



Jarðfræði og ummyndun í nágrenni Reykjafells á Hellisheiði

Sveinborg Hlíf Gunnarsdóttir



**Jarðvísindadeild
Háskóli Íslands
2012**

Jarðfræði og ummyndun í nágrenni Reykjafells á Hellsheiði

Sveinborg Hlíf Gunnarsdóttir

90 eininga ritgerð sem er hluti af
Magister Scientiarum gráðu í jarðfræði

Leiðbeinendur
Björn S. Harðarson
Niels Óskarsson
Hjalti Franzson

Prófdómari
Árný Erla Sveinbjörnsdóttir

Jarðvísindadeild
Verkfræði- og náttúruvísindasvið
Háskóli Íslands
Reykjavík, febrúar 2012

Jarðfræði og ummyndun í nágrenni Reykjavells á Hellisheiði
90 eininga ritgerð sem er hluti af *Magister Scientiarum* gráðu í jarðfræði

Höfundarréttur © 2012 Sveinborg Hlíf Gunnarsdóttir
Öll réttindi áskilin

Jarðvísindadeild
Verkfræði- og náttúruvísindasvið
Háskóli Íslands
Askja, Sturlugötu 7
107 Reykjavík

Sími: 525 4600

Skráningarupplýsingar:
Sveinborg Hlíf Gunnarsdóttir, 2012, *Jarðfræði og ummyndun í nágrenni Reykjavells á Hellisheiði*, meistararitgerð, jarðvísindadeild, Háskóli Íslands, 217 bls.

Reykjavík, febrúar 2012

Útdráttur

Háhitaholurnar HE-10, HE-30 og HE-42 á Hellisheiði voru boraðar í þeim tilgangi að kanna betur háhitakerfi Hengilsins og afla orku. Fyrri hluti þessarar rannsóknar er fólgin í ítarlegri úrvinnslu á gögnum sem safnað var við boranirnar, og má þar m.a. nefna borsvarf og borholumælingar, en markmiðið er að varpa skýrari heildarmynd á jarðfræði svæðisins. Jarðlagamyndanir hafa verið kortlagðar niður á um 2900 m u.s. Móbergsmýndanir eru ríkjandi niður á 800 m u.s. en stöku hraunlagamyndanir finnast inn á milli þeirra. Ítarleg kortlagning á ummyndun og samanburður við berghita ber vott um að hiti í jarðhitakerfinu í Reykjafelli fari vaxandi. Við Gígahnúka, austan Reykjafells, hefur hins vegar átt sér stað kólnun og í HE-10, sunnan hnúkanna, er berghitaferill viðsnúinn og sýnir mun lægri hita en hámarks ummyndun á svæðinu gefur til kynna. Tiltölulega fáar vatnsæðar finnast á 700-1200 m u.s. og neðan 1600 m u.s. finnast engar stórar vatnsæðar. Innskotum fjölga eftir því sem neðar dregur í jarðlagastaflanum og á um 1800 m u.s. er hlutfall innskota á hverjum 100 m orðið um 60%. Seinni hluti rannsóknarinnar snýr að samsetningu og myndun súlfíða og málmoxíða. Örgreiningar og röntgen (XRD) greiningar voru framkvæmdar á sýnum úr holu HE-42 í Hellisskarði. Fe-Ti oxíð hafa orðið fyrir oxun og afblöndun við kólnun sem leiðir til myndunar ilmeníts og Ti-magnetíts. XRD greiningar styðja við niðurstöður örgreininga sem benda til Ti-maghemíts og hematíts en það ber vott um mikla oxun í staflanum. Ummyndun ilmeníts hefst á svipuðu dýpi og ummyndunarsteindirnar sphene og brookite finnast. Súlfíðin pýrít, pyrrhotít, kalkópýrít, bornít og digínít greindust í sýnunum. Algengt er að magnetít, pýrít, pyrrhotít og hematít finnast saman en það bendir til redox ójafnvægis.

Abstract

This research is twofold. Firstly, all data that was gathered during the drilling of HE-10, HE-30 and HE-42 in the Hellisheiði geothermal field SW of the Hengill central volcano has been studied in detail to gain better understanding of the subsurface geology and the nature of the geothermal system. Different rock formations and the alteration in the aforementioned system has been determined as well as the frequency of intrusives in the strata. Several parameters, including temperature logs, were used to locate aquifers in the wells. Results show that hyaloclastite formations dominate down to a depth of 800 m b.s.l. but below crystalline basalt, both lava and intrusives, are dominating. No large aquifers are found below 1600 m b.s.l. indicating it is not necessary to drill deeper for productive wells in the studied area. Comparison of alteration zones and formation temperatures shows a significant cooling of the system around well HE-10 since its maximum temperature during the last glacial. It also indicates that the geothermal system on the western side of the Hengill graben, around HE-30, is warmer now than ever. Very weak relation was found between the location of aquifers and distinct geological features such as dykes or boundaries between lithological units. The second part of the research is a study of sulfides and oxides from well cuttings derived from well HE-42. Analyses of their chemical composition and textural relations has been carried out. Igneous Fe-Ti oxides of different composition were detected as well as the alteration products of Ti-maghemite, hematite, sphene and brookite. Pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, bornite and digenite were also detected. The frequent co-existence of magnetite, pyrite, pyrrhotite and hematite indicates disequilibrium redox conditions.

Efnisyfirlit

Abstract	iv
Myndir	vii
Töflur	x
Þakkir	xiii
1 Inngangur	15
Hluti I.....	17
2 Jarðfræði og jarðsaga Hengilsvæðisins.....	17
2.1 Rannsóknarsvæðið.....	23
3 Gögn og aðferðir	27
3.1 Borsvarf.....	27
3.2 Mælingar og borgögn	30
3.3 Önnur gögn.....	31
4 Jarðlög og innskot.....	33
4.1 Hola HE-10.....	34
4.2 Hola HE-30.....	45
4.3 Hola HE-42.....	55
4.4 Innskot.....	67
4.5 Innskot í HE-10	68
4.6 Innskot í HE-30	70
4.7 Innskot í HE-42	72
4.8 Samantekt jarðlaga og innskota.....	75
5 Vatnsæðar.....	81
5.1 Vatnsæðar í HE-10	82
5.2 Vatnsæðar í HE-30	85
5.3 Vatnsæðar í HE-42	90
5.4 Samantekt vatnsæða	93
6 Ummyndun	97
6.1 Ummyndun frumsteinda.....	102
6.2 Dreifing ummyndunarsteinda og samanburður við berghita.....	115
6.3 Ummyndunarraðir	126
6.4 Berghiti og ummyndun í holunum þremur	130
7 Niðurstöður og umræður	133
Heimildir	137
Viðauki A.....	143
Viðauki B.....	149
Viðauki C.....	159
Hluti II.....	162
Occurrence, formation and composition of sulfides and oxides in Well 42, Hellisheidi Geothermal field, SW-Iceland.....	162

Abstract	162
Introduction	162
Outlines of geology and stratigraphy	164
Geothermal alteration zones and selection of samples.	166
Analytical techniques	167
The occurrence, composition and textural relations of sulfides and oxides.	167
Sulfides	168
Fe-Ti oxides	168
Discussion	169
Conclusions	172
References	173
Tables	175
Figures	183

Myndir

Mynd 1. Jarðfræðikort af Íslandi sem sýnir jarðlög og staðsetningu helstu rekkelta.....	18
Mynd 2. Loftmynd af Hellisheiði ásamt ummerkum um jarðhita og kortlögðum sprungum.	20
Mynd 3. Viðnám á Hengilssvæðinu frá 600-9700 m undir sjó.	22
Mynd 4. Staðsetning hola HE-10, HE-30 og HE-42 á Hellisheiði.....	24
Mynd 5. Skýringar við jarðlagasnið.	34
Mynd 6. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í HE-10 á 0-777 m mældu dýpi.	42
Mynd 7. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í HE-10 á 777-1500 m mældu dýpi.	43
Mynd 8. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í HE-10 á 1500-2210 m mældu dýpi.	44
Mynd 9. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í 1. og 2. áfanga í HE-30.....	52
Mynd 10. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 710-1500 m í 3. áfanga í HE-30.....	53
Mynd 11. Æðar, borhraði og jarðlagamælingar í 3. áfanga HE-30, frá 1500-2260 m mælt dýpi.	54
Mynd 12. Hópdílótt þóleíft á 548 m dýpi í holu HE-42.	57
Mynd 13. Grófkorna basalt á 780 m dýpi í holu HE-42.....	59
Mynd 14. Þunnsneið frá 1478 m dýpi í HE-42.	61
Mynd 15. Gler úr gangi með hástigs snertiummyndunarásýnd.	62
Mynd 16. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 0-920 m í 1. og 2. áfanga í HE-42.....	64
Mynd 17. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 920-2000 m í 3. áfanga í HE-42.....	65
Mynd 18. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 2000-3322 m í 3. áfanga í HE-42.....	66
Mynd 19. Innskotaþéttleiki í HE-10.	70
Mynd 20. Innskotaþéttleiki í HE-30.	72

Mynd 21. Innskotaberg í HE-42.....	73
Mynd 22. Innskotaþéttleiki í HE-42.....	74
Mynd 23. Staðsetning þversniðs á Hellisheiði.....	76
Mynd 24. Þversnið yfir Hellisheiði með stefnu VNV – ASA.....	77
Mynd 25. Yfirlit yfir innskotatíðni í HE-10, HE-30 og HE-42.....	80
Mynd 26. Fjöldi æða á hverja 100 m í holu HE-10 og stærð þeirra.....	84
Mynd 27. Fjöldi æða á hverju 100 m dýpi í holu HE-10 og tengsl þeirra við jarðlög.....	85
Mynd 28. Fjöldi æða á hverju 100 m dýpi í holu HE-30 og stærð þeirra.....	88
Mynd 29. Fjöldi æða á hverju 100 m dýpi í holu HE-30 og tengsl þeirra við jarðlög.....	89
Mynd 30. Fjöldi æða á hverju 100 m dýptarbili í holu HE-42 og stærð þeirra.....	92
Mynd 31. Æðar á hverju 100 m dýptarbili í holu HE-42 og tengsl þeirra við jarðlög.....	93
Mynd 32. Fjöldi æða á hverju 100 m dýptarbili í HE-10, HE-30 og HE-42 og stærð þeirra.....	95
Mynd 33. Fjöldi æða á hverju 100 m dýptarbili í holum HE-10, HE-30 og HE-42 og tenging þeirra við jarðlög.....	96
Mynd 34. Ummyndunarbelti og tengsl þeirra við bergumyndun og hitastig á íslenskum háhitasvæðum (Hjalti Franzson o.fl.,1998).....	101
Mynd 35. Ágengt kalsít að éta upp plagióklas í HE-10 á 980 m dýpi.....	106
Mynd 36. Pýroxen að ummyndast í amfíóból á 1098 m í HE-10.....	107
Mynd 37. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-10, frá yfirborði niður á 1100 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum. ..	109
Mynd 38. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-10, frá 1100-2200 m ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.....	110
Mynd 39. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-30 ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.....	111
Mynd 40. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-42, frá 0-1000 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.....	112
Mynd 41. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-42, frá 1000-2000 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.....	113
Mynd 42. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-42, frá 2000-3322 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.....	114
Mynd 43. Berghitaferlar frá ÍSOR og OR ásamt áætluðum ummyndunarhita.....	117
Mynd 44. Berghitaferlar frá ÍSOR og OR ásamt áætluðum ummyndunarhita.....	120

Mynd 45. Berghiti og ummyndunarhitaferill í HE-42.....	124
Mynd 46. Túlkaður berghiti í holum HE-10, HE-30 og HE-42.	131
Mynd 47. Ummyndunarbelti í HE-10, HE-30 og HE-42.	132
Mynd 48. Ummyndunarbelti, berghiti og æðar í HE-10, HE-30 og HE-42.....	132
Mynd 49. Gangur borverks í HE-10 (Ásgrímur Guðmundsson, 2004).....	144
Mynd 50. Gangur borverks í holu HE-30 (Björn S. Harðarson, 2007).	146
Mynd 51. Gangur borverks í HE-42 (Sveinborg H. Gunnarsdóttir, 2010).....	148
Mynd 52. Hitamælingar í HE-10, úr forborun, 1. og 2. áfanga.	150
Mynd 53. Hitamælingar í HE-10, 3.áfanga og eftirlitsmælingar.	151
Mynd 54. Hitamælingar í 1. og 2 áfanga HE-30.	153
Mynd 55. Hitamælingar í 3. áfanga HE-30.	154
Mynd 56. Allar hitamælingar í HE-30.....	155
Mynd 57. Mælingar gerðar við borun fyrstu tveggja áfanga holu HE-42.....	157
Mynd 58. Mælingar gerðar í holu HE-42 við borun 3. áfanga, að honum loknum og svo eftirlitsmælingar.	158

Töflur

Tafla 1. Yfirlit yfir fjölda þunnsneiða og XRD sýna úr hverri holu.	28
Tafla 2. Yfirlit yfir gamma toppa á 1431-1588 m í HE-10.	69
Tafla 3. Yfirlit yfir gammatoppa á 1834-1922 m.	69
Tafla 4. Innskot í HE-30.	71
Tafla 5. Yfirlit yfir innskot í holu HE-42.	73
Tafla 6. Dýpi á leiðarlögum í Reykjafellsholunum.	79
Tafla 7. Dýpi á apatít í holum HE-10, HE-30 og HE-42.	79
Tafla 8. Vatnsæðar í 1. og 2. áfanga HE-10.	82
Tafla 9. Vatnsæðar í 3. áfanga HE-10.	83
Tafla 10. Framhald af töflu 9	84
Tafla 11. Vatnsæðar í 3. áfanga í HE-30.	86
Tafla 12. Vatnsæðar í 3. áfanga í HE-30.	87
Tafla 13. Vatnsæðar í 2. áfanga í HE-42.	90
Tafla 14. Æðar í 3. áfanga HE-42, stærð þeirra og athugasemdir.	91
Tafla 15. Hitaháðar ummyndunarsteindir.	99
Tafla 16. Dýpi þar sem helstu ummyndunarsteindir í HE-10 koma fram.	116
Tafla 17. Ummyndunarbelti í HE-10.	118
Tafla 18. Ummyndunarsteindir í HE-30.	119
Tafla 19. Ummyndunarbelti í HE-30.	121
Tafla 20. Ummyndunarsteindir í HE-42.	122
Tafla 21. Ummyndunarbelti í HE-42.	125
Tafla 22. Ummyndunarraðir í HE-10.	127
Tafla 23. Ummyndunarraðir HE-30.	128
Tafla 24. Ummyndunarraðir HE-42.	129
Tafla 25. Staðsetningar á holum HE-10, HE-30 og HE-42.	143

Tafla 26. Dýpi áfanga og fóðringa í HE-10.....	143
Tafla 27. Bordýpi, fóðringadýpi og krónustærðir í holu HE-30 á Hellsheiði.	145
Tafla 28. Bordýpi, fóðringadýpi og krónustærðir í holu HE-42 á Hellsheiði.	147
Tafla 29. Hitamælingar úr forborun, 1. og 2. áfanga HE-10.	149
Tafla 30. Hitamælingar í 3. áfanga HE-10.	149
Tafla 31. Skoltap mælt við borun HE-10.	152
Tafla 32. Listi yfir hitamælingar í HE-30.....	152
Tafla 33. Yfirlit yfir hitamælingar í HE-42.	156
Tafla 34. Samanburður á XRD greiningum og þunnsneiðagreiningum á leir í HE-10.	159
Tafla 35. Leirgreiningar í HE-30.....	160
Tafla 36. Leirgreiningar með XRD og þunnsneiðagreiningu í holu HE-42.....	160

Þakkir

Að fyrstu vil ég þakka leiðsögn, hvatningu og ráðleggingar Björns S. Harðarsonar sem hafa reynst ómetanlegar í þessari vinnu. Hjalti Franzson hefur jafnframt stutt dyggilega við bakið á mér. Í þessari vinnu hefur verið sérlega gott að eiga spekingaspjall við Níels Óskarsson sem hefur leitt mig um víðan völl en ávallt skilað mér fróðari til baka.

Þakkir fá ÍSOR, Orkuveita Reykjavíkur og GEORG-rannsóknarklasi í jarðhita fyrir styrkja verkefnið.

Ég þakka ennfremur fyrir að hafa ekki verið ein í þessu ferðalagi heldur notið stuðnings vinnu- og skólafélaganna Helgu M. Helgadóttur, Söndru Snæbjörnsdóttur og Steinþórs Níelssonar. Takk.

1 Inngangur

Jarðhitarannsóknir á Hengilssvæðinu teygja sig aftur á fjórða áratug síðustu aldar. Þá fór fram viðamikil kortlagning á jarðhita, vatn úr hverum var efnagreint, framkvæmdar voru þyngdarmælingar og nokkrar grunnar rannsóknarholur voru boraðar (Gunnar Böðvarson, 1951; Trausti Einarsson o.fl., 1951). Að loknum þessum rannsóknum var það álit manna að það myndi ekki svara kostnaði að reisa raforkuver né byggja hitaveitu á Hengilssvæðinu.

Á næstu áratugum fóru fram ýmsar jarðfræðirannsóknir á Hengilssvæðinu og var til dæmis jarðfræði Hengilssvæðisins kortlögð í heild sinni (Kristján Sæmundsson, 1967). Þá var gerður fjöldi jarðeðlisfræðilegra mælinga sem meðal annars hefur verið reynt að samtúlka til að fá heildarmynd á svæðinu (Gylfi P. Hersir o.fl., 1990; Knútur Árnason o.fl., 2010).

Rannsóknir vegna mögulegrar orkuvinnslu á Nesjavöllum hófust fyrir alvöru árið 1965 þegar fyrsta grunna rannsóknarborholan var boruð. Rannsóknum var haldið áfram og árið 1990 hóf Orkuveita Reykjavíkur framleiðslu á 100 MW af heitu vatni. Jarðhitavirkjunin var byggð upp í litlum skrefum en síðasta vélin var gangsett árið 2001 og eru nú framleidd 90 MW af rafmagni og 200 MW af heitu vatni á Nesjavöllum (Ingólfur Hrólfsen og Sigurgeir B. Geirsson, 2008).

Næsta veigamikla skrefið í rannsóknum á jarðhita sunnan Hengils var tekið árið 1985 þegar fyrsta djúpa rannsóknarborholan var boruð vestan Kolviðarhóls (Benedikt Steingrímsson o.fl., 1993). Nokkur tími leið þar til næsta rannsóknarhola var boruð árið 1994 en boranir hófust fyrir alvöru árið 2001. Árin 2001 og 2002 voru fimm holur boraðar og á grunni vitneskju sem fékkst við þær boranir ákvað Orkuveita Reykjavíkur að stefna að virkjun jarðhita á Hellisheiði. Síðan hafa verið boraðar alls 57 háhitaholur og 17 holur ætlaðar til niðurdælingar. Hellisheiðarvirkjun var gangsett árið 2006 en í þremur skrefum hefur rafmagnsframleiðsla verið aukið úr 90 MW í 213 MW. Árið 2010 hófst að auki hitavatsframleiðsla og eru framleidd 100 MW af heitu vatni.

Nú er svo komið að búið er bora vítt og breitt um Hellisheiði, Hverahlíð, Gráuhnúka og Bitru. Til að hámarka þá fjárfestingu sem er falin í háhitaborunum er nauðsynleg að stíga varlega til jarðar og gera allar þær rannsóknir á svæðinu sem mögulega geta hjálpað til við að finna bestu virkjunarkosti á svæðinu.

Þessi rannsókn er hluti af þeirri vinnu og er ætlað að varpa betra ljósi á eðli jarðhitans og jarðfræði svæðisins í nágrenni Reykjafells.

Ritgerðinni er skipt í tvo hluta:

Í fyrri hlutanum (Hluti I) er gerð grein fyrir rannsókn á þremur borholum á Hellisheiði en hún er partur af mastersverkefni við Háskóla Íslands sem unnið er með stuðningi frá Orkuveitu Reykjavíkur og ÍSOR.

Holurnar þrjár sem rannsakaðar voru eru hola HE-42 á X teig í Hellisskarði, HE-10 á teig 10 við syðri enda Gígahnúks og HE-30 á teig 4 austan Reykjafells. Við rannsóknina var notast við gögn sem safnað hefur verið við boranir á holunum en þar má helst nefna

svarfgreiningar, niðurstöður borholumælinga og borgögnum frá jarðborum sem safnað var sjálfvirkt samfara borverki. Þunnsneiðar voru útbúnar af svarfsýnum en einnig voru gerðar XRD greiningar á leir úr svarfinu. Þá hefur verið notast við sambærileg gögn úr nærliggjandi holum. Við túlkanir gagnanna voru niðurstöður annarra rannsókna á svæðinu hafðar til hliðsjónar, svo sem yfirborðsjarðfræði, jarðeðlisfræðilegar mælingar og skjálftamælingar.

Seinni hluti ritgerðarinnar (Hluti II) er settur upp sem uppkast að vísindagrein sem send verður í viðurkennt tímarit á sviði jarðvísinda og er hann ritaður á ensku. Í greininni er sagt frá rannsókn sem gerð var á súlfíðum og oxíðum í holu HE-42. Þessi hluti verkefnisins var styrktur af GEORG – alþjóðlegum rannsóknarklasa í jarðhita. Notast var við örgreini með rafeindasmásjá og XRD tæki í Háskóla Íslands til þess að kanna efnasamsetningu þeirra og myndunarumhverfi.

Markmið rannsóknarinnar er að öðlast dýpri þekkingu á jarðlagaskipan og ummyndun á Helligheiðinni svo og jarðhitakerfinu, eðli þess og sögu.

Hluti I

2 Jarðfræði og jarðsaga Hengilsvæðisins

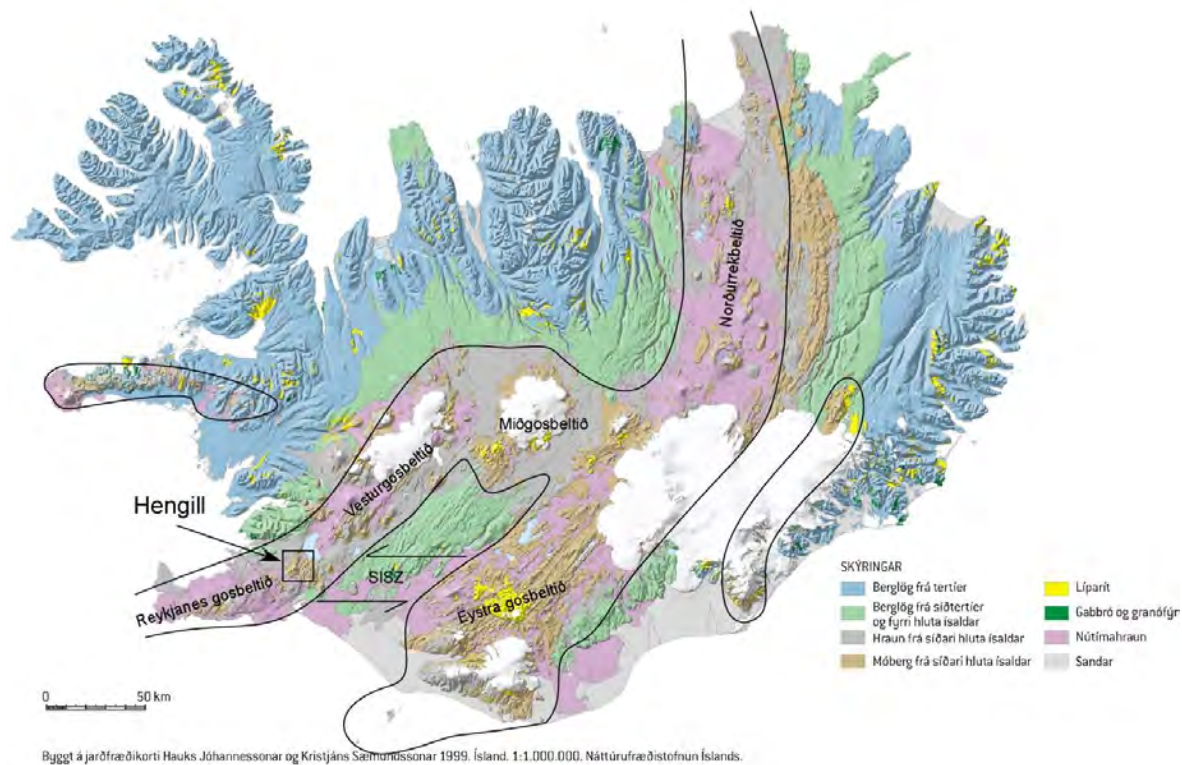
Hengilssvæðið hefur þá sérstöðu að liggja á mótum þriggja ólíkra gos- og jarðhníksbeltanna (mynd 1). Vestan Hengilsins liggur Reykjanes gosbeltið, sem er skástígt rekkbelti, til norðurs er Vesturgosbeltið, sem er hreinræktað gliðnunarbelti en til austurs er Suðurlands þverbrotabeltið (SISZ). Öll hafa þessi beltí sína sérstöðu hvað varðar eðli og uppruna, og öll mætast þau í einum punkti á suðvesturlandi, nefnilega á Hengilssvæðinu. Hengilskerfið er því staðsett á svokölluðum þrípunktum en á slíkum svæðum getur jarðfræði, ekki síst jarðhník, lekt jarðlaga og jarðefnafræði, oft á tíðum verið flókin.

Hengill er megineldstöð sem er staðsett á fyrrnefndum þrípunktum. Sprungusveimur og sigdæld eldstöðvarinnar liggja frá Selvogi í suðvestri til norðausturs í átt að Langjökli. Staðsetning þrípunktarinnar hefur greinilega haft áhrif á framleiðslu gosefna sem hefur verið mikil í Henglinum og þar af leiðandi hlaðist upp fjalllendi. Litlu norðar má vel sjá sigið í sigdalnum á Þingvöllum sem til hefur orðið vegna kvikuþurrðar og reks sem hefur verið áætlað um 70 m síðustu 9000 árin (Kristján Sæmundsson, 1992).

Breidd sprungusveimsins um Hengil er um 5 km en um 10 km um Þingvallavatn og sprungusveimurinn er 50-60 km að lengd (Kristján Sæmundsson, 1992).

Merki um sigdalinn eru augljós á Þingvöllum og á kortum má rekja sprungustefnur suður yfir Hengil (Kristján Sæmundsson, 1995). Í Hengli hafa móbergsmýndanir að mestu fyllt upp í sigdalinn og eru merki um hann því ekki eins greinileg. Sunnan Hengils sýna misgengi í vesturjaðri sigdalsins færslu upp á 300 m en misgengin á austurjaðrinum eru ekki jafn greinileg. Austanmegin á lóðrétt færslu sér stað á breiðara svæði og misgengin því fleiri og minni (Kristján Sæmundsson, 1992; Hjalti Franzson, 2005).

Þróað berg er að finna á nokkrum stöðum í Henglinum, sem og háhitakerfi, en slíkt einkenni megineldstöðvar. Hefðbundin skilgreining á megineldstöðvum gerir einnig ráð fyrir því að undir þeim sé að finna kvikuhólf en ítarlegar jarðeðlisfræðilegar mælingar benda til að grunnstætt kvikuhólf sé ekki að finna undir Henglinum (Knútur Árnason, 2011).



Mynd 1. Jarðfræðikort af Íslandi sem sýnir jarðlög og staðsetningu helstu rekbelta. Hengill er staðsettur á þrípunkti þar sem Reykjanes gosbeltið, Vesturgosbeltið og Suðurlands brotabeltið (SISZ) mætast. Kortið er byggt á jarðfræðikorti af Íslandi í skalanum 1: 1 000 000 (Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson, 1999).

Jarðfræði, ummyndun og höggun jarðlagastaflans á Hengilsvæðinu hefur verið kortlögð ítarlega og hafa meðal annars gögn sem aflað hefur verið vegna jarðhitaborana nýst vel við þær rannsóknir (t.d. Hjalti Franzson, 1993, 1994, 1998, 2005, 2010; Björn S. Harðarson o.fl., 2009; Larson o.fl., 2002).

Móbergsfjöll og -hryggir eru einkar áberandi á yfirborði, sem og í jarðlagastaflanum en hraunlög sjást einnig víða í jarðlagastaflanum (Kristján Sæmundsson, 1967, 1995; Magnús T. Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir, 2004). Stefna móbergshryggjanna er jafnan um N30°. Á jökulskeiðum hefur móberg hlaðist upp en á hlýskeiðum hafa hraun runnið niður á láglendi og fyllt upp í dældir og dali.

Bergið í Hengilskerfinu fellur undir þóleiítberggröðina sem einkennir rekbeltin (Kristján Sæmundsson, 1995; Vigdís Harðardóttir, 1983; Sveinn Jakobsson o.fl., 1978, 2008). Þóleiít berggröðin einkennist af bergi sem hefur hátt hlutfall Fe og Ti en fremur lágt hlutfall Al og Ca (Sveinn Jakobsson o.fl., 2008). Þrjár gerðir basískra bergtegunda tilheyra þóleiísku berggröðinni, pikrít, ólivín þóleiít og þóleiít og finnast þær allar innan Hengilseldstöðvarinnar. Ólivín þóleiít er algengust en frumsteindir þess eru ólivín, plagióklas, klínópýroxen, magnetít og ilmenít. Ólivín, plagióklas og klínópýroxen finnast stundum sem dílar en einnig kemur fyrir að króm-spínél sjáist sem innlyksa í ólivín dílum (Sveinn Jakobsson, 1983 a, 1983 b).

Samsetning bergsins í Henglinum er allt frá frumstæðu pikríti, t.d. í Mælifelli, yfir í þróað rhyólít vestan megin í Henglinum með þeirri undantekningu að dasít hefur ekki fundist

(Hansteen, 1991; Kristján Sæmundsson, 1995; Steinþór Nielsson, 2011). Berg með þóleið eða ólivín þóleið samsetningu er langalgengast (Vigdís Harðardóttir, 1983).

Innan sprungusveimsins hafa fundist merki um gosvirkni frá nútíma á fjórum stöðum (Kristján Sæmundsson, 1995). Elsta gossprungan er sunnan Hengils, en þar er Gígahnúkur nyrsti gígurinn á um 5 km langri gossprungu sem Hellisheiðarhraun A rann úr. Lífrænar leifar neðan þessa hraun hafa verið aldursgreindar og reyndust um 10 000 ára. Næstelstu menjar um gosvirkni á nútíma eru um 8000 ára gamlar. Sprunguhálshraun í Uppgrafningi rann úr um 5 km langri sprungu en erfitt hefur reynst að staðfesta framhald þessarar gossprungu sunnan Hengils þó að gossprungu sem fundist hefur austanmegin í Reykjafelli komi sterklega til greina. Þriðja í röðinni eru samtímamyndanirnar Hagavíkurhraun og Hellisheiðarhraun b/c (Kristján Sæmundsson, 1996). Raunaldur þessara myndana er um 5700 ár en gossprungan virðist vera um 15 km að lengd þó að hún slitni á 5 km kafla um Hengil (Kristján Sæmundsson, 1995).

