum upphasfasa sem þróast síðan yfir í flæðivirkni og svipar mjög til þess er gerist í Heklugosum. Gjóskuflóð frá nútíma hafa verið rakin í allt að 40 km fjarlægð frá eldfjallinu en lengstu hraunstraumar hafa mest náð 16 km. Nútímasögunni má skipta í níu tímabil.

Við áhættumat í nágrenni Pico de Orizaba eru niðurstöður rannsókna á eldvirkni síðustu 14 000 ára notaðar til þess að fá tölfraðilegt mat á tíðni gjóskuflóða og hrauna sem fall af fjarlægð frá toppgíg eldfjallsins. Ennfremur er beitt niðurstöðum frá rannsóknum á eðliseiginleikum eðjustrauma til þess að leggja mat á rennslisgetu gjóskuflóða út frá eldfjallinu. Lögð eru upp mismunandi tilvik þar sem heildarrúmal gjóskuflóðs og hæð uppruna gosmakkar er breytt.

Myndunartíðni mismunandi afurða eldfjallsins er byggð á gossögu síðustu 5000 ára, en jarðlagauppbygging þess er best þekkt á þessu tímabili. Við mat á endurkomutíma virkninnar er notast við skemmta tíma er greinst hefur, eða um 500 ár. Þegar mat er lagt á tíðni eldgosa á ákveðnu virknitímabili er notast við skemmta tíma er leið milli tveggja eldgosa á árunum 1537-1687. Við mat á hættum samfara atburðum á við berghlaup og loftþrýstibylgjum í láréttum fleti frá sprengiggosum er notast við alþjóðlega staðla byggða á rannsóknum frá eldfjöllunum Mt. St. Helen og Benzymianny.

ERU BLÖÐRÓTTIR KJARNAR Í BÓLSTRABERGI AFLEIÐING FORSÖGULEGRA JÖKULHLAUPA?

Ármanн Höskuldsson
Norraena eldfjallastöðin
Háskóla Íslands
101 Rvík
armann@norvol.hi.is

Pykkt bólstrala í einstaka bólstrarbergmyndunum á Íslandi gefur ástæðu til að ætla, að hún sé fall af efnasamsetningu bergsins. Bólstrarberg sem myndar sökkul stapa sem og helstu bólstrarbergsmyndanir á SV-landi einkennast af efnasamsetningunni, 45-49 % SiO₂ og 6-9 % MgO. Meðalþykkt bólstra á þessum svæðum er um 0.5 m. Meðalþykkt bólstra í Kverkfjöllum er aftur á móti um 1.0 m og efnasamsetning bergsins á bilinu 49-51 % SiO₂ og 4-5 % MgO. Efnasamsetningin endurspeglast þannig í seigu kvikunnar, því hærra SiO₂ því meiri er seigja kvikunnar og þar af leiðir þykk bólstranna. Leysni lofttegunda í kvikunni er jafnframt háð efnasamsetningu bergsins og hefur mikil háhrif á seigju kvikunnar (einkum þó H₂O og OH⁻). Mismunur í blöðrugerð bólstrarbergsins frá þessum stöðum er áberandi. Þannig eru geislandi blöðrupípur mjög áberandi í bólstrum á SV-landi en hverfandi í Kverkfjöllum. Á báðum stöðum eru blöðrubelti algeng í ystu 10 - 15 cm bólstranna. Meðaltíðni slíksra belta í Kverkfjöllum er 1 belti á hverja 2.4 cm. Í bólstrarbergi frá báðum stöðum finnast bólstrar með blöðrótta kjarna, poruhlutfall allt að 52 %. Umskiptin frá þéttu bergi í blöðröttan kjarna eru mjög skörp. Stærðardreifing á blöðrum í kjörnum reyndist við mælingar vera mjög jöfn. Blöðróttir kjarnar eru algeingari í stórum bólstrum en smáum. Í Virkisfelli, Kverkfjöllum, fundust mjög gjallkendir gangar (poruhlutfall allt að 40-50 %) inn á milli bólstranna, afstaða þeirra og bergerð gefur til kynna að um samtímanyndun sé að ræða. Mælingar með FTIR-smásjá á glerima bólstranna sýna að þegar kvikan var kæld innihélt hún allt að 0.8 til 0.9 % H₂O. Leysni vatns í kviku er háð þrýsting. Mælt vatnsinnihald gefur til kynna að kvikan hafi verið kæld undir 22 MPa þrýsting eða um 2 km vatnsdýpi. Blöðrupípur og blöðrubelti í bólstrunum má auðveldlega útskýra með upphleðslu lofttegunda sökum kristöllunar kvikunnar. Hins vegar benda athuganir á, Virkisfelli til kynna, að á upphleðslutíma bólstranna hafi átt sér stað snöggur atburður, er kom af stað afgösun kvikunnar áður en bólstrarnir náðu að kólna í gegn, þrýstifall varð til þess að blöðrukjarnar og gjallgangar mynduðust.

Tilgátan er að blöðrukjarnar og einstaka gjallgangar í bólstrastaflanum hafi myndast þegar bræðsluvatn í jökullóni yfir eldstöðinni hafi sloppið undan jöklinum og myndað jökulhlauð. Þegar vatnsborð í jökullóninu fellur, lækkar þrýstingur yfir eldstöðinni og hröð blöðrumyndun hefst í allri bráð sem í bólstrastaflanum finnst.

SNÆFELL, ÁGRIP AF JARÐFRÆÐI OG KVIKUPRÓUN.

Ármanн Höskuldsson, Níels Óskarsson og Páll Imsland*.

Norræna eldfjallastöðin, Háskóla Íslands, 101 Reykjavík

*Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

Snæfell liggur mislægt á Tertier-stafla Austurlands, um 40 km austur af Kverkfjallasveimnum og myndar ásamt Esjufjöllum og Öræfajökli þá röð eldstöðva er nefnd hefur verið eystra hlíðargosbeltið. Aðeins Öræfajökull hefur gosið á sögulegum tíma en hinar eldstöðvarnar taldar kulnaðar eða lítt virkar.

Eldvirkni á Fljótsdalsheiði hófst eftir um 3.5 Ma hlé með flæðigosi sem myndar sökkul Snæfells. Hraunlag þetta hefur verið aldursgreint með Ar/Ar aðferð og greinist 0.40 gamalt með skekkjumörkunum 0.047 Ma. Greiningin gefur þannig þá vísbendingu að eldvirknin, sem myndaði Snæfell, hófst fyrir um 400 ka. Hraunsökkull Snæfells ber skýr einkenni þess að hafa runnið á íslausu landi. Það má því ætla, að upphafsvirknin sé frá frá hlýskeiðinu Holstein. Líparít naggur sem stendur SV af meginfjallinu, undir vestur hlíðum Nálhúsahnjúka reyndist 0.31 Ma með skekkjumörkunum 0.05 Ma.

Eldvirkni í Snæfelli er fyrir marga hluti sérstæð. Það er eftirtektarvert að gosin eru yfirleitt afar smá, frá .06 km³ eða smærri. Gosið hefur á sömu NA-SV sprungunum oftar en einu sinni, óháð tíma. Þetta er mest áberandi í Snæfelli sjálfu þar sem virknin er mest. Á hlíðarsprungum SV og NA af meginfjallinu er slík endurtekning á gosum um sömu sprungum áberandi en ekki eins tíð. Allra nyrst og syðst virðast gosprungur aftur á móti hafa gosið einu sinni og framleiðslan minkar einnig með sama sniði út frá háfjallinu. Þannig liggur sprungusveimurinn um 24 km frá suðri til norðurs með mestu vídd um rúma 8 km þar sem framleiðslan er mest og fjölbreyttust að samsetningu.

Bergröð Snæfells má lýsa sem samfelldri frumstæðri alkalískri diffrunarröð frá alkali-ólivín basalti í trakíbasalt en aðskildar þróaðar kvíkur úr ferróandesíti, trakíandesíti og líparíti hafa myndast samhliða allan síðari hluta gosvirkninnar. Myndunarhættir bergsins falla að líkani, sem gerir ráð fyrir djúpstæðri kvikusúlu, sem myndað hefur frumstæðu röðina með kristal-diffrun við uppf�æði. Próuðu einingarnar virðast myndaðar með kristaldiffrun frá trakíbasalti sem stöðvast hefur í hólfum á uppleið um miðbik kerfisins. Þetta má ráða af eyðum í samsetningu milli þróuðu hópanna, sem þrátt fyrir það virðast af sama toga.

Líkanreikningur bendir til að alkali-ólivín basaltið, sem er þridílótt, sé í jafnvægi við ólivín, klínópýroxen og plagióklas við um 6 kb þrýsting og 1220-1230 gráður C. Upphafsvirknin er því vafalítið skammvinnur kvikustrókur frá möttli (um 20 km dýpi), sem matar alla síðari kvíkupróun

Kristaldiffrun ólivíns einkennir frumstæðu röðina eins og ráða má af Ni-MgO fylgni. Próun trakíbasaltsins í ferróandesít einkennist af klínópýroxen útfellingu (Sc útfelling) en málmur (Ti) og apatít (P) hafa fallið út við myndun trakíandesítskviku úr ferróandesíti. Líparítið er raunar röð samsetninga þar sem mismikil útfelling alkalifelspats endurspeglast í fallandi Ba og Sr en án þess að bíótít felling hafi orðið að ráði.

Súrefnissamsætur allra kvíkuhópanna eru í hlutfallinu 5,57 +/- 0,2 en það er nálægt ætluðu möttulgildi. Þetta útilokar efnaskipti kvíkunnar og grunnvatns að nokkrum ráði en útilokar ekki efnaskipti við skorpuna að öðru leyti. Samsætuhlutföll strontíum (0,70331-0,7037) og neodymium (0,512986-0,512998) afsanna skyldleika við þóleítt rekbeltanna en eru jafnframt breytilegri en þekkt er frá Snæfellsjökli en sú bergröð er að öðru leyti nauðalík.

Próun Snæfells er þannig skýrð með mjög staðbundnu, skammvinnu kvikuflæði undan jarðskorpunni eða úr efri möttli. Gosvirknin hófst með trakíbasalti, sem fyrst náði yfirborði og myndar sökkul fjallsins. Alkali-ólivínbasaltið fylgdi eftir og gaus öðru hvoru meðan virknin stóð, oft um sömu gosop. Um og eftir hálfa upphleðsluna gaus úr grynnri hólfum um miðbik fjallsins, en þau trakíandesít og líparítgos byggja verulegan hluta háfjallsins.

Ekki er óhugsandi, að þrýstiléttir vegna jökulbráðnunar á hlýskeiði hafi valdið hinni skammvinnu virkni í Snæfelli.

MYNDUNARUMHVERFI BÚÐARAÐARINNAR Í LJÓSI RANNSÓKNA Á SETÁSÝNDUM OG SETMYNDUNARFERLUM

Áslaug Geirsdóttir¹, Jórunn Harðardóttir², Jón Eiríksson³ og Árný E. Sveinbjörnsdóttir³
¹Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, 101 Reykjavík, ²INSTAAR, University of Colorado, Boulder, CO 80309, ³Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 R.

Á mörkum hálendis og undirlendis í Árnes- og Rangárvallasýslum, má rekja ósamfellda röð hæða og hryggja, svokallaða Búðaröð. Myndun Búðaraðarinnar hefur verið tengd tveimur ólíkum hugmyndum um síðustu framrás ísaldarjökuls á Íslandi, annars vegar framrás er átti að eiga sér stað á yngra dryas tíma (Guðmundur Kjartansson, 1943, 1958; Þorleifur Einarsson, 1964) og hinsvegar á fyrri hluta nútíma, preboreal (Árni Hjartarson og Ólafur Ingólfsson, 1988). Báðar niðurstöður byggja á legu garðanna og ^{14}C aldursgreiningum á skeljum sem finnast í seti í og framan við röðina. Undanfarin ár hefur farið fram nákvæm ásýndagreining á innviðum Búðaraðarinnar og setlögum í næsta nágrenni hennar. Í ljósi þessara rannsókna, auk ^{14}C -aldursgreininga, hefur myndunarumhverfi setlaganna verið endurbyggt og víkur þar nokkuð frá fyrri niðurstöðum.

Hæðir og hryggir sem mynda Búðaröðina eru að mestu leyti byggðir upp af óseyrarseti, setmyndun sem hlaðist hefur upp á mótum lands og sjávar. Þar sem Þjórsá, Kálfá og Stóra Laxá hafa grafið sig í gegnum röðina, er að finna lykilsniðin við Búðafoss, Þrándarholt og við Hrepphóla, en efstu mörk þeirra liggja í 65-75 m h.y.s. Með því að skoða heildaruppröðun setlaganna í sniðunum þrem, er unnt að rekja umhverfisbreytingar á meðan á upphleðslunni stóð. Fjölbreyttar setásýndir, lýsandi fyrir upphleðslu á mótum lands og sjávar og þar sem áhrifa jökuls gætir, einkenna öll sniðin.

Undir setlögunum er hraðkælt hraunlag, sem runnið hefur út í sjó eða vatn. Ofan á því liggur lagskiptur og afmyndaður tvistur (diamictite) sem einnig hefur sest til í sjó, en framan við jökuljaðar. ^{14}C -aldursákvarðanir á hrúðurkörlum sem tekið hafa sér bólfestu á yfirborði tvistsins, gefa aldurinn 9820 ± 90 ár (Árni Hjartarson og Ólafur Ingólfsson, 1988). Lagskiptur silt- og sandsteinn tekur við af tvistinum. Talsvert er um afmyndanir á lagskiptingu í formi yfirteygðra fellinga og fargfara, en það bendir til hraðrar upphleðslu setla og straummyndana. Fallsteinar sem finnast á dreif í silt- og sandsteininum benda til einhvers ísreks á meðan á myndun stóð. Þegar komið er tiltölulega ofarlega í setlagastaflann fer að bera á miklum rofrásum í silt- og sandsteininn. Þessar rofrásir eru fylltar meðal- til grófkorna sandi og þunnum ósamfelldum siltlinsum. Það er greinilegt að mikil breyting á setferli og setframboði hefur átt sér stað sem sennilega er fölgid í auknum straumi frá landi. Ofan á rásamunduninni liggur síðan tvistur, mjög fínkorna í grunni en alsettur fallsteinum. Í grunni þessa tvists má greina fínlagbynnóttar linsur af leir og silti, sem hafa afmyndast, auk þess sem gjósukorn, gjóskulinsur og vikurkorn eru mjög áberandi. Tvö brot af hrúðurkörlum fundust í þessum efri tvisti og sýna þau svo til sama ^{14}C -aldur og mældist á hrúðurkörlum ofan á neðsta tvisti setmyndunarinnar. Færa má rök fyrir því, að rásamundanirnar og ofanáliggjandi tvistur séu afleiðing jökulhlaupa sem hafa átt sér stað í kjölfar þynningar, höfunar og uppbrots jaðars ísaldarjökulsins á Suðurlandi. Einkenni efstu setásýnda í sniðunum þrem, þar sem greina má samtvinnuð áhrif strand-, straumvatna- og fokferla, benda síðan til endanlegrar höfunar jökuls af svæðinu og landriss.

Greining setmyndana og þeirra ferla sem völd voru að myndun Búðaraðarinnar og nálægra setla benda til þess að Suðurlandsundirlendið hafi legið undir sjó allt frá myndun neðstu setásýnda og upp að efstu setásýndum lykilsniðanna þriggja. Samkvæmt ^{14}C -aldursgreiningum er hugsanlegt að sjávarumhverfið hafi ráðið frá því á yngra dryas tíma og fram á fyrri hluta nútíma (preboreal). Á þessu tímabili hafa aðskildar jökultungur legið út í sjó eftir megindöllum (Hvítá, Þjórsá, Markarfljót) og sett af sér sitt á hvað, lagskiptan tvist og fínkorna silt með fallsteinum. Engin merki um sérstaka jökulframrás er að finna í þeim setmyndunum sem rannsakaðar voru. Hins vegar hafði breytilegt bræðsluvatn afgerandi áhrif á legu jökuljaðarins og myndun ísjaka. Hið mikla magn

gjóskukorna og gjóskulinsa í setlagastaflanum, einkum er ofar dregur, bendir til aukinnar eldvirkni sem átt hefur sér stað samfara þynningu og hörfun jöklus inn til lands. Hugsanlegt er, að þessi aukna eldvirkni hafi verið völd að sumum jökulhlaupunum sem skráðst hafa í setlagastafla Búðaraðarinnar.

Rannsóknir á setmyndun Búðaraðarinnar hafa að hluta til verið styrktar af Vísindasjóði Íslands og Vísindasjóði Bandaríkjanna sem liður í fjölpjóðaverkefninu P.A.L.E. (Paleoclimate of Arctic Lakes and Estuaries)

Rit sem vísað er til:

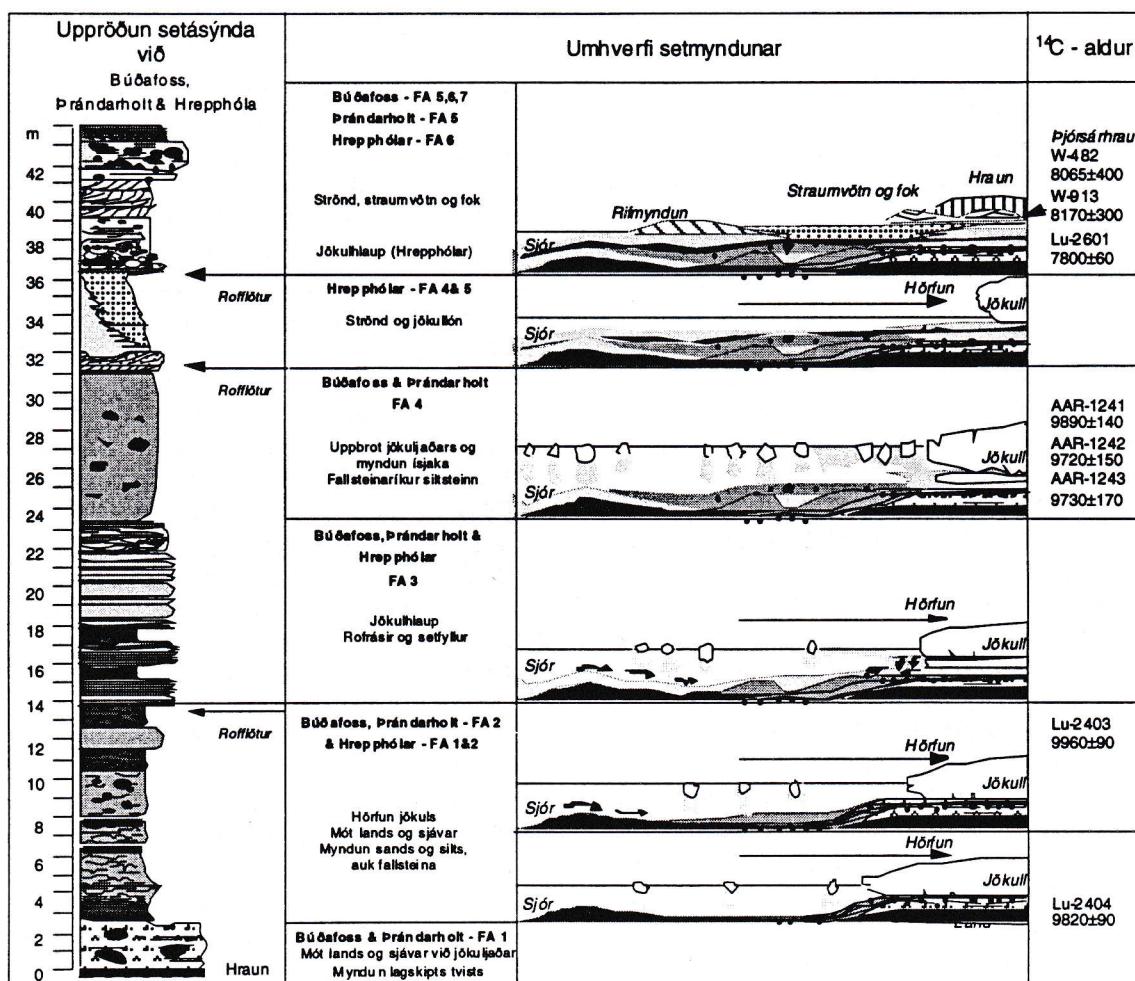
Árni Hjartarson og Ólafur Ingólfsson, 1988. Preboreal glaciation of Southern Iceland. *Jökull* 38, 1-16.

Guðmundur Kjartansson, 1943. Árnesinga saga. Náttúrulýsing Árnessýslu, fyrri hluti. Yfirlit og jarðsaga. Reykjavík: Árnesingafélagið, 250 bls.

Guðmundur Kjartansson, 1958. Jarðmyndanir í Holtum og nágrenni. Rit landbúnaðardeildar, B-flokkur nr. 11. Atvinnudeild Háskólangs, Reykjavík, 22 bls.

Þorleifur Einarsson, 1964. Aldursákvarðanir á forniskeljum. Í: Guðmundur Kjartansson, Sigurður

Pórarinsson og Þorleifur Einarsson, C14-aldursákvarðanir á sýnishornum varðandi íslenska kvarterjarðfræði. *Náttúrufræðingurinn* 34, 127-134.



JARÐSKJÁLFTAVIRKNI UNDIR VATNAJÖKLI

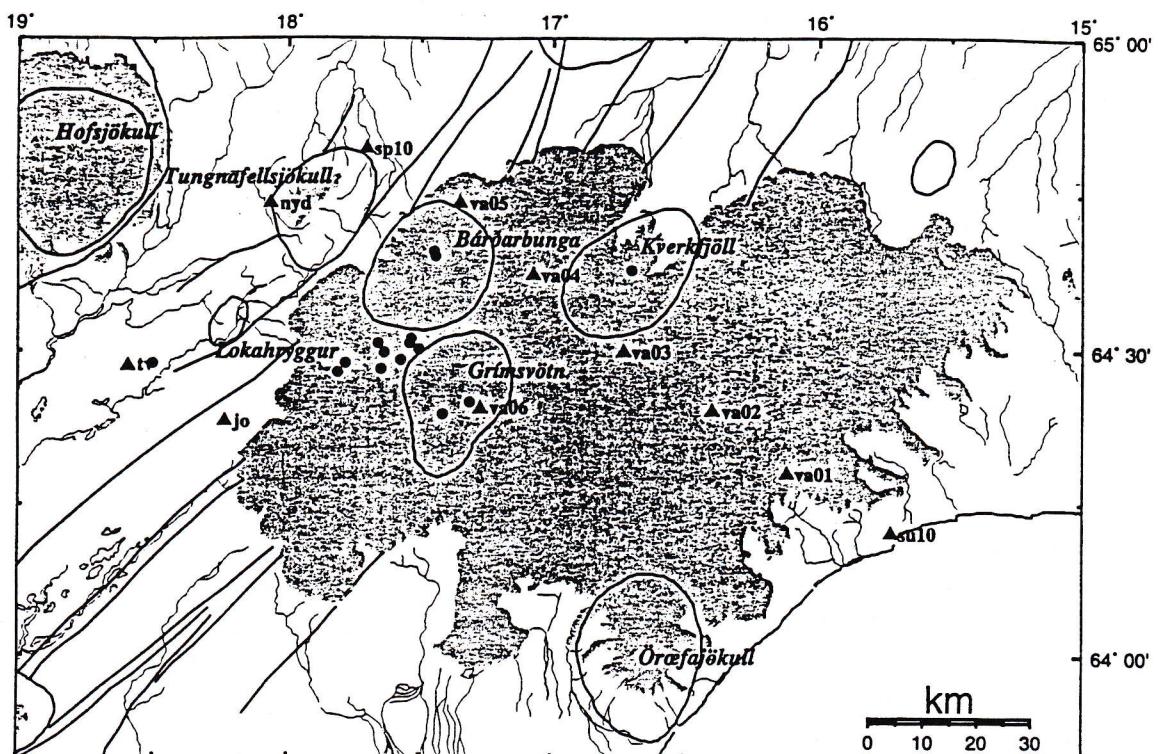
Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Ingi P. Bjarnason

Frá júlí fram í miðjan september á síðastliðnu ári skráðum við stöðugt á 14 stafræna skjálftamæla á línu sem náði þvert yfir landið og voru sex þeirra á Vatnajökli (sjá kort). Slíku mælaneti hefur aldrei áður verið komið fyrir á jöklínnum sjálfum, þar sem mælar skrá stöðugt á stafrænu formi. Mælarnir voru grafnir í ís jöklusins og tókust mælingarnar sérlega vel. Á síðustu árum hefur Raunvísindastofnun fylgst stöðugt með skjálftavirkni á Vatnajökulssvæðinu með jarðskjálftamælum við jaðar jöklusins og einum mæli á Grímsfjalli inn á jöklínnum. Þetta net hefur lagt grunn að jarðfræðilegri þekkingu á svæðinu, en ennþá vantar mikið upp á. Stafrænar og þéttari mælingar á jöklínnum sjálfum eru einn liður til aukins skilnings á náttúru þess. Með þessum mælingum okkar verður t.d. í fyrsta sinn hægt að ákvarða vel dýpi Vatnajökulsjarðskjálfta vegna nálægðar mælanna við upptökin, en dýpi flestra jarðskjálfta undir Vatnajökli er illa þekkt.

