



ORKUSTOFNUN
Jarðhitadeild

Gestur Gíslason
Gunnar V. Johnsen
Halldór Ármannsson
Helgi Torfason
Knútur Árnason

ÞEISTAREYKIR

Yfirborðsrannsóknir á háhitasvæðinu

OS-84089/JHD-16
Reykjavík, nóvember 1984



ORKUSTOFNUN
Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

**Gestur Gíslason
Gunnar V. Johnsen
Halldór Ármannsson
Helgi Torfason
Knútur Árnason**

ÞEISTAREYKIR

Yfirborðsrannsóknir á háhitasvæðinu

OS-84089/JHD-16

Reykjavík, nóvember 1984

ÁGRIP

Þessi skýrsla greinir frá jarðhitarannsóknum sem voru gerðar árin 1981-1983 á Þeistareykjum. Háhitasvæði það sem kennt er við eyðibýlið Þeistareykjvík liggur í vesturjaðri norður-gosbeltisins og markar Þeistareykjasprungukerfið vesturjaðar gosbeltisins þar.

Jarðhitasvæðið er innan sprungukerfis sem kennt er við Þeistareykjvík. Sprungukerfið er skýrgreint þar sem brotalamir hafa hreyfst á nútíma (sl. 10.000 ár). Þótt eldvirkni sé lítil í nágrenni jarðhitasvæðisins eru jarðskjálftar fremur algengir. Stærstir verða jarðskjálftar á svonefndu Tjörnes-brotabelti, sem liggur um Húsavík og hefur norðvestlaga stefnu. Eldgos hafa ekki orðið innan Þeistareykja-sprungukerfisins síðastliðin 2500 ár, en þá rann Þeistareykjahraun. Eldgos í nágrenni Þeistareykja hafa orðið a.m.k. fjórtán sinnum á síðastliðnum 10.000 árum, sum trúlega í sömu goshrinu. Eldgos innan Þeistareykja-sprungukerfisins hafa ekki orðið norðan við Tjörnes-brotabeltið. Sprungukerfið hnikast til vesturs um 2 km við Bæjarfjall og er jarðhitasvæðið í þeim hlykk sem þar myndast. Jarðhiti á yfirborði þekur nálægt 11 ferkílómetra vestan og norðan við Bæjarfjall og nær upp á norðurbrún fjallsins. Gömul ummyndun vestur við Lambafjöll er ekki talin til jarðhitasvæðisins, en þekur þar um 1 ferkílómetra.

Súrt berg á yfirborði er eingöngu að finna í Mælifelli og Litla-Mælifelli og er berg að öðru leyti basalt. Pikrít er í Höfuðreiðarmúla og eru hraun yfirleitt fremur dílótt. Svæði það sem fjallað er um í þessari skýrslu fellur innan þess sem kallast megineldstöð og er hún kennd við Þeistareykjvík.

Mörk jarðhitasvæðisins eru kortlögð með mælingum á viðnámi í berggrunni. Hér er 10 ohmm jafnvíðnámslína látin marka jaðar svæðisins og innan hennar fer viðnám niður fyrir 5 ohmm. Viðnámslögðin sem tengist jarðhitasvæðinu hefur sem næst austur-vestur stefnu og nær frá Mælifelli austur fyrir Ketilfjall. Þessi stefna viðnámslögðarinnar er þvert á meginbrotastefnu í sprungukerfinu. Undir lágviðnámslögðinni kemur fram hátt viðnám á nálægt 600 m dýpi. Þetta háa viðnám mætti túlka sem þétt innskot með lítið holrými, jarðhitakerfi í suðu eða gæti átt sér aðrar orsakir, og verður það ekki sannreynt nema með borunum.

Með efnagreiningum á gasi úr gufuaugum á svæðinu hefur verið athugaður hiti í jarðhitakerfinu, rennislisleiðir o.fl. Hæstur hiti virðist vera vestan Ketilfjalls og við sunnanverðan Tjarnarás. Þar niðurstöðum mismunandi reikniaðferða saman um að þar sé hiti 280-310^o. Eftir dreifingu efna í gufu og djúphita hefur hitagjafi svæðisins austur-vestur stefnu, þ.e. þvert á sprungukerfið. Renni jarðhitakerfisins er svonefnt fornvatn, líkt og jarðhitavatn á Húsavík og í Reykjahverfi, og líklega fremur salt. Meginrennsli inn á svæðið er úr norðri. Efnahiti vatnsins bendir til 280^oC til 310^oC hita á 900 til 1100 m dýpi. Vestan við Tjarnarás liggur kalt grunnvatn ofarlega í berggrunni og ómenguð háhitagufa nær þar ekki til yfirborðs.

Stór og mikil þyngdarlægð kemur fram í þyngdarsviðinu norðvestan Bæjarfjalls. Flatarmál hennar er um 25 km². Önnur lægð í þyngdarsviðinu er tengd Tjörnes-brotabeltinu þar sem það teygir sig inn í Þeistareykja-sprungukerfið.

Jarðhitasvæðið á Þeistareykjum er tengt ungum brotum og því hniki sem verður á sprungukerfinu norðan Bæjarfjalls. Í jarðeðlisfræðilegum mælingum, efnafræði og þyngdarmælingum má sjá að lögun jarðhitasvæðisins er sem næst austur-vestur og stjórnast að öllum líkindum af sama fyrirbrigði og veldur hniki sprungukerfisins. Líklega er einskonar kvikuhólf á fárra kílómetra dýpi á þessum stað og gefur frá sér hita jarðhitakerfisins. Með samanburði á efnafræði og viðnámsmælingum má ætla að gufa sem kemur fram á yfirborð á Þeistareykjum sé komin úr háviðnámslagi á 900-1100 m dýpi.

Fyrstu rannsóknarborholu er valinn staður við sunnanverðan Tjarnarás og er gert ráð fyrir að hún verði a.m.k. 600 m djúp.

Talið er að með þessum rannsóknum sé yfirborðsrannsóknarstigi lokið. Gerðar eru tillögur um framhald rannsókna á háhitasvæðinu.

EFNISYFIRLIT

	bls.
ÁGRIP	2
EFNISYFIRLIT	4
TÖFLUSKRÁ	5
MYNDASKRÁ	6
1 INNGANGUR	9
2 JARÐFRÆÐI	11
2.1 Inngangur	11
2.2 Jarðlög frá síðari hluta ísaldar	11
2.2.1 I. Gamalt móberg í Klappabrekku	13
2.2.2 II. Hraun frá eldri hlýskeiðum	13
2.2.3 III. Eldra móberg	13
2.2.4 IV. Ung hlýskeiðshraun	15
2.2.5 V. Líparít	16
2.2.6 VI. Yngra móberg	16
2.2.7 VII Laus jarðlög	18
2.2.8 VIII. Eldvirkni á nútíma	18
2.3 Brotasaga	24
2.4 Yfirborðsjarðhiti	28
2.5 Niðurstöður	29
3 VIÐNÁMSMÆLINGAR	39
3.1 Inngangur	39
3.2 Viðnámsmælingar fram til 1981	39
3.3 Viðnámsmælingar sumarið 1982	39
3.4 Túlkun viðnámsmælinga	40
3.5 Niðurstöður viðnámsmælinga	42
4 EFNAFRÆÐI	56
4.1 Inngangur	56
4.2 Sýnataka og efnagreiningar	56
4.3 Um hlutföll súrefnis- og vetnissamsæta	58
4.4 Natríum og klóríð	62
4.5 Styrkur gastegunda í gufu	65
4.6 Gashiti	68
4.7 Áhrif suðu á efnasamsetningu gufu	72
4.8 Áhrif vatnsleiðni bergs á efnasamsetningu	77
4.9 Um kvikasílfur og gashlutföll	78
4.10 Radon	78
4.11 Rennslisleiðir	81
4.12 $3\text{He}:4\text{He}$ hlutfall	81
4.13 Efnagreiningar á sýnum úr volgrum	82
4.14 Samandregnar niðurstöður	83
5 ÞYNGDARMÆLINGAR	92
5.1 Inngangur	92
5.2 Þyngdarmælingar á Þeistareykjum	92
5.3 Úrvinnsla þyngdarmælinga	93

5.4	Niðurstöður mælinga	94
6	JARÐHITAKERFIÐ Á ÞEISTAREYKJUM	100
7	HELSTU NIÐURSTÖÐUR	104
8	FRAMHALD RANNSÓKNA Á ÞEISTAREYKJUM	105
8.1	Borun eftir köldu vatni	105
8.2	Vegalagning	107
8.3	Rannsóknarborhola	107
8.4	Frekari yfirborðsrannsóknir	108
	HEIMILDIR	109
VIÐAUKI 1	FRAMKVÆMD VIÐNÁMSMÆLINGA	113
VIÐAUKI 2	MÆLIFERLAR VIÐNÁMSMÆLINGA OG EINVÍÐ TÚLKUN	121
VIÐAUKI 3	LÝSING Á SÝNATÖKUSTÖÐUM	127
VIÐAUKI 4	KOSTNAÐARÁÆTLUN UM BORUN 600 M RANNSÓKNARHOLU	133

TÖFLUSKRÁ

Tafla 1	Jarðlagaskipan á Þeistareykjasvæði	12
Tafla 2	Jarðskjálftar í nágrenni Þeistareykja	25
Tafla 3	Niðurstöður greininga á sýnum úr gufuaugum 1950-1973	85
Tafla 4	Hlutföll súrefnis og tvívetnis í gassýnum	85
Tafla 5	Upphafshlutfall samsætu (δ_o)	86
Tafla 6	Niðurstöður efnagreininga gufusýna	86
Tafla 7	Nokkur efnahlutföll í gufu	87
Tafla 8	Sýrustig þéttivatns og upphafsstyrkur klóríðs	88
Tafla 9	Gashiti	89
Tafla 10	Áhrif suðu á gashita	90
Tafla 11	Nokkrir mikilvægir efnaeiginleikar	90
Tafla 12	Hlutfall $3\text{He}:4\text{He}$ miðað við andrúmsloft	91
Tafla 13	Efnagreiningar á vatnssýnum frá 1981 og 1982	91
Tafla 14	Niðurstöður þyngdarmælinga	97-99

MYNDASKRÁ

Mynd 1	Þeistareykir, afstöðumynd	10
Mynd 2	Jarðfræðikort af Þeistareykjum (í vasa).	
Mynd 3	Brotalínukort af Þeistareykjum (í vasa).	
Mynd 4	Jarðlagaskipan í Lambafjöllum	14
Mynd 5	Riss af austurhlíð Lambafjalla	14
Mynd 6	Riss af austurhlíð Skeiðar	15
Mynd 7	Riss af ungu móbergi í Lambafjöllum	17
Mynd 8	Aldur nútímahrauna á Þeistareykjasvæð	19
Mynd 9	Myndun sníkjugíga	23
Mynd 10	Hnik Þeistareykja-sprungukerfisins við Bæjarfjall	27
Mynd 11	Dreifing jarðhita á yfirborði á Þeistareykjum (í vasa).	
Mynd 12	Ljósmynd af Þeistareykjum og nágrenni	31
Mynd 13	Ljósmynd af jarðhita í norðurhlíð Bæjarfjalls	32
Mynd 14	Ljósmynd af Hitum og Tjarnarási, séð frá Bæjarfjalli	32
Mynd 15	Ljósmynd af skástígum sprungum norðan Mælifells	33
Mynd 16	Ljósmynd af hraunkatli í Þeistareykjahrauni	33
Mynd 17	Ljósmynd af Þeistareykjum og Mælifelli frá Lambafjöllum ..	34
Mynd 18	Ljósmynd af norð- og norðvestlægum (Húsavíkur) misgengjum .	35
Mynd 19	Ljósmynd af gufu í Bóndhólsskarði	36
Mynd 20	Ljósmynd af brennisteinspúfu	36
Mynd 21	Ljósmynd af leirhverasvæði	37
Mynd 22	Ljósmynd af uppsetningu tækja við töku gassýna	37
Mynd 23	Ljósmynd af hrauni "hangandi" á misgengisfleti	38
Mynd 24	Ljósmynd af Stóra- og Litla-Víti	38
Mynd 25	Staðsetning við námsmælinga	44
Mynd 26	Lína 1 mælt sýndarviðnám	45
Mynd 27	Lína 1 reiknað sýndarviðnám	45
Mynd 28	Lína 1 tvívíð túlkun	46
Mynd 29	Lína 2 mælt sýndarviðnám	47

Mynd 30	Lína 2 reiknað sýndarviðnám	47
Mynd 31	Lína 2 tvívíð túlkun	48
Mynd 32	Lína 3 mælt sýndarviðnám	49
Mynd 33	Lína 3 reiknað sýndarviðnám	49
Mynd 34	Lína 3 tvívíð túlkun	50
Mynd 35	Lína 4 mælt sýndarviðnám	51
Mynd 36	Lína 4 reiknað sýndarviðnám	51
Mynd 37	Lína 4 tvívíð túlkun	52
Mynd 38	Viðnám 200 m ofan sjávarmáls	53
Mynd 39	Viðnám við sjávarmál	54
Mynd 40	Viðnám 200 m neðan sjávarmáls	55
Mynd 41	Sýnatökustaðir á Þeistareykjum	57
Mynd 42	Dreifing súrefnis-18:16 hlutfalls í gufuaugum	59
Mynd 43	Breytingar á D:H og súrefni-18:16 við suðu	59
Mynd 44	Þeistareykir-Krafla. D:H og súrefnis-18:16 hlutföll	61
Mynd 45	Svæðaskipting samkvæmt súrefnis-18 hlutfalli	62
Mynd 46	Klóríðstyrkur og pH þéttivatns eftir suðu. $pH_0=4$	63
Mynd 47	Klóríðstyrkur og pH þéttivatns eftir suðu. $pH_0=5$	64
Mynd 48	Klóríðstyrkur og pH þéttivatns eftir suðu. $pH_0=6$	64
Mynd 49	Styrkur klóríðs í gufu	65
Mynd 50	Styrkur koldíoxíðs í gufu	65
Mynd 51	Styrkur metans í gufu	66
Mynd 52	Styrkur brennisteinsvetnis í gufu	66
Mynd 53	Styrkur vetnis í gufu	67
Mynd 54	Hitaferlar rennis við mismunandi sprunguleiðni	68
Mynd 55	Koldíoxíðhiti	71
Mynd 56	Brennisteinsvetnishiti	71
Mynd 57	Meðalgashiti	72
Mynd 58	Afgösunarstuðlar nokkura efna við $100-350^{\circ}\text{C}$	73
Mynd 59	Styrkur koldíoxíðs við 100°C og áhrif þrepasuðu	73

Mynd 60	Hlutfall $\text{CO}_2:\text{H}_2\text{S}$ í gufu	74
Mynd 61	Samband CO_2 -styrks og hlutfalls H_2S og CO_2 í gufu	75
Mynd 62	Reiknaður suðuferill og mæld gildi $\text{CO}_2:\text{H}_2\text{S}$ og $\text{CO}_2:\text{H}_2$ í gufu við 100°C	76
Mynd 63	Áhrif þrepasuðu á gashita	76
Mynd 64	Samband radonstyrks, rennslis, gufuhluta og vegalengdar við 250°C	79
Mynd 65	Styrkur radons í gufu	80
Mynd 66	Hlutfall $\text{H}_2:\text{H}_2\text{S}$ í gufuaugum	81
Mynd 67	Hugsanlegar rennslisleiðir grunnvatns	82
Mynd 68	Þyngdarbreytingar 1981-1982	94
Mynd 69	Bouger-þyngdarkort af Þeistareykjasvæði	95
Mynd 70	"Residual" Bouger-þyngdarkort af Þeistareykjasvæði	96
Mynd 71	Segulkort af Þeistareykjum og nágrenni	101
Mynd 72	Gashiti, suðuhiti og einfaldað viðnámssnið	102
Mynd 73	Staðsetning kaldavatns- og rannsóknarholu	106

1 INNGANGUR

Í þessari skýrslu er greint frá rannsóknum sem unnið var að á Þeistareykjum á vegum Jarðhitadeildar Orkustofnunar á árunum 1981 og 1982. Fram að því höfðu aðeins takmarkaðar rannsóknir verið gerðar þar. Árið 1971 voru leirmyndanir á Þeistareykjum athugaðar (Halldór Kjartansson 1972) en fyrsta skipulagða rannsóknin á jarðhitnum þar var unnin á vegum Orkustofnunar 1972-1974 (Ragna Karlsdóttir 1974, Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir 1975). Fyrir þann tíma var jarðhitasvæðið nær ókannað.

Árið 1981 þegar rannsóknir hófust að nýju var unnið fyrir sérstaka fjárveitingu sem Alþingi hafði samþykkt, en síðar hefur verið notið framlags af fjárveitingu Alþingis til Orkustofnunar.

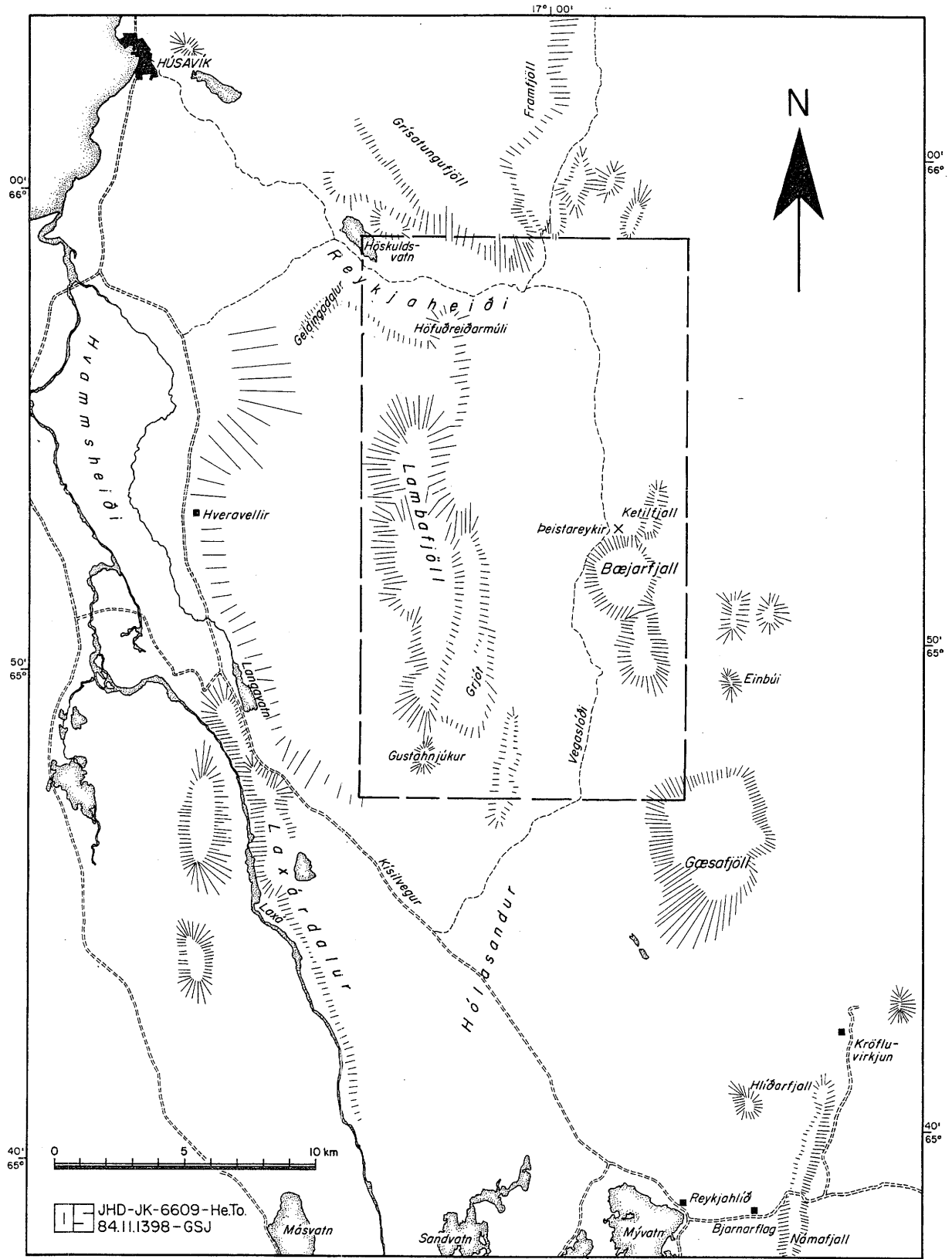
Þeistareykir eru á sunnanverðri Reykjaheiði milli Lambafjalla í vestri og Þeistareykjabungu í austri (mynd 1), 25 km í suðaustur af Húsavík. Vegalengdin frá Húsavík er um 30 km. Einnig liggur vegarslóði um 21 km til suðurs frá Þeistareykjum og tengist Kísilveginum á Hólasandi. Í báðum tilvikum er um að ræða jeppaslóðir, eingöngu færar á sumrin.

Mestallt jarðhitasvæðið er á flatlendi norðan og norðvestan undir Bæjarfjalli í hrauni eða á grónum grundum. Liggur það landsvæði í 320-370 m hæð, en efst teygir jarðhiti sig í Bæjarfjalli í 530 m hæð. Þó að Þeistareykir séu allfjarri byggð hefur verið búið þar annað veifið, og fór jörðin síðast í eyði 1873. Þá var fyrr á öldum unninn þar brennisteinn (Ólafur Jónsson 1945).

Eins og fyrr sagði voru fyrstu jarðhitarannsóknir á Þeistareykjum gerðar 1972-1974. Þá var mest unnið að jarðfræðikortlagningu og viðnámsmælingum en í minna mæli að efnafræðirannsóknum. Um þessar rannsóknir eru til tvær skýrslur (Ragna Karlsdóttir 1974; Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir 1975). Í sambandi við útgáfu jarðfræðikorts af norðausturlandi var síðar aukið nokkru við jarðfræðipækkingu á svæðinu (Kristján Sæmundsson 1977).

Sú rannsókn sem hér er til umfjöllunar var að mestu unnin eftir áætlun sem gerð var í upphafi árs 1981 (Valgarður Stefánsson og fl. 1981). Unnið var að ítarlegri jarðfræðikortlagningu, söfnun á gufu til efnagreininga og viðnámsmælingum. Einnig var gert þyngdarkort. Sérstök kortagerð tengdist þessu verki og unnu Landmælingar Íslands það verk að hluta en landmælingar Orkustofnunar sú um mælingavinnu. Gerð voru 10 kort í mælikvarðanum 1:10.000, svonefnd orthokort sem unnin eru beint eftir loftmyndum. Þessi kort eru notuð við gerð sérkorta í þessari skýrslu (t.d. myndir 2 og 3), en þar sem þau ná ekki til eru notuð AMS kort í mælikvarða 1:50.000.

Fjallað er um hvern rannsóknarpátt í sér kafla hér á eftir auk þess sem eldri mælingar eru endurtúlkaðar eftir því sem við á. Aftast í ritinu er fjallað um framhald rannsókna á háhitasvæðinu. Í viðaukum 1 og 2 er lýst framkvæmd og túlkun viðnámsmælinga. Í viðauka 3 er þeim stöðum lýst þar sem sýni voru tekin til efnagreininga. Viðauki 4 er kostnaðaráætlun um borun 600 m djúprar rannsóknarholu.



Mynd 1. Afstöðumynd af Peistareykjum og nágrenni. Rannsóknarsvæðið er afmarkað með strikalinu.

2 JARÐFRÆÐI

2.1 Inngangur

Peistareykjasvæði á við og vestan frá Lambafjöllum austur fyrir Peistareykjabungu (mynd 1). Jarðlög og jarðmyndanir þessa svæðis má rekja til sprungukerfis, sem kennt er við Peistareyki. Jarðfræðileg gerð Peistareykjasvæðisins er fremur einföld, ef miðað er við jarðfræði margra annarra háhitasvæða. Súrt berg er í litlu magni og eldvirkni ekki mikil á nútíma.

Rannsóknir háhitasvæða á Íslandi voru framan af einkum bundnar við könnun á magni og gæðum brennisteins, en hin síðari ár hefur áhugi manna einkum beinst að orkunni sem í þeim er fólgin. Brennisteinn var numinn á Peistareykjum snemma á öldum, og árið 1775 kom þar danskur námafræðingur, Ole Henkel, og lýsti aðstæðum á Peistareykjum og víðar (Ólafur Jónsson 1945). Jónas Hallgrímsson skoðaði Peistareyki 1839 og hugði einungis að brennisteini. Eftir það var af og til numinn brennisteinn á Peistareykjum fram undir aldamótin 1900. Á Norðurlandi mun brennisteinn síðast hafa verið numinn í Bjarnarflagi 1940 (sjá nánar í bók Ólafs Jónssonar 1945).

Skipulögð rannsókn á jarðfræði þessa landshluta hófst rétt um miðbik 20. aldarinnar. Á Peistareykjum eru það einkum jarðfræðirannsóknir Bemmelens og Ruttens (1955) sem eitthvað kveður að fram undir 1970. Rannsóknir þeirra beindust aðallega að hlýskeiðshraunum og móbergi, einkum móbergsstöpum. Þeir félagar rannsökuðu Lambafjöll og lýstu Bæjarfjalli og nágrenni, að mestu eftir loftmyndum. Orkustofnun hóf rannsóknir á Peistareykjum laust eftir 1970. Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir (1975) unnu að jarðfræði- og jarðeðlisfræðirannsóknum á Peistareykjasvæðinu árin 1972 og 1973, og byggja eftirfarandi niðurstöður að nokkru á rannsóknum þeirra.

Jarðfræði- og brotalínukort af Peistareykjasvæði (myndir 2 og 3) eru í vasa aftast í skýrslunni. Fyrst verður lýst jarðlögum mynduðum fyrir nútíma (móberg og hlýskeiðslög), síðan nútímahraunum, þá brotasögu svæðisins og kaflanum lýkur á stuttri lýsingu á yfirborðsjarðhita (jarðhitakort er í vasa aftast í skýrslunni). Aldur jarðlaga miðast við daginn í dag, þ.e.a.s. talið afturábak.

2.2 Jarðlög frá síðari hluta ísaldar

Talið er að síðasta jökulskeiði (Búðaskeiði) hafi lokið á Íslandi fyrir um 10.000 árum. Lengd jökulskeiða hefur trúlega verið mismunandi og um 100.000-120.000 ár liðu milli þeirra (sjá t.d. Kristján Sæmundsson 1979). Eldvirkni var ekki síður á jökulskeiðum en á hlýskeiðum, og við gos undir jöklum og/eða vatni varð til móberg, stundum þakið hraunaskjöldum að ofan, og nefnast slíkar myndanir stapar.

Fjallgarður sá, sem liggur vestan við Peistareykjasprungukerfið og nær frá Þjóðvegi í suðri að Reykjaheiði í norðri, er nefndur Lambafjöll. Í vesturhlíðum þeirra finnst öfugt segulmagnað berg í Tröllagili í

Reykjahverfi (Kristján Sæmundsson, pers. uppl). Mörk réttis og öfugs segulmagnaðs bergs marka tímamótin Bruhnes/Matuyama, sem voru fyrir um 700.000 árum. Lambafjöll eru að miklum hluta til mynduð úr móbergi á nokkrum jökulskeiðum. Hafa jöklar sorfið þau og haldið vexti þeirra í skefjum. Elstu jarðmyndanir á jarðfræðikortinu eru hraunlög frá hlýskeiðum. Koma hraunlög þessi í ljós við misgengi á Hólasandi. Að öllum líkindum eru a.m.k. tvö jökulskeið síðan þessi hraunlög runnu.

Hér verður gerð grein fyrir jarðlögum sem mynduð eru á þremur síðustu jökulskeiðum ísaldar og hlýskeiðum milli þeirra. Undirkaflar eru nefndir eftir þeim einingum sem þeir fjalla um og sýndar eru í töflu 1.

TAFLA 1 Jarðlagaskipan

Jarðlög á Þeistareykjasvæði, einingar í aldursröð og er elsta eining neðst. Einingarnar finnast hvergi allar saman í einu sniði.

TÍMI	EINING	BERGMYNDUN
Nútfími	VIII. Nútfímahraun	14 basalhraun á Þeistareykjasvæði.
	VII. Laus jarðlög	Sandar, jarðvegur og skriður. Sandar og urðir á Hólasandi frá lokum síðasta jökulskeiðs.
10.000 ár		
Jökulskeið	VI. Móberg frá síðasta jökulskeiði	200-300 m þykkt og dýlasnautt í Lambafjöllum, á Hólasandi, Gæsafjöllum og Bæjarfjalli.
	V. Líparít	A.m.k. 150 m, í Mælifelli og Litla Mælifelli.
Hlýskeið	IV. Hlýskeiðshraun -dyngjur	200 m í Höfuðreiðum, hefur runnið upp að Lambafjöllum, ólivínbasalt.
		400 m í N-Lambafjöllum. Pyroxen-, ólivín- og plagíóklasdílótt.
Jökulskeið	III. Móberg	Allt að 300m þykkt, dýlalaust.
Hlýskeið	II. Dyngju- og sprunguhraun (Hrafnabjargadyngja)	100-200 m, illa opin eining. Ýmist plagíóklasdílótt eða dýlalaus.
Jökulskeið	I. Móberg	50 m þykkt dýlalaust móberg í Klappabrekku, tengt hraunlögum.

Þar sem jarðmyndanir í Lambafjöllum eru huldar skriðum og lausum jarðlögum frá síðjökultíma, er erfitt að gera ljósa grein fyrir þeim. Í töflu 1 og á mynd 2 er reynt að gefa grófa mynd af helstu jarðlagasýrþum, en þeim ekki lýst í smáatriðum. Þykkar móbergsmýndanir bera þess vott að, líklega séu að minnsta kosti þrjú jökulskeið varðveitt í jarðlagastaflanum. Á hlýskeiðum hafa runnið mikil dyngjuhraun og eru merki um tvö slík. Í sambandi við brotasögu svæðisins og eldvirkni skipta þessar myndanir miklu máli, þótt þær komi jarðhitnum ekki beint við.

2.2.1 I. Gamalt móberg í Klappabrekku

Á Hólasandi er lágur ás sem nefnist Klappabrekka. Neðri hluti ássins er úr dílalitlu móbergi og sér í það í vesturhlíðum hans. Greinilega má sjá hvernig móbergið er tengt hraunlaginu sem ofan á liggur, og telst þessi myndun því stapi. Hraunið er um 5% plagíóklasdílótt og leggjast yngri hraunlög ofan á það, en þau skil sjást ekki í Klappabrekku. Bemmelen og Rutten (1955) geta þess, að einnig sést í móberg þetta við Hamraskarð.

2.2.2 II. Hraun frá eldri hlýskeiðum

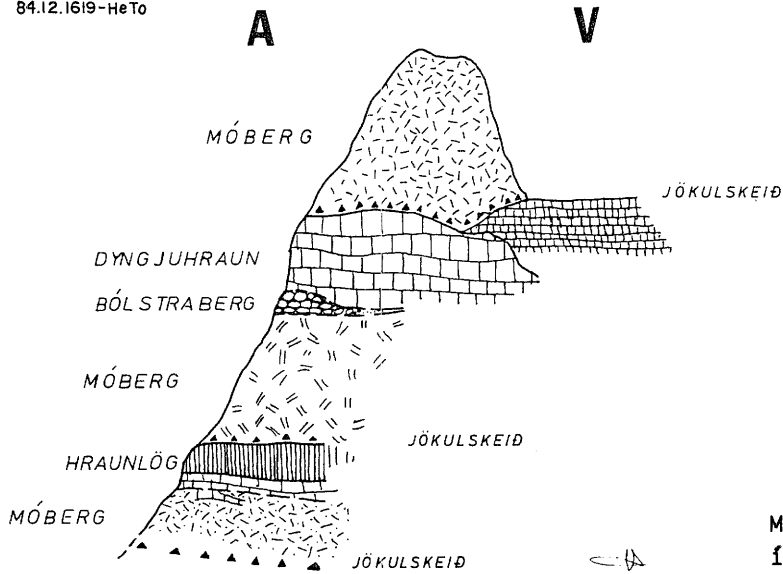
Svæðið umhverfis Klappabrekku er að mestu hulið jökulurðum frá lokum síðasta jökulskeiðs. Hér og hvar stinga grágrýtishraun sér upp gegnum jökulurðirnar, einkum við misgengi, sem eru ófá. Hraun þessi eru ýmist beltaskipt dyngjubasalt eða stök og óbeltaskipt. Austan við Lambafjöll er klettabelti sem nefnist Hamrahlíð og er það dílalaus dyngja úr ólivínþóleiíti. Svæði það sem nefnist Grjót er einnig úr samaldra hlýskeiðshraunum. Guðmundur Guðmundsson o.fl. (1971) nefna grágrýtið á Hólasandi Hrafnabjargadyngju og telja hraunin runnin frá Hrafnabjörgum, sunnan Gæsafjalla. Vel getur verið, að grágrýtið á Hólasandi sé þaðan komið, en ekki er líklegt að dyngjuhraunin undir Lambafjöllum séu þaðan og er sennilega um nokkur hraun að ræða. Á norðurjaðri jarðfræðikortsins eru ásarnir Dimmadalsháls og Langahlíð úr hlýskeiðshraunum, að öllum líkindum af sama aldri.

2.2.3 III. Eldra móberg

Neðst í austurhlíðum Lambafjalla sér í móberg sem lagst hefur ofan á þau lög sem fjallað var um hér að framan. Móbergið er dílalaust og er því öldungis óskylt dyngjuhrauninu sem ofaná liggur, eins og síðar verður vikið að (mynd 4). Þessi móbergsmýndun kemur fram undir öllum Lambafjöllum og er mesta þykkt hennar a.m.k. 300 m. Í Skeið eru dílalaus hraunlög ofan á þessu móbergi og er ekki ólíklegt að þar hafi eitt sinn staðið myndarlegur stapi, nú grafinn í yngri jarðlög. Í sunnanverðum Lambafjöllum sést í gamalt móberg sem trúlega er sama myndun, og liggur yngra móberg í Gustahnúki beint ofan á því, en opnur eru mjög slæmar þar og skil þessi sjást illa.

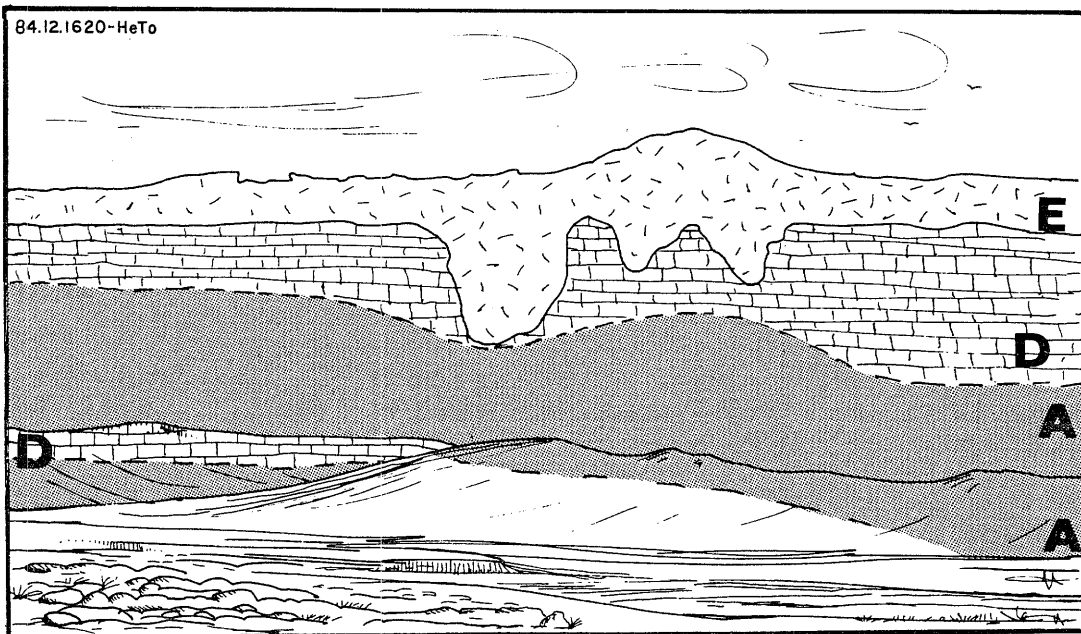
Í vesturhlíð Skeiðar leggst þunnt plagíóklasdílótt bólstraberg og þursaberg ofan á þetta eldra móberg. Móbergslagið þynnist til norðurs og vel getur verið að það tengist dílótttri dyngjusyrpu sem ofan á liggur (mynd 5).

84.12.1619-HeTo



Mynd 4 Jarðlagaskipan í Lambafjöllum.

Kvíhólar liggja sunnan við Bæjarfjall og vestan við Kvíhólafjöll. Hólarnir eru gömul gígfylling sem hefur harðnað umfram móbergið í kring og hafa roföflin því unnið verr á þeim. Bergið er lítið dílótt og sker sig ekki frá móberginu í nærliggjandi fjöllum. Þetta gamla móberg liggur inn undir móbergið í Kvíhólafjöllum og Bæjarfjalli, en í þeim myndunum eru gígar varðveittir mun betur. Ekki er unnt að ákvarða aldur þessarar myndunar með neinni nákvæmni, og ekki tengjast neín hraunlög henni svo vitað sé. Vegna ellilegs útlits og afstöðu til yngri móbergsmýndana eru Kvíhólar taldir til eldra móbergs, þ.e frá næstsíðasta jökulskeiði.

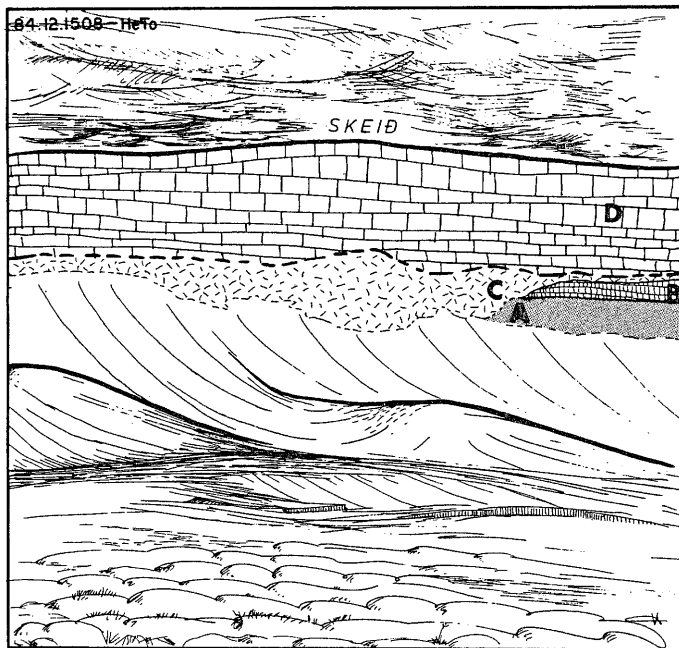


Mynd 5 Riss af austurhlíð Lambafjalla. Eldra móberg (A) liggur undir dílótttri dyngju (D) og efst er ungt móberg frá síðasta jökulskeiði (E).

2.2.4 IV. Ung hlýskeiðshraun

Lambafjöll. Efri hluti Lambafjalla samanstendur að mestum hluta af þykku dyngjuhrauni og ungu móbergi, sem leggst þar ofan á. Dyngjuhraunið er auðþekkt því að bergið er grófkorna og mjög dflótt, og eru það plagióklas, pyroxen og ólivín sem mynda dílana. Eins og minnst var á hér að framan er gamalt móberg undir þessu dyngjuhrauni, en ekki er líklegt að dyngjuhraunið tengist henni. Að vísu er þunnt móbergs- og bólstrabergslag á milli hins gamla móbergs og dyngjunnar, líklega tengt dyngjunni, eftir dílasamsetningu að dæma. Það er því mögulegt að ís eða vatn hafi verið á svæðinu er dílótta dyngjan rann, en ekki hefur jökullinn verið þykkur, hafi hann verið til staðar, og er því varla hægt að gera hér ráð fyrir jökulskeiði nema fleiri rök komi til.

Bemmelen og Rutten (1955) og Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir (1975) nefna þessa myndun stapa, en þar sem móbergið sem gæti tilheyrst þessari myndun er mjög þunnt er óvíst að svo sé. Illfært er um lóðrétt hamrabilin í austurhlíðum Lambafjalla til að skoða skil milli jarðmyndana. Eins og sýnt er á mynd 6 er undirlag þessarar dflóttu dyngju óslétt og hefur hraunið runnið upp að eldri myndunum, þ.e. eldra móberginu. Bergið er ólivínþóleíft og eru upptök þess óviss, en líklega nálægt Kistufelli.



Mynd 6 Riss af austurhlíð Skeiðar. Gamalt móberg (A) og dyngjuhraun tengt því (B) liggur undir móbergslinsu (C) sem þynnist út til norðurs. Dflótt dyngja (D) myndar efri helming fjallsins.

Höfuðreiðar nefnist landið sem liggur austan við Geldingadal og norðan Lambafjalla. Hæsti punktur er í um 460 m í hæðabyrpingu sem vafalítið er gígasvæði dyngju sem sennilega er frá síðasta hlýskeiði. Berg frá dyngju þessarri hefur runnið að vesturhlíðum Lambafjalla og breitt úr sér til suðvesturs. Til norðurs hefur það runnið upp að svonefndri Grjóthálsdyngju sem einnig er frá síðasta hlýskeiði (Kristján Sæmundsson 1974). Berg frá Höfuðreiðadyngju er ekki að sjá í

austurhlíðum Lambafjalla og er dyngjan trúlega yngri en eldra móbergið, og hefur að öllum líkindum runnið upp að dýlóttu dyngjunni, sem lýst var hér að framan. Bergið er ólivíndílótt ólivínþóleíft. Mögulegt er að gamla móbergið sé tengt þessari myndun, en erfitt verður að sanna það, því að mót þeirra sjást ekki. Útbreiðsla bergs frá Höfuðreiðadyngju var ekki kortlagt sérstaklega, enda mjög hulið yngri myndunum, einkum jökulruðningi.

2.2.5 V. Líparít

Mælifell og Litla-Mælifell standa upp úr nútímahraunum inni í sprungukerfinu (myndir 15 og 17). Mælifell er 125 m og Litla-Mælifell um 20 m hærra en landið umhverfis. Bæði fellin eru úr súru bergi, líparíti sem myndast hefur við gos í jökli. Þetta eru einu merkin um súrt berg í Þeistareykjaeldstöðinni. Bergið í Litla-Mælifelli er áberandi dýlóttara en í Mælifelli og ekki víst að um sömu myndun sé að ræða. Líklega eru þessar súru jarðmyndanir fyrirferðarmeiri er neðar dregur í berggrunninn, en þar sem nútímahraun hafa runnið upp að þeim, og kaffært þær að hluta, er ómögulegt að geta sér til um rúmmál þeirra.

2.2.6 VI. Yngra móberg

Á síðasta jökulskeiði gaus á nokkrum stöðum innan sprungukerfisins og í nágrenni þess. Grísatungufjöll liggja í norður frá Lambafjöllum og skilur Reykjaheiði þar á milli. Þar eru jarðmyndanir frá síðasta jökulskeiði og þaðan af eldri, en þær myndanir voru ekki skoðaðar í sambandi við rannsóknirnar sem hér um ræðir.

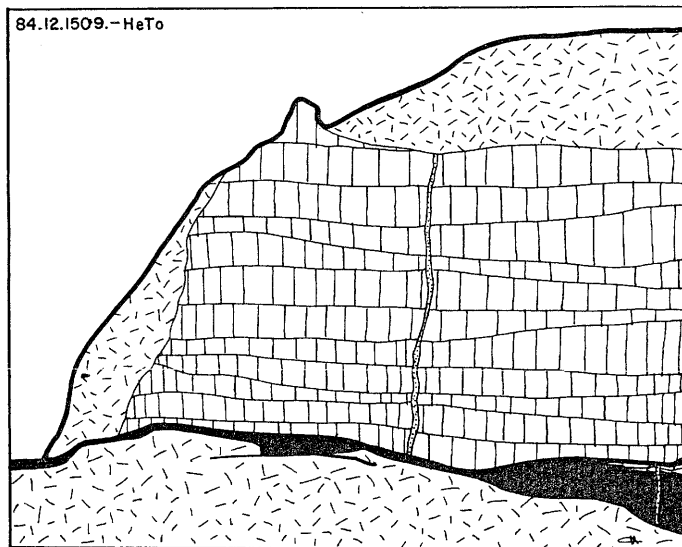
Móberg frá síðasta jökulskeiði er einkum að finna á jöðrum sprungukerfisins og í minna mæli innan hans. Auk móbergs gaus einnig líparíti, að öllum líkindum á síðasta jökulskeiði. Ekki hefur gosið súru bergi á nútíma, né heldur sjást þess merki í eldri myndunum en þessari. Hér á eftir verður í stuttu máli gerð grein fyrir móbergsmýndunum frá síðasta jökulskeiði.

Gustahnúkur liggur sunnan við Lambafjöll og er að því er best verður séð úr tveimur myndunum. Neðri hlutinn er líklega gamalt móberg frá næstsíðasta jökulskeiði. Ofan á það leggst síðan móberg frá síðasta jökulskeiði. Þar á milli mun þá vanta dýlótta hlýskeiðshraunið, sem að framan er lýst. Ungu móbergið í Gustahnúk er plagióklasdýlótt.

Grjót nefnist svæði sunnan við Lambafjöll og eru þar nokkur hrúgöld úr dýlalausum móbergi og bólstrabrotabergi. Víða sér í slíkar móbergshreytur, en ekki er unnt að segja til um hvort um eitt samfellt lag hafi verið að ræða, og raunar ólíklegt að svo sé.

Lambafjöll eru þakin ungu móbergi frá síðasta jökulskeiði. Leggst móberg þetta yfir dýlóttu hlýskeiðsdyngjuna í Lambafjöllum og sést það nyrst í Jónsnípu. Þykkt móbergsins er mest um 250 m sunnan til í Lambafjöllum og vottar fyrir gíg í einum tindanna þar. Kistufell er úr þessu unga móbergi og eru nokkuð greinilegir gígar þar. Móbergið í Kistufelli liggur í sigdal sem myndast hefur í dýlóttu hlýskeiðsdyngjuna. Þetta móberg hefur lagst ofan á talsvert rofið landslag og er því mjög misþykkt. Eins og sjá má á myndum 5 og 7

leggst yngsta móbergið eins og kápa utan á eldri myndanir, og liggur jafnvel utan á lóðréttum misgengisflötum mót austri. Móbergið er víða lagskipt og túffkennt og er Bemmelen og Rutten (1955) skoðuðu Kistufell álitu þeir að móbergið væri set myndað í jökulhlaupi. Það er fjarri lagi því hér er aðeins um venjulegt móberg að ræða.



Mynd 7 Riss af ungu móbergi í Lambafjöll og sýnir hvernig móbergið hefur lagst utan á lóðréttu misgengisfleti austan í Lambafjöllum.

Jónsnípa er nyrsti hluti þessa yngsta móbergs. Þar hefur gosið snemma á nútíma og hylja þunn og ræfilsleg hraunlög móbergið að nokkru.

Klappabrekka er innan virka sprungukerfisins. Að ofan er Klappabrekka þakinn ungu móbergi, en neðri hlutinn er úr hrauni. Móbergið er dílalaust, bólstraberg neðst en túff efst. Sama berg er í tveimur hæðum sunnan við Klappabrekku, við Jeppaslóðina að Þeistareykjum.

Rauðhóll er móbergshæð sem stendur upp úr nútímahraunum norðan til á svæðinu. Hann er umluktur a.m.k. 30 m þykkum hraunum, og er aðeins hluti af öllu stærri myndun.

Gæsafjöll eru myndarlegur stapi frá síðasta jökulskeiði og standa þau austan við sprungukerfið (mynd 12). Jónstind (882 m) ber þarna hæst og er hann á barmi álitlegs gígs, sem er meira en 100 m djúpur og um 800 m í þvermál. Tveir til þrjár gígar aðrir eru á fjallinu, líklega frá sama gosi. Neðan til eru Gæsafjöll úr móbergi en mikill hraunaskjöldur ofan á fjallinu sýnir að gosið hefur náð upp úr jöklinum. Bemmelen og Rutten (1955) geta þess til að nútímahraun séu á toppi Gæsafjalla, en það er ólíklegt. Enn fjarstæðukenndari eru hugmyndir þeirra um að nútímahraunin umhverfis Gæsafjöll séu komin frá hinum mikla gíg á fjallinu. Kvíhólafjöll eru frá síðasta jökulskeiði og má sjá nokkuð greinilega gíga, um 500 m í þvermál, í móberginu. Fjöllin eru ekki mikið rofin og leggst yngra móbergið mislægt ofan á eldra móberg í Kvíhólum.

Bæjarfjall er flatt að ofan og líkist því stapa í útliti (myndir 12 og 13). Engin hraunlög eru þó á fjallinu og er ekkert sem bendir til

að svo hafi verið, svo að ekki telst það vera stapi. Neðan til er Bæjarfjall úr bólstrabergi en að ofan er það úr móbergstúffi. Bergið í Bæjarfjalli er smádlótt og ber einkum á plagióklasi. Líklega hefur gosið sem Bæjarfjall myndaðist í orðið seint á síðustu ísöld. Jökull hefur síðan sorfið fjallið svo vel sem raun ber vitni, varla þó til muna að ofan, því gígur mikill er á fjallinu, um 80 m djúpur og um 900 m að þvermáli (mynd 12). Hefur hann líklega verið fullur af ís yfir jökultímann og jökullinn skriðið, eftir skriðflötum í ísnum, yfir hann án þess að geta hróflað mikið við honum eða fyllt af grjótmulningi. Barmar gígsins hafa fallið inn í hann og hefur hið raunverulega gosop því verið mun minna en nú sést, varla meira en 500-600 m í þvermál. Vestan við stóra gíginn er annar minni, 80-100 m í þvermál og nokkrir tugir metra á dýpt. Veggir þessara gíga eru brattir mjög og eru þeir líkir gígnum sem eru nú á Þeistareykjabungu. Bæjarfjall er nokkuð sprungið og gengur 400-500 m breið og sakleysisleg sigdæld norður eftir fjallinu. Jarðhiti er á fjallinu norðanmegin (í 525 m hæð) og er greinilega tengdur sprungum þar. Höggun setur ekki mikinn svip á fjallið en ungar jarðskjálftasprungur vestan við gígana benda þó til hreyfinga á sl. 100 - 200 árum.

Ketilfjall er móbergshryggur sem liggur norður frá Bæjarfjalli. Milli fjallanna er Bóndhólsskarð, kennt við móbergshæðina Bóndhól (mynd 12). Ketilfjall heitir eftir skál (katli) með gufuhverum vestan í fjallinu. Móbergið er túff og hefur gosið á sprungu með stefnu 015° réttvísandi. Ekki er ólíklegt að Ketilfjall sé framhald Kvíhólafjalla til norðurs. Jafnframt er sennilegt að móbergshálsar sem standa upp úr nútímahraunum norðan við Ketilfjall séu af sama toga, því að hraun frá Þeistareykjabungu hafa runnið að Ketilfjalli og kaffært stóran hluta þess. Sé svo, hefur gosið á um 10 km langri gossprungu. Ekki er hægt að segja mikið um aldur Ketilfjalls og hálsanna þar norðan við annað en að líklega eru þessar myndanir frá síðasta jökulskeiði.

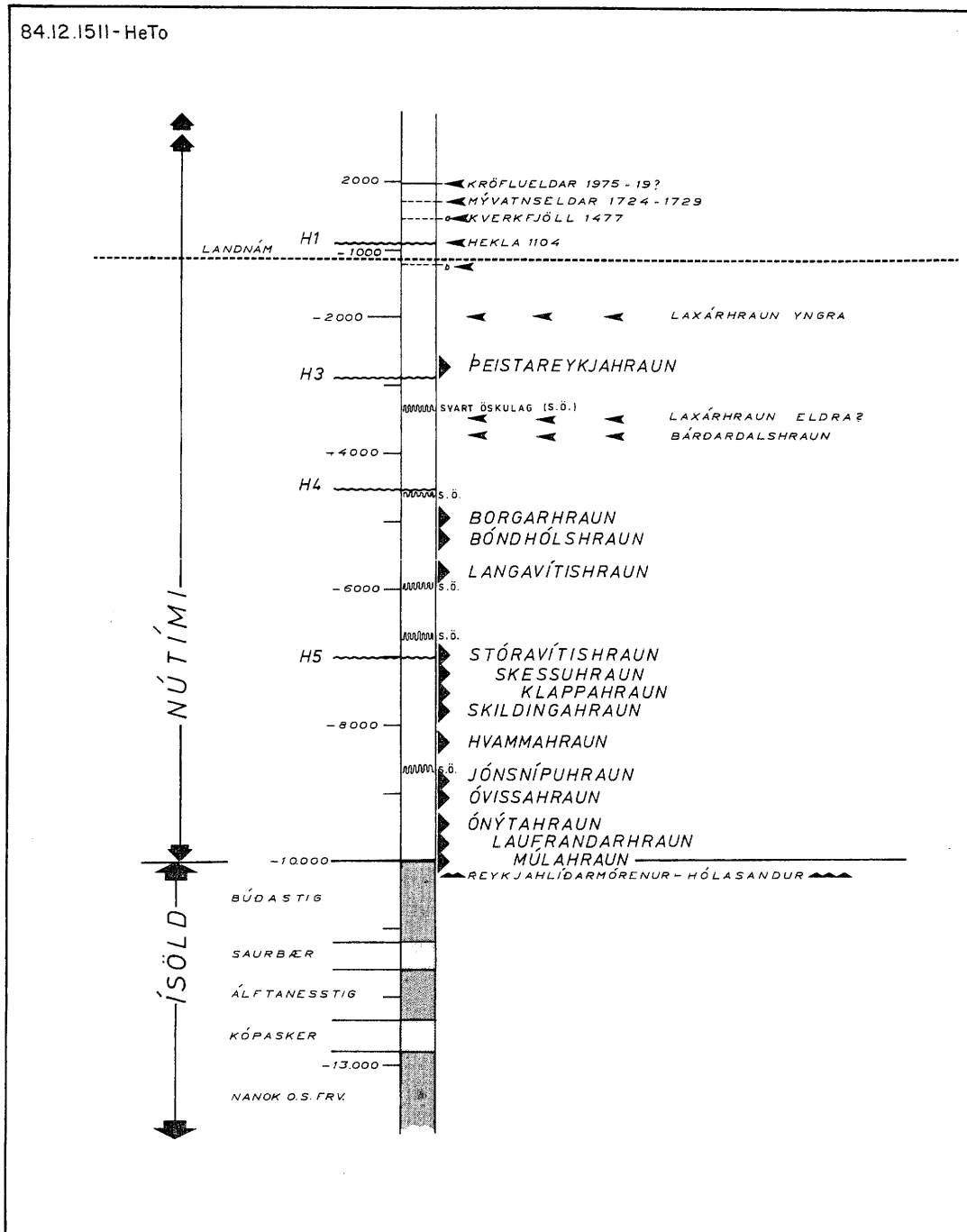
Þórunnarfjöll og Einbúi eru móbergshrúgöld, sennilega frá síðasta jökulskeiði (mynd 12). Þau eru umlukin nútímahraunum og eru frá gosum milli Þeistareykja- og Kröflusprungukerfanna. Ekki voru þessar myndanir skoðaðar í sambandi við rannsóknir á Þeistareykjum.

2.2.7 VII Laus jarðlög

Ekki er hægt að segja að laus jarðlög séu fyrirferðamikil á Þeistareykjasvæði. Jarðvegur er líklega yfirleitt undir 1 m á þykkt og er mest fokmold og öskulög. Foksandur er talsverður og hefur magnast hinar síðari aldir vegna ofbeitar sauðfjár. Einkum er það Hólasandur sem leggur til efni í sandfokið. Skriður eru talsverðar í Lambafjöllum en öllu minni í Bæjarfjalli. Úr skriðunum má fá efni til vegagerðar, en varla telst það gott sem slíkt. Vegna náttúruverndarsjónarmiða væri þó æskilegra að taka efni til vegagerðar á Hólasandi.

2.2.8 VIII. Eldvirkni á nútíma

Á Íslandi lauk ísöld fyrir um 10.000 árum og er tímabilið síðan nefnt nútími. Þá er miðað við þann tíma er jaðar ísaldarjökulsins hörfaði frá jökulgörðum þeim sem kenndir eru við fossinn Búða og er kalda tímabilið þar á undan nefnt Búðastig (Þorleifur Einarsson 1968). Hraun runnin eftir ísöld nefnast nútímahraun.



Mynd 8 Aldur nútímahrauna á Peistareykjasvæði.

Eldvirkni á nútíma getur ekki talist mikil í Peistareykjasprungukerfinu. Milli Peistareykja- og Kröflusprungukerfanna hefur gosið í Peistareykjabungu, austan Kvíhólafjalla og vestan undir Gæsafjöllum. Elstu hraunin á svæðinu eru Skildingahraun, mikið dyngjuhraun, og gömul hraun í Höfuðreiðarmúla. Raunar er talið að í Höfuðreiðarmúla hafi gosið í lok Ísaldar er jökull lá enn á svæðinu (Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir 1975). Mikil dyngjuhraun mynda Peistareykjabungu og hafa þau runnið vestur að Lambafjöllum. Nútímahraun eru sýnd í rauðum lit á mynd 2 (jarðfræðikortinu).

Beinar aldursgreiningar eru engar til á hraunum á svæði því sem hér er lýst. Hraun eru greind til aldurs eftir öskulögum, einkum ljósum öskulögum frá Heklu, eftir afstöðu hrauna hvers til annars og í minna mæli eftir útliti og sprungum. Einkum eru það ljósu Heklulögin H1 (846), H3 (um 2900), H4 (um 4500) og H5 (um 7000) sem stuðst er við. Þau Guðrún Larsen og Sigurður Þórarinnsson (1977) fjölluðu um aldur súrra öskulaga frá Heklu og er sá aldur sem þau gefa upp notaður hér. Aldurstölur eru miðaðar við daginn í dag, eins og fyrr getur. Aldursröð hrauna er sýnd á mynd 8. Hér á eftir verður þeim hraunum lýst stuttlega, sem við sögu koma. Nöfn hrauna eru "heimasmíðuð". Einnig er stuðst við öskulagasnið í Guðmundur Guðmundsson o.fl. 1971.