Yngstu hraunin, Nesjahraun og Hellisheiðarhraun d, eru talin hafa myndast í sömu eldum fyrir um 2000 árum (Jón Jónsson, 1979). Gossprungan er í heild sinni 30 km löng en merki um hana um miðjan Hengil eru lítil. Sandey í Þingvallavatni myndaðist í þessum sömu eldsumbrotum (Kristján Sæmundsson, í útgáfu). Sögulegar heimildir geta þess að mikill skjálfti hafið orðið árið 1789 og olli hann miklu landsigi í norðanverðum Henglinum (Kristján Sæmundsson, 1992).

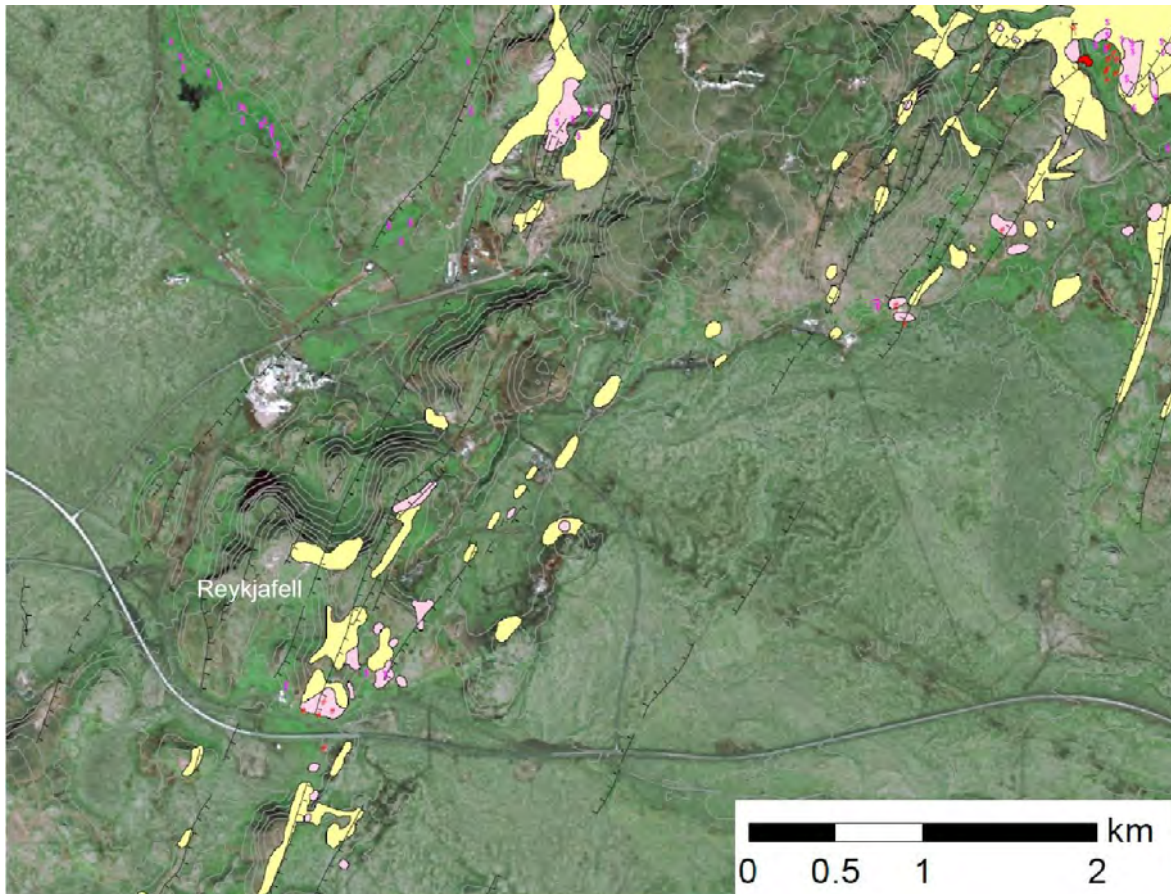
Ekki hefur tekist að staðfesta aldur megineldstöðvarinnar í Henglinum. Hugmyndir um aldur Hengils eru byggðar á kortlagningu jarðlagastaflans með gögnum sem aflað hefur verið við boranir. Móbergsmýndanir með hraunlagaeiningum einkenna efri hluta jarðlagastaflans en þykkur hraunlagastafla þar fyrir neðan ætti að vera frá því fyrir tíma Hengilsins. Hraunlögin sem finna má milli móbergsmýndana eru til marks um hlýskeyð sem hafa staðið yfir meðan á myndun Hengils stóð. Með því að telja þessi hraunlög má áætla lágmarksaldur Hengilsins. Vísbendingar úr jarðlagastaflanum á Nesjavöllum benda til lágmarksaldurs upp á um 300 000 ár en nýjustu gögn af Hellisheiði benda til hærri lágmarksaldurs eða um 400 000 ára (Hjalti Franzson o.fl., 2005, 2010).

Auk Hengilsins eru tvær aðrar megineldstöðvar í nálægð þrípunktisins. Megineldstöðin í Grendal rétt norðan við Hveragerði varð virk á Bruhnes, fyrir um 0,7 milljónum ára (Kristján Sæmundsson og Stefán Arnórsson, 1971). Upphleðsla í eldstöðinni er að mestu með NA-SV stefnu. Talið er að virknin í megineldstöðinni hafi varað í um 400 000 ár (Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 1992). Eldstöðin er víða mikið rofin og má sjá merki um mikla ummyndun og gangavirkni. Samfelld ummyndunin sem sést á yfirborði er frá þeim tíma sem eldstöðin og jarðhitakerfi henni tengd voru virk. Jarðhiti sem sjá má víða um Hveragerði í dag tengist líklega nýlegri innskota og brotavirkni tengdri Hrómundartindskerfinu (Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 1992).

Eldvirknin færðist til vesturs frá Grendal og er talið að fyrir 115 000 árum hafi farið að byggjast upp megineldstöð í Hrómundartindi. Þar er að finna öflugt jarðhitakerfi og þróað berg og svæðið því skilgreint sem megineldstöð (Knútur Árnason o.fl., 1986; Kristján Sæmundsson, 1992). Á árunum 1994-1998 var mikil skjálftavirkni með upptök sín á svæðinu í kringum Hrómundartind og einnig var töluvert landris á svæðinu. Þessir atburðir voru túlkaðir sem afleiðingar innskotahrinu undir Hrómundartindi sem gefur til kynna að kerfið sé enn virkt (Clifton o.fl., 2002).

Áberandi strúktúr með VNV læga stefnu tengir Grensdal, Ölkelduháls og Hengil og einkennist hann af hæðum, hverum og gossprungum. Hann er til marks um færslu eldvirkinnar frá Grendal yfir á Hengilsvæðið (Foulger og Toomey, 1989).

Háhitasvæði nær yfir Henglafjöll og allt suður í Hverahlíð og má víða sjá hveravirkni eða gömul ummerki um hveravirkni á yfirborði (mynd 2). Ýmsar jarðfræði- og jarðeðlisfræðilegar rannsóknir hafa verið gerðar á svæðinu meðal annars í því augnamiði að afla frekari upplýsinga um jarðhitann, útbreiðslu hans og eðli.



Mynd 2. Loftmynd af Hellisheiði ásamt ummerkjum um jarðhita og kortlögðum sprungum. Gular og bleikar skellur sýna útbreiðslu jarðhita á yfirborði. Rauðir punktar sýna staðsetningu hvera. Myndin er byggð á upplýsingum úr kortagrunni ISOR.

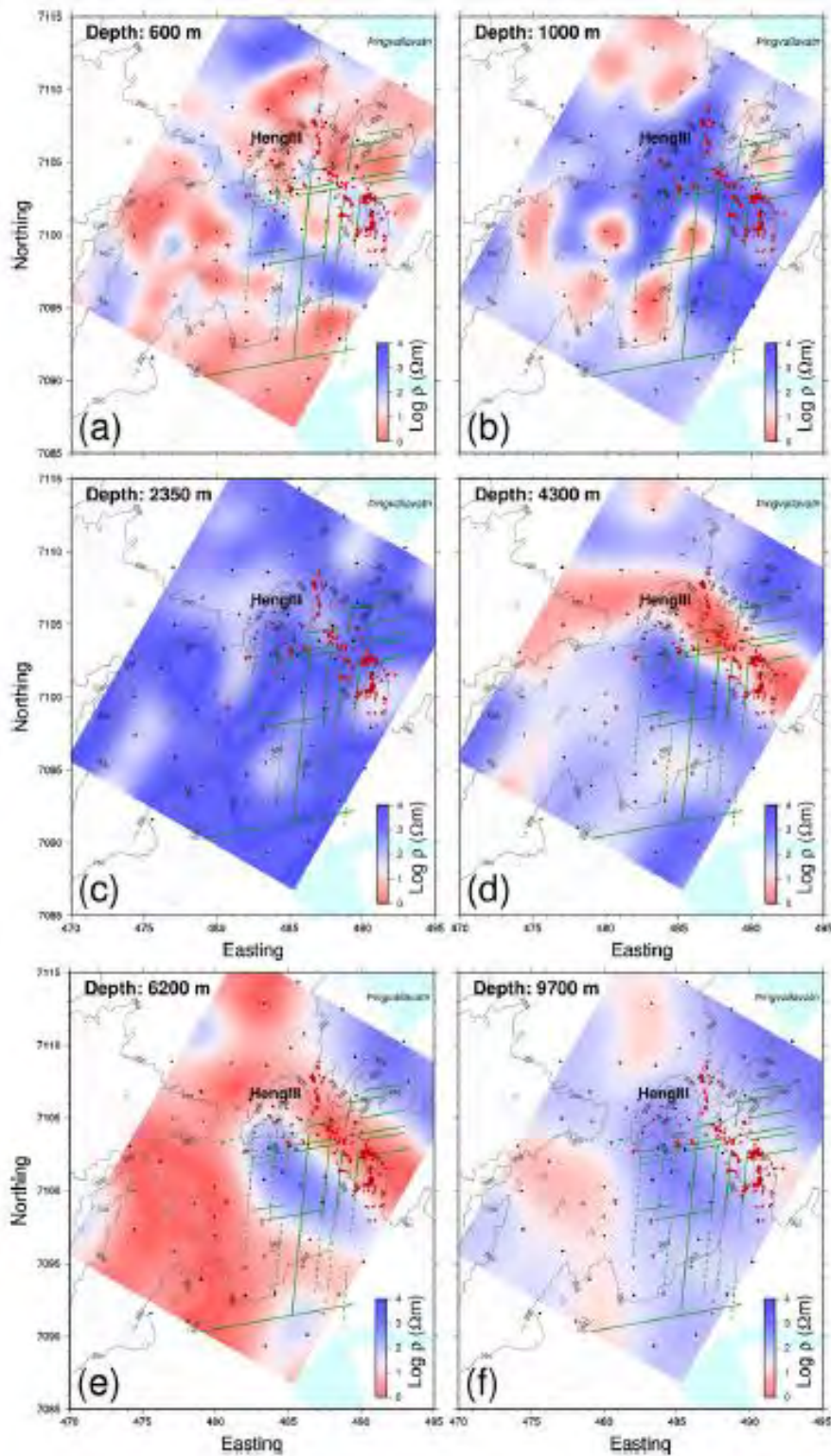
Gögn sem notuð hafa verið við rannsóknir á jarðhitasvæðunum eru meðal annars tilkomin vegna borana í tenglum við virkjanir á Nesjavöllum og Hellisheiði. Niðurstöður rannsókna Hjalti Franzsonar (2005, 2010) hafa sýnt að hámarksummyndun í jarðhitakerfinu er frá því á síðasta jökulskeiði en síðan þá hefur kerfið almennt kólnað. Lekt og varmauppstreymi hafa verið tengd gossprungum á Nesjavöllum frá nútíma sem hafa stuðlað að endurnýjuðu varmauppstreymi (Hjalti Franzson, 2010). Á Nesjavöllum hafa þyngdarmælingar sýnt að undir fyrrnefndum gossprungunum er að finna innskot sem gegna væntanlega mikilvægu hlutverki sem varmagjafi (Knútur Árnason, 1986).

Hugmyndir manna um uppruna jarðhita, eðli varmanáms og þýðingu lektar í jarðhitakerfum, meðal annars á Hengilssvæðinu hafa verið breytilegar í gegnum áratuginu og eru í stöðugri þróun (t.d. Trausti Einarsson, 1950; Gunnar Böðvarsson, 1951, 1961,

1990; Foulger o.fl. 1988, Gylfi P. Hersir o.fl., 1990; Stefán Arnórsson, 1995, Gunnar Gunnarsson o.fl., 2010). Fátt er vitað með vissu en þýðing lektar virðist vera mikil bæði við hitnun og kólnun í jarðhitakerfum.

Viðnámsmælingar hafa verið framkvæmdar vítt og breitt um Hengilssvæðið og hafa niðurstöður þeirra gagnast vel við kortlagningu ummyndunar í jarðlagastaflanum (Knútur Árnason o.fl., 1986; Knútur Árnason og Ingvar Þór Magnússon, 2001). Niðurstöður þeirra hafa meðal annars bent til þess að innskot séu mikilvægur varmagjafi jarðhitakerfa.

Nýleg rannsókn á viðnámsgögnum fól í sér þrívíðar túlkanir á MT mælingum og samtúlkunir á MT og TEM gögnum (Knútur Árnason o.fl., 2010). Niðurstöður sýna hið vel þekkta grunna lágviðnámslag sem endurspeglar ummyndun við tiltölulega lágan hita eða um 100-230°C (mynd 3 a). Þar fyrir neðan er háviðnámslag sem er merki um háhitaummyndun en toppur þessa lags er víða á 300-500 m u.s. (mynd 3 c). Annað og dýpra lágviðnámslag er að finna á um það bil 3-10 km dýpi og er útbreiðsla þess mikil á Hengilsvæðinu (mynd 3, d og e). Útbreiðsla þess kemur einnig fram sem jákvætt frávik í niðurstöðum Bouguer þyngdarmælinga (Knútur Árnason o.fl., 2010). Þó að uppruni þessa djúpa lágviðnámslags sé ekki með öllu ljós þá er tenging þess við jarðhita nokkuð skýr og er mögulegt að það tengist varmagjöfum jarðhitakerfa.



Mynd 3. Viðnám á Hengillssvæðinu frá 600-9700 m undir sjó. Blátt táknar hátt viðnám og rautt lágt viðnám. Á mynd (d) og (e) má sjá útbreiðsla hins djúpa lágviðnámslagsins sem tengt hefur verið við jarðhita. Blá tunga á mynd (e) er merki um hátt viðnám en þar á yfirborði eru lítil merki um jarðhita. Grænar línur eru sprungustefnur samkvæmt túlkunum á skálftamælingum (Knútur Árnason o.fl., 2010).

Niðurstöður tomography rannsókna hafa sýnt fram á um 5 km³ lághraðamyndun norðanmegin undir Henglinum. Myndunin var túlkuð sem pokar af hlutbráðnu bergi og talin vera hitagjafi jarðhitakerfisins (Foulger og Toomey, 1989).

Staðsetning Hengilsins á þrípunktum gerir það að verkum að tektóník á svæðinu er mjög flókin og hefur rek á Reykjaneshryggnum og jarðhnik á Suðurlandsskjálftabeltinu þar helst áhrif. Rek á Langjökulsgosbeltinu er lítið og virknin virðist vera hægt og sígandi að færast yfir á eystra gosbeltið (Lafemina, 2005).

Nokkrar sprungustefnur eru ráðandi á Hengilssvæðinu. Í Henglinum er stefnan N30° algengust en þar gæti áhrifa rekhyggjarins. Þetta er meðal annars helsta stefna gosmyndana á Hengilssvæðinu (Kristján Sæmundsson, 1995; Kristján Ágústsson, 1998; Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 2004)). Sprungur með N-S og A-V lægar stefnur sjást einnig en þær myndast líklega vegna áhrifa frá Suðurlandsskjálftabeltinu. Þessara áhrifa gæti mest sunnan og austan til á Hengilssvæðinu (Clifton o.fl., 2002).

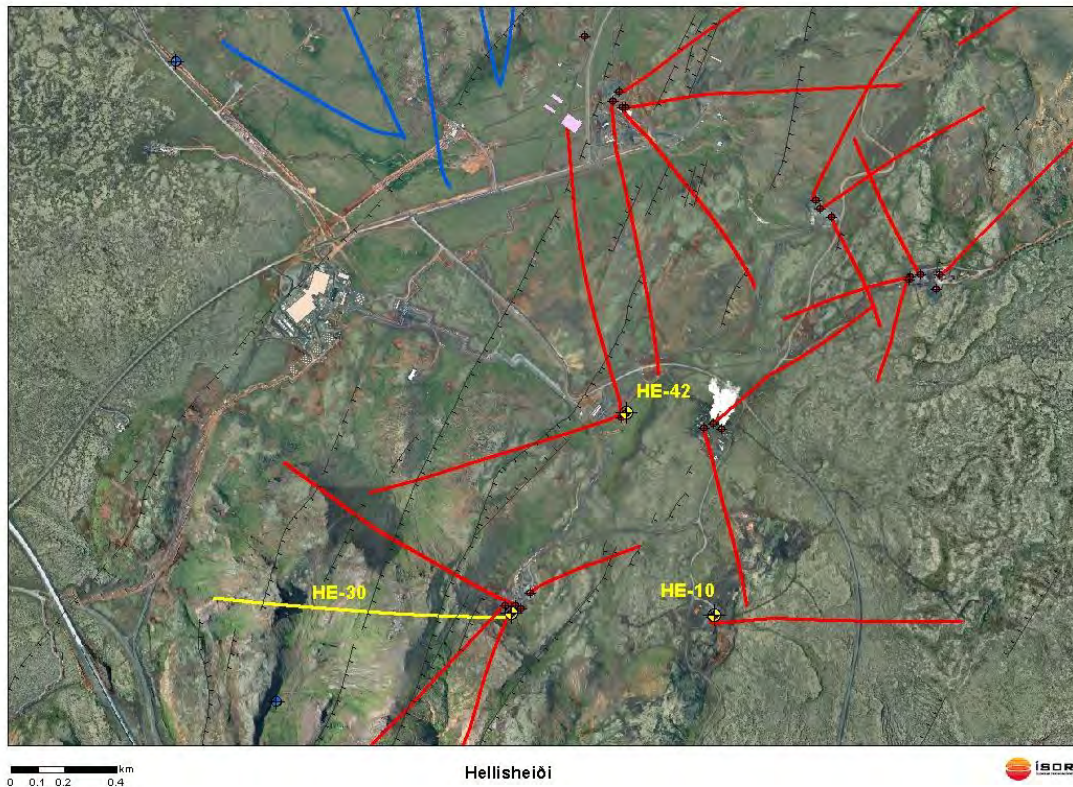
Smáskjálftar á Hengilssvæðinu eru taldir vera til marks um kælingu innskota sem eru hitagjafi háhitasvæðanna. Smáskjálftarnir bera vott um gliðnun á sprungum en ekki misgengishreyfingar sem einnig eru algengar. Svo virðist sem heitt berg kólni, dragist saman og spryngi. Í kjölfarið fyllist sprungan af jarðhitavökva og víkkar. Þetta gerist það hratt að jarðskjálfbylgjur verða til sem koma fram sem smáskjálftar (Foulger, 1988).

Ýmsar rannsóknir hafa farið fram á efnainnhaldi vatns og gufu á jarðhitasvæðum Hengilsins. Vökvinn í jarðhitakerfinu á Hellisheiði inniheldur að jafnaði uppleyst efni á bilinu 1000-1500 ppm og Cl- undir 200 ppm sem staðfestir að hér er um ferskvatnskerfi að ræða. Uppruni hans er talinn vera staðbundinn meðan að vökvinn í jarðhitakerfinu á Nesjavöllum er upprunninn af hálendinu í nágrenni Langjökuls (t.d. Mutonga, 2007). Grétar Ívarsson (1998) kannaði meðal annars efnainnihald gufu í hverum með það fyrir augum að fá upplýsingar um hitastig í jarðhitakerfunum. Þá hefur jafnvægisástand vatns, gufu og steinda verið reiknað út frá efnainnihaldi sýna sem tekin voru úr háhitaholum á Hellisheiði. Niðurstöður þeirrar rannsóknar sýndu að styrkur H₂S og H₂ í djúpvatni stjórna af jafnvægi við steindafylkið pýrít-pýrrhotít-prehnít-epídót (Scott, 2011).

2.1 Rannsóknarsvæðið.

Yfirborðsjarðhiti er mikill í Reykjafelli og hafa holur sem boraðar hafa verið undir það reynst öflugar eins og holurnar í Hellisskarði. Litlu austar hefur fjöldi holna verið boraður í gossprungu sem gaus fyrir 2000 árum. Í holunum tengdum gossprungunni hefur hiti oft náð hámarki um það bil um miðja holu en síðan kólnað til botns. Hitaferilinn hefur með öðrum orðum verið „viðsnúinn“. Þessi gífurlegi munur á eðli jarðhitakerfisins hefur ekki verið almennilega skýrður og því þótti áhugavert að skoða holur á þessu svæði betur. Holurnar sem valdar voru í þessa rannsókn eru þrjár, HE-10, HE-30 og HE-42 en þær eru staðsettar hver á sínum borteig norðaustan og austan við Reykjafell á Hellisheiði (tafla 25). Fjarlægð milli teiga er innan við 1 km (mynd 4).

Hér að neðan verður borun holnanna lýst í stuttu máli og sagt frá staðsetningu þeirra og afstöðu þeirra til annarra holna. Ítarlegri upplýsingar um verkfræðilegar hönnunarforsendur og framgang borverks er hægt að finna í viðauka A.



Mynd 4. Staðsetning hola HE-10, HE-30 og HE-42 á Hellsheiði. Rauðir holuferlar eru háhitaholur í nágrenninu en bláir holuferlar eru niðurdælingarholur. Kortlögð misgengi eru sýnd með svörtum línun.

Hola HE-10 er staðsett á teig 10 við syðri enda Gígahnúks (mynd 4). Holan er bein og var borað niður á 2200 m. Á sama teig er hola HE-35. Holan er staðsett vestast í 2000 ára gamalli gossprungu og þótti vert að kanna jarðhitakerfið þar undir. Þar sem talið var að holan myndi ítrekað skera innskot (jafnvel sama innskotið) var einnig gert ráð fyrir góðri lekt. Á Nesjavöllum hefur góð lekt og varmi verið tengd við sömu gossprungu (Hjalti Franzson, 1998).

Jarðborinn Saga forboraði en Jötunn boraði 1. , 2. og 3. áfanga holunnar niður á 2200 m og tók það 41 dag (tafla 26, mynd 49). Jarðlagamælingar í holunni tókust að mestu leyti vel. Viðnámsmælingar heppnuðust þó ekki sem best í 2. áfanga en það er líklega vegna þess að samband við jörð hefur ekki verið nægilega gott. Svarfheimtur voru fullkomnar niður alla holuna (Bjarni Gautason o.fl., 2004; Ásgrímur Guðmundsson o.fl., 2004 a; Ásgrímur Guðmundsson o.fl., 2004 b).

Hola HE-30 er staðsett austan Reykjafells á teig 4 þar sem einnig eru holur HE-4, HE-15, HE-19 og HE-47. Ástæður staðsetningar holunnar eru þær að frekar grunnt er á jarðhitakerfið á þessu svæði eins og jarðhiti á yfirborð ber merki um. Þótti vert að kanna frekar eðli og lekt misgengja í vesturjaðri sigdælarinnar sem liggur um Reykjafellið.

Holan er af víðari gerðinni og var lagt var upp með að stefnubora holuna í vestur með 30° halla. Hallauppygging í borun varð hinsvegar mun meiri og niðurstaðan varð sú að við botn á 2300 m var hallinn ríflega 50°. Þriðji áfangi var jafnvægisboraður en frá því að skoltap átti sér stað á 1063 m gekk illa að halda jafnvægi og barst ekkert svarf upp neðan

1320 m. Jarðborinn Óðinn boraði holuna en á 43. verkdegi var borun hætt á 2257 m dýpi (tafla 27, mynd 50). Mælingar í holunni gengu misvel. Víddarmælingar eru t.d. ekki í lagi fyrr en í 3. áfanga. Viðnámsmælingar heppnuðust ekki sem skildi, gildin eru mjög lág, líklega vegna þess að samband við jörð hefur ekki verið nægilega gott. NN og gamma mælingar í 3. áfanga eru þó góðar (Björn S. Harðarson o.fl. 2007 a,b).

HE-42 er bein hola af víðari gerðinni, staðsett á X-teig austan skiljuhúss í Hellisskarði. Á sama teig eru holur HE-41 og 45. Holur sem boraðar voru undir Reykjafell litlu sunnan Hellisskarðs voru mjög öflugar og voru því vonir bundnar við að holur í Hellisskarði væru tengdar sama öfluga jarðhitakerfinu.

Holan er dýpsta hola landsins, 3322 m djúp. Jarðborinn Saga forboraði HE-42 en Sleipnir sá um borun 1. og 2. áfanga. Jarðborinn Geysir boraði svo þriðja og síðasta áfanga holunnar (tafla 28, mynd 51). Í 2. áfanga liggja aðeins fyrir niðurstöður NN mælinga og annars arms víddarmælingar, aðrar mælingar mistókust. Það reyndist erfiðleikum bundið að jarðlagamæla í 3. áfanga sökum hita. NN og Gamma mælingar ná niður á 2300 m og viðnámsmæling litlu dýpra. Víddarmælingar í 3. áfanga heppnuðust niður á um 1700 m. Í 3. áfanga var jafnvægisborað og voru svarfheimtur góðar niður til botns en svarfið er oft á tíðum fingert og blandað (Sveinborg H. Gunnarsdóttir o.fl., 2010; Sveinborg H. Gunnarsdóttir og Christa Feucht, 2010).

3 Gögn og aðferðir

Hér er fjallað um þau gögn og aðferðir sem beitt var í þessari rannsókn. Helstu grunn gögn sem fást vegna jarðhitaborana eru svarfgreiningar, jarðlagamælingar og borgögn. Áður en þessi rannsókn hófst hafði farið fram frumgreining þessara gagna en til þess að fá fram skýrari og nákvæmari mynd af jarðlagaskipan og ummyndun voru framkvæmdar ítarlegar rannsóknir á þeim gögnum sem til staðar voru.

Fyrst má nefna skoðun þunnisneiða sem gerðar voru af borsvarfi. Þunnisneiðaskoðun gaf nákvæmari upplýsingar um berggerðir og ummyndun í jarðhitakerfinu heldur en fyrsta svarfgreining bauð upp á. Eftir ítarlegan samanburð jarðlagamælinga við niðurstöður úr þunnisneiða- og svarfskoðun var komin góð mynd af jarðlagaskipan og ummyndun á svæðinu. Hitamælingar og jarðlagalýsingar voru notaðar til að staðsetja æðar í holunum. Var í mörgum tilfellum hægt að tengja staðsetningu æða við t.d. innskot eða lagmót í jarðlagastaflanum.

Í kafla 3.1 verður sagt nánar frá borsvarfi og notkun þess í þessari rannsókn. Í kafla 3.2 verður fjallað um mælingar og borgögn og að lokum í kafla 3.3 verður sagt frá öðrum gögnum sem notuð voru í þessari rannsókn.

3.1 Borsvarf

Við borun háhitaholna á Íslandi hefur verið venja að taka svarfsýni á 2 m fresti í borun. Um sýnatöku sjá bormenn en jarðfræðingur tekur við svarfsýnum og undirbýr fyrir skoðun. Áður en svarfgreining hefst er sýni skolað en það er sérlega mikilvægt þegar borað er með leðju. Að lokinni skolun eru sýni sett í smærri sýnadósir og merkt. Síðar er svarf límt á svokölluð svarfspjöld en á hverju spjaldi eru 200 m af svarfi úr holu. Með skoðun þessara svarfspjalda er hægt að fá ágætis yfirlit yfir jarðlög borholu.

Fyrsta svarfgreining er gerð í víðsjá á borstað og er þar aðallega lagt mat á berggerð og ummyndun bergsins. Að lokinni fyrstu svarfgreiningu liggur fyrir frum-jarðlagasnið. Þessi vinna hafði öll farið fram er þessi rannsókn hófst.

Á grundvelli frum-jarðlagasniðs voru sýni valin til þunnisneiðagerðar (tafla 1). Sýnin voru valin með það í huga að þau gæfu sem besta mynd af mismunandi jarðlagamyndunum og ummyndun í holunni. Þunnisneiðar til smásjárskoðunar voru útbúnar á Nýsköpunarmiðstöð.

Með þessum upplýsingum fékkst ítarlegri mynd af jarðlagaskipan og af jarðhitakerfinu á rannsóknarsvæðinu. Alls voru 134 þunnisneiðar greindar í bergfræðismásjá. Bergfræðismásjár sem voru notaðar í þessari vinnu voru af gerðinni Olympus og Leitz. Fjöldi smásjár ljósmynda voru auk þess teknar af þunnisneiðum.

Hluti af því verkferli sem viðhaft er við borun hvernar háhitaholu er að taka sýni til leirgreininga. Sýni voru tekin úr svarfi með ákveðnu millibili í hverri holu og útbúin til

leirgreininga í XRD tæki sem starfsmaður ÍSOR sá um. Yfirlit yfir fjölda þunnsneiða og XRD sýna úr hverri borholu er að finna í töflu 1.

Tafla 1. Yfirlit yfir fjölda þunnsneiða og XRD sýna úr hverri holu.

Hola	Fjöldi þunnsneiða	Fjöldi XRD sýna
HE-10	51	28
HE-30	23	22
HE-42	60	40
Samtals	134	90

Nokkrir ókostir eða vandkvæði geta falist í notkun svarfs, hvort sem um er að ræða skoðun þess í viðsjá eða í þunnsneiðum í bergfræðismásjá og þarf að hafa þá í huga við túlkun gagnanna. Ýmislegt hefur áhrif á svarheimtur við borun háhitaholu. Mismunandi skolvökvi, boraðferðir og aðstæður í holunni geta haft áhrif á stærð svarfkorna, kornastærðargreiningu, blöndun og taftíma svarfsins. Þegar talað er um taftíma svarfs þá er átt við þann tíma sem það tekur svarfið að skila sér til yfirborðs með skolvökva frá því svarfið varð til við borkrónu á botni holunnar. Þegar svarfsýni er tekið á borpalli þá er það merkt því dýpi sem borkrónan er staðsett á hverri stundu. Það fer síðan eftir dýpi holunnar, boraðferðum og aðstæðum í henni hversu langan tíma það tekur svarfið að berast upp til yfirborðs. Með því að skoða þessa þætti sem og jarðlagamælingar er hægt að áætla taftíma svarfsins og þannig leiðrétta jarðlagasniðið hvað dýpi varðar. Mikilvægt er að hafa í huga að blöndun svarfs getur átt sér stað sem og aðgreining korna af mismunandi stærðum. Túlkun á þessum gögnum er því alltaf aðeins besta mögulega nálgun.