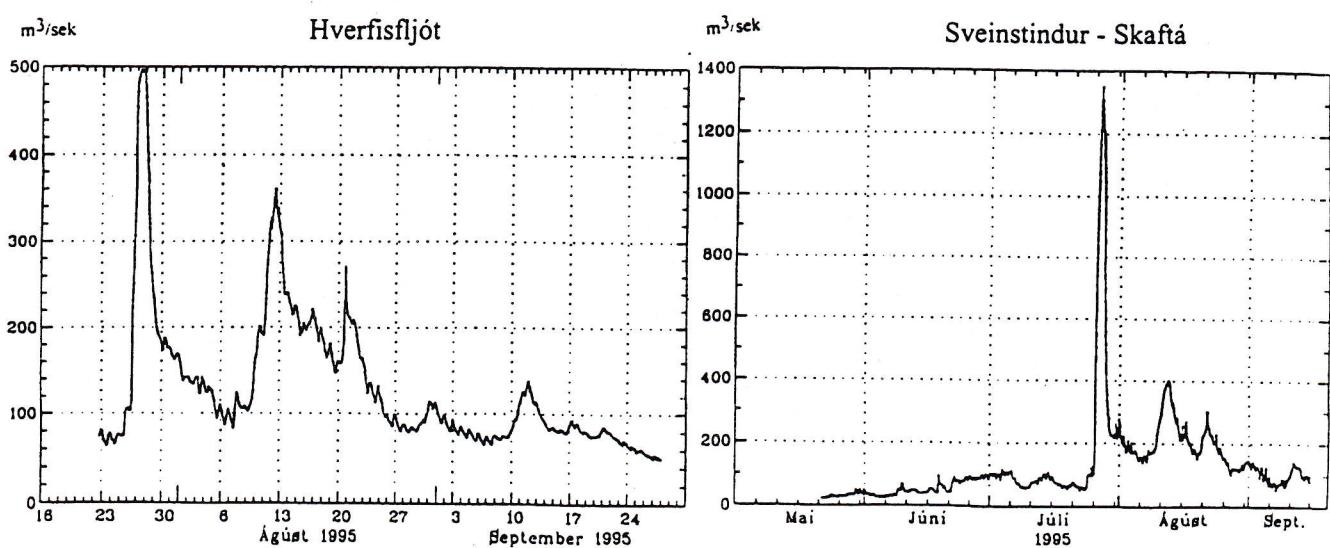
Mikið af jarðskjálftum skráðust sem áttu upptök undir jöklínnum. T.d. var talsverð jarðskjálftavirkni á Lokahrygg dagana 24.-28. júlí (sjá kort) eða í kringum Skaftárhlaup, en hlaupvatn Skaftár á upptök þar. Stöðugur órói kom einnig fram á mælunum og vonumst við til að geta staðsett upptök hans og greint einkenni hans með meiri nákvæmni en hefur verið mögulegt hingað til. Við fyrstu athugun virðist meginorka óróans vera með tíðni um og fyrir neðan 3 Hz en slíkur órói hefur verið rakinn til hreyfingar kviku í gosopi. Við munum athuga þróun skjálfta- og óróavirkni til að geta skorið úr um hvort eldgos hafi átt sér stað samfara Skaftárhlaupinu. Ef líklegt þykir að svo hafi verið verður leitast við að finna upptök kvíkunnar og skilja ferðalag hennar undir yfirborðinu.

Mjög mikil smáskjálftavirkni mældist á Vatnajökulsmælunum 5.-8. ágúst. Þessir skjálftar voru það smáir að þeir komu aðeins fram á okkar mælum. Þessi virkni er sérlega áhugaverð vegna þess að við skoðun á vatnsrennslisgögnum frá Skaftá og Hverfisfljóti kemur fram að rennsli jókst í þessum ám þann 7. ágúst. Á átta daga tímabili var vatnsmagn í Hverfisfljóti sambærilegt við það sem mældist í hlaupinu (sjá línumrit). Athugun á veðurfarsgögnum frá þessu tímabili skýrir alls ekki slíka aukningu á vatnsrennslí. Við munum kanna hugsanleg tengsl milli virkninnar og hlaupanna.

Úrvinnsla jarðskjálftagagnanna er á byrjunarstigi, en við gerum okkur vonir um að með nákvæmari ákvörðun á dýpi og brotlausnum Vatnajökulsskjálftanna fáist betri skilningur á tektonik og uppbyggingu svæðisins. Pekking á Vatnajökulssvæðinu er mjög mikilvæg, en þar eru öflugustu megineldstöðvar landsins og efni margra stærstu eldgosa í sögu þjóðarinnar hefur komið úr kvíkuhólfum sem liggja undir jöklínnum og í nágrenni við hann.



Kort af Vatnajökulssvæðinu sem sýnir helstu eldstöðvarkerfi, sprungur og ár. Fylltir hringir tákna upptök jarðskjálfta á tímabilinu 24.-28.júlí 1995. Auk mæligagna frá stöðvum á línumni, voru gögn frá Jökulheimum (jo), Þúfтверi (tv) og Nýjadal (nyd) notuð til staðsetningar. jo og tv eru analog mælar, en nyd er hluti af 15-mæla breiðbandsskjálftaneti, sem rekið er í samvinnu Raunvísindastofnunar og Carnegie stofnunarinnar í Washington.



Vatnsrennsli í jökulsánum Skaftá og Hverfisfljóti. Gögn frá Vatnamælingadeild Orkustofnunar.

HÁGÖNGUMIÐLUN - BERGGRUNNS- OG JARÐGRUNNSKORT

Elsa G. Vilmundardóttir og Ingibjörg Kaldal, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Rvík.

Sl. sumar var unnið að berggrunns- og jarðgrunnskortlagningu við Hágöngur vegna fyrirhugaðrar Hágöngumiðlunar. Kaldakvísl verður stífluð þar sem hún rennur milli hrauns og hlíðar austan undir syðri Hágöngu og myndast þá lón, sem að mestu leyti er bundið við áreyrar Köldukvíslar og Sveðju. Í framhaldi af rannsóknunum voru gerð berggrunns- og jarðgrunnskort í mkv. 1:50.000 af lónsstæðinu og næsta nágrenni þess. Kortin byggja að miklu leyti á heildarkortlagningu höfunda frá árunum 1988-1992, sem náði til svæðisins milli Þjórsár og Köldukvíslar. Þau eru unnin í landupplýsingakerfi ArcInfo.

Berggrunnur

Í berggrunni er líparít, móberg, hlýskeiðshraun og jökulberg frá síðkvarter (Brunhes <700.000 ára) auk nútímahrauna. Víðáttumiklar áreyrar Köldukvíslar og Sveðju þekja stóran hluta kortsins. Frá Gjóstu, efst í Vonarskarði til suðvesturs að Syðri-Hágöngu er lægð í landinu. Um hana renna Skjálfandafljót til norðurs og Kaldakvísl til suðurs. Lægðin er jaðarsvæði milli eldstöðvakerfa, Veiðivatna-Bárðarbungu og Tungnafellsjökuls-Hágöngu kerfanna. Berggrunnur kortsins tilheyrir að lang stærstum hluta því síðarnefnda.

Elsta berg Hágöngu-Tungnafellsjökuls eldstöðvakerfisins er líparitið í Hágöngum og í nágrenni þeirra. Ofan á það leggst bæði móberg og hlýskeiðshraun. Viða er jökulberg milli gosmyndana og hylur þær oft að meira eða minna leiti. Það er mest áberandi á NV hluta kortsins og er ljósbrúnleitt og unnið að stórum hluta úr líparíti Hágangna. Besta leiðarlagið í berggrunninum er sk. Krosshnúkaþóleiít. Það á aðalupptök sín á hállendinu milli Hágangna og Tungnafellsjökuls. Skipting móbergsmyndana á kortinu í eldra og yngra móberg er miðuð við afstöðuna til þess. Svo kallað Hágöngudílabasalt á aðalupptök sín í býsna vel varðveittum gíg SV af Nyrðri-Hágöngu, auk þess sem upp hafa komið upp nokkrar smáspýjur suður af Nyrðri-Hágöngu. Hágöndudílabasaltið er yngra en Krosshnúkaólivínþóleiítið og finnst þykkt jökulberg milli þeirra. Bendir það til þau hafi komið upp hvort á sínu hlýskeiðinu. Hugsanlega hefur Hágöndudílabasaltið myndast á síðasta hlýskeiði og Krosshnúkaþóleiítið á því næstsíðasta. Eldra móbergið og Hágöngulíparitið eru svo enn eldri og er giskað á að líparitið geti verið um 500 þúsund ára. Hafa ber í huga að engar aldursgreiningar hafa verið gerðar á bergi tengdu þessu svæði, en ljóst er af samhenginu að um þó nokkurn aldursmun er að ræða á elsta og yngsta berginu. Yngra móbergið eða hluti þess gæti verið frá síðasta jökulskeiði.

Bæði móberg og hraun frá Veiðivatna-Bárðarbungu kerfinu eru á austur- og suðurhluta kortsins. Móbergið er nær örugglega frá síðasta jökulskeiði, nefnt Köldukvíslarmóberg á kortinu. Helstu hraunin eru Hágönguhraun og Sveðjuhraun. Upptökin eru utan kortsins og eru hulin hraunum, jöklí eða jökulurð. Elsta hraunið er Hágönguhraun, sem myndar suðurjaðar fyrirhugaðs miðlunarlon. Aldur þess er um 8000 ár samkvæmt gjóskutímatali (Guðrún Larsen og Elsa G. Vilmundardóttir, óbirt gögn). Sveðjuhraun sem er yngra hefur breiðst út yfir Köldukvíslareyrar.

Jarðgrunnur

Laus jarðlög voru kortlöögð umhverfis Hágöngur, með það markmið í huga að finna nothæf byggingarefnar fyrir stíflu við Syðri-Hágöngu. Leitin beindist einkum að þéttiefni

og síu- og steypumöl.

Gert var jarðgrunnskort af svæðinu í mælikvarðanum 1:50.000. Yngstu jökulrákir á svæðinu sýna að ísaldarjökullinn hefur hörfað til austurs og jafnvel suðausturs. Þau ummerki jökulsins sem mest vekja athygli er gríðarlegt magn stórgrytis, sem jökullinn hefur losað og rótað til, en ekki náð að flytja langt burtu. Berggerðin er sú sama og finnst víða í berggrunninum. Grjótdreifin er mest norðan undir Syðri-Hágöngu og áfram langleiðina norður undir Nyrðri-Hágöngu.

Milli fjalla eru víða sandfylltar lægðir, sem allflest eru fornir árfarvegir frá því að jökullinn hörfaði. Þegar jökuljaðarinn lá upp að hæðunum sunnan við Nyrðri-Hágöngu rann vatn frá honum um farveg sunnan Hágöngunnar, til vesturs milli Skrokköldu og Rauðkolls og niður í Púfuverskvísl í Svörtubotnum. Ummerki þessa er m.a. endasleppur farvegur sem grafinn er í gegnum hæðina sunnan Nyrðri-Hágöngunnar. Í raun má líta á þetta sem elsta þekkta farveg "Köldukvíslar". Að öllum líkindum hefur vatn ekki runnið lengi þarna né verið um mikið vatn að ræða. Á þessum tíma hefur vatn áreiðanlega líka runnið um farveg norðan Syðri-Hágöngu sunnan með Skrokköldu og niður í Púfuverskvísl í Hnausaveri. Þegar jökullinn hörfaði enn lengra var farvegur "Köldukvíslar" einhvers staðar sunnan Syðri-Hágöngu, þar til Hágönguhraunið rann fyrir rúmlega 8000 árum. Þá þróngvaði hraunið ánni upp að Hágöngunni þar sem hún gróf sig niður í áðurnefndan farveg sunnan Skrokksöldu. Fljóttlega fann áin síðan veikleika í hrauninu og gróf sér þann farveg um hraunið sem hún rennur í núna.

Jökulruðningur á þessum slóðum er fremur rýr, sendinn og fínefnasnauður, en engir aðrir möguleikar eru á fínefnisríku efni í nágrenni fyrirhugaðra mannvirkja, fyrr en niður við Kvíslavatn í meir en 15 km fjarlægð. Hafa skal það sem hendi er næst (..og hugsa ekki um það sem ekki fæst..), svo haga verður hönnun stíflunnar með tilliti til þessa.

Við fyrstu sýn virtist lítið vera um möl á svæðinu í nágrenni mannvirkjanna. Efnið í Köldukvíslareyrum svo og öllum minni eyrum vestan Háganganna, að undanskildri eyrinni vestan við Syðri-Hágöngu, er eingöngu sandur. Mest er um fín- og milligrófan sand. Í farvegi Sveðju er hins vegar nægilegt magn af möl og sandi, og einnig í farvegi Köldukvíslar á stíflustæðinu eftir að Sveðja er komin í hana.

Gríðarlega mikið er af grjóti norðan til í Syðri-Hágöngu og í kraga meðfram áreyrum Köldukvíslar norður undir Nyrðri-Hágöngu. "Kornastærðin" er frá meðalstórum steinum upp í björg, sem eru >1 m á kant. Hæg eru því heimatökin að týna saman grjót í stoðfyllingu og grjótvörn í innan við 1-2 km fjarlægð frá stíflustæðinu.

Vatnafar

Um vatnafar Hágöngusvæðis hefur verið fjallað í meistaraprófsritgerð við Háskóla Ísland og er vandfundið annað svæði á hálendinu sem er jafn vel rannsakað í þessu tilliti.

Heimildir:

Elsa G. Vilmundardóttir og Ingibjörg Kaldal 1995: Jarðfræðiathuganir sumarið 1955, unnið fyrir Landsvirkjun, Orkustofnun, OS-95059/VOD B, 9 bls. og 3 kort.

Árni Hjartarson 1994: Vatnafarskort og grunnvatnskortlagning. Ritgerð til meistaragráðu við Háskóla Íslands, 99 bls. og handrit af vatnafarskorti Nyrðri Háganga 1914 II.

AÐGANGUR AÐ JARÐSKJÁLFTAGÖNUM YFIR INTERNETIÐ

Freyr Þórarinsson, Birgir Edwald, Orri Max Rail, Sverrir Már Viðarsson og Þorsteinn Kristinsson, Tölvuháskóla Verzlunarskóla Íslands, Gunnar Guðmundsson og Steinunn Jakobsdóttir, Veðurstofu Íslands.

Hópur nemenda við Tölvuháskóla Verzlunarskóla Íslands vinnur nú að hönnun og gerð forrits sem ætlað er að miðla upplýsingum um jarðskjálfta á Veraldarvef Internetsins. Rannsóknarverkefni þetta er unnið í samvinnu við Veðurstofu Íslands og styrkt með fjárframlagi úr Vísindasjóði og vélbúnaði lánuðum af Sun tölvufyrirtækinu fyrir milligöngu Einars J. Skúlasonar.

Forritið er skrifað í hinu nýja Java forritunarmáli sem þýðir að það keyrir á öllum algengum tölvum sem tengdar eru Internetinu að því tilskildu að notuð sé Java-virk vefsíða. Forritinu þarf ekki að dreifa sérstaklega heldur er því komið fyrir á vefsíðu og þegar notandi sækir vefsíðuna fylgir forritið með og fer strax í gang á hans tölvu. Ennfremur fylgja vefsíðunni allar upplýsingar um þá skjálfta sem notandinn hefur valið að skoða og notandinn þarf því ekki að hafa frekari samskipti við vefþjóninn sem hýsir gögnin fyrr en hann velur nýtt úrtak af skjálftum til skoðunar

Gagnvart notanda lítur þetta þannig út að fyrst þarf að fylla út vefsíðu-eyðublað þar sem afmarkaðir eru í tíma og rúmi og eftir stærð þeir jarðskjálftar sem á að skoða. Þegar því er lokið birtist á skjánum jarðskjálftakort með þeim jarðskjálftum sem finnast í gagnagrunninum. Stærð jarðskjálfta er táknuð með misstórum hringjum en dýpi þeirra með litakvarða. Notandinn getur síðan skoðað gögnin og velt fyrir sér á ýmsa lund án þess að þurfa að tengast vefþjóni Veðurstofunnar að nýju, því vefsíðan sem nú er á skjánum er ekki venjuleg vefsíða heldur myndrænt viðmót á Java-forriti sem keyrir á hans eigin tölvu og inniheldur öll jarðskjálftagögnin.

Meðal þeirra skoðunarmöguleika sem forritið býður upp á er að nota mós til að velja hluta af jarðskjálftakortinu og stækka. Einnig er hægt að velja snið af mismunandi breidd og skoða skjálftana í þrívídd. Þrívíddarmyndunum er hægt að velta og snúa á ýmsa lund. Þá er hægt að “spila” skjálftana á mismunandi hraða til þess að horfa á skjálftahrinur ganga yfir og stilla dvínunartíma skjálftanna þegar þeir eru spilaðir. Spilun má stöðva í miðju kafi og eins er hægt að spila skjálftana aftur á bak.

Markmið þessa rannsóknarverkefnis er að kenna og kynna nýjar aðferðir við að opna aðgang að jarðvísindalegum gögnum. Forritið og kódi þess verða öllum heimil og vonast er til að sú reynsla sem fæst af notkun þess varpi nokkru ljósi á þá möguleika og þau vandamál sem skapast við að veita almennan aðgang að vísindalegum frumgögnum yfir Internetið.

LANDRIS, ÚTÞENSLA OG JARÐSKJÁLFTAR Á HENGILSSVÆÐINU 1994-1995: ER ORSÖKIN AUKINN ÞRÝSTINGUR Í HRÓMUNDARTINDS- ELDSTÖÐVAKERFINU?

Freysteinn Sigmundsson, Norrænu eldfjallastöðinni, Háskóla Íslands

Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans

Sigurður Th. Rögnvaldsson, Veðurstofu Íslands

Gunnar Þorbergsson, Orkustofnun

Jarðskjálftar eru tíðir á Hengilsvæðinu á mótaum Reykjanesskaga, vestra gosbeltisins, og skjálftabeltis Suðurlands. Stærstu jarðskjálftar þar á þessari öld eru M6 skjálfti árið 1935, og M5.5 skjálfti árið 1955. Í viðbót við staka stóra skjálfta, þá er eitt af einkennum Hengilssvæðisins jöfn og stöðug smáskjálftavirkni sem er að miklu leyti tengd jarðhita. Voríð 1994 jókst skjálftavirkni verulega og hefur hún verið óvenju mikil síðan. Stærstu skjálftarnir hafa náð stærðinni 4. Það sem er mjög óvanalegt við þessa auknu virkni er hversu þrálát hún er, og eins það að þrátt fyrir að skjálftarnir hafi komið í hrinum, þá eru þeir þó tiltölulega jafndreifðir í tíma. Megnið af skjálftavirkninni dreifist yfir 20×20 km svæði, með miðju í Ölkelduhálsi á austurhluta Hengilssvæðisins. Þar er miðja í eldstöðvakerfi sem kennt hefur verið við Hrómundartind. Þetta kerfi er aðskilið frá eldstöðvakerfi Hengils, sem liggur vestar á Hengilssvæðinu.

Nýlegar landmælingar sýna að mælanlegar landbreytingar hafa orðið á svæðinu á svipuðum tíma og jarðskjálftarnir. Gerðar hafa verið endurteknar hæðarmælingar á Nesjavallasvæðinu og á Hellisheiði á vegum Orkustofnunar og Hitaveitu Reykjavíkur. Þær mælingar sýna landsig á Nesjavallasvæðinu, en óreglulegar breytingar á Hellisheiði fyrir 1992. Mælingar á línu yfir Hellisheiðina benda hins vegar eindregið til að um 16 ± 2 mm landris hafi orðið þar á tímabilinu 1992-1995. Breytingar á annari mælilínu frá þjóðveginum á Hellisheiði norður að Ölkelduhálsi á tímabilinu 1986-1994, gefa vísbendingu um meir en 10 ± 2 mm landris næst Ölkelduhálsi. Breytingarnar eru litlar, en vel marktækar. Hægt er að fella mælingarnar á báðum mælilínunum að einu og sama líkani sem gerir ráð fyrir auknum þrýstingi í kvíkuhólfi á um 6 km dýpi undir Ölkelduhálsi eða nágrenni. Samkvæmt líkaninu nemur ris beint yfir þrýstimiðjunni um 2.5 cm á tímabilinu 1992-1994, og öðrum 2.5 cm í viðbót á tímabilinu 1994-1995.

Í viðbót við hæðarmælingarnar á svæðinu voru einnig gerðar GPS-landmælingar á fimm mælipunktum þar 1991 og 1995. Láréttar færslur á tímabilinu milli mælinga nema um 1-2 cm, og sýna að útþensla hefur orðið á svæðinu, í samræmi við hæðarmælingarnar.

Landmælingar falla því allar að líkani sem gerir ráð fyrir auknum þrýstingi í kvíkuhólfi undir Ölkelduhálsi. Hægt er að sýna fram á að aukinn þrýstingur undir Ölkelduhálsi gæti hafa valdið stórum hluta jarðskjálftanna sem mælst hafa, svo framarlega sem spenna í jarðskorpunni hafi verið mjög nærri brotmörkum áður en þrýstiaukningin hófst. Jarðskjálftarnir sem mælst hafa á Hengilssvæðinu eru flestir sniðgengisskjálftar, líkt og skjálftar á Suðurlandsundirlendinu, og spennusvið á þessum svæðum virðist vera svipað. Líkanrekningar sýna að aukinn þrýstingur í kvíkuhólfi sem er í spennusviði líkt og á Suðurlandsundirlendinu, getur aukið líkur á sniðgengisskjálftum á ákveðnum svæðum kringum kvíkuhólf. Þessi svæði eru hringgeirar út frá kvíkuhólinu, í kringum ás mestu þrýstispennu. Nokkur fylgni er milli staðsetningu jarðskjálfta á Hengilssvæðinu, og þess sem líkanið spáir fyrir um.

JARÐFRÆÐIKORTLAGNING Á ORKUSTOFNUN

Freysteinn Sigurðsson og Kristján Sæmundsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Rvík.

Á Orkustofnun hefur frá upphafi verið unnið að jarðfræðikortlagningu og jarðfræðikortargerð víða um land vegna nýtingar vatnsafls og jarðhita. Orkustofnun hefur orðið að afla sér þessara upplýsinga sjálf, því að hér á landi er engin sérstök Jarðfræðastofnun á opinberum vegum, eins og er hjá tæknivæddum hátekjubjóðum, sem sjá samfélagini fyrir allmennum jarðfræðikortum í **mælikvörðum 1:20.000-1:100.000**. Fram undir 1980 var unnið í ýmsum mælikvörðum og án skipulegs samræmis. Um og upp úr 1980 var farið að vinna að samræmingu kortastaðla sem hafa verið í þróun síðan. Árið 1982 hóf Vatnsorkudeild Orkustofnunar samræmda jarðfræðikortlagningu í mælikvarða 1:50.000 og í kjölfar þess jarðfræðikortagerð á vatnasviði Þjórsár ofan Búrfells, en Landsvirkjun tók þátt í kostnaðinum. Síðar hafa ýmsir aðrir samstarfsaðilar komið við sögu eins og Reykjavíkurborg og sveitarstjórnir á höfuðborgarsvæðinu og Hitaveita og Vatnsveita Reykjavíkur. Einnig hefur verið samstarf við sérfræðinga, sem vinna hjá öðrum aðilum eins og Háskóla Íslands, Náttúrufræðistofnun og víðar.

Vatnsorkudeild Orkustofnunar er brautryðjandi hér á landi á því sviði að gera og gefa út kort í þessum mælikvörðum eftir staðli. Gerð eru þrenns konar kort: Berggrunnskort, jarðgrunnskort og vatnafarskort. Frá 1988 hafa kortin verið unnin í hinni nýju kortblaðaskiptingu Landmælinga Íslands, en áður var kortblaðaskipting Orkustofnunar lögð til grundvallar. Árið 1989 urðu Landmælingar Íslands aðilar að útgáfu kortanna og sjá um sölu og dreifingu þeirra. Hin síðari ár hefur Jarðhitadeild Orkustofnunar einnig unnið jarðfræðikort í samræmdum staðli til útgáfu, einkum berggrunnskort og jarðhitakort. Að mati höfunda starfar nú á Orkustofnun lágmarks mannaflí til að sinna þörfum orkugeirans á sviði jarðfræðikortlagningar, en viðeigandi jarðfræðikort vantar enn á ýmsum svæðum, þar sem fer fram mat á virkjunarmöguleikum. Þar veitti ekki af átaki að mati höfunda.