Múlahraun myndar neðri hluta Höfuðreiðarmúla og er talið vera myndað við gos í jökuljaðri, eða þunnum jökli í lok síðasta jökulskeiðs. Bergið hefur glerjast við hraða kólnun eins og sjá má norðaustan í múlanum (Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir 1975). Hraunið er samkvæmt því um 10.000 ára, en gæti verið eitthvað yngra, því að jöklar hafa ef til vill verið þrautseigari til fjalla. Bergið er pikrít (þ.e. mjög ólivínríkt) og eru gígarnir sem það kom frá huldur yngri hraunum. Hraun þetta er ekki mikið að flatarmáli en nokkuð þykkt, gæti verið um 100 m eða meira.

Laufrandarhraun er pikrít, frá svipuðum tíma en þó líklega eilítið yngra en Múlahraun. Það liggur sunnar og hefur komið upp um annan gíg en Múlahraun. Bergið er mjög áþekkt í þessum hraunum báðum. Laufrandarhraun myndar háa brún sem að öllum líkindum er jaðar á hrauntröð. Hraunið er nefnt eftir örnefni á staðnum. Það er ekki mikið að vöxtum, þykkara en 50 m og flatarmál a.m.k. 2 km². Svo virðist sem hraun þetta hafi ekki hlaðist upp að jökli, heldur runnið niður á jafnsléttu og er því talið yngra en Múlahraun, eða um 9500 til 9800 ára.

Ónýtahraun liggur austan í móbergsfellinu Jónsnípu. Það er þunnt og ræfilslegt, ógreinilegt og ekki sjást vel tengsl þess við önnur hraun. Hraunið er dílasnautt, lítið eitt er þó af litlum feldspatdílum. Eftir útliti þess og afstöðu til annarra hrauna er giskað á aldur um 9500 ár.

Óvissahraun myndar efsta hluta Höfuðreiðarmúla og eru mörk þess óviss. Það er nær dílalaust og sker sig því frá Múlahrauni sem liggur undir. Gígar eru á toppi fjallsins. Er hraunið runnið þaðan og sjást greinilegar hrauntraðir við gígana, sem eru tveir eða fleiri. Mörk hraunsins er erfitt að rekja vegna þess hve þunnt það er, gamalt og gróið. Það hefur runnið fram af fjallinu til norðurs og vesturs og undir Skildingahraun. Aldur þess er um 9000 ár, en 2-3 ljós öskulög liggja ofan á hrauninu, og er neðsta ljósa lagið líklega H5. Flatarmál hraunsins er ekki mikið meira en 2 km².

Jónsnípuhraun hefur komið upp á stuttri sprungu í móberginu er myndar Jónsnípu. Hraunið er mjög þunnt og hefur runnið vestur af nípunni og Hvammahraun síðar runnið yfir það svo stærð þess er óviss. Sá hluti hraunsins sem sést er fremur lítill, varla meira en nokkur hundruð fermetrar. Hraunið er dílalaust og er 20-30 cm ösku- og gjalllag milli hrauns og móbergs. Aldur þessa hrauns er talinn vera um 8500 - 9000 ár og eru engin öskulög til að ákvarða aldur þess frekar.

Hvammahraun hefur komið upp við stórt misgengi austan í norðanverðum Lambafjöllum. Eftir að hraunið rann hefur það misgengið og landið

austan misgengisins sigið um eina 50 m. Gígar eru greinilegir við misgengið og hefur hraunið runnið til norðurs niður í svokallaða Árnahvamma og liggur þar undir Skildingahrauni. Til austurs hefur hraunið runnið niður á jafnsléttu og hverfur þar einnig inn undir Skildingahraun. Hraunið er dílalaust og líkist því hinum yngri hraunum á Höfuðreiðarmúla. Eftir afstöðu til annarra hrauna að dæma er aldur Hvammahrauns um 8000 til 8500 ár.

Skildingahraun er nefnt eftir Skildingahól, en þar telur Kristján Sæmundsson (1977) vera dyngjugíg sem mikið hraun er komið frá. Hraun þetta hefur runnið yfir mikið svæði. Það liggur meðfram Lambafjöllum austanverðum (sjá t.d. mynd 15) og undir hraunið frá Stór-Víti. Til norðurs hefur það runnið í Úxarfjörð er sjávarstaða var hærri en nú er (Kristján Sæmundsson, pers. uppl.). Til vesturs hefur hraunið runnið um Reykjaheiði, niður Geldingadal og niður í Reykjahverfi þar sem það myndar háa hraunbrún í Stöplum. Að vísu er ekki öruggt að um sé að ræða eitt og sama hraunið, en útlitið er mjög áþekkt, grófkorna, plagíóklasdílótt, beltaskipt og mjög þykkt hraun. Mesta þykkt sem sést er í sprungunni Gæsku, vestur við Lambafjöll, en þar er hún a.m.k. 30 m, og sér ekki undir hraunið. Hraunið er víða í misgengisstöllum og sér hvergi í undirlag þess, en stallarnir eru oft 20 -25 m háir.

Í bergstáli í Kelduhverfi sem nefnt er Veggir er nútímahraun, mjög áþekkt því sem er í Skildingahrauni. Á korti eftir Kristján Sæmundsson (1977, og pers. uppl.) sýnir hann það sem hluta af Skildingahrauni og gerir þá ráð fyrir að það hafi runnið meðan sjávarstaða var hærri snemma á nútíma, eða land hafi lyfst síðan hraunið rann. Í Stöplum er svo að sjá að hraunið hafi mætt fyrirstöðu sjávar eða jökuls, því að hraunbrúnn er óvenjulega há af dyngjuhrauni að vera. En þar eð Stöplar eru í um 150 m hæð yfir sjó dugir sjávarskýringin ekki hér. Einnig er ótrúlegt að jökull hafi legið í Reykjadal á þessum tíma. Sennilegust skýring á hinni háu hraunbrún er því sú að hér sé um tvö eða þrjú hraun að ræða. Verður úrskurður um það þó að bíða betri tíma, en hraunin nefnd einu nafni hér. Samkvæmt öskulögum er Skildingahraun nokkuð eldra en H5 og eftir jarðvegsþykkt ofan á hrauninu að dæma ætti aldur þess að vera 7500 til 8000 ár.

Klappahraun er ellilegt hraun suður undir Hamraskarði. Það er að mestu hulið yngri hraunum, og hefur Borgarhraun runnið yfir það. Hraunið er mjög ólivíndílótt og eru greinilegar hrauntraðir í því, en ekki sjást greinilegir gígar. Hraunið hefur verið talsvert stærra en þeir tæpir 2 km² sem nú sjást af því. Það er mjög sandorpið og liggur H5 ofan á því en lítil jarðvegur er á milli. Aldur þess er 7000 til 7500 ár samkvæmt öskulögum og afstöðu til annarra hrauna.

Skessuhraun er gamalt hraun í 650 m hæð í Lambafjöllum. Hraunið hefur komið upp á vesturjaðri virka sprungukerfisins og markar þannig vesturjaðar gosbeltisins á þessu svæði. Þar hefur gosið nokkuð fjarri öðrum eldstöðvum en þar sem tímaákvæðanir eru svo óruggar er ekki ótrúlegt að gosið hafi hér á sama tíma og þegar hraunin runnu í nágrenni Höfuðreiðarmúla. Bergið er um 5% ólivíndílótt og ellilegt að sjá. Fallegur gígur er undir fjallshlíðinni og hefur gosið hér á misgengi, sem þó hefur lítið hreyfst eftir að hraunið rann. Að vísu eru ungar jarðskjálftasprungur rétt vestan við gíginn, en færslan er lítil. Hraunið er mjög lítið að flatarmáli, um 0,5 km², og þykkast um 30-40 m. Þrjú ljós öskulög liggja ofan á hrauninu og er það því eldra

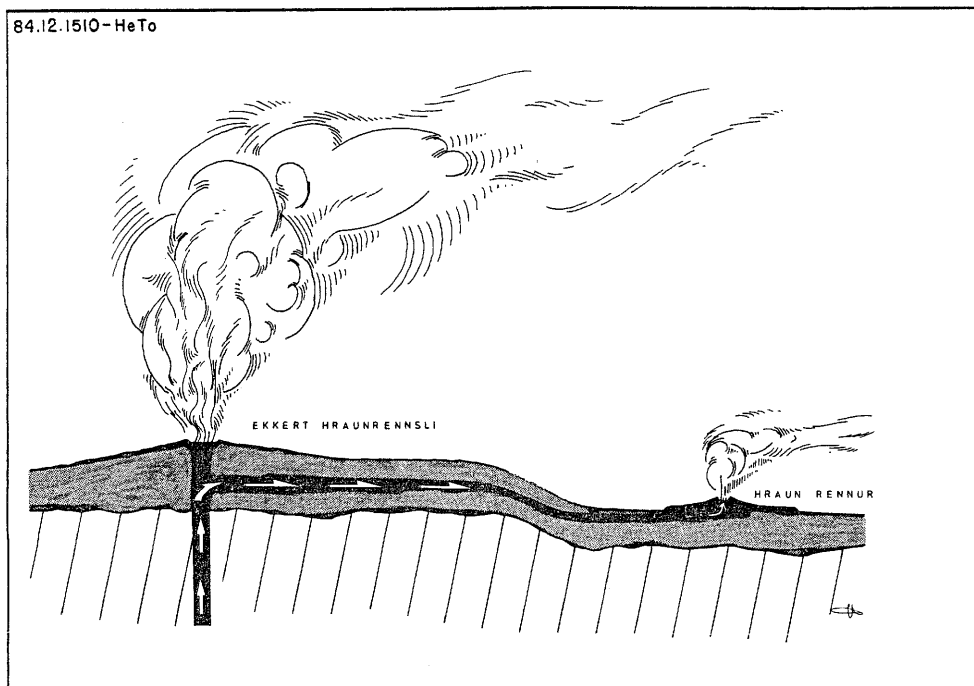
en H5 (H1 sést yfirleitt ekki). Milli hrauns og H5 er gjall og aska, en lítil jarðvegur og hraunið því örlítið meira en 7000 ára.

Stóravítishraun er komið frá gígnum Stóra-Víti. Það hefur runnið yfir Skildingahraun og nærri því að Lambafjöllum til vesturs. Til norðurs hefur það runnið niður í Kelduhverfi og er Ásbyrgi grafið í þetta hraun. Gjástykki sker austurhluta hraunsins svo ekki er unnt að rekja það austar. Til suðurs hefur það runnið að Gæsafjöllum og út á Hólasand. Erfitt er að greina á milli Skildingahrauns og Stóravítishrauns, því að dýlamagn er mjög mismunandi innan Stóravítishrauns, hraunbrúnir litlar sem engar og jarðvegur þykkur. Þó virðist mega greina þau sundur á öllu stærri dílum í Skildingahrauni, og eru útlínur Stóravítishrauns norðan megin á jarðfræðikortinu dregnar að mestu eftir korti Kristjáns Sæmundssonar (1977). Stóra-Víti er aðalgígur dyngjunnar og er hann um 700 m í þvermál og um 130 m á dýpt (mynd 24). Litla-Víti er hraunketill (pit crater) sem að öllum líkindum hefur myndast seint í gosinu í Stóra-Víti, þegar flotið hefur undan storknaðri hraunskorpunni við gíginn og hún brotnað niður. Litla-Víti er um 70 m á dýpt og um 140 m í þvermál samkvæmt mælingum Hjartar Tryggvasonar á Húsavík (pers. uppl.). Á börmum Stóra-Vítis eru stór stykki sem þeyst hafa upp úr gígnum í goslok, en bergið í þeim er það sama og í klettum neðst í gígnum. Ekki er ólíklegt að í lok gossins hafi hraun að mestu streymt neðanjarðar, fremur en að það hafi runnið ofan á dyngjunni. Stóravítishraun er ólivínþóleift og mikið er af smáum plagíóklas- og ólivíndílum í því. Við vesturjaðar hraunsins hefur tekist að grafa undir það, sé það sama hraunið, og er H5 öskulagið frá Heklu undir hrauninu og enginn jarðvegur á milli. Aldur hraunsins er því um 7000 ár, enda finnast aðeins H3 og H4 ofan á því þar sem grafið hefur verið.

Langavítishraun hefur komið upp um aflangan gíg norðan í Þeistareykjabungu sem nefndur hefur verið Langa-Víti. Það liggur ofan á Stóravítishrauni og hefur runnið norður í Kelduhverfi. Misgott er að rekja hraunjaðra þess því oftast eru þeir lágir og gróður hamlar nákvæmum rannsóknum, eins og algengt er. Hraunið sker sig nokkuð frá Stóravítishrauni því það er greinilegar ólivíndílótt og að mestu án plagíóklasdíla. Reynt var að grafa undir hraunið við Bláskógaveg, en þar er hugsanlega um þriðja hraunið að ræða, í hlíðum Þeistareykjabungu. Reyndist H4 liggja ofaná hrauninu og svart öskulag, sem sést nokkuð víða, liggja undir því og aldur því talinn vera 5500 - 6000 ár.

Bóndhólshraun hefur komið upp um gíga sem eru vestan megin við rætur Gæsafjalla. Hraunið hefur runnið í vestur, niður á Hólasand og yfir totu úr Stóravítishrauni. Hraunið er ólivín- og plagíóklasdílótt og mjög sandorpið. Ofan á því liggja ljósu öskulöggin H3 og H4, og þunnur jarðvegur (6 cm) á milli þess neðra og hraunsins. Aldur hraunsins er því talinn um 5000 - 5500 ár.

Borgarhraun kemur upp í gígum austan við Kvíhólafjöll og er óvíst hvoru sprungukerfinu það tilheyrir. Bergið er mjög greinilega ólivín- og pyroxendílótt og sker sig vel frá öðrum hraunum á svæðinu. Lengst norður hefur það runnið að Þeistareykjum og til vesturs hefur það runnið að misgengjum undir Lambafjöllum. Hraunið hefur síðan runnið suður með Klappabrekku, út á Hólasand, og hulið mestan hluta Klappahrauns. Samkvæmt öskulögum er Borgarhraun nokkru eldra en H4 og líklega kringum 5000 ára gamalt.



Mynd 9 Myndun sníkjugíga. Lítið sem ekkert hraunrennsli er úr gíg þeim sem er yfir gosrásinni. Hraun rennur í lokuðum rásum frá gígnum (hraunhellum) og kemur upp á yfirborð um "sníkjugíga" fjarri gosrásinni. Mjög lítil gjóska myndast í þessum gosum og lítið gjall er kringum sníkjugíginn.

Þeistareykjahraun er yngsta hraunið í sprungukerfinu og er raunar um mörg lítil hraun að ræða, komin upp um fjöldamörg sjálfstæð eldvörp, líklega í einni goshrinu. Hraunið hefur verið þunnfljótandi og ekki liðið langur tími milli hraunrennsla. Mörg eldvörp eru í hrauninu og eru sum trúlega sníkjugígar, þ.e. hraun hefur komið upp um gíga sem myndast hafa í eða á hraunstraumum (mynd 9). Mörg dæmi eru til um slíkt á Reykjanesi (Jón Jónsson 1976, 1978) og í Hallmundarhrauni (Kristján Sæmundsson, pers. uppl.). Á Reykjanesi álfur Jón að hraun hafi komið upp um marga gíga á takmörkuðu svæði, svæðisgos, en einnig hefur hann bent á að hraun kunni að brjóta sér leið upp úr lokuðum hraunrásum og mynda gíga þar (Jón Jónsson, pers. uppl.). Sum eldvarpanna í Þeistareykjahrauni eru aðeins um 30-40 m lægri en aðalgígurinn, sem er syðstur (sjá kort), og því ólíklegt að sá hæðarmunur nægi til að byggja upp aðra gíga. Það má því benda á þann möguleika að gosið hafi í goshrinu sem þá hafi staðið yfir í nokkurn tíma, mánuði eða ár og sum eldvarpanna verið tengd við uppstreymisrásir kvikunnar, fremur en verið sníkjudýr á hrauni frá einum gíg. Stærsti gígurinn er um 100 m í þvermál og um 30-40 m á dýpt. Annar gígur er norðar, einnig um 100 m í þvermál, en varla yfir 15 m á dýpt. Mögulegt er að gosið hafi á tveimur eða þremur samhliða sprungum og hafi komið hraun upp víða á sprungunni. Síðast hefur gosið í stærsta gígnum og talsvert hraun þaðan runnið. Mjög algengt er að sjá niðurföll eða katla (mynd 16) í hrauninu, þar sem hrunið hefur ofan í hraunrásir eftir að hraun tæmdist úr þeim, og styður það þá hugmynd að talsverður hluti af eldvörpunum séu sníkjugígar. Hraunkatlar þessir eru yfirleitt 10-20 m í þvermál og stundum ílangir og margir í einni keðju. Þeir liggja í fornum hrauntröðum.

Á nokkrum stöðum má sjá hvar Þeistareykjahraun hefur runnið upp að misgengjum sem hafa síðan hreyfst aftur. Þar má sjá lufsur úr þessu yngsta hrauni hanga utan á misgengisveggjum eða hafa mikinn halla frá

misgenginu (sjá myndir 18 og 23).

Bergið er mjög áþekkt í hinum einstöku hraunstraumum, en þó má finna mun í dýlamagni milli sumra hraunnanna. Þar sem grafið var undir hraunið var mjög lítil jarðvegur milli H3 og hraunsins og hefur það því runnið rétt eftir að H3 féll og er aldur þess um 2600 til 2800 ár.

2.3 Brotasaga

Gert var sérstakt brotalínukort af Þeistareykjasvæði (mynd 3) og er það í sama mælikvarða og jarðfræðikortið (í vasa aftast). Ekki er rúm til að gera brotalínukortinu viðhlítandi skil og verður því stiklað á stóru.

Brotum er skipt í tvo megin flokka. Þau sem hafa sannanlega hreyfst á nútíma hnika nútímahraunum og yngstu lausum jarðlögum (rauðlituð) og hin sem eru eldri, eða ekki er öruggt að hafi hreyfst á nútíma (svört). Þessi brot eru aðgreind á brotalínukortinu. Einnig er greint hvort lóðrétt misgengi hafa orðið um sprungur, eða hvort eingöngu er um brot að ræða (opnar gjár í nútímahraunum og lokuð brot í eldri myndunum). Brot eru kortlögð eftir loftmyndum og með athugunum á staðnum.

Norð-vestur brot hafa lengi verið þekkt á Tjörnesi og er belti með norð-vestur brotum kennt við Tjörnes og nefnt Tjörnes-brotabeltið (sjá Kristján Sæmundsson 1974). Á norður helmingi brotalínukortsins (mynd 3) eru norð-vestur brotin greinileg í nútímahraunum. Norð-vestur brot eru rekjanleg í ungum sem í eldri myndunum. Þau hafa sömu stefnu og Tjörnes-brotabeltið og eru hluti af því. Svonefnd Húsavíkurmisgengi eru hluti af Tjörnes-brotabeltinu og heita eftir misgengjum nálægt Húsavík. Þau hreyfðust síðast árið 1884 í miklum jarðskjálfta (sjá töflu 2). Tjörnes-brotabeltið nær frá Þeistareykjasprungukerfinu í norð-vestur (sjá mynd 18), þvert um Húsavík og um Flatey og Flateyjardal (sjá Kristján Sæmundsson 1974). Á þverbrotabelti þessu hafa oft orðið jarðskjálftar og eru þeir helst teknir saman í töflu 2. Lítil vafi er á að þessir skjálftar koma vel fram á Þeistareykjum, en hvort þeir geti valdið þar tjóni á mannvirkjum þarf að athuga sérstaklega.

Ekki hafa orðið miklir jarðskjálftar á Húsavíkurmisgengjum frá síðustu aldamótum. Rekja má misgengi frá Húsavík og inn í virka sprungukerfið við Guðfinnugjá, sunnan Bláskógavegar (mynd 18). Norð-vestur misgengin sveigja þar til suðurs og tengjast norður-suður brotum í sprungukerfinu. Sama gerist í öðrum ungum norð-vestur misgengjum, að þau sveigja til suðurs í nokkrum stökkum, t.d. á Reykjaheiði.

Tvö kerfi brota hafa verið virk frá því á ísöld, eða fyrr, og sér þess merki í eldri jarðmyndunum. Norð-vestur misgengi eru talin vera tengd hniki gosbeltisins til vesturs, en ekki er lokið rannsóknum á því fyrirbrigði og ekki fjallað um það hér. Hins vegar gæti hnik sprungukerfisins við Bæjarfjall verið tengt norð-vestur sprungustefnunni.

TAFLA 2

Helstu skjálftar sem vitað er um í nágrenni við Þeistareykjasvæði og á Tjörnes-brotabeltinu fram til 1960. Byggt á Þorvaldi Thoroddsen (1899,1905), Eysteini Tryggvasyni (1978 a og b, 1979) og Kjartani Ottóssyni 1980). Rómverskar tölur vísa til Mercally-kvarða (sem segir til um áhrif skjálfta), en M til Richters-kvarða (sem segir til um stærð skjálfta).

ÁR	ÁHRIFASVÆÐI	ATHUGSEMDIR
1260	Jarðskjálftar í Flatey.	
1724	Mývatnseldar byrja, stóðu til 1729.	Mikið um skjálfta.
1755	Jarðskjálftar við Skjálfanda, Tjörnes.	Á Húsavík féllu hús og sprungur komu í jörð.
1867	Jarðskjálftar á Tjörnesi, Húsavík.	Töluverðar sprungur komu í jörð - gos norðan Mánáreyja?
1872	Jarðskjálfti á Húsavík, Langanesi, Eyjafirði, Flatey á Skjálfanda, Flateyjarðal.	Miklar sprungur í jörð ein í Húsavíkurfjall 1 1/2 alin. Hús skemmast.
1884	Jarðskjálftar á Húsavík, Kelduverfi og Þistilfirði.	Lítið tjón á húsum.
1885	Jarðskjálftar í Kelduverfi, Eyjafirði, litlir á Húsavík.	Jarðrask á Tjörnesi, húsahrun og miklar sprungur í Kelduverfi.
1910	Jarðskjálfti úti fyrir Norðurlandi, fannst á Akureyri og víðar.	Stærð metin M:6,9.
1924	Jarðskjálftar með upptök nálægt Húsavík.	
1925	Nokkrar hræringar á Húsavík.	
1928	Snarpir kippir á Húsavík.	
1929	Margir kippir í Axarfirði, og á Húsavík.	
1934	Harður jarðskjálfi á Dalvík, fannst á Húsavík (og miklu víðar).	Stærð VIII-IX á Dalvík, mest M:6 1/2.
1936	Snarpir kippir á Húsavík.	Lítil áhrif III.
1939	Vægir skjálftar á Húsavík.	Lítil áhrif III.
1940	Nokkuð miklar hræringar á Húsavík.	Stærð II-V stig.
1942	Hræringar á Húsavík.	Sprungur í jörð og 20-30°C gufa kom upp um sprungur.
1944	Snarpir kippir á Húsavík.	Stærð II-IV, áhrif á innanstokksmuni.
1952	Hræringar á Húsavík.	Stærð II-IV.
1953	Hræringar á Húsavík.	Stærð IV, stærð M:3.
1955	Skjálftar á Norðurlandi, ekki á Húsavík upptök norðan til í Öxarfirði. Önnur hrina með upptök milli Grímseyjar og Melrakkaslétu.	Mesta stærð M:4,3.
1956	Skjálftar á Norðurlandi, upptök suðaustan við Grímsey.	Fannst á Húsavík, Mesta stærð M:5,0. Mesta stærð M:5,1
1958	Skjálftar á Tjörnesi. Skjálftar á Húsavík, og öllu Norðurlandi, upptök á Skjálfanda, skammt frá Húsavík. Tvær skjálftahrinur með upptök suðvestur af Grímsey.	Stærð II-III. Mesta stærð M:4,6. Mesta stærð M:4,8.
1959	Hræringar nálægt Grímsey og Húsavík.	Litlir.

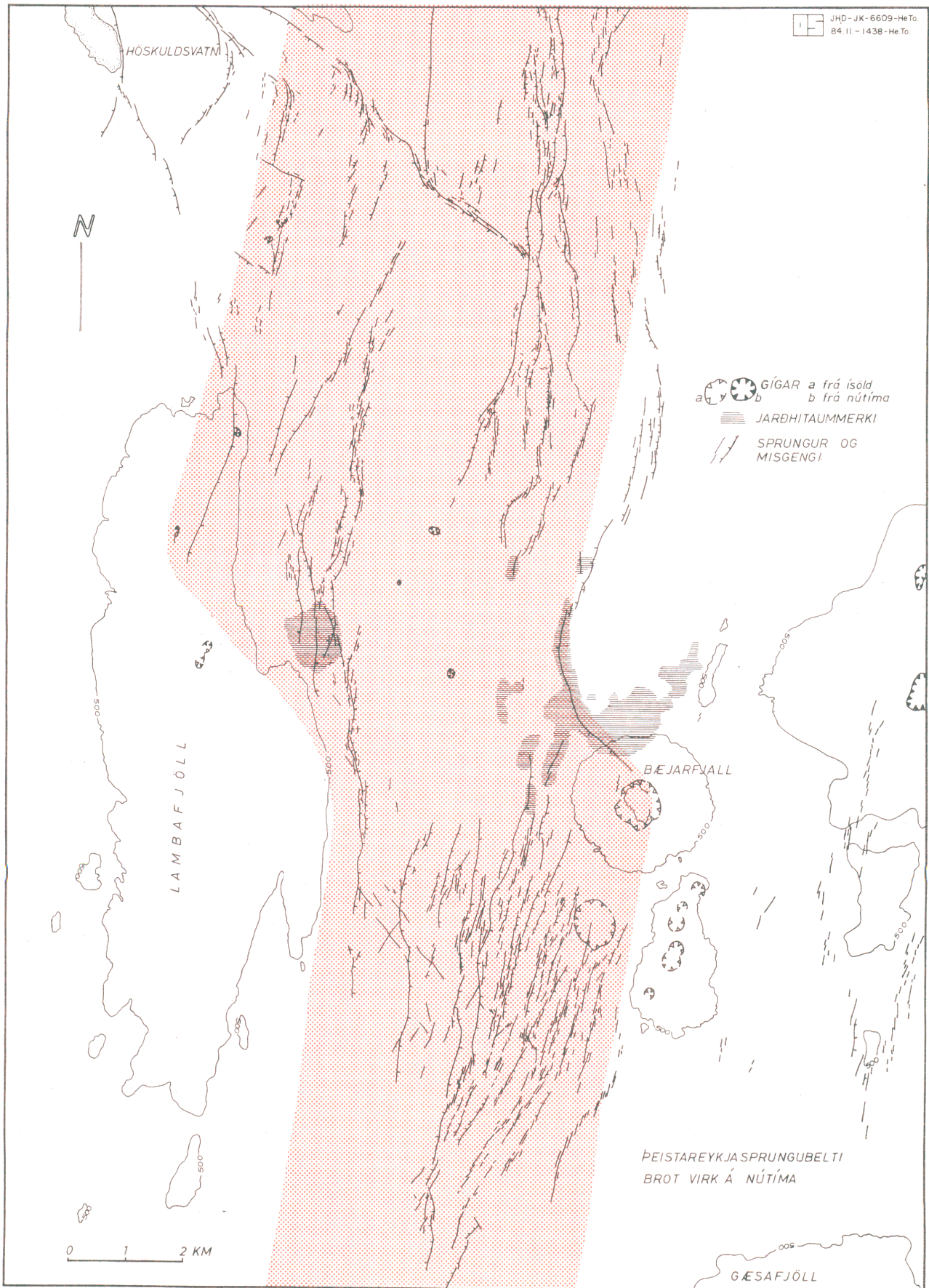
Í myndunum frá næstsíðasta jökulskeiði og eftir það má sjá hnik á brotum með norð-vestur stefnu. Yfirleitt eru misgengin fallin niður til suðurs, um nokkra tug metra. Í Lambafjöllum var unnt að athuga eitt þessara misgengja og reyndist lóðrétt færsla vera um 11 m, sigið að norðan, og lárétt færsla virtist vera um 5 m, vinstra sniðgengi (þ.e. lárétt færsla til vinstri sé horft þvert yfir brotið). Þetta er nokkuð sérkennilegt, ef sátt reynist, því að færsla Tjörness-brotabeltisins er hægra sniðgengi (Kristján Sæmundsson 1974). Norð-vestur misgengi eru ekki áberandi í nágrenni Þeistareykja, þó sú stefna komi þar fram, t.d. þar sem Tjarnarás-misgengið sveigir upp í Bæjarfjall (mynd 14). Ekki er mikil lárétt hreyfing á þessum brotum svo séð verði, en lárétt hreyfing á Tjörnes-brotabeltinu er talin vera um 60 km (Kristján Sæmundsson 1974). Greinileg eru merki þess að norð-vestur brot voru virk lengra til suðurs á síðustu kuldaskaiðum ísaldar en nú er. Lítið vottar fyrir því að norð-vestur brot hafi verið virk sunnan Húsavíkur-misgengisins síðastliðin 10.000 ár, ef undan eru skilin brot í Bæjarfjalli og ógreinileg brot vestur af Kvíhólafjöllum.

Höskuldsvatn liggur á jaðri Húsavíkur-misgengisins og hefur Skildingahraun runnið þar áður en vatnið náði núverandi stærð. Auðvelt er að rekja hraunið í norðurbakka vatnsins og eru engin merki þess að það hafi runnið út í vatn. Misgengi í hrauninu er yfir 20 m í norðurbakka vatnsins, og hefur lóðrétt hreyfing þarna því orðið nokkuð yfir 20 m, jafnvel allt að 50 m á síðastliðnum 7000-8000 árum.

Norður-suður brot eru greinilegasta brotastefna á Þeistareykjasvæði. Raunar er stefna þessara brota á bilinu 000° (hánorður) til 025° ($N25^{\circ}A$). Meginhluti brota á nútíma hefur þessa stefnu og eru misgengi vestan í sprungukerfinu sigrin til austurs og hin austan megin sigrin til vesturs. Myndast þannig 5 km breið sigspilda og nemur sigið innan hennar a.m.k. 50 m á nútíma, og nokkur hundruð metrum á síðustu milljón árum. Á nútíma hefur sigið numið um 0,5 mm á ári að jafnaði, eða meira. Óljóst er hve mikið stóru misgengin í Lambafjöllum hafa hreyfst á nútíma.

Stærð misgengja er allt að 250 m í Lambafjöllum, en mest um 30 m í nútímahraunum. Í nútímahraunum er greinilegt að sum misgengin hafa hreyfst oft og talsverður tími liðið milli færslanna. Við Gæsku má t.d. sjá vitnisburð um a.m.k. þrjár færslur, og að nokkurra metra sig hefur átt sér stað milli þess sem hraun hafa runnið.

Norður-suður brotin eru víða skástífg (mynd 15), en sú skástígni ber lítinn vott um hliðarhreyfingar. Bæði er að skástígni er lítil, þ.e. lítið horn milli sprungna og heildarstefnu sprungukerfis, og hitt að ekki hefur mælst sannfærandi lárétt hreyfing um sprungurnar sjálfar. Mögulegt er að skástígni komi fram þar sem spildur missíga, og er það reyndar algengt í sprungukerfum (Nakamura 1970). Ekki er ólíklegt að yfirborð jarðar brotni óreglulega og springi þótt sprungan sé samfelld lína á 1 km dýpi eða meira. Það sem þessu veldur er ýmis óregla í yfirborðinu, misþykk hraun o.fl. Því er farið varlega í að túlka skástígar sprungur sem merki um láréttar hreyfingar í Þeistareykjasprungukerfinu. Algengt er að sprungukerfi séu sýnd skástífg, en slíkt er ekki greinilegt í þeim hluta sprungukerfisins sem hér var skoðaður, hins vegar hnikast það greinilega til (sjá mynd 10).



Mynd 10 Hnik Þeistareykjasprungukerfisins við Bæjarfjall.

Yfirborðsjarðhiti á Þeistareykjum er greinilega tengdur ungum brotum í berggrunninum, þó opnar gjár séu ekki þar sem jarðhiti er hvað mestur. Sunnan Kvíhóla er mikið um ung brot, en um Bæjarfjall hníkast þau til vesturs og á Þeistareykjum sjást ekki opnar sprungur (en berggrunnur er engu að síður mikið sprunginn). Vesturhník þetta er sýnt á mynd 10 og er jarðhitasvæðið á einhvern hátt tengt þessu hníki. Mögulegt er að hér eigi norð-vestur brot einhvern þátt, en erfitt er að fullyrða um slíkt.

Í megineldstöðvum er algengt að miðhluti eldstöðvarinnar sígi og myndi öskju (calderu). Slíkt hefur gerst á Kröflusvæðinu og víðar (Kristján Sæmundsson 1982). Ekki eru þess nein merki á yfirborði að öskjusig hafi orðið á Þeistareykjum, en mögulegt er að það sé hulið af yngri myndunum. Helst er þó hallast að því að öskjusig hafi ekki orðið þar enn sem komið er.

Það er athyglisvert að eldvirkni á nútíma hefur ekki orðið norðar í sprungukerfinu en að Húsavíkur-misgenginu sem liggur inn í sprungukerfið við Guðfinnugjá. Né heldur hefur eldvirkni verið að marki sunnar í kerfinu en á mótis við hníkið í sprungukerfinu við háhitasvæðið. Sama er að segja um eldvirkni á seinni hluta Ísaldar eftir því sem best verður séð (sjá mynd 10).

2.4 Yfirborðsjarðhiti

Yfirborðsummerki jarðhita á Þeistareykjum eru dæmigerð fyrir háhitasvæði á Íslandi. Þar er að finna fjölmarga bullandi leirhverir, gufuaugu, brennisteinspúfur og ummyndaðan jarðveg. Vatnshverir eru engir en á nokkrum stöðum eru volgrur.

Í júlí 1982 var yfirborðshiti kortlagður á Þeistareykjum. Mynd 11 sýnir niðurstöður þeirra mælinga, en einnig útbreiðslu jarðhita sem athugað var samfara öðrum rannsóknum á svæðinu. Afbræðslur voru athugaðar í febrúar 1982 og eru þær einnig merktar inn á jarðhitakortið á mynd 11.

Jarðhitanum var skipt í nokkrar heildir sem eru sýndar á kortinu í mismunandi litum, og eru þær flokkaðar á eftirfarandi hátt:

Leirhver eða þyrping leirhvera. Leirhverir eru mjög misstórir, frá fáum tugum cm í þvermál upp í 2-3 m. Oft eru þeir nokkrir saman í þyrpingum (mynd 21). Yfirleitt er nokkuð djúpt niður á yfirborð kraumandi leirsins í hverunum (0,5-1 m), og í þurrkatíð þorna þeir upp og verða þá tíðum hvásandi gufuaugu í botninum. Hiti á 1 m dýpi er alltaf yfir 99°C og mælist hæstur 102,1°C. Jarðvegur er mjög ummyndaður af súru vatni en hreinn brennisteinn sést ekki á yfirborði.

Brennisteinspúfur. Í brennisteinspúfum er hreinn brennisteinn á yfirborði, og hiti yfir 97°C á 1 m dýpi (mynd 20). Brennisteinn er mjög mismikill, allt frá þunnri skán upp í það að mynda þykkar brennisteinspúfur. Eins er gufuútstreymi mjög mismunandi. Sums staðar er gufa vart sjáanleg en á öðrum stöðum eru hvásandi gufuop.

Ummyndun á yfirborði. Erfitt er að kortleggja ummyndun nákvæmlega, því að gras vex vel í ylnum sem tíðast er á jarðhitasvæðum. Þar sem

hitinn er orðinn of mikill fyrir venjulegan gróður verða auð flög, yfirleitt litrík og fáar plöntur kæra sig um dvölinna þar (myndir 13, 14, 21 og 22). Jarðvegur er að mestu leir og verður sleipur og hættulegur í vætu. Hitastig er yfirleitt fremur lágt, venjulega undir 20°C . Af þessum svæðum bráðnar snjór á veturnum og má þá sjá hvar volgt er undir (mynd 11).

Gufur undir 90°C . Vatnsgufur þar sem hiti mælist undir 97°C , allt niður að 20°C eru aðallega á jöðrum jarðhitasvæðisins. Þessir staðir eru alltaf án brennisteinsútfellinga, oft þannig að gufa líður upp úr hraungjótum eða úr sprungum í móbergi (mynd 22). Yfirleitt er ummyndun aðeins samfara þessum gufum þar sem heitast er.

Volgrur. Heitt vatn er á yfirborði á nokkrum stöðum og eru þeir staðir merktir sérstaklega á jarðhitakortið. Rennsli frá þessum laugum er mjög lítið og hiti vatnsins mælist á bilinu $11,8 - 41,7^{\circ}\text{C}$.

Afbræðslur. Í febrúar 1982 var farið sérstaklega á jarðhitasvæðið til að kanna afbræðslur. Það er ódýr og auðveld aðferð til að kanna útbreiðslu jarðhita, en skilyrði er að veður sé stillt og kalt. Bandaríkjamenn (NASA) tóku árið 1973 loftmyndir af Þeistareykjum að vetri til og voru þær myndir notaðar til að finna helstu afbræðslusvæðin. Reyndust afbræðslur í febrúar 1982 vera á nánast sömu stöðum og 1973. Því miður hefur ekki verið flogið aftur yfir Þeistareyki að vetri til með það fyrir augum að kortleggja breytingar á yfirborðshita. Afbræðslur í norðurhluta Bæjarfjalls og á Þeistareykjagrundum má sjá á mynd 12.

Köld ummyndun. Vestur undir Lambafjöllum þekur köld ummyndun um 1 km^2 svæði, þ.e. nokkru stærri flöt en áður var talið. Nær ummyndun upp í 460 m hæð í hnúk nokkrum sunnan Mælifells og þar er bólstraberg og móberg sundursoðið af jarðhita. Ekki eru heimildir fyrir því að þarna hafi nokkurn tíma sést hiti á yfirborði. Samkvæmt lauslegri athugun á öskulögum í jarðvegi sem liggur ofaná ummynduninni hefur jarðhiti dáið út þarna fyrir um 1000 árum (eða fyrir landnám).

Útlínur þess svæðis þar sem virkur jarðhiti er á yfirborði eru sýndar á brotalínukortinu (mynd 3) og er flatarmál þess um $10,3 \text{ km}^2$. Auk þess er ummyndaða svæðið vestur við Lambafjöll, en varla er rétt að telja það til virka jarðhitasvæðisins lengur.

2.5 Niðurstöður

1. Jarðhitasvæðið á Þeistareykjum liggur í virku sprungukerfi. Sprungukerfið er lítið eldvirkt en stórir jarðskjálftar eru fremur algengir innan þess, en einkum á Tjörnes-brotabeltinu.

2. Eldvirkni er lítil miðað við Kröflu-sprungukerfið, og ekki hefur orðið eldgos á Þeistareykjasvæði s.l. 2500 ár. Alls hafa a.m.k. 14 eldgos orðið innan og í nágrenni Þeistareykjasvæðis s.l. 10.000 ár, og nokkur mjög mikil dyngjuhraun myndast.

3. Jarðhiti er á um 11 km^2 svæði og er virkasta svæðið umhverfis norðanvert Bæjarfjall.

4. Jarðhitasvæðið á Þeistareykjum er tengt hniki í sprungukerfinu og svo virðist sem eldvirkni takmarkist einnig af þessu hniki. Hnikið verður ekki skýrt með láréttum hreyfingum samsíða norður-suður brotum, fremur virðist það tengt norð-vestlægum brotum.

5. Misgengi eru einkum með norður-suður stefnu (000-025⁰) og norð-vestur stefnu. Tjörnes-brotabeltið liggur um Húsavík og teygir sig inn í sprungukerfið austur af Reykjaheiði. Í jarðlögum frá ísöld eru merki þess að norð-vestur stefna brotalína hafi verið virk í langan tíma. Norð-vestur misgengi hafa líklega áhrif á jarðhitasvæðið á Þeistareykjum.

6. Súrt berg er í litlum mæli á svæðinu og ekki hafa sést merki öskjusígs.



Mynd 13 Horft suður til Bæjarfjalls. Jarðhitasvæðið nær á brún fjallsins og markast af ljósri ummyndun. Til vinstri er Neðri-Bóndhóll, og sæluhúsið er fyrir miðri mynd. Ljós. Helgi Torfason.



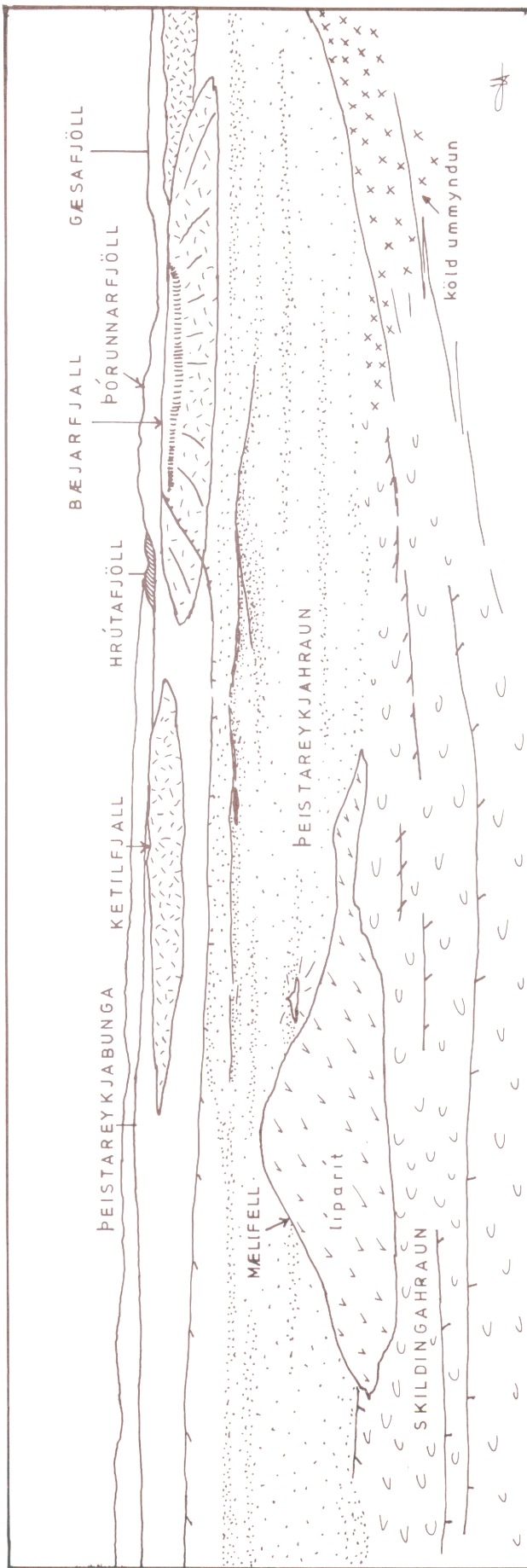
Mynd 14 Horft af Bæjarfjalli til norðurs yfir Tjarnarás. Tjarnarás er misgengi sem sveigir til suðausturs og sker Bæjarfjall. Þeistareykjahraun sker sig úr (dökkt) til vinstri á myndinni. Ljós. Helgi Torfason, 4. júlí 1981.



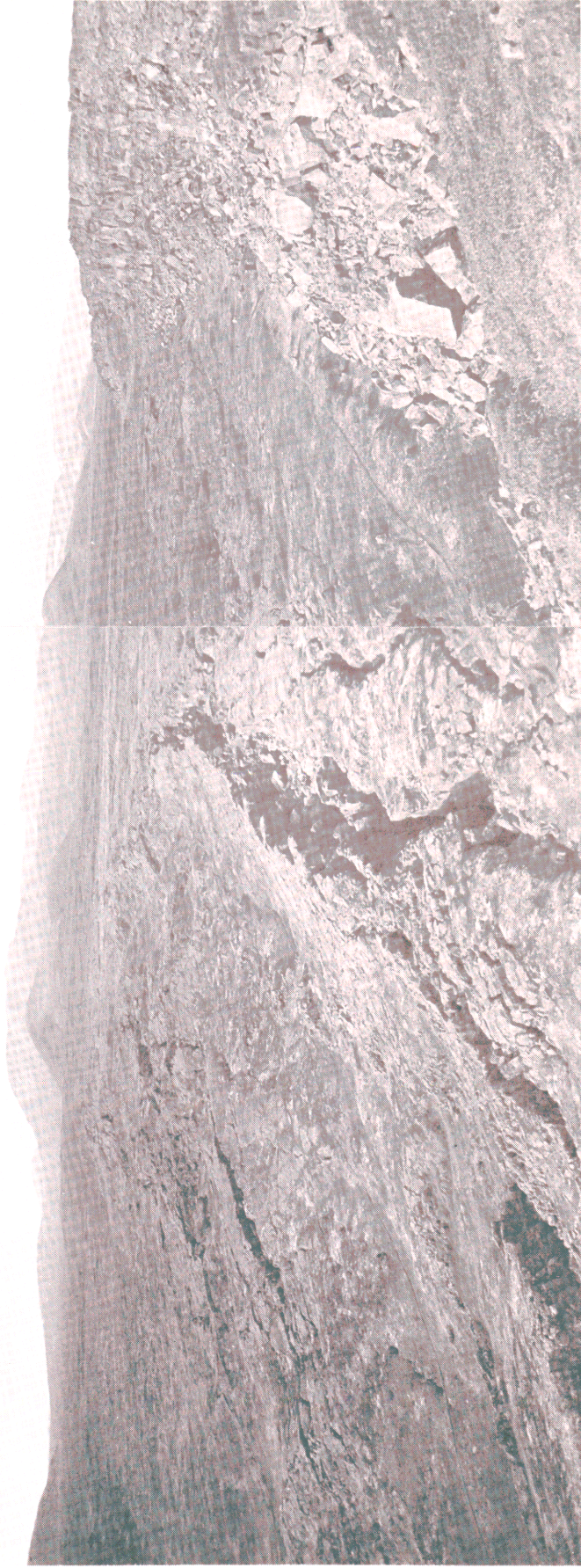
Mynd 15 Séð til norðurs af Mælifelli. Skástígar sprungur í Skildingahrauni eru rétt vestan við brún Þeistareykjahrauns, sem er áberandi gróðurminna. Líparíthæðin Litla-Mælifell er rétt ofan og hægra megin við miðja mynd. Ljós. Helgi Torfason.



Mynd 16 Hraunketill í Þeistareykjahrauni. Sumir eru svo veggbrattir að ókleift er upp úr þeim. Mælifell er í baksýn og síðan Lambafjöll. Framan og hægra megin við Mælifell sér í lága hraunbungu sem er yfir sjálfstæðri gosrás. Ljós. Helgi Torfason.



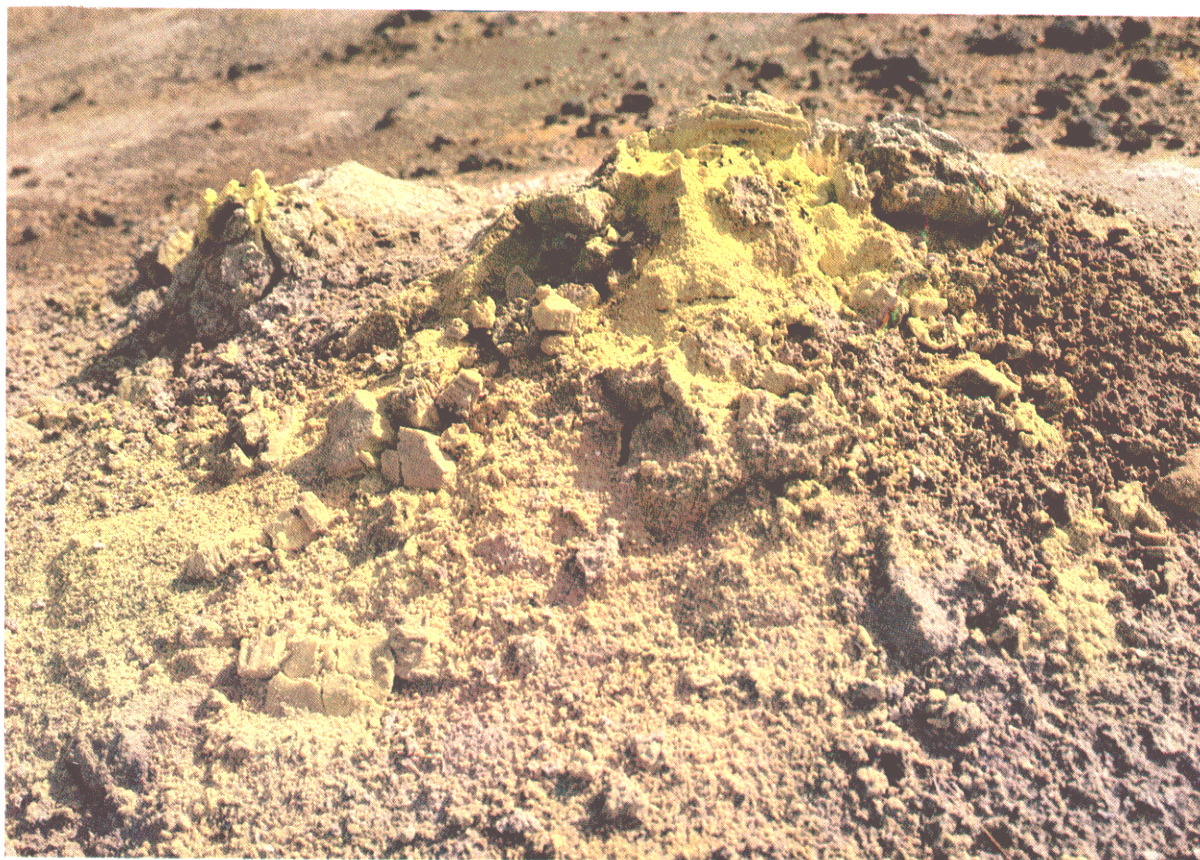
Mynd 17 Horft frá Lambafjöllum, yfir Melifell og til Þeistareykja.
Ljósm. Helgi Torfason.



Mynd 18 Svonefnd Húsavíkur-misgengi liggja með norðvestlægri stefnu inn í mitt beistareykjasprungukerfið. Til vinstri er norðvestur-misgengi og annað með norðlægri stefnu er hægra megin á myndinni. Misgengin skerast undir nál. 55⁰ horni. Ljósm. Helgi Torfason.



Mynd 19 Gufur stíga upp úr Stóravítishrauni neðarlega í Bóndhólsskarði. Hitastig er 40-50°C. Ljós. Halldór Ármannsson.



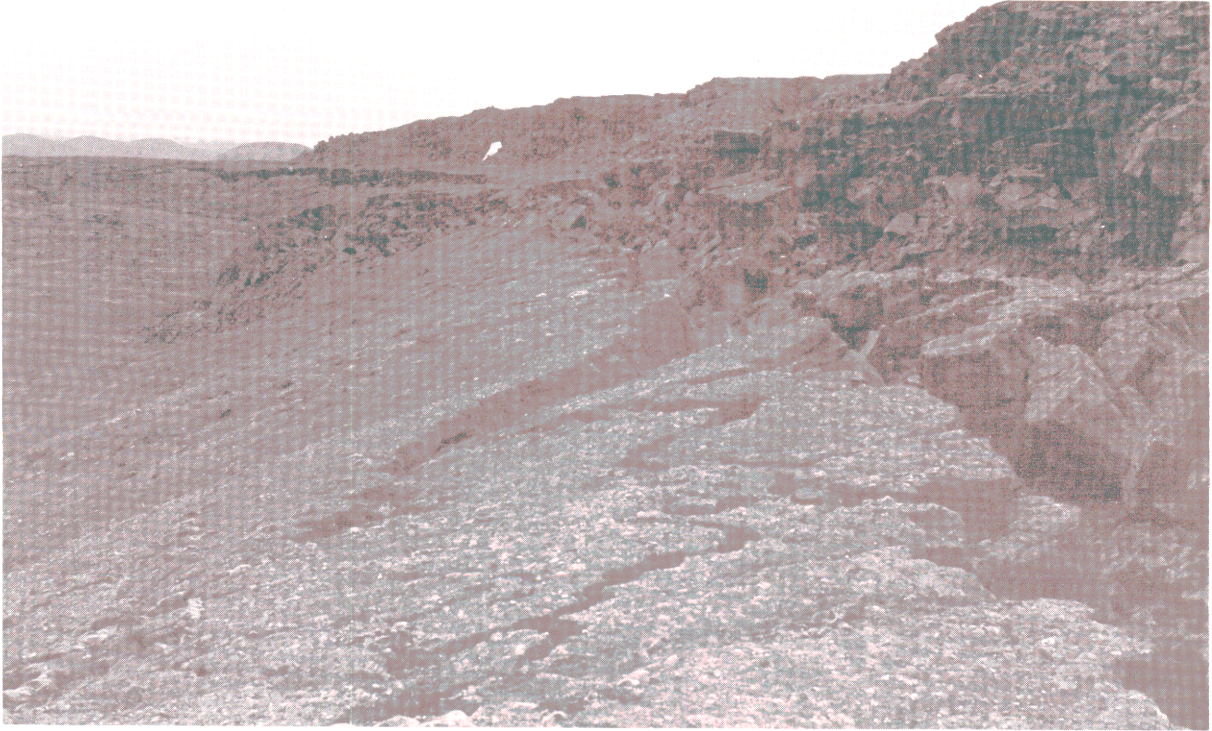
Mynd 20 Brennisteinspúfa við Neðri-Bóndhól. Hiti er um 100°C þar sem brennisteinn fellur út við yfirborð og yfirleitt er einnig gifs við þessa staði. Ljós. Helgi Torfason.



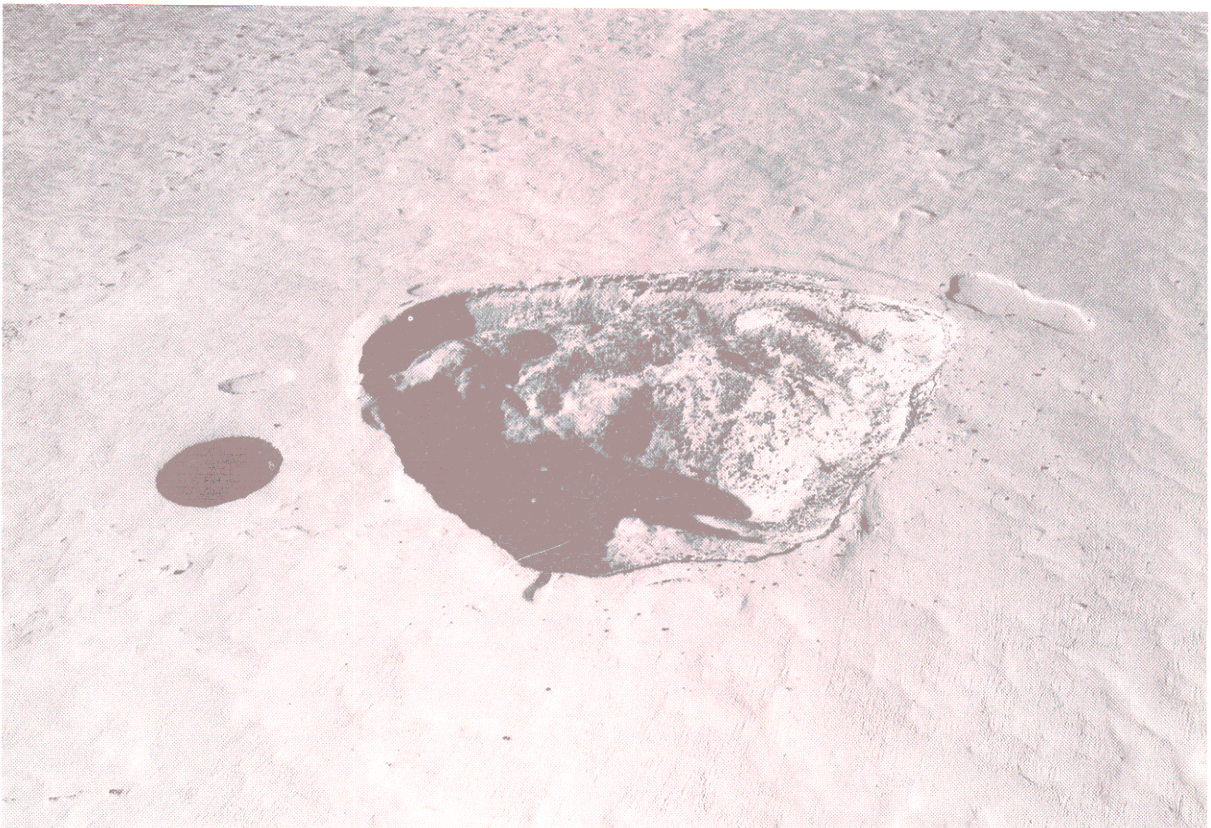
Mynd 21 Leirhverasvæði við Tjarnarás. Brennisteinn og gifs sjást yfirleitt ekki, en mikið er um leir og brennisteinssambönd (pýrít). Ljós. Helgi Torfason.



Mynd 22 Uppsetning tækja við töku gassýna. Ljós. Halldór Ármannsson.



Mynd 23 Misgengi vestan við Guðfínnugjá. Þeistareykjahraun hefur flætt upp að misgengi (til hægri) sem síðan hefur færst aftur. Hraunið liggur því utan á misgengisfletinum. Í baksýn er norðvestur misgengið sbr. mynd 18 og hefur Þeistareykjahraun flætt norðuryfir það brot, og brotið síðan hreyfst aftur. Ljós. Helgi Torfason.



Mynd 24 Horft til norðvesturs yfir Litla- og Stóra-Víti. Þvermál Litla-Vítis er 140 m og dýpt þess um 70 m. Stóra-Víti er um 700 m í þvermál og um 130 m á dýpt. Ljós. Oddur Sigurðsson.

3 VIÐNÁMSMÆLINGAR

3.1 Inngangur

Viðnámsmælingar á Þeistareykjum hófust sumarið 1972. Það sumar voru gerðar 17 Schlumbergermælingar á svæðinu. Sumarið 1973 voru gerðar 13 mælingar til viðbótar og nokkrar eldri mælinganna framlengdar. Þráðurinn var síðan tekinn upp að nýju sumarið 1981, en þá voru gerðar 7 mælingar. Sumarið 1982 var enn bætt við 16 nýjum mælingum. Nokkrar mælinganna frá 1981 voru gallaðar vegna bilana í tækjum og voru þrjár þeirra (þ-35, þ-36, þ-37) endurmældar 1982. Schlumbergerviðnámsmælingarnar á Þeistareykjasvæðinu er því 53 að tölu. Þær eru auðkenndar með bókstafnum þ og númeraðar frá 1 upp í 56. Í rununa vantar þó þ-35, þ-36 og þ-37, því að við endurmælinguna voru þær skírðar upp og kallaðar þ-54, þ-55 og þ-43. Staðsetning viðnámsmælinga er sýnd á mynd 25. Hér verður fjallað um úrvinnslu og niðurstöður þessara viðnámsmælinga. Í viðauka 1 er almennt yfirlit yfir framkvæmd og úrvinnslu viðnámsmælinga og er lesaranum bent á að kynna sér hann áður en lengra er haldið. Allar myndir sem eiga við þennan kafla eru aftast í honum.

