

Dagskrá Haustráðstefnu JFÍ, 26. nóvember 2010

09:00 – 09:30 Skráning

Fundarstjóri **Benedikt Gunnar Ófeigsson**

09:30 – 09:40 Setning

Þorsteinn Sæmundsson

09:40 – 10:00 Jarðefnafæði og jarðhiti

Stefán Arnórsson

10:00 – 10:20 Hengill – Þættir úr sögu jarðhitakerfis

Hjalti Franzson

10:20 – 10:40 Jarðhitaskóli Háskóla Sameinuðu þjóðanna

Ingvar Birgir Friðleifsson

10:40 – 11:10 Kaffi

11:10 – 11:30 Breytingar á yfirborðsvirkni á jarðhitasvæðinu á Reykjanesi í tengslum við jarðhræringar og jarðhitanytingu sl. 150 ár

Þráinn Friðriksson

11:30 – 11:50 Útfellingar í yfirborðsleiðslum og borholum á jarðhitasvæðinu Reykjanesi

Vigdís Harðardóttir

11:50 – 13:00 Matur

Fundarstjóri **Björn S. Harðarson**

13:00 – 13:20 Dulinn lághiti og virk eldstöðvarkerfi

Kristján Sæmundsson

13:20 – 13:40 Varmi gosbeltanna og beislun hans til raforkuframleiðslu

Ólafur Flóvenz

13:40 – 14:00 Mikilvægi niðurdælingar bakrásarvatns í jarðhitakerfið á Hofsstöðum í Helgafellssveit

Guðni Axelsson

14:00 – 14:20 Raunasaga goshvera

Sigmundur Einarsson

14:20 – 14:40 Í bullandi útrás. Jarðhitarannsóknir í Chile. Dæmi af rannsóknum á Alitar fjalli

Árni Hjartarson

14:40 – 15:00 Jarðfræði og ummyndun í jarðhitakerfinu við Hverahlíð, Hellisheiði

Steinþór Níelsson

15:00 – 15:30 Kaffi

15:30 – 15:50 Við Sleggju og Meitil

Ragna Karlsdóttir

15:50 – 16:10 Jarðfræði og ummyndun í innanverðum Hvalfirði

Sigurður G. Kristinsson

16:10 – 16:30 Uppruni og aldur jarðhitavatns. Samsætumælingar í 50 ár

Árný E. Sveinbjörnsdóttir

16:30 – 16:50 Jarðhitaglefsur úr Torfajökli og öðrum merkjum eldstöðvum

Guðmundur Ómar Friðleifsson

17:00 - Móttaka

Efnisyfirlit

Dagskrá Haustráðstefnu JFÍ, 26. nóvember 2010.....	i
Efnisyfirlit.....	iii
Ávarp formanns Jarðfræðafélags Íslands	v
Ágrip erinda.....	1
Jarðefnafræði og jarðhiti	3
Stefán Arnórsson.....	3
Hengill – Þættir úr sögu jarðhitakerfis	9
Hjalti Franzson	9
Jarðhitaskóli Háskóla Sameinuðu þjóðanna	11
Ingvar Birgir Friðleifsson.....	11
Breytingar á yfirborðsvirkni á jarðhitasvæðinu á Reykjanesi í tengslum við jarðhræringar og jarðhitanýtingu sl. 150 ár.	17
Þráinn Friðriksson, Auður Agla Óladóttir & Kristján Sæmundsson	17
Precipitation of scales in surface pipelines at Reykjanes geothermal system, southwest Iceland	20
Vigdís Harðardóttir ¹ , Jeffrey Hedenquist ² , Mark Hannington ²	20
Dulin lághiti og virk eldstöðvakerfi.....	28
Kristján Sæmundsson	28
Varmi gosbeltanna og beislun hans til raforkuframleiðslu	32
Ólafur G. Flovenz	32
Mikilvægi niðurdælingar bakrásarvatns í jarðhitakerfið á Hofstöðum í Helgafellssveit	36
Guðmi Axelsson ¹ , Helgi B. Haraldsson ² , Magnús Ólafsson ¹	36
Raunasaga goshvera	42
Sigmundur Einarsson	42
Í bullandi útrás. Jarðhitaathuganir í Chile. Dæmi af rannsókn á Alitar fjalli	44
Árni Hjartarson, Magnús Ólafsson	44
Jarðfræði og ummyndun í jarðhitakerfinu við Hverahlíð á Hellisheiði	45
Steinþór Níelsson.....	45
Við Sleggju og Meitil	48
Ragna Karlsdóttir og Björn S. Harðarson.....	48
Jarðfræði og ummyndun í innaverðum Hvalfirði.....	50
Sigurður Garðar Kristinnsson	50
Uppruni og aldur jarðhitavatns. Samsætumælingar í 50 ár.	54
Árný E. Sveinbjörnsdóttir.....	54
Jarðhitaglesfsur úr Torfajökli og örðum merkum meginledstöðvum	59
Guðmundur Ómar Friðleifsson	59
Ritskrá Kristjáns Sæmundssonar: Helstu greinar (annað en skýrslur og greinargerðir).....	63

Ávarp formanns Jarðfræðafélags Íslands

Haustráðstefna Jarðfræðafélags Íslands árið 2011 er tileinkuð að þessu sinni jarðhita og orkumálum. Jarðhita og orkumál hafa verið mikið í umræðunni á Íslandi undanfarin ár og áratugi enda eigum við mikið undir þessari auðlynd okkar. Ekki eru þó allir á eitt sáttir um hversu mikið við eigum af þessari orku, hvernig við eigum að nýta hana og þá í hversu miklum mæli. Það er kannski einna helst hlutverk okkar jarðvísindamanna að segja til um hversu mikið við eigum af orku, en við þurfum að láta aðra um að ákveða hvernig við nýtum orkuna.

Við Íslendingar erum framanlega í rannsóknum og nýtingu jarðhita og það þarf vart að segja í þessum hópi hversu öflugt starf Íslendingar hafa unnið bæði hér heima og erlendis. Þekking okkar hefur borist víða.

Eins og sést á þessu ágripahefti þá verður farið um víðan völl í fyrirlestrunum á þessari haustráðstefnu allt frá duldum lághita hér heima og út í hin stóra heim í bullandi útrás.

Margir hafa unnið og vinna við orkurannsóknir hér á landi, en af öðrum ólöstuðum þá er sá aðili sem stendur fremstur meðal jafningja þegar komið er að orkurannsóknnum er Kristján Sæmundsson jarðfræðingur.

Kristján Sæmundsson hefur um langt árabil unnið að rannsóknum á jarðfræði landsins og hefur komið víða við á sínum langa og farsæla ferli. Kristján Sæmundsson á að baki merkan feril sem vísindamaður á sviði jarðfræði Íslands, eldfjallafræði og jarðhita

Eftir hann liggja mörg stórverk eins og sést í ritskrá sem birtist aftast í þessu hefti.

Fyrir störf sín hefur Kristján hlotið hinar ýmsu viðurkenningar

Eins og sjá má af ritlista Sigurðar þá hefur hann víða komið við í rannsóknum sínum og eftir hann liggja mörg stórverk. Samfara rannsóknum sínum og kennslu hef hann hefur einnig verið ötull við að miðla þekkingu sinni til almennings meðal annars á vísindavef Háskóla Íslands.

Bæði hér endilega við

Þegar hugmyndir vöknúðu um að tileinka Sigurði þessa ráðstefnu var leitað til jarðvísindamanna, sem á einn eða annan hátt tengjast Sigurði eða hans rannsóknarsviðum. Stjórn félagsins vill þakka þeim sem leitað var til fyrir jákvæð viðbrögð.

Jarðfræðafélag Íslands óskar Sigurði innilega til hamingju með þennan merka áfanga.

f.h. Jarðfræðafélags Íslands

Þorsteinn Sæmundsson, formaður

Ágrip erinda

Jarðefnafræði og jarðhiti

Stefán Arnórsson

Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

Inngangur

Jarðefnafræði gegnir margþættu hlutverki við allan undirbúning að nýtingu jarðhita og eftirliti með viðbrögðum jarðhitakerfa við vinnsluálagi. Í þessum fyrirlestri verður lögð áhersla á nokkur atriði þar sem jarðefnafræðin gegnir mikilvægu hlutverki en þau eru: (1) Mat á hita í jarðhitakerfum og í aðfærsluæðum borhola, (2) efnajafnvægi í jarðhitakerfum, (3) kalt írennsli og (4) kvikugös.

Fleiri hlutverk jarðefnafræðinnar mætti nefna eins og athuganir á útfellingum og tæringu, umhverfisáhrif, bæði vegna loft- og vatnsborinna eiturefna, blöndun við kalt vatn, suða í háhitakerfum og uppruni jarðhitavökvans en um þau verður fjallað í útdrætti þessum.

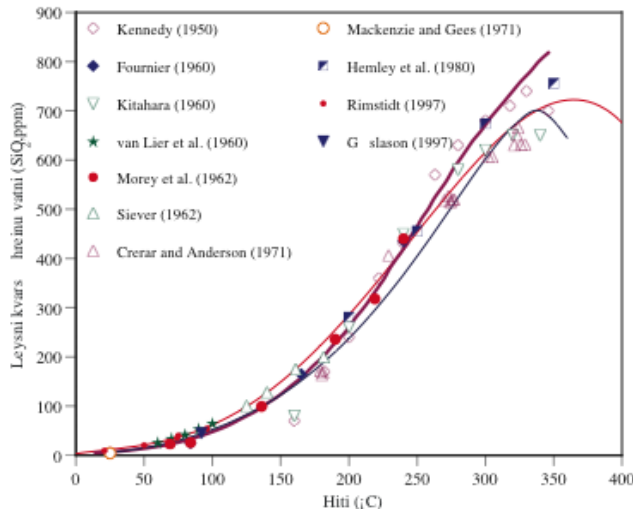
Efnahitamælar

Orðið jarðhitamælir er samnefni fyrir efna- og samsætuhitamæla. Hér verður eingöngu fjallað um efnahitamæla en sömu lögmál eðlisefnafræði gilda um báðar tegundir jarðhitamæla. Efnahitamælum má skipta í tvo flokka, vatns- og gufuhitamæla (gashitamæla). Hitastigsfall fyrir efnahitamæli er hitastigsfall fyrir jafnvægisfasta fyrir tiltekið efnahvarf. Eins og flestir vita byggja efnahitamælar á því að efnagreina jarðhitavökva og reikna virkni eins eða fleiri efnasambanda í vökvunum og ganga út frá því að virkni þessara efnasambanda ráðist af hitastigsháðu efnajafnvægi.

Notagildi efnahitamæla er þrjúþætt: (1) Áætla hita í jarðhitakerfum út frá efnainnihaldi í laugum, hverum og grunnum borholum, (2) meta hita í aðfærsluæðum borhola og (3) meta kælingu í þessum æðum sem orðið getur við vinnslu í langan tíma. Á undanförunum áratugum hafa verið gerðar tillögur um marga efnahitamæla fyrir jarðhitarannsóknir (sjá t.d. Stefán Arnórsson o.fl., 2000) og margar kvarðanir hafa verið settar fram fyrir suma þeirra. Kvörðun hefur ýmist verið byggð á gögnum um efnainnihald vökva sem flæðir frá borholum eða efnavarmafræðilegum gögnum. Áður fyrr var réttlætanlegt að nota borholugögn því ýmist skorti efnavarmafræðileg gögn eða gæði þeirra voru ófullnægjandi. Nú er þetta breytt. Kvörðun skyldi ætíð byggja á efnavarmafræðilegum gögnum og taka tillit efnasamsetningar steinda og óreiðu í kristalgrindum blandsteinda eftir því sem við á. Eftir sem áður þarf alltaf að rýna í gæði þeirra efnavarmafræðilegu gagna sem kvörðun efnahitamæla byggir á.

Sá efnahitamælir sem elstur er og að líkum mest notaður, kvarshitamælirinn, er þó ekki nákvæmur ofan við um 250°C, a.m.k. ber gögnum um leysni á kvarsí ekki vel saman ofan við þetta hitastig (1. mynd). Full ástæða er til að mæla leysni kvars að nýju, sérstaklega ofan við 250°C, enda mælitækni til leysnitilrauna mun betri nú en var fyrir 20-30 árum.

Efnahvörf eru mishröð. Fyrir góðan efnahitamæli verður hvarfið að vera tiltölulega hægt þannig að litlar breytingar verði á efnainnihaldi jarðhitavökvans í uppstreymisrásum undir uppsprettum eða í aðfærsluæðum borhola en þó ekki svo hægt að efnajafnvægi nálgist ekki vel í jarðhitalindum. Öll stór kerfi á jörðinni eru opin. Í slíkum kerfum byggir hugtakið um efna-



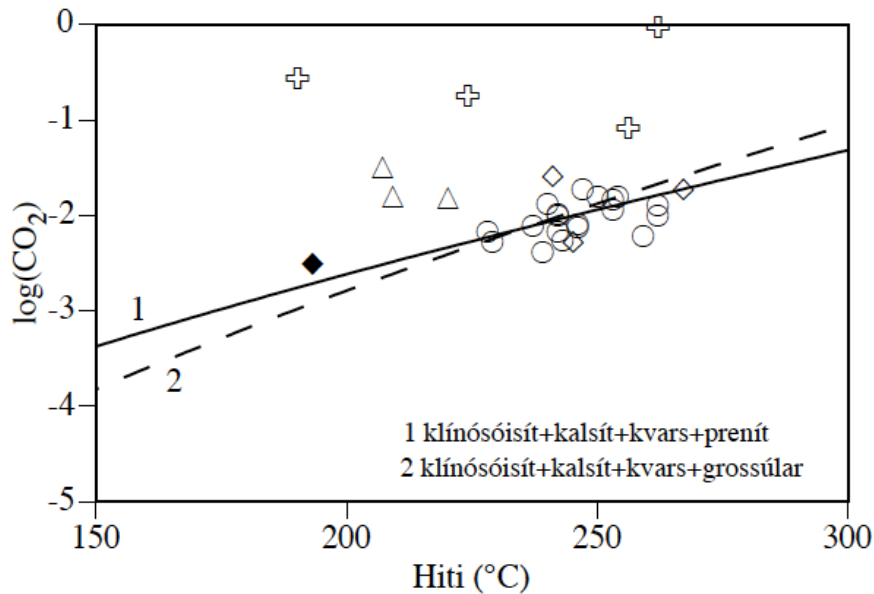
Mynd 1. Tilraunsníðurstöður fyrir leysni kvars í hreinu vatni. Fjólublár ferill (Fournier og Potter, 1982), blár ferill (Manning, 1994), rauður ferill (Ingvi Gunnarsson og Stefán Arnórsson, 2000).

jafnvægi á því sem nefnist staðbundið jafnvægi. Í megindráttum felur það í sér að hraði efnahvarfs fyrir tiltekinn efnahitamæli sé nægilega mikill miðað við streymishraða jarðhitavökvans að jafnvægi nálgist mjög meðan vökvinn streymir um berg með sama hitastigi.

Auk efnahvarfa í uppstreymisrásum og aðfærsluæðum hefur eitt ferli áhrif niðurstöður efnahitamæla. Það er blöndun, ýmist við kaldara grunnvatn í uppstreymisrásum eða á vökva úr fleiri en einni að í borholum. Eins hefur þétting gufu í uppstreymisrásum áhrif á niðurstöður gashitamæla.

Efnajafnvægi

Mikilvægur þáttur í athugunum á jarðhitavökva felur í sér að meta hversu efnajafnvægi hefur nálgast í aðfærsluæðum borhola fyrir tiltekin efnahvörf, aðallega hvörf milli steinda og vatnslausnar. Ef allir efnisþættir í vatni eru í jafnvægi innbyrðis og við steindir í berginu þarf lágmarksfjölda breyta til að skilgreina kerfið. Fræðilega er fjöldi þessara breyta tvær að hámarki, hiti og þrýstingur. Lítið sem ekkert munar um áhrif þrýstings á efnajafnvægin innan þeirra marka sem hann liggur á í jarðhitakerfum (1 til ~200 bar). Því er það mjög góð nálgun að gera ráð fyrir að óháða breytan sé aðeins ein, hitastig. Með öðrum orðum þarf ekki að vita meira en hita til að vita hvert efnainnihald vatns er ef efnajafnvægi ríkir milli vatnslausnar og tiltekinna steinda. Fyrir jarðhitavökva virðist jafnvægi ríkja fyrir öll vatnsborin aðalefni nema klóríð því þetta efni gengur ekki inn í ummyndunarsteinir. Þetta þýðir að með því að skilgreina hita og styrk klóríðs í jarðhitavatni má reikna út styrk allra annarra aðalefna í vatninu. Í jarðhitavökva í íslenskum háhitakerfum er styrkur koltvíoxíðs (CO_2) stundum of lágur til að vökvinn nái metnun við nokkra steind sem tekur til sín kolefni. Þegar svo hagar til er CO_2 utangarðsefni alveg eins og klóríð. Því þarf að skilgreina styrk þess sérstaklega ef lýsa skal efnainnihaldi vökvans fyllilega. Í vatni sumra jarðhitakerfa er styrkur CO_2 hærri en svarar til jafnvægis. Orsökina er líklega sú að streymi þessa gass frá kvikuvarmagjafanum upp í gegnum jarðhitavökvann sé of hratt til að efnajafnvægi nálgist verulega. Á 2. mynd er sýndur styrkur CO_2 í djúpvökva á Olkariasvæðinu í Kenya. Á vinnslusvæðunum tveimur, sem sýnd eru með hringjum og túglum, svarar styrkur CO_2 vel til efnajafnvægis en á öðrum borholusvæðum vestan og austan hinna er CO_2 styrkurinn hærri en svarar til efnajafnvægis vegna mikils streymis þess frá kvikuvarmagjafanum upp í jarðhitakerfið að því að talið er.



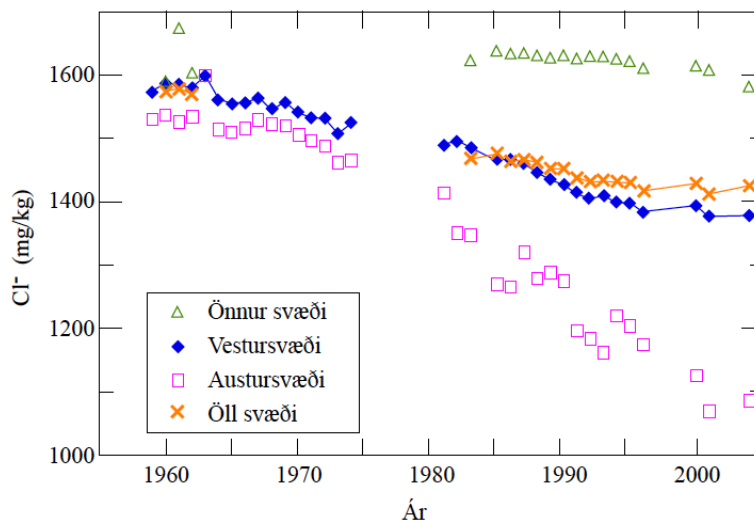
Mynd 2. Styrkur CO₂ í djúpvökva á Olkaria-jarðhitasvæðinu í Kenya

Kalt írennsli

Þegar jarðhitakerfi er tekið til vinnslu verður þrýstifall í jarðhitalindinni sem leiðir til þess að írennsli örvast. Þetta írennsli getur verið ofan frá, frá hliðum eða að neðan allt eftir því hvernig lekt og þrýstingur breytast í þrívídd. Breytingar á styrk svonefndra utangarðsefna í holunni veita upplýsingar um eðli írennslis. Utangarðsefni ganga ekki inn í ummyndunarsteindir, a.m.k. að neinu marki. Því halda þau sér í jarðhitavökvanum eftir að þau hafa einu sinni borist í hann. Algengasta utangarðsefnið er klóríð. Sérstaklega er mikilvægt að nota klóríð þegar um háhitakerfi er að ræða og þar sem upprunavatnið er ferskvatn vegna þess að kæling verður ekki mæld í gufuholum nema suða byrji inni í holunni. Þessu er öfugt farið á lághitasvæðum þar sem mæla má kælingu á holurenni.

Í köldu grunnvatni er styrkur klóríðs lágur, 3-10 mg/L hér á landi og er það nær allt komið frá úrkomunni sem sjávarsalt. Í háhitavatni er styrkur þessa efnis mun hærri og er mestur hluti þess annaðhvort kominn frá kviku eða berginu sem vatnið hefur runnið um.

Lækkun á klóríðstyrk í borholuvökva hefur mælst í Kröflu en það svæði sem best er kannað í þessu sambandi er Wairakei-jarðhitasvæðið í Nýja-Sjálandi. Um þriðji hluti þess vökva sem streymir úr borholum á þessu svæði er kalt írennslisvatn sem hefur hitnað við að streyma gegnum heitt berg jarðhitakerfisins (3. mynd). Upphitun þessa vatns felur í sér varmanám úr bergi jarðhitakerfisins. Á grundvelli líkanreikninga er talið að um tveir þriðju hlutar varmaorkunnar í jarðhitakerfinu hafi verið nýttir árið 2053 en spáin var gerð 50 árum fyrir og að nýtilegur varmi umfram 180°C verði uppurinn eftir um 150 ára vinnslu en Wairakeisvæðið var tekið í notkun 1958.



Mynd 3. Lækkun á styrk klóríðs (Cl^-) í djúpvatni á vinnslusvæðum á Wairakei-jarðhitasvæðinu á Nýjá-Sjálandi (Clover og Mroczek, 2009).

Kvikugös

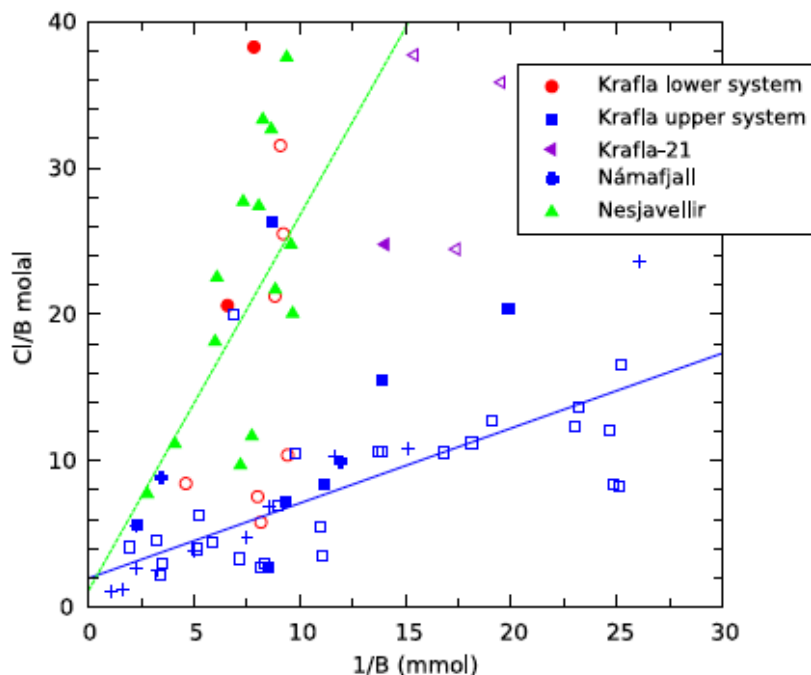
Líkur eru á því að kvika eða storknuð kvikuinnskot sem enn eru mjög heit séu aðalvarmagjafi allra háhitakerfa innan hinna virku gosbelta. Þegar ný kvika treðst inn í rætur háhitakerfa kemur að því að þrýstingur lækkar nægilega til að kvikan fari að afgangast. Fyrst leita þau gös upp í ofanálíggjandi háhitavökva sem torleystust eru í kvikunni eins og CO_2 og SO_2 en síðar gös sem eru auðleystari eins og HCl . Þegar HCl leysist upp í vatni myndast saltsýra en brennisteinssýra við samkonar uppleysingu á SO_2 . Brennisteinssýra, eða öllu heldur bísúlfat (HSO_4^-) er veik sýra við háan hita en sterk við lágan. Því er djúpvatn sem tekið hefur í sig SO_2 ekki súrt en við þrýstifallssuðu sem lækkar hitann verður það vatn sem streymir upp borholu súrt, pH getur farið niður í 2. Andstætt HSO_4^- er saltsýra sterk sýra við öll hitastig. Þá virðist sá möguleiki fyrir hendi að súr djúpvökvi geti orðið til ef gufupúði myndast yfir kvikuvarmagjafa. Þegar írennslisvatnið sem lekur niður að varmagjafanum sýður yfir í gufu eru líkur á því að Cl^- í vatninu, sama hvaðan það er komið, leyti yfir í gufuna sem HCl . Þegar gufan stígur og lendir í jarðhitavatni leitar HCl úr gufunni yfir í vatnið og gerir það súrt. Súrt djúpvatn er þekkt víða erlendis en hér á landi einungis í Kröflu.

Hið súra vatn er tærandi. Til þessa hefur almennur árangur ekki orðið við lausn tæringarvandamála sem súrt djúpvatn í borholum orsakar. Á Filippseyjum hafa verið gerðar tilraunir með niðurdælingu á lútarlausn í blásandi borholu til að hækka pH-gildi vatnsins og lofar árangurinn góðu (Angcoy, 2010) enda veldur bísúlfat hinu lága pH-gildi. Ef djúpvatnið er saltsúrt eigir sá sem þetta ritar ekki aðrar lausnir en þær að (1) steypa upp í æðar með súrum vökva, (2) nota holur með súrum vökva sem förgunarholur eða (3) velja holur nálægt súrum holum til förgunar á affallsvatni til að „drekka“ gufupúða og leysa með því upp vetnisklóríð frá kviku eða gufu upp í förgunarvatninu.

Með bættri bortækni og borun dýpri hola í háhitakerfi virðist sem tæringarvandamál vegna súrs djúpvatns hafi orðið algengari, líklega vegna þess að holurnar ná niður undir kvikuvarmagjafann. Flestar frumsteindir í basalti haga sér sem basar, þ.e. þær eyða sýru í vatni um

leið og þær leysast upp. Upplýsing þessara steinda leiðir því til þess að pH á súru djúpvatni sem myndast í rótum háhitakerfa hækkar þegar vatnið stígur upp og hvarfast við bergið. Ástæða er til þess að áætlanir um djúpboranir í háhitakerfi taki mið af tilvist súrs djúpvatns.

Bór er bundið í rokgjörnum efnum í kviku, a.m.k. að hluta. Þessi bór-efnasambönd virðast torleyst í kvikunni og tapast því fljótt úr henni eins og CO_2 og H_2S . Eins og klóríð hagar bór sér sem utangarðsefni í háhitakerfum. Athuganir á nokkrum háhitasvæðum benda til þess að tvífasa vökvi (vatn og gufa) sé blanda tveggja vatnspátta, annars vegar gasríkri gufu og hins vegar grunnstæðu vatni (Giroud, 2008; 4. mynd). Þetta gæti bent til þess að hræring sé einvið í þessum kerfum. Niður undir varmagjafann streymir vatn en sú gufa sem myndast þegar vatnið sýður stígur upp.



Mynd 4. Vensl klóríðs við bór í djúpvökva á nokkrum háhitasvæðum. Fyllt tákn byggja á gögnum frá Giroud (2008) en opin og krossar á Birni Þ. Guðmundssyni og Stefáni Arnórssyni (2002) og Stefáni Arnórssyni og Auði Andréðsdóttur (1995). Græna og bláa línan eru fengnar með línulegu aðhvarfi að bláum punktum annars vegar og grænum hins vegar. Þær lýsa blöndun tveggja efnispátta, kvikugasi annars vegar og grunnvatni hins vegar sem hvarfast hefur mismikið við bergið, grænir punktar mikið en bláir lítið.

Heimildir

Andri Stefánsson, Stefán Arnórsson, Ingvi Gunnarsson & Hanna Kaasalainen 2010. Förgun brennisteinsvetnis frá Hellisheiðarverkjun – jarðefnafræðileg athugun. Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands RH-09, 83 bls.

Angcoy, E.C. 2010. Geochemical modelling of the high-temperature Mahanagdong geothermal field, Leyte, Filippseyjum. MS-ritgerð, Háskóli Íslands, 130 bls.

Björn Þ. Guðmundsson & Stefán Arnórsson 2002. Geochemical monitoring of the Krafla and Námafjall geothermal areas, N-Iceland. Geothermics 31, 195-243.

- Fournier, R. O. & Potter, R. W. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25°C to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1969-1973.
- Giroud, N. 2008. A chemical study of arsenic, boron and gases in high-temperature fluids in Iceland. Doktorsritgerð, Háskóli Íslands. 110 bls.
- Glover, R.B & Mroczek, E.K. 2009. Chemical changes in natural features and well discharges in response to production at Wairakei, New Zealand. *Geothermics* 38. 117–133.
- Ingi Gunnarsson & Stefán Arnórsson 2000. Amorphous silica solubility and the thermodynamic properties of H_4SiO_4^0 in the range of 0° to 350°C at P_{sat} . *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 2295-2307.
- Manning, C. E. (1994) The solubility of quartz in H_2O in the lower crust and upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 4831-4839.
- Stefán Arnórsson & Auður Andrésdóttir 1995. Processes controlling the distribution of B and Cl in natural waters in Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 4125-4146.
- Stefán Arnórsson, D'Amore, F. & Gerardo-Abaya, J. 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. *Alþjóðakjarnorkumálastofnunin, Vín*, 351 bls.

