

JARÐFRÆÐAFÉLAG ÍSLANDS

RÁÐSTEFNA UM KVIKUHÓLF

Ágrip erinda

Reykjavík, 17. febrúar 1998

### **Tilvitnun í ritið:**

Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson. 1998. Þróun og gerð megineldstöðva á Íslandi. Ráðstefna um Kvíkuhólf 1998. Ágrip erinda. Jarðfræðafélag Íslands, 5.

## DAGSKRÁ

12:45-13:00 Skráning  
13:00-13:05 Ráðstefnan sett

---

Fundarstjóri: Sveinn Jakobsson

13:05-13:25 *Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson*  
Próun og gerð megineldstöðva á Íslandi  
13:25-13:45 *Kristján Sæmundsson*  
Nokkur dæmi um bergeitla á Íslandi  
13:45-14:05 *Helgi Torfason og Ágúst Guðmundsson*  
Kvikuhólf og innskot á Íslandi  
14:05-14:25 *Karl Grønvold*  
Viðhorf bergfræðinnar til kvíkuhólfa  
14:25-14:45 *Hjálmar Eysteinsson og Axel Björnsson*  
Hæðar og þyngdarbreytingar samfara þrýstibreytingum í kvíkuhólfinu  
undir Kröflueldstöðinni  
14:45-15:05 *Ragnar Stefánsson*  
Kvikur í og við neðri mörk skorpu

---

15:05-15:40 KAFFIHLÉ

---

Fundarstjóri: Guðrún Sverrisdóttir

15:40-16:00 *Bryndís Brandsdóttir*  
Hvað segja skjálftamælingar um kvíkuhólf  
16:00-16:20 *Magnús T. Guðmundsson*  
Bygging nokkurra virkra megineldstöðva samkvæmt þyngdar- og  
segulmælingum - vísbendingar um kvíkuhólf  
16:20-16:40 *Freysteinn Sigmundsson*  
Landmælingar og kvíkuhólf  
16:50-18:00 *Guðmundur Sigvaldason*  
Samantekt og umræður

## PRÓUN OG GERÐ MEGINELDSTÖÐVA Á ÍSLANDI

Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands  
Kristján Sæmundsson, Orkustofnun

Megineldstöðvar á Íslandi eru fjölmargar, útkulnaðar, dormandi og virkar. Greindar hafa verið um 48 útkulnaðar megineldstöðvar og um 41 sem teljast virkar eða dormandi. Þær eiga sér þróunarsögu sem rakin hefur verið með rannsóknum á rofnum eldstöðvum þar sem hægt hefur verið að sjá þversnið í gegnum þær. Í nær öllum megineldstöðvunum sem eru í rekbelti má sjá nokkuð svipaða þróun. Á frumstigi myndast sprungurein en er á líður byggist upp megineldstöð nærrí henni miðri sem vanalega er keilu- eða skjaldarлага. Á þessu frumstigi eru gosefnin nær eingöngu basalt. Þegar eldstöðin hefur náð nokkrum þroska breytist eldvirknin og ísúr og súr kvika verður ráðandi og í kjölfarið myndast askja eða öskjur ofan í fjallið. Öskjurnar eru af nokkrum gerðum og eru að jafnaði 5 til 10 km í þvermál. Þær fyllast síðan af gosbergi sem ber með sér að öskjuvatn hefur verið í þeim flestum. Ísúra og súra eldvirknin tekur svo snögglega af og þunn basalthraunlög renna með stuttu millibili og þykkur hraunlagastafli hleðst upp og myndar bungulaga eða skjaldarлага þykkildi kringum eldstöðina. Þegar eldstöðin tekur síðustu andvörpin ber nokkuð á því að upp komi súr kvika sem leggst ofan á þunnu basalthraunlögin.

Öskjurnar eru aðalega af fjórum gerðum. Í fyrsta lagi hrunöskjur (piecemeal), í öðru lagi felliöskjur (trapdoor), í þriðja lagi sigdæld (depression) og í fjórða lagi strokköskjur (piston). Nefnd eru íslensk dæmi um þessar gerðir.

## NOKKUR DÆMI UM BERGEITLA Á ÍSLANDI

Kristján Sæmundsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108, Reykjavík

Þekktasta dæmið um bergeitil (lakkólít) hér á landi er Sandfell sunnan við Fáskrúðsfjörð. Þar sjást skýrast helstu einkenni slíkra myndana, innri gerð eitilsins sjálfs, þykkt hans, hvelfd yfirlögin og þykkt þeirra, gangakerfi sem honum tengist, innskotsflöturinn og túfflag frá sama tíma og innskotið.

Baula er samskonar myndun, svipuð að stærð og þykktin álíka (um 600 m). Uppsveigð basaltlög sjást einnig utan í Baulu, en þakið sjálft sést í hvorugu tilfelli. Baulu tengist minni eitill austar og gosstöð í Litlu Baulu, víð trekt fyllt af líparíttúffi.

Flyðrur í Hafnarfjalli hafa einnig verið nefndar sem dæmi um bergeitil. Þær eru ólíkar öðrum bergeitlum að því leyti að þær eru úr granófýri og innskotið er samsett úr nokkrum samliggjandi lageiningum. Flyðru-eitillinn er þó varla mikið yfir 100 m á þykkt, en þakið, vægilega upphvelft, brotið og missigið gengur yfir hann.

Nokkrir fleiri bergeitlar hafa fundist á hinum rofnu bergmyndunum landsins t.d. á Vatnsnesi, í Reykjanibbu og í Vopnafirði. Þeir hafa allir troðist inn í basaltstafla. Allir ofannefndir bergeitlar eru úr líparíti nema Flyðrur og virðast hafa troðist inn á milli laga í einni samfelldri lotu.