3.2 Viðnámsmælingar fram til 1981

Um viðnámsmælingar á Þeistareykjum framkvæmdar fyrir 1982 er fjallað í skýrslunum "Forundersögelse af Þeistareykjromradet" (Ragna Karlsdóttir 1974) og "Geoelectrical sounding and its application in the Theistareykir high-temperature area, NE-Iceland" (Domingo B. Layugan 1981).

Í fyrrnefndu skýrslunni er fjallað um viðnámsmælingar frá árunum 1972-3. Þar kemur fram að á allstóru svæði norðan og vestan við Bæjarfjall er viðnám í jörðu lágt. Útmörk þessa lágviðnámssvæðis eru hinsvegar ekki vel ákvörðuð. Við staðsetningu viðnámsmælinga árið 1981 var tekið mið af nýjum og endurbættum aðferðum við úrvinnslu viðnámsmælinga (tvívíðri túlkun). Þær voru flestar staðsettar á línu frá vestri til austurs í gegnum jarðhitasvæðið og straumarmar þeirra hafðir samsíða línunni. Þar sem hluti mælinganna frá 1981 var gallaður, vegna bilana í tækjum, varð árangur ekki sem skyldi. Niðurstöður síðarnefndu skýrslunnar eru áþekkar fyrri niðurstöðum, nema hvað þar kemur fram að meginstefna lágviðnámssvæðisins virðist vera frá vestri til austurs. Í síðarnefndu skýrslunni eru birtir mæliferlar viðnámsmælinga fram til ársins 1981 og einvíð túlkun þeirra.

3.3 Viðnámsmælingar sumarið 1982

Ef beita á tvívíðri túlkun á viðnámsmælingar með árangri þarf straumarmur þeirra að vera sem næst þvert á þau viðnámsskil sem kanna skal. Eins og áður sagði bentu eldri niðurstöður til þess að lágviðnámssvæðið á Þeistareykjum hefði í megindráttum austur-vestur stefnu. Með þetta tvennt í huga var sumarið 1982 lögð megináhersla á að staðsetja mælingar á línunum með sem næst norður-suður stefnu og fá með því móti viðnámssnið þvert á meginstefnu lágviðnámssvæðisins.

Einnig var haft í huga að eldri mælingar mættu nýtast sem best í þessum viðnámsniðum.

Mælingum sumarið 1982 var að meginhluta raðað á þrjár línur með norður-suður stefnu. Sú vestasta, lína-1, er um það bil miðja vegu milli Bæjarfjalls og Lambafjalla. Sú í miðið, lína-2, liggur með vesturrótum Bæjarfjalls og áfram norður með vegarslóðanum norður frá Þeistareykjum. Sú austasta, lína-3, liggur með austurrótum Bæjarfjalls og norður með Ketilfjalli að austan. Ennfremur var bætt við mælingum í austur-vesturlínuna, línu-4, frá sumrinu 1981, sem liggur meðfram norðurrótum Bæjarfjalls og vestur til Lambafjalla skammt sunnan við Mælifell. Lega línanna ásamt staðsetningu mælinganna er sýnd á mynd 25. Einnig var meiningin að reyna að nota eldri mælingar til tvívíðrar túlkunar á norður-suðurlínu með austurrótum Lambafjalla. Það reyndist ekki unnt vegna þess hve mesti straumarmur þeirra er stuttur og dýptarskynjun lítil. Æskilegt hefði verið að bæta við nýjum mælingum á þessari línu en til þess vannst ekki tími.

Í viðauka 2 eru birtir mæliferlar viðnámsmælinga sumarið 1982 ásamt einvíðri túlkun þeirra.

3.4 Túlkun viðnámsmælinga

Í viðauka 1 er fjallað almennt um túlkun viðnámsmælinga og verður það ekki endurtekið hér. Ekki verður fjallað sérstaklega um né birtar niðurstöður einvíðrar túlkunar, heldur er litið á hana sem lið í undirbúningi undir tvívíða túlkun.

Til túlkunar voru teknar þær mælingar sem liggja á og með straumarm samsíða línunum 1, 2, 3 og 4. Aðrar mælingar á svæðinu henta ekki til tvívíðrar túlkunar, bæði vegna óhentugra staðsetninga og vegna of stutts straumarms og þar með of lítillar skyndýptar.

Hér á eftir verður gerð stutt grein fyrir túlkun mælinga á hverri línu fyrir sig.

LÍNA 1:

Á henni eru (talið frá suðri til norðurs): Þ-24, Þ-42, Þ-26, Þ-25, Þ-40, Þ-41. Á mynd 26 er mælt sýndarviðnám þessarra mælinga (sem fall af AB/2) sýnt sem sýndarviðnámssnið. Á mynd 27 er sýnt sýndarviðnámssnið reiknað út frá viðnámslíkani. Viðnámslíkanið, sem telst lokatúlkun mælinganna, er sýnt sem viðnámssnið á mynd 28. Viðnámslíkanið ber að líta á sem grófa nálgun að raunverulegri viðnámsskipan jarðarinnar. Með því að bera saman reiknað og mælt sýndarviðnámssnið er hægt að meta gæði viðnámslíkansins.

Við samanburð á mældu og reiknuðu sýndarviðnámssniði fyrir línu 1 (myndir 27 og 28) sést að þeim ber nokkuð vel saman nema í mælingunni Þ-42. Ástæðan fyrir því er trúlega sú að í nágrenni Þ-42 sé viðnámsskipanin þrívíð, þ.e.a.s. að verulegar viðnámsbreytingar séu í lárétta stefnu þvert á línu 1 þó að ekki sjáist þess merki á yfirborði. Því er trúlega þörf þrívíðrar túlkunar ef samræmi á að fást, en eins og fram kemur í viðauka 1 er í tvívíðri túlkun ekki gert ráð fyrir viðnámsbreytingum í lárétta stefnu þvert á mællínu. Samanburður við mælingar nálægt línu 1 styður þennan grun.

Eins og sjá má á mynd 28 er viðnámslíkanið nokkuð flókið undir syðri hluta línunnar. Það kann að einhverju leyti (en ekki eingöngu) að stafa af því að um tvívíða nálgun að þrívíðri viðnámssskipan sé að ræða.

Í viðnámslíkaninu er lágviðnámslag á 300 - 600 m dýpi. Hafa verður í huga að þetta er að verulegu leyti jafngildislag (sjá viðauka 1) og neðri mörk þess þar af leiðandi ekki vel ákvörðuð. Að öðru leyti skal ekki fjölyrt um viðnámslíkanið, heldur myndin látin tala sínu máli.

LÍNA 2:

Á henni eru (talið frá suðri til norðurs): þ-27, þ-47, þ-5, þ-44, þ-45, þ-2, þ-46 og þ-3. Á mynd 29 er sýnt mælt sýndarviðnámsnið og á mynd 30 er sýndarviðnámsnið reiknað út frá viðnámslíkani á mynd 31. Við samanburð á mældu og reiknuðu sýndarviðnámsniði fyrir þessa línu sést að þeim ber nokkuð vel saman ef undan eru skildar syðstu mælingarnar. Hér er eins og í línu 1 trúlega um að ræða verulega þrívíða viðnámssskipan, enda sjást þess nokkuð glögg merki á yfirborði. Línan fylgir í grófum dráttum meiriháttar misgengi sem gengur í gegnum jarðhitasvæðið og við suðurhluta línunnar er yfirborðsjarðhiti greinilega tengdur þessu misgengi. Eins og áður ber að hafa í huga að lágviðnámslagið í viðnámslíkaninu frá þ-5 og norður að þ-46 er að nokkru jafngildislag og neðri mörk þess þar af leiðandi nokkuð óviss.

LÍNA 3:

Á henni eru (talið frá suðri til norðurs): þ-50, þ-9, þ-51, þ-20, þ-53, þ-19 og þ-5. Við úrvinnslu kom í ljós að gæði eldri mælinganna, þ.e. þ-9, þ-20 og þ-19 voru ekki nægjanleg til þess að unnt væri að hafa gagn af þeim. Við lokatúlkunina var því eingöngu stuðst við mælingar frá sumrinu 1982. Á mynd 32 er mælt sýndarviðnámsnið fyrir þessar mælingar og á mynd 33 er sýnt reiknað sýndarviðnámsnið út frá viðnámslíkaninu á mynd 34. Ekki er að sjá neitt verulegt ósamræmi milli mælds og reiknaðs sýndarviðnámsniðs og verður því að telja viðnámslíkanið nokkuð trúverðugt með venjulegum fyrirvara um óviss neðri mörk lágviðnámslagsins sem fram kemur sunnan við þ-9.

LÍNA 4:

Á henni eru (talið frá vestri til austurs): þ-54, þ-39, þ-32, þ-31, þ-48, þ-33, þ-49, þ-34. Mælingarnar þ-32, þ-33 og þ-34 eru óreglulegar í endann og því tæplega marktækar fyrir lengri straumarm en 500 - 800 m. Á mynd 35 er sýnt mælt sýndarviðnámsnið fyrir línu 4. Á mynd 36 er reiknað sýndarviðnámsnið út frá viðnámslíkaninu á mynd 37. Mældu og reiknuðu sýndarviðnámsniði ber nokkuð vel saman nema hvað ekki tókst að ná fullkomnu samræmi milli mældra og reiknaðra ferla mælinganna þ-31 og þ-48. Reiknaðir sýndarviðnámsferlar gefa nokkuð hærra sýndarviðnám fyrir $AB/2 > 1200$ m.

Eins og áður eru neðri mörk lágviðnámslagsins sem fram kemur milli þ-54 og þ-49 nokkuð óviss. Eins og sést á mynd 37 gerir viðnámslíkanið ráð fyrir því að þetta lágviðnámslag nái niður á meira dýpi vestan við þ-32 en milli þ-32 og þ-48. Þessi dýptarmunur er á mörkum þess að vera marktækur, en samanburður við viðnámslíkөн línu-1 og línu-2, sem skera línu 4 við þ-39 og mitt á milli þ-32 og þ-31, bendir til þess að hann sé raunverulegur. Rétt er að benda á að í viðnámslíkaninu fyrir línu 4 er gert ráð fyrir lágviðnámi á 400 m dýpi 1250 m vestan við þ-54. Einu vísbendinguna um þetta lágviðnám er að finna í þ-54 og verður því tilvist þess að teljast nokkuð ótrygg. En án þess að gera

ráð fyrir þessu lágviðnámi, er ekki hægt að fá samtímis samræmi milli mældra og reiknaðra ferla Þ-54 og Þ-39 og það eru nokkuð sterk rök fyrir því að það sé til staðar.

3.5 Niðurstöður viðnámsmælinga

Á myndum 38, 39 og 40 eru niðurstöður túlkunar viðnámsmælinga á Þeistareykjum dregnar saman. Þær eru settar fram sem viðnámskort er sýna viðnám í jörðu 200 m ofan sjávarmáls (mynd 38), við sjávarmál (mynd 39) og 200 m neðan sjávarmáls (mynd 40). Þessar hæðartölur má auðveldlega umreikna í dýpi frá yfirborði því að vestan Ketilfjalls er mælisvæðið í 300-350 m hæð yfir sjó, en um 470-500 m austan Ketilfjalls.

Viðnámskortin eru byggð á niðurstöðum tvívíðrar túlkunar nema hvað á myndum 38 og 39 er í norður-suðurlínu meðfram Lambafjöllum notast við viðnámsgildi frá einvíðri túlkun þar eð tvívíð túlkun þeirrar línu var ekki möguleg eins og áður hefur verið nefnt. Til hægðarauka við skoðun kortanna hafa verið dregnar jafnviðnámslínur fyrir 10, 50 og 100 ohmm viðnám. Lega þessara jafnviðnámslína er ekki eingöngu fundin með línulegri brúun milli uppgefina viðnámsgilda við hverja mælimiðju heldur er einnig stuðst við viðnámskil í tvívíðum viðnámslíkönum.

Athugull lesari rekur ef til vill augun í það á mynd 39 (viðnám við sjávarmál), þar sem línur 3 og 4 skerast að innan 10 ohmm línunnar eru í tveim mælingum í línu 3 gefin upp viðnámsgildi sem eru hærri en 10 ohmm. Ástæðan fyrir þessu er að þar sem línur 3 og 4 skerast ber viðnámslíkönum þeirra ekki saman. Viðnámslíkan línu 4 gefur 5 ohmm, en viðnámslíkan línu 3 gefur 25-35 ohmm. Lína 4 er látin ráða því að lína 3 liggur þarna samsíða austurmörkum lágviðnámssvæðisins og forsendur tvívíðrar túlkunar því betur uppfylltar fyrir línu 4 en línu 3.

Um áreiðanleika túlkunarinnar og kortanna er það að segja að hann minnkar með vaxandi dýpi. Viðnámskortin 200 m ofan sjávarmáls og við sjávarmál eru trúlega nokkuð áreiðanleg, en kortið yfir viðnám 200 m neðan sjávarmáls er aftur á móti ekki eins áreiðanlegt vegna þess hve viðnámsmælingar greina illa viðnámsbreytingar neðan við áberandi lágviðnámslög.

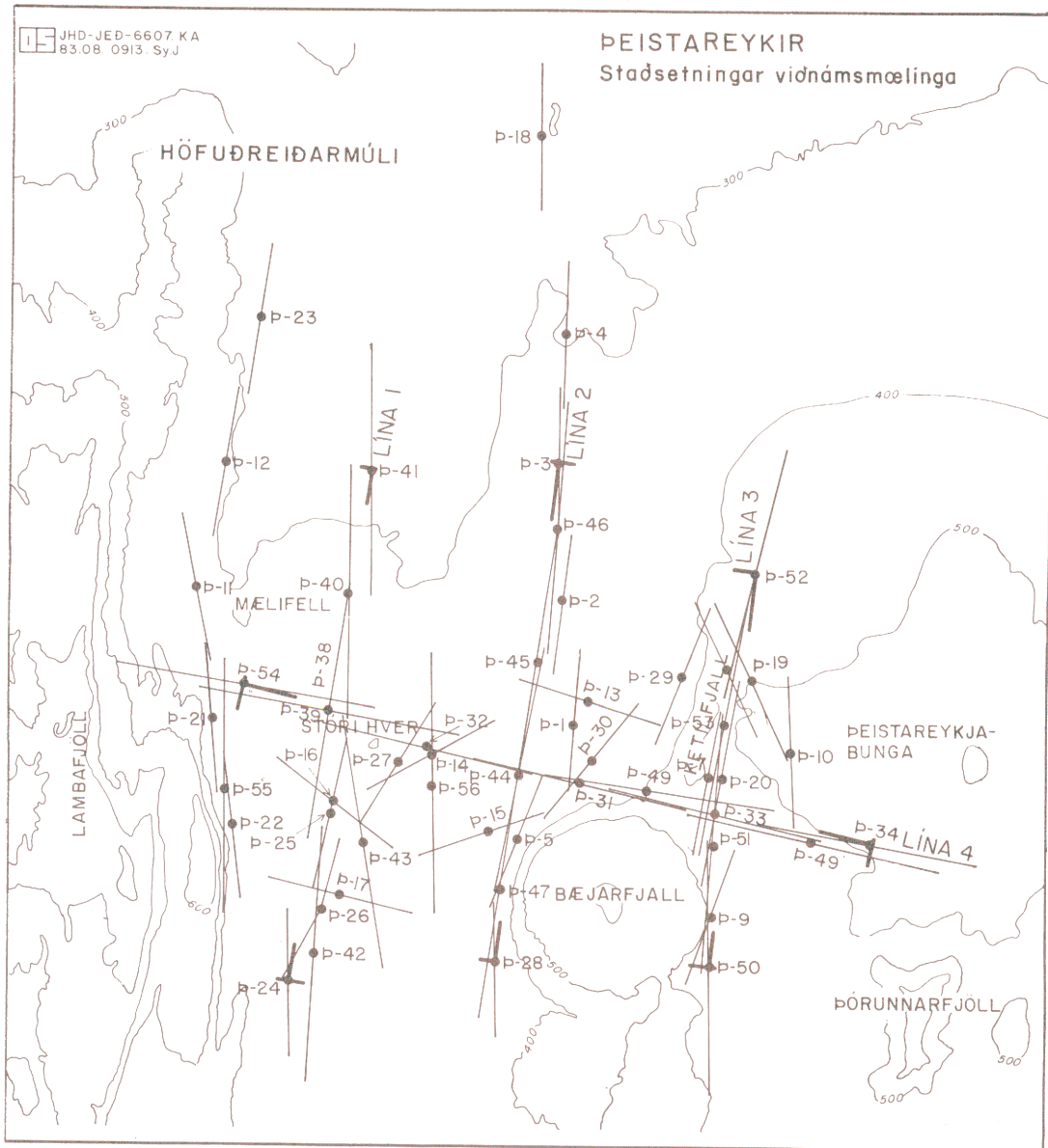
Af viðnámskortunum sést að stefna meginlágviðnámssvæðisins er frá vestri til austurs. Það afmarkast í grófum dráttum af Mælifelli í vestri og nær skammt austur fyrir Ketilfjall. Lágviðnám virðist einnig koma fram um og neðan við sjávarmál vestast í línu 4 um 1500 m vestan við Mælifell og syðst í línu 1 milli Bæjarfjalls og Lambafjalla. Þessi lágviðnámssvæði eru á útmörkum mælisvæðisins og eru ekki jafn vel staðfest og meginlágviðnámssvæðið því að ekki er hægt út frá þeim mælingum sem fyrir hendi eru að afmarka þau nánar. Í öllum mælihnunum kemur fram hátt viðnám (um 100 ohmm) undir meginlágviðnámssvæðinu, en lágviðnámið virðist ná mestu dýpi undir línu 1 milli Mælifells og Bæjarfjalls. Á kortinu yfir viðnám við sjávarmál er áberandi háviðnáms hryggur frá suðvestanverðu Bæjarfjalli í stefnu norðvestur. Á kortinu yfir viðnám 200 m neðan sjávarmáls kemur einnig fram háviðnámsrani frá Þeistareykjagrundum í stefnu suðvestur. Af þessu sést að viðnámsskipan vestur af Bæjarfjalli er mjög flókin og fróðlegt væri að reyna að tengja hana jarðfræðilegum athugunum. Lágt viðnám í jörðu bendir til þess að til staðar sé hátt hitastig og tiltölulega mikið

vatn í jarðlögum. Á því byggist notagildi viðnámsmælinga til kortlagningar jarðhitasvæða. Því má ætla að viðnámskortin, t.d. kortið yfir viðnám við sjávarmál (mynd 39) gefi í grófum dráttum mynd af legu meginjarðhitasvæðisins á Þeistareykjum.

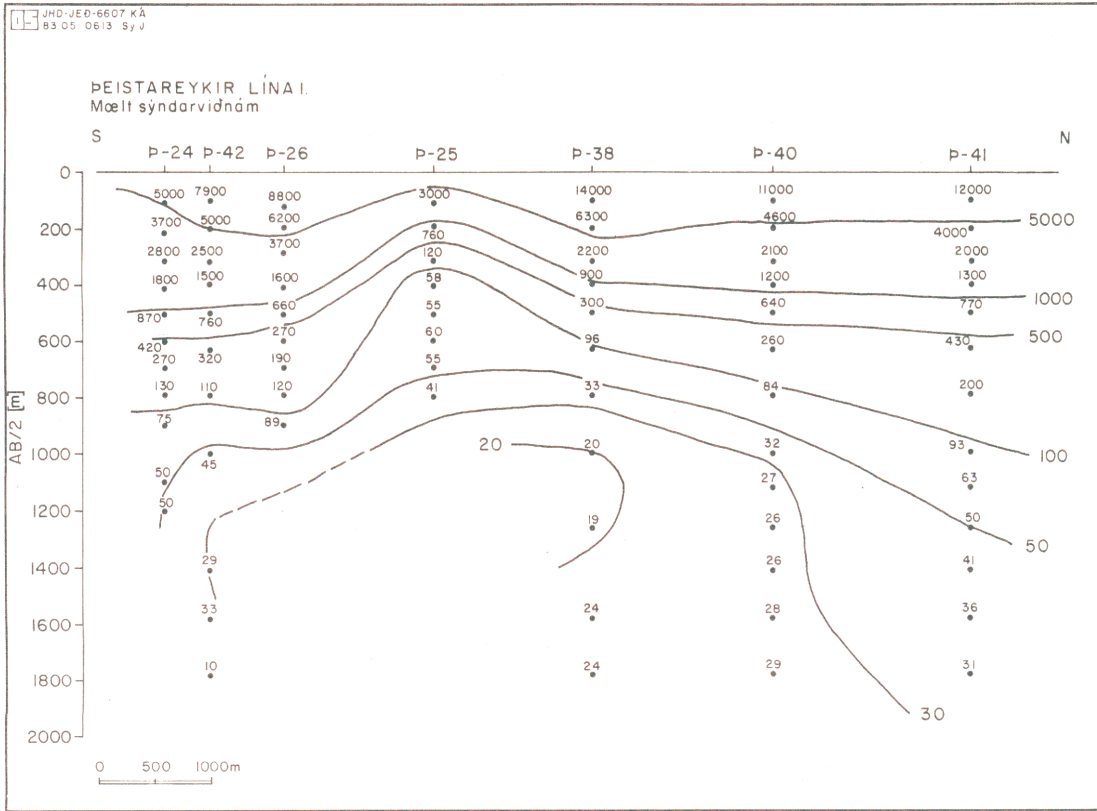
Eins og áður var á minnst kemur í öllum mælingum fram hátt viðnám (um 100 ohm) neðan við meginlægviðnámsvæðið. Ekki er ljóst hvað veldur þessari viðnámsþækkun. Þar kemur einkum þrennt til greina:

- 1) Þétt innskot með lítið holurými og þar með lítið vatnsinnihald.
- 2) Að hitastig í jarðhitakerfinu sé orðið það hátt að það sé í hálfstuðu, þ.e.a.s. að til staðar sé bæði vatns- og gufufasi og að verulegur hluti holurýmis í berginu sé fylltur gufu.
- 3) Eins og segir í viðauka A lækkar viðnám í jarðhitavökva með hækkandi hitastigi. Þetta gildir þó aðeins upp að ákveðnu marki. Fyrir hitastig ofan þessa marks fer viðnámið aftur ört hækkandi (Meidav 1980). Hugsanlegt er að við ákveðin skilyrði geti hitastig í jarðhitakerfum náð þessu marki án þess að kerfið sé komið í hálfstuðu.

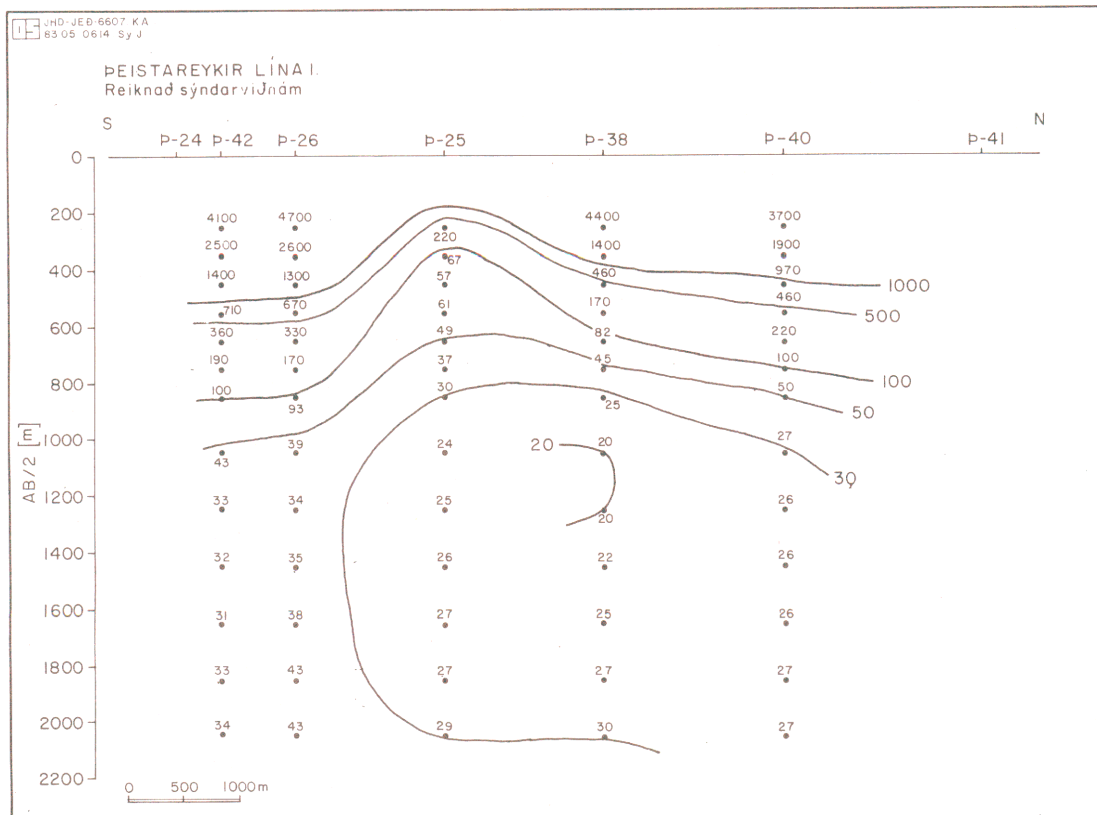
Ekki er unnt með viðnámsmælingum einum saman að greina á milli þessara möguleika. Þar verða að koma til annars konar athuganir s.s. efna- og jarðfræðiathuganir.



Mynd 25 Staðsetning viðnámsmælinga.



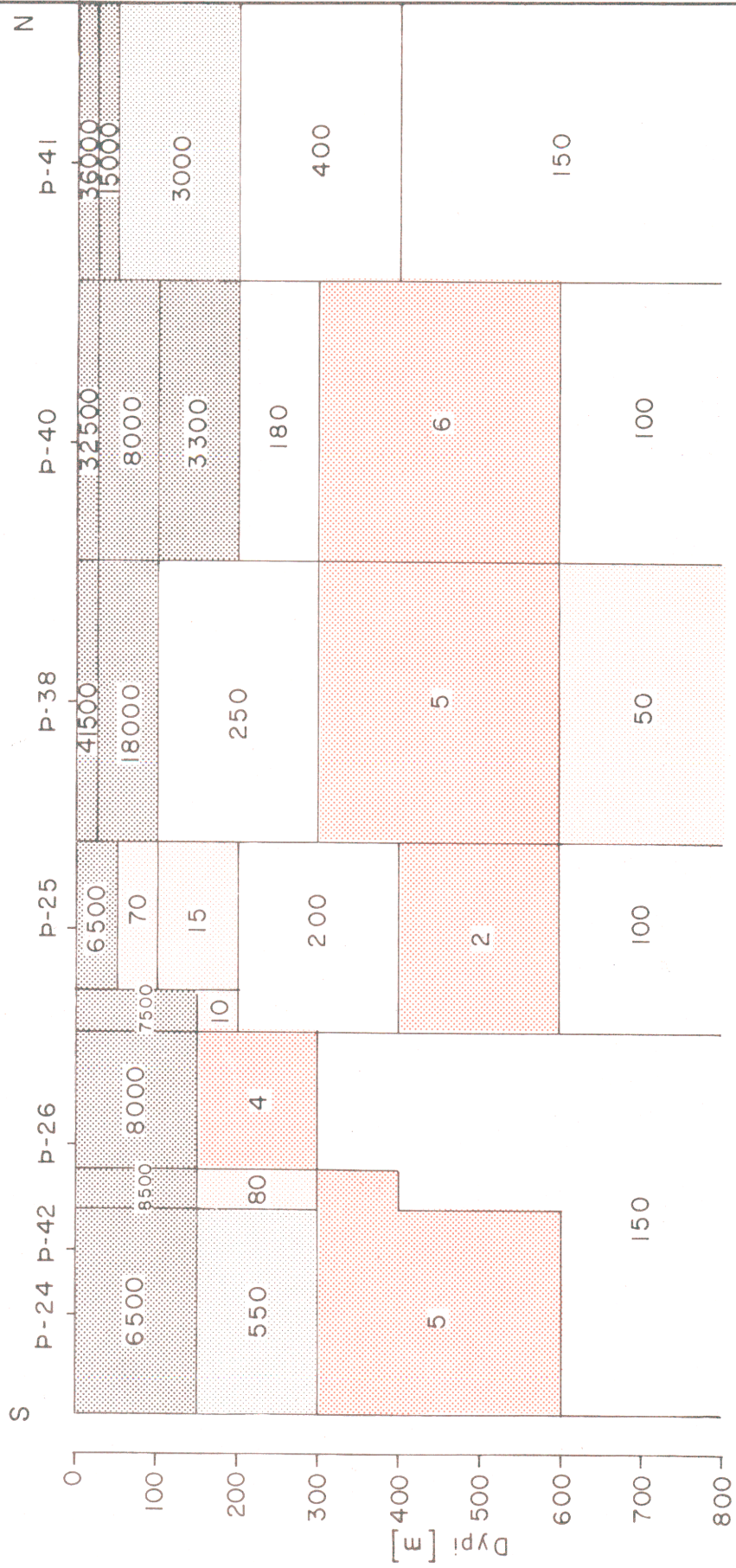
Mynd 26 Lína 1 mælt sýndarviðnám.



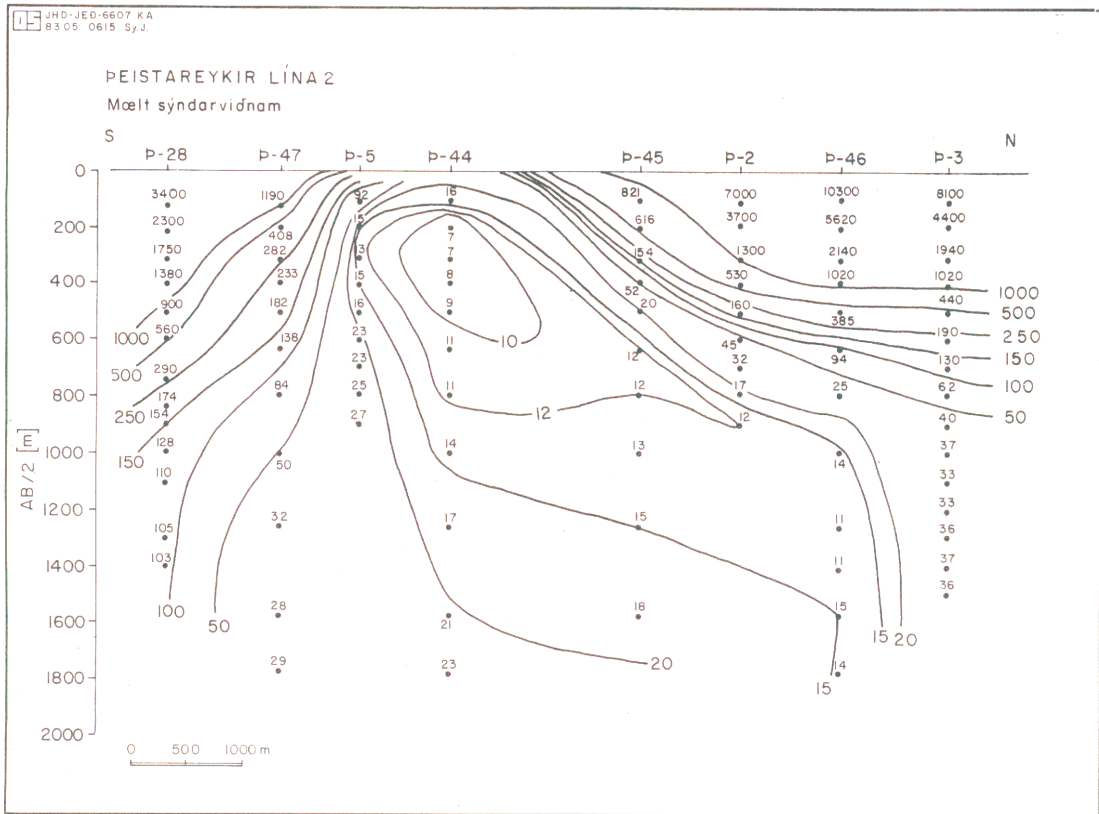
Mynd 27 Lína 1 reiknað sýndarviðnám.

JHD-JED-6607 KA
83.05 0609 SyJ

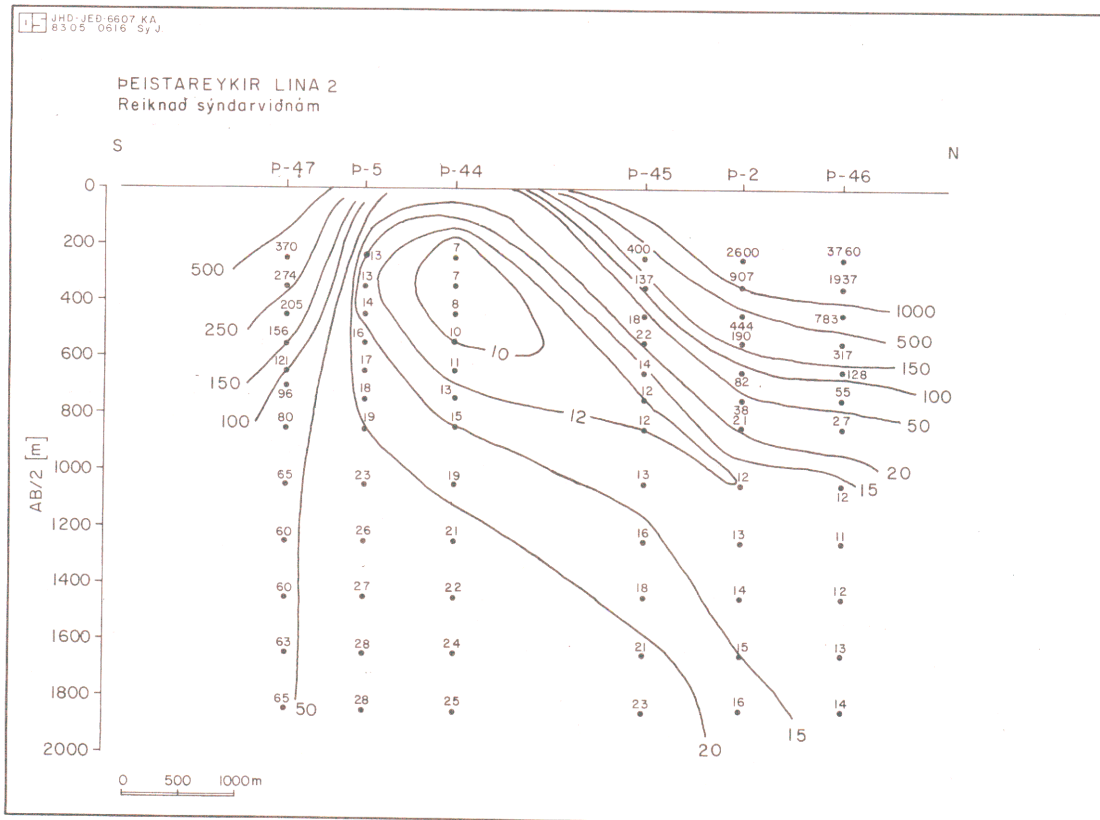
PEISTAREYKIR LÍNA I
Tvívið túlkun viðnámsnið



Mynd 28 Lína 1 tvívið túlkun.



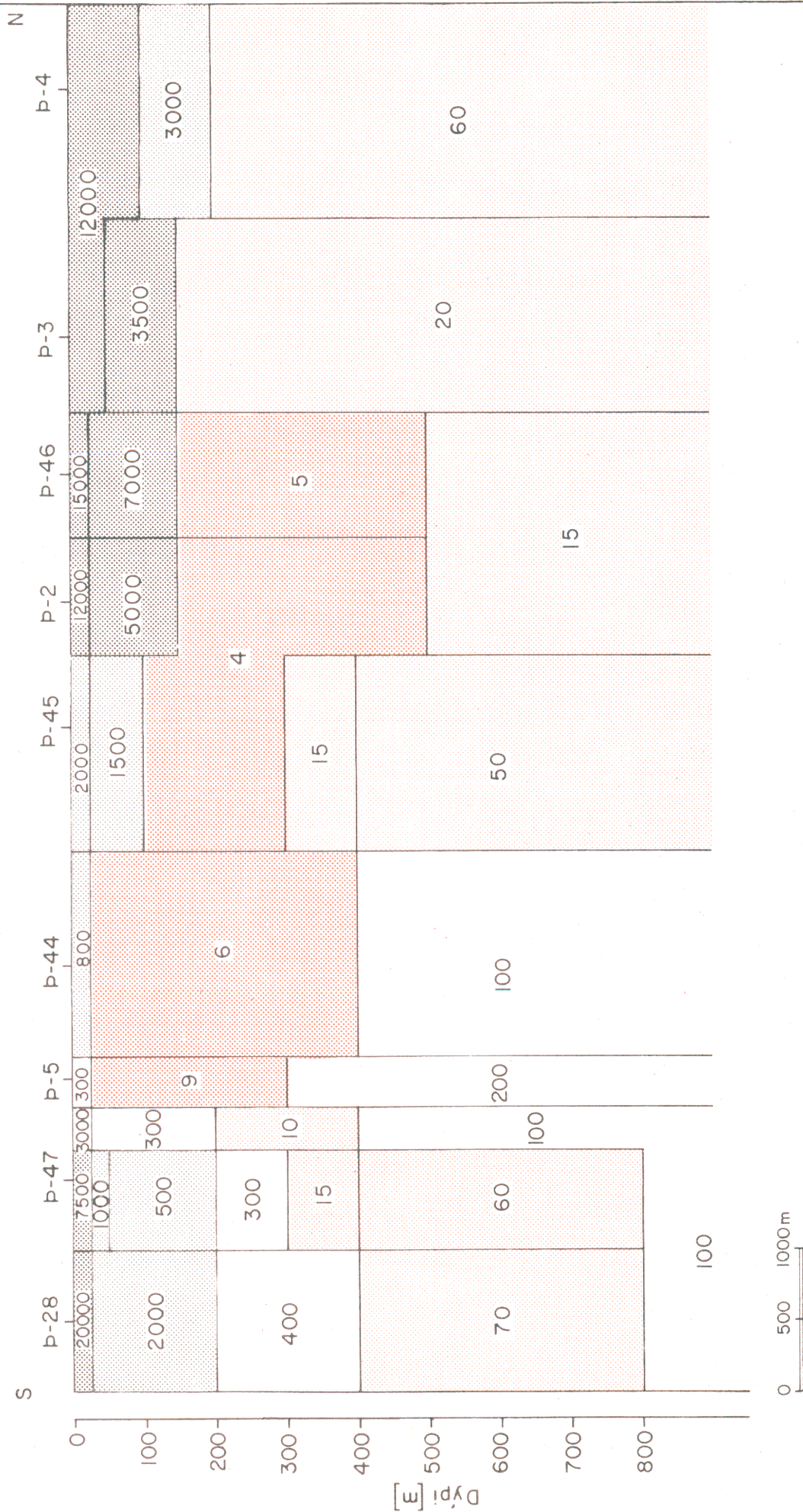
Mynd 29 Lína 2 mælt sýndarviðnám.



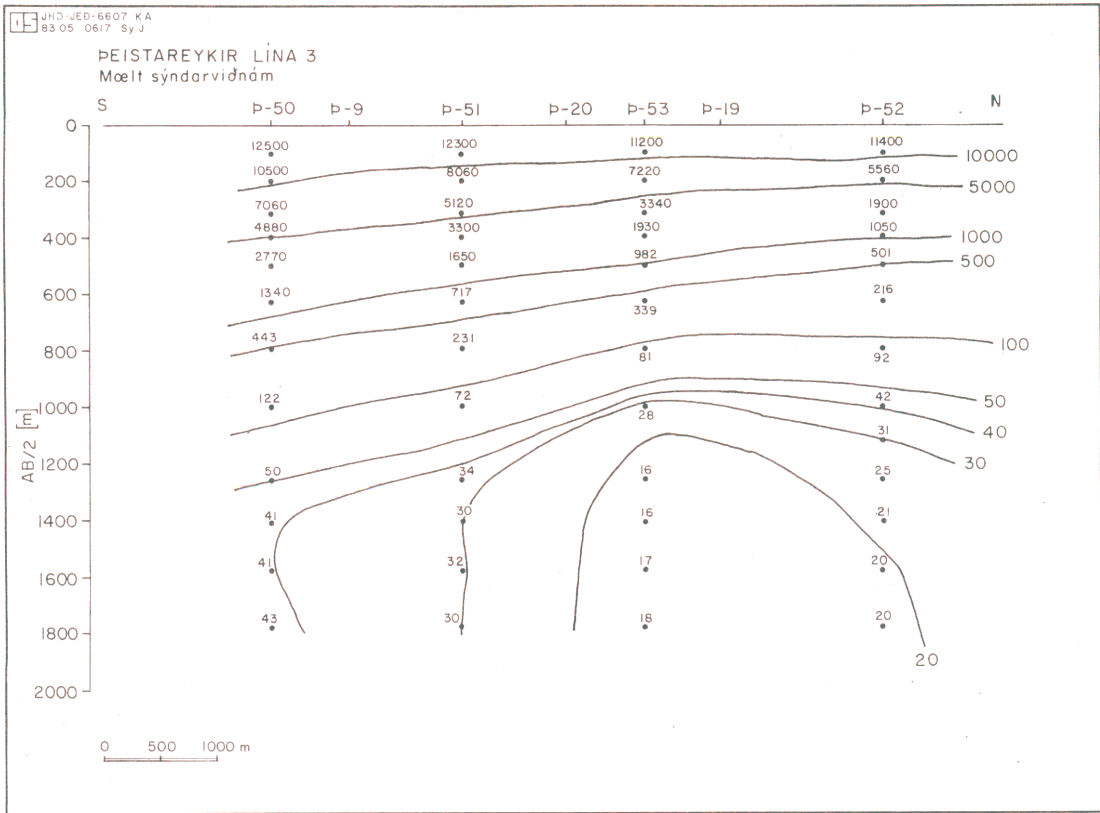
Mynd 30 Lína 2 reiknað sýndarviðnám.

JHD-JED-6607 KÁ
83.05.0610 SyJ

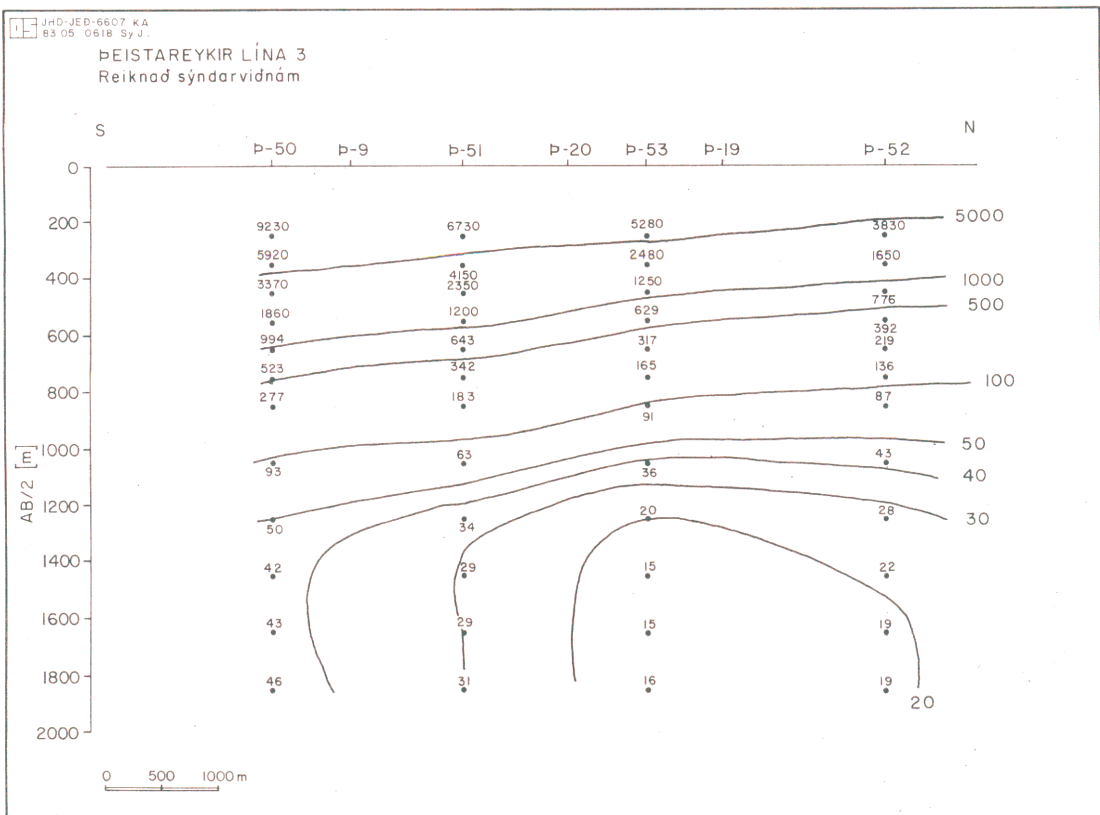
ÞEISTAREYKIR LÍNA 2
Tvívíð túlkun viðhámssnið



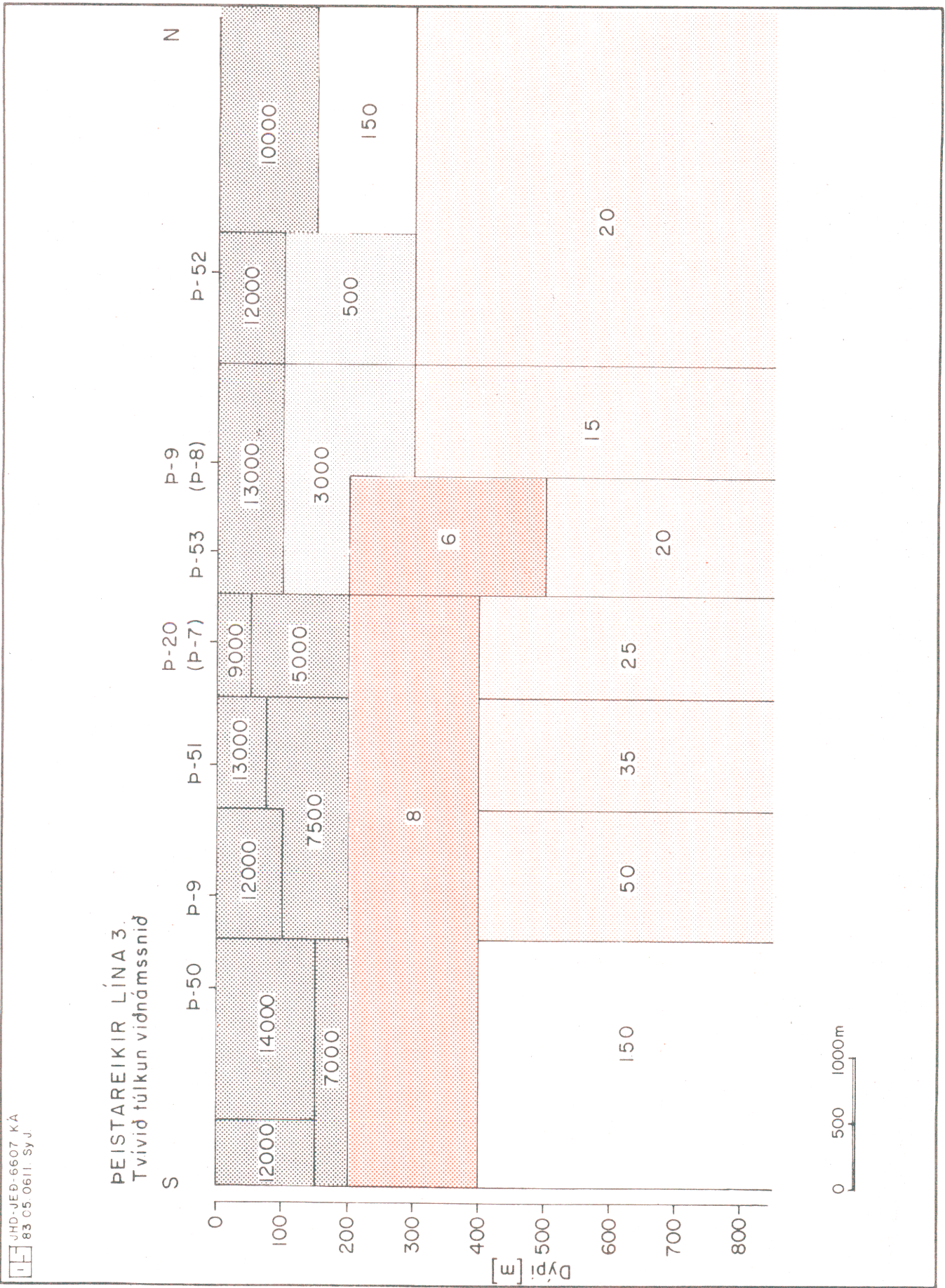
Mynd 31 Lína 2 tvívíð túlkun.



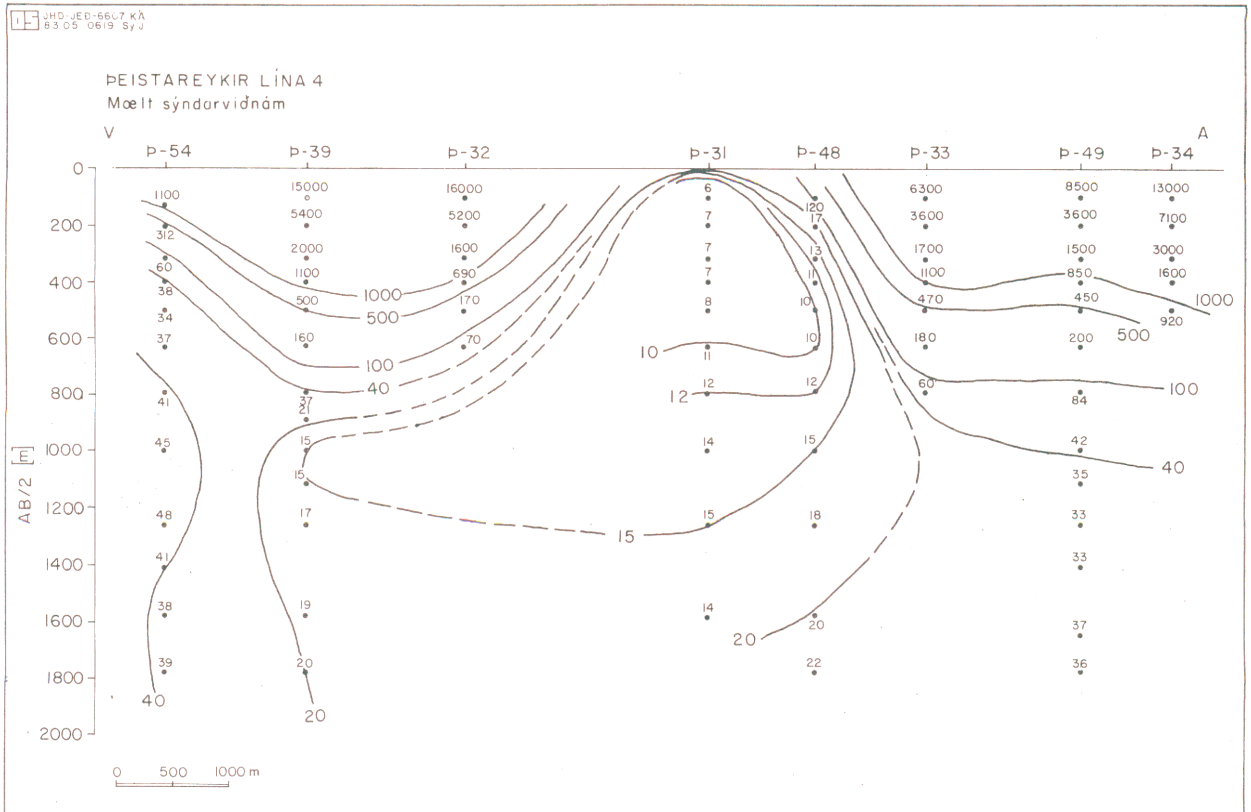
Mynd 32 Lína 3 mælt sýndarviðnám.



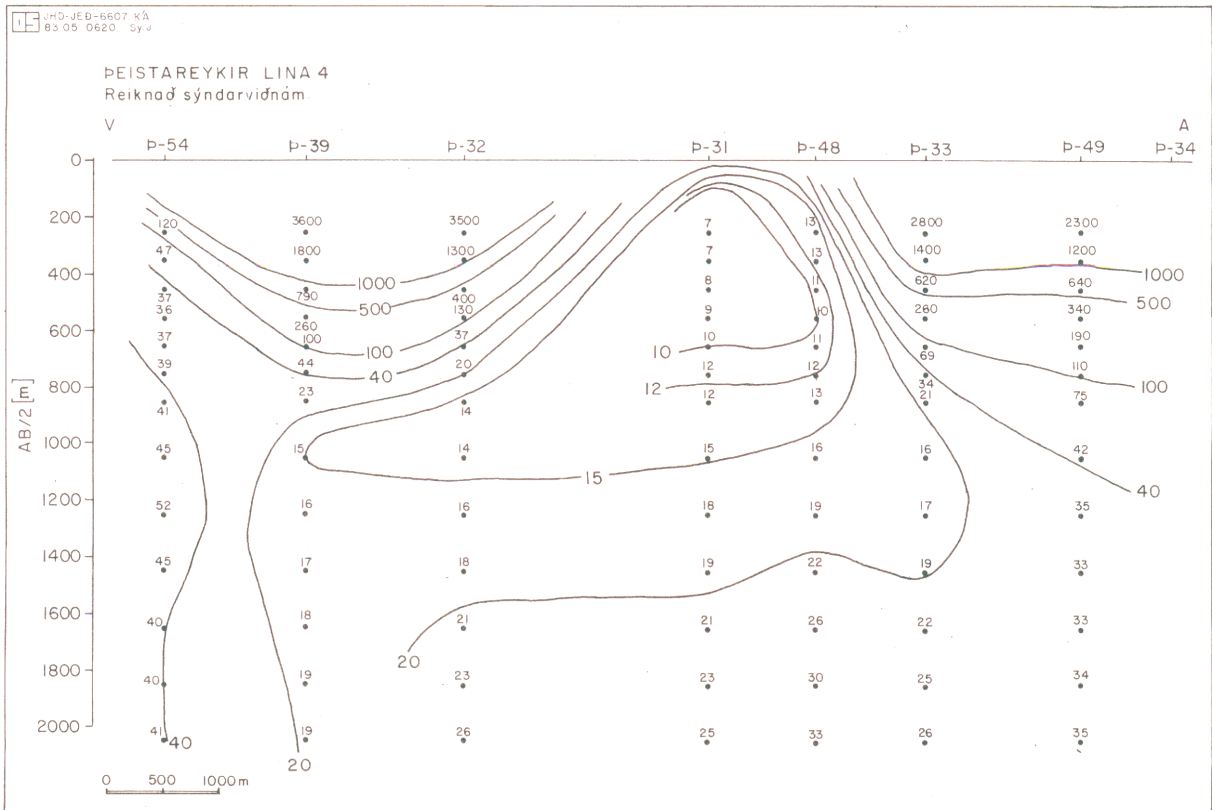
Mynd 33 Lína 3 reiknað sýndarviðnám.



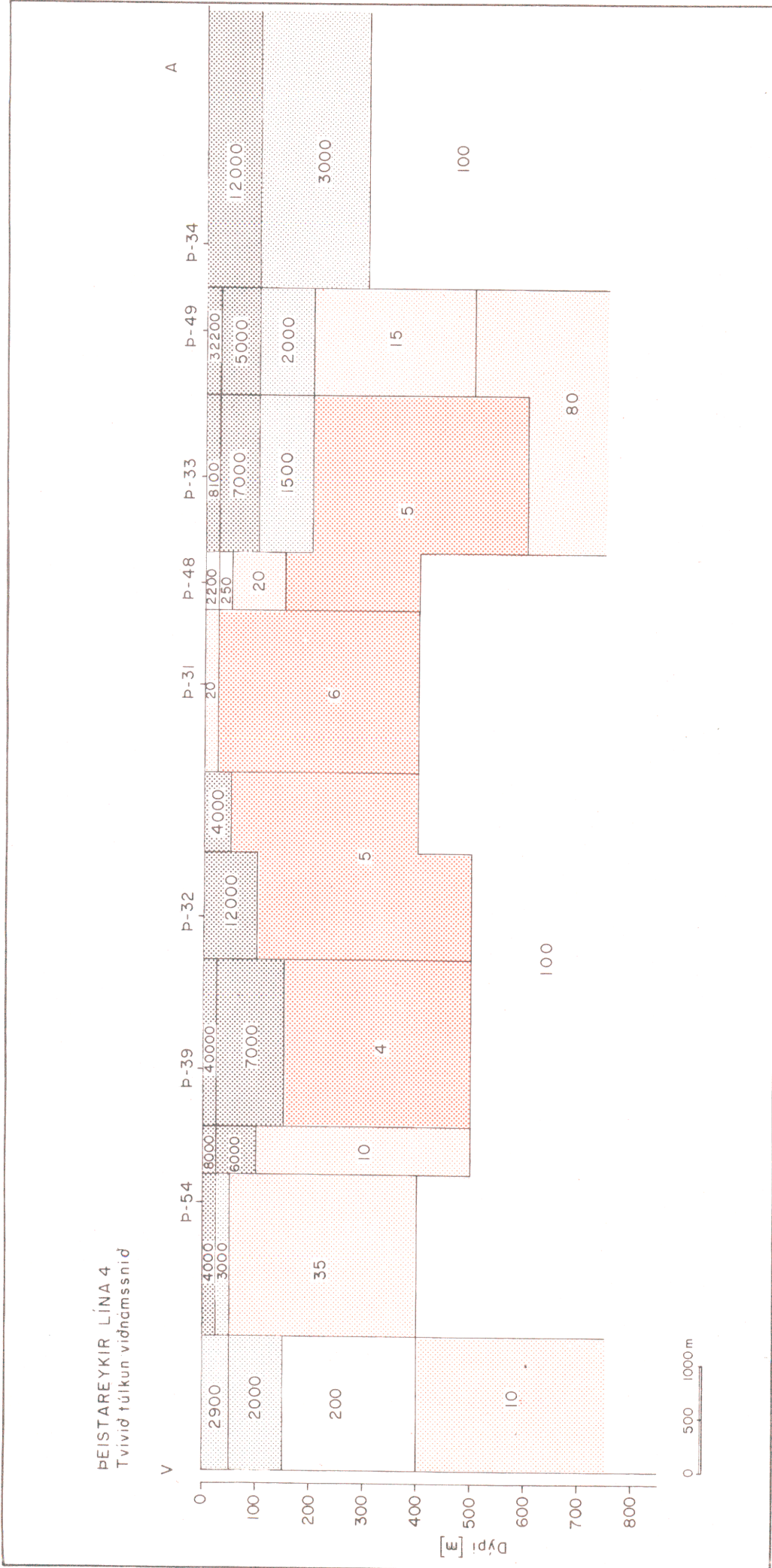
Mynd 34 Lína 3 tvívið túlkun.