Hengill – Þættir úr sögu jarðhitakerfis

Hjalti Franzson

Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Samkvæmt mati byggða á viðnámsmælingum nær jarðhitakerfi Hengils yfir um 110 km² og tilheyrir samnefndri megineldstöð. Megin Einkenni hennar er áberandi NA-SV sprungukerfi og sigdæld, með hraðri upphleðslu gosefna, sem að meginu er basalt og óverulegu magni þróaðs bergs. Orkuveita Reykjavíkur hefur látið rannsaka Hengilsvæðið undanfarna hálfa öld og í dag hafa verið boraðar rúmlega eitt hundrað könnunar-, vinnslu- og niðurdælingaholur, sem tengjast virkjanaframkvæmdum. Hér verður fjallað um nokkrar af niðurstöðum rannsókna á borðholum á Nesjavalla- og Hellisheiðarsvæði. Þær rannsóknir eru enn í gangi á Hellisheiðarsvæðinu, og verður að meta núverandi niðurstöður sem áfanga þar um.

Jarðlagastaflinn neðan yfirborðs og sést í borðholum sýnir ráðandi móbergsmýndanir niður á um 600 m u.s. á Nesjavöllum og á um 1000 m u.s. sunnan megin Hengils, en hraunlagamyndanir þar neðan við. Þessi breyting í jarðlagskipan er talin tengjast upphafi hraðari upphleðslu megineldstöðvar og gæti hafa átt sér stað fyrir um 0,4 m.á. síðan, og markar sú tímasetning einnig hámarksaldur jarðhitakerfisins. Jarðlagaupphleðsla í sunnanverðri Hellisheiði sýnir þó frávík sem gæti bent til annarrar upphleðslusögu en í Henglinum.

Á Nesjavöllum greinast innskot neðan um 800 m dýpis og fjölgar er neðar kemur og er talið að neðan 2000 m séu innskot orðin allsráðandi í berglagastaflanum. Nokkuð svipaða þróun má greina í borðholum á Hellisheiði. Innskotin eru yfirleitt fínkorna gangar eða laggangar, en virðast heldur grófkrisallaðri er komið er niður fyrir 2000 m dýpi. Þau eru talin hluti hitagjafa háhitakerfisins í Henglinum, og reynslan sýnir að lekt í jarðhitakerfinu tengist í töluverðum mæli jöðrum innskota.

Háhitakerfinu fylgir umfangsmikil, og að nokkru leyti hitaháð, jarðhitaummyndun. Henni hefur verið gerð nokkuð ítarleg skil á Nesjavöllum og að hluta til á Hellisheiði. Í efri hluta þess fyrirnefnda hefur verið unnt að rekja sívaxandi ummyndun með tíma sem nær hámarki, e.t.v. á síðasta jökulskeiði. Í kjölfar þess verður vart hitalækkunar sem sjá má bæði í vökvainnlyksum og útfellingum á kalsíti. Sterkar vísbendingar eru um að upphitun hafi átt sér stað austan megin við 2000 og 5000 ára gossprungunar.

Svipaða þróunarsögu jarðhitans má sjá á Bitru og Hellisheiði, þar sem háhitakerfið færir í aukana með tíma og nær hámarki á síðasta jökulskeiði. Samanburður ummyndunar og núverandi berghita sýnir að jarðhitakerfið hefur kólnar frá hápunkti jarðhitavirkinnar. Þó má greina „nýlega“ upphitun á afmörkuðum svæðum, þar sem berghiti reynist hærri en ummyndun segir til um. Á það einkum við 5000 og 2000 ára gossprungunar við suðurenda Skarðsmýrarfjalls, og frá Reykjafelli allt suður til Gráuhnúka.

Jarðhitaskóli Háskóla Sameinuðu þjóðanna

Ingvar Birgir Friðleifsson

Jarðhitaskóli Háskóla Sameinuðu þjóðanna, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Inngangur

Háskóli Sameinuðu þjóðanna var stofnaður 1975 til að efla rannsóknir, þekkingu og skilning á málum sem Sameinuðu þjóðirnar (Sp) fjalla um. Eitt aðalmarkmiðið var að bæta hag þróunarlandanna með því að veita sérfræðingum þaðan starfsþjálfun við alþjóðleg rannsóknarsetur. Stjórnstöð háskólans var opnuð í Tókýó, en í stað þess að byggja skólahús og rannsóknarstofur víða um heim voru aðildarlönd Sp hvött til að opna dyr háskóla sinna og rannsóknarstofnana og taka þannig þátt í starfsemi Háskóla Sp.

Ísland var eitt af fyrstu aðildarlöndum Sp til að sinna kalli og bauðst til að reka annað hvort jarðhitaskóla eða sjávarútvegsskóla á vegum Háskóla Sp hérlandis. Matsnefnd á vegum Sp taldi aðstæður til skólahaldis hér betri á sviði jarðhitafræða og að mikil þörf væri á uppbyggingu þekkingar á nýtingu endurnýjanlegra orkulinda í þróunarlöndunum. Þetta var í miðri olíukreppunni sem hófst 1973. Eftir alþjóðlega ráðstefnu á Íslandi og mikla undirbúningsvinnu var komist að samkomulagi í árslok 1978 um stofnun Jarðhitaskóla Háskóla Sp á Íslandi. Ríkisstjórnin fól Orkustofnun að sjá um rekstur Jarðhitaskólans og semja við Háskóla Sp þar um. Orkustofnun varð með þessu ein af tengdastofnunum (associated institution) Háskóla Sp. Háskóli Íslands hefur tekið virkan þátt í starfsemi Jarðhitaskólans frá upphafi, svo og orkufyrirtæki og verkfræðistofur. Rekstur Jarðhitaskólans er hluti af þróunaraðstoð Íslendinga.

Fyrstu nemendurnir komu í Jarðhitaskólann vorið 1979. Síðan hefur árlega komið hingað hópur raunvísindamanna og verkfræðinga frá þróunarlöndunum og löndum Mið- og Austur-Evrópu til sex mánaða sérhæfðs náms. Allt er þetta fólk með háskólapróf og starfandi við orkurannsóknir eða orkuframleiðslu og dreifingu í sínum heimalöndum. Frá 2000 hafa Jarðhitaskólinn og Háskóli Íslands haft samstarf um að bjóða völdum nemendum Jarðhitaskólans að stunda meistaranám í Háskóla Íslands. Sex mánaða námið við Jarðhitaskólann gildir sem fjórðungur meistaranámsins. Fyrstu doktorsnemarnir á vegum Jarðhitaskólans komu í Háskóla Íslands haustið 2008. Jarðhitaskólinn hefur einnig staðið fyrir árlegum jarðhitanámskeiðum í Afríku frá 2005 og í Mið-Ameríku frá 2006. Námskeiðin eru framlag Íslands til Þúsaldarmarkmiða Sameinuðu þjóðanna.

Markmið Jarðhitaskólans er að aðstoða þróunarlönd og ríki Mið- og Austur-Evrópu (utan Evrópusambandsins), sem hafa umtalsverðan jarðhita, við að byggja upp sérfræðingahópa til að rannsaka og nýta jarðhitann. Aðalstarfsemi skólans eru árleg sex mánaða sérfræðinámskeið þar sem boðið er upp á níu námsbrautir: jarðfræðikortlagningu, borholujarðfræði, jarðeðlisfræðilega könnun, borholumælingar, forðafræði, jarðefnafræði, umhverfisfræði, jarðhita- verkfræði og borverkfræði. Framan af var mest eftirspurn eftir námi í jarðhitaleit (jarðeðlisfræði og jarðefnafræði), en með aukinni nýtingu jarðhita í samstarfslöndunum hefur eftirspurnin vaxið mest í forðafræði, jarðhitaverkfræði, umhverfisfræði og jarðefnafræði. Sumar námsbrautir eru kenndar nær árlega en aðrar á 2-3 ára fresti. Kennsla fer fram á ensku.

Námið hefst með fimm vikna inngangsfyrirlestrafllokki þar sem öllum nemendum eru kynnt helstu sérsvið jarðhitafræða þannig að jarðvísindamennirnir viti t.d. hvaða upplýsingum verkfræðingarnir þurfa á að halda og verkfræðingarnir hvaða spurninga ber að spyrja. Mikil áhersla er lögð á þverfaglegt hópstarf. Síðan taka við 5-7 vikna sérhæfð námskeið, mismunandi eftir námsbrautum. Þá er farið í tveggja vikna námsferðir til allra helstu jarðhitasvæða landsins. Lengstum tíma, 12 vikum, er varið í rannsóknarverkefni nemenda þar sem þeir eru í einstaklingskennslu hjá leiðbeinendum sínum. Flestir nemendur koma með rannsóknargögn að heiman til úrvinnslu. Rannsóknarskýrslur nemenda eru allar birtar í Árbók Jarðhitaskólans sem er prentuð og dreift til fyrri nemenda, rannsóknarstofnana og orkufyrirtækja um allan heim. Í mörgum þróunarlöndum er bóka- og tímaritakostur mjög takmarkaður og árbækur Jarðhitaskólans eru því einn helsti brunnur fróðleiks um nýjar rannsóknaraðferðir í jarðhitafræðum. Árbókin er einnig birt á heimasíðu skólans (www.unugtp.is). Þar er að finna allar árbækur Jarðhitaskólans.

Nemendur þurfa að hafa lokið háskólaprófi í raunvísindum eða verkfræði, hafa a.m.k. eins árs starfsreynslu í jarðhita í heimalandinu og vera þar í fullu starfi við jarðhita. Íslensk stjórnvöld greiða kennslu, ferðir og dagpeninga nemenda. Nemendur eru valdir með viðtölum í heimalöndum sínum. Jarðhitasvæði eru skoðuð og mat lagt á jarðhitamöguleika landsins, stofnanir heimsóttar, rannsóknarstofur skoðaðar, samstarfsstofnanir valdar og þörf á þjálfun metin. Árin 1979-2011 hafa verið farnar 191 slíkar heimsóknir til samstarfslanda, að meðaltali 6 á ári. Þessar ferðir hafa tryggt góða nemendur og markvissa þjálfun sem er löguð að aðstæðum og þörfum hvers lands og þeim tækjabúnaði sem þar er að finna. Aðeins 7 nemendur (af 489) hafa ekki lokið námi, aðallega vegna veikinda.

Árin 1979-2011 hafa 482 jarðhitafræðingar frá 50 þróunarlöndum útskrifast eftir 6 mánaða nám við Jarðhitaskólann, þar af 89 konur (18%). Nemendur hafa komið frá Asíu (41%), Afríku (30%), Mið-Ameríku (16%), og Mið- og Austur-Evrópu (13%). Flestir hafa komið frá Kína (78), Kenýa (62), El Salvador (32), Filippseyjum (31), Indónesíu (29), og Eþíópíu (27). Í mörgum löndum hefur skólinn aðstoðað við að byggja upp sérfræðingahópa hjá einni eða tveimur stofnunum og þjálfað fólk frá þeim á flestum eða öllum námsbrautum. Einnig hefur skapast mikið samstarf milli nemenda og kennara á Íslandi, svo og milli nemenda á sama sviði í mörgum löndum. Til að styðja enn frekar við stofnanir í nokkrum löndum hefur frá árinu 2000 verið boðið upp á meistaranám í samvinnu við Háskóla Íslands. Tuttugu og átta fyrrum nemendur Jarðhitaskólans hafa lokið meistaráprófi og 8 eru við meistaranám haustið 2011 í þessu samvinnuverkefni. Þrír fyrrum nemendur Jarðhitaskólans eru við doktorsnám í Háskóla Íslands.

Nemendur Jarðhitaskólans eru leiðandi í jarðhitastarfsemi fjölmargra landa. Þetta kemur greinilega fram, bæði innan viðkomandi landa og á alþjóðavettvangi. Margir nemendanna eru mjög virkir í alþjóðasamstarfi. Á Alþjóðajarðhitaráðstefnunni í Tyrklandi 2005 voru t.d. 104 nemendur skólans frá 26 löndum höfundar/meðhöfundar 144 ritrýndra greina af 705 í ráðstefnuritinu (20%). Á Alþjóðajarðhitaráðstefnunni í Indónesíu 2010 voru 139 fyrrum nemendur skólans (af 424) frá 31 landi höfundar/meðhöfundar 199 ritrýndra greina (19% allra greina) í ráðstefnuritinu. Það sýnir mikla virkni nemenda skólans útskrifaðra 1979-2009 að þriðjungur þeirra voru höfundar/meðhöfundar ritrýndra greina á ráðstefnunni 2010.

Rekstur og skipulag

Jarðhitaskólinn er rekinn sem sjálfstæð rekstrareining innan Orkustofnunar. Fastir starfsmenn voru þrír í upphafi en sá fjórði bættist við 2007 og fimmti 2010. Námsráð sér um faglega skipulagningu námsins og er einn námsstjóri ábyrgur fyrir hverri braut. Í námsráði eru sex jarðhitasérfræðingar Íslenskra orkurannsókna (ÍSOR, áður Jarðhitadeild Orkustofnunar), tveir prófessorar við Háskóla Íslands og einn jarðhitasérfræðingur hjá Hitaveitu Suðurnesja. Námsráðið er faglegur burðarás starfseminnar. Kennarar og leiðbeinendur koma einkum frá ÍSOR (50-60%) og Háskóla Íslands (20-30%), en einnig frá öðrum rannsóknarstofnunum, orkufyrirtækjum og verkfræðistofum. Skólinn greiðir árlega fyrir kennslu um 50 sérfræðinga. Skólinn hefur átt því láni að fagna að geta nánast alltaf boðið upp á landsliðið í jarðhitafræðum. Skólinn hefur notið mikils stuðnings og velvildar orkufyrirtækja og ber sérstaklega að nefna Hitaveitu Suðurnesja, Jarðboranir, Landsvirkjun, Norðurorku og Orkuveitu Reykjavíkur. Styrkur skólans felst í vönduðu vali á nemendum, hæfni kennaranna og gæðum þess starfsumhverfis sem námið fer fram í.

Samstarf við aðalstöðvar Háskóla Sp í Tókýó er einkum tengt stefnumótun í rekstrinum og vali á nemendum. Jarðhitaskólinn sér um að velja samstarfslönd og nemendur, en nemendavalsnefnd í Tókýó þarf að samþykkja valið. Forstöðumaður Jarðhitaskólans situr árlega fundi háskólaráðs og fundi forstöðumanna stofnana Háskóla Sp fyrir hönd íslensku skólanna (Jarðhitaskóla, Sjávarútvegsskóla sem stofnaður var 1998, og Landgræðsluskóla sem var stofnaður 2010). Rektor Háskóla Sp og háskólaráð hvetja mjög til eflingar starfseminnar á Íslandi.

Í áætlun um starfsemi Jarðhitaskólans næstu árin er gert ráð fyrir að aðalstarfsemi skólans verði áfram árleg 6 mánaða sérfræðinámskeið fyrir rúmlega 20-30 nemendur. Áformað var fyrir hrun að fjölga nemendum í framhaldsnámi í samvinnu við Háskóla Íslands þannig að árlega kæmu 6-8 í meistaranám og 1-2 í doktorsnám. Töf verður á að ná þessu marki. Aðalaukningin í starfseminni verða jarðhitanámskeiðin í þróunarlöndunum, sem skýrt verður frá hér á eftir. Námskeiðin kunna að þróast yfir í sjálfbæra jarðhitaskóla á vegum stofnana í viðkomandi löndum með stuðningi Jarðhitaskólans. Óskir hafa komið fram um slíkt fyrirkomulag frá El Salvador og Kenýa.

Jarðhitanámskeið framlag til Þúsaldarmarkmiða Sp

Á leiðtogaráðstefnu Sameinuðu þjóðanna um sjálfbæra þróun í Jóhannesarborg árið 2002 tilkynntu íslensk stjórnvöld að framlag Íslands til markmiða ráðstefnunnar yrðu jarðhitanámskeið í þróunarlöndunum sem kæmu til viðbótar starfsemi Jarðhitaskólans á Íslandi. Á ráðstefnu í Bonn 2004 var nánar kynnt að framlag Íslands til Þúsaldarmarkmiða Sp (UN Millennium Development Goals) yrðu árleg jarðhitanámskeið í Afríku sem hæfust 2005, árleg námskeið í Mið-Ameríku sem hæfust 2006 og árleg námskeið í Asíu sem hæfust síðar.

Fyrsta námskeiðið fyrir Austur-Afríkulönd var haldið í Kenýa í nóvember 2005 (Workshop for Decision Makers on Geothermal Projects and their Management) í samvinnu við KenGen, „landsvirkjun“ Kenýa. Meðal þátttakenda voru margir æðstu stjórnendur orkumála í löndum A-Afríku. Eitt af markmiðum námskeiðsins var að gefa forsvarsmönnum orkumála í löndunum tækifæri til að kynnast persónulega og efla þannig samstarf landanna. Annað námskeiðið fyrir A-Afríkulönd var haldið í Kenýa í nóvember 2006 og fjallaði um yfirborðsrannsóknir á jarðhita. Þátttakendur voru 23 nemendur frá A-Afríkulöndunum og 19 kennarar

Þaðan, sem flestir voru fyrrum nemendur Jarðhitaskólans, auk fjögurra Íslendinga. Námskeiðið hefur verið endurtekið, aukið og endurbætt árlega í nóvember 2007-2010 og opnað öllum löndum Afríku sem vilja hefja jarðhitarannsóknir. Alls hafa 245 frá 17 Afríkulöndum tekið þátt í námskeiðunum. Ráðgert er að halda þessum námskeiðum áfram næstu árin. Alls hefur Jarðhitaskólinn útskrifað 146 nemendur frá 14 Afríkulöndum eftir 6 mánaða nám á Íslandi. Flestir (62) hafa komið frá Kenýa, en þar fást 20% raforkunnar úr jarðgufuvirkjunum. Erindi námskeiðanna í Kenýa 2005-2010 er að finna á vefsíðu skólans (www.unugtp.is Workshops/Short Courses).

Fyrsta námskeiðið fyrir Mið-Ameríkulönd var haldið í El Salvador í nóvember 2006 (Workshop for Decision Makers on Geothermal Projects in Central America) fyrir yfirmenn orku- og umhverfisráðuneyta, stjórnendur raforkufyrirtækja og rannsóknarstofnana og helstu jarðhitasérfræðinga El Salvador, Níkaragva, Kostaríka og Gvatemala. Jarðgufuvirkjanir eru í öllum löndunum. Þátttakendur í námskeiðinu voru rúmlega 50. Meðal þeirra voru viðskiptaráðherra El Salvador, umhverfisráðherra Níkaragva og námu- og orkumálaráðherra Gvatemala. Eitt aðalumræðuefni námskeiðsins var nýting jarðhita innan og á jöðrum þjóðgarða og friðlanda, með sérstakri áherslu á umhverfissjónarmið. Námskeiðið var haldið í samvinnu við „landsvirkjun“ El Salvador LaGeo (www.lageo.com.sv). Fyrirlesarar komu frá áðurnefndum Mið-Ameríkulöndum, Íslandi, Mexíkó, Bandaríkjunum, Ítalíu, Kenýa og Filippseyjum.

Annað námskeiðið fyrir Mið-Ameríkulönd var haldið í El Salvador í nóvember 2007 (Short Course on Geothermal Development in Central America: Resource Assessments and Environment Management). Þátttakendur voru 61 og komu frá El Salvador, Kostaríka, Gvatemala, Níkaragva, Hondúras, Mexíkó, Filippseyjum, Kenýa og Íslandi. Námskeiðið samanstóð af fyrirlestrum, verkefnatímum og vettvangsferðum til tveggja stærstu jarðgufuvirkjana El Salvador. Þriðja námskeiðið fyrir Mið-Ameríkulönd var haldið í El Salvador 2009 (Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources), og fjórða námskeiðið 2011 (Short Course on Drilling, Resource Development and Power Plants). Námskeiðin voru öll haldin í samvinnu við LaGeo.

Jarðhitaskólinn hefur alls útskrifað 74 nemendur frá 5 löndum Mið-Ameríku og frá Mexíkó. Flestir (32) hafa komið frá El Salvador (32), sem fær 25% sinnar raforku úr jarðhita. Erindi námskeiðanna í El Salvador 2006, 2007, 2009 og 2011 er að finna á vefsíðu skólans (www.unugtp.is Workshops/Short Courses).

Fyrsta námskeiðið fyrir Asíulönd var haldið í Tianjin í Kína í maí 2008 (Workshop for Decision Makers on Direct Heating Use of Geothermal Resources in Asia). Þátttakendur voru stjórnendur og fagmenn frá Kína, Indlandi, Íran, Mongólíu, N-Kóreu og S-Kóreu. Fyrirlesarar komu einnig frá Íslandi, Japan, Póllandi, Sviss og Þýskalandi. Aðallega var fjallað um upphitun húsa og voru þátttökuskilyrðin þau að a) hita þurfi upp hús í landinu í 3-4 mánuði eða lengur á ári, og b) að vitað væri um nýtanlegan jarðhita í nágrenni þéttbýlisstaða (innan 50 km). Þetta var fjölmennasta Þúsaldarnámskeiðið sem Jarðhitaskólinn hefur haldið með um 120 þátttakendur. Flestir þátttakenda voru frá Kína (m.a. yfirmenn frá skipulagsskrifstofum í flestum héruðum landsins), en einnig jarðhitamenn frá Indlandi, Íran, Jórdaníu, Mongólíu, Norður- og Suður-Kóreu. Erindi námskeiðsins í Kína er á vefsíðu skólans (www.unugtp.is Workshops/Short Courses).

Kína er stærsti notandi jarðhita í heiminum til baða, gróðurhúsa, fiskeldis og húshitunar. Nýtanlegan jarðhita er að finna á lághitasvæðum í flestum héruðum landsins. Jarðhitaveitur eru smám saman að taka við af kolakyndingu, aðallega í nýjum hverfum í Beijing, Tianjin og

Xianyang. En betur má ef duga skal. Með auknum hagvexti í Asíulöndum eru sífellt meiri kröfur gerðar til upphitunar, kælingar og einangrunar húsa og áhersla lögð á að draga úr loftmengun. Það er því mikilvægt að leiðbeina þessum fjölmennu þjóðum um hvernig best má nýta jarðhitann, þar sem hann er fyrir hendi, áður en ráðist er í byggingu fjarhitaveitna og/eða fjarkæliveitna í milljónaborgum. Orkumannvirki eru yfirleitt byggð til að endast lengi og það getur verið dýrt að skipta um orkugjafa. Hafa ber í huga að um 30% orkunotkunar í Evrópu fer í húshitun og heitt vatn í krana. Það er feiknastór húshitunarmarkaður í Kína og gnægð jarðhita. Jarðhitaveitur víðs vegar um Kína og í grannlöndum í Asíu gætu dregið umtalsvert úr mengun lofthjúps jarðar.

Á leiðtoganámskeiðinu var mikil áhersla lögð á mögulega mildun loftlagsbreytinga með beinni nýtingu jarðhita til húshitunar, með og án varmadælna. Fjallað var um kolefnisbúskap og viðskipti með kolefniskvóta og alþjóðlega styrki til umhverfisvænna verkefna í þróunarlöndunum. Farið var yfir stöðu jarðhitarannsókna- og nýtingar í ýmsum hlutum Kína, Indlandi (Himalajafjöllum), Íran, Mongólíu, Kóreuskaga, Japan og í Evrópulöndum. Einnig var farið yfir helstu vandamál sem komið hafa upp við rekstur jarðhitakerfa í setlögum (boranir, niðurdæling í sandsteinslög, tæring) og hugsanlegar lausnir kynntar. Jarðhitaskólinn hefur útskrifað 208 nemendur frá 14 Asíulöndum. Flestir (78) hafa komið frá Kína.

Framtíðarhorfur

Í ljósi efnahagskreppunnar í heiminum er forgangsriðun verkefna í alþjóðasamstarfi enn brýnni nú en undanfarinn áratug. Þegar litið er yfir 33 ára sögu Jarðhitaskólans sést hversu markvisst hefur tekist að byggja upp mjög sterka hópa jarðhitasérfræðinga í tugum landa. Þetta hefur tekist með kennslu á Íslandi og jafnframt með hvatningu við heimamenn í hinum ýmsu löndum og með samstarfi og í raun hópefli fyrrum nemenda skólans innan sinna landa, heimsálfa og heimsálfa í milli. Þátttaka 35 fyrrum nemenda Jarðhitaskólans (af 161 útskrifuðum) í World Geothermal Congress WGC 1995 á Ítalíu, 61 nemanda (af 227 útskrifuðum) í WGC 2000 í Japan, 77 nemenda (af 318 útskrifuðum) í WGC 2005 í Tyrklandi og 139 (af 424 útskrifuðum) í WGC 2010 í Indónesíu hefur verkað eins og kraftmiklar vítamínsprautur á samstarf milli landa. Á ráðstefnunum hafa myndast órofa tengsl milli árganga Jarðhitaskólans. Það sem sameinar þá er skólavistin á Íslandi og reynslan af vinnubrögðum þar sem sérfræðingar á mismunandi sviðum eru reiðubúnir til að vinna opinskátt saman og skiptast á gögnum, og þar sem allir í vinnuhópum eru teknir sem jafningjar

Þúsaldarnámskeiðin gegna að mörgu leyti svipuðu hlutverki. Þar eru lykilsérfræðingar á ýmsum sviðum frá hverri heimsálfu fyrirlesarar og leiðbeinendur efnilegustu byrjendanna í álfunni. Þannig eru þekkingarbrunnar tengdir milli grannlanda og vinátta fylgir gjarnan með. Smátt og smátt munu grunnnámskeið í jarðhitafræðum flytjast frá Íslandi til þeirra landa sem mest þurfa á fræðslunni að halda og þar sem kennslan getur miðast meira við aðstæður í viðkomandi heimshluta en fært er að gera á Íslandi. Þessi þróun er komin vel á veg í Kenýa, sem mun þjóna Afríku, og í El Salvador, sem mun þjóna Latín Ameríku. Væntanlega mun Jarðhitaskóli Háskóla Sameinuðu þjóðanna verða bakhjarl þessara jarðhitaskóla í samvinnu við háskóla í viðkomandi löndum.

Breytingar á yfirborðsvirkni á jarðhitasvæðinu á Reykjanesi í tengslum við jarðhræringar og jarðhitanýtingu sl. 150 ár.

Þráinn Friðriksson, Auður Agla Óladóttir & Kristján Sæmundsson

Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Jarðhitakerfi eru ekki eilíf frekar en annað og um það vitna útkulnuð jarðhitakerfi sem víða má sjá í tertíera jarðlagastaflanum hér á landi. Líftími jarðhitakerfa er þó talinn hlaupa á hundruðum þúsunda ára svo samanborið við tímaskala mannlegs samfélags eru þau mjög langlíf. Jarðhitavirkni á yfirborði, s.s. gufuaugu, leirhverir, vatnshverir og þá ekki síst goshverir eru hins vegar mun skammlífari en jarðhitakerfin sjálf og til eru mörg dæmi í heimildum um breytingar á slíkum fyrirbærum. Hverir hafa lifnað við og lognast útaf náttúrlegum orsökum eins og þekkt er t.d. frá Geysi í Haukadal og Öskurhólshver á Hveravöllum. Þá eru einnig dæmi þess að jarðhitanýting valdi breytingum á yfirborðsvirkni s.s. þegar þvottlaugarnar í Laugardal þornuðu upp.

Sæmilega samfelldar heimildir eru til um breytingar á yfirborðsvirkni á jarðhitasvæðinu á Reykjanesi síðastliðin 150 ár og hefur þar gengið á ýmsu. Þar koma við sögu bæði náttúrlegar breytingar sem og breytingar vegna mannglegra athafna. Markmið þessa erindis er að rifja upp þessa sögu og sér í lagi bera saman þær breytingar sem orðið hafa í tímans rás á Reykjanesi af náttúrlegum orsökum og þær breytingar sem orðið hafa frá því að Reykjanesvirkjun tók til starfa árið 2006. Efni þessa erindis er að mestu leyti byggt á skýrslu sem nýlega var gefin út af Íslenskum orkurannsóknum (ÍSÖR 2010-100) og er þar að finna ítarlegri umfjöllun um efnið og heimildaskrá.

