

JARÐFRÆÐAFÉLAG  
ÍSLANDS

**DAGSKRÁ  
OG  
ÁGRIP**

**RÁÐSTEFNA  
UM JARÐHITA  
7. NÓV. 1980**

HALDIN AÐ HÓTEL LOFTLEIÐUM, REYKJAVÍK  
TILEINKUÐ JONI JÓNSSYNI, JARÐFRÆÐINGI

JÓN JÓNSSON JARÐFRÆÐINGUR SJÖTUGUR

Þann 3. október árið 1910 fæddist Jón Jónsson að Kársstöðum í Landbroti. Til Svíþjóðar sigldi Jón árið 1933 og vann við hin fýmsu störf áður en hann ákvað að nema jarðfræði. Áður en Jón hóf nám hafði hann tekið þátt í jarðfræðileiðangri til Hornafjarðar á árunum 1951 og 52 og eru fyrstu greinar hans um jarðfræði frá þessum árum og síðan hefur þessi hans ekki litið rólegan dag. Jón vann með Tómasi Tryggvasyni að gerð jarðfræðikorts af umhverfi Reykjavíkur 1954 og 55 og hóf nám árið 1955 við Háskólann í Uppsölum og lauk licenciat prófi 1958. Sama ár sigldi Jón heim og hóf störf hjá Raforkumálaskrifstofunni, er seinna breyttist í Orkustofnun, og hefur unnið allar götur síðan hjá Jarðhitadeild Orkustofnunar.

Fá svið jarðfræða hefur Jón látið ósnert, hann vann m.a. að rannsóknnum á Grænlandi á sínum námsárum og fékkst við að greina kvikindi frá Devon. Einnig vann hann að virkjanarannsóknnum í Varmalandi í Svíþjóð á þeim árum. Eftir að heim kom beindust rannsóknir Jóns einkum að jarðhita en einnig var Jón ötull á sviði kaldavatnsrannsókna um skeið. Greinar Jóns í almennri jarðfræði eru fjölmargar og kemur hann víða við, öskulög, móberg, jökulskeið, hraunlagafræði, hagnýt jarðfræði og margt fleira streymir frá honum og er ekkert lát á. Jón hefur einnig unnið sem ráðgjafi hjá Sameinuðu Þjóðunum á sviði jarðhitamála og var um það bil tvö ár í Mið-Ameríku og á árunum 1976 og 77 var hann í Afríku og í Indónesíu 1978 og kom þá einnig við aftur í Mið-Ameríku.

Þeir sem yngri eru í faginu og hafa annaðhvort unnið með Jóni eða leitað ráða hjá honum hafa ætíð undrast hinn brennandi áhuga hans á öllum sviðum jarðfræða og óbilandi minni. Auk þess eru fáir sem betra hefur verið að leita til því ráðagóður er Jón og fátt stendur honum í vegi. Til dæmis stóð hann lengi í því að greina kísilþörungna í jarðvegi og var lengi eini fræðingurinn á því sviði.

Stjórn Jarðfræðafélagsins vill óska Jóni allrar hamingju á sjötugsafmælinu og af því tilefni tileinka honum þessa ráðstefnu sem fjallar um hinar fýmsu greinar jarðhitarannsókna.

## DAGSKRÁ

FUNDARSTJÓRI - GUÐMUNDUR E. SIGVALDASON

- 9:00 - 9:10 RÁÐSTEFNAN SETT. STEFÁN ARNÓRSSON MÆLIR FYRIR  
MINNI JONS JONSSONAR.
- 9:10 - 9:30 JARÐFRÆÐIRANNSÓKNIR Á FLJÓTSHVERFIS- OG SÍÐUMANNA-  
AFRETTI. KRISTJAN SÆMUNDSSON OG HAUKUR JOHANNESSEN
- 9:30 - 9:50 KATLA OG KÖTLUHLAUP  
JON JONSSON
- 9:50 - 10:10 AF JARÐHITA OG JARÐSKJÁLFTASPRUNGUM Á SUÐURLANDI.  
HELGI TORFASON
- 10:10 - 10:30 JARÐHITI Í BORGARFIRÐI.  
HAUKUR JOHANNESSEN, LUDVIK GEORGSSON OG EINAR GUNNLAUGSS.
- 10:30 - 10:50 KAFFIHLÉ
- 10:50 - 11:10 FUNDARSTJÓRI - SIGURÐUR STEINÞÓRSSON  
AÐSTOÐ ÍSLANDS VIÐ ÞRÓUNARLÖNDIN Í JARÐHITAMÁLUM.  
INGVAR B. FRÍÐLEIFSSON
- 11:10 - 11:30 RANNSÓKNABORUN Í SURTSEY  
SVEINN JAKOBSSON
- 11:30 - 11:50 EÐLISÁSTAND HAHITAKERFA.  
SVEINBJORN BJORNSSON
- 11:50 - 12:10 VATN OG KVIKA  
ÞORBJORN SIGURGEIRSSON, SVEINBJORN BJORNSSON OG  
HELGI BJORNSSON
- 12:10 - 13:30 MATARHLÉ
- 13:30 - 13:50 FUNDARSTJÓRI - BRYNDIS BRANDSDÓTTIR  
MÁLMSTEINDIR Í HOLU 7, KRÓFLU.  
SIGURÐUR STEINDTHÓRSSON OG ARNÝ SVEINBJÖRNSDÓTTIR
- 13:50 - 14:10 ÞAKVATN  
JON BENJAMÍNSSON OG JENS TÓMASSON
- 14:10 - 14:30 KRAFLA SÉÐ MEÐ GUFUAUGUM.  
HALLDOR ÁRMANNSSON OG TRAUSTI HAUSSON
- 14:30 - 14:50 KOLSÝRU - HITAMÆLIR.  
STEFAN ARNÓRSSON
- 14:50 - 15:10 EARTHQUAKE RESEARCH IN GEOTHERMAL AREAL: CASE HISTORIES.  
GILLIAN R. FOULGER

- 15:10 - 15:30 KAFFIHLÉ
- 15:30 - 15:50 FUNDARSTJÓRI - LEÓ KRISTJÁNSSON  
JARÐHITAKERFIÐ Í KRÍSUVÍK.
- 15:50 - 16:10 VALGARÐUR STEFÁNSSON,  
HENGILL - RANNSÖKN HÁHITASVÆÐISINS.
- 16:10 - 16:30 AXEL BJÖRNSSON,  
SÆGUÐMÆLINGAR Á LÁGHITASVÆÐUM.
- 16:30 - 16:50 LÚÐVÍK GEORGSSON  
HAGNYTING, VIÐNÁMSMÆLINGA Í JARÐHITALEIT.
- 16:50 - 17:10 ÓLAFUR FLOVENZ  
KRAFLA - VATNSKERFI JARÐHITANS SKV. VIÐNÁMSMÆLINGUM.  
FREYR ÞÓRARINSSON
- 17:10 - 20:00 HLÉ
- 20:00 - KVÖLDFUNDUR  
FUNDARSTJÓRI - AXEL BJÖRNSSON

JARÐFRÆÐIRANNSÓKNIR Á FLJÓTSHVERFIS- OG  
SÍÐUMANNAAFRÉTTUM

Kristján Sæmundsson  
Orkustofnun  
Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Haukur Jóhannesson  
Náttúrufræðistofnun Íslands  
Laugavegi 105, 105 Reykjavík

Jarðfræðirannsóknir í Vestur-Skaftafellssýslu hafa fram að þessu einkum fengist við nútímamyndanir: eldstöðvar, hraun, jökulhlaup og sanda. Eldri bergmyndunum hefur lítil gaumur verið gefinn, ef undan er skilið framlag dönsku jarðfræðinganna Nielsens og Noe-Nygaards (1936 og 1940), en þær eru meginefni þess erindis, sem hér verður flutt.

Elstu berglögin koma fram neðst í Eystrafjalli og Lómagnúpi og má rekja sig upp í gegnum samfelldan bergstafla norður í Grænafjall og suðvestur í Skaftártungu. Heildarþykkt nemur um 1000 m. Syrpur af basaltlögum eru helstar neðst í staflanum (milli Eystrafjalls og Núpa) um miðbikið (Fossabrekkur við Djúpa, innarlega með Núpsá allt að Grænalóni) og efst (á Birninum og Grænafjalli). Oft eru hraunlög þessi af kubbabergsgerð, líklega runnin í dölum og kæld af vatnsföllum. Móberg er annars ríkjandi bergtegund á svæðinu. Það er tvenns konar, venjulegir móbergshaugar með bólstrabergi innan um, og móbergslög sem fylgja má langar leiðir t.d. í fjallsbrúninni upp af Síðu. Móbergslögin eru oft 50 m eða meira á þykkt. Neðst ganga þau yfir í kubbabergshnúða og venjulegt stuðlað basalt við botninn. Þau hvíla á berri klöpp eða jökulbergi. Ofan við Kirkjubæjarklaustur lýsti Noe-Nygaard jökulbergi sem skilur milli tveggja slíkra laga (1940). Um margt minna móbergslög þessi í útliti í Dalsheiði í Lóni (Walker og Blake 1966). Þeirri tilgátu skal hér hreyft að um samskonar myndanir sé að ræða, þ.e. hraunlög eða innskotslög, sem troðist hafi milli berggrunns og jökuls og þannig náð að "renna" langt frá upptökum. Móbergslög sem þessi þekkja höfundar óvía nema í þessum landshluta.

Þeirra sérstöku aðstæðna sem þessu valda kynni að vera að leita í hinu mikla hraunmagni, sem upp kemur í sumum gosum á þessum slóðum.

Berglögum í afréttunum hallar til VNV eða NV mest um 2° á kafla inn með Núpsá, og þau eru sundurskorin af miklum grúa misgengja (1-2 pr km) með NA-SV stefnu. Gangar sjást óvígða nema í elstu berglögnum, þar sem þeir eru tíðir og stefna eins og misgengin (gangasveimur frá megineldstöð í Skaftafellsfjöllum?).

Segulmælingar (gerðar með fluxgate mæli) benda til að bergstaflinn spanni yfir segulskeiðið Matuyama og efsta hluta Gauss. Sé svo svarar upphleðsluhraðinn til um 500 m á miljón árum.

Holufylling bergstaflans er lítil og nánast engin ofan 300 m. Jarðhiti þekkist hvergi í byggð austan Skaftár en volgrur 10-30°C heitar vætla á nokkrum stöðum upp úr misgengissprungum í afréttunum.

Virkt eldstöðvakerfi liggur innarlega í afréttunum upp í Vatnajökul. Megineldstöð (líparítvæði) er milli Þórðarhyrnu, Pálsfjalls og Geirvartna og sprungusveimur suðvestur þaðan (austar en Laki). Sprungugos í þessum sveimi á nútíma eru Rauðhólavöðin. Háhitavæði mun vera undir jöklinum í grennd við Þórðarhyrnu. Afrennsli þaðan er fúll lækur sem fellur í norðvesturhornið á Grænalóni. Ölkeldur með kalkhrúðri austast í Grænafjalli eru líklega af sama toga.

#### Tilvitnanir.

Nielsen, N. og Noe-Nygaard, A. (1936). Om den islandske "Palagonit-formations oprindelse. Geogr. Tidsskr. 39, 89-122.

Noe-Nygaard, A. (1940). Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times. Folia geogr. Danica 1, 2 67 bls.

Walker, G.P.L. og Blake, D.H. (1966). The formation of a palagonite breccia mass beneath a valley glacier in Iceland. Quart Journal Geol. Soc. London 122, 45-61.

KATLA OG KÖTLUHLAUP

Jón Jónsson

Orkustofnun, Grensásvegi 9, Rvk.

Heimildir geta um eldgos í Mýrdalsjökli allt frá því á landnámsöld (Loftsson 1880, Thoroddsen 1925) en óljósar eru þar þar til kemur fram á 17. öld.

Merkustu heimildunum hefur Þorvaldur Thoroddsen safnað og látið prenta í Safni til sögu Íslands IV undir yfirskriftinni Skýrslur um Kötlugos. Nokkrar gamlar heimildir geta um gos í Sólheimajökli og öruggt má telja að Sólheima- og Skógasandur hafi myndast í jökulhlaupum orsökðuðum af eldgesi undir jökli en ólíklegt sýnist mér að þar hafi Katla sjálf verið að verki en líklegra að önnur eldvörp og vestar hafi þar verið að verki (sjá síðar).

Um Kötlugos sem slík verður hér ekki fjallað en eingöngu um hlaupin sjálf og eðli þeirra. Er það gert út frá þeim heimildum, sem að ofan getur, rituðum og persónulegum frásögnum um síðasta Kötluhlaup 1918 og þeim verksummerkjum, sem hlaupin hafa eftir sig skilið.

Rennsli Kötluhlaupa

Hámarksrennsli Kötluhlaupa verður þegar í byrjun að heita má og þau standa stutt. Ýmsar tölur hafa verið nefndar í því sambandi svo sem meira en 100 000 m<sup>3</sup>/sek eða 200 000 m<sup>3</sup>/sek.

Út frá þeim staðreyndum, sem fyrir liggja varðandi rennsli hlaupsins 1918 og með hjálp mælinga, sem nýlega hafa verið gerðar á Mýrdalssandi er fenginn grundvöllur fyrir að reikna rennsli þess hlaups. Í því augnamiði fékk ég Þorbjörn Karlsson prófessor í lið með mér og fórum við austur á "Sand" svo hann gæti séð svæði það er hlaupið fór yfir. Ekki liggja tölurnar enn fyrir og skal þess því hér aðeins getið að jafnvel hæstu tölurnar, sem hingað til hafa verið nefndar eru margfalt of lágar.

### Efnisflutningur Kötluhlaups

Í hlaupinu 12-13. okt. 1918 færðist ströndin milli Múlakvíslar og Hjörleifshöfða fram um 4 km og sandfjara varð þar sem áður var 40 m sjávardýpi. Jafnframt þessu hækkaði sandurinn verulega og að því talið er 8-9 m (Einarsson 1975]. Samkvæmt athugunum sjónarvotta (Jóhannsson 1919) sýnist hlaupið hafa verið 60-70 m djúpt milli Hafurseyjar og Selfjalls. Thoroddsen (1920] telur dýpt þess við Hjörleifshöfða og mynni Múlakvíslar hafa verið 10-15 m. Bjarg, sem vart er minna en 1400 tonn bar hlaupið niður á móts við Hjörleifshöfða eða um 15 km leið (Jónsson 1980).

Höfðabrekkujökull, 12-17 m há malar- og sanddyngja sunnan við Höfðabrekkuháls, sýnist hafa orðið til í hlaupunum 1721 og 1755. Efnið í honum er aðallega vikur og allt að 70% hans í kornastærð minni en 2 mm. Stórgrýti er mest áberandi ofan á jöklinum þótt ekki sé mikið. Vestan í "jöklinum" er jarðvegstorfa a.m.k. 90 m löng og meira en 2 m þykk, sem hlaupið hefur borið fram í heilu lagi líklega 1721. Rúmsins vegna verða hér ekki rakin fleiri dæmi en minna má á að Kjartan L. Markússon (Jóhannsson 1919) sagði hlaupið vera "líkara einhverskonar leðjugraut en vatni.

Niðurstaða verður því sú að líta verði á fyrstu gusu og hámarksrennsli Kötluhlaupa sem leðjustraum (Lahar).

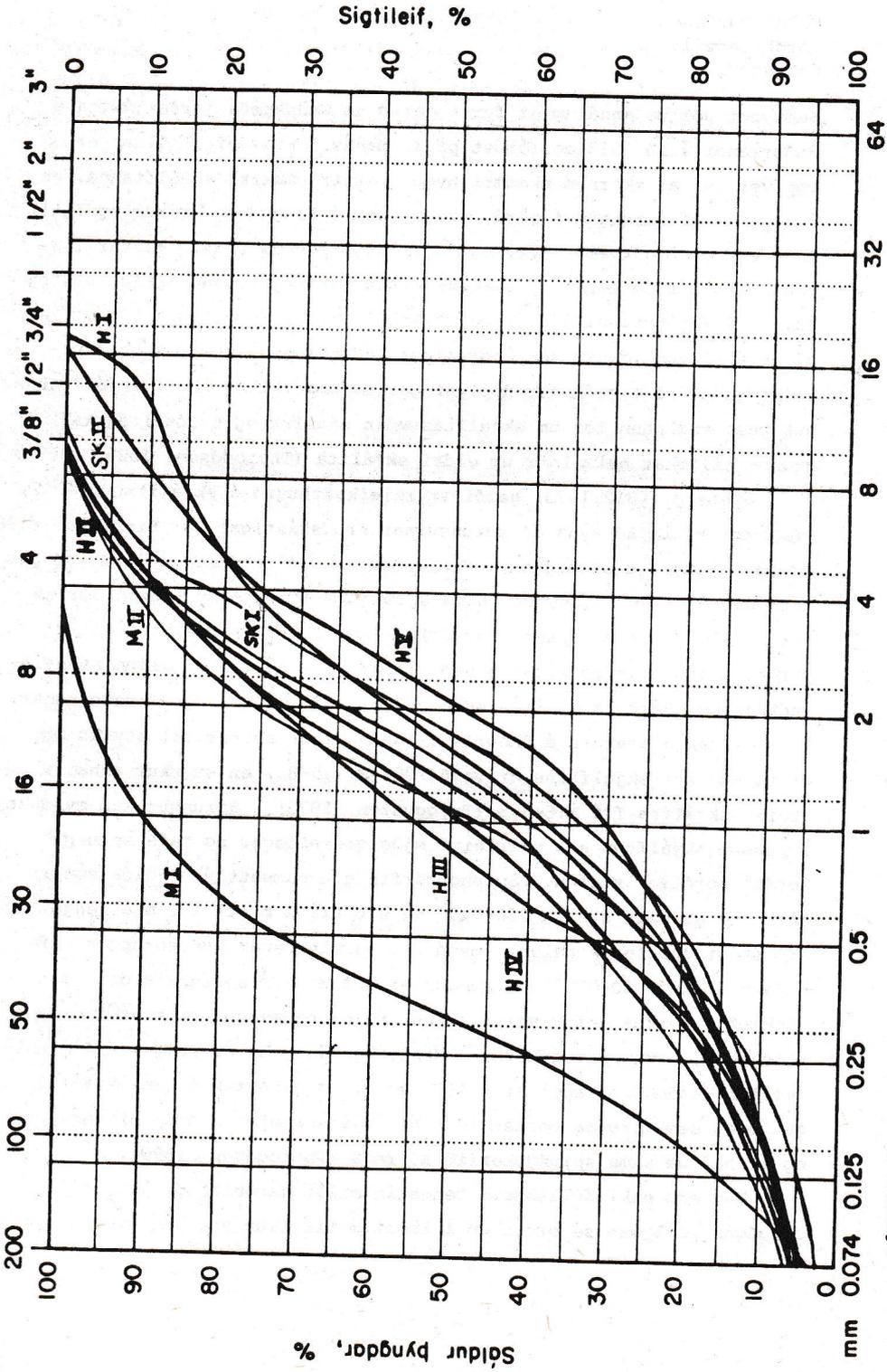
### Skógasandur

Á Skógasandi er 4-6 km þykkt lag af vikri sem virðist hafa komið í hlaupi hliðstæðu Kötluhlaupum. Innan um vikurinn eru smásteinar og björg. Mót vikurs og jarðvegs framan við Þurragil og Hofsa eru skörp og skógarleifar efst í jarðveginum. Sýni af þeim er nú í aldursákvörðun. Þetta þykir benda til þess að önnur eldstöð en Katla hafi verið virk á nútíma í Mýrdalsjökli.