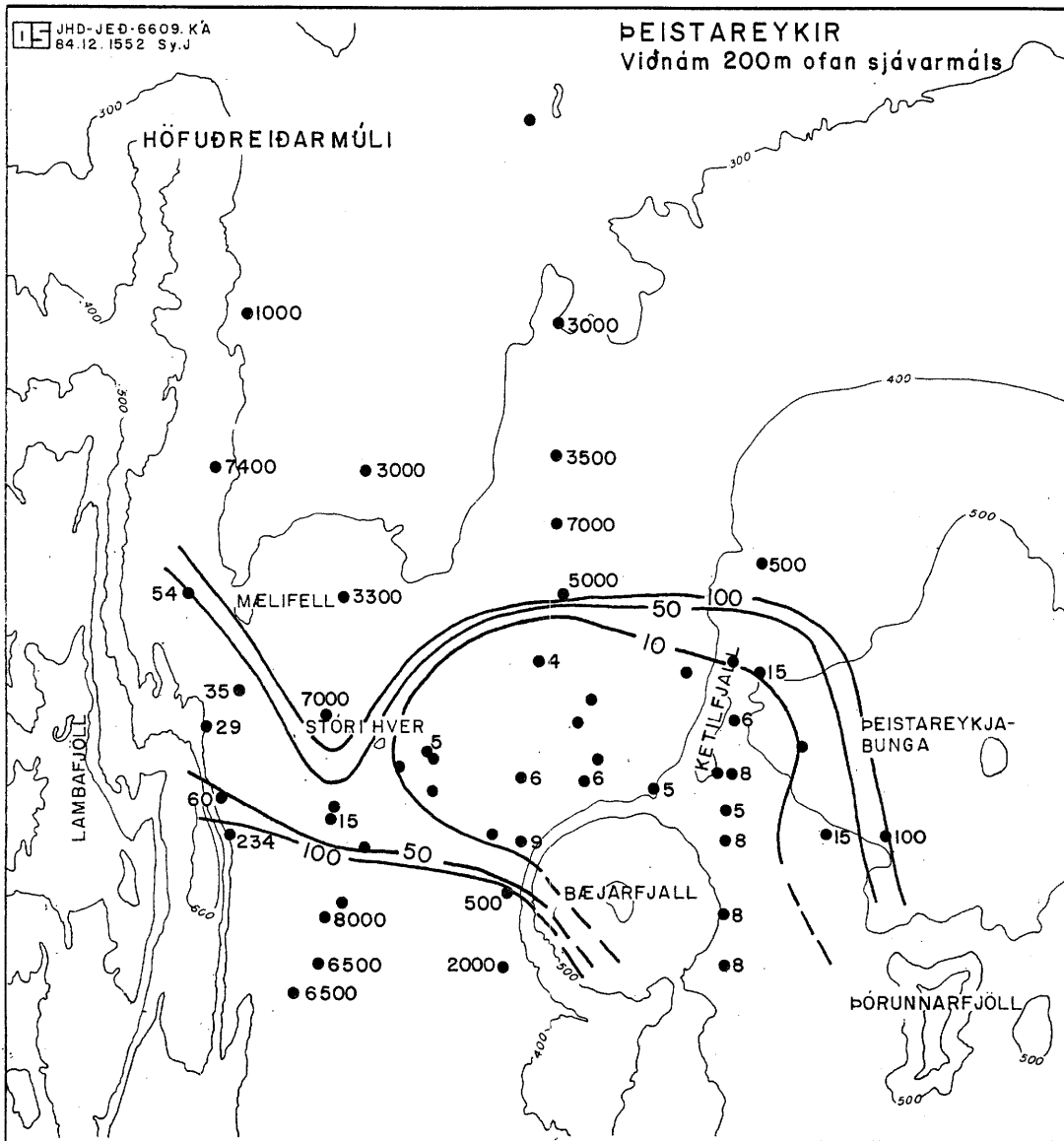
Mynd 35 Lína 4 mælt sýndarviðnám.



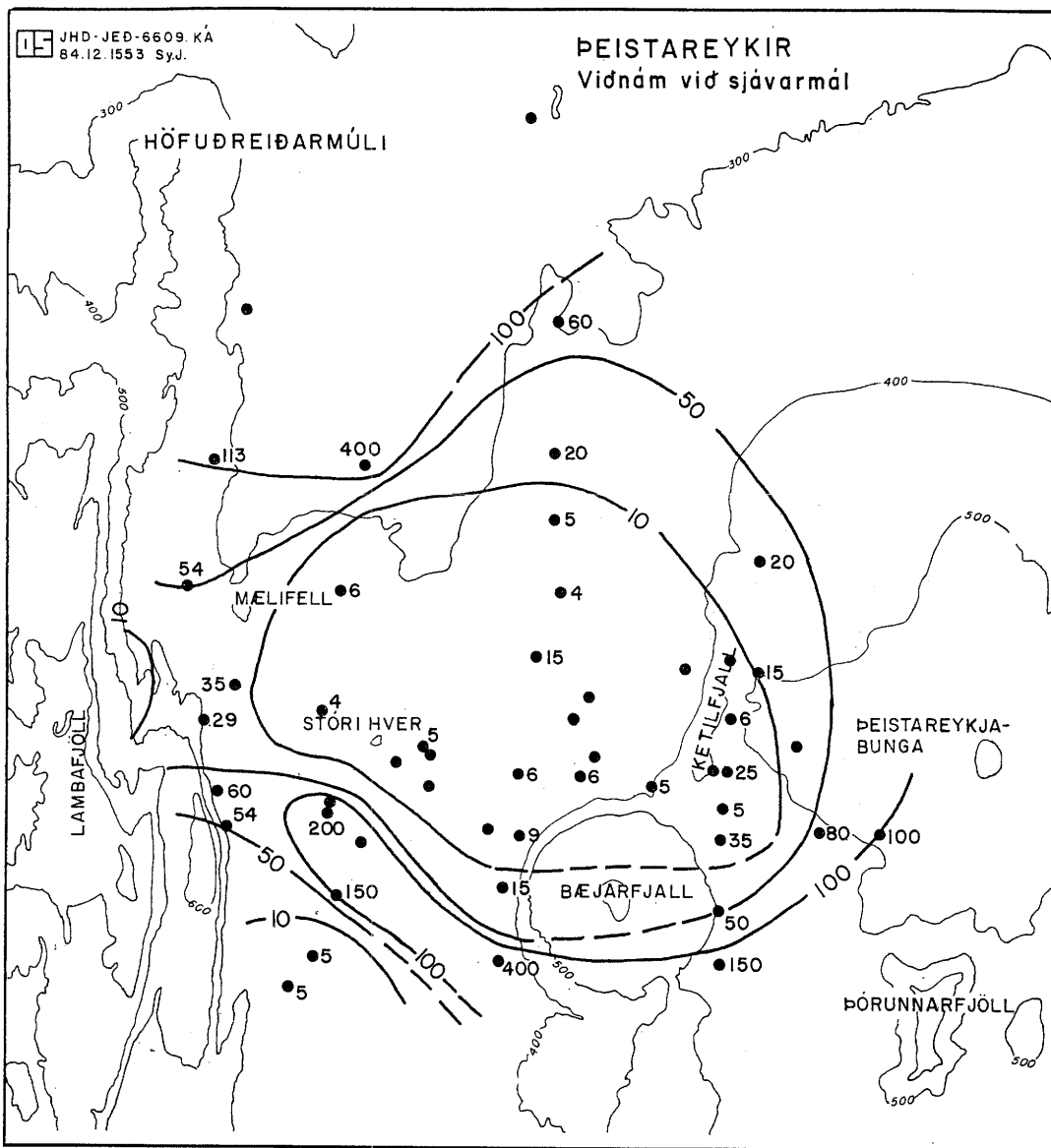
Mynd 36 Lína 4 reiknað sýndarviðnám.



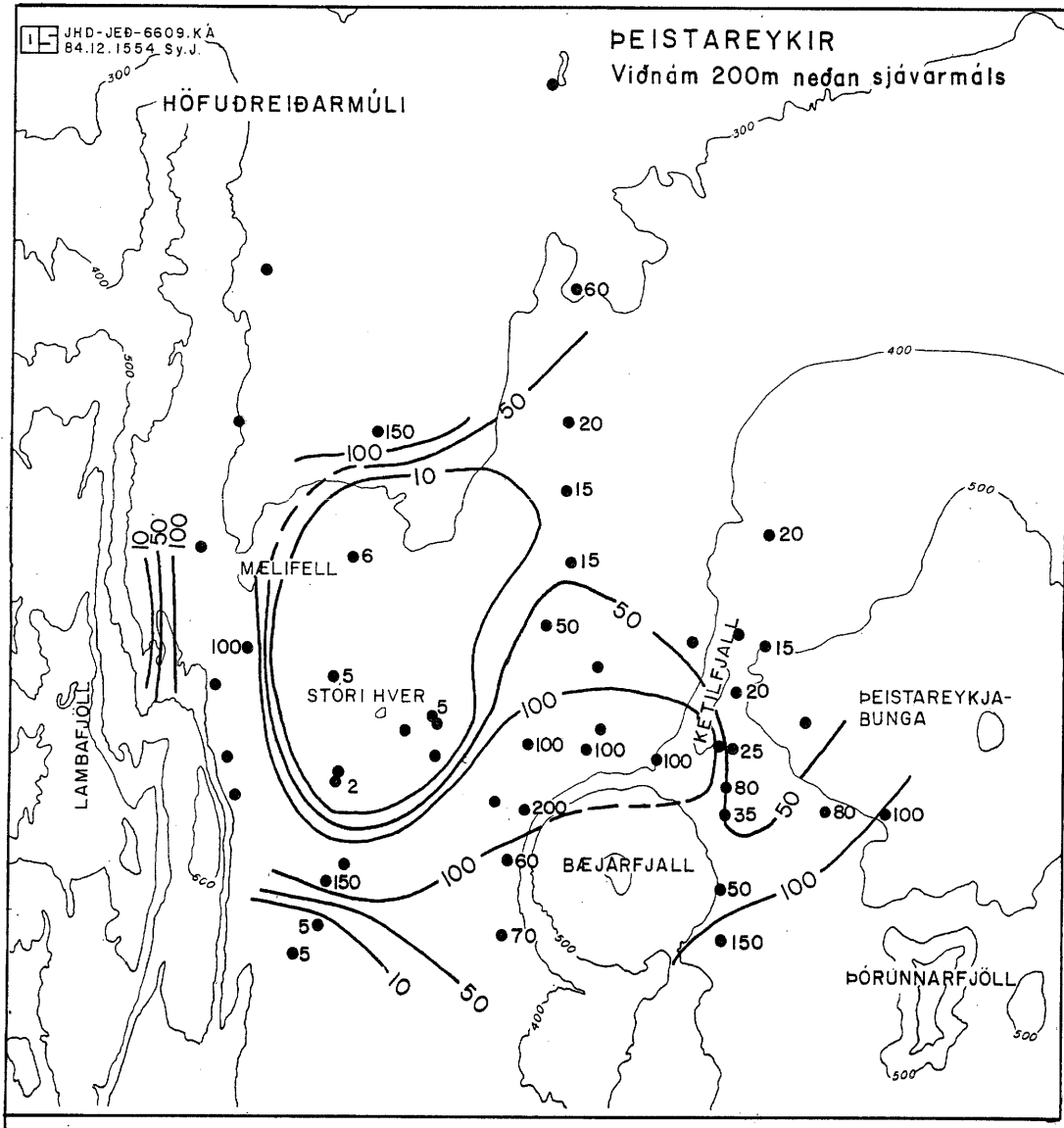
Mynd 37 Lína 4 tvívið túlkun.



Mynd 38 Viðnám 200 m ofan sjávarmáls.



Mynd 39 Viðnám við sjávarmál.



Mynd 40 Viðnám 200 m neðan sjávarmáls.

4 EFNAFRÆÐI

4.1 Inngangur

Þegar gufa myndast við suðu í jarðhitakerfi dreifast þau efni sem eru uppleyst í vatninu milli vatns og gufu eftir ákveðnum lögmálum. Út frá efnainnihaldi þeirrar gufu sem nær yfirborði er reynt að segja fyrir um ýmsa eðlisþætti jarðhitakerfisins, svo sem helstu uppstreymissvæði og hita. Það er ljóst, að efnainnihald gufu sem myndast á nokkur hundruð metra dýpi getur breyst verulega á leið sinni til yfirborðs. Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson (1980) hafa rakið helstu ferli jarðgufu og vísast hér til þeirrar samantektar. Hér á eftir eru rakin nokkur áhrif sem þrepassuða hefur á efnasamsetningu gufu (kaflar 4.7 og 4.8).

Þau efni í gufu sem yfirleitt eru mæld og notuð við túlkun eru gastegundirnar koldíoxíð (CO_2), brennisteinsvetni (H_2S), vetni (H_2), metan (CH_4), súrefni (O_2) og köfnunarefni (N_2). Að auki var við þessa rannsókn mældur styrkur eftirfarandi efna: Radons (Rn), kvikasílfurs (Hg), natríums (Na) og klóríðs (Cl). Þá voru mæld samsætuhlutföll fyrir vetni (D/H), súrefni ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) og helíum ($^3\text{He}/^4\text{He}$). Einnig var mælt pH og hiti.

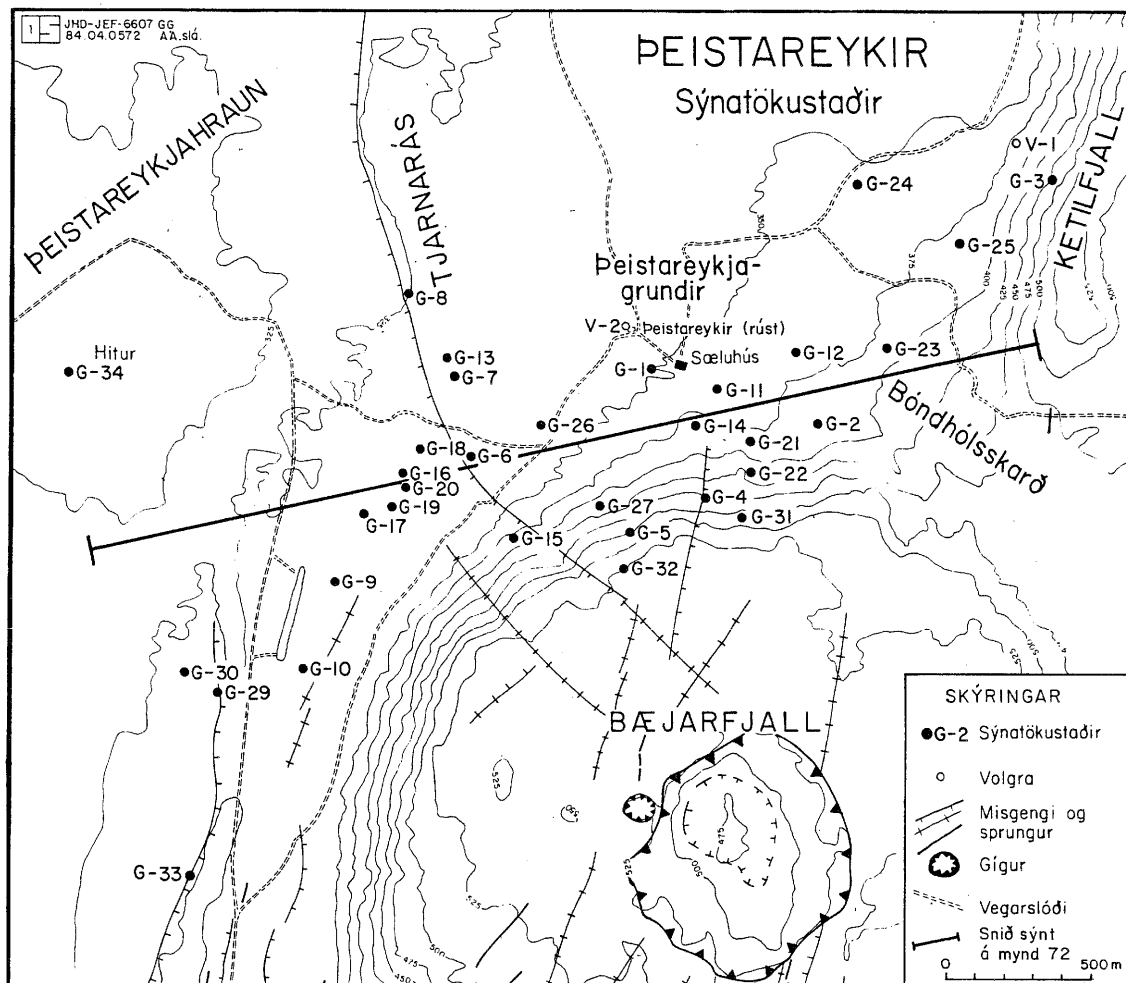
Allar töflur sem vitnað er til í þessum kafla eru aftast í honum.

4.2 Sýnataka og efnagreiningar

Yfirborðsjarðhiti á háhitasvæðum getur verið með ýmsu móti, og verður að gæta varúðar við val á sýnatökustað ef marktæk sýni eiga að nást. Eins og kemur fram í kafla 2 og á mynd 11 eru leirhverir og gufuaugu algengustu virku jarðhitaummerkin á Þeistareykjum, en vatnshverir fáir. Leirhverir myndast þar sem vatn er til staðar í efstu jarðlögum og geta súrar gastegundir, eins og H_2S , myndað í því sterka sýru sem nær að leysa upp jarðveginn. Vegna hættu á breytingum á hlutföllum og styrk efna í gufu við snertingu við yfirborðsvatn voru leirhverir sniðgengnir þegar sýnatökustaðir voru valdir. Þess vegna eru öll gufusýnin frá Þeistareykjum tekin úr gufuaugum.

Áður hafa Baldur Líndal (Jarðboranir ríkisins 1951) og Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir (1975) safnað sýnum á Þeistareykjum til efnagreininga. Í fyrrnefndu könnuninni voru greind rúmmálshlutföll gastegunda, og heildar gasstyrkur gufunnar var mældur, en eingöngu voru mæld rúmmálshlutföll í þeirri síðarnefndu. Því var unnt að reikna gashita á mismunandi hátt (sjá 4.6) úr niðurstöðum Jarðborana ríkisins (1951). Niðurstöður allra ofangreindra efnagreininga; og þeirra reikninga eru í töflu 3.

Árin 1981 og 1982 var safnað sýnum úr 34 gufuaugum og 2 volgrum. Sýnatökustaðir eru merktir á mynd 41 og er lýst í viðauka 3. Fyrstu sýnatökustaðirnir voru valdir þannig að dreifing þeirra um jarðhitasvæðið væri nokkuð jöfn. Sýrustig (pH), styrkur CO_2 og H_2S voru mæld jafnóðum í sýnatökubíl Orkustofnunar. Þegar niðurstöður lágu fyrir var hægt að velja sýnatökustaði mun markvissar þar sem helstu drættir í dreifingu viðkomandi gastegunda tóku að skýrast.



Mynd 41 Staðir á Peistareykjum þar sem sýni voru tekin til efnagreininga.

Sýnatakan sjálf er nokkuð margslungin og tímafrek. Ekki er því að búast við nema tveimur til þremur sýnatökum á dag, m.a. vegna efnagreininga á staðnum.

Eftir að hentugt gufuúttstreymisop hafði verið valið var komið fyrir trekt og þétt vel að með leir. Þar sem streymi er lítið, svo sem oft vill verða, þarf að gæta þess, að einangra trektina sem best til þess að koma í veg fyrir þéttingu í henni, en slíkt getur haft áhrif á styrk og hlutföll efna í gufunni. Sýni til greininga á einstökum efnum voru tekin á eftirfarandi hátt:

- Styrkur CO_2 og H_2S : Í lofttæmda flösku með þekktu magni natríumhýdróxíðlausnar (40% W/W).
- Sýrustig (pH): Mælt á staðnum úr glerflösku.

- Rúmmálshlutföll aðalgastegunda: Á gastúbu sem fyllt var með súrri saltlausn.
- Natríum og klóríð: í mæliglas með þekktu rúmmáli zinkasetatlausnar.
- Radon: í lofttæmda flösku.
- Kvikasilfur: í mæliglas með þekktu rúmmáli saltpétursúrrar kalíumpermanganatlausnar.
- H og ^{18}O -samsætur: í 100 ml glerflösku.
- He-samsætur: í eirrör, sem loka má í skyndingu með því að leggja það saman í báða enda.

Eins og fyrr sagði voru pH og styrkur CO_2 og H_2S ákvörðuð á staðnum. Nánari greining fór fram á efnarannsóknastöfu Orkustofnunar nema á samsætum. Þar voru mældar í háskólunum í East Anglia (Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1982) og Cambridge á Englandi. Nánari lýsingu á sýnatöku og efnagreiningaaðferðum er að finna í samantekt Magnúsar Ólafssonar (1984). Uppsetning tækja er sýnd á mynd 22.

4.3 Um hlutföll súrefnis- og vetnissamsæta

Algengustu samsætur súrefnis og vetnis í náttúrunni eru súrefni-16 og vetni-1 (^{16}O og ^1H). Í öllu vatni er til staðar snefilmagn af öðrum samsætum, mest þó af súrefni-18 (^{18}O) og tvívetni (D). Örðugt er að mæla styrk hverrar samsætu en næsta auðvelt að mæla hlutföll þeirra í massagreini.

Oftast er notuð aðferð Craigs (1961 b) til að skýra frá niðurstöðum slíkra hlutfallamælinga á náttúrulegu vatni. Þá eru hlutföll samsætanna í sýninu og í staðalsjó (SMOW = Standard mean ocean water) frá National Bureau of Standards borin saman og niðurstaðan skráð sem δ með mælieiningunni ‰ (hér eftir kallað súrefnis 18/16-hlutfall eða D/H hlutfall, þar sem

$$\delta = ((R/R_+) - 1)1000,$$

en R = hlutfall samsæta í sýni ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ eða D/H)

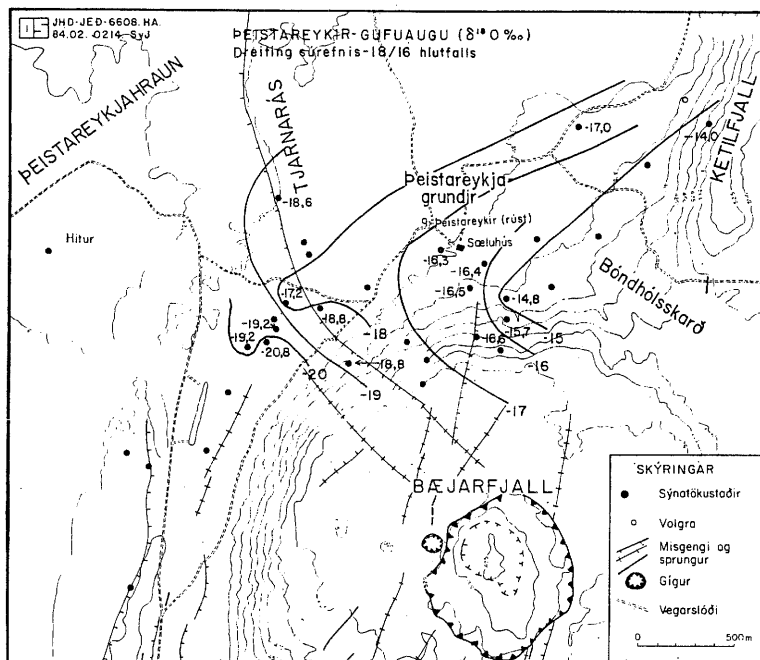
R_+ = samskonar hlutfall í staðal-sjó.

Af því leiðir, að δ gildi verða þósitíf, þar sem meira er af þyngri samsætunni (^{18}O eða D) en í sjó, en negatíf þar sem minna er af henni.

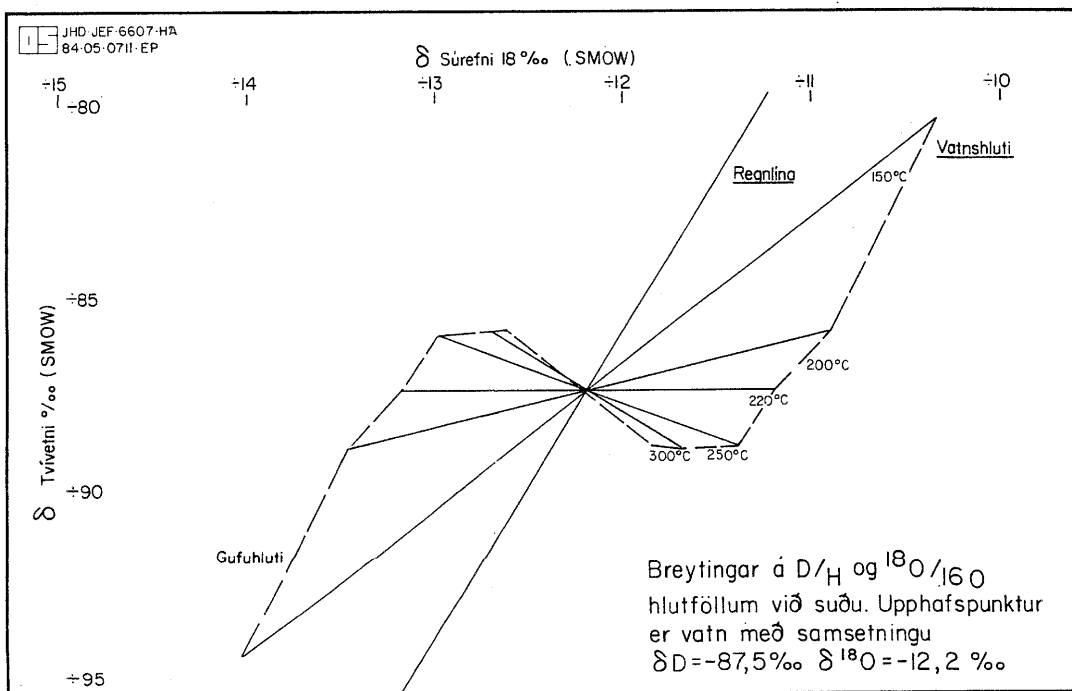
Slík gildi eru yfirleitt negatíf í úrkomu, og fer það í stórum dráttum eftir breiddargráðu, fjarlægð frá og hæð yfir sjó, hve langt þau víkja frá sjávargildum. Þótt ýmis ferli hafi áhrif á samsætuhlutföll vatns, sem streymir um berggrunn, þer það oftast merki regnuppruna síns. Samsætuhlutföll gegna því þýðingarmiklu hlutverki við rannsóknir á ferli vatns um berggrunn og vangaveltur um uppruna þess og skyldleika við annað rennsli.

Hlutfall súrefnis-18/16 var mælt í 15 gufusýnum og einu vatnssýni, en tvívetnis/vetnis í einu gufusýni og einu vatnssýni frá Þeistareykjum (Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1982). Niðurstöður, gefnar upp sem δ í ‰ miðað við SMOW eru skráðar í töflu 4. Dreifing súrefnis-18/16

hlutfalls í gufu frá ýmsum sýnatökustöðum á Þeistareykjum er sýnd á mynd 42. Í samanburði við aðrar niðurstöður mælinga á súrefni-18/16 á Íslandi eru gildi þau, sem fást fyrir gufuna mjög lág (Bragi Árnason 1976, Hrefna Kristmannsdóttir og Sigfús Johnsen 1981).



Mynd 42 Dreifing súrefnis-18/16 hlutfalls í gufuaugum.



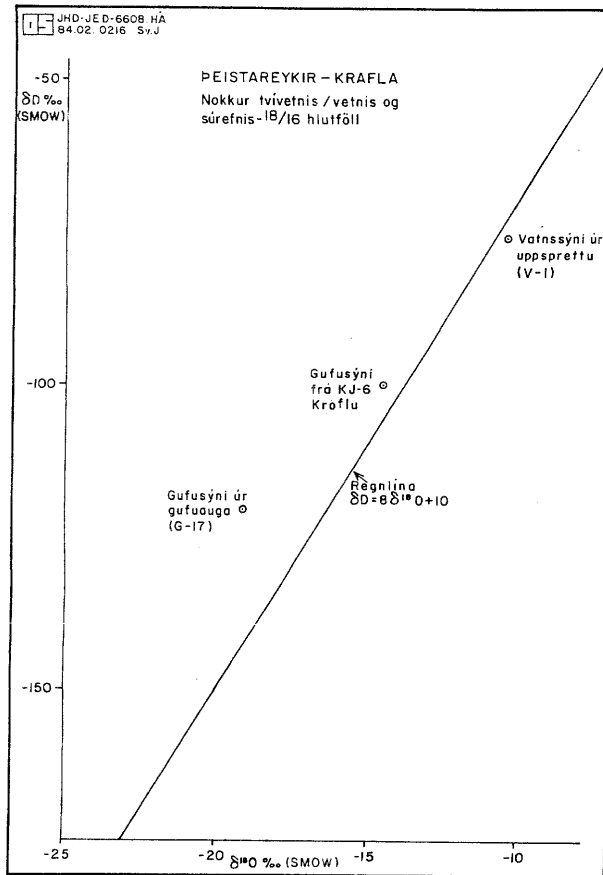
Mynd 43 Breytingar á D/H og súrefni-18/16 við suðu.

Eftirtalin ferli geta breytt D/H og $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ samsætuhlutföllum í vatni eftir að það hefur fallið sem regn.

- 1) Suða, gufun. Samsætuhlutföll eru háð suðuhita eins og sýnt er á mynd 43 og má yfirleitt búast við lökkun $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ hlutfalls í gufu miðað við vatn. Breytingin er þó mjög lítil við 300°C , en eykst smátt og smátt með lökkandi suðuhita. Enn meiri breyting verður við hæga gufun án suðu við lægri hita en 100°C , og er það eina ferlið, sem getur valdið þeirri stórfelldu breytingu, sem þyrfti til að fá gufu með $\delta^{18}\text{O}$ um -20 ‰ frá grenndarvatni ($\delta^{18}\text{O} \approx -10$ ‰). Sama árangri mætti ná með tveimur suðum við 100°C . Hvorugt er líklegt, og verður að teljast nokkurn veginn útilokað, að sú gufa, sem kemur úr gufuaugum, sé soðin beint af grenndarvatni.
- 2) Súrefnisfærsla (oxygen shift) verður vegna samsætuskipta við berg og virkar til hækkunar $\delta^{18}\text{O}$. Mismunur á hlutfalli grenndarvatns og gufu gufuaugna verður því ekki rakinn til þessa ferlis. Hins vegar er ekki unnt að útiloka að munur á $\delta^{18}\text{O}$ í sýnum frá Tjarnarási annars vegar og Þeistareykjagrundum og Ketilfjalli hins vegar, megi rekja til þessa ferlis. Þó verður það að teljast ólíklegt, þar sem munur þessi er mikill og stutt á milli svæðanna.
- 3) Upptaka súrefnis í leirsteindir. Við hana myndi $\delta^{18}\text{O}$ í renni (renni = það, sem rennur. Getur verið blanda mismunandi fasa, e: fluid) lækka. Ólíklegt verður þó að telja, að sú lökkun verði af þeirri stærðargráðu, sem hér er nefnd, þannig að gufa gufuaugna eigi uppruna sinn í grenndarvatni. Þess má t.d. geta, að í Kröflu eru öll skilyrði til slíkra skipta, en raunin hefur alls ekki orðið sú, að $\delta^{18}\text{O}$ í renni sé verulega lágt þar (sjá t.d. Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1982, Darling og Bath 1983). Mismunur milli $\delta^{18}\text{O}$ í sýnum frá svæðunum tveimur er einnig mikill og erfitt að sjá, hvers vegna þetta ferli ætti að vera afgerandi á öðru en ekki hinu.
- 4) Þétting. Gufa getur að einhverju marki þétt á leið frá suðudýpi til yfirborðs. Við það myndu δD og $\delta^{18}\text{O}$ lækka. Sú lökkun yrði meiri í tregu uppstreymi en ella. Þá fer hins vegar að verða hætta á þrepasuðu, sem líklega hefði meiri áhrif.

Eins og fram kemur á mynd 43 er það háð suðuhita hvaða samsætuhlutföll koma fram í gufu- og vatnsfasa eftir suðu. Í töflu 5 eru rakin þau gildi fyrir $\delta^{18}\text{O}$ sem fundist hefðu í ósoðnu djúpvatni, sem soðið hefði af sér gufu með þau $\delta^{18}\text{O}$ gildi, er mældust í sýnum frá Þeistareykjum, ef einföld suða hefði farið fram frá mismunandi hitastigum í 100°C . (Þau gildi yrðu ekki mjög frábrugðin, þó að suðan færi fram í þrepum (t.d. $280 \rightarrow 260$ og $260 \rightarrow 100^{\circ}\text{C}$)). Því hærri sem suðuhitinn er því minni er munurinn á $\delta^{18}\text{O}$ í ósoðnu djúpvatni og gufu þeirri, sem soðið hefur af því.

Ólíklegt er að gufa, sem í mælasmátt ofangreind samsætuhlutföll (sjá töflu 4) geti átt uppruna í vatni, sem fallið hefur sem úrkoma í grennd við Þeistareyki. Hinsvegar eru samsætuhlutföll fyrir vatn úr uppsprettu (V-1) lík þeim sem Bragi Árnason (1976) telur vera í úrkomu á þessu svæði, og bendir það til þess að þar sé um grenndarvatn að ræða.



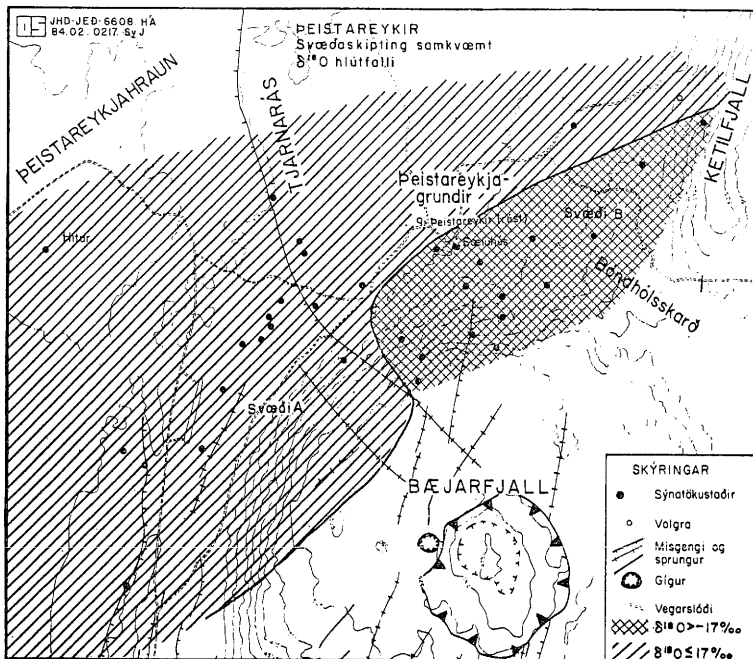
Mynd 44 Peista-
reykir-Krafla. D/H
og súrefnis-18/16
hlutföll.

Craig (1961 a) ákvarðaði δD og $\delta^{18}O$ í sýnum frá öllum heimshornum af regnvatni, snjó, árvatni og vatni úr stöðuvötnum. Hann komst að raun um, að línulegt samband er milli δD og $\delta^{18}O$ í öllu regnvatni og vatni, sem ekki hefur tekið þátt í breytiferlun á borð við gufun og súrefnisfærslu. Þetta samband er:

$$\delta D = \delta^{18}O + 10 \quad (1)$$

og er nefnt regnlína Craigs. Á mynd 44 er hún sýnd ásamt δD og $\delta^{18}O$ í uppsprettuvatnssýninu, einu gufusýni frá Peistareykjum og einu úr holu KJ-6 í Kröflu. Gildi uppsprettuvatnsins liggja nærri línunni, en í því eina gufusýni, sem hlutföll beggja samsæta voru mæld, reyndist $\delta^{18}O$ lægra en búast mætti við samkvæmt henni. Eilítil lökkun af þessu tagi hefur komið fram í Kröfluholum, og er gufugildi frá holu KJ-6 líka sýnt á mynd 44. Talið er líklegt, að í Kröflusýninu sjáist áhrif suðu við tiltölulega lágt hitastig, þar sem sýnið var tekið við 2,2 bar a þrýsting, sem jafngildir 123°C hita. Þau áhrif til lökkunar eru þó öllu minni en þau, sem þarf til að skýra hið lága $\delta^{18}O$ gildi í sýninu frá Peistareykjum.

Líklegast má telja, að hin lágu gildi, sem fundust í gufu frá Peistareykjum, megi rekja til vatns, sem hefur mjög lágt $\delta^{18}O$ og fundist hefur á nokkrum stöðum á Norðausturlandi (Húsavík, Hveravellir í Reykjahverfi, Eyjafjörður) (Bragi Árnason 1976, Hrefna Kristmannsdóttir og Sigfús Johnsen 1981). Ýmsar tilgátur eru uppi um orsakir þessara lágu gilda, m.a. að um sé að ræða vatn, sem fallið hefur sem regn hátt á jöklum uppi, eða langstaðið ísaldarvatn ("fornvatn").



Mynd 45 Svæðaskipting samkvæmt súrefnis-18 hlutfalli.

Í grófum dráttum er unnt að skipta jarðhitasvæðinu á Peistareykjum í tvo hluta skv. þessum niðurstöðum - Tjarnarás (svæði A, $\delta^{18}\text{O} < -17\text{‰}$), þar sem súrefnis-18 hlutfall gufu er tiltölulega lágt og Peistareykjagrundir (svæði B, $\delta^{18}\text{O} > -17\text{‰}$), þar sem súrefnis-18 hlutfall gufu er nokkru herra, svipað og í ofangreindu vatni frá Norðausturlandi (sjá mynd 45). Eðlilegt virðist að álíta, að um tvenns konar aðrennsli vatns á svæðið sé að ræða, en að það blandist síðan. Við Tjarnarás (svæði A) kemur upp gufa með lágt $\delta^{18}\text{O}$ en á Peistareykjagrundum (svæði B) gufa með töluvert herra $\delta^{18}\text{O}$ sem hugsanlega gæti stafað af blöndun við grenndarvatn.

4.4 Natríum og klóríð

Styrkur natríums og klóríðs er skráður í töflu 6 og hlutfall þeirra í töflu 7. Uppruni jarðvatns á Íslandi er venjulega regnvatn, sem upphaflega er komið úr sjó, og að meðaltali er hlutfall natríums og klóríðs í slíku vatni líkt því sem gerist í sjó. Á jarðhitasvæðum hækkar það venjulega vegna aukinnar leysingar natríums úr bergi við hækkingu hita (Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson 1980). Við suðu breytist hlutfall þetta lítið. Óvenjulegt er, að það lækki. Þó getur það gerst í gufufasa ef súr, tiltölulega saltrík lausn sýður við háan hita. Fylgir þá frítt HCl gufunni og verður hún súr og klóríðrík. Fræðilega er unnt að reikna út ferla slíkrar gufu, og dæmi eru til um hana í náttúrunni í Matsao, Taiwan (Ellis og Mahon 1977). Klórvetni hefur og fylgt þurri gufu úr holu KG-12, Kröflu (Halldór Ármannsson o.fl. 1982). Reikningar hafa verið gerðir skv. formúlu frá Ellis og Mahon (1977).

$$\log P_{\text{HCl}} = 1 + \log m_{\text{Cl}} - \text{pH}_0 - \log K_a \quad (2)$$

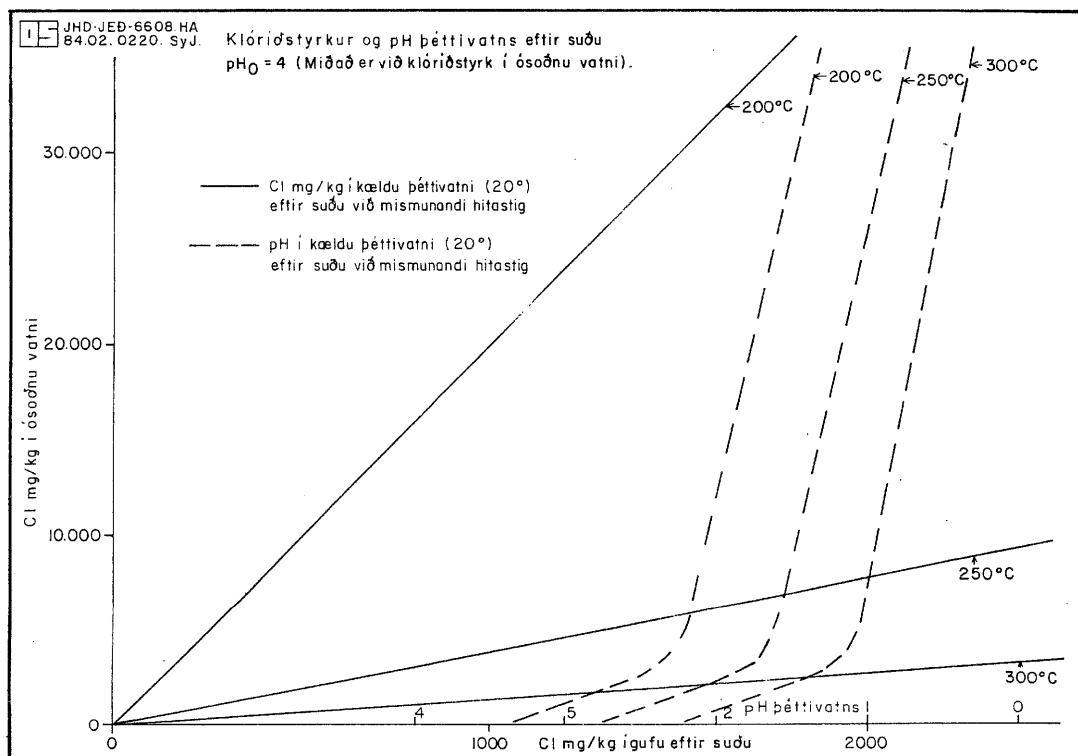
þar sem

- P_{HCl} = hlutþrýstingur HCl í gufu
- m_{Cl} = mólalstyrkur Cl í upphafsvatni fyrir suðu
- pH_0 = sýrustig upphafsvatns fyrir suðu
- K_a = klofningsfasti HCl við suðuhitastig.

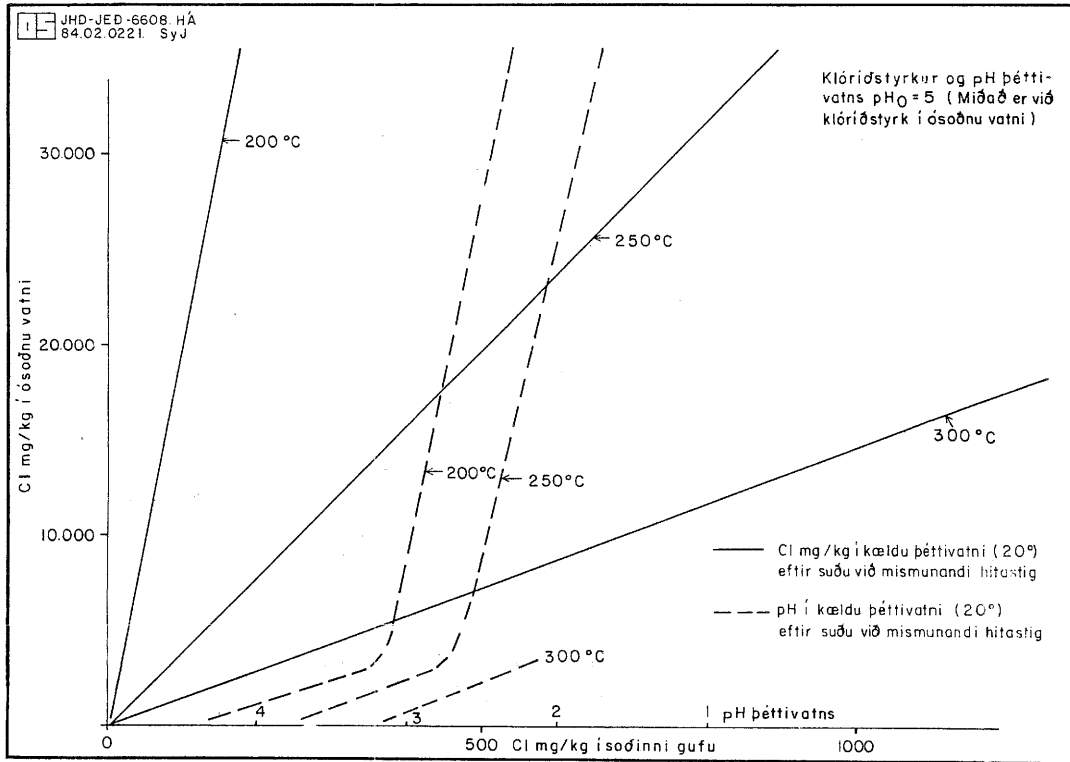
og eru útkomur miðaðar við pH 4, 5 og 6 í upphaflegu ósoðnu vatni sýndar á mynd 46, 47 og 48.

Nokkrir möguleikar til að fá fram Cl = 60-200 mg/kg í gufu við suðu þess háttar lausnar, eru síðan sýndir í töflu 8, og virðist líklegast að hún sjóði frá vatni með upphafsstyrk 800-8000 mg/kg með pH₀ u.þ.b. 5 við 250-300°C. Dreifing klóríðgilda í gufusýnum frá Þeistareykjum er sýnd á mynd 49. Þau þrjú sýni, sem verulegur klóríðstyrkur fannst í, voru úr gufuaugum G-9, G-10 og G-19, en af þeim var pH einungis mælt í sýninu úr G-19, og fellur sú gufa næst því að geta verið soðin úr vatni með pH₀ ≈ 5 og Cl ≈ 2000 mg/kg við 250°C.

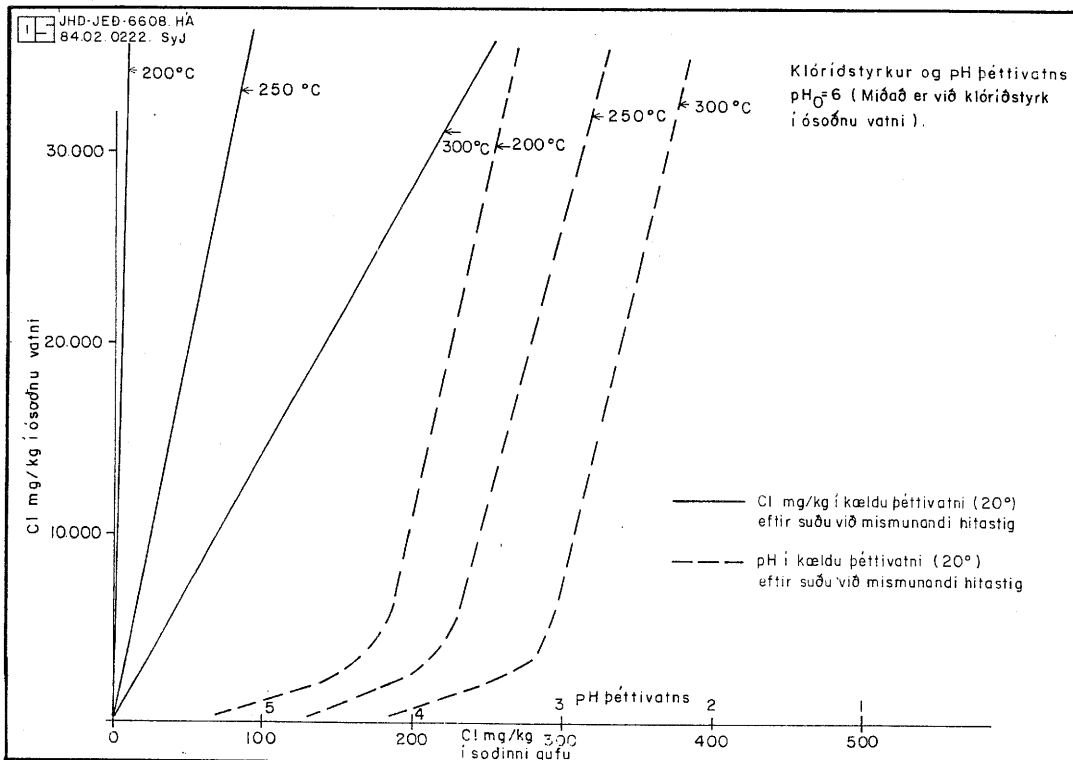
Erfitt er að skýra hvers vegna önnur gildi eru lægri, en ekki má miklu muna í sýrustigi og hitastigi til þess, að mun minna klór berist í gufu, og geta tiltölulega litlar breytingar skipt sköpum. Þá er hugsanlegt, að einn grunnvatnsstraumur inn á svæðið beri með sér slíka saltlausn, en aðrir minna. Í framhaldi af umræðu um lág samsætu hlutföll á Norðurlandi eystra má geta þess að vatn úr neðri æðum borhola á Húsavík, sem var lágt í δD og δ¹⁸O var klóríðríkt (Cl=17-1800 mg/kg) (Bragi Árnason (1976).



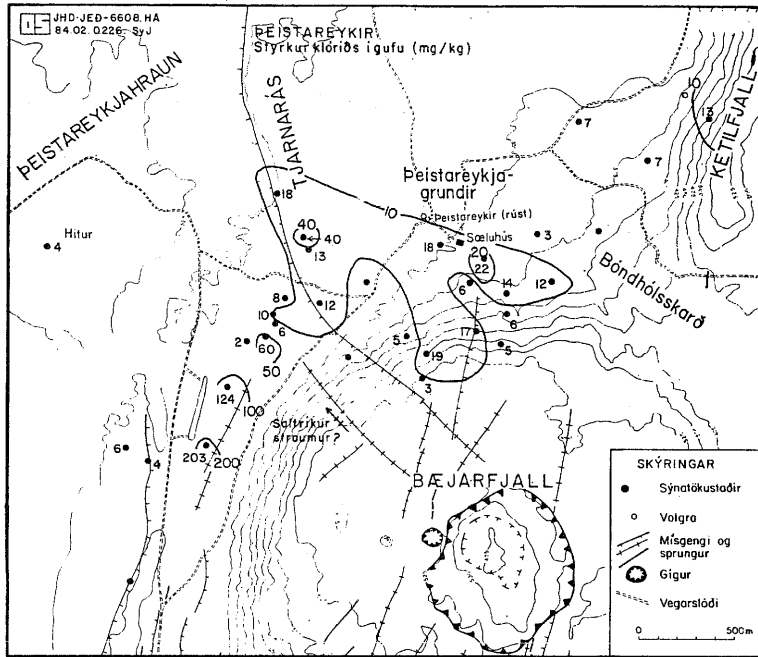
Mynd 46 Klóríðstyrkur og pH þéttvatns eftir suðu. pH₀=4.



Mynd 47 Klórídstyrkur og pH þéttivatns eftir suðu. $pH_0=5$.



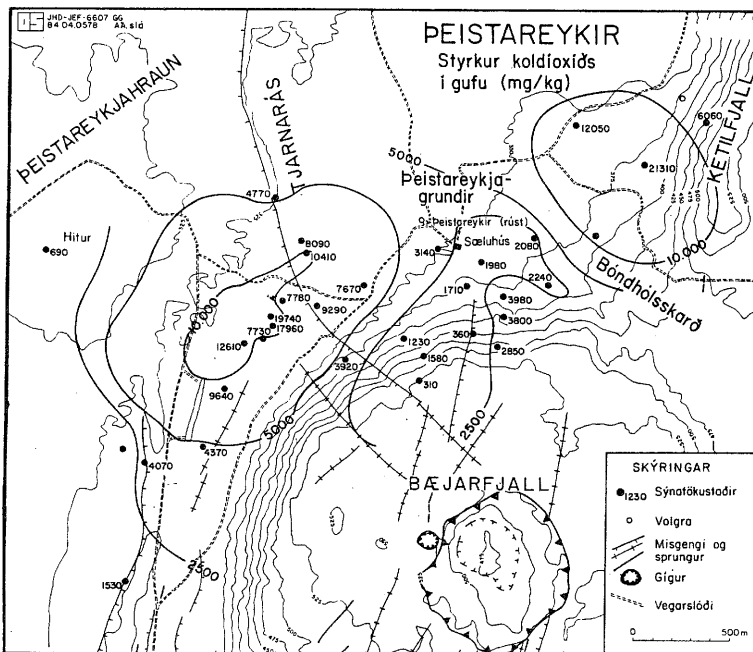
Mynd 48 Klórídstyrkur og pH þéttivatns eftir suðu. $pH_0=6$.



Mynd 49 Styrkur klóríðs í gufu.

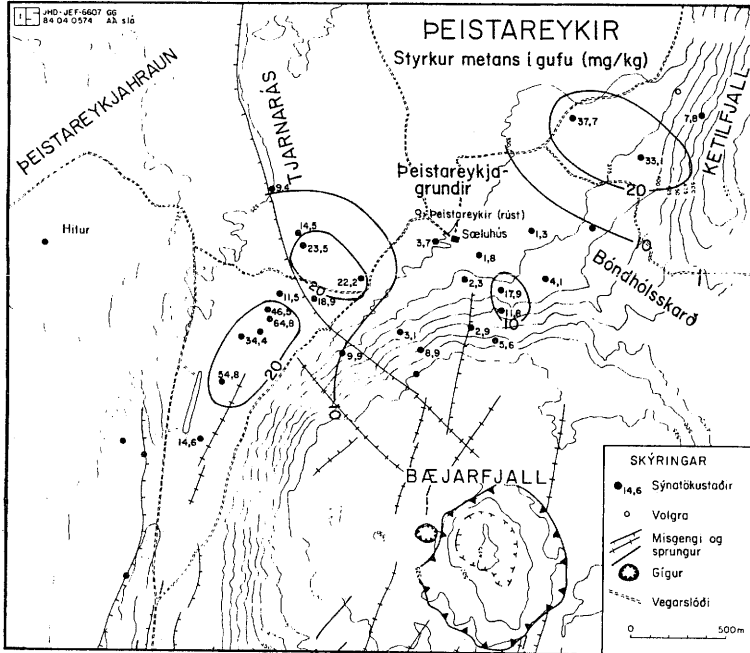
4.5 Styrkur gastegunda í gufu

Niðurstöður efnagreininga á gufu eru í töflu 6 og reiknuð hlutföll milli styrks helstu efna í töflu 7. Á mynd 50 er sýndur styrkur koldíoxíðs í gufu á Þeistareykjum. Þar kemur fram svæði með hámarksgildum, sem teygist í ANA-VSV stefnu. Hæst gildi fundust vestan undir Ketilfjalli annars vegar og syðst á Tjarnarási hins vegar. Fyrirnefnda svæðið er ekki vel staðfest, þar sem eingöngu þrjú gufuaugu fundust til sýnatöku. Á hinn bóginn eru 8 sýni frá Tjarnarássvæðinu og staðfesta öll háan styrk. Víða fer saman lágur styrkur koldíoxíðs og lítil virkni á yfirborði þó að svo sé ekki alls staðar, t.d. er styrkur efna í gufu tiltölulega lágur á Þeistareykjagrundum þó að virkni sé þar mikil á yfirborði.

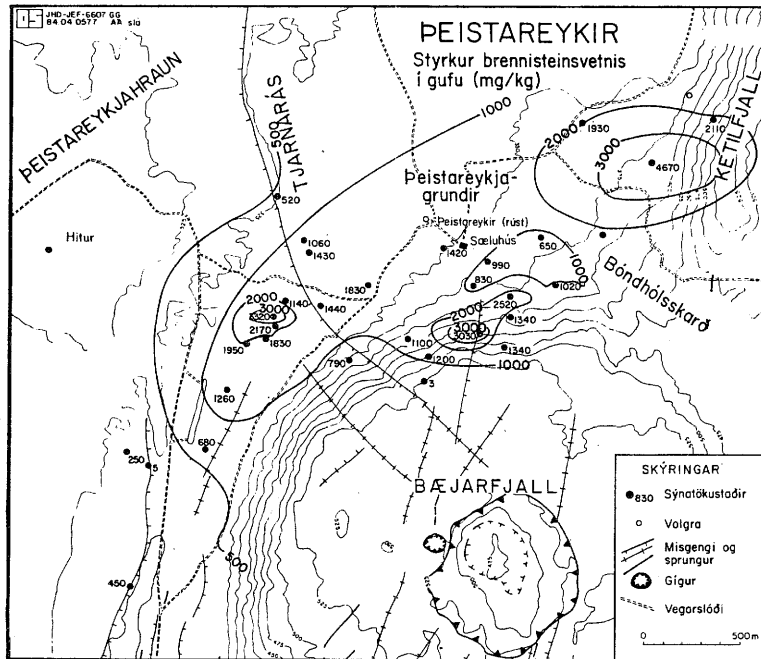


Mynd 50 Styrkur koldíoxíðs í gufu.