Basalt-dólerít inniskot eru hins vegar algengari sem laggangar og samsett inniskot þar sem margar lageiningar leggjast hver að annarri. Bergeitlar úr dóleríti eru þó til, og er Þverfell í Esju nærtækt dæmi þar um. Inniskotið í Stardalshnúk er hins vegar skálarlaga (lópólít), þ.e. undirlagið hefur sigið, en það virðist algengast meðal basalt-dólerít inniskota.

Rúmmál súru bergeitlanna er innan við 1 km<sup>3</sup> í flestum tilfellum. Þeir eru grynnsta gerðin af kvíkuhólfum og ljóst hvernig þeir hafa skapað sér rými. Dýpri og stærri bergeitlar (kvíkuhólf) sem einnig hafa lyft yfirlögnum þekkjast hér á landi, en dæmin eru fá. Þau eru í Húsafellseldstöðinni og í Reyðarfjarðareldstöðinni (innan við Þernunes). Í báðum þessum eldstöðvum er súra gosvirknin kaflaskipt og í hvorugri virðist vera askja. Í þessum tilfellum er um að ræða rúmmálsmeiri inniskot en ofannefnda bergeitla. Um dýpi á þau er ekki vitað en kvikan er líklega líparít þar sem inniskotin tengast súru gosköflunum.

Af miklum hallaóreglum í yngri og minna rofnum jarðlögum má stundum ráða að bergeitlar séu undir. Tvö dæmi um slíkt í hinum virku eða hnignandi eldstöðvakerfum landsins eru nefnd.

## KVIKUHÓLF OG INNSKOT Á ÍSLANDI

Helgi Torfason og Águst Guðmundsson, Orkustofnun og Norræna eldfjallastöðin

Kvikuhólf eru staðir í jarðskorpunni, eða á mótum skorpu og möttuls, þaðan sem kviku er veitt áleiðis að yfirborði eða til yfirborðs í eldgosum. Almennt finnast kvikuhólf á 1-20 km dýpi, og getur rúmmal þeirra verið allt frá innanvið 30 km<sup>3</sup> til meira en 500 km<sup>3</sup>. Líklegt er að allar megineldstöðvar hér á landi fái kviku sína úr slíkum hólfum. Þegar virkni eldstöðvarinnar kulnar út storknar kvikuhólfíð sem stórt innskot. Hér á landi sjást mörg stór innskot á yfirborði, einkum þau smærri, kunna að vera hrein innskot sem aldrei sendu kviku til yfirborðis en flest þau stærri eru líklega forn kvikuhólf. Í stórum kvikuhólfunum nær kvika að skiljast að, kristallar að myndast og stundum geta aðrar kvikur komið til skjalanna.

Á yfirborði sést aðeins efsti hluti þessara innskota, en ekki hefur verið unnt að sjá neðri hluta þeirra, nema þykkra skáganga. Til þess þyrfti að bora holar eða nýta jarðeðlisfræðilegar aðferðir. Stærstu innskotin eru á suð-austurlandi, það stærsta er Vesturhorn 19 km<sup>2</sup> (25 km<sup>2</sup> ef er framleagt út í sjó), Slaufrudalur 15 km<sup>2</sup> og Austurhorn 11 km<sup>2</sup>. Önnur innskot á landinu eru innan við 10 km<sup>2</sup>, flest innan við 5 km<sup>2</sup>. Líklega eru innskotin litlir berghleirar, "stokkar" (stock), laginnskot (sill) eða laccolítar (skálarlaga). Eitt hefur verið nefnt diapir, "sveplлага" (Viðborðsfjall) og hluti af Ketillaugarfjalli hefur verið greint sem hring-gangur. Erfitt er að ganga í skugga um lögum flestra innskotanna.

Við jaðra innskotanna hafa berglög sveigst eða lyfst, þó ekki nægilega til að skýra hvert jarðlögin fóru þar sem nú er innskot. Líklegast er að jarðög hafi einnig sveigst niðurávið, eða brotnað upp og færst niður. Þá kann uppbræðsla og upptaka (stoping) grannbergs að hafa hjálpað til við að mynda það rúm sem innskotið spannar nú.

Út frá legu zeolítabelta og annarra síðari tíma kristalla í berglagastaflanum má sjá að innskot, t.d. á SA-landi, hafa skotist inn í berglagastaflann á 1.5-2 km dýpi, jafnvel grynnra. Frá innskotum í megineldstöðvum má sjá hallandi gangasveima, keiluganga, sem hafa e.t.v. stundum komist til yfirborðs og valdið hraunrennsli. Í öðrum innskotum eru þessi tengsl við yfirborð ekki glögg, en erfitt að hafna þeim alveg.

Aldursgreiningar á nokkrum innskotum benda til þess að þau séu mun yngri en bergstaflinn sem þau eru í og má líklega túlka það á þann veg að storknun innskotanna fari að mestu fram eftir að eldstöðin lýkur líftíma sínum. Þar að auki hljóta þau innskot sem voru kvikuhólf fyrir megineldstöð að vera að hluta, eða öllu leyti, í stafla sem var fyrir er eldstöðin byrjaði æviferil sinn. Af því leiðir að grannbergið er oft mun eldra en innskotið. Í sumum innskotanna eru mjög fáir gangar sem einnig benda til þess að eldvirkni hafi verið lokið er þau storknuðu.