### Tilvitnanir

- Einarsson, E.H. (1975]. Árbók Ferðafélags Íslands 1975.  
 Jóhannsson, G. (1919] Kötluhosíð 1918. Ársæll Árnason.  
 Jónsson, J. (1980] Um Kötluhlaup. Suðurland 12. sept.  
 Loptsson, M. (1880] Rit um jarðelda á Íslandi.  
 Thoroddsen, Th. (1920] Vulkanen Katla og dens sidste Udbrud 1918.  
 Geogr. Tidsskr. Bd. 25, København.

U.S. Standard No.



LÍNURIT YFIR KORNASTÆRD

H : HÖFÐABREKKUJÖKULL M : MÝRDALSSANDUR-SANDGIL SK : SKÓGASANDUR

AF JARÐHITA OG JARÐSKJÁLFTASPRUNGUM Á SUÐURLANDI

Helgi Torfason  
Jarðhitadeild  
Orkustofnun

Samkvæmt gömlum annálum er fyrst getið um mannskæða jarðskjálfta á Suðurlandi árið 1013 og fórust þá 11 manns. Fram eftir öldum eru upplýsingar af skornum skammti hvað snertir ummerki skjálftanna, en frásagnir af sprungum í jörð, breytingar á laugum og hverum og falli bæja eru ekki nákvæmar fyrr en í jarðskjálftunum 1784. Bestar lýsingar eru til um áhrif og ummerki eftir jarðskjálftana miklu 1896 og 1912. Í skjálftanum 1896 lagðist mikill hluti Suðurlands í rúst, en að skjálftunum loknum réri Þorvaldur Thoroddsen í prestum og skýrleiksbændum að rita niður upplýsingar um ummerki og áhrif skjálftanna, auk þess sem hann fór um skjálftasvæðin sjálfur og skoðaði og kafaði gegnum tiltækar heimildir um eldri skjálfta (Thoroddsen, 1899, 1905).

Sieberg (1912,1923) gerði styrkleikaathugun á skjálftanum 1912, en fyrstur til að sýna að sprungurnar eru skástígar var Einarsson (1967) er hann ritar um sprungurnar á Skeiðum og við Selsund og sýnir að þær hafa hægri hliðrun (reyndar hafa sprungukerfin stefnu í hánorður en ekki í 030° eins og Trausti sýnir). Rannsóknir á ummerkjum eftir jarðskjálfta fyrr og síðar á Suðurlandi fara nú fram á vegum Raunvísindadeildar Háskólans (Einarsson, 1978, 1979, 1980) og Orkustofnunar.

Jarðskjálftarnir á Suðurlandi hafa verið metnir til styrks og er sá stærsti skjálftinn er varð 1784 M:7,5-8, en styrkur annarra stórra skjálfta frá M:6-7,5 (Tryggvason, 1973). Sprungur sem myndast í þessum skjálftum eru yfirleitt mjög greinilegar og hafa sprungukerfin norðlaga stefnu. Sprungukerfin eru samsett úr fjölda smærri sprungna er hafa stefnu 030-045° og eru frá 1 m til 100 m á lengd, og eru skástígar (en echelon) (mynd 2); ógreinilegar þversprungur hafa tíðast stefnu 060-070°. Sprungur eru af mjög misjöfnum aldri og í nokkrum tilvikum hefur verið minnst á sprungumyndun tvisvar á sama stað eða á sama sprungukerfi: Minnst er á myndun sprungna við Minnivelli í Landmannahreppi árið 1630 og mikið jarðrask á sama stað 1896, auk þess sem sprunga opnast 1896 hjá Þjórsárholti í Gnúpverjahreppi og er þar um sama sprungukerfið að ræða (Thoroddsen, 1899).

Enn eru ekki fullkönnuð tengslin milli jarðhita og jarðskjálftasprungna þó ljóst sé orðið að í flestum tilvikum eru þau greinilega

mikil. Vatn streymir frá hálendinu suðurábógin eftir láréttum leiðurum og fer þá djúpt og hitnar (Einarsson, 1942; Árnason 1976). Er dregur suður að jarðskjálftabeltinu er liggur frá Ölfusi austur að Heklu (mynd 1) fara ungar jarðskjálftasprungur að hafa áhrif á vatnsstreymið og trúlega þá einkum í efstu 1000 m. Þegar þannig háttar til fær vatnið greiða leið til yfirborðsins eftir sprungunum og raða laugarnar sér þá oft eftir sprungunum (mynd 2). Þó verður að benda á að þessi háttur á dreifingu jarðhitans þarf ekki að vera einhlýtur og aðrar ástæður kunna að vera fyrir uppstreymisrásum á stöku stað. Hve djúpt sprungurnar hafa áhrif á vatnsstreymið er ekki vitað, það getur og verið mismunandi.

Milli stórra skjálfta hleóst spenna upp í berggrunninum í 50-100 ár (Björnsson, 1976) og losnar í skjálftum sem eru af stærðargráðunni 6-8 M (Tryggvason, 1973). Spennan losnar við misgengi, á Suðurlandi við hægri sniðgengi (strike slip) og hefur mælst yfir 1 m lárétt hliðrun á misgengisflötum; lóðrétt hreyfing er lítil sem engin; lega sprunganna bendir til að mesti þrýstingur sé af norðaustri. Við að spenna losnar á og í nálægð við sprungufletina minnkar einnig ytri þrýstingur á vatnsfyllt holrými og sprungur í berginu, vökvapþrýstingur í holrýmum vex í hlutfalli við ytri þrýstinginn og bergið springur, kurlast (hydraulic fracturing) og verður betur vatnsleiðandi. Breidd sprungukerfanna getur því aukist að mun neðar í staflanum og verið meiri en þeir 300-500 m er sjást greinilegast á yfirborði. Þessi kurlun bergsins á trúlega sinn þátt í því er laugar og lindir hverfa eða breytast eins og algengt er í jarðskjálftum.

Nokkur rök má einnig leiða að því að sprungurnar 1896 lengdust til norðurs í skjálftunum 5. og 6. september, en lindir er grugguðust 26. og 27. ágúst á Stóra Núpi voru orðnar hreinar þá en eftir seinni hrinuna héldust þær gruggugar í marga daga og vikur (Thoroddsen, 1899).

#### Heimildir

Árnason, B. (1976) Groundwater systems in Iceland traced by deuterium.

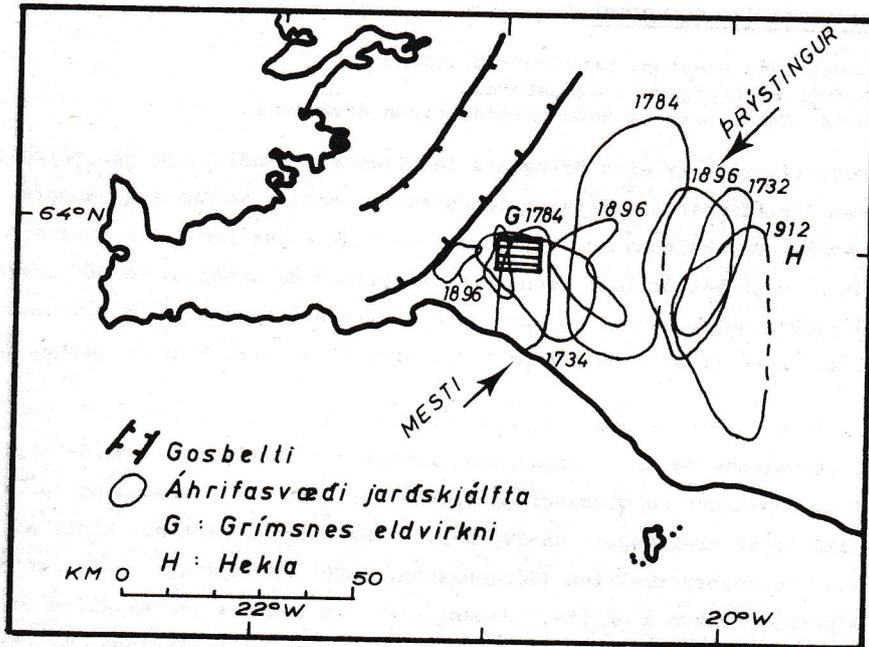
Vísindafél. Ísl., Rit XLII, 236 bls.

Björnsson, S. (1976) Jarðskjálftar á Íslandi. Náttúrufræðingurinn, 45,2,110-133.

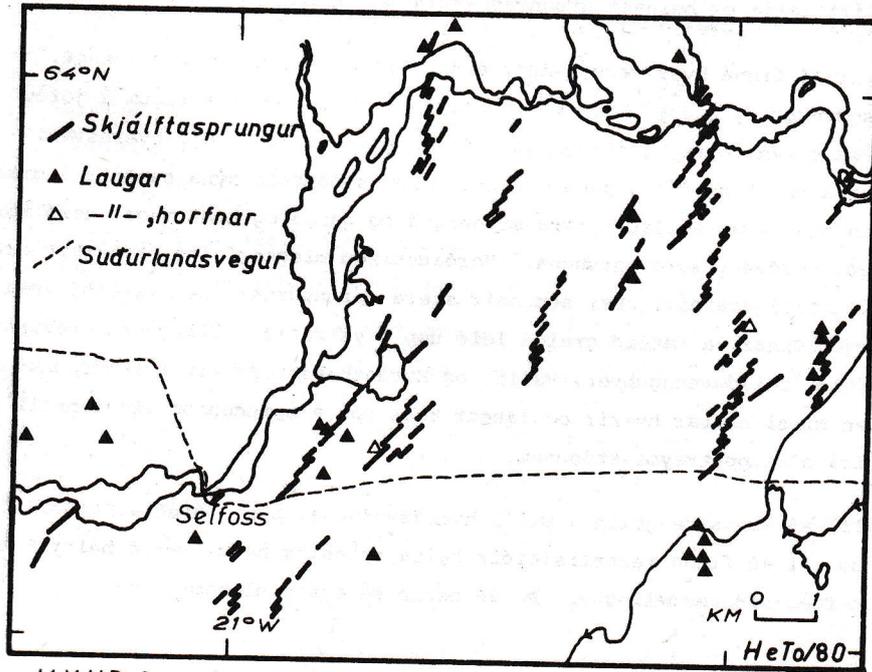
Einarsson, P. og Björnsson, S. (1979) Earthquakes in Iceland.

Jökull, 29,37-43.

- Einarsson, P.: Óbirtar nemendaskýrslur 1978, 1979, 1980. Hásk. Ísl., Raunvísindadeild.
- Einarsson, T. (1942) Über das Wesen der Heissen Quellen Islands. Vísindafél. Ísl., Rit XXVI, 91 bls.
- Einarsson, T. (1967) The Icelandic fracture system and the inferred causal stress field. Í "Iceland and the Mid-Ocean ridges", ed. Sv. Björnsson. Vísindafél. Ísl., Rit XXXVIII, 128-141.
- Sieberg, A. (1912) Das Erdbeben vom 6. Mai 1912 im Hekla-Gebiet, Süd-Island. Mitt. über Erdbeben im Jahre 1912, herausgegeben v. d. Hauptstation f. Erdbebenforschung, früher Strassburg, jetzt in Jena.
- Sieberg, A. (1923) Erdbebenkunde, Jena 1923.
- Thoróðsson, Þ. (1899, 1905) Landskjálftar á Íslandi. Hið Ísl. Bókmenntafélag, Kaupmannahöfn, 269 bls.
- Tryggvason, E. (1973) Seismicity, earthquake swarms and plate boundaries in the Iceland region. Bull. Seism. Soc. Am., 63, 4, 1327-48.



MYND 1 byggt m.a. á Einarsson og Björnsson (1979)  
mynd 2 lárétt strikað



MYND 2 Jarðskjálftasprungur í Flóa

JARÐHITI Í BORGARFIRÐI

Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun  
Lúðvík S. Georgsson, Orkustofnun  
Einar Gunnlaugsson, Raunvísindastofnun Háskólans.

Borgarfjörður er eitt öflugasta lághitasvæði landsins og hið öflugasta sem fyrirfinnst á tertíerum landsvæðum. Mestur jarðhiti er annars vegar í Reykholtssdal og Hálsasveit og hins vegar innst í Lundarreykjadal. Mest náttúrulegt rennsli er á fyrrnefnda svæðinu, um 400 l/s af 90-100°C heitu vatni, og mun það vera vatnsmesta jarðhitasvæði landsins. Rennsli á öðrum svæðum í Borgarfirði er stærðargráðu minna.

Jarðlög svæðisins eru 3-13 milljón ára gömul, vel holufyllt og því lítt vatnsleiðandi. Gangar eru flestir norðaustlægir, samsíða strikinu. Sprungur og misgengi má flokka í 3 hópa eftir stefnu og landfræðilegri dreifingu: NA-SV, N-S, NV-SA. Þessi brot eru hluti af Snæfellsnesbrotabeltinu (Jóhannesson, 1980). Hreyfingar hafa orðið á þessum brotum á nútíma. Síðast urðu þær samfara jarðskjálftunum sumarið 1974 (Einarsson o.fl. 1977) og fylgdu þeim verulegar breytingar á hverum, sérstaklega í Þverárhlíð. Á svæðinu eru 4 megineldstöðvar og eru kjarnar þeirra úr þéttu innskotabergi. Þeir eru því lítt lekir og beinast grunnvatnsstraumar framhá þeim.

Til að finna hver væru tengsl einstakra hverasvæða við misgengi, sprungur og ganga hefur verið beitt nákvæmum segulmælingum á jörðu ásamt vandlegri kortlagningu á jarðhitaummerkjum. Sjó hverasvæði hafa verið skoðuð á þennan hátt. Niðurstöðurnar sýna samspil á milli annars vegar norðaustlægra misgengja og ganga og hins vegar norðlægra eða norðvestlægra sprungna. Norðaustlægu misgengin og gangarnir eru vatnsleiðararnir. Þar sem þeir skera sprungurnar, sem virðast vera mjög opnar, á vatnið greiða leið upp á yfirborð. Öflugustu hverirnir (t.d. Deildartunguhver, Vellir og Hurðarbakshver) eru í skurðpunktunum en minni háttar hverir og laugar koma upp á sprungunum við rennsli út frá aðaluppstreymisstöðunum.

Til að kanna tengslin á milli hverasvæðanna, þ.e. lárétta vatnsleiðni og til að finna rennislíleiðir heita vatnsins hefur verið beitt Scumberger-viðnámsmælingum. Þó að netið sé enn ófullkomið, er ljóst að

heita vatnið kemur úr norðaustri (sbr. norðaustlægu misgengin) og að um lárétta vatnsleiðni virðist vart að ræða í a.m.k. efsta kílómetranum.

Styrkur flestra aðalefna í vatni, að klór undanskildu, stjórnast af hitastigi vatnsins. Á Borgarfjarðarsvæðinu eru fjögur aðalhitauppstreymi, við Reykholt í Reykholtisdal, Bæ í Bæjarsveit, England og Brautartungu í Lundarreykjadal. Út frá því, ásamt Cl/B hlutfalli og tvívetnismælingum Braga Árnasonar (1976) teljast þetta vera miðjur fjögurra vatnskerfa. Jarðhitinn við Húsafell telst og til sérstaks vatnskerfis vegna frábrugðinnar efnasamsetningar og ólíks tvívetnisinnihalds. Í töflu 1 eru sýndir helstu þættir sem greina milli vatnskerfanna.