Mjög mikilvæg og ítarleg gögn í þessari rannsókn fengust með skoðun þunnsneiða úr holunum þremur. Þunnsneiðarnar voru skoðaðar í bergfræðismásjá og var leitað helstu einkenna sem gefa upplýsingar um berggerð og ummyndun í berginu. Þættir eins og tegundir og vefta frumsteinda geta gefið upplýsingar um efnasamsetningu bergsins. Þá getur stærð frumsteinda og poruhlutfall getur gefið vísbindingar um við hvaða aðstæður bergið kristallaðist. Þá var reynt að greina hversu langt á veg ummyndun frumsteinda væri komin sem og hversu mikið væri til staðar af sprungufyllingum. Tegundir ummyndunarsteinda og möguleg útfellingarröð þeirra var einnig greind. Fjöldi annarra upplýsinga kom fram við þunnsneiðaskoðun og allt nýttist það við túlkun á jarðfræði jarðlagastaflans.

Skipting í mismunandi jarðmyndanir er byggð á bergfræðilegum sérkennum sem reynt er að bera kennsl á við greiningu svarfs. Sérkenni geta falist í berggerð eða dílum og stundum eru lagmót einkennandi fyrir jarðmyndun. Myndanir er stundum hægt að rekja á milli borholna og kallast þær þá leiðarlög. Þar sem möguleiki er á hefur myndunum verið skipt upp í smærri einingar samkvæmt séreinkennum

Eins og kom fram í inngangskafli um jarðfræði þá skiptast upphleðsueiningar á Hellisheiði í basalt móberg sem myndast við gos undir jökli (jökulskeið) og basalt hraunlög sem renna á hlýskeiði. Neðarlega í holum er algengt að finna innskot, bæði af basalti og bergi með þróaðri efnasamsetningu. Móbergsmýndun getur verið mjög breytileg og kristöllun mismikil innan einstakra myndana. Hreinar túffmyndanir einkennast, til dæmis, af gleri en bólstraberg einkennist af miskristölluðu basalti með slæðing af gleri (hver bólstri er glerjaður að utan en kristöllun

eykst inn að miðju þar sem basaltið getur verið meðalkorna). Móbergsmýndun getur innihaldið túff, breksíu og bólstraberg sem allt er af sama meiði og flokkast því sem ein myndun.

Kristallað basalt getur verið ýmist finkorna, meðalkorna eða grófkorna. Grunnmassi getur verið samsettur úr örsmáum kristöllum en stundum er hann glerjaður. Kristallaðar basalt einingar geta ýmist verið hraunlög eða innskot og stundum reynist erfitt að greina þar á milli.

Dílar eru hluti af þeirri bergfræðilegu greiningu sem notuð er til þess að skilja á milli myndana. Dílar hafa stundum áberandi einkenni sem bera vott um myndunaraðstæður þeirra. Þessi einkenni geta hjálpað til við að greina á milli þeirra og þá myndana. Dæmi um einkenni eru stærð þeirra og lögun, magn, gler innlyksur og jafnvægisástand þeirra við kvikuna (hafi þeir t.d. verið byrjaðir að leysast upp í kvikunni).

Til að greina á milli helstu bergtegunda á Hellisheiði, ólivín-þóleíts og þóleíts, er gott að hafa eftirfarandi einkenni til hliðsjónar.

Helstu einkenni ólivíns-þóleíts sem nýtast í þunnsneiðagreiningu (Sveinn Jakobsson, 1983 a, 1983 b):

- ◆ Kristöllun í þessari röð: Plagióklas => pýroxen, ólivín => magnetít
- ◆ Magnetít myndast síðast og er því „anhedral“
- ◆ Ófítiskur til sub ófítiskur textúr
- ◆ Grunnmassi er oft glerjaður og plagióklasnálar með frostrósamynstri
- ◆ Plagióklas og ólivíndílar algengir en ágítdílar fágætir
- ◆ „Intercrystalline“ poruhluti gerir bergið veikara fyrir ummyndun

Helstu einkenni þóleíts sem nýtast í þunnsneiðagreiningu:

- ◆ Kristöllun í þessari röð: Plagióklas => magnetít => pýroxen, ólivín
- ◆ Magnetít myndast snemma og er því oft „euhedral“
- ◆ Jafnkorna kristöllun, „interstitial“ textúr
- ◆ Þéttara en ólivín þóleítt og ummyndast því seinna
- ◆ Plagióklas og ágítdílar algengir. Ólivín dílar fágætir

Helsti munur á milli ólivín þóleíts og þóleíts er textúrin en ólivín þóleítt einkennist af ófítiskum textúr meðan að þóleítt hefur intergranular textúr. Þá hefur þóleítt lægra MgO hlutfall heldur en ólivín þóleítt.

Sé þóleítt fullkristallað finnast í því tvær tegundir klínopýroxens, nefnilega ágít og pigeonít, en síðarnefnda steindin er ekki auðgreinanleg í þunnsneið vegna smæðar (Sveinn Jakobsson o.fl. , 2008).

3.2 Mælingar og borgögn

Við borun háhitaholna á Íslandi hefur tíðkast að framkvæma ýmsar mælingar í holunum, bæði samfara borun og eftir að borverki lýkur. Borholumælingar eru af ýmsu tagi en helstu mælingar sem skoðaðar hafa verið í þessari rannsókn eru eftirtaldar:

- ♦ Jarðlagamælingar, sem venjulega eru framkvæmdar við lok borunar hvers áfanga.
 - Viddarmælingar
 - Viðnámsmælingar
 - NN mælingar
 - Gammamælingar
- ♦ Stefnu- og hallamælingar eru sérlega mikilvægar í stefnuboruðum holum þar sem þær gefa upplýsingar um raundýpi sem nýtist t.d. þegar áætla á hvar og hvernig holuferlar skera sprungur og misgengi.
- ♦ Hita- og þrýstingsmælingar eru gerðar á ýmsum stigum borverks, t.d. við lok borunar áfanga, við krónuskipti, steypingar og við mat á gæfni holunnar.

Jarðlagamælinga geta gefið þýðingarmiklar upplýsingar sem nýtast við túlkun jarðlaga. Þó að hver og ein mæling mæli ákveðna eiginleika jarðlaganna þá nýtast þær best þegar þær eru túlkaðar samhliða hvor annarri sem og jarðlagagreiningu.

Viðnám jarðlaga er tengt vatnsinnihaldi bergsins en þá getur bæði verið um að ræða vatn í porum og vatnsríkar steindir. Með auknu vatnsinnihaldi bergsins þá minnkar viðnámið. Fersk, þétt innskot innihalda líklega lítið af vatnsríkum ummyndunarsteindum og eru lítt blöðrótt. Því má gjarnan þekkja innskot á viðnámstoppum.

NN-mælingar gefa einnig til kynna afstætt vatnsinnihald bergsins. Nifteindir eru sendar frá mælinum og endurkoma þeirra mæld. Hár endurkomufjöldi ber vott um jarðlög með lágt vatnsinnihald en nifteindir koma síður aftur ef vatn er að finna í berginu eða steindum þess. Eins og viðnámstoppur þá getur NN toppur gefið til kynna þétt jarðlög sem innihalda lítið af vatnsríkum ummyndunarsteindum.

Niðurstöður gammamælinga gefa afstæðar upplýsingar um kalíum innihald jarðlaga (Helm-Clarke o.fl., 2004). Þar sem kalíum innihald basalts er alla jafna svipað þá getur óvenju hátt kalíum innihald gefið til kynna þróuð jarðlög (Sveinn Jakobsson o.fl., 2008).

Gögn úr síritakerfi jarðbora gefa upplýsingar um borhraða, álag, snúningsvægi og skolþrýsting svo dæmi séu tekin. Þessi borgögn geta nýst við að skilja á milli jarðlagaeininga og hjálpa til við að staðsetja æðar.

Mat á ummyndun felst í því að skoða ummyndun frumsteinda og bera kennsl á ummyndunarsteindir en þær geta gefið upplýsingar um það hitaástand sem ríkti í jarðhitakerfinu þegar þær mynduðust. Til að fá hugmynd um núverandi hitaástand í holu eru hitamælingar skoðaðar og berghiti áætlaður út frá þeim. Með samanburði ummyndunarhita og berghita er hægt að leiða líkum að núverandi ástandi jarðhitakerfisins, hvort það sé í jafnvægi, fari kólnandi eða hitnandi.

Vegna vinnslu á jarðhitasvæðum er mikilvægt að þekkja vel staðsetningu vatnsæða í holum. Með ítarlegri skoðun hitamælinga og samanburði við jarðlög, ummyndun og

mælingar má gera sér grein fyrir þeim jarðfræðilegu aðstæðum þar sem æðar er að finna og afstæðri stærð þeirra.

3.3 Önnur gögn

Mikið magn upplýsinga um jarðlagastaflann í nágrenni þeirra holna sem hér er fjallað um er að finna í áfangaskýrslum sem ritaðar hafa verið að loknum borunum allra háhitaholna á Hellisheiðinni. Það hefur reynst hjálplegt að skoða þessar skýrslur auk svarfspjalda og í sumum tilvikum þunnsneiðar úr holum í nágrenninu, sérstaklega þegar verið var að kortleggja leiðarlög.

Jarðfræðikort af svæðinu gefa upplýsingar um yfirborðsjarðfræði, bæði berggerðir og tektóník sem nýst hafa í rannsókninni og er þar helst að nefna verk Kristjáns Sæmundssonar, jarðfræðikort af Henglinum í kvarðanum 1:50 000 (1995).

Skýrslur og greinar sem ritaðar hafa verið um yfirborðsjarðfræði á svæðinu hafa einnig verið hafðar til hliðsjónar við túlkanir (t.d. Jón Jónsson, 1976, Kristján Sæmundsson, 1967, 1995, Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 2004).

















4 Jarðlög og innskot

Í þessum hluta skýrslunnar er sagt frá niðurstöðum rannsókna er lúta að jarðlögum og innskotum. Í köflum 4.1-4.3 er gerð grein fyrir forsendum jarðlagagreininga og niðurstöðum þeirra í holum HE-10, HE-30 og HE-42, bæði jarðlagstafla og innskotum. Dýpi eru gefin upp miðað við mælt dýpi holunnar en raundýpi má sjá á jarðlagamyndum. Dýpi á jarðlagamyndanir hefur verið leiðrétt með tilliti til taftíma. Á mynd 5 er að finna skýringar við jarðlagasnið.




Í kafla 4.4 er farið í greiningaraðferðir á innskotum og í köflum 4.5-4.7 er greint frá innskotum í holum HE-10, HE-30 og HE-42. Í kafla 4.8 er að finna samantekt á jarðlögum og innskotum í öllum holunum og fjallað um tengingar milli holnanna.

Skýringar við jarðlagasnið



Berggerðir

	Hraunlagakargi		Súrt túff
	Basalttúff		Súr breksía
	Basaltbreksía		Súrt dul-meðalkorna berg
	Glerjað basalt		Súrt grófkorna berg
	Fín-meðalkorna basalt		Jökulberg
	Meðal-grófkorna basalt		Millilag
	Grófkorna basalt		Túffríkt set
	Ísúrt túff		Eðjusteinn
	Ísúr breksía		Sandsteinn
	Ísúrt dul-meðalkorna berg		Möl og steinar
	Ísúrt grófkorna berg		Svarf vantar

Vatnsæðar

	Lítill æð
	Meðal æð
	Stór æð

Innskot

	Innskot
	Hugsanlegt innskot

Mynd 5. Skýringar við jarðlagasnið.

4.1 HOLA HE-10

Efst er að finna hraunlög frá nútíma en á rúmum 100 m er komið niður í móberg sem skipt er upp í 10 myndanir. Skipting í myndanir er byggð á bergfræðilegri greiningu svarfsins og á tveimur stöðum var hægt að nota jökulbergslög til að skilja á milli myndana. Einnig voru jarðlagamælingar notaðar til að skipta jarðlögum upp í myndanir, enda gefa þær veigamiklar upplýsingar um eðli jarðlaganna. Móbergsmýndanir eru ráðandi niður á 1094 m dýpi þar sem við taka hraunlagasyrpur er ná niður á botn holunnar á 2210 m dýpi. Hraunlög eru oftar en ekki skorin innskotum sem misauðvelt er að greina frá hraunlögum. Fyrir neðan um 1500 m finnast kristallaðar basalt myndanir en ekki reyndist mögulegt að fullyrða um hvort um er að ræða hraunlög eða innskot.

Á myndum 6-8 má sjá yfirlit yfir jarðlög í holunni ásamt jarðlagamælingum.

Nútími (N1) 0 – 104 m: Tvö hraunlög, plagióklasdílótt.

Plagióklasdílótt og fín-meðalkorna basalt, blanda af ólivín þóleiitlegum og þóleiitlegum kornum. Kargaleg hraun frá nútíma sem erfitt er að skipta upp nánar út frá svarfskoðun. Þunnsneiðagreining á sneiðum frá 20, 60 og 90 m dýpi leiðir í ljós að hér er um að ræða að minnsta kosti tvö hraunlög.

Engin merki eru um yngsta Hellsheiðahraunið, hraun D, í þunnsneiðum. Það þekktist á því að vera dílalaust.

Í þunnsneið frá 20 m dýpi er mikið af jafnkorna basalti, mest fínkorna en aðeins út í meðalkorna. Málmur er áberandi subhedral og stundum raða plagióklasnálar sér þannig að merkja má einkenni straumlögunar. Plagióklasdílur eru jafnan í ójafnvægi (dissolution) og oft má sjá glerinnlyksur í þeim. Töluverður þóleiítkeimur er af berginu. Lýsingin passar vel við Hellsheiðarhraun B/C sem lýst hefur verið sem plagióklas og ólivín stakdílóttu þó ekki verði vart við ólivín-díla.

Í þunnsneið frá 60 m er að finna svipað basalt. Þar finnast einnig afétnir (dissolution) plagióklasdílur með glerinnlyksur. Plagióklasnálar sem raða sér upp í straumlögun eru stundum í ójafnvægi (dissolution). Í svarfi má sjá slæðing af ólivíndílum niður á 82 m dýpi sem ekki sáust í þunnsneið. Þunnsneiðar frá 20 og 60 m eru mjög svipaðar og getur lýsingin í raun átt við bæði Hellsheiðarhraun A og B/C.

Í þunnsneið frá 90 m dýpi er mest um fín- og nokkuð jafnkorna, plagióklas dílótt basalt. Basaltið ber ekki jafn mikinn þóleiít keim og í fyrstu tveimur sneiðunum, og inniheldur heldur meira af plagióklas og ólivíndílum. Plagióklasdílarnir eru eftir sem áður í dissolution og jafnvel stundum eins og þeir hafi brotnað þar sem þeir eru áberandi köntóttir. Erfitt er að fullyrða um lagmót inni í þessum hraunlagastafla. Munurinn á milli Hellsheiðarhrauns B/C og Hellsheiðarhrauns A felst í því að hraun A inniheldur mun meira af plagióklasdílum. Ekki er munurinn í þessum þunnsneiðum nægjanlegur til að hægt sé að fullyrða um hvort hraunið er að ræða.

Þykkt hrauns A hefur verið ákvörðuð í nálægum grunnvatnsholum og var hún 100 m bæði í holu HK-02 og HK-04 (Sigurður S. Jónsson o.fl., 2003). Það eykur líkurnar á að á 90 m dýpi sé komið í Hellsheiðarhraun A.

Móberg 1 (M1) 104 – 206 m: Plagióklasdílótt móbergsmýndun.

Bólstraberg með túffkoll. Eining afmarkast að ofan af innkomu plagióklasdíla án glerinnlyksa og túffs en að neðan af því að plagióklas dílar hverfa. Neðri lagmótin koma skýrt og greinilega fram á viðnámsmælingu þar sem verður skörp viðnámslækkun á rétt rúmum 200 m. Einnig má sjá breytingu á gamma merki á svipuðu dýpi. Vegna mistaka í útreikningi á lengd borstrengs þá vantar í raun svarf á bilinu 106-130 m.

130-174 m, túff:

Efri hluti þessarar myndunar einkennist af blöðróttu, plagióklasdílóttu túffi eins og þunnsneið á 150 m dýpi staðfestir. Þar sést vel að plagióklasdílarnir eru í jafnvægi við glerið og eru euhedral. Lítið ber á glerinnlyksur í dílunum en stundum má sjá dílana í kraðaki, svokallaða hópdíla. Í glerinu má sjá slæðing af smáum ólivín kristöllum.

130-174 m, bólstrabreksía:

Bergið verður breksiukenndara með auknu dýpi eins og sést í þunnsneið á 190 m en þar er meira af fínkorna og hlutkristölluðum ólivín þóleiít brotum í bland við glerið. Glerið er eins og í þunnsneið frá 150 m, með plagióklasdílum og smáum ólivínkristöllum.

Hlutkristölluðu kornin eru mjög ólivín-þóleiítleg og plagióklasdílarnir eru euhedral.

Móberg 2 (M2 eða L9) 206 – 340 m : Dílalaus móbergsmýndun.

Einingin einkennist af nánast dílalausú túffi. Fjórar þunnsneiðar eru til úr þessari myndun, frá 230, 250, 286 og 334 m. Nokkur einkenni er ríkjandi í mynduninni en þau eru misáberandi í sneiðunum og svarfinu.

Á efri lagmótum er að finna 6 m þykkt, blöðrótt, ljósleitt ummyndað túfflag. Ástæða aukinnar ummyndunar er líklega lagmótin sem eru gropnari en lögin umhverfis. Þó að mynduninni sé að mestu dílalaus þá má samt sjá stöku díla. Ólivíndílar með spinel innlyksum sjást hér og hvar bæði í svarfi og þunnsneiðum þó aldrei sjáist mikið af þeim. Slæðingur er af þeim í svarfinu frá 218 – 228 m og þeir finnast á stangli frá 228-300 m. Þunnsneiðar frá 230 og 250 m eru keimlíkar. Túffið er áberandi blöðrótt en einnig er töluvert af samanlímdum, köntóttum túffkornum sem eru stundum líka blöðrótt. Þessi köntóttu korn gefa til kynna aflræna veðrun, glerið hefur því flust eitthvað til áður en það límdist saman. Settúffið sem sést hér og þar ber líka vott um veðrun og flutning. Þessi korn eru samsett úr mjög finum kornum, hálfgerðum massa, sem er mjög þéttur en inniheldur stundum smágerð blöðrótt túffkorn og kristallabrot. Í svarfskoðun sést að frá 230-290 m er yfirbragð túffsins setlegt.

Lítið sést af ólivín/spinel dílum í sneiðum frá 230 og 250 m en mun meira er af þeim í sneiðum frá 286 og 334 m. Þunnsneið frá 286 m er svipuð og þær frá 230 og 250 m en þó má sjá nokkuð meira af ólivín/spinel dílum í blöðróttum túffkornunum. Minna er af setlegum kornum í þessari sneið og breytir það yfirbragði túffsins.

Á 304 m sést nokkur oxun í svarfinu. Í þunnsneið frá 334 m er aðallega að finna blöðrótt túff. Engir dílar eru í túffinu en nokkuð af smáum ólivín kristöllum og plagíóklas stönglum. Stöku ólivínkristallar eru með svokallaða stundaglasalögun („skeletal“) sem bendir til hraðar kristöllum. Neðri lagmót þessarar einingar eru á 340 m en þar er komið inn í kristallaða einingu. Á lagmótunum er smá oxun og stöku setleg korn sjást í svarfinu.

Hraunlag 1 (H1) 340 – 350 m : Dílalaust, fínkorna basalt.

Engin þunnsneið er til úr þessari myndun en hún er skýrt afmörkuð í svarfi. Fínkorna og nokkuð jafnkorna basalt, dílalaust. Magnetít kristallar eru smáir en jafndreifðir um grunnmassann og frekar vel lagaðir. Líklega er hér um þóleiít hraunlag að ræða. Þessi eining sést vel í NN og viðnámsmælingu (340-347 m). Víddarmæling sýnir lítinn skáp á 339 m þar sem veik lagmótin eru (mynd 6).

Bæði efri og neðri lagmót markast af oxun og setlegum kornum. Við neðri lagmót má jafnvel sjá kargaleg korn en það gefur vísbendingar um að þetta lag sé ekki hluti af M3.

Móberg 3 (M3) 350 – 404 m: Dílalaus móbergsmýndun.

350-376 m: Túff

Túffið er dílalaust, mjög blöðrótt en lítið er um holufyllingar. Enn má sjá nokkuð af fersku gleri.

376-404 m: Bólstraberg

Kristöllun eykst og í þunnsneið frá 380 m er mest um dílalaust, fínkorna, allt út í meðalkorna basalt. Mikil dreifing er í kristöllumstærð. Frostrósatextúr í plagíóklas er áberandi en hann er einkennandi fyrir ólivín þóleiít. Nokkuð er af hlutkristölluðum kornum en þau eru ummyndaðri. Túffkorn eru einnig til staðar, þá oft samanlímd. Botn þessarar einingar gæti vel verið bólstraberg. Lítil skápur sést á víddarmælingu í 376-384 m (mynd 6). Magnið af túffi eykst aðeins í botninum.

Neðri lagmót afmarkast af innkomu plagióklasdíla og smá oxunar sem sést í svarfinu. Örlítil lækking er á NN gildum á neðri lagmótum.

Móberg 4 (M4) 404 – 480 m: Plagióklasdílótt móberg.

Svarfskoðun sýnir að þessi eining er mestmegnis plagióklasdílótt túff en þó er kristallað basalt í meirihluta frá 432-438 m dýpi. Mjög hár og afgerandi toppur sést á NN mælingu á u.þ.b. 430-440 m.

Aðeins ein þunnsneið er úr þessari myndun, af 438 m dýpi, mitt úr kristölluðu einingunni. Þar sést mest af plagióklasdílóttu, þéttu og meðalkorna ólivín þóleiíti. Leir í grunnmassa gefur til kynna að þar hafi verið nokkuð af ólivíni. Hér og þar má sjá allt að 1 mm breiða plagióklasdíla með glerinnlyksum. Í bland við meðalkorna ólivín þóleiítið er hlutkristallað basalt þar sem aðeins er að finna vott af plagióklas listum en einnig er slæðingur af hreinu gleri í sýnnu. Þessi kristallaða eining er líklega partur af móbergsmýnduninni en hún kemur fram sem NN og viðnámstoppar í mælingum og á sama dýpi minnkar borhraði (mynd 6).

Þegar borað var á 426 m varð 9 l/sek skoltap sem gæti tengst lagmótum kristölluðu einingarinnar.

Frá 438 – 480 m er nánast eingöngu plagióklasdílótt túff og eru jarðlagamælingar einsleitar og stöðugar á því dýpi.

Neðri lagmót afmarkast af því að komið er inni í dílalaus myndun en einnig finnst slæðingur af ljósgráum jökulbergslegum kornum.

Móberg 5 (M5) 480 – 538 m: Dílalaust móberg.

Myndunin einkennist af dílalaus túffi í bland við þóleiítlegt, fínkorna basalt.

Erfitt er að meta hvort að fínkorna basaltið sé ættað úr innskoti eða sé partur af móberginu. Í þunnsneið frá 482 m er mikið af fín- og jafnkorna, dílalaus þóleiíti með euhedral magnetíti. Blandað fínkorna þóleiítinu er blöðrótt dílalaust túff. Stöku setkorn má sjá í sneiðinni. Þunnsneið frá 520 m dýpi er svipuð en þar er túffið í meirihluta. Sjá má að túffið er samlímt og stöku smáir plagióklasdílar láta á sér kræla. Neðri lagmót myndunar eru svipuð og þau efri og markast af nokkrum greinilegum jökulbergsörnum en þau eru ljósgrá og setleg á að líta. Annað sem sýnir glögglega að hér eru lagmót er innkoma stórra plagióklas díla.

Móberg 6 (M6) 538 – 800 m: Plagióklasdílótt þóleiít móberg.

Þessi móbergsmýndun samanstendur af túffi og breksíu-lögum en bergið inniheldur áberandi mikið af stórum plagióklas dílum. Dílarnir sjást oftast stakir og stundum eru þeir sóneraðir. Oft eru dílarnir brotnir í túffinu, en þeir virðast ekki hafa verið í ójafnvægi (e. dissolution). Fimm þunnsneiðar eru úr þessari einingu frá 570, 624, 670, 720 og 770 m. Í þunnsneiðum sést hér og þar fínkorna, dílalaust þóleiít en erfitt er að greina þessi korn í svarfinu. Líklega er hér um innskot að ræða en ekki skal útilokað að þessi korn séu partur af móberginu.

Frá 538-554 m er breksía ríkjandi en þar fyrir neðan tekur við túfflag sem nær niður á 600 m. Í þunnsneið frá 570 m er túffið ríkjandi en einnig ber á hlutkristölluðum kornum. Túffið er samlímt úr köntóttum kornum og stöku korn sýna kontakt milli glers og hlutkristallaðs

korns. Lítilræði finnst af plagióklasdílóttum settúffkornum en einnig sjást mjög stórir stakir plagióklasdílur í svarfinu. Í bland eru fín- og jafnkorna, dílalaus basalkorn, fremur þóleiitleg. Hugsanlega eru þau upprunnin úr berggangi sem sker myndunina.

Á 600 m er aftur komið inn í breksíulag og nær það niður á 680 m. Þrátt fyrir það er túff ríkjandi í þunnsneið frá 624 m. Túffið er samanlímt og holufyllt. Nokkuð sést af mjög ummynduðum, hlutkristölluðum kornum. Áberandi er hversu ferskur plagióklasinn er miðað við ummyndunarstig hlutkristölluðu kornanna. Óvenjumikið finnst af sprungufyllingum í þessari sneið. Vottur af sama þóleiitlega berginu er í þessari sneið líkt og í 570 m. Í þunnsneið frá 670 m er einnig mikið af túffi en mun meira sést af mjög stórum plagióklasdílum hér. Stundum sést vel að þeir hafa ekki verið í jafnvægi við bráðina.

Túfflagið sem tekur við á 680 m er töluvert meira ummyndað en breksíulagið að ofan, og liturinn er orðinn ljósgrænn í stað ljósrauðbrúnnar breksíu. Á 670 m sést æð á hitamælingum og getur hún haft áhrif á ummyndunina. Túffið virðist svipað, enn með stórum plagióklasdílum sem stundum innihalda glerinnlyksur. Þunnsneiðar á 720 og 770 eru svipaðar en þar er í meirihluta stór-plagióklasdílótt túff með örlitlum slæðingi af dílalausum fínkorna, jafnkorna þóleiitlegum kornum.

Frá 772-818 m er að finna dílalaust þóleiit, svipað og finnst í bland í móbergsmýndunum fyrir ofan. Nokkuð öruggt er að hér er um innskot að ræða þar sem þóleiitið er ekki dílótt, á meðan þessi móbergsmýndun er dílótt eða stakdílótt hið minnsta.

Neðri lagmót M6 eru sett inn í mitt innskot þar sem myndunin fyrir neðan innskotið er ekki af sama meiði og fyrir ofan það.

Móberg 7 (M7) 800 – 870 m: Dílalaust móberg

Efri mörk þessarar myndunar eru ekki greinileg þar sem innskot sker staflann á því dýpi. Hér er um að ræða nær dílalaus móbergsmýndun. Líklega er hér að mestu um bólstraberg að ræða þar sem kornastærðardreifing er mikil.

Í þunnsneið frá 822 m er mest af túffi og hlutkristölluðu ólivín þóleiiti og sést glitta í stöku plagióklas og ágít díla, þó mjög fáir séu. Í þunnsneið á 862 m dýpi er mest af mikið ummynduðu fínkorna basalti. Nokkuð er af plagióklas dílum á dreif í sýninu en þeir sjást þó ekki í kristölluðum kornum. Í þessari sömu sneið má sjá nokkuð af misgengisbreksíu. Rétt neðan þunnsneiðar verður basaltið meira meðalkorna, en ummyndun er enn mikil. Neðri lagmót þessarar einingar markast að því að komið er inn í plagióklasdílótt túff á 870 m dýpi.

Móberg 8 (M8) 870 –954 m: Plagióklasdílótt móberg

Þessi myndun einkennist af dílóttu túffi og breksíum. Frá um 920 m dýpi eykst kristöllun í berginu eins og sést glögglega í þunnsneið frá 922 m dýpi þar sem stór plagióklas dílótt túff finnst í bland við meðalkorna basalt. Töluvert er af plagióklas brotum í þunnsneiðinni. Stundum virðist vera sem sjá megi plagióklas- eða ágít díla í svarfinu en líklegast er hér um að ræða mjög grófkristallað berg sem hefur brotnað í smærri korn en frumsteindir bergsins eru. Á rúmlega 950 m dýpi fer að bera meira á dílalausú túffi en það markar neðri lagmót þessarar myndunar.

Móberg 9 (M9) 954 – 1004 m: Dílalaust móberg

Ofarlega í mynduninni finnst meðalkorna basalt og túff í bland, bæði nokkuð ummynduð. Í þunnsneið á 976 m er meðal- og jafnkorna, þétt, ágítríkt, mikið ummyndað basalt. Þessi móbergsmýndun einkennist af bólstrabergi.

Frá 980-1000 finnst slæðingur af drapplituðum, þéttum kornum sem gætu jafnvel haft þróaða samsetningu. Í gammamælingu má sjá smá topp á 973-975 m sem fer saman við breytingu á NN og nærviðnámi. Neðri lagmót eru á 1004 m og markast af því að komið er inn í túff. Á lagmótum má greina slæðing af settúfflegum kornum. NN gildi lækka á 988 m og er ekki ólíklegt að þar séu lagmótin (mynd 7).

Móberg 10 (M10) 1004 – 1094 m: Dílalaust móberg

Efst eru dílalausar túff- og breksíueiningar ríkjandi en neðar eykst kristöllun. Líklega er hér á ferðinni önnur bólstrabergsmýndun.

Þunnsneið á 1022 m er sérstök þar sem ummyndun hefur skyndilega aukist mikið. Bergið er það ummyndað að erfitt er að fullyrða um gerð þess, þó líklega sé það plagíóklas dílött túff. Plagíóklasinn er algjörlega ummyndaður í albít en annars er bergið mjög ríkt af prehníti og sést lítið annað í þunnsneið en albít, prehnít og leir. Með svarfskoðun kemur í ljós að þessi skyndilega breyting á ummyndun er út af þremur þunnum innskotum. Ekki er hægt að greina nein lagmót í svarfinu á bilinu 1012 -1094 m og verður þessi þunnsneið því flokkuð með í þessari dílalaus myndun þó hugsanlega sé að finna ummyndaða díla í túffinu.

Innskotslögin tvö sem finnast frá 1018-1032 m eru hvert um sig um 2 m á þykkt. Þau eru dökk, fersk, meðalkorna basaltlög. NN gildi hækka aðeins á 1008-1030 m. Borhraði og álag gefa til kynna hart lag frá 1030-1033 m (mynd 7). Á víddarmælingu sést skápur frá 1028-1034 m.

NN mælingar sýna þétt lag frá 1066-80 m sem gæti vel átt við breksíueiningu sem greindist í svarfi á 1078-1088 m. Á sama dýptarbili er borhraði frekar hár en borað var með svipuðu álagi.

Neðri partur myndaninnar er frekar einsleitur. Túffkenndar breksíur eru í meirihluta og varla hægt að greina hvort díla sé að finna í svarfinu. Neðri lagmót eru sett þar sem komið er inn í töluvert ummyndað, meðalkorna basalt.