Líkanreikningar benda til þess að innskotatíðni og gostíðni þeirra eldstöðva sem hólfin veita kviku til, svo og halli ganganna sem myndast, stjórnist að verulegu leyti af lögum hólfanna og eðli álags (þrýstings) í nágrenni þeirra. Kúlu-og sillulaga hólf þar sem kvikuþrýstingur er ráðandi álag gefur aðallega af sér skáganga, eins og þá sem finnast í þéttum keilugangabyrpungum hér á landi. Hólf með þessa lögum en ytra tog (vegna plötuhniks) sem ráðandi álag, fæða hins vegar aðallega af sér sem næst lóðréttu ganga. Þá benda þessir reikningar til þess að mikill meirihluti þeirra ganga og skáganga sem kvikuhólf myndar, stöðvist á leið sinni til yfirborðs og séu því ekki gosgangar. Pessi forsögn passar við niðurstöður rannsókna á fornum gangabyrpungum hér á landi.

# BERGFRÆÐILEG VIÐHORF TIL KVIKUÞRÓA UNDIR ÍSLANDI.

Karl Grönvold, Norræna eldfjallastöðin, Grensásvegi 50, 108 Reykjavík

Kvikuhólfum má skipta í þrjár gerðir.

## Einnota þrær.

Þetta eru innskot sem storkna án frekari tilflutnings á vökva - hér flokkast einnig hrauntjarnir. Storknunarferli í innskotum og hrauntjörnum eru bergfræðilega fróðleg. Oft storknar seinasti vökvinn sem þróað berg.

## Safnþrær (gegnumstreymisþrær).

Þar safnast fyrir kvika um stund en síðan tappast af til yfirborðs eða í innskot. Í þessum þróm þarf ekki að verða veruleg breyting eða þróun á kvíkunni. Safnþró þarf ekki að skilja eftir sig nein merki nema þá hin sömu og einnota þró nái hún ekki að tæmast eftir notkun.

## Verksmiðjuþrær.

Þetta er eina tegundin sem hefur verulega bergfræðilega þýðingu og hefur lengi verið talin skýra hvernig sama eldstöð getur gosið misþróaðri kviku, jafnvel í sama gosi. Venjulega er gert ráð fyrir frumstæðri kviku sem kristallar sökkva úr (eða fljóta) og myndi þannig þróaðri kvikugerðir. Algengt rúmmál af líparíthrauni þarf stóra þró þar sem megnið af upphaflegri kviku verður eftir sem kristallar. Einnig má búast við að slík þróun tæki langan tíma. Þessi tegund ætti því að vera auðfundin með nútíma mælitækni undir virkum eldstöðvum og merki þeirra ætti að finnast í rótum rofinna eldstöðva. Vegna þess sem sést gerast þegar stór innskot og hrauntjarnir storkna er hægt að segja býsna vel fyrir um samsetningu og gerð þeirra kristalla sem eftir urðu.

Einnota þrær og safnþrær eru vafalítið algengar en verr hefur gengið með verksmiðjuþrænum. Slikri þró var fyrst rækilega lýst árið 1939 en það er tertíera Skaergaard gabbróinskotið á Austur Grænlandi. Það er gert af lagskiptu gabbrói og uppfyllir margar þær væntingar sem gerðar eru til botnfalla í verksmiðjuþró. Frægð þessa lagskipta gabbrós hefur orðið til þess að túlkun á myndun líparíts og lagskipts gabbrós kallaði undantekningalítið á stór verksmiðjuhólf. Þegar ljóst þótti að undir úthafshryggjunum væri lagskipt gabbró í myndun var að sjálfsögðu gert ráð fyrir kvíkuhólf - um fimm kílómetra á þykkt og meira en tvöfalt það í þvermál - stundum nefnt laukurinn endalausi. Þetta stóra hólf hefur ekki fundist - einungis um 50 metra þykkt slítrótt band undir hryggjum þar sem rekhraði er mikill. Þar sem rek er hægara, eins og á Atlanshafshryggjum, er ekki nema eitt dæmi um mögulega þunna kvíkulinsu. Stórar verksmiðjuþrær, að mestu bráðnar, virðast mjög svo sjaldgæfar.

Tími til kvíkuþróunar skiptir einnig verulegu máli og gæti verið miun styrti en áður var talið. Basaltkvíka myndast við hlutbræðslu í móttli og bendir margt til þess að sú bræðsla hefjist á um 120 km undir Ísland en um 80 km undir úthafshryggjum. Þar sem bræðslan byrjar er granat ein af móttulsteindunum en á 60 – 70 km dýpi verður granat óstöðugt en spínel tekur við. Ýmis efnaeinkenni í basalti ráðast eingöngu af jafnvægi við granat og man kvikan þennan uppruna sinn – þó í litlu sé. Úran og þóríum (U og Th) eru bæði geislavirk og mynda að endingu blý en þar á milli er keðja af geislavirkum samsætum. Við hlutbræðslu getur þessi keðja raskast og bæði í úthafsbasalti og íslensku basalti eru keðjurnar í áberandi ójafnvægi. Best hefur verið sýnt fram á þetta fyrir  $^{230}\text{Th}$  sem er í greinilegu ójafnvægi við móðurefni sitt  $^{238}\text{U}$  en slíkt ójafnvægi getur einungis orðið til þar sem granat er til staðar.  $^{230}\text{Th}$  hefur helmingunartímann 74 þúsund ár sem þýðir að ójafnvægið varð til fyrir miklu minna en um 300 þúsund árum á meira en 60 km dýpi. Það eru fleiri samsætur í áberandi ójafnvægi - eins og  $^{231}\text{Pa}$  og  $^{226}\text{Ra}$  en sú fyrri hefur helmingunartímann 33 þúsund ár en sú síðari 1600 ár. Ef að þetta ójafnvægi hefur einnig orðið til hjá granati fer að verða ansi stuttur tími eftir til þess að láta kviku sitja og malla í stórum kvíkuhólfum.