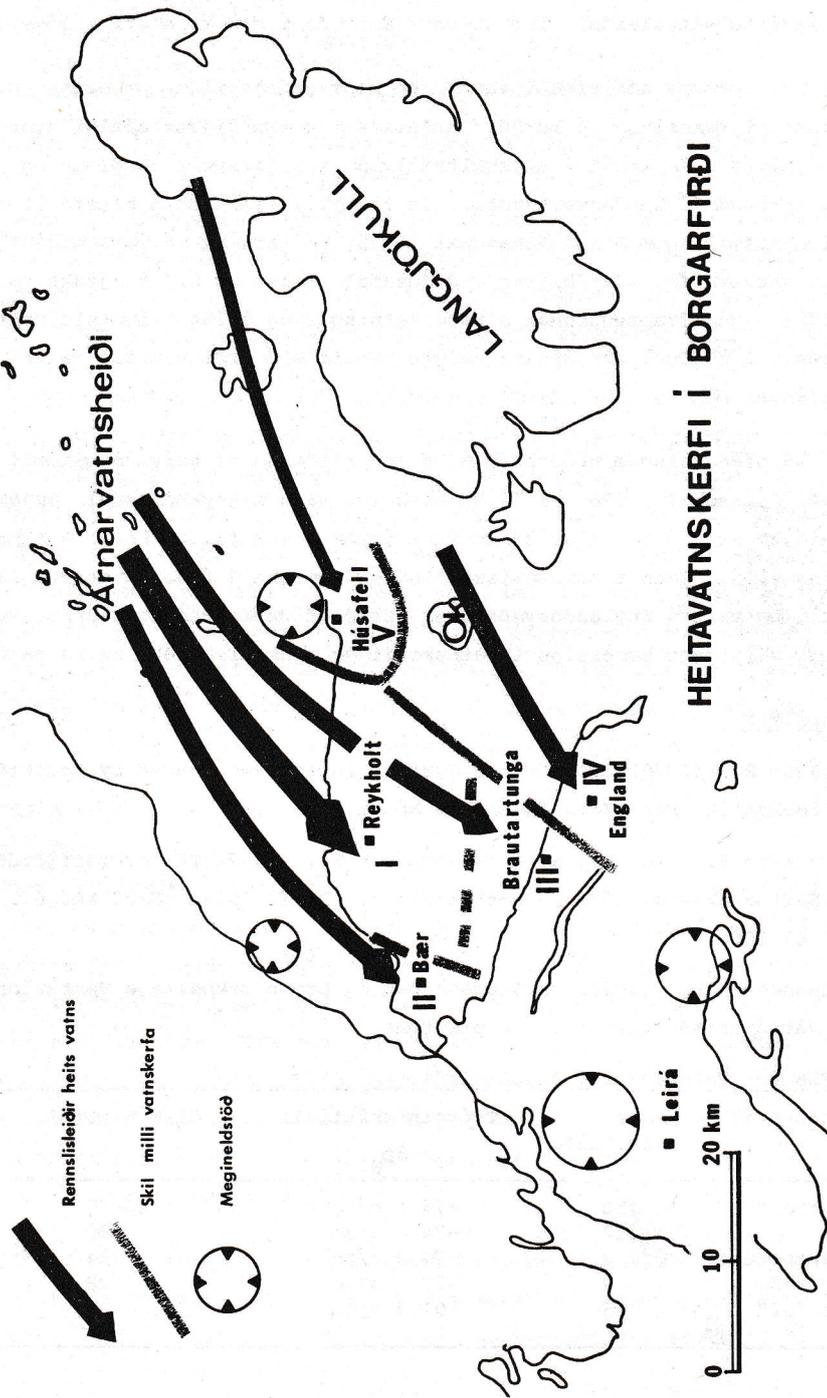
Út frá ofangreindum niðurstöðum og með hliðsjón af tvívetnisskorti Braga Árnasonar (1976) er ljóst að heitt vatn í Reykholtisdal, Bæjarsveit og Brautartungu er að uppruna úrkoma, sem fallið hefur á Arnarvatnsheiði. Vatn á Húsafellssvæðinu er upprunnið í norðanverðum Langjökli og vatn á Englandssvæðinu er ættað af Ok-Kaldadalssvæðinu. Mynd 1 sýnir skiptingu svæðisins í vatnskerfi og rennislisleiðir heita vatnsins.

#### Heimildir

- Árnason B., (1976) Groundwater Systems in Iceland Traced by Deuterium. Reykjavík, Soc. Sci. Islandica No 42, 236 p.
- Einarsson P., Klein F. W. and Björnsson S., (1977) The Borgarfjörður Earthquakes of 1974 in West Iceland. Bull. Seism. Soc. Am. 67, 187-208.
- Jóhannesson H., (1980) Jarðlagaskipan og þróun rekbelta á Vesturlandi. Náttúrufræðingurinn 50, í prentun.

TAFLA 1 - Vatnskerfi í Borgarfirði.

Vatnskerfi	Hæsti kísilhiti °C	Tvívetnislutfall $\delta D_H$	Cl/B hlutfall
Reykholt	150	-74 ‰	20-30
Bær	122	-74 ‰	100
Brautartunga	132	-73,0 ‰	24
England	137	-77 ‰	28
Húsafell	66	-91,3 ‰	24



**HEITAVATNSKERFI Í BORGARFIRÐI**

Mynd 1

ADSTOD ÍSLANDS VIÐ PRÓUNARLÖNDIN Á SVIÐI JARÐHITA

Ingvar Birgir Friðleifsson, Orkustofnun,  
Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Frá árinu 1951 hafa íslenskir sérfræðingar unnið sem jarðhitaráðgjafar í 24 löndum, sem flest teljast til þróunarlanda. Löndin eru Bandaríkin, Chile, Costa Rica, Djibouti, El Salvador, Equador, Filipseyjar, Frakkland, Grikkland, Guatemala, Honduras, Kenya, Kína, Madagaskar, Malí, Mexíkó, Nicaragua, Panama, Sulawesi (Celebes), Taiwan, Tanzanía, Tyrkland, V-Indíur og Zambia. Framan af var einkum um smá verkefni að ræða, sem tóku fáeinar vikur eða mánuði. Frá 1967 hafa allmargir íslenskir sérfræðingar unnið í eitt ár eða lengur við erlend jarðhitaverkefni. Flest verkefnanna hafa verið á vegum Sameinuðu þjóðanna, en lausleg samantekt bendir til að Íslendingar hafi lagt fram 23 mannrá til jarðhitaverkefna Sameinuðu þjóðanna. Frá 1976 hefur Virkir hf tekið að sér nokkur erlend jarðhitaverkefni. Alls hafa verið unnin um 12 mannrá í þessum verkefnum, en verulegur hluti vinnunnar hefur farið fram á Íslandi.

Árið 1979 urðu viss þáttaskil í aðstoð Íslands við þróunarlöndin á sviði jarðhita með stofnun Jarðhitaskóla Háskóla Sameinuðu þjóðanna á Íslandi. Orkustofnun sér um rekstur skólans, en kennarar eru sérfræðingar hjá Orkustofnun, Háskóla Íslands og Náttúrufræðistofnun Íslands. Styrkþegar Háskóla Sameinuðu þjóðanna fá sérhæfða starfsþjálfun á hinum ýmsu sviðum jarðhitarannsókna og nýtingar. Alls hafa 8 styrkþegar frá El Salvador, Filipseyjum, Honduras og Kína verið í þjálfun 6 mánuði eða lengur. Styrkþegi Þróunaraðstoðar Sameinuðu þjóðanna frá Indlandi var í starfsþjálfun 3 mánuði, en 5 sérfræðingar frá Filipseyjum, Kína og Indónesíu hafa komið í styttri kynnisferðir á vegum Háskóla Sameinuðu þjóðanna. Jarðhitaskólinn hefur á hendi framkvæmdastjórn alþjóðlegrar ráðgjafanefndar um jarðhitapþjálfun á vegum Sameinuðu þjóðanna. Alls hafa nú þegar verið unnin um 8 mannrá við Jarðhitaskólann.

## RANNSÓKNABORUN Í SURTSEY

SVEINN JAKOBSSON OG JAMES MOORE

Náttúrufræðistofnun Íslands og

U.S. Geological Survey, Menlo Park, California.

Allt frá því að Surtseyjargosum linnti í júní 1967 hafa verið uppi áætlanir um rannsóknaborun í Surtsey. Ekki varð þó úr framkvæmdum fyrr en í júlí-ágúst 1979, en þá var boruð 180,3 m djúp hola austantil á eyinni, Framkvæmdir og úrvinnsla gagna hafa verið kostaðar af U.S. Geological Survey og Náttúrufræðistofnun Íslands, Jarðboranir Ríkisins sáu um borunina, og Orkustofnun hefur aðstoðað við ýmsar mælingar.

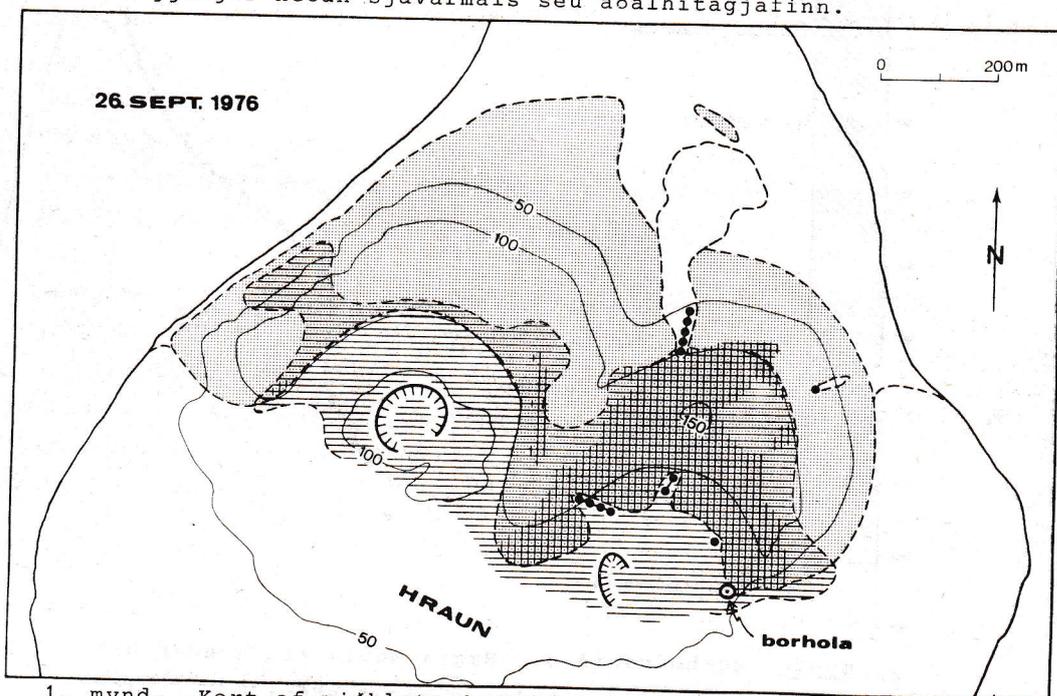
Í byrjun Surtseyjarelda, þ.e. 14. nóv. 1963 til 3. apríl 1964 myndaðist einungis gjóska við sprengigos og tveir stórir gígar hlóðust upp. Surtur I (sá eystri) og Surtur II. Á tímabilinu 3. apríl 1964 - 17. maí 1965, og 19. ágúst 1966 - 5. júní 1967 gaus hinsvegar hrauni í Surtsey, en auk þess mynduðust við sprengigos tvær skammlífar eyjar, Syrtlingur og Jólnir.

Borholan er staðsett við suðausturhorn Surts I 58 m yfir sjó, og innan hita- og móbergssvæðisins sem myndast hafði upp úr 1968 (1. mynd). Kjarnaheimta var mjög góð niður á 139 m dýpi, eða 99,7%. Þar fyrir neðan tók að bera á lausri gjósku og sandi, og kjarnaheimta var einungis 36,1% auk borsvarfsins. Botn borholunnar er 122 m fyrir neðan sjávarmál, en samkvæmt gömlum sjókortum var sjávardýpi þarna um 125-130 m fyrir gos.

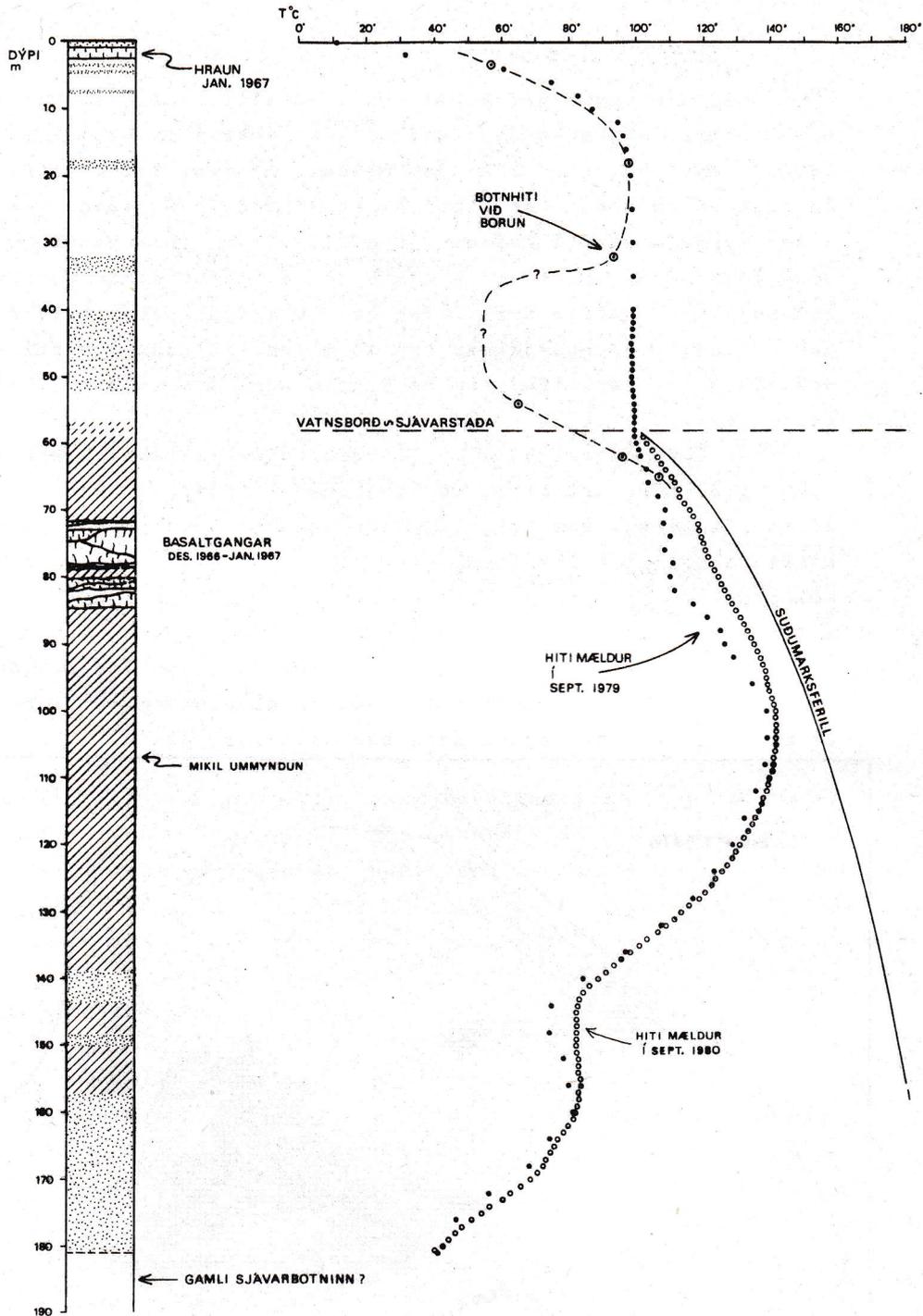
Greining á borkjarna og borsvarfi holunnar sýndi eftirfarandi jarðlagasnið (2. mynd): Efst er þunnt yfirborðslag af foksandi, þá kemur 1,7 m þykkt hraun frá því í janúar 1967. Frá 2,7 m og niður í botn er túff og gjóska, misjafnlega gróft og misjafnlega mikið ummyndað. Á milli 71,9 og 85,0 m dýpi hafa orðið innskot, gangarnir eru nær samhliða og líklega aðeins 5-10° frá því að vera lóðréttir. Túffið er grænleitt og mjög ummyndað á 57 m til 139 m dýpi; fyrir neðan 157,2 m dýpi er aðallega um lausa gjósku að ræða. Ekkert bólstraberg er að finna í borkjarnanum.

Smásjárathugun gefur til kynna að allt túffið sé úr sama gosinu. Gjóskan (og túffið) sem finnstá 157,2 til 180,3 m dýpi hefur að líkindum myndast og sest til í vatni án þess að um verulegan flutning sé að ræða. Gjóskan, sem síðar myndaði túffið frá ca. 70 m til 157 m dýpis hefur sennilega ruðst upp fyrir sjávarborð, en hefur síðan sest til neðansjávar. Túffið fyrir ofan ca. 70 m dýpi hefur fallið á þurru landi. Berggangarnir eru að öllum líkindum frá því í des. 1966 til jan. 1967, en þá gaus hrauni á 6 stöðum í gjóskugíg Surts I.

Fyrst varð vart hita í yfirborði gjóskulaganna í apríl 1968, þ.e. tæpu ári eftir að hraungosum í Surti I lauk. Hitasvæði þetta, sem greinilega er bundið gosstöðvunum jókst að flatarmáli til 1972, en hefur síðan farið minnkandi og kólnandi. Hitamælingar í borholunni sýna hækkandi hita niður á 100-110 m dýpi (141°C í sept. 1980), síðan lækkar hitinn aftur og er kominn í 40°C á 180,3 m dýpi. Ofan nefndar niðurstöður ásamt rannsóknum á yfirborði benda eindregið til þess, að berggangar neðan sjávarmáls séu aðalhitagjafinn.



1. mynd. Kort af miðhluta Surtseyjar. Skyggða svæðið sýnir útbreiðslu gjóskunnar, er myndaðist í nóv. 1963 - apríl 1964. Útbreiðsla jarðhitasvæðisins er sýnt með láréttum línum en móbergsvæðið með rúðustrikun, - hvortveggja samkvæmt mælingum í september 1976.