Á undanförnum árum hefur verið samdráttur bæði í fjárfamlögum til stofnunarinnar og hjá helstu viðskiptavinum hennar innan orkugeirans. Á þessu tímabili hefur Orkustofnun einnig sinnt verkefnum á hinum almenna markaði í samræmi við orkulög (2.gr., 2. liður) Þar er gert ráð fyrir að hún annist hagnýtar jarðfræðilegar kannanir og neyslувatnsathuganir. Sem dæmi um slík verkefni má nefna jarðfræðikortlagningu fyrir sveitarfélög og stofnanir á höfuðborgarsvæðinu, sem viðskiptavinir greiða fullt gjald fyrir. Jarðfræðikort í þessum mælikvörðum nýtast ekki aðeins ofannefndum aðilum heldur öllum, sem koma að skipulagi, landnýtingu, náttúruvernd og jarðvinnuframkvæmdum svo og öðrum sem hafa áhuga á jarðfræðilegri þekkingu.

Þar sem engin jarðfræðastofnun er starfrækt hér á landi hefur Orkustofnun sinnt allmennri og hagnýtri jarðfræðikortagerð í auknum mæli (kort í mkv. 1:25.000 og 1:50.000), enda hefur hún þjálfað starfslið og auk þess tækjakost til að sinna slíkum verkefnum. Því hefur verið leitað til hennar um jarðfræðikortlagningu og hefur því verið sinnt, eftir því sem eigin verk stofnunarinnar leyfa, í samstarfi við aðra aðila, þegar við á, t.d. á Höfuðborgarsvæðinu. Á Orkustofnun starfar samstilltur hópur sem hefur þjálfast í vinnubrögðum í kortlagningu og kortagerð. Á undanförnum árum hafa 11 sérfræðingar sinnt þessum verkefnum með öðrum störfum á Orkustofnun. Á Náttúrufræðistofnun er einnig unnið að jarðfræðikortlagningu og jarðfræðikortagerð, en þar er áhersla lögð á

lands- og landshlutakort í mælikvörðum 1:250.000 - 1:2.000.000.

Frá mars 1992 hefur ArcInfo landupplýsingakerfið verið í notkun á Orkustofnun. Var strax farið að nýta það í þágu kortagerðarinnar og fyrstu tölvuunnu, íslensku jarðfræðikortin eru unnin á Orkustofnun. Fyrsta kortið var teiknað í takmörkuðu upplagi á tölvuteiknara 1992 og fyrstu kortin voru prentuð 1995. Nú eru nánast öll jarðfræðikort á Orkustofnun tölvuunnnin. (Seinustu kortin unnin með flettifilmutækni eru nú í lokafrágangi). Jafnframt er verið að aðlaga jarðfræðistaðlana tölvuvinnslunni og er sú vinna unnin á Orkustofnun.

Notkun ArcInfo kerfisins við jarðfræðikortagerð auðveldar öll samskipti við verkkaupa á þann hátt að hægt er að teikna út kort með tölvuteiknara (plotter) á hvaða vinnslustigi sem er, í hvaða mælikvarða sem er, allt eftir óskum hvers og eins. Framsetningu upplýsinga má haga með ýmsu móti. Í mörgum tilfellum þar sem um smærri verk er að ræða er unnt að komast hjá því að prenta kort í stóru upplagi. **Stöðugt bætist við gagnagrunninn, sem er varðveittur í tölvuskrám og nýtist einnig við kortagerð í framtíðinni.** Tölvuvinnslan auðveldar einng breytingar og lagfæringar í ljósi nýrra rannsókna og í framhaldi af því endurútgáfu korta. **Hagkvæmast er að sömu aðilar afli gagnanna, skrásetji þau og varðveiti og setji þau fram.** Það kemur best í veg fyrir mistök í meðferð.

Á undanförnum árum hefur verið vaxandi eftirspurn eftir jarðfræðikortum og sífellt fjölgar þeim sem líta á þau sem undirstöðu hvers konar landnýtingar og landverndar. Þar koma að mestu gagni samræmd kort í áðurnefndum mælikvörðum, eins og þau sem jarðfræðingar og kortagerðarmenn Orkustofnunar hafa sérhæft sig í að vinna, þ.e. í mælikvörðum 1:20.000 - 1:100.000. Fyrir utan hefðbundna notkun korta hérlendis, sem einkum hefur tengst undirbúningi orkuvirkjana, grunnvatnsleit, byggingar-efnaleit og ferðamennsku hefur þýðing þeirra á síðustu árum stóraukist vegna umhverfisverndar og skipulags landsvæða.

SEGULSVIÐSMÆLINGAR VESTAN VIÐ LAND 1991-93 OG TÚLKUN NIÐURSTAÐNA ÚR PEIM

Geirfinnur Jónsson og Leó Kristjánsson, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

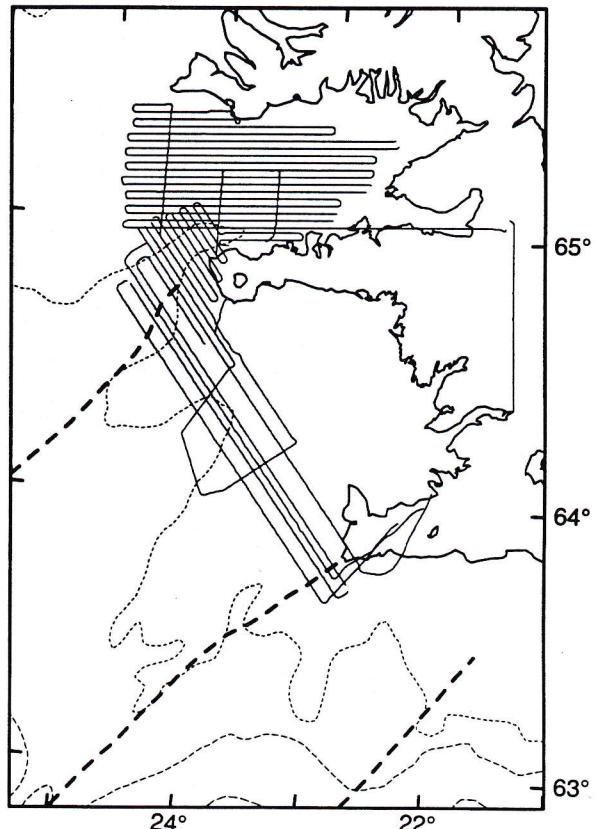
Mælingar á styrk jarðsegulsviðsins voru gerðar á Breiðafirði og þar vestur af frá skipi 1972 (Leó Kristjánsson 1976). Í mælingunum komu fram mikil óregluleg frávik í svíðinu, sem að hluta stafa af því hve mælinemi var stutt frá berggrunninum, en að hluta stafa þau frá eldstöðvum sem eru óvenju algengar á þessu svæði. Línubil var um 10 km sem er of gleitt til að rekja megi aflöng segulfrávik af öryggi milli línnanna. Ákveðið var að endurtaka þessar mælingar úr flugvél 1991-92 og tengja þær eldri mælingum Raunvísindastofnunar þannig að heillegt segulkort af Vestfjörðum, Húnaflóa, Breiðafirði og Snæfellsnesi fengist. Flogið var í 600 m hæð á A-V línum með 3 km bili, um 90 km löngum. Einnig voru mældar styttri línríki NV-SA stefnu vestan Snæfellsness; sumar þeirra voru framlengdar allt suður til Reykjaness, til að stækka í vesturátt það svæði á Faxaflóa sem stofnunin segulmældi 1985-86.

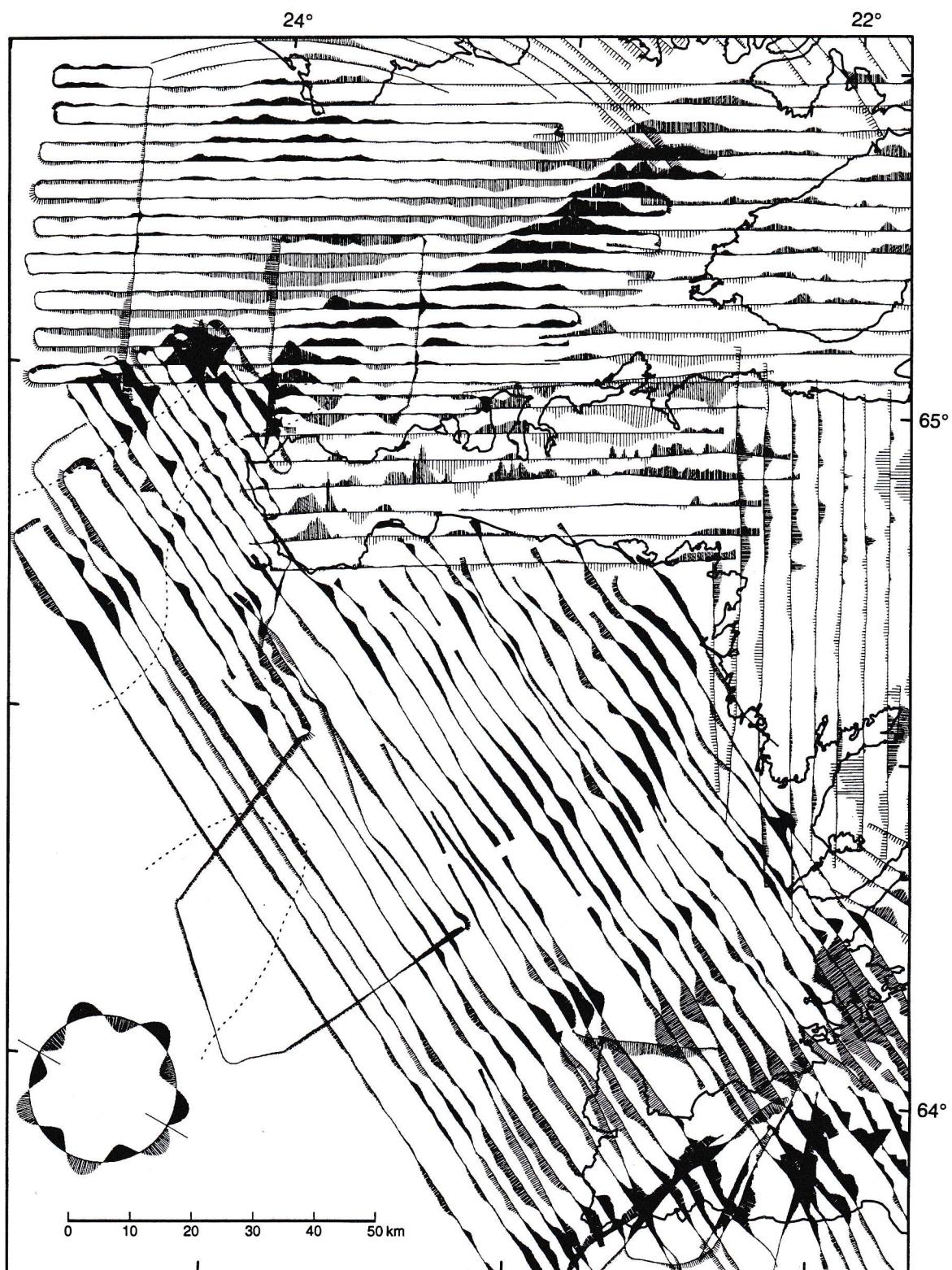
Í mælingunum yfir Breiðafirði koma skýrt fram nokkur aflöng NA-SV segulfrávik. Svo er að sjá sem þessi aflöngu frávik hliðrist nokkuð til austurs og hafi meira og meira norðlæga stefnu eftir því sem norðar og austar dregur. Þetta getur samræmst nýlegum athugunum á strikstefnu hraunlagastaflans á Vestfjörðum (Leó Kristjánsson og Haukur Jóhannesson, grein í prentun í Jökli). Mynstur segulfrávikanna minnir að vissu leyti á mynstur segulhæða yfir núverandi gosbelti á SV-landi (Geirfinnur Jónsson o.fl. 1991) en þarf ekki að eiga sér sömu orsakir. Með samanburði við birta tímakvarða fyrir umsnúninga jarðsegulsviðsins má áætla aldur jarðлага undir Breiðafirði.

Norðantil yfir innanverðum Faxaflóa koma fram nokkur aflöng segulfrávik með norð-norðaustlæga stefnu, en sunnar er stefna frávikanna aust-norðaustlæg. Við höfum sett upp einfalt líkan af aldri hafsbotsinsins í Faxaflóa sem byggist á því að eldra gosbelti gegnum Snæfellsnes hafi dáið út smátt og smátt til suðvesturs (Haukur Jóhannesson, 1980) og nú-verandi gosbelti hafi um leið vaxið úr norðaustri við hlið þess. Hugmynd um hraða þessa ferlis fæst úr samanburði mæliniðurstaðna okkar við segultíma-kvarðann og lískanið. Langt skeið með "rétti" segulstefnu fyrir um 9-10 milljónum ára (Anomaly 5) gegnir lykilhlutverki í þessari túlkun segulsviðsmælinga vestan við land. Rekja þarf og aldursgreina gosbergsmyn danir frá þeim tíma á landinu til að átta sig betur á legu gosbelta og tilheyrandi tektonik.

Utantil á Faxaflóa eru aflöngu segulfrávinum viða dauf, hugsanlega vegna set-myndana. Á flóanum er fátt um staðbundin frávik er tengja megi eldstöðvum: þau stærstu eru við Reykjavík og þar norður af, og gerðum við þéttar mælingar yfir þeim haustið 1993.

Mynd 1: Segulmælilínur R.H. á Breiðafirði og Faxaflóa 1991 - 92. Segulfrávik tengd núverandi rekhyrggjarmiðju og "Anómaliú 5" eru táknuð með sverum brotnum línum (eftir Nunns 1982).





Mynd 2: Niðurstöður flugsegulmælinga R.H. (1991-92 og eldri) yfir Breiðafirði og Faxaflóa. Ímyndað hringflug neðst til vinstri sýnir hvernig segulfrávik eru táknuð, jákvætt svíð helmingi þéttar en neikvætt svíð og styrkinn má marka af því að svíðið í hringnum sveiflast milli ± 1000 nT.

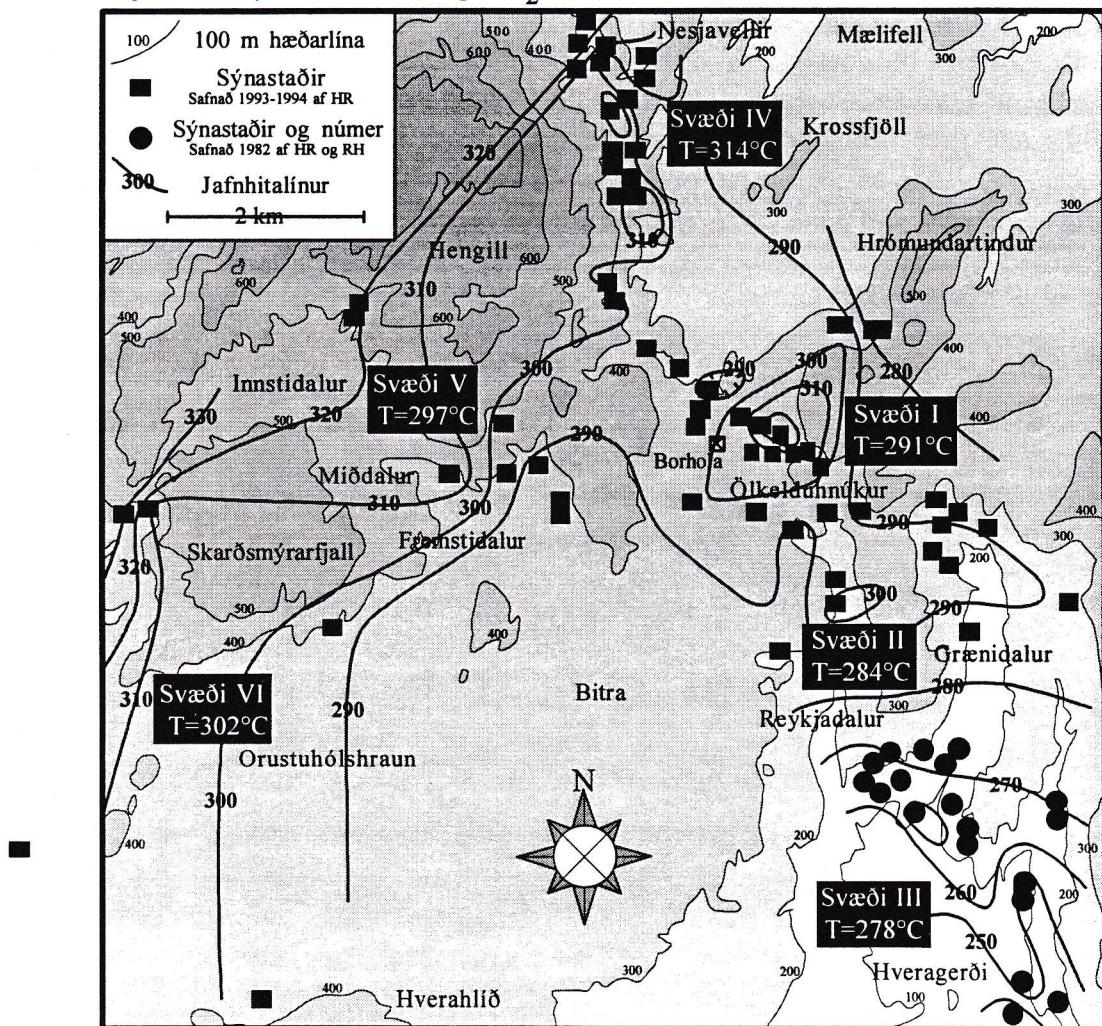
Jarðhitagas á Hengilsvæðinu og nágrenni

Gretar Ívarsson, Hitaveita Reykjavíkur, Grensásvegi 1, 108 Reykjavík

Síðustu áratugi hefur Hitaveita Reykjavíkur, í samvinnu við aðrar rannsóknarstofnanir, staðið fyrir umfangsmiklum rannsóknum á Hengilssvæðinu með nýtingu á jarðvarma til húshitunar og raforkuframleiðslu í huga. Þessar rannsóknir leiddu m.a. til byggingar orkuvers að Nesjavöllum, sem hefur í dag uppsett afl upp á 150 MW_(n). Fullnýting Nesjavallasvæðisins, ásamt raforkuframleiðslu í næstu framtíð, gerir þá kröfу að hugað verði að nýjum vinnslusvæðum, sérstaklega m.t.t. varmavinnlsu. Í því ljósi hefur áhugi manna beinst að svæðinu kringum Ölkelduhnúk, en þar hófust rannsóknir á jarðhitagasi árið 1982 og hefur þeim verið framhaldið á síðustu þremur árum. Á grundvelli rannsókna á sviði jarð-, jarðeðlis- og jarðefnafræði hefur ein rannsóknarholu þegar verið boruð og áfórmáð er að halda borunum áfram.

Á árunum 1993 - 1995 var safnað um 70 gassýnum af Hengilsvæðinu, með sérstaka áherslu á Ölkelduhálssvæðið (Gretar Ívarsson 1996). Áframhaldandi sýnataka er áætluð, ekki síst vegna aukinnar skjálftavirkni sem orðið hefur vart á svæðinu síðan um sumarið 1994. Þá voru einnig tvö vatnssýni tekin, annað úr gamalli borholu í Klambragili og hitt úr fallegum kalkhrúðurshver skammt frá mynni Kýrgils. Áætlað er að safna úr uppsprettum og ölkeldum á Ölkelduhálssvæðinu á komandi sumri. Mynd 1 sýnir sýnatökustaði og skiptingu svæðisins í 6 hluta, ásamt kolsýruhita. Tafla 1 dregur saman helstu tölfræðilegu

Mynd 1: Sýnatökustaðir og CO₂-hiti



niðurstöður rannsóknarinnar. Myndir 2a og 2b sýna efnastyrk gass hnitað á móti útreiknuðum meðalhita.

Notkun efnastyrks í gufuaugum til þess að áætla hitastig í jarðhitakerfum byggir á þeirri hugmyndafræði að styrkur jarðhitagass sé tengdur jafnvægi þess við ummyndunarsteindafylki í jarðhitakerfinu, sem er háð hitastigi kerfisins (Stefán Arnórsson og Einar Gunnlaugsson 1985). Fimm efnahitamælar (CO_2 , H_2S , H_2 , CO_2/H_2 og $\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2$), sem styðjast við styrk ákveðinna gastegunda eða hlutfall þeirra, hafa verið settir fram og byggja þeir á samanburði á mældum styrk gass í borholum og gufuaugum, og svo mældum borholuhita.

Yfirborðsjarðhiti á rannsóknarsvæðinu er víðáttumikill og er hann nær samfelldur frá Nesjavöllum, suður og austur um Hagavíkurlaugar, Ölkelduhálssvæðið, Græna- og Reykjadal og til Hveragerðis, en þessi svæði eru talin tilheyra þremur eldstöðvakerfum. Annars staðar stingur jarðhitinn sér óvíða upp en er nokkuð áberandi í Hengladölum, Sleggjubeinsdal, við Skíðaskálann í Hveradölum og við Hverahlíð.

Hitafrávik liggur til suðaustur frá Hengilsinsvæðinu, en almennt fer hitinn lækkandi til suðausturs (mynd 1). Staðbundin lokuð hitafrávik eru við Ölkelduhnúk og í ofanverðum Reykja- og Grænadal. Samkvæmt kolsýruhitamælinum má búast við um og yfir 300°C á báðum þessum stöðum.

Efnafræði gassins bendir til að hitinn í jarðhitakerfinu sé hæstur í nálægð Hengilsins (svæði IV, V og VI), sem er virk megineldstöð, en meðalgildi fyrir efnahitamælanna er á bilinu 297°C til 314°C (mynd 2a og tafla 1). Efnafræðileg einkenni svæðanna við Hengilinn eru hátt brennisteinsvetni (meðalgildi 25 - 65 mmól/kg gufa) og vetni (meðalgildi 25 - 75 mmól/kg gufa), ásamt kolsýru (meðalgildi 380 - 550 mmól/kg gufa) og metan (meðalgildi 0,5 - 2 mmól/kg gufa). Almennt er hlutfall gass í sýnumum mjög mikið og var algengt að það væri á bilinu 30 - 60% af rúmmáli sýnisins.

Svæði I, II og III sýna lægri meðalhita, eða á bilinu 278°C til 291°C (mynd 2b og tafla 1), en þessi svæði tengjast eldri megineldstöðvum. Miklu lægri efnastyrkur einkennir þessi svæði og er meðalgildi fyrir brennisteinsvetni einungis 4 - 10 mmól/kg gufa og vetni

Tafla 1: Svæðisbundið meðaltal (efnastyrkur er í mmól/kg gufa)

	Ölkelduháls Svæði I	Grænidalur Svæði II	Hveragerði Svæði III	Nesjavellir Svæði IV	Hengladalir Svæði V	Skarðsmýrarfjall Svæði VI
Vatn (g)	225	260		110	200	170
Gas (ml)	40	30		180	90	110
H_2	4	3	3	75	25	20
N_2	5	3	6	15	6	10
CH_4	0,2	0,04	0,1	2	0,5	1,6
O_2+Ar	0,2	0,1	0,7	0,3	0,1	0,25
H_2S	10	7	4	65	25	50
CO_2	380	250	100	500	380	550
$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$	50	50	32	8	30	10
$\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2$	4	4	5	1	2	8
$(\text{CO}_2/\text{CH}_4)/100$	45	70	14	8	12	6
$\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2$ ($^{\circ}\text{C}$)	289	284	289	306	297	285
H_2 ($^{\circ}\text{C}$)	288	284	282	315	297	301
CO_2/H_2 ($^{\circ}\text{C}$)	284	282	291	317	297	298
H_2S ($^{\circ}\text{C}$)	288	281	273	325	297	320
CO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	299	291	262	307	298	309
Meðalhiti ($^{\circ}\text{C}$)	291	284	278	314	297	302

3 - 4 mmól/kg gufa. Þá er hverfandi lítið metan á svæðinu (meðalgildi 0,04 - 0,2 mmól/kg gufa). Almennt er hlutfall gass í sýnum lítið og var algengt að það væri á bilinu 10 - 15% af rúmmáli sýnisins.

Nokkuð gott samræmi er á milli gasmælinga og viðnámsmælinga sem gerðar hafa verið á hluta svæðisins (Knútur Árnason 1993). Þar sem grunnt er á lágviðnámslög með hærra viðnámi neðar reiknast iðulega hár gashiti.

Borhola ÖJ-1, sem boruð var um áramótin 1994-1995, er um 1100 metra djúp og háharkshiti í henni mældist 198°C. Efnagreiningar benda til að enginn skyldleiki sé með vatninu úr holunni og svo gasinu úr gufuaugum á svæðinu. Allt bendir því til þess að holan hafi ekki rofið jarðhitageyminn.