Hraunlög 2 (H2) 1094 – 1460 m: Dílalaus hraunlög

Myndunin samanstendur af fín- og meðalkorna, mikið ummynduðu, dílalaus basalti sem er á nokkrum stöðum skorið fersklegri, meðal-grófkorna basaltlögum. Líklega er þetta hraunlagasýrpa af ólivín þóleiít samsetningu skorin innskotum.

Þunnsneið frá 1128 m dýpi inniheldur aðallega meðal- og jafnkorna, ágítríkt og nokkuð plagíóklas ríkt, mikið ummyndað basalt. Í bland er slæðingur af gleri og hlutkristölluðu bergi. Svipað berg sést í sneið frá 1178 m. Aðrar þunnsneiðar innan myndunarinnar innihalda ýmist fín- eða meðalkorna, dílalaust, ætíð mikið ummyndað basalt. Sérstakt er að í þunnsneið frá 1240 m sést apatít í mikið ummynduðum plagíóklas úr meðalkorna, mikið ummynduðu basalti. Ekki er ljóst hvort hér sé um að ræða mikið ummyndað innskotaberg eða part af hraunlögum. Apatít hefur einnig fundist í borholum við Hverahlíð (Steinþór Níelsson, 2011) en ekki er enn ljóst hver uppruni þess er.

Myndunin er skorin innskotum sem þekkjast helst á minni ummyndun en fín- og meðalkorna basaltið í kring. Innskotabergið sést hér og þar í þunnsneiðum en það er oftast meðal eða grófkorna. NN mæling sýnir nokkuð jöfn gildi í þessari myndun en frá 1290-1318 m sést útslag sem hefur skýra afmörkun í ferlinum. Á 1160 m tekur viðnámið stökk úr 60 í 470 m og helst hátt (þó með óreglu) niður á 1400 m en breiðan viðnámsstopp má sjá frá 1315-1400 m (mynd 7). Getur það bent til aukinnar ummyndunar en sjá má á lit bergsins að ummyndun er ívið meiri á þessu dýpi.

Á 1307 og 1315 m eru litlir skápur en á 1438-1445 m er vænn skápur. Gammamælingar leiða í ljós að þróaðra berg er að finna á 1223-1235, 1290-1300, 1430-1440, 1450-1465 og 1470-1475 m. Í þunnsneið frá 1334 m sést þróað berg. Lítil skápur er á 1445-1450 m dýpi mitt á milli tveggja gammatoppa (mynd 7).

Erfitt reynist að staðsetja neðri mörk þessarar einingar í svarfi og eru þau því sett mitt á milli tveggja þunnsneiða sem greinilega tilheyra sitt hvorri mynduninni.

Hraunlög 3 (H3) 1460 – 1490 m: Plagióklas dílótt hraunlög

Í þunnsneið á 1504 m dýpi er mest af fínkorna, mikið ummynduð, plagióklas dílóttu basalti. Dílarnir eru sérlega stórir og innihalda glerinnlyksur. Neðri mörk einingarinnar voru skilgreind samkvæmt svarfspjaldi þar sem komið er inn í meðalkorna basalt sem er minna ummyndað.

Hraunlög 4 (H4) 1490 – 1930 m: Dílalaus hraunlög

Fínkorna, stundum meðalkorna, dílalaust basalt, mikið ummyndað. Hraunlagasyrpa. Svarfskoðun leiðir fátt í ljós þar sem svarfið er orðið mjög fínt og blandað og reyndist afar erfitt að greina myndanir í sundur. Ljóst þykir þó að þetta getur ekki verið ein og sama myndunin.

Sjá má einhvern breytileika ef svarfspjöld eru skoðuð og sama má segja um þunnsneiðagreiningar. Svo virðist þó sem um frekar einsleitan hraunlagastafla sé að ræða en fín- eða meðalkorna, mikið ummyndað basalt er algengt. Inn á milli virðist staflinn vera skorinn innskotum sem oftast eru töluvert ummynduð en um innskot í holunni má lesa í kafla 4.4.

Á 1526-1540 og 1580-1588 m dýpi má sjá greinilegan gamma topp í jarðlagamælingum (mynd 8). Í svarfi sést glitta í ljósgrá, einsleit korn, mikið ummynduð á svipuðu dýpi eða á 1540 – 1544 m dýpi og á um 1590 m dýpi. Frá 1604-1626 m finnst dökkt, meðalkorna basalt sem gæti mögulega verið innskot. Engir NN-toppur sjást á þessu dýptarbili sem þýðir að þessi eining sker sig ekki úr í þéttleika samanborið við hraunlögin.

Svart, glansandi, dulkorna, fersklegt og flögótt berg, að öllum líkindum þóleítt innskot, sker myndunina á 1724-1734 m og 1742-1754 m. Hugsanlega tengist lítill skápur, sem sést á víddarmælingu á 1710-1714 m, lagmótum efra innskotsins. Eins gæti lítill gamma toppur frá 1700-1710 tengst efra innskotinu (mynd 8).

Nokkuð stór skápur sést á víddarmælingu á 1790-1820 m. Litlu dýpra eða á 1834 – 1922 m eru margir púlsar af gamma toppum sem falla saman við hækkað við nám. Engin breyting er sjáanleg í NN fyrr en komið er í gegnum þetta þróaða lag. Í svarfinu sést slæðingur af ljósgráum afar fínkorna bergi sem er af þróuðum uppruna.

Kristallað basalt 5 (H5) 1930 – 2080 m:

Hér er svarf orðið mjög blandað og fínt. Þunnsneiðar sýna blöndu af finkorna, mjög mikið ummynduðu basalti, töluvert málmríku og svo meðalkorna, aðeins minna ummynduðu basalti. Í því meðalkorna er plagióklasinn merkilega ferskur. Líklega er hér um finkorna hraunlög að ræða ásamt háu hlutfalli innskota sem eru þó töluvert mikið ummynduð. Á 2025 m dýpi er nokkuð vænn skápur sem kemur fram bæði á víddar-, NN- og viðnámsmælingu (mynd 8). Í þunnsneið frá 2080 m er slæðingur af finkorna þóleiitlegum, fersklegum kornum. Neðri lagmót eru sett þar sem greinileg breyting verður í viðnámi en auk þess er næsta þunnsneið fyrir neðan með mjög ólíkt berg.

Kristallað basalt 6 (H6) 2080 – 2170 m: Dílalaust basalt

Dílalaus ólívín þóleiit hraunlög skorin innskotum. Svarf er enn blandað og fínt en skoðun á sneið frá 2098 m leiðir í ljós að gerð bergsins hefur breyst. Hér er aðallega að finna plagióklas dílótt, fín-eða meðalkorna basalt með subófitískum textúr, mikið ummyndað. Í bland sjást dílalaus fín- eða meðalkorna basaltkorn, einnig mikið ummynduð, sem svipar til þess dílóttta. Einnig má sjá slæðing af setlegum kornum og hvítum kornum sem gætu hugsanlega verið af þróaðri samsetningu, en mælingar gefa ekki til kynna neitt þróað berg. Áberandi viðnámsstoppur er frá 2080-2180 m. Á 2080-2090 og 2110-2117 m má sjá áberandi NN toppa sem gefa til kynna þéttara berg (mynd 8).

Í þunnsneið á 2150 m dýpi sést basalt með all sérstakan textúr. Meðalkorna plagióklas og ágít kristallar eru kubbslegir og raða sér þétt í fínum eða glerjuðum grunnmassa. Þessi korn eru frekar ferskleg og því líklega úr innskotabergi. Þessi korn eru blönduð finkorna (jaðrar við dulkorna) basalti sem er afar mikið ummyndað.

Kristallað basalt 3 (H7) 2170 – 2220 m: Plagióklasdílótt basalt

Á þessu dýpi er aðallega hægt að reiða sig á þunnsneiðagreiningu vegna fínleika og blöndunar svarfsins. NN og gamma mælingar ná niður á 2140 m en viðnámsmæling nær niður á 2200 m (mynd 8).

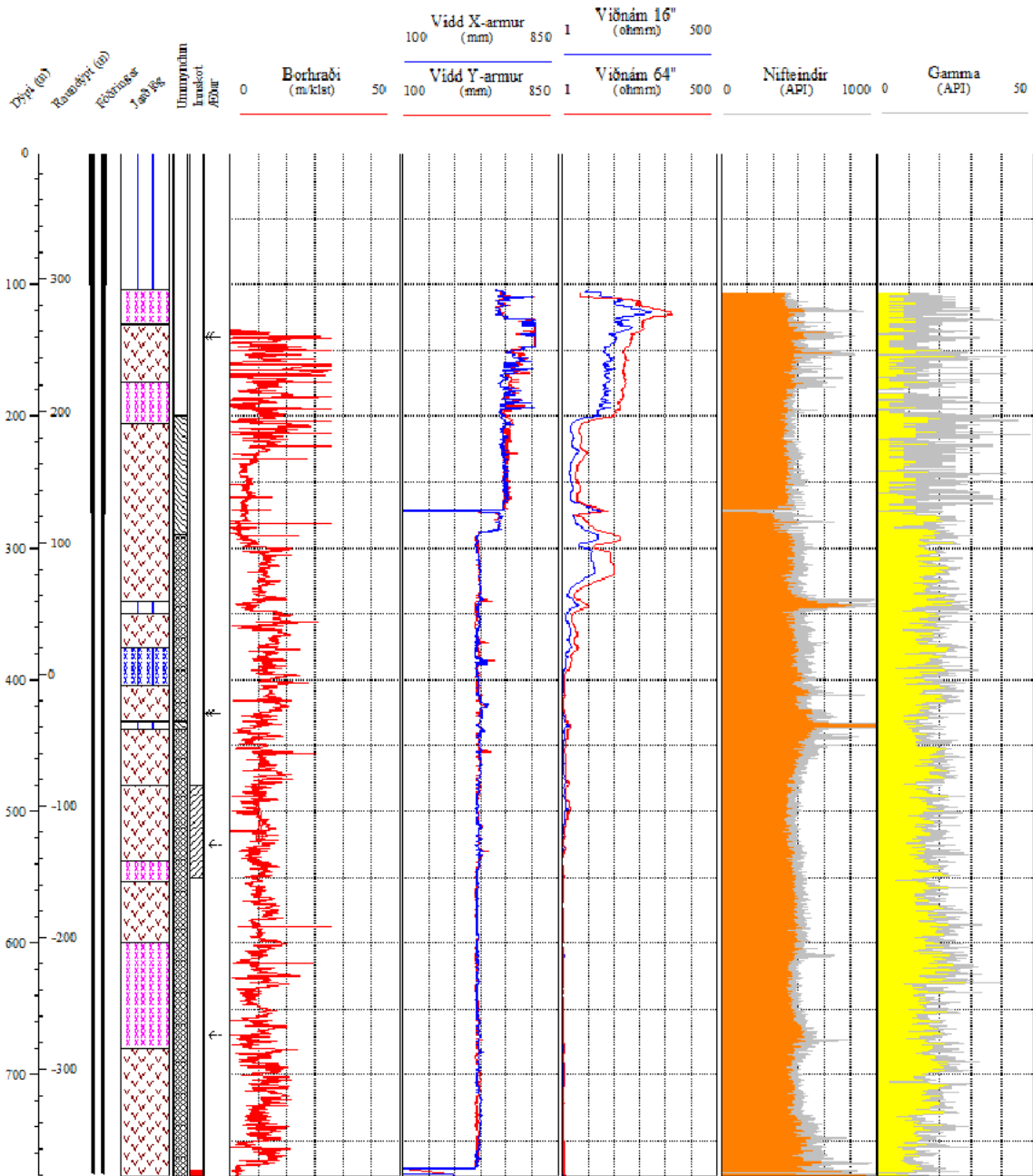
Í þunnsneið frá 2180 m er mikið ummyndað finkorna, plagióklas-stakdílótt basalt. Í bland er sama innskotabasaltið með undarlega textúrin og í sneið frá 2150 m. Sama plagióklasdílóttta grannbergið er að finna í sneið frá 2206 m en ummyndun þess minnir nokkuð á kontaktumyndun. Í bland er nokkuð af kornum með þróað yfirbragð og meðalkorna basalti þar sem plagióklasinn er mun minna ummyndaður en pýroxen.

Staður: Hellsheiði
Holungafn: HE-10

Bor: Jötunn
Dýptarbil: 0-777 m

Skolvökvi: Leðja
Verkhútt: 1. og 2. áfangi

Staðarnúmer: 95110
Starfsmenn: SHG



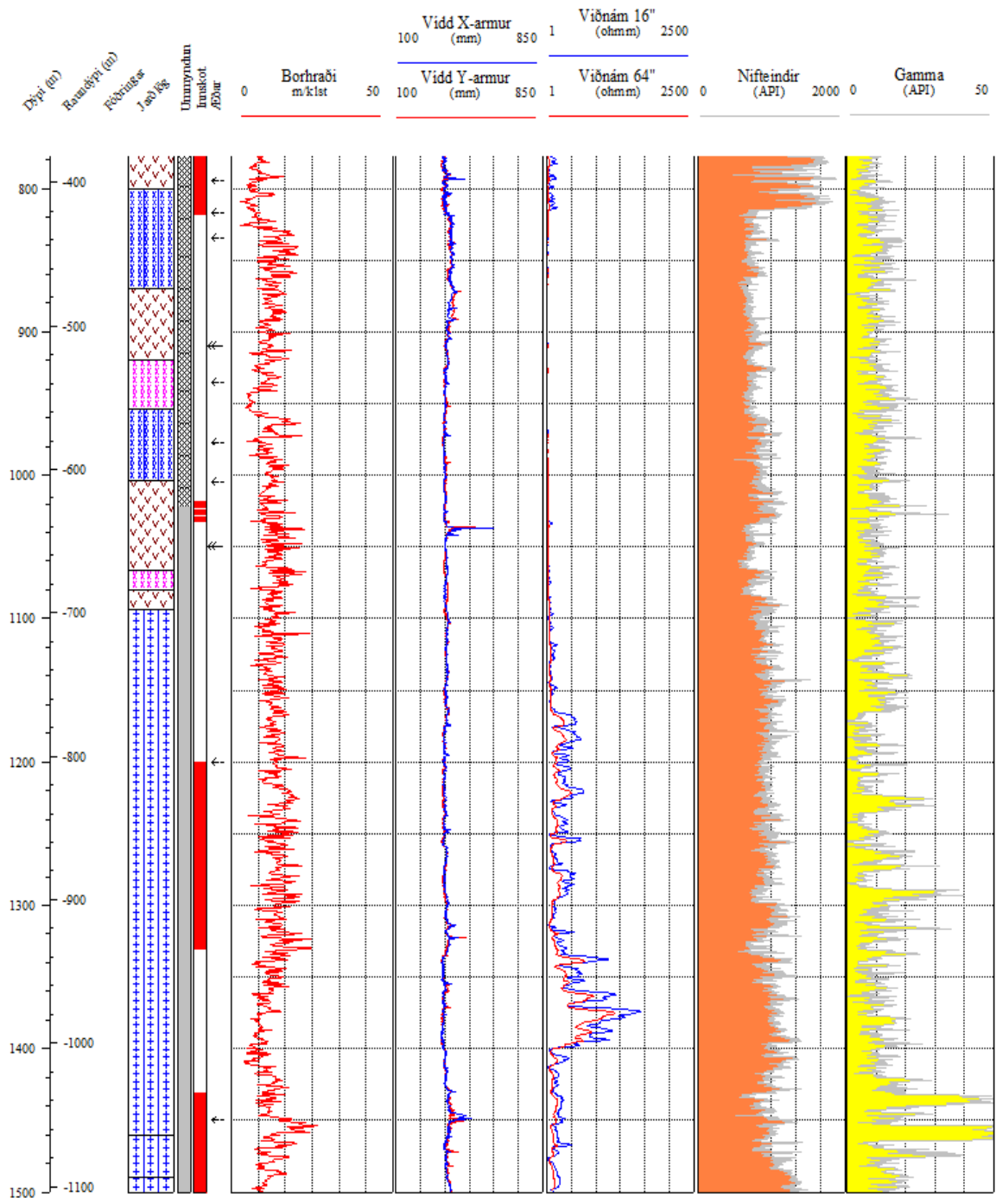
Mynd 6. Dýptarleidrétta jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í HE-10 á 0-777 m mældu dýpi.

Staður: Helliheiði
 Holunafn: HE-10

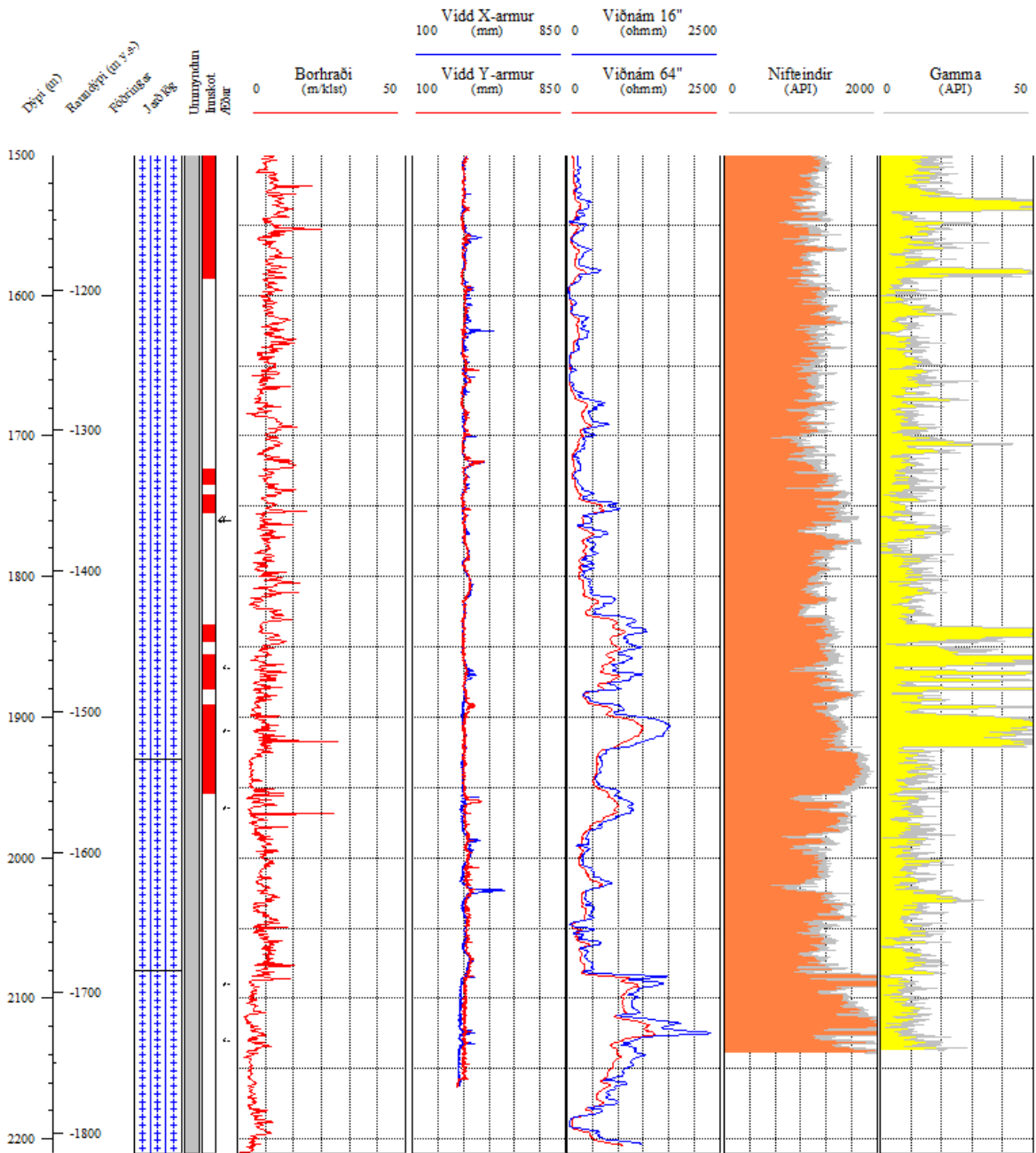
Bor: Jötunn
 Dýptarbil: 777-1500 m

Skolvökvi: Vatn
 Verkluti: 3. áfangi

Staðarnúmer: 95110
 Starfsmenn: SHG



Mynd 7. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í HE-10 á 777-1500 m mældu dýpi.



Mynd 8. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum í HE-10 á 1500-2210 m mældu dýpi.

4.2 Hola HE-30

Borun 1. og 2. áfanga gekk vel en borað var með leðju. Borað var niður á 707 m dýpi í 2. áfanga en þegar borun 3. áfanga hófst þá var borað með hjálp vatns og lofts. Borun gekk vel þar til komið var á 1060 m en þá átti sér stað skoltap í borun og eftir það gekk illa að viðhalda jafnvægi. Fyrir utan nokkur sýni í kringum 1325 m bárust síðustu svarfsýni af 1288 m. Jarðlögum hefur verið skipt upp í níu móbergsmýndanir sem ná niður á 1288 m dýpi. Hraunlög eða möguleg hraunlög voru greind á tveimur stöðum í holunni. Tvö leiðarlög voru greind í holunni, L9 og L16 (mynd 24).

Þar sem engar svarfheimtur voru neðan 1288 m dýpis var reynt að rýna í jarðlagmælingar til þess að fá grófa mynd að jarðlagastaflanum niður á botn holunnar. Jarðlög og jarðlagamælingar má sjá á myndum 9-11.

Stóra Reykjafell (M1) 0 – 54 m:

Efstu 10 metrarnir í þessari túffmyndun eru nokkuð oxaðir og poróttir. Þá tekur við þéttara túff. Á um 35 m dýpi er túffið komið með ljósara yfirbragð af ummyndun og eru allar porur fylltar. Fyrsta þunnsneið úr holunni er frá 54 m dýpi en í svarfi má greina lagmót á því dýpi. Í þunnsneið sjást ólivín dílar með spinel innlyksum í túffi. Túffið inniheldur oft poka af nokkuð vel kristölluðu ólivín þóleiíti. Erfitt er að merkja hvort þessir ólivín dílar séu til staðar ofan við þunnsneiðina. Settúff í svarfinu styður það að hér séu lagmót. Slæðingur af settúffi sést í þunnsneið en settúffið eru samanlímd korn m.a. köntóttir ólivín og plagióklas kristallar en það ber vitni um einhvern tilflutning á efni og þar með aflræna veðrun. Styður það þá ályktun að lagmót séu á 54 m.

Móberg 1 (M1) 54 – 70 m: Dílótt túff

Plagióklas dílótt og ólivín stakdílótt túff. Plagióklas dílarnir hafa oftar en ekki verið í ójafnvægi við bráðina (dissolution). Þessi einkenni sáust í þunnsneið frá lagmótum á 54 m dýpi og voru að miklu leyti staðfest í svarfskoðun.

Hraun 1 (H1) 70 – 90 m:

Kristölluð eining, dílalaust fínkorna, dökkt, þétt basalt (líklega ólivín þóleiít). Um miðja eininguna er að finna ljósara, kargalegra lag, blöðrótt og aðeins oxað. Hugsanlega 2 hraunlög með karga á milli. Ákvarðað út frá svarfspjöldum þar sem hér er engin þunnsneið.

Móberg 2 (M2) 90 – 170 m: Plagióklas og ólivín stakdílótt móberg

Mismikið sést af plagióklas og ólivín dílum í þessari myndum. Neðst er líklega bólstraberg en þar ofan á túff og breksíur. Engin þunnsneið er til úr mynduninni í þessari holu en hægt var að styðjast við eina þunnsneið úr HE-4.

Túffbreksía, 90-130 m:

Stöku ólivín og plagióklas-dílar í ólivín þóleiít túffi og túffbreksíu. Túffið er samlímt. Í þunnsneið frá 100 m dýpi sést vel hversu glerkornin eru blöðrótt. Þar ber nokkuð á ólivín dílum en plagióklasdílarnir verða meira áberandi í svarfinu neðar í einingunni.

Fínkorna ólivín þóleiít, 130 – 170 m:

Þétt, jafnkorna, dökkt og nánast dílalaust basalt (örfáir pyroxen eða ólivín/spinel dílar). Við borun varð skyndilegt skoltap á 130 m dýpi. Á víddarmælingu sést skápur á 130-150 m dýpi (mynd 9). Neðri lagmót afmarkast af því að komið er inn í kargalega einingu (blöðrótt, oxaða, grænleita og ríka af gleri).

Á nifteindamælingu má sjá hækkað merki frá 140 – 170 m (mynd 9) en það ber vott um þétt berg, eins og vel sést í svarfi. Engin þunnsneið er úr þessari einingu en þetta þetta berg sést vel í þunnsneið frá 170 m dýpi í holu HE-4 sem er á sama plani. Þar má sjá plagióklas og ólivín stakdílótt finkorna ólivín þóleiít. Má ætla að það sé svipað berg og er að finna í þessari einingu.

Móberg 3 (M3) 170 – 265 m: Plagióklas-stakdílótt, þóleiít móberg

Þóleiít móberg. Efst er stakdílótt breksíueining en á 210 m dýpi er komið inn í bólstrabergslega einingu sem er heldur ríkari af dílum.

Breksía, 170-210 m:

Kargaleg, nær dílalaus breksía, aðeins porótt. Sést vel í þunnsneið á 186 m. Þar er mest af hlutkristölluðum kornum en stöku korn eru fin- og jafnkorna, þóleiítleg. Örfáa plagióklasdíla er að finna bæði í hlutkristölluðu og finkorna basaltinu. Töluvert er af súlfíðum ofarlega í mynduninni sem ber vott um jarðhita ummyndun og mikla lekt.

Glerjað basalt, 210-265 m:

Þétt, dökkleitt, finkorna, þóleiítlegt basalt, ólivín stakdílótt og plagióklasdílótt. Í þunnsneið frá 224 m er ríkjandi jafn- og finkorna, þétt og þóleiítlegt basalt en nokkuð ber á plagióklas og ólivíndílum. Í bland sjást hlutkristölluð korn þar sem plagióklaslistar eru áberandi. Gler finnst en í litlum mæli. Þessi sneið ber einkenni bólstrabergs.

Á um 250 m dýpi er farið að bera á dílalausú túffi í bland við kristallaða þóleiítið. Lagmót eru ekki greinileg en eru sett á 265 m.

Móberg 4 (M4 eða L9) 265 – 434 m: Dílalaust túff

Túffmyndunin er að mestu dílalaus en stöku plagióklas-díll sést ofarlega í mynduninni. Á stöku stað sjást hlutkristölluð korn og þau hafa einkenni ólivín þóleiíts. Neðst í mynduninni fer að bera meira á stórum stökum plagióklas-dílum með glerinnlyksum. Nokkurn slæðing af finkorna þóleiítlegri kornu má finna í mynduninni, sem mögulega eru ættuð úr innskotaæðum sem kvíslast um móbergið.

Fjórar þunnsneiðar eru úr þessari myndun frá 292, 372, 434 og 502 m. Í þunnsneið á 292 m dýpi er að finna nokkra blöndu af kornum. Flest virðast ólivín þóleiít að samsetningu, allt frá gleri, hlutkristölluðu og út í fin-meðalkorna. Stöku ólivín dílar sjást. Einnig er slæðingur af greinilegum þóleiítkornum, fin-jafnkorna og dílalausum.

Túffið frá 300-400 er einsleitt, brúnleitt, fremur gróft, holufyllt og dálítið morkið. Stöku stóran plagióklas díll með glerinnlyksum má greina í svarfinu. Hér og þar má sjá þóleiítkorn í bland. Frá 312-317 m má sjá NN topp en hvorki viðnáms né víddarmæling virðist í lagi á því bili. Gæti verið að þar sé að finna þóleiít innskotaæð. Á víddarmælingu sást skápur á 350-360 m og æð við botn hans (mynd 9). Í þunnsneið á 372 m er aðeins að finna dílalaust, blöðrótt, að miklu leyti holufyllt túff. Við svarfskoðun má samt sem áður greina slæðing af stórum plagióklas dílum í túffinu, sérstaklega á bilinu 342 – 400 m. Frá 400 m fer að bera meira á kristölluðum kornum.

Skoltap upp á 9 l/sek varð er borað var á 426 m en engin æð kom fram á hitamælingum á svipuðu dýpi. Lagmót eru sett við þunnsneið á 434 m þar sem finna má slæðing af plagióklas hópdlóttum hlutkristölluðum kornum.

Móberg 5 (M16) 434 – 821 m: Hópdílótt þóleiit

Myndunin einkennist af fín og jafnkorna kristölluðu þóleiiti í bland við túff. Oftast er þóleiitið þétt, stundum aðeins oxað. Euhedral málmðilar eru jafnt dreifðir um þóleiitið og plagióklas hópdílar sem eru þó mis áberandi. Stundum má sjá ágít dila hangandi utan á plagióklas-hópdílu. Svo virðist sem efnasamsetning bergsins sé flöktandi þar sem stundum er greinilega um þóleiit að ræða en í sama sýni má sjá korn sem hafa sum einkenni þóleiits eins og euhedral málm en annars ólivín þóleiit subófitískan textúr.

Þessa myndun má tengja við aðrar holur á teignum. Fínkorna þóleiitlagið á 525-540 m er sérlega gott leiðarlag.

Breksía, 434-525 m:

Einingin er túffkennd efst en verður breksíukenndari frá 500 m. Í þunnsneið frá 434 m er blanda af túffi þar sem glittir í stöku plagióklasdila í ójafnvægi (dissolution), hlutkristölluðum kornum með litlum plagióklas-hópdílum (stundum með áhangandi ágíti) og þóleiitlegu, fínkorna basalti með litlum plagióklas-dílum (stundum hópdílum). Frá 450-500 m sést nokkuð af stórum plagióklasdílum í túffinu. Þunnsneið frá 502 m dýpi er mjög svipuð þeirri frá 434 m en þó er aðeins meira af plagióklasdílum í túffinu, sumir eru brotnir en aðrir eru í hóp. Á um 520 m fer að sjást í svarfinu slæðingur af kristölluðum kornum en magn þeirra eykst niður á við. Á sama stað verður ásýndarbreyting í túffinu og við bætast korn sem eru í senn hvít og blá og oxuð og virðast málmoxíð-æðar læðast um þau.

Fínkorna basalt, 525-540 m:

Áberandi kristölluð eining í móberginu. Greinilega sést í svarfi hvar fínkorna þóleiit birtist í bland við túff á um 525 m. Í þunnsneið frá 548 m má sjá að þar er aðallega að finna kristölluð korn, fínkorna eða meðalkorna. Hér og þar finnast plagióklasdílabyrpingar, en plagióklasinn er oft á tíðum úr jafnvægi (dissolution). Málmurinn er áberandi euhedral. Áberandi NN toppur sést á mælingum á sama dýpi en einnig verður nokkur breyting á gamma mælingunni á rúmum 500 m (mynd 9). Grunnildi gamma lækka en af og til sjást gammatoppar niður á um 600 m. Hægt er að tengja þetta lag með nokkurri vissu við hinar holurnar á planinu, HE-4, HE-15 og HE-19. Þunnsneiðar eru til í HE-4 en í hinum holunum er stuðst við svarflýsingar en oftast er ekki er þessu lagi lýst sem þóleiti og stundum er talað um plagióklas og jafnvel pýroxen dila. Efri mörk á þessu lagi eru það afgerandi að það er hægt að bera þau saman milli holna en erfiðara er að skilgreina neðri mörk lagsins.

