

JARÐFRÆÐAFÉLAG ÍSLANDS

VORRÁÐSTEFNA 1995

Ágrip erinda og veggspjalda

Haldin í Odda, Reykjavík

12. apríl 1995

Tilvitnun í ritið:

Kristján Sæmundsson. 1995. Mislægi í Fnjóskadal og Jökuldal. Vorráðstefna 1995. Ágrip erinda og veggspjalda. Jarðfræðafélag Íslands, 48-50.

Efnisyfirlit

Ágúst Guðmundsson: Áhrif spennusviðs utan rekbeltis á landslagsþróun og eldvirkni.....	5
Ágúst Guðmundsson: Eyjar í íshafinu. Jökulvana svæði í fjallgarðinum á milli Vopnafjarðar og Héraðs á síðasta jökulskeiði.....	7
Ágúst Guðmundsson og Magnús Tumi Guðmundsson: Stærð jökuls á Suðvesturlandi á síðasta jökulskeiði.....	10
Bryndís Brandsdóttir, William H. Menke, Páll Einarsson, Robert White, Rob Staples og Faeroes-Iceland Ridge Experiment (FIRE) meðlimir: Kvikuhólfið í Kröflu og uppbygging gosbeltisins á Norðausturlandi.....	13
Eydís Líndal Finnbogadóttir og Jón Eiríksson: Rannsóknir á hafsbotni norður og vestur af Íslandi í tengslum við BIOICE.....	14
Freysteinn Sigmundsson, Eysteinn Tryggvason, Karl Pálsson, Halldór Ólafsson, Maria Madalena Alves og Jose Luiz Alves: Hægt landris á eldfjallinu Furnas, Azoreyjum.....	15
Georg R. Douglas: Veðrun á basalt bergflötum á Íslandi.....	16
Guðmundur Ó. Friðleifsson, Jón Eiríksson, Hafliði Hafliðason, Karl Gunnarsson, Gunnar Ólafsson, Kjartan Thors, Birger Larsen, Sverrir Þórhallsson og Árný E. Sveinbjörnsdóttir: ODP-umsókn 456 - sú fyrsta frá Íslandi	18
Guðrún Larsen, Andrew Dugmore og Anthony Newton: Íslensk gjóska í jarðvegi í Skotlandi, Hjaltlandi, Orkneyjum og Suðureyjum	21
Gunnar Ólafsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson: ODP hafsbotnsrannsóknir - hverju skilar þátttaka?.....	24
Haukur Jóhannesson, Áslaug Geirsdóttir, Páll Einarsson og Karl Grönvold: Vitnisburður um jarðskjálfta frá síðjökultíma í setlögum í grennd við Heklu.....	26
Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson: Nútímahraun milli Reykjavíkur og Ölfuss.....	27
Haukur Jóhannesson og Sigmundur Einarsson: Gjósku- og eðjuflóð úr Heklu fyrir um 4300 árum	29
Heidi Soosalu og Páll Einarsson: Seismicity in the Hekla region from July 1991 to July 1994	31
Helgi Torfason, Kristján Sæmundsson, Haukur Jóhannesson, Árni Hjartarson, Ingvar Birgir Friðleifsson og Jón Jónsson: Berggrunnskort af höfuðborgarsvæði.....	33

Hrefna Kristmannsdóttir og Osamu Matsubaya: Vetnis- og súrefnissamsætuhlutföll í jarðhitakerfum á Reykjanesskaga - áhrif hvörfunar vatns og lagsilikata	36
Ingibjörg Kaldal, Elsa G. Vilmundardóttir og Guðrún Larsen: Súr gjóska í vatnaseti að Fjallabaki.....	39
Jóhann Helgason og Robert A. Duncan: Jarðlagaskipan Hafrafells í Öræfum: Bergsegulstefna, K-Ar aldursgreiningar og jökunarsaga.....	42
Jón Eiríksson, Guðmundur Ómar Friðleifsson og Hafliði Hafliðason: ODP boranir í Tjörnestrogið? - stuðningsrannsóknir.....	43
Jón Eiríksson og Hreggviður Norðdahl: Samsetning íslenskra jökulurða.....	45
Kristján Geirsson og Stefán Arnórsson: Jarðefnafræðilegt líkan af jarðhitakerfinu við Hveragerði.....	46
Kristján Sæmundsson: Mislægi í Fnjóskadal og Jökuldal.....	48
Magnús Tumi Guðmundsson: Hæð móbergsstapa og þykkt ísaldarjökuls.....	51
Margrét Hallsdóttir, Áslaug Geirsdóttir, Jórunn Harðardóttir, Guðrún Larsen, Hreggviður Norðdahl, Kjartan Thors og Jón Eiríksson: Umhverfisbreytingar á Suðurlandi á nútíma í ljósi setmyndunar í stöðuvötnum.....	53
Ragnar Stefánsson, Steinunn Jakobsdóttir, Kristján Ágústsson og Gunnar B. Guðmundsson: SIL-kerfið og samtímafærslur á Íslandi.....	56
Sigfús J. Johnsen og Árný E. Sveinbjörnsdóttir: GRIP kjarninn, ODP og hitaveita hafsins.....	59
Sigurður Reynir Gíslason, Auður Andrésdóttir, Jón Haukur Steingrímsson, Róbert Fanndal Jósvinsson, Sigurður Ásbjörnsson, Þorbjörn Rúnarsson, Andri Stefánsson, Guðríður Arnardóttir, Ingibjörg Karlsdóttir og Þráinn Friðriksson: Koltvísýringsústreymi frá Eyjafjallajökli.....	60
Sigurður Th. Rögnvaldsson: Notkun jarðskjálftamælinga við kortlagningu virkra misgengja.....	63
Snorri P. Snorrason og Elsa Vilmundardóttir: Gos undir jökli, útbreiðsla bólstrabergs og aðrar furður.....	66
Sverrir Þórhallsson: ODP-bortækni - framfarir í kjarnatöku	68

ÁHRIF SPENNUSVIÐS UTAN REKBELTIS Á LANDSLAGSÞRÓUN OG ELDVIRKNI

Ágúst Guðmundsson, Norrænu eldfjallastöðinni, Jarðfræðahúsi Háskólans, 101 Reykjavík

Dalir og firðir á Íslandi eru augljóslega rofnir af jöklum. Stefna dala á vissum landsvæðum, svo sem Austurlandi, er þó það reglubundin að jarðhnik (bergmótun) virðist hafa þar áhrif á. Fyrir mörgum árum var sett fram sú hugmynd að margir, ef ekki flestir, dalir á Íslandi væru upprunalega sigdalir. Rannsóknir höfundar á dölum á Austfjörðum, Vestfjörðum, Vesturlandi og víðar sýna að þessi hugmynd stenst ekki; yfirleitt eru engin merki um siggengi í dalbotnum.

Athyglisvert er að dalir á þessum svæðum stefna yfirleitt sem næst þvert á þyrpingar af göngum og siggengjum sem þar finnast. Það spennusvið sem ríkti þegar gangarnir og misgengin mynduðust í rekbeltinu á því lítinn þátt í myndun dalanna, enda hafa þeir flestir þróast eftir að viðkomandi svæði rak út fyrir rekbeltið. Það spennusvið sem hefur áhrif á myndun margra dala og fjarða hér á landi er því það sem ríkir utan rekbeltis.

Þegar gangar troðast inn í rekbeltið gera þeir meira en að létta á þeirri togspennu (algildri nálægt yfirborði, afstæðri neðar) sem þar ríkir í tengslum við plötuskrið. Þegar umframþrýstingur kviku í hólfi eða þró nær togstyrk grannbergsins, brýst kvika út úr hólfinu og upp í skorpuna. Á leið sinni til yfirborðs fer kvikan í gegnum skorpu sem er að meðaltali eðlisléttari en hún, þannig að yfirþrýstingur gangsins vex. Fyrir algenga basaltkviku getur yfirþrýstingur orðið 10-15 MPa, sem er mun hærra en togstyrkur bergsins (1-6 MPa). Þrýstingur og gliðnun vegna ganga kemur m.a. fram í því að á svæðinu utan við Kröflukerfið mælist nú meiri færsluhraði á jarðskorpunni en vera ætti samkvæmt meðaltalsrekhraða hér á landi. Þegar færsluhraðinn vex léttir örar á láréttu þrýstispenunni vegna ganganna. Þrýstingur og gliðnun innan rekbeltisins (einkum vegna gangainnskota) stjórna því að verulegu leyti spennusviðinu utan þess.

Á Austurlandi stefna flestir stórir dalir og firðir sem næst hornrétt á þann hluta rekbeltisins sem næstur þeim liggur. Eystra rekbeltið er sveigt og með tilliti til Austurlands hefur það bungulögun (er kúpt). Á 1. mynd eru niðurstöður líkanreikninga varðandi stefnur (ferla) mestu lárétta þrýstispennu á Austurlandi þegar eystra gosbeltið er undir 10 MPa láréttum þrýstingi. Mesta lárétta togspennan er alls staðar hornrétt á þessa stefnu; hún er algild togspenna í efsta hluta skorpunnar (þar sem dalir og firðir myndast) en afstæð togspenna á meira dýpi. Ef togsprungur (berggrifur; joints) myndast ættu þær því að fylgja þeirri stefnu sem sýnd er á 1. mynd. Dalir sem fylgja togsprungukerfum ættu því hafa þessar sömu stefnur; 1. mynd sýnir að svo er í stórum dráttum.

Ísland er dýpst rofið á Suðausturlandi, en sá hluti landsins er jafnframt mjög nálægt framsæknu rekbelti. Togspenna sem myndast utan við kúptan jaðar rekbeltis er hæst nálægt jaðrinum. Líklegt er að tíð gangamyndun í rekbeltinu (sem sótt hefur fram til suðvesturs síðustu 3 milljón árin) hafi viðhaldið tiltölulega hárrí togspennu á Suðausturlandi. Samkvæmt mælingum er stefna mestu lárétta þrýstispennu á þessu svæði eins og sýnd er á 1. mynd og fellur saman við stefnu stærstu dala á svæðinu. Það er því sennilegt að þetta spennusvið hafi átt þátt í myndun dalanna og því hversu djúpt rofið Suðausturland er.

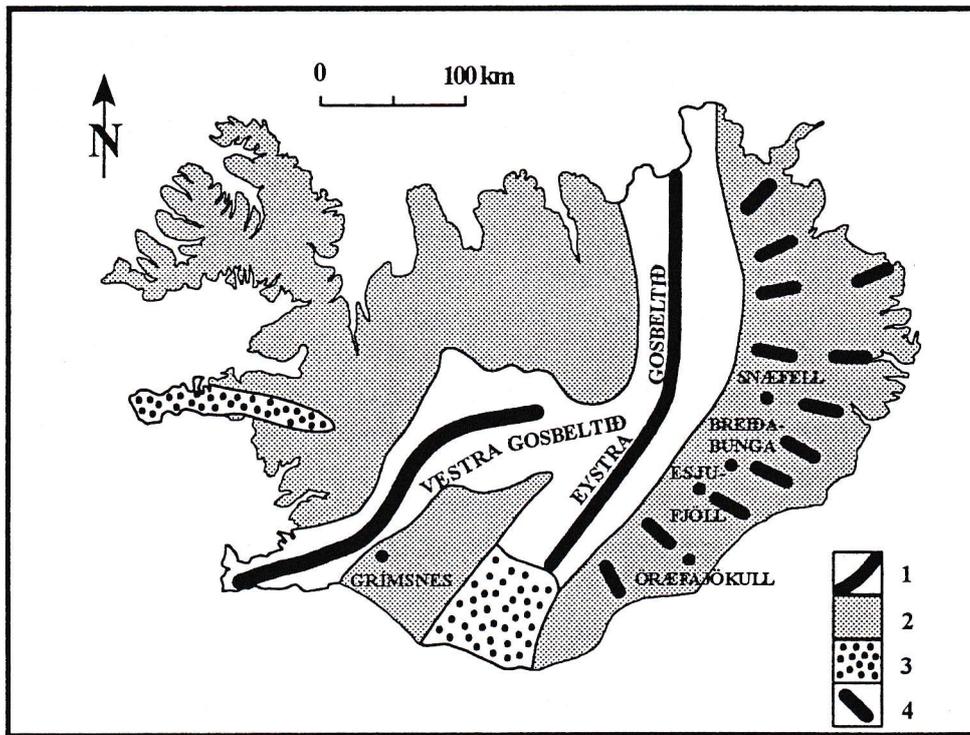
Líkanið á 1. mynd má einnig nota til að skýra eldvirkni rétt utan við kúpta hluta rekbeltisins. Togspennan sem myndast er að öðru jöfnu hæst þar sem beygjuradíus

beltisins er minnstur. Ef ás beltisins er svipaður þeim sem sýndur er á 1. mynd mætti búast við hæstri togspennu utan við suðurhluta eystra beltisins og þar sem vestra beltíð sveigir til vesturs. Togspennan er ekki algild nema næst yfirborði, en afstæð togspenna minnkar þrýsting á meira dýpi og gerir mögulegt að gangar skjótist inn í hornrétt á kúpta jaðar eystra og vestra rekbeltisins. Slíkir gangar gætu veitt kviku frá kvikulaginu undir þessum jöðrum upp til yfirborðs. Reikna má með að sú kvika sé mynduð við önnur þrýsti-og hitaskilyrði en sú sem er undir eldstöðvakerfum rekbeltisins. Gosefni úr eldstöðvum við jaðar rekbeltis gætu því haft aðra samsetningu en þau sem upp koma í nálægum eldstöðvum innan rekbeltisins.

Niðurstöður líkansins varðandi myndun og stefnur dala er auðvelt að prófa. Höfundur hefur víða fundið togsprungur sem dalir virðast þróast eftir. Einkum eru þessar sprungur áberandi á Suðausturlandi. Þar eru einnig margir gangar sem stefna samsíða aðaldölunum en hornrétt á eldri gangaþyrpingar á svæðinu.

Gerð og lega þeirra eldstöðva sem eru rétt utan kúpta jaðars eystra gosbeltisins virðist falla vel að þessu líkani (1. mynd). Um Esjufjöll og Breiðubungu er lítið vitað, en Öræfajökull og Snæfell eru ekki í tengslum við ílanger sprungu-og gangaþyrpingar og því augljóslega myndaðar í spennusviði sem er ólíkt spennusviði rekbeltisins. Eldstöðin sem kennd er við Grímsnes (1. mynd) er þar sem vestra gosbeltíð sveigir til vesturs, en einmitt þar mætti búast við slíkri eldstöð samkvæmt líkaninu.

Ágúst Guðmundsson, Françoise Bergerat og Jacques Angelier, 1995. Off-rift and rift-zone paleostresses in Northwest Iceland. Tectonophysics (í prentun).



1. mynd. Stefna mestu lárétu þrýstispenntu á Austurlandi reiknuð með "boundary-element" aðferðinni. Láréttur innri þrýstingur (vegna ganga) í eystra rekbeltinu er 10 MPa, Young's stuðull skorpunnar er 10 GPa og Poisson's hlutfallið 0.25. 1: Rekbelti, berg yngra en 0,7 m.á. 2: Berg sem er 0,7-14 m.á. 3: Jaðarbelti. 4: Stefna mestu lárétu þrýstispenntu.

EYJAR Í ÍSHAFINU. JÖKULVANA SVÆÐI Í FJALLGARÐINUM Á MILLI VOPNAFJARÐAR OG HÉRAÐS Á SÍÐASTA JÖKULSKEIÐI.

Ágúst Guðmundsson, Jarðtæknistofan hf. Rauðagerði 31, 108 Reykjavík.

Fjallgarðurinn milli Vopnafjarðar og Héraðs rís upp norðaustur frá Smjörvatnsheiði og er hæstur í Smjörfjöllum (1255 m y.s.) en lækkar svo út til hafsins í Fagradalsfjöllum og Kollumúla. Hann er skörðóttur og klofinn af dölum og dalverpum er flest opnast að utanverðum Vopnafirði. Böðvarsdalur er mestur dala og klýfur fjallgarðinn frá sjó í Vopnafirði inn að nyrðri enda Smjörfjalla.

Höfundur hefur skoðað þennan fjallgarð nokkuð með tilliti til uppbyggingar berggrunnins og jafnframt reynt að ráða í landmótun fjallanna út frá rofi og setmyndunum. Í Fagradalsfjöllum utantil í fjallgarðinum er grafin forn megineldstöð. Önnur eldstöð liggur undir vesturhlíðum Smjörfjalla og hefur líklega verið mikill hálandishryggur á milli eldstöðvanna. Við megineldstöðvarnar hefur landið almennt risið yfir nærliggjandi svæði og það oftlega stýrt rofinu út frá miðju þeirra.

Á láglandi í innanverðri Jökulsárhlíð og Vopnafirði eru sterk ummerki um jökulrof. Á Smjörvatnsheiði suðvestan Smjörfjalla eru jökulsorfnir ásar og melar þaktir jökulruðningi. Í efri hluta Smjörfjalla og þaðan út fjallgarðinn og dalina, sem opnast út til strandar í Vopnafjarðarfjöllum er þykk urðarkápa frostsprengd úr berggrunni. Kápan er að sjá tiltölulega jafnþykk uppi á fjallgarðinum en utan í brúnum eru víða grunnar skálar með þykkari urðarbingjum sem sýnast síga undan halla. Urðarbingirnir eru svipsterkir og eru ýmist með ávala mela eða mjög skýr skriðeinkenni (langgarðar og samkýtings kipur og öll form þar á milli). Landmótun í Vopnafjarðarfjöllum virðist falla að þeirri landmótun er verður á frerasvæðum utan jökulskjaldar (þ.e. Periglacial environment, samkv. t.d. Summerfield 1991). Af ummerkjum að dæma eru Vopnafjarðarfjöll á mörkum jökulskjaldar og íslausra frerasvæða og landmyndanirnar því blandaðar.

Sterk landlagseinkenni á mörkum jökulskjaldar og íslausra frerasvæða eru hvíltir og skálar og er þær gjarnan að finna við innanverða jökulsorfnu dali. Í Smjörfjöllum eru skálar algengar hátt í fjöllum og fara þær lækkandi út skagann. Aðrar grynri skálar liggja hátt í fjallgarðinum að sunnan, (oft upp af dalverpum) út með Hlíðarfjöllum. Er kemur utar á fjöllin beggja vegna Böðvarsdals ber sífellt meira á jarðmyndunum sem falla að flokkunarfræðum um landmyndanir á íslausum frerasvæðum. Hér er því birt tafla yfir umhverfisaðstæður og landmyndanir á íslausum frerasvæðum eftir A.L. Washburn 1979 og endurgerð af Summerfield 1991. Þar eru talin upp helstu einkenni sem myndast á jökulvana frerasvæðum og bent á hvar slíkar jarðmyndanir er að finna í Vopnafjarðarfjöllum.

Þróunarferli (processes) á jökulvana frerasvæðum.

Frostfleygun er virk efst í fjöllum og sést við hrun úr skálabotnum og fjallabrunum. Sjá má mikil ummerki um frostfleygun í fjallsbrúnum ofan við Sleðbrjótssel í Jökulsárhlíð. Þar sem bergflekar virðast vera að mjakast til og mynda víðar sprungur ofan við grunna skál.

Frostlyfting og þrýstingur kemur fram í þykkri frostsprengdri og upplyftri urðarþekju sem þekur allan háhrygg fjallanna frá 1200 m y.s. á Smjörfjöllum norður í 400-500 m y.s. í Vindfellsfjalli, og enn lægra í Búr og Fagradalsfjöllum.

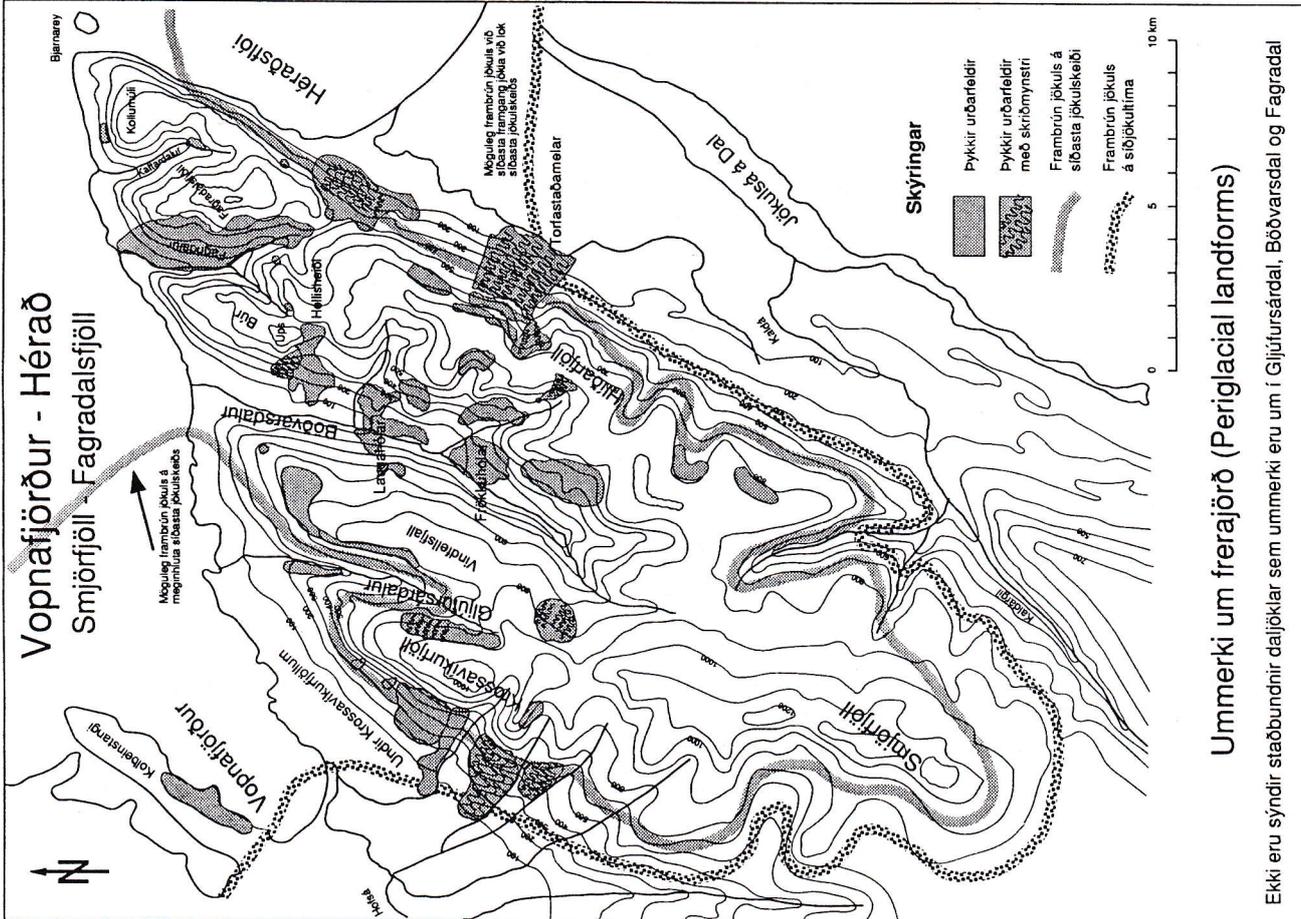
Sífreramolnun verður þar sem berggrunnur er opinn fyrir frosti eða hitabreytingum. Síðar myndast þó þekja úr lausefni sem hlífir berggrunninum og girðir loks fyrir frekari molnun.

Frostmjak verður þar sem frostveðruð urð með ísmyndun í innri hluta fer að síga undan halla. Samkvæmt ummerkjum virðast sumir þessara bingja á hreyfingu nú en fleiri sýnast hafa verið virkir við svalari loftslagsskilyrði fyrr á tíð.

Seigjuflæði á sér stað þar sem lausveðruð jarðefni síga undan halla. Það getur verið tímabundið og endurtekið sig, t.d. við breytilegar jarðvatnsaðstæður í lausefninu eða á mörkum þess og berggrunnis. Seigjuflæði getur tekið við af frostmjaki eftir að frost fer úr efninu. Ummerki um seigjuflæði virðist vera í bingjum undir Krossavíkurfjöllum og víðar.

Veðrun og rof vegna leysingarvatns verður t.d. í skálabotnum þar sem fínefni flyst brott í lækjum vegna bráðnunar. Getur oft leitt til hjallamyndunar í háfjöllum og hlíðum.

Vindáhrif eru sívirk við flutning efnis og brotnám þess úr fjallendi. Þau setja meiri svip á láglandi þar sem gnótt fínefna t.d. jökulárset og fokset getur safnast fyrir í miklu magni.



Umhverfisástæður við frostvirki og landmyndanir í grennd jökulsvæða	Láglandi		Hálandi		Highland	
	Hámarksáur Polar	Kaldtemp. Subpolar	Hámarksáur Polar	Kaldtemp. Subpolar	Hámarksáur Polar	Kaldtemp. Subpolar
Þróunarferli						
Processes						
Frost action						
Frost action						
Frost wedging	***	***	***	***	***	***
Frost heaving and insulating	***	***	***	***	***	***
Permafrost cracking	***	***	***	***	***	***
Other processes						
Frost creep	***	***	***	***	***	***
Gelification	***	***	***	***	***	***
Nivation	***	***	***	***	***	***
Wind action	***	***	***	***	***	***
Landmyndanir						
Landforms						
Patterned ground						
Sorted circles	***	***	***	***	***	***
Sorted circles	***	***	***	***	***	***
Small nonsorted polygons	***	***	***	***	***	***
Large nonsorted polygons	***	***	***	***	***	***
Small sorted polygons	***	***	***	***	***	***
Large sorted polygons	***	***	***	***	***	***
Small stripes	***	***	***	***	***	***
Large stripes	***	***	***	***	***	***
Other features						
Permafrost	***	***	***	***	***	***
Pingos	***	***	***	***	***	***
Palsas	***	***	***	***	***	***
Thaw slumps	***	***	***	***	***	***
Gelification kopes	***	***	***	***	***	***
Block fields and Rock streams	***	***	***	***	***	***
Rock glaciers	***	***	***	***	***	***
Nivation benches and hollows	***	***	***	***	***	***
Cryoplanation terraces	***	***	***	***	***	***
Asymmetric valleys related to permafrost	***	***	***	***	***	***
Loess	***	***	***	***	***	***

Stjórnujöfnin gefur til kynna útbreiðslu (tíðni) einstakra landmynda sem tengjast víðkomandi umhverfisástæðum
 **** mikil útbreiðsla, ***algeng, ** óalgeng, * sjaldgæf, ? fágæt eða hverfandi
 Heimildir: A.L Washburn (1979) Geocryology, og M.A. Summerfield (1991) Global Geomorphology

Síða 3 fjallendis á útkjálkum Íslands í tolfunni
 Algeng fyrirbær í fjallandi á útkjálkum Íslands, talin vera mynduð víðryran lötslagsástæður en nú ríkja. (Relict landforms)

Landmyndanir á jökulvana frerasvæðum.

Af 7 þróunarferlum sem lýst er hér að framan, má sjá í töflunni að fimm þeirra eru samkvæmt textabókum talin mikilvirkust á fjöllum frerasvæða. Það eru; frostfleygun, frostlyfting, frostmjak, seigjuflæði og veðrun vegna frosts og leysingavatns.

Ýmsar tegundir landforma eru einkennandi fyrir frerajörð. Þeim má skipta í tvo aðal flokka sem eru annars vegar reituð jörð af ýmsum toga og hins vegar ýmsar aðrar jarðmyndanir. Landformunum er svo aftur skipt í fjölda undirflokka og er gerð grein fyrir því í töflunni.

Sex gerðir landmyndana í töflunni eru taldar algengar í fjalllendi kaldtempraðra landsvæða og flestar þeirra eru taldar vera algengar í fjallgarðinum milli Vopnafjarðar og Héraðs.

1 Seigfljótandi slapandi urðarbingi (gelifluction lopes) er víða að finna í frambrún urðarbingja sem liggja undir skálabrúnum hæst í fjallgarðinum, svo sem þeim er liggja að Böðvarsdal og Gljufursárdal. Þá eru slapsepar og stallar (gelifluction lopes and benches) á þykkum urðarbingjum sem lægra liggja í hlíðum Krossavíkurfjalla, suðurhlíðum Böðvarsdals (t.d. undir Ups og á Laugarhólum) í suðurhlíðum Fagradals og í urðarbingjum Hlíðarfjalla (sérstaklega á Torfastaðamelum).

2 Grjót flekar og urðarstraumar (block fields and rock streams) eru algengir þar sem skrið eða mjak hefur orðið á þekjuefni stórra urðarbingja. Grjót flekar eru miklir á hákambi fjallgarðsins suðvestur frá Helliheiði eftir því er berggrunnur gefur tilefni til. Stórar spildur innan Torfastaðamela eru augljóslega á hægri hreyfingu í dag.

3 Urðarjökklar (Rock glaciers) eru í myndun á nokkrum stöðum undir hæstu fjalla-brúnum Smjörfjalla og daladraga er vita að Böðvarsdal og Gljufursárdal. Að auki er fjöldi urðarbingja sem vart verða skýrðir annað en fornir urðarjökklar, myndaðir á kaldari tíma.

4 Þíðusigstallar og leysingarásir (nivation benches and hollows) eru oft undanfari freramyndunar silhjalla. Þar verður t.d. flutningur á fínefni með leysingavatni og getur það gefið rými fyrir myndun þíðusigstalla. Þessi landform eru ekki sterkt áberandi en finnast víða uppi á brúnum á þekju fjallgarðsins frá Fagradalsfjöllum og suður á Smjörfjöll.

5 Freramyndunar silhjallar (Cryoplanation terraces) myndast við frostveðrun og tilflutning efnis undan halla eða frá hæðarmiðju. Breidd þeirra er almennt frá 10-2000 m og lengd allt að 10 km. Þeir eru algengir í efri hluta fjallgarðsins og verða mikilfenglegastir umhverfis Gljufursárdal og eru þar mikið til þaktir urðarjökklum. Talið er að freramyndunar silhjallar séu mikilvæg ferli við að stalla fjallshlíðar beggja vegna fjallgarðs svo oft stendur aðeins örmjór hryggur eftir. Þetta er áberandi í öllum fjallsrönnum á milli dala í fjallgarðinum en þessi ferli sýna þó miklu þroskaðri form í fjöllum sunnan við Héraðsflóa.

6 Ósamhverfir dalir eru algengir á frerasvæðum og er þá önnur hlíðin brattari en hin.

Jökulvana land í helkulda jökulskeiðs.

Af því sem að ofan er rakið um sífreramyndanir og fleiri kulrænar jarðmyndanir í fjallgarðinum milli Héraðs og Vopnafjarðar verður að álykta að talsverður hluti hans hafi staðið utan jökuls á jökulskeiðum og sérstaklega á því síðasta sem kennt hefur verið við Würm. „Periglacial einkenni“ svo sem veðrunarform og jökulskálar (staðsetning og hæð) ættu að vera traust ábending um efri mörk hveljökla og meginskriðjökla að fjallgarðinum. Á meðfylgjandi korti er sýnt hvernig meginútlínur jökla gætu hafa legið að fjallgarðinum (og skriðjökklar innan hans) þegar jökull var hvað mestur á nokkrum undangengnum jökulskeiðum. Á þeim tíma hefur farið fram mikil freramolnun og tilsvarendi jarðmyndanir svo sem urðarbingir safnast fyrir í miklum mæli ofantil í fjallgarðinum. Jökklar sem lágu að hlíðum, hreinsuðu lausefni frá en ofan þeirra hafa gaddfreðnir lausefnahaugar getað staðið mjög bratt. Undir lok síðasta jökulskeiðs verður þiðnun á ís og efni og veldur það skriði vegna aukins raka í efninu. Þá skapast forsendur fyrir sili á lausveðruðum urðarbingjum niður hlíðarnar, niður á svæði er áður var hulið jökli. Á kortinu er lína sem sýnir hvernig jökull gæti hafa legið við síðustu meginframrás jökla.

Með því að greina í sundur jarðform sem getið er um í meðfylgjandi töflu má geta sér til um líklega útbreiðslu jökla í og að fjallgarðinum á undangengnum jökulskeiðum og þá sérstaklega því síðasta. Sérstaklega má ætla að þar séu læsileg ummerki frá síðjökultíma.

Heimildir:

Summerfield, M. A. 1991. *Global Geomorphology. Longman Scientific and Technical.* Essex England.
Giardino, J.R, Shroder, J. F. and Vitek, J. D. 1987. *Rock Glaciers, Allen and Unwin Inc.* Boston. 335 pp.

STÆRÐ JÖKULS Á SUÐVESTURLANDI Á SÍÐASTA JÖKULSKEIÐI

Ágúst Guðmundsson Jarðtæknistofan hf. Rauðagerði 31, 108 Reykjavík
Magnús Tumi Guðmundsson, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

Á undanförunum árum hefur verið ritað nokkuð um útbreiðslu jökuls á síðjökultíma í grennd við Reykjavík og um aldur jökulmenja sem finnast við innanverðan Faxaflóa að sunnan. Hér verða líkur leiddar að stærð jökulskjalda á Reykjanesskaga á síðasta jökulskeiði og byggt á gögnum um lofthita, jökulrákum, freramyndunum og hæð móbergsstapa.

Loftslag. Úr samsætustyrk sýrefnis í borkjarnanum frá hábungu Grænlandsjökuls (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Sigfús Johnsen, 1994) má lesa loftslagssögu fyrir norðurhvel jarðar síðustu 250.000 ár. Hitastig er lesið úr δ -gildi þungu samsætunnar ^{18}O í ísnum (2. teikning). Virðist það hafa verið mjög flöktandi og óstöðugt allt síðasta jökulskeið. Jökulskeiðið er talið byrja fyrir 115.000 árum, hitastig fór hvað lægst fyrir 70 þúsund árum og aftur fyrir 25-35 þúsund árum.

Fróðlegar jökulrákir. Á 1. teikningu eru sýndar jökulrákir á Reykjanesskaga eins og Kristján Sæmundsson og Sigmundur Einarsson birta þær á Jarðfræðikorti af Suðvesturlandi 1980. Ljóst er af stefnunum að jökullinn sem myndaði rákirnar hefur haft ísaskil eftir fjalllendi skagans og að hann hefur náð a.m.k. út að núverandi stönd að norðan.

Móbergsstapar á Reykjanesskaga. Víða á Reykjanesskaga og austur í Hengil er að finna móberg með basaltþekjum þar sem ráða má af að gosvirkni hafi náð gegnum ísþekjuna. Flestir stapanna eru taldir myndaðir á síðasta jökulskeiði en yfirleitt eru þeir eitthvað lítillaga ísnúnir. Basaltþekjur skammt austan við Grindavík eru liðlega 40.000 ára gamlar (Levi og fl. 1990) og hæð flestra er 100-250 m y.s. Fara þær hækkandi frá Siglubergshálsi inn til Hraunsels-Vatnsfellanna. Á þessum tíma hefur verið í kaldara lagi á síðasta jökulskeiði (2. teikning) þótt enn kaldara yrði e.t.v. skamma hríð síðar. Basaltþekjur vestan við Kleifarvatn eru í 300-350 m y.s en austan við vatnið hækka þær í u.þ.b. 400-450 m nærri Grindarskörðum og fara síðan hægt hækkandi inn í Hengil þar sem basaltslettur finnast í u.þ.b. 700 m y.s.