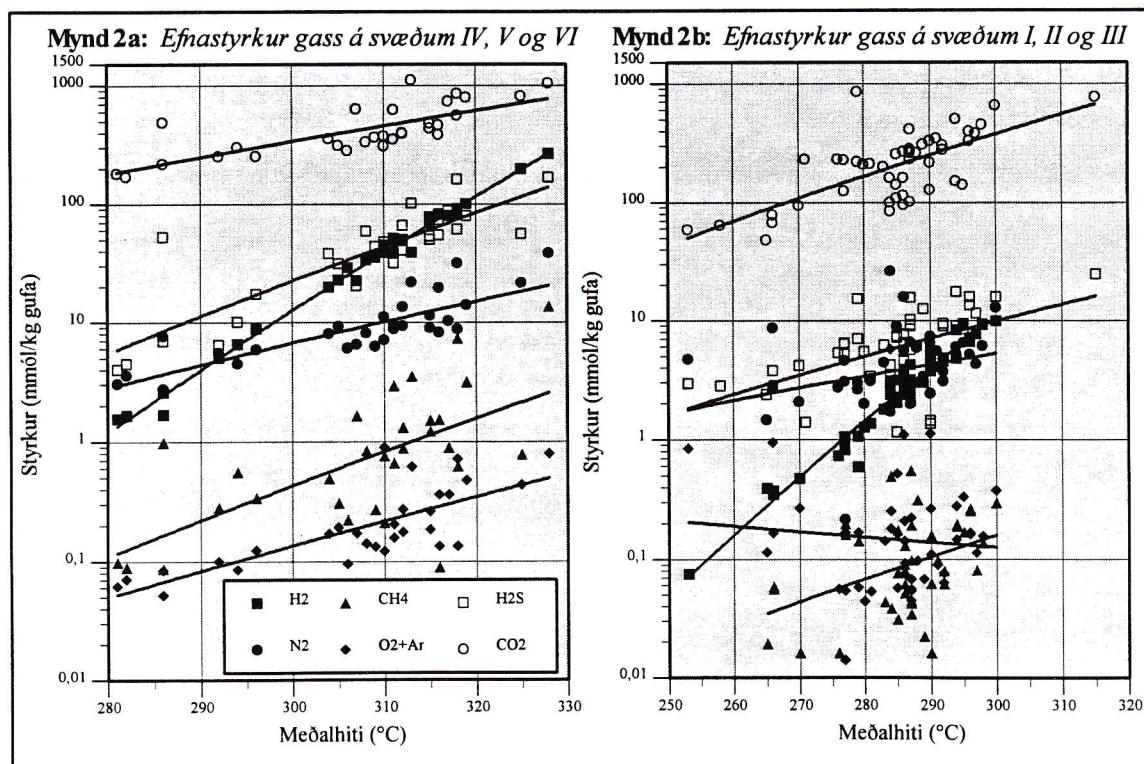
Jarðhitasvæðið í nágrenni Ölkelduhnúks getur orðið fýsilegur virkjunarkostur fyrir Hitaveitu Reykjavíkur í framtíðinni. Svæðið er öllu minna en Nesjavallasvæðið og þótt rannsóknir á gasi úr gufuaugum bendi til þess að ekki sé að vænta jafn hás hita í jarðhitakerfinu og á Nesjavöllum, má búast við allt að 300°C. Ef ákvörðun um vinnslu verður tekin má búast við að svæðið nýtist bæði til varma- og raforkuvinnslu.

Tilvitnanir:

Gretar Ívarsson 1996: Jarðhitagas á Hengilsvæðinu. Söfnun og greining 1993 - 1995. Hitaveita Reykjavíkur, 42 bls.

Knútur Árnason 1993: Jarðhiti á Ölkelduhálssvæði. Viðnámsmælingar 1991 og 1992. Orkustofnun, OS-93037/JHD-10, 82 bls.

Stefán Arnórsson og Einar Gunnlaugsson 1985: New Gas Geothermometers for Geothermal Exploration - Calibration and Application. Geothermica et Cosmochimica Acta. Vol. 49, 1307-1325.



JARÐHITI Í KÖLDUKVÍSLARBOTNUM

Guðmundur Ómar Friðleifsson, Magnús Ólafsson og Jón Örn Bjarnason, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Jarðhitasvæðið í Köldukvíslarbotnum var kannað síðastliðið sumar. Útbreiðsla jarðhitans á yfirborði var kortlögð, og sýni af gufu, vatni, bergi og jarðhitaútfellingum tekin til efna-greininga. Jarðhitasvæðið í Vonarskarði var skoðað lauslega til samanburðar.

Jarðhitasvæðið í Köldukvíslarbotnum er á ýmsan hátt mjög sérstætt meðal íslenskra háhitasvæða. Það er að mestu á kafi í aur, sem lískast til hefur fyllt upp gamalt vatnsstæði. Skýr tengsl háhitakerfisins við unga eldvirkni og virk sprungukerfi er ekki að sjá, gagn-stætt því sem venja er. Bein tengsl við háhitasvæðið í Vonarskarði sjást ekki heldur. Sprungustefna gæti bent til þess að jarðhitinn í Köldukvíslarbotnum tengdist eldvirkni í Bárðarbungukerfinu, en úr því fæst ekki skorið án frekari athugana.

Útbreiðsla virka jarðhitans bendir til þess að háhitasvæðið sé að minnsta kosti 10 km^2 að flatarmáli. Sé hins vegar miðað við öll jarðhitaummerki á yfirborði gæti stærð þess verið allt að 40 km^2 . Viðnámsmælingar gætu gefið nákvæmari mynd af umfangi kerfisins.

Af efnasamsetningu gass úr gufuaugum má ráða að hiti í jarðhitakerfinu í Köldukvíslarbotnum sé um 290°C , en $305 - 310^\circ\text{C}$ í Vonarskarði.

Helstu áhrif Hágöngumiðlunar á jarðhitasvæðið í Köldukvíslarbotnum yrðu þau að færa yfirborðshitann í kaf mestan hluta ársins. Hins vegar er ekki talið líklegt að fyrir-hugað lón spilli jarðhitakerfinu sjálfu eða komi í veg fyrir virkjun jarðhitans síðar.

Lauslegt mat á afli og orkugetu kerfisins bendir til þess að það geti skilað a.m.k. 90 MWe og 750 GWh/a, ef gengið er út frá því að flatarmál svæðisins sé 10 km^2 , en 360 MWe og 3000 GWh/a sé stærð þess talin 40 km^2 .

Efnið er kynnt í erindi og á veggspjöldum.

Heimildir:

Guðmundur Ómar Friðleifsson, Magnús Ólafsson og Jón Örn Bjarnason, 1996: Jarðhit i Köldukvíslarbotnum. Orkustofnun, OS96014JHD04, 37 bls.

GJÓSKULÖG Í TUNGNAÁRJÖKLI: GOSSAGA, ALDUR ÍSS OG DVALARTÍMI GJÓSKU Í JÖKLI

Guðrún Larsen, Magnús T. Guðmundsson og Helgi Björnsson
Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Dunhaga 3, 101 Reykjavík.

Á jöðrum Vatnajökuls, neðan hjarnmarka, koma fram dökkar rendur sem rekja má svo kilómetrum skiptir, stundum tugi kilómetra, eftir yfirborði jökulsins. Með rannsóknum sem hófust haustið 1993 hefur verið staðfest að flestar rendurnar eru gjóskulög í ísnum. Þessi gjóska hefur fallið á jökulinn á liðnum oldum bæði frá gosum í eldstöðvum innan Vatnajökuls og utan hans. Á leysingasvæðinu skolaðist nýfallin gjóska fljótega burt með leysingavatni en á ákomusvæði hans hafa gjóskulögin grafist dýpra með hverju ári. Gjóskulögin, sem grófust í jökulinn, hafa síðan borist með straumi hans niður á leysingasvæðið og koma þar aftur í ljós. Þau liggja skáhallað inn í jökulinn og þó leysingavatn skoli gjóskunni burt kemur framhald þeirra stöðugt í ljós við það að ísinn bráðnar á leysingasvæðinu.

Gjóskurendurnar eru í stórum dráttum samsíða jökuljöðrum vestan- og norðantil í Vatnajökli. Á köflum mynda þær "mynstur" á yfirborði jökulsins en annars staðar liggja þær samsíða og mynda einfalt snið upp jökuljaðarinn, líkt og gjóskulög í jarðvegi. Hægt er að mæla slíkt snið rétt eins og jarðvegssnið, skrá einkenni hvers lags, taka sýni til efnagreininga og finna frá hvaða eldstöðvakerfi gjóskan er ættuð. Með samanburði við gossögu viðkomandi eldstöðvakerfa, frásagnir í rituðum heimildum og gjóskulagaskipan á aðliggjandi svæðum er svo hægt að heimfæra a.m.k. hluta gjóskulaganna á ákveðin tímasett gos.

Íssjármælingar hafa gjörbreytt vitnesku manna um stærstu íslensku jöklanna og gert kleift að reikna rúmmál íssins og meta forðann sem þar er geymdur. Aldur íssins, og þar með sá tími sem það tók að mynda þennan forða, er hinsvegar ekki þekktur með fullri vissu. Mat byggt á fræðilegum líkönum um hreyfingu bendir til þess að elsti ís í Vatnajökli gæti verið allt að 1000 ára gamall. Við íssjármælingar koma einnig fram endurkastsfletir inni í jöklinum sem rekja má í átt að jöðrunum og er talið er að þetta séu gjóskulög sem mynda jafntímalínur í ísnum. Ef hægt verður að tengja tímasett gjóskulög á jöklufirborði við gjóskulög niðri í ísnum fást jafntímalínur af þekktum aldri í jöklinum og þar með yrði unnt að meta afkomu jökulsins á ákveðnum tímabilum.

Ísinn í Vatnajökli varðveitir einnig hluta af gossögu þeirra eldstöðva sem tjá sig með gjóskufalli. Þetta á ekki síst við um Grímsvötn og Bárðarbungu, og gjóskulög í Vatnajökli kunna að vera einu varðveittu heimildirnar um sum gosin þar.

Segja má að markmiðið með rannsóknum á gjóskulögum á jökulsporðum Vatnajökuls sé þrífætt: 1) að tímasetja ísinn með því að greina uppruna og aldur þeirra gjóskulaga sem varðveitt eru í jöklinum. Þar með verður hægt að bera fræðileg líkön af hreyfingu þessara jöklra við líkön byggð á raunaldri íssins; 2) að auka þekkingu á gossögu eldstöðva í Vatnajökli á því tímaskeiði sem þar er varðveitt; 3) að tengja tímasett gjóskulög við endurkastsfleti í ísnum, sem sjást með íssjá. Þar með fengjust tímasettir jafntímafletir í ísnum, en það er mikilvægt fyrir mat á afkomu jökulsins á liðnum oldum.

Aðstæður á neðanverðu leysingasvæði Tungnaájökuls voru kannaðar haustið 1993 og í ljós kom að mestallt efni í sandstærðum er gjóska, nema neðst á jökulsporðinum þar sem jökulnúið grjót og leirlög, ljós og dökk, finnast í bland við gjóskuna. Gjóskan finnst sem 1) lög, misjafnlega greinileg og samfelld, er liggja skáhallað niður í ísinn og koma fram sem rendur á yfirborði; 2) fyllingar sem skolast

hafa niður í sprungur er hafa opnast ofanfrá; 3) skoluð vatnsflutt gjóska á yfirborði. Gjóskulögin í ísnum eru furðu vel afmörkuð og varðveitt. Mörg þeirra hafa einhver sérkenni og þekkjast frá öðrum gjóskulögum/röndum (og þekkjast aftur annars staðar) t.d. á lit, kornastærð, kornagerð og framandsteinum en flest eru þó áþekk í útliti. Þar sem gjóskurendurnar koma "út" úr ísnum myndast kverk vegna aukinnar leysingar yfir óhreinum ís og einnig verður ísinn gropinn á 1-2 m kafla yfir röndinni. Vatn og allt sem með því berst getur því seitlað niður í gjóskuröndina undir gropna ísnum og að auki rennur leysingavatnið gjarnan kverk úr kverk með tilheyrandi efnisflutningum. Til að komast hjá mengun var ákveðið að bora með kjarnabor niður í rendurnar ofan við gropna ísinn.

Á leysingasvæði Tungnaárjökuls fundust 38 greinilegar rendur. Í 34 þeirra er efnið svo til hrein gjóska og eru þau því talin gjóskulög að uppruna en í neðstu 4 er efnið blandað grjóti og leir. Teknir voru 1-3 kjarnar úr hverju gjóskulagi eftir því hve efnismikið það var en magn á fersentimetra var frá fáeinum grömmum (undantekning) niður í fáein milligrömm. Yfirborðssýni úr stakri gjóskurönd uppi undir hjarnmörkum var tekið úr þyrlu en þangað var ófært vegna sprungna (Tungnaárjökull hljóp haustið 1994).

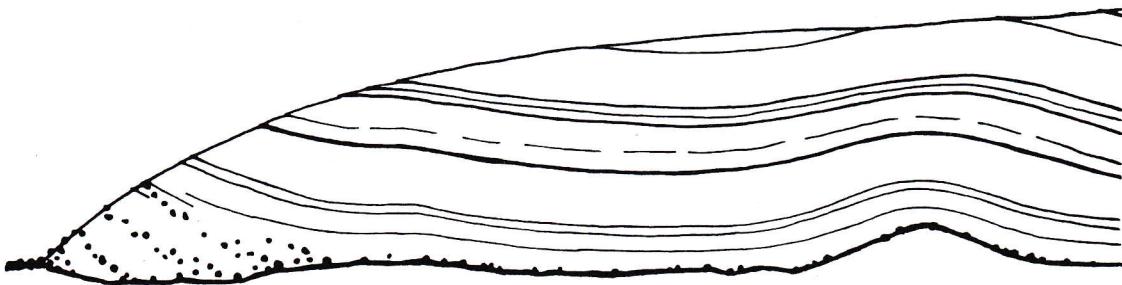
Sýni úr hverju gjóskulagi var efnagreint í örgreini og skera efnagreiningarnar úr um með fullri eða allmikilli vissu hvaðan 29 gjóskulaganna eru ættuð: 21 þeirra er frá Grímsvatnakerfi, 4 frá Veiðvatna-Bárðarbungukerfi, 3 frá Kötlukerfi og 1 frá Öræfajökulskerfi. Í 2 gjóskulögum er ísúrt gler, hreint í öðru en í hinu er að auki Grímsvatnagler. Efnasamsetningunni svipar til bergs í Hágöngum sem tilheyra Grímsvatnakerfinu. Ekki er fullljóst hvaðan 3 gjóskulög eru komin því tvenns- eða þrennskonar gler fannst í þeim. Staka gjóskulagið við hjarnmörkin er ættad frá Kötlukerfi.

Tekist hefur að tengja sex gjóskulög með allmikilli vissu við þekkt gos: Öræfajökulsgos 1362, Veiðivatnagos 1477, Grímsvatnagos 1619, Kötlugosin 1625 og 1755, og Skaftárelدا/ Grímsvatnagos 1783/84. Önnur gjóskulög hafa verið tímasett til bráðabirgða með hliðsjón af framantöldum 6 lögum og er elsta gjóskulagið frá fyrri hluta 12. aldar. Þessi hluti Tungnaárjökuls varðveitir því samfellda sögu eldvirkni og upphleðslu íss í rúmlega 600 ár. Engar gjóskurendur sjást á svæðinu milli gjóskulagsins frá 1783/84 og lagsins efst á leysingasvæðinu. Það síðarnefnda er talið vera K 1918.

Gjóskulögin í Tungnaárjökli bæta verulega við þekkingu okkar á gossögu Grímsvatnakerfisins á tímabilinu ca 1100 - 1783/84, bæði varðandi fjölda gosa og gostiðni á ákveðnum tímabilum. Af 23 gjóskulögum frá því kerfi er hægt að fella 11 lög að áður þekktum gosum en 12 ný gos bætast við, flest á 17. öld. Athyglisvert er að 10 "Grímsvatnalög" finnast á tímabilinu 1600-1700 en á næstu 300 árum á undan finnast aðeins 8 Grímsvatnalög í Tungnaárjökli. Ef gert er ráð fyrir að varðveislan í ísnum sé sambærileg á þessum tímaseiðum þrefaldast gostiðnin á Grímsvatnakerfinu á 17. öld miðað við aldirmar á undan en var í lágmarki á 15. öld. Fyrsta ritaða heimild, sem nefnir Grímsvötn, er frá árunum 1598 til 1608 eða um sama leyti og breyting verður á tíðni gosa þar.

Gjóskulögin í Tungnaárjökli eru "óslitin" sem bendir til að aflögun vegna hreyfinga eftir innri skerflötum í ísnum sé óveruleg þrátt fyrir endurtekin framhlaup á liðnum öldum og skrið yfir mishæðótt undirlag. Þetta sýnir að sprungumyndun í framhlaupum nær aðeins til efsta lags jöklusins og að meginísmassinn, líklega neðan 30-40 m dýpis, teygist en springur ekki. Ójafnt undirlag jöklusins veldur því að gjóskurendurnar liggja ekki allstaðar samsíða á jöklufirborðinu heldur hlykkjast til eða

skjóta upp kolli ofan við meginrönd sína þar sem eru hæðir undir. Innbyrðis afstaða gjóskulaganna breytist ekki við framhlaup og einkenni gjóskurandanna og hlutfallsleg ísþykkt milli þeirra heldur sér einnig. Öll gjóskulög í Tungnaárjökli, sem á annað borð sjást á loftmyndum, þekkast auðveldlega aftur á loftmyndum frá 1960. Þekkingin sem aflað er með tímasetningu á gjóskulögum og ís í Tungnaárjökli og öðrum skriðjöklum Vatnajökuls mun nýtast um drjúglanga framtíð og halda gildi sínu meðan viðkomandi gjóskulög sjást á jökulsporðunum.



1. Mynd. Skriðjökull með gjóskulögum. Skyringamynd af langsníði gegnum neðri hluta leysingasvæðis. Misbreiðar svartar línur tákna gjóskulög, svartir deplar tákna grjótdreif.

Af rannsóknunum á Tungnaárjökli er einnig hægt að draga ályktanir um setmyndun vegna gjósku sem fellur á jökul. Gjóska myndar lag sem "varðveitist" með mismunandi hætti eftir því hvar á jökulinn hún fellur. Gjóska sem fellur á leysingasvæði jökuls skolast burt á skömmum tíma, vikum, mánuðum eða árum. Þetta er skammtímaferli sem leiðir til mikilla efnisflutninga á stuttum tíma niður af jöklínunum. Aldursmunur á gjóskuseti sem verður til á þennan hátt og "in situ" gjóskulagi er því líttill og því má telja setið því sem næst samtíma myndun. Gjóska sem fellur á ákomusvæði jökuls grefst undir ákomu innan árs og kemur ekki aftur undir bert loft nema á leysingasvæðinu þar sem hún bráðnar út smátt og smátt á löngum tíma. Takmarkaður árstímabundinn efnisflutningur á sér því stað allan þann tíma sem ísinn með gjóskulaginu er að flytjast fram, allt þar til ísinn/gjóskulagið er komið niður á botn jökulsins og fram í jökuljaðarinn. Sá tími fer bæði eftir stærð jökulsins og afkomu hans. Fyrir Tungnaárjökul er þessi tími nálægt 900 árum. Gjóska getur blandast jökulurð eða borist með jökulvötnum sem frá honum falla og sest til með framburði þeirra. Af sömu ástæðum getur hopandi jökull skilið eftir sig slóð af gjósku sem bráðnað hefur út úr ísnum í hundruð ára eftir að gjóskulagið fél. Í hvorugu tilfellinu er hægt nota gjóskuna til tímasetninga né líta á hana sem jafntímalínu.

TORFAJÖKULL SEISMICITY - HYDROTHERMAL COOLING OF A MAGMA BODY?

Heidi Soosalu and Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

The Torfajökull central volcano is characterized by its extensive rhyolitic rocks and high geothermal activity. No volcanic activity is known to have occurred there for 500 years, however. Torfajökull is moderately seismically active, and earthquakes of both the high-frequency and low-frequency type occur.

We report the result of a study of Torfajökull seismicity from July 1991 to October 1995 based on data from the SIL network and three local analog seismic stations.

The high-frequency seismicity is uniform in time and originates in the western part of the caldera and the area towards Rauðfossafjöll. Hypocenters are spread rather evenly in an approximately spherical volume extending from the surface down to about 14 km. Inside it there is a volume void of earthquake sources. The aseismic volume is beneath the NW part of the caldera at 3.5-10.5 km depth. We interpret it as a body of hot rock, possibly molten. The seismically active envelope is then seen as a cooling front. Water percolates in the surrounding crust, causing thermal contraction and cracking around the periphery of the hot body, which is thus the source of a considerable part of the Torfajökull geothermal activity.

The low-frequency earthquakes are generally small, and only recorded by the local stations. The source area of this activity is not well known, but there are indications that the low-frequency events originate in the E or SE part of the caldera. The events typically occur in swarms. The low-frequency activity was relatively high in the beginning of the study period, but diminished to a low level after 1992. It does not show any obvious temporal correlation with the high-frequency earthquake activity, but some relation to the eruptive activity of the neighbouring Hekla volcano is suggested.

Pyngdar-, segul- og dýptarkort af Íslandi og hafsvæðinu umhverfis.

Hjálmar Eysteinsson og Karl Gunnarsson. Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Á Orkustofnun hefur farið fram úrvinnsla á þyngdargögnum sem mæld hafa verið umhverfis landið. Hér er bæði um að ræða skipa- og gervitunglamælingar, sem hafa verið sameinaðar í eitt kort. Einnig eru tekinn með áður birt gögn af landinu, ásamt nýrri úrvinnslu þyngdarmælinga á jöklum, þar sem tekið hefur verið tillit til þykktar jöklar. Niðurstaða þessarar vinnu er ný kort með "free-air" og Bouguer-fráviki af svæði sem er 1200 x 1100 km að stærð. Einnig er birt dýptarkort sem byggir á sömu skipamælingum, ásamt alþjóðlega gagnagrunninum ETOPO5, og sem notað var við úrvinnslu Bouguerkortsins. Einnig er sýnt segulkort í sama kvarða, sem byggir á flugsegulmælingum Háskóla Íslands og samþræðingi ýmissa erlendra mælinga á hafsvæðunum.

ÍSBRÁÐ, LEITIN AÐ JARÐFRÆÐILEGRI UPPSPRETTU ÍSLANDS

Ingi Porleifur Bjarnason, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

Haustið 1993 hófust fyrstu stafrænu breiðbandsskjálftamælingar á Íslandi, með verkefninu ÍSBRÁÐ (bráðin sem myndar Ísland), sem enn er í gangi. Aðalmarkmið verkefnisins er að kanna efri möttulinn undir Íslandi, þar sem heitur reitur er staðsettur á Mið-Atlantshafshryggnum. Við leitum myndunarsvæðis kvíkunnar sem verður til í möttlinum undir Íslandi, og leitumst við að skilja ferðalag hennar í gegnum möttulinn, uppí jarðskorpuna sem myndast við storknun hennar. Á tímabilinu 1993-1994 settum við upp 5 breiðbandsskjálftamæla víðsvegar um landið og var þeim fjölg-að í 16 síðsumars 1995 (meðtalin alþjóðastöðin BORG). Þeir dreifast vel um allt land í neti sem við köllum ÍSBRÁÐAR netið (Mynd 1). Breiðbandsskjálftamælar eru næmir fyrir hreyfingum frá bæði fjarlægum (erlendum) og nálægum (innlendum) jarðskjálftum. Skjálftabylgjur frá fjarlægum skjálftum eru notaðar til þess að skyggnað í möttulinn á dýptarbilinu frá 25 km niður á allt að 400 km dýpi. Nálægir skjálftar eru notaðir til rannsóknar á eiginleikum jarðskorpunnar og til rannsóknar á eldvirkni og tektóník Vatnajökuls og Öskjusvæðisins. Sprengiskjálftamælingar voru gerðar sumarið 1995 eftir 300 km langri línu (SKOTLÍNA95) sem náði þvert yfir landið til mælinga á þykkt jarðskorpunnar undir miðju landinu (Mynd 2). Mikil umræða er í gangi um endurskoðun á þykkt jarðskorpu Íslands og öðrum jarðeðlisfræðibáttum sem tengjast gerð hennar, eins og t.d. hitastig jarðskorpunnar. Gögn frá SKOTLÍNU95 verða innlegg í þá endurskoðun. ÍSBRÁÐAR verkefnið er unnið í samvinnu Raunvísindastofnunar Háskólans, Carnegieofnunarinnar í Washington, Bandaríkjunum, Háskólans í Cambridge, Englandi, og Orkustofnununar.