Brekisa, 540-598 m:

Ekki verður vart við miklar breytingar í svarfinu efst í þessari einingu. Frá 570-590 m eru túffkornin stór og rúnnað, ýmist grænleit eða oxuð. Í þunnsneið á 584 m eru svipuð þóleiitleg korn og að ofan en í bland við ólivín þóleiitleg, hlutkristölluð korn en þau innihalda málmðila sem líkjast euhedral málmðilunum í þóleiitinu.

Fínkorna basalt, 598-608 m:

Fín- og jafnkorna hópdílótt þóleiiti. Nifteindamæling frá 570 m og niður er varla marktæk og getur því ekki staðfest að hér sé þéttara lag. Svipaðar fínkorna þóleiitlegar einingar skera breksíuna neðar.

Túff, 608-652 m:

Plagióklas hópdlótt, ágít stakdlótt túff. Mikið ummyndað og holufyllt. Engin þunnsneið úr þessari einingu.

Fínkorna basalt, 652-658 m:

Fín- og jafnkorna plagióklas hópdlótt þóleiit. Stöku ágít dílar sem hanga þá jafnan á hópdlunum. Örlítill oxun.

Túff, 658-676 m:

Plagióklas hópdlótt, ágít stakdlótt túff. Mikið ummyndað og holufyllt.

Fínkorna basalt, 676-708 m:

Fín- og jafnkorna plagióklas hópdlótt þóleiit með stöku ágít díll áhangandi. Borun í 2. áfanga var hætt á 708 m dýpi. Í sneið frá 686 m er fínkorna hópdlótt þóleiitið í bland við hópdlótt túff en það staðfestir í raun að þessi fínkorna þóleiit lög eru samkynja móberginu. Erfitt er þó að fullyrða um það hvort þessi þóleiitlög hafi skorið móbergsmyndunina eftir að hún myndaðist eða séu partur af henni. Fínkorna þóleiitið er mun fersklegra enda þóleiit þéttari berggerð.

Túff, 708-728 m:

Í byrjun 3. áfanga á 708 m er komið inn í túffeiningu. Í svarfinu sést hvernig hún er blönduð steypu.

Fínkorna basalt, 728-740 m:

Í þunnsneið frá 732 m er blanda af hópdlóttu, jafnkorna þóleiitinu og glerríkari ólivín þóleiitlegum kornum. Einkennandi er að plagióklas dílar eru ekki í jafnvægi í kornunum, hvorki í þóleiitinu eða ólivín þóleiit-legu kornunum. Gefur það til kynna að þessi korn séu af sama uppruna þó hugsanlega sé efnasamsetning bergsins eitthvað breytileg (þóleiit vs. ólivín þóleiit).

Túff, 740-760 m:

Mikið ummyndað holufyllt túff. Erfitt er að greina í svarfinu hvort að það sé hópdlótt. Slæðingur er af svörtu, fersku gleri, mögulega takkilít. Öruggt er að það er upprunnið neðan 708 m dýpis þar sem að búið var að fóðra af fyrstu tvo áfangana.

Breksía, 760-792 m:

Í þessari einingu ægir öllu saman í svarfinu. Töluvert er að mikið ummynduðu túffi en kornin eru áberandi rúnnað. Slæðingur er enn af svarta, fersklega glerinu. Hér er einnig mikið af meðalkorna basalti sem erfitt er að greina hvort að hafi plagióklasdíla, eða sé af þóleiit eða ólivín þóleiit samsetningu. Mögulega er hér komið inn í aðra einingu.

Bólstrabreksía, 792-821 m:

Nokkur blöndun er enn í svarfinu en í þunnsneið frá 792 m sést mikil dreifing í kristallastærð. Greina má plagióklas hópdlótt túff, hlutkristölluð og fínkorna ólivín þóleiit korn. Einnig má sjá meðalkorna ólivín þóleiit korn en erfitt er að greina hvort að þau séu líka plagióklas hópdlótt. Í bland er slæðingur af plagióklas hópdlóttu, fínkorna þóleiiti. Bergið ber einkenni bólstrabergs. Neðst í einingunni er ummyndun orðin töluverð og allt gler komið með ljósgrænan ummyndunarlit.

Mælingar eru af skornum skammti á þessu dýptarbili, en viðnámsmælingar eru þó til staðar. Á 807-837 m má sjá viðnámstopp (mynd 11) sem getur gefið til kynna að á þessu dýptarbili séu ferskari jarðlög en umhverfis, t.d. innskot eða silla.

Mjög erfitt er að setja neðri lagmót á þessa myndun þar sem engin merki um slíkt sjást í svarfinu og of langt er á milli þunnsneiða.

Hægt er að tengja þessa myndun yfir í holur HE-15 og HE-4 sem eru á sama teig. Af þunnsneiðum má sjá að neðri lagmót þessarar myndunar í HE-4 er á 819 m og á 808 m í HE-15. Þess vegna verða lagmóti í þessari holu einnig sett á milli tveggja þunnsneiða úr augljóslega mismunandi myndunum eða á milli 792 og 850 m.

Móberg 6 (M6) 821 – 990 m: Ólivín þóleiit breksía, dílalaus.

Myndunin einkennist af dílalausri breksíu en inn á milli eru túffríkari lög. Í bland er meðal- eða grófkorna basalt sem líklega eru innskot.

Við skoðun svarfspjalda verður ekki vart við mikla breytingu í þessari myndun og frá 890 m er svarfið orðið mjög fínt. Jarðlagamælingar hjálpa ekki mikið til þar en NN og gamma eru aðeins til staðar frá 880 m og frá 700 m er aðeins til mæling frá öðrum víddararmi. Þá bera niðurstöður viðnámsmælinga vott um að ekki hafi náðst sérlega gott samband við jörð en það einkennist af því að gildin eru mjög lág (í kringum 5 ohm) og toppar því ekki eins afgerandi.

Frá 806-835 m kemur þó fram hækkun á viðnámi, sem getur bent til minni ummyndunar, t.d. ferskt innskot (mynd 10). Í þunnsneið á 850 m er mikil blöndun, þar finnst allt frá glerjuðu, í fin- og meðalkorna ólivín þóleiit. Bergið er mikið ummyndað. Hér og þar bregður fyrir finkorna þóleiiti með smáum hópdlum eins og í einingunni að ofan. Stöku korn eru grófkorna og virðast þau minna ummynduð en líklega eru þau partur af þessari myndun. Hér virðist á ferðinni ólivín þóleiit bólstraberg.

Á 894 m dýpi verður svarfið mjög fínt og helst þannig með örfáum undantekningum niður á 1284 m dýpi þar sem það hættir að berast upp. Þannig er svarfið í þunnsneið á 900 m mjög fínt og ummyndun almennt orðin enn meiri. Ekki sést því mikil breyting í mynduninni frá 900-990m. Basaltið er svipað, kornastærðardreifing töluverð, allt frá gleri yfir í meðalkorna. Hér og þar verður vart við oxun. Líklega skera nokkur innskot myndunina eins og sést á jarðlagamælingum og stundum í svarfi.

Móberg 7 (M7) 990 – 1080 m: Móberg, dílalaust.

Túff, 990-1040 m:

Túffið er mikið ummyndað og oft á tíðum ríkt af útfellingum. Svarfið er afar fínt og engin þunnsneið er til úr þessari einingu svo finni blæbrigði túffsins er ekki hægt að greina. Nifteindamælingar sýna á 980-1040 m meðalgildi 1300 API ef frá er talið NN toppur frá 1003-1010 m sem nær 2300 API. Á sama dýpi og NN toppurinn sést má greina viðnámstopp (mynd 10). Í svarfinu sést að frá 1002-1010 m er nokkuð af grófkorna basalti í bland sem passar vel við NN og viðnámstopp.

Bólstrabreksía, 1040-1080 m:

Breksía sem samanstendur af dílalausú túffi og fin- og meðalkorna basalti. Í þunnsneið frá 1056 m sést að svarfið er mjög blandað og ummyndað. Rétt glittir í mjög ummyndaða plagíóklas og ágít kristalla hér og þar. Rétt sést í plagíóklasnálar í, að því er virðist, afar ummynduðum hlutkristölluðum kornum.

NN gildi hækka úr að meðaltali 1300 í 2000, en rokka samt til og frá. Þessi hækking á NN gildum endurspeglar aukna kristöllum í móberginu en sýnir jafnframt að hún er ekki einsleit (mynd 11). Á víddarmælingu sést nokkuð breiður skápur sem er 1 m breiður en það fæst staðfest á NN mælingu að hann er á 1059-1060 m dýpi (mynd 10). Báðum megin skoltaps glittir í fín-meðalkorna, þóleiitlegt basalt. Mögulegt er að þar sé um innskot að ræða. Ekki er ólíklegt að á lagmótum innskots og móbergseiningar sé sprunga, en við það að loftbora í gegnum sprungu dettur niður jafnvægi lofts og vatns og skol getur tapast.

Holan gaus á 1063 m og kom skol ekki upp fyrr en á 1094 m. Neðri lagmót eru höfð mitt í skolatapinu.

Móberg 8 (M8) 1080 – 1152 m: Bólstrabreksía, dílalaus.

Breksía sem er blanda af túffi og fínkorna basalti. Líklega partur af sömu myndun og frá 1040-1080 m þó erfitt sé að fullyrða um það. Hér er svarf orðið afar fínt og blandað eins og sést vel í þunnsneið frá 1134 m. Þar ber mest á hlutkristölluðum og fínkorna ólivín þóleiitlegum kornum en nokkuð er af meðalkorna basalti þar sem plagíóklas og ágít eru áberandi. Nokkur oxun er í sýninu. Kalsít sést í mjög litlum mæli. Frá 1142-1152 m er svarfið ríkt af mjög ummynduðu túffi.

Neðri lagmót voru skilgreind með hjálp jarðlagamælinga og svarfs.

Innskot/hraunlag (H2) 1152-1208 m: Grófkorna basalt.

Svarfið samanstendur af grófkorna basalti. Engin þunnsneið úr þessari einingu og lagmót eru fundin út frá svarfi og jarðlagamælingum. Skoltap var frá 1152-1182 m og 1192-1196 m. Sjá má NN topp (hæst 2800 API) og viðnámstopp frá 1152-1202 m. Borhraði á sama dýptarbili var fremur lágur (mynd 10). Gefur þetta til kynna að samskonar grófkorna basalt hafi verið að finna á 1152-1182 m þar sem skoltapið var, þar sem eining frá 1152-1208 m er nokkuð skýrt afmörkuð í mælingum (mynd 11). Erfitt er að fullyrða um hvort að hér sé um innskot eða hraunlag að ræða.

Skoltap 1208-1224 m:

Á 1217 m er lögð í bæði NN og viðnámi en það getur gefið til kynna sprungu (mynd 10). Engin breyting kemur fram á víddarmælingu á þessu dýptarbili.

Móberg 9 (M9) 1224 –1288 m: Breksía.

Efst er þunnt lag af mikið ummynduðu túffi. Þar fyrir neðan tekur við breksíulegra basalt, þar sem hlutkristallað og fínkorna mikið ummyndað basalt er í meirihluta. Þó svarfið sé fínt og blandað í þunnsneiðum frá 1236 og 1278 m er bergið greinilega svipað. Tvenns konar korn er að finna í svarfinu. Annars vegar fínkorna mikið ummyndað ólivín þóleiit þar sem aðeins glittir í mikið ummyndaðan plagíóklas, málms og smá ágít og aðeins ber á oxun. Hins vegar er töluvert af meðalkorna, minna ummynduðum, stökum frumsteindum á dreif í svarfinu en þær eru líklega ættaðar úr grófkorna basalti. Meira er af meðalkorna, allt út í grófkorna basalt í sneiðinni frá 1278 m. Erfitt að greina í svarfinu hvar magn meðalkorna fersklega basaltsins fer að aukast. Apatít sést sumstaðar í stórum plagíóklaskristöllum, líklega úr grófkorna basaltinu. Einnig sjást einstaka korn sem bera vott um snertiummyndun eins og sést víða í HE-42. Þá sjást líka korn sem hafa einkenni misgengisbreksíu.

Skoltap 1288-1324 m:

Örlítið svarf kom upp á 1324-1328 m og er þar að finna fínkorna, mikið ummyndað basalt. Gammatoppur sést á um 1300 m en mögulegt er að hann sé í raun ekki að sýna jarðlöguð af þróaðri efnasamsetningu heldur loft sem seitlar út úr æð sem þar er að finna. Á einni hitamælingu kemur fram óeðlilegur toppur á sama dýpi en hann bendir til lofts í holu.

1324-2256 m:

Þar sem skoltap kom í veg fyrir svarfheimtur neðan 1288 m er eina leiðin til að fá upplýsingar um jarðlög að skoða jarðlagamælingar (myndir 10-11). Fátt er að sjá á NN mælingum, lítið um toppa eða lægðir sem gefa til kynna hvers konar jarðlög er borað í. Nokkrar litlar lægðir sjást þó, á 1000, 1150, 1350, 1550 og rúmlega 2000 m. Gefur það til kynna að þar séu poróttari jarðlög heldur en í nágrenninu.

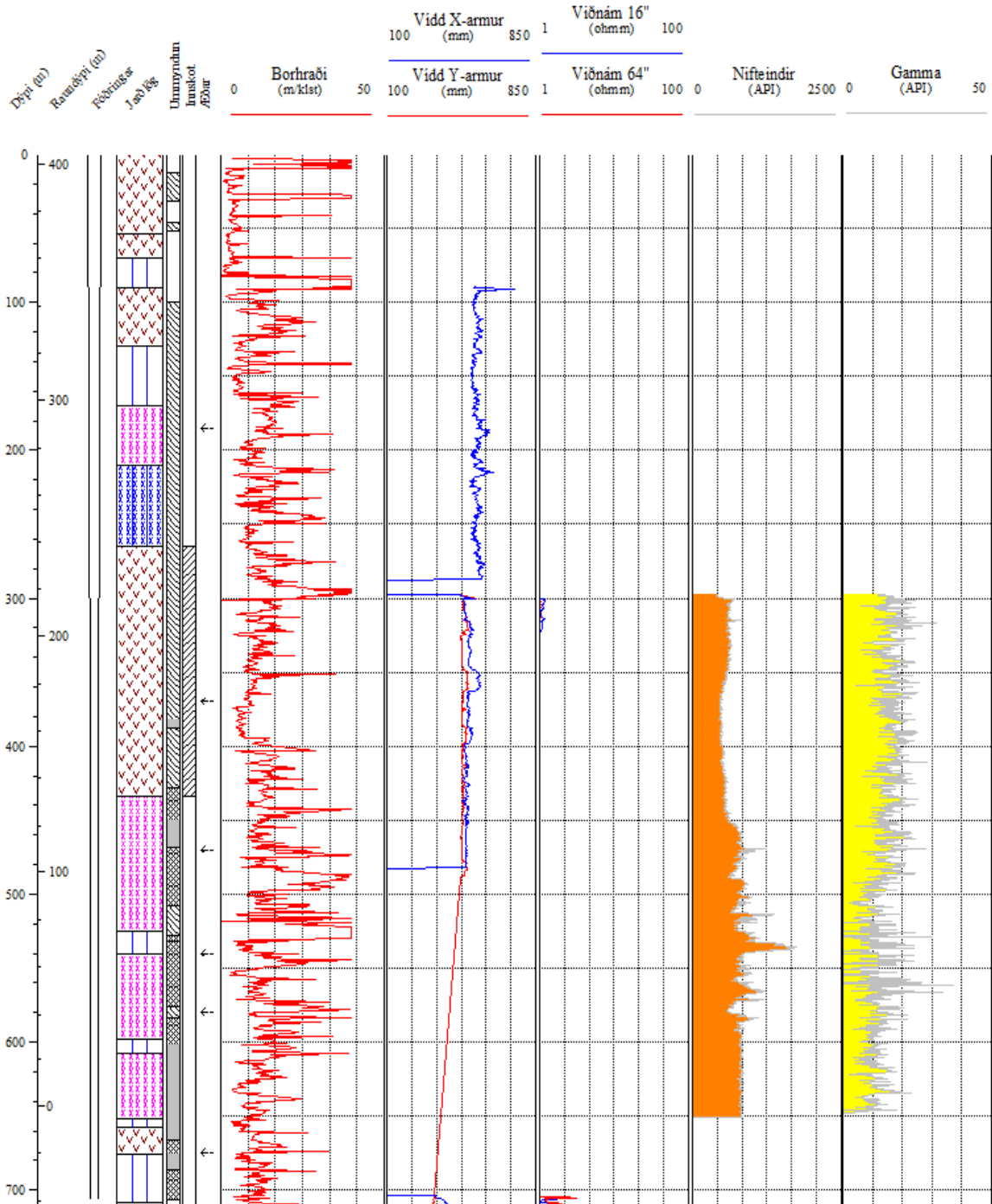
Á gammamælingu sjást nokkrir toppar. Toppurinn á 1300 m er líklega merki um loft í holunni á þessu dýpi (hvort sem það lekur út úr æð eða er bara „fast“ í holunni vegna ádælingar) en fellur saman við mjög afgerandi topp á hitamælingu frá 20. mars en sá toppur þykir frekar bera vott um loft heldur en æð. Litlu dýpra eða á 1310-1325 m má sjá lítinn skáp. Aðrir gammatoppar, misáberandi, eru á 1568, 1665, 1965, 2011, 2025, 2035, 2113 og 2131 m. Viðnámsmæling er fremur óvenjuleg og gefur mjög lág gildi. Ástæðan er líklega sú að ekki hefur verið nægilega gott samband við jörð og því ekki nægilegur spennunumur sem verið var að mæla. Séu viðnámsmælingar skoðaðar afstætt þá eru nokkrar einingar að skera sig úr. Til dæmis er almennt hærra og óreglulegra viðnám frá 1050-1350 m. Getur það borið vott um ferskleg korn, jafnvel innskotaflækju. Svipuð eining sést frá 1464-1555 m.

Staður: Hellið
Holunafn: HE-30

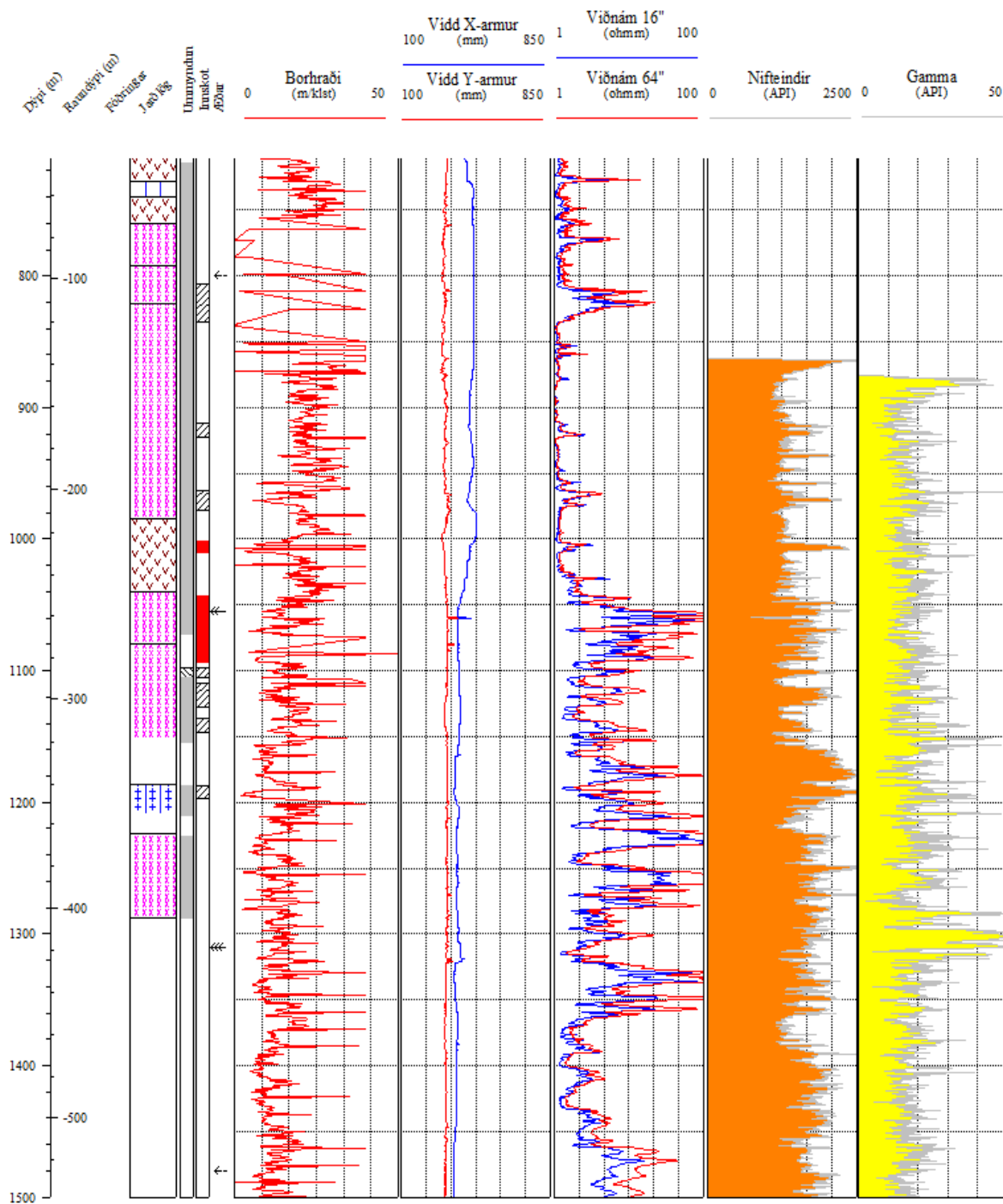
Bor: Óðinn
Dýptarbil: 0-710 m

Skolvökvi: Leðja
Verkhlut: 1.-2. áfangi

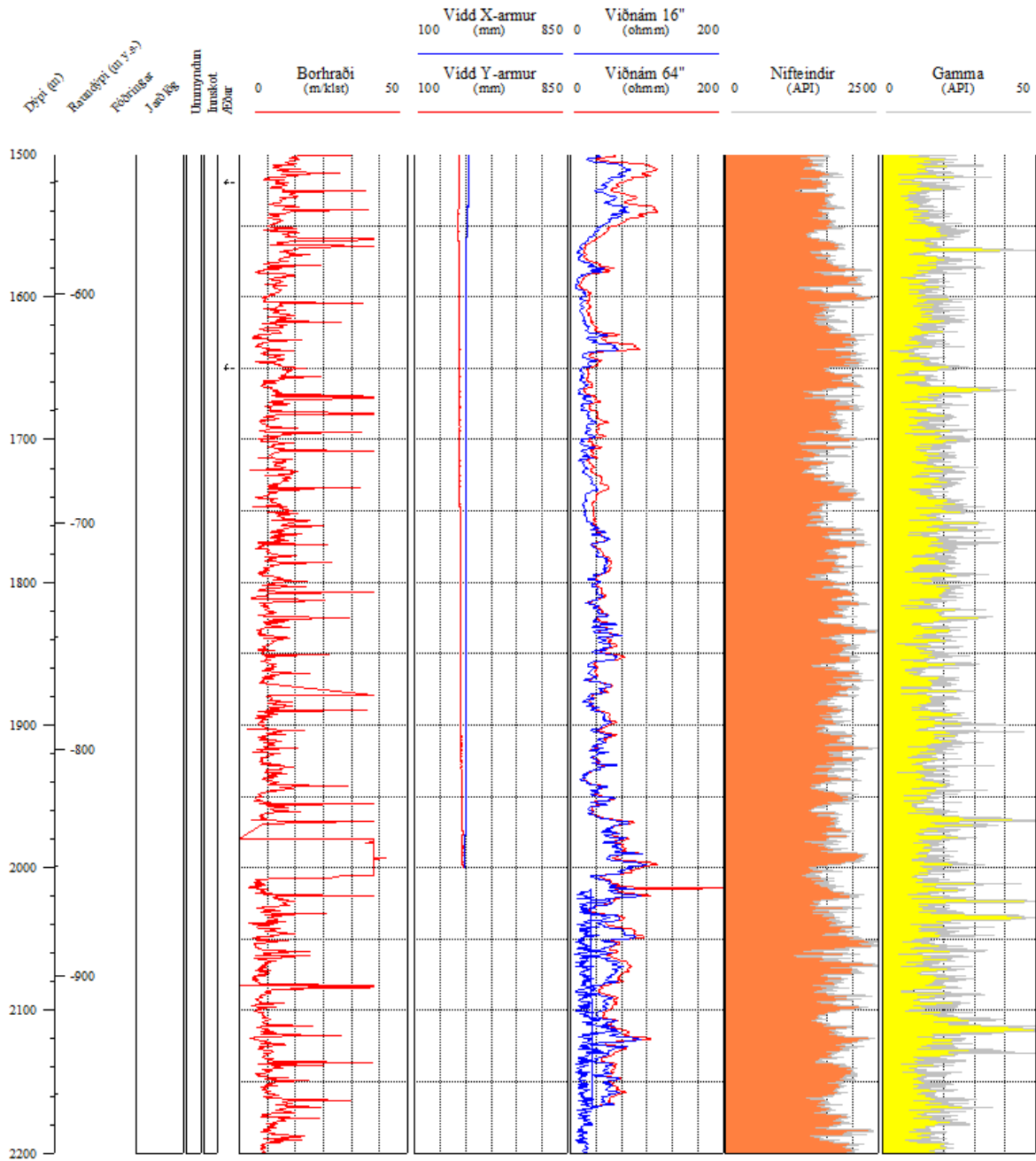
Staðarnúmer: 95130
Starfsmenn: SHG



Mynd 9. Dýptarleiddrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum á 0-710 m í 1. og 2. áfangi HE-30.



Mynd 10. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 710-1500 m í 3. áfangi í HE-30.



Mynd 11. Æðar, borhraði og jarðlagamælingar í 3. áfanga HE-30, frá 1500-2260 m mælt dýpi.

4.3 Hola HE-42

Hola HE-42 er 3322 m djúp, lóðrétt hola og voru svarfheimtur fullkomnar. Í þriðja áfanga var jafnvægisborað en við það verður svarf oft fint og frekar blandað. Jarðlagamælingar ná niður á um 2200 m dýpi.

Efst eru 3 nútímahraunlög. Þá taka við móbergsmýndanir niður á 717 m þar sem hraunlög finnast niður á 866 m. Þá er komið inn í síðustu móbergsmýndunina sem greind er með vissu. Hún nær niður á 1012. Tvær myndandir ná frá 1012-1488 m og hefur ekki reynst hægt að greina hvort að um hraunlög eða jafnvel bólstraberg sé að ræða en báðar myndandir eru skornar af innskotum sem gerir greiningu erfiðari. Frá 1488 m og niður á botn holunnar á 3322 m dýpi fundust engin merki um móberg en hraunlagasyrpur eru víða skornar af innskotum og því erfiðleikum háð að greina þær með mikilli nákvæmni í sundur.

Tvö leiðarlög fundust í staflanum, L9 og L16, en þau var meðal annars hægt að rekja að holu HE-30. Lýsingu á þeim má finna í kafla 4.8.

Svarf úr forborun HE-42 týndist og því eru einingarnar niður á 114 m dýpi fundnar út frá svarfspjöldum og þunnsneiðum í HE-41. Jarðlög og jarðlagamælingar má sjá á myndum 16-18.

Hellisheiðarhraun (N1) 0 – 36 m: Hraunlög

Þrjú nútíma blöðrótt, finkorna, ólivín þóleiít hraunlög finnast efst í holunni. Efsta hraunlagið nær niður á 10 m dýpi og er dílalaust. Þar tekur við svipað ólivín þóleiít nema það er plagióklas-stakdílótt eins og sést í þunnsneið úr HE-41 frá 16 m en þetta hraunlag nær niður á 20 m. Þar má sjá oxuð og kargaleg korn en þá tekur við þriðja ólivín þóleiít hraunlagið. Það er jafnvel enn plagióklasdílóttara. Neðri lagmót sjást vel í svarfi og í þunnsneið. Þessi hraunlög passa vel við lýsingar á Hellisheiðarhraunum D, B/C og A. D er yngst og dílalaust, B/C er plagióklas og ólivín stakdílótt og D er plagióklas dílótt en ólivín stakdílótt. Þykkt hraunnanna efst í þessari holu er 36 m. Þykkt elsta hraunsins, Hellisheiðarhrauns A, var í nálægum grunnvatnsholum ákvörðuð 100 m en rétt austan HE-42 sést Hellisheiðarhraun A á yfirborði. Líklegt er að þykkt Hellisheiðarhrauns A sé mjög breytileg og háð dýpt á undirliggjandi jarðlagi. Þunnsneið frá 36 m er tekin á lagmótum og er um 50% af kornunum plagióklasdílótt basalt. Í bland er blöðrótt gler með mikið af plagióklasdílum sem oft innihalda glerinnlyksur en auk þess má finna setleg korn með gleri og frumsteindabrotum í.

Móberg 1(M1) 36 – 114 m: Plagióklas og ólivín dílótt móberg

36-64 m, túff:

Í svarfi sést vel hversu plagióklas-dílótt og blöðrótt þessi túffeining er. Í þunnsneið frá 58 m eru ólivín dílar mun meira áberandi heldur en plagióklasdílarnir. Setkeimur á sumum túffkornanna ber vott um einhvern flutning.

64-78 m, finkorna basalt.

Finkorna, blöðrótt, ólivín þóleiít. Lítið sést af dílum í svarfinu, sem er lítilla oxað. Engin þunnsneið. Mögulega hraun eða kristallaður gúll í túffmynduninni.

78 – 114 m, túff:

Plagióklas og ólivín stakdílótt túff. Stundum er túffið blöðrótt og oft hafa brot límst saman. Þunnsneiðar frá 86 og 114 m í HE-41 eru mjög svipaðar. Þó er minna um blöðrótt túff í neðri sneiðinni.

Móberg 2 (M2) 114 – 126 m: Dílalaust túff

Dílalaust, ljósgrátt túff. Svarf- og þunnsneiðagreiningu ber saman um að túffið sé finkorna og dílalaust. Í þunnsneið á 120 m sést glögglega að glerið er samanlímt og blöðrótt og varla nokkra kristalla að sjá. Neðri lagmót sjást vel í svarfi þar sem plagióklasdýlar verða áberandi.

Móberg 3 (M3) 126 – 332 m: Plagióklas-dílótt, ólivín-stakdílótt móberg.

Plagióklas-dílótt og ólivín/spinel-stakdílótt móberg. Bólstrabergsmyndun með túffhatt.

126-222 m, túff:

Plagióklas og ólivíndílótt túff. Plagióklasdýlarnir eru subhedral og oftar en ekki með glerinnlyksum. Frá 140-150 m er smá breksíulinsa inni í túffinu. Í þunnsneið á 190 m er að finna gler með illa förnum plagióklas dýlum sem ólivíndýlar hanga stundum á.