Freramyndanir ("Periglacial" einkenni) í Esju. Efri hluti Esjunnar hefur sterk einkenni frostveðrunar og er þykk frostveðrunarkápa á yfirborði fjallsins. Sunnan í Skálarfelli er allstór skál og undir henni liggja miklir urðarbingir sem molnað hafa úr skálinni. Efnishaugurinn hefur öll einkenni urðarjökla og nægir rúmmál hans hvergi nærri til að fylla skálina. Skálarmyndunin getur hafa tekið yfir fleiri jökulskeið en það síðasta.

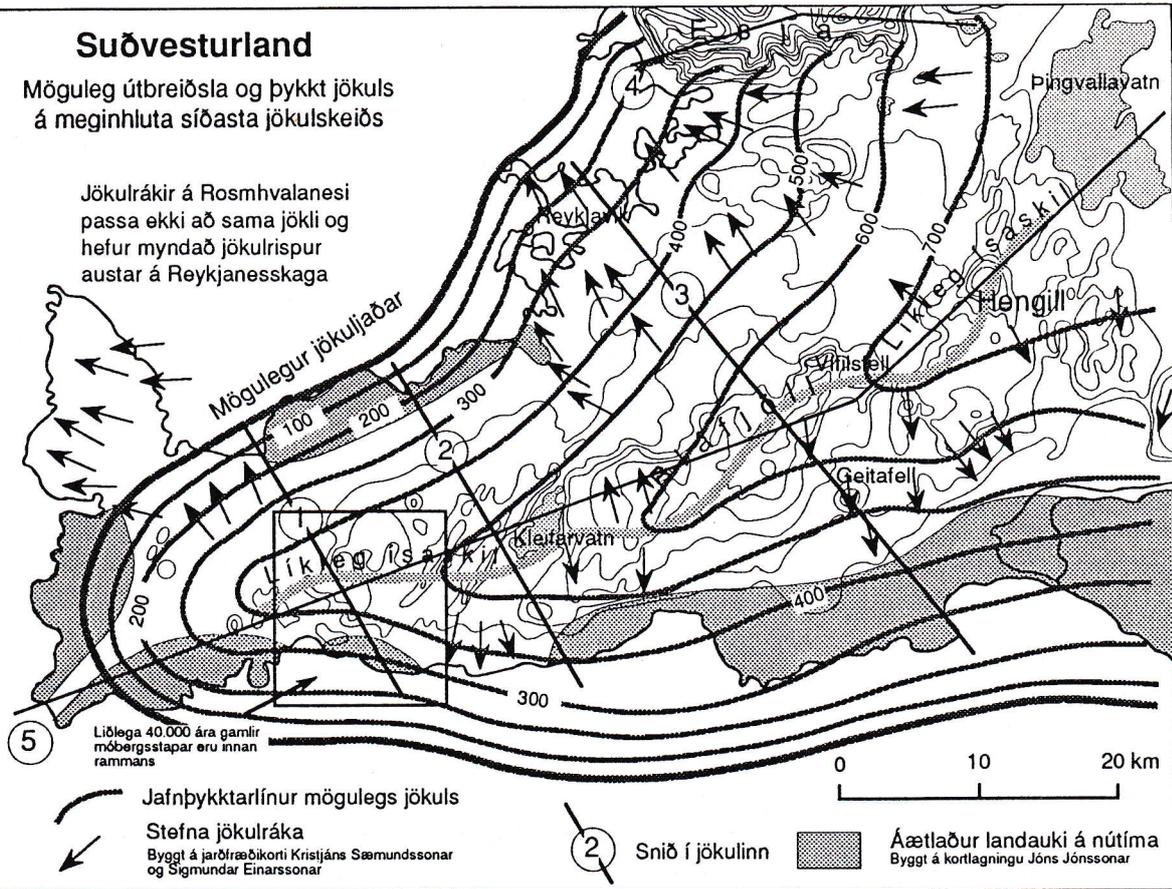
Sterk jökulsvörfun er á bergi í innanverðum Mosfellsdal og í Kistufelli og Þverárkotshálsi ganga axlir fram úr Esjunni (í u.þ.b. 350-450 m y.s.) með þeirri lögun er vænta má við efri mörk langlífra skriðjökla. Vestan við Kistufell og Gunnlaugsskarð gengur allstórt vik inn í fjallið. Þar er afslappur stallur í fjallshlíðina og á honum hvílir stór urðarbingur. Hann hefur í kennslubókum og fræðigreinum verið talinn til orðinn við mikið berghlaup sem brotnað hafi framan úr klettunum milli Gunnlaugsskarðs og Þverfells. Höfundar telja þessa urðarbingi vera að stofni til urðarjökla er myndast hafi við efnislosun úr efri hluta fjallsins á síðasta jökulskeiði. Við ísalok hafi tungur úr bingnum mjakast niður á láglandi. Þetta sil hefur getað tekið langan tíma enda talið að efnismiklir urðarjökla geti skriðið (vegna innri ísassa) í 500-1000 ár eftir að umhverfishitinn hefur hækkað upp fyrir sífreramörk. Þá getur tungan einnig skriðið vegna aukins jarðvatns í urðinni sem lækkar viðnámshornið í efninu og leiðir þá til skriðs. Á 2. teikningu (sniði 4) er sýnt hvar höfundar leggja skil fraveðrunar og jökulrofs vestur með hlíðum Esju en þau eru hér talin sýna efri mörk jökuls í Mosfellssveit.

Jökuljaðar í Kollafirði og Mosfellssveit. Stefna jökulráka á Seltjarnarnesi og Hólmunum við Örfirisey er frá Bláfjöllum (Þríhnúkum) og má ætla að jafnþykktarlínur jökuls hafi fylgt núverandi

Suðvesturland

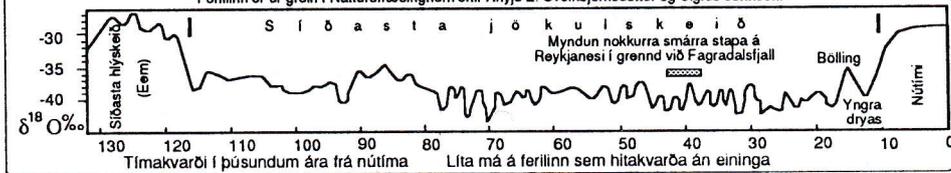
Möguleg útbreiðsla og þykkt jökuls á meginhluta síðasta jökulskeiðs

Jöklurákir á Rosmhvalanesi passa ekki að sama jökli og hefur myndað jökulrispur austur á Reykjanessskaga

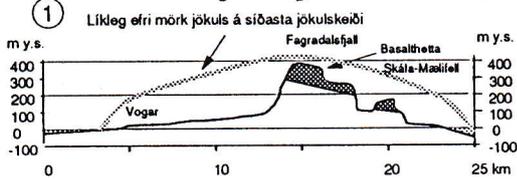


Styrkur (d) þungu samsætunnar $18O$ í Íslögum úr borkjarna frá NV Grænlandi

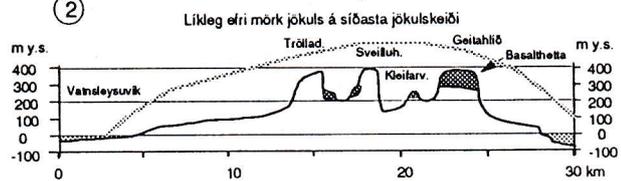
Ferillinn er úr grein í Náttúrufræðingnum eftir Ányju E. Sveinbjörnsdóttur og Sígúsi Johnsen.



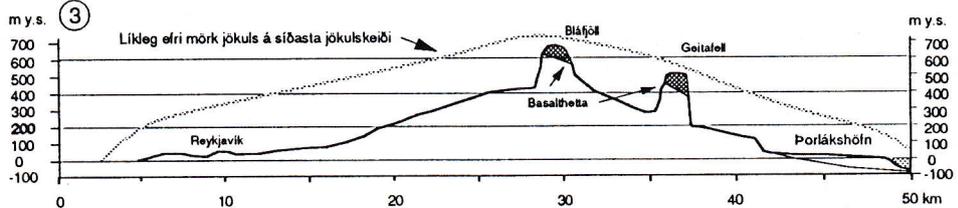
1 Pversnið Vogar - Ögmundarhraun



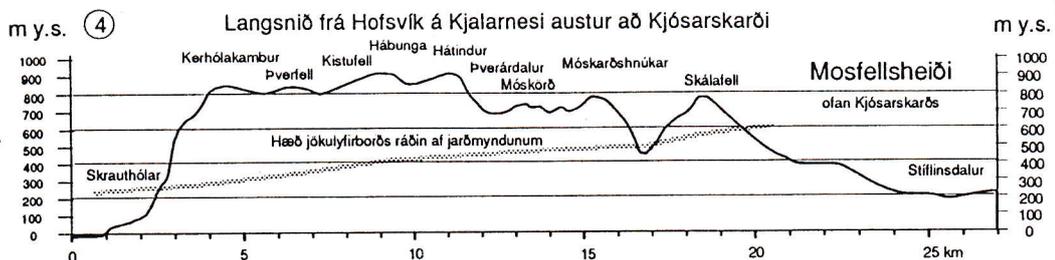
2 Pversnið Vatnsleysa - Geitahlíð



3 Pversnið Elliðavatn - Þorlákshöfn



Esja



strönd inn í Kollafjörð. Meginjökullinn gæti því hafa legið upp að suðurhlíðum Esju og Skálafells eins og sýnt er á 1. teikningu. Af jökulrákum (sjá 1. mynd) má ætla, að ísaskil hafi legið frá Fagradalsfjalli um Bláfjöll til Hengils og að jökulrof í Kjósarsýslu sunnan Esju hafi eingöngu stjórnað af þessum jökli, án marktækra tengsla við jökulskjöldinn á innri hluta landsins.

Að gefnum þeim forsendum sem hér hafa verið taldar um úbreiðslu jökulsins má gera sér nokkra grein fyrir þykkt hans. Til eru einföld líkön af lögun jökla sem byggja á eðliseiginleikum íssins og landslagi undir honum. Það einfaldasta gerir ráð fyrir að jökullinn sé fullkomlega plastískur og ræðst þá þykkt hans á hverjum stað af fjarlægð frá jaðri og að nokkru af halla landsins sem jökullinn hvílir á. Eini eðliseiginleiki íssins sem þá kemur við sögu er skerspenna við botninn, τ_0 . Skerspenna við botn jökla liggur á bilinu 50-100 kPa og fellur líkanið nokkuð vel að lögun Vatnajökuls sé notuð skerspenna á bilinu 75-100 kPa. Inn 1. teikningu hafa auk þess verið færðar reiknaðar jafnþykktarlínur fullkomlega plastíks jökuls. Er gert ráð fyrir að ystu jökulrákir á Seltjarnarnesi sýni meðalstaðsetningu jökuljaðars á þeim slóðum á síðasta jökulskeiði. Jafnþykktarlínur eru síðan lagðar þvert á jökulrákir.

Við stöðu jökuljaðars um utanvert Seltjarnarnes lenda flestar basalhettur móbergsstapa á bólakafi í ísnum. Í umfjöllun um tengsl stapahæðar og jökulþykktar hefur oftast verið gengið út frá því að grágrýtishetta móbergsstapa markaði hæð jökulyfirborðs. Ef sömu forsendur væru gefnar um jökulyfirborð á Reykjanesskaga þegar stapar þar mynduðust, hefðu framreiknaðir jökuljaðrar sjaldnast náð til strandar. Hröð bráðnun íss yfir gosstöðvum undir jökli veldur uppsöfnun vatns sem berst burt í jökulhlaupum. Þegar gosin rjúfa ísþekjuna hefur því væntanlega myndast djúp geil í jökulinn. Vatnsborð í geilinni ræður hæð basalhettu og er líklegast að það vatnsborð sé langt undir upprunalegri hæð jökulsins. Hins vegar er ólíklegt að vatnsborðið sé niðri undir jökulbotni nema gosstöðvar séu mjög nærri jökuljaðri þar sem vatn á auðvelt með að renna burtu. Hinir lágu stapar á Reykjanesskaga benda því til þess að þar hafi varla verið mjög þykkur jökull á myndunartímanum. T.a.m. er vandséð að staparnir hafi myndast undir jökli sem náði langt út á landgrunnið.

Höfundar telja að jökulrákir sem finnast á Rosmhvalanesi passi engan vegin við þann jökul er hefur markað skriðstefnu sína í jökulrákum innar á Reykjanesskaga. Höfundar hugleiða því þann möguleika að jökulrákirnar á Rosmhvalanesi gætu verið frá næst síðasta jökulskeiði.

Við höfum aðallega byggt hugleiðingar okkar um útbreiðslu jökla á Reykjanesskaga á síðasta jökulskeiði á stefnu og útbreiðslu jökulráka, tímasetningu móbergsstapanna á Reykjanesi og hitaferlinum sem lesinn verður úr Grænlandskjarnanum. Grænlandskjarninn getur verið lykill að túlkun á hegðum og útbreiðslu jökla á Íslandi á síðasta jökulskeiði. Verði hann hafður til hliðsjónar við mat á aldri og eðli sífreramyndana sem er að finna víða á útkjálkum landsins má ef til vill skyggjast nánar inn í ísöldina og fá nýja sýn til útbreiðslu meginjökla á síðasta jökulskeiði á Íslandi.

Heimildir

Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Sigfús J. Johnsen. 1994. Nýr ískjarni frá Grænlandsjökli. Náttúrufræðingurinn 64, bls. 83-96.

Levi, S., Haraldur Auðunsson, R. A. Duncan, Leó Kristjánsson, P. Y. Gillot & Sveinn Jakobsson. 1990. Late Pleistocene geomagnetic excursion in Icelandic lavas: confirmation of the Laschamp excursion. Earth and Planetary Science Letters, 96. 443-457.

KVIKUHÓLFID Í KRÖFLU OG UPPBYGGING GOSBELTISINS Á NORÐAUSTURLANDI.

Bryndís Brandsdóttir¹, William H. Menke², Páll Einarsson¹, Robert White³, Rob Staples³, og Faeroes-Iceland Ridge Experiment (FIRE) meðlimir.

¹ Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

² Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, New York

³ Bullard Laboratories, University of Cambridge, Englandi

Á tvö hundruð ára afmæli Mývatnselda og tuttugu ára afmæli Kröfluelda, síðastliðið sumar, var ráðist í löngu tímabært sprengimælingaverkefni, að skoða innviði Kröflueldstöðvarinnar og jarðskorpubykkt á Norðausturlandi. Sérstök áhersla var lögð á að skoða þykkt kvikuhólfsins í Kröflu. Mældar voru tvær línur yfir Kröfluöskjuna með þrjátíu og fjórum stafrænum, þríása, jarðskjálftamælum. N-S línan náði frá Hverfjalli í suðri, norður að Sandmúla og A-V línan, frá Hólasandi austur að Jökulsá á Fjöllum. Mælunum var raðað þéttar innan Kröfluöskjunnar. A-V línan tengdist FIRE-mælilínunni austur í Reyðarfjörð og þaðan í sjó til Færeyja. Alls voru notaðir 101 skjálftamælar, frá Hólasandi austur í Reyðarfjörð. Sprengt var á þremur stöðum á N-S línunni og sex stöðum á A-V línunni. Einnig voru skráðir jarðskjálftar frá Öxarfirði, Langjökli, Japanshafi og Kamchatkaskaga.

Mælingarnar sýna að P-bylgjuhraði vex hraðar með dýpi undir eldstöðinni, en í skorpunni umhverfis. Meðaldýpi á jafnhraðaflöt 6.9 km/sek er t.d. 11 km utan Kröflueldstöðvarinnar undir NS-mælilínunni (eftir gosbeltinu), en 14-16 km undir AV-mælilínunni (utan gosbeltisins). Undir eldstöðinni, hins vegar, rís jafnhraðaflöturinn (6.9 km/sek) og myndar um 40 km breiðan stöpul, sem mjókkar uppávið, upp undir Kröfluöskjuna, þar sem dýpi á hann er 3-4 km. Kvikuhólfið trónir á toppi háhraðastöðulsins, á 3-4 km dýpi. P-bylgjuseinkun innan öskjunnar gefur til kynna að kvikuhólfið er ekki meira en 1 km að þykkt. S-bylgjudeyfang bendir til þess að kvikuhólfið sé varla meira en 4-5 km breitt A-V og 2-3 km N-S.

Botn jarðskorpunnar á Norðausturlandi dýpkar í átt að gosbeltinu, bæði frá vestri og austri. Endurköst frá botni jarðskorpunnar (Moho) gefa jarðskorpubykkt um 20 km undir Bárðardal og Fljótsdal sem fer vaxandi í átt að gosbeltinu, þar sem hún nær 28 km þykkt. Endurköst innan gosbeltisins benda til þess að jarðskorpan þykkni einnig í átt að Kröflu, frá suðri og norðri. Jarðskorpubykkt undir Kröfluöskjunni sjálfri er óviss, þar sem hraðaóreglur innan hennar eru mjög miklar og endurköst margbreytileg.

Sprengimælingarnar við Kröflu veita okkur nýjar upplýsingar um innri gerð eldstöðvarinnar og uppbyggingu gosbeltisins umhverfis Kröflu. Umfangsmeiri sprengi- og jarðskjálftamælingar eru nauðsynlegar til þess að kortleggja kvikuhólf megineldstöðva og byggja upp samfellda mynd af jarðlagagerð gosbeltanna á Íslandi.

RANNSÓKNIR Á HAFSBOTNI NORÐUR OG VESTUR AF ÍSLANDI Í TENGLUM VIÐ BIOICE.

Eydís Líndal Finnbogadóttir, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Rvk.
Jón Eiríksson, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Rvk.

Bioice verkefnið.

BIOICE (Benthic invertebrates in Icelandic Waters) er alþjóðlegt samstarfsverkefni um kortlagningu hryggleysingja innan 200 mílna efnahagslögsögu Íslands. Hingað til hafa einkum verið geindar tegundir þeirra lífvera sem finnast í botnsýnum. Setfræðilegar athuganir á nokkrum sýnum frá BIOICE verkefninu eru hafnar að litlu leiti. Ætlunin með setransóknum er að reyna að geta sér til um uppruna setsins á hafsvæðinu umhverfis landið og þar með að reyna að finna tengsl milli botngerðar og botndýralífs. Einnig er vonast til að rannsóknir gefi vísbendingu um setmyndunarferli.

Samspil lífríkis og botngerðar.

Kornastærð botnsetssins virðist skipta nokkru um magn lífræns hluta þess. Þannig má frekar búast við að fá mikið magn af lífrænu seti sem götungaskeljum eftir því sem meðalkornastærðin er fínri. Niðurstöður athuganna á nokkrum botnsýnum sýna að kornastærðin verður fínri með fjarlægð frá landi og þar með dýpi, einnig eykst magn lífrænsættaðs sets við sömu breytur. Til hliðsjónar við þessar niðurstöður hefur komið í ljós að tengsl eru milli sjávarhita og magn lífræns sets. Þannig eykst magn lífræns sets með hækkandi sjávarhita en það gæti svo einnig verið háð öðrum breytum.

Botngerðir landgrunnssins til úthafs vestur og norður af Íslandi.

Athugannir sem gerðar voru á 16 botngreiparsýnum, fengnum suð-vestur af Snæfellsnesi annarsvegar og norður af Melrakkaslétu hinsvegar, hafa sýnt nokkurn breytileika í setgerð hafsbotsins. Leitast var við að fá upplýsingar um setgerð hafsbotsins og reyna út frá því að geta sér til um uppruna setssins með tilliti til steindasamsetningu og magns lífrænna leifa. Finna mátti sameiginleg tengsl milli flestra sýnanna hvað varðar fjarlægð frá landi og dýpi líkt og áður hefur verið getið, þó svo að stöku sýni skeri sig úr.

Svo virðist sem á athugunarsvæðinu sé einkum sé um þrjár megin setgerðir að ræða en þær eru: Þar sem magn lífrænssets er um eða yfir 60 %, þar sem tiltölulega ferkst gler er í meirihluta og að lokum, þar sem kornin eru vel núin. Svo virðist sem hægt sé að sjá breytingar á safntíðniritum eftir því sem breytingar verða á setgerðunum.

Svokallað relict set eða gamalt set sem ekki er í jafnvægi við það umhverfi sem er ríkjandi í dag, er að finna á nokkrum stöðum á hafsbotninum kringum Ísland. Þetta set sker sig frá öðrum sýnum þar sem kornin hafa fengið utan um sig einskonar húð og eru sérlega ávöl. Þetta set gæti verið einskonar fyrningar frá ísöld eða byrjun nútíma og síðan hafi setmyndun verið hæg.

Sýnin vestur og norður af Íslandi voru skoðuð sem ein heild en einnig voru svæðin borin saman. Við samanburðinn kom í ljós að:

- A) Setið norður af Melrakkaslétu er nokkuð grófar og er það hugsanlega tilkomið vegna leifa jökulruðnings sem þar er að finna
- B) Setið vestur af Snæfellsnesi inniheldur mun meira af lífrænum leifum sem gæti stafað af hlýrri sjó.
- C) Magn fersk glers var meira norður af Melrakkaslétu og er það hugsanlega til komið vegna meiri nálægðar við eldvirkni heldur en á Vesturlandi.

HÆGT LANDRIS Á ELDFJALLINU FURNAS, AZOREYJUM

Freysteinn Sigmundsson, Eysteinn Tryggvason, Karl Pálsson og Halldór Ólafsson
Norrænu eldfjallastöðinni, Háskóla Íslands
Maria Madalena Alves og Jose Luiz Alves
Eldfjallastöð háskólans á Azoreyjum, Ponta Delgada, Azoreyjum

Azoreyjar eru níu eyjar sem liggja nálægt mótum Ameríku-, Evrasíu-, og Afríkuplötunnar. Stærsta eyjan, São Miguel, er um 62×13 km að stærð og þar búa um 130.000 manns. Á eyjunni eru þrjár eldkeilur með öskjur og þar eru sprengigos algeng. Ein þessara eldkeila er Furnas sem hefur að mestu byggst upp við siendurtekin sprengigos á síðustu 100.000 árum. Þar er askja um 6 km að þvermáli sem er talin hafa myndast fyrir um 12.000 árum. Síðustu 3200 árin hafa a.m.k. orðið 10 sprengigos í fjallinu, það síðasta árið 1630 A.D. Víðtækar rannsókir í samvinnu margra rannsóknarhópa í Evrópu hafa verið unnar á Furnas undanfarin ár. Eitt verkefnið sem unnið hefur verið í samvinnu Norrænu eldfjallastöðvarinnar og Háskólans á Azoreyjum er rannsókn á jarðskorpuhreyfingum.

Endurteknar nákvæmar hæðarmælingar á stuttum línunum (hallamælingar) hafa verið gerðar á þremur stöðum í Furnasöskjunni síðan 1991. Mælingarnar sýna marktækar hallabreytingar sem nema allt að 4×10^{-6} rad/ári. Hæðarmælingar hafa einnig verið gerðar á um 4 km langri línu, fyrst árið 1993 og endurteknar árið 1994. Breytingarnar á hallamælistöðunum og á löngu línunni má túlka sem afleiðingu af landrиси í norðurhluta Furnasöskjunnar, eða landsigs í suðurhluta öskjunnar. Vatnsborð Furnasvatnsins, sem er inn í öskjunni, hefur verið mælt reglulega á 6 stöðum við vatnið. Út frá þessum mælingum má meta hæðarbreytingar milli vatnsmælingastaðanna, en þær reynast óverulegar og hallabreytingar á vatninu eru ómarktækar.

GPS landmælingar voru gerðar á 14 stöðum á Furnas árið 1993, og þær voru endurteknar haustið 1994. Láréttar færslur mælipunktanna metnar með samanburði á mælingunum eru litlar, flestar minni en 1 cm, en eru samt sem áður marktækar. Flestir færsluvektorar stefna út frá norðurhluta öskjunnar og reynist marktæk útpensla á fjallinu. Því má bæði skýra niðurstöður GPS landmælinganna og hallamælinganna sem afleiðingu af auknum þrýstingi í eldfjallinu. Þrýstimiðjan er undir norðurhluta öskjunnar. Aukinn þrýstingur leiðir til útpenslu fjallsins, láréttra færslna út frá þrýstimiðjunni og landrissi sem verður mest beint yfir þrýstimiðjunni. Líklegasta orsök þrýstiaukningarinnar er aðstreymi kviku.

VEÐRUN Á BASALT BERGFLÖTUM Á ÍSLANDI

Georg R. Douglas, Menntaskólanum við Hamrahlíð, 105 Reykjavík

Inngangur

Hin hefðbundna skoðun, að efnaveðrun á Íslandi sé lítil við núverandi aðstæður, sökum lágs lofthita, er á rökum byggð ef miðað er við dýpt veðrunar (leaching) og myndun laterites og bákíts. Hinsvegar, við smásæa skoðun á bergflötum á basalti, kemur í ljós að a) það er ótrúleg fjölbreytni í veðrunarfyrirbærum á Íslandi og b) í grunnvallar atriðum eru þessi fyrirbæri eins og á basalti til dæmis frá Írlandi, sem eru eldri, 40 - 60 Ma. og við 55° N, eða á nútíma andesítar til dæmis frá Japan (33°N) eða Hawaii (20°N). Athuganir voru gerðar á basalti á rúmlega 100 stöðum á Íslandi, frá gosbeltinu og út að austurströnd landsins, með tilheyrandi aldurs dreifingu. Meðal annars voru sýni tekin frá nútíma hrauni, klettum innanlands og við ströndina, yfirborði hvalbaka, set - húðuðum yfirborðum og bergflötum undir fléttum (lichens) og í ám. Sprungur í bergum og yfirborðsfletir þeirra hafa líka verið athugaðar. Helstu einkenni, sem eru áberandi og eru örugglega afleiðing veðrunnar eru:

1. Skorpur (tugir míkron til 3 mm) við berg yfirborðið, sem hafa myndast innan frumsteinda bergsins. Liturinn er oft ljósari en ferskt bergið, en getur líka verið rauðleitur eða dökkur á lit. Slíkar skorpur finnast stundum undir fléttum.
2. Húðir (5 míkron - 500 míkron) utan á bergefnninu sjálfu, með skörp skil á milli. Algengustu tegundir eru:
 - a) Mn og/eða Fe - ríkar húðir, þar sem málmarnir eru í formi oxíða blandaðir leirsteindum.
 - b) Si - ríkar húðir, oft sem hreint kísil oxíð. Stundum Si - Fe ríkar húðir. Leirsteindir ekki til staðar.
 - c) Leirsteinda húðir með efnasamsetningu eins og heildarsamsetning bergtegunda, sem eru undir. Slíkar húðir eru sennilega að mestu leyti ummyndunarsteindir.
 - d) Ryk (fok) húðir, stundum með leirsteindum.Erfitt er að draga línu á milli veðrunarhúða annars vegar og hráefnisins fyrir húðir hinsvegar. Til dæmis bendir margt til þess að (c) og (d) breytist með tímanum í málm oxíð húðir eða kísill húðir (a og b).
3. Bergflötur, sem er að flagna. Húðir finnast stundum á nýjum bergfleti, sem þá myndast.

Þrjú þættir eru svo mikilvægir fyrir yfirborðsveðrun á basalti á Íslandi að það ber að nefna þá sérstaklega:

1. Sökum myndunarferils bergstaflans á Íslandi, vegna gliðunar, eru margir bergfletir í rauninni sprungufletir (joints), sem eru huldur umyndunarsteindum. Veðrun á sér því stað á þessum efnum frekar en á basaltinu sem slíku. Erfitt er að meta hvaða hlutfall af bergflötum í t.d. klettum er af þessu tagi, en það er líklega ekki lægra en 50%. Af sömu ástæðum eru til dæmis ummyndunarefni neðarlega í Norðfirði ekki í sama ummyndunarbelti og efst á Fljótsdalsheiði og þar af leiðindi er veðrunarferillinn við núverandi aðstæður ekki eins á þessum svæðum.
2. Á Íslandi er mikið magn af mjög fín gerðu seti, að hluti til vindborið (fok) og að hluti til vatnsborið, sem sífelt setist að á bergfleti. Setið er ríkt af gjósku. SEM myndir sýna að þetta set er algengt á bæði nútíma hraunum og elstu bergum, á yfirborðinu og í opnum sprungum.
3. Fléttur eru mjög algengar á bergflötum á Íslandi. Þær vaxa á basalti og á ummyndunarefum og sjást í öllum þeim umhverfum, sem hafa verið skoðuð. Frá veðrunarsjónarhorni hefur þessi þáttur sennilega verið vanmetinn. Fléttur hylja sennilega að minnsta kosti 80% af bergflötum á landinu og framleiða sýrur, sem taka þátt í veðrun.

Aðferðir

SEM skoðun með EDS ómagnbundinni efnagreiningu er besta leið til að skoða veðrunarfyrirbæri án þess að raska sýninu. Í sumum tilfellum er magnbundin efnagreining líka möguleg, sérstaklega á polished þunnsneiðar. Bygging steinda í húðunum var athuguð, þar sem hægt var, með XRD og Debye -Scherrer myndavél, á smá ögn af efninu á gel fiber. Aðrar aðferðir eru óhentugar og gefa ranglega til kynna að efnin séu byggingarlaus. Fléttum var eytt með H_2O_2 í sumum tilfellum áður en yfirborð sýnanna voru skoðuð í SEM. Tilraunir voru líka gerðir til að bera saman áhrif oxalic sýru á ýmsa bergfleti við fléttu - hulin yfirborð.

Niðurstöður

Sýnin, sem voru skoðuð, gefa sennilega sæmileg hugmynd af helstu veðrunarefnum á íslenskum basalt yfirborðum, þó þau séu ekki tæmandi. Mikilvægur þáttur í myndun húðanna er sýrustig yfirborðsvatnsins, sem getur verið lágt sökum líffrænt efnis. Hægt er að sýna fram á að fléttur taka beinan þátt í efnaveðrun fersks basalts, en líka í að breyta ummyndunarsteindum (leir á bergflötum) í Si - ríkar húðir. Leirsteindirnar virðist vera sérstaklega næmar fyrir þessari breytingu, sem stafar af oxalic sýru myndun fléttna.

ODP-UMSÓKN 456 --- SÚ FYRSTA FRÁ ÍSLANDI

Guðmundur Ó. Friðleifsson¹⁾, Jón Eiríksson²⁾, Hafliði Hafliðason³⁾, Karl Gunnarsson¹⁾, Gunnar Ólafsson⁴⁾, Kjartan Thors⁵⁾, Birger Larsen⁶⁾, Sverrir Þórhallsson¹⁾ og Árný E. Sveinbjörnsdóttir²⁾.

1: Orkustofnun, 2: Raunvísindastofnun HÍ, 3: Bergen Háskóla, 4: Náttúrfræðistofnun, 5: Hafrannsóknarstofnun, 6: Jarðfræðastofnun Danmerkur

Á síðasta ári var send inn umsókn til ODP (Ocean Drilling Program) um að tvær djúpar borholur yrðu boraðar í setlagatrogid mikla norðan við Ísland. Trogið er um 140 km langt og 40-50 km breitt og setþykktin allt að 4 km þar sem mest er. Tjörnneslögin mynduðust í þessu settrogi, og er því ekki úr vegi að kenna það við Tjörnnes og nefna **Tjörnestrogið**. Hér fer á eftir ágríp af ODP-umsókn 456, ásamt nokkrum myndum og viðbótum til skýringar, svo sem töflu 1 o.fl.

Lagðar eru til tvær borholustaðsetningar, TFZSB-1 and TFZSB-2 (Tjornes Fracture Zone Sedimentary Basin : TFZSB) í Tjörnestroginu. Önnur er í miðjum Eyjafjarðarál á 480 m dýpi, en hin á Skagagrunni á 320 m dýpi (myndir 1 og 2). Við teljum líklegt að í setlögum þarna kunni að vera skráð og varðveitt nákvæm saga loftslagsbreytinga í nágrenni landsins allt frá síðari hluta Nýlífsaldar til vorra daga. Með því að fá borkjarna frá þessum stöðum er líklegt að unnt sé að tengja saman af mikilli nákvæmni gögn úr djúpsjávarkjörnum úr N-Íshafinu og N-Atlantshafi við jarfræðileg gögn af landi. Nákvæmum tengingum milli úthafsgagna og gagna frá landi er um margt ábótavant. Fyrirliggjandi íslensk gögn hafi mikla sérstöðu vegna landfræðilegrar legu landsins og upphleðslusögu þess og því líklegt að borholugögn úr Tjörnestroginu gætu auðveldað slíkar tengingar.

Holunum er ætlað að fara í gegnum allan setlagastaflann. Til þess þyrfti hola TFZSB-1 að verða 1200-1600 m djúp, en hola TFZSB-2 1100 m djúp. Túlkun á endurkastsmælingum sýnir að setmyndunarhraði var mun hærri á stað TFZSB-1 og væntum við þess að nákvæmari gögn séu varðveitt þar um yngri hluta setlaganna en í holu TFZSB-2.

Við teljum miklar líkur á að nákvæm gögn um fornhafræði Norðurhafa séu varðveitt í Tjörnestroginu. Auk þess að vænta þar greinilegra ummerkja um upphaf jöklunar á norðurhveli (fyrir 6-7 m. ára), svo dæmi sé nefnt, þá vonumst við eftir að úr setlögum megi lesa nánast samfellda framvindusögu loftslagsbreytinga allan síðari hluta Tertíer tímans (etv. frá mið-míósen og plíósen) og á ísöld (pleistósen), eða nánast alla jarðsögu Íslands. Jarðfræðirannsóknir á Íslandi hafa sýnt að ísöldin og síðari hluti plíósen skiptist í fjölmörg kuldaskeið og hlýskeið, og vitað er að umtalsverðir jökulskyldir tóku að myndast á miðhálandinu á síð-míósen fyrir um 6 m. ára, og öðru hvoru síðan.

Tjörnestrogið er talið myndað seint á míósen í tengslum við flutning landreksássins vestan frá Skagagosbeltinu austur í núverandi gosbelti á NA-landi. Hugsanlegt er að þessi breyting hafi haft áhrif á hafstrauma- og loftslagskerfin í Norðurhöfum. Ætla má að gögn þar að lútandi séu hvergi betur varðveitt en einmitt í setlögum Tjörnestsögsins, sem eru óvenju þykk, allt 3-4 km.