Við höfum kannað mismunatöf (þ.e. frávik á komutíma miðað við almennt líkan) yfir landið á fjarlægum rúmbylgjum (P og S bylgjur) (Bjarnason og fl., 1996). Er þetta fyrsta skrefið í úrvinnslu við gerð á þrívíðri mynd af bylgjuhraða í möttlinum undir Íslandi. Upplýsingar um hraða og deyfingu í möttlinum geta gefið vísbindigar um tilvist kviku í iðrum jarðar. Mismunatöf mælist uppí 1 s fyrir P bylgjur og uppí 3 s fyrir S bylgjur. Mismunatöf hefur ekki verið mæld áður fyrir S bylgjur á Íslandi. S bylgjur eru næmari á kviku en P bylgjur, og því fást nánari upplýsingar frá þeim mælingum. Of snemmt er að segja nokkuð um bræðslusvæðið í möttlinum, en ljóst er útfrá dreifingu mismunatafarinnar að u.þ.b. 100 km breitt lághraðasvæði er í möttlinum á 100-350 km dýpi undir miðju landsins. Ennþá er óljóst hve grunnt lághraðasvæðið teygir sig upp að yfirborði. Könnun á yfirborðsbylgjum frá nálægum og fjarlægum skjálftum verður mjög mikilvæg til þess að skyggnað í efsta hluta möttulsins, fyrir ofan 100 km dýpi. Fjarlægar rúmbylgjur skráðar á ÍSBRÁÐAR netið hafa ekki mikla greiningarhæfni í þessum efsta hluta möttulsins. Yfirborðsbylgjur verða skoðaðar til þess að skyggnað í neðri hluta neðri skorpu (fyrir neðan u.þ.b. 15 km dýpi), en þar er erfitt að greina bylgjuhraða með sprengimælingum og mælingum á nálægum skjálftabylgjum. Nánari mælingar á neðri skorpu er mikilvægur lykill að skilningi á jarðeðlisfræði Íslands.

Við höfum mælt klofnun á S bylgjum frá fjarlægum skjálftum sem skráðst hafa á ÍSBRÁÐAR netinu. Bylgjuklofnun á sér stað þegar bylgjur ferðast í gegnum misátta efni (þ.e. efni með stefnubundinn hraða), og þegar bylgjurnar ferðast ekki eftir höfuðásum efnisins. Alþekkt dæmi um bylgjuklofnun er tvíbrot ljóss í silfurbergi.

Misáttaeiginleiki hefur verið mældur í jarðskorpu Íslands og verið tengdur við megin sprungustefnu jarðskorpunnar (Menke og fl., 1994a). Misáttaeiginleiki efra möttuls undir landinu hefur lítið verið kannaður. Misátt í möttli hefur verið tengd við flæði möttulefnis, því hraðasti ás olivíkrystalla raðast að meðaltali í flæðistefnu. Mæling á klofnun vektor-bylgna eins og S bylgna, sem ferðast hafa í gegnum misátta möttul, getur því gefið til kynna flæðistefnu möttulsins, sem eykur skilning á kröftum sem verka á jarðskorpuna og skilning á flæði kviku neðanjarðar.

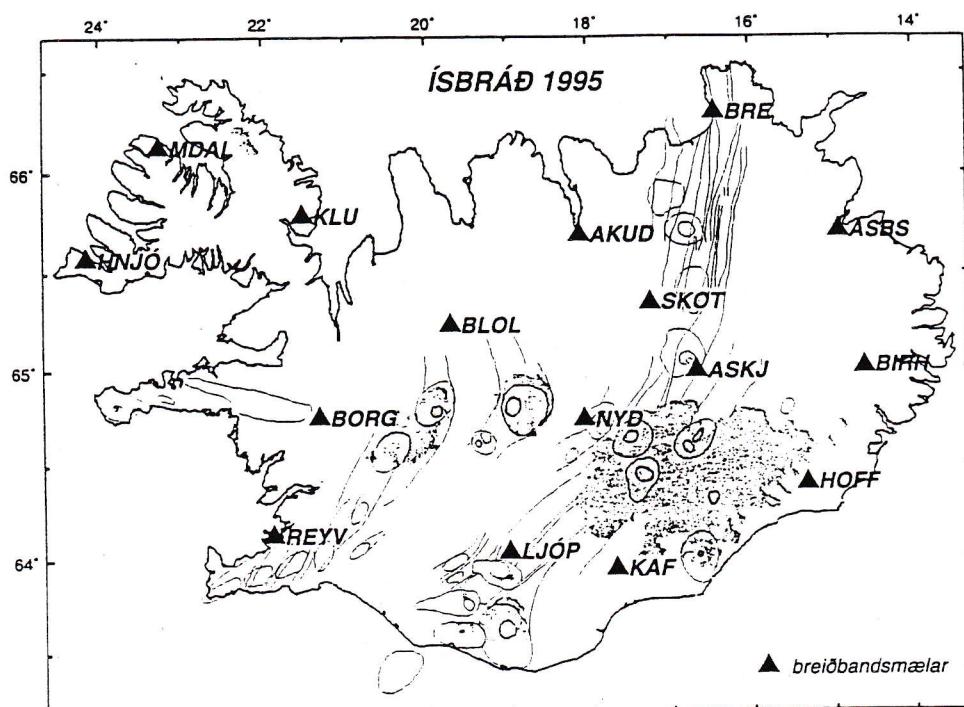
Fyrstu niðurstöður bylgjuklofnunarmælinga á fjarlægum S bylgjum hafa gefið óvænta niðurstöðu. Töfin milli hröðu og hægu stefnunnar er á bilinu 0.7-1.7 s og hraða stefnan liggur á milli N20°V og N45°V (Mynd 3). Stærð klofnunartíma bendir til þess að meginhluti misátta efnisins sé í möttlinum eins og búist var við, en dreifing hröðu stefnunnar kom á óvart. Þessa dreifingu er ekki hægt að skýra með einföldum flæðilíkönum með láréttu flæði annað hvort hornrétt á hryggjarás eða geislandi frá miðju heita reitarins undir miðju landsins. Ef við finnum svipaða misátt í möttlinum undir öðrum ókönnuðum svæðum landsins, þá er líklegasta skýringin á þessum eiginleikum sú að flæði möttulsins undir Íslandi sé nokkuð samfellt og tengist stærra flæðisviði undir Norður-Atlantshafi, sem reyndar er ekki þekkt.

Heimildir

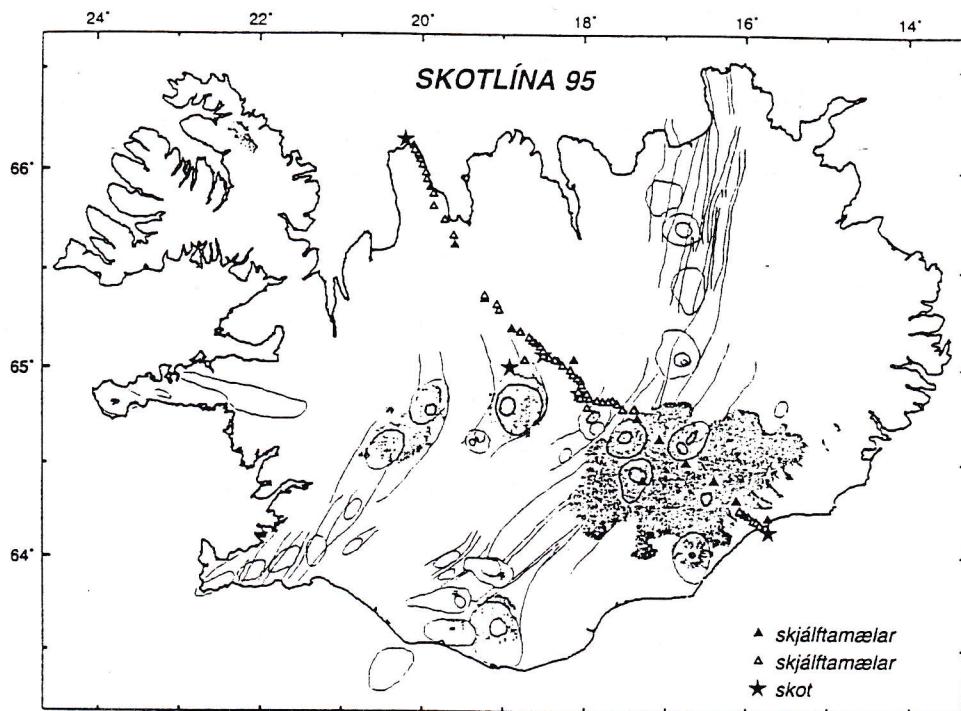
Bjarnason, I. Th., C. J. Wolfe, S. C. Solomon og G. Guðmundsson, Initial results from the ICEMELT experiment: Body-wave delay times and shear-wave splitting across Iceland, *Geophys. Res. Letters*, 23, 459-462, 1996.

Menke, W., B. Brandsdóttir, S. Jakobsdóttir, og R. Stefansson, Seismic anisotropy in the crust at the Mid-Atlantic plate boundary in south-west Iceland, *Geophys. J. Int.*, 119, 783-790, 1994a.

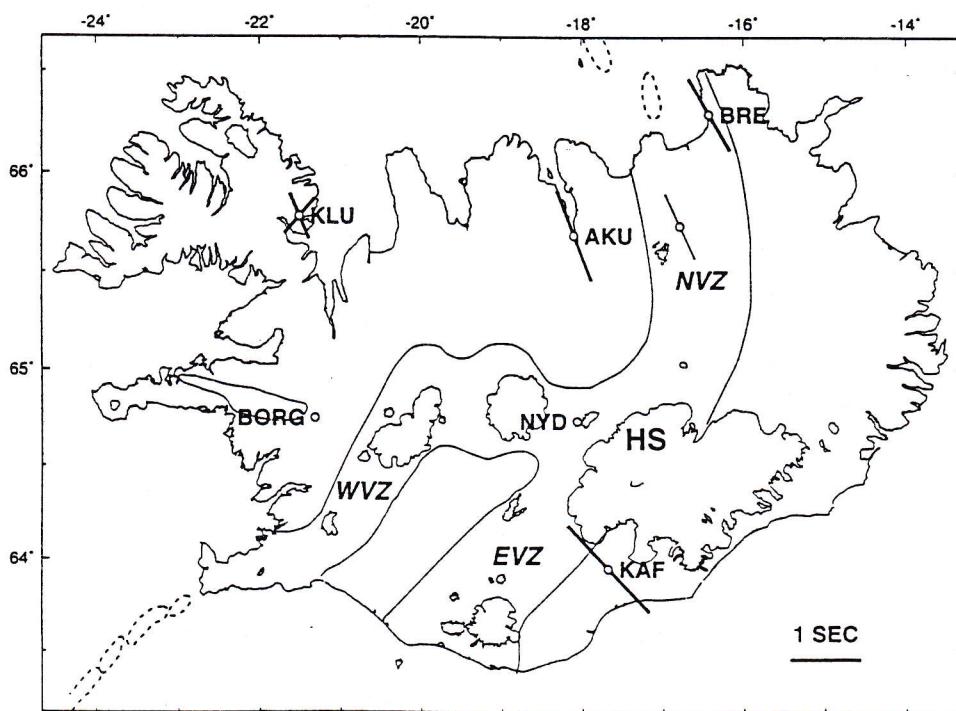
Menke, W., V. Levin, B. Brandsdóttir, P. Einarsson, R. Sethi, R. White, og J. McBride, Seismic structure of the Mid-Atlantic plate boundary in northern Iceland (útdráttur), *Eos Trans. AGU*, 75, Fall Meeting suppl., 619, 1994b.



Mynd 1. Útbreiðsla breiðbandsskjálftamæla ÍSBRÁÐAR verkefnisins síðla sumars 1995.



Mynd 2. Sprengjuskjálftamælingar voru gerðar eftir línu (SKOTLÍNA95), þvert yfir landið sumarið 1995, til þess að ákvarða þykkt jarðskorpunnar undir mið-Íslandi. Sprengt var í 5 skotpunktum og bylgjur mældar á 60 stöðum. Útlínur jarðeldakerfa eru sýndar með mjóum línum.



Mynd 3. Gosbelti Íslands (eystra - EVZ, vestra - WVZ, og nyrðra NVZ) eru sýnd og ímynduð miðja heita reitarins (HS) undir landinu. Brotnar línlínlur sýna hluta úr Mið-Atlandshafshryggnum sem liggja norður og suður af landinu. Hröð stefna klofinna S bylgna og tími milli hraðra og hægra S bylgna er sýnd fyrir hverja jarðskjálftastöð. Lengd striks við hverja stöð er í réttu hlutfalli við þennan tímamismun og strik bendir í hröðu stefnuna. Gögn frá stöð KLU gáfu tvær ólikar lausnir á stefnu. Mjóa línan í nyrðra gosbeltinu sýnir niðurstöðu Menke og fl. (1994b).

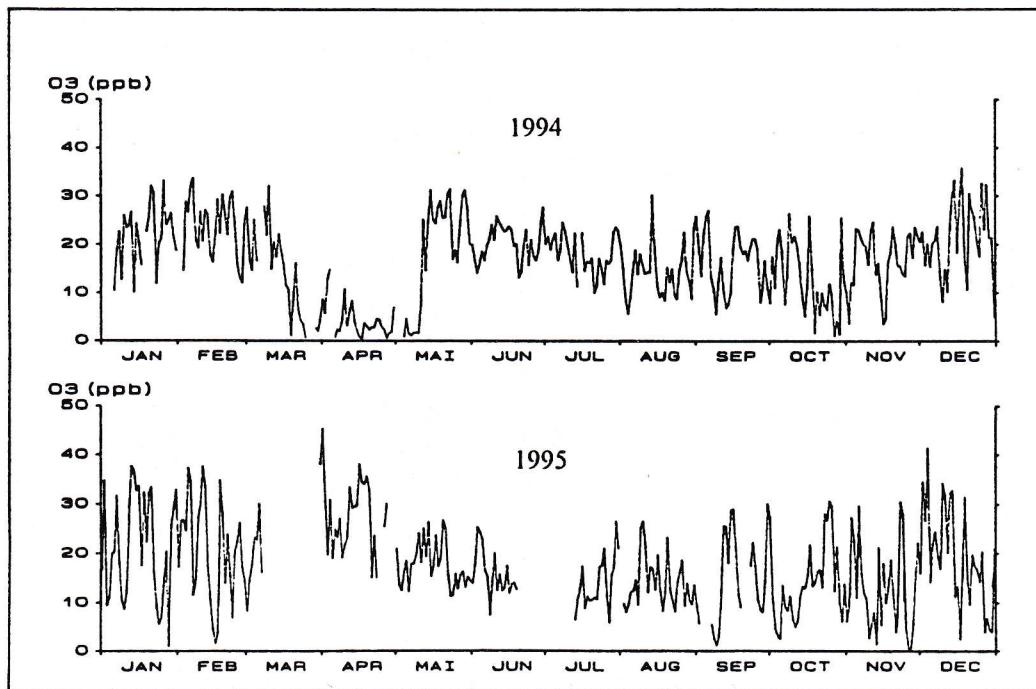
ÓSÓN Í ANDRÚMSLOFTI REYKVÍKINGA 1994 OG 1995

Jón Benjaminsson, Heilbrigðiseftirliti Reykjavíkur, Drápuhlíð 14, 105 Reykjavík.
Trausti Hauksson, Kemiu sf., Suðurlandsbraut 10, 108 Reykjavík.

Mælingar á ósón í andrúmslofti njóta sívaxandi athygli en talið er að í Evrópulöndum hafi styrkur þess aukist síðastliðna ártugi sem nemur 1% á ári. Þetta getur haft mjög afdrifamiklar afleiðingar fyrir kornræktarlönd þar sem aukinn ósónstyrkur hamrar plöntuvexti. Mikill ósónsstyrkur í andrúmslofti hefur einnig óheillavænleg áhrif á öndunarveg fólks með ertingu og aukinni tíðni astmatilfella.

Talið er að mengun frá vélknúnum farartækjum og orkuverum hafi hækkað bakgrunnsstyrk ósóns niður við jörð. Ósón í andrúmslofti hefur verið mælt yfir Atlantshafi og fer styrkur þess hækkandi frá miðbaug norður að 70° en fer þá að lækka aftur. Bakgrunnsstyrkur ósóns í Reykjavík er í samræmi við styrk mældan á svipaðri breiddargráðu.

Samfelldar mælingar á styrk ósóns í andrúmslofti í Reykjavík hófust fyrir rúnum tveimur árum síðan (sjá fylgjandi mynd). Þær hafa leitt í ljós annað mynstur en kemur fram viðast á meginlandinu. Þar mælist meðal mánaðargildi vera hæst apríl til ágúst, en hér frá desember til mars. Ennfremur er þar hámarksstyrkur yfir miðjan daginn en hér síðla nætur. Styrkur ósóns yfir sumartímann verður meiri á meginlandinu heldur en í Reykjavík vegna annarra veðurskilyrða, en staðviðri og mikil sólargeislun valda flóknum efnahvörfum kolvetna og köfnunarefnisoxiða og mynda ósón. Í Reykjavík verður litið vart slikra efnahvarfa og í stað þess að aukast frá bakgrunnsstyrk næturinnar þá lækkar ósón hér í Reykjavík vegna efnahvarfs við köfnunarefnisoxið frá bifreiðaútblæstri og úr verður köfnunarefnisdioxið og súrefni.



Myndin sýnir sólarhringsstyrk ósón árin 1994 og 1995.

JÖKLABREYTINGAR Á SUÐVESTURLANDI Í LJÓSI SETLAGA OG STEINGERVINGA Á SUÐURNESI.

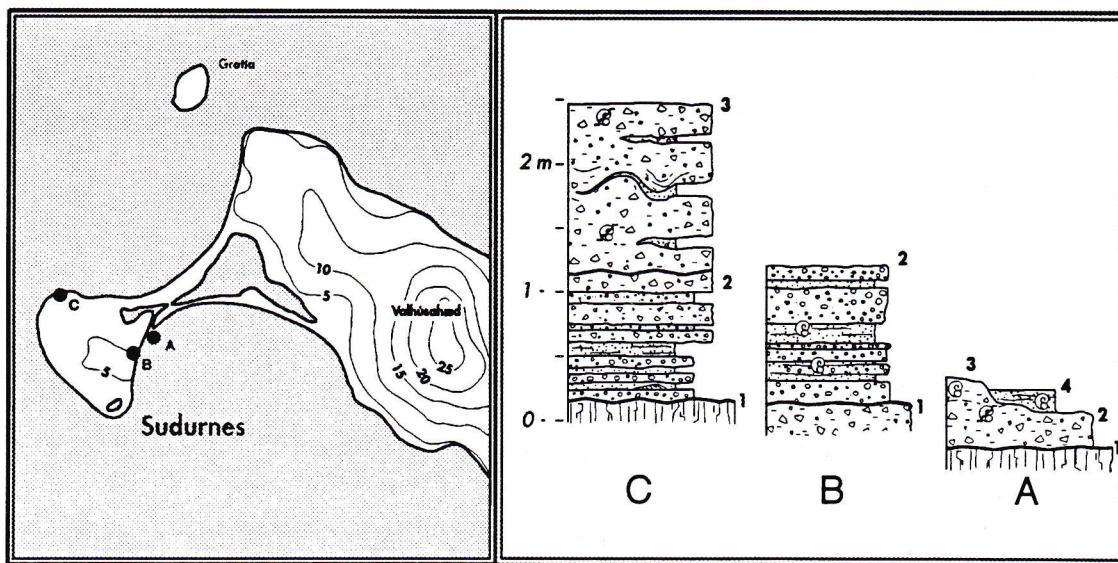
Jón Eiríksson¹, Leifur A. Símonarson¹, Karen Luise Knudsen² og Peter Kristensen²

¹ Raunvísindastofnun Háskólans, Jarðfræðahús Háskólans, IS-101 Reykjavík

² Geologisk Institut, Aarhus Universitet, DK-8000 Århus C

Fróðleg jarðlagasnið yst á Seltjarnarnesi bera vott um miklar jöklabreytingar á Suðvesturlandi á síðari hluta ísaldar. Nokkrir áfangar í þessari sögu hafa verið tímasettir með ^{14}C aldursgreiningum á samlokum, sem varðveist hafa í sjávarseti. Ásýnd setlaga og jökulrákir á grágrýtisklöppum við Innes benda til þess að síðustu 30-40 þúsund árin hafi jökulís af og til skriðið til vestnorðvesturs frá Bláfjöllum og Brennisteinsfjöllum, en þaðan liggja grunn daladrög niður til Hafnarfjarðar, Kópavogs og Elliðavogs. Nýjar aldurgreiningar benda til þess að sjávarset hafi sest til í grennd við núverandi strandlengju meðfram Höfuðborgarsvæðinu fyrir um 28.000 ^{14}C árum (Eiríksson *et al.*, 1996). Í fjöruborðinu suðaustanvert á Suðurnesi finnast m. a. samlokur, sem varðveist hafa í lífsstöðu niðurgrafnar í eldri jökulurð (mynd 1, snið A, eining 3). Af þessu má ráða að jökulís hafi ekki náð yfir ströndina á þeim tíma sem skeljarnar lifðu, og að afstæð sjávarstaða hafi verið hærri en nú. Skilin milli hlýsjávar og kaldsjávar hafa senilega legið norðan við Faxaflóa og e. t. v. enn norðar en Ísland um þetta leyti. Er þetta elsta hlýindatíð á Weichsel jökluskeiðinu, sem heimildir eru um hér við land. Við austanvert Norður-Atlantshaf hefur jafngömul hlýindatíð verið aldursgreind og kennd við Ålesund. Í Grænlandsjökli finnast einnig nokkrir áberandi hlýindatoppar um þetta leyti (þrjár systur), en síðan sígur á ógæfuhliðina (Johnsen *et al.*, 1995).

Af birtum aldursgreiningum frá Höfuðborgarsvæðinu má ráða að þar hafi verið íslaust og sjávarset sest til á Bølling tíð fyrir 12-13 þúsund árum, og aldursgreiningar á sjávarseti benda til að fremri hluti Hvalfjarðar hafi þá einnig verið jökulvana (Hjartarson, 1993; Nordahl, 1991). Aldursgreiningar á sjávarseti frá Fossvogi hafa jafnframt sýnt að ísjaðarinn lá innar en núverandi strönd við mörkin Allerød - Yngra



Mynd 1. Yfirlitskort af Suðurnesi á Seltjarnarnesi og jarðlagasúlur á sniðstöðum.

Dryas fyrir 11 þúsund árum (Sveinbjörnsdóttir *et al.*, 1993). Setlagarannsóknir þar benda til tímabundinnar nærveru kelfandi jökuljaðars og orkumikils umhverfis við þessi mörk, en síðar hækkaði afstæð sjávarstaða og setmyndun fór fram í kyrrari sjó í Fossvogi þess tíma, sennilega einhvern tíman snemma á Yngra Dryas (Geirdóttir & Eiríksson, 1994).

Kafla úr sögu síðjökultímans (10-13.000 ár) við Innes má rekja á grundvelli nýrra rannsókna á jarðlagafraði, setlagafraði og steingervingum í sniðum á Suðurnesi. Norðanvert á Suðurnesi er setlagasnið sem hvílir á jökulrákaðri grágrýtisklöpp (mynd 1, snið C, eining 1). Neðri hluti setsins (eining 2) er vel aðgreindur sandsteinn og völuberg sem hefur myndast í vatni og efst eru merki um eðjustrauma, sem gætu bent til nálægðar kelfandi jökuljaðars í sjó. Vefnumælingar í setinu benda til að ístungur hafi af og til kennt grunns meðan setið hlóðst upp. Greinilegur skriðflötur er í miðju sniðinu, og er setið ofan hans (eining 3), allt mjög aflagað en greinilega lagskipt og myndað í vatni, sennilega sjó. Nýlegar aldursgreiningar á skeljabrotum í sniði C (mynd 1), sem liggja á víð og dreif í efri hluta sniðsins (eining 3) og setlagafraðilegar rannsóknir benda til að setlagið sé myndað eftir rof og framburð efnis úr misgömlum sjávarssets-einingum innar á Höfuðborgarsvæðinu, en aldur skeljabrotanna reyndist spanna tíma-bilið frá Bølling til Yngra Dryas. Eftir þetta hélt setmyndun áfram við Suðurnes á grunnsævi í fullsöltum sjó (snið A, eining 4), en nær ströndinni mynduðust malar og sandlög við öllu meira öldurót og strauma (snið B, eining 2). Í einingu fjögur, sniði A hefur varðveist allmikið af steingervingum, bæði örsmáum götungum og skeljakröbbum og stærri dýrahópum eins og samlokum, sniglum og hrúðurkörlum.