2. mynd. Borholusniðið. Hægra megin eru sýndar hitamælingar í botni borholunnar á meðan á borun stóð; og hitamælingar frá því í sept. 1979 og sept. 1980, en Jarðhitadeild OS sá um þær.

## EÐLISÁSTAND HÁHITAKERFA

Sveinbjörn Björnsson  
Raunvísindastofnun Háskólans

Flokkun jarðhitakerfa.

Frá sjónarhóli grunnvatnsfræði er lítill eðlismunur á lághita og háhita. Meiru skiptir, hvort vatn sýður í berginu eða ekki. Í raun getum við litið svo á, að öll jarðhitakerfi séu sama eðlis en í breytilegu ástandi. Eftir ástandi getum við flokkað þau í vatnskerfi, sjóðandi kerfi og gufukerfi. Einföldustu stærðir, sem lýsa ástandi jarðhitakerfisins, eru þrýstingur  $p$ , hiti  $t$  og hlutur gufu í holrými bergsins  $S$ . Vatnskerfi nær hvergi að sjóða. Þar er  $S = 0$  og  $t$  óháð  $p$ . Í gufukerfi er allt vatn orðið að gufu,  $S = 1$ . Ef gufan er enn mettuð, er  $t$  háð  $p$ , en sé gufan yfirhituð, er  $t$  orðið óháð  $p$ . Í sjóðandi kerfum er  $0 < S < 1$  og  $t$  háð  $p$ . Þar nægja  $p$  og  $S$  til að lýsa ástandinu. Meðan  $S$  er lítið ræður vatnið svo miklum hluta holrýmisins, að það myndar samfellda vatnssúlu. Þrýstingur vex þá með dýpi í samræmi við þunga vatnssúlunnar og sagt er að vatn sé ríkjandi. Sé rúmmál gufu hins vegar orðið svo stór hluti af holrými bergsins, að vatnið nái ekki að mynda samfellda vatnssúlu, telst gufan ríkjandi. Þrýstingur vex þá með dýpi í samræmi við þunga gufusúlu.

Lághitakerfi eru yfirleitt vatnskerfi en geta breyst í sjóðandi kerfi með ríkjandi vatni næst yfirborði, ef hiti vatnskerfisins er yfir  $100^\circ\text{C}$ . Háhitakerfi geta náð yfir alla flokka. Við háan þrýsting á miklu dýpi geta þau verið vatnskerfi eða yfirhituð gufukerfi. Á uppstreymissvæðum breytast þau í sjóðandi kerfi, en nærri yfirborði geta vatn og gufa skilist að og myndað lag með ríkjandi gufu og afrennsli sjóðandi vatns.

Gufa í sjóðandi kerfum.

Uppstreymisstrókar háhitakerfa virðast oft vera umluktir béttri kápu ummyndunar og útfellinga. Þrýstingur í uppstreyminu er oftast lægri en í köldu vatni umhverfis en kápan ver uppstreymið fyrir innrás kalda vatnsins. Eðlisástand háhitakerfisins innan kápunnar

ræðst mest af þrýstingi. Hann getur verið svo hár undir kápunni að hann komi í veg fyrir suðu. Kerfið er þá vatnskerfi. Hiti í miðju uppstreymi er svo til jafn með dýpi, en vatnið kólnar efst við kápuna og sígur niður með henni. Nái vatn hins vegar að sjóða, fylgir hitinn í uppstreyminu suðumarki upp frá því. Örlög gufunnar, sem myndast við suðuna fara eftir þrýstingi. Varmaorka (enthalpy) mettaðrar gufu er háð þrýstingi hennar og mest við 31 bar. Þá er hiti gufunnar 235°C. Gufa við þennan þrýsting og hita er orkuríkari en mettuð gufa við lægri eða hærri hita. Þessi eiginleiki hefur mikil áhrif á stöðugleika jafnvægis í sjóðandi kerfum. Gufa við þessi skilyrði leitast við að stækka umráðasvæði sitt í krafti orkunnar og er treg til breytinga. Tökum fyrst sem dæmi suðu í uppstreymi við hita hærri en 235°C. Hiti fylgir suðumarksferli upp á við eftir að suða er byrjuð. Gufan streymir hraðar upp en vatnið. Þegar súlan léttist vegna uppdrifs gufunnar getur svo farið, að uppstreymi vatnsins stöðvist og það getur jafnvel átt til að streyma niður á móti gufunni að þeim stað, þar sem suðan er örúst. Gufan berst upp í kaldara umhverfi. Meðan hiti er enn yfir 235°C þarf hún þó meiri orku til að þrífast en áður. Hluti hennar verður því að fórna uppgufunarvarma sínum og þéttast til þess að gufan, sem eftir lifir, geti aukið varmaorku sína. Gufubólur, sem myndast við þessi skilyrði fara þverrandi eftir því sem ofar dregur. Það er fyrst þegar komið er í 235°C suðuhita, að dæmið fer að snúast við. Gufan, sem upp stígur, er þá orkuríkari en þörf er á við lægri hita. Varminn, sem umfram er, veldur aukinni uppgufun. Ef þétt berglög hindra uppstreymi gufunnar, getur hún safnast fyrir undir þeim. Neðan við 31 bara jafnþrýstiflötinn á gufan þó erfitt með að mynda gufulag vegna ónógs aðstreymis orku. Ofan við 31 bara flötinn gengur það betur. Þar byrjar gufa að safnast fyrir með hita í samræmi við grunnvatnsþrýsting undir þetta laginu. Til hennar berst sífellt orkuríkari gufa að neðan. Hiti og þrýstingur í gufulaginu fara vaxandi og gufan ryður sér rúms með því að þrýsta vatnsfletinum niður. Jafnvægi næst þegar gufan í gufulaginu er orðin 235°C heit og hún hefur þrýst vatnsfletinum niður á 31 bara þrýstiflötinn. Í sjóðandi kerfi sem þessu, deila gufan og vatnið með sér ríkjum. Neðan til er vatnið ríkjandi og gufan á erfitt uppdráttar. Hún leitar upp en þéttist að hluta á leiðinni.

Ofan til er gufan ríkjandi og vatnið hornreka. Það situr sem þunn himna á yfirborði korna og í hornum á milli þeirra, en allt vatn umfram það hripar niður í vatnsríkið. Landamerkjafloöturinn er 31 bara þrýstingur. Í sjóðandi vatnssúlu finnst þessi þrýstingur á 350 m dýpi. Til eru hins vegar háhitakerfi, sem virðast svo einöngruð frá almennu grunnvatni, að þar er 31 bara flöturinn kominn á nokkurra kílómetra dýpi og gufa bar með ríkjandi svo langt niður. Dami um slík kerfi eru The Geysers í Kaliforníu og Lardarello á Ítalíu. Ekki er vitað um sambærileg kerfi hér á landi. Sjóðandi kerfi virðast algengust hér og líklegt er, að í mörgum þeirra sé að finna samilega þykk gufulög, einkum á svæðum, þar sem vel er kynt undir, grunnvatn stendur lágt miðað við yfirborð jarðar og ummyndun hefur einangrað jarðhitakerfið frá almennu grunnvatni.

#### Suðumarksferill og kritiskur punktur.

Suðumarksferill sýnir hæsta hita, sem búast má við á hverju dýpi í sjóðandi kerfi. Ef varmagjafi er grunnt í jörðu, getur varmaflutningur frá honum verið svo ör, að allt vatn sýður og kerfið breytist í gufukerfi næst varmagjafanum. Sérstaklega áhugaverð eru þó kerfi, sem ekki breytast í gufukerfi, fyrr en kritiskum punkti er náð. Við kritiska punktinn (220,5 bar, 374,15°C) eykst geta vatns til að flytja varma mjög mikið og varmaskipti bergs og vatns verða þar langtum örari en ella. Þessum skilyrðum verður ekki náð nema varmaskiptin fari fram dýpra en 3500 m í jörðu undir sjóðandi uppstreymi.

#### Tilvitnanir.

- Dunn, J.C. and H.C. Hardee (1980) Superconvecting geothermal zones. Handrit sent Journal of Volcanology and Geothermal Research til prentunar.
- McNitt, J.R. (1979) Origin of steam in geothermal reservoirs. Paper SPE 6764, Las Vegas, Society of Petroleum Engineers.

## AFL JARÐHITASVÆÐIS GRÍMSVATNA OG VATNSKÆLING HRAUNKVIKU

Þorbjörn Sigurgeirsson, Sveinbjörn Björnsson  
og Helgi Björnsson, Raunvísindastofnun Háskólans.

Aflmesta jarðhitasvæði landsins er við Grímsvötn í Vatnajökli. Úrkomumælingar á jöklinum og rennslismælingar í Skeiðarárhlaupum hafa leitt í ljós ísbráðnun neðanfrá, sem nemur  $5 \cdot 10^{11}$  kg á ári, en það samsvarar 5000 megavatta varmaafli.

Saga Skeiðarárhlaupa gefur til kynna, að jarðhiti þessi hafi haldist lítt breyttur um margar aldir, en til að viðhalda slíku afli þarf öflugan orkugjafa og kemur þar vart til greina annað en hraunkvika. Grímsvötn eru virk askja og má ætla að mikið magn af bráðinni hraunkviku sé þar á nokkru dýpi. Hraunkvikan ein sér er þó ekki næg skýring á hinu mikla afli Grímsvatnasvæðisins, þar sem annars staðar er vitað um mikla hraunkviku á hóflegu dýpi án þess að varmastraumur frá hennu sé neitt svipað því eins mikill og við Grímsvötn.

Sérstaða Grímsvatna er að okkar dómi í því fólgin, að hin tíðu hlaup úr vötnunum valdi hreyfingu á sprungum, sem liggja frá yfirborði berggrunnins niður að kvikunni, og haldi þeim opnum. Vatnið fær þá greiðan aðgang að hraunkvikunni og myndar hringstrauma, sem bera varmann með sér upp til yfirborðsins.

Ef skýring þessi reynist rétt er það vísbending um að hvar sem kvikuhólf er að finna án öflugs jarðhita, þá sé það vegna þess að vatn komist ekki að kvikunni. Á slíkum stöðum ætti að mega skapa öflug jarðhitasvæði með því að bora holur niður að kvikunni og veita í þær vatni.

Það er nokkrum vandkvæðum bundið að gera viðhlítandi grein fyrir hugsanlegum varmagjafa Grímsvatnasvæðisins. Hin mikla hæð gerir ólíklegt að heitt vatn komi langt að, en af staðbundnum varmagjöfum væri hraunkvika sá öflugasti. Til að viðhalda jarðhitasvæðinu í 1000 ár í núverandi formi þurfa þó um  $50 \text{ km}^3$  af hraunkviku að storkna og kólna um 800 gráður, en slíkt mundi vantanlega gerast aðallega í stórri kvikuþró undir jarðhitasvæðinu.

Ekki er vitað um aldur jarðhitasvæðisins, en sögulegar heimildir benda til að það sé a.m.k. fjögurra alda gamalt.

Svona ör kólnun á miklum bergmassa gerist ekki nema varmaflutningur sé mjög greiður. Varmaleiðni bergsins ein sér kemur hér ekki til greina, heldur virðist eini möguleikinn vera sá, að vatn streymi um bergið jafnóðum og það storknar og beri varmann burtu. Þetta gerist þegar vatni er veitt á bráðið hraun ofanjarðar og full ástæða er til að ætla að það geti það einnig gerst neðanjarðar. Við kælinguna dregst bergið saman og springur, en vatnið rennur jafnóðum inn í sprungurnar og heldur kælingunni áfram. Á milli bráðna hraunsins og sprungna bergsins er jafnan þunnt ósprungið lag, sem hindrar að vatnið komist í beina snertingu við hraunkvikuna. Á þennan hátt getur kælingin gengið greitt, þrátt fyrir trega varmaleiðni bergsins. Við hraunkælinguna í Vestmannaeyjum reyndist varmastreymið vera um  $40 \text{ kW/m}^2$ .

Ætla má að yfirleitt sé síður en svo greiður aðgangur fyrir vatn að kvikuhólfum, en ef borað er niður að efri mörkum kvikuhólfs og dælt þangað vatni, má ætla að vatnið éti sig niður í kvikuna á þann hátt sem lýst var og við það myndist vel vatns-gengt stuðlaberg. Á þann hátt mætti hugsanlega búa til jarðhitasvæði, sem hentuðu vel til orkuvinnslu.

#### Heimildir:

- Björnsson, H. (1974), Explanation of jökulhlaup from Grimsvötn, Vatnajökull, Iceland. Jökull 24, 1-26.
- Jónsson, V.K. og Matthíasson M. (1974), Hraunkæling á Heimaey - Verklegar frankvæmdir. Tímarit V.F.I. 59, 70-81.
- Lister, C.R.B. (1974), On the penetration of water into hot rock. Geophys J.R. astr.Soc. 39, 465-509.
- Rist, S. (1973), Jökulhlaupaánnáll 1971, 1972 og 1973. Jökull 23, 55-60.
- Þórarinnsson, S. (1974), Vötnin Strið. Saga Skeiðarárhlaupa og Grímsvatnagosa. Bókautgáfa Menningarsjóðs.

## MÁLMSTEINDIR Í HOLU 7, KRÖFLU

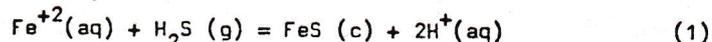
Sigurður Steinþórsson og Arný E. Sveinbjörnsdóttir  
Raunvísindastofnun Háskólans

Málmsteindir í jarðhitakerfum hér á landi eru yfirleitt af tvennum toga, n.l. meira eða minna ummyndaðar frumsteindir storkubergs, og steindir, sem myndast hafa í jarðhitakerfinu. Af fyrrnefnda hópnun má ráða sitt-hvað um storkubergið sjálft, svo sem hitastig þess og ildisþrýsting, en af síðari hópnun þau skilyrði, sem ríktu í jarðhitakerfinu þegar steindirnar mynduðust.

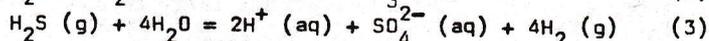
Tafla 1 sýnir málmsteindafylki í 10 sýnum úr holu 7 í Kröflu. Þýrt, pyrrhóttit og goethit eru talin hafa fallið út úr lausn í jarðhitakerfinu, en hitt eru ummyndaðar frumsteindir storkubergsins. Pyrrhóttit fannst einungis í tveimur sýnum, sem eru úr tiltölulega fersku blágrýti á mót-um hinna tveggja jarðhitakerfa í Kröflu. Þýrt er aðalsteindin í efra kerfinu, og aðeins þar er maghemít að finna. Goethit hefur ekki fundizt áður hér á landi, en er þarna í nær öllum sýnum, og algengasta steindin neðst í holunni. Það myndar lagskipta massa, úr nálum af FeOOH sem standa hornrétt á lagskiptinguna.

Steindafylkin í holunni ættu, að svo miklu leyti sem þau voru í jafnvægi, að lýsa því ástandi sem ríkti í jarðhitakerfinu á þeim tíma er holan var boruð. Það var í ágúst og september 1976, níu mánuðum eftir að jarðhræringar hófust þarna að marki með eldgosinu í desember 1975. Þá hafði óvenjulegrar smáskjálftavirkni gætt á svæðinu í allmarga mánuði á undan.

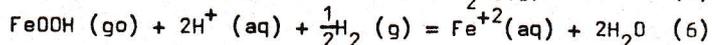
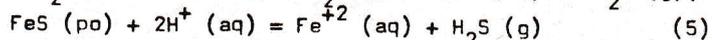
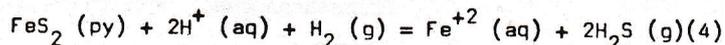
Kvikhræringar í Kröflu hafa valdið því, að jarðhitavökvinn varð súr um tíma og leysti þá upp fódurrör í holunum. Yfirleitt er virkni brenni-steins í jarðhitavatni þannig, að járnsúlfíð fellur innan á fódurrörin og myndar verndandi húð, t.d.



Hvörfin eru háð sýrustigi (pH), og gerist lausnin súr, ganga þau til vinstri og húðin jafnt sem rörin leysast upp. Níels Óskarsson (1978) hefur fylgt með efnasamsetningu hveragass á Kröflusvæðinu. Í kviku-hlaupum aukast CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> og H<sub>2</sub>S mest, en sýrustig jarðhitavökvans er háð innstreymi þeirra þannig:



Lausnajafnvægi steindanna þriggja, þýrts, pyrrhóttits og goethits, eru sömuleiðis háð pH:



Þessi jafnvægi má sýna fyrir hvert hitastig á þrívíðu grafi, þar sem hnitin eru virkni vetnis, brennisteinsvetnis og hlutfallsins  $a_{\text{Fe}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2$ , þ.e. virkni uppleysts járns sem fall af pH. Á 1. mynd er grafinu varpað fyrir tvö hitastig á planið  $\log a_{\text{H}_2\text{S}} - \log a_{\text{H}_2}$ , og jafngildis-línur mettunar-yfirborðsins  $\log(a_{\text{Fe}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2)$  dregnar inn. Stjarnan sýnir melda samsetningu jarðhitavökvans, umreiknaða af Stefáni Arnórs-syni, fyrir þessi hitastig.