## HÆÐAR- OG PYNGDARBREYTINGAR VIÐ KRÖFLU - PRÝSTIBREYTINGAR Í KVIKUHÓLFI

Hjálmar Eysteinsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík  
Axel Björnsson, Norræna Eldfjallastöðin, Grensávegi 50, 108 Reykjavík

Miklar landhæðar- og þyngdarbreytingar urðu samfara jarðhræringum er hófust við Kröflu árið 1975. Með hæðarmælingum reyndist unnt að staðsetja kvíkuhólf undir svæðinu og meta dýpi niður á það. Hæðarmælingarnar voru einnig forsenda þess að spá um framvindu umbrotanna.

Í upphafi Kröfluela seig land um meira en 2 metra í Kröfluöskjunni. Þar á eftir reis land og seig á víxl og hafði risið um allt að 3,8 metra árið 1989 þegar land stóð hæst og markar það lok Kröfluela. Alls urðu 24 sigrinur á tímabilinu frá desember 1975 og fram til 1984. Á milli sigrina reis land með nokkuð jöfnum hraða eða sem svarar allt að 2-3000 mm/ári þar sem land reis hraðast og reis land gjarnan í 1-7 mánuði áður en það seig aftur. Í sigrinum hljóp kvíka oftast til norðurs frá kvíkuhólfinu, en í að minnsta kosti þrjú skipti til suðurs. Við kvíkuhlaupin seig land mjög hratt (allt að 3-400 mm/dag), yfirleitt um 0,5-1 metra, oftast á 2-6 dögum en í nokkur skipti stóð sigtímabilið í um 20 daga.

Frá 1976 og fram til 1989 hefur land hækkað á Kröflusvæðinu um allt að 3,8 metra, og nam rishraðinn um 300 mm/ári fram til 1982, en um 100 mm/ári fram til 1989. Frá 1989 til 1995 hefur land sigið nokkuð, mest við Leirhnjúk um 220 mm, sem samsvarar 35 mm/ári. Með sama sigráða mun land á Kröflusvæðinu ná sömu hæð og fyrir umbrotin eftir 30-40 ár.

Miðja ris- og sigskálarinnar er um 500 metra suðaustan við Leirhnjúk. Á grundvelli þessara hæðarbreytinga, og einföldu Mogi líkani sem gerir ráð fyrir þrýstibreytingum í punktuppsprettu, hefur verið reiknað út að dýpi á kvíkuhólfíð sé um 2-4 km. Það er sambærilegt dýpi og dýpið niður á S-bylgju skugga samkvæmt skjálftagögnunum.

Auk ris- og sigskálarinnar í Kröflueldstöðinni sýna hæðarmælingarnar mikið sig innan sprungusveimsins frá Námaskarði og norður í Leirhnjúk, þar sem land seig um allt að 3,5 metra.

Þyngdarmælingarnar sýna verulega þyngdarlækkun á Kröflusvæðinu, sem að mestu má skýra með hæðarbreytingum. Eftir að búið er að leiðréttu þyngdarmælingarnar fyrir hæðarbreytingum kemur í ljós að á milli sigrina vex þyndin mest yfir miðju ris/sig-skálinni, sem sýnir að massi (kvíka) streymir inn í kvíkuhólfíð. Eftir sigrinu verður þyngdarlækkun, samfara massastreymi úr kvíkuhólfinu.

Mesta þyngdarhækkun (hæðarleiðrétt) frá 1977 fram til 1986 er 100-200  $\mu\text{gal}$ , nyrst á mælisvæðinu. Ef skýra á þessa þyngdarhækkun með innskotsplötu með sömu þykkt og hæðarbreytingin, þarf eðlismassi plötunnar að vera um  $3,5 \text{ g/cm}^3$  sem er nokkuð meira en búast mætti við fyrir basalt. Sunnan við Leirhnjúk, hefur orðið um 200  $\mu\text{gal}$  lækkun á sama tímabili, þannig að þar hefur massi flust í burtu sem túlka má þannig að kvíkuhólfíð hafi tæmst að hluta, samfara siginu í sprungusveimnum.

Eina leiðin til að skýra hraðar og miklar breytingar í hæð og þyngd á tímabilinu frá 1975 til 1984 er massaflutningur kvíku. Sig eftir 1989 gæti verið tengt kólunun og samdrætti innskota, ásamt jarðhitavinnslu næst borsvæðinu.

## KVIKUR Í OG VIÐ NEÐRI MÖRK SKORPU

Ragnar Stefánsson, Jarðeðlissvið Veðurstofu Íslands.