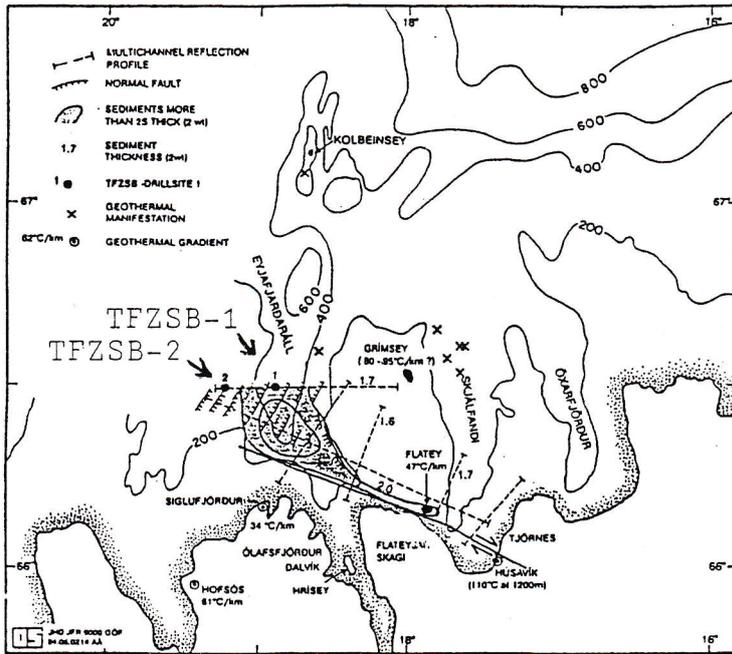
Á síðustu árum hefur safnast mikið magn af góðum gögnum um fornhafræði og setlagasögu N-Atlantshafsins í fjölmörgum rannsóknaleiðöngnum DSDP (Deep Sea Drilling Project) og ODP. Úr þessum gögnum má lesa gífurlegar loftslagsveiflur og

breytingar á hafstraumakerfum í Norðurhöfum, sem áttu sér stað á síðari hluta Nýlifsaldar. Einnig hafa aflast mjög mikilvæg gögn um atburðarrásina í heild eða hluta hennar, sem munu geta nýst í viðleitni mannsins til að segja fyrir um hugsanlegar veðurfarabreytingar af svipuðum toga í næstu framtíð. Í djúpsjávargögnum sjást t.d. umhverfisbreytingar sem náðu um alla jörðina, svo sem kuldaskið ísaldar o.fl. Umhverfisáhrif á hverjum stað er hins vegar erfiðara að segja til um, af þeirri nákvæmni sem menn æskja, nema með því að tengja við önnur jarðfræðileg gögn, t.d. frá landi næst viðkomandi stöðum. Landfræðileg lega Íslands, sem er á mjög svo viðkvæmu loftslags- og hafstraumabelti á mörkum norðurs og suðurs, ásamt samfelldri upphleðslu bergs síðastliðin 15-20 milljón ár á jarðflekamótum, gefa okkur fulla ástæðu til að ætla að þar séu varðveitt í jarðlögum gögn um umhverfisbreytingar á norðurslóðum sem allan umheiminn varðar um.

Í töflu 1 er sýnt einfalt yfirlit um loftslag á Íslandi frá mið-míósen til okkar daga. Mynd 1 sýnir staðsetningu borholanna, en mynd 2 sýnir A-V þversnið yfir Eyjafjarðarárál, og tafla 2 sýnir þykkt milli endurkastsflata A, B, C, D, E og F. Setlögin ná niður að endurkastsfleti F, sem talinn er vera úr míósen hraunlögum.

Tafla 1. Einfölduð loftslagssaga Íslands (byggð á gögnum sem lýst er í ODP-umsókn 456).

TÍMI	LAND	HAF	STAÐUR	ATHUGASEMD
Hólósen	3-4°C	5°C	Norðurland	Ársmeðalhiti
Pleistósen	-7°C til +5°C	- kuldaskið og hlýskíð -		(14 kuldaskið á Tjörnesi)
Mið/síð-plíósen	Algjör jöklun frá 2.7-2.8 m. árum -			Austurland
Ár-plíósen (5-3 m.ár)		10°C	Tjörnes	Tapes/Mactra (5°C heitara en í dag)
Ár-plíósen (5-3 m. ár)	Hálendisjöklun af og til		Mið-Ísland	Nú á SA-landi
Ár-plíósen (5-3 m. ár)	5-7°C		Vesturland	Ársmeðalhiti
Síð-míósen	Kaldara		Vesturland	Hálendisjöklar á mið-Íslandi (nú á SA-landi)
Mið-míósen (10-15 m. ár)	10°C		Vesturland	Ársmeðalhiti



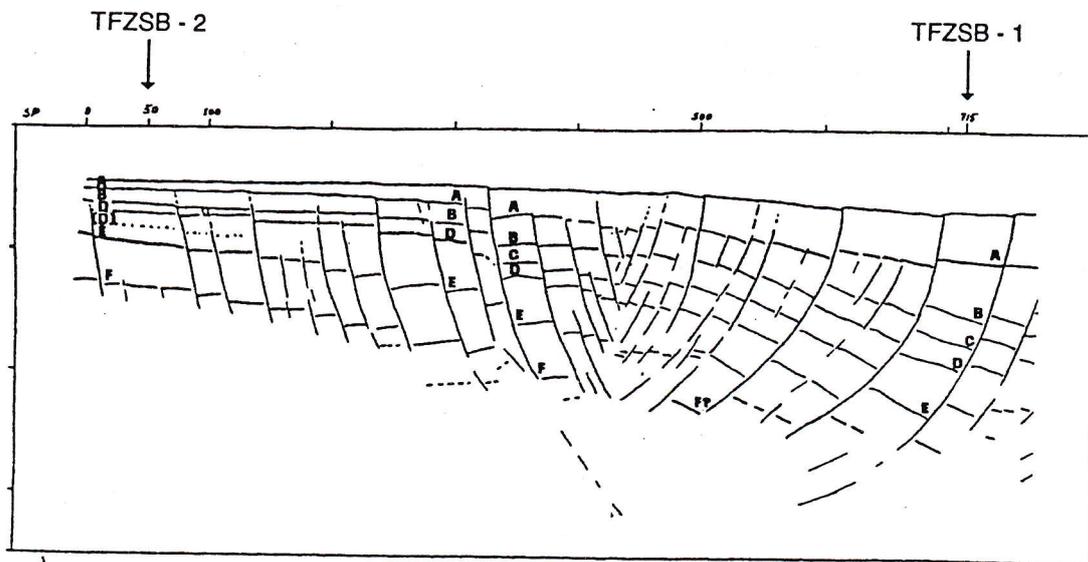
Hafdýpi:

480 m á TFZSB 1
320 m á TFZSB 2

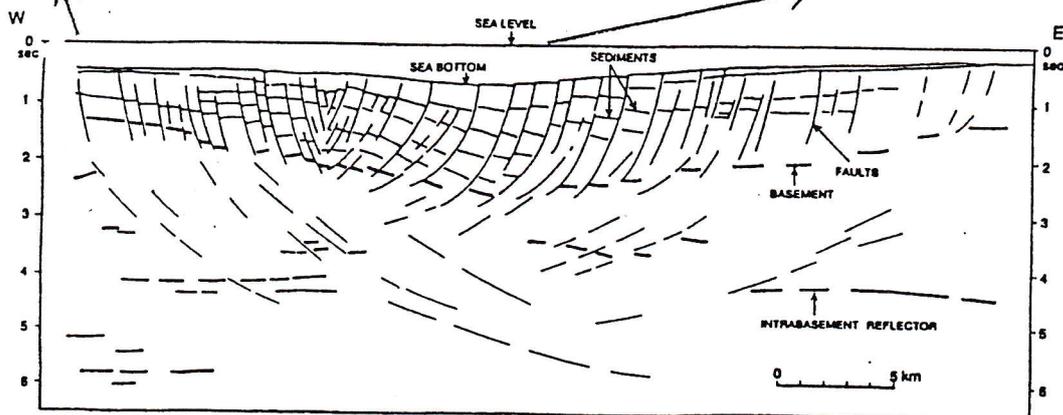
Tafla 2.

	TFZSB-2	TFZSB-1
	Staður SP-50	Staður SP-715
	Dýpi (m)	Dýpi (m)
A	50	370
B	200	930
C	/	1210
D	250	1550
E	510	2300
F	1080	/

Mynd 1. Staðsetning borholna TFZSB-1 og TFZSB-2



Mynd 2. A-V þversnið yfir Eyjafjarðarálf.



ÍSLENSK GJÓSKA Í JARÐVEGI Í SKOTLANDI, HJALTLANDI, ORKNEYJUM OG SUÐUREYJUM

Guðrún Larsen, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík
Andrew Dugmore, Dept. of Geography, University of Edinburgh, Edinburgh, EH8 9XP
Anthony Newton, Dept. of Geography, University of Edinburgh, Edinburgh, EH8 9XP

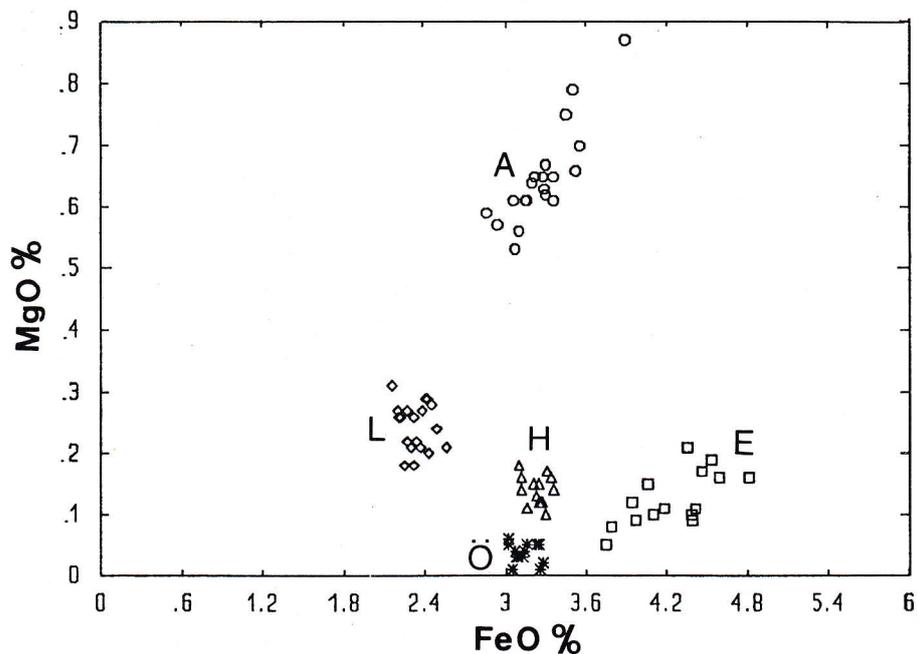
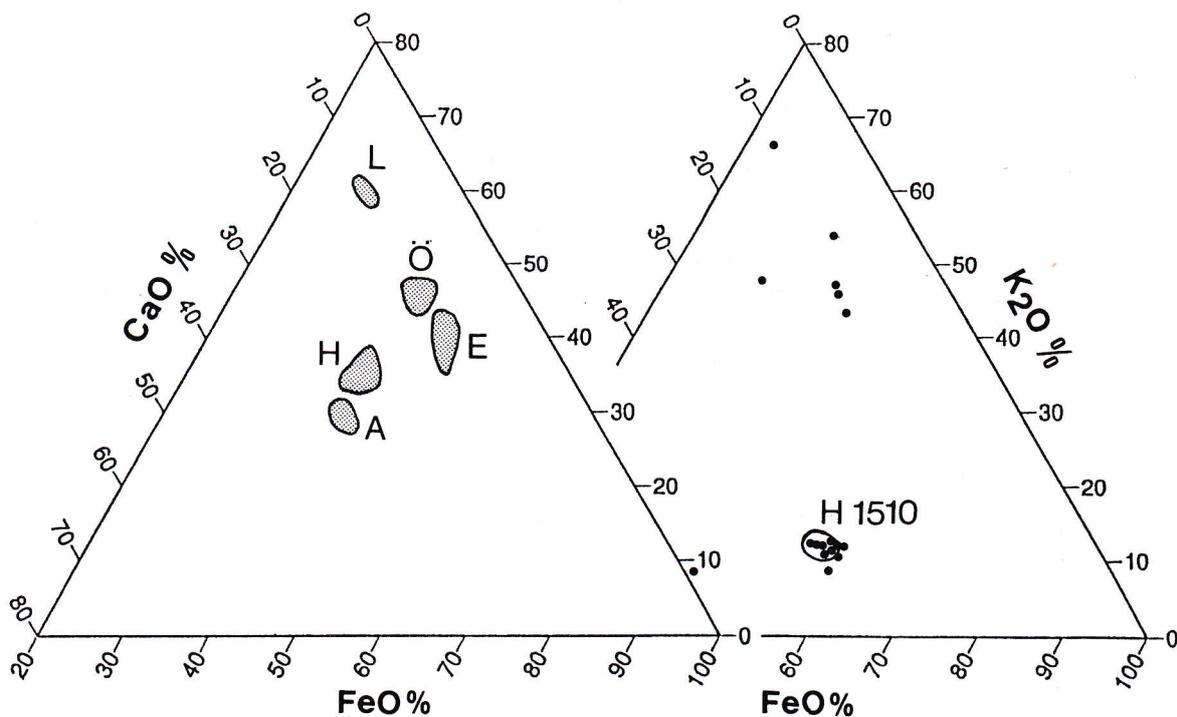
Sjö aldursákvörðuð "gjóskulög", sem nota má sem jafntímaflæti, hafa fundist í jarðvegi í Skotlandi, á Suðureyjum, Orkneyjum og Hjaltlandi (Dugmore o. fl. 1995). Gjósku-dreifarnar sjást ekki með berum augum í jarðveginum en koma fram á röntgenmyndum af móstykkjum. Gleragnirnar eru minni en 200 μm , oft miklu minni, og magnið er harla lítið. Heitið gjóskulag er því notað hér í nokkuð rýrðri merkingu. Yngsta gjóskulagið er talið vera frá árinu 1510 en það elsta er um 6000 geislakolsára gamalt. Útbreiðsla fimm þeirra virðist fremur staðbundin en þau eru engu að síður mikilvæg í rannsóknum á fornvistfræði og fornleifafræði ákveðinna svæða. Yngsta gjóskulagið finnst á Suðureyjum og norðvestanverðu Skotlandi. Raunar virðist það a.m.k. tvískipt og verið er að kanna það nánar. Megnið af glerögnunum hefur einkenni Heklugjósku og líkist mest gjósku úr upphafshrinu Heklugossins 1510. Einkenni hinna eru breytileg, m.a. hafa fundist nokkrar gleragnir sem líkjast mest gjósku úr Öræfajökullsgosinu 1362. Tvö útbreiddustu gjóskulögin hafa fundist víða í Skotland og annað þeirra finnst einnig á Orkneyjum og Hjaltlandi. Hið yngra er um 2100 geislakolsára gamalt og er talið vera úr Öskju. Samsvarandi gjóskulag finnst í kennisniði fyrir gjóskulagaskipan í Öræfum, sem bendir til að gjóskan frá þessu gosi hafi borist nánast beint til suðurs. Eldra gjóskulagið er H-4, en það er langútbreiddast og jafnframt mest að magni á flatareiningu. Geislakolsaldur þess í jarðvegi í Skotlandi mælist rúm 3800 ár, en meðaltal nýrra geislakolsgreininga frá Íslandi er nær 3900 geislakolsárum. Meðaltal 27 greininga frá báðum löndunum er um 3830 geislakolsár (Dugmore o.fl. 1995).

Glerefnagreiningar eru notaðar til að tengja gjóskulögin í skoska gjóskutímatalinu saman milli staða. Tilgangurinn með efnagreiningunum er raunar tvíþættur, annars vegar að finna efnafræðileg einkenni gjóskunnar og gera kleift að þekkja hana aftur á öðrum stöðum, og hins vegar að finna hvaðan hún er ættuð. Síðarnefnda atriðið skiptir einkum máli þegar um íslensk gjóskulög frá sögulegum tíma er að ræða því þannig má fá jafntímaflöt tímasettan upp á ár. Allt gler sem fundist hefur í Skotlandi og á eyjunum í kring er súrt eða ísúrt, að undanskildu einu (1) basísku glerkorni. Þetta er allrar athygli vert því samkvæmt skráðum heimildum um gjóskufall á síðustu öldum í Færeyjum, Hjaltlandi og við Orkneyjar var um basaltgjósku að ræða í þrem af fjórum tilfellum (Sigurður Þórarinnsson 1980) og þá ekki síður þegar þess er gætt að sum stærstu íslensku gjóskulögin eru basísk og gjóskumagnið skiptir þá rúmklómetrum. Þar á meðal eru þrjú af fjórum stærstu þeytigosunum á sögulegum tíma, í Veiðvötnum um 1477, Eldgjá um 934 og Vatnaöldum um 900, sem framleiddu >3 rúmklómetra* af gjósku hvert. Eina súra þeytigosnið á sögulegum tíma sem hefur gert betur var gosið í Öræfajökli 1362.

Gleragnirnar eru hreinsaðar úr mósýnunum með því að leysa lífræna efnið upp í blöndu af brennisteins- og saltþéturssýru. Síðan er gerð gljásneið af gjóskunni og glerið efnagreint í örgreini á venjulegan hátt, þ.e. notaður fægður, ferskur flötur á korninu, en ekki yfirborð þess. Kannað var sérstaklega hvort sýrumeðferðin gæti valdið breytingum á glerinu sem kæmu fram í efnagreiningum og til þess notaðar sambærilegar kornstærðir úr gjóskusýnum frá Íslandi, en svo reyndist ekki vera (Dugmore o.fl. 1992).

Efnagreiningar á smáum glerögnum geta reynt erfiðar og í sumum tilfellum er aðeins um fáein korn að ræða. Ekki er því víst að hægt sé að fá góðar glerefnagreiningar af þessum gjóskulögum hvar sem er, hvorki til að tengja þau saman milli staða né til að finna upprunann. Í súru gleri er magn kísiloxíðs 2/3 til 3/4 hlutar af heildarþunganum. Þegar raunveruleg breyting verður á kísilmagni verða líka breytingar í öðrum aðalefnum. Ef heildarsumma mældra efna er lág eða mjög breytileg kemur gjarnan fram hliðstæður breytileiki í magni kísiloxíðs. Hann endurspeglar þá ekki endilega raunverulegar breytingar á efnasamsetningu heldur gæði greininganna eða kornanna og vikið greininganna verða þá óþarflega víð. Natríumoxíð er annað efni sem oft er erfitt að fá góðar mæl-

*samþjöppuð, eins og hún finnst í jarðvegi nú.



1. mynd. Skyggðu svæðin á þríhyrningsgrafinu til vinstri tákna þyrpingar af glergreiningum af gjósku úr gosi í Öskju 1875 (A), Eyjafjallajökli 1821-23 (E), Heklu 1104 (H), Öräfajökli 1362 (Ö) og Hrafninnuhrauni um 900 (L, ljósi hluti Landnámslags). Stöku glergreiningar lenda utan skyggðu svæðanna en eru ekki sýndar. Á þríhyrningsgrafinu til hægri afmarkar heildregin lína glergreiningar af gjósku úr fyrsta þætti Heklugossins 1510 en punktarnir sýna glergreiningar af gjósku úr yngsta "gjóskulaginu" í Skotlandi. Á neðsta grafinu er gjóska úr sömu gosum og á þríhyrningsgrafinu til vinstri.

ingar af þegar súrt gler á í hlut, en stór hluti þess getur tapast við efnagreiningu (Nielsen & Sigurdsson 1981). Í sumum tilfellum getur því verið heppilegt að sneiða hjá þessum efnum þegar glerefngreiningar eru bornar saman.

Oxíð sem reynst hafa vel til að greina á milli gjóskulaga með >69% SiO₂ eru FeO, CaO, K₂O og, þrátt fyrir lítið magn, MgO. Gjóskulög frá fimm íslenskum megineldstöðvum, A 1875, E 1821-23, H 1104, Ö 1362 og Landnámslag frá um 900, ljósi hlutinn (frá Torfajökulssvæði) greinast ágætlega að á þessum gröfum (mynd). Öðru máli getur gegnt ef greina á að gjóskulög frá sömu megineldstöð, t.d. gjóskulög úr Heklugosum á sögulegum tíma. Ef raungildi kísiloxíðs er hið sama geta þau verið nauðalík hvað öll aðalefni varðar. Þetta á til dæmis við um gjósku úr fyrsta þætti Heklugosanna 1510 og 1947. Eftir er að kanna hvort nota má snefilefni til að greina á milli þessara laga.

Gjóskulögin H-4 og H 1510 eru dæmi um tvennskonar dreifingarmáta gjósku, annars vegar gjóskuslæðu er leggst yfir víðáttumikil svæði (höf, lönd, álfur), hins vegar staðbundnara gjóskufall eða "gjóskubletti". Í öflugum plíníönskum þeytigosum á borð við gosið sem myndaði gjóskulagið H-4 (áætlað heildarrúmmál nýfallinnar gjósku er 9 rúmkílómetrar) berst gjóskan miklu víðar en stefna megingjóskugeirans gefur til kynna. Gosmökkurinn nær upp fyrir veðrahvörf og hluti gjóskunnar dreifist með háloftavindum, en stefna gjóskugeirans ræðst af vindum neðan veðrahvarfa. Fyrsta hrina H-4 gossins er nú talin hafa verið freatóplíníönsk og gjóskan sem þá kom upp var afar fínkorna, sem kann að skýra að nokkru hve víða hún barst. Um smærri þeytigos eins og Heklugosið 1510 gegnir öðru máli. Magn gosefna er oft aðeins brot úr rúmkílómetra og gjóskan berst aðallega neðan veðrahvarfa sem afmarkaður gjóskublandaður loftmassi. Veðurskilyrði hafa mikil áhrif á hvar gjóskan fellur til jarðar í greinanlegu magni. Dæmi um það er gjóskufallið frá Heklugosinu 1947 í Finnlandi (Salmi 1948), en gjóskufallssvæðið fylgdi regnsvæði þar.

Heklugjóskan 1947 mun hafa borist yfir Skotland með vestanátt en gjóskufalls varð ekki vart þar. Gjóska úr Heklugosinu 1845 varð hinsvegar vart á skipi við Orkneyjar en hún hefur ekki fundist í jarðvegi þar enn. Gjóska, sem líklega er úr gosinu 1510, er fundin í Skotlandi. Gjóskan úr þessum gosum barst til suðurs, suðausturs og suðvesturs (Sigurður Þórarinnsson 1968). Gjóska sem kom upp á þriðja degi Kötlu-gossins 1755, þegar vindur var af norðvestri, féll á Hjaltlandi í suðvestanátt daginn eftir. Þetta leiðir hugann að hvaða gjóskulög frá Heklu á sögulegum tíma sé líklegt að finna á svæðinu sem hér er fjallað um. Þykktarkort af sex Heklulögum komust nýlega á koppinn og er þá stefna megingjóskugeira þekkt í öllum Heklugosum sem sögur fara af. Til viðbótar við þau sem áður eru nefnd hafa fjögur Heklulög borist til suðlægra átta: H 1597, H 1389, H 1341 og H 1206. Líklegt er að gjóska úr einhverjum eða jafnvel öllum þessum gosum hafi borist yfir og e.t.v. fallið til jarðar einhvers staðar á svæði frá Suðureyjum til Hjaltlands, en gera verður ráð fyrir að gjóskufall hafi verið staðbundið - ef það varð.

Heimildir:

- Dugmore, A.J., G.Larsen, A.J.Newton & D.Sugden 1992: Geochemical stability of fine-grained silicic Holocene tephra in Iceland and Scotland. *Journal of Quaternary Science* 7: 173-183.
- Dugmore, A.J., G.Larsen & A.J.Newton 1995: Seven tephra isochrones in Scotland. *Holocene* 5, 3: (í prentun).
- Dugmore, A., J.S.Shore, G.T.Cook, A.D.Newton, K.J.Edwards & G.Larsen: The radiocarbon dating of Icelandic tephra layers in Britain and Iceland. *Radiocarbon* (innsend).
- Nielsson, C.H. & H.Sigurdsson 1981: Quantitative methods for electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic glasses. *Amer. Mineral.* 66: 547-552.
- Salmi, M 1948: The Hekla ashfalls in Finland. *Comptes Rendus de la Soc. Géol. de Finlande* 21: 87-96.
- Sigurður Þórarinnsson 1968: Heklueldar. Sögufélagið, Reykjavík, 185 s.
- Sigurður Þórarinnsson 1980: Greetings from Iceland. Ash-fall and volcanic aerosols in Scandinavia. *Geografiska Annaler* 63: 109-118.

ODP HAFSBOTNSBORANIR - HVERJU SKILAR ÞÁTTTAKA?

Gunnar Ólafsson, Náttúrverndarráði, Hlemmi 3, 125 Reykjavík
Guðmundur Ó. Friðleifsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Þátttaka Íslands í alþjóðaverkefnum Ocean Drilling Program (ODP) hafði þar til á síðasta ári nær eingöngu falið í því að borga árgjald, sem er 20 þúsund bandaríkjadalir, og taka við pósti. Aðeins einn Íslendingur hefur tekið þátt í ODP-borleiðöngnum og á síðasta ári sendu nokkrir Íslendingar tillögu til ODP um tvær djúpar kjarnaborholur norðan við Ísland.

ODP er arftaki Deep Sea Drilling Project (DSDP) sem starfaði til ársins 1985, en það ár var ODP stofnað. Verkefnið sem er samstarf 20 þjóða, er eitt af stærstu vísindaverkefnum sem stunduð eru í heiminum í dag. Okkar aðild er í gegnum hinar svokölluðu NORDBOR of ESCO nefndir innan European Science Foundation (ESF) og er Esco nefndin samstarf 12 Evrópuþjóða.

ODP-verkefnið gerir út borskipið JOIDES Resolution Með tilkomu þess og nýrrar bortækni jukust kjarnaheimtur til muna sem aftur hefur leitt til þess að vitneskja um hafsbotna jarðar hefur aukist gríðarlega mikið á undanförunum árum, en ODP hefur skilað af sér u.þ.b. 100 km af kjörnum.

Segja má að starfsemi ODP gangi út á það eitt að ná kjörnum upp úr hafsbotnunum og til þess er notað rannsóknarskipið JOIDES Resolution. Skipið er 143 metra langt með borturn sem gnæfir 62 metra yfir sjávarmáli. Skipið er útbúið tölvustýrðum staðsetningarútbúnaði sem gerir því kleift að halda staðsetningu fyrir ofan borholu sem er á rúmlega 8000 metra sjávardýpi og getur þar tekið u.þ.b. 1000 metra langan kjarna. Um borð í skipinu eru einhverjar fullkomnustu rannsóknarstofur í heiminum búnar tækjum til rannsókna á flestum sviðum jarðvísindanna. Þar er m.a. hægt að stunda rannsóknir í jarðefnafræði, jarðeðlisfræði, bergfræði, setlagfræði og steingerv-ingafræði.

Hver borleiðangur stendur í u.þ.b. tvo mánuði og hefur oftast nær eitt meginmarkmið, sem getur verið allt frá því að rannsaka virkt jarðhitakerfi á úthafshrygg upp í það að skýra loftslagsbreytingar á norðurhveli jarðar nokkra tugi milljón ára aftur í tímann.

Á þessu sést að þátttaka í borleiðangri býður upp á mikla möguleika til rannsókna á hinum ýmsu sviðum jarðvísinda. Í hverjum leiðangri taka þátt 25-30 vísindamenn, eða alls 150-180 á hverju ári, og eru þar samankomnir margir fremstu sérfræðingar jarðvísindanna í dag, og má því með sanni segja að þátttakendur komist í fremstu víglínu rannsókna á hverjum tíma.

Það eru þó ekki eingöngu sérfræðingar sem fá að taka þátt í borleiðöngnum. ODP hefur tekið þá stefnu að í hverjum leiðangri skulu vera nokkrir doktorsnemar. Þetta er gert til þess að þeir kynnist réttum vinnubrögðum og rannsóknaranda þeim sem ríkir um borð. Auk þess gefst þarna tilvalið tækifæri til að stofna til kynna við fjölmarga vísindamenn og það getur, og hefur, leitt til samstarfs þjóða á milli, enda hafa vísindamenn frá um eða yfir 30 löndum tekið þátt í ODP borleiðöngnum.

Hverju skilar svo þátttaka í ODP? Hún skilar litlu sem engu í beinum ávinnungi ef hún er óvirk, en virk þátttaka getur aftur á móti skilað fjölmörgu og þar á meðal ómetanlegri reynslu þess sem tekur þátt í borleiðangri, að eiga samstarf við færustu

vísindamenn á hinum fjölmörgu sviðum jarðvísinda, að ógleymdum þeim ávinningi sem felst í því að auka við þekkingu okkar á sögu jarðar.

Næsta sumar verða tveir borleiðangrar á vegum ODP í nágrenni Íslands. Ein til tvær borholur eru áætlaðar innan íslenskrar efnahagslögsögu í þeim fyrri. Okkur stendur til boða að koma "strandverði" (costal observer) um borð í þeim leiðangri ef við kærum okkur um. Að loknum leiðangrinum, í byrjun september, kemur rannsóknarskipið síðan til Reykjavíkur þar sem skipt verður um áhafnir. Næsti fundur í NORDBOR og ESCO nefndanna verður haldinn hér á landi í tengslum við skipskomuna. Skipulagðar verða heimsóknir til að skoða skipið og líklegt er að leiðangurstjórnir verði fengnir til að halda hér fyrirlestra um vísindalegan ávinning og faglegar væntingar í umræddum leiðöngrum.

Rétt er að vekja athygli jarðvísindamanna á að vegna aðildarinnar eigum við rétt á að tengjast verkefnum frá landi (shore based scientist), t.d. með því að sækja um að fá að rannsaka ákveðna hluti í borkjörnunum, og fylgir því skilaskylda og bein þátttaka í vinnuhópum meðan á úrvinnslu kjarnanna stendur. Ein leið til að komast í betri tengsl við ODP er t.d. að sækja um ákveðið verkefni og vinna það hérlendis.

Að lokum má geta nokkurra atriða varðandi fjármál. ODP verkefnið kostar 44.9 milljónir bandaríkjadala á ári, eða rúmlega 3 milljarða króna. Framlag Íslands til verkefnisins er um 0.045 %. Á hverju ári eru farnir 6 tveggja mánaða rannsóknarleiðangrar sem hver kostar yfir 1/2 milljarð íslenskra króna. Fyrirliggjandi umsókn Íslands til ODP um boranir í Tjörnestrogið myndi t.d. taka u.þ.b. einn slíkan rannsóknarleiðangur. Ávinningur okkar af samþykktri umsókn svaraði þannig til um 400 ára óbreytts framlags Íslands til verkefnisins og er þó ótalinn sá rannsóknartími og kostnaður sem fylgir hverjum leiðangri við úrvinnslu og birtingu niðurstaðna, sem jafngildir 50-100 ára framlagi Íslands til viðbótar.



VITNISBURÐUR UM JARÐSKJÁLFTA FRÁ SÍÐJÖKULTÍMA Í SETLÖGUM Í GRENNÐ HEKLU

Haukur Jóhannesson¹, Áslaug Geirsdóttir², Páll Einarsson³ og Karl Grönvold⁴.

¹ Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 R., ² Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, Jarðfræðahúsi Háskólans, 101 R., ³ Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 R., ⁴ Norrænu eldfjallastöðinni, Jarðfræðahúsi Háskólans, 101 R.

Í slakkanum milli Næfurholtsfjalla og Bjalla vestan Heklu eru þykk setlög sem talin eru hafa myndast í tveimur vötnum í lok síðasta jökulskeiðs. Vötnin hafa verið nefnd Nyrðra- og Syðra-Bjallavatn. Efri hluti setlaganna (um 5 m) sem talinn er hafa myndast í Nyrðra Bjallavatni var kynntur á síðustu veggspjaldaráðstefnu Jarðfræðafélagsins. Nú verður aftur á móti gerð lausleg grein fyrir neðri hlutanum sem talinn er hafa myndast í Nyrðra-Bjallavatni.

Heildaruppröðun setlaganna í Nyrðra-Bjallavatni er eftirfarandi: Neðst er um 8 m þykkur tvistur (diamict) sem hvílir á bólstrabergi Næfurholtsfjallamyndunarinnar. Ofan á tvistinum er um 2 m þykkt grófsandslag og mól, en þá tekur við um 30 m af nokkuð reglulegum lagþynnóttum leir, silti og sandi. Efst í þessum neðri hluta setlagastafla Bjallavatnsins og ofan á sand-, silt- og leirlagþynnunum er um 10 m þykkt völuþberg og er neðri hluti þess skálögóttur. Setmyndun í efri hluta Nyrðra-Bjallavatns tekur síðan við með vatnaseti sem er um 5 m þykkt og er allra neðst í því fínlagþynnótt set, en ofar tekur við kísilgúr og efst mór. Neðstu gróðurleifarnar sem fundist hafa í þessum efri hluta setlaganna eru um 9000 ára gamlar (geislakolsár). Ofan á þessu lagi finnst gjóskulagið H-5, um 4-5 metra þykkt, og er það greinilega vatnsflutt.

Lagþynnur í Nyrðri-Bjallavatnssetmynduninni samanstanda mest af silti og leir, með lítilsháttar af mjög fínum sandi. Hver lagþynna er tiltölulega þunn, < 0.5 sm - 1 sm að jafnaði, en inn á milli eru þykkari lög (allt að 10 sm) af silti og fínkorna sandlögum. Lagþynnurnar eru láréttar, sums staðar finnast regluleg bylgjuför og á einstaka stað er að finna fargför sem tengd eru hraðri setmyndun. Enn hefur ekki verið gerð nákvæm könnun á gerð lagþynnanna, hvort þau eru raunveruleg árlög eða hvort einstök eðjuflóð setji strik í reikninginn. Þó var gerð tilraun til að greina þar á milli og benda frumniðurstöður talningar á lagþynnupörum frá botni og uppúr til þess að í lagþynnu-staflinum séu á milli 1800 og 1900 lagþynnupör. Ef þessi lagþynnupör eru túlkuð sem árlög, má ætla, að aldurinn miðað við aldursgreiningar í efri hluta setlaganna teygist aftur í um 10.500-11.000 ár.

Í lagþynnóttum hluta setlaganna koma fram byggingareinkenni sem tengja má ferlum sem átt hafa sér stað samtíma setmynduninni, s.s. bylgjuför, fargför og merki um skriðhreyfingar. Einnig koma fram truflanir á byggingareinkennum sem erfitt er að tengja setmynduninni sjálfri og eru túlkaðar hér sem merki jarðskjálfta. Þessar truflanir eru mest áberandi um miðbik setlagastaflans og fundust 4-5 slík belti. Belti truflana eru misþykk, frá 50 sm upp í um einn metra á þykkt. Hvert þeirra hefur talsverða lárétta útbreiðslu og hefur reynst unnt að rekja þau allt að 20-30 m til hliðanna þar sem þau virðast halda þykkt sinni.

Eftir því sem ofar dregur í setlagastaflanum eykst hlutur sands verulega sem bendir til aukins setflutnings út í vatnið. Efst er nær samfellt fremur fínt völuþberg sem er skálögótt neðantil en með nær láréttri lagskiptingu ofantil, ekki ósvipað áreyri.