Yfirborðsvirkni á Reykjanesi frá 1863 til 2006

Sumarið 1863 kom Jón Hjaltalín á Reykjanes ásamt áhugasömum Bretum sem lýstu jarðhitasvæðinu í ferðasögum sínum. Af lýsingum þeirra má ráða að á þessum tíma hafi leirhverir verið áberandi á svæðinu en engir goshverir. Á næstu áratugum heimsóttu allnokkrir náttúrufræðingar jarðhitasvæðið og lýstu því. Þar á meðal var Þorvaldur Thoroddsen sem kom þar við sumarið 1883. Lýsingum Þorvaldar og annarra sem þarna komu á árunum 1863 til 1890 ber saman við lýsingar hinna bresku samferðamanna Jóns Hjaltalín, þ.e. að yfirborðsvirknin hafi á þessum árum einkennst af leirhverum og gufuaugum. Enginn þessara gesta getur um vatnshverir, hvað þá goshverir. Þorvaldur lýsir Kísilhól en þar má sjá kísilhrúður á yfirborði. Kísilhrúður myndast þar sem kísilríkur jarðhitavökvi kemst upp til yfirborðs eins og sjá má, t.d. á Hveravöllum og við Geysi í Haukadal. Kísilhrúðrið á Kísilhól er því til marks um að þar hafi verið virkur vatnshver.

Snarpir jarðskjálftar urðu á Reykjanesi á árunum 1887 og 1899 og enn árið 1908 en á þessum árum var almennt óróasamt á svæðinu. Við skjálftann 1899 opnaðist 200 feta löng sprunga frá Gunnhver og rauk víða úr henni. Árið 1905 kom Walter von Knebel á Reykjanes og lýsti hverum og teiknaði af þeim myndir. Þær sýna glögg að þá var gufuvirkni fjörleg. Knebel getur þess að myndast hafi nýtt gufuauga og sýnir það á einni myndinni. Það var nokkru fyrir suðvestan Kísilhól. Ári síðar, eða 1906, bárust þau tíðindi af Reykjanesi að kominn væri fram goshver nokkurn veginn á sama stað og nýja gufuaugað sem Knebel sagði

frá. Hverinn sem fékk nafnið Reykjanes-Geysir eða Litli-Geysir, gaus saltvatni í 10 til 12 m hæð á hálf tíma fresti, en þó aðeins á flóði.

Enn riðu skjálftar yfir árið 1919 og myndaðist upp úr því leirhver um 20 m frá Reykjanes-Geysi. Þessi hver var ýmist kallaður Hverinn 1919 eða bara 1919. Hver þessi var leirhver í nokkur ár þar til að hann tók að gjósa eftir jarðskjálfta árið 1926 en það stóð stutt því gosin lögðust af eftir skjálfta sama ár. Smám saman dró líka af Reykjanes-Geysi og þegar Guðmundur G. Bárðarson kom að honum sumarið 1930 var hann allur en 1919 hafði þá heldur færst í aukana. Getið er um sjóðandi sjóhver í skál Reykjanes-Geysis fram til 1940 en hans er ekki getið eftir það. Virtist nú heldur hafa dofnað yfir svæðinu.

Haustið 1967 varð enn skjálfti á Reykjanesi og sprunga opnaðist í suðvestur um Gunnuhver, um svæðið þar sem Reykjanes-Geysir og 1919 höfðu áður verið og áfram í átt að Valbjargagjá. Rumskuðu nú hverirnir enn á ný; 1919 lifnaði sem gufuhver og síðan leirhver og tók að gjósa viku síðar 10-15 m háum gosum og endaði sem sjóðandi saltvatnshver með gosum á um hálf tíma fresti í meira en áratug. Leirhver kom hinsvegar fram þar sem Reykjanes-Geysir var áður. Þá jókst gufustreymi mikið á svæðinu og hiti í jörðu. Sumarið 1968 var gert hitakort af svæðinu og á því sést að þá var verulegur hiti í jörðu mjög víða, t.d. langt upp í hlíðar Skálafells og einnig norðan og austan við núverandi lón. Á næstu árum dró smám saman úr gufuvirkni en skjálfti árið 1977 hleypti aftur lífi í 1919. Hann gaus reglulega til ársins 1983 þegar hann burtsofnaði á sömu stundu og dæling hófst úr holu 5 sem þó er staðsett nokkru austar og á öðru misgengi. Næstu áratugi var fremur dauft yfir virkninni á svæðinu en hún einkenndist af leirpyttum og gufuaugum. Frá sjónarhóli þessarar sögu ber það næst til tíðinda að þegar Reykjanesvirkjun tók til starfa sumarið 2006 færðist mikið fjör í yfirborðsvirknina á svæðinu en af öðrum orsökum en áður.

Gera má ráð fyrir að saga jarðhitavirkinnar á Reykjanesi sem hér hefur verið rakin sé nokkuð dæmigerð um hegðun yfirborðsvirkni á svæðinu í ótrufluðu ástandi. Jarðskjálftar hafa af og til örvað svæðið og svo hefur smám saman dofnað yfir því. Þá sýnir kísilhellan á Kísilhólnum að Reykjanes-Geysir var ekki fyrsti sjóhverinn á svæðinu. Auðvelt er að skýra þessa hegðun; skjálftarnir verða þegar jarðskorpan brotnar og sprungur, nýjar sem gamlar, opnast í þakberginu yfir jarðhitageyminum og þær auðvelda gufu og vökva að streyma til yfirborðs. Með tímanum myndast útfellingar í aðstreymisæðum sprungnanna og við það dregur úr streymi þar til nýjar sprungur opnast. Þessar breytingar stafa ekki af breytingum á ástandi jarðhitageymisins né hafa þær áhrif á hann nema að mjög litlu leyti. Þær stafa eingöngu af breytingum á aðgengi gufu og vatns úr jarðhitageyminum til yfirborðs.

Breytingar á yfirborðsvirkni vegna jarðhitavinnslu

Orkuvinnsla úr jarðhitakerfinu á Reykjanesi hófst í lok árs 1970. Á árunum frá 1970 til 2006 nam vinnslan úr svæðinu á bilinu 50 til 100 kg/s fyrir utan vinnsluhlé milli 1975 og 1978. Þessi vinnsla hafði ekki teljandi áhrif á kerfið, hvorki hvað varðar yfirborðsvirkni né þrýsting djúpt í kerfinu. Þegar 100 MW rafmagnsframleiðsla hófst í Reykjanesvirkjun í maí 2006 jókst vinnslan úr kerfinu snarlega í 800 kg/s. Strax á fyrstu dögum Reykjanesvirkjunar varð vart við mikla aukningu á yfirborðsvirkni. Gufustreymi jókst mjög mikið úr gufuaugum og það svæði þar sem hita gætti í jörð stækkaði og hitinn hækkaði. Af þessum sökum sölnaði gróður á köflum. Fljótlega eftir að virkjunin tók til starfa opnaðist mjög stór gufuhver um 50 m norðan við hinn eiginlega Gunnuhver, og fór meirihlutinn af gufunni frá svæðinu um þennan eina hver. Þá færðist virkni sunnan í Kísilhólnum í aukana með þeim afleiðingum að nýr leirhver

opnaðist á veginum sem lá þarna um svo að nauðsynlegt var að loka honum. Þessar breytingar vöktu nokkra athygli og var nokkrum sinnum minnst á þær í fréttum.

Við gangsetningu Reykjanesvirkjunar féll þrýstingur nokkuð snarlega í kerfinu í fyrstu vegna aukinnar vinnslu. Þar sem hita- og þrýstístand kerfisins var að verulegu leyti nálægt suðu fyrir olli þessi skarpa þrýstilækkun því að suða jókst mikið, þ.e. rúmmál bergs þar sem hiti var yfir suðumarki stækkaði. Í þessu tilfelli varð aukið framboð á gufu til þess að virknin á yfirborði jókst ólíkt því sem gerðist t.d. við jarðskjálftana 1967 og 1899 þegar virknin jókst vegna þess að gufan fékk greiðari leið til yfirborðs.

Á árunum 2004 og 2005 voru gerðar nokkuð ítarlegar athuganir á yfirborðsvirkni á Reykjanesi. Þau gögn sem þá var aflað komu sér mjög vel þegar í ljós kom hversu mikil áhrif virkjunin hafði á yfirborðsvirknina því á grundvelli þeirra var unnt að leggja magnbundið mat á hversu mikið virknin jókst. Ýmsar aðferðir komu við sögu en það voru einkum mælingar á CO₂-flæði um jarðveg sem gáfu tilefni til magnbundins samanburðar á gufuflæði frá jarðhitageyminum. Styrkur CO₂ í jarðhitavökvanum á Reykjanesi er ágætlega þekktur og einnig er ljóst að það gas sem losnar úr jarðvegi á Reykjanesi er nánast eingöngu upprunnið úr jarðhitageyminum og berst þaðan með gufu til yfirborðs. Vegna þessa má nota mælt flæði CO₂ um yfirborð til að leggja mat á gufustreymi frá jarðhitageyminum. Árin 2004 og 2005 nam flæði CO₂ frá kerfinu um 13.500 kg/dag og tilsvareandi gufuflæði nam 47 kg/s. Flæði úr gufuaugum var einnig ákvarðað árið 2004 og reyndist það aðeins vera um 0.8 kg/s eða rétt um 2% af því flæði sem ákvarðað var með gasflæðimælingum.

Mælingar á gasflæði um jarðveg hafa verið endurteknar árlega eftir að Reykjanesvirkjun tók til starfa. Strax árið 2006 reyndist gasflæðið hafa aukist um ~40% og var þá um 18.500 kg/dag (samsvarar um 67 kg/s af gufu). Gasflæði um jarðveg á Reykjanesi hefur farið vaxandi síðan (fyrir utan árið 2008). Sýnilegt gufuflæði frá jarðhitasvæðinu jókst hins vegar miklu meira. Þegar það var metið haustið 2007 reyndist það vera 6 til 7 kg/s. Samkvæmt þessum niðurstöðum jókst hið sýnilega gufustreymi frá svæðinu, þ.e. streymi um gufuaugu, nærri því tífalt og því ekki nema von að orð væri á gert í fjölmiðlum. Heildaraukning gufustreymis frá jarðhitakerfinu jókst þó ekki eins mikið; fyrir virkjun var það um 48 kg/s en eftir virkjum fór það í um 74 kg/s; aukningin nemur um 50%.

Auk mælinga á gas- og gufuflæði hafa verið gerðar mælingar á jarðvegshita á svæðinu á hverju ári til þess að fylgjast nánar með breytingum á yfirborðsvirkni á Reykjanesi og tvær hitainnrauðar loftmyndir hafa verið teknar; sú fyrri 2004 og sú síðari 2011. Þá hafa útlínur snjóafbræðslu verið kortlagðar þrisvar, 2008, 2009 og 2011. Niðurstöður þessara athugana sýna að strax eftir að virkjunin var gangsett stækkaði svæðið þar sem jarðhitaáhrifa gætti og það hitnaði. Á svæðinu sunnan lónsins stækkaði heita svæðið ekki ýkja mikið og þessi breyting virðist að einhverju leyti gengin til baka. Heit svæði austan lóns hafa hins vegar stækkað nokkuð og hitnað og eins norðan lónsins. Áberandi er þegar nýlegar upplýsingar um hitastig í jarðvegi eru bornar saman við hitakortið frá 1968 að þá virðist svæðið þar sem hita gætti vera talsvert stærra en nú er. Munar þar mestu um stóra hitaspildu sem teygist upp í hlíðar Skálafells sunnan hveranna Reykjanes-Geysis og 1919 árið 1968 en þar sjást nú engin sérstök ummerki um jarðhita.

Lokaorð

Eins og áður er getið eru þær breytingar sem orðið hafa á yfirborðsvirkni á Reykjanesi á síðustu árum til komnar af öðrum ástæðum en þær breytingar sem orðið hafa reglulega af náttúrlegum orsökum. Engu að síður er áhugavert að gera tilraun til þess að bera þessar breytingar saman við það sem er þekkt úr sögunni. Slíkur samanburður hjálpar okkur að skilja betur stærðargráðu breytinganna og kvarða þannig orðræðuna um þær.

Samanburður á myndum Knebels við ljósmyndir sem teknar voru skömmu eftir gangsetningu Reykjanesvirkjunar bendir til að yfirborðsvirkni á svæðinu árið 1905 hafi verið veruleg og svæðið ekki ósvipað að sjá og það var árið 2006. Þá sýnir hitakortið frá 1968 að eftir skjálftann árinu áður var það svæði sem var mjög heitt talsvert stærra en það er nú. Af þessu má draga þá ályktun að umhverfisbreytingarnar sem urðu á Reykjanesi eftir jarðskjálfta árið 1899 og 1967 hafi sennilega verið áþekkar því sem gerðist þegar Reykjanesvirkjun var gangsett árið 2006. Með þessu er ekki verið að segja að umhverfisbreytingar vegna Reykjanesvirkjunar séu á einhvern hátt léttvægari en ella en á hinn bóginn má segja að ekki sé eðlilegt að nota ýtrustu gífurðir til að lýsa þeim. Það er langsamlega heillavænlegast í þessu samhengi að lýsa umræddum breytingum með magnbundnum hætti eins og hér er gert. Þ.e. að við gangsetningu Reykjanesvirkjunar jókst streymi frá gufuaugum nær tífalt og heildargufustreymi frá svæðinu um 50% og þessar breytingar eru af sömu stærðargráðu og breytingar sem orðið hafa af náttúrlegum orsökum á svæðinu í tímans rás.

Precipitation of scales in surface pipelines at Reykjanes geothermal system, southwest Iceland

Vigdís Harðardóttir¹, Jeffrey Hedenquist², Mark Hannington²

¹Iceland GeoSurvey, Grensásvegur 9, 108 Reykjavík ²Department of Earth Sciences, Marion Building, University of Ottawa, 140 Louise Pasteur, Marion Hall, Rm. 108, Ottawa ON K1N 6N5 Canada

Abstract

Scales that precipitate in surface pipeline from the Reykjanes high-temperature geothermal system consist of the sulfides, sphalerite/wurtzite and chalcopyrite with trace of bornite, galena, pyrrhotite, covellite and pyrite at high pressure (> 22 bar-g, 219°C). Where pressure decreases from ~ 40 bar (252°C) to less than 22 bar, sphalerite scales form downstream of the orifice plate and/or the fluid-flow control valve. Where pressure decreases from ~ 40 bar to 11 bar (180°C), amorphous material of silica together with sulfides (mainly sphalerite and chalcopyrite) form. Where wellhead pressure is ~ 33 bar (241°C), decrease of pressure to less than 22 bar results in downstream scales of sphalerite, bornite, digenite and galena.

Introduction

Scaling of production wells and surface pipes can be a problem in the exploitation of geothermal energy, as scales restrict fluid flow, prevent valves from closing, and clog surface pipelines and reinjection wells. Scaling is more pronounced in high compared to low enthalpy geothermal areas, and were the liquid has a relatively high salinity.

At the Reykjanes geothermal system, southwest Iceland (Fig. 1), utilization of a high-temperature liquid of seawater salinity has resulted in the precipitation of sulfides as well as amorphous silica and an amorphous iron silicate. The sulfides are the first to precipitate below the surface, in the Reykjanes wells, and also precipitate with amorphous silica in surface pipes.

The high-temperature geothermal system is located at the toe of the Reykjanes Peninsula, where the Mid-Atlantic Ridge is first exposed on land. The fluid in the geothermal system is modified seawater, with salinities of 3.2 wt% NaCl and heated to temperatures up to 315°C at depths of 1.0 to 2.5 km; the composition is similar to that of end-member fluids discharging at black smoker vents on the seafloor. Comparison between the discharge fluid and the deep liquid demonstrate that the metal concentrations are three to four orders of magnitude higher in the deep liquid; this decrease is caused by deposition of sulfides during ascent and boiling.

This paper gives an overview of the scaling problem occurring at Reykjanes geothermal system from 2000 to 2010, examines the mineralogy and the composition of the metal-rich scales, and discusses the physical and chemical conditions that lead to the precipitation of the sulfide assemblage.

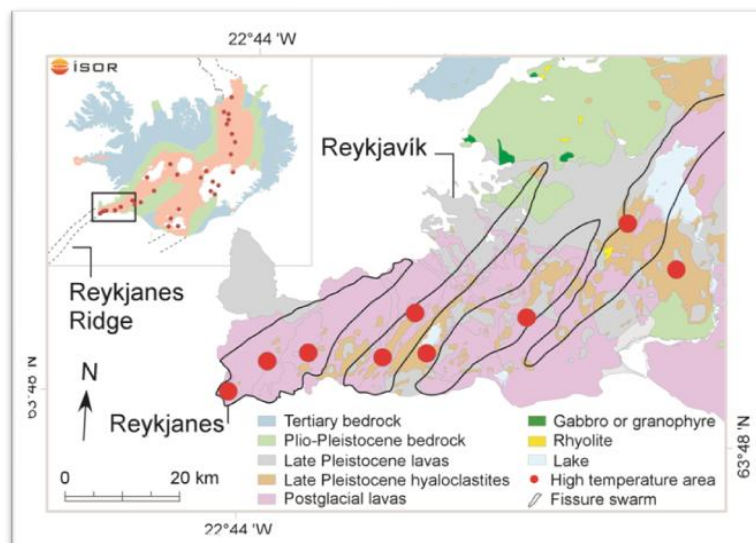


Figure 1. Location of Reykjanes geothermal area on Reykjanes peninsula, Iceland (modified after Jakobsson et al., 1978; Sæmundsson and Jóhannesson, 2004).

Background

The Reykjanes geothermal system is surrounded by the Atlantic Ocean. The greatest distance from the geothermal features on the surface to the coast is about 1.5 km (Fig. 1). Geothermal features occur at the surface over an area of $\sim 1 \text{ km}^2$, whereas the thermal anomaly at 800 m depth is about 2 km^2 ; a low-resistivity area, largely due to hydrothermal alteration, may be as large as 10 km^2 at depth (Karlsdóttir, 2005). The volcanic substrate of the Reykjanes peninsula is dominated by tholeiitic basalt flows together with basaltic hyaloclastites and tuffaceous sediments of basaltic origin (Björnsson et al., 1970, 1972; Jakobsson et al., 1978; Kristmannsdóttir, 1984).

The reservoir liquid in the Reykjanes high-temperature geothermal system has a salinity of 3.2 wt%, similar to seawater at 3.5 wt%, and the reservoir inflow temperature is between 275° to 315°C . The fluid was originally seawater, the composition was subsequently modified by chemical reaction with the surrounding rocks (Björnsson et al., 1970; Tómasson and Kristmannsdóttir, 1972; Hauksson, 1981; Bjarnason, 2002). On heating, the seawater loses some of its Na to the rock, but gains a significant amount of K and Ca, due to mineral-fluid reactions. The fluid also becomes greatly enriched in silica, with concentration dependent on temperature. The concentrations of sulfate and Mg in the brine are lower than seawater by two and three orders of magnitude, due to the solubility of calcium sulfate (anhydrite) and various magnesium silicates (clay minerals as a $\text{Mg}[\text{OH}]_2$); the solubility of these minerals decreases with rising temperature, effectively depleting the fluid in these components (Fig. 2).

Exploration of the field started 1956, and to date a total of 30 wells (fall 2011) have been drilled, of which 20 have been drilled the last 12 years. The Sudurnes Regional Heating Corporation (SRHC) has been utilizing the Reykjanes geothermal area for over thirty years for salt production, fish drying, and electricity production. The SRHC now produces 100 MW electrical energy and development plans at Reykjanes are to increase generation capacity to 150 MW. In the summer of 2000 the pipe from well 9 was cleaned of scales and study of this material was the dominant part of this research; however, scales collected from other wells in the area are also included in this work.

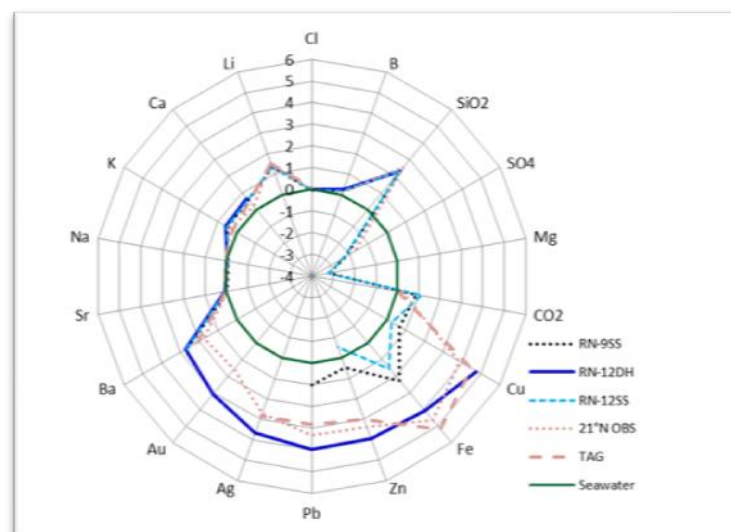


Figure 2. A spider diagram with all data normalized to seawater (logarithmic y-axis) for some of the available species from the Reykjanes discharge liquid and the downhole samples. Zero indicates data with same composition as seawater (green circle); +1 or -1 are data an order of magnitude higher or lower, respectively, than the concentration of seawater. The discharged liquid (RN-9SS and 12SS), sampled at the wellhead, lost the majority of metals and other trace elements, whereas the major elements are conservative and do not precipitate as the fluid ascends. For comparison, the composition of fluids discharged from TAG (Mid-Atlantic Ridge) and the 21°N OBD (East Pacific Rise) seafloor vents are shown (Hardardóttir et al., 2009).

Scaling in pipelines on surface

Well RN-9 was drilled in 1983 to 1445 m depth and produced until late 2003 (Fig. 3). The well got clogged twice with scale; 1993 and 2003 and was filled up with concrete 2005. The total production from the well was $\sim 2.8 \times 10^{10}$ kg (ISOR database). The initial wellhead pressure was typically ~ 40 bar, but was as high as 47 bar and as low as 15 bar for a few days or months during its production. At the orifice plate the pressure decreased sharply to 11 bar. The scales formed upstream of the orifice plate precipitated as a thin layer at the bottom of the pipe and were < 0.5 cm thick; scales formed downstream of the orifice plate nearly clogged the 400 mm thick pipeline in less than 2 years. The scales collected summer 2000 were divided in to three groups based on sample point (Fig. 3).



Figure 3. The pipeline from well RN9, Reykjanes geothermal field. Red dots show the location of samples mostly collected in the year 2000 (photo G. Ó. Fridleifsson).

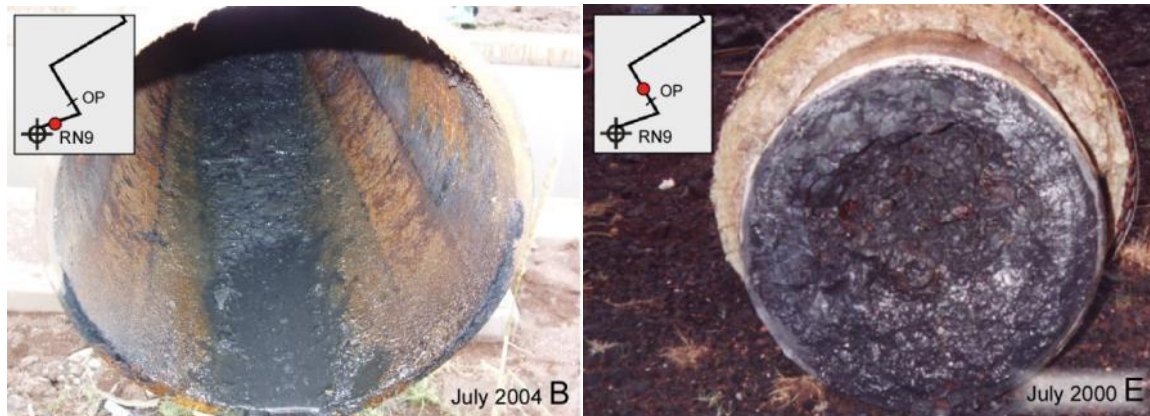


Figure 4. Scales in surface pipelines from well RN9; upstream (left) and downstream (right) of the orifice plate.

Group 1 scales formed from the wellhead to the orifice plate, representing the first 14 m of the surface pipe where the pressure was generally ~ 40 bar (252°C) (range 47 to 15 bar; $\sim 262^{\circ}\text{C}$ to 201°C);

Group 2 scales formed on the downstream side of the orifice plate, where the pressure decreased sharply to ~ 11 bar ($\sim 188^{\circ}\text{C}$), and in the next ~ 348 m downstream of the orifice plate to the separation station;

Group 3 scales formed in the vent house (153 m downstream of the separation station) and at the Grey Lagoon (discharge pond), where the waste liquid was released to the surface at atmospheric pressure.

Scales sampled from wells RN-10 to RN-24 were mainly collected during a maintenance period in the summer of 2007. These are referred to as high-, medium-, and low-pressure wells, depending on the initial wellhead pressure. The new wells have pressure control valves inserted into the orifice plate (Fig. 5); the pressure was kept at ~ 22 bar (219°C) downstream of the orifice.





Figure 5. Photographs of surface pipelines looking upstream from the orifice plate (upper left); scales on the fluid flow control valve (14 cm long; upper right); and looking at scales downstream of the orifice plate medium-pressure well (lower left) and high-pressure wells (lower right). The pipeline diameter is 400 mm.

The high-pressure wells range between 32 and 50 bar from September, 2006, to September, 2007 (ÍSOR data base). The maximum measured temperature in these wells is 319°C in well RN-10, with reservoir temperatures between 290 and 300°C (Fridriksson and Giroud, 2008).

Abundant precipitation of sulfides occurred downstream of the orifice plate of these wells, whereas there was only trace scaling (<1 mm thick) upstream of the orifice plate, and locally on the fluid-flow control valve (Figs. 5; Hardardóttir et al., 2010). From September, 2006, to September, 2007, the wellhead pressure for the medium-pressure wells ranged from 28 to 37 bar with reservoir temperature ranged between 285 to 295°C. Scales formed mainly on the fluid-flow control valve and on the orifice plate (downstream). The low-pressure wells the range was 25 and 28 bar with reservoir temperature between 275° and 295°C. These wells experienced little scale deposition in the surface pipelines during this time period.

Mineralogy and mineral chemistry

At the wellhead and upstream of the orifice plate only sulfides precipitate; sphalerite/wurtzite was commonly the first mineral to crystallize followed by chalcopyrite ± bornite and then galena. Traces of other minerals such as pyrrhotite, covellite, gold and/or electrum were also present. On the fluid flow control valve sphalerite, bornite, digenite and galena were the main minerals. The typical texture upstream of the orifice plate are thin bands (<1mm), intergrown skeletal minerals and aggregates of mainly sphalerite and chalcopyrite. Downstream of the orifice plate the same sulfides were identified plus amorphous silica where the pressure was reduced to 11 bar in well RN-9. The main texture downstream of the orifice plate is bulbous layers of various thicknesses of elongated dendritic minerals, branches of mainly sphalerite decorated with chalcopyrite. The amount of chalcopyrite decreases downstream. Amorphous silica was the major part of the scales downstream of the orifice plate at low pressure (11 bar, RN-9).

Microprobe analyses of the sphalerites in well RN-9 indicate two groups of sphalerites, based on difference in Fe concentration (Fig. 6). Microprobe analysis of the chalcopyrite, galena, pyrrhotite, pyrite do not indicate any variation but some of the bornite crystals contain high concentration (0.16 wt.%) of Ag. Silver concentration in bornite formed on the fluid flow control valve (medium-pressure wells) is up to 35 wt.% (Hardardóttir et al., 2010).

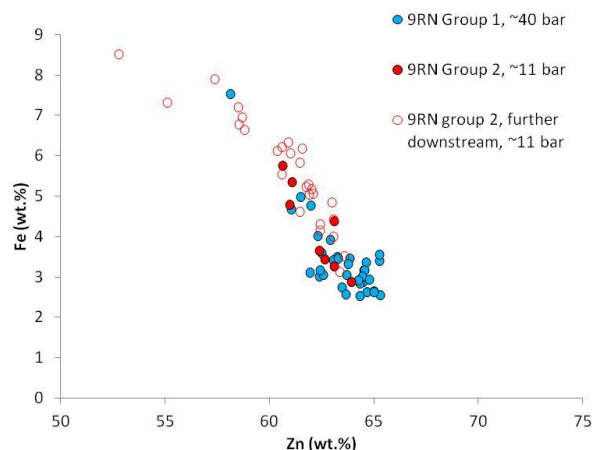


Figure 6. Correlation between Fe and Zn concentrations in sphalerite, showing evidence for Fe substitution for Zn in the sphalerite structure. Data from RN-9 surface pipeline.

Discussion and conclusions

In 2006 to 2007 precipitation of scales upstream of the orifice plate in all wells caused a color change in the pipelines, with thickness of <1 mm in most cases. The upstream scales in well RN-9 were somewhat thicker (<0.5 cm) but likely formed over a much longer time. The well head pressure during production in these wells ranged from 52 bar down to ~25 bar, but was as low as 15 bar in well RN-9 for short periods. This observation suggests that if the well and downstream pipes are maintained at a high pressure (~20 bar), sulfides only form a thin skin coating on the pipelines.