Hin gamla aðferð við að skilgreina hvort efni neðan yfirborðs sé fast efni eða vökti var hvort það sleppti skerbylgjum í gegnum sig. Út frá sjónarmiði jarðskjálftafræðinnar er þetta ekki lengur fullnægjandi skilgreining. Neðsti hluti skorpu eða efsti hluti möttuls svarar skerspennum sem vökti, ef þær byggjast hægt upp, þ.e.a.s. jafnhægt og skerspennur byggjast upp ofar í skorpunni þar sem þær valda jarðskjálftum. Ef hraði spennuupphleðslunnar er miklu meiri (1.000-10.000 sinnum meiri), eins og þegar jarðskjálftabylgjur af tíðinni 1 - 10 Hz fara fara gegnum þetta efni, svarar það sem fast efni. Líka er það svo að ef stærð vökvaeininganna sem bylgjan fer um er minni en bylgjulengdin og ef lítil tengsl eru milli vökvaeininganna svarar efnið S bylgjunum líka sem fast efni, alla vega við fyrstu skoðun. Pannig mætti ímynda sér að sama efni mundi sýnast fast á einum tíma en ekki á öðrum eftir því hvað porutengin væri góð. Vaxandi upplýsingar fást nú úr jarðskjálftafræðinni um innri gerð jarðar, ekki síst um skorpu og efri hluta möttul. Það er þó ekki fyrr en við förum að módellera á grundvelli fjölbreytilegra þáttu sem tengjast jarðskjálftafræðinni að við getum greint ýmsa þætti í eðli neðri hluta skorpu og möttulmótanna, m.a. tilvist og eðli vökva eða kvikna (fluids). Það er því vaxandi þörf fyrir tengsl við aðrar greinar jarðvísinda til að greina hina innri gerð.

Undir Íslandi er möttulstrókurinn vökti allra vökva ef vökva skyldi kalla. Á 300-400 km dýpi rís hann sem 100 km víð súla með uppstrey mishraða sem er einn og hálfur metri á ári, sem gæti samsvarað meira en 10 rúmkílómetra rennsli á ári. Hann streymir svo til hliðar ofan 200-300 km dýpis, einkum undir brotabeltunum, og mjög mikið til suðvesturs undir Reykjanesbjarg.

Basaltkvíkur stíga upp af möttulstróknum. Almennt má búast má við að uppstreymið sé hraðast nálægt plötuskilum, þar sem mest mismunahreyfing er í gangi í efri hluta möttuls og í brotgjörnu skorpunni. Þetta er efniviður í kvíkufulltar porur á mörkum möttuls og skorpu, sem hafa poruþrýsting sem er ámóta eða hærri en litóstatískur þrýsingur á þeim stað. Kvíkur stíga upp um brotabeltin, þar sem vökvaleiðni (permeability) er hærri en umhverfis þau. Kvíkurnar skilja eftir efni í uppstreymisrásum sem minnka vökvaleiðnina og loka jafnvel, en brotabreyfingar vegna almennrar spennuupphleðslu opna aftur fyrir gegnumstreymið, stundum með hjálp yfirþrýstings í porum sem skapast vegna tímabundinnar stíflu. Poruþrýstingur við botn brotabeltanna er jafnhár eða hærri en litóstatískur þrýstingur. Uppstreymi kviku opnar porur og sprungur innan brotabeltisins, og veldur um leið háum þrýstispennum þvert á sprungurnar, reynir að þrýsta sprunguveggjum sundur, sem kemur skyrt fram í nánasta umhverfi þannig að þar verður samþjöppun, svo að þar dregur t.d. úr vökvaleiðni á sprungum sem liggja eins. Basaltkvíkur hafa því afar mikil áhrif bæði í tíma og rúmi á spennuástand í og umhverfis sprungur eða brotabelti.

MT rannsóknir gefa megin vísbendinguna um kvíkur m.a. vatn, neðarlega í skorpu eða við möttul-skorpu mótin, hvort sem er hér á landi eða annars staðar. En margar aðrar niðurstöður sem varða brotabreyfingar verða ekki skýrðar nema með því að kvíkur að neðan hafi þar áhrif.

Til að útskýra ýmsa áður óútskýrða þætti sem einkenna brotabelti Suðurlands var hið svokallaða dual mekanisma módel sett fram 1988. Það byggir einmitt á samspili skerspennu frá hinu almenna reki við kvikuinnskot neðarlega í skorpu.

Skjálfti af stærðinni 5.8 árið 1987 austast á Suðurlandsmisgegninu er hægri handar sniðgengisskjálfti á norður suður sprungu. Nýleg rannsókn á skjálfta- og þenslumælagögnum leiða í ljós mælanlega þenslu fyrir skjálftann og í honum. Ferill forskjálfta, aðalskjálfta og þenslu er túlkaður sem sniðgengisfærsla, sem opnar fyrir kvikuinnskoti neðarlega í skorpu.

Litlir jarðskjálftar í Suðurlandsbrotabeltinu hafa tilhneigingu til að vera á takmörkuðu svæði rétt við neðri mörk hins brotgjarna hluta skorpunnar. Líklegast er þetta tengt vökvabroti (hydrofracturing) á þessu dýpi, þar sem vökvur sækja inn í bergið fyrir ofan og vökvaleiðni er breytileg vegna smávægilegra breytinga á

spennuástandi. Stærri skjálftar og skjálftahrinur eru svo tengdar brotahreyfingum á miklu minna dýpi.

Úr kortlagningu í SIL kerfinu á sprungum annars vegar og brotlausnum úr smáskjálftum sem liggja við sprunguna hins végars má sjá dæmi sem best verða skýrð með vökvabroti (hydrofracturing) neðarlega í skorpanni.

Óvenju mikill klofningsur á S-bylgjum frá jarðskjálftum undir jarðskjálftastöðvum á Suðvesturlandi hafa verið skýrðar með því að vökvafylltar lokaðar porur séu í jarðskorpanni og stefni í átt mesta þrýtings. Það er athyglisvert að þrýstiálag á jarðskjálftabeltið er mælanlegt í breyttum S-bylgjuklofningi sem talið er að mótið af því hvernig porurnar gildna og grennast við spennuálagið.

Aukningu á radoni í borholum í tengslum við jarðskjálfta má skýra með því að spennuálag á jarðskjálftasvæði valdi almennt aukinni vökvaleiðni, sem um leið veldur auknum líkum á jarðskjálftum.