222-332 m, bólstraberg:

Í þunnsneið frá 250 m er, mest af blöðróttu, finkorna ólivín þóleiíti en gler er í minnihluta. Sömu dýlarnir eru enn til staðar. Líklega er hér um bólstraberg að ræða. Í þunnsneið frá 254 m er að finna allar kornastærðir en mest er af hlutkristölluðu basalti með áberandi miklu af plagióklasdýlum og stöku ólivín-díl. Í þunnsneið á 332 m er svarfið blandað úr að því virðist þessari einingu og þeirri að neðan. Um 1/3 kornanna er úr þessari einingu en restin er dílalaust túff og hlutkristallað basalt eins og í M4. Neðri lagmót einingarinnar eru greinileg í svarfinu á 334 m þar sem komið er inn í dílalaust lag.

Móberg 4 (M9) 332 – 416 m: Dílalaust túff

Dílalaust móberg, að mestu túff, þar sem stundum vottar fyrir þóleiít keim. Á efri lagmótum eru setkorn í bland við dílalaust, blöðrótt, ferskt gler og korn úr einingu fyrir ofan. Í þunnsneiðum á 332 m og 346 m sést vel að glerið er ekki samanlímt, þ.e.a.s. hvert korn er upprunalegt og blöðrunar oft straumlaga. Þau fáu hlutkristölluðu korn sýna straumflögun í plagióklas-nálunum. Má segja að það sé nokkur þóleiít keimur af þessari einingu. Frá 338-344 m er setkeimurinn á túffinu greinilegur í svarfskoðun. Þessi seteinkenni efst í mynduninni bera vott um að túffið hafi náð að velkjast eitthvað til. Sömu seteinkenni má sjá á 332-340 m í holu HE-41.

Svarf vantar frá 352-360 m dýpi þar sem borun 1. áfanga var hætt á 351 m dýpi.

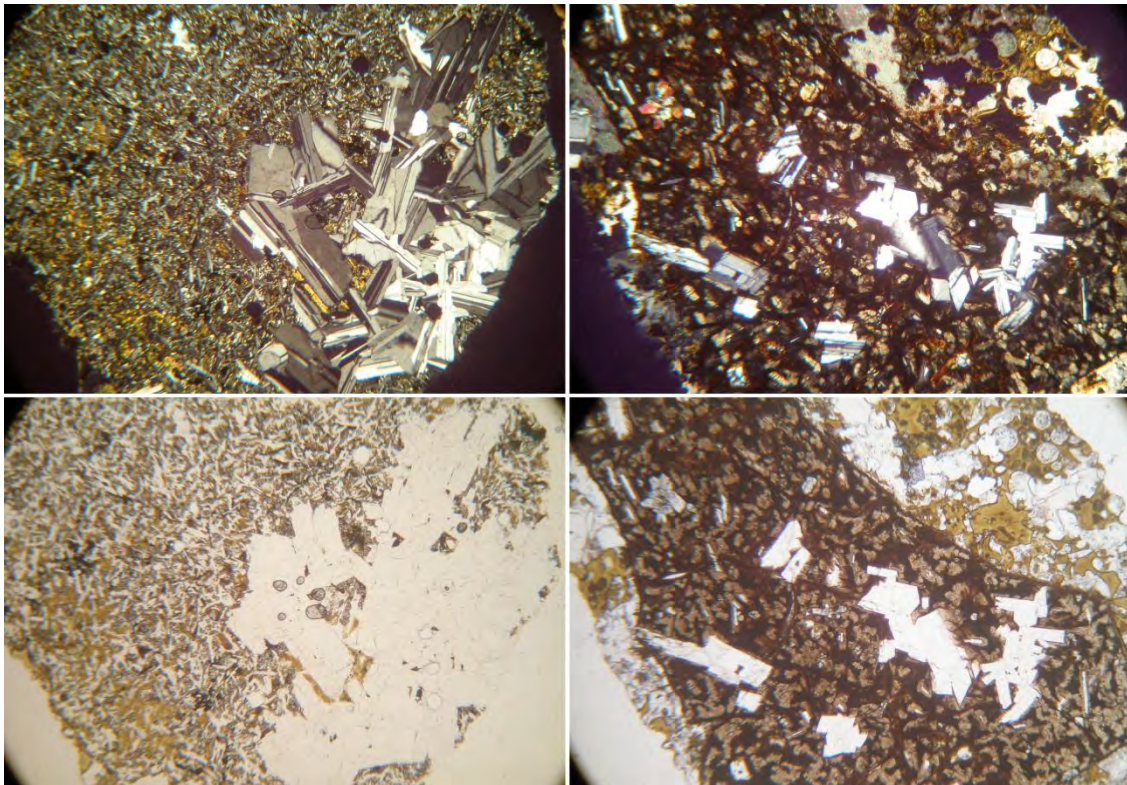
Þegar komið er niður á 376 m dýpi verður ásýndarbreyting á svarfinu. Líklega er þetta partur af sömu myndun en næstu þunnsneiðar eru fyrir neðan þetta bil. Túffið er enn dílalaust, en aftur verður vart við svipuð seteinkenni. Hér má sjá gulbrúnan ummyndunarblæ á túffinu. Hér og þar í setkornunum má sjá fersk glerkorn sem hafa lent í núningi en á 394 m dýpi breytist áferð kornanna og þau verða einsleitari, minna blöðrótt og jafnframt aðeins ummynduð. Neðri lagmót eru sett þar sem vart verður við breytingu á ásýnd túffsins. Þessi myndun sést í holu HE-41 frá 330-446 m og þar eru efri lagmót greinileg á setlagi sem sést vel í svarfi.

Móberg 5 (M16) 416 – 717 m: Hópdílótt móberg

Móbergsmýndun sem einkennist af plagióklashópdílum og þóleiít ásýnd.

Nokkurrar oxunar verður vart efst í mynduninni sem er öllu breksiúkenndari en myndunin fyrir ofan. Í þunnsneið frá 428 m má sjá greinilega hópdíla, bæði staka, í túffkornum og í hlutkristölluðum kornum. Þunnsneið á 494 m dýpi stingur nokkuð í stúf þar sem ríkjandi er dílalaust, þétt basalt í bland við túff og hlutkristallað basalt. Nokkuð er um stóra staka plagióklasdíla með glerinnlyksum. NN og gamma mælingar sýna nokkra hækkun á gildum á 484 – 495 m sem gefur til kynna þéttara og jafnvel aðeins þróaðra berg (mynd 16). Hér gæti verið um að ræða smá innskot inn í móbergið.

Þunnsneiðar á 548, 620, 696 m dýpi eru svipaðar þó að kristöllum í berginu sé mismikil. Erfitt er að fullyrða um berggerð, hún virðist vera á mörkum ólivín þóleiíts og þóleiíts. Plagióklas-hópdílar eru til staðar í öllum kornum, stundum með áhangandi ólivín-díla. Í sneið á 548 m er túff mest áberandi en þar er líka töluvert af hlutkristölluðu og fínkorna bergi (mMynd 12).



Mynd 12. Hópdílótt þóleiít á 548 m dýpi í holu HE-42.

Þunnsneiðamyndir eru u.þ.b. 3,5 mm í þvermál. Efri myndirnar eru teknar undir tvískautuðu ljósi en þær neðri undir einskautuðu ljósi. Á myndunum sjást hvítar plagióklasnálur í hnapp (hópdílar) í fín- og jafnkorna grunnmassa þóleiítsins.

Í sneið á 620 m er jafn- og fínkorna basalt ríkjandi, stundum allt að því dulkorna. Örlitlir ágítakristallar eru rétt greinanlegir í grunnmassanum. Euhedral málmur er áberandi í þessum kornum, sem ásamt jafnkorna kristöllum, bendir til þóleiít samsetningar (mynd 12). Grunnmassinn einkennist af plagióklasnálum sem raða sér í frostrósamynstur og umhverfis þær eru smásæjar steindir. Meiri kristöllum er í grunnmassa korna á 620 m heldur en á 696 m.

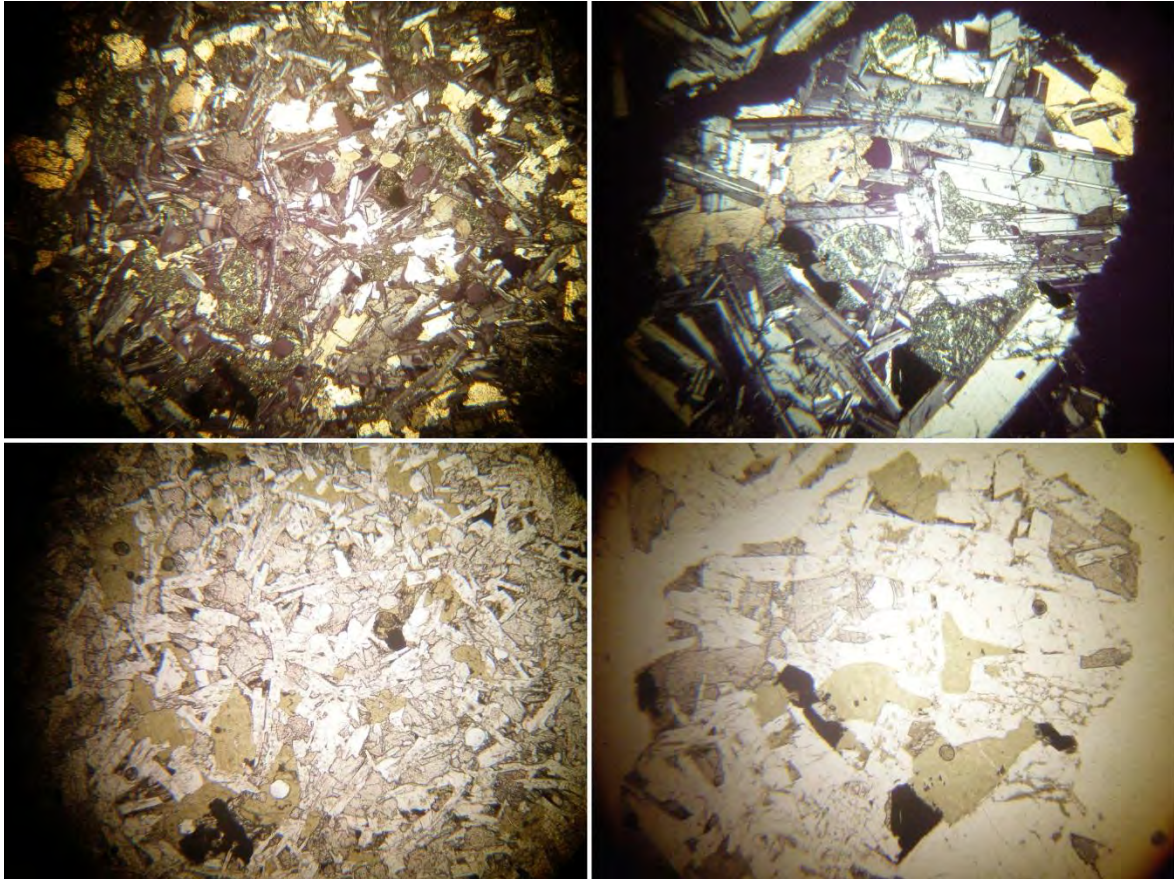
Þunnsneið af 738 m dýpi virðist vera blanda af tveimur bergtegundum. Annars vegar má sjá gler og fínkorna basalt með plagióklashópdílum. Þessi korn eru lík því sem ofar finnst

Þó þau beri kannski aðeins meiri þóleiít keim en fyrir ofan. Hinsvegar má sjá korn sem eru fin og meðalkorna, með afgerandi sub-ófitískum textúr. Þessi blöndun er merki um að komið sé inni í aðra myndun. Í svarfi má einmitt sjá að magn túffs fer þverrandi fyrir neðan 738 m. Jarðlagamælingar sýna mikla hækkun á NN á 717 m sem er merki um þéttara berg (mynd 16) og er það dýpi notað til að leiðrétta fyrir taftíma og blöndun svarfs. Neðri lagmót myndunarinnar eru því sett á 717 m. Samskonar myndun má sjá í HE-41 á 474-734 m mældu dýpi. Hópdílótt túff, breksiur, og bólstrabreksiur með þóleiítkeim. Þessi myndun er á 115 til 355 m.u.s. í HE-41 en í HE-42 er hún á 60 til 360 m.u.s. og má því segja að ágætis samræmi gæti milli þessara holna sem boraðar eru af sama teig.

Hraun (H2) 717 – 866 m:

Efst má sjá ummyndað, fínkorna basalt sem verður smám saman grófkristallaðra. Á 756 m er basaltið orðið meðalkorna og sést þá vel hversu plagíóklasríkt það er. Á 774 m dýpi fer að sjást nokkuð af grófkorna, dökku basalti. Þunnsneið frá 780 m einkennist af meðalkorna basalti sem er ríkt af feitum plagíóklas nálum umkringdum subhedral ágít kornum og klórít ummynduðum ólivín. Ummyndun er að öðru leyti væg. Lítil málmur er í basaltinu og fátt um porur. Nokkuð er af grófkorna, plagíóklas og ágít ríku basalti sem virðist vera af svipaðri samsetningu og það meðalkorna (t.d. í þunnsneið frá 826 m) og má greina að lítið er af magnetíti í berginu (mynd 13).

Á NN mælingu má sjá hvernig gildi hækka snarlega úr um 1000 API á 717 m og ná hámarki (2000 API) á 745 m þaðan sem það lækkar smám saman niður á 800 m dýpi. Á sama dýptarbili er viðnám hærra en í nágrenninu (mynd 16). Þessi hækkun á NN gildum á 717 m er vísbending um lagmót og er hér miðað við það dýpi. Á 803 m dýpi hækkar NN aftur og nú um ca. 500 API og helst nokkuð hátt niður í 869 m, þó með nokkrum djúpum lægðum og toppum. Getur verið að hér sé um fleiri en eitt hraunlag að ræða og því sveiflur á NN gildum. Í þunnsneið í HE-41 í 860 m er að finna slæðing af meðal-grófkorna, fersklegu basalti sem er plagíóklas og ágít ríkt svipað og þessi myndun. Séu um sömu myndun að ræða staðfestir það lárétta útbreiðslu og er þá mjög líklega um hraunlag að ræða.



Mynd 13. Grófkorna basalt á 780 m dýpi í holu HE-42.

Þvermál þunnsneiðamynda er u.þ.b. 3,5 mm. Vinstra megin má sjá meðalkorna basalt og hægra megin er grófkorna útgáfa af líklegast sama basalti. Efri myndirnar eru teknar í tvískautuðu ljósi en þær neðri í einskautuðu.

Móberg 6 (M6) 866 – 1012 m:

Ummynduð móbergsbreksía. Í svarfinu sést túff efst en með auknu dýpi eykst kristöllun. Þunnsneið frá 876 m dýpi sýnir svarfblöndu en minnst er að sjá af grannberginu. Þar sem sést glitta í grannbergið virðist það finkorna ólivín þóleiít sem einkennist af afar finum plagíóklas nálum með frostrósa strúktúr. Mikið er af meðalkorna, fremur fersku, plagíóklas og ágít ríku basalti en mögulega má sjá glitta í klórít ummyndað ólvín í grunnmassanum. Meðalkorna bergið gæti verið innskot þó ómögulegt sé að fullyrða um það. Sama meðalkorna bergið kemur fram í þunnsneið frá 940 m.

Frá 1000 m dýpi fara NN gildi hækkandi en það er líklega vottur um aukið magn innskotabergs með minni poruhluta en ólivín-þóleiít breksían. Passar það vel við þunnsneiðaskoðun. Ekki er ólíklegt að hægt væri að skipta þessari myndun frekar upp ef ekki væri svona mikið af innskotum.

Móberg/Kristallað basalt (M7) 1012-1472m :

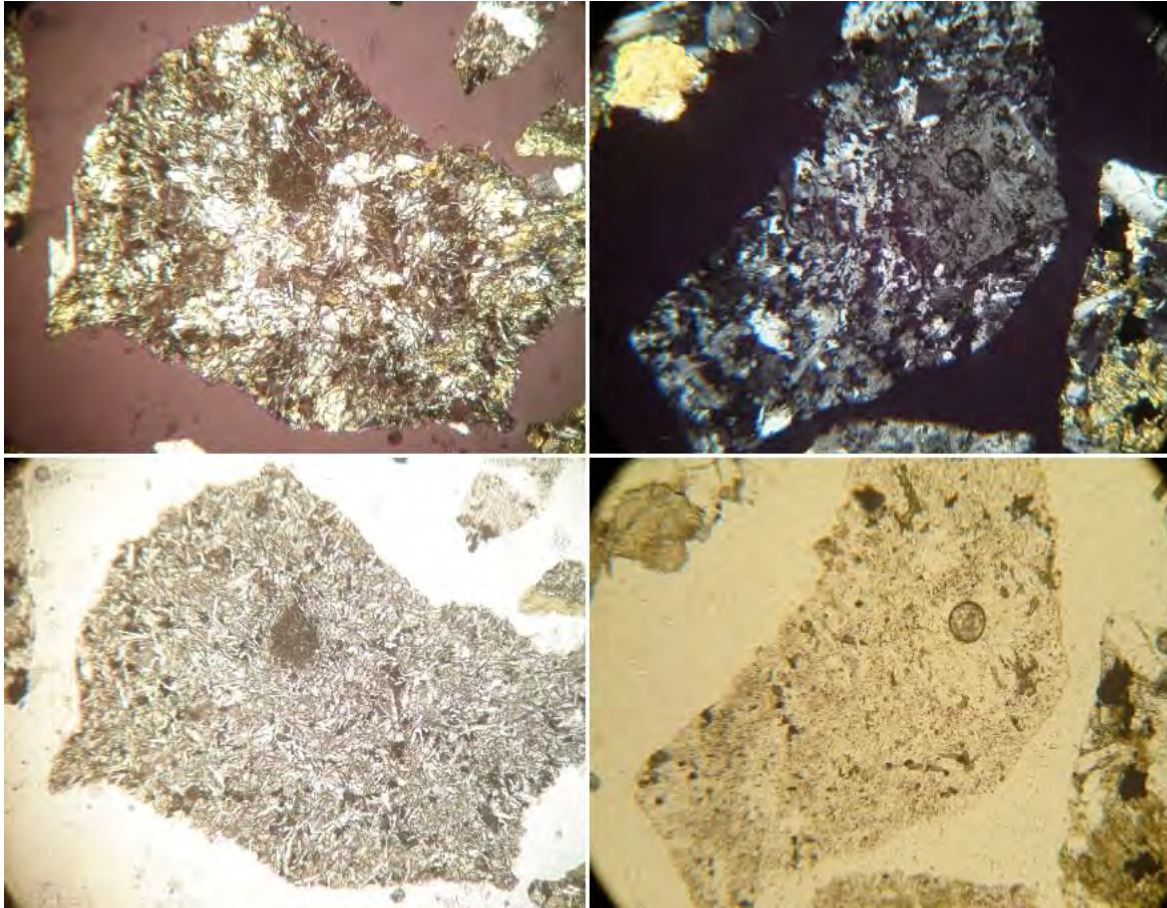
Efst er nokkuð af finkorna blöðróttu, mikið ummynduðu ólivín þóleiíti. Lítið sést af grannberginu í þunnsneiðum þar sem innskotaberg er mun fyrirferðameira. Í efstu hundrað metrnum glittir oft í misgengisbreksíu sem inniheldur bæði korn úr innskotum og

grannbergi. Á 1075 m sést skápur á víddarmælingu en algengt er að þeir myndist þar sem veikleika er að finna í berginu (mynd 17).

Á 1150 m er töluvert af meðalkorna, mikið ummyndaðu ólivín þóleiíti en þaðan og niður á 1330 m sést lítið annað en lítt ummyndað meðal-grófkorna innskotaberg í þunnsneiðum. Á 1366, 1380 og 1416 m sést glitta í fínkorna, mikið ummyndað grannberg sem einkennist af miklum málm. Ekki er hægt að skera úr hvort grannbergið sé bólstrabergsmyndun eða hraunlög.

Kristallað basalt (H3) 1472-1488 m: Plagióklasdílótt basalt

Fín- og meðalkorna, plagióklas stakdílótt, mikið ummyndað basalt. Ófítiskur textúr bendir til ólivín þóleiít samsetningar. Í bland má sjá korn sem bera einkenni þróaðs bergs. Þau eru rík af kvasi og ópak steindum og textúrinn er einkennandi (mynd 14). Gamma toppur á 1467 m dýpi bendir til að hér megi finna þróaðra berg og hefur það einnig verið staðfest með ICP-greiningu (Sandra Snæbjörnsdóttir, 2011). Grannbergið gæti verið hvort sem er bólstraberg eða hraunlag, erfitt er að skera úr um það, en það er svo skorið af þróðu innskoti (Mynd 17).



Mynd 14. Þunnsneið frá 1478 m dýpi í HE-42.

Tvenns konar korn greindust í þunnsneið. Til vinstri er að finna fínkorna ólivín þóleiít en hægra megin korn af þróaðri uppruna. Ólivín þóleiítið er úr hraunlagi en þróaða bergið innkot. Efri myndirnar eru teknar í tvískautuðu ljósi en þær neðri í einskautuðu. Þvermál mynda er um 3,5 mm.

Hraunlagasyrpa (H4) 1488-1700 m: Dílalaust basalt

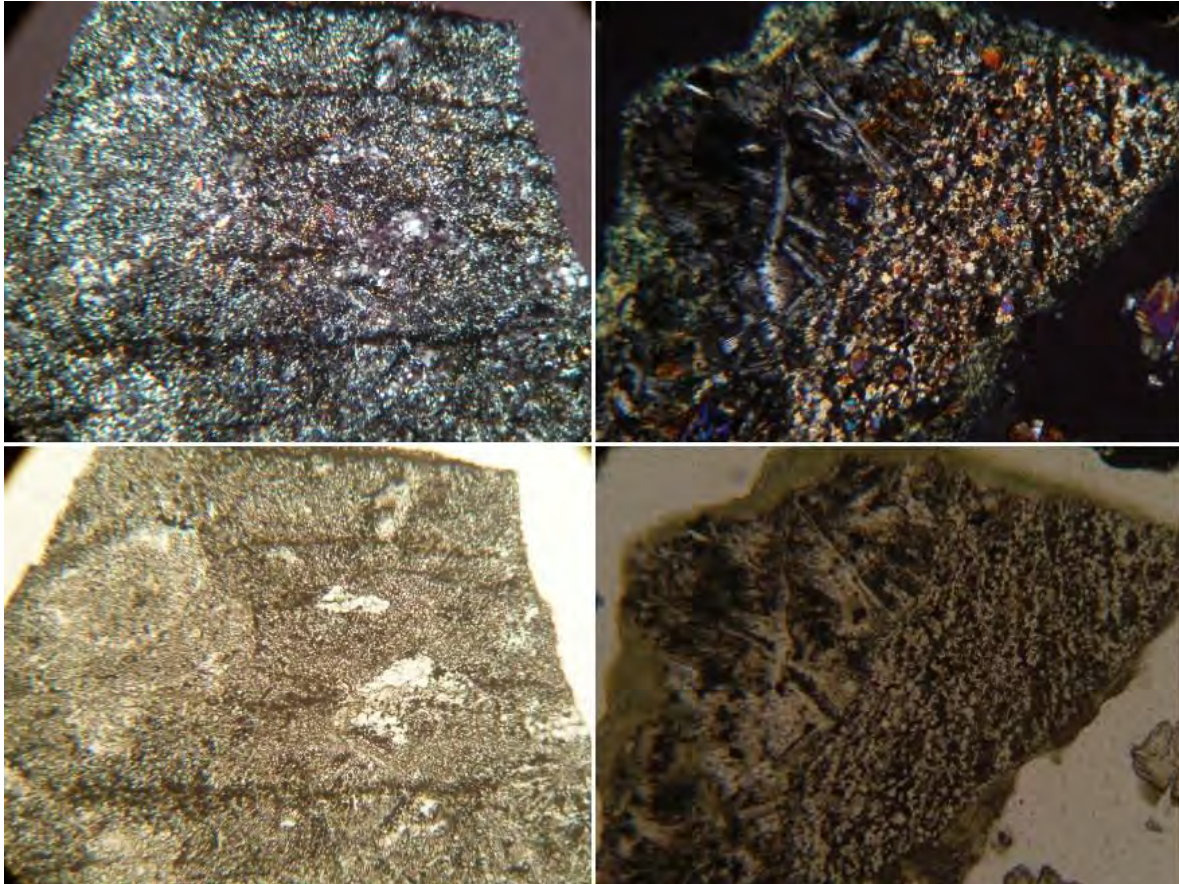
Í þessari einingu er mikil blöndun korna. Grannbergið er meðalkorna, mikið ummyndað, plagióklasríkt ólivín þóleiít. Engir dílar sáust en að öðru leyti virðist það svipað ólivín þóleiítinu fyrir ofan. Hér er að öllum líkindum um hraunlagasyrpu að ræða. Mikil blöndun var í sýnunum og gerir það óvissu í greiningum töluverða. Erfitt reyndist að bera saman svarfgreiningu og jarðlagamælingar en nokkuð sést af óreglu og skápum á víddarmælingu frá 1600-1640 m. Auk ólivín þóleiíts sást töluvert magn af kornum af óræðum uppruna í þunnsneiðum.

Verður hér gerð tilraun til að lýsa þessum sérstöku kornum. Í þunnsneið á 1500 m dýpi bregður fyrst fyrir þessari sérstöku tegund korna. Textúrin er afar einkennileg, steindir eru dropalaga eða kringlóttar og oft jafnkorna. Ágít og málmur eru mest áberandi og líklega kvars. Hér og þar bregður fyrir óvenjulegum steindum, mögulega bíótíti og ægirín-ágíti. Til eru korn þar sem mörkin á milli þessara sérstöku korna og grannbergsins eru vel greinileg.

Í fyrstu var ekki ljóst hvort um sérstæða bergtegund eða ummyndunar afurð væri að ræða. Miðað við sérstaka skörp skil á milli ummyndaða ólivín þóleiít grannbergsins og þessa sérstæða bergs þótti ljóst að hér væri um að ræða svokallaða hástígs snertiummyndun eins

og lýst hefur verið í borholu á Reykjanesi (Marks o.fl., 2011). Korn af þessu tagi sjást í eftirfarandi þunnsneiðum: 1500, 1578, 1604, 1658 og 1690 m (mynd 15).

Í svarfgreiningu er þessu bergi lýst sem ísúrum æðum (myndlaus kísill með magnetíti) sem kvíslast um grannbergið (Sveinborg H. Gunnarsdóttir og Christa Feucht, 2010).



Mynd 15. Gler úr gangi með hástígs snertiummyndunarásýnd.

Myndirnar vinstra megin eru af kornum úr þunnsneið á 1500 m og myndirnar hægra megin eru af kornum frá 1604 m. Á hægri myndunum sjást skörp skil ólivín þóleiit grannbergs og glersins úr ganginum. Þvermál mynda er um 3,5 mm.

Hraunlagasyrpa (H5) 1700 – 2304 m: Fínkorna, málmríkt basalt.

Grannbergið er hér orðið fínkorna, málmríkt og mjög ummyndað. Stundum er það jafnvel dulkorna. Erfitt er að greina frumsteindir sökum ummyndunar. Lítið er af útfellingum. Stöku setleg korn eru sjáanleg í svarfinu. Eins má sjá slæðing af skráttu kornunum „funky stöff“ í sneiðum frá 1768 og 1854. Í þunnsneiðar frá um 1900-2000 m er nokkuð af dulkorna bergi sem gæti vel verið af þróuðum toga.

Mögulega er hér um hraunlagamyndun að ræða og setlegu kornin þá upprunnin úr millilögum. Á 1760 m hækkar meðaltal (baseline) viðnámsgilda töluvert en það gæti verið merki um lægra vatnsinnihald bergsins og herra ummyndunarstig.

Í þunnsneið á 2058 m og frá 2056-2060 m í svarfi er að finna kolummynduð glerleg korn. Sést það best á textúrnum, blöðrur eru fylltar. Líklega er hér um að ræða kargalag í hraunlagastafla. Svipuð korn er að sjá í þunnsneið á 2210 m en í minna magni. Í

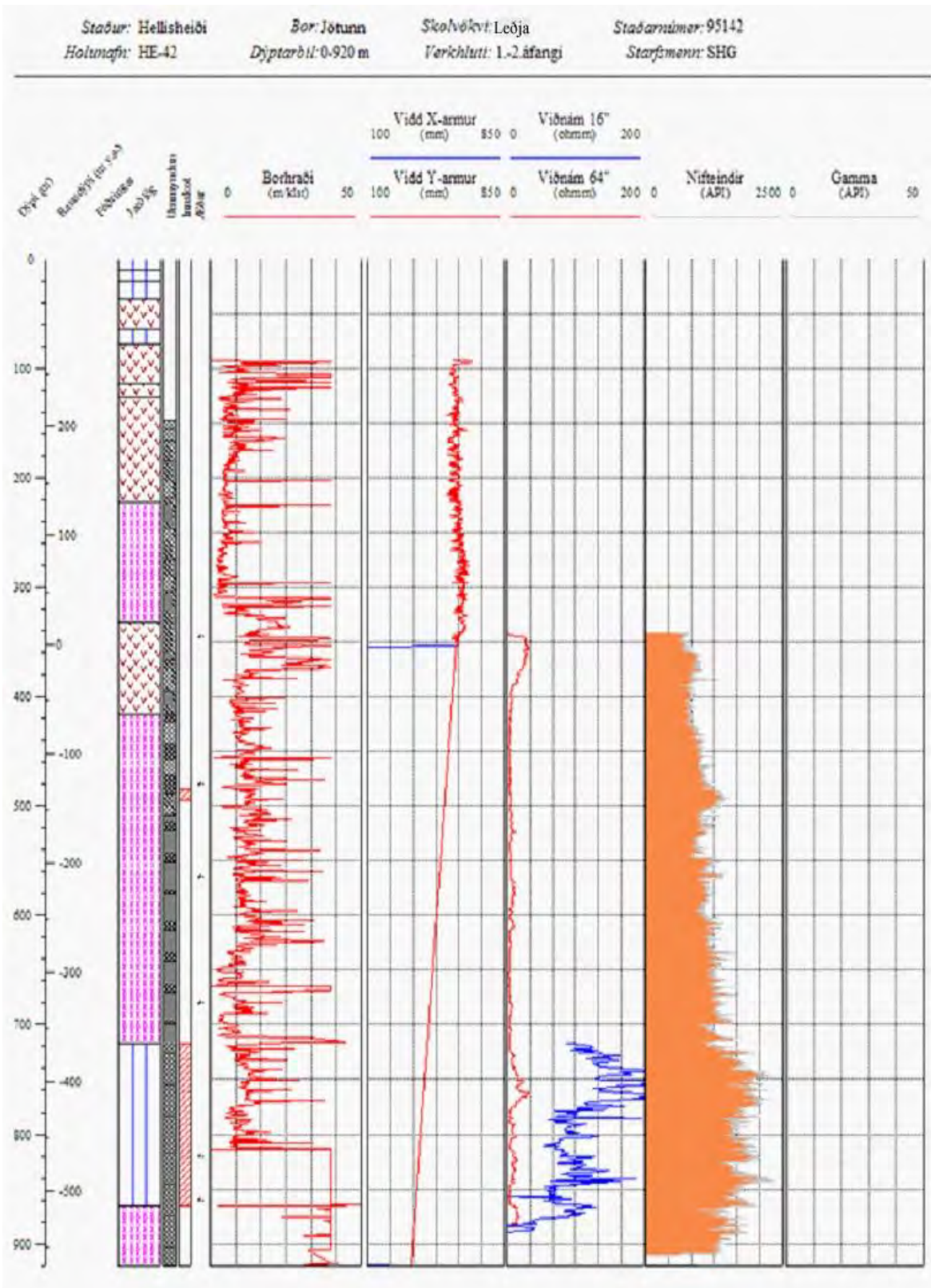
svarflýsingu er greint frá því að þar sé komið inn í einingu sem er rík af hvítum kornum, svipuðum og er að finna í mynduninni að ofan.