Precipitation of scale downstream of the orifice plate was variable between wells, with the pressure at ~22 bar in the newer wells (RN-10 to RN-24) and ~11 bar in well RN-9. Heavy precipitation of sulfides downstream of the orifice plate occurred in wells with a high wellhead pressure. The pressure decrease, or differential, between the upstream and downstream sides of the orifice plate in these high-pressure wells was variable, but large in all cases. This sharp decrease in pressure and consequent abrupt change in temperature due to boiling appears to be the main cause of the massive precipitation of scale downstream of the orifice plate. By contrast, a small amount of scale formed in the pipelines downstream of the orifice plate in wells with a lower wellhead pressure, in the range of 27 and 25 bar. In these low-pressure wells the pressure difference across the orifice plate is generally 3 to 5 bar, with the pressure decreasing to 22 bar.

The skeletal minerals upstream of the orifice plate form due to a decrease in temperature from ~290°C (reservoir temperature for RN-9; Bjarnason, 2002) to ~230°C (at the wellhead), as the fluid depressurized and boiled from deep in the well. Much finer fine-grained intergrowths and dendritic growths of sphalerite and chalcopyrite, and locally of bornite and digenite, are typical of the products of rapid quenching, as observed in hydrothermal experiments; such textures are characteristic of a high degree of supersaturation (Stanton, 1972; Rimstidt, 1997). The alternating bands of sphalerite and chalcopyrite likely reflect changes in temperature due to frequent pressure (flow) changes at the wellhead.

Downstream of the orifice plate in well RN-9 the scale consisted mainly of amorphous silica, together with the sulfides. In the newer wells (RN-11, 14, 22, 23), amorphous silica is

not a major scale due to the higher separation pressure (22 bar vs 11 bar in RN-9), although sphalerite and Cu-sulfide minerals are present. The smaller pressure (temperature) decrease at the orifice is designed to maintain the temperature at 219 °C, in order to prevent saturation with amorphous silica.

References

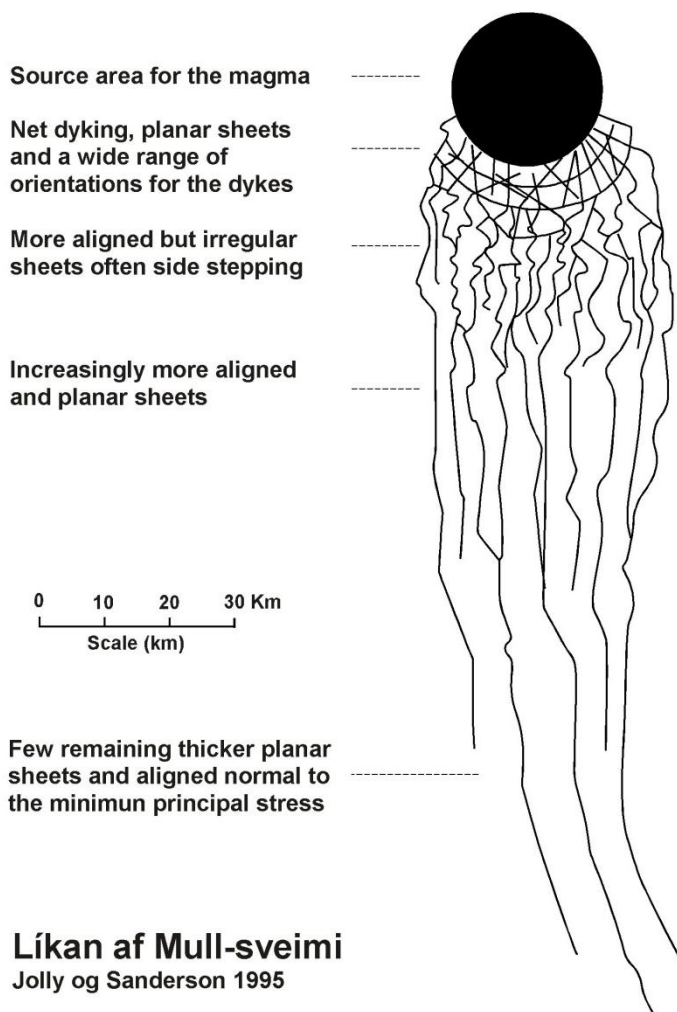
- Bjarnason, J.Ö., 2002, Reykjanes elements in geothermal brine and steam 1971-2001(in Icelandic): OS-2002/038, 69 p.
- Björnsson, S., Arnórsson, S., and Tómasson, J., 1972, Exploration of the Reykjanes thermal brine area: Geothermics, special issue 2, v. 2, part 2, p 1640-1650.
- Hardardóttir, V., Brown, K., Fridriksson, T., Hedenquist, J., and Hannington, M., 2009, Thorhallsson, S., Metal in deep liquid of the Reykjanes geothermal system, southwest Iceland: implications for the composition of seafloor black smoker fluids: *Geology*, v. 37; no 12, p. 1103-1106.
- Hardardóttir, V., Hannington, M., Hedenquist, J., Kjarsgaard, I., and Koal, K., 2010, Cu-rich scales in the Reykjanes geothermal system, Iceland, *Economic Geology*, v, 105, p. 1143-1155.
- Hauksson, T., 1981, Concentrations of major elements in geothermal water: National Energy Authority Report No. OS-81015/JHD-10, 53 pages.
- Jakobsson, S.P., Jónsson, J., and Shido, F., 1978, Petrology of the Western Reykjanes Peninsula, Iceland: *Journal of Petrology*, v. 19, p. 669-705.
- Karlsdóttir, R., 2005, TEM-measurements at Reykjanes 2004 (in Icelandic): Iceland Geosurvey report No. ÍSOR-2005/002, 23 p.
- Kristmannsdóttir, H., 1984, Chemical evidence from Icelandic geothermal systems as compared to submarine geothermal systems: *in* Rona, P.A., Bostrom, Laubier, L., and Smith, K. L. Jr, eds., *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*: Plenum Press, London and New York, p. 291-320.
- Rimstidt, J.D., 1997, Gangue mineral transport and deposition. In Barnes, H.L. (ed): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, p. 487-516.
- Saemundsson, K., and Jóhannesson, H., 2004, Geothermal map of Iceland. Iceland GeoSurvey and National Energy Authority.
- Stanton, R.L., 1972, *Ore Petrology*, McGraw-Hill Book company, New York, 713 p.
- Tómasson, J. and Kristmannsdóttir, 1972: High temperature alteration minerals and geothermal brine, Reykjanes, Iceland: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 36, p. 123-134.

Dulin lághiti og virk eldstöðvakerfi

Kristján Sæmundsson

Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

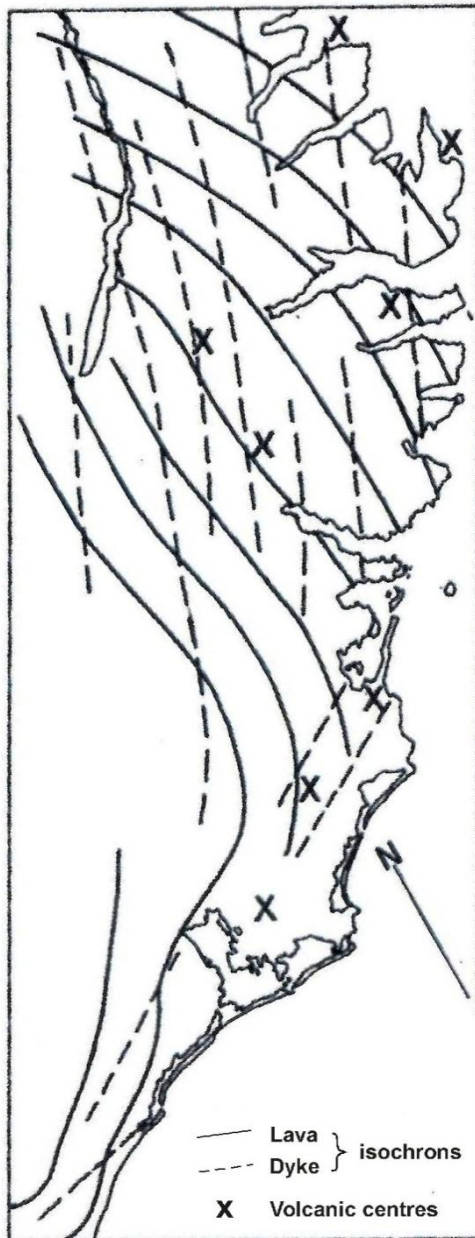
Eldstöðvakerfi með megineldstöð og sprungusveimi urðu öllum ljós með kvikuhlaupum Kröfluelda. Þótt kennd séu við eldstöðvar eru þær einungis hluti kerfanna. Jafnmikið eða meira af kvikunni sem myndar þau storknar neðanjarðar í innskotum, þ.e. bergetlum, göngum og æðum í efri hluta jarðskorpunnar. Þetta á einkum við um rekbeltin. Innskotin hita mikinn bergmassa. Í þeim byggist upp hár hitastigull og staðbundin virka þau sem hitagjafir háhitakerfa. Gosvirkni er fyrst og fremst í megineldstöðvunum en smádvínar út frá þeim uns hún hættir en gjár og misgengi halda áfram og mynda sprungusveimana. Þeir lengstu ná tugi kílómetra út fyrir kaflann þar sem gos eru tíðust. Enn fjær koma fyrir strjál gos og sprungur, misvel greinanlegar. Þeim kafla kerfanna tengjast laugasvæði þar sem sprungusveimarnir ná inn í eldri skorpu. Undir sprungusveimunum eru berggangar sem kvikuhlaup Kröfluelda sýndu glögg. Ætla má að á þeim dýpki með fjarlægð frá upptökum.



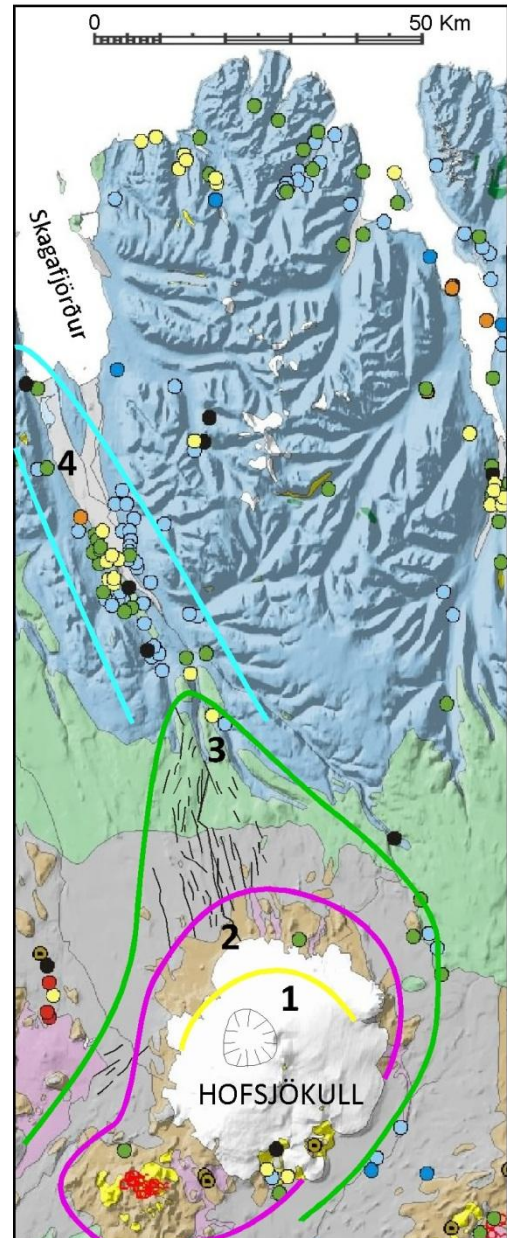
Líkan af Mull-sveimi
Jolly og Sanderson 1995

Margt má læra um virk eldstöðvakerfi með rannsóknum á rofnum eldstöðvakerfum. Um þau íslensku nægir að vísa til rannsókna Walkers (1974) og nemenda hans á Austurlandi og greina byggðra á rannsóknum þar og síðar einkum á Hawaii. Athyglisverð grein kom út fyrir 15 árum um rannsókn á sprungusveimi Mull-eldfjallsins á Suðureyjum (Jolly og Sanderson, 1995). Það var virkt fyrir tæpum 60 milljónum ára. Nú er það rofið niður í rætur þar sem kvikuhólf þess er berað og gangasveimur suðaustur frá því sem nær inn í Mið-England, um 400 km frá kvikuhólfinu þar sem hann er upprunninn. Skoðaðir voru 120 km af sprungusveimnum (mynd 1). Næst eldfjallinu eru keilugangar og æðar með óreglulegri stefnu og halla auk lóðganga. Smám saman verða gangarnir reglulegri og lóðgangar ráðandi og fjærst eru þeir orðnir fáir en þykkir.

Mynd 1. Einfölduð mynd af breytileika ganganna í Mull-sveimnum með fjarlægð frá upprunastað (Jolly og Sanderson, 1995).



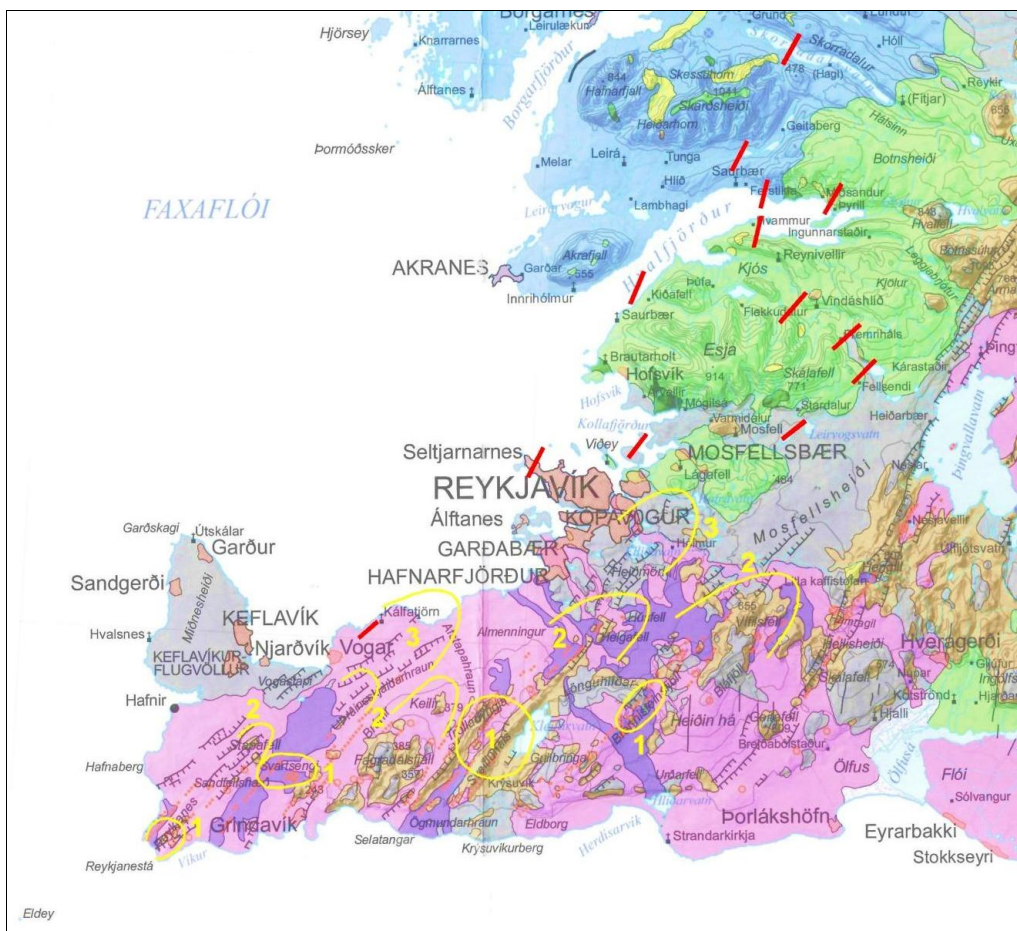
Mynd 2. Gangasveimar skáskera ísókrónur hraunlaga yfir allt að 5 milljóna ára tímabelti (Walker, 1974).



Mynd 3. Hofsjökulskerfið og lághiti í því. 1) megineldstöðvar með öskjum og háhita, 2) gossvæði, 3) sprungusveimur með strjálum gosum og 4) laugar á sprungum.

Í blágrýtismyndun Austurlands kom í ljós að gangasveimar frá megineldstöðvunum liggja inn í hraunlagastafla sem er allt að 5 milljónum ára eldri en megineldstöðvarnar sjálfar (mynd 2). Þetta sama á við um mörg af virku eldstöðvakerfunum. Hofsjökulskerfið er eitt þeirra (mynd 3). Norðurgrein þess klýfur nokkurra milljóna ára gamla skorpu og hefur skapað í henni sprungulekt og laugasvæði í byggð í Skagafirði. Næst jöklinum hefur gosið móbergi og hraunum. Norðar halda misgengissprungur áfram. Þær ganga ofan í dalina og sjást innst sem nokkurra sentimetra víðar sprungur en utar einungis í laugalínunum. Dæmi eru um gos norðarlega í þessu kerfi á ísöld (Mælifellshnjúkur o.fl. í inndölum). Hér er litið svo á að undir þessu eldstöðvakerfi endilöngu og öðrum álíka séu gangainnskot. Á fjærstu hlutum þeirra liggi þau djúpt, hafi sig þó upp úr gangalagi skorpunnar langt upp í gosbergshlutann ofan þess og stöku sinnum til yfirborðs.

Sú aðferð sem mest hefur verið notuð til að finna þessi kerfi er að bora grunnar holur (50–60 m djúpar, kennir reynslan) ofan í berggrunn þar sem þrímer lekt er mjög lítil en sekúnder lekt í stöku sprungum og stundum berggöngum kemur fyrir. Þetta er vonlaus aðferð í rekbeltunum með gjásvæðum sínum og þykkum, lekum gosmyndunum. Heit vatnskerfi gefa sig til kynna með óeðlilega háum hitastigli á mjóu bili næst yfirborði, þ.e. í efstu 200–250 m berggrunns. Þar er jafnan lítið vatn í berginu sem bendir til að varmaleiðni ráði en neðar ræður lóðrétt hræring vatns í sprungu og hiti hækkar lítið með dýpi. Best hefur reynst að ákvarða hitatopp sem best og bora síðan beint ofan í hann og þá gert ráð fyrir lóðréttum leiðara. Algengt er að hittist á um og yfir 80°C heitt vatn á 400–1000 m dýpi.



Mynd 4. Dulin lághitakerfi í NA-framhaldi af eldstöðvakerfum Reykjanesskagans tengjast líklega gangainnskotum þaðan. Tölurnar, 1-3, eru sömu merkingar og á mynd 3.

Víkjum að eldstöðvakerfunum á Reykjanesskaga. Senn er öld síðan Guðmundur G. Bárðarson benti á tengsl laugasvæðanna í Mosfellssveit við sprungusveiminn sem liggur frá Krýsuvík ofan Reykjavíkur en týnist í fellunum. Reykjanes/Svartsengis-sveimurinn verður rakinn í misgengjum yfir Vogastapa og austurhluti hans frá Snorrastaðatjörnum inn að Vatnsleysu. Sá hlutinn sem er vestan Hrafnagjár hefur ekki haggast frá því að dyngjan í Strandarheiði myndaðist fyrir um 14.000 árum. Misgengi á Vogastapa stefna inn á Vatnsleysuströnd. Borað var eftir heitu vatni á Ströndinni fyrir tveim árum og holan þá staðsett í von um að finna sprungulekt. Heitt vatn fannst á 750–800 m dýpi. Jarðhiti yst á Álftanesi og dulið jarðhitakerfi á Seltjarnarnesi hafa lengi verið talin tengjast þessum sama sprungusveimi. Hitaveita Seltjarnarness fær vatn úr broti í því.

Allmörg dulin lághitakerfi hafa fundist milli Reykjanesskaga og allt norður í Skorradal (mynd 4). Þau eru auk Seltjarnarness: Geldinganes, Seljabrekka, Stardalur, Stíflisdalur, Hvalfjarðargöng, Hrafnabjörg á Hvalfjarðarströnd, Hvammsvík, Miðsandur, Möðruvellir og Fremriháls í Kjós og Drageyri og Hvammur í Skorradal.

Vesturland er hér tekið sem dæmi en dulin lághitakerfi tengd sprungum og berggöngum hafa fundist víða á landinu. Langsótt væri að tengja þau öll djúplægum gangainnskotum. Mörg af laugasvæðum landsins eru af þessum toga. Auk Skagafjarðar má nefna að lághitakerfi eru í sprungusveimum Kverkfjalla og Snæfells, sennilega tengd gangainnskotum sem ná 70–80 km norðaustur. Jarðhitinn í Urriðavatni norðan við Egilsstaði, og 5 km langt hitastigulsfrávik suðvestur þaðan, bendir til Snæfells.

Heimildir

- Jolly, R. J. H. og Sanderson, D. J. (1995). Variation in the form and distribution of dykes in the Mull swarm, Scotland. *Journal of Structural Geology*. Vol. 17, No. 11, 1543–1557.
- Walker, G. P. L. (1974). The structure of Eastern Iceland. Í Leó Kristjánsson (ritstj.), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. Nato Advanced Study Institute Series C, no 11, 177–188.

Varmi gosbeltanna og beislun hans til raforkuframleiðslu

Ólafur G. Flovenz

Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Inngangur

Ekkert land á jarðarkringlunni framleiðir hlutfallslega jafnmikið af grænni orku og Íslendingar, þökk sé jarðhitunum og þeirri jarðvísindabekkingu sem liggur að baki nýtingar hans. Hann er ein mikilvægasta náttúruauðlind sem Ísland býr yfir. Hann veitir okkur aðgang að ódýrri orku til hitunar. Án hans væru líf skjör hér mun lakari og þau þægindi og sú það- og sundmenning sem einkennir íslenskt þjóðfélag ekki til staðar. Jarðhiti er í vaxandi mæli nýttur til raforkuframleiðslu og mun ef vel tekst til geta skapað þjóðarþúinu miklar tekjur í framtíðinni til að halda úti því velferðarþjóðfélagi sem við flest viljum. Jafnframt stuðlar frekari orkuframleiðsla úr jarðhita á Íslandi að örlítið meiri framleiðslu á grænni raforku í heiminum.

Jarðhitinn er einnig náttúruauðlind sem birtist í feegurð landsins og á ríkan þátt í að gera landið okkar að fágætu náttúruundri sem er eftirsóknarvert ferðamönnum. Þannig á hann drjúgan þátt í þeim möguleikum og tekjum sem ferðaþjónustan veitir okkur, bæði í skoðun og heilsutengdri ferðaþjónustu.

Það er vinna jarðvísindamanna undanfarinna áratuga, rannsóknir þeirra og þróun tækninnar sem er lykillinn að þeim árangri sem Íslendingar hafa náð í nýtingu jarðhita. Þetta er líka sá þáttur sem Íslendingar njóta hvað mestar virðingar fyrir á alþjóðavettvangi, þar sem við getum í senn miðlað fátækum þjóðum af reynslu okkar og kunnáttu og skapað okkur störf á alþjóðamarkaði.

Samt er það svo að nú stöndum við á tímamótum í nýtingu jarðhita. Um 90% húsa eru nú hituð með jarðhita og við höfum beislað talsvert af auðfengasta háhitunum til raforkuframleiðslu. Áskorunin framundan og helstu viðfangsefni jarðvísindamanna framtíðarinnar á Íslandi mun felast í því að finna aðferðir og leiðir til að nýta varmaorku gosbeltanna til raforkuframleiðslu án þess að valda varanlegum skaða á ásýnd landsins eða hefta verulega möguleika þróunar í ferðaþjónustu.

Varmi gosbeltanna

Árið 1985 kom út ritið *Mat á jarðvarma Íslands* sem hópur vísindamanna á Orkustofnun vann undir stjórn Guðmundar Pálmasonar (1985). Yfirlit um þetta mat er sýnt í meðfylgjandi töflu. Taflan sýnir þá orku sem fólgin er í efstu 3 km jarðar á Íslandi og er yfir 130°C. Jafnframt sýnir hún hve mikið rafafli væri unnt að vinna úr þessari orku ef hún væri öll nýtt á 50 árum. Hér er vert að hafa í huga að þetta mat er byggt á þeirri þekkingu og tækni sem menn réðu yfir upp úr 1980. Þetta er rúmmálsmat sem byggir á því að menn áætli hita í jörðu út frá jarðvísindalegum upplýsingum og giski síðan á með ýmsum aðferðum hve mikið af þessari varmaorku sé hægt að ná og umbreyta í raforku. Ekki er gert ráð fyrir þeim varma sem berst jafnt og þétt inn í jarðskorpuna með innskotavirkni eða á annan hátt. Í töflunni hér að neðan er

aðeins reiknað með að unnt sé að nýta varmann sem er bundinn í efstu 3 km jarðskorpunnar en við vitum nú að líklega er unnt að nýta varmann í efstu 5-6 km skorpunnar. Síðan er mikil óvissa um hver hinn raunverulegi hiti jarðskorpunnar er neðan við 2 km dýpi.

Þær tölur sem í þessari töflu standa eru því mjög óvissar og ber einungis að líta á þær sem aðferð til að fá mjög gróft mat á það hversu mikla nýtilega orku þarna kann að vera að finna. Nú er uppsett rafafl í íslenskum jarðhitavirkjunum um 670 MW_e sem er tæp 20% þess sem jarðvarmamatið gefur okkur væntingar um að vinna megi í 50 ár úr þekktum háhitasvæðum. Ef við lítum á tölur um gosbeltin sjálf sést að sú raforka sem metið er að fá megi á öllum þekktum háhitasvæðum landins er aðeins um 10% þess sem ætla má að unnt væri að fá úr gosbeltunum í heild. Þess vegna blasir við að rannsóknarverkefni íslenskra jarðvísindamanna á sviði jarðhita næstu áratugi munu beinast að því að finna út hvort þessi orka sé raunverulega til staðar og finna aðferðir til að beisla hana.

Svæði	Flatarmál km ²	Aðgengileg varmaorka		Tæknilega vinnanleg varmaorka		Tæknilega vinnanleg varamorka		Rafafl
Gosbeltið		Yfir 130°C, EJ	Yfir 130°C, TWh	Yfir 130°C, EJ	Yfir 130°C, TWh	Yfir 130°C, EJ _e	Yfir 130°C, TWh _e	MW _e í 50 ár
Þekkt jarðhitasvæði	600	600,00	160.000	69,8	19.400	5,6	1.556	3.551
Önnur virk svæði	2.150	1.200,00	330.000	165,6	46.000	13,2	3.667	8.371
Óvirk svæði	29.250	9.100,00	2.500.000	634,7	176.000	38,1	10.583	24.163
Alls innan gosbeltanna	32.000	10.900,00	3.000.000	870,1	241.400	56,9	15.806	36.086
Utan gosbeltanna	71.000	10.100,00	720.000	207,0	57.400	11,3	3.100	7.200
Samtals á Íslandi	103.000	21.000	3.720.000	1.077	298.800	68,2	18.906	43.286

Hver er hiti jarðskorpunnar á Íslandi

Til að finna út hvort orkan sé raunverulega til staðar þarf að mæla hitann í jarðskorpunni og hvernig hann breytist með dýpi. Hitinn í jarðskorpunni á Íslandi hefur fyrst og fremst verið metinn út frá hitastigulsmælingum í grunnnum borholum. Til að fá mat á raunverulegan bakgrunnshitastigul, þ.e. þann varmastraum sem berst með varmaleiðingu djúpt úr jarðskorpunni, er eingöngu unnt að nota borholur sem ekki eru undir verulegum áhrifum grunnvatnsrennslis. Það þýðir að hvorki er unnt að nota holur sem boraðar eru nálægt jarðhitasvæðum né holur sem eru boraðar í lek jarðlög gosbeltanna nema þær síðarnefndu séu mjög djúpar.

Gunnar Böðvarsson hóf fyrstur manna kerfisbundnar mælingar á hitastigli á landinu en síðar áttu Kristján Sæmundsson og samstarfsmenn drjúgan þátt í að vinna hitastigulskortin af landinu. Samkvæmt hitastigulskortum af landinu er hitastigull við jaðra gosbeltanna um 100°C/km (Flóvenz og Sæmundsson, 1993). Því má ætla að hitastigull neðan leku jarðlaganna í gosbeltunum sé eitthvað yfir 100°C/km. Það er hins vegar erfitt að meta hversu djúpt niður óhætt er að framlengja hitastigulinn línulega. Ef við gerðum t.d. ráð fyrir að hitastigull gosbeltanna væri 120°C/km gætum við búist við 1200°C hita og þar með verulegri hlutbráð á 10 km dýpi ef framlengja mætti hitastigulinn línulega svo langt niður. Við vitum hins vegar út frá mælingum á útbreiðslu jarðskjálftabylgna að ekki getur verið umtalsverð útbreidd bráð svo

grunnt. Því hlýtur hitastigullinn að lækka umtalsvert þegar tilteknu dýpi er náð. Samkvæmt útreikningum byggðum á þyngdarmælingum er dýpið á 1200°C jafnhitaflötinn á 30-70 km dýpi (Kaban o.fl., 2002).