#### Niðurstöður

- 1) Samsetning steindaparsins títanmagnetít-ilmenít hefur haldizt óbrennluð í mörgum sýnanna þrátt fyrir ummyndun. Hún gefur til kynna hitastig og ildisþrýsting hins upprunalega, óummyndaða bergs (Buddington & Lindsley 1964), sem reyndist í jafnvægi við FMQ-púfferinn, svo sem algengast er.
- 2) Steindaparið pýrít-pýrrhótít fannst í 2 sýnum. Skv. jarðhitamæli Barton & Skinner (1967) myndaðist það við 350°C.
- 3) Við ummyndun jarðhitakerfa vex styrkur brennisteins; málmoxýð eyðast, en pýrít eða pýrrhótít myndast í staðinn eftir aðstæðum. Það, að pýrít finnst í öllum sýnunum (Tafla 1) bendir til þess, að það hafi verið í jafnvægi við jarðhitavökvann a.m.k. áður en eldsumbrotin hófust. Pýrrhótít myndast, ef virkni vetnis í jarðhitavökvunum er mikil. Í hinu tiltölulega ferska bergi á 1200 - 1400 m dýpi, þar sem pýrrhótít finnst, má ætla að gagndræpi bergsins hafi verið svo lítið, að steindaparið magnetít + pýrít hafi ráðið aðstæðum (af kínétískum ástæðum), og pýrrhótít geta myndast á sama hátt og járníð í fódurrörum veldur pýrrhótít-myndun úr lausn í jafnvægi við pýrít. Með tímanum eyðast steindir eins og magnetít og pýrrhótít, og pýrít verður ríkjandi.

Áhrif eldgasanna eru þau, að sýrustig lækkar tímabundið í hrinum og málmsteindirnar taka að leysast upp. Hið háa hlutfall  $\text{H}_2/\text{H}_2\text{S}$  í vökvunum veldur því, að járníð fellur út aftur sem goethít, en ekki sem súlfíð.

Þessu efni er nánar lýst í grein sömu höfundu (1981).

#### Heimildir

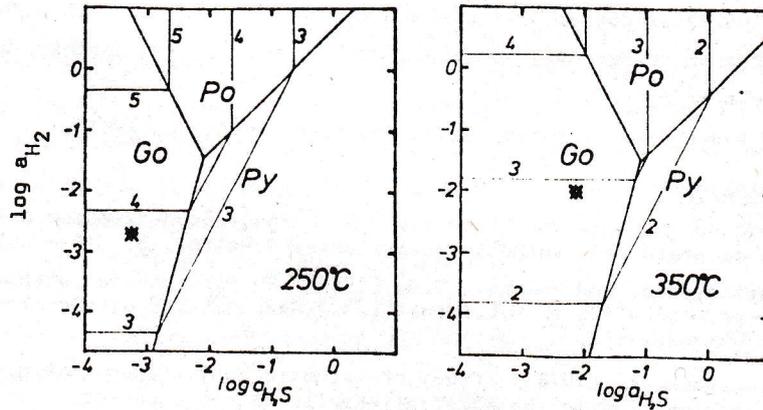
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H. (1964): Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J.Petrol.* 5, 310 - 357.
- Barton, P.B. and Skinner, B.J. (1967): Sulfide mineral stabilities, pp. 291 - 326 *in* H.L.Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*.
- Óskarsson, N. (1978): Effect of magmatic activity on fumarole gas composition in the Námafjall-Krafla volcanic center. *Nordic Volc. Inst.Prof.Paper* 78 03. 20 pp.
- Steinþorsson, S. and Sveinbjörnsdóttir, A.E. (1981): Opaque minerals in geothermal well No.7, Krafla, N-Iceland. *J.Volc.Geoth.Res.*, (in press).

TAFLA 1: Málsteindafylki 10 sýna úr holu 7, Kröflu.

x - steindin er hluti af fylkinu;  $\underline{x}$  - aðalsteind fylkisins. py - pýrít (brennisteinskís); po - pyrrhótít (segulkís); go - goethít; cpy - chalcopyrít (koparkís); mgh - maghemít; ilm - ilmenít; mt - (títan)-magnetít; sph - sfen; ru - rútl.

	py	po	go	cpy	mgh	ilm	mt	sph	ru
242m	$\underline{x}$		x	x	$\underline{x}$	x	x		
260m	$\underline{x}$			x	$\underline{x}$	x	x	x	
392m	$\underline{x}$		x		x	$\underline{x}$	$\underline{x}$	x	
490m	$\underline{x}$		x		x	x			x
930m	x		x	x		x	x	x	
1272m	x	x	x	x		$\underline{x}$	$\underline{x}$		
1400m	x	x		x		$\underline{x}$	$\underline{x}$	x	x
1784m	x			x			x	x	
1904m	x		x	x		x	$\underline{x}$	x	
2140m	x		$\underline{x}$	x		$\underline{x}$	$\underline{x}$	x	x

MYND 1: Mettunar-yfirborð járnns í jafnvægi við steindirnar pýrít, pyrrhótít og goethít, sem fall af pH,  $a_{H_2}$  og  $a_{H_2S}$  við tvö hitastig. Jafngildisínurnar eru  $\log(a_{Fe^{2+}}/a_{H^+}^2)$ .



BAKVATN

Jón Benjaminsson og Jens Tómasson  
Orkustofnun, Grensásvegi 9, Reykjavík.

Síðan 1967 hafa verið framkvæmdar reglulegar þrýstiprófanir á borholum. Aðferðin er í því fólgin að dæla í holurnar vatni undir þrýstingi til að auka vatnsgæfni þeirra. Til að fá hærri þrýsting er holunni oft skipt í tvo hluta með einskonar tappa sem hefur verið kallaður pakkari. Sú athöfn að festa tappann í holunni kallast pökkun. Meðan á þrýstiprófunum stendur myndast í sumum tilfellum þrýstingur, sem stendur á holunni þótt að dælingu sé hætt og nefnist hann bakþrýstingur. Sé bakþrýstingur á holunni rennur vatn úr henni við opnun og nefnist það bakvatn. Fyrir 1977 höfðu verið gerðar nokkrar athuganir á bakvatni. Gáfu þær til kynna að ekki mundi eingöngu vera um blöndun að ræða á milli vatnsins sem dælt var niður og jarðhitavatnsins. Einkum var áberandi að sýrustig (pH) bakvatnsins varð miklu herra heldur en þess sem dælt var niður. Árið 1977 var safnað bakvatni frá tveimur holum, MG-37 í Mosfellssveit og holu 1 á Þóroddsstöðum í Ölfusi. Að þessari sýnatöku og efnagreiningum var staðið talsvert öðruvísi en áður. Tekin voru miklu fleiri sýni og sýrustig og eðlisviðnám mælt á staðnum auk þess sem fylgst var náið með hitastigi. Á báðum stöðunum var dælt niður vatni með sýrustig nálægt pH 7. Mikill bakþrýstingur myndaðist þannig að bakrennsli varð í alllangan tíma og því hægt að athuga breytingar á efnasamsetningu bakvatnsins með tíma. Jarðfræði þessara hola er svipuð, en efnasamsetning jarðhitavatnsins ólík. Athuganir á bakvatninu frá þessum tveimur holum ættu því að sýna hver áhrif efnasamsetning jarðhitavatnsins hefur á bakvatnið.

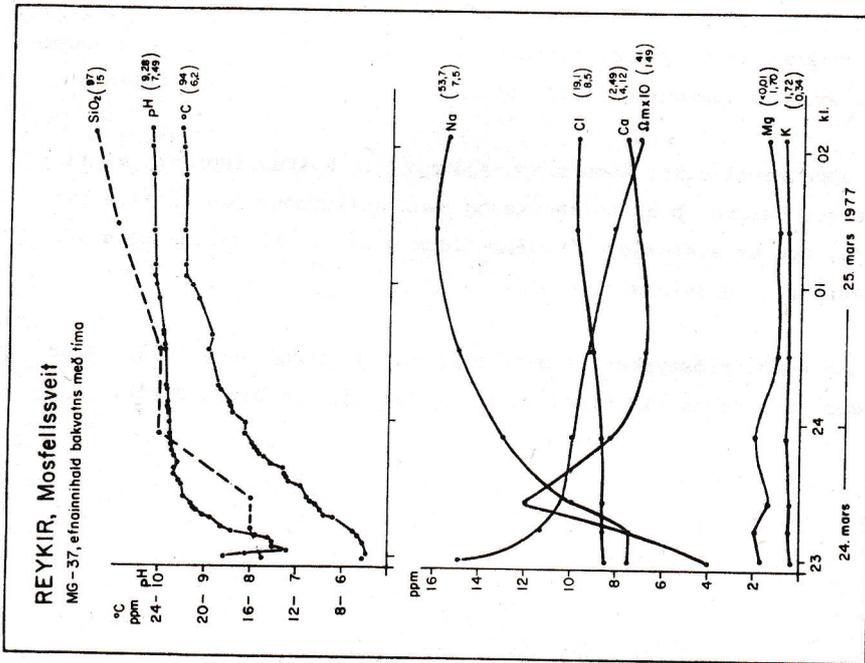
Hola MG-37 er í vestanverðum Mosfellsdal, 2000 m djúp og fóðruð með 34 sm víðu röri niður á 254 m dýpi. Pakkað var á 848 m dýpi og hélst bakþrýstingurinn meðan þrýst var í efra bilinu á milli 254-848 m dýpis. Dælingarafköstin voru 77-85 l/s og samtals var dælt 4280 tonnum af árvatni í þetta bil. Á þessu dýptarbili skiptast á þrennskonar jarðlög: móberg, basalt og dólerít-innskot. Vatnsæðar eru einkum á jarðlagamótum móbergs og basalts. Hitinn á þessu dýptarbili er á milli 68 og 94°C. Um tíundi hluti vatnsins kom til baka á rösklega 3 klst.

Niðurstöður efnagreininga þessa bakvatns (mynd 1) gefa til kynna breyttan styrk efna í vatninu sem dælt var niður. Mestar breytingar urðu á styrk kalsíum (Ca) sem þrefaldaðist á fyrsta hálf tímanum en hafði u.þ.b. tvöfaldan styrk árvatnsins í lok bakrennslis og um þrefaldan styrk þess vatns sem holan gefur af sér núna. Styrkur kísils óx fremur hratt í byrjun og ennfremur hækkaði vatnshiti ( $^{\circ}\text{C}$ ) og sýrustig (pH), en sýrustigið varð fljótlega hærra en borholuvatnið er núna. Eðlisviðnám ( $\Omega\text{m}$ ) lækkaði að sama skapi en það er n.k. mælikvarði á heildarstyrk uppleystra efna í vatninu.

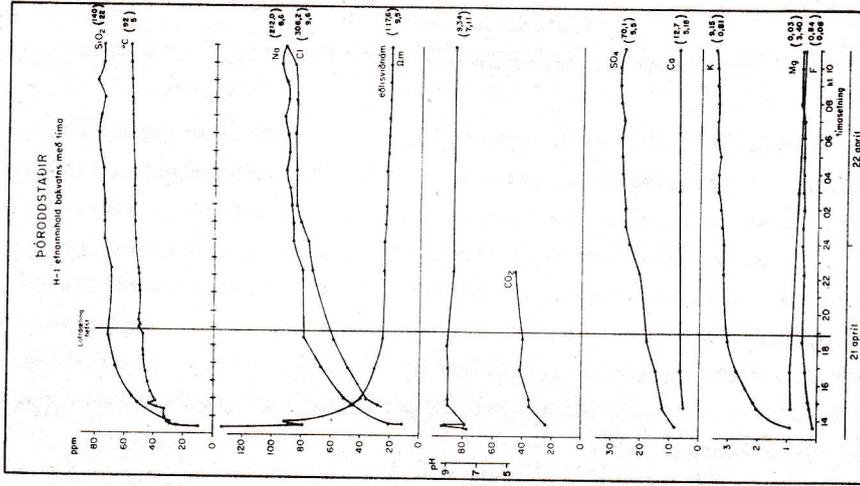
Holan á Þóroddsstöðum er 1733 m djúp og fóðruð með 25 sm víðu röri niður á 175 m dýpi. Pakkað var á 360 m dýpi og eingöngu dælt niður fyrir pakkarann í bilið á milli 360-1137 m dýpis. Dælt var 28-43 l/s og samtals var dælt niður af lindarvatni um 5000 tonnum. Á þessu dýptarbili í holunni skiptast á móberg og basalt. Ummyndun er mjög mikil og er hitinn um  $90^{\circ}\text{C}$  í meginhluta holunnar. Um það bil 1/4 hluti vatnsins skilaði sér sem bakvatn, en loftdælt var í 16 klst. til að örva rennslid. Strax eftir að bakrennslid hófst hækkaði sýrustig allverulega (mynd 2), lækkaði síðan og komst nokkuð fljótlega í stöðugt gildi. Styrkur kísils ( $\text{SiO}_2$ ) og kalí (K) fylgdi hitastigi. Na/Cl - hlutfallið var heldur lengur að ná stöðugu gildi. Styrkur súlfats ( $\text{SO}_4$ ), kalsíums (Ca), magníums (Mg) og flúors breyttist hægar en annarra efna. Eðlisviðnám lækkaði mjög hratt til að byrja með, en nálgast síðan fast gildi.

Með niðurdælingu yfirborðsvatns snöggkólnar bergið í holunni, og við hinn mikla þrýsting opnast sprungur betur og nýjar glufur myndast. Ætla má að samhliða eigi sér stað niðurbrot leirsteinda og ef til vill zeólita. Í móbergi því sem hér um ræðir er leirsteindin smektít nær einráð en aðalkatjónir hennar eru Ca og Na. Í MG 37 eykst Ca - styrkur mjög hratt og í öfuga átt við það sem mundi gerast við blöndun. Í upphafi bakrennslis jókst hins vegar Na - styrkur að Þóroddsstöðum hlutfallslega hraðar heldur en Cl - styrkur, en nálgast með tímanum það gildi sem búast mætti við ef blöndun ætti sér stað. Aukningin í styrk Ca og Na er því álitin stafa af útskolun á smektíti.

Sameiginlegt báðum þessum bakvatnsathugunum er hve hröð aukning verður í kísilstyrk og sýrustigi í byrjun bakrennslis. Breytingar annarra efna benda til að þetta sé að mestu til komið vegna hvörfunar við grannbergið fremur en blöndunar jarðhitavatns og vatns notað við pökkun.



MYND 1



MYND 2

Krafla séð með gufuaugum

Halldór Ármannsson

Trausti Hauksson

Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Frá rannsóknum á borholum og frumkönnun á efnasamsetningu gufu úr gufuaugum á Kröflusvæði (Gíslason et al 1978, Ármannsson et al 1980) hafði fengist sú mynd, að gufurennslí, sem næði yfirborði í Hveragili, væri um sprungu, sem næði niður í kvikuhólf og blandaðist því kvikugösum. Slík blöndun hefur óskileg áhrif á vinnslueiginleika gufu, og hefur það reynst mjög til boga, þar eð hingað til hefur verið borað á svæði, sem slík kvikuvirk gufa kemur úr. Hins vegar kom fram í gufuaugum í suðurhlíðum Kröflu gufa, sem ekki virtist hafa orðið fyrir áhrifum kviku.

Gerð var ítarleg könnun á efnasamsetningu gufu úr gufuaugum á svæðinu í því augnamiði að reyna að finna tiltölulega ókvikuvirka gufu til vinnslu fyrir Kröfluvirkjun.

Mest kvikuvirkni reyndist tengd þeim sprungum, sem álitnar eru yngstar og eru þær væntanlega í tiltölulega beinu sambandi við kviku.

Þrjú uppstreymissvæði komu fram (sjá mynd). Kvikuvirkni var mikil á tveimur þeirra, þ.e. Leirhnúks og Hveragilssvæðum, en lítil á því þriðja, sem er austarlega í suðurhlíðum Kröflu. Má telja það svæði vænlegra til gufuvinnslu en hin.

Beiting koldíoxíðstyrks til mats á hitastigi (Arnórsson 1978) gefur útkomur, sem benda til hærri hitastigs en 240°C á þessu svæði.

Tilvitnanir

Ármansson, H., Gíslason, G. and Hauksson, T. (1980). Magmatic gases in well fluids aid the mapping of the flow pattern in a geothermal system. Proc. 3rd Int. Symp. on Water - Rock Interaction, Int. Ass. Geochem. Cosmochem. & Alberta Res. Council. Edmonton, Canada.

Arnórsson, S. (1978). Framvinduskýrsla um efnafræði útfellinga í borholum við Kröflu. Orkustofnun, OS-JHD 7832, 22s.