Kristallað basalt (H6) 2304 – 3160 m: Plagióklasdílótt fin-meðalkorna basalt

Á þessu dýptarbili sést greinilega, bæði í svarfi og í þunnsneið, fin-og stundum meðalkorna, meðal ummyndað basalt. Plagióklasdílar (í ójafnvægi/dissolution) með glerinnlyksum eru áberandi. Einsleitni þessarar myndunar gæti bent til þess að hér sé um dyngjusyrpu að ræða.

Í sneið frá 2386 m má sjá plagióklasdílótt, meðalkorna, intergranular, meðalummyndað basalt. Dílar eru með glerinnlyksum og voru í ójafnvægi við bráðina. Þunnsneiðar með fin-meðalkorna, meðalummynduðu basalti með plagióklasdíllum (glerinnlyksur og í dissolution) koma fram í eftirtöldum sneiðum: 2310, 2386, 2464, 2512, 2542, 2878, 2974, 3024, 3160 m dýpi. Á þessu dýpi er svarfið mikið blandað og í raun erfitt að segja hvort að skipta megi þessari myndun nánar upp. Í bland við plagióklasdílótta basaltið má stundum sjá mun ummyndaðra basalt. Allt frá gleri/hlutkristölluðu út í meðalkorna. Í þunnsneiðum á 2542 m er að finna í bland mjög ummyndað hlutkristallað eða fínkorna basalt sem gæti verið frá hraunlagamótum. Í svarfgreiningu er sagt frá því að á 2536 m hafi verið farið í gegnum mjög sprungið lag og fannst mikið af útfellingum, einkum epídóti og reykksvarsí þar.

Í tengslum við krónuskipti á 3055 m dýpi var farið niður á botn holunnar með fiskikörfu. Upp með körfunni komu mörg kg af bergbrotum. Við skoðun kemur í ljós að basaltið er mjög áberandi plagióklasdílótt og þétt. Bergbrotin eru keimlík en ekki alveg eins, t.d. eru plagióklasdílar misstórir eftir molum. Með því að skoða handsýnin undir stækkun má sjá að í grunnmassanum er mikið af plagióklas en einnig má greina pýroxen og magnetít. Bergbrotin hafa grænan ummyndunarblæ og þegar grannt er skoðað má sjá klórít í grunnmassanum. Aðeins ber á oxun á sprunguflötum. Erfitt er að greina tvær síðustu þunnsneiðar holunnar. Þar ægir öllu saman enda komið niður fyrir 3000 m dýpi. Í sneið frá 3220 m ber mest á meðalkorna basalti þar sem plagióklas er furðu fersklegur miðað við mjög ummyndaðan ágít. Í síðustu sneið holunnar á 3300 m má sjá blöndu af fínkorna mikið ummynduðu basalti sem er ríkt af málmi og rétt glittir í plagióklasnálar. Einnig sést minna ummyndað meðalkorna basalt sem er líklega upprunið úr innskoti.



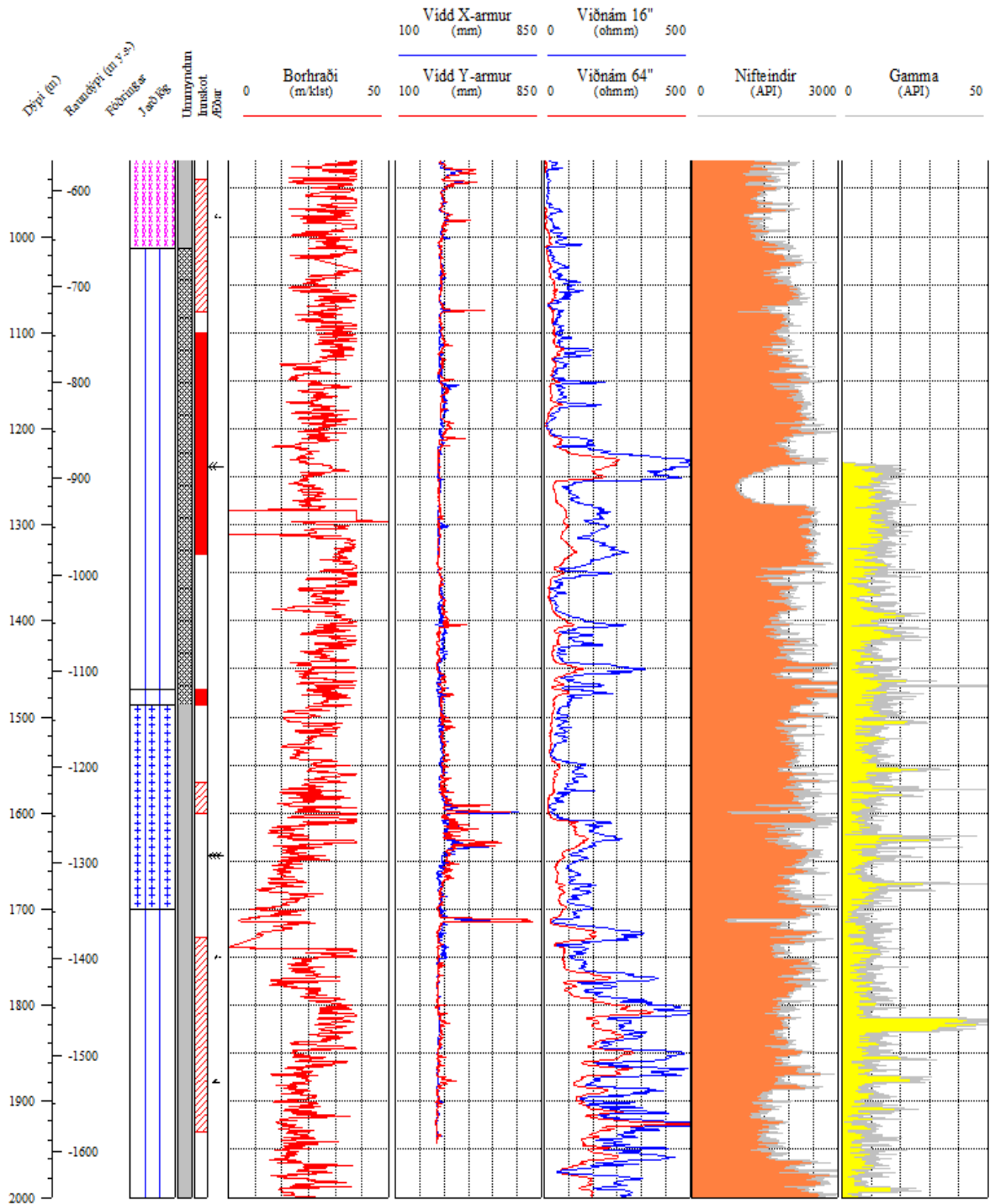
Mynd 16. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 0-920 m í 1. og 2. áfanga í HE-42.

Staður: Hellsheiði
Holunafn: HE-42

Bor: Jötunn
Dýptarbil: 920-2000 m

Skolvökví: Vatn
Verkhloti: 3. áfangi

Staðarnúmer: 95142
Starfsmenn: SHG



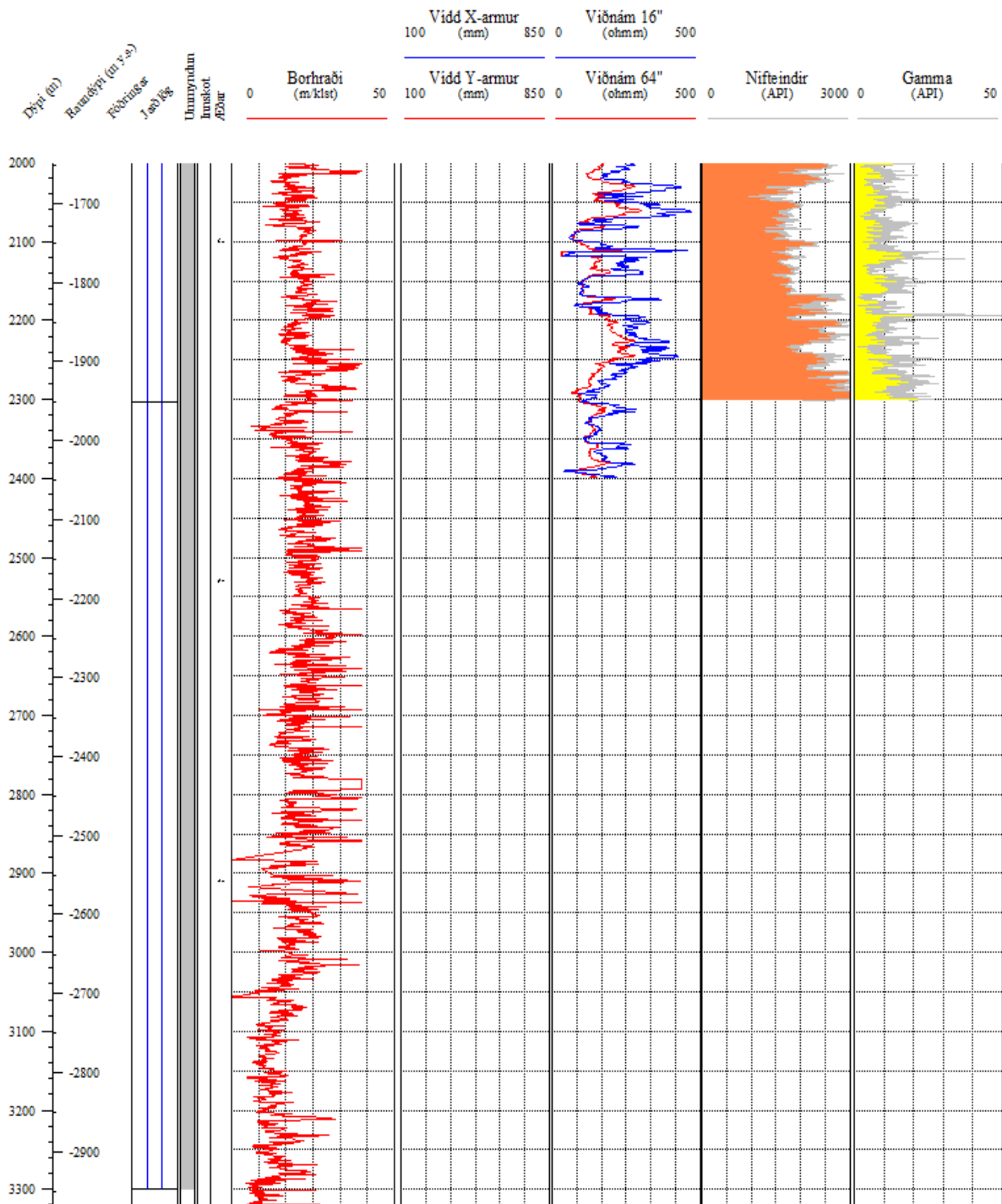
Mynd 17. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 920-2000 m í 3. áfangi í HE-42.

Staður: Hellið
Holunafn: HE-42

Bor: Jötunn
Dýptarbil: 2000-3322 m

Skolvökví: Vatn
Verkluti: 3. áfangi

Staðarnúmer: 95142
Starfsmenn: SHG



Mynd 18. Dýptarleiðrétt jarðlagasnið ásamt ummyndun, innskotum, æðum, borhraða og jarðlagamælingum frá 2000-3322 m í 3. áfangi í HE-42.

4.4 Innskot

Innskot greindust í öllum holunum sem skoðaðar voru. Þau skera sig úr frá grannberginu á nokkra vegu. Innskot eru alltaf kristölluð, en því lengri tíma sem innskotið er að kristallast því grófkristallaðra verður það. Sá tími ræðst af þykkt innskotsins, dýpi og hita grannbergsins. Eitt af einkennum innskotabergs er hversu þétt það er. Jaðrar innskota geta verið bæði oxaðir og glerjaðir. Hitinn frá kólnandi innskotinu getur valdið svokallaðri kontaktummyndun á grannberginu. Í þunnsneið má þekkja slíka ummyndun af málmsteindum sem dreifa sér í miklum mæli jafnt um bergið. Hástígs snertiummyndun sem einkennist af steindafylki úr hornfelsmyndbreytingarfésinu hefur meðal annars verið lýst í borholu í jarðhitakerfinu á Reykjanesi (Marks o.fl., 2011).

Jarðlagamælingar geta gefið vísbendingar um hvort að um innskot sé að ræða. Þá getur skipt nokkru máli inn í hvers konar grannberg innskotið hefur troðið sér. Því meiri munur sem er á eðliseiginleikum innskotsins og grannbergsins því betur kemur það fram á jarðlagamælingum. Þar sem innskotaberg er þétt í sér þá getur það komið fram sem áberandi toppur á NN mælingum. Innskot eru iðulega ferskari en grannbergið og sjá má slíkt á viðnámstoppum. Gammatoppar bera vott um þróaðra berg en þeir fara oftar en ekki saman við NN toppa en er það þá túlkað sem þróað innskot.

Vísbendingar úr svarfskoðun og þunnsneiðum, ásamt jarðlagamælingum, hafa verið notaðar til þess að staðsetja innskot í holunum. Ekki er alltaf hægt að staðfesta innskot svo óyggjandi sé. Innskot sem hafa skorið hraunlagastafla getur verið erfitt að greina þar sem kristöllun getur jafnvel verið svipuð. Stundum er hægt að notast við upplýsingar úr nálægum holum til þess að greina á milli innskota og hraunlaga. Ef að sama kristallaða einingin finnst í tveimur nálægum holum, þá er líklega um hraunlag að ræða. Kristöllun bergs getur gefið upplýsingar um þykkt innskotsins. Ef um fínkorna berg er að ræða og vísbendingar benda til innskots, er það líklega þunnt innskot/gangur. Grófkristallað innskotaberg gefur til kynna að innskotið hefur fengið nokkuð góðan tíma til að kristallast og því líklega frekar þykkt.

Hitamælingar geta einnig reynst notadrjúgar en æðar finnast oft við jaðra innskota og séu jarðlagamælingar ekki til staðar geta slíkar upplýsingar hjálpað til við að staðsetja nákvæmlega jaðar innskots sem glittir í, í svarfi.

Mis erfitt getur reynst að meta raunþykkt innskota eftir því hvort að hola er stefnuboruð eða bein. Í beinum holum kemur þykkt innskota oft fram mun meiri en í raun er, en þá er í raun um svokallaða sýndarþykkt innskots að ræða. Þegar stefnuboraðar holur skera svipuð innskot er líklegra að innskotþykkt sem kemur fram í svarfi sé nær raunþykkt innskotsins heldur en í beinum holum. Sýndarþykkt innskota gerir erfitt fyrir þegar meta á innskotapéttleika í holum. Mögulegt er t.d. að holuferill „elti“ sama innskot mörg hundruð metra.

Í holum HE-10, HE-30 og HE-42 voru greind innskot og einnig sem möguleg innskot þegar gögn voru ekki nægilega góð til að hægt væri að staðfesta innskot. Var túlkun þá látin liggja milli hluta en lýsing á kristölluðum jarðlögum sem ekki voru greind til gerðar er að finna í jarðlagakaflanum.

Í innskotakafla að neðan er innskotum hveðrar holu lýst auk þess sem gögn um innskotabéttleika í holunum hafa verið tekin saman eru birt á súluritum. Þar má sjá yfirlit yfir hverja holu og tíðni innskota á hverju hundrað metra dýptarbili.

4.5 Innskot í HE-10

HE-10 er staðsett á 2000 ára gossprungu, rétt sunnan við Gígahnúka, og mátti því búast við nokkrum fjölda innskota í holunni sem tengd væru gosrásinni.

Á bilinu 480-550 m finnst slæðingur af fínkorna þóleiíti í móbergi en erfitt er að fullyrða að það sé ættað úr innskoti. Þegar komið er niður á 772 m finnst fyrsta örugga innskotið í holunni. Jarðlagamælingar komu oft að góðum notum við að greina innskot eða möguleg innskot, þar sem lagmót sáust oft á tíðum ekki. Þar sem holan er bein er líklegt að þykkt margra innskota sé í raun ýkt.

Í töflum 2 og 3 er yfirlit yfir toppa (útslög) sem koma fram á jarðlagamælingum á ákveðnum dýptarbilum og geta gefið til kynna að þar séu innskot að finna. Á mynd 19 er að finna yfirlit yfir innskotabéttleika í holunni.

Basalt 772 – 818 m: Þóleiít innskot

Fín-meðalkorna, dílalaust og fersklegt þóleiít. Vegna innskotsins er ekki hægt að segja til um nákvæmlega hvar lagmót M6 og M7 eru. Það er lítið ummyndað og því auðþekktanlegt í svarfi en það er einnig staðfest með NN mælingu (mynd 7). Eina þunnsneiðin nálægt þessari einingu er á 770 m en þar sést þóleiítið í bland við plagíóklasdílóttu túffið í M6. Í sneiðinni sjást stundum stærri kristallar af plagíóklasi og ólivíni en erfitt er að segja til um hvort að þeir séu dílar eða molar úr meðalkorna basaltinu sem finnst hér og þar í M6. Þar sem þóleiítið í þessari myndun líkist því sem finna má í M5 má leiða að því líkum að uppruni þess sé hinn sami, að þetta sé í raun rót þeirra smáu ganga sem kvíslast um móbergið fyrir ofan. Á jarðlagamælingum má sjá greinilega nifteinda og viðnámstoppa á bilinu 772-818 m. Topparnir eru margir og breiðir en inn á milli má sjá djúpar lægðir. Frá 792-795 m er nokkuð vænn skápur (myndir 6-7).

Basalt 1018-1032 m: Þrjú þunn innskot

Þrjú þunn ferksleg innskot sjást í svarfgreiningu. Þunnsneið á milli innskota sýnir mikla kontaktummyndun. Plagíóklas er algerlega ummyndaður í albít og prehnít er mjög áberandi.

Basalt 1200-1330 m: Innskotasyrpa

Þunnsneið frá 1240 m sýnir meðalkorna kristallað basalt. Þar finnst apatít í mikið ummynduðum plagíóklas. Þessi þunnsneið er úr einingu sem nær frá 1238-1250 m. Meðalkorna basaltið er mun ferskara en það sem er í kring auk þess sem að á efri lagmótum verður líka vart við örlitla oxun. Bendir þetta til þess að um innskot er að ræða. Í mælingum má sjá gammatopp frá 1223-1235 m (mynd 7). Svipuð lög er að finna hér og þar í mynduninni og eru þau helst þekktanleg á minni ummyndun.

Frá 1310-1330 er dökkt, meðalkorna basalt sem er í meðallagi ummyndað. Við neðri mót þessa lags er nokkur oxun í berginu og það gefur til kynna að hér sé um innskot að ræða. Í þunnsneið frá 1334 m er að finna slæðing af þróuðu bergi en lítill gammatoppur kemur fram á 1290-1300 m dýpi. Líklega er hér um sama lag að ræða og er dýpi úr mælingum notað til að leiðrétta fyrir taftíma svarfs.

Þróuð innskot : 1431-1588 m:

Á gammamælingum koma fram nokkrir toppar á 1430-1440 og á 1450-1465 m en þá fara gamma gildi úr 14-50 í efri toppinum og úr 15-60 í neðri toppnum (mynd 7). Engir toppar koma fram á NN mælingum á sambærilegu dýpi. Hér er gæti verið um innskot að ræða.

Tafla 2. Yfirlit yfir gamma toppa á 1431-1588 m í HE-10.

Dýpi til	Dýpi frá	Jarðlög, mælingar
1431	1440	Gammatoppur, enginn NN-toppur.
1451	1460	Gammatoppur, enginn NN-toppur.
1530	1542	Gammatoppur, enginn NN-toppur.
1579	1588	Gammatoppur, enginn NN-toppur.

Innskot 1724-1734 og 1742-1754 m: Þóleiit innskot:

Tvö þóleiit innskot sem skera hraunlagasyrpu. Bergið er svart, glansandi, dulkorna, fersklegt og flögótt. Greinilegt í svarfi þar sem það er mun fersklegra en grannbergið. Örlítill hækkan á NN gildum á 1734-1754 m (mynd 8).

Þróun innskot: 1834-1922 m:

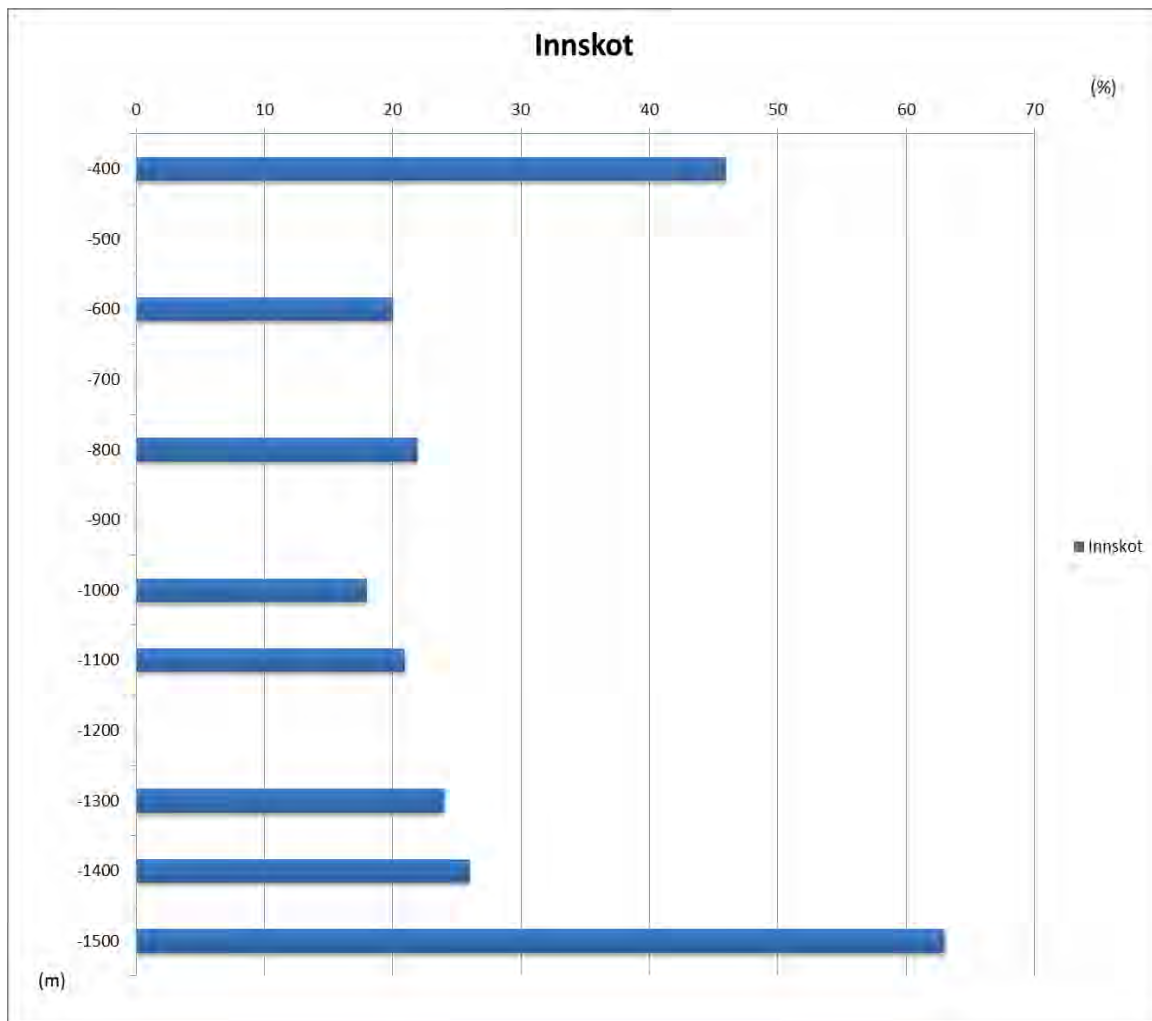
Á gammamælingum koma fram nokkrir toppar á þessu dýptarbili (mynd 8). Engir toppar koma fram á NN á sama dýpi. Erfitt að fullyrða um hvort að hér sé um innskot að ræða, þó klárlega sé á ferðinni þróun jarðlög. Í þunnsneið frá 1854 m er að finna nokkuð sérstakt basalt. Það er mikið ummyndað, meðalkorna basalt. Apatít sést víða í mikið ummynduðum plagióklaskristöllum og hugsanlega er kvars að finna sem frumsteind. Pyroxenar hafa sérstakan dökk-skærgrænan lit í einskautuðu ljósi og gætu haft samsetningu aegerine augite. Slík korn má sjá í bland við ólivín þóleiit í sneiðum frá 1876 og 1888 m.

Tafla 3. Yfirlit yfir gammatoppa á 1834-1922 m.

Dýpi til (m)	Dýpi frá (m)	Jarðlög, mælingar
1834	1846	Gamma- og viðnámstoppur, enginn NN-toppur.
1856	1880	Gamma- og viðnámstoppur, enginn NN-toppur.
1891	1922	Gamma- og viðnámstoppur, enginn NN-toppur.

Basalt 1922-1954 m:

Á NN-mælingum sést nokkuð gildur toppur á þessu dýpi (mynd 8). Í þunnsneiðum frá 1940 og 1958 m sést grófkorna, þétt basalt í bland við annað. Sérstakt er að ágítinn er mun ummyndaðri en plagióklasinn í grófkorna basaltinu. Þetta grófkorna basalt sést oft í þunnsneiðum niður á botn holunnar en einkennandi er hvernig það ummyndast, þ.e. plagióklasinn virðist haldast ferskari mun lengur en pýroxeninn en oftast er því öfugt farið. Bendir það til þess að pýroxeninn sé járnríkur og því fyrir til við að ummyndast. Mögulega er hér farið inn og út úr aðfærsluæðum gossprungunnar og því glittir í sama innskotabergið aftur og aftur.



Mynd 19. Innskotabéttleiki í HE-10.

Tíðni innskota (auk mögulegra innskota) á hverju hundrað metra dýptarbili (raundýpi, metrar yfir sjó). Dýptarbil, t.d. -500 m miðast þá við fjölda innskota á raundýptarbilinu 500 – 600 m undir sjávarmáli.

4.6 Innskot í HE-30

Í holu HE-30 hafa ekki verið staðfest mörg innskot svo óyggjandi sé. Flest líklega innskota eru neðan 900 m en þar er svarf fint og blandað. Hér verður þessum innskotum lýst eins og kostur er og tæpt á þeim mælingum sem styðja að mögulega sé um innskot að ræða (tafla 4). Ekki er farið að staðsetja möguleg innskot samkvæmt jarðlagamælingum en svarf barst ekki frá tæpum 1300 m.

Frá 265-434 m (móberg 4) sjást víða fínkorna þóleítkorn í bland við móberg af ólívín þóleítt samsetningu. Er ekki ólíklegt að innskotsæðar kvíslist um móbergsmýndunina. Mælingar eru af skornum skammti á þessu dýptarbili og gefa því litla hjálp. Smá NN toppur sést á 312-317 m en hann gæti verið til marks um innskotaæð (mynd 9).

Frá 916 – 923 m glittir í fínkristallað basalt-lag í svarfi en það sést líka á NN og viðnámsmælingum. Hér er mögulega um innskot að ræða.

Í svarfi má sjá frá 1002-1010 m er nokkuð af grófkorna basalti. Engin þunnisneið er frá þessu dýptarbili og því ekki hægt að greina þetta grófkorna basalt nánar. Greinilegur toppur er á NN og viðnámsmælingum og bendir það til þess að hér sé um innskot að ræða (mynd 10).

Á 1043-1093 m er fin- og jafnkorna, þóleiðlegt, ummyndað, plagíóklas-dílótt basalt. Einingin er greinileg á NN og gamma mælingum en NN topparnir eru mjög skarpir og þunnir (mynd 10). Í þunnisneið frá 1096 m er mest af finkorna, fersklegu basalti með einstaka, fremur smáum, plagíóklas-dílum og subhedral málmum. Hluti grunnmassans er klórít ummyndaður og bendir það til þess að hann hafi verið ríkur af gleri og ólivíni. Plagíóklasdýlar virðast ekki hafa verið í jafnvægi við bráðina en þeir voru anhedral. Apatít sést í sumum plagíóklas kristöllum í basaltinu. Í bland má sjá einstaka meðal-grófkorna bergbrot með áberandi miklu magni ágíts. Erfitt að segja hvort að þessi korn séu af sama uppruna. Skoltap var á 1063-1094 m en þóleiðkornin sáust beggja vegna skoltaps.

NN mæling sýnir tvenns konar gildi innan þessarar einingar sem er nokkuð vel afmörkuð á mælingunni (mynd 10). Grunnlína (baseline) er í kringum 1500 API en þrjár vel aðgreindir toppar sjást innan einingarinnar. Toppurinn á 1110-1128 m er langmest áberandi en tveir minni toppar eru á 1098-1105 og 1136-1147 m. Viðnámsmæling er ekki sérlega góð en þó má sjá smá toppa á svipuðu dýpi sem gefur til kynna að hér sé um að ræða fersklegri innskot. Þar sem lítið er af þunnisneiðum á þessu bili er erfitt að fullyrða um að þessar mælingar bendi til innskota.