Unnt er að fá hugmyndir um hita á tilteknu dýpi í jarðskorpunni út frá dýptarmörkum jarðskjálfta. Jarðskjálftar ná niður að því dýpi þar sem mörk hinnar stökku og deigu skorpu liggja en rannsóknir benda til að þau mörk séu nálægt 700°C í basaltskorpu (Ágústsson og Flóvenz, 2005; Violay o.fl., 2010). Með því að finna þessi mörk í gosbeltunum gætum við fundið hvar 700°C jafnhitalínan liggur. Þetta er þó háð því að nægjanlega margir jarðskjálftar mælist víða um gosbeltið og mælistöðvar séu nógu nærri til að gefa áreiðanlegar upplýsingar um dýpi þeirra.

Undir stórum hluta Íslands er lag með lágu eðlisviðnámi. Það lag var á árum áður talið hlutbráðið en nýrri jarðskjálftamælingar sýna að það getur tæpast verið. Hins vegar hafa komið fram vísbendingar frá rannsóknum við Upptýppinga um að efri mörk þessa lags kunni að liggja nærri neðri mörkum brotgjörnu skorpunnar (Vilhjálmsson o.fl., 2008). Sé það rétt er fundin einföld aðferð til að meta dýpið á 700°C hitaflötinn og þar með að kortleggja hita jarðskorunnar undir gosbeltunum án þess að bora djúpar holur.

Að vinna orkuna

Að því gefnu að hitinn á 4-5 km dýpi undir gosbeltunum sé 300-500°C er næst að finna út hvort þar sé einhverja lekt að hafa eða hvort unnt sé að framkalla lekt með örvun borholna. Almennt séð ættu að geta verið skilyrði fyrir lekum sprungum á þessu dýpi þar sem gosbeltið er undirlagt af normal misgengjum. Þá er spennuástandið væntanlega þannig að auðvelt ætti að vera að framkalla lekt með örvun. Í því samhengi gætum við nýtt okkur umfangsmiklar tilraunir sem nú fara fram víða um heim við að örva lítt lek jarðhitakerfi. Takist þetta opnast okkur auðlind sem gæti skapað okkur miklar tekjur og velferð í framtíðinni en jafnframt dregið úr ásókn í að virkja þau svæði þar sem náttúruvegurð er hvað mest. Þetta er auðvitað ekki eitthvað sem verður á næstu árum, en gæti orðið á næstu áratugum.

Til þess að gera þetta að veruleika þarf áralangar markvissar rannsóknir þar sem fyrsti þátturinn felst í að þróa jarðeðlisfræðilegar aðferðir til að meta hitann í jarðskorpunni með öruggari hætti en nú er gert og prófa niðurstöðurnar með djúpum borholum á vel völdum stöðum.

Heimildir

- Ágústsson, K. and Flóvenz, Ó. G. (2005). The thickness of the seismogenic crust in Iceland and its implications for geothermal systems. *Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24–29 April*. International Geothermal Association, p. 9.
- Flóvenz, Ó.G., and Sæmundsson, K.: Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics*, 225, 123-138, (1993).
- Kaban, M., Flóvenz, Ó.G., and Pálmason, G.: Nature of the crust-mantle transition and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling. *Geophys. J. Int.*, 149, 281-299, (2002).

- Pálmason, G., G. V. Johnsen, H. Torfason, K. Sæmundsson, K. Ragnars, G. I. Haraldsson and G. K. Halldórsson, 1985. Mat á jarðvarma Íslands, Orkustofnun, Reykjavík, OS-085/ JHD-076, 136p.
- Vilhjálmsson, A.M., Ó. G. Flóvenz, R. Karlsdóttir, K. Árnason, H. Eysteinnsson, K. Sæmundsson, 2008. Resistivity survey supports magmatic activity at Upptyppingar, N-Iceland. *IAVCEY 2008 General Assembly, Reykjavik, Iceland, Abstract 2-f P07* (<http://www.iavcey.org/IAVCEY.htm>).
- Violay, M., Gibert, B., Mainprice, D. Evans, B., Pezard, P. A., Flóvenz, O. G. and Ásmundsson, R. (2010). The Brittle Ductile Transition in Experimentally Deformed Basalt Under Oceanic Crust Conditions: Evidence for Presence of Permeable Reservoirs at Supercritical Temperatures and Pressures in the Icelandic Crust. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25–29 April 2010.*

Mikilvægi niðurdælingar bakrásarvatns í jarðhitakerfið á Hofsstöðum í Helgafellssveit

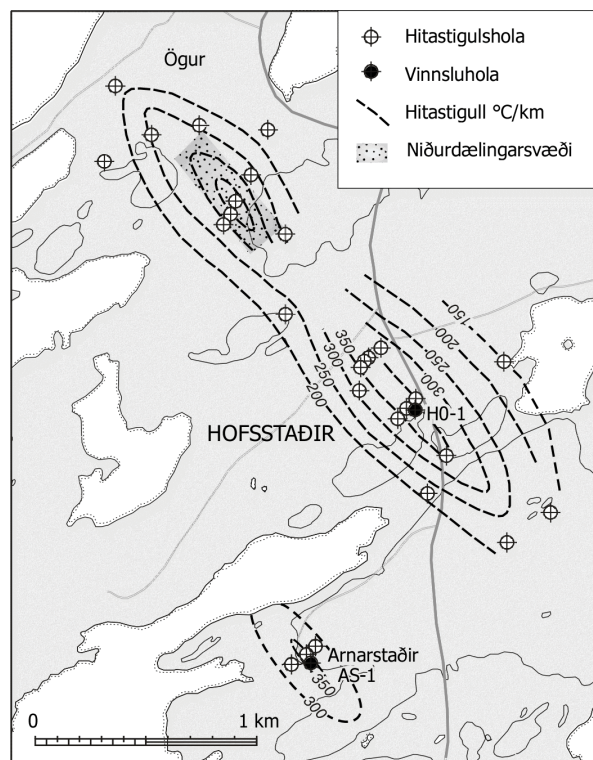
Guðmi Axelsson¹, Helgi B. Haraldsson², Magnús Ólafsson¹

¹Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík, ²Orkuveit Reykjavíkur, Bæjarhálsi 1, 112 Reykjavík

Inngangur

Jarðhitakerfið á Hofsstöðum í Helgafellssveit fannst í umfangsmiklu jarðhitaleitarátaki á Snæfellsnesi á síðasta áratug tuttugustu aldar. Við leitina var einkum stuðst við borun grunnra hitastigulsholna og við Hofsstaði kom fram skýrt hitastigulsfrávik (sjá mynd 1), sem reyndist stafa af virku jarðhitakerfi undir niðri. Jarðhitaleitarátakinu stýrði Kristján Sæmundsson, heiðursgestur þessarar ráðstefnu (Kristján Sæmundsson, 1996).

Fyrsta djúpa borholan á svæðinu, HO-1, var boruð haustið 1996 með góðum árangri. Hún varð 855 m djúp og á grundvelli 5 mánaða prófunar holunnar árið 1997 (Grímur Björnsson o.fl., 1997) var svo ráðist í lagningu hitaveitu til Stykkishólms. Tók hún til starfa undir lok árs 1999. Árið 2005 tók svo Orkuveita Reykjavíkur yfir rekstur hitaveitunnar (hún hefur veitt leyfi til birtingar gagnanna sem hér eru til umfjöllunar).

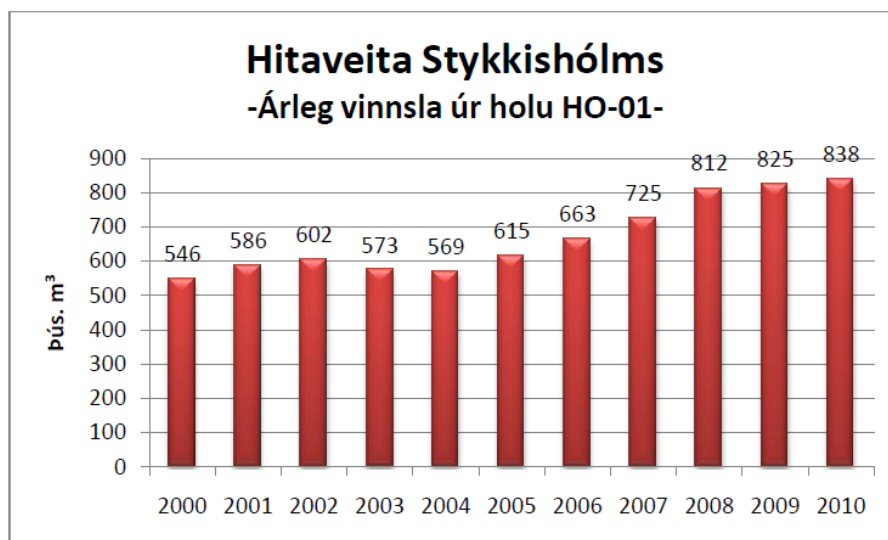


Mynd 1. Kort sem sýnir hitastigulsfrávik við Hofsstaði og hvernig það teygir sig til norðvesturs til Ögurs, þar sem niðurdælingarhola var boruð 2006. Kortið sýnir staðsetningu vinnsluholunnar HO-1, auk lítills viðbótarfrávíks í hitastigli við Arnarstaði.

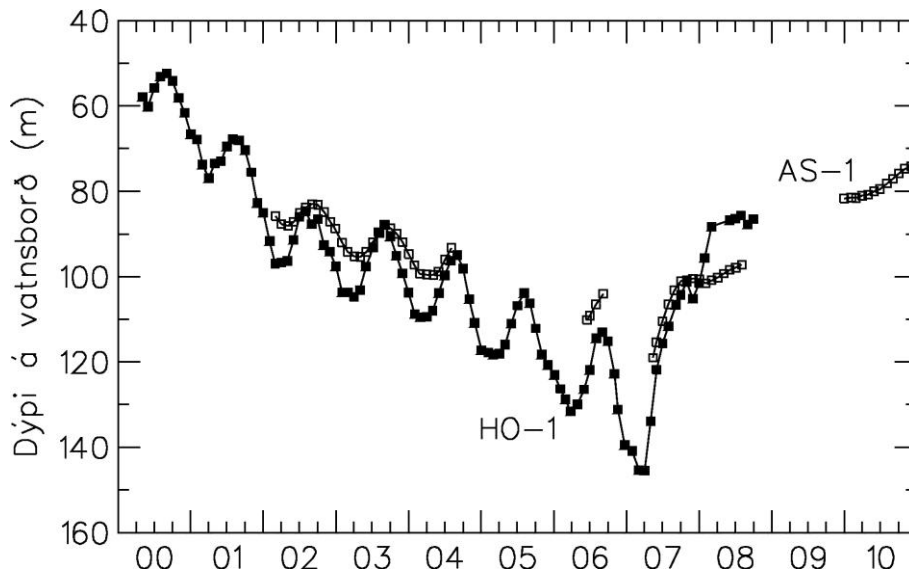
Komið hefur í ljós að við vinnslu heits vatns úr holu HO-1 lækkar þrýstingur (mældur sem dýpi á vatnsborð) í jarðhitakerfinu stöðugt með tímanum, vegna takmarkaðs náttúrulegs innstreymis í það. Því var ákveðið að hefja niðurdælingu bakrásarvatns í kerfið (um holu HO-2). Hún hófst vorið 2007 og hefur árangurinn verið framar vonum því vatnsborð í jarðhitakerfinu hefur hækkað verulega á ný. Niðurdælingin á Hofsstöðum og árangur hennar eru umfjöllunarefni þessa fyrirlesturs.

Nýtingarsaga Hofsstaða

Rekstur Hitaveitu Stykkishólms hófst undir lok árs 1999 og hefur dæling úr holu HO-1 einnig staðið undir honum. Holan hefur gefið um 86-88°C heitt vatns og sýnir mynd 2 ársvinnsluna úr jarðhitakerfinu á Hofsstöðum 2000-2010, en samsvarandi meðalvinnsla hefur vaxið úr 17 í 26 l/s þennan tíma (mest góðærin 2005-2008). Reksturinn hefur gengið vel hina 12 ára sögu veitunnar, utan það að vatnsborð hefur lækkað nærri stöðugt í jarðhitakerfinu (fyrir utan sveiflur vegna árstíðabundins álags). Þetta sést skýrt á mynd 3, sem sýnir tiltækar vatnsborðsmælingar í jarðhitakerfinu frá byrjun árs 2000.



Mynd 2. Ársmeðalvinnsla úr jarðhitakerfinu á Hofsstöðum frá upphafi vinnslusögu þess til og með 2010, en hún hefur vaxið um rúmlega 4% á ári (Auður Aradóttir 2011).



Mynd 3. Vatnsborðsbreytingar í jarðhitakerfinu á Hofsstöðum 2000 – 2010. Annars vegar í holu HO-1 og hins vegar í holu AS-1 á Arnarstöðum rúnum 1 km SSV af HO-1.

Þessi stöðuga lækkun vatnsborðs sýnir að jarðhitakerfið hegðar sér eins og það sé nærri lokað, þ.e. án verulegs innstreymis. Slíkt er mjög óvenjulegt á Íslandi vegna þess hve jarðskorpan er almennt sprungin, en svo virðist sem aðstæður (einkum spennuástand) á Snæfellsnesi séu frábrugðnar því sem víðast er. Líkanreikningar sem gerðir voru fyrir jarðhitakerfið 2002 höfðu þá þegar bent til þessa (Hrefna Kristmannsdóttir o.fl., 2002). Auk þess sýndu þeir að með tímanum myndi þessi vatnsborðslækkun valda því að jarðhitakerfið hætti að geta staðið undir rekstri Hitaveitu Stykkishólms.

Því var ákveðið að grípa til niðurdælingar til að bæta upp takmarkað náttúrulegt innstreymi og draga úr vatnsborðslækkuninni. Svæðið var því rannsakað frekar með hitastigulsborunum (Haukur Jóhannesson, 2006) og hola HO-2 síðan boruð sumarið 2006 um 1200 m norðvestur af holu HO-1, í 414 m dýpi (sjá mynd 1). Hún reyndist vel opin og auk þess í góðu sambandi við jarðhitakerfið.

Áhrif niðurdælingarinnar á Hofsstöðum

Niðurdæling er orðin lykilatriði í rekstri jarðhitakerfa víða um heim (Guðni Axelsson, 2008). Hún er stunduð á flestum háhitasvæðum, fyrst í kringum 1970 í Ahuachapan (El Salvador), á Geysers-svæðinu (Kaliforníu) og í Larderello (Ítalíu). Einnig er víða dælt niður í lághitakerfi og er niðurdælingin í setlagadældina umhverfis París síðan 1969 eitt besta dæmið um slíkt. Fyrir utan umhverfisvernd þá felst aðalgagnsemi niðurdælingar í því að bæta upp takmarkað náttúrulegt innstreymi í jarðhitakerfi. Hún viðheldur þannig þrýstingi í kerfunum. Möguleg kólnun nálægra vinnsluholna er helsta vandamálið tengt niðurdælingu og þarf fjarlægðin milli niðurdælingar- og vinnsluholna því að vera „hæfileg“ þannig að gagnsemi hennar haldist án verulegrar kólnunar.

Niðurdælingu hefur þó lítt verið beitt á íslenskum lághitasvæðum. Þó má nefna velheppnuð dæmi eins og frá Laugalandi í Eyjafirði (síðan 1997), en þar jafngildir niðurdælingin um 25% vinnslunnar, og frá Laugalandi í Holtum (síðan 2000), en þar jafngildir niðurdælingin rúmlega

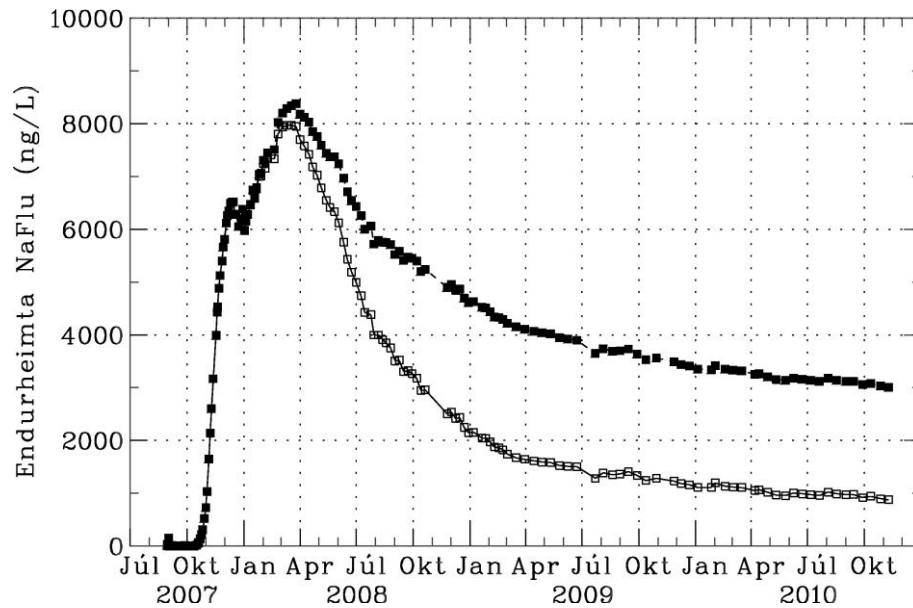
20% vinnslunnar. Þá má nefna að á jarðhitasvæðinu í Eskifirði, sem nýtt hefur verið í um 5 ár, er líka dælt niður.

Niurdælingin í holu HO-2 hófst svo vorið 2007. Í reynd er um niðurrennisli að ræða því holan hefur tekið við tiltæku bakrásarvatni án dælingar. Um 65 – 75% vinnslunnar er skilað aftur, t.d. 16 l/s af 24 l/s að meðaltali árið 2009 (Auður Aradóttir, 2010). Vorið 2007 var vatnsborð í holu HO-1 á c.a. 150 m dýpi og hafði þá lækkað um 90 m frá vorinu 2000. Við niurdælinguna hætti vatnsborðið strax að lækka (sjá mynd 3) og hefur það hækkað stöðugt síðan, líklega um 70 – 80 m á tæpum fjórum árum.

Þessi mikla vatnsborðshækkun kom reyndar í fyrstu á óvart. Annars vegar vegna þess að spáreikningar höfðu vanáætlað möguleg áhrif auk þess sem niðurrennislið var í fyrstu vanmetið (vegna mæliskekkju). Þá hefur vakið athygli að ársveiflur vatnsborðsins eru næstum horfnar, en það er vegna lítilla breytinga í nettóvinnslu ($7,9 \pm 0,7$ l/s árið 2009). Mikil áhrif niurdælingarinnar stafa af beinum vökvaafllfræðilegum tengslum milli holnanna, eftir meginsprungum jarðhitakerfisins, sem báðar holurnar skera.

Þá er jafnframt hætt á kólnun vinnsluholunnar, þó slíkt sé ekki sjálfgefið, enda fjarlægðin töluverð. Því var svokallað ferilpróf sett af stað milli holna HO-2 og HO-1 í lok sumars 2007 til að meta kólnunarhættu vegna niurdælingarinnar, en ferilpróf eru notuð í ýmsum vísindagreinum til að kanna rennislisleiðir og mögulega dreifingu efna. Þau eru notuð sérstaklega til að kanna tengsl (rennislirásir) niurdælingar- og vinnsluholna í jarðhitakerfum og ræðst endurheimta ferilefnis aðallega af rúmmáli rennislirásanna. Upplýsingar um þessi tengsl má svo nota til að spá kólnun vinnsluholna við langtímaniurdælingu. Fluorescein, sem notað var á Hofsstöðum, er sterkt litarefni sem er hægt að greina í mjög lágu styrk. Niðurstaða ferilprófsins er sýnd á mynd 4.

Hér er um lengstu jarðhitaferilprófun sem gerð hefur verið á Íslandi, en hún stóð yfir í tæplega þrjú og hálft ár. Endurheimta ferilefnisins var mjög hæg og var það enn að skila sé í verulegum styrk meira en þremur árum eftir að prófunin hófst. Stór hluti ferilefnisins hefur þó verið endurheimtur, eða 70% af 10 kg. Túlkun endurheimtunnar sýnir að ferilefnið, og þar með niðurrennisvatnið, hafi dreifst um $0,02 \text{ km}^3$ rúmmál neðanjarðar. Nákvæmir líkanreikningar til að meta hættuna á kólnun vinnsluholunnar HO-1 við langtímaniurrennisli hafa enn ekki verið gerðir, en hraði endurheimtunnar bendir til þess að hættan á bráðri kólnun sé óveruleg. Einfalt mat sýnir að veruleg kólnun holu HO-1 ætti ekki að verða fyrr en eftir einhverja áratugi.



Mynd 4. Endurheimta ferilefnis í holu HO-1 frá niðurstetningu í holu HO-2 29/8/2007. Efri ferillinn sýnir mældan styrk, en sá neðri styrk leiðréttan fyrir hringdælingu.

Lokaorð

Niðurrennslið á Hofsstöðum, sem hófst vorið 2007, hefur reynst mjög árangursríkt. Það veldur því að jarðhitakerfið þar getur staðið undir núverandi vinnslu til lengdar, jafnvel nokkrum vexti í notkun. Annars hefði ekki verið hægt að viðhalda núverandi vinnslu til langframa. Nákvæmt eftirlit með viðbrögðum jarðhitakerfisins við vinnslu og niðurrennsli, ekki síst vatnshita, ásamt nákvæmri túlkun viðamikilla ferilprófunargagna, eru lykillinn að skilningi á eðli og viðbrögðum jarðhitakerfisins og áreiðanlegu mati á vinnslugetu þess til langs tíma. Niðurstöðurnar eru einnig lærdómsríkar fyrir langtímarekstur annarra sambærilegra lághitakerfa.

Heimildir

- Auður A. Aradóttir, 2011: Vatnsvinnsla Hitaveitu Stykkishólms 2010. Orkuveita Reykjavíkur, Jarðfræðirannsóknir, skýrsla 2011-25, 19 bls.
- Auður A. Aradóttir, 2010: Vatnsvinnsla Hitaveitu Stykkishólms 2009. Orkuveita Reykjavíkur, Nýjar virkjanir, skýrsla 21-2010, 18 bls.
- Grímur Björnsson, Guðni Axelsson, Hrefna Kristmannsdóttir, Kristján Sæmundsson, Sverrir Þórhallsson og Vigdís Harðardóttir, 1997: Vinnsluprófun holu 1 á Hofstöðum í Helgafellsveit. Orkustofnun, Rannsóknasvið, skýrsla OS-97042, 36 bls.
- Guðni Axelsson, 2008: The importance of geothermal reinjection. *Proceedings of the Workshop for Decision Makers on the Direct Heating Use of Geothermal Resources in Asia*, organized by UNU-GTP, TBLRREM and TBGMED, Tianjin, China, maí 2008, 15 bls.
- Haukur Jóhannesson, 2006: Staðsetning niðurdælingarholu í Ögri við Stykkishólm. Íslenskar orkurannsóknir, greinargerð ÍSOR-06157, 11 bls.

Hrefna Kristmannsdóttir, Guðni Axelsson, Magnús Ólafsson, Vigdís Harðardóttir og Sverrir Þórhallsson, 2002: Hitaveita Stykkishólms. Eftirlit með jarðhitavinnslu á Hofsstöðum og tæringu í aðveitu- og dreifikerfi veitunnar 2001-2002. Orkustofnun, Rannsóknasvið, skýrsla OS-2002/015, 37 bls.

Kristján Sæmundsson, 1996: Jarðhitaleit á Snæfellsnesi. Niðurstöður rannsókna við Stykkishólm. Orkustofnun, jarðhitadeild, greinargerð KS-96/21, 18 bls.

Raunasaga goshvera

Sigmundur Einarsson

Náttúrufræðistofnun Íslands, Urriðaholtsstræti 6-8, 220 Garðabæ

Um aldir voru goshverir taldir einhver furðulegustu náttúruundur Íslands enda var fyrirbærið lengi vel ekki þekkt annars staðar í veröld Evrópumanna. Goshverir eru hvort tveggja í senn, skammlíf fyrirbæri og óstöðug. Líkt og aðrir hverir voru þeir löngum heldur óvinsælir af nágrönnum einkum vegna þeirrar hættu sem búfénaði stafaði af þeim. Því má ætla að heimamenn hafi yfirleitt verið sáttir þegar virkni goshveranna var í lágmarki. Þegar erlendir aðalsmenn tóku að leita til Íslands í ævintýraferðir á 18. öld hefur líklega orðið til áður óþekkt þörf fyrir hveragos. Hinir tignu gestir fengu að kynna duttlungum íslenskrar náttúru því iðulega bar svo við að hverirnir reyndust ekki til þjónustu reiðubúnir. Við það varð ekki unað eftir langa og stranga siglingu til Íslands. Því var öllum ráðum beitt til að fá hverina til að gjósa.

Snemma varð mönnum ljóst að stundum var hægt að fá dyntótta goshveri til að gjósa með því að henda í þá vænum skammti af torfi og grjóti. Þegar Eggert Ólafsson og Bjarni Pálsson rannsökuðu Geysi í Haukadal árið 1750 köstuðu þeir hellum og hnúlungum af hverahrúðri í hverinn í þeim tilgangi að örva hann til dáða. Fulltrúar upplýsingarinnar höfðu því erindi sem erfiði. Síðar virðast menn hafa komist upp á lag með að skera torfhnausa og henda þeim í hverina. Á teikningum frá 18. og 19. öld sem sýna gos í Geysi og Stokk má yfirleitt sjá dökkan flygsur af torfi eða grjóti í gosstróknum.

Jónas Hallgrímsson kannaði Geysi og Stokk 1837. Í dagbókum sínum lýsir hann skemmdum ferðamanna á brúnum og gospípu Stokks og kallar framferðið vandalisma, en skömmu áður munu miklir höfðingjar, bæði danskir og enskir, hafa heimsótt hverina sem reyndust tregir til sýningarstarfana. Umgengni af þessu tagi virðist hafa verið viðvarandi við goshveri í landinu allt fram á 20. öld.

Árið 1907 benti Matthías Þórðarson síðar þjóðminjavörður á þörfina fyrir verndun goshvera og annarra náttúruminna hér á landi. Hann nefndi m.a. að Almannagjá hefði verið skemmd með vegagerð og Stokkur stíflaður með grjóti. Skrif Matthíasar virðast ekki hafa haft mikil áhrif enda var Geysir í fullu fjöri um þetta leyti.

Af heimildum má ráða að yfirleitt hafi verið nokkrir virkir goshverir í landinu í einu og heildarfjöldi þeirra liðlega 20. Að auki verður að gera ráð fyrir að fjöldi skammlífra goshvera myndist af og til á helstu jarðhitasvæðum landsins. Flestir goshverir voru á Suður- og Suðvesturlandi eða um 14, þar af 7 eða 8 á Geysissvæðinu. Á Vesturlandi voru tveir goshverir og fjórir á Norðurlandi. Núna, árið 2012, gýs aðeins Stokkur í Haukadal en hann var lífgaður með borun árið 1963.

Athyglisvert er að áður en vélvæðing komst á fullan skrið á 20. öld hafði um helmingi íslenskra goshvera verið spillt eða raskað á einhvern hátt með handafli. Aðeins í einu tilviki var um að ræða einhvers konar nýtingu, en um 1920 var steipt lítið hús yfir goshverinn Stokk að Norðurreykjum í Borgarfirði. Húsið sem enn stendur mun hafa verið notað sem einhvers konar þurrkhús.

Árið 1905 var vatnsborð Ystahvers í Reykjahverfi lækkað um 1-2 fet og tók hann þá að gjósa. Árið 1935 var höggvin rauf í skál Geysis og vatnsborðið lækkað um 80 cm og hófust þá gos í hvern um eftir tæplega 20 ára hlé.

Síðar hófst orkuvinnsla úr jarðhitasvæðunum í og við Hveragerði, á Reykjanesi og í Reykjahverfi sem veldur því að goshverir á þeim svæðum eru ólíklegir til að vakna til lífsins í bráð. Ystihver bregst við sápuvjöf og Reykholtshver í Biskupstungum gýs í lokaðri þró og svipaða sögu er að segja af Strokki á Norðurreykjum.

Um 1970 var steypt yfir Uxahver og Syðstahver í Reykjahverfi og áður var Strokkur á sama svæði kominn í þró. Að Reykjum í Ölfusi mun grjót hafa verið borið í goshveri og í Hveragerði var steinhella sett yfir skál Grýlu.

Vellir í Reykjadalssá er nú óvirkur en hann er líklega eini goshverinn í landinu sem komist hefur hjá einhvers konar raski á síðustu öldum.