Steingervingarnir í þessum setlögum bera vott um beltaskiptingu meðfram landi, líkt og í dag. *Mytilus (Mytilus) edulis-Littorina* áfánusamfélög þreifst rétt neðan við fjörumörkin, en samtímis lifði *Modiolus (Modiolus) modiolus-Pododesmus*

(*Heteranomia squamula*) áfánusamfélög á grunnsævinu fyrir utan. ^{14}C greining á sam-loku úr dýpra áfánusamféluginu gaf 10.335 ± 135 BP og úr grynnra áfánusamféluginu 10.040 ± 75 BP, þegar 400 ára sjávaraldur hefur verið dreginn frá. Með hliðsjón af frávikum í ^{14}C styrk og óvissu um aldur sjávar á Yngra Dryas er ekki ástæða til að telja marktækan mun á þessum aldursgreiningum, og eru þær túlkaðar sem eindregin vísbending um að setlögin hafi myndast síðast á Yngra Dryas. Bæði götungar, skeljakrabbar, samlokur, sniglar og hrúðurkarlar bera vott um fremur hlýjan og fullsaltan sjó við Suðvesturland á Yngra Dryas. Fánusamfélögin eru ótvírætt lífssamfélög og hafa ekki flust til að ráði.

Í nýlegum yfirlitsgreinum um síðjökultíma á Íslandi er almennt gert ráð fyrir því að ís hafi náð langt út fyrir núverandi strendur landsins við hámark Weichsel (Ingólfsson, 1991; Nordahl, 1991) jökluskeiðsins fyrir um 18.000 árum. Fyrstu merki um rénum þessara jöкла séu frá Bølling tið, en merki um tvö eða jafnvel þrjú fram-rásarskeið hafi fundist á Suðurlandi, Vesturlandi og Norðurlandi. Um nokkurt skeið hefur það verið almenn skoðun að jöklar hafi skriðið út fyrir núverandi strendur landsins sunnanverðar og vestanverðar á Yngra Dryas tið fyrir 10-11 þúsund árum. Nýjustu rannsóknir á yfirborðshita sjávar á þessum tíma benda þó til þess að sjávarhitin hafi verið svipaður og á okkar dögum. Nýjar ^{14}C aldursgreiningar á skeljum úr mjúku sjávarseti og varðveittum fjörükambi á Suðurnesi gefa vísbendingu um tiltölulega háa sjávarstöðu og jökulvana láglendi á Yngra Dryas.

Umfangsmiklar rannsóknir á jarðlagaskipun og lífveruleifum frá síðari hluta ísaldar á Reykjavíkursvæðinu hófust sumarið 1975 á vegum Háskóla Íslands og

Raunvísindastofnunar Háskólans. Meginmarkmið þessara rannsókna var að fá sem gleggsta mynd af umhverfisbreytingum, myndunarsögu og aldri jarðlaganna, og hafa í því skyni verið mæld þétt jarðlagasnið og unnið að tengingu þeirra, m. a. í Fossvogi og á Seltjarnarnesi. Jarðborunum hefur einnig verið beitt til að kanna uppbyggingu þess hluta jarðlagastaflans, sem ekki sést til á yfirborði. Sýnum hefur verið safnað af setlögum og steingervingum og unnið úr þeim. Frá upphafi var stefnt að aldursgreiningum með tiltækum aðferðum, svo sem kolefnisgreiningum, amínósýrumælingum, segulmælingum o. s. frv. Allmargir jarðfræðingar hafa komið hér við sögu bæði innlendir og erlendir og nokkrir jarðfræðinamar hafa fengið efnivið í prófverkefni. Má þar nefna Áslaugu Geirdóttur, Má Vilhjálmsdóttur og Bjarna Richter.

Heimildir sem vitnað er í:

- Eiríksson, J., L. A. Símonarson, K. L. Knudsen and P. Kristensen 1996 (in press): Fluctuations of the Weichselian ice sheet in SW-Iceland: A glaciomarine sequence from Sudurnes, Seltjarnarnes. *Quaternary Science Reviews*.
- Geirdóttir, Á. and J. Eiríksson 1994: Sedimentary facies and environmental history of the Late-glacial glaciomarine Fossvogur sediments in Reykjavík, Iceland. *Boreas* 23, 164-176.
- Hjartarson, Á. 1993: Ísaldarlok í Reykjavík. *Náttúrufrædingurinn* 62, 209-219.
- Ingólfsson, Ó. 1991: *A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland*. In J. K. Maizels, (ed.): *Environmental change in Iceland: Past and Present*. Kluwer Academic Publishers, London, 13-29.
- Johnsen, S., D. Dahl-Jensen, W. Dansgaard and N. Gundestrup 1995: Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus* 47B, 624-629.
- Norddahl, H. 1991: Late Weichselian and early Holocene deglaciation history of Iceland. *Jökull* 40, 27-50.
- Sveinbjörnsdóttir, Á. E., J. Eiríksson, Á. Geirdóttir, J. Heinemeier and N. Rud 1993: The Fossvogur marine sediments, Southwest Iceland, confined to the Allerød-Younger Dryas transition by AMS ^{14}C dating. *Boreas* 22, 147-157.

BERGSEGULSTEFNA BREIÐDALSGANGASVEIMSINS Í REYÐARFIRÐI: HÁTT HLUTFALL SÝNDARSEGULPÓLA MEÐ LÁG GILDI ($\leq 50^\circ$)

Jóhann Helgason, Jarðfræðistofan Ekra, Þórsgötu 24, 101 Reykjavík

Segulstefna Breiðalsgangasveimsins í Reyðarfirði, en aldur hans er um 10 milljón ár, var könnuð með sýnatoku í Grænafelli. Yfir 160 kjarnar voru teknir úr 46 berggöngum. Eftir afsegulmögnum reyndist meiri hluti ganganna hafa sýndarpóla (VGP) nálægt því gildi sem gert var ráð fyrir en gildi 10 ganga ($\approx 21\%$) sýndu þó veruleg frávik. Gildi þessara 10 gangna félundu í tvo vel skilgreinda hópa er sýndu óeðlilega flata stefnu. ($\leq 50^\circ$). Þegar hraunlagastaflinn sem gangarnir hafa skotist inn í var kannaður með nákvæmlega sömu aðferðum í mörkinni og rannsóknarstofu greindust mjög fá hraunlög með flata stefnu en, ólikt berggöngunum, höfðu gildi slikra hraunlaga óreglulega dreifingu.

Piper og fleiri (1977) hafa komist að hliðstæðri niðurstöðu við könnun á gangasveimi Reyðarfjarðareldstöðvarinnar, þ.e. um 21% gagnanna höfðu grunna eða flata sýndarpóla. Hraunlögin sem þessir gangar trúðust inn í reyndust ekki hafa flata sýndarpóla. Hliðstæð könnun var gerð á gangasveimi Mull eyjar við Bretland (Ade-Hall o.fl., 1972) og þar hafa 27% ganganna lægri sýndarpól en 55° . Í þessum könnunum á gangasveimi Reyðarfjarðareldstöðvar og Mull eyjar var hið háa hlutfall bergganga með grunna sýndarpóla ekki talið vandamál og ekki reynt að skýra það. Þessar kannanir gengu út frá því að segulstefna bergganganna gæfi til kynna legu þess fornsegulsviðs er ríkti þegar gangarnir storknuðu.

Ef hinur flötu segulstefnur grundvallast á upprunalegri segulmögnum þegar bergið storknaði, skilgreina þær segulpól með lága breiddargráðu fyrir stóran hóp tveggja gangasveima á Austurlandi. Þar eð slíkar flatar segulstefnur finnast vart í aðliggjandi hraunlögum mætti álykta sem svo að gangarnir hefðu ekki myndað þau hraunlög sem nú sjást í Reyðarfirði.

Hafi, hins vegar, hinur flötu segulstefnur bergganga myndast vegna seinni "secondary" áhrifa gefur tilvist þeirra til kynna að marktækur fjöldi bergganga og innskota í skorpu lagi 2 á Austurlandi hafi segulmagnast á annan hátt en þau hraunlög er gangarnir veittu til yfirborðs. Seinni skýringin gæti bent til þess að dýpri hlutar úthafsskorunnar hafi bergganga eða innskot með segulstefnu sem er flatari en svarar til segulsviðs jarðar.

JARÐLAGASKIPAN SVÍNAFELLS Í ÖRÆFUM: BERGSEGULSTEFNA, ALDURSGREININGAR OG JÖKLUNARSAGA

Jóhann Helgason, Jarðfræðistofan Ekra, Þórsgötu 24, 101 Reykjavík

Robert A. Duncan, College of Oceanography, Oregon State University, Corvallis, U.S.A.

Jarðögum Svínafells hefur verið skipt upp í 19 berggrunnsmyndanir, sem ýmist eru hraunlög, setlög eða bólstraberg. Þessum myndunum hefur jafnframt verið skipt upp í 6 jökluskeið og 7 hlýskeið og byggist sú skipting á kortlagningu jarðaga í Svínafell, ákvörðun á bergsegulstefnu, ásamt beinum aldursgreiningum. Markmið rannsóknanna er m.a. að reyna að varpa ljósi á upphaf eldvirkni í Öræfajökli og greina aldur þeirra setlaga í Svínafelli sem varðveita steingerðar plöntuleifar frá hlýskeiði. Aldur Svínafellsetlaganna er fenginn með beinum sem óbeinum aldursaðferðum.

Bergsegulstefna hraunlaga undir setlögunum er öfug-rétt-öfug. Rétt segulmögnuðu hraunlögin eru talin vera frá olduvai segulmund (1.65-1.85 m.ár). Næst undir setlögunum eru því öfugt segulmögnuð hraunlög, yngri en 1.65 m.ár, sem gefur hámarksaldur þeirra og teljast þau vera frá hlýskeiði, eða mynduð fyrir minna en 1.65 milljón árum. Allt berg ofan á setlögunum hefur rétta segulstefnu og er því yngra en 0.78 milljón ára. Vonast er til að unnt verði að greina frá niðurstöðu K-Ar aldursgreiningar á hnyðlingum (basalt andesít) úr efsta hluta setlaganna, en sá aldur myndi gefa lágmarksaldur til kynna. Fjöldi K-Ar aldursgreininga í Svínafelli hefur ekki gefið marktæka niðurstöðu þótt um mjög ferskt berg sé að ræða.

Á grundvelli jarðlagatengingar og K-Ar aldursgreiningar í Hafrafell til NNV er ljóst að aldur yngstu hraunamýndunarinnar í Svínafelli er 215 þúsund ár. Sú dílabasaltmyndun hefur runnið með ofanverðum hlíðum Svínafells í um 300 m hæð en síðan runnið niður að fjallsrótum og kemur fram í farvegi Skógargils hjá bæjarstæði í um 120 m hæð.

SILFURBERG : EIN MERKASTA STEIND Í SÖGU RAUNVÍSINDA ?

Leó Kristjánsson, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

Spryja má - að mestu leyti þó til gamans og almennrar fróðleiksleitandi umræðu:

i) hvaða einstök efni úr náttúrunni hafa öðrum fremur orðið vísindamönnum hvatning til nýrra hugtaka, nýrra fræðilegra úttekta, nýrra tilrauna og tækjasmíði ?

ii) hvaða efni hafa gert gagn sem víðast við rannsóknir á öðrum efnum og fyrirbrigðum ?

Ef leit að svari við báðum þessum spurningum er einskorðuð við þau frumefni á föstu formi og steindir sem menn þekkja úr jarðmyndunum, koma líklega helst til greina: demantur og grafit (C) ; kvarz (SiO_2) ; seguljárn (Fe_3O_4) ; gull (Au) og fáein önnur, auk sértilsella eins og íss. Ein slík steind, og eflausst einhver sú merkasta, er *silfurberg* (CaCO_3 , hexagonal-rhombohedral). Aðal- uppsprettar stórra tærra kristalla af því efni í yfir tvær aldir var við Helgustaði í Reyðarfirði sem kunnugt er.

Silfurbergið hefur þann eiginleika að ljósgeisli sem á það sellur, klofnar í two sem berast í mismunandi áttir innan efnisins. Pessi hegðun kemur að vísu fyrir í mörgum öðrum gegnsæjum kristölluðum efnum, en var í langflestum þeirra lítt áberandi. Silfurberg var fyrst rannsakað af Dananum Rasmus Bartholin upp úr 1660. Rit hans og sýni af þessum undraverðu kristöllum frá Íslandi bárust til vísindamanna sunnar í Evrópu. Chr. Huygens gat komið útbreiðslu ljóssins í silfurbergi saman við kenningu sína um að ljós væri bylgjuhreyfing. Isaac Newton, sem trúði því að ljós væru agnir, stakk einnig upp á skýringu á ferð ljósagnanna í tvær mismunandi stefnur í silfurberginu.

Síðan varð að mestu hlé á rannsóknum á silfurbergi fram yfir 1780, en þá gegndi það til dæmis miklu hlutverki þegar R.-J. Haüy setti fram nýjar hugmyndir í kristallafræði. 1808 notaði E. Malus silfurberg við að sýna að sú breyting sem varð á ljósgeisla við brotnun hans í silfurberginu og var brátt nefnd „pólun“ í tilteknar áttir, kom líka fram við endurkast ljóss frá glerfleti. Petta vakti mikinn áhuga á rannsóknum á eðli ljóssins, og útbreiðslu þess í kristölluðu efni. Frekari uppgötvanir, t.d. á snúningi pólunarinnar í sumum efnum (optical activity) gáfu óvænta innsýn í byggingu kristalla og sameinda. Margir þekktir menn úr sögu eðlisfræðinnar lögðu þar hönd á plöginn, og stóðu Frakkar einna fremstir í þessum rannsóknum.

1829 birti Skotinn W. Nicol smáklauzu um gerð sérstaks silfurbergsprisma sem gat alveg aðskilið þá two geisla með mismunandi pólun sem ljósið klofnaði í í silfurberginu. Petta prisma (með síðari endurbótum) olli enn miklum framförum í rannsókn ljóss og efna, svo og notkun pólaðs ljóss í lífrænni efnasfræði og efnaiðnaði. Um 1850 fór H.C. Sorby í Englandi að skoða þunnsneiðar af bergi í smásjá með innbyggðum Nicol-prismum. Sorby fékk litlar undirtektir heima fyrir, en F. Zirkel í Þýskalandi og aðrir sáu þó nytsemi þessa búnaðar. Varð hann fljóttlega ómissandi í bergfræðirannsóknum og á fleiri sviðum. Á ofanverðri 19. öld var silfurberg síðan einnig notað í ýmsum tilraunum þar sem menn leituðu að tengslum kristalbyggingar við efniseiginleika eins og fjaður- og þanstuðla, varma- og rafleiðni, og hljóðhraða. Voru alls ritaðar vísindagreinar og bækur í hundraðatali á tímabilinu 1780 - 1880 þar sem „Spath d'Islande“, „Iceland crystal“ eða „Isländischer Doppelspat“ kemur eitthvað við sögu.

Um eða upp úr 1880 var gott silfurberg frá Íslandi orðið torfengið, og var næstu áratugi mjög leitað annarra uppsprettar efnisins og annarra lausna í þess stað fyrir optisk tæki. Vestanhafs hafði lítið frumkvæði verið í ljósfræðirannsóknum, en menn hrukku þar í gang í fyrra stríðinu því að Pjóðverjar höfðu mest ráðið ferðinni í sjónþækjasmið til vísindarannsókna og hernaðarnota. Fundust námur á nokkrum stöðum í heiminum, og reyndist ónogur markaður vera fyrir íslensku vöruna eftir 1920 þegar nýtt áatak var gert í námurekstri við Helgustaði. Um 1930 voru fundnar upp polaroid-bynnur sem gerðu svipað gagn og silfurbergsprismu í ljóstækjum, en voru mun ódýrarri.

Silfurberg má vel teljast merkasta framlag Íslands til heimsvísindanna, og ætti að sýna því viðeigandi sóma.

GRÓÐURFAR Á SUÐURLANDI Á SÍÐARI HLUTA NÚTÍMA - Í LJÓSI FRJÓGRENINGAR Á SETI VESTRA GÍSLHOLTSVATNS Í HOLTUM

Magrét Hallsdóttir¹, Áslaug Geirs dóttir², Bryndís G. Róbertsdóttir², Guðrún Larsen¹, Hreggviður Norðahl¹, Jón Eiríksson¹ og Jórunn Harðardóttir³. ¹Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Háskóla Íslands, 101 R., ²Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, 101 R., ³INSTAAR, University of Colorado, Boulder, CO 80309-0450.

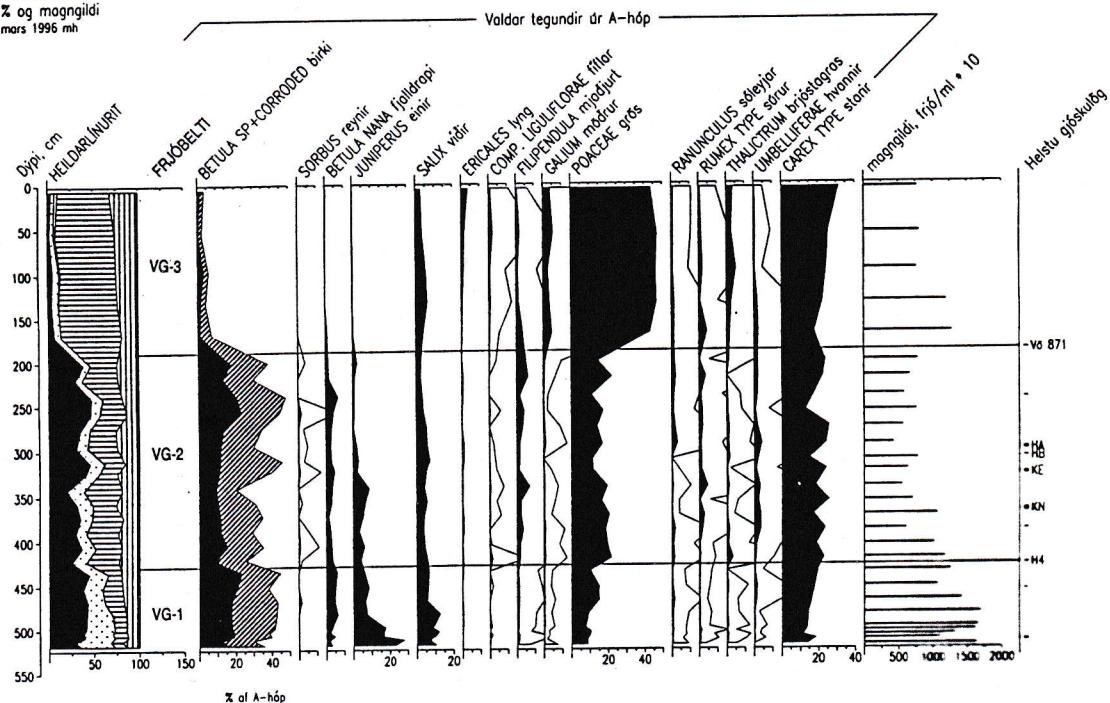
Meginmarkmið fjölpjóða verkefnisins PALE (Paleoclimate of Arctic Lakes and Estuaries) er að draga fram einkenni loftslagssveiflna síðustu árbúsunda til að auka skilning á því hvernig svæði á norðurhveli jarðar bregðast við loftslagsbreytingum.

Með PALE rannsóknnum á Íslandi er stefnt að því að rannsaka stöðuvötn í öllum landsfjórðungum, svo unnt verði að greina staðbundin áhrif frá svæðisbundnum loftslagssveiflum á norðurhveli. Frjógreining setlaða á botni Vestra Gíslholtsvatns í Holtum, sem hér verður greint frá, er einn liður í þeirri viðleitni.

Vatnsborð Vestra Gíslholtsvatns er í 58 m h.y.s., flatarmál þess er um 1,2 km² og meðaldýpt um 6,8 m. Vatnið er um 7 km suðvestan og þar með utan við ystu jökulgarða Búðaraðarinnar (Guðmundur Kjartansson 1958). Úr vatninu rennur lækur norðan Herríðarhóls til vesturs í gegnum lágan ás (60-65 m h.y.s.) og í Pjórsá, en þar rennur áin á þjórsárhrauninu mikla í 50-55 m h.y.s. Í næsta nágrenni Vestra Gíslholtsvatns eru efstu fjörumörk í um 110 m h.y.s. en önnur lægri og mjög greinileg fjörumörk eru þar í um 100 m h.y.s. og fara þau hækkandi sem nemur um 1,3 m á km í átt til Búðaraðarinnar í Holtum og á Rangárvöllum. Samkvæmt kolefnisgreiningum á skeljum er talið að Búðaröðin og efstu fjörumörk í Holtum hafi myndast fyrir um 9.800 ¹⁴C árum (Árni Hjartarson og Ólafur Ingólfsson 1988). Lægstu þekktu fjörumörk í sunnanverðum Holtum eru nú í um 60 m h.y.s. og vera má að ásinn, sem takmarkar Vestra Gíslholtsvatn til vesturs, sé hluti af þessum fjörumörkum. Vegna legu Vestra Gíslholtsvatns mátti því eiga von á að setlög á botni vatnsins hefðu að geyma meira eða minna samfellda sögu umhverfisbreytinga frá þeim tíma er efstu fjörumörk mynduðust og meginjökullinn stóð við Búðaröðina eða a.m.k. frá þeim tíma er afstætt sjávarborð fíll frá fjörumörkum sem nú eru í 60-65 m h.y.s.

Vorið 1994 var borað í setlög á botni vatnsins með Nesje-bor, sem nær allt að 6 metra löngum samfelldum kjörnum. Setkjarninn, sem valinn var til frekari úrvinnslu og frjógreiningar, er nefndur 94.VGHV.01. Hann hefur að geyma rúmlega 5 metra af seti (517,6 cm) og af þeim eru gjóskulög, greinanleg með berum augum, alls um 32,8 cm eða rúm 6% af heildarsetþykktinni. Gjóskulögin gefa til kynna að kjarninn spanni 6 - 7000 ár (hér og síðar er miðað við almanaksár). Tvær kolefnisgreiningar neðarlega úr kjarnanum styðja þá niðurstöðu.

Frjógreining úr Vestra Gíslholtsvatni (sjá línum) bendir til þess að birkiskógr hafi sett svip á landið allt fram að Landnámi. Skógurinn var þó hvorki þéttvaxinn né samfelldur. Þannig virðast bæði einir og víðir dafna vel fyrir 6 - 7000 árum. Tiltölulega hátt hlutfall einifrjóa bendir til þess að einir hafi vaxið uppréttur á þessum tíma en ekki verið jarðlægur eins og algengast er í dag. Síðar þrifust reynitré í gisnu skóglendinu. Gras og ýmsar aðrar jurtir skiluðu sér vel í frjófallinu. Burknastóð hafa verið mun algengari en nú er enda hafa burknar átt auðveldara uppdráttar þar sem skógur og kjarr skýldu. Er á liður virðist birkid þó vera heldur á undanhaldi, en myrar og mólendi taka að einhverju leyti við af því eða auka hlutdeild sína í hinu gróna landi. Kólnandi eða úrkamusamari veðrátta og stöðugt snauðari jarðvegur gætu skýrt þessa hnignun gróðurlendanna sem hófst fyrir um 5500 árum. Fyrir ofan efra Kötlulagið (2840-2860 ára, Bryndís G. Róbertsdóttir 1992a) virðist birkid sækja í sig veðrið þar sem hlutur þess í frjórófinu eykst á ný. Það verður fyrir



skakkaföllum um það leyti sem gjóskulagið HA frá Heklu leggst yfir landið fyrir 2400-2600 árum (Bryndís G. Róbertsdóttir 1992b). Skógur er að ná sér á strik og breiðist út á fyrstu öldum eftir Kristsburð og allt þar til ábuð hefst í Holtunum, en eftir það virðist birkið ekki hafa átt sér þar viðreisnar von. Er þetta í góðu samræmi við það sem áður hefur komið fram í frjógreiningu mósníða á Suðurlandi (Margrét Hallsdóttir 1987). Í frjófalli á sögulegum tíma eru grös mest áberandi. Má því ætla að vallendi, jafnvel túnrækt, hafi aukist, en vissulega gæti gróðurfar mýranna einnig hafa tekið breytingum og grös náð þar fótfestu á kostnað stara um leið og mýrar urðu steinefnaríkari í kjölfar aukins áfoks. Þá koma fulltrúar mólendis betur fram en áður, t.d. möðrur, fíflar og brjóstagras. Hlutur víðis og lyngs eykst heldur eftir Landnám. Reyndar er athyglisvert hvað lyngfrjó skila sér illa út í vatnið þrátt fyrir tölverða þekju í gróðurlendum við Vestra Gíslholtvatn núna.