Upphleðsla Nyrðri-Bjallavatnssetmyndunarinnar hefur hafist með framrás jökuls (sbr. tvistur). Jökull hefur síðan hörfað lítilsháttar (mól og sandur) og myndað aðstæður sem leiddu til uppsöfnunar sets í lóni eða stöðuvatni (lagþynnóttur hluti setmyndunarinnar). Meðan á þeirri upphleðslu stóð hafa orðið a.m.k. 4-5 jarðskjálftar sem hafa náð að hræra upp í efstu 0.50 m - 1.0 m lónasettsins hverju sinni. Með skálaga völuþberginu efst í þessum hluta Bjallavatnasetmyndunarinnar er síðan tímabundið tekið fyrir lónasettsmyndunina.

NÚTÍMAHRAUN MILLI REYKJAVÍKUR OG ÖLFUSS

Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykjavík
Kristján Sæmundsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Kynnt er nýtt hraunakort af svæðinu austur frá Reykjavík. Kortið er úrdráttur úr jarðfræðikortum sem unnið er að á vegum sveitarfélaganna á Höfuðborgarsvæðinu (Reykjavíkursvæðið) og Hitaveitu Reykjavíkur og Orkustofnunar (Hengilssvæðið).

Hraunin eru upprunnin í fimm gosreinum (þremur eldstöðvakerfum), kenndum við Trölladyngju-Krísuvík, Brennisteinsfjöll-Bláfjöll og Hengil. Bláfjallareinin er um fjórir km á breidd, en hinar mjórri. Hengilsreinin er um einn km á breidd. Eldstöðvakerfin eru ekki sjálfstæðari en svo að gos- og hvíldartímabil eru samtímis. Á kortinu koma við sögu alls 27 aðgreind hraun.

1. tafla. Fjöldi hrauna úr aðgreindum gosreinum.

Gosrein	Fjöldi hrauna
Trölladyngja-Krísuvík	9
Brennisteinsfjöll	8
Bláfjöll	7
Hengill	3

Aldur hraunanna byggist á C^{14} aldursákvörðunum og öskulögum. Geislakolsaldursgreiningar eru til á sex hraunum. Flestar þeirra hefur Jón Jónsson látið gera. Á síðustu 4000 árum hafa fallið sex auðþekkjanleg öskulög á þessu svæði. Kötlulag um 1485, Miðaldalag frá 1226, Landnámslag skömmu fyrir 900, Heklulag rúmlega 2000 ára og tvö Kötlulög um 3500 og 4000 ára gömul. Í eldri jarðvegi er fátt um auðkennileg öskulög, helst að styðjast megi við allþykkt ryðbrúnt lag á að giska 7000 ára gamalt. Á Reykjavíkurkortinu eru hraunin flokkuð í þrennt:

1. Hraun frá sögulegum tíma
2. Hraun eldri en Landnámslagið en yngri en Kötlulögin
3. Hraun eldri en 4000 ára

Hraun milli Landnámslags og Kötlulaganna eru flest eða öll á bilinu 2000-3000 ára. Eldri hraunin eru mörg kringum 5000-6000 ára gömul og svo aftur frá því snemma á nútíma. Meðal elstu hraunanna má nefna Búrfellshraun ofan Hafnarfjarðar (~8000 ára, leiðrétt) og Hellisheiðarhraunið A sem er elsta aldursgreint hraun á landinu (~10.300 ára, leiðrétt). Af hraunum sem eru á bilinu 5000-6000 ára gömul má nefna Leitahraunið, Hrutagjárdyngjuna og Hellisheiðarhraun B/C. Af hraunum sem eru 2000-3000 ára má nefna Öbrinnishóla- og Skúlatúnshraunin sunnan Hafnarfjarðar, Strompahraunið í Bláfjöllum (dyngja) og Hellisheiðarhraunið D. Frá sögulegum tíma eru Kapelluhraun og Tvíbollahraun, en einnig allur Hólms- og Húsfellsbruni auk Svínahraunsbruna.

Hraunin á umræddu svæði eru bæði dyngju- og sprunguhraun. Dyngjurnar eru bæði af pikrít- og venjulegri gerð, allar tiltölulega ungar. Sprunguhraunin eru hvað kristöllum áhrærir mjög breytileg, allt frá kúmúlati yfir í dílasnað, hin eldri yfirleitt

dílóttari. Dílasamsetning einstakra hraun getur verið mjög breytileg og því ekki einhlítt einkenni. Stærstu sprunguhraunin losa 30 km², en oft er nær ógerlegt að meta stærð hinna eldri.

Höfundar hafa áður haldið því fram að eldgos á Reykjanesskaga verði í hrinum. Frumniðurstöður hraunakortlagningar á þessu svæði virðist staðfesta þá skoðun í meginatriðum. Yngsta goshrinan virðist hafa hafist um 950 e.Kr. og stóð hún fram á þrettánda öld. Önnur hrina fyrir um 2000-3000 árum er nokkuð vel þekkt. Aftur á móti fer málið að vandast þar fyrir aftan. Þó má slá því föstu að hrina varð fyrir um 5000-6000 árum. Á því tímabili eru tvær stærstu dyngjurnar innan takmarka kortanna.

Það sem hefur komið mest á óvart í þeirri kortlagningu sem fram hefur farið á þessu svæði er hve hraun frá sögulegum tíma eru áberandi og stór, þ.e. töluvert stærri en fram kemur á korti Jóns Jónssonar frá 1983. Hraunin eru úr tveimur aðskildum gosum, annars vegar Kapelluhraun og Gvendarselshraun sem runnið munu hafa árið 1151 og hins vegar hraun frá síðari hluta tíundu aldar. Hraunin frá tíundu öld eru fjölbreytt og upptök þeirra eru á nokkrum stöðum. Vestasta hraunið af þeim er komið úr Tvíbollum í Grindaskörðum og runnið þaðan niður með Helgafelli að suðvestan og áfram norðaustan við Gvendarselhæð og þaðan með hlíðum allt að Sædýrasafninu sáluga. Í Bláfjöllum eru tvær stuttar gígaraðir frá þessum tíma, önnur við Kóngsfell og hin austan undir Drottningu og frá þeim hefur runnið mikið hraun sem lagst hefur yfir ofanverða Heiðmörk, allt frá Húsfelli í vestri og að Sandskeiði í austri. Austast af þessum hraunum er Svínahraunsbruni sem komið hefur upp í Eldborgum milli Bláfjalla og Lambafells. Geislakolsgreiningar benda til að Tvíbollahraunið hafi runnið um eða upp úr miðri tíundu öld. Hraunin frá gígnum í Bláfjöllum eru eitthvað yngri en Tvíbollahraunið.

Heimildir

Helgi Torfason, Árni Hjartarson, Haukur Jóhannesson, Jón Jónsson og Kristján Sæmundsson 1993. Berggrunnskort af Elliðavatni 1613 III-SV - B. 1:25.000.. Landmælingar Íslands, Orkustofnun, Hafnarfjarðarbær, Garðabær, Kópavogsbær, Seltjarnarnesbær og Reykjavíkurborg.

Jón Jónsson 1978. Jarðfræðikort af Reykjanesskaga. Orkustofnun. 303 bls.

Jón Jónsson 1983. Eldgos á sögulegum tíma á Reykjanesskaga. Náttúrufræðingurinn 52: 127-139.

Kristján Sæmundsson 1992. Helligheiðarhraun. Orkustofnun, Greinargerð KS92/01. 4 bls.

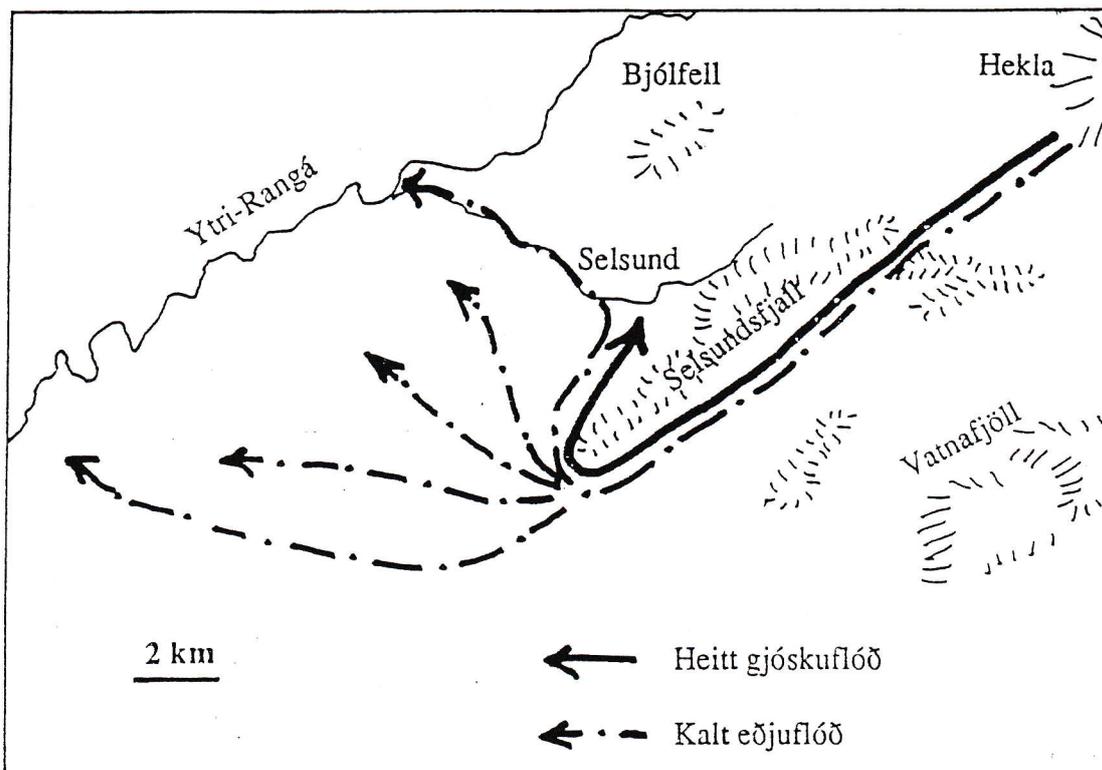
Sigmundur Einarsson, Haukur Jóhannesson og Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1991. Krísuvíkureldar II. Kapelluhraun og gátan um aldur Hellnahrauns. Jökull 41: 61-80.

GJÓSKU- OG EÐJUFLÓÐ ÚR HEKLU FYRIR UM 4300 ÁRUM

Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Ísland, Hlemmi 3, 105 Reykjavík
Sigmundur Einarsson, Birtingakvísl 19, Reykjavík

Gjósku- og eðjuflóð eru einhver hættulegustu fyrirbrigði sem fylgja eldgosum. Þau eru býsna algeng í eldfjöllum um allan heim en hér á landi hafa menn ekki haft ýkjamiklar áhyggjur af slíkri vá. Gos af þessu tagi urðu nýlega í St. Helenu-fjalli í Bandaríkjunum (1980) og í Pínatúbó-eldfjalli á Filipseyjum (1993). Einnig má benda á að eitt mesta gos í Evrópu á sögulegum tíma var af þessu tagi. Það var gosið í Monte Somma á Ítalíu árið 79 e.Kr. en þá grófust heilu borgirnar undir gjósku- og eðjuflóðum, t.d. Pompeii og Herkúlaneum. Í kjölfar gossins seig miðhluti Somma-eldfjallsins og askja myndaðist. Vesúvíus hefur síðan hlaðist upp á rústum þess.

Gjóskuflóð er það nefnt þegar gjóskan skriður með jörðinni ekki ósvipað eins og hraun en ferðast þó með geysimiklum hraða, e.t.v. 100 km/klst. og er þessu fyrirbrigði stundum lýst sem eldskýi. Í flestum sprengigosum stendur gosstrókur hátt í loft upp og aska dreifist undan vindi. Gosstrókurinn dregur að sér andrúmsloft og hitar það og fær við það aukna lyftingu. Í sumum tilvikum nær streymið upp í gegnum gosopið að verða svo mikið samfara lágu gashlutfalli að gosstrókurinn verður yfirmettaður af vikri og ösku og nær ekki að blandast andrúmslofti svo neinu nemi. Af þessum orsökum fellur strókurinn strax niður og skriður með jörðinni. Þessi flóð eru blanda af gosgufum, ösku og vikri. Flóðin rífa með sér grjót og allan gróður sem á vegi þeirra verða.



Rennslisleiðir gjósku- og eðjuflóða í Heklu fyrir um 4300 árum

Þó þessi fyrirbrigði séu fremur sjaldgæf hér á landi þá er ástæða til að leiða hugann að þeim því að á síðustu árum hafa fundist merki um nokkur slík, m.a. í nágrenni Heklu.

Fyrir um 4300 árum varð stórgos í Heklu. Þá féll gjóska allt í kringum fjallið en þó einkum austan þess. Ekki hafa fundist nein hraun sem runnu í gosinu. Aftur á móti eru mikil ummerki um gjósku- og eðjuflóð á stóru svæði sunnan og suðvestan Heklu. Heitt gjóskuflóð rann til suðurs milli Botnafjalls/Selsundsfjalls og Trippafjalla og sveigði fyrir suðurenda Selsundsfjalls. Það staðnæmdist í krikanum milli Selsundsfjalls og Bjólfells og gjóskan settist til á þeim stað. Þar á vikrunum innan við Selsundsbæinn sjást menjar um þetta hlaup. Þar hefur a.m.k. hluti þess sest fyrir og hefur flóðið borið með sér björg sem eru nokkrar smálestir að þyngd og einnig ókjör af birkibolum. Augljóst er að flóðið hefur farið yfir nokkuð stórvaxinn birkiskóg og gjöreytt honum. Hitinn í flóðinu þegar það kom niður að Selsundi hefur verið 100-150 °C sem sést m.a. af því að sumir birkibolirnir hafa sviðnað og að afgösunarpípur finnast í laginu. Lagið er um 2-2,5 m á þykkt. Í kjölfar þessa heita flóðs komu eðjuflóð sömu leið en þau hafa náð mun meiri útbreiðslu þegar niður á flatlendi kom og fóru alla leið út í Ytri-Rangá. Eðjuhlaupið hefur verið kalt og þykkt þess við Selsund er um 2-2,5 m. Reynolds annars staðar í heiminum sýnir að ekkert kvikt lifir það af að lenda í slíkum hlaupum. Gjósku- og eðjuflóðin við Selsund eru meðal jarðfræðinga nefnd Selsundsvikurinn.

Í gílinu norðan Litlu-Heklu eru nokkur vikurlög sem hafa myndast á svipaðan hátt og Selsundsvikurinn. Ekki er vitað í hvaða gosum þau mynduðust en af ljósmyndum frá gosinu 1947 virðist sem lítil gjóskuhlaup séu að koma þar niður. Telja verður líklegt að gjósku- og eðjuhlaup geti myndast í stóru Heklugosunum og því er hættan fyrir hendi í framtíðinni.

SEISMICITY IN THE HEKLA REGION FROM JULY 1991 TO JULY 1994

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

The seismicity in the region around the volcano Hekla (63.7°-64.4°N, 19°-20.2°W) in the time period from the beginning of July 1991 until the end of July 1994 was studied. The base of the data file was the observations made by the digital seismic SIL stations. As the study area is situated at the edge of the SIL network three analog stations in the vicinity of Hekla (HE, LJ, and SP) were used in addition. All these stations together give a quite good station coverage for the study area. A delay study for finding time corrections for each individual station was made for improving the location accuracy. An earthquake was considered "well located", when the rms time error is ≤ 0.2 s, horizontal error ≤ 1.0 km and vertical ≤ 2.0 km and largest gap between observing stations $\leq 180^\circ$.

The study area can be divided into subregions according to the epicentral distribution. A great part of the activity is concentrated in the area of the central volcano Torfajökull. Easternmost section of the South Iceland Seismic Zone that is included in the study area is also seismically rather active. Some activity is found in the area of the central volcano Vatnafjöll. Hekla itself seems to be rather inactive.

The most prominent earthquake cluster is in the Torfajökull area. The epicenters fill a roughly circular area that is situated in the western part of the caldera and extends westward towards the Rauðfossafjöll mountain. The seismically active area coincides rather well with the areas of high geothermal activity and latest eruption sites. In the caldera region, however, there are also areas that are void of earthquakes, mainly in the eastern part of it. The areas of the activity and the density of the earthquake cluster fluctuate somewhat in time. There are also fluctuations in the seismicity, both in the number of events and in the seismic energy per time unit. The least active time was the first half of the year 1992 with just a few events compared to a more normal level of activity, about forty events per year. The hypocenters in the Torfajökull area are distributed in depth from the surface down to about 15 km, with the highest activity at 7-12 km depth. LJ, the analog station nearest to Torfajökull has sometimes recorded swarms of small low frequency events of local origin.

Two rather clear lineaments of epicenters are identified in the easternmost part of the South Iceland Seismic Zone. They have roughly the same trend as the faults of the seismic zone. The faults that correspond most closely to the epicentral distribution are the Hellar fault (western) and the Leirubakki fault (eastern). Both of them are situated somewhat westward (roughly 1.5 km) of the epicentral lineaments. But taking into account that most of the hypocenters are situated at about 10 km depth this could be interpreted as evidence for an eastward dip of 80° . The seismicity of the lineaments is highest in the area of the mapped faults. Some activity, however, continues about 15 km to the south, and possibly as much as 18 km to the north, indicating that the faults continue at depth to these distances.

The activity in the Vatnafjöll central volcano and its surroundings was largest in the beginning of the study period and has been gradually diminishing. This activity could represent the fading aftershock activity after the May 1987 earthquake ($M_w = 5.9$) of Vatnafjöll.

The Hekla volcano itself and its immediate vicinity are astonishingly quiet. Only about ten earthquakes were located there during the three years period. This confirms the idea that Hekla is almost aseismic during the periods between eruptions. The analog station HE that is situated on the flank of the summit of Hekla has occasionally recorded a few small low frequency events that most likely originate in the volcano.

BERGGRUNNSKORT AF HÖFUÐBORGARSVÆÐI

Helgi Torfason*, Kristján Sæmundsson*, Haukur Jóhannesson**, Árni Hjartarson*, Ingvar Birgir Friðleifsson* og Jón Jónsson***

* Orkustofnun, ** Náttúrufræðistofnun Íslands, *** Smárahvammi 42, Garðabæ

Árið 1991 gerði Orkustofnun samning við öll sveitarfélög á Höfuðborgarsvæðinu, að Mosfellsbæ undanskildum, um gerð fjögurra jarðfræðikorta sem þekja svæðið frá Kjalarnesi, austur fyrir Vífilfell og suður fyrir Helgafell. Kortin eru birt í mælikvarða 1:25.000 og síðan eitt af öllu svæðinu í kvarðanum 1:50.000. Þó stuðst sé við eldri athuganir eru kortin að mestu leyti er byggð á nýjum rannsóknum. Fyrsta bergkortið, af SV-hluta, var prentað um áramótin 1993/94, NV-kortið er í tölvuunnu handriti og kemur út 1995, en SA-kortið er í handritsgerð. Áætlað er að ljúka útvinnu fyrir NA-kortið árið 1995 og útgáfa allra korta á að vera lokið 1996. Bergkortin eru unnin í samvinnu Orkustofnunar, Náttúrufræðistofnunar og Jóns Jónssonar. Fyrsta kortið var teiknað á hefðbundinn hátt en næstu kort eru teiknuð með aðstoð tölvu og unnin í Arc/Info landfræðikerfi. Eitt af því sem er frábrugðið hefðbundinni vinnu við gerð jarðfræðikorta með aðstoð tölvu er gagnasafn fyrir kortin. Til þess að unnt sé að flokka og teikna ákveðin atriði ein og sér, eins og t.d. móberg og brotalínur, jarðhita og brotalínur eða nútímahraun sem runnið hafa eftir landnám, þarf gagnasafnið að vera hannað þannig að unnt sé að greina ákveðin atriði sundur. Slík hönnunarvinna er nauðsynleg og tekur mikinn tíma, en með því að apa eftir því sem aðrir gera má spara mikinn tíma og fyrirhöfn. Í töflum sem unnar eru á Orkustofnun er "kenni" myndunar einskonar kennitala hennar, segir til um aldur, gerð, hvað myndun heitir o.s.frv. Eitt af því sem kemur til með að verða erfitt í framkvæmd er að gæta höfundarréttar því mjög auðvelt er að flytja til gögn og vinna úr þeim á margvíslegan hátt. Það má því segja að tími sé kominn til að þeir jarðfræðingar sem vinna gögn sín í tölvum komi sér saman um kenni, staðla o.fl. til að geta samnýtt gögn sín, unnið að höfundarréttarmálum o.fl. - til þess þarf samvinnunefnd eða vinnuhóp.

Á bergkortunum er jarðlagaeiningum skipt eftir berggerð, uppruna, ásýnd og aldri. Einingar og myndanir eru yfirleitt nefndar eftir stað þeim þar sem þær koma fyrir.

Á SV-kortinu eru einingar nokkuð vel afmarkaðar, nútímahraun, grágrýti frá hlýskeyðum og móberg, hver eining er afrakstur eins goss. Jarðfræðin er tiltölulega einföld, þar skiptast á grágrýtis- og þóleiðhraun frá hlýskeyðum ísaldar, móberg frá jökulskeyðum og síðan nútímahraun. Setlög eru fá, opnur yfirleitt lélegar og dreifing þeirra illa þekkt. Myndanir þessar eru nær hallalausar en talsvert brotnar. Nútímahraun eru 23 og af þeim hafa 5 runnið á sögulegum tíma. Allt berg á SV kortinu hefur rétta segulstefnu.

Á NV-kortinu er jarðfræðin flóknari og einingar eru því teknar saman í myndanir. Á stórum hluta kortsins ná jarðlög aftur á Gauss á tertíer, eru meira en 2,5 milljón ára. Hluti jarðlaga er frá megineldstöð sem talin er hafa verið á Kjalarnesi og Sundunum og frá henni er mikill fjöldi ganga, óreglur eru í halla, stór innskot og annað sem tengist slíkum hlutum; súrt berg hefur þó aðeins fundist í borholum. Talsvert er af móbergi frá jökulskeyðum ísaldar, sumt af því hefur myndað hryggi sem hafa grafist í

yngrí lög. Aðeins eitt nútímahraun er á NV kortinu, smá tota sem teygir sig niður í Elliðavog, þar hefur verið mikið fyllt upp og er nú vinsælt útivistarsvæði skársta hluta íbúa höfuðborgarsvæðisins.

Á SA-kortinu verður jarðfræðin einnig frábrugðin því sem er á hinum, því móberg er þar talsvert ráðandi, mest myndað á sl. tveimur jökulskeiðum. Nútímahraun þekja stór svæði og eru um 19 talsins. Grágrýti þekur norðurhluta kortsins.

Á NA kortinu verður mikið af berglögum frá tertíer og ísöld, en engin nútímahraun. Berlagastaflinn er mjög fjölbreytilegur og kemur inn hluti af megineldstöð í Stardal. Jarðhitasvæðið í Mosfellssveit er einnig inni á þessu korti.

Kortin fjögur (fimm) sýna því mjög fjölbreytilega jarðfræði og ættu að geta orðið vinsælt efni til kennslu og fróðleiksfúsum áhugaverð. Ekki síst er þess vænst að kortin nýtist við skipulagningu svæða og til þess að jarðfræðilegar aðstæður verði metnar þegar verið er að huga að mannvirkjagerð.

Í töflu hér á eftir er jarðlagaskipan á NV-kortinu.

BERGGRUNNSKORT VIÐEY 1613-III-NV					
Letrun	Útlit, gerð	Skýringar á korti eining, myndun	Segul- stefna	berggerð	Aldur
ell	hraun	Elliðavogshraun (Leitarhraun) Bergmyndanir frá síðjökultíma	N	ólivín þól	Nútími
FS	set	Fossvogsset og jökulberg		völuberg	Brunhes
ED	hraun	Elliðaár, plagíóklasdíótt hraunlög	N	ólivín þól	Brunhes
MG	hraun	Mosfellsheiðargrágrýti, beltótt hraunlag	N	ólivín þól	Brunhes
MG	móberg	Mosfellsheiðargrágrýti, skálaga móberg	N	ólivín þól	Brunhes
RG	hraun	Reykjavíkurgrágrýti, beltótt hraunlag	N	ólivín þól	Brunhes
GD	hraun	Grafarvogur, grágrýti	N	ólivín þól	Brunhes
ES	set	Elliðavogsset með surtarbrandi		lagsk set	Brunhes
ES	set	Elliðavogsset með skeljum		lagsk set	Brunhes
GG		Gelgjutangi beltótt grágrýti	N	ólivín þól	Brunhes
MISLÆGI					
0.7 millj BRUNHES - MATUYAMA Bergmyndanir frá plíósen, tertíer					
1.65 millj OLDUVAI ENDAR - MATUYAMA					
NQ	hraun	"Efra Korpu þóleiit"	NN	þóleiit	Olduvai
1.83 millj OLDUVAI HEFST - MATUYAMA					
EV	hraun	Þóleiit í Kerhólakambi	R	þóleiit	Matuyama
EIÐSVÍK					
GQ	hraun	Korpu þóleiit	RR	þóleiit	Matuyama
GL	hraun	Korpu ólivín þóleiit	RR	ólivín þól	Matuyama
GP	hraun	Korpúlfsstaða þóleiit	RR	þóleiit	Matuyama
CC	set	Hamarsvík, völuberg		völuberg	Matuyama
GO	hraun	Hamars ólivín þóleiit	RR	ólivín þól	Matuyama
GT	hraun	Gufunesás þóleiit	RR	þóleiit	Matuyama
CC	set	Völuberg		völuberg	Matuyama
GT	hraun	Gufunesás þóleiit	RR	þóleiit	Matuyama
CC	set	Völuberg		völuberg	Matuyama
GT	hraun	Gufunesás þóleiit	RR	þóleiit	Matuyama
SS	set	Eiðsvík, lagskipt túff		lagsk set	Matuyama
framhald					

Letrun	Útlit gerð	...framhald Skýringar á korti eining, myndun	Segul- stefna	berggerð	Aldur
		MATUYAMA - REUNION ENDAR			
NT	hraun	Eiðsvíkur þóleít	NN	þóleít	Matuyama-Reunion
GB	móberg	Gufunes, dílótt móberg		móberg	Matuyama-Reunion
GA	móberg	Gufunes, dílalaust móberg		móberg	Matuyama-Reunion
2.09 millj		MATUYAMA - REUNION HEFST ESJA			
EB	móberg	Kerhólakambur, móberg	R	móberg	Matuyama
EO	hraun	Kerhólakambur, ólivín þóleít	R	ólivín þól	Matuyama
EL	hraun	Lauganípa, þóleít	R	þóleít	Matuyama
EG	móberg	Vallárdalur, móberg	R	móberg	Matuyama
EP	hraun	Vallárdalur, þóleít	R	þóleít	Matuyama
EM	móberg	Laugarnípa, móberg	R	móberg	Matuyama
ET	hraun	Skrauthólar, þóleít	R	þóleít	Matuyama
		VIÐEY - SUND			
SS	set	Þórsnes, lagskipt set		lagsk set	Matuyama
MV	hraun	Viðeyjar-móberg		móberg	Matuyama
MV	breksía	Viðeyjar-móberg, brotaberg		móberg	Matuyama
MV	hraun	Viðeyjar-móberg, hraun	R	basalt	Matuyama
CC	völuberg	Viðey, völuberg		völuberg	Matuyama
MV	breksía	Vatnagarða-móberg	?	móberg	Matuyama
CC	völuberg	Sundahöfn, völuberg		völuberg	Matuyama
MV	hraun	Vatnagarðar, ólivín þóleít	R	ólivín þól	Matuyama
2.48 millj		MATUYAMA - GAUSS			
GL	hraun	Geldinganes, ólivín þóleít	N	ólivín þól	Matuyama
		ESJA			
JN	móberg	Kléberg, móberg		móberg	Gauss
JT	hraun	Krókur, þóleít	N	þóleít	Gauss
KO	hraun	Arnarholt, ólivín þóleít	N	ólivín þól	Gauss
JM	móberg	Kjalarnes, móberg	A	móberg	Gauss
CC	set	Presthús, völuberg		völuberg	
2.92 millj		GAUSS - KAENA ENDAR			
KT	hraun	Borgarvík, þóleít	R	þóleít	Gauss
		Innskot			
XL	innskot	Klettsskaft, sniðgangar og kubbaberg		innskot	
XT	innskot	Þverfell, Brimnes, dólerít án ólivíns		dólerít	
XF	innskot	Þverfell, dólerít með ólivíni		dólerít	
XK	innskot	Kjalarnes, dólerít án ólivíns		dólerít	
XG	innskot	Geldinganes, dólerít		dólerít	
XV	innskot	Viðey, dólerít		dólerít	
CC	völuberg	Völuberg-jökulberg	CC	völuberg	
SS	set	Set, sandsteinn, leir, Laus jarðlög	SS	lagsk set	
lm	set	Manngerðar fyllingar	lm	laust	
lj	set	Laus jarðlög	lj	laust	

VETNIS- OG SÚREFNISSAMSÆTUHLUTFÖLL Í JARÐHITAKERFUM Á REYKJANESSKAGA - ÁHRIF HVÖRFUNAR VATNS OG LAGSILIKATA

Hrefna Kristmannsdóttir, Orkustofnun og Osamu Matsubaya, Akita University, Japan.

Greint var samsætuhlutfall vetnis og súrefnis í fjölda sýna af grunnvatni og jarðhitavatni á Reykjanesskaga við háskólann í Akita í Japan. Jafnframt voru rannsökuð vetnissamsætuhlutföll í bundnu vatni lagsilikata úr völdum sýnum úr ummynduðu bergi frá jarðhitasvæðunum Reykjanesi og Svartsengi-Eldvörpum. Talsvert er einnig til af eldri mælingum af samsætuhlutföllum í jarðhitavatni frá þessum svæðum, einkum súrefnissamsætuhlutföllum.

Grunnvatn sunnan og vestanverðum Reykjanesskaga er fullsalt (sjávarselta) og hlutfall vetnis- og súrefnissamsætna er svipað og í sjó sunnan skagans. Grunnvatnið er saltara en strandsjór við skagann og vatn, sem dælt er úr grunnnum borholum nálægt ströndinni. Ísalt grunnvatn á Reykjanesskaga sýnir seltu og samsætuhlutföll, sem svara til blöndunar á milli salts og fersks grunnvatns á svæðinu. Jarðhitavatn á lághitasvæðinu við Stað á Reykjanesi hefur sambærilega seltu og kalda fullsalta grunnvatnið á skaganum og samsætuhlutföll vetnis- og súrefnis (Mynd 1) eru nær eins og í því. Jarðhitavatn á háhitasvæðinu á Reykjanesi hefur nær fulla sjávarseltu en er lagskipt og með nokkuð breytilega seltu. Á háhitasvæðinu við Svartsengi-Eldvörp er selta jarðhitavatsins um 2/3 af sjávarseltu og mjög einsleit í öllu jarðhitakerfinu.

Samsætuhlutfall jarðhitavatsins (Mynd 1) á þessum svæðum, einkum vetnissamsætuhlutfallið er í ósamræmi við að uppruni þess sé sjór á Reykjanesi og blanda af sjó og grunnvatni í hlutföllunum 2:1 í Svartsengi-Eldvörpum. Algengt er að súrefnissamsætuhlutföll jarðhitavats í háhitakerfum breytist vegna hvörfunar við upprunaberg, enda málmamir flestir bundnir sem oxíð og því gnægð súrefnis í berginu. Mun minna er jafnan af vetni í upprunaberginu og yfirleitt ekki um að ræða breytingar á vetnissamsætuhlutfalli vegna hvörfunar. Sú skýring hefur komið fram (Ólafsson og Riley, 1974) að vatnið hafi verið léttara í upphafi, þ. e. meira grunnvatnsblandað og síðan hafi selta þess aukist vegna suðu og uppgufunar í jarðhitakerfinu. Rannsóknir Árnýjar Sveinbjörnsdóttur (1982) á súrefnissamsætuhlutföllum í ummynduðu bergi og steindum úr holu 8 Reykjanesi bentu til að bergið hafi hvarfast við og hluti ummyndunarsteindanna fallið út úr vatni, sem hafi verið talsvert léttara en núverandi jarðsjór. Þannig voru kvars ummyndunarsteindir ekki í samsætu jafnvægi við núverandi vökva, en kalsítsteindir voru hins vegar nálægt jafnvægi við hann. Það hversu einsleit samsetning jarðhitavatsins í Svartsengi er gerir uppgufunarskýringuna fremur ósennilega. Á Reykjanesi er samsetning mun breytilegri eins og búast mætti við, ef þessi skýring á uppruna vatnsins ætti við rök að styðjast. Á Reykjanesi á sjór mjög greiða leið inn í jarðhitakerfið og vitna fjölmargar æðar af anhydríti um innrás kalds sjávar inn kerfið (Tómasson og Kristmannsdóttir, 1972).

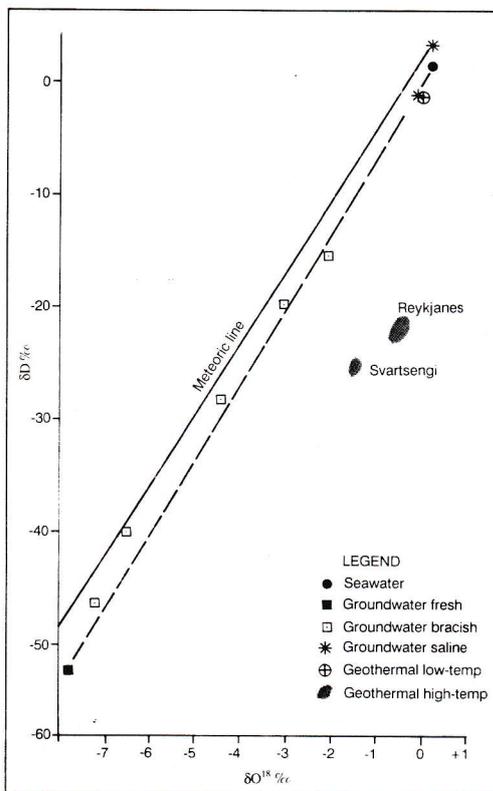
Önnur hugsanleg skýring er að hvörfun við berg, ummyndað í léttara vatni, geti hafa breytt vetnissamsætuhlutföllum jarðsjávarins. Þar hefur einkum verið horft til lagsilikata, en þau eru helstu ummyndunarsteindir í ummynduðu bergi. Lagsiliköt eru yfirleitt mjög fljót að komast í jafnvægi við vatn, sem þau hvarfast við og dreifistuðlar eru lítið hitaháðir, en ráðast meira af efnasamsetningu steindanna (Kuroda o. fl., 1976). Jafnframt er hátt hlutfall bundins vatns í lagsilikötunum.