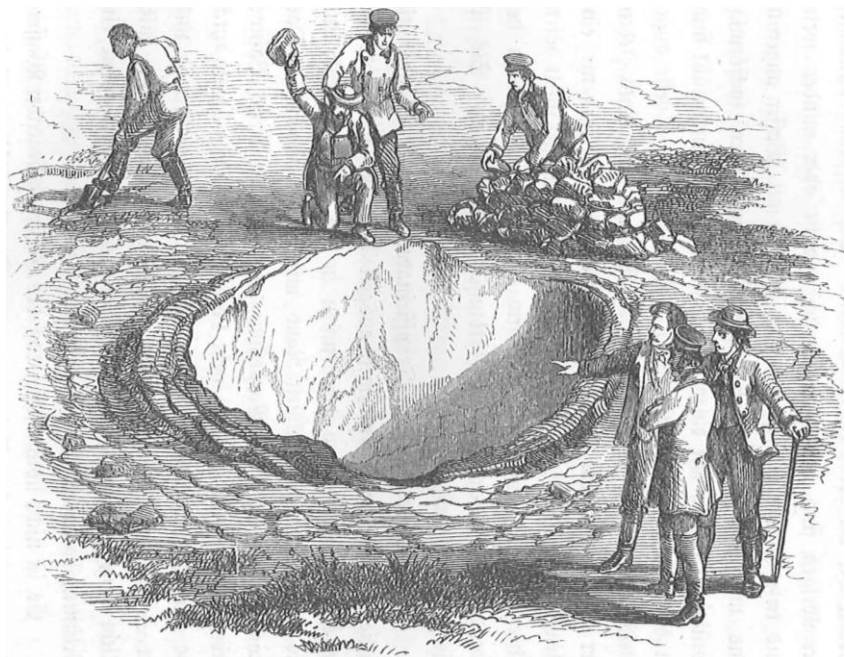
Heimildir

Eggert Ólafsson 1943. Ferðabók Eggerts Ólafssonar og Bjarna Pálssonar um ferðir þeirra á Íslandi árin 1752–1757. Ísafoldarprentsmiðja, Reykjavík.

Jónas Hallgrímsson 1933. Dagbækur, yfirlitsgreinar o.fl. Rit eftir Jónas Hallgrímsson III. 278 bls. Ísafoldarprentsmiðja, Reykjavík.

Matthías Þórðarson 1907. Verndun fagurra staða og merkra náttúrumenja. Skírnir 81, 180–182.

Strokkur undirbúinn fyrir gos
(Winkler 1861).



Í bullandi útrás. Jarðhitaathuganir í Chile. Dæmi af rannsókn á Alitar fjalli

Árni Hjartarson, Magnús Ólafsson

Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Starfsmenn Íslenskra orkurannsókna vinna að jarðhitarannsóknum og fræðslu víða um heim, bæði á meginlandi Evrópu, í Afríku, í Asíu auk N- og S-Ameríku. Á síðustu misserum hafa verkefni í Chile verið hvað fyrirferðarmest. Þótt í Chile séu miklar auðlindir í jörðu og námavinnsla eru olíulindir þeirra smáar og þeir þurfa að flytja inn eldsneyti til raforkuframleiðslu. Í samræmi við Kyoto samninginn leitast Chilemenn nú við að auka nýtingu á umhverfisvænum orkulindum og binda m.a. vonir við jarðhitann. ÍSOR vinnur að verkum á einum 10 stöðum í Chile, ýmist við grunnrannsóknir á jarðhitasvæðum, jarðeðlisfræðilega úrvinnslu og ráðgjöf, boreftirlit eða almenna álitsgjöf.

Rannsóknarsvæðin eru víðast tengd eldvirkni í Andesfjöllum, oftast hátt yfir sjávarmáli. Alitar er dæmi um eitt þessara svæða. Þar hefur orkufyrirtækið Colbún rannsóknarleyfi á rúmlega 300 km² lands í um 4000-5000 m hæð, nálægt landamærunum við Bólivíu og Argentínu. Það þéttbýli sem næst liggur svæðinu er ferðamannabærinn San Pedro de Atacama. Hann er í miðri Atacama auðninni, sem stundum er nefnd þurrasta eyðimörk heims. Úrkoma sem fellur á fjallgarðinn gufar nánast öll upp í vötnum, ýmist uppi í fjallgarðinum eða niðri á Atakama hásléttunni. Þar sitja eftir ljósleitar eða jafnvel snjóhvítar saltsléttur, sem innbyggjar kalla salar, t.d. flatneskjan mikla Salar de Atacama. Upp af hásléttunni rísa miklar eldkeilur, svo sem Lascar sem jafnan rýkur úr. Fjallið er rétt sunnan rannsóknarsvæðisins. Innan svæðisins er vesturjaðar hinnar feikimiklu Caldera de Pacana, sem er ein stærsta þekkt gosaskja heims. Hún varð til eftir ofsafengið gos á plíósen tíma og er fjögurra milljón ára gömul.

Rannsóknir leiddu í ljós að jarðhitinn á svæðinu er nánast alfarið bundinn við lítinn hringlaga blett vestan í kulnuðu eldfjalli sem nefnist Alitar. Þar er fjöldi lítilla gufuaugna og miklar brennisteinsútfellingar og á fyrri hluta síðustu aldar fór fram brennisteinsnám á svæðinu. Einnig eru heitar laugar í mýrlendi við fjallsræturnar. Staðurinn er í um 4750 m hæð svo suðumark vatns er 84-85°C og það er líka hitinn í gufuaugunum. Jarðhitinn í Alitar er ekki sýndur á jarðfræðikortum af Chile og enginn virðist hafa skoðað eða skrifað um hann fyrr. Jarðhitinn tengist sprengigíg í hlíðarfætinum. Hann er ungur og lítið veðraður og tengist ekki hinni fornu eldvirkni í fjallinu. Gígurinn er 400-500 m í þvermál og barmar hans eru 30-40 m háir þar sem þeir eru hæstir. Efnið í þeim er það sama og sést í skriðorpnum fjallshlíðunum og í opnum í berggrunninum. Hraun eða gjall eða djúpt aðkomið berg sést ekki. Gígurinn virðist myndaður í einni mikilli gufusprengingu sem orðið hefur í efstu lögum grunnvatnsins. Hitagjafinn er líklega kvikuinnskot grunnt undir fjallinu. Á yfirborði er jarðhitasvæðið aðeins 0,7 km² að flatarmáli. Vatns- og gufusýni sem tekin voru og efnagreind gefa til kynna að hitinn í djúpkerfinu sé 280-300°C. Útreikningar sem gerðir voru á afkastagetu svæðisins benda til þess að miðað við 30 ára nýtingu megi vinna þarna raforku á bilinu 9-52 MWe. Þessir reikningar eru þó afar ónákvæmir. Hugsanlega leiða jarðeðlisfræðilegar athuganir í ljós að svæðið sé mun stærra en úr því verður skorið á næstu árum.

Jarðfræði og ummyndun í jarðhitakerfinu við Hverahlíð á Hellisheiði

Steinþór Níelsson

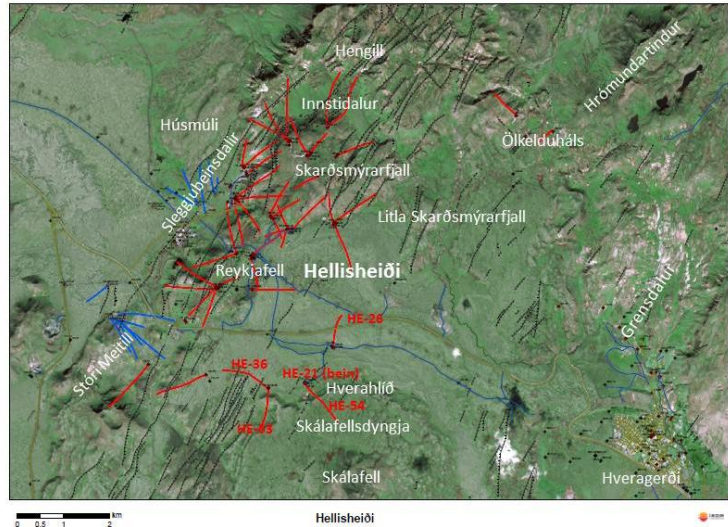
Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Jarðhitakerfið í Hverahlíð er staðsett sunnan við Hengilsmegineldstöðina og við austurjaðar sprungusveims Hengils. Orkuveita Reykjavíkur hefur borað fimm rannsóknarholur á svæðinu til að kanna möguleika á orkuvinnslu. Þar af hafa fjórar verið teknar til sérstakrar skoðunar (mynd 1). Holurnar, sem eru 2000-2800 m djúpar, skera jarðhitakerfi með 200-320°C hita neðan við 600-1000 m dýpi. Móbergsmýndanir eru áberandi á suður- og vesturhluta svæðisins en á norður- og austurhluta svæðisins eru hraunlög sem lagst hafa upp að móbergsmýndunum ráðandi.

Sýni af borholusvarfi voru efnagreind með það í huga að skoða bergfræðilega samsetningu jarðlagastaflans í Hverahlíð. Þrátt fyrir að ummyndun sé töluverð í nokkrum sýnanna sést vel að efnafræðileg þróun svæðisins er dæmigerð fyrir þróun bergs í rekbeltunum og spannar allt basaltsviðið. Basalt er ráðandi bergtegund á svæðinu við Hverahlíð. Þróað basalt finnst í jarðlagastaflanum og móbergsmýndun úr basaltísku andesíti finnst innan Hengilssprungusveimsins á vesturhluta svæðisins í holu HE-36.

Ummyndunarstig bergsins er allt frá algerlega fersku bergi í köldu grunnvatnskerfi neðan við yfirborð í gegnum zeólítabelti og þaðan inn í jarðhitaummyndun með klóríti, epídóti, wollastoníti og aktínólíti.

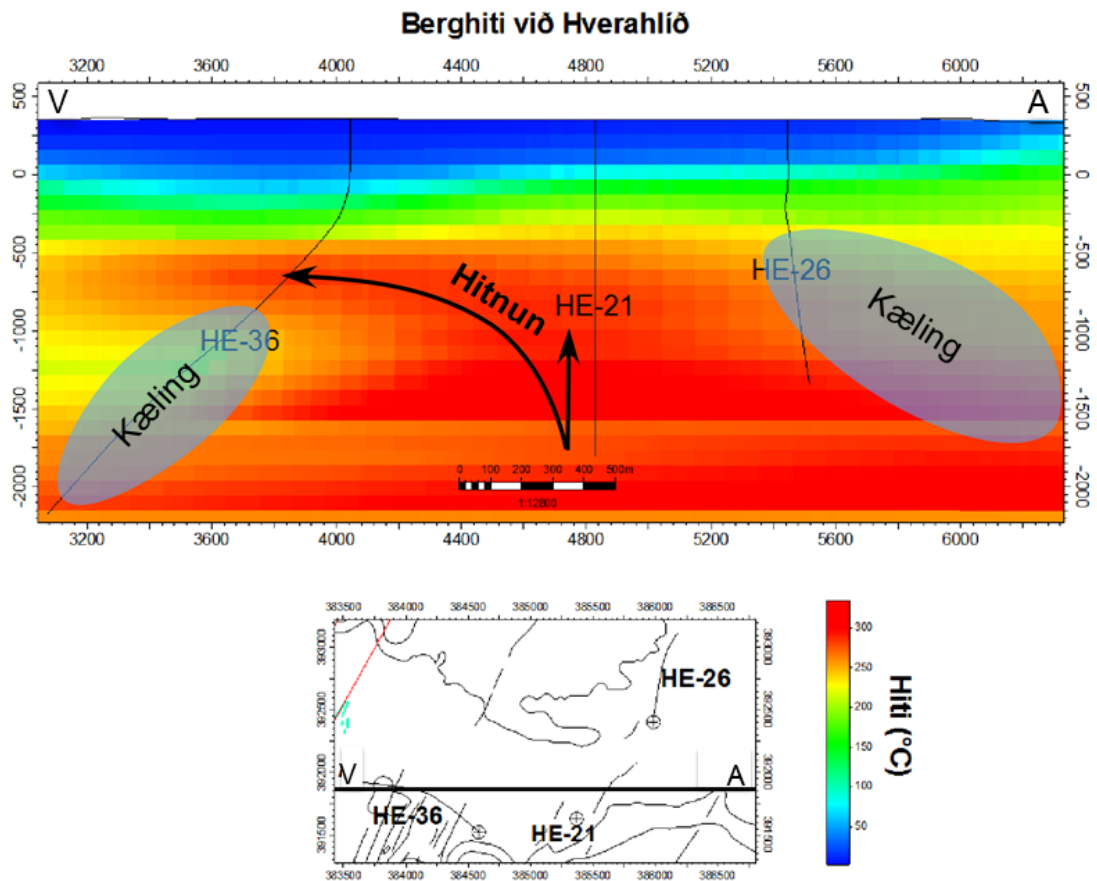
Ummyndunarsteindir endurspeгла það hitastig sem var ríkjandi þegar þær mynduðust, svokallaðan ummyndunarhita. Sé ummyndunarhiti borinn saman við núverandi berghita gefur það vísbendingu um þróun jarðhitakerfisins, þ.e. hvort svæði séu að hitna eða kólna eða hvort þau séu í jafnvægi. Sé þetta samband skoðað í holum HE-21 og HE-54 kemur í ljós að berg-hiti er mjög nálægt ummyndunarhita. Það gefur til kynna að kerfið á þessu svæði sé nokkurn veginn í jafnvægi. Berghiti í botni HE-21 er í kringum 320°C og er það með því hæsta sem



Mynd 1. Borholur á sunnanverðu Hengilssvæði. Á kortið er holuferlar merktir, vinnsluholur með rauðu og niðurdælingarholur með bláu. Borholur á Hverahlíðasvæðinu eru merktar sérstaklega. Helstu örnefni eru merkt inn á kortið ásamt sprungum og misgengjum.

mælst hefur á Hengilssvæðinu. Í efstu 2000 m holu HE-26, sem er norðan við HE-21 og HE-54, er ummyndunarhiti nokkuð hærri en berghiti sem bendir til þess að sá hluti svæðisins hafi kólnað töluvert frá því að ummyndunarsteindirnar mynduðust. Neðan við 2000 m er hins vegar þó nokkur hiti og fer berghitaferillinn yfir áætlaðan ummyndunarhita. Í holu HE-36 sem er boruð til vesturs inn í sprungusveim Hengils er berghiti í takt við ummyndunarhita þar til á um 900 m dýpi. Þar er berghitinn umtalsvert hærri en ummyndunarhitinn og bendir það til þess að á þeim slóðum fari hiti hækkandi. Neðan við um 1900 m er hinsvegar kólnun á berghita og er ummyndunarhiti þar töluvert hærri. Það er því líklegt að í botni HE-36 fari jarðhitakerfið kólnandi. Ástæðan fyrir þessari kólnun er að öllum líkindum sú að komið er inn í sprungusveim Hengils.

Rannsóknir á háhitakerfum á Íslandi sýna að þau einkennast af lágviðnámskápu sem umlykur háviðnámskjarna dýpra í jarðhitakerfinu (t.d. Knútur o.fl., 2010). Þessar breytingar á viðnámi tengjast ummyndun bergsins. Viðnámsmælingar við Skálafell (Gylfi P. Hersir & Ragna Karlsdóttir, 2010) sýna að lágviðnámskápan og háviðnámskjarninn í háhitasvæðinu við Hverahlíð liggur næst yfirborði í norðanverðu Skálafelli. Því má álykta sem svo að aðaluppstreymi hitans í jarðhitakerfinu við Hverahlíð sé á þeim slóðum. Að því gefnu að jarðhitakerfið sé ungt og óþroskað, líkt og ummyndun gefur til kynna, má álykta útfrá viðnámsrannsóknunum að HE-21 og sá hluti HE-36 sem er utan við Hengilssprungusveiminn séu innan uppstreymissvæðisins en HE-26 og sá hluti HE-36 sem er innan Hengilssprungusveimsins sé utan við uppstreymissvæði jarðhitans (mynd 2). Ennfremur hafa þær holur sem boraðar hafa verið til suðurs innundir Skálafell gefið mjög góða raun. Meginuppstreymi jarðhitans við Hverahlíð er undir norðanverðu Skálafelli og hola HE-21 og efri hluti HE-36 eru við útmörk þess uppstreymissvæðis en svæðið sem hola HE-26 sker stendur utan við sjálft jarðhitakerfið við Hverahlíð.



Mynd 2. Berghiti í Hverahlíð ásamt holuferlum. Svæði sem eru að hitna eða kólna eru merkt á myndina.

Heimildir

Gylfi P. Hersir og Ragna Karlsdóttir, 2010. *Viðnámsmælingar sunnan við Skálafell 2010*. Íslenskar orkurannsóknir ; ÍSOR-2010/078, 25.

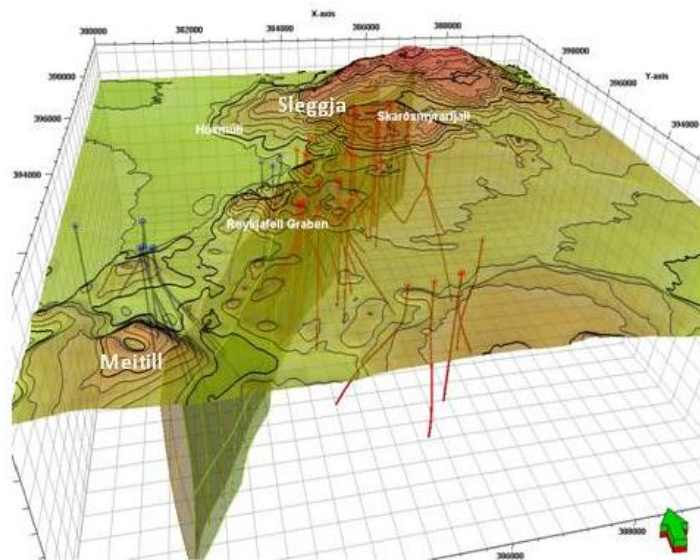
Knútur Árnason, Hjálmar Eysteinnsson og Gylfi Páll Hersir, 2010. Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland. *Geothermics*, 39 (1): 13-34.

Við Sleggju og Meitil

Ragna Karlsdóttir og Björn S. Harðarson

Íslenskar Orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Sprungusveimur Hengilssvæðisins, sem er 60–70 km langur og 5–10 km breiður, hefur áberandi NA-SV stefnu og liggur frá Þingvöllum til suðvesturs allar götur suður fyrir Gráuhnúka. Stór jaðarmisgengi eru fremur sjaldséð suðvestan Hengils, en þó finnast nokkur, sem rekja má alllanga leið, t.d. Húsmúlamisgengið, sem liggur norðan Sleggju til SV um Kolviðarhól, Litla Reykjafell og þaðan upp í Gráuhnúka. Um það er sig til austurs allt að 150–200 metrum. Annað stórt misgengi, sem einnig er siggengi til austurs, er kennt við Búastein vestan í Þverfelli. Það nær suður yfir Reykjafell í Stóra Meitil og er sig um það um 40 m til austurs á yfirborði. Þriðja stóra misgengið er efst í Hellisskarði (Hellisskarðsmisgengið) og er sig um það til vesturs. Þannig hefur tiltölulega grönn sigdæld myndast, Reykjafellssigdældin, milli hinna stóru misgengja (Búasteins-og Hellisskarðs), sem rekja má frá Sleggju til suðvesturs um Reykjafell, Gráuhnúka, Stóra Meitil og allar götur um Litla Meitil. Sig um misgengið er á yfirborði ekki minna en 40 m og niðurstöður úr borholurannsóknum benda til að sigið sé mun meira með dýpi og ekki minna en 200 m á 1300 metrum neðan sjávarmáls (Harðarson o.fl., 2009). Það er athyglisvert að þær jarðhitaholur, sem ganga inn í sigdældina eru með þeim kraftmestu á Hellisheiði. Frekari yfirborðskortlagning er yfirstandandi og framkvæmd af starfsmönnum ÍSOR.

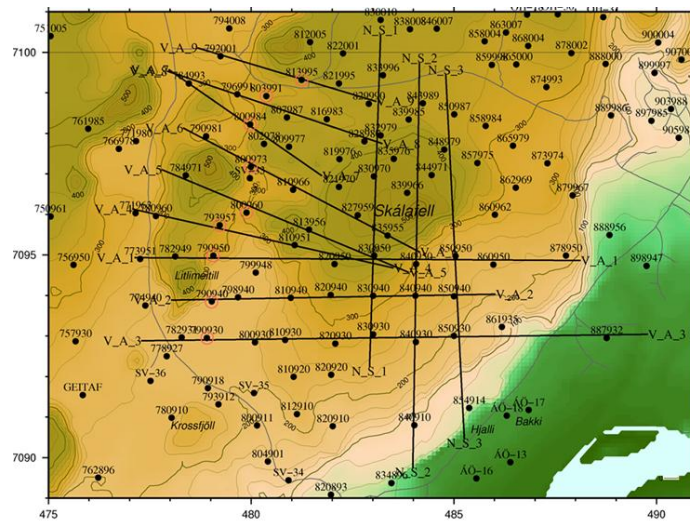


Mynd 1. Reykjafellssigdældin. Rauðu og bláu ferlarnir sýna vinnslu- og niðurdælingarholur á svæðinu (Harðarson o.fl., 2009).

Viðnámsgerð Hengilssvæðis hefur verið gerð skil í skýrslum ÍSOR, áður Orkustofnunar, í gegnum tíðina. Í skýrslu Knúts Árnasonar og Ingvars Þórs Magnússonar (2001) var gerð grein fyrir TEM-mælingum við Hengil og á Hellisheiði frá árunum 1999 og 2000. Mælingarnar voru túlkaðar ásamt eldri TEM-mælingum og gefin heildarmynd af viðnámsskipan á svæðinu niður á 1 km dýpi. Í grein í tímaritinu Geothermics (Knútur Árnason o.fl., 2010) er gerð grein fyrir niðurstöðum einvíðrar samtúlkunar allra TEM-mælinga og MT-mælinga á Hengils-

svæðinu og þrívíðri túlkun MT-mælinga. Við úrvinnslu TEM mælinga á suðvestanverðu Hengilssvæði 2006 vöktu athygli viðnámsóreglur í nokkrum mælingum. Þar sem þá var verið að skoða stærri drætti í viðnámsmyndinni var ekki dvalið við þetta. Á síðasta ári var bætt við TEM mælingum við Skálafell og enn birtust samskonar viðnámsóreglur í nokkrum mælingum.

Þessar viðnámsóreglur minna á niðurstöður TEM mælinga á Geysissvæði og Hveravöllum á Kili. Þar komu fram óreglur í mælingum, sem röðuðu sér eftir línu og við nánari athugun þótti ljóst að óreglurnar væru í niðurstöðunum vegna þess að mælingarnar höfðu ekki upplausn til að spegla raunverulega viðnámsmynd. Við módelreikninga kom í ljós að mælingarnar sem um ræðir voru yfir eða mjög nærri lóðréttri lágviðnámsrennu. Mælingarnar við Geysi og á Hveravöllum mynduðu þannig afmarkaða lágviðnámsrás sem túlkuð var sem uppstreymisrás á hverasvæðinu.



Mynd 2. TEM mælingarnar, sem sýna viðnámsóreglurnar eru merktar með rauðum hring (Ragna Karlsdóttir 2011).

Við nánari skoðun á mælingunum á suðvestanverðu Hengilssvæði kom í ljós að þær lögðust á línu frá Reykjafelli og í suðvestur, austan við Litlameitil. Líklegt þótti því að þarna væri uppstreymisrás, sem er nægjanlega öflug til að sýna sig í viðnáminu.

Það verður að segjast að jarðfræðingar og jarðeðlisfræðingar kættust þegar þeir báru saman bækur sínar og þykjast nú ekki í vafa um öflugt uppstreymi í sigdældinni sem allt eins mætti kenna við Sleggju og Meitil.

Heimildir

B.S. Hardarson, G.M. Einarsson, H. Franzson, & E. Gunnlaugsson 2010: Volcano-Tectonic-Geothermal Interaction at The Hengill Triple Junction, SW Iceland. *GRC Transactions*, 33, 49-55.

Ragna Karlsdóttir, 2011: Jarðhitasprunga við Litlameitil á Hengilssvæði. Rýnt í viðnámsmælingar. Greinargerð. ÍSOR-11017, 13s.

Jarðfræði og ummyndun í innaverðum Hvalfirði

Sigurður Garðar Kristinsson

Íslenskar Orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Jarðfræði svæðisins

Jarðmyndanir og ummyndun í Hvalfirði, frá minni hans til inndala, eru æði fjölbreytilegar en inn af botni fjarðarins er komið að jaðri hins virka gosbeltis. Svæðið er einn af þekktari fundarstöðum seóllita á landinu.

Svæðislægur halli jarðlaga á Hvalfjarðarsvæðinu er 6-10° til suðausturs í striki N40°A en minnkar þegar komið er nær gosbeltinu (Sæmundsson & Einarsson, 1980). Því lengra sem farið er til norðvesturs frá gosbeltinu í hallastefnu jarðlaganna verða jarðlög eldri (Sæmundsson, 1992). Nánast allt berg við fjörðinn myndaðist á plíósen fyrir um 4,1- 1,8 milljón árum (Kristjánsson, Friðleifsson & Watkins, 1980). Staflinn er að mestu myndaður af basískum sprungu- og dyngjugosum, yngsti hlutinn á hlýskeiðum og jökulskeiðum ísaldar. Þannig er staflinn byggður upp af hraunlögum, móbergseiningum og setmyndunum sem þó eru aðeins lítill hluti staflans. Eldri berglög sem ná aftur á míoßen finnast svo norður af svæðinu og þekja meiri hluta Borgarfjarðar að mislæginu sem markar upphaf Reykjanes-Langjökuls gosbeltisins (Mcdougall o.fl., 1977; Kristjánsson o.fl., 1989). Súrt berg, gangar og innskot úr gabbrói og dóleríti einkenna megineldstöð í miðjum firðinum. Fyrstur til að nefna Hvalfjarðareldstöðina var Kristján Sæmundsson (1967) sem taldi hana liggja á milli Bláskeggsár og Ferstiklu.

Gosvirknin á svæðinu hefur ekki verið jöfn allan tímann þar sem fjórar megineldstöðvar og eldstöðvakerfi tengd þeim hafa lagt sitt til upphleðslunnar: Hafnarfjall-Skarðsheiði í norðri, Hvalfjarðareldstöðin á móts við Bjarneyjarsand, Kjalarneseldstöðin vestri og Stardalseldstöðin austar í Esjunni. Innan staflans er dyngjubasalt mjög ráðandi og myndar það þykkar syrpur í honum. Samanlögð þykkt berglaga við Hvalfjörð er yfir 2000 m. Hlutfall móbergs og setmyndana vex þegar innar í fjörðinn kemur. Áhrif jöklunar aukast eftir því sem jarðlög nálgast núverandi gosbelti.

Hvalfjarðareldstöðin

Áhrifasvæði eldstöðvarinnar nær frá Brekkukambi í norðaustri að Hálshólum í suðvestri og að formi til er hún sporöskjulaga. Gangamergð og innskotslög ásamt súrum myndunum einkenna hana, en miðja hennar er úti í firðinum. Þóleiðtsyrpunar vestan við eldstöðina, sem eru hluti staflans norðan og norðvestan við Hvalfjörð, eru myndaðar í sprungugosum í eldstöðvakerfi Hvalfjarðareldstöðvarinnar. Smám saman varð eldvirknin einangraðri við miðju hennar og keilugangavíknir hófst út frá kvikuþró neðar í skorpunni. Fyrrgreindar þóleiðtsyrpur mynda efri hluta Akrafjalls og hafa aldursgreiningar ofan og neðan við tvistinn (diamictite) ofarlega í fjallinu gefið aldurinn 3.12 ± 0.23 M ár (undir) en 2.87 ± 0.23 M ár ofaná (Geirsdóttir, 1990).

Miðað við segultímatalið þá kemur fram hjá Leó Kristjánssyni o.fl. (1980) að segulmundin ofarlega í Akrafjalli sé Mammoth, og Kenea neðst í Eyrarfjalli. Þannig ætti öfugt segulmagnaða bergið á Hálsnesi að endurspegla Kaena-segulmundina á Gauss. Innar í

firðinum koma svo Gauss/Matuyama mörkin austan við Hvítanes þar sem þau ganga í sjó. Gauss/Matuyama mörkin má rekja yfir í Þyrilsnesið og um Brekkukamb. Ágúst Guðmundsson (1977) telur að Mammoth-segulumundin komi fram ofarlega í Glámu og má finna hana í Kúhallardal rétt við Álftarskarð. Miðað við þessa túlkun spannar meginvirkni Hvalfjarðareldstöðvarinnar tímann frá Mammoth að mörkum Gauss/Matuyama (3,2 – 2,6 M ár), eða um 600 þús. ár.