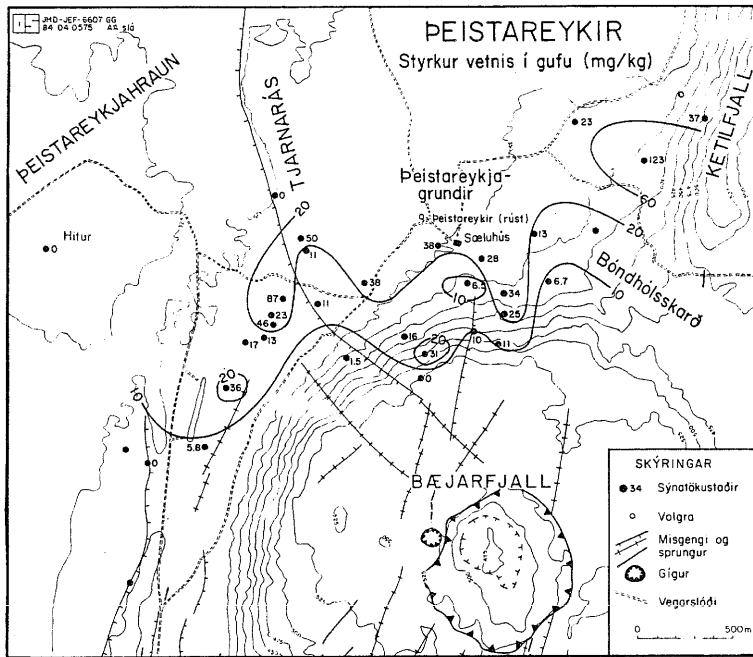
Aðrar aðalgastegundir (aðalgastegundir = þær gastegundir, sem mest er af þ.e. H_2S , H_2 , CH_4) reynast hafa hæst gildi á þeim stöðum þar sem koldíoxíð mældist mest. Metanstyrkur (CH_4) (mynd 51) er einnig mjög lágur í gufu á Þeistareykjagrundum, en styrkur brennisteinsvetnis (H_2S) (mynd 52) er þar tiltölulega mikill. Útbreiðsla hámarksstyrks meðans og brennisteinsvetnis í gufu er í ANA-VSV stefnu og á það einnig við um koldíoxíð. Mynd 53 sýnir styrk vetnis (H_2) í gufu. Dreifing hans er mjög óregluleg en hæstur er hann þó á sömu stöðum og hjá fyrirnefndum gastegundum.



Mynd 51 Styrkur metans í gufu.



Mynd 52 Styrkur brennisteinsvetnis í gufu.



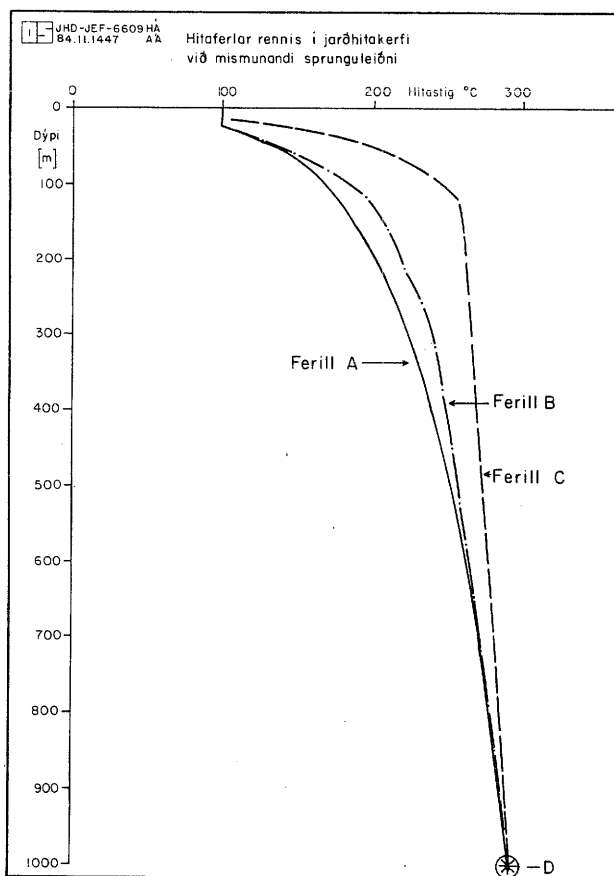
Mynd 53 Styrkur vetnis í gufu.

Sýnt hefur verið fram á, að styrkur flestra efna í jarðhitavatni ræðst af hitastigi þess (Stefán Arnórsson o.fl. 1983 a). Styrkur aðalgastegunda í gufu er háður upphaflegum styrk þeirra í því vatni sem hún kemur frá og þá um leið hita þess. Þess vegna benda fyrrgreindar niðurstöður frá Þeistareykjum til þess að aðaluppstreymissvæðin í jarðhitakerfinu séu á Tjarnarási og vestan undir Ketilfjalli. Ennfremur kemur fram að hámarksgildi mælast á svæði sem teygist í ANA-VSV stefnu. Þessi stefna kemur ekki fram í jarðfræðilegum fyrirbærum á yfirborði. Dreifing gastegunda bendir til þess að hitagjafi jarðhitans á Þeistareykjum hafi A-V-læga stefnu. Fylgni virks jarðhita á yfirborði við sprungur með stefnu N-S (myndir 3 og 10) sýnir að misgengin mynda rásir fyrir vatn og gufu til yfirborðs en tákna ekki að hitagjafinn hafi sömu stefnu.

Á nokkrum stöðum er styrkur gastegunda í gufu mjög lágur og stafar það oftast af því að komið er nærri útjöðrum svæðisins og hiti því orðinn tiltölulega lítill. Á þetta við um staði eins og G-29, G-30, G-32 og G-33 (tafla 6, mynd 41). Á nokkrum stöðum öðrum verður þó að leita annarra skýringa. G-23 er neðst í brekkunum í Bóndhólsskarði, þar sem allmiklar gufur stíga upp um glufur í hrauninu. Styrkur efna í gufum þarna er mjög lítill, þótt uppstreymisaugun séu inni á jarðhitasvæðinu. Líklega stafar þetta af því, að kalt grunnvatn streymir niður Bóndhólsskarði milli Bæjarfjalls og Ketilfjalls, enda er hæðarmunur milli hraunbreiðanna austan og vestan Ketilfjalls um 150 m. Kalda vatnið nær nánast að kæfa jarðhitann í brekkunni, en hitnar þó nógu mikið til þess að 85°C heit gufa myndast. Líklega er uppruni gufunnar í Hitum í Þeistareykjahrauni (G-34) af svipuðum toga (mynd 41). Að vísu eru þessar gufur vestan við virkasta jarðhitasvæðið miðað við yfirborðssummerki, en samkvæmt viðnámsmælingum nær lágt viðnám mun lengra til vesturs heldur en yfirborðsjarðhiti sýnir (kafli 3). Einnig er þar lag með háu viðnámi yfir lágviðnáminu og er það túlkað sem kalt grunnvatn. Af einhverjum ástæðum ná háhitagufurnar ekki til yfirborðs upp í gegnum kalda lagið, en gufur og miklar afbræðslur á þessu svæði sýna að hiti er mikill undir.

4.6 Gashiti

Dreifing gastegunda milli vatns- og gufufasa er allvel þekkt. Þess vegna er hægt að reikna út hver styrkur gastegunda var í vatni áður en suða hófst, ef efnasamsetning gufufasa í jafnvægi við vatnsfasa er þekkt. Unnt er m.ö.o að reikna svokallaðan gashita, og segja fyrir um hita í jarðhitakerfi út frá efnasamsetningu gufu sem safnað er á yfirborði. Reiknaður hiti er samkvæmt skilgreiningu sá hiti, sem suða hefst við í kerfinu og ber gufa sem nær yfirborði á sýnatökustaðnum merki hans. Notkun gashita gerir ráð fyrir að sýni nálist af þeirri gufu, sem fyrst myndaðist djúpt í jörðu og að eina breytingin á efnasamsetningu hennar á leið til yfirborðs verði vegna innrænna ("adiabatic") breytinga. Hér á eftir er tilraun til skýringar á því hversvegna gufan getur komist til yfirborðs tiltölulega lítið breytt, en frekari annmörkum eru gerð skil í köflum 4.7 og 4.8.



Mynd 54 Hitaferlar rennis við mismunandi sprunguleiðni.

Ef suðuhiti er t.d. 280-300°C þarf að koma gufunni upp í gegnum 900-1100 m langa vatnssúlu, þar sem hiti er mun lægri, og ekki er víst að suða fari fram í, án þess að efnasamsetning gufunnar breytist af völdum leitni til nýs jafnvægis vegna breytts hita. Hér er gert ráð fyrir að gufa og vatn leiti upp um misgengi og sprungur, þar sem leiðni er miklu betri en annars staðar í kerfinu. Því meiri sem lóðrétt leiðni sprungu er, því örara verður streymi vatns og gufu um hana og þeim mun meiri varmi flyst upp hana. Verður það til þess, að hiti og þrýstingur verða hærri þar en á sama dýpi annars staðar í kerfinu, þar sem lóðrétt leiðni er minni, þ.e. vatnsgufublandan verður yfirhituð í slíkum sprungum. Á mynd 54 eru sýndir þrjár mismunandi hitaferlar með dýpi. Ferill A er hugsanlegur hitaferill í

tregleiðandi hlutum kerfisins (Reiknað er með vatnssúlu sem á öllum dýpum er við suðu, en hvergi í suðu), en ferlar B og C tákna hita í afmörkuðum sprungum, sem vatn og gufa streyma upp eftir, knúin af suðu, sem hófst við 293⁰C í 1000 m dýpi (punktur D). Hitaferill C er fyrir opnari sprungu en ferill B, og er streymi og þar með varmaflutningur meiri þar en í hinni. Hafa því myndast þar aðstæður, sem gera að verkum, að hitastig og þrýstingur falla lítið á leið upp lungann af jarðhitakerfinu. Á því bili er við litlum breytingum á efnasamsetningu gufu að búast. Þar sem rennslishraði er þar og í hámarki, er taftími tiltölulega stuttur efst í rásinni, þar sem annað hita- og þrýstingsástand ríkir. Gufa, sem ferðast til yfirborðs um slíka sprungu, endurspeglar mjög vel ástand það, er ríkir við upphaf suðu (punkt D). Þar sem leiðni er minni (ferill B), komast vatn og gufa strax í snertingu við kaldara berg, og eru mun lengur á leiðinni upp sprunguna en í hinu tilfellinu (ferill A), svo að aðstæður til nálgunar nýs jafnvægis eru miklu hagstæðari en í opnu sprungunni. Efnasamsetning endurspeglar þá lægra hitastig en upphafssuðuhita. Efnajafnvægi í yfirborðsgufu eiga í öllum tilvikum að ráðast af hitastigi, sem liggur milli upphafssuðuhita og 100⁰C. Því nær sem eðlisástand uppstreymisrásar er því, sem lýst er með ferli C, þeim mun betur nær efnasamsetning yfirborðssýnis að lýsa ástandinu við upphafssuðupunkt (D). Er ástandið nálgast það, sem lýst er með ferli B, fer gashita, byggðum á jafnvægi í mismunandi efnahvörfum að bera verr saman, þar sem efnahvörf ganga mishratt, og nýju jafnvægi því misfljótt náð.

Í stuttu máli má segja, að ójafnvægi ríki í hverri uppstreymisrás eftir upphaf suðu, þó að jafnvægi ríki almennt í sjálfu jarðhitakerfinu. Því opnari sem rás sú er, sem rennið streymir um til yfirborðs, þeim mun betur endurspeglar efnasamsetning gufu á yfirborði jafnvægi djúpt í kerfinu. Stefán Arnórsson og Einar Gunnlaugsson (1984) hafa fjallað ítarlega um gashita og sett fram jöfnur, sem byggjast á styrk einstakra gastegunda (CO₂, H₂S og H₂) og einnig á hlutföllum (CO₂/H₂, H₂S/H₂). Eftirfarandi jöfnur þeirra hafa verið notaðar hér til að reikna gashita (styrkur gastegunda er í mmól/kg gufu, hitastig í ⁰C).

$$\text{CO}_2\text{-hiti: } t^0 = -44,1 + 269,25 \log(\text{CO}_2) - 76,88(\log(\text{CO}_2))^2 + 9,25(\log(\text{CO}_2))^3 \quad (\text{Allar aðstæður}) \quad (3)$$

$$\text{H}_2\text{S-hiti A: } t^0 = 246,7 + 44,81 \log(\text{H}_2\text{S}) \quad (\text{Aðstæður A}) \quad (4)$$

$$\text{H}_2\text{S-hiti B: } t^0 = 173,2 + 65,04 \log(\text{H}_2\text{S}) \quad (\text{Aðstæður B}) \quad (5)$$

$$\text{H}_2\text{-hiti A: } t^0 = 277,2 + 20,99 \log(\text{H}_2) \quad (\text{Aðstæður A}) \quad (6)$$

$$\text{H}_2\text{-hiti B: } t^0 = 212,2 + 38,50 \log(\text{H}_2) \quad (\text{Aðstæður B}) \quad (7)$$

$$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{-hiti A } t^0 = 341,7 - 28,57 \log \frac{(\text{CO}_2)}{(\text{H}_2)} \quad (\text{Aðstæður A}) \quad (8)$$

$$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{-hiti B } t^0 = 311,7 - 66,72 \log \frac{(\text{CO}_2)}{(\text{H}_2)} \quad (\text{Aðstæður B}) \quad (9)$$

$$H_2S-H_2\text{-hiti } t^0 = 304,1 - 39,48 \log \frac{(H_2S)}{(H_2)} \quad \text{(Notaður við allar aðstæður en ein- göngu ætlaður fyrir aðstæður A)} \quad (10)$$

Aðstæður A: Alltaf, ef $t^0 > 300^{\circ}C$, og við $200-300^{\circ}C$, ef $Cl > 500 \text{ mg/kg}$
 Aðstæður B: Alltaf, ef $t^0 < 200^{\circ}C$, og við $200-300^{\circ}C$, ef $Cl < 500 \text{ mg/kg}$
 Cl = styrkur klóríðs í upphaflegum, ósoðnum vatnsfasa.

Til samanburðar var einnig reiknaður gashlutfallahiti skv. aðferð D'Amores og Panichis (1980):

$$t^{\circ}C = \frac{24775}{\alpha + \beta + 36,05} \quad (11)$$

þar sem

$$\alpha = 2 \log CH_4/CO_2 - 6 \log H_2/CO_2 - 3 \log H_2S/CO_2 \quad (12)$$

$$\beta = 7 \log P_{CO_2} \quad (13)$$

Styrkur gastegunda er í rúmmáls-% og P_{CO_2} er hlutþrýstingur CO_2 í atm.

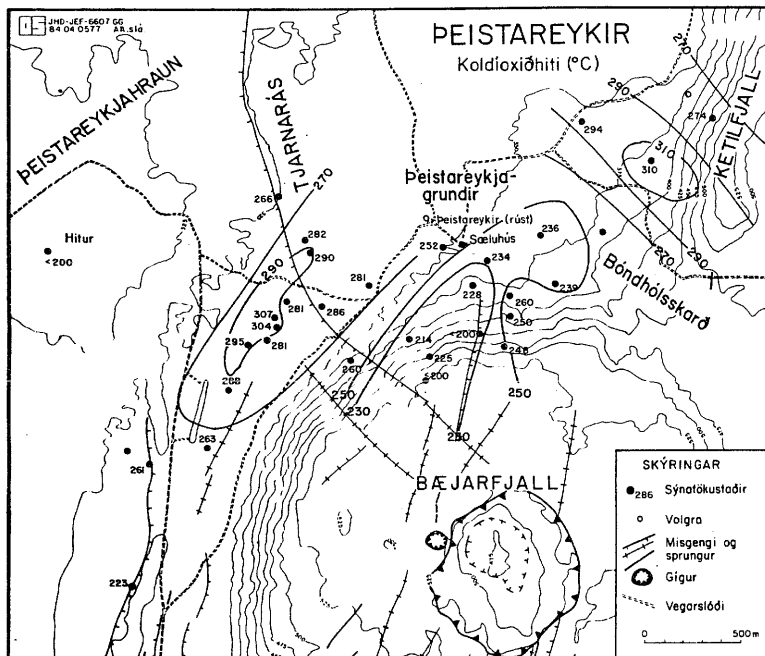
Þegar unnið er við frumrannsókn á jarðhitasvæði eru augljós vandkvæði á að ákvarða hlutþrýsting CO_2 . D'Amore og Panichis (1980) ráðleggja í slíkum tilvikum eftirfarandi gildi:

$$P_{CO_2} = 0,1 \text{ atm ef rúmmál } CO_2 < 75\% \\
P_{CO_2} = 1 \text{ atm ef rúmmál } CO_2 > 75\% \\
P_{CO_2} = 10 \text{ atm ef rúmmál } CO_2 > 75\% \text{ og } CO_2 > 2H_2, H_2S > 2H_2.$$

Fyrst var reiknað úr jöfnum með tilliti til aðstæðna A og B fyrir öll sýni. Í ljós kom, að við Tjarnarás var meðalútkoma yfirleitt um $300^{\circ}C$. Að auki hafa fundist þar merki um háan klóríðstyrk (sjá kafla 4.4). Á þeistareykjagrundum var meðalgashiti hins vegar mun lægri, og jafn greinileg merki um háan klóríðstyrk hafa ekki fundist þar. Fyrsta nálgun var því að miða við aðstæður A á Tjarnarási en aðstæður B á þeistareykjagrundum. Meðalgashiti reyndist og í grennd við $300^{\circ}C$ á sýnatökustöðum nr. 24 og 25 í norðausturhorni svæðisins og var miðað við aðstæður A þar, en hann var nokkru lægri á stað nr. 3 (Ketilfjalli) og var miðað við aðstæður B þar, því að klóríðstyrkur þótti ekki það hár, að ástæða væri til að miða við aðstæður A. Til að sannprófa réttmæti þessa, var hiti reiknaður fyrir öll sýni og miðað við aðstæður A og B. Í öllum tilvikum kom fram minna staðalfrávik í meðaltalshita við þær aðstæður sem valdar höfðu verið sem fyrsta nálgun.

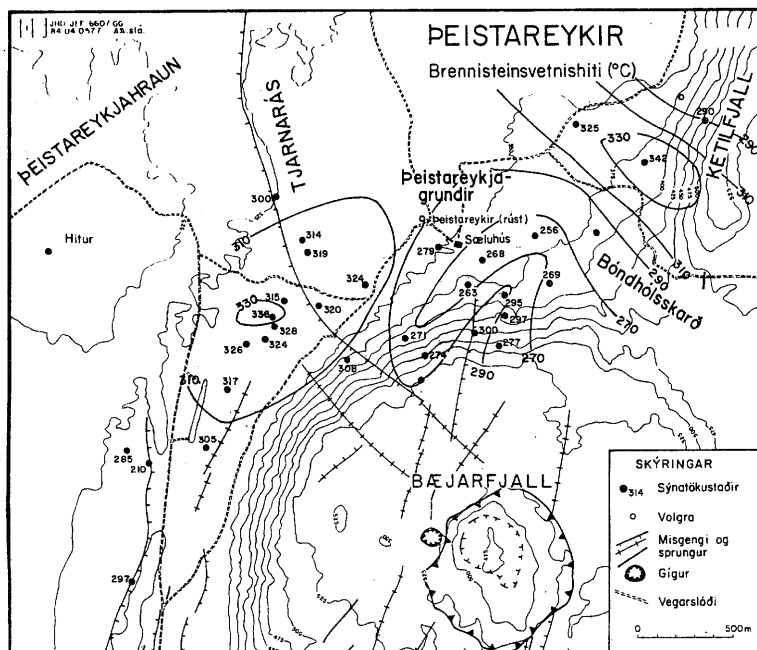
Hlutfallahiti D'Amores og Panichis (1980) þótti víkja of mikið frá hinum til að raunhæft væri að taka hann með í meðaltal. Niðurstöður reikninga á honum eru þó birtar til samanburðar í töflu 9. Þar eru og niðurstöður fyrir hina gashitana, sem reiknaðir voru, meðaltal þeirra og staðalfrávik. Þá voru tekin staðalfrávik hvers þeirra skv. niðurstöðum Stefáns Arnórssonar og Einars Gunnlaugssonar (1984) og þau notuð til að finna þau bil, sem 95% líkur eru á, að hver niðurstaða spanni $(\bar{x} \pm 2\sigma)$, og fundið það svið, sem næst er því að falla að niðurstöðum allra hitanna fyrir hvert sýni. Oftast þurfti að líta framhjá niðurstöðum H_2S - og/eða H_2S/H_2 -hita. Þetta líklega hitabil er einnig skráð í töflu 9.

Reynsla af gashita er nokkur hér á landi. Mest hefur CO_2 -hiti verið reyndur, og virðist geta gefið viðunandi niðurstöður.² Á mynd 55 er sýnt hvaða CO_2 -hiti reiknast í einstökum gufuaugum á Þeistareykjum. Hæstur er hann $280\text{--}310^\circ\text{C}$ undir Tjarnarási og við Ketilfjall, en á bilinu $220\text{--}260^\circ\text{C}$ á Þeistareykjagrundum.



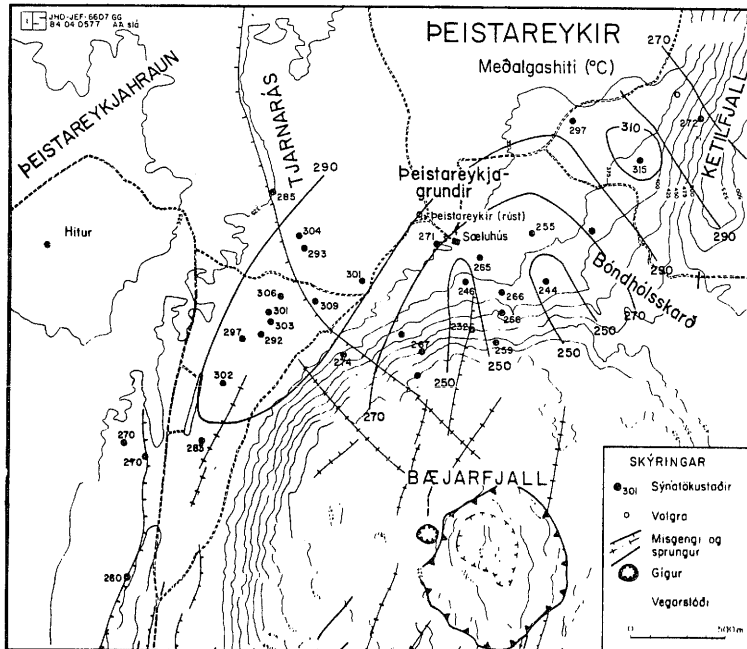
Mynd 55 Koldí-oxíðhiti.

Á mynd 56 eru dregnar niðurstöður reikninga á H_2S -hita. Dreifing gilda er í aðalatriðum hin sama og fyrir CO_2 -hita, en þau eru alla jafna nokkru hærri. Lesa má ákveðnari ANA-VSV stefnu á hitasvæðinu úr þessari mynd en hinn fyrri.



Mynd 56 Brennisteinsvetnishiiti.

Á mynd 57 eru svo teiknaðar niðurstöður meðaltals fyrir hitana fimm, og sýna niðurstöður mjög greinilegan mun á Þeistareykjagrundum og Tjarnarási, eða u.þ.b. 230-270°C gashita á því fyrirnefnda, og 270-310°C á því síðarnefnda. Þá kemur og fram annað heitt svæði (gashiti > 300°C) við rætur Ketilfjalls.



Mynd 57 Meðalgashiti.

Niðurstaða þessara athugana er sú, að allt bendir til þess að hæstur hiti sé við sunnanverðan Tjarnarás og vestan við Ketilfjall. Þer niðurstöðum mismunandi reikningsaðferða saman um að hiti, þar sem suða hefst sé þar um 280-310°C.

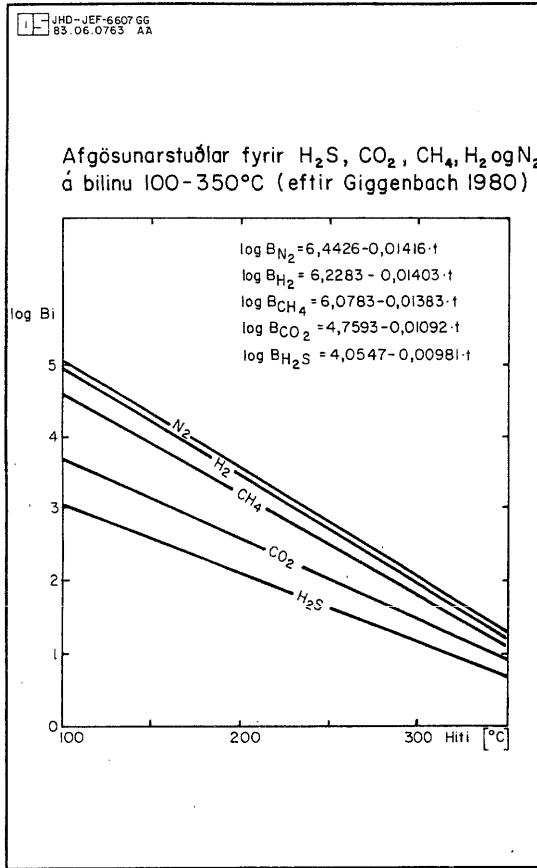
4.7 Áhrif suðu á efnasamsetningu gufu

Í kerfi þar sem bæði vatnsfasi og gufufasi eru fyrir hendi dreifast rokgjarnar gastegundir milli fasanna eftir ákveðnum lögmálum. Styrk gass (i) í vatnsfasa ($x_{1,i}$) má reikna út frá heildarstyrk ($x_{t,i}$), gufuhluta (y) og afgösunarstuðlinum B_1 samkvæmt líkingunni:

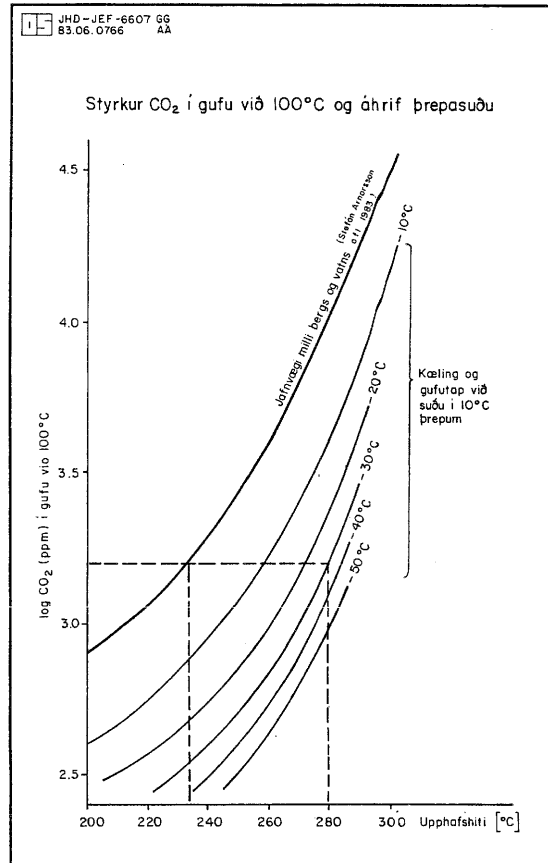
$$x_{1,i} = x_{t,i} / (1 - y + yB_1) \quad (14)$$

Stuðullinn B_1 er háður hita og er mismunandi fyrir einstakar gastegundir. Mynd 58 sýnir þennan stuðul fyrir CO_2 , H_2S , CH_4 , H_2 og N_2 á hitabilinu 100-350°C (Giggenbach 1980).

Ef þannig aðstæður skapast við suðu í jarðhitakerfi, að aðskilnaður verði á vatni og gufu, getur það haft veruleg áhrif á samsetningu þeirrar gufu, sem síðar myndast. Við suðuna dreifast gösin milli fasanna í samræmi við jöfnu (14), og minnkar því styrkur þeirra í vatninu. Ef soðna vatnið streymir eftir aðskilnað við gufu í átt að lægri þrýstingi og sýður áfram, verður sú gufa sem nú myndast mun snauðari af gastegundum heldur en sú sem fyrst myndaðist. Endurtaki suða sig á þennan hátt er talað um þrepasuðu.



Mynd 58 Afgösunarstuðlar nokkura efna við $100-350^\circ C$.

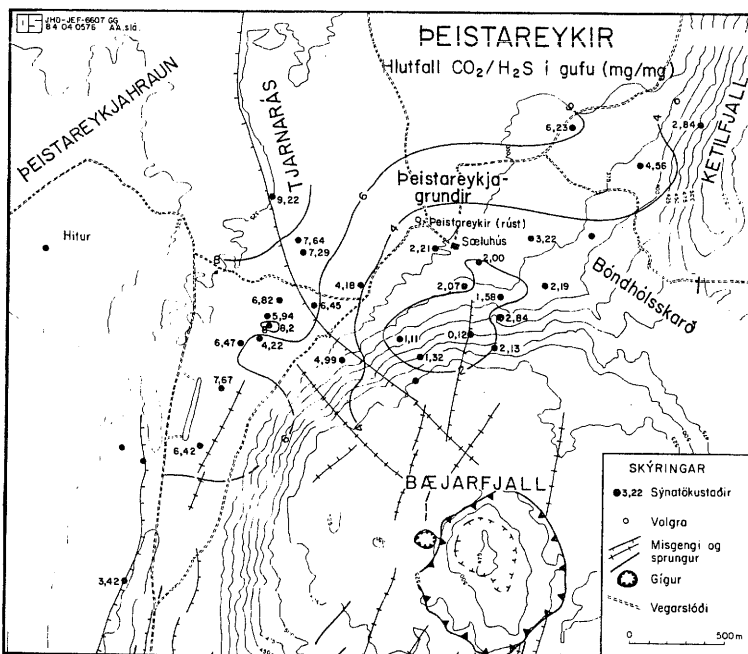


Mynd 59 Styrkur koldíoxíðs við $100^\circ C$ og áhrif þrepasuðu.

Til þess að athuga hvaða áhrif suða hefur á þann gashita sem fundinn var út frá styrk gass í gufu er CO_2 -hiti tekinn sem dæmi. Á mynd 59 sýnir efsta línan samband milli CO_2 -styrks í gufu við $100^\circ C$ og hita í jarðhitageyminum. Hinar línurnar sýna hvernig CO_2 -styrkur í gufu breytist ef gert er ráð fyrir suðu í $10^\circ C$ þrepum, og að jafnvægi náist milli fasanna tveggja. Línurnar tákna styrk í gufu þegar afgangsvatnið hefur soðið í $100^\circ C$, og er þá reiknað með 100% afgösun. Til þess að skýra þetta nánar er tekið dæmi af vatni í jafnvægi við berg, þar sem suða hefst við $280^\circ C$ (punktalína á mynd 59). Jafnframt því sem aðskilnaður verður á fösum heldur suða áfram þar til hiti hefur fallið í $250^\circ C$ (þ.e. $30^\circ C$ hitafall vegna suðu). Í dæminu er gert ráð fyrir að þá sjóði vatnið í einu þrepi í $100^\circ C$ án aðskilnaðar við gufu. Á mynd 59 sést, að styrkur CO_2 í þannig fenginni gufu væri slíkur að $\log CO_2 = 3,2$. Ef tekið er sýni af þessari gufu og CO_2 -hiti reiknaður fást $234^\circ C$. Erfitt er að sjá á sýninu hvernig gufan er til komin og í reynd reiknast hiti of lágur. Verður því að líta á CO_2 -hita sem lágmarkshita. Í dæminu hér á undan reiknast CO_2 -hiti t.d. $234^\circ C$, þegar raunverulegur suðuhiti er $250^\circ C$ og suða hefst við $280^\circ C$.

Auk þess, sem suða hefur áhrif á styrk gastegunda í vatninu, raskar

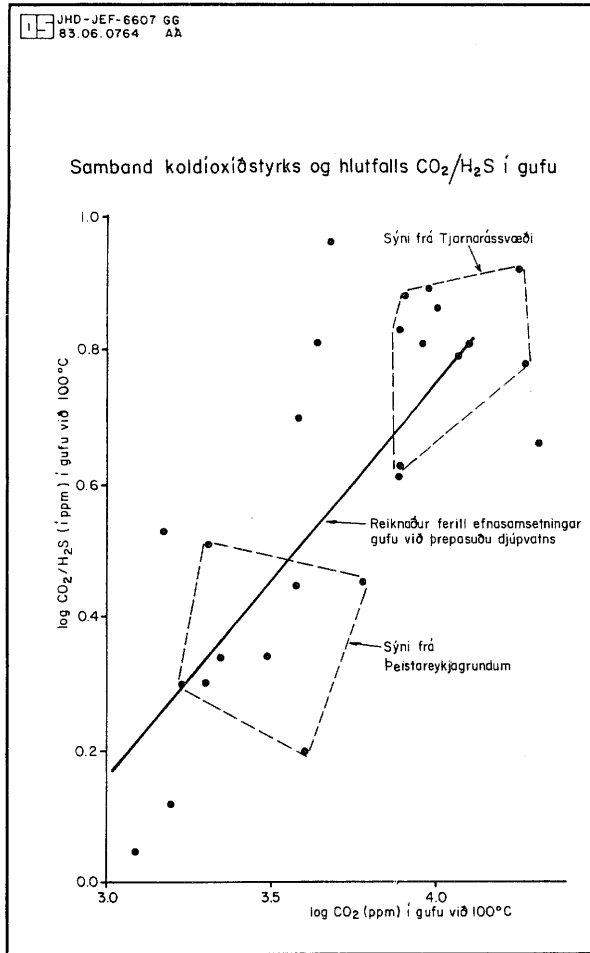
hún einnig hlutföllum þeirra. Stafar það af því, að leysni þeirra í vatni er misjöfn og er því stuðullinn B í jöfnu (14) mismunandi eftir gastegundum. Mynd 58 sýnir að leysni þeirra í vatni minnkar í þessari röð: $H_2S > CO_2 > CH_4 > H_2 > N_2$. Þetta leiðir til þess, að við suðu situr tiltölulæga mest eftir í vatnsfasa af H_2S en minnst af N_2 . Þannig lækka hlutföllin CO_2/H_2S og H_2/H_2S í vatni við suðu. Ef vatnið sýður aftur kemur sú gufa til með að endurspeglar þetta og hefur því síðar mynduð gufa lægri CO_2/H_2S og H_2/H_2S -hlutföll heldur en sú fyrsta. Þetta hefur verið notað til þess að rekja rennslisleiðir í jarðhitakerfum. Mynd 60 sýnir hlutfallið CO_2/H_2S á Þeistareykjum. Þar kemur í ljós, að þetta hlutfall er áberandi lægra í þeirri gufu sem safnað var á Þeistareykjagrundum heldur en á Tjarnarássvæðinu og við Ketilfjall. Hefðbundin túlkun á mynd 59 segir að vatnið sem gefur af sér þá gufu sem nær yfirborði á Þeistareykjagrundum hafi að öllum líkindum sotið áður.



Mynd 60 Hlutfall CO_2/H_2S í gufu.

Ef unnt er að gera sér grein fyrir aðaluppstreymissvæði og fá marktæka ákvörðun á hitastigi þar sem suða hefst, er hægt út frá niðurstöðu efnagreininga á gufunni að reikna hvernig styrkur og hlutföll efna ættu að breytast við suðu. Eins og komið hefur fram hér að framan, er gert ráð fyrir að uppstreymi sé undir sunnanverðum Tjarnarási. Mynd 61 sýnir samband milli mældra gilda á CO_2 -styrk í gufu og hlutfallsins CO_2/H_2S . Á myndinni hafa sýni frá Tjarnarási og Þeistareykjagrundum verið afmörkuð með línunum, og sést að þau eru nokkuð dreifð, sérstaklega þegar haft er í huga, að kvarðarnir á myndunum eru logaritmiskir. Línan á myndinni sýnir niðurstöðu tilraunar til þess að reikna hvaða breytingar á efnasamsetningu gufu yrðu við þrepasuðu. Upphafsgildi eru valin þannig, að suða í $100^\circ C$ án aðskilnaðar gefi efnasamsetningu gufu sem líkasta þeirri, sem mælist á Tjarnarási. Upphafsgildi á hita var valið $280^\circ C$ í samræmi við koldíoxíðhita. Ferillinn er síðan reiknaður út frá $10^\circ C$ suðuprepum og aðskilnaði gufu og vatns sem síðan er látið sjóða í einu prepi í $100^\circ C$. Eins og fram

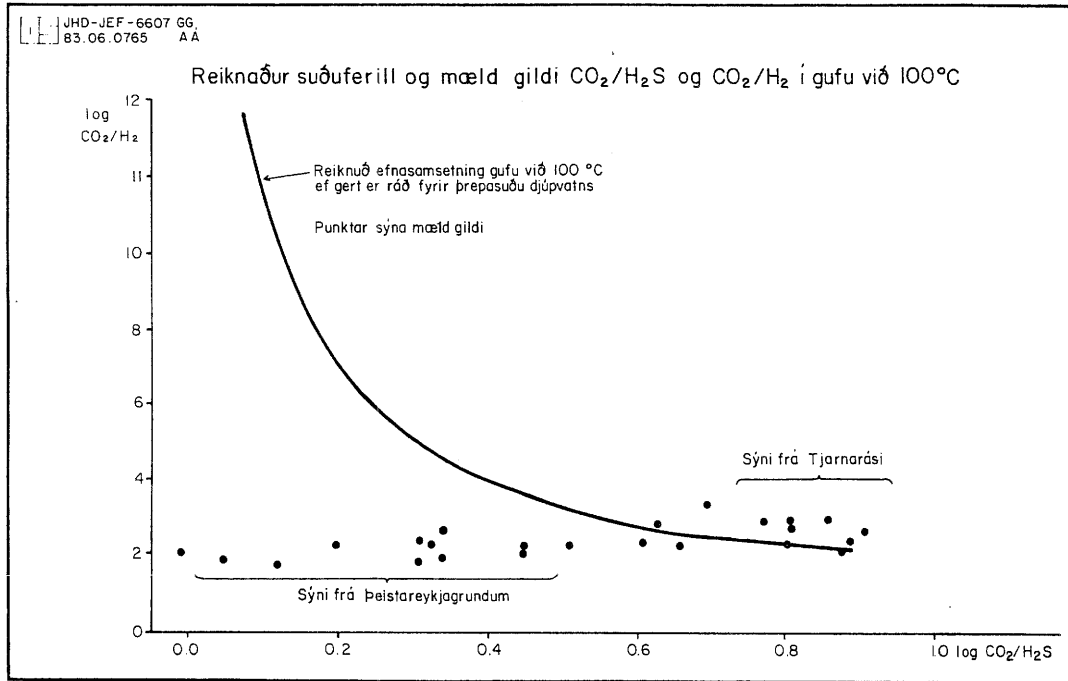
kemur á myndinni fellur ferillinn um það svæði sem afmarkar sýnin frá Þeistareykjagrundum og reyndist það samsvara því, að hiti hefði fallið um 30°C eða svipað og dæmið á mynd 59 sýnir. Sé þessi túlkun rétt, er hiti vatnsins sem gefur gufu á Þeistareykjagrundum um 30°C hærr heldur en mynd 54 gefur til kynna (240-260°C). Af framangreindum útreikningum er hins vegar alveg ljóst, að mikla aðgát þarf ef reikna á út gashita og rekja rennslisleiðir samkvæmt gashlutföllum sömu sýna, þar sem suðan rýrir gildi hitareikninganna.



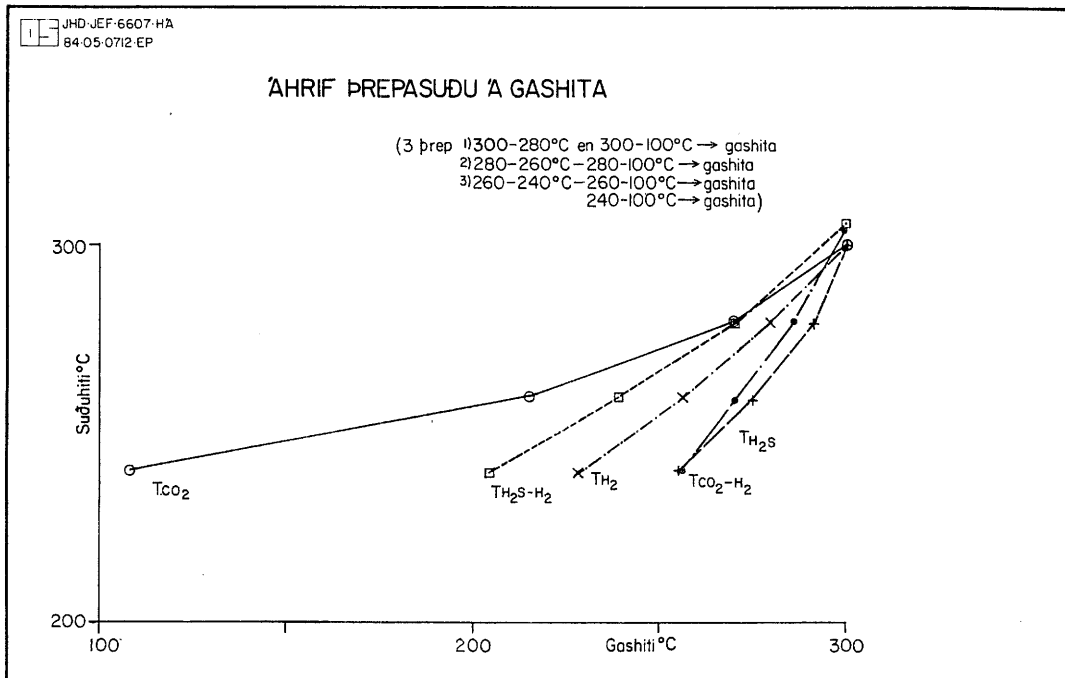
Mynd 61 Samband CO₂-styrks og hlutfalls H₂S og CO₂ í gufu.

Til þess að athuga möguleika á suðu enn frekar var reiknað hvernig H₂ ætti að breytast við suðu, og voru notaðar sömu forsendur og hér að ofan. Mynd 58 sýnir, að H₂ leysist mun lakar í vatni heldur en CO₂ og H₂S, enda kemur í ljós, að þegar vatnið hefur soðið um 30°C eins og súðulíkanið á mynd 59 gerði ráð fyrir hefur reiknaður styrkur H₂ í gufunni lækkað svo mikið, að hann ætti ekki að vera mælanlegur. Mynd 62 sýnir mæld gildi og reiknaðan feril fyrir hlutföllin CO₂/H₂S og CO₂/H₂. Þar sést, að H₂-styrkur í sýnum frá Þeistareykjagrundum er allt öf hárt til þess að unnt sé að rekja gufurnar á þeim tveim svæðum sem um ræðir til sama djúpvatns sem hefur soðið mismikið.

Ekki er þó hægt að ætla, að minnkun styrks verði svo alger sem sýnt er á mynd 59, því að um leið og suðan er um garð gengin hefjast efnahvörf við berg að nýju og leitast þá vatnið við að ná gastegundum þaðan aftur til að fá fram jafnvægisstyrk þann, sem einkennir ríkjandi hitastig.



Mynd 62 Reiknaður suðuferill og mæld gildi $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ og CO_2/H_2 í gufu við 100°C .



Mynd 63 Áhrif þrepasuðu á gashita.

Ekki er unnt að ná aftur þeim styrk, sem fengist hefði án suðu, nema á mjög löngum tíma, en þó nokkur nálgun getur fengist á tiltölulega stuttum tíma. Því tregara sem rennslið er því betri nálgun fæst, áður en suða hefst að nýju. Í töflu 10 og á mynd 63 eru borin saman áhrif þrepasuðu á CO_2 -hita, H_2S -hita, H_2 -hita, CO_2/H_2 -hita og $\text{H}_2/\text{H}_2\text{S}$ -hita. Má sjá, að áhrif á H_2S -hita eru lítil og því má ætla, að hann sýni gildi, sem ekki hafa fjarlægst upphafssuðugildi mikið. Áhrif eru langmest á CO_2 -hita. Eins og kom fram fyrir í þessum kafla verður hann of lágur, ef þrepasuða fer fram og vökvinn nær ekki að nálgast jafnvægi við berg, áður en soðin gufa nær yfirborði.

4.8 Áhrif vatnsleiðni bergs á efnasamsetningu

Með gashita er leitast við að segja til um hita í jarðhitageymum. Forsenda þess, að það sé unnt er sú, að efnajafnvægi hafi náðst milli bergs og þess vatns sem gefur gufuna sem nær til yfirborðs. Einnig er gert ráð fyrir, að vatnið sjóði í einu þrepi frá jafnvægis hita og án aðskilnaðar niður í 100°C . Á þann hátt eiga styrkur og efnahlutföll í gufu að endurspeglja jafnvægisefnasamsetningu rennis í jarðhitageyminum við síðustu suðu.

Í köflunum hér að framan eru leidd rök að því, að gufa myndist við allt að 310°C á Þeistareykjum. Ef miðað er við að þrýstingur á hverju dýpi ráðist af þyngd vatnssúlunnar sem ofan á hvílir, myndast 310°C heit gufa á 900-1100 m dýpi undir vatnsyfirborði. Til þess að gufa sem þar myndast nái til yfirborðs, án þess að breytingar verði á efnasamsetningu hennar, verða aðstæður að vera sérlega hagstæðar. Til dæmis er augljóst, að gufa þéttist í kerfinu yfir gufumyndunarstaðnum, ef þar er ekki suða. Sá gashiti sem fundinn er frá styrk gastegunda í gufu sem að hluta hefur þétt verður rangur. Hins vegar er líklegt, að sú gufa sem nær yfirborði fari eftir afmörkuðum rásum um jarðhitakerfið. Vegna varmaflutnings með gufu kemst á tveggja fasa streymi þar þó svo að utan flutningsrásanna sé ekki suða. Ef lóðrétt leiðni er góð í þessum rásum má ætla, að gufusýni tekin á yfirborði nái að endurspeglja gufu sem myndast hefur á miklu dýpi. Á hinn bóginn er ekki hægt að gera ráð fyrir öðru en að efni í bergi og vatni leiti til jafnvægisstyrks í uppstreymisrásunum. Verður því að gera ráð fyrir, að efnasamsetning gufu nálgist jafnvægi við nýtt og lægra hitastig, og því meir sem leiðni er tregari vegna lengri snertitíma. Með þetta í huga er dregin sú ályktun, að efnasamsetning gufu þar sem lóðrétt leiðni er góð endurspeglar jafnvægi á mun meira dýpi heldur en samsetning gufu sem farið hefur um rásir með lélegri leiðni, að því gefnu, að suða nái djúpt í kerfið. Þessi túlkun leiðir til þess að nota má gashita til þess að segja til um afstæða leiðni bergs.

Á Þeistareykjum er áberandi munur á efnasamsetningu gufu frá suðurenda Tjarnarás annars vegar og Þeistareykjagrundum hins vegar. CO_2 -hiti er $280-310^\circ\text{C}$ á fyrirnefnda svæðinu en $230-260^\circ\text{C}$ á því síðarnefnda. Fyrsti möguleikinn á túlkun er sá, að um raunverulegan hitamun sé að ræða. Annar möguleiki er, að mismunandi leiðni lóðréttra rása orsaki breytingar á gufu frá myndunarstað til yfirborðs. Breytileika í efnasamsetningu milli einstakra svæða á Þeistareykjum bærir samkvæmt því að túlka þannig að aðfærsluleiðir gufu væru betur opnar við Tjarnarás heldur en á Þeistareykjagrundum.

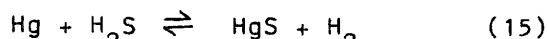
Ennfremur er unnt að hugsa sér, að vegna betri leiðni við Tjarnarás

nái aðrennslið meira dýpi, áður en það fer að sjóða, en á þeistareykjagrundum, þar sem það blandast e.t.v. yfirborðsvatni.

Ef sprungur á yfirborði eru skoðaðar er ljóst að gufusvæðið við Tjarnarás er mjög greinilega tengt ungum brotum, en sprungur eru mun ógleggri á hinu svæðinu. Ef til vill má líta á það sem stoð undir hugmyndina um betri vatnsleiðni við Tjarnarás.

4.9 Um kvikasilfur og gashlutföll

Svæðinu er skipt í tvennt á grundvelli $\delta^{18}\text{O}$ gilda eins og sýnt er á mynd 45, þ.e. svæði A, Tjarnarás og svæði B, þeistareykjagrunDIR. Til hægðarauka verður eingöngu fjallað um sýni, sem súrefnis-18/16 hlutfall var mælt í. Meðaltöl og staðalfrávik súrefnis-18/16 hlutfalls, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ hlutfalls, meðalgashita og kvikasilfurstyrks fyrir þessi sýni af svæðum A og B eru skráð í töflu 11. Þó að staðalfrávik séu stór, er greinilegur munur á svæðunum tveimur. Styrkur kvikasilfurs er tiltölulega mikill í sýnum frá Tjarnarási og nálgast þann styrk, sem búast mætti við, ef jafnvægi hefði náðst í efnahvarfinu



við 250-300°C (sjá Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson 1980), meðan hann er yfirleitt miklu lægri, og víða illmælanlegur í sýnum frá þeistareykjagrundum. Bendir það til stöðugleika og langvinnis jafnvægis í renni við Tjarnarás, meðan hið gagnstæða virðist gilda um þeistareykjagrunDIR.

Eðlileg túlkun á þessum niðurstöðum er sú, að jafnvægi hafi verið nálgast við hátt hitastig við Tjarnarás meðan á þeistareykjagrundum streymi tiltölulega kalt vatn inn. Það sýður svo á minna dýpi við lægra hitastig. Sums staðar á Tjarnarássvæði virðist einnig geta verið um tiltölulega klóríðríkt renni að ræða og getur það haft áhrif á gashlutföll (t.d. $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$). Sennilega er hitastig það lágt í renni undir þeistareykjagrundum, að afgerandi magn kvikasilfurs hefur ekki náð að leysast í því.

4.10 Radon

Radon er ein af eðalgastegundunum, en atóm þeirra eru með mjög stöðuga skipan elektróna, og tekur radon því engan þátt í efnahvörfum. Styrkur radons stjórnast því ekki af efnajafnvægi milli vatns og bergs eins og styrkur flestra annarra efna, sem athuguð voru á þeistareykjum. Túlkun á breytilegum styrk radons hlýtur því að vera frábrugðin túlkun á styrk annarra efna.

Radon (Rn-272) er geislavirkt efni sem myndast við klofnun radíums (Ra-226). Helmingunartími radons er 3,8 dagar. Styrkur radons í kyrrstæðu vatni er háður myndun þess og ræðst því af styrk radíums í berginu og helmingunartíma radons.

Ef rennið streymir um sprungu með víddina b (m) og allt radon myndast í berglagi með þykktina S (m), hafa Stoker og Kruger (1976) og Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson (1980) sýnt fram á, að styrkur radons í renni (C_{Rn} :dpm/kg) eftir að það hefur streymt vegalengdina L (m) er:

$$C_{Rn} = (2\gamma_f SE/b)(1 - \exp(-\lambda_{Rn} L/m\gamma_f)) \quad (16)$$

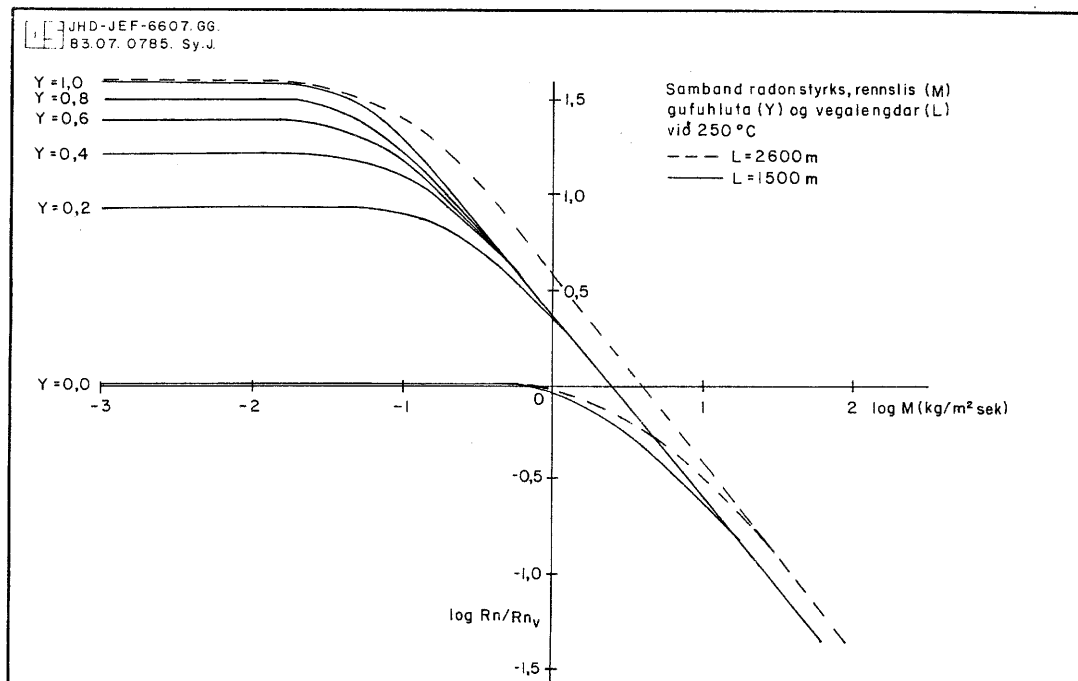
E = útgeislun radons úr bergi (dpm/m³)

λ_{Rn} = eyðingarstuðull radons (s⁻¹)

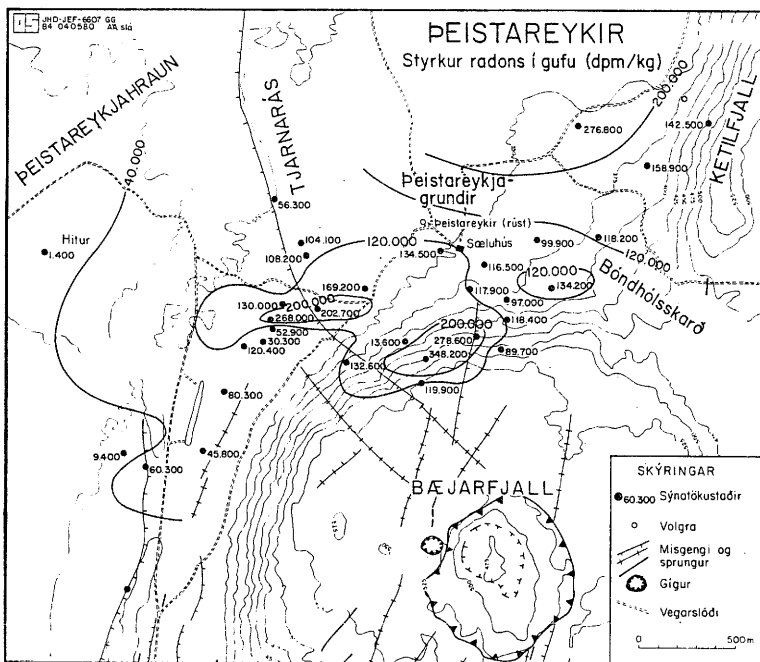
m = rennsli (kg/m²s)

γ_f = eðlisrúmmál (m³/kg)

Ef gert er ráð fyrir, að radíumstyrkur bergs í jarðhitakerfinu sé alls staðar svipaður má líta á E sem fasta. Með því að setja stærðirnar S (þá er gert ráð fyrir, að ferðahraði radons sé sá sami um berg alls staðar á svæðinu, þ.e. að um svipað berg sé alls staðar að ræða) og b (þá er gert ráð fyrir sömu sprunguvídd alls staðar á svæðinu) einnig fastar er gengið út frá því að snertiflötur rennis við berg sé sá sami hvar sem er í vatnsleiðandi lögum í kerfinu. Þessa staðhæfingu verður að notast við meðan beinar mælingar hafa ekki verið gerðar. Styrkur radons í renni er þá háður rennsli, vegalengd og eðlisrúmmáli. Eðlisrúmmál er háð hita en aðallega vökva- og gufuhluta rennis. Mynd 64 sýnir hvernig hlutfall radons í renni við radon í kyrrstæðum vatnsfasa breytist með rennsli. Reiknað var með 250°C hita og mismunandi gufuhluta. Heildregnu línurnar sýna hvernig breytingar verða ef L = 1500 m en punktalínurnar L = 2600 m. Myndin sýnir, að sé rennsli meira en 2 kg/m²s er styrkur radons aðallega háður rennsli en



Mynd 64 Samband radonstyrks, rennslis, gufuhluta og vegalengdar við 250°C.



Mynd 65 Styrkur radons í gufu.

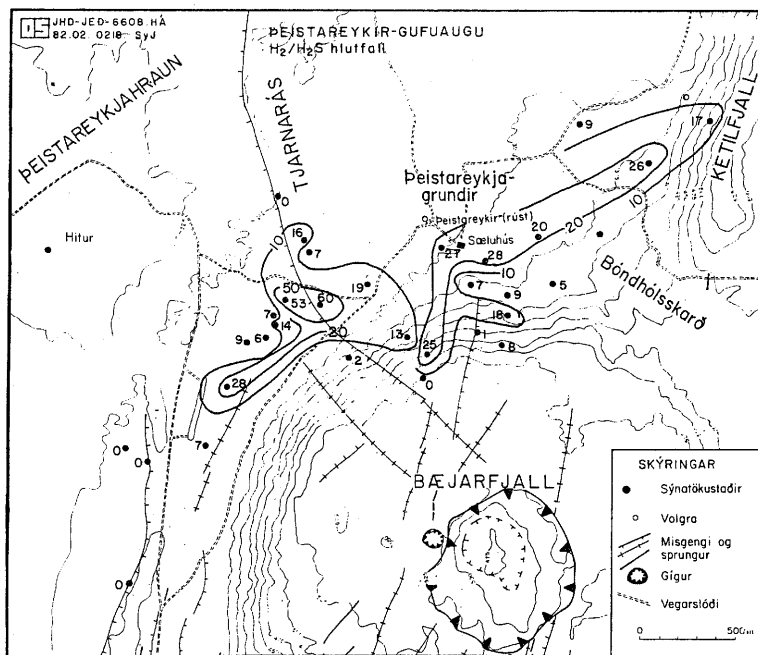
í minna mæli vegalengd. Gufuhluti hefur hins vegar ekkert að segja fyrir en rennsli fer að minnka, og þegar rennslið er komið niður undir $0,1 \text{ kg/m}^2$ s eða minna er styrkur radons 40 sinnum hærrí í hreinni gufu ($y=1$) heldur en hreinum vatnsfasa ($y=0$). Þá hafa breytingar á rennsli og vegalengd hins vegar engin áhrif. Niðurstaðan er sú, að lágur styrkur radons í renni miðað við styrk radons í kyrrstæðum vatnsfasa stafar af hröðu rennsli, en mikill styrkur stafar af hægu rennsli og/eða háum gufuhluta en þetta tvennt fer oft saman (Gestur Gíslason o. fl 1978).