Aðalgerðir lagsilikata, sem myndast í íslenskum jarðhitakerfum, eru járnríkt sapónít, blandlagsleirsteindir og járn-magnesium klórít. Á svæðum með söltu jarðhitavatni eins og í

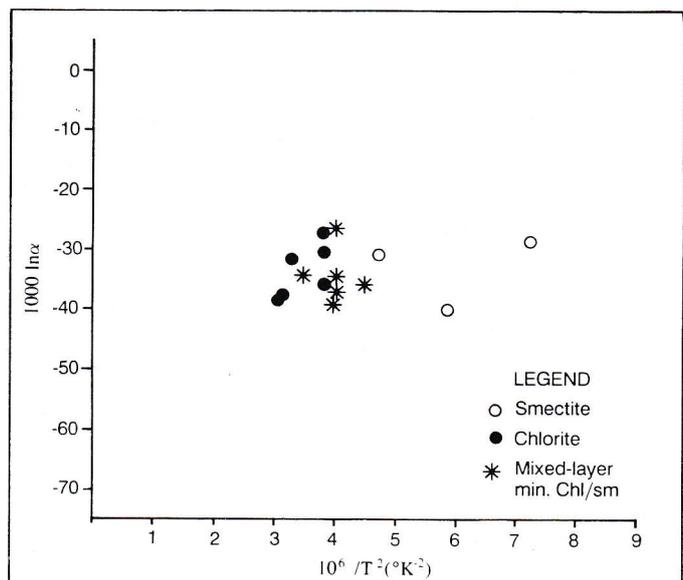
kerfunum á Reykjaneskaga eru leirsteindabelti nokkuð frábrugðin því sem gerist í ósöltu jarðhitavatni (Hrefna Kristmannsdóttir, 1985) þar sem mun meira er um blandlagsleirsteindir og þær víkja ekki fyrir klóríti fyrr en við mun hærra hitastig, eða við allt að 300 °C.

Valin voru úr sýni af öllum helstu gerðum leirsteinda frá jarðhitakerfunum á Reykjanesi og Svartsengi og þau skilin. Aðsogað vatn og millilagasvatn í smektíti var losað með hitun og síðan var bundna vatnið skilið frá. Vatnið var afoxað og vetrissamsætuhlutföll þess greind. Niðurstöður mælinga eru sýndar í töflu 1, ásamt áætluðu myndunarhitastigi og útreiknuðum dreifistuðlum. Dreifistuðlar milli vatns og lagslíkata reyndust hafa mjög svipuð gildi og fengist hafa fyrir sams konar steindir annars staðar (Kusakabe o. fl., 1989). Dreifistuðlamir virðast lítið hitaháðir eins og sjá má á mynd 2 og er það í samræmi við niðurstöður annars staðar.

Grófir reikningar, sem byggja á útreiknuðum dreifistuðlum fyrir lagslíkötin og upprunalegri ummyndun í ísöltu vatni með δD um -40 ‰, benda til að fyrir Svartsengi gæti hvörfun hafa haft veruleg áhrif á samsætuhlutfallið í salta jarðhitavatninu. Á Reykjanesi þarf að reikna með að vatnið hafi hvarfast við margfalt meira rúmmál af ummynduðu bergi en innan kerfisins og þar virðist þetta ferli ekki geta skýrt samsætuhlutfallið nema að hluta til. Þar gætu bæði fyrnefnd ferli hafa átt þátt í endanlegu samsætuhlutfalli vatnsins. Súrefnissamsætuhlutfallið má líklega í báðum tilvikum skýra með þyngingu vegna hvörfunar við berg, en með frekari rannsóknum má afla betri gagna til reikninga á magnbundnum breytingum.



Mynd 1. δD á móti δO_{18} (‰SMOW) í grunnvatni og jarðhitavatni á Reykjaneskaga



Mynd 2. Tengsl dreifistuðla við hitastig.

SAMPLE ANALYSED		Host Rock	Type of sheet silicate	$\delta D \%$ measured in structural water	Formation temp °C	$\alpha *$	1000 x ln α
Well	depth in m						
Reykjanes							
Rn-8	292	Tuffaceous sediment	Smectite	-61.4	140	0.961	-40,1
Rn-8	574	Sediments and hyaloclastite	Smectite	-52.7	190	0.970	-30,9
Rn-8	762	Hyaloclastite	Mixed layer sm./chl.	-56.8	200	0.965	-35,6
Rn-8	1138	Basalt lava	Mixed layer sm./chl.	-56.5	230	0.966	-34,6
Rn-8	1230	Hyaloclastite/basalt lava	Chlorite	-57.0	240	0.965	-35,6
Rn-8	1488	Hyaloclastite	Chlorite	-52.9	280	0.969	-31,5
Rn-8	1596	Basalt lava	Chlorite/trace of m.l. min.	-58.9	290	0.963	-37,7
Rn-8	1692	Basalt lava	Chlorite/trace of m.l. min.	-59.7	300	0.962	-38,7
Svartsengi	Rn-9	Hyaloclastite	Mixed layer sm./chl.	-54.4	260	0.966	-34,6
Eldvörp	SG-4	Basalt lava	Smectite	-52.7	100	9.972	-28,4
	SG-4	Hyaloclastite/basalt lava	Mixed layer sm./chl.	-63.0	230	0.962	-38,7
	SG-4	Basalt lava	Mixed layer sm./chl.	-61.1	230	0.964	-36,7
	SG-4	Basalt lava	Chlorite	-51.7	240	0.973	-27,4
	SG-9	Basalt lava	Chlorite	-54.5	240	0.970	-30,9
	EG-2	Basaltic breccia	Mixed layer sm./chl.	-50.5	230	0.974	-26,3

Tafla 1. Niðurstöður mælinga á vetnissamsætu hlutfalli í lagsilikötum, myndunarhitastig og útreiknaðir dreifistuðlar.

Tilvitnanir

Kristmannsdóttir, H., 1985. The role of clay minerals in geothermal energy research. *Proc. Symp. on Clay Min.- Modern Soc., Uppsala*, 125-132.

Kuroda, Y., Suzuoki, T., Matsuo, S. and Shirozu, H., 1976. A preliminary study of D7H ratios of chlorites. *Contr. Miner. Petrol.*, 57, 223-225.

Kusakabe, M., Shibata, M., Yamamoto, S., Mayeda, H., Kagami, H., Masuda, H. and Sakai, H., 1989. Petrology and isotope characteristics (H, O, S, Sr and Nd) of basalts from ocean drilling program hole 504B, Leg 111, Costa Rica Rift. *Technical Report ISEI, ISSN 0910-9900*, 23, 48 p.

Ólafsson, J. and Riley, J.P., 1974. Geochemical studies on the thermal brine from Reykjanes (Iceland). *Chem. Geol.*, 21, 219-237.

Sveinbjömsdóttir, Á., 1982. Stable isotope study of water-rock interaction in the Krafla and Reykjanes geothermal fields, Iceland. *Stable Isotope Report No.88. Project 20/0481*, University of East Anglia.

Tómasson, J. and Kristmannsdóttir, H., 1972. High temperature alteration minerals and geothermal brine, Reykjanes, Iceland. *Contr. Miner. Petrol.* 36, 123-134.

SÚR GJÓSKA Í VATNASETI AÐ FJALLABAKI

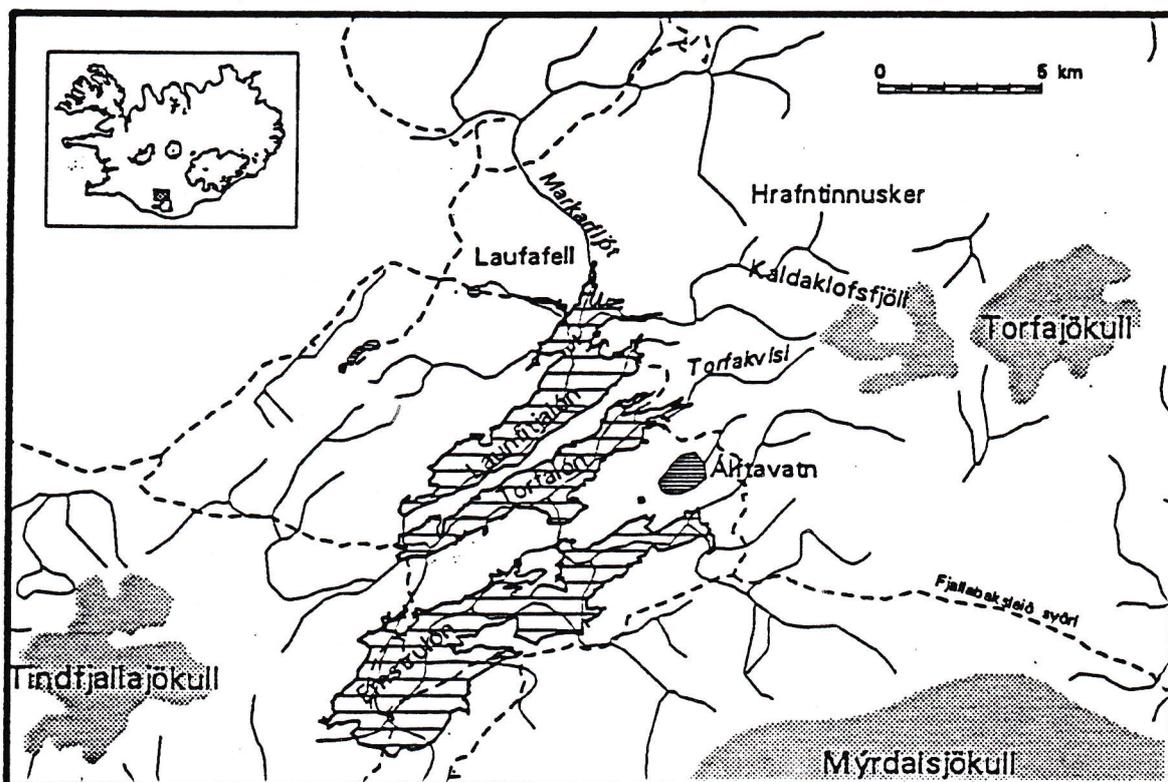
Ingibjörg Kaldal, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Elsa G. Vilmundardóttir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Guðrún Larsen, Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Suðurgötu, 101 Reykjavík

Í lok síðasta jökulskeiðs mynduðust þrjú stór lón í lægðum milli móbergshryggja að Fjallabaki, norðvestan við Mýrdalsjökul (sjá kort). Lónin ræstust síðar fram og ár og lækir grófu djúpa farvegi og mynduðust við það allt að 30 m háir setbakkar.

Rannsóknir hafa leitt í ljós að mikill fjöldi gjóskulaga er varðveittur í jarðvegi á svæðinu og einnig eru gjóskulög í setlögum Launfitjarlóns og Torfalóns (Ingibjörg Kaldal og Elsa G. Vilmundardóttir 1983). Í jarðveginum er m.a. Hekla-4 um 3900 C-14 ára og ljóst gjóskulag sem er um 8000 C-14 ára. Gróðurleifar finnast bæði í jarðvegi og vatnasetinu og hafa sýni verið aldursgreind í Uppsölum og Árósum. Í vatnasetinu finnast enn eldri gjóskulög. Útbreiddust og mest áberandi er vatnsflutt, ljós gjóska, sem kennd er við Grashaga þar sem hún fannst fyrst (nefnd hér GRA). Fundarstaðir GRA eru annars vegar meðfram Torfakvísl, sem á upptök sín í Kaldaklofsfjöllum sunnan Hrafninnuskers og hins vegar við Markarfljót á Launfitjarsandi. Upptakakvíslar þess eru í Reykjadölum og Ljósártungum. Líklegt er að gjóskan eigi eftir að finnast víðar því svæðin eru ekki fullkönnuð.

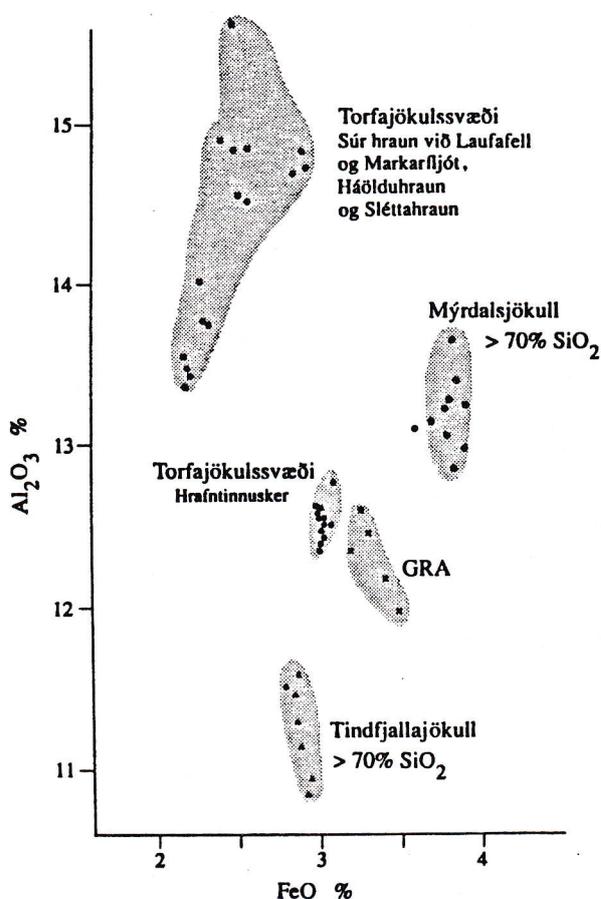


Afstöðumynd af lónafyllunum að Fjallabaki

Gjóska ber með sér að hún er vatnsflutt og oft finnst í GRA vatnsnúna völu í gulhvítum siltkenndum gjóskusalla. Í vesturbakka Torfakvíslar við Torfahlaup er lagið grófast og þar eru stór, núin flykki, sem eru allt að 25-30 cm á lengd. Afstaða til þekktra gjóskulaga og aldursgreiningar á gróðurleifum í vatnasetinu og jarðvegi í Grashaga benda til þess að GRA sé eldri en 8000 og yngri en 8700 C-14 ára. Greiningar sem sýna hærri aldur og vakið hafa umtal eru mengaðar af gömlu jarðhitavatni (Ingibjörg Kaldal og Elsa G. Vilmundardóttir 1990, Elsa G. Vilmundardóttir og Ingibjörg Kaldal 1992, Árný Erla Sveinbjörnsdóttir o.fl. 1992).

Fundarstaðir GRA eru á svæði sem er umkringt megineldstöðvum. Þekkt eru súr gjóskulög frá tveimur þeirra; Torfajökli og Mýrdalsjökli á nútíma, en ekki er kunnugt um súr gos í Tindfjallajökli á sama tímabili. Ef bornar eru saman efnagreiningar af GRA og efnagreiningar á súrum gosefnum frá þessum eldstöðvum kemur í ljós að GRA hefur einkenni Torfajökuls, þ.á.m. $K_2O > 4\%$ (Karl Grönvold 1972, McGarvie 1985). Var einnig gerður samanburður við efnagreiningar frá Tindfjallajökli og Mýrdalsjökli.

Samanburður á efnagreiningum af GRA við efnagreiningar á súrri gjósku með $SiO_2 \geq 70\%$ ættaðri frá Mýrdalsjökli (A. Newton, G. Larsen og A. Dugmore, óbirt gögn) sýnir marktækan mun í öllum aðalefnum nema SiO_2 . Vitað er um allmörg súr gjóskulög frá Mýrdalsjökli á nútíma, en þau sem hafa verið efnagreind eru með $SiO_2 \leq 67\%$ (Guðrún Larsen 1994). Því verður að telja útilokað að GRA sé komin frá Mýrdalsjökli.



Enda þótt ekkert súrt gjóskulag frá Tindfjallajökli sé þekkt frá nútíma voru efnagreiningar úr GRA bornar saman við efnagreiningar á gleri úr súru gjóskuflóði þaðan (Jørgensen 1980) til að ganga úr skugga um að ekki væri um endurflutning að ræða. Afgerandi munur á magni Al_2O_3 útilokar þann möguleika (sjá gráf) þótt efnasamsetningin sé annars gosefni með $SiO_2 \geq 70\%$.

Á Torfajökulssvæðinu hafa orðið allmörg súr gos á nútíma. Vegna hins háa aldurs GRA var samanburður við gosefni úr fimm elstu gosunum þar látin nægja (McGarvie 1985). Samanburðurinn leiðir í ljós að

GRA líkist mest gjósku og hraunum í Hrafninnuskeri hvað efnasamsetningu varðar. Á gröfum þar sem ál, títan og kalsíum eru lögð út á móti járnri skipar hún sér næst efnagreiningum þaðan, en fellur ekki alveg að þeim vegna hærri járngilda. Greining-

artæknin var í báðum tilfellum sú sama (XRF), en ekki gerð af sömu aðilum.

Gosið sem myndaði Hrafninnusker byrjaði með þeytigos og hlóð upp gjósku-stafla sem er margir tugir metra að þykkt kringum aðalagosopið áður en hraunrennsli byrjaði (Kristján Sæmundsson 1972). Í engu hinna elstu gosanna kom upp viðlíka magn af gjósku. Hrafninnuskersgjóskan er harla gróf á köflum og virðist einkum hafa borist til suðausturs. Suðaustan undir og suðaustur af Hrafninnuskeri eiga ýmsar kvíslar sem runnu og renna enn um lónasvæðin upptök sín og því hæg heimatökin að fleyta vikrinum þaðan til lónanna. Samkvæmt þeim gögnum sem nú eru til verður að telja allmiklar líkur á að GRA sé ættuð úr Hrafninnuskeri.

Heimildir:

- Árný Erla Sveinbjörnsdóttir, Jan Heinemeier, Niels Rud and Sigfús J. Johnsen 1992: *Radiocarbon anomalies observed for plants growing in Icelandic geothermal waters*. Radiocarbon, Vol. 34, 3 1992.
- Elsa G. Vilmundardóttir og Ingibjörg Kaldal 1992: *Early Holocene lacustrine sediments NW of Mýrdalsjökull, South-Iceland*. Í: 20. Nordiska Geologiska Vintermötet, Reykjavík, s. 176.
- Guðrún Larsen 1994: *Súr og basísk gjóska frá Köllu. Er gossaga síðustu 1000 ára dæmigerð fyrir eldstöðina?* Í: Kötlustefna, 27. febr. 1994. Jarðfræðafélag Íslands, Reykjavík, s. 4-5.
- Ingibjörg Kaldal og Elsa G. Vilmundardóttir 1983: *Markarfljót. Lónfyllur og gjóskulög*. Orkustofnun OS-83054/VOD-26-B, 18 s.
- Ingibjörg Kaldal og Elsa G. Vilmundardóttir 1990: *Gróðurleifar í Torfalóni á Laufaleitum*. Í: Vitnisburður um loftslagsbreytingar í íslenskum jarðlögum. Jarðfræðafélag Íslands, Reykjavík, s. 12.
- Jørgensen, K.A. 1980: *The eruption of the Thorsmörk ignimbrite, South Iceland*. Norræna Eldfjallastöðin 8103, 82 s.
- Karl Grönvold 1972: *Structural and petrochemical studies in the Kerlingarffjöll region, Central Iceland*. Doktorsritg., University College, Oxford, 237 s.
- Kristján Sæmundsson 1972: *Jarðfræðiglefsur um Torfajökulsvæðið*. Náttúrufræðingurinn, 42:80-99.
- McGarvie, D. 1985: *Volcanology and petrology of mixed magmas and rhyolites from the Torfajökull volcano, Iceland*. Doktorsritg., Lancaster, 255 s.

JARÐLAGASKIPAN HAFRAFELLS Í ÖRÆFUM: BERGSEGULSTEFNA, K-AR ALDURSGREININGAR OG JÖKLUNARSAGA

Jóhann Helgason, Jarðfræðistofan Ekra, Þórsgötu 24, 101 Reykjavík

Robert A. Duncan, College of Oceanography, Oregon State University, Corvallis, OR 97331, U.S.A.

Hafrafell í Öræfasveit er fremri hluti fjallendisins á milli Skaftafellsjökuls og Svínafellsjökull. Könnun á jarðlögum þess er þáttur í umfangsmiklu verkefni er miðar að kortlagningu þjóðgarðsins í Skaftafelli. Við verkið höfum við beitt hefðbundinni könnun á jarðlagagerð, mælingu á bergsegulstefnu auk K-Ar aldursgreininga. Í Hafrafelli hefur verið kannaður 1900 m þykkur jarðlagastafli sem skiptist í 36 myndanir. Neðri hluti berggrunns er aðallega gerður af tertíerum hraunlögum og eru þau elstu um 4 milljón ára gömul. Elstu ummerki jökulrofs virðast vera í neðsta hluta staflans en elstu menjar um eldgos undir vatni/jökli eru um 3.2 milljónir ára og fer rofskeið saman við þann flöt. Í neðri hluta staflans er um 700 m þykkur, nær samfelldur stafli af þóleiit hraunlögum, sem rekja má innundir Hrútsfjöll til norðurs. Þar er líklega megineldstöð í neðri hluta staflans af matuyama-aldri (1.85-2.42 Má).

Ofar í stafla fjölgar móbergsmýndunum sem og rofskeiðum. Til dæmis eru menjar um öflugt roftímabil fyrir um 2 milljónum ára þegar a.m.k. 240 m djúpur dalur myndaðist þar sem nú eru Efri-Menn. Á grundvelli aldursgreininga og jarðlagaskipunar teljum við unnt að sýna fram á hvernig landslag hafi í stórum dráttum breyst á svæðinu til núverandi horfs.

Við teljum að á svæðinu finnist ummerki 11 hlýskeiða og 10 jökulskeiða fyrir tímabilið um 4-0.21 Má. Um lágmarksfjölda er að ræða vegna eyða í upphleðslu jarðlaga, m.a. á tímabilinu fyrir um 1.5-0.25 milljón árum. Ofantil í fjöllum hafa ungar móbergsmýndanir, líklega af bruhnes-aldri, lagst utan í brattar og eldri hlíðar. Frá Hrútsfjöllum nyrst á svæðinu teygir sig um 800-900 m þykkur stafli, að mestu leyti móberg, og ber hann vitni um unga eldvirkni, líklega að mestu leyti frá bruhnes tíma. Þar ber talsvert á ísúru bergi sem bendir til megineldstöðvar, sem ætla má að sé forveri Öræfajökulseldstöðvarinnar fyrir austan.

ODP BORANIR Í TJÖRNESTROGIÐ ? - STUÐNINGSRANNSÓKNIR

Jón Eiríksson, Raunvísindastofnun Háskólans, Jarðfræðahúsi Háskólans, Reykjavík
Guðmundur Ó. Friðleifsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík
Hafliði Hafliðason, Geologisk Institutt, Universitet i Bergen, Allegatan 41, N 5007
Bergen, Norge.

Á síðasta ári var send inn umsókn til Ocean Drilling Program (ODP) um djúpar kjarnaboranir í Tjörnestrogið (sjá Guðm. Ó. Friðleifsson o.fl. 1995, ágríp í þessu riti). Umsóknin hefur verið til athugunar hjá undirnefndum ODP. Að fengum fyrsta dómi þá virðist helsta andstaða gagnrýnenda liggja í því að umsóknin sé of einskorðuð við staðbundnar veðurfarsbreytingar frá byrjun ísaldar til okkar daga. Höfundum umsóknarinnar sýnist að þar gæti nokkurs misskilnings af hálfu gagnrýnenda, sem ekki hafi áttað sig á því hvernig gagnabanki Ísland er í sögu hafstrauma- og veðurfarskerfa í N-Atlantshafinu, því að hvergi á norðurhveli jarðar liggja fyrir jafn nákvæm gögn á landi um veðurfarsbreytingar á ísöld (fjöldi jökulskeiða o.fl.), sem stafa m.a. af samspili eldvirkni og setmyndunar við upphleðslu Íslands síðustu 20 milljón ár í miðju Atlantshafi. Þetta tímabil er auðvitað dálítið stutt þegar litið er á aldur jarðar sem spannar 4.5 billjón ár, þó aldur N-Atlantshafsins sé einungis rétt um 70 milljón ár. Svo vitnað sé í fleyga setningu: "Nú tíðin er lykillinn að fortíðinni" þá blasir við okkur sem hér störfum, að nákvæm gögn um umhverfisbreytingar síðustu ármilljónir varða stóran hluta af norðurhveli jarðar líka. Í framhald af fyrstu ODP umsókn frá Íslandi er nauðsynlegt að bæta við stuðningsrannsóknum sem stuðla að því að skýra betur setfræðilega uppbyggingu Tjörneströgsins. Tilgangurinn er fyrst og fremst sá að sýna fram á að þar megi vænta mikilvægra gagna um loftslagsbreytingar síðastliðinna 10 milljón ára um norðurhvel jarðar, sem ekki verði aflað með einfaldari eða ódýrari hætti annars staðar. Hugsanlegt er að stuðningsrannsóknirnar myndu leiða til endurmats á holustaðsetningunum í Tjörnestroginu, þannig að sambærileg gögn fengjast úr grynnri borholum.

Í erindinu er fjallað um vænlegar leiðir til að afla ODP umsókn 456 meira fylgis, en nokkrar þeirra eru taldar upp að neðan :

1) Öruggt er að Site Survey Panel (SSP) myndi fara fram á að teknir yrðu stuttir botnkjarnar (2-3 m löng botnsýni) áður en umsókn yrði endanlega samþykkt. Fyrirhugað er að einn höfunda fari í sumar með leiðangri frá Bergen (í BIOICE leiðangri) og sæki þá kjarna. Kjarnana þarf að skoða vandlega en hugsanlegt er að þeir nái að spanna mestan hluta þessa hlýskeiðs (Nútíminn).

2) Bæta þarf við tiltölulega ódýrum endurkastsmælingum með hárrí upplausn til að gera sér betri grein fyrir samsetningu setlaganna ofan til í settroginu. Nákvæmni fyrirliggjandi gagna þarf að bæta því þau sýna fyrst og fremst grófar útlínur setlagana og gefa yfirsýn yfir misgengja- og sprungumynstrið. Mælingunum sem hér er stungið upp á er fyrst og fremst ætlað að skýra setmyndunarsögu trogsins nákvæmar með því að kortleggja hluta þess ofan til, með því að skyggjast niður í einstakar einingar og setbyggingu. Mikilvægt er að hluti mælinganna séu gerður nærri landi þannig að tengja megi við fyrirliggjandi gögn úr Flatey og á Tjörnesi.

3) Hitastigul þarf að mæla í borholum í Grímsey, og jafnvel mætti dýpka einhverja holuna þar í sama tilgangi og jafnframt kanna hvort setlög séu undir eygni á til-
tölulega litlu dýpi.

4) Æskilegt er að ein eða fleiri grunnar kjarnaborholur (100-200 m djúpar) verði boraðar á Tjörnesi, m.a. til að kanna hvort míósen (eldri en 5 milljón ára) setlög séu undir elstu setlögnum á yfirborði. Fáeinar eyður eru í Tjörnessetstaflanum sem fylla má í með grunnnum kjarnaholum.

5) Dýpkun á Flateyjarholunni (552 m) um nokkur hundruð metra kemur vel til álita. Einungis var borað í setlög frá pleistósen, 1-2 milljón ára gömul. Óvissa er um dýpi á plíósen setlög, og gerð þeirra og gæði undir Flatey, sem liggur rétt við tröllaukið sniðgengi. Upplýsingagildi varðandi loftslagsbreytingar er háð gæðum setlaganna, en míósen hraunlög á Flateyjarskaga og á Tjörnesi næst misgenginu eru krosssprungin og kolummynduð. Setlögin undir Flatey geyma örugglega upplýsingar um lok mestu jarðskorpuhreyfinga á Húsavíkur-Flateyjar-misgenginu, og varða þau gögn jarðsögu Íslands í víðasta skilningi og jafnvel áhættumat vegna jarðskjálftahættu á Húsavík.

Nú er unnið að því að endurmeta markmið og áherslur vegna ODP umsóknar 456, og setja saman æskilega rannsóknaráætlun, ásamt því að svipast um eftir heppilegum erlendum samstarfsaðilum. Þegar þetta ágríp var ritað var ekki tímabært að gefa tæmandi lýsingu á einstökum þáttum þess verks. Hins vegar má benda á að grunnrannsóknirnar sem rætt er um hér, gagnast Íslandi að öllu leyti til að auka skilning og þekkingu á þessu einstæða settrogi norðan við Ísland, óháð því hvort ODP-umsókn 456 verður samþykkt í fyllingu tímans. Grunnrannsóknirnar myndu t.d. vera jafn gagnlegar ef við snérum okkur til Evrópusambandsins og sæktum um boranir á grynri rannsóknarholum í Tjörnestroginu. Umsóknir og áform um slíkar rannsóknaholur í landgrunn Evrópu eru sem stendur í fullum gangi meðal margra Evrópuþjóða.

Að lokum má geta þess að hugsanlegt er að samsetning fagraða ODP, sem meta umsóknir, kunni að breytast úr fjórum í tvö eftir 1998, þar sem tveimur aðalmarkmiðum verður framfylgt: "Dynamics of Climatic Changes" og "Dynamics of Lithospheric changes". Fyrirliggjandi Íslensk umsókn fellur vel að báðum þeim aðalmarkmiðum um aflfræði haffræðilegra- og loftslagsfræðilegra- breytinga, og aflfræði jarðfræðilegra breytinga. Það stafar af því að varmafæribaldið mikla sunnan úr Mexíkóflóa leggur leið sína hingað á hlýskeiðum en hverfur á jökulskeiðum, og svo því að landið er yfirborð á virkum heitum reit á miðjum úthafshrygg.

SAMSETNING ÍSLENSKRA JÖKULURÐA

Jón Eiríksson og Hreggviður Norðdahl, Raunvísindastofnun Háskólans,
Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

Jökulurðir eru einhver algengustu setlög á Íslandi. Landið var að mestu hulið jöklum á síðasta jökulskeiði, sem lauk fyrir 10.000 árum, og er þeir bráðnuðu sátu eftir víðáttumiklar breiður af jökulurð, sem síðan hafa hulist jarðvegi eða skolast burt með fallvötnum eða skriðuhlaupum. Vegna mikillar útbreiðslu sinnar hafa jökulurðir áhrif á búsetuskilyrði, landnýtingu og verklegar framkvæmdir. Ef litið er á jarðmyndanir eldri en frá síðasta jökulskeiði kemur í ljós að jökulurðir, sem orðnar eru að jökulbergi, eru ekki síður algengar, og má segja að jökulbergslögin einkenni íslenska jarðlagastaflann síðustu 2-3 milljónir ára. Þessi lög eru afar mikilvæg í túlkun á íslenskri jarðsögu og veita mikilsverðar upplýsingar um útbreiðslu jökla og loftlagsbreytingar fyrri tíma. Rétt greining jökulurða er mikilvæg til að unnt sé að túlka jökulurðir í ljósi jökla- og loftlagsbreytinga.

Mjög lítið er til af gögnum um gerð og mynstur (texture) íslenskra jökulurða. Oft er mjög erfitt að greina þessi jarðlög frá skriðuefni ýmiss konar og aurflóðaseti, og að svara spurningum um uppruna og myndunarhátt setsins. Til að geta svarað spurningum af þessu tagi er afar brýnt að auka þekkingu á samsetningu setsins, bæði grófa og fína hluta þess. Markmið þeirra rannsókna sem hér eru kynntar er að gera úttekt á kornastærðar- og steindasamsetningu setlaga sem jöklar setja af sér, en samsetningin getur verið gagnleg til að greina setið frá eldfjallamyndunum og jökulhlaupaseti. Þekking á samsetningu íslenskra jökulurða getur einnig reynst gagnleg við ákvörðun á uppruna setlaga á botni Norður-Atlantshafs sem borist hafa með hafís og borgarís, og túlkun á setburði og legu hafstrauma á jökultíma. Sýnishornum hefur verið safnað við nokkra skriðjökla við Vatnajökul og Mýrdalsjökul þar sem myndunarháttur setsins er þekktur og einnig af eldri jökulurðum víðs vegar um landið.

Fyrstu niðurstöður kornastærðargreininga sýna að dreifingin víkur mikið frá normaldreifingu og að hún er fjöltoppa. Túlkun hennar er því ekki einföld. Skoðun þunnarneiða af jökulurðarsýnum og greining steindasamsetningar þeirra leiðir í ljós mikinn breytileika milli sýnishorna og má ætla að sá breytileiki muni reynast gott greiningaratriði varðandi uppruna mismunandi og aðskilinna jökulurða.

JARÐEFNAFRÆÐILEGT LÍKAN AF JARÐHITAKERFINU VIÐ HVERAGERÐI

Kristján Geirsson og Stefán Arnórsson,
Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Inngangur

Jarðhitakerfið við Hveragerði nær frá Ölkelduhálsi í norðri og suður fyrir Hveragerðisbæ. Í nyrðri hluta kerfisins og fyrir ofan 100 m.y.s. eru gufuaugu allsráðandi. Í suðurhlutanum niðri á láglendinu eru hins vegar eingöngu laugar og vatnshverir. Jarðhitinn hefur lengi verið nýttur, einkanlega til ylraektar og í allt hafa verið boraðar 19 djúpar vinnsluholur í jarðhitakerfið. Hitaferlar í öllum borholum eru viðsnúnir, þ.e. hiti nær hámarki en lækkar síðan aftur með dýpi. Mestur hiti mælist í nyrstu holunni (H1) og þar er einnig mesta dýpið niður á hitahámarkið. Köldust er holan við Öxnalæk sem markar jafnframt syðri endamörk kerfisins. Í þeirri rannsókn sem hér er greint frá var könnuð efnafræði jarðhitavatns og gufu af Hveragerðissvæðinu. Þær upplýsingar sem þannig fengust, ásamt hitamælingum úr borholum, leiddu til jarðefnafræðilegs líkans af jarðhitakerfinu sem lokaniðurstöðu rannsóknarinnar.

Vatnsefnafræði

Styrkur klórs í borholum á Hveragerðissvæðinu fellur með fallandi hitastigi vatnsins suður eftir kerfinu. Þessi samsvörun bendir til þess að vatnið streymi suður á bóginn og kólni vegna blöndunar við kalt vatn með lágan klórstyrk. Hlutfall klórs og bórs í borholum er 180 sem er óvenjuhátt miðað við háhitasvæði þar sem Cl/B er yfirleitt undir 100 og jafnvel undir 3. Í laugum og hverum er Cl/B \approx 230 eða all nokkuð herra en það sem greinist í borholum. Það er líklegt að í uppstreymi undir hverum og laugum sjóði vatnið eða blandist við kalt yfirborðsvatn en hvorugur þátturinn ætti að breyta hlutfalli klórs og bórs. Eina ferlið sem getur aukið Cl/B úr 180 í 230 er íblöndun sjávar þar sem Cl/B er 4350, eða útleysing salts grunnvatns úr sjávarseti. Í lok ísaldar var láglendið í kring um Hveragerði undir sjó. Salt grunnvatn gat þá sest til í berggrunninum og bætir nú salti í íblöndunarvatn jarðhitavatnsins á svæðinu.

Styrkur efna og efnasambanda í jarðhitavatninu var reiknaður með aðstoð forritsins WATCH og borinn saman við leysni ummyndunarsteinda. Vatn úr borholum reynist yfirleitt vera í jafnvægi við ummyndunarsteindir en vatn úr hverum og laugum ekki. Þar er vatnið yfirmettað með tilliti til kalsíts og hlutfall katjóna miðað við sýrustig virðist einnig vera skakkt. Hvorutveggja bendir til þess að suða í uppstreymi hafi raskað efnajafnvægjum en með því að gera ráð fyrir suðu og takmarkaðri afgösum má skýra greint ójafnvægi.