Með jöklun koma inn móbergseiningar sem mynda landfræðilegar hæðir. Innan móbergseininganna eru túff, breksíur og bólstrabergslög. Síðan renna þunnlögótt þóleiðhraun, andesít og líparítlög sem hafa mismikla dreifingu. Yfirleitt eru líparítlögin mjög staðbundin vegna seigju sinnar en einnig mynda móbergseiningarnar einskonar skjöld umhverfis öskjubrotið. Súr gos, innskots- og gangavirkni valda þrýstilækkun í kvikuhólfinu þannig verður sig í öskjunni. Innan hennar hefur svo innskotsvirkni haldið áfram með tilheyrandi dólerít- og gabbróinnskotum sem mynduðust innan öskjunnar og meðfram öskjurímanum. Líparítgúllinn á Miðsandi er nokkuð stór og hvílir á jökulbergi. Breksíulagið neðarlega í Helguhól er eflaust útjaðar gúlans (Sigurður G. Kristinsson, 2009). Gúllinn kemur fram á um 120 m dýpi í borholu ofan við Hvalstöðina (KS munlegar heimildir). Í þeirri borholu eru efst hraunlögin við Bláskeggasá. Í þeim er flikrbergslag sem sést í klifinu vestan við Bláskeggasá, þar fyrir neðan koma hraunlög niður á 120 m. Fyrir neðan gúllinn á 300 m dýpi taka við hraunlög ásamt ummynduðu móbergi. Á 350 m dýpi kemur þykk, súr móbergsmýndun sem nær niður á rúma 500 m. Eftir öskjusigið hafa basalt- og andesíthraunlög runnið upp að Miðsandár gúlnum og loks kaffært hann. Smám saman hafa basaltlög fyllt upp í lægðina, upp að hinni landfræðilegu hæð sem gúllinn og eldstöðin höfðu byggt upp. Síðustu síru hraun í eldstöðinni eru líparíthraunin í Reynivallahálsi. Þau runnu með skömmu millibili sem og flikrbergslag sem leggst að þeim (Sigurður G. Kristinsson 2009).

Eftir að dró úr eldvirkni hófst skeið setmyndunar er setlög lögðust yfir svæðið. Setin eru þykkust í lægð sem er í Mósýllum og upp af Miðsandsdal og má því ætla að sigdæld öskjunnar hafi náð allt að Gljúfurá. Setlagasyrþurnar sem og hin bratthallandi hraunlög vestan við gúllinn í Miðsandsdal skýra stærra öskjubrot en það sem kemur vestan við Stapa að Hrafnabjörgum. Stóra öskjubrotið hefur legið vestan við Þýril um Brekkukamb og niður með Álftaskarði (austan við Þúfufjall). Suðurhluti öskjunnar sést ekki en innskotin í Hvammsvík eru líklega tengd brotinu sunnanverðu (Sigurður G. Kristinsson, 2009).

Holufyllingar og ummyndun

Almennt er mikið um holufyllingar í bergi á svæðinu, einkum í karganum sem víða er milli hraunlaga. Neðarlega í staflanum eru holu og sprungur í hraunlögum og öðrum jarðmyndunum á nokkrum stöðum nánast 80-100% fylltar síðsteindum. Holufyllingar í ólivínbasalti eru mun meira áberandi en í þóleiítinu. Þó koma fallegir kvars kristallar betur fram í þóleiíti og andesíti. Þannig fylgja tegundir ummyndarsteinda bergtegund eins og kemur fram í austfjarðargrein Walkers (1960) og mynda belti í hraunlagastaflanum eftir ummyndunarstigi.

Á suðurströndinni má skipta ummyndun staflans og dreifingu seólita í þrjú belti (Walker, 1960, Weisenberger et al., 2007), sem hvert hefur sína einkennis seólita. Efst er kabasít/thomsonít beltið sem nær frá toppi jarðlagastaflans niður í 300 m.y.s. vestast á svæðinu en niður í 120 m.y.s. austarlega á svæðinu nærri Fossá. Neðarlega í

kabasít/thomsonít beltinu kemur einnig levyn fram. Fyrir neðan það kemur miðbeltið með mesólít sem einkennissteind, en það kemur fyrst fram í beinu framhaldi af kabasít/thomsonít beltinu og nær niður á láglendi vestan megin, en niður í sjó við Hvammsvík. Í mesólítbeltinu er mikið af seólítum, auk mesólíts eru kabasít og thomsonít, levyn, analsím og heulandít. Ekkert sérstakt analsímbelti kemur fram heldur kemur analsím inn með mesólíti. Aðeins á einum stað norðan við Fossá kemur kafla með ströndinni þar sem analsím er nánast yfirgnæfandi. Laumontít er einkennis-seólíti neðsta beltisins þar sem ummyndunin er mest. Laumontít kemur þannig fram meðfram ströndinni frá Hvammsvík og vestur að Laxárvogi. Mest er af laumontíti um mitt svæðið, en þar er steindin nánast „einráð“ meðal seólíta. Aðrir seólítar í beltinu eru stilbít, heulandít, mesólít og yugawaralít. Í laumontítbeltinu er allt berg klórítummyndað og morkið (Sigurður G. Kristinsson, 2009).

Norðan fjarðar koma seólítabeltin ekki eins vel fram, meðal annars vegna þess hve óreglulegur jarðlagastaflinn er vegna öskjusigs og setlaga tengt því. Í fyrsta lagi er Þúfufjallsstaflinn aðallega þóleiðtölög og því lítið í honum um kísilsnauða seólíta. Algengustu holufyllingar eru kalsít, laumontít, kvars, mordenít, stilbít og kalsedón en á afmörkuðu svæði koma háhitasteindirnar epidót og granat fyrir. Jaspis er algengur í Glámustaflanum, og efst í Þúfufjalli er mikið af kvars og kalsíti. Þúfufjallsstaflanum mætti skipta upp svipað og Walker (1963) gerir á Breiðdal. Þar skiptir hann kjarna megineldstöðva í tvö belti eftir ummyndunarsteindum. Innra beltið innheldur epidót, laumontít, kvars, kalsít og klórít. Í ytra beltinu er epidót ekki til staðar og laumontít ekki eins áberandi. Samkvæmt Walker (1963) væri neðri hluti Þúfufjalls með ströndinni og neðarlega í giljum fjallsins innra beltið, en efri hluti þess ytra belti ummyndunar. Með sama hætti fellur ummyndun Brekkukambs að ytra belti Walkers. Í efri hluta Brekkukambs eru ríkjandi setlög og móbergseiningar sem kaffæra eldstöðina og því erfitt að nota sambærilega skiptingu og í Reynivallahálsi. Þeir seólítar sem helst finnast koma fram í sprungum í móbergseiningunum en í kargalögum í hraununum. Hraunin neðst við Hvalstöðina eru klórítummyndað og smávegis af laumontíti kemur þar fram. Einnig finnst þar kalsít, kvars, stilbít, mesólít og yugawaralít. Langmest er af kalsíti, kvars og stilbíti í sprungufyllingum.

Samkvæmt skiptingunni sunnan fjarðar kemur fjórða ummyndunarbeltið inn á afmörkuðum stað á ströndinni norðanmegin. Það er epidót/granat beltið sem fylgir neðan við laumontítbeltið og orðið fyrir mestri ummyndun. Bergið á þessum kafla hefur orðið fyrir háhitaummyndun innan megineldstöðvarinnar (Sigurður G. Kristinsson 2009). Epidót myndast við hita $> 230^{\circ}\text{C}$ og granat um 300°C . Þessar steindir finnast í rótum megineldstöðva þar sem hitastig er mjög hátt.

Með því að nota sér seólítabeltin er hægt að sjá hversu mikið af jarðlagastaflanum hefur rofist burt. Rof jarðlagastaflans nær lengst niður þar sem jöklar hafa legið lengi. Með þessari aðferð má telja að allt að 1000 metrar hafi rofist burtu í Hvalfirði miðað við Miðfell og Þyrillinn austan við eldstöðina.

Jarðhiti

Í Hvalfirði eru engin ummerki um virkan jarðhita á yfirborði nema smávolgrur og laugar í Botnsdal og Brynjudal langt austan við megineldstöðina (Tuliníus o.fl., 1989). Viðnámskort Lúðvíks Georgssonar (1985) sýnir lágviðnámsrennu frá austurhluta Skorradals að Þyrli og yfir mynni Brynjudals. Nokkur af laugasvæðunum eru innan hennar.

Tvö „dulin“ jarðhitakerfi hafa fundist í innanverðum Hvalfirði með hitastigulsborunum, þau fylgja NNA-lægri stefnu. Hið fyrra frá Hvammsvík sunnan fjarðar að Hrafna- og Djúpagili norðan fjarðar. Allt bendir til tengsla við misgengi og ganga á svæðinu. Tvær meginstefnur bergganga eru við norðurströndina, það er N-S og N20-30°A. Stefna misgengja er eilítið austlægari, N30-35°A. Seinni hitatoppur er við Hvalstöðina töluvert austar en öskjubrotið (hið smærra). Hitastigullinn lækkar bæði til vesturs og austurs frá hitatoppunum en einnig er stigullinn lægri innan öskjunnar á milli þeirra. Misgengi koma fyrir sem gætu átt þátt í auknu flæði vatns sem og gangar sem skotist hafa innan öskjunnar (frá kvikuhólfi) út í rima hennar. Stefna ganga og halli þeirra sýna svipaða stefnu og halli sprungna (5-15 cm víðar og holufylltar). Sprungur með norður-suðulæga stefnu, fylltar seólítum, sýna mestu ummerki jarðhita og er jarðhitafrávikkið sem liggur þvert yfir fjörðinn í slíku sprungukerfi.

Heimildir

- Geirsdóttir, Á. (1990). Diamictites of late Pliocene age in western Iceland. *Jökull*, 40, bls 3-25.
- Georgsson, L. (1985). Höfuðborgarsvæði-Borgarfjörður. Niðurstöður viðnámsmælinga. Reykjavík: Orkustofnun, OS-85111/JHD-14.
- Guðmundsson, Á. (1977). Gláma - Þúfufjall. Reykjavík: Verkfræði- og raunvísindadeild Háskóli Íslands.
- Kristjánsson, L., Friðleifsson, I., & Watkins, N. D. (1980). Stratigraphy and Paleomagnetism of the Esja, Eyrarfjall and Akrafjall Mountains, Sw-Iceland. *Journal of Geophysics-Zeitschrift Fur Geophysik*, 47 (1-3) 31-42.
- Kristinsson, S.G. (2009). Hvalfjarðarmegineldstöðin, upphleðsla, höggun og ummyndun. Reykjavík: Háskóli Íslands. Verkfræði- og náttúruvísindasvið. Jarðvísindadeild. 81 s + kort.
- McDougall, I., Sæmundsson, K., Johannesson, H., Watkins, N.D. & Kristjánsson, L. (1977). Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3500-m lava succession in western Iceland. *Geological Society of America Bulletin*, v.88, p1-15.
- Sæmundsson, K. (1967). An outline of the structure of SW-Iceland Mid Ocean Ridg. Reykjavík: Rit.38 Vís.Ísl.
- Sæmundsson, K., & Einarsson, S. (1980). Geological map of Iceland, sheet 3. 1:250.000, SW-Iceland. 2nd edn. Museum of Natural History and the Iceland Geodetic Survey, Reykjavík.
- Sæmundsson, K. (1992). Geology of the Thingvallavatn area. *Oikos*, 64, 40-68.
- Tulinius, H. ofl (1989). Botnsdalur-Brynjudalur. Náttúrulegar forsendur til fiskeldis. Orkustofnun, greinagerð OS-91051/JHD-30-B
- Walker, G. (1963). The Breiddalur central volcano, Eastern Iceland. *Quart J Geol Soc Lond*, 119, 29-63.
- Walker, G. (1960). Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. *J Geol*, 68, 515-528.
- Weisenberger, T. & Selbekk, R.S. 2009. Multi-stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjörður area, Iceland. *International Journal of Earth Sciences* 98. 985-999.

Uppruni og aldur jarðhitavatns. Samsætumælingar í 50 ár.

Árný E. Sveinbjörnsdóttir

Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

Inngangur

Upphaf samsætumælinga á Íslandi má rekja til starfs s.k. Kjarnfræðanefndar Íslands, sem starfaði á árunum 1956-1964 undir forystu Þorbjörn Sigurgeirssonar prófessors við Háskóla Íslands (HÍ). Nefndin hafði mikil áhrif á uppbyggingu eðlisfræðirannsókna við HÍ, en stærsta verkefnið á fyrstu áætlun hennar voru grunnvatnsrannsóknir með samsætumælingum (súrefni, tvívetni og þrívetni). Það er eftirtektarvert að þetta var á sama tíma og verið var að leggja grunn að notkun samsætna við grunnvatns- og jarðhitarannsóknir út í hinum stóra heimi.

Tækjabúnaður

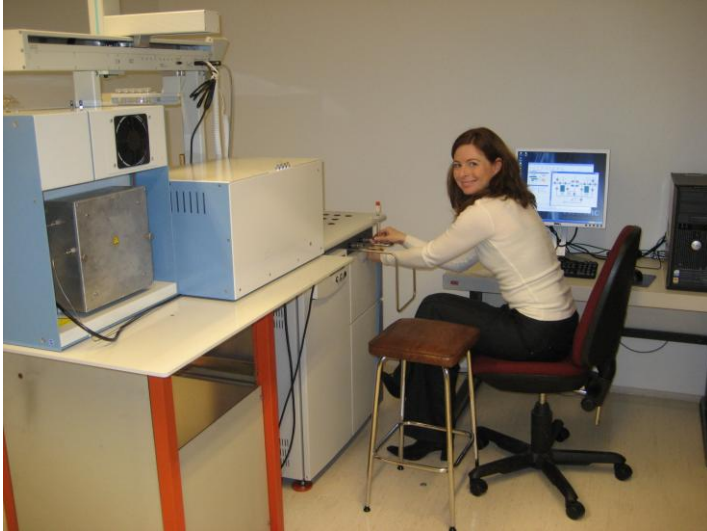
Samsætumælingar hófust hér á landi 1963 á Eðslifræðistofnun Háskólans (forvera Raunvísindastofnunar Háskólans). Þá var ráðist í að kortleggja tvívetnisstyrk úrkomu á landinu öllu, í heitum og köldum lindum og borholum undir stjórn Braga Árnasonar, prófessors við HÍ. Rennslisleiðir grunnvatns voru kortlagðar með tvítvetni og um leið lagður grunnur að skilningi á eðli lághitakerfa (Bragi Árnason, 1976).

1984 kom nýr massageinir af gerðinni Finngan MAT 251 og með honum opnuðust leiðir til að rannsaka súrefnissamsætur samfara vetnssamsætum auk stöðugra kolefnissamsæta. Úrkomulínur fyrir Ísland voru skilgreindar (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og fl. 1995), tvívetnisauki rannsakaður (t.d. Árný E. Sveinbjörnsdóttir og fl., 1999) svo og uppgufun yfirborðsvatns (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Sigfús J. Johnsen, 1992) og súrefnishliðrun vegna samskipta milli bergs og vatns við $> 80^{\circ}\text{C}$ hita (t.d. Stefán Arnórsson & Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1998). Kolefnissamsætur í vatni hafa einnig verið kortlagðar. (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og fl., 2010).

Árið 2007 var nýr massageinir af gerðinni Delta V Advantage frá Thermo Electron corporation (áður Finnegan), keyptur til Jarðvísindastofnunar Háskólans (mynd 1). Hann er fyrsti massageinirinn til mælinga á súrefnis-, vetnis- og kolefnissamsætum, sem keyptur er til landsins, en fyrirrennarar hans tveir voru báðir fengnir sem tækniaðstoð við Íslendinga frá Alþjóða Kjarnorkumálastofnuninni í Vín (IAEA). Nýi massageinirinn er notaður til að halda áfram þeim rannsóknum á stöðugum samsætum súrefnis, vetnis og kolefnis, sem stundaðar hafa verið á Raunvísindastofnun Háskólans um árabil

Enn er verið að bæta við tækjabúnaði til samsætumælinga, en nýjustu kaupin snúa að lazer massageini sem hægt er að fara með í felt til að mæla samsætur í vatnsgufu andrúmsloftsins. Markmiðið er að auka skilning okkar á samsætubúskap vatnshringrásarinnar, sérstaklega á þeim ferlum sem eiga sér stað við uppgufun sjávar og síðar þéttingu gufunnar í skýjum við myndun úrkomu. Rannsóknir á samsætum í loftraka andrúmsloftsins munu styrkja grunn og þar með skilning á mismunandi úrkomulínum og tvívetnisauka í íslenskri úrkomu og grunn-

vatni. Lánstæki frá Kaupmannahafnarháskóla hefur nú verið starfrækt í rúmt ár í Selvogsvita í Ölfusi.



Mynd 1. Nýjasti massageinir Jarðvísindastofnunarinnar er af gerðinni Delta V Advantage frá Thermo Electron corporation (áður Finnegan). Hann er fyrsti massageinirinn til mælinga á súrefnis-, vetnis- og kolefnissamsætum, sem keyptur er til landsins, en fyrirrennarar hans tveir voru báðir fengnir sem tæknaðstoð við Íslendinga frá Alþjóða Kjarnorkumálastofnuninni í Vín (IAEA). Rósa Ólafsdóttir undirbýr mælingu.

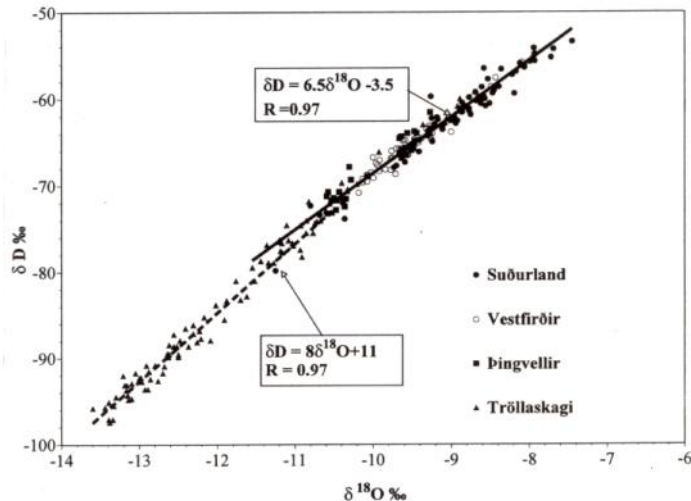
Helstu verkþættir

Hér verður stiklað á stóru varðandi helstu áhersluatriði samsætumælinga á heitu og köldu grunnvatni hvað varðar uppruna þess og aldur. Allt neysluvatn -heitt og kalt- er upphaflega úrkoma sem verður að grunnvatni og kemur síðar fram í lindum, hverum og borholum. Það er grundvallaratriði að þekkja sem best rennslisferla vatnsins og á það sérstaklega við um svæði þar sem vatnið er nýtt nú þegar eða nýting er fyrirhuguð. Hin almenna mynd um grunnvatnsferlana liggur nú fyrir en enn vantar mikið upp á vitneskju okkar um einstök svæði.

Þegar $\delta^{18}\text{O}$ mælingar voru teknar upp hér á landi til viðbótar við vetnisgreiningar varð ljóst að mynd af grunnvatnsstreymi í berggrunni landsins er flóknari en menn höfðu áður gert sér grein fyrir og fyrri túlkun miðað við tvívetniskort af úrkomu landsins (Bragi Árnason, 1976) stenst ekki í öllum tilfellum. Hin hefðbundna túlkun tvívetnismælinganna hefur ekki alltaf reynst samrímaleg við skilning á öðrum jarðfræðilegum gögnum, sem nú liggja fyrir um mörg jarðhitakerfi, svo sem lekt jarðlaga, hitastig og efnasamsetningu jarðhitavats.

Þekking á bæði súrefnis- og vetnissamsætum í úrkomu á landinu öllu er mikilvægur grunnur þegar nota á samsætur við grunnvatns- og jarðhitarannsóknir. Árið 1995 voru úrkomulínur fyrir Ísland skilgreindar út frá þeim gögnum sem þá lágu fyrir um kaldar uppsprettur og yfirborðsvatn (Árny E. Sveinbjörnsdóttir og fl., 1995). Úrkomulínurnar eru sýndar á mynd 2. Fyrir vatn með $\delta^{18}\text{O} < -10.5\text{‰}$ er línan svipuð alheimsúrkomulínunni (Craig, 1961), en fyrir þyngra vatn er hallinn minni. Við uppgufun þyngist vatnið og samsætur aðgreinast (fraktionerast), þannig að hlutfall súrefnis- og vetnissamsæta breytist. Í litlum stöðuvötnum og ám verður að huga vel að þessu þætti (Árny E. Sveinbjörnsdóttir og Sigfús J. Johnsen,

1992). Önnur stærð sem verður að hafa í huga þegar samsætur eru notaðar sem kennefni er s.k. tvívætnisauki (d), en hann er skilgreindur sem $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ og er háður hita- og rakastigi á uppgufunarstað úrkomunnar. Hann er hár þar sem veðurlag er þurrt, en getur verið nálægt núlli í röku loftslagi. Tvívætnisauka í köldu grunnvatni og jarðhitavatni má nota til að meta veðurfar á þeim tíma sem það fell sem úrkoma. Það á þó aðeins við ef hvorki uppgufun hefur átt sér stað né s.k. súrefnishliðrun sem verður vegna breytinga í styrk ^{18}O í vatni vegna skipta við bergið sem vatnið leikur um. Magn samsætuskipta súrefnis milli bergs og vatns er háð hita og hversu lengi vatnið dvelur í berggrunni.



Mynd 2. Samband milli tvívætnis og súrefnis-18 í úrkomu á Íslandi. Í kössunum eru gefnar línurnar tvær sem best lýsa sambandinu. R táknar fylgistuðul.

Tvívætnisaukinn hefur verið notaður hér á landi til að afla frekari vitneskju um uppruna jarðhitavats og afstæðan aldur. Sem dæmi má nefna að tvívætnisauki í Laugarnesjarðhita-kerfinu í Reykjavík er hærri en hann mælist í úrkomu í dag og hefur það verið túlkað á þá vegu að vatnið hafi fallið sem úrkoma þegar veðurfar var annað en í dag. Það sama má segja um hluta af jarðhitavatni í Mosfellssveit, en þar hefur vatnið úr borholum í Helgadal hærri tvívætnisauka en úr borholum við Varmá. Hár tvívætnisauki vatnsins úr Helgadal bendir til að það hafi fallið sem úrkoma við önnur veðurfarskilyrði en ríkja í dag.

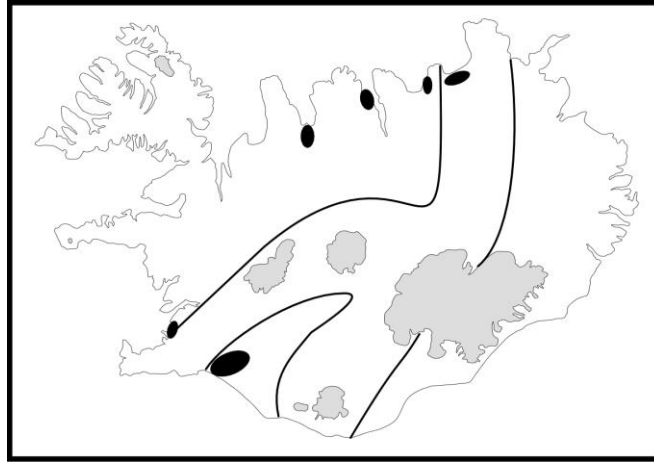
Súrefnishliðrun má einnig nota sem mælikvarða á afstæðan aldur, t.d. er súrefnishliðrun á Nesjavallasvæðinu mun meiri en á Hellisheiði, sem bendir til að jarðhitinn á Nesjavöllum sé eldri en á Hellisheiði.

Ransóknir undanfarinna ára hafa einnig leitt í ljós að grunnvatn, sem ættað er að hluta til sem úrkoma frá síðasta jökulskeiði, þ.e. meira en 11.700 ára gamalt finnst víða í berggrunni landsins (mynd 3). Sjaldnast er hægt að þekkja þetta gamla vatn á samsætu-hlutföllum eingöngu því oftast er það blandað yngra og þyngra grunnvatni. Helstu einkenni eru: a) "Léttar" samsætur miðað við úrkomu á mögulegum upprunastöðum úrkomunnar b) Neiðkvæð fylgni milli Cl styrks og $\delta^2\text{H}$ og c) Hár tvívætnisauki (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og fl., 2007).

Einnig inniheldur grunnvatn sem eftirfarandi atriði eiga við (eitt eða fleiri) mjög lágan ^{14}C styrk. Súrefnishliðrun miðað við núverandi hitastig vatnsins er einnig stundum mikil og getur þá bæði þýtt að vatnið sé gamalt eða að vatnið hafi verið heitara áður fyrr.

Þessar niðurstöður undirstrika að þegar kenniefni eins og samsætur eða efnasamsetning vatns eru notuð til að rekja uppruna vatns og kortleggja rennislíleiðir þess er nauðsynlegt að

samtúlka efnasamsetningu vatnsins, samsætur þess og grunnvatns- og jarðfræðilegar aðstæður.



Mynd 3. Svörtu svæðin sýna hvar grunnvatn sem að hluta til er ættað frá síðasta jökulskeiði hefur fundist.

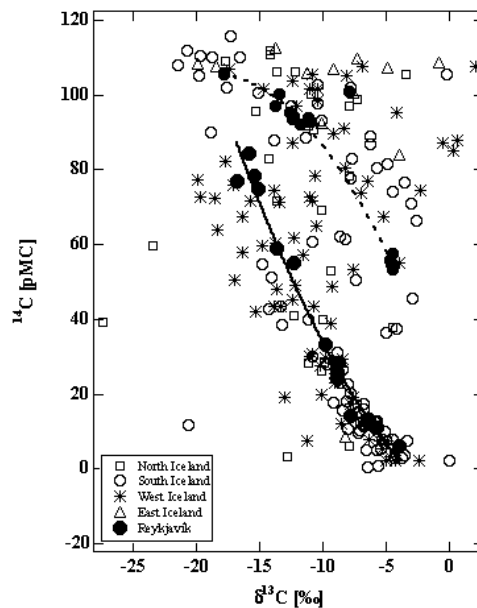
Á undanförunum árum hefur gagnagrunnur yfir kolefnissamsætur í íslensku grunnvatni (heitu og köldu) verið byggður upp. Markmiðið er að skýra þau ferli sem stjórna styrk og hlutföllum samsætnanna í vatni og nota niðurstöðurnar til að segja fyrir um aldur grunnvatns, uppruna og rennislíleiðir þess frá upprunastað að sýnatökustað.

Frá upphafi hefur sýnum verið safnað annað hvort þar sem efnafræði og aðrir eiginleikar vatnsins eru vel þekktir eða í samvinnu við aðra sem mæla efnainnihald og aðra eiginleika vatnsins. Þetta er afar mikilvægt sérstaklega meðan gagnagrunnurinn er að byggjast upp og þar með þekking og skilningur á kolefnissamsætum og þeim ferlum sem stjórna styrk þeirra í vatni.

Niðurstöðurnar, sem nú liggja fyrir gefa tilefni til að ætla að kolefnissamsætur gefi margvíslegar upplýsingar um grunnvatnskerfi og að hægt verði að þróa aðferðir til að aldursgreina jarðhitavökva. Einnig er ljóst að þessi gagnagrunnur mun nýtast til að bæta þær jarðefnafræði- og samsætuaðferðir sem nú eru notaðar til að aldursgreina jarðhitavökva og þar með hvernig írennsli í jarðhitakerfi er háttað, en það hefur mikil áhrif á vinnslueiginleika þeirra (t.d. Arný E. Sveinbjörnsdóttir og fl., 2010).

Þakkir

Rannsóknamiðstöð Íslands (Rannís), Tækjakaupasjóður og Rannsóknarsjóður Háskólans hafa styrkt dyggilega við samsæturannsóknir hér á landi. Samvinna við stofnanir sem vinna að rannsóknum á jarðhita og nýtingu hans hefur verið ómetanleg stoð í gegnum tíðina.



Mynd 4. Samband geislakols ^{14}C og $\delta^{13}\text{C}$ í köldu og heitu grunnvatni. Heila línan tengir saman jarðhitavatn af höfuðborgarsvæðinu en heitt vatn frá öðrum landshlutum fylgir einnig þeirri línu. Slitna línan tengir saman kalda vatnið af sama svæði og kalt vatn annars staðar frá fylgir þeirri línu eða liggur ofan hennar.

Heimildir

- Árný E. Sveinbjörnsdóttir & Sigfús J. Johnsen 1992. Stable isotope study of the Thingvallavatn area. Groundwater origin, age and evaporation models. OIKOS 64. 136-150.
- Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Sigfús J. Johnsen & Stefán Arnórsson 1995. The use of stable isotopes of oxygen and hydrogen in geothermal studies in Iceland. World Geothermal Congress, Flórens. 1043-1048.
- Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson, S. & Heinemeier, J. 2007. Isotope heterogeneity of pre-Holocene groundwater in Iceland. In Water-Rock interaction, T.D. Bullen and Y. Wang (ed). 789-792.
- Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson, S., Heinemeier, J. & Boaretto, E. 1999. Isotopic studies of natural water in the Skagafjörður region, N-Iceland. Deuterium excess and ^{14}C age of groundwater. International Symposium on Isotope Techniques in Water Resources Development and Management. IAEA-SM-361/22. An IAEA CD-ROM
- Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson, Heinemeier & Hrefna Kristmannsdóttir 2010. Dissolved inorganic carbon isotopes in natural waters in Iceland. In Water Rock interaction. P. Birkle and I.S. Torres-Alvarado (eds). 99-102.
- Bragi Árnason 1976. Groundwater systems in Iceland traced by deuterium. Vísindafélag Íslendinga 42. 236 bls.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133. 1702-1703.
- Stefán Arnórsson & Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1998. Uppruni jarðhitavats á Íslandi. Notagildi kenniefna. Náttúrufræðingurinn 68. 55-67.