Árið 1977 hófust mælingar á radoni (Rn) í vatni og gufu úr borholum í Kröflu í samvinnu milli Raunvísindastofnunar Háskóla Íslands og Orkustofnunar. Voru þessar mælingar liður í verkefni í jarðskjálftarannsóknnum RH. Í ljós kom, að niðurstöðurnar reyndust einnig áhugaverðar vegna rannsókna á jarðhitakerfinu (Gestur Gíslason og fl. 1978). Þegar gerð var könnun á gufuaugum á Kröflusvæði var styrkur radons í gufunni ákvarðaður. Þær niðurstöður sem þá fengust reyndust hjálplegar við túlkun á eiginleikum jarðhitakerfisins (Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson 1980) og með þá reynslu í huga var ákveðið að mæla radon í gufu á Peistareykjum. Niðurstöður eru sýndar í töflu 6 og á mynd 65. Mældur styrkur radons í gufu inni á virkasta svæðinu á Peistareykjum er á bilinu 9400 - 348200 dpm/kg. Lægstur styrkur mælist í gufuaugum sem eru á misgenginu vestan við Bæjarfjall. Bendir það til þess eins og fyrir sagði að þar sé rennsli hraðast. Hærrí styrkur annars staðar á svæðinu gefur til kynna hægara streymi og/eða gufu í bergi. Athygli vekja há gildi í suðurhluta Tjarnaráss þar sem gashiti er hæstur. Ef gufuhluti er hár í bergi veldur það hægara rennsli en ella, þannig að við slíkar aðstæður getur rennsli orðið tregt og leiðir það til þess að radonstyrkur verður hár, jafnvel þó að berg sé tiltölulega vel opið. Niðurstöður eru því þær, að vatnsleiðni er tiltölulega góð í grennd við misgengin vestan við Bæjarfjall, en að kerfið sé í suðu við þau þar sem gashiti er hár. Þá benda niðurstöður radonmælinga til þess að á Peistareykjagrundum sé rennsli tregara, en þar er erfiðara að segja til um gufuhluta.

4.11 Rennslisleiðir

Nokkrar vísbendingar er unnt að nýta til að fá hugmyndir um rennslisleiðir um jarðhitasvæðið.

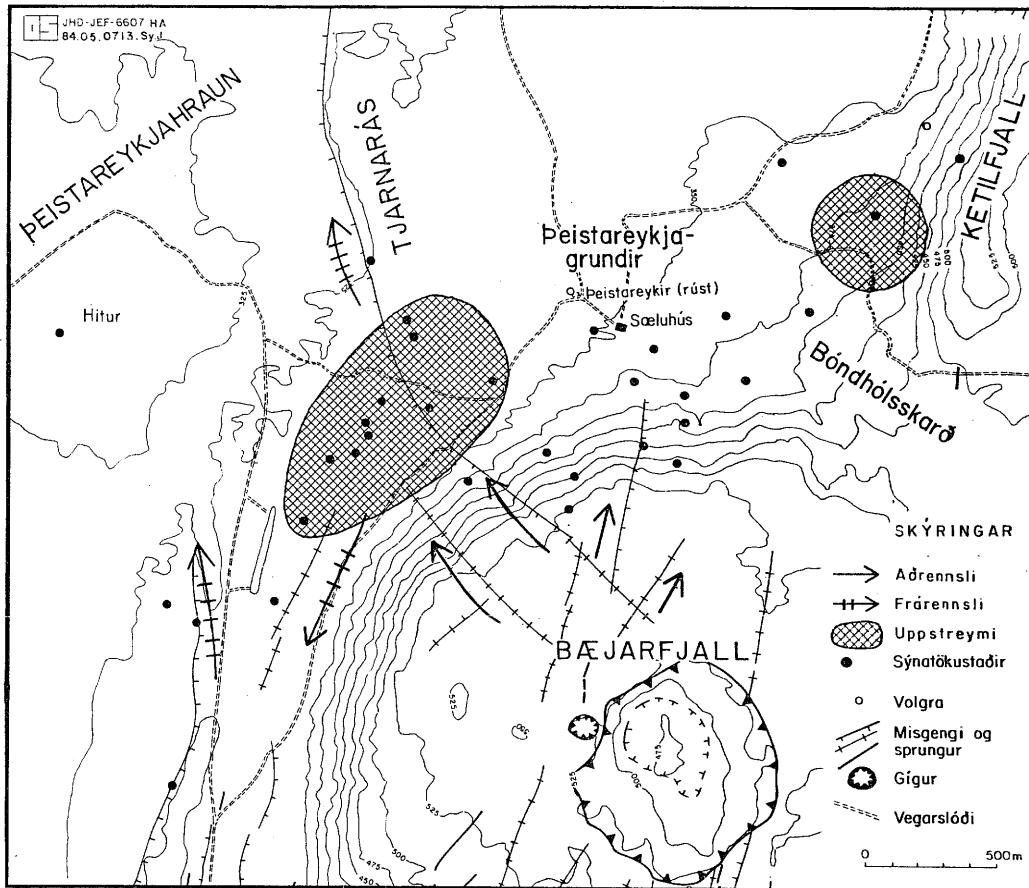
Bragi Árnason (1976) hefur leitt rök að því, að grunnvatnsrennsli á Norðausturlandi sé yfirleitt til norðurs. Ætla má, að þær sprungur, sem fundist hafa á svæðinu (2. kafli) leiði vatnið yfirleitt í þessa stefnu. Hámarksgashiti bendir til uppstreymis og lækandi gashiti getur bent til afrennslis. Í kafla 4.7 og á mynd 58 kemur fram, að leysni mismunandi gastegunda í vatni er ekki hin sama, og rjúka þær því mismikið úr vatnsfasa við suðu. Þar kemur og fram að hafi gufa soðið af renninu einu sinni, t.d. við uppstreymi, hefur styrkur lítt leysinnar gastegundar (t.d. H_2) minnkað meira en annarrar leysnari (t.d. H_2S). Við það lækkar hlutfall á borð við H_2/H_2S , og kemur það fram er afrennslisvatnið sýður aftur af sér gufu. Eins og fram hefur komið hér að framan, eru ýmsir annmarkar á slíkri túlkun, en sé munur verulegur milli tveggja staða má gera því skóna, að þar sem hlutfallið er lægra, sé um afrennslis frá hinum að ræða. Dreifing H_2/H_2S hlutfalls í gufusýnum frá Þeistareykjum er sýnd á mynd 66 og nokkrar hugsanlegar leiðir rennslis á mynd 67.



Mynd 66 Hlutfall H_2/H_2S í gufuaugum.

4.12 $3He/4He$ hlutfall

Tekin voru nokkur sýni til greininga hlutfalls helíum-3 og helíum-4 samsæta. Uppruni þessara tveggja samsæta er talinn mismunandi, þ.e. algengast er helíum-4, sem að töluverðu marki myndast við geislavirka klofnun, en helíum-3 er álitnið jafngamalt alheiminum. Gnótt þess síðarnefnda er talin bera vitni uppruna á miklu dýpi.



Mynd 67 Hugsanlegar rennslisleiðir grunnvatns.

Greiningar voru gerðar í rannsóknastofu í háskólanum í Cambridge, Englandi sem liður í samvinnuverkefni Orkustofnunar við jarðvísindadeild þess skóla og Norrænu eldfjallastöðina. Viðunandi niðurstöður fengust úr greiningum sýna frá tveimur stöðum, G-1 og G-7, og eru þær sýndar í töflu 12, gefnar upp sem hlutfall $3\text{He}/4\text{He}$ hlutfallsins í gufunni við sama hlutfall í andrúmslofti. Eru niðurstöður svipaðar því, sem þekktist við Kröflu og Námafjall og fleiri jarðhitasvæði á Norðausturlandi (Hooker o.fl. 1982), en lægri en sumsstaðar á Suðurlandi og Reykjanesi (Polak o.fl. 1975). Þær eru innan þess sviðs, sem algengt er í basalti á Norður-Atlantshafshryggnum (Craig og Lupton 1981), og benda til þess, að gas þetta sé komið af töluverðu dýpi.

4.13 Efnagreiningar á sýnum úr volgrum

Vatnsuppsprettur eru á tveimur stöðum á Peistareykjum. Annars vegar eru nokkrar volgrur vestan undir Ketilfjalli og hins vegar er brunnur heima við gömlu bæjarrústirnar á Peistareykjum.

Undir Ketilfjalli kemur vatnið fram í skriðufætinum, og er rennsli alls staðar lítið, vel innan við 1 l/s og hiti þess mælist á bilinu $12\text{--}35^\circ\text{C}$. Sýnum var safnað úr heitustu volgrunni (V-1), en hún er beint niður undan Katlinum, en svo nefnist brennisteinsskella í miðjum

hlífum Ketilfjalls (G-3) (mynd 41). Sýnum var safnað bæði 1981 og 1982 til þess að sjá hvort breytileiki væri í efnasamsetningu milli ára. Niðurstöður eru sýndar í töflu 13. Vatnið ber nokkur merki jarðhitavats, en þó er heildarstyrkur uppleystra efna mun lægri heldur en vænta má í háhitavatni. Líklegast er hér um að ræða kalt grunnvatn sem sígur í gegnum Ketilfjall, en land er um 150 m hærra austan heldur en vestan þess. Vatnið hefur trúlega blandast gufu og hitnað. Styrkur SiO_2 og Na/K-hlutfall benda til jafnvægisleitar efna milli vats og bergs² við hita sem er hærri en venjulegur hiti grunnvats. Tiltölulega háir styrkur koldíoxíðs og breytileiki milli ára bendir til blöndunar við CO_2 -ríka gufu.

Vatnsbólíð á Þeistareykjum er um 1 m djúpur brunnur, og rennur frá honum örlítill læna. Hiti vatnsins er $23,6^\circ\text{C}$ en ljóst er af efnasamsetningu vatnsins að um er að ræða regnvatn sem runnið hefur skamman veg í jörðu. Sést það af lágum styrk uppleystra efna. Einnig er Na/Cl-hlutfall það sama og í regni, en við upptöku efna úr bergi breytist það hlutfall.

Niðurstaða efnagreininga á volgu lindavatni á Þeistareykjum er sú, að það eigi ekkert skylt við vatnið í jarðhitakerfinu heldur sé um að ræða grunnvatn sem hefur hitnað fyrir tilstilli varmaflutnings frá undirliggjandi háhitakerfi.

Niðurstöður δD og $\delta^{18}\text{O}$ samsætugreininga (Tafla 4) á sýni úr V-1 benda til uppruna í regnvatni úr næsta nágrenni (sbr. Bragi Árnason 1976), og styður það þá túlkun, sem hér var sett fram.

4.14 Samandregnar niðurstöður

Eftirfarandi ályktanir má draga af niðurstöðum efnarannsóknna á Þeistareykjum með hliðsjón af niðurstöðum annarra rannsókna þar.

- 1) Á Þeistareykjum er hitagjafi, sem gæti verið kvikuhólf eða innskot, með A-V læga stefnu frá Ketilfjalli að Lambafjöllum, og jarðhitakerfi ofan á.
- 2) Vesturhluti jarðhitakerfisins, þ.e. Tjarnarás og svæði vestur af honum, liggur innan virka sprungubeltisins. Um Bæjarfjall hnikar sprungubeltið sér til, en á þeim stöðum kann það að vera í sambandi við hitagjafann.
- 3) Með tímanum hefur jarðhitakerfið lokast af vegna útfellinga í jöðrum þess, og innstreymi er nú takmarkað við afmarkaðar rásir. Meginrennslisstefna er norðlæg.
- 4) Renni kerfisins er e.t.v. svipað að uppruna og svo nefnt "fornvatn" (Bragi Árnason 1976) á Húsavík, í Reykjahverfi og í Aðaldal, og er það líklega tiltölulega salt. Austast kemst nokkurt kalt grunnvatn inn í kerfið vegna hækkandi vatnsstöðuprýstings (hydrostatic pressure) austan Ketilfjalls og Bæjarfjalls. Einnig er mögulegt, að djúpt í jörðu vestan Bæjarfjalls streymi tiltölulega ómengið "fornvatn" inn í kerfið um virkustu misgengin (sjá sýnatökustaði G-9, G-10 og G-19 á mynd 41).
- 5) Vatn nær jafnvægi við heitt berg, en blandast kaldara vatni í austurhluta kerfisins og sýður hugsanlega í vesturhlutanum. Því er $\delta^{18}\text{O}$ allmiklu lægra í þeim síðartalda. Kemur þetta einnig fram í háu $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ hlutfalli í austurhluta en lágu í

- vesturhluta.
- 6) Á 900-1100 m dýpi fer fram suða við 280-310⁰C. Vatn og gufa leita upp um sprungur, og komast þannig í snertingu við nýtt umhverfi. Í uppstreymisrásunum ríkir því ójafnvægi a.m.k. um stundarsakir.
 - 7) Svæðið umhverfis Tjarnarás er vel opið og rennsli því hratt upp til yfirborðs. Efnasamsetning gufunnar nær því að endurspegla ástand sem ríkir djúpt í jörðu.
 - 8) Á þeistareykjagrundum er lítið um nýleg brot og streymi til yfirborðs tiltölulega hægt. Má ætla að sú gufa, sem þar nær yfirborði hafi soðið grynna en gufan við Tjarnarás, og gashiti hennar sé því lægri.
 - 9) Vestan Tjarnaráss nær ómenguð háhitagufa ekki yfirborði, þar sem inni í miðju sprungubeltinu liggur kalt grunnvatn ofan á því heita.

Tafla 3 Þeistareykir. Niðurstöður gasgreininga á sýnum úr gufuaugum 1950-1973.

Dags.	Rúmmálssamsetning gass						lítrar gas	Gashiti					Staðsetning		Heimild
	Nr.sýnis	CO ₂	H ₂ S	H ₂	O ₂	CH ₄		Rest	tCO ₂	tH ₂ S	tH ₂	tCO ₂ -H ₂	tH ₂ S-H ₂	Skv. frumheimild	
	%	%	%	%	%	%	kg gufu	°C	°C	°C	°C	°C			
1950.07.26 1b	77,5	10,9	6,7		0,1	4,8	5,90	284	266	259	241	296	Neðan-fjalls	G-6	Jarðboranir ríkisins 1951
1950.07.27 2b	68,9	13,9	15,1			2,1	4,50	272	265	268	268	305	Hithólar	G-11	- " -
1950.07.27 3b	60,9	14,4	20,6			4,8	4,00	264	263	271	280	310	Bæjargil	G-2	- " -
1972.09.02 115	61,5	5,9	30,5	0,0	0,2	1,9							Í Ketil-fjalli	G-3	Ragna Karlsdóttir Karl Grönvold 1975
1972.09.02 116	72,8	10,8	13,7	0,0	0,3	2,4							Neðan við Ketilfjall	G-25	- " -
1972.09.02 117	60,5	7,6	27,7	0,0	0,1	4,1							Í flagi ofan við skálann	G-11	- " -
1972.09.22 118	55,8	8,2	0,6	6,0	0,6	28,8							Syðst á svæðinu	G-10	- " -
1972.09.02 119	77,0	6,6	9,6	0,0	0,2	6,6							Vestur af skálanum	G-26	- " -
1972.09.02 120	56,7	10,8	29,5	0,0	0,3	2,7							Við skálann	G-1	- " -
1973.08.23 119	62,8	11,6	21,8	0,0	0,2	3,6							Í Ketil-fjalli	G-3	- " -
1973.08.23 120	42,6	10,5	21,2	4,5	0,0	21,2							Rétt sunnan við skálann	G-1	- " -
1973.08.23 121	59,5	0,0	15,8	2,5	1,2	21,0							Vestan við Bæjarfjall	G-9	- " -

Tafla 4 Hlutföll súrefnis-18/16 og tvívætnis/vætnis í nokkrum gufusýnum og einu vatnssýni frá Þeistareykjum

Staður	Tegund sýnis	$\delta^{18}O^0/00$ (SMOW)	$\delta D^0/00$ (SMOW)
G-1	Þétt gufa	-16,3	
G-3	- " -	-14,1	-13,9
G-4	- " -	-16,6	
G-6	- " -	-18,8	
G-8	- " -	-18,8	-18,5
G-11	- " -	-16,9	-15,9
G-14	- " -	-16,5	
G-15	- " -	-18,8	
G-17	- " -	-19,1	-19,2 -120,4 -121,2
G-18	- " -	-17,2	
G-19	- " -	-20,9	-20,7
G-20	- " -	-19,2	
G-21	- " -	-14,9	-14,7
G-22	- " -	-15,7	
G-24	- " -	-17,0	-17,1
V-1	Vatn	-10,2	-10,5 -75,2 -76,3

Tafla 5 Upphafshlutfall samsætu (δ_o) í vatni sem soðið hefur af sér gufu með mældu hlutfalli (δ_v) frá mismunandi hitastigum í 100°C.

Samsæta	δ_v	δ_o 0/00	δ_o 0/00	δ_o 0/00	δ_o 0/00	δ_o 0/00
	0/00	100°C	150°C	200°C	250°C	300°C
^{18}O	-14,0	-8,7	-10,8	-12,1	-13,0	-13,7
	-19,15	-13,8	-15,9	-17,2	-18,2	-18,8
	-20,8	-15,5	-17,6	-18,9	-19,8	-20,5
D	-120,8	-95,2	-108,0	-118,0	-122,4	-122,3

δ_o = Samsætuhlutfall vatns fyrir suðu
 δ_v = Samsætuhlutfall gufu eftir suðu

Tafla 6 Þeistareykir 1981 og 1982.
 Niðurstöður efnagreininga gufusýna.

Staður	Dags.	Sýni nr	pH/°C	Na mg/kg	Cl mg/kg	CO ₂ mg/kg	H ₂ S mg/kg	H ₂ mg/kg	CH ₄ mg/kg	N ₂ mg/kg	Hg ng/kg	Rn dpm/kg
G-1	810810	1052		4	18	3144	1420	37,86	3,65	49,63	< 30	134510
G-2	810811	1053		1	12	2244	1024	4,79	2,98	469,4	< 30	134190
G-3	810811	1054		1	13	6062	2137	36,77	7,64	185,1	330	142460
G-4	810812	1055		2	17	358	3033	3,06	0,86	299,0	50	278620
G-5	810812	1056		1	19	1579	1200	30,43	8,74	52,8	< 30	348180
G-6	810813	1057		1	12	9287	1440	85,88	149,03	1643,9	1490	180080 1)
-"-	820705	1045		1	4	24723	2254	77,48	148,62	647,2	1100	310352
G-7	810813	1058		1	13	10409	1428	10,71	22,95	318,5	270	108232
G-8	810814	1059		6	18	4769	517	0,00	9,30	86,6	1630	56334
G-9	810814	1060		74	124	9639	1259	35,61	54,20	640,2	330	80325
G-10	810815	1061		118	203	4370	681	4,69	11,84	982,2	670	45780
G-11	810908	1071		11	22	1981	989	27,86	1,73	44,9	< 70	116497
G-12	810908	1072		1	3	2077	645	12,60	1,26	13,5	<110	99865
G-13	810909	1073		17	40	8085	1057	48,58	14,05	22,1	<360	104108
-"-	820705	1046		2	6	9004	1108	57,31	15,36	265,9	400	134381
G-14	810910	1074		1	6	1714	827	6,12	2,19	27,5	<400	117874
G-15	810911	1075		1	4	3924	786	1,44	9,79	43,4	300	132607
G-16	810912	1076	4,35/33	4	10	19738	3323	22,57	46,26	715,7	100	268003
G-17	810912	1077	4,07/27	0,4	2	12610	1950	17,13	34,11	419,5	2600	120394
G-18	810913	1078	3,72/37	1	8	5805	1075	57,13	7,40	273,1	2700	130044
-"-	810914	1081				7779	1140					
G-19	810913	1079	3,55/25	36	60	7729	1830	10,39	0,00	0,0	3000	29592 2)
G-20	810914	1080	3,52/21	1	6	17956	2168	29,52	41,60	958,6	2400	52905
G-21	810926	1083		7	14	3983	2518	21,83	11,50	8505,1	800	96970
G-22	810927	1084		1	6	3800	1336	24,78	11,64	65,54	500	118426
G-23	810928	1085	6,18/25	40	58						800	118239
G-24	810928	1086	4,30/25	1	7	12052	1933	17,64	28,65	754,6	2100	276793
G-25	810929	1087	4,26/25	3	7	21312	4673	122,1	32,90	96,7	500	158865
G-26	811003	1089	4,30/25		5	9049	3142				1653	196019
-"-	820627	1032	4,02/17	1		7666	1832	35,32	21,37	196,7	1400	169163
G-27	820627	1033	4,51/37	1	5	1229	1100	14,61	2,76	18,2	700	136157
G-28	820628	1034	4,75/31	1	9	3381	9,1	0,00	0,00	0,0	300	4664
G-29	820701	1039	4,30/26,5	1	4	4065	5,1	0,00	0,00	4244,9	1200	60287
G-30	820701	1040	4,60/28,5	0,4	6	0	240	0,00	0,00	0,0	<500	9439
G-31	820702	1041	4,18/22	1	5	2852	1342	11,18	5,48	41,5	<500	89677
G-32	820702	1042		1	3	309	3,2	0,00	0,00	74,1	3300	119860
G-33	820703	1043	5,20/17			1530	448	0,00	0,00	0,0	<400	
G-34	820706	1047		4	4	686	0,0	0,00	0,00	1107,7	900	1360

1) 810911 Rn = 225334 dpm/kg

2) Tvítak Rn = 30317 dpm/kg og 28866 dpm/kg

Tafla 7 Þeistareykir. Gufusýni 1981 og 1982. Nokkur efnahlutföll

Staður	Dags.	Sýni nr	Na/Cl mg/mg	CO ₂ /Cl mg/mg	H ₂ /H ₂ S mg/mgx10	CO ₂ /H ₂ S mg/mg	H ₂ /CO ₂ mg/mgx10 ³	Hg/CO ₂ ng/mgx10 ³	Rn/CO ₂ dpm/mg
G-1	810810	1052	0,199	179	26,7	2,21	12,0	< 10	42,8
G-2	810811	1053	0,075	187	4,68	2,19	2,14	< 10	59,8
G-3	810811	1054	0,105	456	17,2	2,84	6,07	54,4	23,5
G-4	810812	1055	0,130	20,8	1,01	0,118	8,56	140	778
G-5	810812	1056	0,032	81,4	25,4	1,32	19,3	< 20	220
G-6	810813	1057	0,059	768	59,6	6,45	9,25	160	19,4
-"-	820705	1045	0,212	5943	34,4	10,96	3,13	44,5	12,6
G-7	810813	1058	0,090	820	7,50	7,29	1,03	25,9	10,4
G-8	810814	1059	0,307	266	0,00	9,22	0,00	342	11,8
G-9	810814	1060	0,595	77,5	28,3	7,66	3,69	34,2	8,3
G-10	810815	1061	0,579	21,5	6,89	6,42	1,07	153	10,5
G-11	810908	1071	0,529	91,3	28,2	2,00	14,1	< 35	58,8
G-12	810908	1072	0,324	679	19,5	3,22	6,06	< 50	48,1
G-13	810909	1073	0,416	203	46,0	7,65	6,01	< 45	12,9
-"-	820705	1046	0,378	1455	51,7	8,13	6,36	44,4	14,9
G-14	810910	1074	0,185	279	7,40	2,07	3,57	< 200	68,8
G-15	810911	1075	0,186	946	1,83	4,99	0,367	76,5	33,8
G-16	810912	1076	0,381	1984	6,79	5,94	1,14	5,07	13,6
G-17	810912	1077	0,200	5604	8,78	6,17	1,36	206	9,5
G-18	810913	1078	0,096	774	53,1	5,40	9,84	465	22,4
-"-	810914	1081				6,82			
G-19	810913	1079	0,597	129	5,68	4,22	1,34	388	3,8
G-20	810914	1080	0,082	2906	13,6	8,28	1,64	134	2,9
G-21	810926	1083	0,507	291	8,67	1,58	5,48	201	24,3
G-22	810927	1084	0,135	589	18,5	2,84	6,52	132	31,2
G-23	810928	1085	0,685						
G-24	810928	1086	0,133	1826	9,12	6,23	1,46	174	23,0
G-25	810929	1087	0,459	2880	26,1	4,56	5,73	23,5	7,5
G-26	811003	1089		1858		2,88		183	21,7
-"-	820627	1032			19,3	4,18	4,61	183	22,1
G-27	820627	1033	0,100	237	13,3	1,12	11,9	570	111
G-28	820628	1034	0,066	366	0,00	372	0,00	88,7	1,4
G-29	820701	1039	0,199	975	0,00	799	0,00	295	14,8
G-30	820701	1040	0,065	0	0,00	0	2,86		
G-31	820702	1041	0,290	632	8,33	2,13	3,92	< 175	31,4
G-32	820702	1042	0,407	101	0,00	97,8	0,00	10680	388
G-33	820703	1043				3,42		< 260	
G-34	820706	1047	0,102	196	0,00		0,00	1312	2,0

Tafla 8 Sýrustig þéttivatns (pH) og upphaflegur styrkur klóríðs í ósoðnu vatni (Cl₀), ef soðið er við mismunandi hitastig (t°) og sýrustig (pH₀) til að fá fram gildi á bilinu 60-200 mg/kg fyrir klóríð í þéttivatni (Cl_p).

	pH ₀	t° C	Cl _p mg/kg	pH _p	Cl ₀ mg/kg
		200		2,2	4000
		250	200	2,2	800
		300		2,1	300
		200		2,5	2500
4		250	125	2,6	500
		300		2,2	200
		200		3,0	1200
		250	60	2,7	200
		300		2,2	100
		200		2,0	400000
		250	200	2,6	8000
		300		2,3	5000
		200		2,2	37000
5		250	125	2,6	5000
		300		2,1	2000
		200		2,9	12000
		250	60	3,7	2000
		300		3,0	800
		300	200	2,3	30000
6		300	125	2,7	18000
		250	60	3,1	23000
		300	60	3,0	8500

Tafla 9 Þeistareykir - Gashiti.

Staður	CO ₂ - hiti °C	H ₂ S- hiti °C	H ₂ - hiti °C	CO ₂ -H ₂ - hiti °C	H ₂ S-H ₂ - hiti °C	Meðal- tal °C	Staðal frávik °C	Líklegt hitabil °C 1)	Gashlut- fallahiti D'Amores og Panichis (1980) °C
G-1	252	279	261	273	290	271	15	250-290	297
G-2	239	269	227	223	261	244	20	240-250	327
G-3	274	290	261	253	283	272	15	260-290	274
G-4	145	300	219	263	234	232	58	(190-250)	282
G-5	225	274	258	287	290	267	27	250-290	304
G-6	286	320	311	322	304	309	15	300-320	295
G-7	290	319	292	295	269	293	18	280-300	288
G-8	266	300						270-300	
G-9	288	317	303	311	292	302	12	290-310	309
G-10	263	305	285	295	267	283	18	270-300	285
G-11	234	268	256	278	291	265	22	240-280	298
G-12	236	256	243	253	285	255	19	230-280	280
G-13	282	314	306	317	300	304	14	300-320	340
G-14	228	263	231	238	269	246	19	230-260	263
G-15	260	308	274	282	245	274	24	260-290	258
G-16	307	336	299	296	267	301	25	280-320	292
G-17	295	326	297	298	271	297	20	280-310	296
G-18	281	315	309	321	303	306	15	300-320	375
G-19	281	324	292	298	264	292	22	280-310	
G-20	305	328	302	300	279	303	17	280-320	299
G-21	260	295	252	250	271	266	18	260-280	351
G-22	259	277	254	255	284	266	14	260-290	265
G-24	294	325	297	299	272	297	19	280-310	297
G-25	310	342	315	316	290	315	19	300-330	363
G-26	281	324	303	313	285	301	18	290-320	350
G-27	214	271	260	298	294	267	34	230-290	293
G-28	254	221						230-280	
G-29	261	210						(230-280)	
G-30		285						(230-280)	330
G-31	248	277	241	241	271	259	17	250-270	261
G-32	135	106						100-150	
G-33	223	297						230-280	
G-34	184							(150-250)	

1) Sjá texta

Tafla 10 Áhrif suðu á gashita (upphafsgildi þannig valin að $T_{CO_2} = T_{H_2S} = T_{H_2} = 300^\circ C$). Eftir hvert þrep eru könnuð áhrif þess, að sjóða vatnið beint í $100^\circ C$. Gert er ráð fyrir $Cl > 500 \text{ mg/kg}$).

Suða frá $^\circ C$ til $^\circ C$	CO_2 styrkur í renni mg/kg	CO_2 styrkur í gufu mg/kg	CO_2 styrkur í vatni mg/kg	H_2S styrkur í renni mg/kg	H_2S styrkur í gufu mg/kg	H_2S styrkur í vatni mg/kg	H_2 styrkur í renni mg/kg	H_2 styrkur í gufu mg/kg	H_2 styrkur í vatni mg/kg	t_{CO_2} $^\circ C$	t_{H_2S} $^\circ C$	t_{H_2} $^\circ C$	$t_{CO_2H_2}$ $^\circ C$	$t_{H_2S-H_2}$ $^\circ C$
300-100	15942	15000	942	695	520	175	25,37	25,00	0,37	300	300	300	304	306
300-280	15942	10362	5580	695	334	361	25,37	22,54	2,83					
280-100	5580	5374	206	361	329	32	2,83	2,80	0,027	270	291	280	286	271
280-260	5580	4268	1311	361	202	159	2,83	2,63	0,20					
260-100	1311	1275	36	159	148	11	0,20	0,199	0,101	215	275	256	271	239
260-240	1311	1090	221	159	103	56	0,20	0,191	0,009					
240-100	221	215,5	4,5	56	52,9	3,1	0,0090	0,00896	0,00004	108	255	228	255	204

Tafla 11 Tjarnarás. Nokkrir mikilvægir efnæiginleikar. Meðaltöl (\bar{x}) og staðalfrávik (σ) sýna frá Tjarnarási (svæði A) og Þeistareykjagrundum (svæði B) (eingöngu eru reiknuð þau sýni, sem $\delta^{18}O$ var ákvarðað í, sbr. töflu 2).

Svæði	$\delta^{18}O^0/00$		CO_2/H_2S mg/mg		Gashiti meðaltal $^\circ C$		Hg ng/kg	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
A	-18,7	1,2	6,72	1,81	283	15	2028	870
B	-15,8	1,0	1,95	0,92	244	25	311	285

Tafla 12 Þeistareykir. Hlutfall $^3\text{He}/^4\text{He}$ miðað við andrúmsloft. ($R = ^3\text{He}/^4\text{He}$ í sýni, $R_a = ^3\text{He}/^4\text{He}$ í andrúmslofti).

Staður	G-1	G-1	G-7
Dags.	81.08.10	82.07.06	81.08.13
R/R _a	10,2	9,2	6,9

Tafla 13 Þeistareykir. Vatnssýni 1981 og 1982. Niðurstöður efnagreininga.

Staður	Dags.	Sýni nr	Hita- stig °C	pH/°C	Eðlis- viðnám Ωm/°C	SiO ₂ mg/kg	Na mg/kg	K mg/kg	Ca mg/kg	Mg mg/kg	CO ₂ mg/kg	SO ₄ mg/kg	H ₂ S mg/kg	Cl mg/kg	F mg/kg	Hg ng/kg	Uppleyst steinefni mg/kg
V-1	810925	1088	35,3	6,80/25	19,2/24,5	104	76,3	7,48	49,0	11,0	191	105	< 0,1	9,03	0,10		400
-"	820630	1037		6,90/20	17,9/22	106	51,2	8,49	57,9	11,8	218	106	< 0,1	13,5	0,11	22	482
V-2	820630	1038	23,6	7,20/19	80,0/22	35,5	7,45	0,63	12,1	5,22	56,0	5,01	< 0,1	13,5	0,06	14	124

5 ÞYNGDARMÆLINGAR

5.1 Inngangur

Þyngdarmælingar vegna jarðhitarannsókna á Þeistareykjum hófust sumarið 1981. Tilgangur þyngdarmælinga við rannsókn svæðisins er þrjúþættur:

1. Að fylgjast með langtíma stöðugleika svæðisins, hvort sem það kemur til nýtingar eða ekki.
2. Að undirbúa net mælistöðva á svæðinu til að fylgjast með nýtingu svæðisins ef af verður.
3. Að gera þyngdarkort (Bouguer-kort) af svæðinu.

Með þyngdarmælingum er mæld þyngdarhröðun á yfirborði jarðar, en hún er m.a. háð massadreifingu í jörðu undir athugunarstað og hæð hans (fjarlægð frá massamiðju jarðar). Með endurteknum þyngdarmælingum á sama athugunarstað er hugsanlegt að mæla breytingar sem kunna að verða á þyngdarsviðinu. Slíkar þyngdarbreytingar má skýra með breytingum í hæð lands og/eða breytingu á massadreifingu undir athugunarstað, ef gert er ráð fyrir að önnur áhrif séu hverfandi eða þá að leiðrétt er fyrir þeim. Með endurteknum þyngdarmælingum má þannig fylgjast með langtíma stöðugleika svæða.

Sé hæðarmælt um leið og þyngdarmælt er á jarðhitasvæðum þá er fræðilega unnt að einangra þann hluta þyngdarbreytingar sem stafar af hæðarbreytingu lands. Með þessu móti er unnt að fá vissar hugmyndir um þær massabreytingar sem orðið hafa á jarðhitasvæðinu. Sé jafnframt þekkt frá öðrum gögnum hversu mikill massi hefur raunverulega verið tekið úr jarðhitakerfinu má finna hversu mikil endurnýjun á jarðhitavökva hefur átt stað. Með endurteknum þyngdar- og hæðarmælingum má þannig fylgjast með nýtingu svæða.

Þyngdarkort (Bouguer-kort) er kort sem sýnir hvernig massadreifing er undir athugunarsvæði miðað við vissar forsendur. Til þess að þyngdargildi mismunandi mælistöðva sama athugunarsvæðis verði sambærileg eru gerðar ýmsar leiðréttingar. Leiðrétt er fyrir breytilegri hæð mælistöðva með því að miða allar mælingar við sjávarmál. Einnig er leiðrétt fyrir þeim massa sem er milli sjávarmáls og mælistöðvar. Gerð er landslagsleiðrétting til að leiðrétta fyrir breytilegu landslagi umhverfis mælistöð og leiðrétt er fyrir breytilegri legu mælistöðva.

5.2 Þyngdarmælingar á Þeistareykjum

Þyngdarmælingar vegna jarðhitarannsókna á Þeistareykjum hófust í júlí 1981, en þá var sett út og mæld ein mælilína sem nær frá Stóra-Víti í austri og norður fyrir Bæjarfjall, vestur að Lambafjöllum. Þessi mælilína er um 10 km löng og mælt var á 18 mælistöðum í aðalmælilínunni og tveimur stöðum á leiðinni inn á svæðið úr suðri. Þessar mælingar voru gerðar til þess að kynna svæðinu og undirbúa viðtækari mælingar 1982. Þessa mælilínu er auk þess nothæf sem grunn-

mælilína til að fylgjast með stöðugleika svæðisins.

Vegna gerðar jarðfræðikorts af svæðinu voru í júlí og ágúst 1982 farnar tvær ferðir til þyngdarmælinga á Þeistareykjum. Vegna slæmra veðurskilyrða í báðum ferðum, takmörkuðust þyngdarmælingar við það sem hægt var að mæla meðfram slóðum eða þar sem bíl var við komið. Mælt var á 125 nýjum mælistöðvum til viðbótar þeim sem mældar voru 1981. Á um þriðjung í mælistöðva var hæð þekkt, en í öðrum mælistöðvum var hæð ákvörðuð með loftvog.

Vorið 1983 var í maí farin enn ein ferð til þyngdarmælinga á Þeistareykjum. Tilgangur þessarrar ferðar var að reyna að þetta það net mælistöðva, er fyrir var, þar sem stærstar eyður voru í því. Ferð var um svæðið á vélsleða og þyngdarmælt á 37 nýjum mælistöðum. Hæð mælistöðva var ákvörðuð með loftvog.

5.3 Úrvinnsla þyngdarmælinga

Beinir aflestrar þyngdarmælis eru umreiknaðir í mgal ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$) með umreikningsstuðlum sem fengnir eru frá framleiðanda og leiðrétt er fyrir flóði og fjöru í fastri jörð (earth tide correction). Eftir þessar leiðréttingar er rek í þyngdarmælinum jafnað línulega.

Við daglegar mælingar á Þeistareykjum hefur yfirleitt verið gengið út frá mælistöð NG1 syðst á svæðinu. Þyngdarmælingar á Þeistareykjum eru auk þess tengdar landsneti þyngdarmælinga með tengingu við FM-5276 á tröppum Reykjahlíðarkirkju og FM-5224 á Húsavíkurflugvelli.

Við gerð þyngdarkorts (Bouguer-korts) af Þeistareykjasvæðinu er stuðst við líkinguna:

$$g_B = g_M - g_h + g_\delta + g_L - g_N$$

Hér er g_B , Bouguergildi í mgal

g_M eru mæld gildi leiðrétt fyrir reki, flóði og fjöru og heimfært á Íslenska landskerfið, sbr. Guðmundur Pálmason og fl. 1973.

g_h er hæðarleiðrétting, $g_h = 0,3086 \cdot h$ þar sem h er hæð yfir sjávarmál í metrum.

g_δ er leiðrétting vegna massa, sem er milli mælistöðvar og sjávarmáls. $g_\delta = 0,04191 \cdot \delta \cdot h$ þar sem δ er eðlismassi í g/cm^3 . Við útreikninga á Þeistareykjum var allsstaðar notaður eðlismassinn $\delta = 2,3 \text{ g/cm}^3$.

g_L er landslagsleiðrétting, það er leiðrétting vegna þyngdaráhrifa umhverfisins (fjalla, dala o.s.frv.) á mælistöð. Á Þeistareykjakortinu nær þessi landslagsleiðrétting einungis út í um 4,5 km.

g_N er leiðrétting vegna mismunandi breiddar mælistöðva

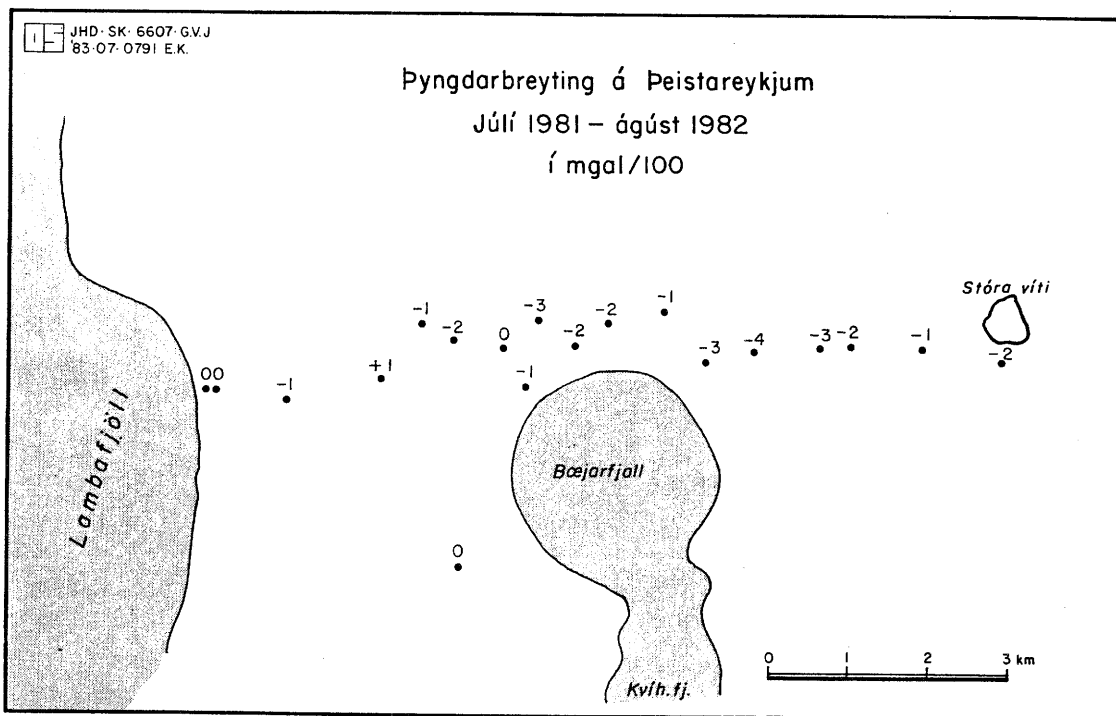
$$g_N = 978,0490(1 + 0,0052884 \sin^2 \phi - 0,0000059 \sin^2 2\phi)$$

í gal þar sem ϕ er norðlæg breidd mælistöðvar.

5.4 Niðurstöður mælinga

Eins og áður segir var þyngdarmælt á Þeistareykjum annars vegar til að fylgjast með stöðugleika svæðisins og hins vegar vegna þyngdarkortagerðar. Þyngdarmælingar voru gerðar sumarið 1981 og 1982 og einnig vorið 1983. Í mælingar fóru 26 dagar (3 + 17 +6).

Mællínan frá Stóra-Víti og að Lambafjöllum var mæld bæði 1981 og 1982. Þótt stutt sé á milli mælinga er ekki úr vegi að líta á þær þyngdarbreytingar sem urðu milli þeirra. Niðurstaðan er sýnd á mynd 68. Þar sem tenging inn á svæðið (mælistöð NG1) var fremur léleg sumarið 1982 er einungis sýnd innbyrðis breyting innan sjálfrar mællínunnar en ekki heildarbreyting. Á myndinni er mælistöð Þ-12 (vestast og næst Lambafjöllum) haldið fastri. Sjá má að í flestum mælistöðvum vestan Bæjarfjalls er engin eða mjög lítil þyngdarbreyting en í flestum mælistöðvum þar fyrir austan er þyngdarbreytingin um -0,02 mgal. Þessar þyngdarbreytingar mætti túlka á þann veg að austurhluti svæðisins hefði lyft miðað við vesturhlutann, hugsanlega um eina 5-10 cm. Þessar þyngdarbreytingar gætu hafa orðið vegna þess að í nóvember 1981 varð umbrotahrina í Kröflusprungukerfinu, rétt austan mællínunnar. Í þessari umbrotahrinu gaus í og norðan Kröfluðskju og einhverjar hreyfingar munu hafa orðið á sprungukerfinu. Oft hefur það fengist staðfest að hreyfingar sprungukerfisins verða á þann veg að miðhluti þess sígur en barmarnir rísa, mest næst sprungukerfinu en rísið minnkar smám saman eftir því sem fjær dregur.

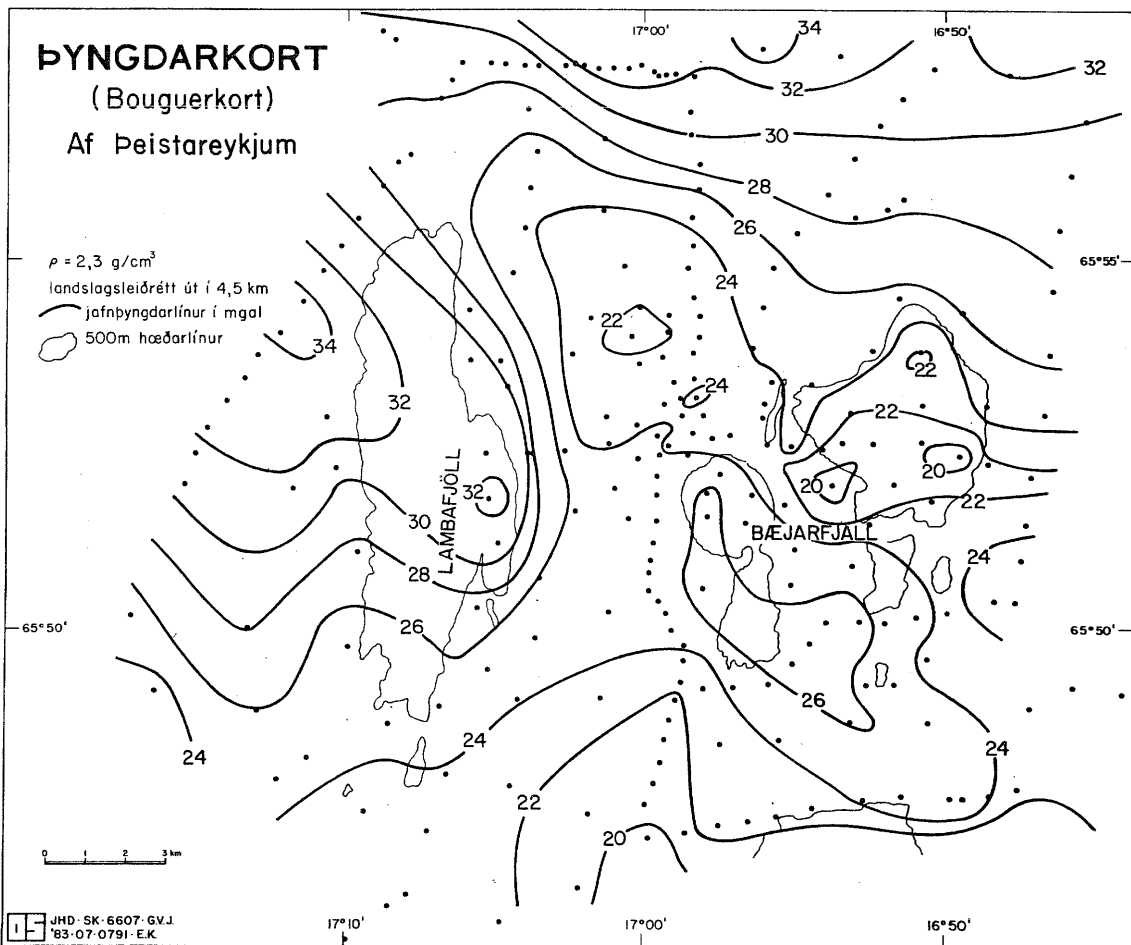


Mynd 68 Þyngdarbreytingar á Þeistareykjum júlí 1981-ágúst 1982. Gildi eru öll í mgal/100.

Þar sem allt er óráðið með áframhaldandi rannsóknir og vinnslu

Þeistareykjasvæðisins var ekki sett út net fastmerkja fyrir þyngdar- og hæðarmælingar, til að fylgjast með vinnslu svæðisins. Éskilegt er að slíkt net verði sett upp um leið og boranir hefjast.

Þyngdarkort (Bouguerort) af Þeistareykjum er sýnt á mynd 69. Við gerð þessa korts hefur á öllu svæðinu verið notaður eðlismassinn $2,3 \text{ g/cm}^3$ í yfirborðslögum (niður að sjávarmáli) og landslagsleiðrétting einungis gerð út í 4,5 km. Í töflu 14 eru birt nöfn, hnit og ýmsar aðrar upplýsingar, sem notaðar voru við útreikninga á þyngdargildum á svæðinu. Þyngdarkortið einkennist af nokkrum lögðum í þyngdarsviðinu og hryggjum tengdum þeim. Hafa ber í huga að dreifing mælistöðva er mjög misjöfn á svæðinu sem kortið þekur. Mest og þéttast er mælt meðfram slóðum en mun minna og jafnvel ekkert á stórum svæðum milli þeirra.



Mynd 69 Þyngdarkort af Þeistareykjasvæði, Bouguer-kort.

Það sem fyrst og fremst einkennir þyngdarkortið er stór og mikil lögð í þyngdarsviðinu norð-vestan Bæjarfjalls og austan við norðurhluta Lambafjalla. Þessi þyngdarlægð er vart undir 25 km^2 að stærð. Út frá þessari lögð vex þyngd mjög ört bæði til vesturs og norðurs en til annarra átta eru þyngdarbreytingar mun óreglulegri.

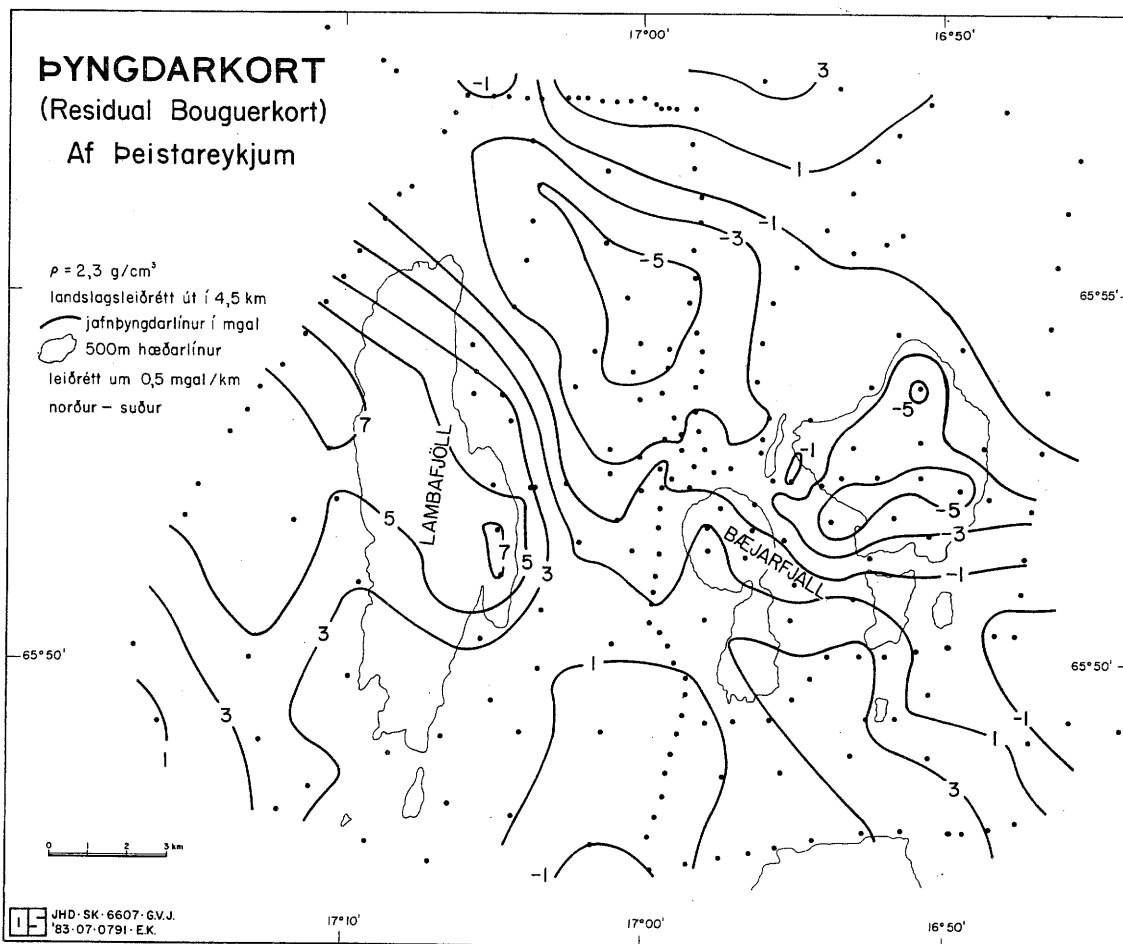
Þegar litið er nánar á þyngdarkortið kemur í ljós að mjög greinilegt

lægðardrag fylgir miðbiki þeistareykjasprungukerfinu. Þetta lægðardrag er nokkurra kílómetra breitt og stefnir í sem næst norður - suður. Slíkt lægðardrag er einnig greinilegt í Kröflusprungukerfinu sunnan Kröfluöskju og sömuleiðis á Hengilssvæðinu.

Í norðurhluta kortsins er annað lægðardrag með stefnu norðvestur - suðaustur, en stóra þyngdarlægðin er einmitt þar sem þessi tvö lægðardrög mætast. Stefna þessa lægðardrags virðist benda til þess að það stafi af Húsavíkurmisgenginu. Ekki er talið ólíklegt að jarðhiti á yfirborði tengist þessum lægðardrögum.

Vestan lægðardraganna er víðáttumikil þyngdarhæð yfir Lambafjöllum og norðvestan þeirra. Engar þyngdarmælingar voru gerðar á Lambafjöllum sjálfum, ef frá eru taldar mælingar á Skeiðinni, sem er austast í þeim.

Þyngdarbreytingar í austurhluta þyngdarkortsins eru mun óreglulegri en annars staðar á kortinu. Þyngdarhæð virðist spanna frá Kvíhólum og austur og suðaustur fyrir Kvíhólafjöll og gæti ásamt hluta þyngdarhæðarinnar við Lambafjöll verið hæðarhryggur, sem er sundurskorinn af þeistareykjasprungukerfinu.



Mynd 70 "Residual" þyngdarkort af þeistareykjasvæði.

Við þeistareykjabungu er dýpsta þyngdarlægðin á kortinu. Þessi þyngdarlægð er aðgreind frá aðal þyngdarlægðinni um miðbik kortsins af hæðarhrygg austan Ketilfjalls. Hún gæti verið framhald lægðardragsins sem áður var lýst. Syðst og austast sést svo votta fyrir lægð í Kröflusprungukerfinu.

Þyngdarsvið Íslands minnkar nokkuð jafnt og þétt inn að miðju landsins. Gerð er tilraun til að leiðrétta fyrir þessum landsáhrifum með því að draga 0,5 mgal/km frá þyngdarkortinu á mynd 69. Arangurinn er sýndur með þyngdarkorti (residual Bouguer korti) á mynd 70.

Full ástæða er til að leggja áherslu á að þessi þyngdarkort eru nægjanleg til að lýsa þyngdarsviði víðast hvar á stóru landsvæði umhverfis þeistareykjasvæðið, en forðast ber að taka úr kortunum lítinn hluta svæðisins og líta á það sem nákvæmt kort. Í slíku nákvæmu þyngdarkorti af nánasta umhverfi þeistareykja þyrfti þéttleiki mælistöðva að vera meiri og hæð betur ákvörðuð.