Húsavíkurmisgengið er ekki bara hægri handar sniðgengi á VNV lægri sprungu. Hún gliðnar líka í tengslum við innstreymi á kvíkum, þrýstist sundur, reyndar með mjög mismunadni hætti eftir því hvar er á meginprungunni. Þegar horft er á brotlausnir smáskjálfta sést að allt annað spennuástand ríkir innan sprungubeltisins en rétt utan við það. Það mætti jafnvel geta sér þess til að næsta kvikuuppstreymissvæði fyrir norðan og austan Húsavíkussprunguna, Grímseyjarbeltið, sé þar sem það er af því að þar nægi poruþrýstingur úr neðra til að yfirvinna samþjöppun frá Húsavíkursprungunni.

Dæmi eru um flutning á virkni í Tjörnesbrotabeltinu, sem hugsanlegt er að skýra með samspili milli þrýstings og vökvaleiðni.

Þeir vökvær í jarðskorpanni, sem eru hvað áþreifanlegastir, eru þeir sem eru undir gliðnunarbeltum og eldfjöllum, og mynda sums staðar kvíkuhólf, eins og kallað er, t.d. undir Mýrdalsjökli. Sums staðar hefur gengið ver að finna kvíkuhólf með jarðskjálftamælingum heldur en var gert ráð fyrir út frá mörgum eldri líkönum. Sjálfsagt geta gos orðið þar sem mikill hluti gosefnanna er ekki í fljótandi formi fyrir gosið. Þá mætti hugsa sér að kvíkur séu aðeins til í svo smáum einingum og aðskildum að þær nái ekki að móta S-bylgjur mjög mikið. Í byrjun gosferlisins verður svo mikil breyting á þrýstiástandi, vökvaleiðni eykst hratt við lækkandi þrýsting, porur tengjast saman og fast efni fer að fljóta og með aukinni leiðni ná kvíkur að streyma hratt upp á yfirborð.

Kvíkur undir eldfjöllum geta verið með margvíslegum hætti. Nú er í gangi rannsókn á þrívíðri skorpubyggingu undir Henglinum sem bendir til að þar gæti verið á miklu dýpi líttill P-bylgjuhraði, samanborið við S-bylgjuhraða. Þetta er skýrt með því að kvíkur á þessu dýpi geri bergið veikt gagnvart rúmmálsbreytingu þótt það sé áfram með háan skerstuðul. Ónnur nýleg tilgáta skýrir jarðskjálftavirknina undanfarin ár í Henglinum út frá samspili vökvaprýstings niðri í jarðskorpanni og skerspennu sem stafar af hinu almenna reki.

Eitt af því sem leiðir af mikilli leiðni virkra plötumóta á möttulefnum á vökvum og lofttegundum ættuðum úr möttli, er að líklega er hægt að kortleggja virkar sprungur neðanjarðar með því að taka efnasýni úr jarðvegi á þéttu neti mælipunkta. Slíkt gæti verið mjög mikilvæg viðbót við þá kortlagningu virkra sprungna sem fram fer út frá mælingum á jarðskjálftum í SIL kerfinu.

# Hvað segja skjálftamælingar um kvíkuhólf?

Bryndís Brandsdóttir  
Raunvísindastofnun Háskólangs

Uppistaðan í þekkingu okkar á innri gerð jarðar er fengin frá skjálftabylgjum. Fartímar og farbrautir P- og S-bylgna endurspeglar ymsa eðliseiginleika þess efnis sem þær ferðast um. Sá eiginleiki þverbylgna (S) að berast ekki um vökva varð m.a. til þess að skjálftafræðingar uppgötvuðu í byrjun þessarrar aldar, að ytri kjarni jarðar er bráðinn.

Þverbylgjur gegna einnig lykilhlutverki við kannannir á innri gerð eldstöðva. Viðamiklar þrívíðar (tomografískar) mælingar á erlendum eldfjallasvæðum hafa á síðusta áratug varpað nýju ljósi á innri gerð eldstöðva og uppsöfnun kviku ofarlega í jarðskorpunni. Sem dæmi má nefna mælingar á Etnu á Sikiley, Kilauea og Mauna Loa á Hawaii, Long Valley í Californíu og á úthafshryggjum. Rýrar fjárveitingar til grunnrannsókna hérlandis hafa gert það að verkum að ekki hefur verið mögulegt að gegnumlýsa íslenska megineldstöð með sama hætti, heldur höfum við þurft að láta okkur nægja stakar sneiðmyndir, sbr. bylgjubrots- og skjálftamælingar yfir Mýrdalsjökul 1991, á Norðausturlandi 1994, og nú síðast á Reykjanesskaga og Reykjaneshrygg 1996 og 1997.

Bylgjubrotsmælingar sýna að háhraðaskrokkar ( $V_p \geq 6.5$  km/s) einkenna innviði íslenskra megineldstöðva. Háhraðaskrokkarnir eru innskotamassar sem viðkomandi megineldstöð hefur hlaðið upp undir sig í efri hluta skorunnar. Innskotamassi Kröflueldstöðvarinnar er t.d. um 40 km í þvermál, þar sem hann rís af 11-14 km dýpi en mjókkar uppávið og er 15-20 km breiður efst, á um 3-4 km dýpi. Þau kvíkuhólf sem kortlöög hafa verið liggja efst í innskotamassanum sem bendir til þess að kvikan nái helst að safnast fyrir nálægt eðlismassajafnvægi efst í skorunni. Þannig liggur kvikan undir Kötlu á 2-3 km dýpi en á 3-5 km dýpi undir Kröflu.