Skipting frjólínuritsins í frjóbelti byggir á þeim 20 frjó- og grógerðum sem náðu 2% í sniðinu. Hún fellur saman við gjóskulöginn H₄, sem er um 4150-4271 ára (Dugmore o.fl. 1995), og Vö 871±2 (Landnámslagið, sjá Karl Grönvold o.fl. 1995), sem leiðir hugann að umhverfisáhrifum eldgosa. Mörg fleiri gjóskulög koma fram í seti Vestra Gíslholtvatns og sum hver skildu eftir sig enn þykkari lög en þessi tvö. Áhrif gjóskulaganna virðast fyrst og fremst vera þau að frjókornum í rúmeiningu sets fækkar í kjölfar gjóskufalls (sjá línlárit). Hins vegar breytast hlutföll hinna ýmsu frjógerða ekki að því marki að ný frjósamfélög myndist og þar með að ný frjóbelti verði skilgreind. Fjöldi frjókorna í rúmeiningu sets er m.a. háð setframboði á hverjum tíma og því meira sem setframboðið er því stærri verður hlutur steinefnagrunns í setinu og þéttleiki frjókorna minnkar að sama skapi. Hnigni gróðri almennt hefur það sömu áhrif og aukinn grunnur, þ.e. þegar tegundir sem framleiða mikið af frjókornum (t.d. birki) týna tölunni, gróðurþekja verður ósamfelld eða mosi og skófir taka við á landi sem áður var vaxið fræplöntum. Með tveimur undantekningum fækkar frjókornum ofan við gjóskulög í setlögum á botni Vestra Gíslholtvatns og þegar á heildina er litið fækkar frjókornum á tímabilinu frá því fyrir um 5500 árum og fram að Landnámi.

Erfitt er að útskýra fjölgun frjókorna sem verður fyrst eftir Landnám, því þó svo að áfokið, sem þá eykst, geti borið með sér eldri frjókorn, getur það tæplega skýrt 60% aukningu á frjókornum í setinu ofan við Vö 871 ± 2 . Í þeim tveimur vötnum á Suðurlandi, Hestvatni og Vestra Gíslholtsvatni, þar sem fjöldi frjókorna í rúmeiningu sets hefur verið mældur fjölgar þeim eftir Landnám, en í Vatnskotsvatn í Heigranesi á Norðurlandi fækkar þeim. Til að varpa ljósi á þetta atriði væri æskilegt að skoða frjókorn í áfoksgildrum og bera saman við frjórófið á mörkum sets og vatns í völdum stöðuvötnum, bæði á áfoksvæðum og þar sem áfoks gætir lítið í dag. Slíkar athuganir á frjóhlutföllum í yfirborðsseti hefðu einnig gildi fyrir túlkun frjólínurita, þar sem niðurstöður mætti jafnframt nota til að bera frjóróf setsins saman við gróður dagsins í dag næsta nágrenni vatnanna.

PALE rannsóknir á Íslandi eru styrktar af Vísindasjóði, en einnig hefur Vísindasjóður Bandaríkjanna (NSF) veitt styrki til kolefnisgreininga og tækjakaupa.

Rit sem vísað er til:

- Árni Hjartarson og Ólafur Ingólfsson, Preboreal glaciation of Southern Iceland. *Jökull* **38**, 1-15, 1988.
Bryndís G. Róbertsdóttir, Gjóskutímatal fyrir Suðurlandsundirlendi. Forsöguleg Gjóskulög frá Kötlu, áður nefnd "Katla 5000". *Jarðfræðafélag Íslands, yfirlit og ágrip, veggspjaldaráðstefna*, 8-9, 1992a.
Bryndís G. Róbertsdóttir, Gjóskutímatal fyrir Suðurlandsundirlendi. Þrjú forsöguleg gjóskulög frá Heklu, HA, HB og HC. *Jarðfræðafélag Íslands, yfirlit og ágrip, veggspjaldaráðstefna*, 6-7, 1992b.
Dugmore, A.J., Guðrún Larsen & Newton, A.J., Seven tephra isochrones in Scotland. *The Holocene* **5**, 257-266, 1995.
Guðmundur Kjartansson, *Jarðmyndanir í Holtum og nágrenni*. Rit Landbúnaðardeilda Atvinnudeilda Háskólangs, Nr. 11, 24 bls, 1958.
Karl Grönvold, Níels Óskarsson, Sigrús J. Johnsen, Clausen, H.B., Hammer, C.U., Bond, G. & Bard, E., Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **135**, 149-155, 1995.
Margrét Hallsdóttir, Pollen analytical studies of human influence on vegetation in relation to the Landnám tephra layer in southwest Iceland. *LUNDQUA thesis* **18**, 46 bls, 1987.

JARÐSKJÁLFTASPRUNGUR AUSTAN BRENNISTEINSFJALLA *-kortlagning með GPS-leiðsögutækjum*

Pálmi Erlendsson, Háskóla Íslands, Jarð- og landfræðiskor.

Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Rvk.

Suðurlandsskjálftabeltið hefur verið rakið austan úr Landssveit vestur í Ölfus. Það hefur sum einkenni þvergengis þ.e. að rekbelti hryggjarkerfisins hliðrast um það, jarðskjálftar ná 7 stigum á Richterkvarða og jarðskjálftar eru tengdir sniðgengishreyfingum jarðskorpunnar. Hægri handar sniðgengishreyfingar verða á samsíða misgengjum með norðlæga strikstefnu og hefur svokölluð „bókahillutektóník“ verið talin lýsa þessu vel.

Reykjanesskaginn tekur við í framhaldi til vesturs og virðist tektóníkin þar einkennast af tvennskonar fösum. Annar fasinn er „blautur“ þar sem kvíkuvirki er mikil og spennulosun verður á sprungusveimum við gangainniskot líkt og í Kröflu. „Þurr“ fasi er svo þegar ekkert framboð er á kviku og hefur það ástand að líkindum verið síðan árið 1340. Þá brotnar jarðskorpan þegar mismunaspenna verður meiri en brotþol bergsins.

Skjálftavirknin hefur verið í hrinum og bundin við 2-5 km belti á skaganum þar sem plötumót eru talin vera. 1967-1973 og 1929-1935 voru virk tímabil á Reykjanesskaganum og urðu þá skjálftar eftir honum endilöngum. Vestast er algengast að brotlausnir skjálfta sýni siggengi en er austar dregur verða sniðgengisskjálftar ráðandi. Þeir síðarnefndu hafa verið taldir verða á sniðgengjum með annað hvort A-V eða N-S strikstefnu.

Nú hefur verið kortlagt sprungukerfi austan Brennisteinsfjalla sem hefur einkenni er svipar til jarðskjálftasprungna á Suðurlandsundirlendinu. Kerfið er alls um 6 km langt og hefur norðlæga stefnu, u.p.b. 10° - 20° . Innan þess raða sér undirkerfi af sprungum og hólum skástigt með austlægari stefnu, um 20 - 50° . Þau eru mislöng, allt að 500 metrum. Innan hvers undirkerfis raðast 1-100 metra langar sprungur skástigt. Þær tengjast gjarnan um hóla þ.a. ef sprungu er fylgt þá hliðrast hún til vinstri um hól. Á þessum slóðum hafa a.m.k. tveir stórir skjálftar (M 6-6,5) átt upptök sín, árin 1929 og 1968, og bendir sprungukerfið til þess að sniðgengisskjálftar líkir þeim er verða á Suðurlandsskjálftabeltinu verði einnig á Reykjanesskaganum.

Kortlagningin var framkvæmd með DGPS-leiðsögutækjum. Þau eru þannig útbúin að samhliða því að reikna staðsetningu út frá boðum gervihnatta taka þau á móti leiðréttингaboðum frá stöðvum á jörðu niðri. Nákvæmni tækjanna var metin með því að mæla langan tíma á sama stað. Staðalfrávik staðsetningar var $\pm 0,4$ m í láréttu plani og $\pm 1,02$ í hæð og telst það ásættanleg nákvæmni fyrir kortlagningu af þessu tagi.

SKJÁLFTAR Á HENGILSSVÆÐINU 1994-1996 OG SAMANBURÐUR VIÐ FYRRI ATBURÐI.

Ragnar Stefánsson, Gunnar Guðmundsson, Sigurður Th. Rögnvaldsson, Páll Hall-dórsson, Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík

Frá miðju ári 1994 hefur verið viðvarandi og mikil skjálftavirkni á Hengilssvæðinu og í Ölfusi. Aukningin byrjaði í júní og virknin náði hámarki í ágúst sama ár með hátt í 5000 skjálftum í mánuðinum. Þá varð einnig stærsti skjálftinn ($M=4.3$) sem hefur mælst í þessarri næstum samhangandi hrinu. Um haustið og fram undir áramótin 1994/1995 dró verulega úr virkninni en í byrjun árs 1995 jókst hún aftur og á árinu 1995 mældust að jafnaði 1000-2000 skjálftar í hverjum mánuði. Fremur rólegt var á svæðinu í upphafi þessa árs (1996) en í mars hefur skjálftum fjöldað aftur.

Upptök skjálftanna eru innan vestara gosbeltisins bæði norðan og sunnan við 64°N . Dýpi skjálftanna er aðallega milli 1-7 km. Skjálftarnir eru að mestu sniðgengisskjálftar á N-S eða A-V plönum. Stefna mestu láréttu spennu sem leysist út í þessum skjálftum er 49°A .

Hengilssvæðið liggar á mótum vestara gosbeltisins, Suðurlandsbrotabeltisins og frambahald Reykjanesryggjarins á Reykjanesi. Prjár megineldstöðvar ásamt sprungubeltum eru á svæðinu,

Árið 1789 urðu miklir og tíðir jarðskjálftar á svæði frá Gjábakka norðaustan Pingvallavatns og til suðvesturs og að því er virðist allt að Selvogi. Þessum skjálftum fylgdi mikið landssig eins og heimildir eru um frá Pingvöllum. Líklega hefur verið um að ræða meiri háttar höggunaratburð, sem fóll í sér landssig á meginhluta Hengilsprungubeltisins. Pað er athyglisvert að heimildir eru um að Hjallahverfið í Ölfusi hrundi nokkrum sinnum á 18. öld, og síðast 1789. Eftir landssigið 1789 varð hins vegar rórra á þessum slóðum. Líklega má rekja atburðina 1789 til uppsafnaðar gliðnar, NV-SA um vestara gosbeltið, sem leystist út í miklum siggengishreyfingum.

Jarðskjálftahrina á Hengilssvæðinu tímabilinu 1952-1955 var líklega að ýmsu leyti áþekk þeirri hrinu sem nú stendur yfir en stærri. Hún endaði með jarðskjálfta af stærðinni 5.5.

Jarðskjálftahrinan sem nú stendur yfir á Hengilssvæði og í Ölfusi ber megin-einkenni þess að hreyfingin nú sé í stórum dráttum sniðgengi um línu í frambahaldi Suðurlandsbrotabeltisins. Misleitni svæðisins og það hvernig það er brotið ásamt nálægð við vökva úr möttli gætu skýrt ýmis sérkenni útlausnarinnar.

1EFNAHVARFAROF, JÖKLAR OG HRINGRÁS KOLEFNIS Á JÖRÐINNI

²Sigurður Reynir Gíslason, ³Nicholas M. Rose og ⁴Eric H. Oelkers

²Raunvísindastofnun HÍ, Dunhaga 3, 107 Reykjavík, Iceland. ³Quest Geoscience, Garvergaarden, Trekronergade 126 B, 2., DK-2500 Valby, Denmark. ⁴Laboratoire de Géochimie, CNRS, Université Paul Sabatier, 38 rue des Trente Six Ponts, 31400 Toulouse, France.

Inngangur

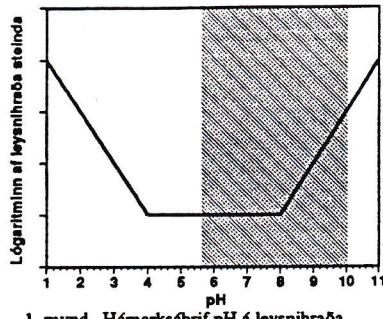
Áhrif jöklar á efnahvarfaveðrun og efnahvarfarof, hringrás kolefnis á jörðinni og þar með loftslags hefur verð í brennidepli undanfarin misseri (t.d. Gibbs og Kump, 1994; Lovelock og Kump, 1994; Adams, 1995; Sharp o.fl., 1995). Tilgangur þessara rannsókna hefur verð að kanna hvenær efnahvarfarof náði hámarki á síðustu ísöld. Rannsóknir á efnahvarfarofi undir jöklum benda til þess að það geti verið mun meira en meðaltal þess fyrir jörðina (t.d. Sharp ofl., 1995). Ýmislegt bendir þó til þess að mikill hraði efnahvarfarofs undir jöklum í dag stafi af miklu afrennsli vatns á þeim svæðum sem mælingar hafa verið gerðar (Kump og Alley, 1994). Gibbs og Kump (1994) telja að hraði efnahvarfarofs við hámark síðasta jökulskeiðs hafi verð svipaður eða eylítíð meiri en í dag. Þar vegur þyngst aukið efnahvarfarof kalksteins á landgrunni sem lyftist úr sjó nærrí miðbaug við hámark síðasta jökulskeiðs. Þeir benda hins vegar á að aukið efnahvarfarof við jaðar meginlandsjökuls síðasta jökulskeiðs, ferli sem er nær órannsakað, hafi e.t.v. haft veruleg áhrif á hringrás kolefnis á jörðinni. Adams (1995) gengur svo langt að tala um efnahvarfarofssprengju í lok ísaldarinnar þegar jöklar hörfa og skila eftir sig hvarfgjarnt jökulset. Gibbs og Kump (1994) byggja niðurstöður sínar um svipað efnahvarfarof nú og á ísöldinni á svokallaðri "carbonate compensation depth" skammstafað CCD, í sjónum. Efstu lög sjávar eru mettuð miðað við kalsít en djúpsjórinn undirmettaður. Þetta leiðir til þess að kalkskeljar leysast upp á ákveðnu dýpi í sjónum. Því meiri sem styrkur kalsíum og karbónats er í sjónum því dýpra komast skeljarnar áður en þær leysast upp. Efnahvarfarof á landi ræður miklu um styrk kalsíum og karbónats í sjónum þannig að CCD í sjó er óbeinn mælikvarði á efnahvarfarof meginlandanna. Ef efnahvarfarofið er mikið er CCD dýpið mikið. Við höldum því hins vegar fram að CCD dýpið sé lélegur mælikvarði á flutning koltvísýrings úr andrúmslofti í berg á hlýskeiðum og kuldaskeiðum ísaldarinnar. Við hámark síðasta jökulskeiðs minnkaði efnahvarfarof kalsíum og magnesíum sílikata á norðlægum og suðlægum breiddargráðum en efnahvarfarof kalksteins jóks nærrí miðbaug (Gibbs og Kump 1994) með þeim afleiðingum að heildarflutningur kalsíum og karbónats frá landi til sjávar og þar með CCD voru svipuð og í dag. Þetta leiðir hins vegar til þess að minni koltvísýringur er tekinn upp úr andrúmslofti og fluttur í berg. Efnahvarfaveðrun og rof kalsíum og magnesíum sílikata á landi og síðar myndun kalksteins í sjó veldur flutningi koltvísýrings úr andrúmslofti til bergs. Hins vegar veldur efnahvarfaveðrun og rof kalksteins á landi og síðar myndun kalksteins í sjó engum heildarflutningi koltvísýrings úr andrúmslofti til bergs. Vegna þessa m.a. er mikilvægt að kanna bein áhrif jöklar á efnahvarfaveðrun og rof einstakra steintegunda og berggerða eins og byrjað er á í þeirri rannsókn sem hér er greint frá.

Hvetjandi áhrif jöklar á efnahvarfaveðrun og brotnám koltvísýrings úr andrúmslofti

Jökulset hefur gríðarlegt yfirborðsflatarmál og í yfirborði þess er fólgin afræn spenna sem hefur myndast við svörfun. En spenna í yfirborði steinda örvar upplausn þeirra í vatni (t.d. Dandurand ofl., 1982). Engar upplýsingar eru til um áhrif afrænnar spennu á efnahvarfaveðrun jökulsets og hve langvarandi spennuáhrifin eru. Jökulþekja veldur háu

¹ Efnahvarfarof: Brottnám uppleystra efna í vatni sem losna úr bergi við efnahvarfaveðrun.

Efnahvarfaveðrun: Molun og grotnun bergs á veðrunarstað vegna efnahvarfa.

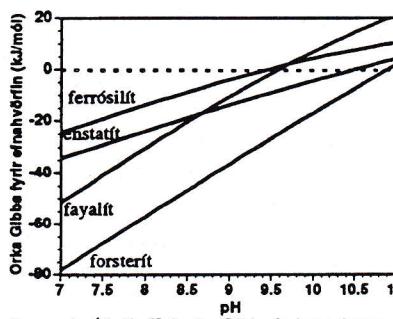


1. mynd. Hámarksáhrif pH á leysnihraða steinda. Skyggða svæðið afmarkar pH gildi vatns undir jöklum.

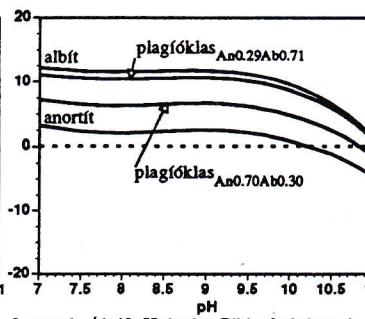
pH gildi vatns við jökulsólan með því að; einangra vatn og berg frá koltvísýringi andrúmsloftsins, hindra nýmyndun mós, og með því að mylja berg og skapa þar með í sífellu óveðraða og hvarfgjarna snertifleti milli vatns og bergs. Efnaharfaveðrun undir jöklum tekur upp allar H⁺ jónir sem losna við klofnun kolsýru í bíkarbónat (Raiswell, 1984). Í snertingu við síliköt endar pH gildi vatns sem er einangrað frá andrúmsloftinu í 9 til 10 þar sem kvíkt jafnvægi kemst á milli klofnunar kísilsýru og upptöku H⁺ jóna samfara efnaharfaveðrun sílikata (Gíslason og Eugster, 1987). Hátt pH gildi vatns við jökulsóla getur valdið allt að hundrað-földun leysnihraða steintegunda eins og sýnt er á 1. mynd. Síðar þegar þetta vatn kemur í snertingu við andrúmsloft við jökuljaðarinn berst koltvísýringur í það frá andrúmsloftinu (Raiswell, 1984; Gíslason, 1989). Þannig geta jöklar valdið aukinni efnaharfaveðrun og rofi og jafnvel beinni upptöku koltvísýrings úr andrúmslofti með svörfun og háu pH gildi bráðvatns.

Letjandi áhrif jöklar á efnaharfaveðrun og brotnám koltvísýrings úr andrúmsloftinu

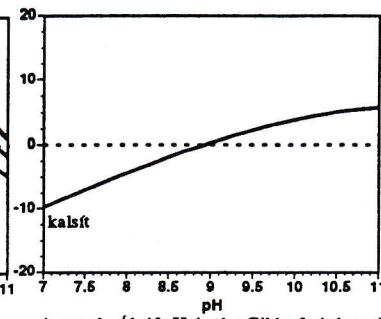
Lágt hitastig (0,1° C) við jökulsóla minkar hraða efnaharfaveðrunar, og þegar jöklar eru frosnir við hann, er hún nær engin. Þó að leysnihraði steinda aukist við hátt pH vatns við jökulsóla (1. mynd) getur sá hvati jafnast út vegna áhrifa pH á mettunarstig steinda (orka Gibbs fyrir upplausn steinda, ΔG_r). Myndir 2 til 4 lýsa mettunarstigi sílikata og kalsíts í meðalefnasamsetningu ómengoaðs árvatns á jörðinni við 0,1° C. Heildarmagn uppleysts kolefnis í meðalefnasamsetningunni (Meybeck, 1979; Martin og Meybeck, 1979) er breytt við hvert nýtt pH gildi til þess að varðveita jafnvægi jákvæðra og neikvæðra hleðslna. Þetta eru svipaðir líkanareikningar og gerðir hafa verið fyrir íslenskt árvatn (Gíslason og Arnórsson, 1993). Mettunarstigið á 2. 3. og 4. mynd er hámarksmeettunarstig þar sem styrkur uppleystra efna í jökulvatni er venjulega minni en meðalstyrkur efna í árvatni. Mettunarstig ólivíns, pýroxens, og kalsíts eykst með pH og þessar steindir hætta að leysast upp við pH milli 9 og 10. Þannig að efnaharfaveðrun olívín- og pýroxen-riks bergs og kalksteins minnkar ef það er hulið jöcli. Hins vegar eru feldspat steindir stöðugar yfir breytt pH bil en verða óstöðugar fyrir ofan pH 10 (3. mynd). Jökulhula getur þannig aukið efnaharfaveðrun bergs sem er feldspat-rikt.



2. mynd. Áhrif pH á orku Gibbs fyrir upplausn Mg Fe súlikata í meðal efnasamsetningu árvatns á jörðinni. Steindir leysast ekki upp þegar orkan er jákvæð.



3. mynd. Áhrif pH á orku Gibbs fyrir leysni plagioklas í meðal efnasamsetningu árvatns. Steindir leysast ekki upp þegar orkan er jákvæð.



4. mynd. Áhrif pH á orku Gibbs fyrir leysni kalsít í meðal efnasamsetningu árvatns. Kalsít getur fallið út þegar orkan er jákvæð.

Óbein áhrif efnaharfarofs á upptöku koltvísýrings úr andrúmslofti

Næringarsölt í sjó reka uppruna sinn til efnaharfarofs bergs á landi. Þannig hefur efnaharfaroð áhrif á vöxt þörunga í sjó sem nema koltvísýring úr andrúmsloftinu. Vaxtarhraði þörunga ræðst ekki eingöngu af framboði næringarsalta, heldur einnig snefilefna eins og t.d. járns, mólibdeums og kopars (t.d. de Baar ofl., 1995).

Áhrif jöklar á hraða efnahvarfarofs basalts á Suðvesturlandi

Stór hluti Íslands er hulið jökulseti frá síðustu ísöld. Það er því erfitt að meta heildaráhrif jöklar á efnahvarfaveðrun og efnahvarfarof þar sem engin gögn eru, enn sem komið er, til frá jökulsetlausum svæðum. Hins vegar er hægt rannsaka bein áhrif jökulhulu á efnahvarfarof basalts. Á Suðvesturlandi minnkar efnahvarfarof allra efna sem rannsókuð hafa verið nema járns og mangans með aukinni jökulhulu bergs (Gíslason ofl., 1996). Efnahvarfarof járns og mangans eykst með jökulhulunni. Gögnin fyrir járn og mangan eru enn sem komið er takmörkuð. Magn kalsíum og magnesium sem berst frá landi til sjávar vegna efnahvarfarofs á Suðvesturlandi minnkar þegar land er hulið jöklri, og minnkar þar með varanlega upptöku koltvísýrings úr andrúmslofti. Jöklar geta hins vegar valdið auknu efnahvarfarofi málma sem eru mikilvægir fyrir vöxt þörunga í sjónum og getur þar með leitt til aukinnar skammvinnrar upptöku koltvísýrings úr andrúmslofti.

Heimildir

- Adams, J, 1995. Weathering and glacial cycles. *Nature*, Vol 373, p110.
- Broecker, W S, and Peng, T-H, 1987. The role of CaCO_3 compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO_2 change. *Global Biogeochemical Cycles*, Vol 1, p15-29.
- de Baar, H J W , de Jong, J T M, Bakker, D C E, Loscher, B M, Veth, C, Bathmann U, Smetacek V, 1995. The importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the southern ocean. *Nature*, Vol 373, p412-415.
- Dandurand, J L, Gout, R, and Schott, J, 1982. Experiments on phase transformations and chemical reactions of mechanically activated minerals by grinding; petrogenetic implications. *Tectonophysics*, Vol 83, p365-386.
- Gibbs, M T and Kump, L R, 1994. Global chemical erosion during the last glacial maximum and the present: Sensitivity to changes in lithology and hydrology. *Paleoceanography*, Vol 9, p529 - 543.
- Gíslason, S R and Eugster H P, 1987. Meteoric water-basalt interactions: I. A laboratory study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol 51, p2827-2840.
- Gíslason S R, 1989. Kinetics of water-air interactions in rivers: A field study in Iceland. In; Miles D.L.(ed.), *Water-Rock Interactions*, p263-266. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Gíslason, S R and Arnórsson, S, 1993. Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics. *Chemical Geology*, Vol 105, p117-135.
- Gíslason, S R, Arnórsson, S, and Ármannsson, H, 1996. Chemical weathering of basalt in SW Iceland: Effects of runoff, age of rocks and vegetative/glaacial cover. *American Journal of Science* (í prentun).
- Kump, L R and Alley, R B, 1994. Global chemical weathering on glacial time scales. In: Board on Earth Sciences and Resources, Commission on Geosciences, Environment, and Resources, National Research Council, Material fluxes on the surface of the earth. National Academy of Sciences, Washington, D.C., p46-60.
- Lovelock, J E and Kump, J R, 1994. Failure of climate regulation in a geophysiological model. *Nature*, Vol 369, p732-735.
- Martin, J M, and Meybeck, M, 1979. Elemental mass-balance of material carried by world major rivers. *Marine Chemistry*, Vol 7, p173-206.
- Meybeck, M, 1979. Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, Vol 21, p215-246.
- Raiswell, R, 1984. Chemical models of solute acquisition in glacial melt waters. *Journal of Glaciology*, Vol 30, p49-57.
- Sharp, M, Tranter, M, Brown, G H, and Skidmore, M, 1995. Rates of chemical denudation and CO_2 drawdown in a glacier-covered alpine catchment. *Geology*, Vol 23, p61-64.