Tafla 14 Þyngdarmælingar á þeistareykjasvæði

STÖÐ	HNIT	HÆÐ	G(M)	G(L)	G(N)	G(B)
BH 1	65°47' 28" 17°01' 44"	379,3	287,96	0,07	348.345	20,2
2	65°49' 02" 17°01' 26"	381,6	291,55	0,21	350.112	22,7
3	65°50' 44" 17°01' 98"	364,9	298,58	0,28	351.465	24,8
4	65°51' 29" 17°00' 30"	328,0	308,54	0,39	352.878	25,7
5	65°51' 38" 17°02' 16"	323,8	309,28	0,51	353.047	25,5
6	65°52' 19" 17°00' 13"	329,0	308,30	0,30	353.811	24,7
7	65°51' 53" 17°00' 59"	312,7	311,03	0,43	353.324	24,6
8	65°50' 31" 16°57' 49"	441,4	284,19	0,47	351.783	26,6
KG 1	65°48' 25" 16°57' 23"	411,6	284,68	0,10	349.415	22,8
2	65°48' 29" 16°55' 24"	419,1	284,37	0,26	349.496	24,2
3	65°48' 44" 16°53' 06"	440,6	282,32	0,18	349.774	26,3
4	65°48' 42" 16°50' 31"	457,8	277,47	0,20	349.740	25,1
5	65°49' 14" 16°52' 34"	432,2	284,06	0,22	350.342	25,7
6	65°49' 35" 16°50' 31"	438,8	280,44	0,08	350.735	23,0
NE77006	65°49' 14" 16°51' 38"	447,0	279,53	0,06	350.342	24,2
SK 1	65°49' 30" 17°04' 55"	445,3	280,00	0,48	350.640	24,3
2	65°50' 19" 17°05' 21"	491,9	272,71	1,31	351.560	27,0
3	65°51' 10" 17°04' 49"	530,0	269,37	2,36	352.520	31,7
4	65°51' 50" 17°04' 55"	599,9	256,02	2,32	353.270	32,4
5	65°52' 23" 17°05' 06"	566,0	261,54	2,42	353.892	30,2
AL 1	65°47' 30" 17°09' 15"	391,7	287,23	0,40	348.386	22,5
2	65°48' 36" 17°08' 32"	407,4	287,22	0,69	349.625	24,8
3	65°48' 17" 17°10' 59"	435,6	281,57	0,46	349.266	25,3
4	65°48' 53" 17°12' 48"	418,4	286,53	0,51	349.943	26,0
5	65°50' 00" 17°13' 05"	403,6	293,41	0,39	351.201	28,3
6	65°51' 51" 17°11' 38"	502,4	277,37	0,71	353.290	31,5
7	65°52' 56" 17°10' 32"	465,1	287,86	0,91	354.506	33,1
8	65°52' 13" 17°10' 14"	468,8	283,29	0,89	353.703	30,1
9	65°51' 08" 17°09' 28"	502,5	272,57	0,67	352.480	27,5
10	65°49' 49" 17°09' 43"	471,1	275,30	0,49	350.998	24,9
SM 1	65°52' 54" 17°01' 15"	352,7	301,55	0,33	354.473	22,3
2	65°53' 44" 17°02' 23"	329,0	307,45	0,44	355.411	22,4
3	65°54' 14" 17°01' 44"	308,0	312,84	0,25	355.971	22,6
4	65°54' 57" 17°00' 36"	298,1	316,25	0,15	356.774	22,9
5	65°55' 42" 17°01' 23"	281,2	321,22	0,06	357.617	23,4
6	65°56' 40" 17°01' 21"	284,4	326,25	0,01	358.703	28,0

- framhald -

Tafla 14 Þyngdarmælingar á Þeistareykjasvæði

STÖÐ	HNIT	HÆÐ	G(M)	G(L)	G(N)	G(B)
SA 1	65°49' 13" 16°57' 48"	395.2	289,23	0,16	350.322	22,93
2	65°49' 14" 16°56' 50"	410.5	287,36	0,26	350.342	24,39
3	65°49' 14" 16°55' 40"	435.5	283,37	0,18	350.342	25,62
4	65°49' 32" 16°54' 54"	441.3	283,63	0,20	350.681	26,80
5	65°49' 49" 16°54' 18"	444.3	283,67	0,17	350.998	27,12
6	65°50' 04" 16°53' 48"	444.4	283,64	0,17	351.276	26,84
7	65°50' 05" 16°52' 41"	433.3	286,28	0,30	351.296	27,26
8	65°50' 05" 16°51' 51"	431.9	284,80	0,45	351.296	25,61
9	65°50' 10" 16°50' 48"	442.0	281,90	0,24	351.391	24,54
10	65°50' 13" 16°49' 46"	447.9	279,83	0,18	351.445	23,61
11	65°50' 22" 16°47' 35"	432.4	284,41	0,18	351.614	24,73
12	65°50' 56" 16°47' 21"	440.0	283,71	0,20	352.256	25,03
13	65°51' 26" 16°47' 13"	446.2	281,25	0,15	352.818	23,27
14	65°52' 04" 16°47' 00"	460.1	277,54	0,10	353.533	21,74
15	65°52' 14" 16°48' 22"	490.0	271,30	0,20	353.723	21,76
16	65°52' 20" 16°49' 20"	514.7	263,37	0,20	353.831	18,96
17	65°51' 58" 16°51' 29"	507.4	266,70	0,08	353.419	21,04
18	65°51' 26" 16°52' 18"	501.2	268,90	0,18	352.818	22,62
19	65°50' 51" 16°52' 53"	468.7	277,71	0,26	352.161	25,27
SV 1	65°46' 24" 17°07' 55"	390.6	287,73	0,13	347.140	23,49
2	65°47' 23" 17°07' 12"	364.7	293,35	0,28	348.250	22,77
3	65°48' 02" 17°06' 33"	352.2	297,37	0,74	348.989	23,86
4	65°48' 57" 17°06' 45"	404.5	287,32	2,05	350.107	25,19
5	65°50' 48" 17°03' 18"	342.0	304,45	0,94	352.107	25,86
6	65°49' 56" 17°03' 22"	352.3	300,27	0,60	351.127	24,50
7	65°49' 02" 17°03' 56"	400.5	288,78	0,55	350.112	24,21
8	65°47' 52" 17°04' 27"	346.9	297,43	0,31	348.799	22,36
9	65°49' 08" 17°17' 05"	158.3	339,20	0,93	350.220	23,50
10	65°50' 10" 17°16' 18"	158.3	341,93	0,86	351.391	24,99
NV 1	65°57' 07" 17°03' 39"	278.5	326,33	0,79	359.208	27,01
2	65°56' 32" 17°03' 08"	276.7	323,94	0,36	358.555	24,46
3	65°56' 03" 17°03' 24"	286.8	321,94	0,53	358.015	25,32
4	65°55' 28" 17°03' 43"	290.0	319,50	0,44	357.354	24,13
5	65°54' 52" 17°04' 12"	309.7	315,21	0,67	356.680	24,92
6	65°54' 24" 17°05' 38"	349.0	307,86	3,17	356.160	28,93
7	65°53' 38" 17°04' 54"	338.3	312,05	1,33	355.296	29,87
8	65°53' 17" 17°04' 22"	351.7	308,69	1,69	354.904	30,11
9	65°53' 34" 17°05' 44"	375.2	303,65	2,94	355.222	30,99
RR 32	65°51' 56" 17°15' 34"	374,57	304,43	0,23	353.385	30,76
37	65°52' 13" 17°15' 10"	379,10	304,86	0,17	353.703	31,78
45	65°53' 05" 17°14' 04"	380,24	306,29	0,29	354.675	32,60
51	65°53' 23" 17°13' 28"	344,51	314,11	0,41	355.013	32,61
55	65°53' 43" 17°13' 07"	366,58	310,52	0,31	355.391	33,23
59	65°54' 00" 17°12' 11"	389,19	307,43	0,38	355.708	34,69
65	65°54' 26" 17°11' 26"	390,88	307,27	0,75	356.194	34,77
70	65°54' 52" 17°10' 47"	413,93	301,17	0,31	356.680	32,64
73	65°55' 12" 17°10' 12"	420,33	298,57	0,33	357.058	31,04
77	65°55' 34" 17°09' 36"	440,44	293,41	0,45	357.469	29,86
100	65°56' 02" 17°08' 49"	470,18	285,81	0,44	357.995	28,03
103	65°56' 20" 17°08' 18"	420,51	295,65	0,43	358.332	26,98
106	65°56' 27" 17°07' 51"	371,01	306,83	0,58	358.460	27,68
111	65°57' 10" 17°06' 50"	294,56	324,12	0,64	359.269	28,00
114	65°57' 27" 17°06' 30"	293,82	325,67	0,75	359.586	29,19
116	65°57' 41" 17°06' 06"	285,18	328,51	0,39	359.848	29,57
119	65°57' 41" 17°05' 12"	287,63	327,86	0,76	359.848	29,81
121	65°57' 40" 17°04' 42"	279,35	328,06	0,82	359.828	28,33
123	65°57' 39" 17°04' 05"	280,45	328,79	0,32	359.808	28,82
124	65°57' 38" 17°03' 38"	279,22	329,61	0,36	359.795	29,43
ET 301	65°57' 30" 16°58' 18"	285,57	330,55	0,20	359.639	31,71
304	65°57' 33" 16°58' 41"	286,19	331,19	0,07	359.700	32,29
307	65°57' 31" 16°59' 04"	280,54	332,26	0,13	359.660	32,26
312	65°57' 36" 16°59' 26"	279,93	333,09	0,05	359.754	32,79
314	65°57' 43" 16°59' 53"	275,17	334,75	0,08	359.882	33,34
316	65°57' 43" 17°00' 19"	279,39	333,70	0,08	359.882	33,19
318	65°57' 41" 17°00' 50"	282,04	332,74	0,08	359.848	32,65
320	65°57' 41" 17°01' 20"	284,12	331,84	0,37	359.848	32,65
322	65°57' 44" 17°01' 53"	290,96	330,19	0,38	359.902	32,41
326	65°57' 44" 17°02' 13"	285,76	330,62	0,44	359.902	31,80
330	65°57' 44" 17°02' 36"	279,41	332,43	0,25	359.902	32,07
343	65°58' 09" 17°08' 52"	285,2	328,88	0,58	360.374	29,61
345	65°58' 02" 17°08' 25"	286,0	328,34	0,28	360.239	29,10

Tafla 14 Byngdarmælingar á Peistareykjasvæði

STÖÐ	HNIT	HÆD	G(M)	G(L)	G(N)	G(B)
P 1	65°51'02" 16°59'31"	331.1	306,42	0,44	352,371	24,75
2	65°52'36" 16°56'04"	352.9	301,04	1,15	354,135	22,94
3	65°52'42" 16°57'56"	334.9	306,23	0,38	354,243	23,44
4	65°52'40" 16°56'59"	356.1	300,47	0,74	354,209	22,57
5	65°52'30" 16°50'45"	535.1	260,14	0,48	354,020	20,15
6	65°52'32" 16°52'04"	526.1	263,18	0,15	354,054	20,92
7	65°52'30" 16°53'07"	504.5	267,71	0,13	354,020	20,88
8	65°52'25" 16°53'56"	502.2	268,87	0,09	353,926	21,60
9	65°52'28" 16°55'00"	492.7	274,39	0,25	353,980	25,21
10	65°52'28" 16°55'46"	473.2	276,01	0,33	353,980	22,78
11	65°52'50" 16°56'04"	374.4	296,95	0,90	354,399	22,90
12	65°52'20" 17°03'43"	332.7	309,64	3,73	353,831	30,14
13	65°52'21" 17°03'37"	321.1	311,01	2,86	353,851	28,16
14	65°52'23" 17°02'27"	322.2	309,46	0,66	353,892	24,60
15	65°52'35" 17°00'51"	334.3	306,55	0,33	354,115	23,71
16	65°52'49" 16°59'59"	335.9	305,95	0,29	354,378	23,14
17	65°52'39" 16°59'17"	326.3	309,95	0,49	354,189	25,49
18	65°52'30" 16°58'53"	331.1	307,18	0,44	354,020	23,86
19	65°52'22" 16°58'14"	340.5	303,99	2,08	353,872	24,45
SN 1	65°47'35" 16°59'54"	395.2	285,05	0,05	348,481	20,50
2	65°48'00" 16°59'23"	394.5	286,09	0,05	348,948	20,91
3	65°48'15" 16°59'10"	395.7	286,84	0,06	349,232	21,64
4	65°48'31" 16°59'02"	389.3	288,37	0,05	349,530	21,50
5	65°48'47" 16°58'58"	399.2	286,86	0,07	349,835	21,81
6	65°49'03" 16°58'42"	394.9	288,08	0,07	350,132	21,82
7	65°49'18" 16°58'33"	390.1	289,63	0,08	350,417	22,08
8	65°49'34" 16°58'28"	387.5	291,26	0,25	350,714	23,20
9	65°49'46" 16°58'23"	388.4	292,24	0,36	350,937	24,08
10	65°49'59" 16°58'46"	380.0	294,81	0,20	351,188	24,46
11	65°50'13" 16°58'59"	370.4	297,76	0,26	351,445	25,18
12	65°50'26" 16°59'17"	357.8	300,49	0,37	351,695	25,09
13	65°50'35" 16°59'37"	352.7	301,96	0,31	351,864	25,25
14	65°50'51" 16°59'33"	339.2	305,18	0,20	352,161	25,08
15	65°51'16" 16°59'29"	331.7	306,41	0,44	352,628	24,61
16	65°51'34" 16°59'25"	331.1	306,60	0,72	352,966	24,62
17	65°51'49" 16°59'24"	327.9	307,83	0,69	353,250	24,85
18	65°52'05" 16°59'21"	325.9	308,49	0,60	353,554	24,69
19	65°52'25" 16°59'10"	323.3	309,56	0,47	353,926	24,71
STÖÐ	HNIT	HÆD	G(M)	G(L)	G(N)	G(B)
20	65°52'56" 16°57'41"	334.8	306,78	0,33	354,506	23,65
21	65°53'11" 16°57'58"	334.5	307,67	0,20	354,790	24,06
22	65°53'26" 16°58'04"	327.5	309,12	0,38	355,074	23,92
23	65°54'03" 16°57'51"	325.3	309,22	0,22	355,762	22,71
24	65°54'21" 16°57'49"	317.5	311,28	0,20	356,100	22,76
25	65°54'37" 16°57'57"	314.9	312,26	0,14	356,403	22,82
26	65°54'56" 16°58'16"	299.5	315,87	0,08	356,761	22,75
27	65°55'18" 16°58'07"	295.1	317,52	0,06	357,172	23,03
28	65°55'39" 16°58'06"	293.6	319,75	0,06	357,563	24,55
29	65°55'59" 16°57'53"	295.6	321,12	0,08	357,941	25,99
30	65°56'20" 16°57'51"	289.3	325,11	0,06	358,332	28,23
31	65°56'43" 16°58'10"	286.1	328,02	0,06	358,764	30,03
32	65°57'01" 16°58'13"	283.7	329,40	0,05	359,101	30,55
TUBS706	65°50'23" 16°47'54"	454.1	280,23	0,22	351,634	25,18
2369	65°53'51" 16°58'05"	322.1	309,21	0,21	355,539	22,23
2317	65°47'57" 17°11'55"	405.9	287,07	0,78	348,894	25,09
2249	65°45'47" 17°09'55"	386.1	286,50	0,18	346,448	22,17
NA 1	65°53'01" 16°56'07"	351.9	302,31	1,22	354,601	23,61
2	65°53'21" 16°55'51"	339.2	305,64	0,79	354,979	23,43
3	65°53'51" 16°56'15"	357.3	303,59	0,38	355,539	24,25
4	65°54'25" 16°55'56"	367.9	302,79	0,20	356,174	24,89
5	65°54'59" 16°55'38"	358.8	306,04	0,25	356,815	25,62
6	65°55'21" 16°54'49"	368.2	305,75	0,15	357,226	26,81
7	65°55'52" 16°53'48"	346.9	312,60	0,10	357,806	28,51
8	65°56'24" 16°52'54"	339.7	315,83	0,17	358,406	29,68
9	65°56'49" 16°52'03"	318.5	321,47	0,12	358,871	30,31
10	65°57'09" 16°51'23"	301.5	325,92	0,09	359,249	30,74
11	65°57'35" 16°50'26"	277.5	331,89	0,13	359,734	31,17
12	65°57'47" 16°53'30"	265.6	336,81	0,06	359,963	33,27
13	65°57'46" 16°56'07"	264.1	338,03	0,10	359,943	34,23

6 JARÐHITAKERFIÐ Á ÞEISTAREYKJUM

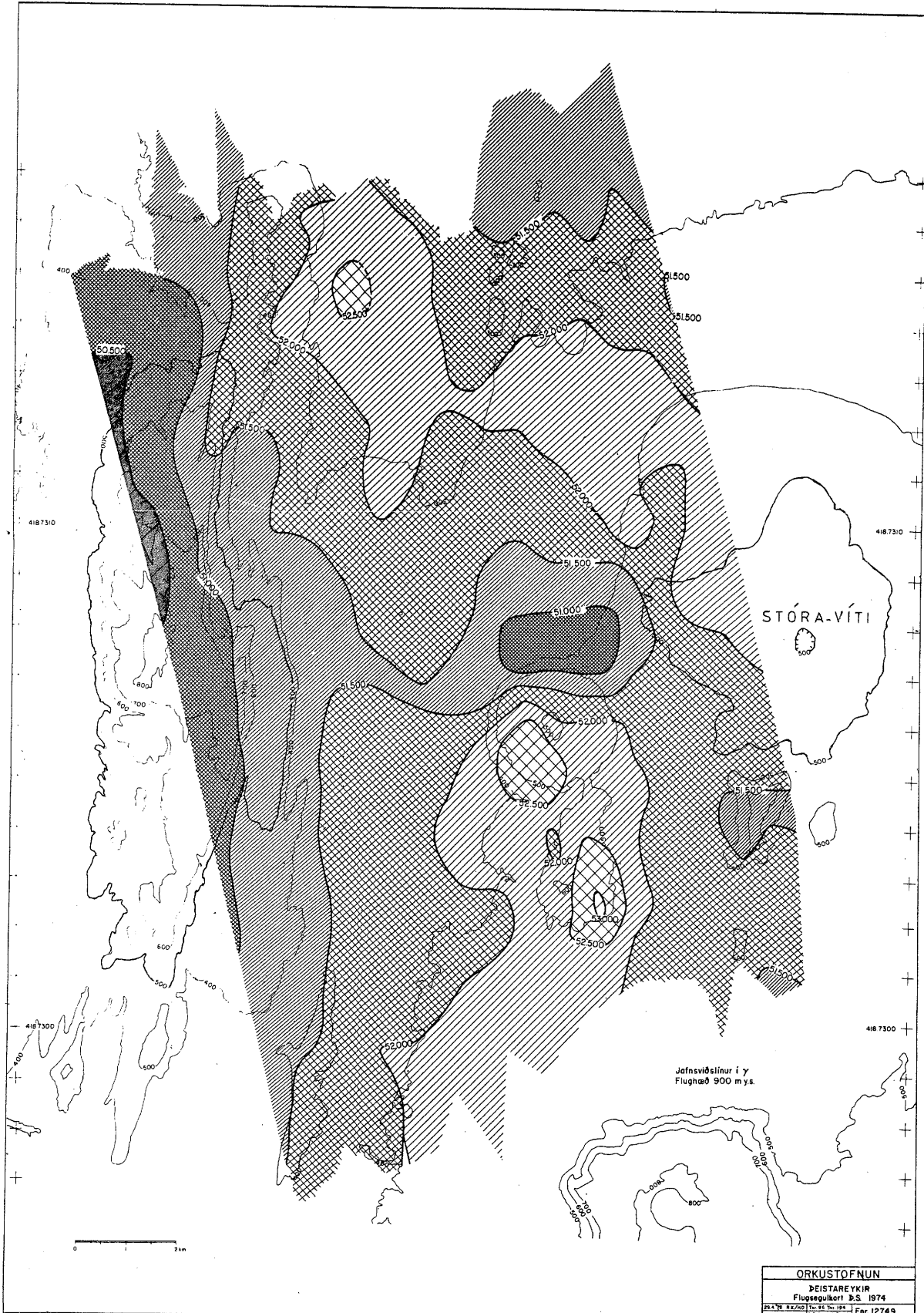
Þeistareykir og nágrenni einkennast öðru fremur af landslagsdráttum sem stefna nánast norður-suður. Þannig liggja Lambafjöll og Ketilfjall með langás í þessa stefnu, og eins er um aðra smærri drætti á ásýnd landsins. Þetta stafar eðlilega af sprungukerfinu sem liggur um svæðið. Jarðhiti á yfirborði tengist áberandi þessum sömu stefnum, sérstaklega þegar útbreiðsla ummyndunar á yfirborði er athuguð (myndir 3 og 11). Þessi stefna kemur einnig fram sem lægð á þyngdarkorti af svæðinu og stafar hún væntanlega af misþungu bergi innan virka sprungukerfisins og utan þess.

Viðnámsmælingar sýna lágviðnámslag á Þeistareykjum sem nær niður á 400-600 m dýpi. Flatarmál þess innan 10 ohmm jafnviðnámslínu er um 18 km². Þetta lágviðnámslag er túlkað sem efsti hluti jarðhitageymis. Í ljós kemur, að jarðhitageymirinn liggur þvert á sprungustefnuna og nær samkvæmt viðnámsmælingum frá Ketilfjalli vestur að Lambafjöllum (mynd 39 kafli 3), eða þvert yfir sprungukerfið. Efnasamsetning gufu sýnir einnig að lega geymisins er þvert á sprungurnar, en takmarkaðir möguleikar á sýnatöku vegna dreifingar á gufuaugum gera það að verkum að ekki er hægt að ná sýnum nema vestast yfir lágviðnámslaginu. Ef athuguð er dreifing virkasta jarðhitans á yfirborði (myndir 3 og 11) kemur í ljós, að þar má einnig greina tilhneigingu til sömu austur-vestur stefnu og fyrr var lýst. Einnig má sjá, að sunnan við Bæjarfjall ná sprungur lengra til austurs en norðan þess, og verður þessi breyting einmitt við jarðhitasvæðið. Af öðrum ummerkjum um svipaða stefnu má benda á tilvist Húsavíkurmisgengisins nokkru norðan við Þeistareyki. Á segulkortinu (mynd 71) kemur fram segullægð sem e.t.v. má tengja misgenginu. Sama stefna kemur einnig fram á þyngdarkorti af Þeistareykjasvæði (myndir 69 og 70). Þessi fyrirbæri hafa nokkuð aðra stefnu en jarðhitakerfið virðist hafa, og stefna norðvestur-suðaustur.

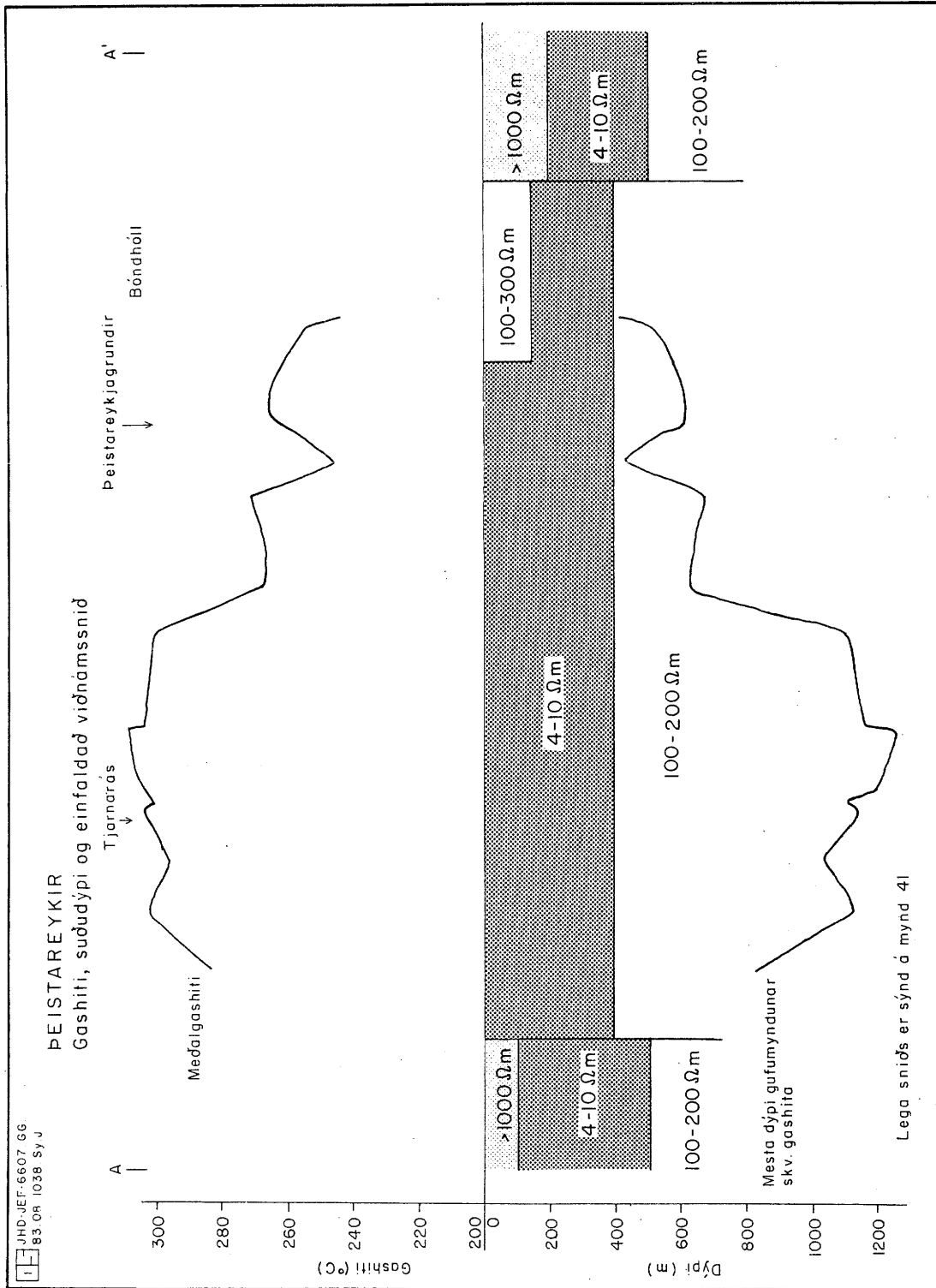
Í kafla 4 kemur fram, að búast má við að gufa myndist við allt að 314°C samkvæmt efnasamsetningu hennar. Til þess að ná þessu hitastigi í vatns - gufublöndu þarf þrýstingur að vera 104 bar. Þessum þrýstingi má búast við að á 900 - 1200 m dýpi, en það er háð eðlis-massa og þá um leið hitastigi vatnssúlunnar sem ofan á hvílir. Á mynd 72 er sýnt þversnið um jarðhitasvæðið frá austri til vesturs. Á efri hluta myndarinnar eru skráðar niðurstöður reikninga á meðalgas-hita. Neðri hlutinn er einfaldað viðnámsnið og einnig er dregið þar inn hámarksdýpi gufumyndunar ef miðað er við gashita. Reiknað er með sjóðandi kerfi yfir gufumyndunarstaðnum. Í ljós kemur, að gufan hlýtur að myndast í háviðnámslaginu sem mælingar sýna að tekur við af lágviðnámslaginu á um 400 m dýpi.

Í kafla 3 var bent á nokkrar leiðir til að túlka þetta háa viðnám:

1. Um sé að ræða þétt innskot með lítið holurými og þar með lítið vatnsinnihald.
2. Að hitastig í jarðhitakerfinu sé orðið það hátt að það sé í suðu, a.m.k. að hluta til. Það þýðir að til staðar sé bæði vatns- og gufufasi, og að verulegur hluti holurýmis í berginu sé fylltur gufu.



Mynd 71 Flugsegulkort af Peistareykjasvæði eftir Þorbjörn Sigurgeirsson (flogið 1974).



Mynd 72 Meðalgashiti, suðuhiti og einfaldað viðnámssnið.

3. Hugsanlegt er að við ákveðin skilyrði geti hitastig í jarðhitakerfum náð því marki að viðnám hækki án þess að kerfið sé komið í suðu, sbr. viðauka 1 þar sem segir að viðnám lækki í jarðhitavökva með hækkandi hitastigi. Þetta gildir þó aðeins upp að ákveðnu marki. Fyrir hitastig ofan þess marks fer viðnámið aftur ört hækkandi (Meiðav 1980).

Sú niðurstaða sem fæst með mynd 72 styður þá túlkun, að hátt viðnám stafi af suðu í bergi. Í kafla 3 kemur fram að líklegt sé að vatnsleiðni bergs sé mismikil, og að við Tjarnarás sé hún tiltölulega góð. Þetta bendir til þess að þétt og tiltölulega illa leiðandi innskot geti ekki verið eina ástæðan fyrir háu viðnámi. Hins vegar er góð vatnsleiðni í Tjarnarásmisgenginu í góðu samræmi við þá ályktun sem dregin er í kafla 3 að erfiðleikar við þrívíða túlkun syðst á línu 2 stafi af góðri leiðni samhliða henni en það er einmitt þar sem virkni er mest á títtnefndu misgengi og efnafræðikönnun bendir til þess að vatnsgegn sé best.

7 HELSTU NIÐURSTÖÐUR

1. Háhitasvæðið á Þeistareykjum er í tengslum við virka megineldstöð. Um hana gengur sprungukerfi sem stefnir nánast N-S, um 4-5 km breitt og nær frá Mývatni í suðri og norður til sjávar vestast í Kelduhverfi. Upphleðsla hrauna hefur verið allmikil á svæðinu. Yngsta hraunið er um 2700 ára gamalt. Á tveimur stöðum er súrt berg, en ekki mikið að magni. Öskjusig (caldera) hefur ekki fundist í tengslum við megineldstöðina. Skjálftavirkni virðist nokkur á svæðinu, en hún hefur ekki verið mikið könnuð.
2. Í tengslum við sprungukerfið er lögð í þyngdarsviðinu. Önnur lögð liggur í stefnu VNV-ASA, norðan við Þeistareyki, líklega tengd Húsavíkurmisgenginu. Á Þeistareykjabungu eru lögstu gildin sem mæld voru, en hæstu gildin eru á Lambafjöllum.
3. Jarðhiti á yfirborði er dæmigerður fyrir háhitasvæði. Mikið er um leirhveri, gufuaugu og brennisteinsmyndanir en laugar fáar. Jarðhitinn tengist augljóslega misgengjum og sprungum. Flatarmál þess svæðis sem afmarkar virka yfirborðshitann er um 11 km².
4. Viðnámsmælingar sýna lag með 4-10 ohmmviðnámi undir svæðinu. Jarðhiti á yfirborði er allur yfir þessu lagi. Flatarmál lands innan 10 ohmm línunnar við sjávarmál er um 18 km², sem er mun stærra en flatarmál yfirborðsummerkja jarðhita.
5. Undir lágviðnámslaginu, á 400-600 m dýpi, kemur fram lag með herra viðnámi, 100-300 ohmm. Þetta er talið stafa af þéttu bergi eða háum hita og þá jafnvel suðu í bergi. Samanburður við niðurstöður á efnasamsetningu gufu bendir til þess að háa viðnámið stafi af suðu í bergi. Þykkt háviðnámslagsins er óþekkt.
6. Viðnámsmælingar og efnasamsetning gufu sýna að jarðhitakerfið liggur nánast þvert á sprungustefnuna, þ.e. A-V, en ummyndun á yfirborði er augljóslega tengd sprungukerfinu. Lega jarðhitakerfisins virðist því ekki stjórnað af sprungunum, en þær mynda hins vegar uppstreymisrásir fyrir gufu til yfirborðs.
7. Efnasamsetning gufu bendir til hitastigs allt að 280-310⁰C. Fram koma tveir uppstreymisstaðir, vestan undir Ketilfjalli og á sunnanverðum Tjarnarási. Margt bendir til þess, að vatnsleiðni bergs sé meiri í grennd við Tjarnarás heldur en á Þeistareykja-grundum.

8 FRAMHALD RANNSÓKNA Á ÞEISTAREYKJUM

Telja má að með þeim rannsóknum sem raktar eru í þessari skýrslu sé lokið yfirborðsrannsóknastigi á Þeistareykjum. Ekki er talið að frekari yfirborðsrannsóknir komi til með að auka verulega við þekkingu á svæðinu að svo stöddu, heldur verði að bora rannsóknaholur til þess að fá bein svör varðandi ýmsa eðlispætti jarðhitakerfisins. Með yfirborðsrannsóknum var miðað að því að afmarka svæðið og að fá upplýsingar til þess að geta staðsett borholur á markvissan hátt. Þegar gögn og niðurstöður úr yfirborðsrannsókninni eru athuguð með þetta markmið í huga virðist sem rannsóknarboranir hefðu getað hafist þegar eftir sumarið 1981. Þá lágu fyrir upplýsingar um aðaluppstreymissvæði og aðra helstu þætti jarðhitakerfisins að því marki sem þeirra verður aflað með yfirborðsrannsóknum. Hefði fyrstu rannsóknarholu verið valinn staður á miðju svæðinu, hefði verið unnt að staðsetja hana og bora strax sumarið 1982. Rannsóknir þess sumars voru engu að síður nauðsynlegar til þess að afmarka svæðið nánar og eiga væntanlega eftir að koma að haldi við að staðsetja fleiri holur.

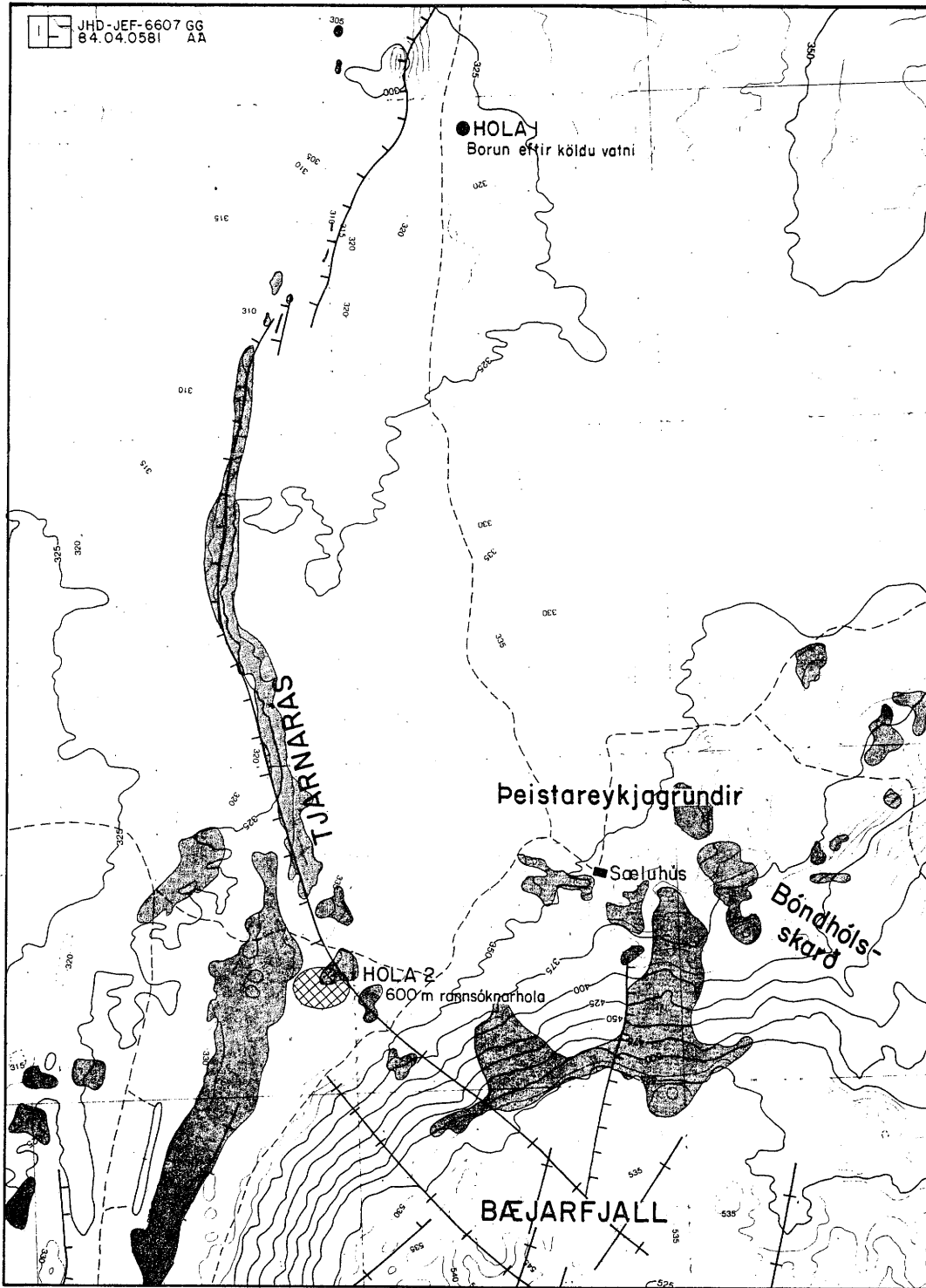
Þegar kemur að rannsóknarborunum eykst kostnaður verulega. Auk borunar rannsóknarholu verður hefjast handa um kostnaðarsamar framkvæmdir eins og borun eftir köldu vatni, vegarlagningu o.fl. Í viðauka 4 er kostnaðaráætlun fyrir þessa borun og viðkomandi framkvæmdir.

Auk ofangreindra framkvæmda þarf að gera ráð fyrir frekari yfirborðsrannsóknum. Má þar helst nefna jarðeðlisfræðiathuganir svo sem skjálftamælingar, einnig fullnaðarfrágang mælinets fyrir þyngdamælingar, svo og umhverfiskönnun. Í næstu köflum er gerð nánari grein fyrir tillögum um einstaka verkþætti.

8.1 Borun eftir köldu vatni

Á Þeistareykjum er ekkert öruggt vatnsból sem nýta mætti sem skolvatn fyrir snúningsbora. Þess vegna verður að bora þar eftir köldu vatni áður en rannsóknarboranir geta hafist.

Þegar borað er eftir skolvatni verður að gæta þess, að velja stað sem skemmst frá væntanlegu borsvæði. Ennfremur þarf að gæta þess að vera svo fjarri jarðhitasvæðinu að hitastig vatnsins verði ekki of hátt. Kaldavatnsholu hefur verið valinn staður skammt norðan við Þeistareykjagrundir (mynd 73), rétt austan við aðalvegarslóðann til norðurs. Fjarlægðin frá þessum stað að væntanlegu borstöði er 2-2,5 km. Þetta er nokkuð langur vegur, en viðnámsmælingar hafa leitt í ljós, að öllu nær jarðhitasvæðinu er ekki ráðlegt að fara, vegna þess að kalt grunnvatn virðist ekki vera fyrir hendi inni á því sjálfu. Á umdræddum stað benda viðnámsmælingar til að dýpi ofan á vatnsborð sé um 25 m. Gert er ráð fyrir að holan verði boruð með höggbor, og er talið, að ekki þurfi að lagfæra vegi til Þeistareykja til þess að koma slíkum bor á staðinn.



Mynd 73 Staðsetning kaldavatns- og rannsóknarborholu.

8.2 Vegalagning

Vegasamband við Þeistareykja er mjög slæmt, aðeins jeppaslóðir sem eru færar 3-4 mánuði á ári. Ef koma á þangað jarðbor sem getur borað nokkur hundruð metra borholu verður augljóslega að ráðast í umfangsmikla vegagerð. Um tvær leiðir er að velja til Þeistareykja, annars vegar frá Húsavík um Reykjaheiðarveg og þaðan til suðurs, hins vegar frá "Kísilveginum" á Hólasandi til norðurs. Leiðin frá Húsavík er 25 km löng, þar af eru 11 km frá Reykjaheiðarvegi til Þeistareykja. Leiðin frá "Kísilveginum" er 21 km löng og virðist hún hagkvæmari kostur af eftirtöldum ástæðum: 1) Mikill hluti þeirrar leiðar er um sanda, þar sem vegagerð er auðveld. 2) "Kísilvegurinn" er mun betri vegur en Reykjaheiðarvegur, sem gera þyrfti verulegar lagfæringar á, yrði leiðin frá Húsavík farin. 3) "Kísilveginum" er haldið opnum, eftir því sem föng eru á, allt árið, en Reykjaheiðarvegur er lokaður vegna snjóá drjúgan hluta vetrar. 4) Orkustofnun hefur geymslu- og vinnuástöðu í Mývatnssveit, sem hugsanlega mætti nýta frá Þeistareykjum. Kostnaðaráætlun í viðauka 4 gerir ráð fyrir vegarlagningu milli Þeistareykja og Hólasands.

8.3 Rannsóknarborhola

Fyrstu rannsóknarholu á Þeistareykjum hefur verið valinn staður á sunnanverðum Tjarnarási og er hann sýndur á mynd 73. Forsendurnar fyrir staðsetningunni eru eftirfarandi:

1. Staðurinn er inni á miðju virka jarðhitasvæðinu og þar nærri sem yfirborðsummerki jarðhita eru hvað mest.
2. Nálægð við Tjarnarásmissgengið, en jarðhiti á yfirborði er áberandi tengdur því og bendir það til vatnsleiðandi bergs.
3. Gashitamælar benda til þess, að hiti sé hár þar undir, og leidd hafa verið að því rök að suða nái þar djúpt í kerfið.
4. Efnasamsetning gufu bendir til þess, að bergið sé vel vatnsleiðandi á þessum slóðum.
5. Á þessum stað yrði borað í miðja lágviðnámslögðina, en þar mælist viðnám minna en 10 ohmm ofan við 400 m dýpi.
6. Þar er grunnt á háviðnámslagið sem kemur fram í mælingum, en í því virðist gufan sem nær yfirborði vera mynduð.

Ef bora á djúpt í háhitakerfi, þ.e. 1000-2000 m, er nauðsynlegt að fótta holur niður á tiltölulega mikið dýpi. Þetta á sérstaklega við á svæðum sem ekki hefur verið borað í áður, þar sem hiti og þá um leið hámarksþrýstingur er svo til óþekktur. Það hefur aftur á móti í för með sér, að takmarkaðar upplýsingar fást um efri hluta holunnar. Er því lagt til, að fyrsta holan verði a.m.k. 600 m djúp. Er það í samræmi við áætlun Orkustofnunar um rannsóknir á háhitasvæðum (Valgarður Stefánsson o. fl. 1982). Í viðauka 4 er kostnaðaráætlun um borun slíkrar holu, en þar er gert ráð fyrir að hægt sé að láta holuna blása.

8.4 Frekari yfirborðsrannsóknir

Þó svo að stigi yfirborðsrannsókna sé lokið á Þeistareykjum verður að gera ráð fyrir nokkrum rannsóknum á yfirborði samfara rannsóknarborunum. Má þar nefna smáskjálftarannsóknir, en þær geta gefið upplýsingar um eðli jarðhitakerfisins en þó aðallega hitagjafans. Einnig er nauðsynlegt að afla upplýsinga um jarðskjálftavirkni svæðisins áður en það verður virkjað.

Í kaflanum um þyngdarmælingar var rakin nauðsyn þess, að koma upp neti mælistöðva til þess að fylgjast með hugsanlegum breytingum á þyngdar sviði vegna vinnslu á svæðinu. Þetta þarf að gera áður en til vinnslu kemur, og er eðlilegt að gera það strax og rannsóknarboranir hefjast.

Ef farið verður út í frekari rannsóknir og nýtingu á jarðhitasvæðinu er nauðsynlegt að framkvæma umhverfiskönnun á Þeistareykjum og nágrenni. Virðist eðlilegt að Orkustofnun hafi frumkvæði að slíkri athugun, en hún ætti að stuðla að því að framkvæmdum verði hagað þannig, að sem minnstu raski valdi.

Þá skal þess að lokum getið að búast við að rannsóknarboranir veki margar spurningar sem leiði til enn frekari mælinga á yfirborði en þegar hefur verið minnst á.

HEIMILDIR

- Ármannsson, Halldór, Gíslason, Gestur og Hauksson, Trausti 1982: Magmatic gases in well fluids aid the mapping of the flow pattern in a geothermal system. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 167-177.
- Arnórsson, Stefán, Gunnlaugsson, Einar og Svavarsson, Hörður 1983 a: The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 547-566.
- Arnórsson, Stefán, Gunnlaugsson, Einar og Svavarsson, Hörður 1983 b: The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 567-577.
- Arnórsson, Stefán og Einar Gunnlaugsson 1984: New gas geothermometers for geothermal exploration. - Calibration and application. Geochim. Cosmochim. Acta. Handrit (lagt fram).
- Árný E. Sveinbjörnsdóttir 1982: Stable isotope study of water-rock interaction in the Krafla and Reykjanes geothermal fields, Iceland. Stable isotope Report No.88. Project 2010481. University of East Anglia, Norwich, England, 30 s.
- Bemmelen, R.W. van og M.G. Rutten 1955: Tablemountains of Northern Iceland. E.J. Brill, Leiden. 217 bls. auk 52 myndasíðna og korta.
- Bragi Árnason 1976: Groundwater systems in Iceland. Vísindafélag Íslendinga XLII, 236 s.
- Craig, H. 1961a: Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702-1703.
- Craig, H. 1961b: Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133, 1833-1834.
- Craig, H. og Lupton, J.E. 1981: Í: Emiliani (ritstj.) The sea, vol. 7.
- D'Amore, F. og Panichi C. 1980: Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 549-556.
- Darling, W.G. og Bath, A.H. 1983: Stable isotope analyses from the Krafla and Námafjall geothermal systems in Iceland. Institute of Geological Sciences. Geophysics and Hydrogeology Division. Hydrogeology Unit, Wallingford. Report No. WD /ST/83/5, 15 s.
- Ellis, A.J. og Mahon, W.A.J. 1977: Chemistry and Geothermal Systems. Academic Press. New York, San Francisco, London, 392 s.
- Eysteinn Tryggvason 1978a: Jarðskjálftar á Íslandi 1930-1939. Raunvísindastofnun Háskólans, RH-78-21, 92 bls.

- Eysteinn Tryggvason 1978b: Jarðskjálftar á Íslandi 1940-1949. Raunvísindastofnun Háskólans, RH-78-22, 51 bls.
- Eysteinn Tryggvason 1979: Jarðskjálftar á Íslandi 1950-1959. Raunvísindastofnun Háskólans, RH-79-06, 90 bls.
- Gestur Gíslason, Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson 1978: Krafla. Hitaástand og gastegundir í jarðhitakerfinu. Orkustofnun, OS-JHD-7640, 9 s.
- Giggenbach, W. F. 1980: Geothermal gas equilibria. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 2021-2032.
- Guðmundur Guðmundsson, Guðmundur Pálmason, Karl Grönvold, Karl Ragnars, Kristján Sæmundsson og Stefán Arnórsson 1971: Námafjall-Krafla. Áfangaskýrsla um rannsókn jarðhitasvæðanna. Orkustofnun JHD, 81 s.
- Guðmundur Pálmason, Tor Nilsen og Gunnar Þorbergsson 1973: sjá Pálmason Guðmundur, Tor Nilsen og Gunnar Þorbergsson 1973:
- Guðrún Larsen og Sigurður Þórarinnsson 1977 : sjá Larsen, G. and Thorarinnsson S. 1977.
- Halldór Ármannsson og Trausti Hauksson 1980: KRAFLA Samsetning gass í gufuaugum. Orkustofnun OS80027/JHD16.
- Halldór Ármannsson, Gestur Gíslason og Trausti Hauksson 1982: sjá Ármannsson, Halldór, Gíslason, Gestur og Hauksson, Trausti 1982.
- Halldór Kjartansson 1972: Leirmyndanir í Dalasýslu og Þingeyjarsýslum. Orkustofnun JKD. 53 s, 30 m.
- Hooker, P.J., M. Condomines, R.K.O'Nions, E.R.Oxburgh, H.Ármannsson og Karl Grönvold 1982 : Helium and other isotopic variations in the Krafla rifting zone, Iceland. EOS, 63, 457.
- Hrefna Kristmannsdóttir og Sigfús Johnsen 1981: Eyjafjörður - Efnainnihald og ísótópahlutföll jarðhitavatns. Orkustofnun OS81023/JHD014, 15 s.
- Jarðbornair ríkisins 1951 : Efnagreiningar á hverum og laugum. Reykjavík, 88 s.
- Jón Jónsson 1976 : Svæðisgos á Reykjanesskaga. Týli 6, 2, 53-58.
- Jón Jónsson 1978 : Jarðfræðikort af Reykjanesskaga. Orkustofnun OS-JHD-7831, 303 s, myndir og kort.
- Karl Grönvold og Ragna Karlsdóttir 1975: ÞEISTAREYKIR - Áfangaskýrsla um yfirborðsrannsóknir jarðhitasvæðisins. Orkustofnun - JHD 7501. 26 s, 11 m.
- Kjartan Ottósson 1980: Jarðskjálftar á Íslandi 1900-1929. Raunvísindastofnun Háskólans, RH-80-05, 84 bls.

- Kristján Sæmundsson 1974 : sjá Sæmundsson, Kristján 1974.
- Kristján Sæmundsson 1977: Jarðfræðikort, Norðausturland. Mælikvarði 1:250000. Náttúrufræðistofnun Íslands, Landmælingar Íslands.
- Kristján Sæmundsson 1979 : Outline of the geology of Iceland. Jökull 29, 7-28.
- Kristján Sæmundsson 1982: Öskjur á virkum eldfjallasvæðum á Íslandi. Eldur í Norðri. Sögufélagið. Reykjavík. bls. 221-239.
- Larsen, Guðrún and Thorarínsson, S. 1977 : H4 and Other Acid Hekla Tephra Layers. Jökull, 27, 28-46.
- Layugan, Domingo B. 1981: Geoelectric sounding and its application in the Theistareykir high-temperature area, NE-Iceland. Orkustofnun/UNU Geothermal Training Programme, Iceland. Report 1981-5.
- Magnús Ólafsson 1984: "Hentug handbók fyrir hvörn mann". Um söfnun og efnagreiningu vatns- og gassýna: Orkustofnun OS JHD. Handrit.
- Meidav, T 1980: Direct current resistivity methods in geothermal exploration. Geoth. Res. Counc. Technical Training course no. 2.
- Nakamura, K. 1970: En 'echelon features of Icelandic ground fissures. Acta Nat. Isl., V. 2, 8, 15 bls.
- Ólafur Jónsson 1945: Ódáðahraun, I-III. Bókaútgáfan Norðri H.F., Akureyri. 425 bls., 447 bls., 405 bls.
- Pálmason, Guðmundur, Tor Nilsen og Gunnar Þorbergsson 1973: Gravity base station network in Iceland. Jökull, 23, 70-125.
- Polak, B.G., V.I.Kononov, I.Tolstikhin, B.A.Mamyrin og L.V.Khabarin 1975 : Int. Ass. Hydrol. Sci. Publ. 119.
- Ragna Karlsdóttir 1974: Forundersögelse af Þeistareykir-området. Eksamenprojekt í teknisk geologi, B710905. Danmarks Tekniske Højskole. 38 s.
- Stefán Arnórsson og Einar Gunnlaugsson 1984: sjá Arnórsson, Stefán og Einar Gunnlaugsson 1984.
- Stefán Arnórsson, Einar Gunnlaugsson og Hörður Svavarsson 1983 a: sjá Arnórsson, Stefán, Gunnlaugsson, Einar og Svavarsson, Hörður 1983 a.
- Stefán Arnórsson, Einar Gunnlaugsson og Hörður Svavarsson 1983 b: sjá Arnórsson, Stefán, Gunnlaugsson, Einar og Svavarsson, Hörður 1983 b.
- Stoker, A. K. og Kruger, P. 1976: Radon in geothermal reservoirs. Second United Nations symposium on the development and use of geothermal resources. San Francisco, may 1975, Proceedings, Vol 3

Sec. VII, 1797-1804.

Sæmundsson, Kristján 1974 : Evolution of the Axial Rifting Zone in Northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone. Geol. Soc. Am. Bull. 85, 495-504.

Valgarður Stefánsson, Helgi Torfason og Hrefna Kristmannsdóttir 1981: BEISTAREYKIR. Áætlun um rannsókn jarðhitasvæðisins. Orkustofnun, greinargerð VS/HeTo/HK-81/02.

Valgarður Stefánsson, Gestur Gíslason, Helgi Torfason, Lúðvík S. Georgsson, Stefán G. Sigurmundsson og Sverrir Þórhallsson 1982: Áætlun um skipulegar rannsóknir á háhitasvæðum landsins. Orkustofnun, OS82093/JHD13.

Þorleifur Einarsson 1968: Jarðfræði, saga bergs og lands. Mál og Menning. 335 bls. Reykjavík.

Þorvaldur Thoroddsen 1899, 1905: Landskjálftar á Íslandi. Hið íslenska bókmenntafélag, Kaupmannahöfn. 269 bls.

VIÐAUKI 1

FRAMKVÆMD VIÐNÁMSMÆLINGA

A.1 FRAMKVÆMD VIÐNÁMSMÆLINGA

Viðnámsmælingar felast í því, eins og nafnið gefur raunar til kynna, að kanna hvernig eðlisviðnám berglaga gegn rafstraumi breytist með dýpi frá einum stað til annars. Eðlisviðnám berglaga getur verið afar mismunandi, enda er það háð ýmsum breytistærðum. Þær mikilvægustu eru vatnsinnihaldið í berginu, selta vatnsins (m.ö.o. magn uppleystra efna), hitastig og síðast en ekki síst gerð bergsins s.s. lögun og stærð hola, glufa og sprungna. Sé berg mettað vökva fer eðlisviðnámið lækkandi með:

1. auknu seltumagni jarðvatnsins
2. hækkandi hitastigi
3. auknu holrými bergsins

Á jarðhitasvæðum er berg venjulega vatnsósa neðan við ákveðið dýpi. Þeir þrír þættir, sem bent var á að stuðluðu að minnkandi eðlisviðnámi eru yfirleitt allir til staðar á jarðhitasvæðum. Þeir eru innbyrðis tengdir að meira eða minna leyti. Þannig eykst t.d. selta jarðvatns með hækkandi hitastigi.

Viðnámsmælingum er skipt í tvo flokka, jafnstraumsmælingar og riðstraumsmælingar. Eftir 1970 hefur nær eingöngu verið notast við jafnstraumsmælingar við jarðhitaleit á Íslandi.

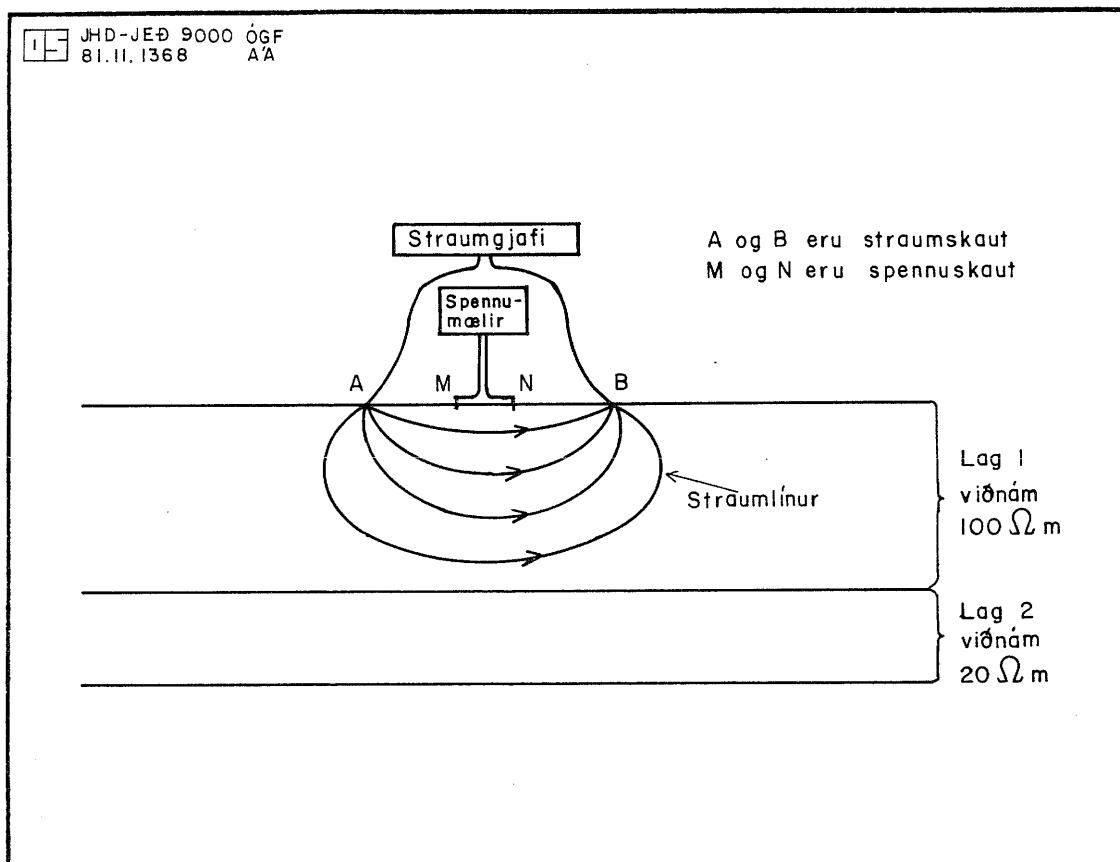
Jafnstraumsmælingar fara þannig fram, að hleypt er jafnstraumi niður í jörðina gegnum tvö straumskaut og mældur sá spennunumur, sem myndast við það á yfirborði jarðar við önnur tvö rafskaut. Til eru ýmsar tegundir jafnstraumsmælinga með mismunandi innbyrðis afstöðu straum- og spennuskauta. Algengast er, að þau séu í beinni línu, straumskautin yst og spennuskautin mitt á milli. Ef fjarlægðin milli spennuskautanna er höfð mun minni en fjarlægðin milli straumskautanna er mæliuppsetningin nefnd Schlumberger-uppsetning. Fjarlægðin milli straumskautanna er höfð a.m.k. fimmföld fjarlægðin milli spennuskautanna. Schlumberger-uppsetningin er langalgengust hér á landi og verður átt við hana fyrst og fremst, þegar rætt verður um viðnámsmælingar hér á eftir. Uppsetningin er sýnd á mynd V.1.

Eins og fram kemur af mynd V.1 sendir straumgjafinn út straum milli straumskautanna A og B. Straumurinn dreifist um jörðina og nær þeim mun dýpra niður því lengra sem er á milli straumskautanna. Spennunumurinn, sem við þetta myndast milli spennuskautanna M og N er mældur með spennumælinum. Hann er táknaður við V (volt) og er háður styrk útsends straums, sem er táknaður við I (amper), innbyrðis afstöðu rafskautanna og viðnámi jarðlaganna, sem straumurinn fer um. Reiknað er út svokallað sýndarviðnám samkvæmt eftirfarandi jöfnu:

$$\rho_a = K V/I$$

Stærðin K er reiknuð út frá innbyrðis afstöðu straum- og spennuskauta. Eins og áður sagði er straumdreifingin í jörðinni háð fjarlægðinni milli straumskautanna. Á mynd V.1 er þessi fjarlægð mun minni en þykkt efra lagsins og nærri allur straumurinn berst eftir efra viðnámslaginu. Sýndarviðnámið verður því jafnt raunverulegu viðnámi efra lagsins þ.e. 100 ohmm. Til þess að fá upplýsingar um viðnámsdreifinguna neðar í jörðinni er fjarlægðin milli

straumskautanna smáaukin. Þegar fjarlægðin er orðin mun meiri en þykkt efra lagsins fer straumurinn nær eingöngu eftir neðra laginu og sýndarviðnámið nálgast því raunverulegt viðnám neðra lagsins þ.e. 20 ohm.



Mynd V.1: Schlumberger-uppsetning viðnámsmælinga; skýringamynd.

Jarðlagamódelin eru sjaldan jafn einföld og það tveggja laga módel, sem hér hefur verið lýst. Oftast eru þau fjögurra til sex laga. Það breytir þó ekki þeim grunnhugmyndum sem hafa verið útskýrðar. Útfærsla þeirra verður einungis ögn flóknari.

Í Schlumbergermælingum er fjarlægðin milli straumskautanna aukin smám saman og sýndarviðnám mælt fyrir hvert straumskautabil. Sýndarviðnámið er teiknað upp á tvílogaritmískan pappír sem fall af hálfri fjarlægðinni milli straumskautanna ($AB/2$). Dæmi um slíka viðnámsferla er að finna í viðauka B. Mælingaflokkar Orkustofnunar skila niðurstöðunum frá sér á þessu formi til þeirra, sem annast úrvinnslu.

A.2 ÚRVINNSLA VIÐNÁMSMÆLINGA

A.2.1 Almenn atriði

Úrvinnsla viðnámsmælinga er tvíþætt. Fyrri hlutinn felst í því að túlka sýndarviðnámsferilinn í "raunverulegt" viðnám jarðar. Seinni hlutinn felst í því að draga niðurstöður einstakra viðnámsmælinga saman í eina heildarmynd af viðnámsdreifingu svæðisins. Hún (viðnámsdreifingin) er síðan borin saman við aðrar rannsóknir af sömu slóðum s.s. jarðfræði, segul- og þyngdarmælingar, efnafræðirannsóknir o.s.frv. Þar með fæst enn heilsteypari mynd, sem síðan er tengd ýmsum jarðhitafræðilegum þáttum, sem segja til um gerð og lögun jarðhitasvæðisins.

Á jarðhitadeild Orkustofnunar eru til forrit, sem túlka viðnámsmælingar, bæði einvítt og tvívítt. Erlendis er unnið að þróun forrita, sem túlka viðnámsmælingar þrívítt.

A.2.2 Einvíð túlkun viðnámsmælinga

Í einvíðri túlkun er gert ráð fyrir því, að jörðinni sé skipt í lárétt lög, sem hafa óendanlega útbreiðslu. Sérhvert lag hefur fasta þykkt og viðnám. Fjöldi laga má ákvarða út frá lögun sýndarviðnámsferilsins, en að því loknu má reikna út viðnám og þykkt einstakra laga. Fram til ársins 1978 var það gert með samanburði við fræðilega útreiknaða sýndarviðnámsferla. En á því ári eignaðist Orkustofnun forritið CIRCLE2, sem túlkar viðnámsmælingar einvítt (Johansen 1977, Ásmundur Jakobsson og Gylfi Páll Hersir 1978). Forritið er sjálfvirkt á þann hátt, að tölvan er mötuð á mæligildum, fjöldi laga og einhverjum byrjunargildum fyrir viðnám og þykkt sérhvers lags. Síðan leitar tölvan uppi það jarðlagamódel, sem gefur þann útreiknaða sýndarviðnámsferil, sem passar best við melda sýndarviðnámsferilinn.