Gíslason, G., Ármansson, H. og Hauksson, T. (1978). Krafla. Hitaástand og gastegundir í jarðhitakerfinu, Orkustofnun, OS-JHD 7846, 45s



ORKUSTOFNUN

Vegir jarðgufu á Kröflusvæði skv. gassamsetningu gufu úr gufuaugum

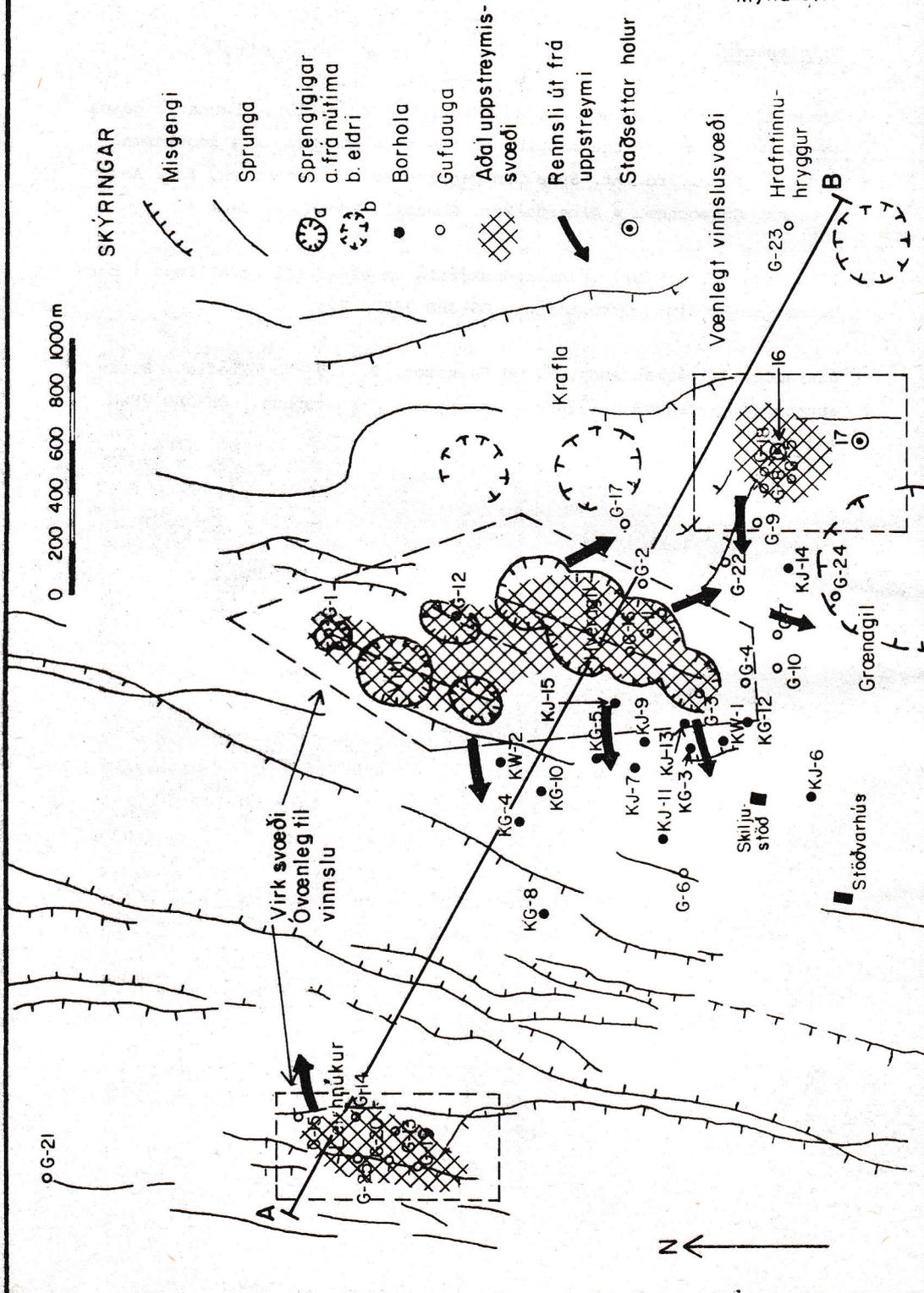
80-05-19

TH,HA./Sy.J

Efnafr Krafla

F19660

Mynd 6.1



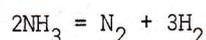
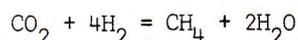
## KOLSÝRU-HITAMÆLIR

Stefán Arnórsson  
Raunvísindastofnun Háskólans

Hörður Svavarsson  
Orkustofnun

Styrkur uppleystrar kolsýru í jarðhitavatni ræst eingöngu af hitastigi vatnsins. Vex styrkurinn mjög með hitastigi og því einnig hlutþrýstingurinn kolsýru ( $P_{CO_2}$ ) (1. mynd). Við suðu leitar nær öll kolsýran í gufuna, og það jafnvel, þótt afgangur sé ófullkomin. Styrkur kolsýru í jarðgufu er því í beinu sambandi við hitastig vatnsins, sem gufan er komin af. Mætti því áætla hitastig í berggrunni á háhitasvæðum með því að mæla styrk kolsýru í gufu í gufuaugum.

Það er ekki nýjung að nota gas sem efnahitamæli við rannsóknir á jarðhita. Nýsjálendingar hafa gert það um árabil og hafa þeir miðað við efnajafnvægi milli gastegunda í gufunni, þ.e. hlutföll, en ekki styrk þeirra í gufunni. Samkvæmt Ellis (1979) hafa eftirtalin jafnvægi gefið best raun:



D'Amore og Panichi (1980) hafa nýverið lagt til nýjan gashitamæli, sem tekur mið af innbyrðis hlutföllum  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $H_2$  og  $CH_4$  og er hann kvarðaður með reynslutölum.

Á 2. mynd er sýndur reiknaður styrkur kolsýru í gufu, sem myndast hefur við innræna suðu á vatni í  $100^\circ C$  í einuþrepi. Gert var ráð fyrir hámarksafgangur. Hiti vatnsins fyrir suðu var ákvarðaður eftir vandlega athugun á hitaferlum einstakra borhola. Vatn kom inn í sumar holurnar úr fleiri en einni æð, en munur milli heitustu og köldustu æðar var ætíð innan við  $10^\circ C$ . Varmainnihald borholuvökva svarar í öllum tilfellum til varma vatns við suðu við upphafshitastigið. Er því öruggt, að efnainnihald borholuvökva samsvarar vel efnainnihaldi djúpvatns við valið hitastig.

Eftirfarandi líking sýnir hvernig styrkur kolsýru í gufu breytist með hitastigi. Var hvernjum mælipunkti með hita yfir 200°C gefið fimmfalt vægi miðað við aðra punkta

$$\log \text{CO}_2 = 37.43 + 73192/T - 11829 \cdot 10^3/T^2 + 0.18923 \cdot T - 86.187 \log T$$

(T°K)

Talið er, að kvörðun kolsýruhitamælisins samkvæmt jöfnunni að ofan gildi viðunandi vel á bilinu 180-300°C.

Eins og sést af 1. mynd er hlutþrýstingur kolsýru við 300°C nálægt 25 bar abs. og vex hann hratt með vaxandi hita. Talið er ólíklegt, að hita-þrýstingsástand í jarðhitakerfum sé innan þeirra marka, að kolsýruþrýsingur geti náð áætluðum gildum við hitastig hærra en u.þ.b. 300°C með því að heildarþrýstingur sé ekki nægilega hár til að hindra afgösun kolsýru. Afleiðingin er, að sú steind, kalsít, sem kolsýra gengur inn í, hættir að myndast. Þar með bindur ekkert hitastigsháð efnajafnvægi styrk kolsýru í jarðhitavatninu, og þá dugir hún ekki sem efnahitamælir.

Kolsýra í jarðhitavatni er í jafnvægi við ýmis önnur efnasambönd kolefnis, svo sem  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CaHCO}_3^+$ . Afstaður styrkur þessara efnasambanda ræðst af seltu og hita vatnsins. Við suðu og flutning kolsýru í gufuna hvarfast þessi efnasambönd að nokkru í kolsýru, sem enn leitar úr vatninu. Endanlegur styrkur kolsýru í gufunni er því ekki aðeins háður hita vatnsins, heldur einnig seltu þess

í vatni, sem er um og yfir 200°C, er langmestur hluti kolefnis sem kolsýra og hefur selta því ekki marktæk áhrif á styrk kolsýru í gufu, sem myndast hefur við suðu á svo heitu vatni. Áhrif seltu verða því meiri sem hitinn lækkar. Skýrir það að nokkru hina miklu dreifingu punkta við lág hitastig á 2. mynd.

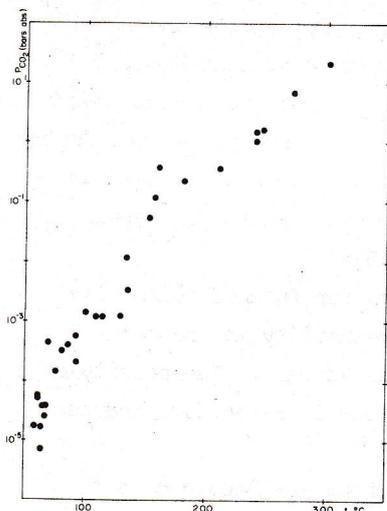
Ekki hefur enn verið sýnt fram á notagildi kolsýru-hitamælisins með því að bera saman mældan hita í borholum við kolsýruhita, sem reiknaður væri út frá kolsýruinnihaldi í nálægum gufuaugum. Þeir þættir, sem hafa áhrif á styrk kolsýru í jarðgufu við streymi hennar til yfirborðs eru auk hita djúpvatnsins, útfellingar á kalsíti,

Þétting gufu, efnahvörf við aðrar gastegundir og með hverjum hætti suða og aðskilnaður gufu á sér stað. Náist jafnvægi í jarðhitakerfum, þar sem bæði gufa og vatn er í berginu, leiddi það til þess, að styrkur kolsýru í gufuaugum yrði hærri en svaraði til hita djúpvatnsins.

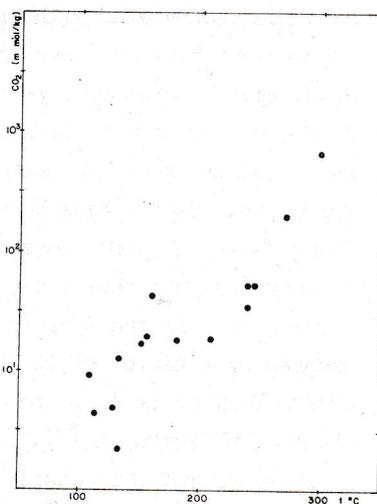
#### Tilvitnanir

D'Amore, F. og Panichi, C. (1980): Evulation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochim Cosmochim. Acta*, 55, 549-556.

Ellis, A.J. (1979): Chemical geothermometry in geothermal systems. *Chemical Geology*, 25, 219-226.



1. mynd. Hlutþrýstingur kolsýru í jarðhitavatni við mismunandi hitastig.



2. mynd. Reiknaður styrkur kolsýru í jarðgufu, sem soðið hefur innrænt í 100°C í einu þrepi.

## EARTHQUAKE RESEARCH IN GEOTHERMAL AREAS : CASE HISTORIES

Gillian R. Foulger

Raunvísindastofnun Háskólans

In the last decade many seismicity studies have been performed in geothermal areas. A methodology is emerging for the reduction of earthquake data in order to extract information about geothermal prospects. The main lines of approach are summarised in the table below, and will be discussed in this paper.

The distribution of epicenters has cast light on the regional context of geothermal areas e.g. the Reykjanes Peninsula, but often epicenters may form an enigmatic cluster within any one prospect, defying interpretation in context with the reservoir. This is not the case in the Geysers area, where epicentral clusters have been correlated with pressure sinks. Epicenters and hypocenters have been used to define faults e.g. East Mesa, Ahuachapan. Laboratory experiments indicate that the maximum depth of hypocenters may be temperature controlled, so hypocentral depths may be of use as a geothermometer. Anomalously shallow maximum hypocentral depths have been observed beneath geothermal areas e.g. Grass Valley, Nevada; Geysers (Majer, 1978).

Long term monitoring may provide data for induced seismicity studies e.g. in the Geysers area, the seismicity may have increased by a factor of 10 during the last decade. The paucity of events of  $m \geq 3$  is also anomalous and probably related to induced seismicity (Marks et.al., 1978).

Poissons ratio is easily calculable from earthquake data. Variations in this parameter have been variously correlated with steam or water domination within reservoirs e.g. Geysers, Coso, East Mesa, Cerro Prieto (Combs and Rotstein, 1975).

Spectral analysis yields information about the source properties of earthquakes. These parameters may be related to crustal properties such as homogeneity, stress state, or fracture dimensions. In the Geysers area the total volume decrease due to seismic failure was calculated and found to be much less than that attributable

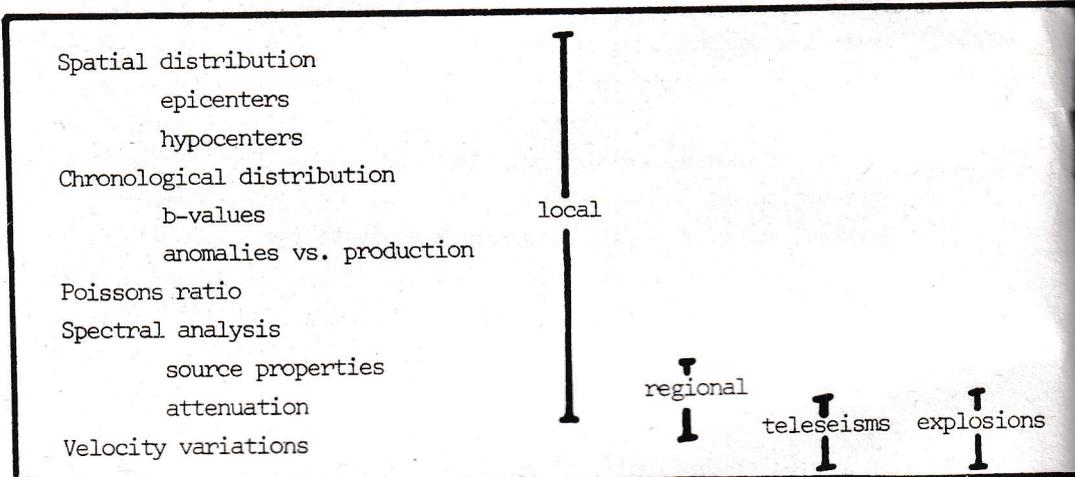
to fluid withdrawal. It was concluded that the remainder must be taken up by reservoir recharge (Marks et.al. 1978).

In extreme cases attenuation studies may be done without spectral analysis, e.g. S-wave shadow studies. Zones are mapped where S-waves are practically completely attenuated. The results are usually interpreted in terms of a magma chamber e.g. Sulphur Springs, West Indies; Socorro, New Mexico; Krafla. Properties associated with reservoirs may also cause attenuation. Low attenuation was associated with the steam zone beneath the Geysers, and more highly attenuating material was found to underlie it. At Cerro Prieto variations in attenuation have been associated with faulting and precipitation (Majer and McEvelly, 1978).

Teleseismic signals may also be used for prospecting. The wavelength of waves being dealt with in this case is an order of magnitude longer than that of local events, so structures delineated are typically of the order of kilometers in extent, in contrast to 100's of meters. Large arrays of stations are operated over the area and teleseismic records are collected. Delays in the arrival time of teleseismic P-waves are measured, and modelled as low velocity zones, typically extending to depths of some 10's of km. At Long Valley, California, it was noted that teleseismic S-waves were transmitted through the low velocity zone. It was concluded that the zone consisted of partial melt of low grade, or that pockets of magma smaller than a few kilometers in extent (the approximate wavelength of the S-waves) accounted for the observed P-wave delay (Steeple and Iyer, 1975).

Summary: In common with other disciplines earthquake studies can provide information that other methods cannot. One of the greatest difficulties of the method is ambiguity of the cause of observed anomalies. A greater number of properly designed case studies are required before the method can be properly assessed.

REDUCTION OF EARTHQUAKE DATA



References.

Combs, J. and Rotstein, Y.: Microearthquake studies at the Coso Geothermal area, China Lake, California. in: Proceedings of the 2nd U.N. symposium on the Dev. and Use of Geothermal Resources, San Francisco, U.S.A., 20-29 May 1975, Library of Congress Catalog Card No: 75-32682, 909-916, 1975.

Majer, E.L.: Seismological investigations in geothermal regions. Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley. 1978.

Majer, E.L. and McEvilly, T.V.: Seismological studies at Cerro Prieto. Annual Report, Earth Sciences Div., Lawrence Berkeley Lab., Univ. of California, 29-33, 1978.

Marks, S.M., Ludwin, R.S., Louie, K.B. and Bufe, C.G.: Seismic monitoring at the Geysers geothermal field, California. U.S.G.S. Open-file report 78-798, 1978.

Steeple, D.W. and Iyer, H.M.: Teleseismic P-wave delays in geothermal exploration. Proceedings of the 2nd U.N. symposium on the Dev. and Use of Geothermal Resources, San Francisco, U.S.A., 20-29 May 1975. Library of Congress Catalog Card No: 75-32682, 1199-1205, 1975.

JARÐHITAKERFIÐ Í KRÍSUVÍK

Valgarður Stefánsson  
Orkustofnun  
Grensásvegur 9, Reykjavík.

Viðamiklar rannsóknir hafa farið fram á Krísuvíkursvæðinu, bæði um 1960 og á árunum 1970-1974. Hingað til hefur þó ekki tekist að sameina fyrirliggjandi vitneskju í eitt ótvírætt líkan af jarðhitakerfinu. Endurskoðun eldri rannsóknargagna, einkum mælingar á hitastigi og þrýstingi í borholum, dregur fram líkan, sem virðist samrýmast eldri athugunum.

Borholur í Krísuvík hafa flestar viðsnúinn hitaferil, en það er tákn um lárétt streymi í bergi. Ef stuðst er við mælt hitastig í borholum fæst fram sú hitadreifing í jarðhitakerfinu, sem sýnd er á mynd 1. Ber myndin með sér að uppstreymi er austan við Seltún, en jarðhitavökvinn streymir síðan í vesturátt.

Þyngdar- og segulkort liggja fyrir og benda þau til að ógegndræpur veggur með stefnu A-V beini rennsli til vesturs. Endurskoðað viðnámskort er í samræmi við þá túlkun.

Mynd 1 ber einnig með sér að niðurrennsli er milli Sveifluháls og Vesturháls, og að annað uppstreymi sé við Trölladyngju. Viðnámskort bendir til að uppstreymi gæti verið við Köldunámur, en tilvist þess er óljós.