Allmargir efnahitamælar hafa verið þróaðir í gegnum tíðina. Af þeim var Na-K og kísilhitamælum beitt á jarðhitavatnið úr Hveragerðiskerfinu. Hita vatnsins í borholum ber vel saman við niðurstöður Na-K efnahitamælisins þar sem reiknaður hiti er að meðaltali 1,5 °C lægri en mældur hiti. Kísilhitamælirinn er tvískiptur þar sem miðað er við jafnvægi við kalsedón undir 180 °C en við kvars ef reiknaður hiti er yfir 200 °C. Hitastig gufuborhola á Hveragerðissvæðinu er frá 180 til 233 °C og oft er ekki ljóst hvor kísilhitamælirinn á við. Kvarshitamælirinn gefur að meðaltali 6,9 °C hærri hita en það sem mælt er, en kalsedónhitinn er að meðaltali 15,2 °C of lágur.

Reiknaður hiti í hverum og laugum er all breytilegur. Kísilhitamælar greina hitann frá 134 °C og upp í yfir 200 °C. Reiknaður hiti margra sýna er milli 180 og 200 °C og því leikur vafi á hvort miða eigi við jafnvægi við kalsedon eða kvars. Reiknaður Na-K hiti er á bilinu 121 til 167°C. Þessum tveimur efnahitamælum ber því fremur illa saman. Blöndun virðist vera ráðandi þáttur í efnafræði jarðhitavatnsins og blöndunin hefur greinilega mikil áhrif á styrk SiO₂ en ekki eru sjáanleg bein áhrif hennar á hlutfallið milli natríum og kalíum sem Na-K efnahitamælirinn byggir á. Blöndunin veikir mikið þann grunn sem efnahitamælar styðjast við á og fyrir kerfi eins og Hveragerði virðast þeir ekki nýtast vel til að meta hitastig vatnsins í berggrunninum.

Hin síðari ár hafa komið fram aðferðir til að meta hitastig jarðhitakerfa þar sem

blöndun er ráðandi. Blandlíkön byggja á því að greina þann breytileika sem mismikil blöndun hefur á efnafræði jarðhitavatsins og meta út frá því hita hins óblandaða jarðhitavats. Þrjú líkön voru reynd á jarðhitakerfið við Hveragerði, kísil-varma líkan, kolsýru-kísil líkan og klór-varma líkan. Þessi líkön byggja á mismunandi áhrifum suðu, blöndunar og leiðni á þá þætti sem taldir eru hér að ofan. Þessi þrjú líkön leiða til svipaðra niðurstaðna, nefnilega að upprunalegur hiti kerfisins sé 240-250 °C.

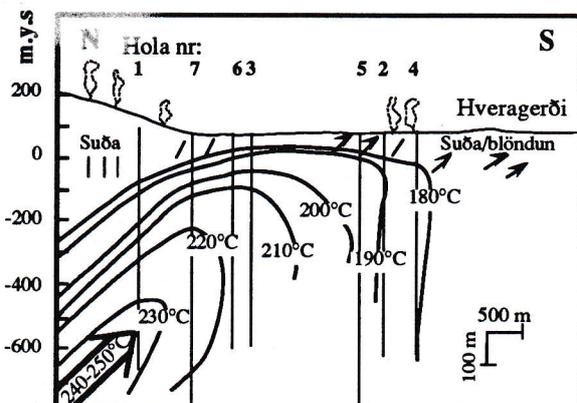
Gasefnafræði

Styrkur gastegunda í jarðgufunni er breytilegur eftir staðsetningu. Norðan til í svæðinu er styrkur gastegunda mestur, einkanlega hvað varðar CH₄, H₂S og H₂. Styrkur þeirra fellur til suðurs og nær lágmarki við Hveragerðisbæ. Einnig er greinanlegur munur á sýnum með hæð þar sem styrkur H₂S og H₂ í sýnum sem safnað var uppi á hryggjum er mun minni en í sýnum tekin niðri í dalbotnum. Ástæðan fyrir þessu er líklegast oxun þessara gastegunda fyrir ofan grunnvatnsborð. Styrkur CO₂, N₂ og Ar er hins vegar nokkuð jafn yfir svæðið. Engan landfræðilegan mun má sjá á styrk óhvarfgjörnu gastegundanna N₂ og Ar. Mismunandi hegðun lítt hvarfgjarnra gastegunda annars vegar og hinna hvarfgjarnari hins vegar bendir til þess að breytilegur styrkur hinna síðarnefndu sé að mestu til kominn vegna efnahvarfa í uppstreymisrásum. Styrkur CO₂, N₂ og Ar er frekar lágur miðað við önnur háhitakerfi sem bendir til þess að þétting gufu í uppstreymisrásum sé í lágmarki. Útreikningar hafa og leitt í ljós að þétting er lítil, að meðaltali 21% ef miðað er við kólnun með leiðni og 28% ef miðað er við þéttingu vegna blöndunar við kalt vatn.

Allnokkrum gasefnahitamælum var beitt á gufusýni úr jarðhitakerfinu við Hveragerði. Út frá niðurstöðum þeirra má skipta kerfinu í tvö svæði. Á syðri hlutanum, rétt norðan við Hveragerði, greinist yfirleitt lægri hiti en á nyrðri hluta kerfisins. Þessi munur er einkum greinilegur í niðurstöðum CO₂ og H₂ gasefnahitamælanna. Hæstur reiknaður hiti fæst út frá styrk CO₂, 267 °C fyrir nyrðri hluta svæðisins og 247 °C fyrir syðri hlutann. Líklegt er að niðurstöður gasefnahitamæla sem byggja á styrk gastegunda gefi of háan hita þar sem þétting gufunnar leiðir til aukningar á styrk gastegunda en efnahvörf í uppstreymisrásum draga úr styrk þeirra. Þétting leiðir því til of hás hita samkvæmt CO₂ hitamælinum og ef gert er ráð fyrir þéttingu lækka ofangreindar hitatölur í 260 °C fyrir nyrðra svæðið og í 240 °C fyrir það syðra. Þessi hitastig eru örugglega hámarkshiti fyrir hvorn hluta fyrir sig. Niðurstöður CO₂/H₂ gasefnahitamælisins eru aftur á móti of lágar vegna efnahvarfa H₂ í uppstreymi og líklega má telja hæsta reiknaða hitastigið með þessum mæli vera lágmarkshitastig kerfisins, eða 230 °C. Af þeim mælum sem beittir voru á sýnin frá Hveragerði er CO₂/N₂ gasefnahitamælirinn ónæmastur fyrir þéttingu og efnahvörfum í upprásam. Niðurstöður hans falla mitt á milli þeirra hitastigsgilda sem fást með CO₂/H₂ og CO₂ gasefnahitamælanna, eða 240 °C fyrir syðra svæðið og 250 °C fyrir það nyrðra.

Samanburður og ályktun

Sambætt rannsókn á efnafræði jarðhitavats og gufu ásamt upplýsingum um hitastig í borholum leiddi til líkansins sem sýnt er á 1. mynd. Úr norðri streymir 240-250 °C heitt vatn inn í kerfið. Það kólnar á leið sinni suður á bóginn vegna blöndunar við kalt grunnvatn. Engin suða á sér stað í aðaluppstreymi jarðhitavatsins en vatnið sýður ákaft í streymi til yfirborðs. Jarðhitavatnið blandast gömlu söltu grunnvatni með háu Cl/B hlutfalli svo að vatn í hverum og laugum hefur herra Cl/B en borholuvatn.



1. mynd. Jarðefnafræðilegt líkan af jarðhitakerfinu við Hveragerði.

Mislægi í Fnjóskadal og Jökuldal

Kristján Sæmundsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, Reykjavík

Beggja megin við gliðnunarbeltið á Norðurlandi eru mislægi í blágrýtismynduninni. Þeim fylgja setlög sem eru mest rúmí 100 m á þykkt. Undir eru missigin berglög með miklum halla, oft kringum 20° , en ofan á eru berglög með færri misgengjum, og litlum halla (um og innan við 10°). Aldursgreiningar sýna að mislægin marka eyðu í upphleðslunni sem nemur 3-5 miljónum ára og er samtíma beggja megin við gliðnunarbeltið.

Tvö snið hvort sínu megin í jaðarmyndunum gliðnunarbeltisins eru sýnd (myndir 1 og 2). Annað nær frá Dalsmynni inn í Ljósavatnsskarð, hitt yfir kafla af utanverðum Jökuldal. Segulmælingar voru gerðar í mörkinni.

Ljósavatnsskarð

Neðan mislægisins var mælt snið austantil í Dalsmynni í flexúrunni sem þar er áberandi. Þar hallar berglögum 20° SA. Berglagastaflinn í sniðinu er um 500 m, að mestu leyti fremur þykk einsleit þóleifhraunlög. Rétt segulstefna og aldursgreiningar efst í sniðinu benda til anómalíu 5.

Flexúran stingur sér niður í Fnjóskadal og undir Kinnarfjöllin. Neðst í giljum austan Fnjóskadals og Flateyjardalsheiðar sést í setlagastabba sem augljóslega skilur á milli megin hraunlagasyrpnanna tveggja, þeirrar snöruðu og hinnar lítt röskuðu sem ofan á liggur. Á mynd 3 er sýnt samsett snið af neðri hluta yngri syrpnar í Ljósavatnsskarði. Samanlögð þykkt sniðsins er um 1000 m. Að langmestu leyti er um að ræða hraunlög úr ólivínbasalti, bæði beltótt dyngjuhraun og einföld hraunlög. Leiðarlög eru syrpa af súrum hraunlögum og ignimbríti neðarlega í sniðinu (Icel.) og syrpa af hraunlögum með stórum þunnum feldspatdílum (tfb) nokkru ofar. Ofan til í sniðinu má rekja jökulbergslag milli sniðbútanna, það neðsta í hraunlagastaflanum þarna nærlendis. Nokkrar aldursákvarðanir hafa verið gerðar á berglögum í sniðinu. Þær benda til að neðstu lögin í því séu nálægt 6 miljón ára, en þau yngstu um 3 miljón ára (Cotman 1979). Upphleðsla hefur eftir því verið hæg eða um 300-350 m á miljón árum. Megineldstöðvar eru ekki þekktar í berglagastaflanum milli mislægisins og virka gliðnunarbeltisins. Mikil fjarlægð frá þeim er í samræmi við hæga upphleðslu. Undanfari neðsta jökulbergsins sem virðist liggja mitt á milli Mammoth og Kaena eventanna í aldri eru þykk lög af ár- og vatnaseti. Sumt af því er túffkennt og innan um eru gráleit leirsteinslög, líklega framburður frá jöklasvæðum innar til landsins á úrkomumiklu tímaskeiði sem í hönd fór á Plíósen. Jökulbergið sjálft er leirborinn, grár grjótvelkingur, ólagskiptur og grunnbeðurinn ekki glerborinn. Gosstöðvar í þeim jökli sem þarna skreið fram hafa því verið víðs fjarri.

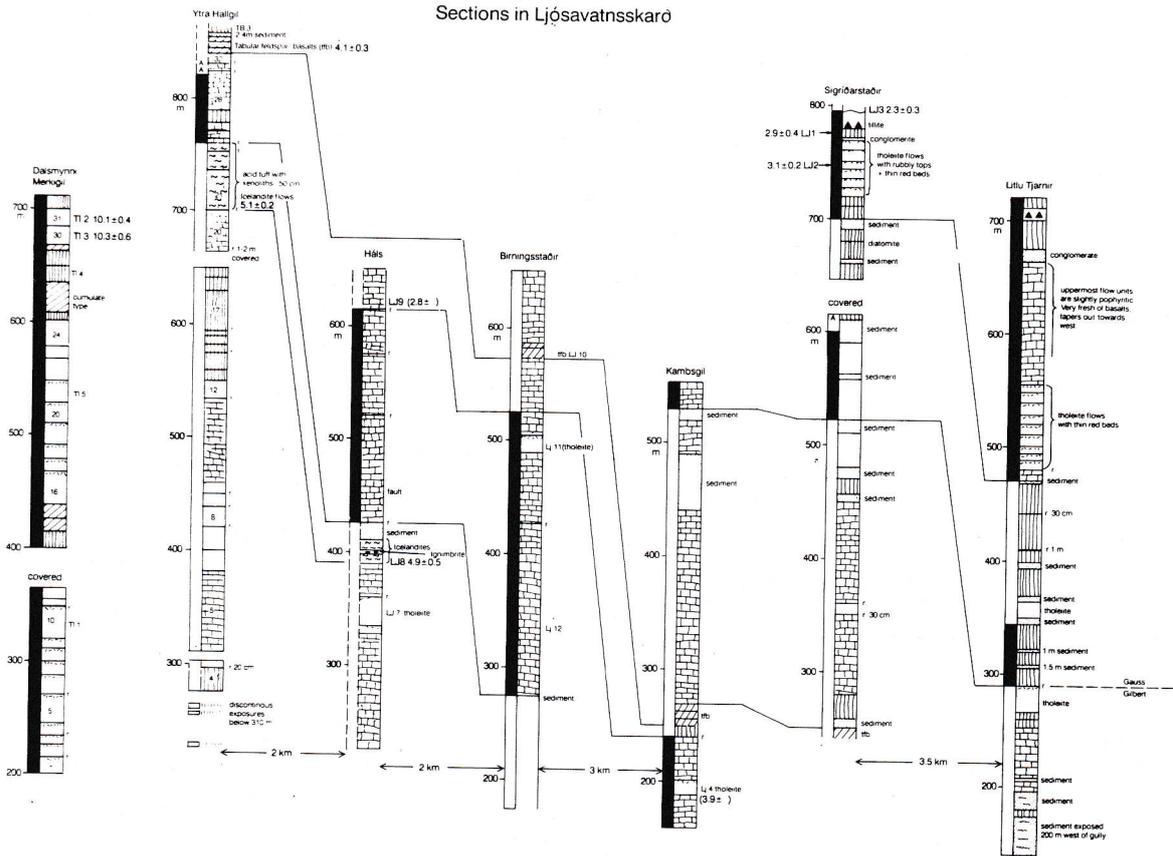
Jökuldalur.

Í Jökuldal var þrjónað neðan við berglagasnið Wensinks (1964), en það var með því fyrsta sem hér var aldursgreint (McDougall og Wensink 1966). Neðan við sniðið sem þar var fjallað um eru nokkur hundruð metrar af hraunlögum og undir þeim rúmlega 100 m þykkur setlagabunki. Mislægt þar neðan við eru snarhallandi basaltlög flexúrunnar sem Rutten og Wensink (1960) beindu fyrstir sjónum að í þessum landshluta.

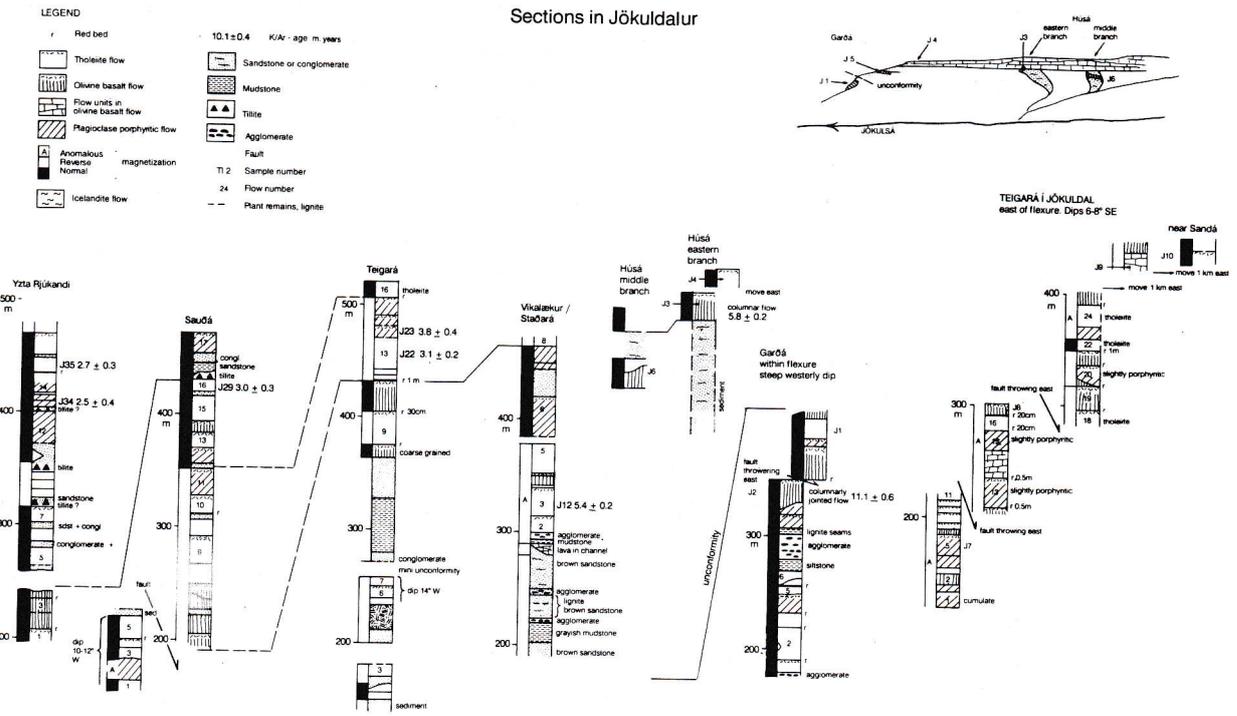
Neðan mislægisins og austan flexúrunnar fólst kortlagning fyrst og fremst í að rekja auðkennileg dílabasaltlög suðaustur í átt að Austfjarðafjöllunum ef vera mætti að tenging næðist við hina aldursgreindu berglagasyrpu þeirra. Lög þessi tókst að rekja suður að Egilsstöðum, en tenging við Austfjarðabasaltið er þó óviss. Dílabasaltlögin eru neðarlega í ca. 300 m þykkri syrpu af öfugt segulmögnum bergi (mynd 4, Teigarsel).

Berglagasnið í flexúrunni ofan við Skeggjastaði (Garðá) sýnir um 300 m þykkann stafla af rétt segulmögnum bergi sem liggur stratigrafískt ofar en sniðið upp frá Teigarseli.

Sections in Ljósavatnsskard



Sections in Jökuldalur



Einkennandi lag í því sniði er 35 m þykkur setstabbí (að hluta gjóskuberg) með surtarbrandi, en stuðlabergslög eru ofan á. Aðeins ein aldursgreining var reynd á þykkasta stuðlabergslöginu. Hún gaf aldurinn $11,1 \pm 0,4$ miljón ár. Líklegust tenging við Austfjarðabasaltið er inn í botninn á anómaliú 5. Setlagið með brandinum gæti eftir því samsvarað Reyðarfjarðartúffi Walkers (1958), en því fylgir einnig surtarbrandur (Jökulbotnalagið í Reyðarfirði). Aldursgreiningin gefur eftir því miljón árum of háan aldur.

Setlagasyrpan í mislæginu samanstendur aðallega af gulbrúnum, túffkenndum leirsteini og sandsteini. Fyrir koma viðarbrandsstubbar og surtarbrandur. Fáein basaltlög sumt kubbaberg, eru innan um setlögin. Basaltlögin ofan setlaganna voru aðeins skoðuð upp í fyrstu jökulbergslögin (Sauðá og Ysta Rjúkandi) til að tengja við Wensink og McDougall (áður tilv.). Hraunlögin ofan á setlögum eru af ýmsum gerðum, en yfirleitt fremur þykk og einföld. Neðan til er fátt um setlög, en í efri hlutanum er mikið um þau. Breytingin verður rétt ofan við segulskipti, líklega Gilbert/Gauss (McDougall og Wensink 1966).

Aldursgreiningar á berglögum næst ofan á setsyrpunni gáfu hæstan aldur upp á 5,4-5,8 miljón ár. Upphleðsluhraði upp í Gauss hefur eftir því verið 300-400 m á miljón árum, eða álíka hægur og vestan megin. Megineldstöðvar eru ekki þekktar í jaðarmyndun gosbeltisins austur að mislæginu fyrr en inn undir Vatnajökli. Staflinn ofan mislægisins á Jökuldal er hins vegar ólíkur því sem er í Ljósavatnsskarði að því leyti að í Jökuldal vantar beltótt dyngjuhraun. Hallinn er þar minni, lítið um misgengi og ganga og holufylling minni. Þar kann að ráða mestu að rof nær ekki eins djúpt í Jökuldal.

Mislægið sýnir að breið sigdæld hefur myndast við jaðra gosbeltisins á Norðurlandi fyrir 6-10 miljón árum. Mislægi eru kunn víðar í blágrýtismyndun landsins á þessum tíma, í sambandi við breytingu á legu gliðnunarbeltanna. Aukin vella úr möttulstróknum fyrir um 7 miljón árum (Vogt 1976) kann að vera orsök. Í gosbeltinu á Norðurlandi kemur hún fram í aukinni framleiðslu næst Vatnajökli (Watkins og Walker 1977, snið M og N). Þaðan hefur virknin færst til norðurs smám saman. Fyrst með myndun sigdældar sem safnaði í sig setlögum og hraunum uns fullþróað gliðnunarbelti tók við. Þessi þróun hefur færst norður eftir og nú komin að norðurströnd landsins milli Axarfjarðar og Grímsseyjar. Ástandslýsingin í Ljósavatnsskarði og Fnjóskadal gæti átt við norðar á yngra tímasteiði.

Heimildir

- Cotman, R.M. 1979. Potassium-argon evidence for shifting of the axial rift zone in Northern Iceland. Dept. of Earth Sciences, Case Western Reserve University. Unpublished PhD-Thesis. 99 p.
- McDougall, I. and Wensink, H. 1966. Paleomagnetism and Geochronology of the Pliocene-Pleistocene Lavas in Iceland. *E.P.Sci. Letters* 1, 232-236.
- Rutten, M.G. og Wensink, H. 1960. Structure of the Central graben of Iceland. *Intern. Geol. Congr.* 21. Session, Part 18, 81-88.
- Walker, G.P.L. 1958. Geology of the Reyðarfjörður area Eastern Iceland. *Q.J.G.S.* London 114, 367-393.
- Watkins, N.D. og Walker G.P.L. 1977. Magnetostratigraphy of Eastern Iceland. *Am. J. Science* 277, 513-584.
- Wensink, H. 1964. Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated Plio-Pleistocene tillites in Iceland. *Geol. Rdsch.* 54, 364-384.
- Vogt, P.R. 1976. Plumes, subaxial pipeflow and topography along the Mid-Oceanic Ridge. *E.P. Sci. Letters* 29, 309-325.

HÆÐ MÓBERGSSTAPA OG ÞYKKT ÍSALDARJÖKULS

Magnús Tumi Guðmundsson, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

Viðteknar hugmyndir um móbergsstapa gera ráð fyrir að grágrýtishettan á kolli þeirra hafi myndast þegar gos náðu uppúr jöklinum og tók fyrir aðgang vatns að gosrásinni (Guðmundur Kjartansson, 1943; Bemmelen og Rutten, 1955). Hraunin sem mynda dyngjuna á kollum stapanna eru jafnvel talin hafa runnið út á jökulinn umhverfis og hafa lagmót móbergs og grágrýtis verið talin mælikvarði á þykkt jökulsins þegar gosið varð.

Móbergsstaparnir í Ódáðahrauni hafa verið notaðir til að meta þykkt ísaldarjökulsins og yfirborð hans verið dregið um fjallstoppa frá Kverkfjöllum norður í Öxarfjörð (Walker, 1965). Þennan jökul má bera saman við líkön af lögun jökla. Það einfaldasta gerir ráð fyrir að jökullinn sé fullkomlega plastískur og ræðst þá þykktin á hverjum stað af stærð jökulsins, fjarlægð frá ísaskilum og skerspennu við botninn. Skerspennan er einkennisstærð fyrir ísinn og má fella þetta líkan að t.d. Vatnajökli og lýsir skerspenna á bilinu 60-100 kPa lögun hans allvel. Sé þessu líkani beitt á ísaldarjökulinn, notuð skerspennan 75 kPa og gert ráð fyrir að ísaskil milli norðurs og suðurs hafi legið nærri Kverkfjöllum, fæst að jökull sem náð hefur norður í Öxarfjörð kaffærir alla stapa í nyrðra gosbeltinu. Lenda skil móbergs og grágrýtis yfirleitt nær jökulbotni en yfirborði. Í flestum stöpum á Noðurlandi liggja þessi skil í 200-400 m hæð yfir landinu umhverfis (Ólafur Jónsson, 1945). Endurspegli hæð skilflatarins raunverulega þykkt jökulsins hafa staparnir myndast í jökli sem var mun minni og þynnri en sá sem náði til strandar. Sést það á því að jökull er yfirleitt orðinn 400 m þykkur um 10 km frá jökuljaðri. Í Herðubreið liggur skilflötur móbergs og hraunhettu hærra, og gæti fjallið hafa myndast 30-50 km innan jökuljaðars, sé forsendan um tengsl ísþykktar og hæðar skilflatarins rétt.

Í þeim gosum sem þekkt eru í Vatnajökli og Mýrdalsjökli hafa ekki myndast stapar. Gosin hafa þó náð að bræða af sér jökulinn, gosmekkir hafa sést og öskulög myndast. Gjósbugos hafa orðið þó svo að hæð eldvarpsins hafi verið mörg hundruð metrum minni en þykkt jökulsins við upphafi gossins. Að gosi loknu standa eftir móbergshryggir og kollar. Á botnkorti (Helgi Björnsson og fl., 1992) sést að mikið kraðak slíkra fjalla er að finna norðan Grímsvatna þar sem gos hafa verið tíð síðustu aldir. Eiga þessi fjöll það sammerkt að vera mun lægri en nemur þykkt jökulsins. Virðist það því vera regla að gosið rýfur jökulinn í djúpri dæld og er vatnsborð í henni varla nema hálf ísþykktin. Gosum virðast nær undantekningarlaust fylgja jökulhlaup.

Vatn safnast því aðeins fyrir yfir gosstað að ísfargið umhverfis sé hærra en vatnsþrýstingur á gosstaðnum. Í gosinu er nýtt efni stöðugt að bætast við undir jöklinn. Samanlagt rúmmál þess og bræðsluvatns verður að vera minna en rúmmál þess íss sem bráðnar, að öðrum kosti hækkar vatnsþrýstingur og vatn rennur burtu. Til þess að vatnsþrýstingur við botninn stígi ekki á gosstöðvum þarf öll orka gosefnanna að nýtast til bráðnunar samstundis, aðeins þannig verður samanlagt rúmmál gosefna og bræðsluvatns jafnt eða minna en rúmmál íssins sem bráðnar (Helgi Björnsson, 1988). Litlar líkur eru til þess að nokkurt gos uppfylli þessar kröfur til fullnustu og þær eru væntanlega aldrei uppfylltar við myndun bólstrabergs undir jökli. Til þess er kæling bólstranna ekki nógu hröð. Líklegast er því að jökulhlaup hefjist nánast strax eftir byrjun goss.

Reynslan frá Vatnajökli og Mýrdalsjökli bendir til þess að gos nái uppúr vatni langt undir upprunalegu yfirborði jökulsins. Engin ástæða er til að ætla að annað hafi verið uppi á teningnum í gosum undir ísaldarjöklinum. Því er líklegast að skilflötur móbergs og hraunhettu sýni aðeins það vatnsborð sem ríkti þegar gosið breyttist í flæðigos og að það vatnsborð hafi

legið nokkur hundruð metrum undir upprunalegu jökulyfirborði. Einnig má gera ráð fyrir að vatnsborð hafi verið breytilegt meðan á gosi stóð. Í sumum gosanna er ekki ólíklegt að umskiptin úr þeytigos í flæðigos hafi orðið við vatnsborðlækkun vegna jökulhlaupa.

Hraunhettur margra stapanna í Ódáðahrauni eru lítt ísnúnar þó greinileg merki munu um að jökull hafi gengið yfir nokkra þeirra (Bemmelen og Rutten, 1955; Ólafur Jónsson, 1945). Líklegt er að umtalsverður jarðhiti geti haldist í stapa í nokkurn tíma eftir að gosi lýkur. Hafi jökull hulið stapa að loknu gosi er því hugsanlegt að jarðhiti hafi brætt lón eða sigketil í ísinn yfir kolli stapans. Slíkt ástand gæti hafa varað í áratugi, hugsanlega aldir. Engar líkur eru þó til þess að kollur stapa nái að verja sig þannig fyrir jökulrofi um þúsundir ára. Sé grágrytishetta lítt rofinn af jöklum verður því að álykta að stapinn sé myndaður í hörfandi jökli, þ.e. í lok síðasta jökulskeiðs.

Heimildir:

Bemmelen, R.W. og M.G. Rutten. 1955. Tablemountains of northern Iceland. E.J. Brill, Leiden, 217 bls.

Guðmundur Kjartansson. 1943. Árnesingasaga I. Náttúrulýsing Árnessýslu. Árnesingafélagið í Reykjavík, 268 bls.

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

Helgi Björnsson, Finnur Pálsson og Magnús T. Guðmundsson. 1992. Vatnajökull, norðvesturhluti, 1:100.000. Jökulbotn.

Ólafur Jónsson. 1945. Ódáðahraun II. Bókaútgáfan Norðri, Akureyri, 447 bls.

Walker, G.P.L. 1965. Some aspects of Quaternary volcanism in Iceland. Trans. Leicester Litt. Phil. Soc. 59, 25-40.

UMHVERFISBREYTINGAR Á SUÐURLANDI Á NÚTÍMA Í LJÓSI SETMYNDUNAR Í STÖÐUVÖTNUM

Margrét Hallsdóttir¹, Áslaug Geirsdóttir², Jórunn Harðardóttir³, Guðrún Larsen¹, Hreggviður Norðdahl¹, Kjartan Thors⁴ og Jón Eiríksson¹. ¹Raunvísindastofnun Háskólans, Háskóla Íslands, 101 R., ²Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, 101 R., ³INSTAAR, University of Colorado, Boulder, CO 80309-0450, ⁴Hafrannsóknastofnun, Skúlagötu 4, 101 R.

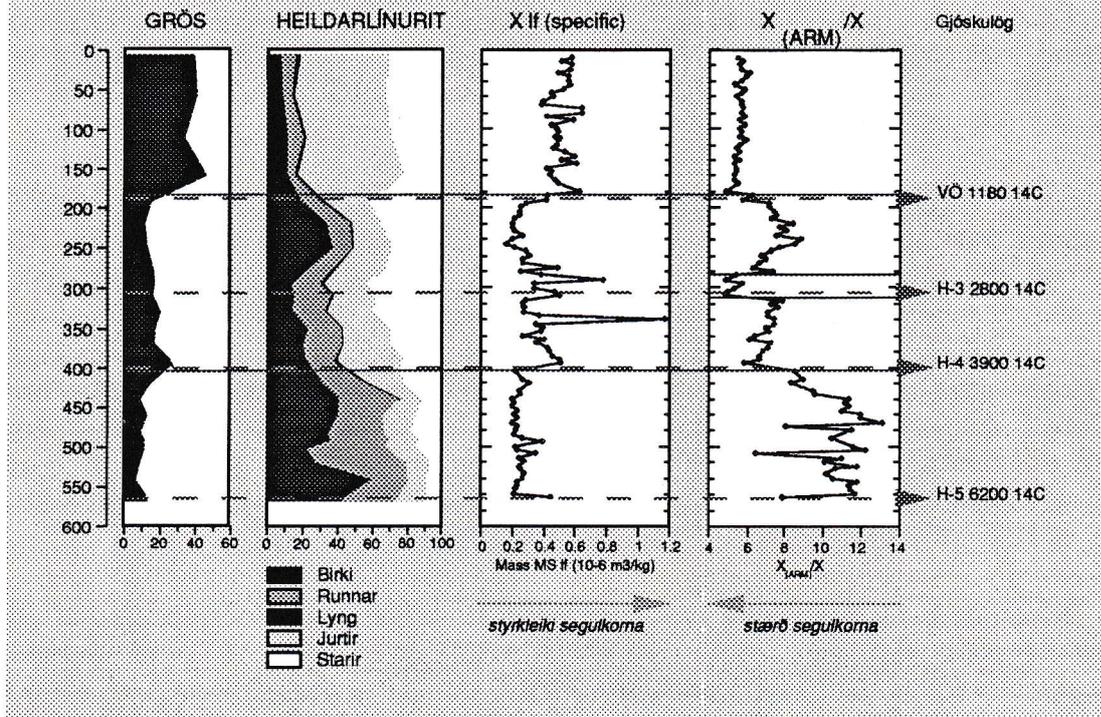
Meginmarkmið fjölþjóða verkefnisins PALE (Paleoclimate of Arctic Lakes and Estuaries) er að draga fram einkenni loftslagssveiflna síðustu árþúsunda til að auka skilning á því hvernig svæði á norðurhveli jarðar bregðast við loftslagsbreytingum. Þekkingar á fornveðurfari er aflað með því að rannsaka stöðuvatna- og innfjarðaset í löndum nærri heimskautsbaug, þar sem búast má við samfelldri setmyndun og eyðulausri varðveislu upplýsinga. Ísland gegnir lykilhlutverki í þessu verkefni vegna sérstæðrar hnattstöðu í braut lægða og á skilum hlýs og kalds sjávar. Upphleðsla og ásýnd jarðlaga er ákaflega næm fyrir breytingum á lægðabrautum og hafstraumum, þegar jökulskeið og hlýskeið skiptast á. Því má fastlega búast við því að gögn úr íslensku stöðuvatna- og innfjarðaseti hafi að geyma mikilsverðar upplýsingar um þessa umhverfisþætti og breytingar á þeim á síðustu árþúsundum.

Með PALE rannsóknum á Íslandi er stefnt að því að rannsaka stöðuvötn í öllum landsfjórðungum, svo unnt verði að greina staðbundin áhrif frá svæðisbundnum loftslagssveiflum á norðurhveli. Vorið 1994 hófst fyrsti áfangi verkefnisins á Íslandi með borunum og rannsóknum á stöðuvatnaseti á Suðurlandi. Átta kjarnar náðust úr þremur stöðuvötnum; Vestra Gíslholtsvatni, Hestvatni og Pingvallavatni.