Margir gallar eru á þessari túlkunaraðferð. Í fyrsta lagi sýnir hún einungis þá lausn sem felur í sér fæst möguleg viðnámslög. Þannig eru þau viðnám sem út úr túlkuninni koma einskonar vegin meðalgildi viðnáms yfir ákveðin dýptarbil. Unnið er að þróun forrita, sem túlka viðnámsmælingar einvítt, þar sem jörðinni er ekki skipt niður í viðnámslög, en viðnáminu sem fall af dýpi leyft að breytast samfelld (Oldenburg 1978). Þessi aðferð er ekki komin á það stig að hún geti leyst þá fyrrnefndu af hólmi.

Í öðru lagi eru alltaf einhverjar viðnámsbreytingar í lárétta stefnu. Ef þær breytingar eru óverulegar á svæði sem nemur lengd straumarms (AB/2) umhverfis hvort straumskaut er einvíð túlkun góð og gild. Um tvívíða túlkun viðnámsmælinga er fjallað sérstaklega í kafla A.3.

A.2.3 Óvissur og jafngildislög í einvíðri túlkun

Því miður er það svo, að sérhvert sýndarviðnámsgildi er mælt með ákveðinni óvissu. Hér á eftir verður gerð grein fyrir helstu óvissuvöldunum og þeim áhrifum sem þeir hafa á túlkun niðurstaðanna.

Bæði við mælingu útsends straums og aflestur spennufallsins, sem straumurinn skapar, er falin ákveðin óvissa. Þá er alltaf um einhverja óvissu að ræða við ákvörðum fjarlægða milli rafskauta. Ýmis utanaðkomandi fyrirbæri geta skammhleypst straumnum s.s. jarðsímálínur, girðingar o.fl. Ef straumurinn skammhleypur, mælist minna spennufall en ella og sýndarviðnámið verður því minna en það raunverulega er. Að lokum má nefna ýmsa aðra óvissuliði t.d. óvissur í mælitækjum, ójöfnur á yfirborði, fjalllendi, jarðspennur o.s.frv.

Flestir þeir óvissuliðir, sem hafa verið taldir upp eru óháðir hver öðrum og leggjast því beint saman. Venjan er sú að meta óvissuna sem 3.5% af sýndarviðnámsgildinu að viðbættu staðalfrávikinu í sérhverjum mælipunkti. Yfirleitt vex staðalfrávikio með vaxandi straumarmslengd og fer fyrst að skipta verulegu máli, þegar hálf fjarlægðin milli straumarmanna (AB/2) er orðin 1000 m. Ástæðurnar fyrir þessu eru einkum tvær. Annars vegar minnkar spennufallið með vaxandi straumarmslengd og mælióvissan verður þar af leiðandi hlutfallslega stærri. Hins vegar valda segulsviðsstraumar í háloftunum jarðstraumum, sem ýmist leggjast við eða dragast frá "réttum spennunum". Því verður að mæla sum mæligildin mörgum sinnum og taka síðan vengið meðaltal, þar sem staðalfrávikio er haft til viðmiðunar.

En hvaða áhrif hefur þessi óvissa á túlkun niðurstaðanna? Ef sérhvert sýndarviðnámsgildi ákveðinnar mælingar væri fullkomlega laust við alla skekkju og jörðin lárétt lagskipt væri eftirleikurinn auðveldur, því að þá svaraði aðeins eitt jarðlagamódel til þess sýndarviðnámsferils, sem við mældum.

Skipta má áhrifum óvissunnar á túlkunina í tvennt. Í fyrsta lagi bein áhrif á þann hátt, að hún veldur ákveðnum óvissumörkum á þykkt og viðnámi einstakra jarðlaga. Í öðru lagi óbein áhrif, sem verða við tilvist svokallaðra jafngildislaga. Jafngildislög eru jarðlög, þar sem breyta má þykkt viðkomandi jarðlags og viðnámi að vild, þó að vísu innan ákveðinna marka, þannig að annaðhvort margfeldi þykktar og viðnáms sé fasti (t-jafngildislag) eða hlutfallið á milli þykktar og viðnáms sé fasti (s-jafngildislag). Jafngildislög verða til, ef þykkt jarðlagsins er minni en dýpið niður á það og ef það er annaðhvort klemmt milli tveggja jarðlaga sem bæði hafa minna viðnám en það sjálft (t-jafngildislag), eða ef það er klemmt milli tveggja jarðlaga sem bæði hafa herra viðnám (s-jafngildislag).

Ef jarðlagamódel gerir ráð fyrir jafngildislagi og því er breytt í samræmi við það sem sagt var hér að framan fást að vísu mismunandi sýndarviðnámsferlar fyrir mismunandi jarðlagamódel. Hins vegar er munurinn á þeim það lítill, að þeir verða innan óvissumarka melda sýndarviðnámsferilsins. Þetta hefur það í för með sér að þegar jafngildislög eru til staðar verða viðnám og þykktir þeirra illa ákvarðaðar.

A.3 Tvívíð túlkun viðnámsmælinga

Árið 1981 eignaðist Orkustofnun forrit, sem túlkar viðnámsmælingar tvívítt þ.e.a.s. upplýsingar fást bæði um lárétta lagskiptingu viðnámsins (einvíð túlkun) og viðnámsbreytingar í eina stefnu í lárétta fletinum (Dey 1976, Dey og Morrison 1976, Halldór Halldórsson 1982). Til þess að "mata" forritið verður að gera nokkrar viðnámsmælingar hverja í framhaldi af annarri, þannig að rafskaut allra mælinganna séu á sem næst beinni línu. Venjulega er mælt þvert á þau viðnámskil sem verið er að kanna og fást þá upplýsingar um viðnámið bæði á mismunandi dýpi og viðnámsbreytingar í lárétta stefnu mællínunnar. Þá verða mælingarnar að ná vel út fyrir áhrifasvæði þeirra viðnámskila, sem ætlunin er að skoða.

Tvívíð túlkun fer þannig fram, að búið er til viðnámsnið úr rétthyrndum blokkum. Viðnámið breytist ekki hornrétt á það. Dæmi um slíkt viðnámsnið er á mynd 28. Síðan eru reiknaðir út í tölvu sýndarviðnámsferlar sem fengjust ef mældar væru Schlumbergermælingar eftir sniðinu. Útreiknaðir sýndarviðnámsferlar eru síðan bornir saman við hina mældu, viðnámsniðinu breytt og reiknaðir nýir sýndarviðnámsferlar uns viðunandi samræmi næst milli reiknaðra og mældra ferla. Þá eru stundum borin beint saman mælda sýndarviðnámsniðið annars vegar og hið reiknaða hins vegar. Með því móti fæst hentugt mat á því hvort túlkunin er nægilega góð fyrir sniðið í heild.

Forritið, sem notað er við tvívíðu túlkunina vinnur með net hnitpunkta og er viðnámslíkanið fellt inn í þetta net. Þar sem netið inniheldur takmarkaðan fjölda hnitpunkta, verður sniðið alltaf dálítið gróft og upplausnin í forritinu því takmörkuð. Að sjálfsögðu batnar hún með auknum fjölda punkta, en um leið eykst keyrslutími forritsins í tölvunni verulega. Því verður að finna hentugt jafnvægi þarna á milli, þannig að netið verði hvorki of gróft né keyrslutíminn of langur. Að auki eru í tvívíðri túlkun til staðar flest þau vandamál, sem um var rætt í kafla A.2.3. Forritið er mjög frekt á tölvutíma og því ærið kostnaðarsamt að túlka mælingar tvívítt. Einnig ræður forritið illa við samliggjandi viðnámsblokkir þar sem viðnámslutföllin eru mjög há. Þá er það galli við tvívíða túlkunarforritið, að ekki er hægt að taka tillit til landslagsáhrifa við túlkunina.

A.4 Vandamál við túlkun viðnámsmælinga á háhitasvæðum

Ýmis mælitæknileg vandamál eru tengd viðnámsmælingum á háhitasvæðum. Þau má einkum rekja til eftirfarandi þriggja þátta:

1. Lélegs sambands milli straumskauta og jarðar
2. Lágs viðnáms í jörðu
3. Mjög mikilla viðnámsbreytinga milli jarðlaga

Hér verður fjallað stuttlega um þessa þætti og áhrif þeirra á viðnámsmælingar.

Flest háhitasvæði á Íslandi eru tengd eldvirkni. Yfirborð þeirra er því iðulega þakið þurrum og lítt grónum hraunum þannig að mjög erfitt er að fá gott samband milli straumskauta og jarðar. Af þessu leiðir að sá straumur sem hægt er að senda milli straumskautanna er að jafnaði lífíll. Spennufallið milli spennuskautanna er í beinu hlutfalli við strauminn og verður því einnig lífið. Þetta verður til þess að óvissur og skekkjur í mældri spennu (s.s. frá jarðspennum og innri skekkjum í spennumæli, þegar hann er notaður að ystu mörkum) geta orðið hlutfallslega mjög stórar. Óvissunum er reynt að halda í skefjum með því að margendurtaka spennumælinguna og reikna síðan vegið meðaltal. Innri skekkjur í mælitækjum er hins vegar ekki hægt að losna við og verður því í einstaka tilfellum að hætta mælingu mun fyrir en áætlað var.

Viðnám í jarðhitakerfum háhitasvæða er að jafnaði mjög lágt. Spennufallið milli spennuskautanna verður því lífið (það má í grófum dráttum skilja af Ohmslögmáli: spenna=viðnám x straumur). Lágt viðnám á háhitasvæðum hefur því í för með sér sama vandamál og lýst hefur verið hér að framan. Af því sem hér hefur verið rakið má sjá að eitt aðalvandamálið við viðnámsmælingar á háhitasvæðum er lífið spennufall milli spennuskautanna.

Spennufallið er hægt að auka með því að auka fjarlægðina milli spennuskautanna. Í viðnámsmælingum er það að jafnaði gert þrisvar til fjórum sinnum eftir því sem straumarmurinn lengist. Hins vegar er ekki hægt að hafa fjarlægðina milli spennuskautanna eins langa og verkast vill. Fyrir því eru einkum tvær stæður. Í fyrsta lagi er hægt að sýna fram á að dýptarskynjun viðnámsmælinga er ekki meiri en minnsta fjarlægð frá straumskauti að spennuskauti (Knútur Árnason 1983). Til að hafa dýptarskynjunina sem mesta er því æskilegt að hafa spennuskautin sem lengst frá straumskautunum þ.e.a.s. sem næst hvort öðru. Í öðru lagi er í flestum forritum sem notað eru til einvíðrar túlkunar (þar á meðal CIRCLE2) gert ráð fyrir því að fjarlægðin milli spennuskauta sé miklu minni en fjarlægðin milli straumskauta. Af þessum ástæðum er leitast við að hafa fjarlægðina milli spennuskautanna sem minnsta og ekki meiri en fimmtung af fjarlægðinni milli straumskautanna.

Breytingar á fjarlægðinni milli spennuskauta (spennuarmi) hafa, auk þess sem áður er nefnt, oft í för með sér annað vandamál. Þegar spennuarmurinn er lengdur breytist sýndarviðnámíð iðulega þ.e.a.s. ekki mælist sama sýndarviðnám á stuttum og löngum spennuarmi við sama straumarm. Þetta gefur ósamfellu eða hliðrun í mælda sýndarviðnámsferlinum (spennustökk). Það er mjög bagalegt því að þau forrit, sem notuð eru við túlkun mælinganna krefjast samfeldra viðnámsferla. Áður en túlkun getur hafist verður því að leiðréttu ferlana til þess að losna við ósamfellur. Slíkar leiðréttingar geta verið mjög vandasamar og oft orkar tvímælis hvernig þær skuli framkvæmdar. Þó má oft greina á milli tveggja mismunandi gerða af ósamfellum:

1. Hliðrun, sem minnkar með vaxandi straumarmi
2. Hliðrun, sem helst óbreytt með vaxandi straumarmi

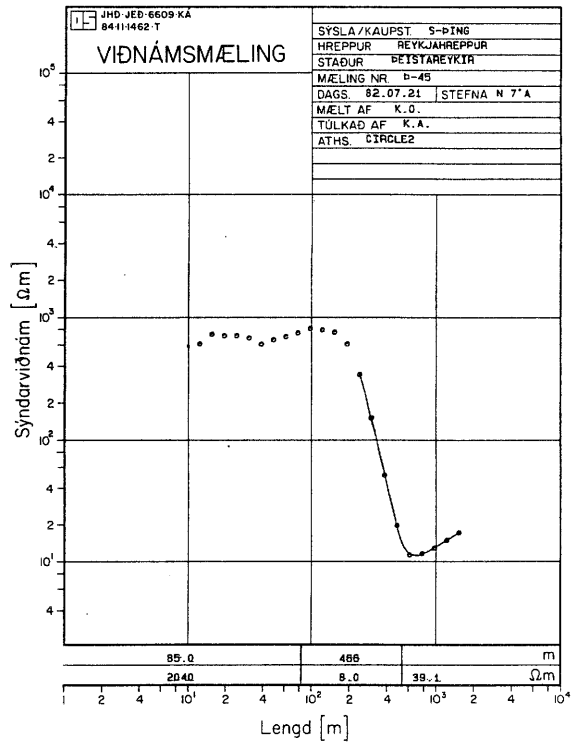
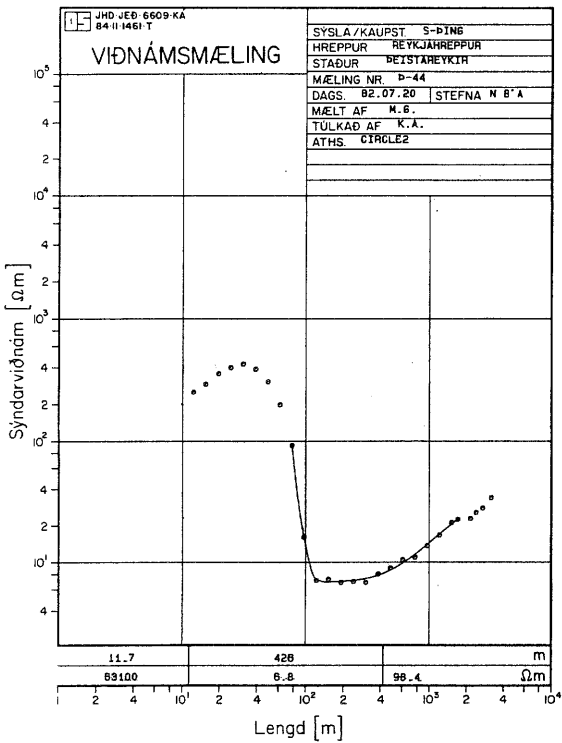
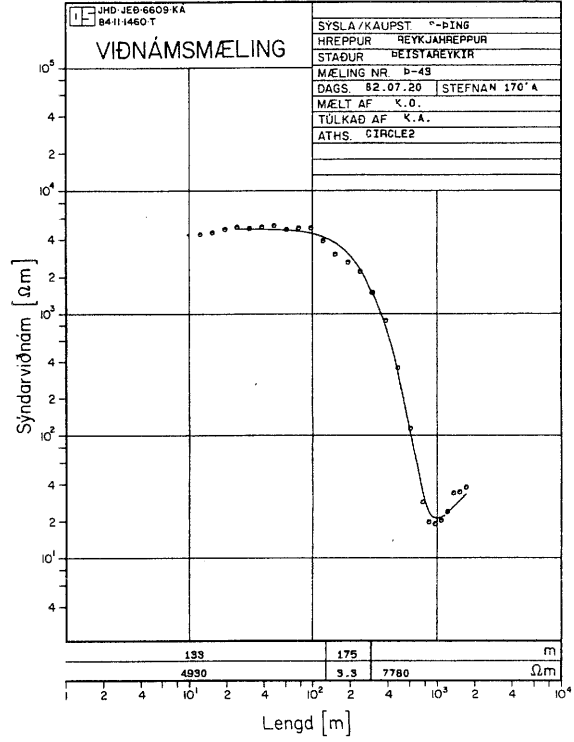
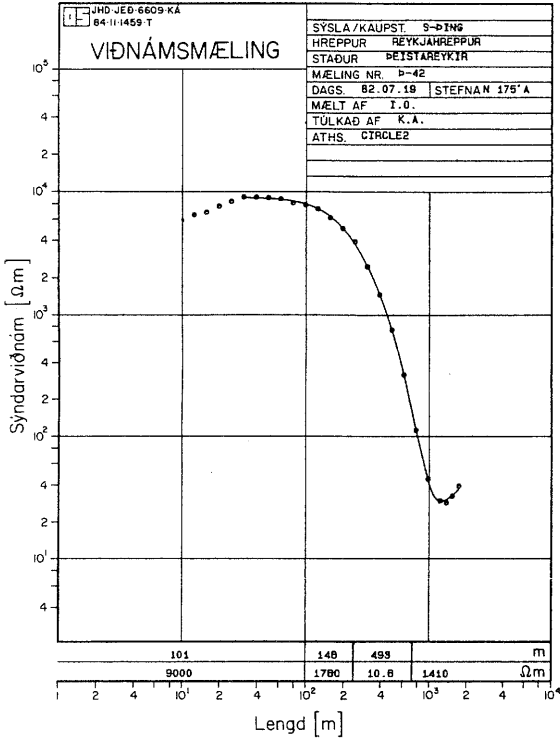
Þessar ósamfellur eiga sér mismunandi orsakir.

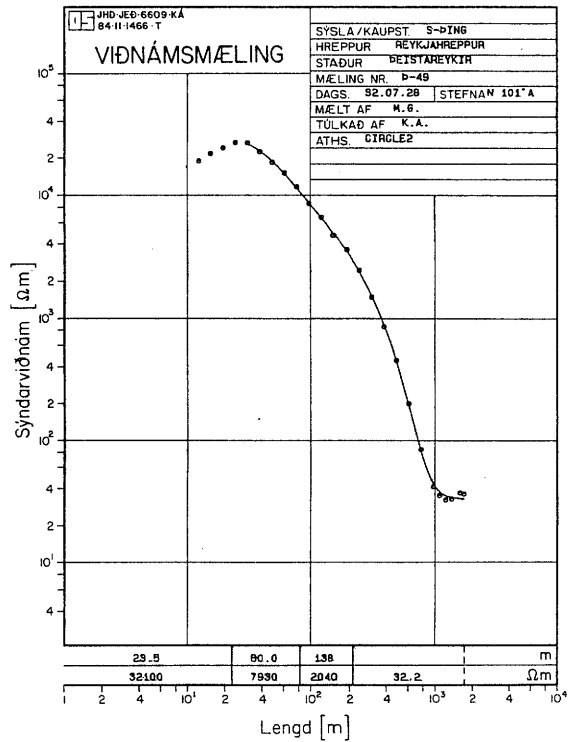
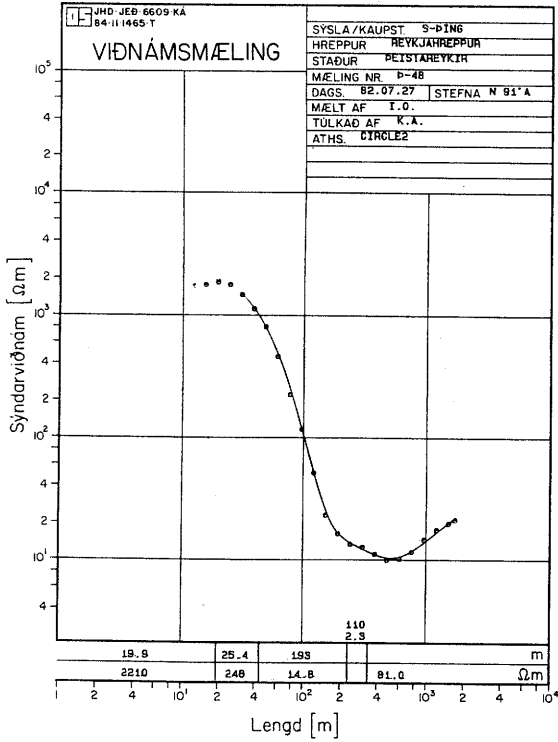
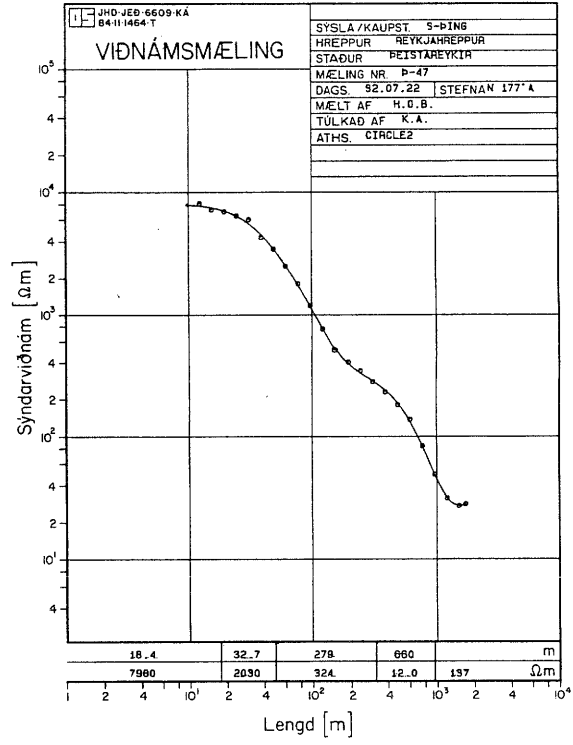
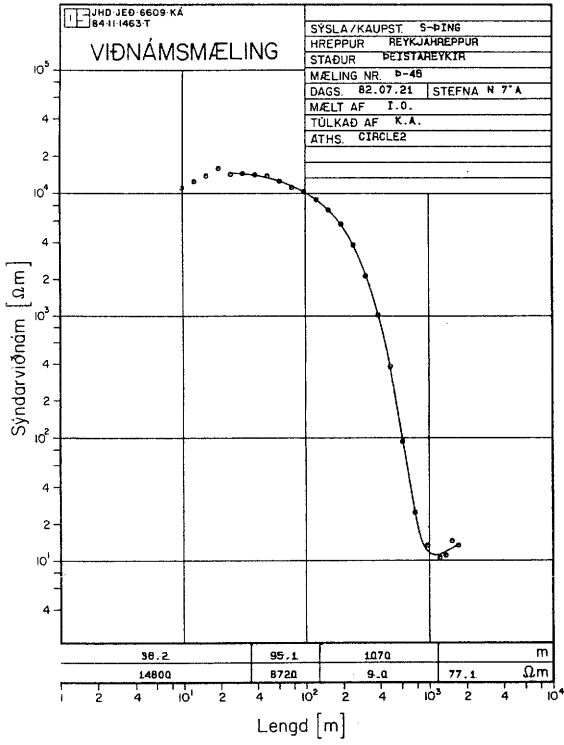
Þær fyrrnefndu eiga rætur sínar að rekja til mjög mikilla viðnámsbreytinga milli láréttra jarðlaga nálægt yfirborði. Þessar ósamfellur eru leiðréttar á þann hátt að notuð eru sýndarviðnámsgildi fyrir styttri spennuarminn eins lengi og hægt er (helst þar til hliðrunin er horfin) og síðan sýndarviðnámsgildi fyrir lengri spennuarminn.

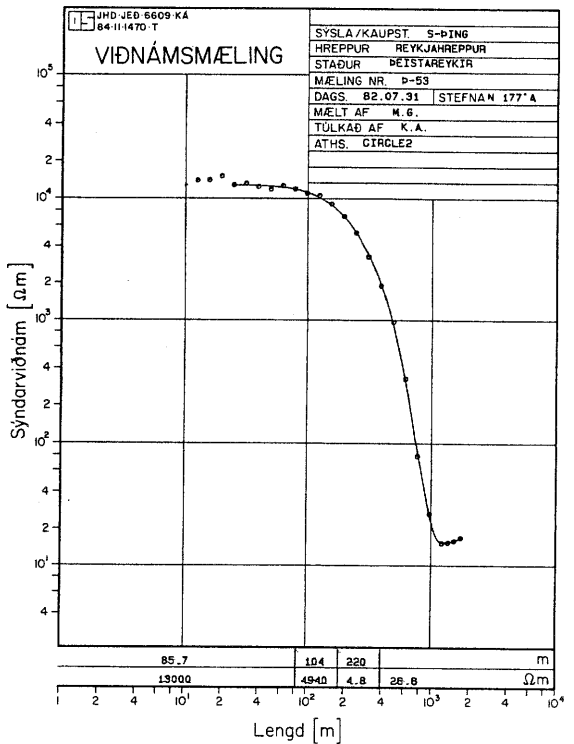
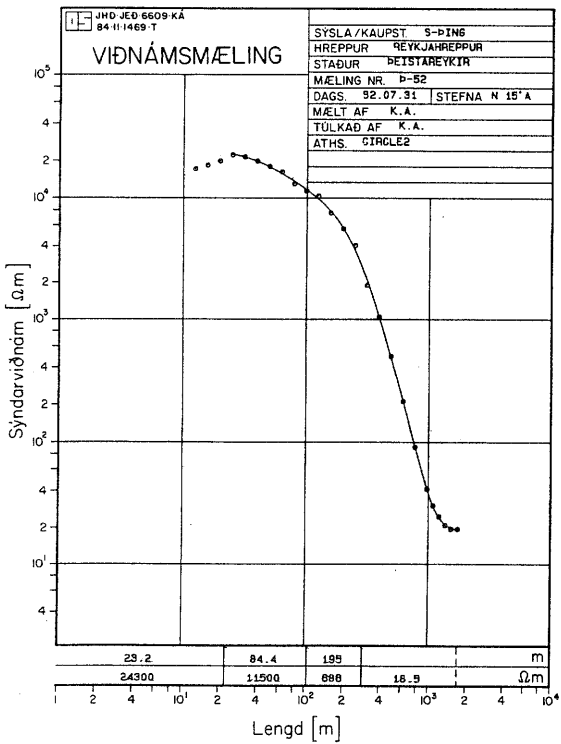
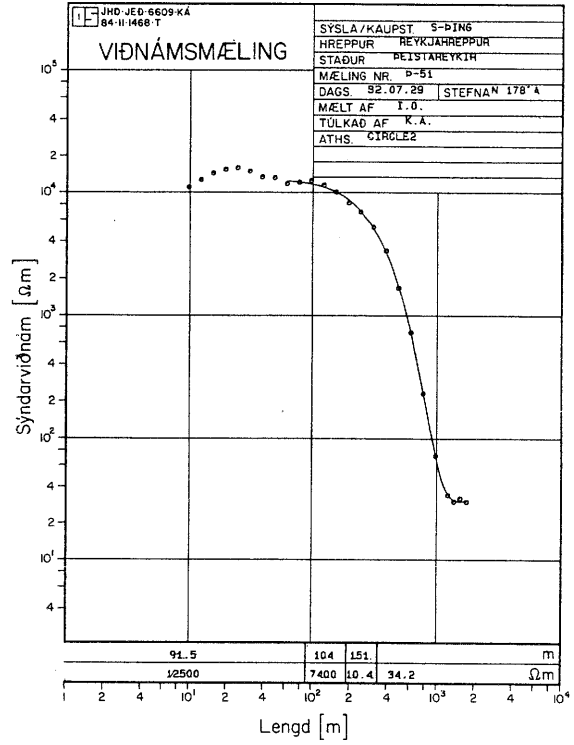
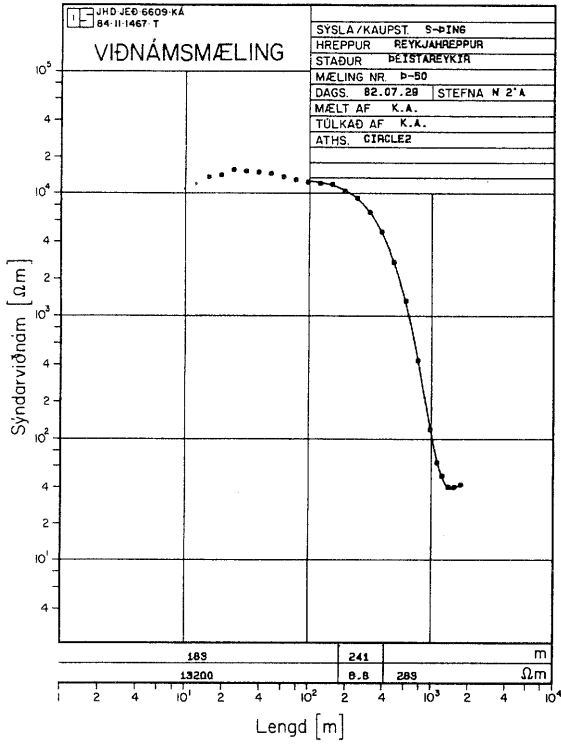
Ósamfellur af síðarnefndu gerðinni eiga rætur sínar að rekja til viðnámsóreglna við spennuskaut. Þær eru alla jafna lagfærðar með því að hliðra þeim hluta ferilsins sem mældur er með stuttum spennuarmi að þeim hluta ferilsins sem mældur er með lengri spennuarminum.

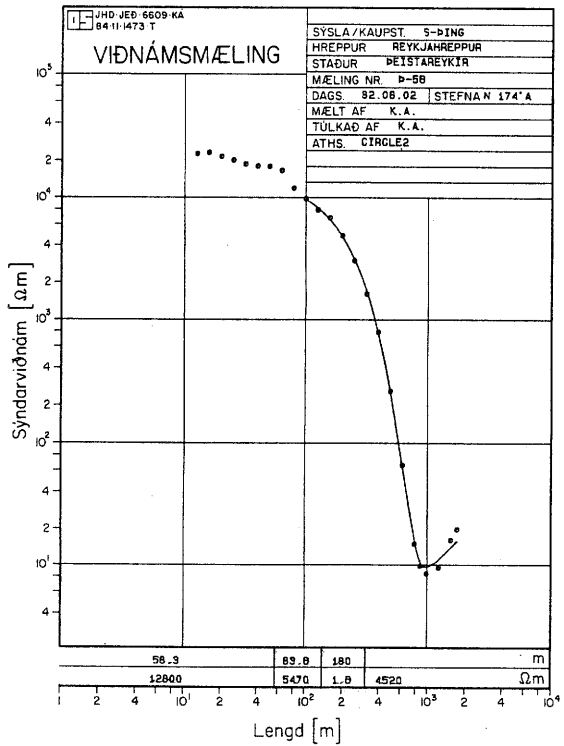
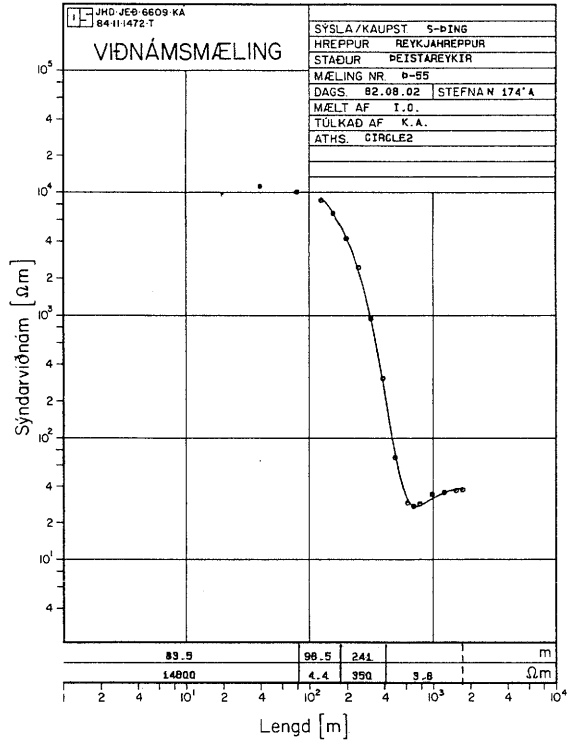
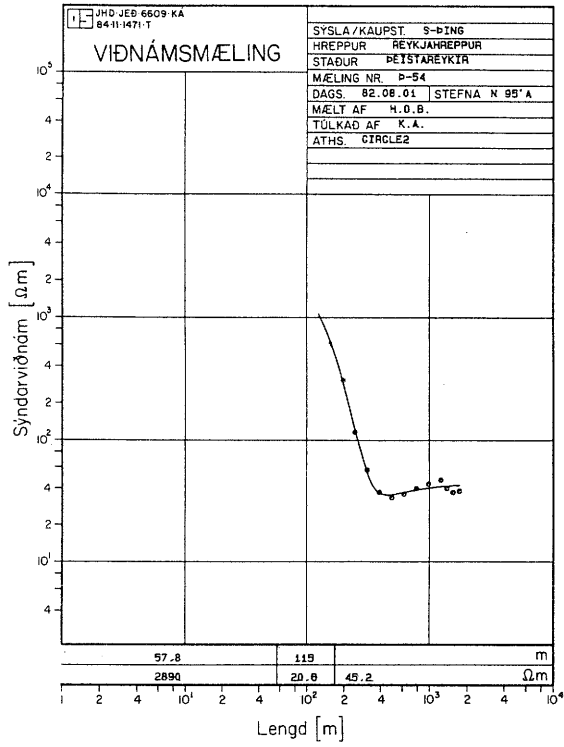
VIÐAUKI 2

MÆLIFERLAR VIÐNÁMSMÆLINGA OG EINVÍÐ TÚLKUN









VIÐAUKI 3

LÝSING Á SÝNATÖKUSTÖÐUM

Lýsing á sýnatökustöðum

Í þessum viðauka er að finna lýsingu á öllum þeim stöðum þar sem sýnum var safnað. Ennfremur er tafla 15 með hnitum allra sýnatökustaða. Hnitin eru tekin upp af orthokortum (landsnet) og hæð yfir sjó er einnig lesin af þeim.

- G-1: Gufuauga í gilinu vestan og neðan við gamla sæluhúsið (hesthúsið) þar sem gilið er nokkuð krappt. Með neðstu gufuaugum í gilinu. Hæll var settur á vesturbarm gilsins beint upp af sýnatökustaðnum.
- G-2: Brennisteinspúfa efst og austast á Neðri-Bóndhól. Svæði með brennisteinspúfum og yfirborðshita er um 1000 ferm. Hæll er um 10 m í suður frá sýnatökustaðnum.
- G-3: Gufuauga syðst í skál í miðjum vesturhlíðum Ketilfjalls (Ketillinn). Brennisteinn er við sýnatökustaðinn. Hæll var settur 12,5 m S35A frá gufuauganu.
- G-4: Gufuauga hátt í norðurhlíðum Bæjarfjalls beint suður af skálanum. Sýnatökustaður er í kröppu en grunnu gili. Hæll er 4 m í S50V frá sýnatökustað.
- G-5: Gufuauga í 470m y.s. í norðurhlíðum Bæjarfjalls. Skálinn er N10A frá sýnatökustað. Hæll er 2,5 m í stefnu S80A frá sýnatökustaðnum.
- G-6: Gufuauga syðst í Tjarnarás um 200 m frá rótum fjallsins. Syðst í allstórri jarðhitaskellu. Hæll var rekinn niður 10 m suður af söfnunarstaðnum.
- G-7: Gufuauga í austanverðum Tjarnarás miðja vegu milli Bæjarfjalls og Þeistareykjahrauns þar sem það leggst að ásnum. Hæll er 8,65 m vestan við sýnatökustaðinn.
- G-8: Gufuauga vestan til í Tjarnarás um 50 m sunnan við tjarnarstæði vestan við ásin. Mjög lítið gufustreymi í skorningi sem liggur ofan við ásin. Hæll beint austur af gufuauganu og 7 m frá því.
- G-9: Gufuauga norðvestan í Bæjarfjalli, vestast í ummyndunarröndinni sem liggur með fjallinu. Hæll er beint vestur af gufuauganu.
- G-10: Gufuauga sunnarlega í hitaröndinni vestan við Bæjarfjall, á móts við syðri enda flugbrautar. Hæll er 10 m vestur af sýnatökustaðnum.
- G-11: Gufuauga norðan við Bæjarfjall um 150 m suðaustan við skálann og austan við lækjarskorninginn sem liggur milli skálans og hesthússins. Hæll: 12 m vestur af sýnatökustað.
- G-12: Gufuauga í stóru brennisteinssvæði norðan og austan við Neðri-Bóndhól sem er trúlegast hraunbrún. Gufuaugað er norðarlega í skellunni. Hæll er 5 m sunnan við sýnatökustaðinn.

- G-13: Lítil skella rétt norðan við G-7. Mikill brennisteinn, sem þekur um 100 m². Hæll um 10 m suður af sýnatökustað.
- G-14: Lítil brennisteinspúfa í hólum undir fjallsrótunum suður af skálanum. Áberandi klettur er uppi á háhólnum rétt við gufuaugað. Brennisteinn er á um 10 fermetra svæði. Hæll: 4 m norðan við sýnatökustað.
- G-15: Gufuauga nokkuð uppi í hlíðum Bæjarfjalls beint suður af Tjarnarási. Allmikill brennisteinn og nokkur gufuaugu. Flatarmál er 425 m². Hæll nál. 8 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-16: Nyrst og austast í hveraröndinni vestan og norðan við Bæjarfjall. Sýnatökustaðurinn er lítil brennisteinspúfa sem er nærri því í miðri gróðurlausu ræmunni. Hæll u.þ.b. 13 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-17: Gufuauga norðarlega í röndinni vestan Bæjarfjalls suðvestan við G-16. Frá sýnatökustaðnum ber Ketilinn í Ketilfjalli (G-3) yfir sýnatökustað G-6. Hæll u.þ.b. 5 m vestan við sýnatökustaðinn.
- G-18: Gufuauga nyrst og austast í röndinni norðvestan við Bæjarfjall. Á milli G-16 og G-6. Hæll um 10 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-19: Brennisteinspúfa í ræmunni vestan Bæjarfjalls í henni austanverðri, gegnt G-17. Lítil gufa og erfið sýnataka. Hæll um 10 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-20: Brennisteinspúfa vestan við Bæjarfjall miðja vegu milli G-16 og G-19.
- G-21: Gufuauga í hlíðum Bæjarfjalls, nánast beint suður af sæluhúsinu. Efst og vestast í stóru samfelldu leirhvera- og gufusvæði sem nær fram á grundirnar. Hæll 5 m sunnan og ofan við sýnatökustaðinn.
- G-22: Gufuauga í áberandi brennisteinspúfupyrpingu í miðjum hlíðum Bæjarfjalls suður af sæluhúsinu. Þar er nokkur slakki í hlíðinni, en fyrir ofan tekur við brattasti hluti hlíðarinnar. Hæll 25 m vestan við sýnatökustaðinn.
- G-23: Gufa í hrauninu sem kemur ofan Bóndhólsskarð. Gufur koma þar allvíða upp úr hrauninu, en engin ummyndun er þar á yfirborði. Sýnatökustaðurinn er nærri miðju gufusvæðinu nokkuð neðarlega, og kemur gufan upp um glufu í hrauninu. Hæll 8 m sunnan við sýnatökustaðinn.
- G-24: Nokkuð áberandi ummyndunarblettir í hrauninu vestur af Ketilfjalli. Vegurinn sem liggur frá sæluhúsinu að Ketilfjalli liggur fast vestan við skelluna. Sýnatökustaðurinn er nyrst og vestast í skellunni og kemur gufan úr glufu í hrauninu. Allmikill brennisteinn er á gufusvæðinu. Hæll 7 m austan við sýnatökustaðinn.

- G-25: Ummyndunarskella með gufuauga undir rótum Ketilfjalls vestur af suðurenda þess. Hæll 8 m fyrir vestan sýnatökustaðinn.
- G-26: Smá hitaskella í lækjarfarvegi austan við Tjarnarás og rétt norðan við veginn er liggur suður á sandinn. Skammt sunnan við sýnatökustaðinn er allstór leirhver. Nokkur brennisteinn en frekar lítið gufustreymi. Flatarmál um 140 m². Hæll er 6 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-27: Í norðurhlíðum Bæjarfjalls neðan og vestan við G-5. Allstór brennisteinsskella og sker hana krappt gil. Ekki mikið gufustreymi. Sýnatökustaðurinn er á eystri gilbarminum þar sem skorningur liggur ofan í gilið. Þurfti að grafa þrep í leirinn niður að sýnatökustaðnum. Bergið er ummynduð móbergsbreksía. Stærð svæðisins var metin 50x80 m. Hæll 8 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-28: Norðan við aðalhraunfláka Þeistareykjahraunsins í krika þar sem hrauntunga teygir sig til norðurs. Á misgengisbrún (sig til vesturs um 5 m). Þar er þó nokkuð ummyndað, gróðurlaust 25x100 m svæði. Ein brennisteinsskella um 100°C. Mjög lítil gufa á einum stað um miðju svæðisins en ekki í gufuauga heldur úr jarðvegi á svæði sem er um 1 m í þvermál. Hæll 5 m austan við sýnatökustaðinn.
- G-29: Í hrauninu inni í sandgræðslugirðingunni. Gufuauga um 10 cm í þvermál í moldarjarðvegi. Sunnanvert við flugvöllinn um 100 m innan við sandgræðslugirðinguna. Engar útfellingar eða ummyndun sjáanlegar. Hæll 5 m vestan við sýnatökustaðinn.
- G-30: Brennisteinsskella um 1 m í þvermál um 100 m vestan við Háurönd norðvestan við G-29. Þó nokkrar brennisteinsskellur og þúfur í norðaustur frá þessari. Gufustreymi yfirleitt lítið eða ekkert nema í þeirri sem næst er sýnatökustaðnum. Hæll 5 m austan við sýnatökustaðinn. Stefna á Þeistareykjaskála er N56A.
- G-31: Í norðurhlíðum Bæjarfjalls í hlíðinni upp af sæluhúsinu. Sýnatökustaðurinn er í efstu brennisteinsþúfunni, upp af G-22. Skammt neðan við fjallsbrúnina. Hreinn brennisteinn við gufuopið. Stærð þúfunnar er 10x10 m en mikil ummyndun er á 10x50 m svæði. Hæll 8 m suður frá sýnatökustaðnum.
- G-32: Uppi á Bæjarfjalli, þar sem gilið sem G-27 er í nær fjallsbrúninni. Gufur koma nokkuð víða upp í móbergi. Hiti virðist bundinn smásprungum sem stefna N50A. Engar útfellingar eða ummyndun við gufuopin, en ljósar útfellingar í bólstrabergi er mynda hamrana framundan. Hæll 7 m sunnan við (S20V) sýnatökustað.
- G-33: Vestan við Bæjarfjall við svokallaða Háurönd rétt innan við sandgræðslugirðinguna, litlu norðar en þar sem slóðin sveigir frá girðingunni að fjallinu. Allmikið gufustreymi er þarna á misgengi sem liggur norður-suður og er sigið um 4 m til austurs. Sýnatökustaðurinn er 8-10 m norðan við aðalguftreymið. Engin brennisteinn eða ummyndun. Hæll 8 m norðan við sýnatökustaðinn.

- G-34: Við gufuúttstreymi í Þeistareykjahrauni, innan sandgræðslu-girðingarinnar, nefnt Hitur. Sýni var tekið þar sem er nokkuð ákaft streymi um 100 - 200 m norðan við áberandi hraunhól, í kambi í hrauninu. Hiti 94.4°C . Hæll rétt vestan við augað.
- V-1: Uppspretta í svolitlum slakka neðst í hlífum Ketilfjalls, beint niður undan Katlinum (sýnatökustað G-3). Vatnið kemur fram í svolitlu dýi. Hæll 8 m austan við uppsprettuna.
- V-2: Vatnsbólíð á Þeistareykjum rétt norðan við bæjarhólinn. Líðlega 1 m djúpur, hlaðinn brunnur um 50 cm víður. Smálæna rennur frá brunninum. Hæll 7 m austan við brunninn.

STAÐSETNING SÝNATÖKUSTAÐA

Staður	X-hnit	Y-hnit	Hæð y.s.
G-1	410.652	7310.637	348
G-2	411.232	7310.428	390
G-3	412.083	7311.251	460
G-4	410.838	7310.179	455
G-5	410.561	7310.074	455
G-6	410.009	7310.356	336
G-7	409.944	7310.630	335
G-8	409.792	7310.928	325
G-9	409.502	7309.933	329
G-10	409.386	7309.625	330
G-11	410.882	7310.563	364
G-12	411.160	7310.686	364
G-13	409.925	7310.691	334
G-14	410.807	7310.432	395
G-15	410.150	7310.065	380
G-16	409.754	7310.307	329
G-17	409.617	7310.168	329
G-18	409.823	7310.388	330
G-19	409.711	7310.181	329
G-20	409.764	7310.254	329
G-21	410.991	7310.376	383
G-22	410.993	7310.264	420
G-23	411.490	7310.684	382
G-24	411.399	7311.257	362
G-25	411.754	7311.034	379
G-26	410.251	7310.456	340
G-27	410.452	7310.164	412
G-28	408.894	7313.115	308
G-29	409.076	7309.557	329
G-30	408.962	7309.633	328
G-31	410.956	7310.110	488
G-32	410.531	7309.954	522
G-33	408.969	7308.928	330
G-34	408.576	7310.683	328
V-1	411.958	7311.386	377
V-2	410.567	7310.796	342

VIÐAUKI 4

KOSTNAÐARÁÆTLUN UM BORUN 600 M RANNSÓKNARHOLU

Kostnaðaráætlun um borun 600 m rannsóknarholu .

Forsendur:

Í samræmi við "Áætlun um skipulegar rannsóknir á háhitasvæðum landsins" (Valgarður Stefánsson o. fl. 1982).

Byggingarvísitala: 1600

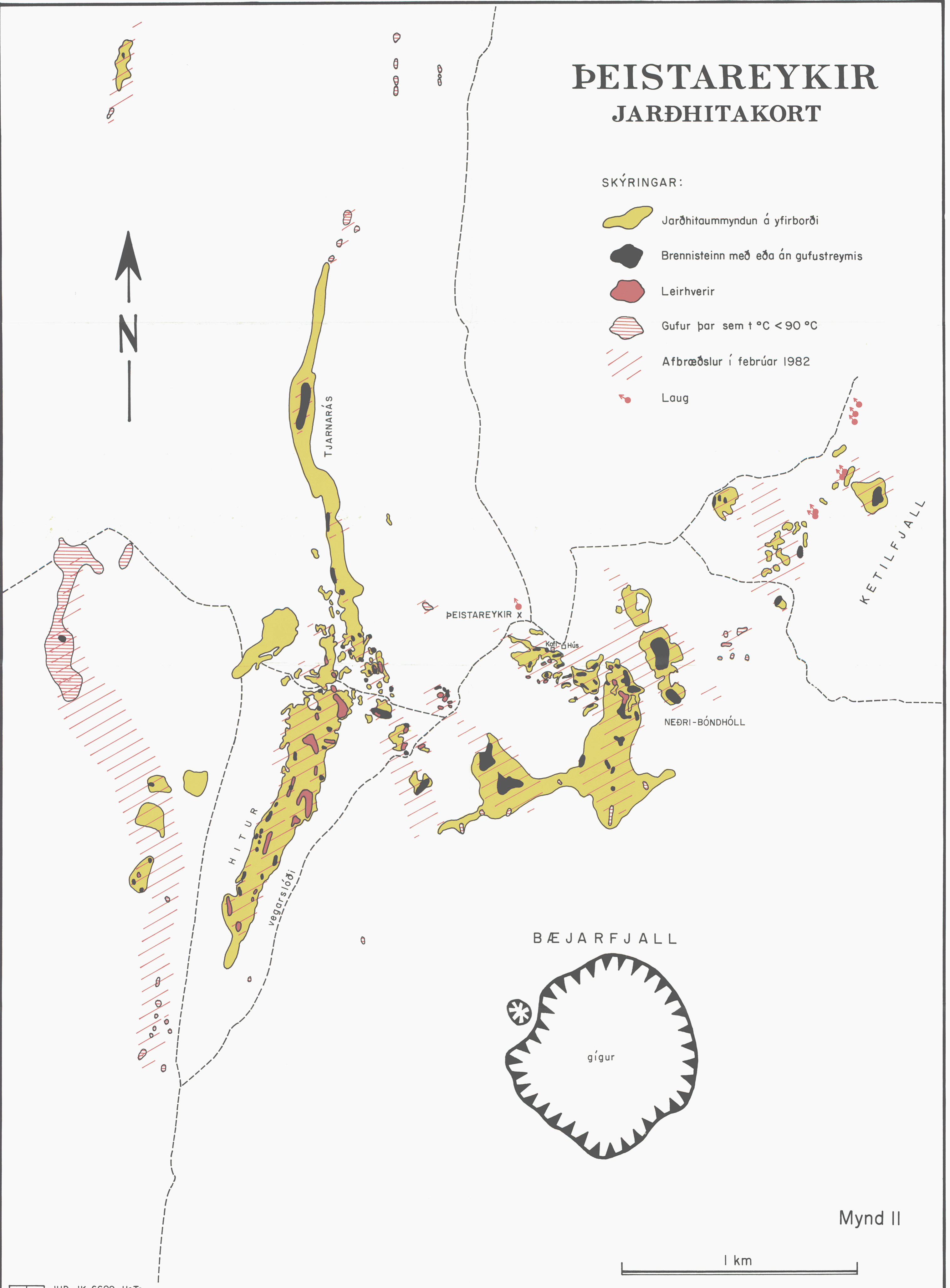
	Þús. kr
Borleiga og vinnulaun 23 d.	1610
Efni (borkrónur, fódringar, raufun, holutoppur, hljóðdeyfir)	3700
Aðkeypt þjónusta (flutn. o.fl.)	577
Vatnsöflun (borun, rekstur dælu)	1400
Vegagerð	2100
Vinnubúðir (leiga)	525
Rannsóknir samfara borun	500
Ófyrirséð	2080
Samtals	12492

ÞEISTAREYKIR

JARÐHITAKORT

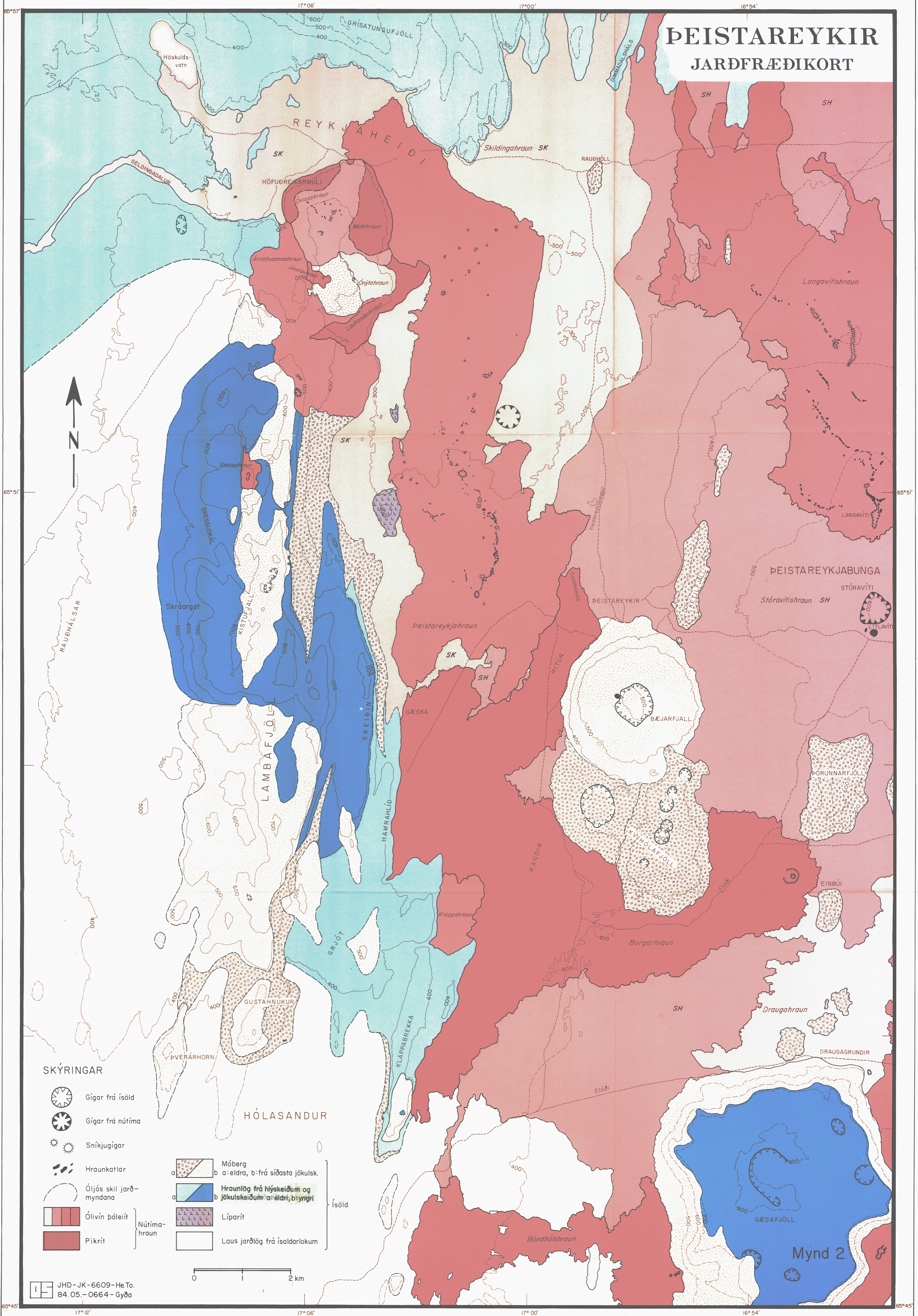
SKÝRINGAR:

-  Jarðhitaummyndun á yfirborði
-  Brennisteinn með eða án gufustreymis
-  Leirhverir
-  Gufur þar sem $t \text{ } ^\circ\text{C} < 90 \text{ } ^\circ\text{C}$
-  Afbræðslur í febrúar 1982
-  Laug



Mynd II

ÞEISTAREYKIR JARDFRÆÐIKORT



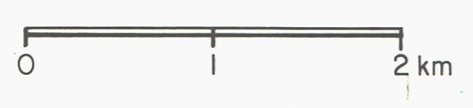
SKÝRINGAR

- Gígar frá ísöld
- Gígar frá nútíma
- Sníkjugígar
- Hraunkattlar
- Óljós skil jarðmyndana
- Ólivín póleít
- Pikrít

- Móberg
a: eldra, b: frá síðasta jökulsk.
- Hraunlög frá hlýskeiðum og jökulskeiðum: a: eldri, b: yngri
- Líparít
- Laus jarðlög frá ísaldarlokum

Ísöld

Nútíma-
hraun



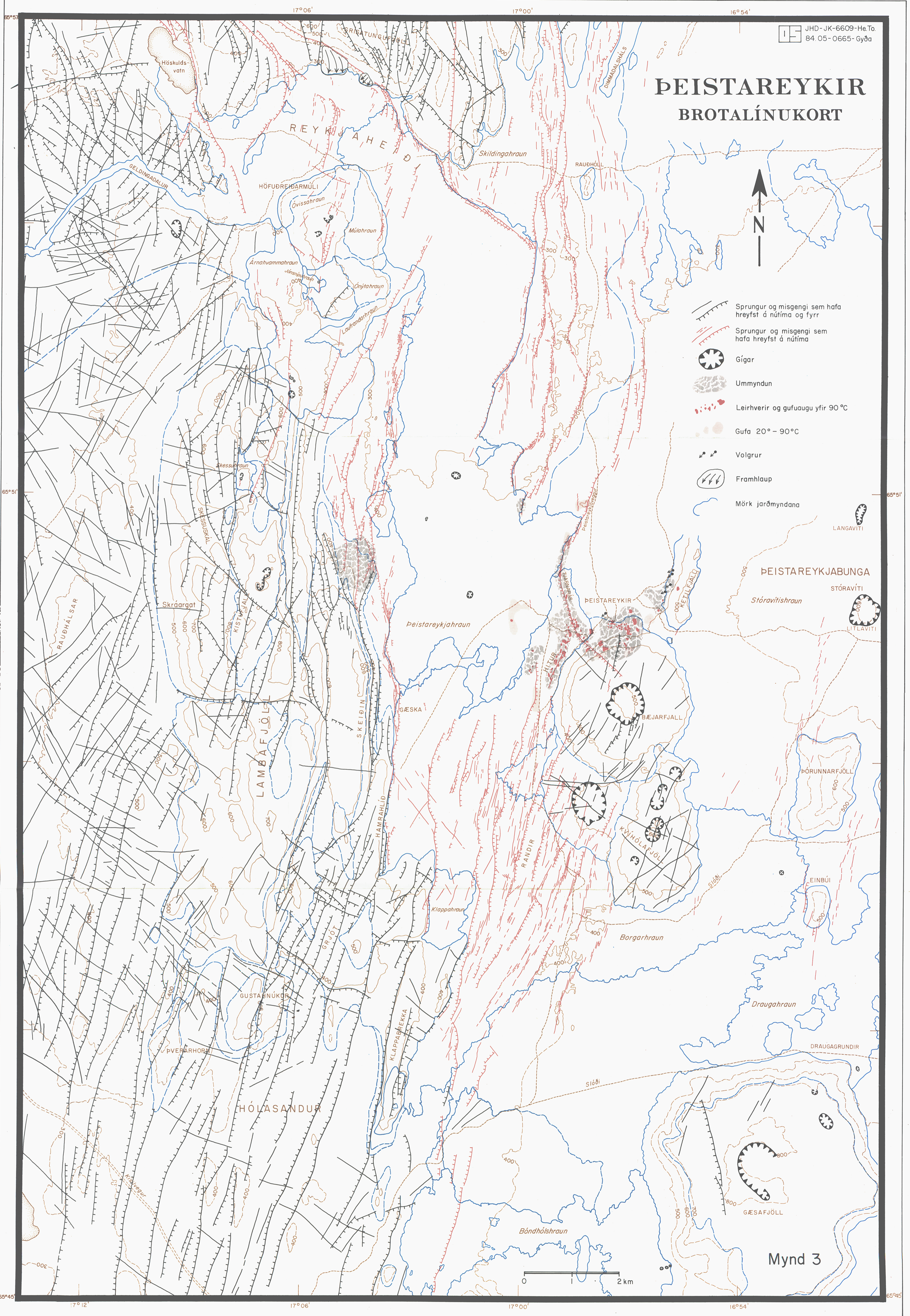
JHD-JK-6609-He.To.
84.05.-0664-Gyða

Mynd 2

ÞEISTAREYKIR BROTALÍNUKORT



-  Sprungur og misgengi sem hafa hreyfst á nútíma og fyrr
-  Sprungur og misgengi sem hafa hreyfst á nútíma
-  Gígar
-  Ummyndun
-  Leirhverir og gufuaugu yfir 90°C
-  Gufa 20° - 90°C
-  Volgrur
-  Framhlaup
-  Mörk jarðmyndana



Mynd 3