Tilraunir sýna að hraði P-bylgna ( $V_p$ ) minnkar um 10-40% og hraði S-bylgna ( $V_s$ ) um 20-100% í kvíkuhólfum sem inniheldur um 10% bráð. Mælingar á P-bylgjuhraða geta þannig gefið hugmyndir um hlutbráð þar sem S-bylgjur hverfa. Almennt er talið að 5-20% hraðalækkun endurspegli nokurra prósentala hlutbráð. Fartímaseinkun um 0.2-0.4 s sem mælist yfir kvíkuhólfum Kröflu og Kötlu samsvarar 5-10 % hraðalækkun og gæti endurspeglar tiltölulega lágt kvíkuhlutfall innan þeirra.

Staðbundnir jarðskálftar hafa einnig verið notaðir til þess að varpa ljósi á tilvist kvíkuhólfum innan megineldstöðva, s.s. í Öskju (1989), undir Grímsvötnum (1992) og við Skaftárkatla (1997). Smáskjálftamælingarnar sýna að kvika er til staðar á innan við 5 km dýpi á þessum svæðum, en umfang kvíkuhólfum þar er ekki þekkt.

P-bylgjuhraði í neðri hluta jarðskorunnar (10-35 km dýpi) undir Íslandi virðist liggja á bilinu 7-7.4 km/s. Þar sem mjög fáir jarðskálftar hérlandis hafa upptök á meira en 10-15 km dýpi, má gera ráð fyrir að jarðskorpan sé deig þar fyrir neðan. Hún er þó ekki bráðin því S-bylgjur berast um hana án teljanlegrar deyfingar ( $Q_s = 200-600$ ). Einnig er hraðahlutfall P- og S-bylgna þar svipað og í efri hluta skorunnar ( $V_p/V_s = 1.76-1.79$ ).

Einstaka farbrautir möttulbylgna ( $P_n$  og  $S_n$ ) hafa verið skoðaðar. Hraðahlutfall þeirra mælist  $1.85 \pm 0.02$  skammt norðvestan Vatnajökuls, frá skjálfta í austanverðum Mýrdalsjökli, en  $1.93 \pm 0.01$  í Tjörnesbrotabeltinu, frá skjálfta á Kolbeinseyjarhrygg. Báðir þessir skjálftar voru skráðir á línu skjálftamæla í Bárðardal og Köldukinn. Hærra gildið gefur til kynna heitari möttul en í hvorugu tilfelli getur verið um háa prósentu af bráð að ræða í efsta hluta möttulsins.

Segja má að kortlagning kvíkuhólfum hafi hingað til verið í stykkprufustíl og að mun þéttari mælinga sé þörf ef við ætlum að auka skilning okkar á þeim ferlum sem skapað hafa Ísland.

## BYGGING NOKKURRA VIRKRA MEGINELDSTÖÐVA SAMKVÆMT PYNGDAR- OG SEGULMÆLINGUM - VÍSBENDINGAR UM KVIKUHÓLF

Magnús Tumi Guðmundsson  
Raunvísindastofnun Háskólangs

Pyngdarmælingar gefa upplýsingar um frávik í eðlismassa bergmyndanna í jarðskorpunni. Kort af Bouguer fráviki sýna þyngdarsviðið þegar leiðrétt hefur verið fyrir áhrifum hæðar yfir sjó og landslags. Þær óreglur eða frávik sem þá sitja eftir stafa af breytilegum eðlismassa jarðmyndanna undir mælisvæði. Innskot hafa mjög lítinn poruhluta og hafa því haetti eðlismassa en berg myndað á yfirborði jarðar. Stór basísk innskot orsaka því oftast hæðir í þyngdarkortum. Segulkort sýna frávik frá meðalsviði og stafa slík frávik hér á landi einkum af mismunandi segulmögnun eða segulstefnu jarðlaga. Sé hiti bergs yfir Curie-punkti ( $580^{\circ}\text{C}$  fyrir magnetít) er það ósegulmagnað og geta slík svæði ofan til í jarðskorpunni orsakað segullægðir. Jarðhitaummyndun getur einnig lækkað eða eytt segulmögnun bergsins. Kort af Bouguer fráviki eru til fyrir nokkrar virkar íslenskar megineldstöðar innan gosbeltanna. Þær eru Hengill, Krafla, Askja, Grímsvötn, og Mýrdalsjökull en bráðabirgðakort hefur verið gert af Bárðarbungu. Að Hengli frátoldum hafa allar eldstöðvarnar myndað öskjur. Kortin af Bárðarbungu, Grímsvötnum og Mýrdalsjökli sýna öll svipaða meginindrætti: Allstór þyngdarhæð kemur fram og ofan á henni er staðbundin lægð eða söðull. Umhverfis söðulinn er hæð sem tengist öskjurimanum. Eftir því sem séð verður eru meginindrættir svipaðir í Kröflu og hæðin sem tengist öskjujuðrinum er til staðar í Öskju. Þessi frávik má skýra með stóru rúmmáli fasts innskotabergs (nokkur hundruð rúmkilómetrum) í efri hluta jarðskorpunnar og grunnum innskotum sem stafað gætu af keilugöngum eða hringgöngum nærrí jöðrum öskju. Ljóst er að bráðin kvika fyllir aðeins lítinn hluta rúmmáls undir þessum eldstöðvum. Í Hengli er engin askja og eru allir drættir þyngdarsviðsins þar óskýrari. Segulkort eru til fyrir sum þessara eldfjalla og eftir því sem séð verður er víðast hvar lægð í sviðið í miðju eldstöðvanna, þar sem söðullinn er í þyngdarsviðið. Skýrast er þetta í Mýrdalsjökli. Fyrir nokkrum árum var mældur bylgjubrotsprófill yfir Mýrdalsjökul og á litlu dýpi inni í miðri öskjunni komu fram sterkt frávik í hraða p-bylgju og deyfing s-bylgju. Eru frávakin talin stafa af grunnstæðu kvíkuhólfi (Ó. Guðmundsson o. fl. 1994). Tengslum milli p-bylgjuhraða og eðlismassa fasts bergs er oft lýst með línulegu sambandi og benda mælingar á basalti, m.a. hér á landi, til að sú lýsing eigi allvel við. Gerðir hafa verið líkanreikningar af þyngdarfrávikum á Mýrdalsjökli og tekið tillit til sambands eðlismassa og bylgjuhraða. M.a. er prófað hvort aðrar skýringar en hólf af bráðinni kviku komi til greiná, því hugsailegt er að hinn lági hraði sem tengdur er kvíkuhólfi stafaði af mjög brotnu og poróttu bergi, suðu í jarðhita eða einhverju slíku. Þetta er þó mjög ólíklegt því eðlismassi slíks efnis er allt of lágur til að geta skýrt mælt þyngdarsvið. Túlkun þyngdarmælinganna er því í samræmi við bylgjubrotsprófilinn, að kvíkuhólf, nokkrir kílómetrar í þvermál, 1-1.5 km á þykkt og með rúmtak  $10-30 \text{ km}^3$ , sé undir norðanverðri Mýrdalsjökulsöskjunni. Gerðir hafa verið líkanreikningar fyrir Grímsvötn og sýna niðurstöður að undir þeim er stórt innskot ( $400 \text{ km}^3$ ) og að það sé ósegulmagnað og því líklega yfir Curie-punkti að stórum hluta. Í Grímsvötnum gæti verið hólf af bráðinni kviku á litlu dýpi en hægt er að skýra þyngdar- og segulsvið án þess. Slíkt hólf væri varla stærra en  $10-20 \text{ km}^3$ .