Jarðhitaglesfsur úr Torfajökli og örðum merkum meginledstöðvum

Guðmundur Ómar Friðleifsson

Nordic HS Orka HF, Brekkustíg 36, 260 Reykjanesbæ

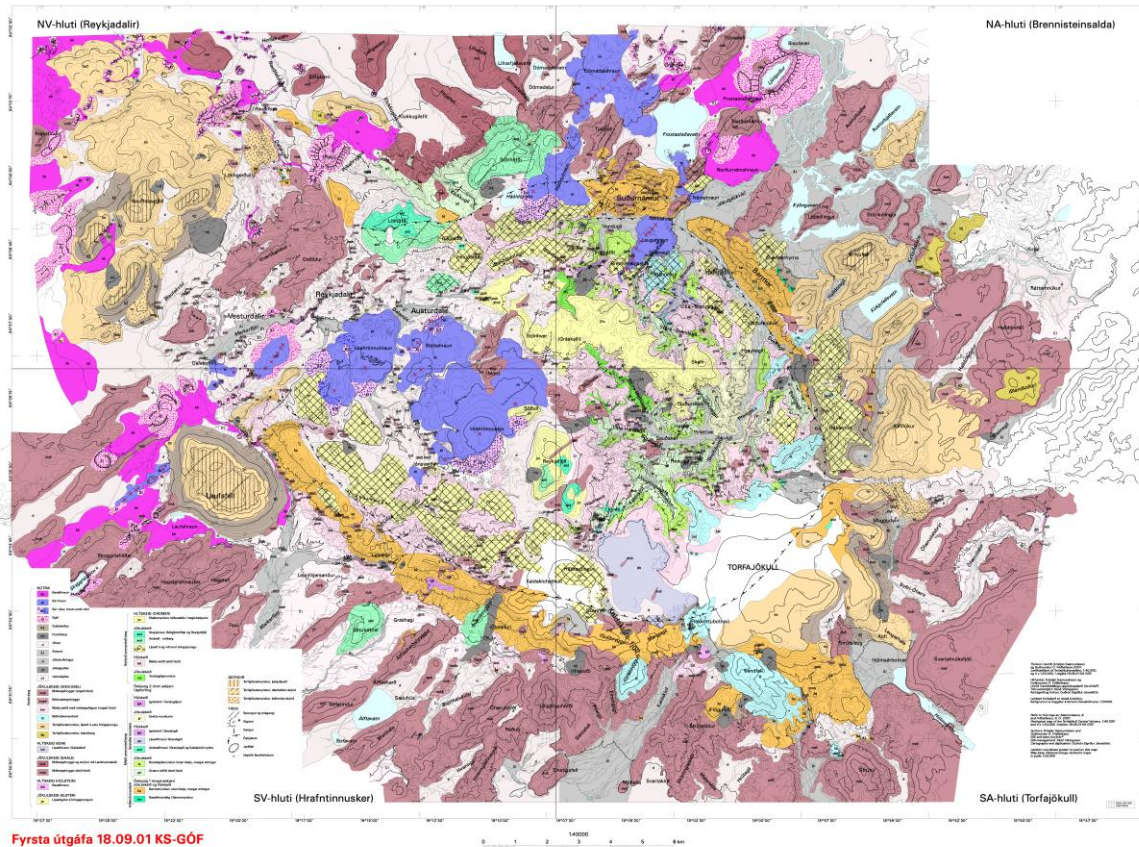
Tilfni þessa erindis er það að haustráðstefna JFÍ að þessu sinni er tileinkuð jarðhita og orkumálum ásamt heiðursgesti ráðstefnunnar, Kristjáni Sæmundssyni, jarðfræðingi á ÍSOR, áður á Jarðhitadeild Orkustofnunnar, og þar áður hjá Raforkumálaskrifstofunni. Allan þann tíma hefur Kristján hvorki skipt um stól né herbergi, nema þegar flytja þurfti milli húsa, því það voru fyrirtækin sem skiptu um nöfn en ekki Kristján, og starfsvettvangur Kristjáns nánast sá sami allan tímann, jarðhitaleit og kortlagning ásamt við staðsetningar borholna um allt land og ráðgjöf þar um. Og enn situr Kristján í sama stól, við sama starfa, löngu kominn á eftirlaun. Höfundur þessa erindis varð þeirrar gæfu aðnjótandi að starfa með Kristjáni í um tvo áratugi við ýmis kortlagningarverkefni, og ber þar hæst kortlagningu á ~ 600 km² svæði sem við kennum við megineldstöðina í Torfajökli (KS og GÓF, 2001), en þar á undan við kortlagningu á Hengils- og Hveragerðiseldstöðinni (KS 1995, KS og fl. 1990, KS og GÓF 1992), sem flestir vilja aðgreina í 2-3 eldstöðvakerfi. Og enn erum við að, nú að vinna saman í nákvæmri kortlagningu á jarðfræði og jarðhita Krýsuvíkursvæðisins.

Kannski má segja að Kristján hafi hafið sinn starfsferil með kortlagningu á Hengilssvæðinu sem hann varði síðan með doktorsritgerð 1967, „Gebitinu“ sem við hin ávallt kölluðum svo. Þar lagði Kristján grunn að aðferðum við að kortleggja íslenska móbergið, sem sumir samstarfsmenn hans kölluðu síðar því óvirkilega nafni „hrúgujarðfræði“, sem lýsir þó ágætlega vandamálunum sem tengjast nákvæmri jarðfræðikortlagningu í rofnu móbergslands-lagi þar sem hver goseiningin, oftast í mörgum ásýndum, tvinnast saman við eldri og yngri gosmyndanir af sama toga. Það þarf glöggt auga og langa reynslu til að aðgreina slíkar myndanir, og nokkur dæmi hef ég séð af nemendum og kortlagningarfólki sem hreinlega sáu ekki skóginn fyrir trjánum, og gat það átt við mig sem aðra.

Jarðfræði- og jarðhitarannsóknir á Torfajökulssvæðinu á vegum Orkustofnunnar, stóðu yfir frá 1992 fram til 2001 eða svo. Gerð voru ný jarðfræðikort, ný jarðhitakort, efnagreiningar á gufu og vatni með tilliti til djúphita og viðnámsmælingar, en þær gefa fyrirheit um útbreiðslu háhitasvæðisins undir yfirborði, sem er talsvert stærra en það sem á yfirborði sést. Djúphiti virðist vera á hitabilinu 300-350°C. Um 600 km² svæði var kortlagt í mælikvarðanum 1:20.000, og þurfti að gera tvö ný grunnkort í þeim tilgangi af miðhluta svæðisins. Líparít eða ljósgrýti (rhyolite) er einkennandi berggerð enda er Torfajökulssvæðið stærsta ljósgrýtissvæði landsins, og þar er jafnframt ein stærsta askja landsins. Virkur háhiti er mjög útbreiddur innan öskjunnar, einkum í vestari og yngri hluta hennar, en þar eru jafnframt flest yngstu hrafntinnuhraunin. Tvö gos hafa orðið á svæðinu síðan að land byggðist, og komu þá upp Hrafntinnuhraun og Námshraun. Kortlagningin leiddi m.a. í ljós að elsta berg á svæðinu er mun eldra en áður var talið, eða um 700.000 ára. Gamla bergið finnst einkum utan öskjunnar sjálfrar, en jafnframt innan hennar austan megin þar sem rofið er mest, í Jökulgili, Brandsgiljum og Vondugiljum. Öskjusigin voru a.m.k tvö og hugsanlega fleiri.

Í erindinu verður farið um víðan völl, og m.a. annars lagt út af vinnuaðferðum Kristjáns, en í einföldu máli mætti segja að Kristján vinni í einskonar ramma. Jörðin er felld inn í rammann eða hugmyndalíkan þar sem nútíminn er fyrirmyndin að fortíðinni. Þetta er reyndar eitt af fyrstu lögmálum jarðfræðinnar, „the present is the key to the past”.

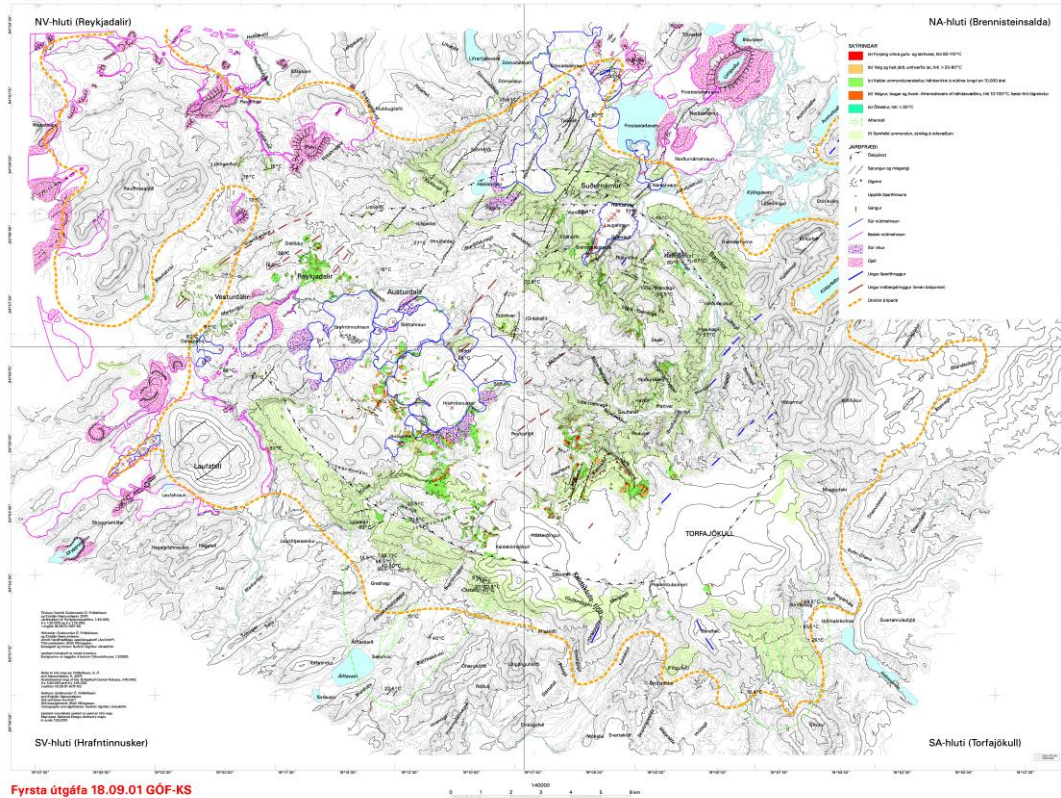
Jarðfræðikort af Torfajökulssvæðinu



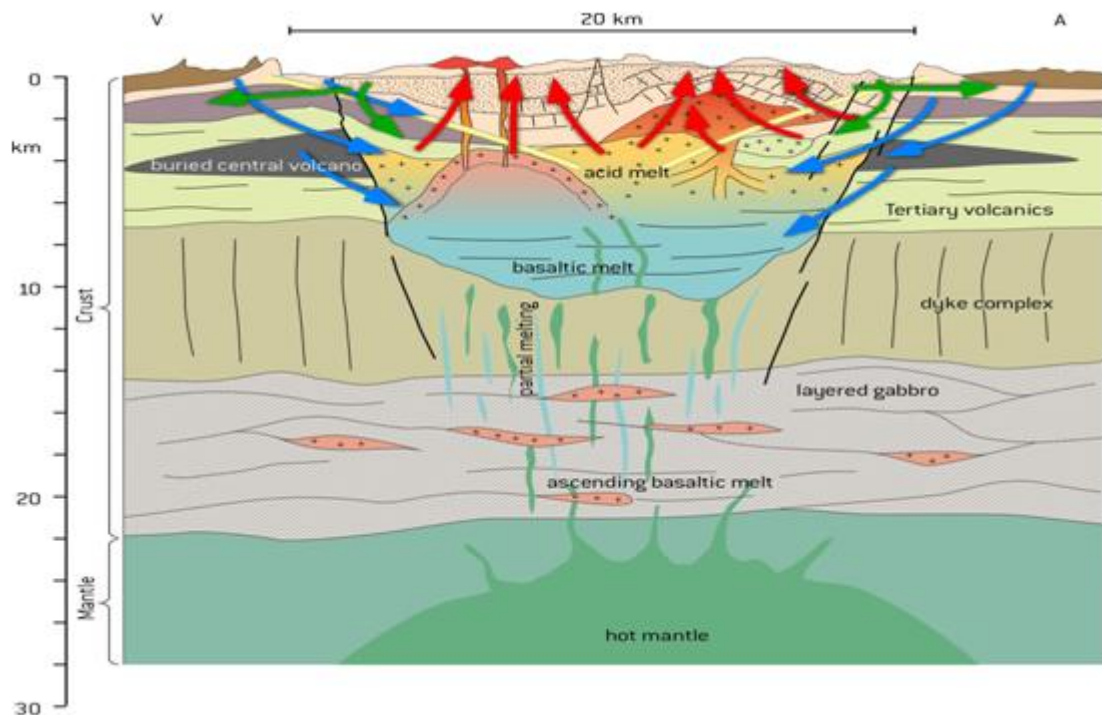
Mynd 1. Jarðfræðikort af Torfajökulssvæðinu (KS & GÓF, 2001)

Haustráðstefna Jarðfræðafélags Íslands
21. október 2010

Jarðhitakort af Torfajökulssvæðinu



Mynd 2. Jarðhitakort af Torfajökulssvæðinu (GÓF & KS, 2001)



Mynd 3: Hugmyndalíkan af Torfajökulssvæðinu (frá KS)

Í þessu samhengi má síðan að velta fyrir sér hvert hlutverk jarðfræðings eins og Kristjáns sé þegar kemur að hugsanlegri jarðhitanýtingu. Tilgangur jarðhitakortlagningar af öllu tagi snýst jú m.a. um hugsanlega nýtingu. Á t.d. að hlusta á jarðfræðing sem vinnur í ramma þegar kemur að sjálfri Rammaáætlun? Torfajökulssvæðið er talið eitt öflugast háhitasvæði landsins sem hugsanlega gæti staðið undir 1000-2000 MW raforkuvinnslu. Á það mun þó væntanlega aldrei reyna því nú í 2. Áfanga Rammaáætlunar ákváðu stjórnvöld að taka Friðland að Fjallabaki - allt Torfajökulssvæðið - út úr umfjöllun rammaáætlunar – umræðulaust. Það er að sjálfsögðu ósættanlegt þegar „ramma“jarðfræðingar eiga í hlut og verður hér ásamt fleiru gert að umtalsefni. Efna mætti til hugmyndasamkeppni um það hvernig nálgast mætti svæði eins og Torfajökulssvæði, og draga þar inn landslagsarkitekta og fleiri hugmyndafræðinga ásamt virkjanahönnuðum. Skynsamlegt gæti verið að efna til stórrar ráðstefnu helstu hagsmunaaðila fremur en að kaffæra alla umræðu í glórulausri náttúrvernd, og komast þannig að ásættanlegri niðurstöðu.

Heimildir

- Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ómar Friðleifsson, 2001. Í Torfajökli. Jarðfræði og jarðhitakort af Torfajökulssvæðinu. Orkustofnun OS-2001/036, 118 bls. og 14 kort.
- Kristján Sæmundsson, 1995. Jarðfræði og jarðhitakort af Hengilssvæðinu, 1:25.000.
- Kristján Sæmundsson, Snorri Páll Snorrason og Guðmundur Ómar Friðleifsson, 1990. Jarðfræðikort af suðurhluta Hengilssvæðisins milli Hengladala og Krossfjalla. Orkustofnun, OS-90008/JHD-02 B, 22 bls.
- Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ómar Friðleifsson 1992. Hveragerðis-Eldstöð. Jarðfræðilýsing. Orkustofnun, OS-92063/JHD-35 B, 35 bls. og 2 kort.

Ritskrá Kristjáns Sæmundssonar: Helstu greinar (annað en skýrslur og greinargerðir)

1965

Kristján Sæmundsson, 1965: Úr sögu Þingvallavatns. *Náttúrufræðingurinn* 35, 103-144.

1966

Kristján Sæmundsson, 1966: Zwei neue C¹⁴-Datierungen isländischer Vulkanausbrüche. *Eiszeitalter und Gegenwart* 17, 85-86.

1967

Kristján Sæmundsson, 1967: An outline of the structure of SW-Iceland. Í Sveinbjörn Björnsson (ritstj.) *Iceland and Mid-Ocean Ridges*. Vísindafélag Íslendinga, rit 38, 151-161.

Kristján Sæmundsson, 1967: Vulkanismus und Tektonik des Hengill-Gebietes in Südwest-Island. *Acta Nat. Islandica* 2, No. 7, 105 bls.

1970

Kristján Sæmundsson, 1970: Interglacial lava flows in the lowlands of southern Iceland. *Jökull* 20, 62-77.

Kristján Sæmundsson, 1970: Jarðhiti á Suðurlandsundirlendi og nýting hans. Í Bjarni Bjarnason (ritstj.) *Suðri* 2. hefti, 101-160.

Kristján Sæmundsson, 1970: Volcanic phenomena in Iceland. 65° (*Sixty Five Degrees*) No. 10, 41-44.

1972

Kristján Sæmundsson, 1972: Jarðfræðiglefsur um Torfajökulssvæðið. *Náttúrufræðingurinn* 42, 81-99.

1973

Kristján Sæmundsson, 1973: Straumrákaðar klappir í kringum Ásbyrgi. *Náttúrufræðingurinn* 43, 52-60.

1974

Kristján Sæmundsson, 1974: Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 85, 495-504.

1977

Kristján Sæmundsson, 1977: *Jarðfræðikort af Íslandi, blað 7. Norðausturland. 1. útgáfa.* Náttúrufræðistofnun Íslands.

Kristján Sæmundsson, 1977: Uppruni andhverfa á Íslandi. Í Logatschev, N. A. (ritstj.), *Illskiljanleg atriði í myndun gliðnunarbelta* (á rússnesku), 175-181.

1978

Kristján Sæmundsson, 1978: Fissure swarms and central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland. Í Bowes, D. R. og Leake, B. E. (ritstj.), *Crustal evolution of northwestern Britain and adjacent regions. Geol. J. Special issue No. 10*, 415-432.

1979

Kristján Sæmundsson, 1979: Outline of the geology of Iceland. *Jökull* 29, 7-28.

1982

Kristján Sæmundsson, 1982: Öskjur á virkum eldfjallasvæðum á Íslandi. Í Helga Þórarinsdóttir, Ólafur H. Óskarsson, Sigurður Steinþórsson og Þorleifur Einarsson, *Eldur er í Norðri* (Afmælisrit helgað Sigurði Þórarinssyni), 221-239. Sögufélag.

1986

Kristján Sæmundsson, 1986: Subaerial volcanism in the western North Atlantic. Í Vogt, P. R. og Tucholke, B.E. (ritstj.), *The geology of North America*, Vol. M, The Western North-Atlantic Region, 69-86. Geol. Soc Am.

1991

Kristján Sæmundsson, 1991: Jarðfræði Kröflukerfisins. Í Arnþór Garðarsson og Árni Einarsson (ritstj.), *Náttúra Mývatns*, 25-95. Hið íslenska Náttúrufræðifélag.

1992

Kristján Sæmundsson, 1992: Geology of the Thingvallavatn area. *Oikos* 64, 40-68.

1995

Kristján Sæmundsson, 1995: *Hengill jarðfræðikort (berggrunnur) 1:50 000*. Orkustofnun, Hitaveita Reykjavíkur og Landmælingar Íslands.

2010

Kristján Sæmundsson, 2010: Geothermie in Island aus geologischer Sicht. *Island- Zeitschrift d. Dtsch-Isl. Gesellschaft u, d. Gesellschaft der Freunde Islands e.V. Hamburg* 16, 3-6.

2011

Kristján Sæmundsson, 2011: Thingvallavatn catchment – geology. Í Pétur M. Jónasson og Páll Hersteinsson (ritstj.), *Thingvallavatn*, 48-70.

1969

Bragi Árnason, Páll Theódórsson, Sveinbjörn Björnsson og Kristján Sæmundsson, 1969:
Hengill, a high temperature thermal area in Iceland. *Bull. Volcanol.* 33, 245-260.

1970

Karl Ragnars, Kristján Sæmundsson, Sigurður Benediktsson og Sveinn S. Einarsson, 1970:
Development of the Námafjall area, northern Iceland. 925-935. U.N. Symposium on the
development and utilization of geothermal resources. *Geothermics Special issue 2*, 925-
935.

Pálmason, G., Friedman, J. D., Williams jr., R. S., Jónsson, J. og Sæmundsson, K., 1970.
U.N. Symposium on the development and utilization of geothermal resources.
Geothermics Special issue 2, 399-412.

1973

Þórarinnsson, S., Sæmundsson, K. og Williams Jr., R. S., 1973: ERTS-1 image of Vatnajökull:
Analysis of glaciological, structural and volcanic features. *Jökull* 23, 7-17.

1974

Guðmundur Pálmason og Kristján Sæmundsson, 1974: Iceland in relation to the Mid-Atlantic
Ridge. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 2, 25-50.

Kristján Sæmundsson og H. Noll, 1974: K/Ar ages of rocks from Húsafell, western Iceland,
and the development of the Húsafell central volcano. *Jökull* 24, 40-58.

1975

Aronson, J. L. og Sæmundsson, K., 1975: Relatively old basalts from structurally high areas
of central Iceland. *Earth and Planetary Sci. Letters* 28, 83-97.

1977

Axel Björnsson, Kristján Sæmundsson, Páll Einarsson, Eysteinn Tryggvason og Karl
Grönvold, 1977: Current rifting episode in north Iceland. *Nature* 266, No. 5600, 318-323.

McDougall, I., Sæmundsson, K., Jóhannesson, H., Watkins, N. D. og Kristjánsson, L., 1977:
Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 m.y.: K-Ar dating, geological and
paleomagnetic study of a 3.500-m lava succession in western Iceland. *Geol. Soc. Am.
Bulletin* 88, 1-15.

1978

Aronson, J. L. og Sæmundsson, K., 1978: Discovery of a major unconformity in the lava
sequence of northern Iceland (abstract). *Geol Soc. Am. Abstr. Programs* 10(7), 361.

1979

Guðmundur Pálmason og Kristján Sæmundsson, 1979: Summary of conductive heat flow in
Iceland. Í V. Cermák og L. Rybach (ritstj.), *Terrestrial Heat Flow in Europe*, 218-220.

Guðmundur Pálmason, Stefán Arnórsson, Ingvar Birgir Friðleifsson, Hrefna Kristmannsdóttir,
Kristján Sæmundsson, Valgarður Stefánsson, Benedikt Steingrímsson, Jens Tómasson og
Leó Kristjánsson, 1979: The Iceland crust: Evidence from drillhole data on structure and

processess. Í M. Talwani, C. G. Harrison og D. E. Hayes (ritstj.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean crust*. Am. Geophys. Union, Ewing Series, 43-65.

Sigurður Þórarinnsson og Kristján Sæmundsson, 1979: Volcanic activity in historical time. *Jökull* 29, 29-32.

1980

Guðmundur Guðmundsson og Kristján Sæmundsson, 1980: Statistical analysis of damaging earthquakes and volcanic eruptions in Iceland from 1550-1978. *J. Geophys.* 47, 99-109.

Kristján Sæmundsson og Ingvar Birgir Friðleifsson, 1980: Jarðhiti og jarðfræðirannsóknir. *Náttúrufræðingurinn* 50, 157-188.

Kristján Sæmundsson og Sigmundur Einarsson, 1980: *Jarðfræðikort af Íslandi, blað 3. Suðvesturland. 2. útgáfa*. Náttúrufræðistofnun Íslands og Landmælingar Íslands.

Kristján Sæmundsson, Kristjánsson, L., McDougall, I. og Watkins, N. D., 1980: K/Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5 km lava succession in Northern Iceland. *J. Geophys. Res.* 85, No. B7, 3628-3646

1982

Haukur Jóhannesson, Sveinn P. Jakobsson og Kristján Sæmundsson, 1982: *Jarðfræðikort af Íslandi, blað 6. Miðsuðurland. 2. útgáfa*. Náttúrufræðistofnun Íslands og Landmælingar Íslands.

1983

Karl Grönvold, Guðrún Larsen, Páll Einarsson, Sigurður Þórarinnsson og Kristján Sæmundsson, 1983: The Hekla eruption 1980-1981. *Bull. Volcanol.* 46, No. 4, 349-363.

1984

McDougall, I, Kristjánsson, L. og Sæmundsson, K., 1984: Magnetostratigraphy and Geochronology of Northwest Iceland. *J. Geophys. Res.* 89, No. B8, 7029-7060.

1985

Jancin, M., Young, K.D., Voight, B., Aronson, J.L. og Sæmundsson, K., 1985: Stratigraphic and K/Ar ages across the west flank of the northeast Iceland axial rift zone in relation to the 7 Ma volcano-tectonic reorganization of Iceland. *J. Geophys. Res.* 90, No. B12, 9961-9985.

1987

Arnórsson, S., Ívarsson, G., Cuff, K. E. og Sæmundsson, K., 1987: Geothermal activity in the Torfajökull field, South Iceland: Summary and geochemical studies. *Jökull* 37, 1-12.

Kristján Sæmundsson og Sigurður Sigurðarson, 1987: Kolbeinsey. *Ægir* 80, No. 1, 2-12.

1990

Haukur Jóhannesson, Sveinn P. Jakobsson og Kristján Sæmundsson, 1990: *Jarðfræðikort af Íslandi, blað 6. Miðsuðurland. 3. útgáfa*. Náttúrufræðistofnun Íslands og Landmælingar Íslands

1992

Ágúst Guðmundsson og Kristján Sæmundsson, 1992. Heklugosið 1991: Gangur gossins og aflfræði Heklu. *Náttúrufræðingurinn* 61, 145-158.

Ágúst Guðmundsson, Níels Óskarsson, Karl Grönvold, Kristján Sæmundsson, Oddur Sigurðsson, Ragnar Stefánsson, Sigurður R. Gíslason, Páll Einarsson, Bryndís Brandsdóttir, Guðrún Larsen, Haukur Jóhannesson og Þorvaldur Þórðarson 1992. The 1991-eruption of Hekla, Iceland. *Bull. Volcanol.* 54, 238-246.

1993

Ólafur G. Flóvenz og Kristján Sæmundsson, 1993: Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics* 225, 123-138.

1994

Kristján Sæmundsson og Haukur Jóhannesson, 1994: *Jarðlög upp af Síðu og Fljótshverfi. Aldur og myndunarsaga*. Jarðfræðafélag Íslands, vörðstefna. Ágrip erinda og veggspjalda, s. 28 (ágrip).

1998

Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson, 1998: *Jarðfræðikort af Íslandi 1:500.000. Höggun. 1. útgáfa*. Náttúrufræðistofnun Íslands.

Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson, 1998: *Jarðfræðikort af Íslandi 1:500.000. Berggrunnur. 2. útgáfa*. Náttúrufræðistofnun Íslands.

1999

Kristján Sæmundsson, Einar Gunnlaugsson og Grétar Eiríksson, 1999: *Íslenska steinabókin. Mál og Menning*. 233 s.

2000

Kristján Sæmundsson, M. S. Pringle og Björn S. Harðarson, 2000: *Um aldur berglaga í Kröflukerfinu*. Jarðfræðafélag Íslands, vörðstefna. Ágrip erinda og veggspjalda, s. 26-27 (ágrip).

2005

Sinton, J., Grönvold, K. og Sæmundsson, K., 2005: Postglacial eruptive history of the Western volcanic zone, Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, No. 12, Q12009, 34 s.

2008

Freysteinn Sigmundsson og Kristján Sæmundsson, 2008: Iceland: a window on the North-Atlantic divergent plate tectonics and geological processes. *Episodes* 31, No.1, 92-97.

2009

Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson, 2009: *Jarðfræðikort af Íslandi 1:600.000. Berggrunnur. 3. útgáfa.* Mál og menning.

Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson, 2009: *Jarðfræðikort af Íslandi 1:600.000. Höggun. 2. útgáfa.* Mál og menning.

2010

Kristján Sæmundsson, Haukur Jóhannesson, Árni Hjartarson, Sigurður Garðar Kristinsson og Magnús Á. Sigurgeirsson, 2010: *Jarðfræðikort af Suðvesturlandi 1:100.000.* Íslenskar orkurannsóknir.