Í kjölfar borana var hafist handa við lestur á sögu umhverfisbreytinga með greiningu gjóskulaga og frjókorna, mælingu á seguleiginleikum setsins, auk beinna aldursákvarðana með ¹⁴C-aðferð. Aldur lengstu kjarnanna er metinn um 6200 ár¹ út frá gjóskulögum og tvær kolefnisgreiningar úr Vestra Gíslholtsvatni styðja það mat. Upphleðsluhraði sets í Hestvatni og Vestra Gíslholtsvatni virðist í megindráttum eins eða um 16 cm á öld að jafnaði á sögulegum tíma en um 6 cm á öld á forsögulegum tíma. Pingvallavatn er nokkuð frábrugðið, einkum sker forsögulegur tími sig úr með mikilli setþykkt m.a. vegna staðbundinna áhrifa eldvirkni. Mælingar á segulviðtaki setsins sýndu góða samsvörun milli kjarna úr sama vatni svo og kjarna úr mismunandi stöðuvötnum. Einnig kom fram mjög góð samsvörun milli styrkleika segulviðtaks og nokkurra gjóskulaga. Mæling á segulviðtaki reyndist því góður prófsteinn á það hvort setkjarni sé ótruflaður og hana má gera í mörkinni um leið og kjarni er tekinn. Greining frjókorna úr Hestvatnskjarna og frekari mælingar á seguleiginleikum setsins skipta setkjarnanum í þrjár einingar (sjá mynd). Hlutdeild grasfrjóa og skemmdra burknagróa eykst samtímis því að styrkleiki og stærð segulsteinda í setinu vex. Góð fylgni þessara þátta bendir eindregið til þess að unnt sé að tengja breytingar í setupphleðslu stöðuvatnanna við umhverfis- og loftslagsbreytingar, svo sem tímabil vatnsrofs eða uppblásturs. Líklega má rekja breytingarnar til þess að gróðurþekja veikist og rof og hraði setupphleðslu aukast. Einingarnar ná yfir tímabilin frá 6200 til 3900 eða frá H₅ að H₄, frá 3900 til 1180 eða frá H₄ að Landnámslagi (Vö-900) og svo síðustu 1180 árin þar sem áhrif landnáms eru greinileg. Þá gefa endurkastmælingar á Hestvatni mikilvægar viðbótarupplýsingar um þykkt setlaga í stöðuvatninu. Þar sem heildarþykktin er mest er hún 30-50 metrar. Á um 10 metra dýpi í setinu verður breyting í endurkasti sem hugsanlega má túlka sem mót stöðuvatnasetis og sjávarsets. Ef þetta reynist rétt

¹Hér er áttíð átt við óleiðrétt geislakolsár (¹⁴C ár BP)

HESTVATN - 94HV01 Frjókorn og seguleiginleikar



og hægt verður að ná setkjarna úr neðri hluta stöðuvatnasetnsins gæti gefist einstakt tækifæri til að kanna einkenni umhverfisbreytinga og loftslagssveiflna frá lokum síðasta jökulskeiðs og upphafi nútíma á Suðurlandi.

Frjögreining á setkjarnanum úr Hestvatni bendir til þess að birkiskóglendi hafi verið ráðandi gróðurlendi fyrir um 6200 árum. Skógurinn var ekki þéttvaxinn því gras og ýmsar jurtir döfnuðu vel og skiluðu sér í frjófallinu. Sama er að segja um fulltrúa runnagróðursins, eini og víði. Burknastóð hafa verið algengari en nú er og burknar átt auðveldara uppdráttar þar sem skógur og kjarr skýldi. Er á líður virðist skóglendið vera jafnt og þétt á undanhaldi en mýrar og mólendi taka að einhverju leyti við af því eða auka hlutdeild sína í hinu gróna landi. Kólnandi eða úrkomusamari veðráttu og stöðugt snauðari jarðvegur gætu skýrt þessa breytingu. Í frjófalli á sögulegum tíma eru grösín mest áberandi, má því ætla að vallendi hafi aukist en vissulega gæti gróðurfar mýranna einnig hafa tekið breytingum og grös náð fötfestu á kostnað stára. Þá koma fulltrúar mólendis betur fram en áður t.d. möðurnar. Hlutur víðis og lyngs breytist lítið við landnámið, reyndar er athyglisvert hvað lyngfrjó skila sér illa, en nú er landið umhverfis Hestvatn víða þakið beitleyngmóa og krækilyngi.

Skipting frjólínuritsins í frjóbelti fellur saman við gjóskulögin H_4 og $Vö\sim 900$, sem leiðir hugann að umhverfisáhrifum eldgosa. Afgerandi breyting í hlutfalli frjókorna einstakra tegunda varð ofan við H_4 , en á því byggir frjóbeltaskiptingin. Þegar þéttleiki frjókorna í setinu er hins vegar skoðaður kemur í ljós að hann minnkar strax í frjósýni 9 cm undir H_4 . Það getur bæði þýtt að grunnur í frjósýninu hafi aukist og að frjósemi gróðurlenda hafi hrakað áður en Heklugosið varð fyrir um 3900 árum. Líttill þéttleiki helst fram að Landnámi, en gera má ráð fyrir að upprunasvæði loftborinna frjókorna í Hestvatni hafi að hluta farið í auðn a.m.k. um tíma, því vatnið er í vesturjaðri gjóskugeira H_4 (Guðrún Larsen og Sigurður Þórarinnsson 1977), auk þess sem fok þaðan bættist við eftir

gosið. Erfiðara er að meta áhrif Landnámslagsins, en skömmu áður en það féll hófst byggð í landinu og heildaráhrif mannsins á gróðurfarið urðu mun sterkari en gjóskufallsins, þegar horft er til tímans og svæðisins sem áhrifin náðu yfir. Mörg fleiri gjóskulög koma fram í Hestvatnssetinu og sum hver skildu eftir sig enn þykkari lög en þessi tvö.

Frjógreining setlaga á botni Hestvatns hefur leitt ýmislegt nýtt í ljós. Þar þar fyrst að nefna hve hlutur birkis í frjófalli síðustu 4-5000 ára er rýr (< 20%). Reyndar er álitamál hvort reikna beri skemmd birkifrjó með, en þá hækkar hlutfallið verulega og verður allt að 35%. Spurningin er hversu mikill er aldursmunur skemmdu frjóanna og þeirra heilu í raun. Hann gæti verið mikill ef gamall jarðvegur hefur verið að blása upp eða skolast burt. En aldursmunurinn gæti líka verið lítil ef þau hafa borist út í vatnið, með leysingavatni frá skógivöxnum hæðunum kringum Hestvatn, eftir stutta viðdvöl í jarðveginum. Þá reyndist setið óvenjuríkt af burknagróum á forsögulegum tíma, sem bendir til að burknastóð hafi verið mun algengari þá en nú er.

Unnið er að frjógreiningu á setkjarna úr Vestra Gíslholtsvatni. Svo virðist sem staðbundin áhrif séu heldur sterkari þar en í Hestvatni, enda bæði vatnið sjálft og vatnasviðið mun minna, en hvoru tveggja hefur veruleg áhrif á stærð upprunasvæðis frjókorna sem berast út í vötnin.

Drög að gróðurfarsögu Norðurlands ná nú aftur á síðjökultíma (Margrét Hallsdóttir, í prentun). Þar kemur fram loftslagsveifla á fyrri hluta nútíma eða fyrir um 7500 árum. Hún hafði veruleg áhrif á birkiskógana sem þá voru að breiðast út. Nýlegar rannsóknir frá austurströnd Grænlands benda til kólnunar þar á sama tíma (Björck og fl. 1994). Þegar Suðurland og Norðurland eru borin saman með tilliti til þéttleika frjókorna í setinu sést að svipuð tilhneiging kemur fram í báðum landshlutum, frjókornum fækkar því yngri sem setlögin verða. Í Hestvatni eykst þéttleikinn reyndar á ný eftir að byggð hefst í landinu. Fækkun frjókorna verður þó ekki jafnt og þétt heldur í þrepum. Í Vatnskotsvatni í Hegræsi kemur fyrra þrepið fyrir um 6000 árum og það seinna fyrir tæpum 4000 árum. Eins og áður segir má sjá breytingu í Hestvatni heldur fyrr, eða fyrir rúmum 4000 árum. Minnkandi þéttleika frjókorna í seti má m.a. rekja til þess að gróðri hrakar. Þar má hugsa sér að hvort tveggja gerist, tegundir sem framleiða mikið af frjókornum (birki) týni tölunni, og mosi og skófir taki við á landi sem áður var vaxið fræplöntum. Niðurstaðan er því sú, að gróðurlendi sunnan og norðan heiða voru komin í afturför löngu áður en byggð hófst í landinu, þó svo að hraði þeirrar þróunar hafi margfaldast við þau umskipti.

Þegar hafðar eru í huga niðurstöður af setransóknum og frjógreiningu á kjörnum úr sunnlenskum vötnum, má ætla að heildarmarkmiði verkefnisins verði best náð með því að afla sambærilegra loftslagsháðra gagna úr öðrum landshlutum og innfjörðum. Næsti áfangi er þegar hafinn með kjarnasöfnun úr vötnum á Vesturlandi, auk þess sem bandarískir samstarfsaðilar hafa aflað kjarna af landgrunninu vestur af landinu. Einnig er stefnt að borun í stöðuvötn á Vestfjörðum og á landgrunninu þar út af. Tilgangurinn með slíku vali á stöðuvötnum og landgrunnssvæðum er að ná eins konar þversniði af loftslagsháðum gögnum frá suðri til norðvesturs, og draga þannig fram einkenni loftslags og umhverfis í tíma og rúmi, og tengja þau jafnframt áhrifum hafstrauma. 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:

Björck, S., Bennike, O., Ingólfsson, Ó., Barnekow, L. & Penney, D. N. 1994: Lake Boksehandsken's earliest postglacial sediments and their palaeoenvironmental implications, Jameson Land, East Greenland. *Boreas* 23:459-472

Guðrún Larsen og Sigurður Þórarinnsson 1977: H₄ and other acid Hekla tephra layers. *Jökull* 27:28-46.

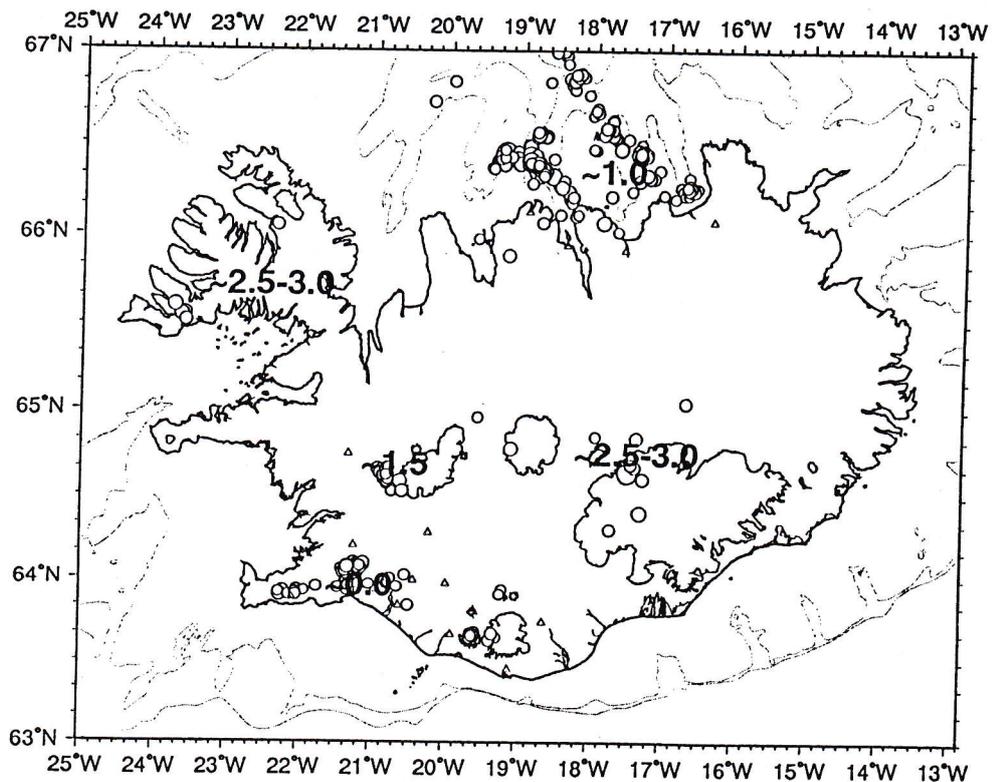
Margrét Hallsdóttir (í prentun): Synthesis of the Holocene history of vegetation in northern Iceland. *Palaeoklimaforschung*, Bd. 17.

SIL kerfið og samtímafærslur á Íslandi

Ragnar Stefánsson, Steinunn Jakobsdóttir, Kristján Ágústsson og Gunnar B. Guðmundsson, Jarðeðlissviði Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík.

SIL-kerfið nefnist hið nýja sjálfvirka íslenska jarðskjálftakerfi. SIL er nafnið á norræna samstarfsverkefninu sem stóð fyrir uppbyggingu SIL kerfisins á Suðurlandsundirlendi og er skammstöfun á "South Iceland Lowland". Þeir aðilar sem í reynd stóðu fyrst og fremst að uppbyggingu kerfisins voru starfsmenn jarðeðlissviðs Veðurstofu Íslands svo og Reynir Böðvarsson við Uppsala Háskóla og Ragnar Slunga við FOA í Stokkhólmi.

SIL-kerfið er miklu meira en skráningarkerfi. Það er háþróað úrvinnslukerfi sem tjáir spennubreytingar, misgengi og sprunguþróun nánast samfellt úr mælingum á örsmáum jarðskjálftum. Við það er tengt viðvörunarkerfi sem sjálfvirkt gefur merki og upplýsingar ef jarðskjálftavirkni breytist á ákveðnum stöðum út fyrir skilgreind mörk. Viðvörunarkerfið verður smám saman traustara eftir því sem rannsóknir á jarðskjálftaferlum þróast. Viðvörunarkerfið hefur nú þegar mikla þýðingu við eldfjallavöktun. Það hefur líka mikla þýðingu fyrir vöktun á jarðskjálftum sem gætu orðið varasamir, þótt við teljum ekki að við getum sagt fyrir um jarðskjálfta enn þá. SIL kerfið gefur af sér afar mikilvæg gögn til rannsókna, bæði af því hvað það er næmt og af því hvað sjálfvirknin er mikil. Þetta tvennt hangir saman. Það væri útilokað að nýta upplýsingar frá þeim aragrúa af jarðskjálftum sem við fáum neðan úr skorpunni nema af því að kerfið vinnur sjálfvirkt.



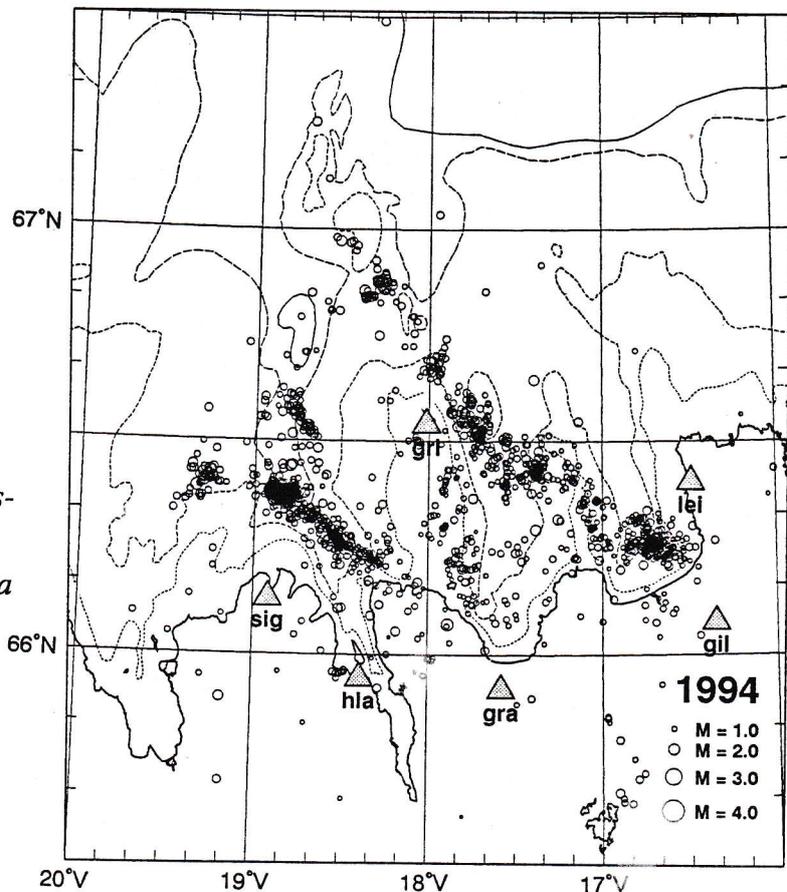
Mynd 1: Skjálftar stærri en 2 á Richter á tímabilinu janúar - október 1994. Tölurnar sýna hve smáa skjálfta SIL kerfið nemur á mismunandi svæðum.

Út frá mælingum SIL kerfisins er nú unnt að kortleggja virkar sprungur neðanjarðar í afar flóknu sprungukerfi brotabeltanna (Sjá: Sigurður Rögnvaldsson og Ragnar Slunga, í þessu hefti). Smæð jarðskjálftanna sem notaðir eru, tímanákvæmni kerfisins, og háþróaður hugbúnaður kerfisins til nákvæmrar staðsetningar og til að finna brotlausnir sjálfvirkir gera þetta mögulegt. Þetta getur haft ómetanlega þýðingu við að finna staði sem varasamir eru sem byggingarstaðir á jarðskjálftasvæðum og mikla þýðingu til að fylgjast með vatnskerfum neðanjarðar og breytingum á þeim.

Kortlagning of færsla á sprungum er líka mikilvæg til að geta séð fyrir jarðskjálfta. Útlausn stórra jarðskjálfta, ekki síður en smárra, tengist með einhverjum hætti undanfara, sem felst í spennubreytingum á jarðskjálftasvæðinu. Við sjáum á því möguleika og stefnum að því að þróa hugbúnað, sem metur spennubreytingar á jarðskjálftasvæðunum út frá staðsetningum og brotlausnum.

Hinar norrænu SIL stöðvar á Suðurlandi voru aðeins 8. Nú eru 18 stöðvar af SIL-gerð starfræktar norðanlands og sunnan. Það vantar tilfinnanlega jarðskjálftastöðvar á Reykjanesskagann og eystra gosbeltið. Þéttleiki stöðvanna ákvarðar hver næmnin er á hreyfingarnar. Á Suðurlandsundirlendi nemum við nánast alla skjálfta niður að stærðinni 0 á Richterkvarða, á miklum hluta Norðurlands niður að stærðinni 1 og í eystra gosbeltinu eru þessi mörk við 2.5-3 (mynd 1.). Til að fá miklar og stöðugar upplýsingar þarf næmnin að vera sem mest, auk þess sem smáir jarðskjálftar gefa, smæðarinnar sinnar vegna, miklu nákvæmari upplýsingar en stórir skjálftar.

Mynd 2:
 Upptök jarðskjálfta á Tjörnes-
 brotabeltinu á árinu 1994.
 Flestir skjálftanna hafa minna
 en 5 km lárétta óvissu í stað-
 setningu.
 Hringirnir við Dalvík sýna
 sprengingar þar í höfninni.

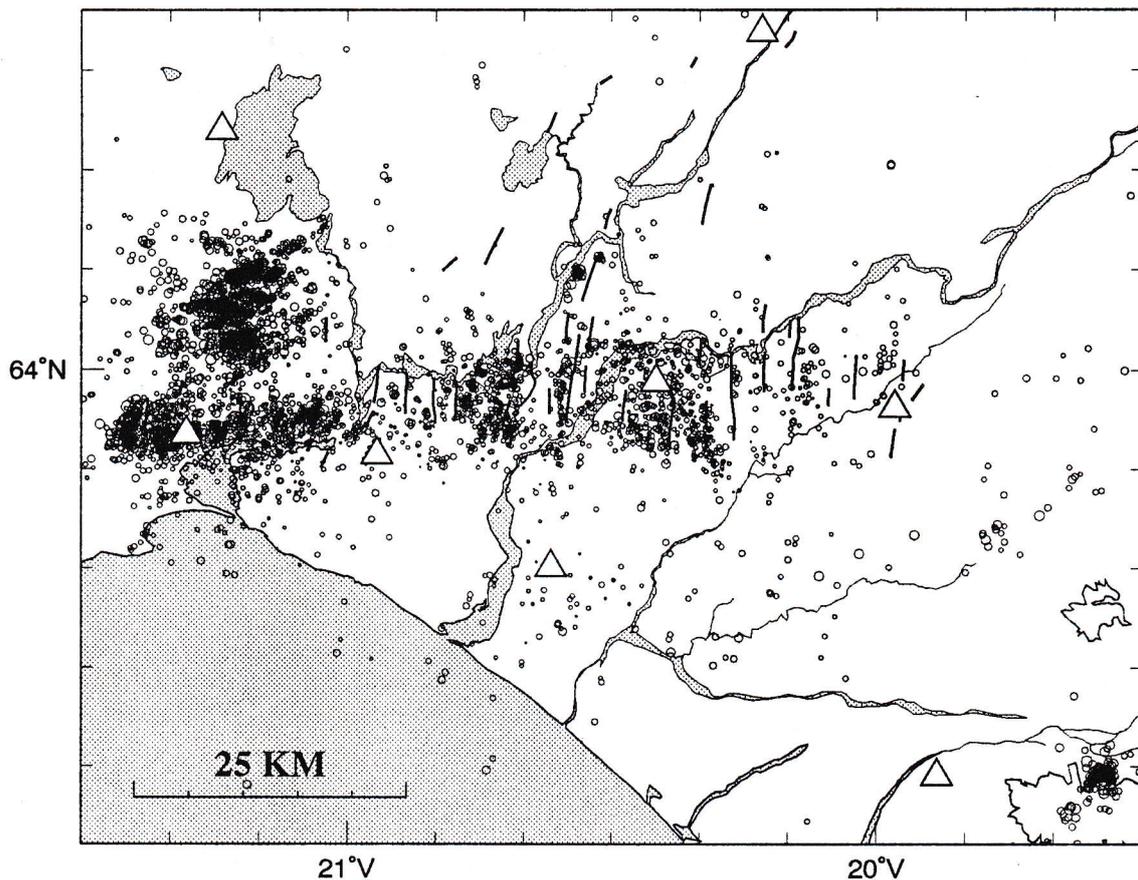


Á s.l. ári var mikið um að vera í jarðskorpunni undir Íslandi. Jarðskjálftahrina hófst í febrúar fyrir Norðurlandi, sú mesta sem þar hefur dunið yfir síðan í byrjun Kröfluatburða um áramótin 75-76. Má segja að á árinu 1994 hafi verið tiltölulega mikið um að vera á

þessu svæði. Segja má að staðsetningar skjálfta út frá mælingum SIL kerfisins fyrir norðan teikni upp mikinn hluta brotakerfis svæðisins, þ.e.a.s. þær sprungur sem voru virkar í þessari hrinu (mynd 2.).

Í júlí hófst hrina norðan við Hveragerði sem náði hámarki í ágúst. Þessi hrina stendur enn yfir og hefur auk upplýsinga um sprungukerfin nú þegar veitt miklar upplýsingar um samband á milli jarðskjálfta. Gífurlega miklar áhugaverðar upplýsingar eru í þessari hrinu, sem ekki hefur verið unnið úr enn þá.

Jarðskjálftahrinurnar á síðasta ári ásamt innra samhengi í hrinunum sjálfum benda til þess að atburðarásin í heild sinni hafi einkenni sem við köllum strainbylgju, sem kannski mætti kalla skælingaratburð, sem staðið hafi í stórum dráttum allt s.l. ár. Langdregnar hrinur á takmörkuðu svæði, þar sem aftur og aftur er færsla á sama stað, bendir til þess að jarðskjálftahrinurnar sé ytra birtingarform á hægri færslu eða flóði í seigu undirlagi hinnar brotgjörnu skorpu.



Mynd 3: Upptök jarðskjálfta á Suðurlandi á tímabilinu 1. júlí 1991 til 31. júlí 1994. Hér hafa verið valdir úr þeir skjálftar sem hafa verið staðsettir með láréttri +ovissu minni en 2 km og lódréttri óvissu minni en 3 km. Hringirnir tákna upptök skjálftanna og er stærð þeirra í hlutfalli við stærð skjálftanna. Línubútararnir tákna þekkta jarðskjálftasprungur á Suðurlandi samkvæmt jarðfræðikorti af Íslandi (1:500 000) eftir Hauk Jóhannesson og Kristján Sæmundsson. Þríhyrningarnir tákna SIL mælistöðvarnar á Suðurlandi.

GRIP KJARNINN, ODP OG HITAVEITA HAFSINS

Sigfús J. Johnsen* og Árný E. Sveinbjörnsdóttir
Raunvísindastofnun Háskólans

3029 metra langur ískjarni var boraður í gegnum hábungu Grænlandsjökuls á árunum 1990 til 1992. Fyrir verkefninu stóð Greenland Ice-Core Project sem 8 Evrópuþjóðir stóðu að. Kjarninn nær um 250 þúsund ár aftur í tímann samkvæmt aldursgeiningu sem að hluta til byggir á talningu árlaga og að hluta til á flæðilíkönunum.

Samfelldur greinargóður samsætuferill (súrefni 18) eftir kjarnanum sýnir mjög öflugar hitasveiflur á Grænlandi í gegnum tvö síðustu jökulskeið, þar á meðal á Eem hlýskeiðinu sem áður var talið hafa haft mjög stöðugt veðurfar. Margskonar mælingar hafa verið gerðar á kjarnanum til að fá úr því skorið hvort lagskipting gæti hafa brenglast en ekkert hefur enn fundist sem bendir í þá átt. Hinsvegar vantar enn óyggjandi sönnun fyrir þessu atriði.

Litið er svo á, að breytileiki veðurfarsins á Grænlandi stafi af óstöðugleika hafstrauma í norður Atlantshafi sem tengist djúpsjávarmynduninni. Þessi hugmynd fær öflugan stuðning frá fjölbreyttum mælingum á djúpsjávarkjörnum sem sýna mjög góða fylgni við samsætuferil GRIP kjarnans. Á jökulskeiðum virðast skil heita og kalda sjávarins hreyfast í norður-suður stefnu en á hlýskeiðum í austur-vestur stefnu.

Verið er að vinna við endurbætta túlkun á hitafarssögu GRIP kjarnans þannig að samræmi fáiast við mældan hitaferil í borholunni og fyrri hæðarbreytingar á jöklinum. Af niðurstöðum sem fyrir liggja úr þessari athugun má nefna að hitastig á Grænlandi við sjávarmál fyrir 20 þúsund árum virðist hafa verið um 15 til 20 gráðum kaldara og á Borealskeiðinu um 3 til 5 gráðum heitara en í dag. Hér er í raun verið að gera fyrstu raunhæfu kvörðunina á tengingu samsætugilda og hitastigs á Grænlandsjökli hvað snertir langtíma veðurfarsveiflur.

Til að kanna sannleiksgildi niðurstaðna GRIP kjarnans um Eem hlýskeiðið þyrfti auk nýrra borana á Grænlandi að rannsaka sjávarsetskjarna boraða fyrir norðan Ísland þar sem bæði má finna háan sethraða og breytingar á styrk Irmingerstraumsins, verðugt verkefni fyrir ODP.

* Einnig við jarðeðisfræðideild Niels Bohr stofnunar Hafnarháskóla.

KOLTVÍSÝRINGSÚTSTREYMI FRÁ EYJAFJALLAJÖKLI

Sigurður Reynir Gíslason, Auður Andrésdóttir, Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Dunhaga 3, IS-107 Reykjavík. Jón Haukur Steingrímsson, Róbert Fanndal Jósavinnsson, Sigurður Ásbjörnsson, Þorbjörn Rúnarsson, Andri Stefánsson, Guðríður Arnardóttir, Ingibjörg Karlsdóttir og Þráinn Friðriksson, Jarð- og landfræðiskor, Háskóla Íslands, Suðurgötu, IS-101 Reykjavík.

Inngangur. Koltvísýringur í andrúmslofti rekur uppruna sinn til bergs, þ.e. til jarðskorpu, möttuls og e.t.v. loftsteina. Koltvísýringur berst frá bergi til andrúmslofts í eldgosum, frá eldfjöllum milli eldgosa vegna afgösunar kviku t.d. í kvikuþróum, og frá fellingafjöllum vegna myndbreytingar bergs. Talið er að mun meiri koltvísýringur berist frá eldfjöllum til andrúmslofts milli eldgosa en í gosunum sjálfum. Þetta stafar af því að gosin standa stutt, goshléin eru löng, og kvikan sem kemur upp í gosum hefur góðan tíma til afgösunar ofarlega í jarðskorpunni (Gerlach, 1991).

Tilgangur rannsóknarinnar sem hér er greint frá er að mæla streymi koltvísýrings frá Eyjafjallajökli. Aðstæður við Eyjafjallajökul eru einstakar. Askja eldstöðvarinnar er vel afmörkuð, og hún er hulin jökli sem hefur eitt vel afmarkað útrennsli um Gígjökul. Koltvísýringur sem streymir frá kviku, upp í öskjuna, leysist að miklu leyti upp í jökulvatni sem skilar sér undan Gígjökli og rennur í Jökullónið. Með því að mæla rennsli og uppleystan koltvísýring í vatninu, má meta heildarstreymi koltvísýrings inn í öskjuna. Ef gasrík kvika streymir inn í kvikuþró undir eldfjalli, er líklegt að gasútstreymi frá eldfjallinu aukist.

Langtíma mælingar á koltvísýringi í Jökullóninu gætu því nýst til þess að meta líkur á eldgosi. Ennfremur er Gígjökull eitt vinsælasta svæði landsins til æfinga á ísklifri. Ef vatnið undir Gígjökli er mettað af koltvísýringi, er líklegt að koltvísýringur berist frá vatninu og upp í sprungur sem ná til botns. Styrkur koltvísýrings í sprungunum er því meiri en í venjulegu andrúmslofti.

Aðferðir. Rennsli útfallsins úr Jökullóninu (Jökulsár) var mælt um 20 metrum neðan við vaðið sem er efst í útfallinu. Rennsli Steinhóltsár, sem er næsta á fyrir austan Jökulsá, var mælt um 20 metrum fyrir ofan efra vaðið á ánni (1993) og upp við jökul (1994). Rennslismælingin var gerð með því að mæla þverskurðarflatarmál árinna, og meðalrennslishraða vatnsins. Rennslishraðinn var mældur nærri landi og í miðjum streng, og meðaltal mælinga notað. Reynsla hefur sýnt að rennslismælingar eins og hér er lýst ofmeta raunverulegt rennsli. Reiknað rennsli var því margfaldað með stuðlinum 0,8 (Snorri Zóphóniasson, persónulegar upplýsingar).

Sýni til mælinga á pH og uppleystu ólífrænu kolefni voru tekin á 250 ml dökkan glerflöskur. Efnasambönd kolefnis í vatni eru CO_2 (koltvísýringur), H_2CO_3 (kolsýra), HCO_3^- (bíkarbonat) og CO_3^{2-} (karbónat). Styrkur einstakra efnasambanda er háður pH-gildi vatns. Með því að mæla heildarstyrk kolefnis og pH gildi má reikna styrk einstakra efnasambanda. Heildarstyrkur uppleysts ólífræns kolefnis og pH gildi var mælt samdægurs sýnatöku, eftir að sýnin höfðu hitnað nokkuð. Eftir að pH-gildi og hitastig sýna var mælt, var pH gildi sýna hækkað í 8,4 með NaOH-laun og þá títrað úr 8,4 niður í reiknaðan endapunkt títrunar (4,45 fyrir Jökulsá), með 0,1 N HCl sýru. Sýni til almennra efnagreininga voru síuð í gegnum síur, með 0,1 míkrometra þvermáli þora, í tvær 200 ml plastflöskur ("low density polyethylene"). Sýnið í annarri plastflöskunni var sýrt með 1 ml af mettaðri og hreinsaðri saltpéturssýru, en þetta sýni var notað til mælinga með spanglóðartæki (ICP). Styrkur klórs og flúors var mældur með rafskautum, en styrkur annarra efna með spanglóðarmælingu (Sjá nánar í Sigurði R. Gíslasyni og Stefáni Arnórssyni, 1993).

Hlutþrýsting koltvísýrings (pCO_2) í vatni má reikna með eftirfarandi jöfnu,

$$\text{pCO}_2 = \frac{C_{\text{total}}}{K_{\text{H}} + \frac{K_{\text{H}} K_1}{a_{\text{H}^+}} + \frac{K_{\text{H}} K_1 K_2}{a_{\text{H}^+}^2}} \quad (1)$$

þar sem C_{heildar} er heildarmagn uppleysts kolefnis (mól/kg), K_{H} , K_1 og K_2 eru dreifi- og

kleyfnistuðlar fyrir koltvísýring, kolsýru og bíkarbónat (Plummer og Busenberg, 1982) og a_{H^+} er virkni H^+ jónarinnar í vatninu (10-pH). Í þessum reikningum er gert ráð fyrir að virkni og styrkur efnasambanda sé eitt og hið sama. Ef hlutþrýstingur koltvísýrings (pCO_2) í vatni er meiri en andrúmslofts berst koltvísýringur til andrúmslofts, en án þess að augað greini. Hins vegar ef hlutþrýstingurinn í vatninu er meiri en 1 bar (1000 millibör), berst koltvísýringur til andrúmsloftsins með því að vatnið freyðir.

Niðurstöður. Niðurstöður mælinga og reikninga eru sýndar í Töflu 1. Heildarmagn uppleysts, ólífræns kolefnis í vatni er sýnt sem mg/kg CO_2 í Töflu 1. Vegna þess hve pH-gildið er lágt í Jökulsá er kolefnið að mestu á formi koltvísýrings (CO_2). En bíkarbónat (HCO_3^-) er í mestum styrk í Steinsholtsá. Styrkur koltvísýrings hefur tvöfaldast í Jökulsá milli árana 1991 og 1993 en hann hefur minnkað töluvert 1994 (Tafla 1). Styrkur efna í vatninu getur verið háður rennsli, þannig að hann minnki með auknu rennsli. Engar rennslismælingar eru til fyrir 1991, en mikið var í ánni vegna hlýinda. Rennslið var þó örugglega ekki tvöfalt meira en þegar sýnin voru tekin 1993. Heildarstyrkur kolefnis í Steinsholtsánni er svipaður og í öðrum jökulám á Íslandi, en í Jökulsá er styrkurinn sjöfaldur. Kolefnið í Steinsholtsánni er að mestu tilkomið vegna upptöku koltvísýrings. ættuðum úr andrúmslofti, samfara veðrun bergs. Til þess að áætla það magn sem kemur frá kólnandi kviku inn í öskju Eyjafjallajökuls, er gert ráð fyrir að koltvísýringurinn í Jökulsá, ættaður úr andrúmslofti, sé sá sami og í Steinsholtsánni. Hann er því dregin frá styrk koltvísýrings í Jökulsá (Tafla 1, streymi CO_2 úr kviku.). Hlutþrýstingur koltvísýrings (pCO_2) er hærri í Jökulsá en í andrúmslofti (0,3 millibör), en hann er svipaður og í andrúmslofti í Steinsholtsá. Koltvísýringur berst því úr Jökulsá til andrúmslofts, án þess að augað greini. Ef vatnið situr lengi í Jökullóninu, er hætt við að það tapi verulegu magni koltvísýrings. Þar sem sýnin úr Jökulsá eru tekin neðan við útfallið úr Lóninu er ljóst að reiknað streymi koltvísýrings inn í öskju Eyjafjallajökuls (CO_2 kvika, Tafla 1) er lágmarksstreymi, vegna þess að hluti hefur tapast úr Jökullóninu til andrúmslofts. pH Jökulsár er mjög lágt (5,7-5,9) miðað við pH gildi árvatns á Íslandi (7-9). Þetta lága pH gildi bendir til þess að líftill tími hafi verið til efnaskipta vatns og bergs eftir að koltvísýringur barst í vatnið undir jöklinum. Ennfremur bendir efnagreining á sýninu frá 1991 til þess að gasið sem streymir inn í öskjuna sé nær hreint CO_2 þar sem styrkur annara reikulla efna eins og brennisteins og klórs er hlutfallslega lágur.