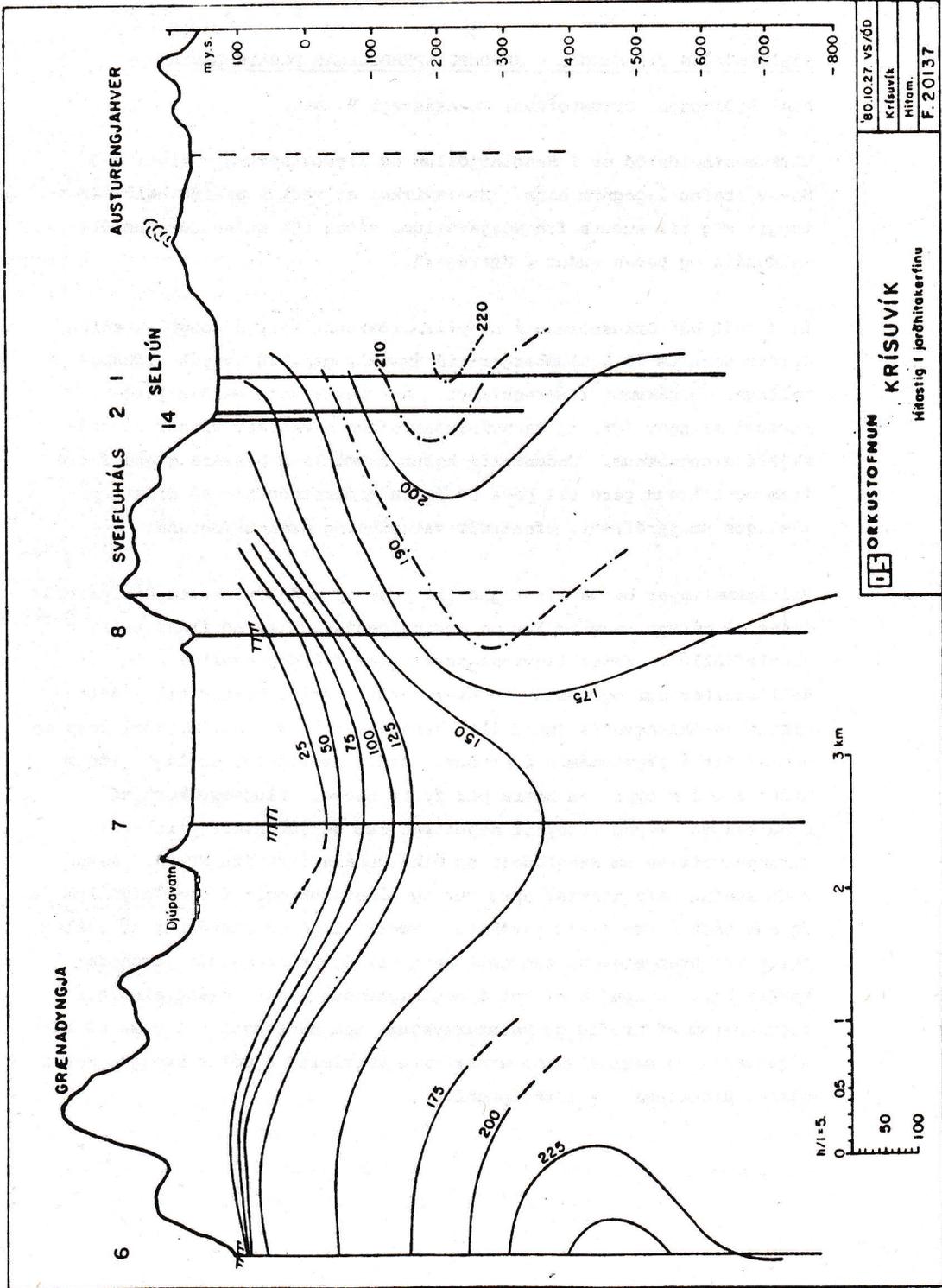
Styrkur klórs í jarðhitavatni í Krísuvík spannar tiltölulega stórt svið. Ef styrkur klórs og bórs stjórnast af útskolun í bergi, bendir Cl/B hlutfallið til að þrjú vatnskerfi að minnsta kosti séu á Krísuvíkursvæðinu. Það er við Seltún, við suðurenda Kleifarvatns og við Trölladyngju.

Náið samband er fundið milli bórs og súrefnistilfærslu í vatninu, en ekki milli klórs og súrefnistilfærslu. Þetta má túlka þannig að bór og súrefnistilfærsla stjórnast af útskolun, en íblöndun sjávar segi mest til um styrk klórs. Einnig gæti suða í jarðhitakerfinu stjórnað súrefnistilfærslu og styrk bórs í jarðhitavatni. Ef það reynist rétt skýring er suða meiri á SA hluta svæðisins en við Trölladyngju, og ekki er nauðsynlegt að gera ráð fyrir sérstöku uppstreymissvæði við suðurenda Kleifarvatns.

Styrkur Na og Cl í jarðhitavatni í Krísvík borinn saman við vatn frá öðrum íslenskum háhitasvæðum bendir til að jarðhitavökvinn í Krísvík geti verið með allt að 5% sjóíblöndun.

- Af því líkani, sem hér er kynnt, má draga eftirfarandi ályktanir:
- Uppstreymi er nálægt Austurengjahver og annað við Trölladyngju.
  - Jarðhitavökvi streymir lárétt frá Seltúni til vesturs en niðurstreymissvæði er milli Sveiflu- og Vesturháls.
  - Uppstreymisrás í SA horni svæðisins er í suðu og jarðhitavatn getur haft allt að 5% sjóíblöndun.

Þessi endurskoðun á gögnum frá Krísvíkursvæðinu bendir til hagstæðari vinnslueiginleika við Austurengjahver en þá sem fram að þessu hafa komið í ljós við boranir á Krísvíkursvæði.



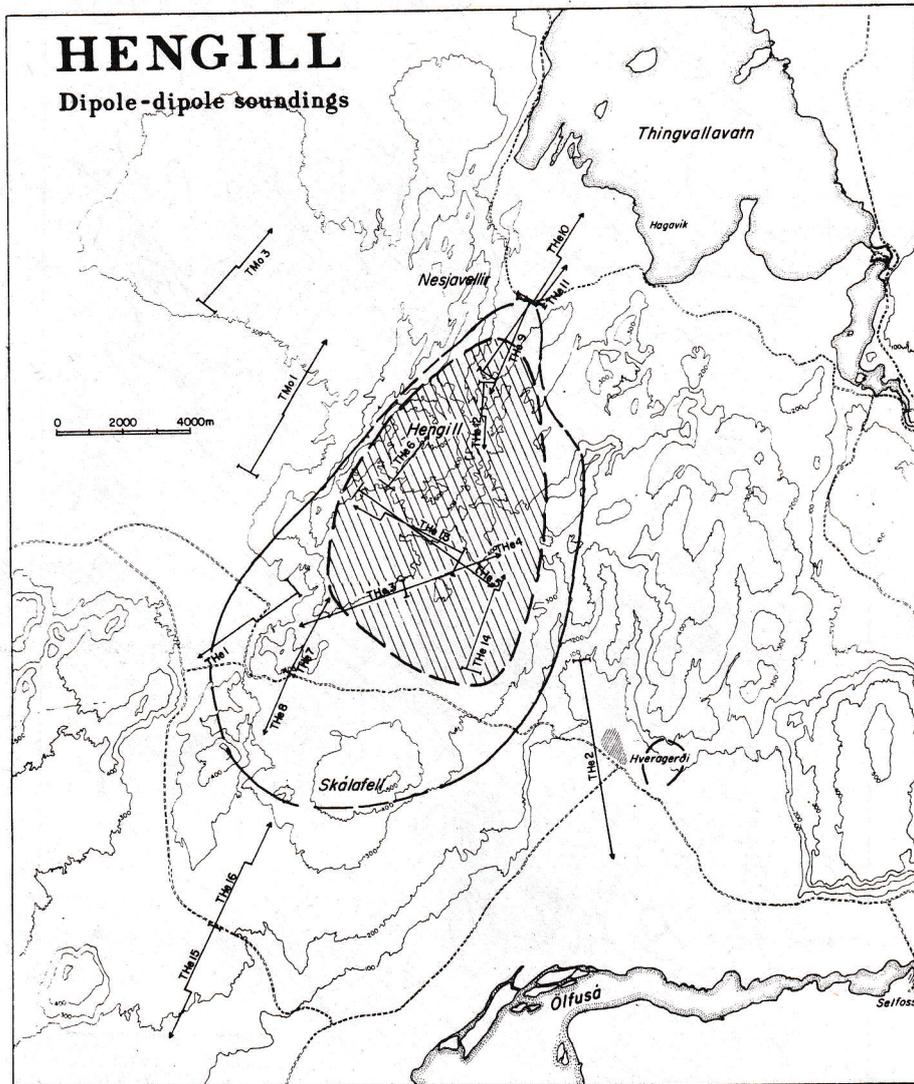
HÁHITASVÆÐIN VIÐ HENGIL - JARÐEÐLISFRÆÐILEGAR FORATHUGANIR

Axel Björnsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, Rvk.

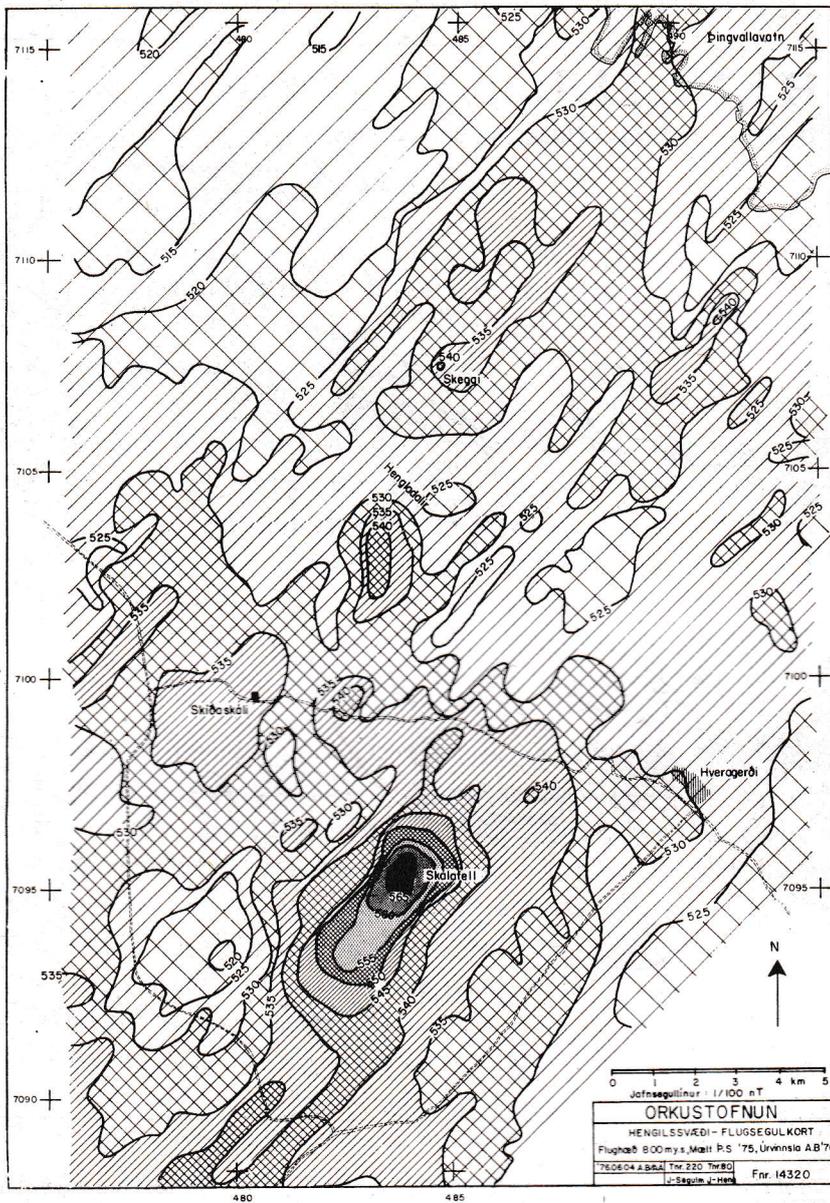
Virk megineldstöð er í Henglafjöllum og liggur sprungusveimur með NA-SV stefnu í gegnum hana. Hveravirkni er mest á breiðu beltí er teygir sig til suðurs frá Nesjavöllum, síðan til suðausturs um Ölkelduháls og þaðan suður í Hveragerði.

Árið 1970 hóf Orkustofnun á ný yfirborðsrannsóknir á Hengilssvæðinu. Gerðar voru um 70 Schlumberger-viðnámsmælingar, 18 tvíþól-viðnámsmælingar og nákvæmt flugsegulkort. Auk þessa voru gerðar jarðstraumamælingar (MT) og Raunvísindastofnun Háskólans vannur að smáskjálftarannsóknunum. Undanfarið hefur frumtúlkun þessara gagna farið fram og tilraun gerð til þess að fella niðurstöðurnar að eldri upplýsingum um jarðfræði, efnafræði vatnsins og árangur borana.

Viðnámsmælingar benda eindregið til þess að miðja virkasta háhitasvæðisins sé nálægt Hengladöllum og meginhitagjafann sé að finna undir Henglafjöllum. Stórt lágviðnámsvæði nær frá Nesjavöllum suður að Hellisheiðarvegi og austur að Hveragerði. Þetta bendir til víðáttumikils jarðhitasvæðis (mynd 1). Nesjavellir eru í norðurjaðri þess og dýpkar ört á lágviðnámið í norður. Undir Hveragerði er lágt viðnámið á 400 m dýpi, en hærra þar fyrir neðan. Flugsegulkort af Hengilssvæði (mynd 2) sýnir segullagð sem gengur þvert yfir aðalprungusveiminn um Hengladali og Ölkelduháls í stefnu NV-SA. Þessa sömu stefnu hafa nokkrar sprungur og móbergshryggir í Henglafjöllum og hún sést í dreifingu jarðhita. Smærri lagð er suðvestur af Skálafelli við Þrengslaveg, sem gæti bent til djúpt liggjandi jarðhita kerfis þar. Svipuð þverbrot á meginprungusveimana sjást einnig í segulkortum af Kröflu og Þeistareykjum, sem bent gæti til þess að háhitasvæðin og megineldstöðvarnar væru yfirleitt á mótum tveggja meiri háttar brotalama í jarðskorpunni.



**Mynd 1:** Viðnámskort af Hengilssvæði. Ytri línan sýnir útbreiðslu lágviðnámsvæðis, með eðlisviðnám lægra en 20 Ohmmetrar, á 400 m dýpi undir sjávarmáli samkvæmt Schlumbergermælingum. Tvíþólmælingar sýna að eðlisviðnám innan skástrikaða svæðisins fer hækkandi með dýpi fyrir neðan um það bil 600 m. Þetta svæði er væntanlega næst meginhitagjafa háhitasvæðisins. Hækkun eðlisviðnáms með dýpi getur stafað af háu hitastigi (yfir 300°C), gufumyndun í berginu og þéttu innskotsbergi. Myndina teiknaði Gylfi Páll Hersir.



**Mynd 2:** Flugsegulkort af Hengilssvæði. Malt í 800 m hæð y.s. Jafnsviðslínur með 500 nanóTesla millibili. Segulsvið er almennt herra yfir gosbeltinu heldur en sitt hvoru megin við það. Greinileg segullægð með stefnu NV-SA liggur um meginjarðhitasvæðin í Hengladölum og í Ölkelduhálsi, minni lægð er við Þrengslaveg. Orsakir segullægða eru ummyndun segulsteinda við hátt hitastig og rennsli jarðhitavatns svo og lágur Curie-punktur í fersku basalti.

SEGULMÆLINGAR Á TERTÍERUM LÁGHITASVÆÐUM

Lúðvík S. Georgsson, Orkustofnun

Segulmælingar hafa verið notaðar við rannsóknir á lághitasvæðum í um tvo áratugi. Sér í lagi hefur þeim verið beitt á tertíerum landsvæðum þar sem yfirborð jarðar hefur verið hulið lausum jarðlögum til að leita að göngum og misgengjum, sem tengjast jarðhitunum.

Árið 1976 voru tekin upp allendurbætt vinnubrögð við þessar mælingar. Í stað fáeinna strjálra mællína var farið að mæla mun þéttar, þ.e. í neti eða allt að því. Með þessu opnaðist einnig möguleiki á mjög nákvæmri kortlagningu jarðhita, sér í lagi ef mælt er á hausti eða vori. Reynslan hefur sýnt að þetta atriði er oft ekki síður mikilvægt. Hér á eftir verður sýnt með 4 dæmum úr 3 landshlutum, hvernig þessar mælingar hafa orðið grundvöllur fyrir einföldum en áreiðanlegum líkönum af uppstreymi heits vatns á þessum hverasvæðum og breytt eldri hugmyndum. En fyrst verður mæliaðferðinni lýst lítillega

Mælingarnar eru gerðar með prótónusegulmæli sem mælir heildarstyrk segulsviðsins. Mælt er í 2,5 m hæð yfir jörðu eftir ákveðnum línum eða neti. Líurnar eru gjarnan lagðar út með 20 m millibili en 5 m eru milli mælipunkta á línu. Tveir menn mæla og sér annar um mælnúru en hinn um mælinn. Niðurstöðurnar er yfirleitt hentugast að birta á korti, þar sem jafnsviðslínur eru dregnar á svipaðan hátt og hæðarlínur.