### Heimild:

Ó. Guðmundsson, B. Brandsdóttir, W. Menke og G.E. Sigvaldason. 1994. The crustal magma chamber af the Katla volcano in south Iceland revealed by 2-D seismic undershooting. Geophys. J. Int., 119, 277-296.

## LANDMÆLINGAR OG KVIKUHÓLF

Freysteinn Sigmundsson, Norrænu eldfjallastöðinni, Grensásvegi 50, 108 Reykjavík

Endurteknar nákvæmar landmælingar á íslenskum eldfjöllum síðustu þrjá áratugina sýna að grunnstæð kvíkuhólf er að finna á um ~3 km dýpi undir Kröfli og Öskju, og á um ~7 km dýpi undir Heklu. Á þessum þrem stöðum hafa mælst hraðar og staðbundnar jarðskorpuhreyfingar sem erfitt er að útskýra nema sem afleiðingu af þrýstibreytingu í kvíkuhólf. Hreyfingar sem mælst hafa falla vel að svokölluðu Mogi líkani, sem gerir ráð fyrir að færslusvið á yfirborði jarðar sé líkt og aflögur sem verður við þrýstibreytingu í litlu kúlulaga hólfum sem situr í hálfrúmi úr fjaðrandi efni. Mælingarnar gefa vel til kynna staðsetningu og dýpi kvíkuhólfanna, en segja hins vegar lítið um stærð og lögur þeirra.

Staðbundnar jarðskorpuhreyfingar á eldfjöllum eru af ýmsum toga. Stærstu og mestu hreyfingarnar verða í eldsumbrotum, þegar allt að nokkra metra færslur geta orðið á nokkrum dögum. Hratt flæði kviku inn í kvíkuhólf, t.d. fyrir eldgos, getur valdið landrísi allt að nokkrum millimetrum á dag, og þannig landris getur staðið í nokkra mánuði áður en kvíkuhólf gefur eftir. Algengast er þó að hreyfingar á eldfjöllum séu mun hægari, landris eða landsig um nokkra sentimbra á ári virðist einkenna íslensk eldfjöll á tímabilum þegar engin umbrot eru. Þannig jarðskorpuhreyfingar utan umbrotatíma eru nægjanlega stórar til þess að hægt sé að mæla þær, en túlkun þessara hægu hreyfinga er ekki jafn einföld og þegar hraðar hreyfingar verða. Erfitt getur verið að greina á milli hreyfinga sem stafa af hægri þrýstibreytingu í kvíkuhólf, og hreyfinga sem stafa af hægri þrýstibreytingu í jarðhitavæði. Þá er nauðsynlegt að túlka jarðskorpuhreyfingarnar samhliða öðrum mælingum og vitnesku um eldfjöll. Dæmi um þetta er túlkun jarðskorpuhreyfinga á Kröflusvæðinu og við Svartsengi á Reykjanes-skaganum. SAR-bylgjuvíxlmælingar á jarðskorpuhreyfingum sýna að hreyfingar þar voru með svipuðu móti á tímabilinu 1992-1995. Land seig þar um nokkra sentimbra á ári, og fella má jarðskorpuhreyfingar á báðum svæðunum að Mogi líkani. Í Kröfli má tengja þetta landsig við ferli í kvíkuhólfinu sem er þar á ~3 km dýpi, etv. kólnun og storknun kviku. Þrátt fyrir jarðhitavinnslu í Kröfli, þá virðist þrýstingur í jarðhitakerfinu þar hafa verið nokkuð stöðugur. Þrýstifall í jarðhitakerfinu í Svartsengi vegna jarðhitavinnslu er hins vegar líklegasta skýringin á landsiginu sem þar á sér stað.