JARÐSKJÁLFTAR OG SPRUNGUSTEFNUR Í TJÖRNESBROTABELTINU.

Sigurður Th. Rögnvaldsson, Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík
Ragnar Slunga, Foa 65, Stokkhólmi

Tjörnesbrotabeltið tengir saman eystra gosbeltið og Kolbeinseyjarhrygg norður af Íslandi. Dreifing jarðskjálfta bendir til að brotasvæðið saman standi af þremur megin misgengjum eða veikleikabeltum með stefnu VNV-ANA. Nyrst er Grímseyjarbeltið sem liggur frá Grímsey inn á Öxarfjörð, þá Flateyjar-Húsavíkurmisgengið, sem liggur með norðurströnd Flateyjarskaga og tekur land nærri Húsavík, og syðst er Dalvíkurbeltið. Á öllum beltanna hafa orðið sniðgengisskjálftar af stærðinni 6 eða þar yfir. Skjálftahrinur eru tíðar í nyrðri beltunum tveimur en auk þess ber Grímseyjarbeltið merki nýlegrar eldvirkni og fellur saman við óreglu í segulsviði. Flateyjar-Húsavíkurmisgengið er þróað hægri handar sniðgengi sem verið hefur virkt í fjórar milljónir ára að minnsta kosti. Heildarfærsla um misgengið er 10–60 km lárétt og 200–1400 m lödrétt. Dalvíkurbeltið liggur að mestu á þurru landi en þess sjást lítil merki á yfirborði. Skjálftar eru þar einnig fátíðari en í hinum beltunum.

Undir lok árs 1993 var tekið í notkun net sex stafrænna skjálftamæla á Norðurlandi til að fylgjast með skjálftavirkni í Tjörnesbrotabeltinu. Í febrúar 1994 varð skjálfti af stærðinni 5.5 í vesturenda Flateyjarmisgengisins. Í kjölfarið mældust nokkur þúsund smærri skjálfta norður og austur af aðalskjálftanum en einnig urðu skjálftar á Grímseyjarbeltinu. Virknin á Flateyjarmisgenginu náði þó aldrei austur fyrir Flatey. Eftir febrúarhrinuna hafa orðið margar smærri hrinur úti fyrir Norðurlandi, einkum í Grímseyjarbeltinu og á Flateyjarmisgenginu fyrir mynni Eyjafjarðar.

Við völdum 31 skjálftabyrpingu í Tjörnesbrotabeltinu, alls yfir 700 skjálfta og ákvörðuðum innbyrðis og algildar staðsetningar hverrar byrpinger fyrir sig. Skjálftaknippin dreifast þannig að 21 er í Grímseyjarbeltinu, 6 á Flateyjarmisgenginu, 1 í Dalvíkurbeltinu og 3 utan megin beltanna. Óvissan í innbyrðis staðsetningunum er yfirleitt 1–20 m en fyrir algildu staðsetningarnar er hún 2–3 km. Ef gert er ráð fyrir að skjálftar í hverri byrpingu séu allir á sama misgengi má ákvarða strik þess og halla með því að fella plan í gegnum byrpinguna. Í Flateyjar-Húsavíkurbeltinu hafa brotfletir sem þannig eru ákvarðaðir strik 115° – 134° til austurs og halla 80° – 90° til suðurs. Strik Flateyjarmisgengisins á þessum slóðum er um 120 gráður. Brotlausnir skjálftanna sýna hægri handar sniðgengis hreyfingar, í samræmi við niðurstöður yfirborðsathugana á Húsavíkurmisgenginu. Strik sprungna í Grímseyjarbeltinu er að meðaltali 15° , þ.e. þær eru nær hornréttar á stefnu skjálftabeltisins. Brotlausnir benda flestar til vinstri handar sniðgengishreyfinga á N-S sprungunum. Grímseyjarbeltinu svipar því til skjálftabeltis Suðurlands, þar sem ekki sjást merki samfellds austur-vestur misgengis heldur verður hreyfingin í víxlenginu á tugum samsíða sprungna með stefnu N-S. Skjálftabyrpingerin í Dalvíkurbeltinu virðist hafa orðið á fleti með strik 27° og halla um 80° til austurs.

Skriðuföllin við Þormóðsstaði í Sölvadal, júní 1995

Þorsteinn Sæmundsson, Veðurstofu Íslands.
Halldór G. Pétursson, Náttúrufræðistofnun Íslands, Akureyri.

Þann 29. júní 1995 féll skriða rétt innan við bæinn Þormóðsstaði í Sölvadal, í Eyjafirði. Þessi skriða er með þeim stærri sem fallið hafa hér á landi í seinni tíð og í mörgu frá-brugðin þeim skriðum sem að öllu jöfnu falla hérlandis.

Sölvadalur gengur inn í fjallendið austan við Eyjafjörð og eru Þormóðsstaðir innsti bær í dalnum að vestanverðu. Bærinn stendur á löngum og breiðum hjalla í um 350 m hæð yfir sjó. Niður í hjallann hefur Þormóðsstaðaá grafið sér djúpt og þróngt gljúfur, sem sameinast gljúfrum Núpár nokkru norðan við bæinn. Vestan og ofan við Þormóðsstaði er Hólafjall, sem skilur að Eyjafjarðardal og Sölvadal. Ofan við bæinn er fjallið um 800-850 m hátt, en nær um 1000 m hæð nokkru sunnar. Í miðju fjalli ofan og innan við Þormóðsstaði eru framhlaupshólar sem nefnast Arnbjargarhólar. Um þá liggur svonefnd Hólafjallsleið upp fjallið, en hún er einn af slóðunum sem liggja úr Eyjafirði og upp á Sprengisand.

Til skamms tíma hafa aðeins verið þrír bær í byggð í Sölvadal og allir að vestanverðu. Austurhlíðar dalsins eru brattari og þar hefur á umliðnum öldum verið mikil jarðvegseyðing af völdum skriðufalla, sem eflaust er ein af ástæðum þess að byggð lagðist þar af. Miklar sagnir fara af skriðuföllum á þessu svæði, en sum þeirra voru mannskæð. Skriðufallasvæðið austanmegin í Sölvadal er í framhaldi af öðru þekktu skriðafallasvæði nokkru norðar í Eyjafirði, sem kennt hefur verið við Guðrúnarstaði og Möðruvelli. Vesturhlíðar Sölvadals eru meira aflíðandi og ekki eins háar. Þar er gróður mikill og þykur jarðvegur hylur nánast alla hlíðina. Litlum sögnum fer af skriðuföllum úr þeirri hlíð, fyrr en á þessari öld.

Tíðarfari veturnar 1994 til 1995 var að mörgu leyti óvenjulegt. Snemma snjóáði mikið og það á ófrosna jörð. Aldrei hlánaði og allan veturninn snjóáði óvenjumikið, og það úr áttum sem venjulega snjóar lítið í. Kalt var langt fram eftir vori og tók ekki að hlána að ráði fyrr en í júní. Þá urðu leysingar með miklum flóðum og vatnavöxtum og fljótlega tóku skriður og jarðföll að falla. Á Norðurlandi sjást ummerki um skriður eftir þessa hrinu frá Vatnsskarði og Gönguskörðum við Skagafjörð að vestan og alla leið austur í Aðaldal og Reykjahverfi í Suður Þingeyjarsýslu. Pessar skriður félundu 9.-14. júní, en flestar félundu þó þ. 11. og 12., og þá aðallega í Eyjafirði. Vegna þess að jörð var ófrosin leitaði leysingarvatnið mjög niður í jarðveginn í stað þess að renna burt á yfirborði. Þetta leiddi víða til óvenjuhárrar grunnvatnsstöðu, mikils vatnsþrýstings og framrennslis vatns á óvenjulegum stöðum. Á nokkrum stöðum sprungu t.d. fram jarðföll neðst í hjöllum og hlíðum og vatnsósa jarðvegur rann fram í litlum halla.

Í Sölvadal eru kortlagðar um 20 stórar og smáar skriður, sem flestar ef ekki allar félundu mánudaginn 12. júní. Þetta voru allt hefðbundin skriðuföll og svipar í flestu til annarra skriðufalla á Norðurlandi í þessari hrinu. Nánast allar þessar skriður félundu úr vesturhlíð Sölvadals.

Þann 29. júní vorum við staddir við kortlagningu í Sölvadal og var þá snjór að mestu horfinn úr vesturhlíðum dalsins og þær orðnar þurrar. Í fjalllinu ofan við Þormóðsstaði voru enn nokkrir skaflar ofan við Arnbjargarhóla og uppi á Hólafjalli var stór og mikill skafl, sem bráðnaði ört í 15-20 stiga hita og sterkri sunnanátt. Það kom því ábúendum á Þormóðsstöðum mjög á óvart þegar, um kl. 17, að stykki féll framan af

Arnbjargarhólum, rétt neðan við Hólfjallsveginn og alla leið niður í á. Úr skriðuörinu var stöðugt aurrennslí, sem lækur eða lítil á, í hálftíma eða til um kl. 17:30 að mikill hluti hólanna skreið af stað og niður í ána. Sjónarvottar telja að frambrún þessarar skriðu hafi verið meira en mannhæðarhá þegar hún plægði sig niður hlíðina. Skriðunni fylgdu miklar drunur og dynkir og varla leið meira en mínumá frá því að hún lagði af stað og þar til hún var komin ofan í ána. Gljúfrið sem skriðan féll í er um 40-50 m djúpt og annað eins á breidd, en hraði efnisins var svo mikill að hluti skriðunnar skvettist á eystri gljúfurbarminn og gekk langt upp á brúnina að austanverðu. Talið er að skriðuefnið hafi fyllt upp í nær helming gljúfursins áður en áin náði að rjúfa sér leið í gegn og skriðan flæddi viðstöðu-laust niður Núpá, í Eyjafjarðará og út í Eyjafjörð.

Þegar skriðurnar félle vorum við staddir ofan við Draflastaði, nokkru norðar í Sölvadal. Við urðum ekki varir við skriðurnar sjálfar en fylgdumst með þegar aurflóðið fór niður Núpá. Skömmu eftir kl. 17 tókum við eftir því að áin var mjög dökk á litinn og mikill og þungur niður var í ánni. Um kl. 17:30 sáum við yfirborð árinnar snarlækka og stuttu síðar geysist flóðbylgja niður gljúfrið. Efnið sem ruddist niður ánna líktist seigfljótandi aurblöndu og sáum við stórgryti og jarðvegstorfur fljóta í yfirborðinu. Í Núpárgljúfri voru flóðmörkin í um 15 m hæð, neðan við Þormóðsstaði og í um 6-10 m hæð við Draflastaði. Aurflóðið virðist ekki hafa rofið mikið í Núpárgljúfri og t.d. skóf það ekki í burt gróðurþekju í hvömmum í gljúfrinu. Aurburður breytti farvegi Núpár í gljúfrinu nokkuð og víða tóku heimamenn eftir stórgryti sem ekki var þar fyrir flóðið.

Í hlíðinni og á túninu neðan við hafði skriðan sópað öllu lausu efni ofan af mó-hellunni og oft niður að bergrunninum. Skriðuörið er um 900-1000 m langt, um 150 m breitt efst og um 400 m breitt á túninu innan við Þormóðsstaði. Geilin sem myndaðist í Arnbjargarhóla er um 300 m löng, um 150 m breið og brúnirnar að jafnaði 4-5 m háar. Í hólunum ofan við geilina komu fljótlega fram miklar sprungumyndanir og sig. Sprungur fundust einnig uppi í fjalllinu í örinnu eftir gamla framhlaupið sem myndaði Arnbjargarhóla. Efst í sjálfu skriðuörinu liggja einnig laus stór stykki úr jarðvegi og hólunum sjálfum. Petta efni er óstöðugt og má því búast við hruni og jafnvel skriðuföllum þarna næstu árin.

Í skriðuörinu finnast hnnullungar sem gerðir eru úr "feitum", grænleitum leir, sem blautur var mjög sleipur viðkomu. Þessi leir er ættaður úr framhlaupshólunum og þar innst hann í allþykku lagi undir þykkara lagi af grábrúnum leir. Bæði þessi leirlög hafa einkenni jarðhitaummyndunar og sá græni er sennilega að uppruna súr gjóska, milljóna ára gömul. Þessi lög hafa borist fram úr berggrunni, þegar framhlaupið fíll úr fjallshlíðinni. Arnbjargarhólar eru gamlir, því undir framhlaupsefninu í þeim er svart öskulag, líklega 9000 ára gamalt. Ofan á hólunum er nokkuð þykkur jarðvegur og er öskulagið H-4 ofarlega í honum.

Svo virðist sem leysingarvatn hafi í vor safnast fyrir inni í Arnbjargarhólum ofan við Þormóðsstaði og að jarðlögin sem hólarnir eru gerðir úr hafi verið orðin vatnsmetuð þegar fyrri skriðan fíll. Seinna hefur svo græni "sleipi" leirinn virkað sem rennslisflötur og orðið þess valdandi að mikill hluti Arnbjargarhóla skreið af stað og fíll niður hlíðina í seinni skriðunni.

Mettunarstig seólíta í íslensku vatni

Samanburður á efnavarmafræðilegum gögnum byggðum á leysnivarma- og fasajafnvægistolraunum

Práinn Friðriksson og Stefán Arnórsson

Rauðvísindastofnun Háskóla Íslands. Dunhagi 3, Reykjavík

Rannsóknir Walkers (1960) á seólítabeltum í staflanum á Austfjörðum eru alkunnar. Walker stakk upp á því að hin láréttá beltaskipting endurspeglí hitastigul í skorpunni á þeim tíma er seólítarnir mynduðust. Hrefna Kristmannsdóttir og Jens Tómasson (1978) greindu frá svipaðri beltaskiptingu í borholum á virkum jarðhitsvæðum og kortlögðu „stöðugleika“ hitabil einstakra seólíta gróflega. Hér er ætlunin að meta mettunarstig seólíta í borholuvatni, á hitabilinu $4 - 180^{\circ}\text{C}$, og bera niðurstöðurnar saman við niðurstöður Hrefnu og Jens um stöðugleikasvið steindanna (í hita) í borholum.

Efnavarmafræðileg gögn fyrir analssím og lámontít eru frá Helgeson og fl. (1978) leiðrétt af Hemingway og fl. (1982). Frá Johnson og fl. (1982, 1983, 1992) eru fengin gögn fyrir analssím, skólesít, mesólít og mordenít. Frá Howell og fl. (1990) eru fengin gögn fyrir stilbít og fyrir heulandít frá Cho og fl. (1992).

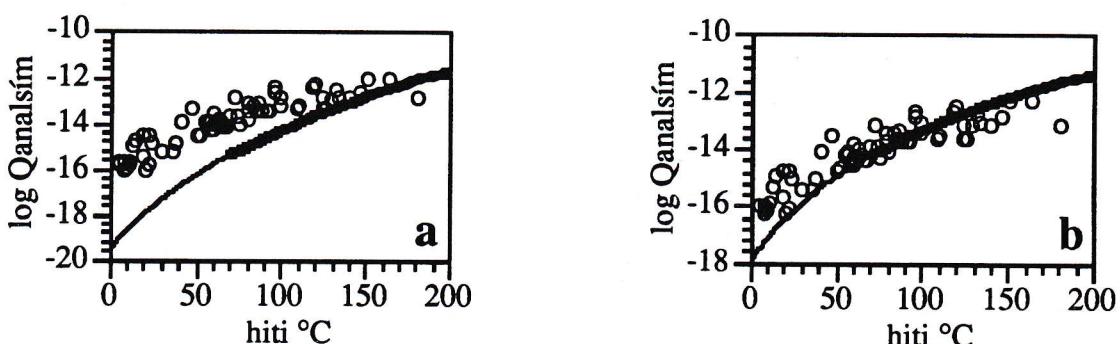
Efnavarmafræðileg gögn fyrir uppleyst efni eru fengin frá Shock & Helgeson (1988), Shock og fl. (1989) og Pokrovskii & Helgeson (1992). Efnavarmafræðileg gögn fyrir vatn eru tekin frá Hemingway og fl. (1982).

WATCH forritið (Stefán Arnórsson og fl. 1982) var notað til að reikna út virkni uppleystra efna í borholuvatni.

Efnahvörf sem athuguð eru lýsa uppleysingu steinda þannig að ef leysnimargfeldi vatns er stærra en jafnvægisfastinn við sama hitastig ($Q > K$) þá er vatnið yfirmettað af viðkomandi steind en undirmettað þegar $Q < K$.

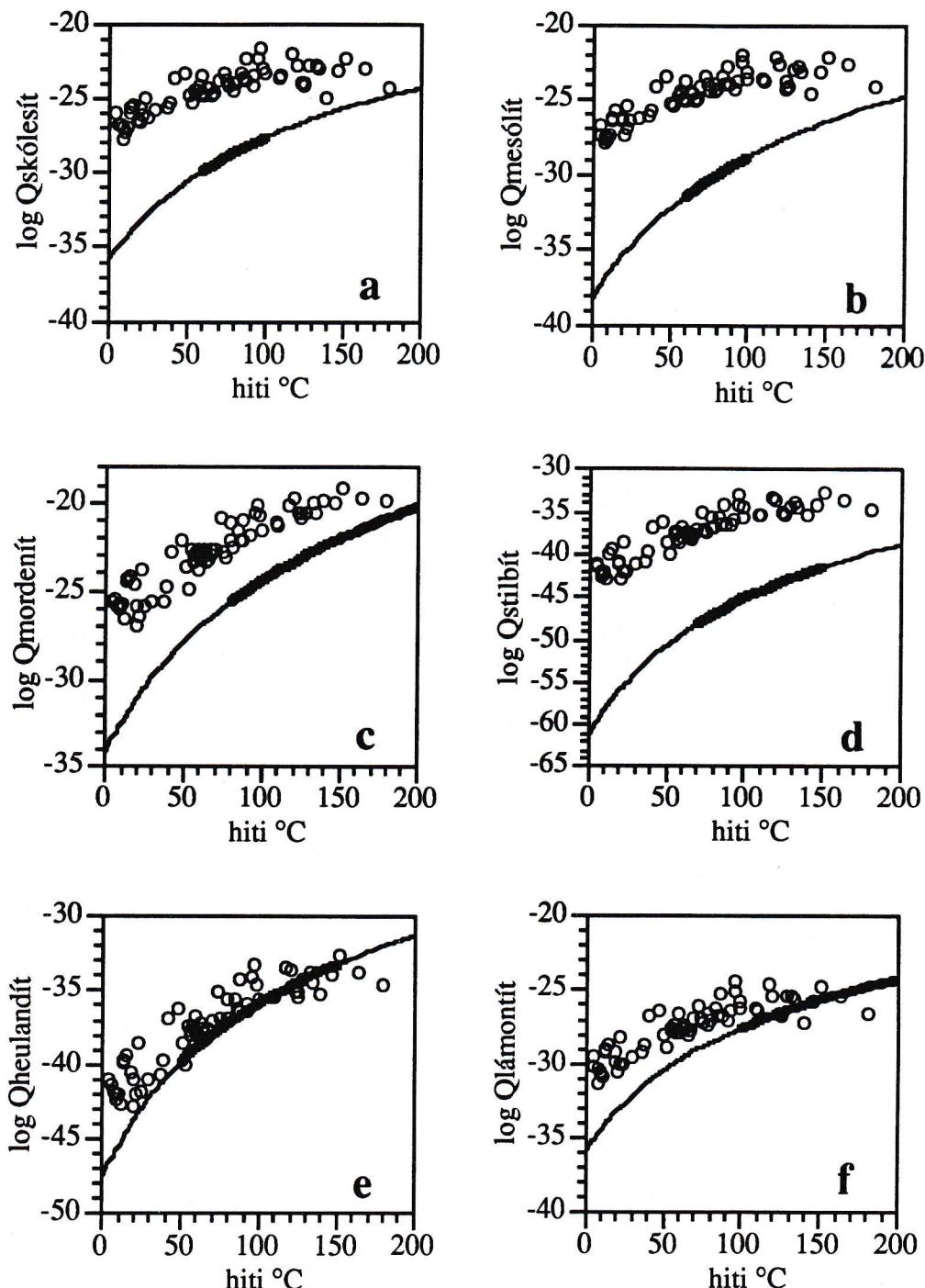
Mettunarstig einstakra seólíta er sýnt á 1. og 2. mynd.

Á 1. mynd er sýnt mettunarstig analssíms, 1a er byggð á gögnum frá Johnson og fl. (1982) sem fengin eru með leysnivarma tilraunum (calorimetric experiments) og 1b er byggð á gögnum frá Helgeson og fl. (1978) en þau gögn eru fengin með fasajafnvægistolraunum (phase equilibrium experiments). Skýr munur er á niðurstöðunum, leysnivarmagögnin gefa minni leysni en fasajafnvægisgögnin. Samkvæmt leysnivarmagögnunum er vatn mettað eða yfirmettað með tilliti til analssíms yfir stöðugleikasvið þess en fasajafnvægisgögnin sýna undirmettun á efri hluta stöðugleikasviðsins.



1. mynd. Mettunarstig analssíms í vatni. Ferillinn á 1a ($\log K$) er byggður á leysnivarmatilraunum (Johnson og fl. 1982) og ferillinn á 1b á fasajafnvægistolraunum (Helgeson og fl. 1978). Jafnvægisferillinn er breiður á því hitabili sem analssím kemur fyrir í borholum.

Af 2. mynd má ráða að vatn er almennt yfирmettað með tilliti til skólesíts, mesólíts, mordeníts og stilbíts yfir allt stöðugleikasvið þessara steinda. Aðra sögu er að segja af heulandíti og lámontíti. Vatn er nálægt mettun miðað við heulandít yfir stöðugleikasvið þess en verður undirmettað við hærri hita. Vatn er nálægt mettun fyrir lámontít á hitabilinu 100 - 150°C verður undirmettað við 150°C en í borholum virðist það stöðugt upp fyrir 200°C.



2. mynd. Metturnarstig: skólesíts (a), mesolíts (b), mordeníts (c), stilbít (d), heulandíts (e) og lámontíts (f) í vatni. Ferillinn ($\log K$) er breiður á því hitabili sem viðkomandi steind kemur fyrir í borholum.

Efnavarmafræðileg gögn fyrir fyrri hópinn (**a**, **b**, **c** og **d**) eru fengin með leysnivarmatilraunum en hinn síðari (**e** og **f**) með fasajafnvægistilraunum. Niðurstöðurnar sem birtast á 1. og 2. mynd benda til misræmis á milli fasajafnvægis- og leysnivarmagagna, a.m.k. fyrir seólíta.

Það vekur tortryggni að sjá vatn verða undirmettað af lámontíti við 150°C þegar það virðist stöðugt í borholum uppfyrir 200°C og sama er að segja um analís miðað við leysnivarmagögnin. Hin mikla yfirmettun vatns m.t.t. skólesíts, mesólíts og stilbíts, langt uppfyrir stöðugleikasvið þeirra í borholum, er einnig ótrúverðug. Það er samdóma álit þeirra sem hugað hafa að myndun seólíta að þeir falli út úr yfirmettuðum lausnum (t.d. Hemingway & Robie 1984) en þrátt fyrir það er yfirmettun upp á 9KJ/mól (fyrir stilbít) ótrúleg.

Svo virðist sem leysnivarmatilraunir gefi of lág gildi fyrir ΔG_f° en fasajafnvægistilraunir of há.

Heimildir:

- Arnórsson S. Sigurdsson S. & Svavarsson H. 1982 *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**
Cho M. Maruyama S. & Liou J.G. 1987 *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**
Helgeson H.C. Delany J.M. Nesbitt H.W. & Bird D.K. 1978 *American journal of Science*, **267**
Hemingway B.S. Haas J.R. & Robinson G.R.Jr 1982 *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1544**
Hemingway B. S. & Robie R. A. 1984 *American Mineralogist*. **69**
Howell D.A. Johnson G.K. Tasker I.R. O'Hare P.A.G. & Wise W.S. 1990 *Zeolites*, **10**
Johnson G.K. Flotow H.E. O'Hare P.A.G. & Wise W.S. 1982 *American Mineralogist*, **67**
Johnson G.K. Flotow H.E. O'Hare P.A.G. & Wise W.S. 1983 *American Mineralogist*, **68**
Johnson G.K. Tasker I.R. Flotow H.E. O'Hare P.A.G. & Wise W.S. 1992 *American Mineralogist*, **77**
Kristmannsdóttir H. & Tómasson J. 1978 *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use*.
Pokrovskii V.A. & Helgeson H. C. 1992 *Water-Rock Interactions..*
Shock E. L. & Helgeson H. C. 1988 *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**
Shock E. L., Helgeson H. C. & Sverjensky D. A. 1989 *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**
Walker G.P.L. 1960 *J. Geol.*, **68**