Umræður. Sunnan í Eyjafjallajökli, andspænis Gígjökli, eru kolsýruríkar laugar (Jón Jónsson, 1985). Heildarstyrkur uppleysts kolefnis er frá 157 til 835 (mg/kg CO_2). Rennsli þessara lauga er lítið miðað við rennsli Jökulsár, þannig að heildarútreymi koltvísýrings með þessu vatni er lítið, þrátt fyrir mikinn styrk. Það er hins vegar áhugavert að í þessu vatni er styrkur reikulu efnanna, brennisteins, klórs og flúors, tuttugu til hundrað sinnum meiri en í Jökulsá. Hlutfallslegur styrkur koltvísýrings, miðað við önnur reikul efni er því mun meiri norðan en sunnan í fjallinu.

Á 1. mynd er koltvísýringsútreymið frá Eyjafjallajökli (Tafla 1.) borið saman við útreymið frá nokkrum innlendum og erlendum eldfjöllum, og þann koltvísýring sem berst árlega til andrúmslofts af völdum Íslendinga. En hann er að mestu til kominn vegna bruna lífræna orkugjafa. Útreymið frá Eyjafjallajökli er um níundi hluti þess frá Grímsvötnum, og innan við helmingur útreymis frá Heklu. Útreymið frá erlendu eldfjöllunum á 1. mynd er mun meira en þeirra íslensku, en útreymið frá Etnu er það mesta sem mælst hefur frá einu eldfjalli, enn sem komið er. Öll eldfjöllin á 1. mynd, fyrir utan Eyjafjallajökul, voru annað hvort að gjósa eða höfðu gosið á síðastliðnum tíu árum, þegar mælingarnar voru gerðar. Það er áhugavert að í júní 1994 var öflug skjálftahrina í Eyjafjallajökli. Haustið áður mældist mikið kolsýruútreymi frá Jöklinum (Tafla 1). Koltvísýringur sem berst til andrúmslofts af völdum Íslendinga jafngildir koltvísýringsstreymi 150 eldfjalla eins og Eyjafjallajökuls.

Það er sjaldgæft að sprungur í jökulum séu mikið dýpri en 30 m. Einfaldir reikningar benda til þess að Gígjökull sé um 100 m þykkur þar sem hann er brattastur (Helgi Björnsson, persónulegar upplýsingar). Hins vegar getur verið að svokallaðir "brunnar", þar sem bráðvatn fossar niður í jökulinn í leysingum, nái allt til botns. Við núverandi aðstæður er styrkur koltvísýrings neðarlega í brunnunum meiri en í andrúmslofti því koltvísýringur berst úr vatninu á botni brunnanna (Tafla 1). Hlutþrýstingur koltvísýrings í þessu vatni þarf

þó að vera tíu sinnum meiri en núverandi hlutþrýstingur í útfalli Jökullónsins, til þess að styrkur koltvísýrings í andrúmslofti á botni brunna ná hættumörkum.

Þeir reikningar sem hér eru birtir miðast eingöngu við mælingar í tveimur ám, Jökulsá og Steinsholtsá. Full ástæða er til að kanna aðrar ár og lindir sem renna frá Eyjafjallajökli til þess að kanna kolsýruústreymi frá eldfjallinu til hlítar. Kjörið væri að taka sýni úr Jökulsá að vetri til þegar ís er á Jökullóninu sem varnar því að koltvísýringur tapist úr Lóninu til andrúmslofts.

Tafla 1. Rennsli, styrkur kolsýru og kolsýrustreymi.

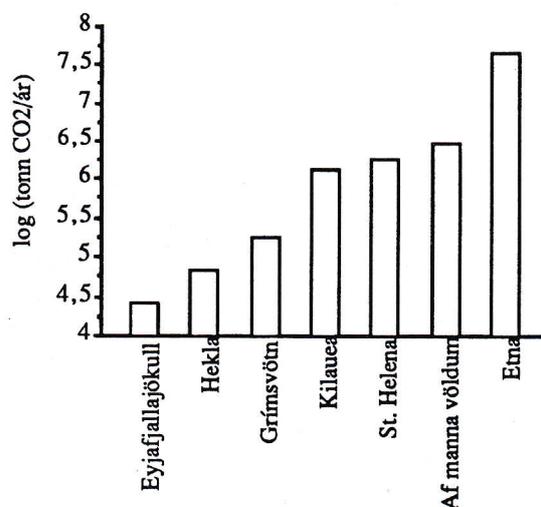
staður	dags, klst.	rennsli m ³ /sek.	CO ₂ mg/kg	pCO ₂ ¹ millibör	heildar CO ₂ kg/klst.	streymi CO ₂ úr kviku kg/klst.
Jökulsá	8.1.91 9:50		48,1	11		
Jökulsá	11.9.93 13:30	8,5	114	27	3490	3030
Jökulsá	2.10.93 15:30	5,9	104	26	2200	1880
Jökulsá	24.9.94 14:00	1,73	69	15	427	330
Steinsholtsá ²	11.9.93 15:30	11,2	14,9	0,7	600	0
Steinsholtsá ³	24.9.94 17:00	1,29	15,5	1,2	72	0
Andrúmsloft				0,3		

¹Reiknaður hlutþrýstingur koltvísýrings í vatni samkv. jöfnu 1.

²Mælingar rétt fyrir ofan efsta vað

³Mælingar upp við jökul

1. Mynd. Streymi koltvísýrings (tonn af CO₂ á ári) frá eldfjöllum og af völdum Íslendinga árið 1990 (Umhverfissráðuneytið, 1992) er sýnt á stöplaritinu. Athugið að kvarðinn á lóðrétta ásnum er lógaritmískur. Tölurnar fyrir Kilauea, St. Helena og Etna eru frá Gerlach (1991), fyrir Grímsvötn frá Önnu M. Ágústsdóttur og Susan Brantley (1994) og fyrir Heklu frá Sigurði R. Gíslasyni o.fl. (1992).



Heimildir

- Anna M. Ágústsdóttir & Susan Brantley, 1994. Volatile fluxes integrated over four decades at Grímsvötn volcano, Iceland. *Journal of Geophysical Research*, 99, bls. 9505-9522.
- Gerlach, T.M. 1991. Present-Day CO₂ emission from volcanos. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 72, bls. 249-255.
- Jón Jónsson, 1985. Þáttur um jarðfræði Eyjafjalla. *Náttúrufræðingurinn* 55, bls 1 - 8.
- Plummer, L. N. & Busenberg, E. 1982. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂-H₂O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₂-CO₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, bls. 1011-1040.
- Sigurður R. Gíslason & Stefán Arnórsson 1993. Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics. *Chemical Geology* 105, 117-135.
- Sigurður R. Gíslason, Auður Andrésdóttir, Arný E. Sveinbjörnsdóttir, Níels Óskarsson, Þorvaldur Þórðarson, Peter Torssander, Martin Novak, & Karel Zak 1992. Local effects of volcanoes on the hydrosphere: Example from Hekla, southern Iceland. *Water Rock Interaction (ritstj. Kharaka, Y.K. & Maest, A.S.) A.A. Balkema Rotterdam*. Bls. 477-481.
- Umhverfissráðuneytið 1992. Ústreymi gróðurhúsalofttegunda á Íslandi árið 1990. Skýrsla sérfræðinganevndar Umhverfissráðuneytisins. *Umhverfissráðuneytið*, Reykjavík, 95 bls.

NOTKUN JARÐSKJÁLFTAMÆLINGA VIÐ KORTLAGNINGU VIRKRA MISGENGJA.

Sigurður Th. Rögnvaldsson, Norrænu Eldfjallastöðinni, Jarðfræðihúsi Háskólans, 101 Reykjavík og Ragnar Slunga, Foa 65, Stokkhólmi.

Með tilkomu og rekstri nýja, stafræna skjálftamælanetsins (SIL kerfisins) er nú hægt að nota smáskjálfta til að kortleggja virka misgengisfleti í jarðskorpunni. Út frá brotlausnum skjálfta og afstæðum staðsetningum skjálftaþyrpinga má fá nákvæmar upplýsingar um strik og halla brotflatarins, auk upplýsinga um færsluna á misgenginu. Til að unnt sé að beita þessum aðferðum þarf að skrá skjálftagögnin á stafrænu formi og með mikilli tímanákvæmni, en SIL kerfið var frá upphafi hannað með þessa þætti í huga.

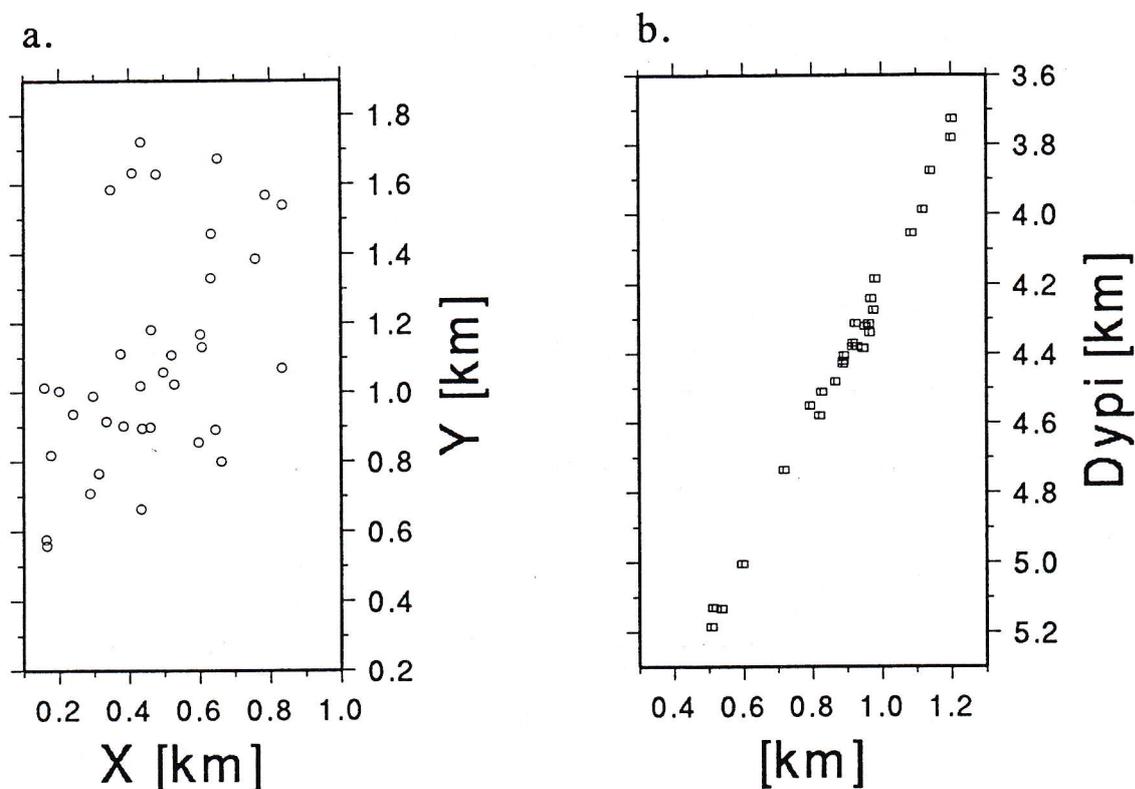
Brotlausnir eru reiknaðar fyrir alla skjálfta sem SIL kerfið skráir. Auk fyrstu hreyfistefnu P bylgna er sveifluvídd P og S bylgna notuð til að skorða lausnirnar enn frekar. Með því að nýta þær upplýsingar sem felast í sveifluvíddinni fást nothæfar brotlausnir fyrir mun smærri skjálfta en ella. Fyrir skjálfta á Suðurlandi af stærðinni 0.5 og þar yfir er óvissan í striki, halla og færslustefnu oftast innan við $\pm 15^\circ$ (Sigurður Th. Rögnvaldsson og Ragnar Slunga, 1993).

Útlit skjálftalínurita sem skráð eru á tiltekinni mælistöð ræðst einkum af staðsetningu skjálftanna, brotlausn þeirra og upptakafalli. Ef tveir skjálftar verða nærri hvor öðrum er því viðbúið að skjálftalínurit þeirra verði næsta lík að lögun. Fá má stærðfræðilegt mat á því hve líkir skjálftarnir eru með því að reikna víxlfylgni skjálftalínurita frá sömu mælistöð. Með þessari aðferð er einnig unnt að ákvarða mun á komutíma skjálftabylgna með meiri nákvæmni en sem nemur söfnunarbili tímaraðarinnar, að því tilskyldu að klukkan í gagnasöfnunartækjunum leyfi slíkt. Í gögnum frá SIL kerfinu er söfnunartíðnin 100 Hz en klukkunákvæmnin betri en 1 ms. Einnar millisekúndu tímamunur á ferðatíma P bylgna frá tveimur skjálftum samsvarar u.þ.b. 6 m fjarlægð milli skjálftaupptakanna. Nákvæmar mælingar á tímamun má því nota til að ákvarða afstæðar staðsetningar skjálfta með mikilli nákvæmni. Þróuð hefur verið aðferð til að ákvarða samtímis algildar og aftstæðar staðsetningar svipaðra skjálfta (Slunga o.fl., 1995).

Brotlausnir og afstæðar staðsetningar skjálfta gefa óháð mat á stefnu misgengisflatarins en notkun tveggja mismunandi aðferða eykur áreiðanleika niðurstaðnanna. Við höfum beitt þessum aðferðum við úrvinnslu gagna frá nokkrum skjálftaþyrpingum á Suðurlandi og í vestra gosbeltinu (Sigurður Th. Rögnvaldsson og Ragnar Slunga, 1994, Slunga o.fl., 1995).

Mynd 1 sýnir afstæðar staðsetningar skjálftahrinu sem varð sunnan Þórisjökuls (64.5°N , 20.8°V) í júlí 1992. Alls skráði SIL kerfið um 40 skjálfta af stærðinni 0.3 til 1.9 í þessari hrinu. Þegar afstæð staðsetning skjálftanna var ákvörðuð reyndust þeir eiga upptök sín á svæði sem er innan við 700 m á breidd (austur-vestur) og 1300 m á

lengd (norður-suður, sjá mynd 1.a). Skoðað var hvort skjálftar þessir hefðu orðið á sama misgenginu með því að fella plan gegnum staðsetningar skjálftanna. Meðalfjarlægð skjálftaupptakanna frá besta plani reyndist innan við 15 m. Strik flatarins er 213° (þ.e. N33A) og halli hans 63° til vestnorðvesturs, sem fellur vel að striki og halla sprungna sem sjást á yfirborði á þessum slóðum (Ágúst Guðmundsson, 1992). Á mynd 1.b er horft til NNA í strikstefnu plansins og sést þá skýrt hve vel staðsetningar skjálftanna afmarka legu brotflatarins. Þar sem þessi hrina er utan mælanetsins eru brotlausnir skjálftanna ónákvæmar ef notaðar eru hefðbundnar aðferðir. Með því að nota afstæðu staðsetningarnar við mat á brotlausnum sést að skjálftarnir urðu við siggengishreyfingu á sprungufletinum.



Mynd 1. Afstæðar staðsetningar skjálftaþyrpingar sem varð sunnan Þórisjökuls í júlí 1992. Á vinstri myndinni er staðsetningu skjálftanna varpað til yfirborðs, x-ás vex til austurs, y-ás til norðurs. Dreifing skjálftanna í lárettu plani endurspeglar mismunandi dýpi þeirra. Þetta sést á myndinni til hægri en þar er horft til norðnorðausturs í stefnu besta plans gegnum þyrpinguna. Meðalfjarlægð skjálftanna frá besta plani er innan við 15 m og túlkum við það sem migengisflöt þann er hreyfðist í skjálftahrinunni.

Auk hrinunnar í vestra gosbeltinu hefur aðferðum þessum verið beitt á skjálftaþyrpingar í Vörðufelli, Hestfjalli og suður af Ingólfsfjalli. Niðurstöður þeirra athugana koma heim og saman við upplýsingar sem fengist hafa við yfirborðsathuganir á þessum slóðum. Smáskjálftarnir virðast verða á sniðgengjum með norðlæga stefnu og halla á bilinu 70° - 90° . Hægri handar sniðgengishreyfingar eru ríkjandi í þeim skjálftaþyrpingum sem skoðaðar hafa verið, enda þótt í einstaka skjálftum sé meiri lóðrétt færsla en lárétt. Áframhaldandi kortlagningu á virkum misgengjum á brotabelti Suðurlands er fyrst og fremst ætlað að auka skilning á þróun og aflfræði þvergengisins.

Næsta skrefið í þessu verkefni er að fara kerfisbundið í gegnum þau skjálftagögn sem SIL kerfið hefur safnað af Suðurlandi og reyna að tengja einstök virk misgengi við sprungur sem kortlagðar hafa verið á yfirborði. Fjöldi, lega og flatarmál misgengja á Suðurlandi eru mikilvægar stærðir við líkanareikninga sem gerðir eru til að varpa ljósi á hreyfingar og spennusvið á svæðinu. Staðsetning og stefna virkra misgengja gefur nánari upplýsingar um hvar skorpuaflögunin verður. Þær upplýsingar nýtast við túlkun allra beinna mælinga á aflögun skorpunnar á Suðurlandi og við mat á hugsanlegum áhrifum stórra skjálfta. Þar sem jarðhita verður vart á Suðurlandi er hann nær alltaf tengdur ungum skjálftasprungum. Með yfirborðsrannsóknum má oftast meta strík sprunganna en síður halla þeirra. Því gætu athuganir á smáskjálftum komið í góðar þarfir við jarðhitaleit.

Heimildir.

Ágúst Guðmundsson, 1992: Formation and growth of normal faults at the divergent plate boundary in Iceland. *Terra Nova*, 4, 464-471.

Sigurður Th. Rögnvaldsson og R. Slunga, 1993: Routine fault plane solutions for local networks: A test with synthetic data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1232-1247.

Sigurður Th. Rögnvaldsson og R. Slunga, 1994: Single and joint fault plane solutions for microearthquakes in South Iceland. *Tectonophysics*, 237, 73-86.

Slunga, R., Sigurður Th. Rögnvaldsson og Reynir Böðvarsson, 1995: Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in South Iceland. *Geophys. J. Int.*, í prentun.

GOS UNDIR JÖKLI, ÚTBREIÐSLA BÓLSTRABERGS OG AÐRAR FURÐUR.

Snorri P Snorrason, Heilbrigðiseftirliti Suðurnesja Vesturbraut 10a, 230 Keflavík.
Elsa G Vilmundardóttir, Orkustofun Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Bólstrabreiður

Höfundar hafa kortlagt móberg á Veiðivatnasvæðinu og víðar á Eystra gosbeltinu. Við kortlagninguna fundust víðaáttumiklar (sumar stærri en 50km²) bólstrabergs- og bólstrabreksíumyndanir. Þykkt þessara myndana var nokkuð misjöfn en oft 100 m eða minni. Dæmi eru um 20-30 metra þykka kanta á slíkum bólstrabergsmyndunum. Bólstrabreiðurnar eru af ýmsum stærðum allt frá 0,1 km³ og upp í nokkra rúmkílómetra. Bornar eru saman gosmyndanir sem þróast hafa á ólíkan hátt þrátt fyrir að þær séu áþekkar að stærð, aldri og efnasamsetningu.

Goslíkan

Fljótlega eftir að gos hefst undir jökli myndast "vatnsbóla" í kringum gosstöðvarnar. Hegðun bólunnar ræðst að mestu af lekt og rýmd jökulsins, í hefðbundnum vatnafræðilegum skilningi og hæfni bólunnar til að lyfta jökliunum og fá þannig framrás. Hér er gert ráð fyrir því að lekt og rýmd jökulíssins sé mjög lág í flestum tilvikum. Fljótt myndast því hár vatnsþrýstingur við botn jökulsins við gosstöðvarnar. Sé aðstreymi kviku miklu meira en sem nemur mismun á rúmmáli jökulíss sem bráðnar og rúmmáli bræðsluvatns, þá eru allar aðstæður til þess að vatnsþrýstingurinn lyfti jöklinum næst gosstöðvunum. Þá er greið leið fyrir kvikuna að ryðjast fram undir ísnum og byggja fram bólstrabreiðu. Þar sem opnur eru góðar í bólstrabreiður liggja bólstrarnir pent hver ofaná öðrum og það bendir eindregið til upphleðslu í hreinum vatnsfasa. Hér er gert ráð fyrir því að gosákafinn ráði miklu um það hve langt frá gosstöðvum bólstrabreiðan getur náð. Ýmsar bólstrabreiður hafa túff í kalli (oft ekki miklu hærra í landinu en bólstrabreiðan) og það bendir til að vatnsþrýstingur hafi fallið á gosstöðvunum í gosinu. Einfaldast er að tengja þetta fall vatnsþrýsings við framrás vatnsbólunnar.

Þau skilyrði sem uppfylla þarf svo að atburðarás sem hér er lýst geti orðið, eru eftirfarandi

1. Aðstreymi kviku í fyrsta fasa gossins sé mun meira en mismunur á rúmmál jökulíss sem bráðnar og rúmmáli bræðsluvatns.
2. Vatnsrásir undir jöklinum komist hvergi nærri því að flytja fram bræðsluvatn sem myndast í gosinu á fyrstu stigum þess.
3. Vatnsbólán fái ekki framrás á aðalútbreiðslutíma bólstrabergsins þ.e. fyrstu klukkutímana/daga.

Möguleikar á að uppfylla síðasta skilyrðið eru margvíslegir og hér skulu nokkrir nefndir.

1. Gos á tiltölulega flötu landi og í nær flötum jökli. Í því tilviki myndi bræðsluvatnið dreifast víða og tefja þannig fyrir framrás vatnsbólunnar.
2. Landslag undir jöklinum getur haft mikil áhrif, til dæmis ef bræðsluvatn á um langan veg að fara áður en það brýst fram.
3. Sérþækar aðstæður: Afrennsli Veiðivatnasvæðisins hefur á síðasta jökulskeiði að mestu verið á svipuðum slóðum og nú þ.e. afrennslið er suður undir Torfajökulsvæðinu. Þar má hinsvegar ætla að hafi verið nokkuð þykkari jökull en annars staðar á Veiðivatnasvæðinu, og bræðsluvatn ætti því erfiðara að lyfta jöklinum.

4. Jökulþykkt. Meira vatn þarf að jafnaði til að lyfta þykkum jökli en þunnum og þar með ætti bræðsluvatn óhægara að lyfta þykkum jökli. Þykkur jökull ætti því að stuðla að myndun bólstrabreiðu fremur en hitt.

Tímasetning framrásar vatnsbólunar getur haft mikil áhrif á útbreiðslu móbergsins, því um leið og vatnsprýsingur fellur svo að jökulísinn hættir að fljóta þá leitar gosið til yfirborðs og gosmyndnin verður brattari ásýndum (brött móbergsfjöll og hryggir). Fáir vatnsbólur framrás seint, þá verður gosmyndunin flöt og því flatari sem framrásin verður síðar. Líta má á framrás vatnsbólunnar sem lok á fyrsta fasa goss undir jökli. Það ræðst svo af goslengdinni hvernig gosmyndunin verður að gosi loknu. Þegar vatnsbólur hefur hlaupið fram þá sígur yfirborð jökulsins og forsendur skapast til að mynda staðbundið vatn í jöklinum. Haldi gos þá áfram getur stapi byggst upp. Þannig má líta á bólstrabreiðuna sem upphaf og fyrsta stig í myndun stapa, einkum hinna stærri. Stærð og ekki síst umfang stapans ætti að vera í samræmi við útbreiðslu upphaflegu bólstrabreiðunnar. Hæð stapans ræðst síðan af þykkt jökulsins utan við gosstaðinn.

ODP-BORTÆKNI - Framfarir í kjarnatöku

Sverrir Þórhallsson, verkfr., Jarðhitadeild, Orkustofnun

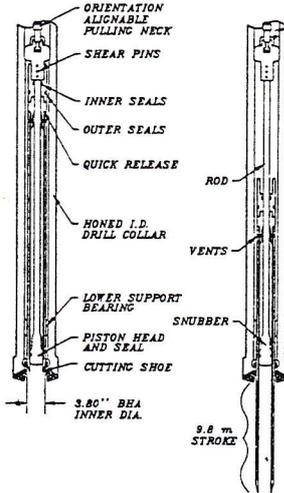
Stórstígar framfarir hafa orðið í bortækni á síðari árum og er nú farið að bora við mjög erfið ytri skilyrði t.d. eftir olú á miklu hafdýpi og einnig mjög djúpar rannsóknarholur á landi. Tækniframfarirnar má víða rekja til þess að vísindamenn og verkfræðingar hafa tekið höndum saman um að þróa nauðsynlega tækni við vísindarannsóknir á áður ókönnuðum svæðum. Kostnaður og þörf á sérhæfni er aftur á móti orðin það mikil að sífellt er algengara að verkin séu studd framlagi nokkurra landa. Samdráttur hefur orðið í grunnrannsóknum og oftar en áður þarf að skírskota til hagsmuna almennings, þannig að verkið stuðli að tækniþróun sem nýtist á öðrum sviðum. Alþjóðleg samvinna við hafsbotnsrannsóknir og við djúpboranir á landi má nefna sem dæmi um þetta. Þar eru framfarir í bortækni álitnar álíka mikilvægar og sá vísindalegi ávinningur sem næst.

Í erindinu er lýst nokkrum dæmum um tækniframfarir við kjarnaborun sem ég kynntist vegna starfa í bortækninefnd Technology Development Committee (TEDCOM) innan Ocean Drilling Program (ODP) hafsbotnsrannsókna. Ég var þar um þriggja ára skeið fulltrúi European Science Foundation (ESF) í nefndinni vegna þekkingar á jarðhitaborun. Íslendingar hafa verið aðilar að ODP samstarfi 12 Evrópulanda innan ESF um sex ára skeið. Í sambærilegum verkefnum leynast oft tækifæri fyrir Íslendinga sem eru vannýtt. Álit höfundar er að þörf sé á vissri viðhorfsbreytingu vísinda- og tæknimanna hér á landi. Víkka þarf þann hóp sem að rannsóknum koma og sem veita tæknilega þjónustu með betri tengslum innbyrðis og með leit góðra samstarfsaðila. Slíkt gæti til dæmis orðið til að leysa rannsóknarboranir hér á landi úr þeirri sjálfheldu sem þær eru í nú.

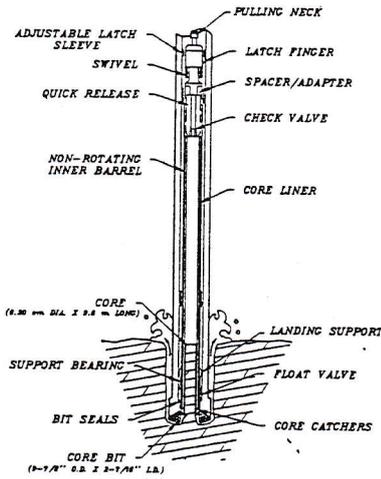
Kröfur við kjarnaborun eru að sjálfsögðu þær að ná sem bestri kjarnaheimtu og helst öröskuðum sýnum. Það gengur misvel, allt eftir því hvort borað er í linum setlögum, mól og sandi, losaralegu gosbergi eða stöndugu bergi. Því hafa sex megingerðir kjarnaröra til djúpborunar verið þróaðar til nota við hafsbotnsrannsóknir innan ODP verksins, sjá myndir á næstu síðu (piston corer, rotary core barrel, extended core barrel, motor driven core barrel og vibra-precursive corer). Í sumum tilfellum er hér um hefðbundin tól frá olfuborunum að ræða en í öðrum sérsmíði. Í seinni tíð hefur áhersla verið lögð á þróun demantsbortækni með grönnum stöngum (DCS) til notkunar á borskípi, auk borunar með öryggisfóðringu á 2500-4000 m hafdýpi. Þá komu upp vandamál við að upphefja ölduhreyfingu borskípsins sem enn eru óleyst. Athyglisverð er aðlögun rússneskrar tækni sem gerir kleift að skipta um borkrónu, hvort heldur er hjóla- eða dematskrónu, á sama tíma og kjarnarörið er dregið úr holunni, án þess að taka upp borstengurnar (retractable bits). Þetta er tækni sem Rússar höfðu ekki kynnt fyrir utan heimalandsins. Einnig á sér stað áhugaverð þróun víbrabora til sýnatöku í sandi og mól sem hefur verið erfiðleikum háð. Ennfremur hefur ýmisskonar skráningartækni fleygt fram sem sýna stefnu kjarna og til að fylgjast með nákvæmlega á hvaða dýpi kjarninn er tekinn. Kynni mín af rússneska fulltrúanum í nefndinni urðu einnig til þess að keypt var nýtt kjarnarör til nota hér á landi, sem framleitt er af vísindabortæknistofnun Rússlands. Það var notað með góðum árangri til að ná 2,6 m x 100 mm kjarna úr linu móbergslagi við borun fyrstu háhitaholunnar að Ölkelduhálsi fyrir Hitaveitu Reykjavíkur nú í vetur.

Á vegum ESF er nú verið að stofna til samstarfs um bortækniþróun í Evrópu. Til þessa hefur megnið af tækniþróun ODP farið fram í Bandaríkjunum. Sem fyrsta skref er áhugi á að smíða robotstýrðan kjarnabor til demantsborunar á allt að 36 m löngum kjarna á 6000 m dýpi, sem yrði slakað í kapli frá hefðbundnu rannsóknarskípi (styrkumsón til MAST III áætlunar ESB). Einnig eru tillögur um að þróa mælitæki til nota við rannsóknarboranir sem nýtir frá olfuiðnaði MWD og LWD tækni (measurement while drilling og logging while drilling). Áhugi er á notkun borskípa sem bora ódýrar rannsóknarholur á grunnsævi, en ekki eins djúpar holur og boraðar eru í ODP verkefninu. Hugmyndir eru uppi um að það verði upphaf sér-Evrópsks rannsóknarsamstarfs sem nefnt er CORSAIRES.

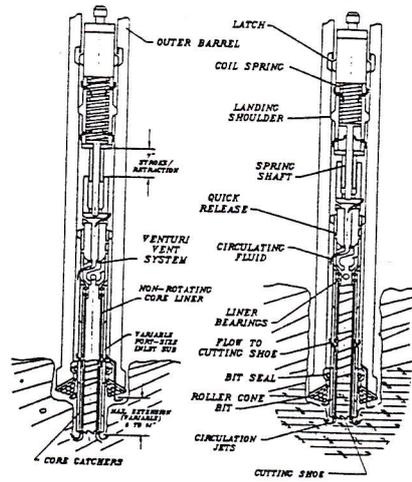
ADVANCED PISTON CORE (APC)
OCEAN DRILLING PROGRAM



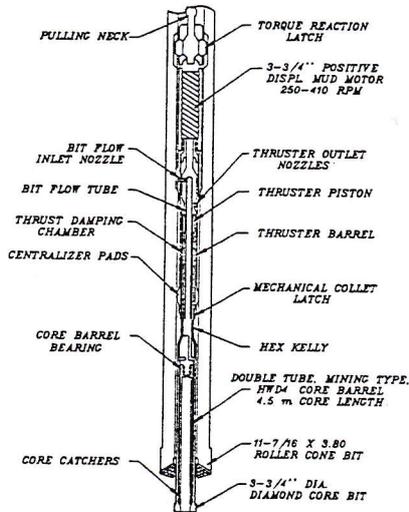
OCEAN DRILLING PROGRAM
ROTARY CORE BARREL (RCB)
WIRELINE CORING SYSTEM



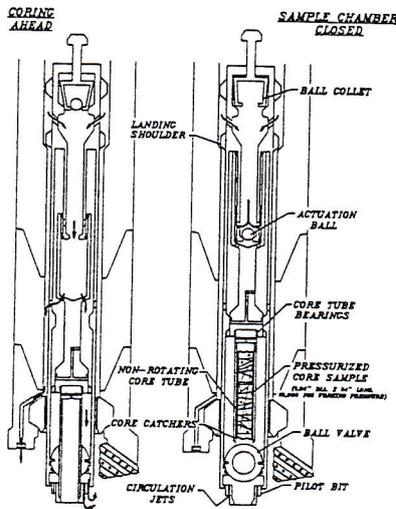
EXTENDED CORE BARREL (XCB)
CORING SOFT SEDIMENT
CORING HARD SEDIMENT



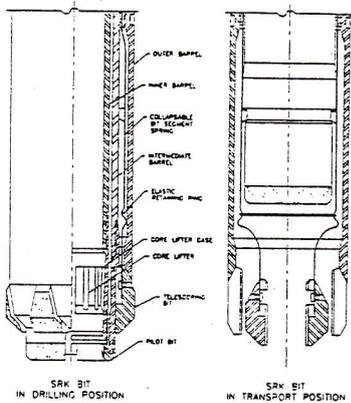
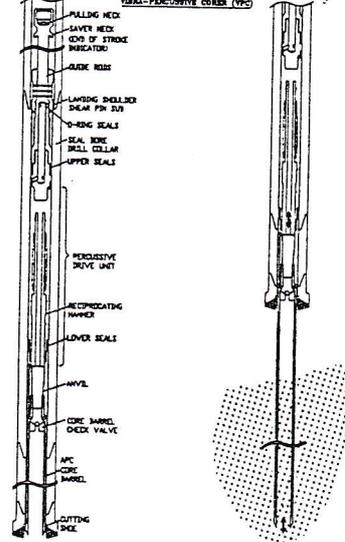
MOTOR DRIVEN CORE BARREL (MDCB)
OCEAN DRILLING PROGRAM



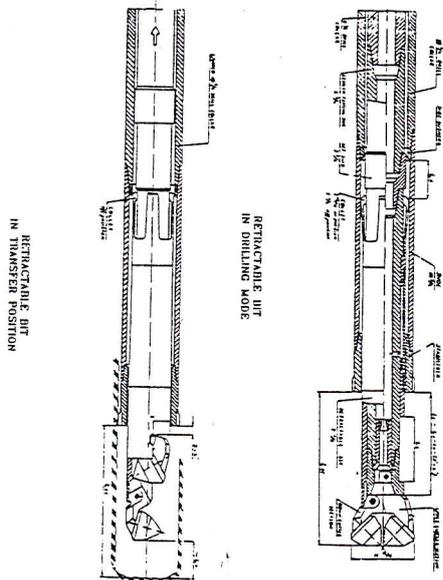
PRESSURE CORE SAMPLER (PCS)
OPERATING SCHEMATIC



OCEAN DRILLING PROGRAM
VERTICAL-PENETRATIVE CORE (VPC)



SRK CORE BARREL



RCB System only
Hard Rock Orientation (HRO)