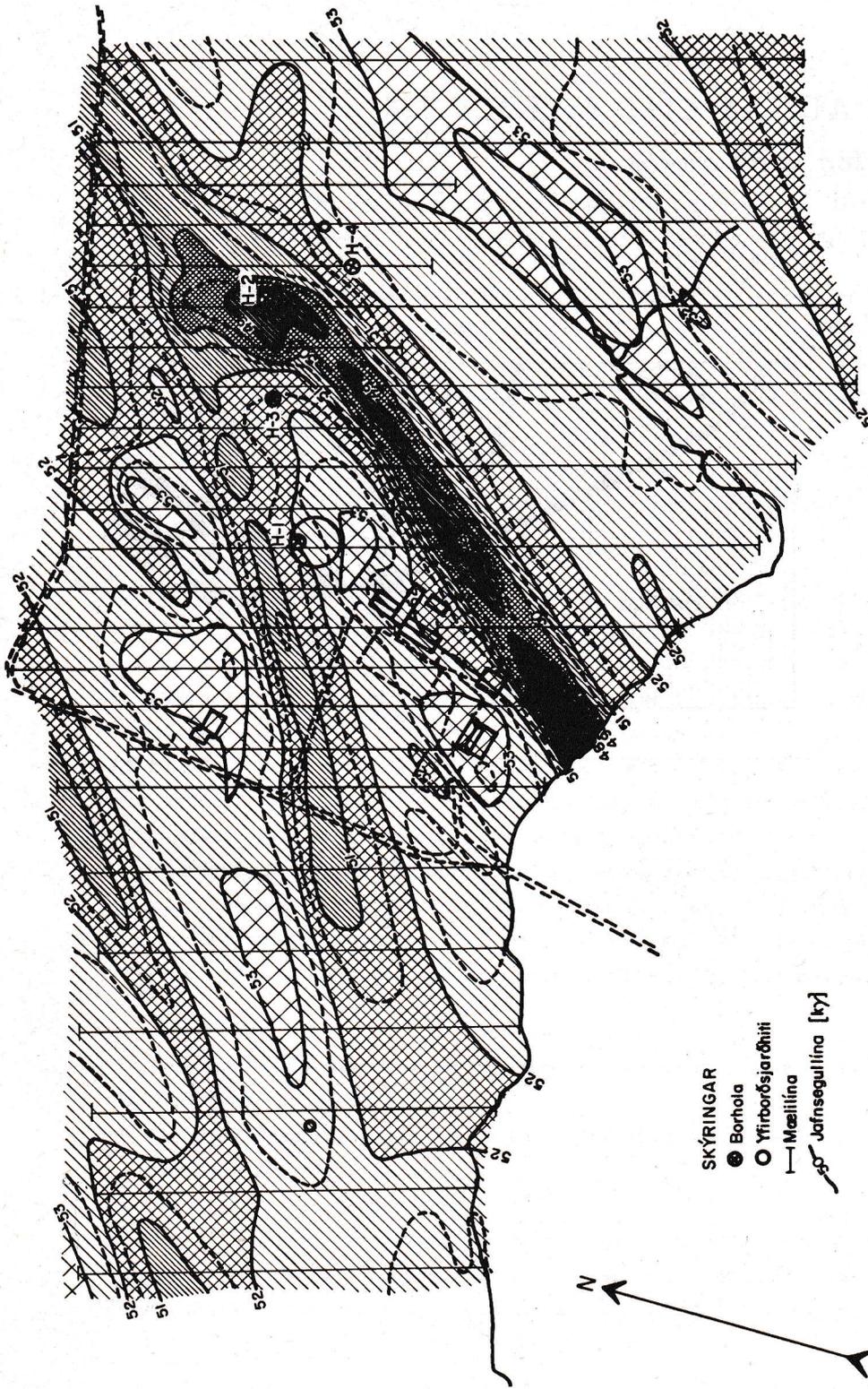
Laugaland í Holtum: Fjórar laugar koma upp á um 600 m langri línu sem stefnir N70°A. Í skjálftunum 1896 kom upp laug um 500 m austar sem mjög líklega var á þessari sömu línu. Mynd 1 sýnir segulkort af svæðinu. Ekkert frávik tengist jarðhitalínunni, þ.e. jarðhitinn kemur upp á sprungu. Hins vegar kemur fram öfugt segulmagnaður gangur, sem stefnir N45°A og sker línuna við næst austustu laugina. Lélegur árangur holu 3 benti til að ekki borgaði sig að miða á sprunguna eingöngu. Því var hola 4 boruð með það markmið að skera ganginn sem næst sprungunni á um 6-800 m dýpi. Þar komu í holuna um 28 l/s af um 95°C heitu vatni. Líklega er það því gangurinn sem leiðir heita vatnið á 1-2 km dýpi inn á laugasvæðið úr norðaustri. Þar sem hann er skorinn af virkri sprungu á heita vatnið greiða leið upp á yfirborð (sjá mynd 2).

Bær í Bæjarsveit: Jarðhitinn er í fjórum aðskildum hveraþorpum á 1500 m langri línu sem stefnir N10°V. Í ljós kom að norðaustlæg misgengi og gangar leiða vatnið inn á svæðið og hefur trúlega hvert hveraþorp eigin vatnsleiðara. Sprunga veitir hins vegar heita vatninu upp á yfirborð og stjórna heildarstefnu hverasvæðisins.

Deildartunga-Kleppjárnareykir í Reykholtssdal: Jarðhitinn kemur upp á 1400 m langri sprungu sem stefnir N15°V. Segulmælingarnar leiddu í ljós að Deildartunguhver kemur upp þar sem norðaustlægt misgengi (og gangur) sker sprunguna. Það er vatnsleiðarinn en sprungan veitir vatninu upp. Svipað er líklega á ferðinni við Kleppjárnareyki. Smá hverir og laugar á sprungunni myndast við rennsli út í sprunguna frá aðaluppstreymisstöðunum. Athyglisvert er hér að sprungan kemur fram sem veikt rétt segulmagnað frávik, þar sem hvarfleir er undir, vegna einslags endursegulmögnunar setsins eftir upphitun og ummyndun. Jarðhitasprungurnar og misgengin í Borgarfirði eru hluti af brotabelti sem síðast var hreyfing á árið 1974.

Stórutjarnir í Ljósavatnsskarði: Laugarnar mynda tvö aðskilin laugasvæði á um 300 m langri línu sem stefnir um N25°V. Í ljós kom að hvort laugasvæði er skorið af norðlægum gangi. Enn er það sama myndin, gangarnir leiða vatnið en sprunga veitir því upp á yfirborð.

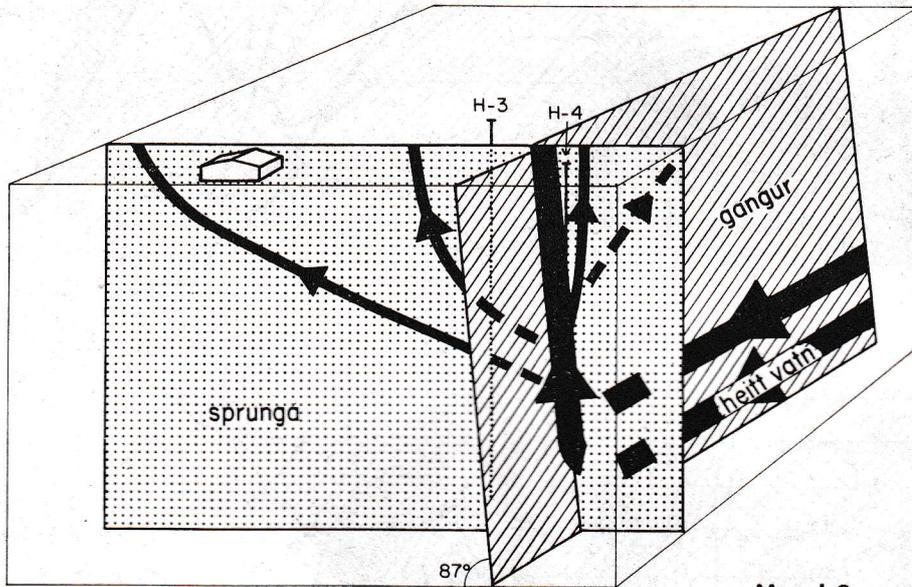
Sama kerfið kemur fram á þessum hverasvæðum, sem mega teljast dæmigerð fyrir sína landshluta. Jarðhitinn kemur upp í skurðpunkti tveggja jarðfræðilegra fyrirbæra, misgengis eða gangs, sem leiðir vatnið inn á svæðið, og sprungu eða brots, sem trúlega er í öllum tilvikum tengd virku brotakerfi.



**LAUGALAND Í HOLTUM**  
**segulkort**

Mynd 1

## LAUGALAND Í HOLTUM

*líkan jarðhitakerfis*

TÚLKUN VIÐNÁMSMÆLINGA

Ólafur G. Flóvenz, Orkustofnun

Fjallað er um framkvæmd og túlkun viðnámsmælinga takmarkanir túlkunar- aðferða og rætt um þá þætti sem ákvarða viðnám í jörðu.

Viðnámsmælingar eru ásamt segulmælingum sú mæliaðferð sem mest hefur verið beitt í jarðhitaleit á Íslandi. Þær má gera á ýmsan hátt en algengast er að nota svokallaðar Schlumberger mælingar. Þá er sendur út jafnstraumur milli tveggja skauta og mæld sú spennan sem myndast á yfirborði mitt milli straumskautanna. Út frá því má reikna svonefnt sýndarviðnám. Fjarlægð milli straumskauta er aukin í þrepum frá 1 m upp í 1500 m. Fæst þannig ferill sem sýnir sýndarviðnám sem fall af fjarlægð milli straumskauta.

Fyrsta stig túlkunar felst í því að umbreyta þessum ferli í viðnám sem fall af dýpi. Þá er gert ráð fyrir því að jörðin sé samsett úr lárétt liggjandi lögum sem hvert um sig hefur fast viðnám. Þessi túlkun er nú gerð með hjálp tölvuforrita. Þar sem hún leyfir eingöngu viðnámsbreytingar í eina átt þ.e. með dýpi kallast túlkunin einvíð. Þegar lokið er túlkun allra mælinga á viðkomandi svæði eru gerð kort sem sýna viðnám á ákveðnu dýpi á svæðinu eða dýpið niður á ákveðin lög. Síðan hefur verið reynt að spá í vænleg jarðhitasvæði út frá þeirri einfölduðu reglu að viðnám minnki með hitastigi, vatnsinnihaldi bergs og seltu vatnsins. Fremur lítið hefur verið gert að því að athuga áhrif vegna viðnámsbreytinga í lárétta stefnu, þó helst í sambandi við áhrif tor- eða velleiðandi skil sem straumarmur viðnámsmælingar fer yfir.

Til þess að fá sem mestar og bestar upplýsingar úr viðnámsmælingum er nauðsynlegt að kanna vel:

- i) Hvort viðnámsbreytingar í lárétta stefnu séu nógu litlar til að réttlæta einvíða túlkun.
- ii) Hvaða þættir ákvarða viðnám í bergi.

Almennt má segja að túlka megi viðnámsmælingar á einvíðan hátt ef viðnámsbreytingar eru litlar innan svæðis sem nemur lengd straumarms frá straumskautunum. Þessi áhrif hafa stundum leitt til gróflegrar

rangtúlkunar viðnámsmælinga. Á það fyrst og fremst við mælingar nálægt ströndum og söltum setfyllingum í dalbotnum. Sýnd eru dæmi og gerð grein fyrir hvernig leiðréttá má fyrir slíkum áhrifum.

Í skýrslum um túlkun viðnámsmælinga er jafnan sagt að viðnám í bergi sé háð hitastigi, seltu og vatnsinnihaldi bergsins. Í flestum tilfellum vantar þó allt mat á stærð og áhrif hinna einstöku þátta. Til er empirískt lögmál um samband þessara stærða, svonefnt Archies lögmál:  $\rho/\rho_w k\phi^{-m}$  þar sem  $\rho$  = mælt viðnám,  $\rho_w$  = viðnám vökvans í berginu  $\phi$  = poruhluti og  $k$  og  $m$  eru fastar. Viðnám vökvans er mjög hitastigsháð  $\rho_{T_0} = \frac{\rho}{1 + \alpha(T-T_0)}$  þar sem  $\rho_{T_0}$  er viðnám vatnsins við hitann  $T_0$  (t.d. 20°C)  $\rho_{wT}$  er viðnám við hitastig  $T$  og  $\alpha$  er fasti = 0,025 (Keller og Frischknecht, 1966). Þetta samband gildir upp undir  $T = 300^\circ\text{C}$  en þá fer viðnám vökvans að vaxa með auknum hita. Poruhluta í bergi má ákvarða út frá hljóðhraða með hjálp sambands eðlismassa og hljóðhraða og sambands eðlismassa á poruhluta. Með því að notfæra sér mæliniðurstöður frá stöðum þar sem bæði hljóðhraði og viðnám eru þekkt fæst samband þessara stærða og samband viðnáms og poruhluta. Í mörgum tilfellum er eðlisviðnám poruvökvans þekkt út frá mælingum á vatni úr laugum eða borholum á svæðinu. Ef lögmál Archies gildir ætti að koma fram bein lína þegar  $\log\left(\frac{\rho}{\rho_w}\right)$  er teiknað sem fall af  $\log \phi$ . Slík bein lína kemur ekki fram og má því álykta sem svo að lögmál Archies gildi ekki hér. Ef hins vegar  $\log \rho$  er teiknað sem fall af  $\log \phi$  fæst bein lína ef viðnám vatnsins er meira en 5  $\Omega\text{m}$  við ríkjandi hitastig. Þetta gildir því fyrir langflest lághitasvæði Íslands. Samband hljóðhraða og viðnáms er skv. þessu:

$$\rho = v_p^{8.7} \cdot 10^{-4} \quad \text{og samband viðnáms og poruhluta}$$

$$\rho = 0.4 \phi^{-3.5} \quad \text{og er konstantinn } -3.5 \text{ sá sami}$$

og Meidav gefur upp fyrir storkuberg (Meidav 1980). Líkingarnar gilda fyrir  $v_p \geq 4.0 \text{ km/s}$  eða  $\phi \leq 0.30$ . Einnig virðast þær aðeins gilda neðan 500 m dýpis.

Skýringar þess að mælt viðnám með Schlumberger aðferð virðist óháð viðnámi poruvökvans er líklega að leita í því að leiðin í bergi fer aðallega fram á snertiflötum bergs og poruvökva og viðnám gegn þeirri leiðni sé vart meir en 5  $\Omega\text{m}$ . Sýnt er fram á hvernig þessi niðurstaða geti

skýrt fyrirbæri þar sem mælt hefur hár hiti í jörðu en jafnframt hátt viðnám og einnig tilfelli þar sem mælt viðnám er lægra eða jafnt og viðnám poruvökvans.

Þá er stuttlega gerð grein fyrir eðlisviðnámi bergs í efsta kílómetranum á Íslandi. Fyrir vatnsmettað berg á 0.5 - 1.0 km dýpi er svæðisbundið eðlisviðnám á bilinu 40 - 400  $\Omega$ m eftir ummyndunarstigi bergsins. Sýnt er fram á að jarðhiti komi nær alltaf fram í viðnámsmælingum sem lágviðnám miðað við svæðisbundið viðnám umhverfisins, og það, sem telst lágviðnám og álitlegur jarðhitastaður í einum landshluta sé hátt viðnám og lítt efnilegur staður í öðrum.

Keller, G.V., Frischknecht, F.C. (1966) Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Pergamon Press, Oxford.

Meidav, T. (1980) Direct current resistivity method in geothermal exploration. Technical Training Course no. 2, Geothermal Resources Council.

## KRAFLA - VATNSKERFI JARÐHITANS SAMKVÆMT VIÐNÁMSMÆLINGUM

Freyr Þórarinnsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Ýmsar tegundir viðnámsmælinga hafa verið gerðar við Kröflu til að kanna jarðhitasvæðið. Markmiðið hefur venjulega verið að meta stærð einhverra þátta þess, svo sem útbreiðslu lágviðnáms í efsta hluta jarðskorpunnar, umfang neðra jarðhitakerfisins eða dýpi niður á kviku undir jarðhitasvæðinu. Niðurstöður mælinganna varpa þó einnig ljósi á aðra þætti og er hér lýst einum þeirra.

Á fyrstu myndinni er sýndur hluti af niðurstöðum fjórþólmælinga við Kröflu, sýndarviðnám umhverfis straumendistöð við Víti. Lágviðnámstotur teygja sig 1) suður frá Hveragili niður Hlíðardal, 2) suður frá Leirhnúk 3) norður frá Leirhnúk, 4) austur frá suðurhlíðum Kröflu. Þessar totur eru allar túlkaðar sem straumar jarðhitavatns út frá jarðhitasvæðinu. Lágviðnámsfrávik eru áberandi við Öskjurimana að suðaustan og austanverðu. Þessir rimar standa í vegi frárennslis frá jarðhitasvæðinu og lágviðnámið er túlkað sem uppstreymi jarðhitavatns og mikil lóórætt lekt í rimunum. Háviðnámsfrávik er við rimann að norðaustanverðu og bendir það til innrennslis vatns í Öskjuna og jafnvel niðurstreymis í rímanum. Loks eru suðurmörk lágviðnámsvæðisins frá Leirhnúk austur í suðurhlíðar Kröflu afar skýr. Aðrar athuganir hafa leitt í ljós að þarna er mikil misfella í jarðlagastaflanum og virðist hún vera rennslishindrun, sem takmarkar útbreiðslu jarðhitasvæðisins til suðurs.

Á annarri myndinni er sýnd grunnvatnshæð samkvæmt túlkun Schlumberger-viðnámsmælinga, vatnsrennslis samkvæmt fyrrgreindri túlkun og lágviðnámsvæði það, sem einna best er talið skilgreina yfirborðsstærð jarðhitasvæðisins. Gott samræmi er milli grunnvatnshæðar og þess vatnskerfis, sem fjórþólmælingar gefa til kynna.

Þriðja myndin sýnir tvö þversnið N-S gegnum Öskjuna. Neðra sniðið er byggt á fjórþólmælingum. Á því kemur fram hversu skýr og djúpstæð skil í viðnámi eru sunnan við lágviðnáms- og jarðhitasvæðið. Efra sniðið sýnir hluta af niðurstöðum TDEM-mælinga við Kröflu. Hér er um að ræða mælingar á rafsegulbylgjum sem henta