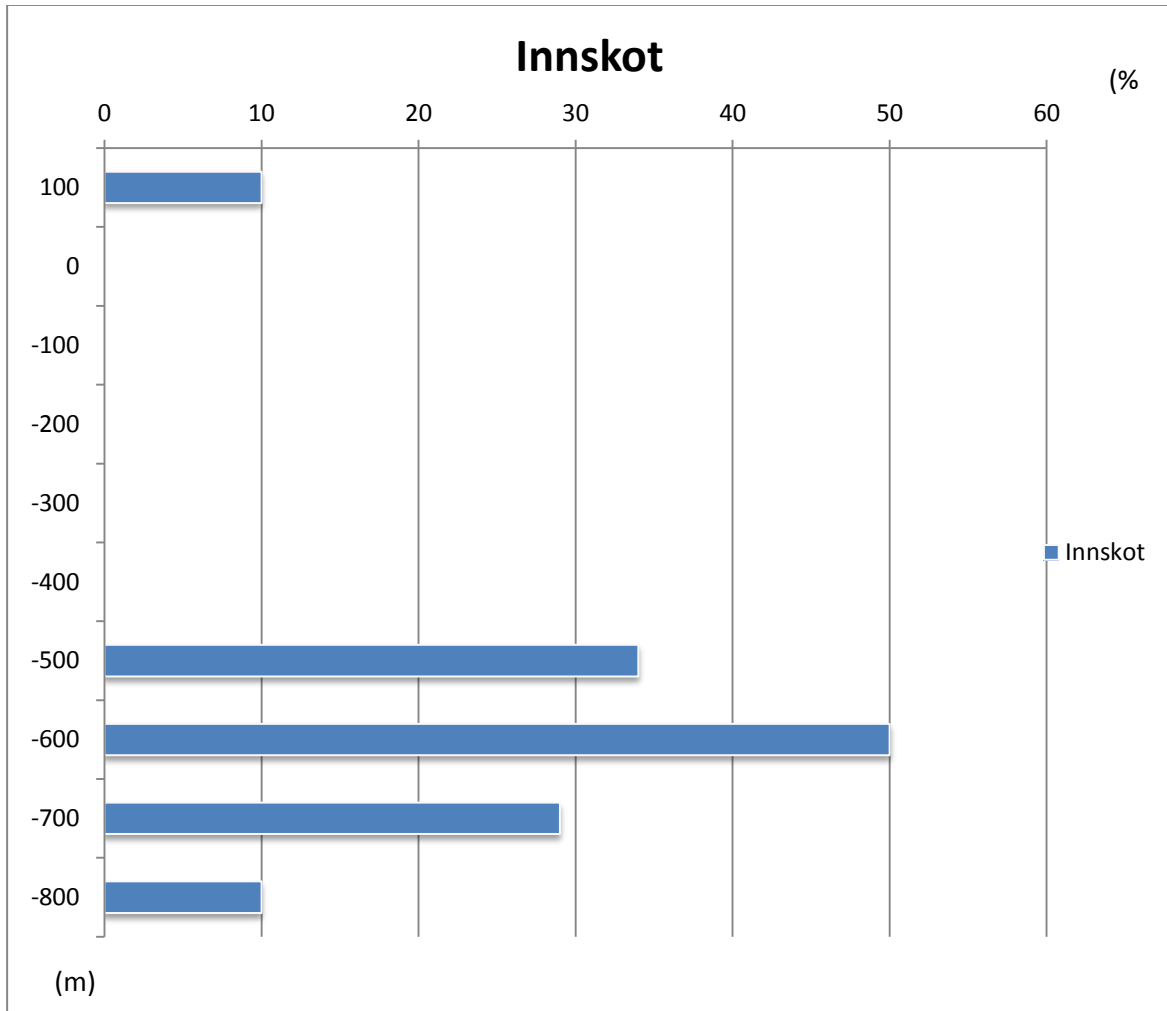
Frá 1187-1197 m glittir í grófkorna basalt í svarfi. Erfitt að fullyrða hvort um innskot eða hraunlag sé að ræða. Engin þunnisneið er til af svarfi nálægt þessari einingu. Borhraði lækkar aðeins á þessu bili og á NN og viðnámsmælingum má sjá smá topp.

Tafla 4. Innskot í HE-30.

Hér er sýnt mælt dýpi sem hefur verið leiðrétt samkvæmt mælingum og einnig hefur verið tekið tillit til taftíma svarfs.

Dýpi til (m)	Dýpi frá (m)	Um innskot og greiningu
265	434	Mögulegt innskot. Þóleið æðar hríslast um móbergið.
912	923	Mögulegt innskot. Finkorna basaltlag. NN og viðnámsstoppur, glittir í í svarfi
963	978	Mögulegt innskot. Svarf fínt en það er aðeins dekkra og líklega ferskara á þessu dýptarbili. NN og viðnámsstoppur. Smá dekkra svarf.
1002	1010	Innskot. Grófkorna basalt sker túffeiningu. NN og viðnámsstoppur.
1043	1093	Innskot. Þóleið. Skápur og skoltap á 1059 m. Viðnám hátt frá 1043-1090 m og NN frekar hátt. Plagíóklas dílótt, þóleið sést greinilega fyrstu metra eftir skoltap og í þunnisneið á 1096 m. Apatít sést hér og þar í plagíóklas kristöllum í basaltinu. Skoltap var á 1063-1094 m.
1098	1105	Mögulegt innskot. Kemur fram sem toppur á NN mælingu og smá vísbending kemur fram á viðnámsmælingu.
1110	1128	Mögulegt innskot. Kemur fram sem toppur á NN mælingu og smá vísbending kemur fram á viðnámsmælingu.
1136	1147	Mögulegt innskot. Kemur fram sem toppur á NN mælingu og smá vísbending kemur fram á viðnámsmælingu.
1187	1197	Mögulegt innskot. Veikar vísbendingar úr svarfi, borhraða og mælingum.

Innskotabéttleiki í holu HE-30 er mestur á rúnum 1000 m (-600 m undir sjávarmáli) eins og sjá má á mynd 20. Nokkur misgengi skera Reykjafell og ef þau eru framlengd á dýpi þá sker holuferill misgengin á svipuðu dýpi. Innskotið á 1043-1093 m gæti vel hafa troðist inn í berggrunninn eftir veikleika sem misgengi valda. Athyglisvert er að flestar góðar æðar í holunni eru frá 1000-1400 m en þar gæti einmitt verið gnótt innskota og misgengja.



Mynd 20. Innskotabéttleiki í HE-30.

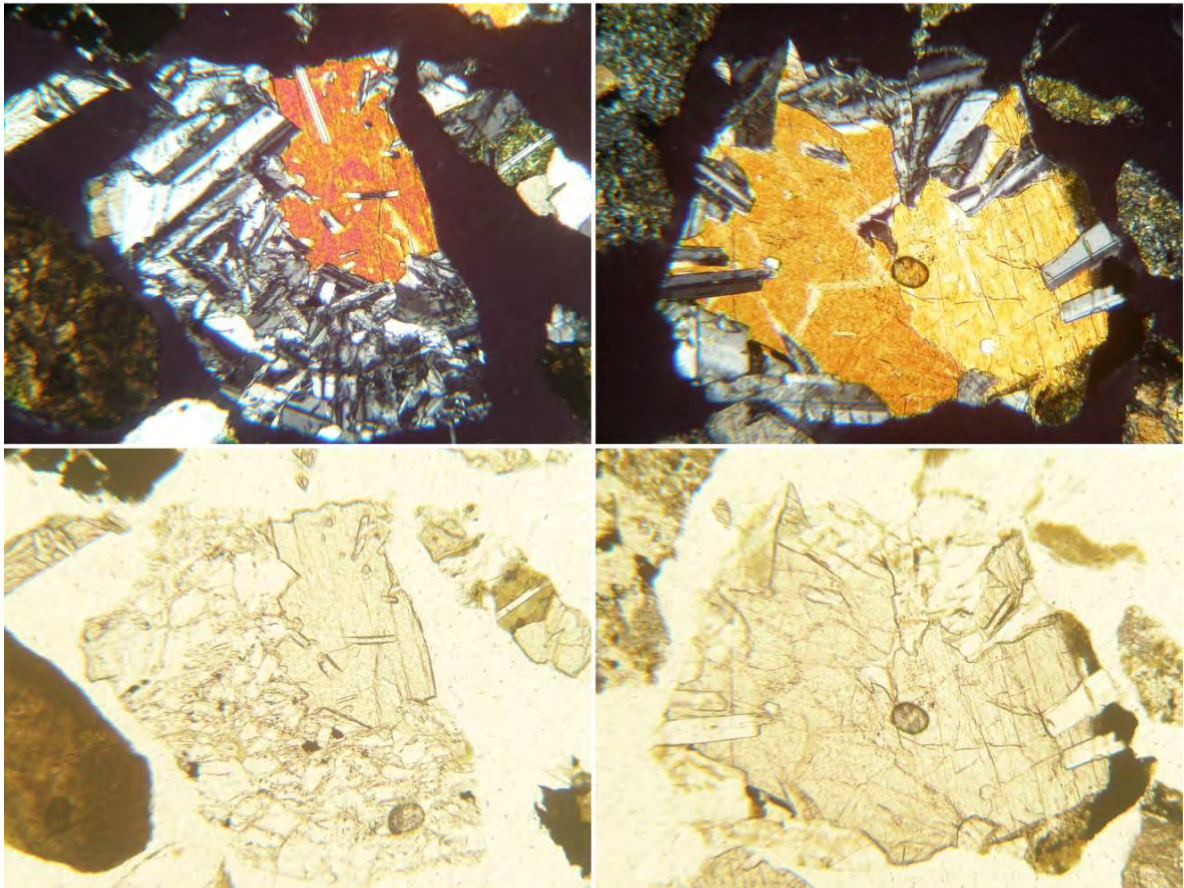
Tíðni innskota (auk mögulegra innskota) á hverju hundrað metra dýptarbili (raundýpi, metrar yfir sjó). Dýptarbil, t.d. -500 m miðast þá við fjölda innskota á raundýptarbilinu 500 – 600 m undir sjávarmáli.

4.7 Innskot í HE-42

Frá um 900 m og nánast niður á botn í holu HE-42 er að finna kristallað basalt. Víða er frekar erfitt að aðgreina kristallaða basaltið í grannberg og innskot. Heilstæðar jarðlagamælingar úr holunni eru ekki til staðar en nokkrir bútar nýtast til jarðlagagreininga. Þar sem notast var við loftborun og holan er mjög djúp þá var svarf oft fínt og blandað. Því ber að taka innskotagreiningum með nokkrum fyrirvara. Eitt af fáum innskotum sem var

greint með vissu er á 1100-1330 m en myndir af þunnsneiðum úr innskotinu má sjá á mynd 21.

Í töflu 5 má sjá yfirlit yfir innskot í holu HE-42 og skýringar.



Mynd 21. Innskotaberg í HE-42.

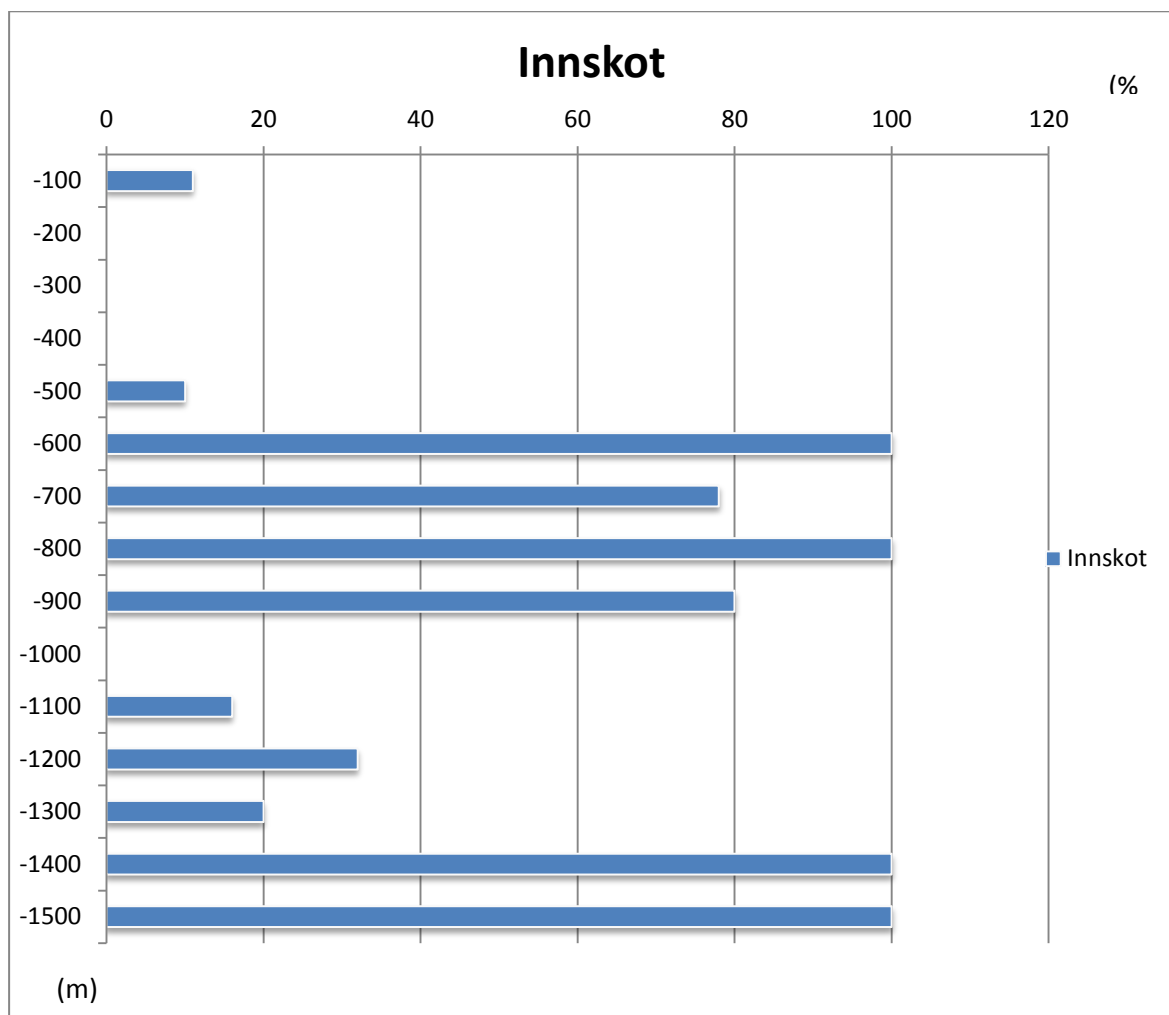
Vinstra megin eru myndir af þunnsneiðum frá 1150 m og hægra megin frá 1192 m. Breidd myndanna er um 2.5 mm. Efri myndir er í tvískautuðu ljósi en neðri myndir í einskautuðu. Intergranular textúr er afar einkennandi fyrir bergið.

Tafla 5. Yfirlit yfir innskot í holu HE-42.

Dýpi (m)	Dýpi (m)	Skýringar
484	495	Mögulegt innskot. Dílalaust þóleiit innskot í hópdílóttu móbergsmýndun.
717	866	Mögulegt innskot. Erfitt að segja hvort að um hraunlög eða innskot sé að ræða. Nánari lýsing í jarðlagakafli.
940	1078	Líklegt innskot. Meðalkorna, þétt og nokkuð fersklegt basalt. Plagióklas og ágít-rikt en málmur einnig til staðar. Sést í þunnsneiðum á 940, 1012, 1060, 1078 m.
1100	1330	Innskot. Plagióklas og ágít ríkt basalt með sérstakan textúr. Apatít sést hér og þar í plagióklaskristöllum. Nánast enginn málmur. Textúrnum má lýsa þannig að kraðak af plagióklasnálum er umlukið stórum ágít-kristöllum. Intergranular. Sést í þunnsneiðum á 1100, 1126, 1150, 1240, 1292, 1330 m. Mögulega var borað meðfram gangi.

1472	1488	Ísúrt innskot. Í þunnsneið og svarfi sjást kvarsrík korn og á 1467 m kemur fram gamma toppur. ICP greiningar staðfesta þróað berg.
1568	1600	Mögulegt innskot. Plagioklasdílótt, fínkorna basalt, fersklegt. Frá 1600-1640 m er óregla á víddarferli, nokkuð digur skápur. Á 1600 m er ein aðalæð holunnar.
1730	1932	Mögulegt innskot. Mismikið sést af meðalkorna, nokkuð fersklegu basalti í bland við grannbergið í þunnsneiðum á þessu dýptarbili.

Á mynd 22 er að finna samantekt á tíðni innskota, bæði þeirra sem greind hafa verið með óyggjandi hætti og mögulegra innskota. Af myndinni má sjá að innskotabéttleiki er mjög mikill þegar komið er niður á rúmlega 900 m dýpi (frá 600 m undir sjávarmáli) og helst þannig næstu 400 m. Líklegt er að þar hafi verið borað utan í innskoti sem hefur haft svipaðan halla og holan sjálf. Frá 1700 m dýpi er innskotabéttleiki orðinn mikill og eru innskot líklega ríkjandi niður á botn holunnar.



Mynd 22. Innskotabéttleiki í HE-42.

Tíðni innskota (auk mögulegra innskota) á hverju hundrað metra dýptarbili (raundýpi, metrar yfir sjó). Dýptarbil, t.d. -500 m miðast þá við fjölda innskota á raundýptarbilinu 500 – 600 m undir sjávarmáli.

4.8 Samantekt jarðlaga og innskota

Leiðarlög eru jarðlög sem hafa séreinkenni er gera þau auðgreinanleg frá öðrum jarðlögum í jarðlagastaflanum. Þessi einkenni geta verið ýmis konar, t.d. einkennandi dílar, textúr, efnasamsetning og sérstök lagmót (t.d. öskulög). Góð leiðarlög er hægt að finna í nálægum borholum og þannig má tengja jarðlög á milli borholna og þar með öðlast betri heildarsýn á jarðlagskipan á svæðinu.

Við kortlagningu jarðlaga í holum HE-10, HE-30 og HE-42 hefur verið leitast við að bera kennsl á slík leiðarlög. Í greinargerð frá Hjalta Franzsyni og Bjarna R. Kristjánssyni (2003) er búið að tengja saman nokkrar holur á Hellisheiðinni, meðal annars í nágrenni fyrrnefndra holna. Í þeirri greinargerð er að finna lýsingu á jarðlögum og þversnið. Nokkur jarðlög sem þarna er lýst má einnig finna í holum HE-10, HE-30 og HE-42 og eru þau skilgreind sem leiðarlög á þessu svæði. Í grein Hjalta Franzsonar og fl. (2005) er gott yfirlit yfir jarðmyndanir í holum á Hellisheiði.

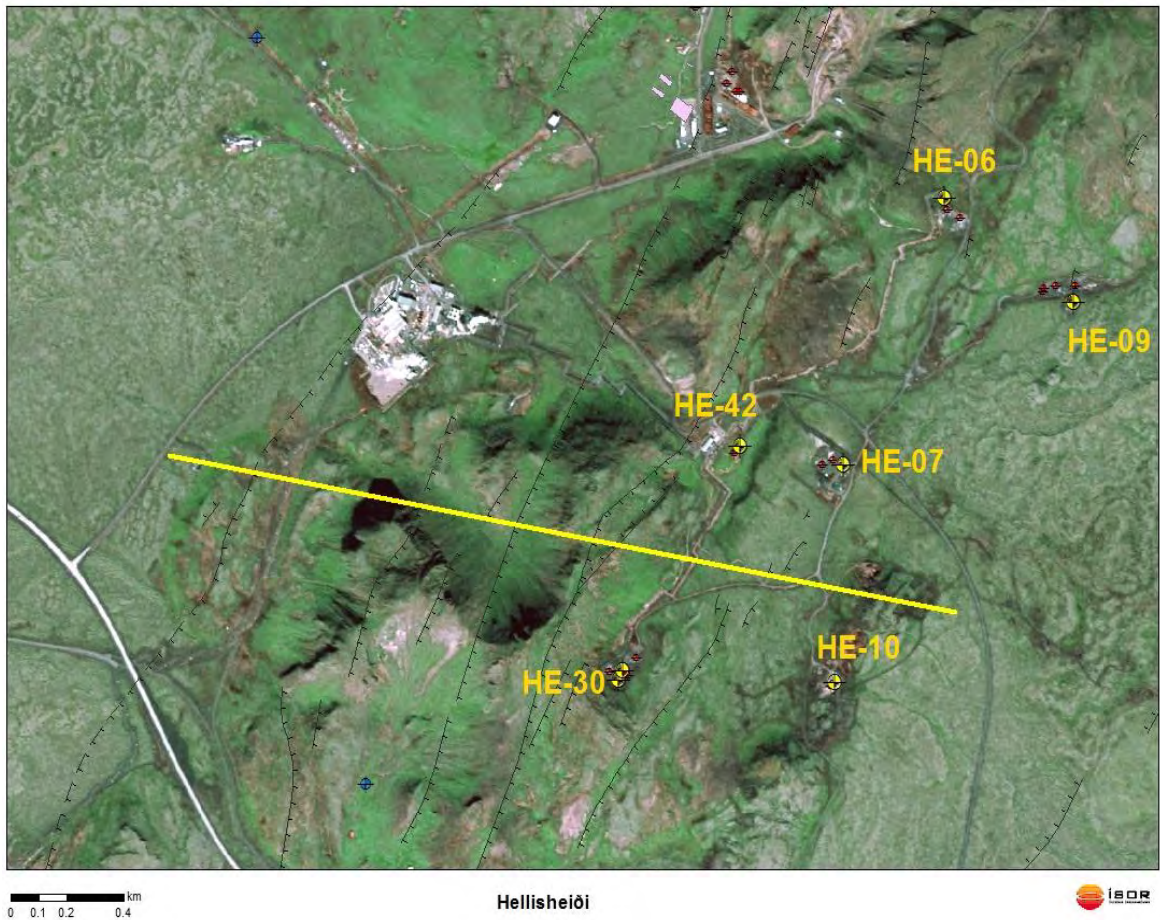
Á mynd 23 sést lega þversniðs sem liggur nokkurn veginn þvert á 2000 og 5000 ára gossprungurnar. Á mynd 24 má svo finna þversniðið með holum HE-10, HE-30 og HE-42. Holuferlunum er varpað stutta vegalengd inn á þversniðið svo að það ætti að gefa nokkuð raunhæfa mynd af staðsetningu jarðlaga. Við gerð þversniðsins voru, auk jarðlagalýsinga úr holunum, haft til hliðsjónar þversnið úr fyrrnefndri skýrslu, svarf og þunnsneiðaskoðun úr nálægum holum og jarðfræðikort með upplýsingum um jarðlög á yfirborði og höggun.

Misgengi sem sjást á yfirborði og hefur verið hægt að tengja við höggun á jarðlögum í holunum eru sýnd á þversniðinu (mynd 24).

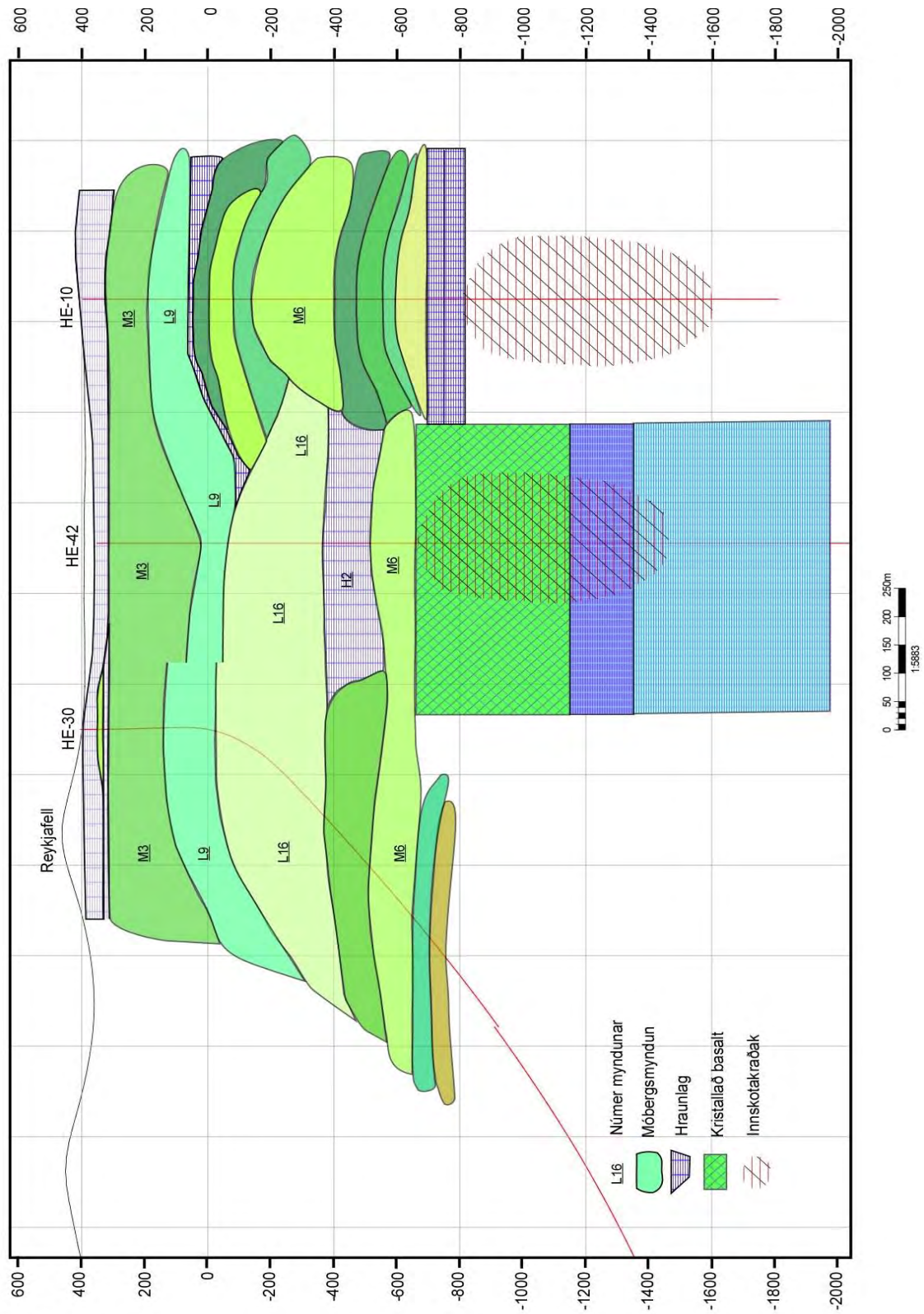
Þversniðið nær niður á u.þ.b. 2000 m u.s. en þar fer áreiðanleiki upplýsinga um upphleðslueiningar í jarðlagastaflanum minnkandi og innskotatíðni hækkandi. Þversniðið takmarkast til austurs af HE-10 sem er á austasta borteignum á svæðinu. Á vesturjaðri þversniðs, undir Reykjafellinu, var auk niðurstaðna úr HE-30, notast við gögn úr hinum fjórum holunum á Reykjafellsplaninu (plan 4), HE-4, HE-15, HE-19 og HE-47. Efstu lögin í holunum eru þau sömu og auðvelt að tengja á milli enda holurnar allar á sama plani en yfirlit yfir leiðarlög í Reykjafellsholunum má sjá í töflu 6.

Þau leiðarlög sem hafa fundist á svæðinu eru auðkennd sérstaklega á þversniðinu en sjá má hvernig þau finnast ýmist í tveimur eða þremur holum. Þau leiðarlög sem var einnig lýst í greinargerð Hjalta Franzsonar og féлага (2003) hafa fengið sérstakt auðkenni. Þau eru undirstrikuð, auðkennd með L og er númerið fengið úr fyrrnefndri skýrslu.

Leiðarlag L9 sést í öllum þremur holum sem voru rannsakaðar en leiðarlag L16 aðeins í HE-30 og HE-42 (auk annarra hola á Reykjafellsplaninu). Í nokkrum tilfellum hefur tekist að finna þessi leiðarlög í nálægum holum. Á þversniðinu eru nokkur jarðlög sem hafa verið tengd á milli holna þrátt fyrir að vera ekki örugg leiðarlög. Þau hafa verið tengd á milli holna á grundvelli staðsetningar þeirra og líkra einkenna.



Mynd 23. Staðsetning þversniðs á Hellisheiði.
Þversniðið liggur í gegnum Reykjafell að Gígahnúki.



Mynd 24. Þversnið yfir Hellisheiði með stefnu VNV – ASA. Á þversniðinu má sjá jarðlög í holum HE-10, HE-30 og HE-42. Nöfn leiðarlaga eru merkt inn á þversniðið

Hér fer lýsing á leiðarlögum á svæðinu (mynd 24).

M3, plagióklas dílótt og ólivín stakdílótt móberg,:

Ofarlega í holu HE-10, HE-30 og HE-42 er að finna flóknar móbergsmýndanir sem eru nokkuð líkar. Þær eru einfaldaðar á þversniðinu og teiknaðar sem ein móbergsmýndun. Efst í mynduninni er að finna blöðrótt túff með töluverðu af plagióklas dílum en minna af ólivín dílum. Þar fyrir neðan er að finna kristallaðan bút, finkorna, blöðrótt og dílótt lag sem er líklega hraunlag. Þessi bútur er um 30 m þykkur. Mjög svipaða myndun er að finna í HE-10, túffkollur ofan á kristölluðu lagi. Myndunin er mest 100 m þykk í holunum og finnst á 200-300 m.y.s. Mögulega tengist þessi móbergsmýndun Skarðsmýrarfjallsmynduninni en henni hefur verið lýst sem plagióklasdílótt, ólvín stakdílótt bólstrabergsmýndun. Í Skarðsmýrarfjallsmynduninni verður stundum vart við hópdíla (Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, 2011) en þeir fundust ekki í þessari myndun.

L9, dílalaus túffmyndun:

Þessi dílalaus túffmyndun sést víða á Hellisheiðinni. Þekkt úr Reykjafelli í suðri, í Hellisskarði, Gígahnúk og um allt Skarðsmýrarfjall. Mynduninni er lýst í skýrslu Hjalta Franzsonar og félagar (2003) og kemur fram í holum HE-10, HE-30 og HE-42 auk fleiri holna. Ljóst er að L9 er mun þynnri í HE-42 heldur en HE-7 sem er rétt austan hennar. L9 sést í öllum Reykjafellsholunum og virðist þynnast til vesturs frá holu HE-7 og HE-10 til HE-42 (mynd 23). L9 er dýpsta og elsta myndunin sem hægt var að tengja á milli HE-10, HE-30 og HE-42.

Þykkt myndunarinnar er frá 130-180 m.

L16, plagióklashópdílótt móbergsmýndun:

Einkennandi finkorna þóleiit með plagióklashópdílum en stundum má einnig sjá pýroxen og ólivíndíla hangandi á plagióklashópdílum. Myndunin sést í öllum holum á Reykjafellsplani og á X-planinu (mynd 23). Mest megnis túff og breksiur en í holum á Reykjafellsplani má sjá áberandi kristallaða einingu (hraunlag eða kristallaður bútur í móberginu) frekar ofarlega í mynduninni. Þessi kristallaða eining er um 20 m þykk og finnst á rúmlega 110 m. u. s.

Myndunin er mjög einkennandi leiðarlag sem einnig fannst við þunnsneiðaskoðun á HE-41 en hún fannst ekki í HE-9 sem er sunnan Skarðsmýrarfjalls. Samanburður við niðurstöður fyrri rannsókna sýndi að L16 er einnig að finna í HE-6 en það kemur hinsvegar ekki fram í holum HE-10 og HE-7 uppi á sléttunni við og vestan Gígahnúka (Hjalti Franzson og Bjarni R. Kristinsson, 2003).

Myndun L16 er mjög þykk í Reykjafellinu. Hún er einnig töluvert þykk í Hellisskarði en finnst ekki við Gígahnúka eða vestan þeirra uppi á sléttunni (HE-10 og HE-7). Þar sem L16 finnst í HE-41 sem er boruð í NV af X-planinu er ljóst að útbreiðsla þessa lags er töluverð. L16 kemur fram í HE-41 á 115 til 355 m.u.s. en á 60 - 360 m.u.s í HE-42 og gefur það vísbendingar um að myndunin þynnist til norðurs. Á svipuðu dýpi og vænta mætti þessarar hópdílóttu myndunar í HE-10 finnst stór-plagióklasdílótt þóleiitmóberg en ásýnd þess er allt öðruvísi en L16 myndunarinnar. Plagióklasdílarnir eru mun stærri og má sjá greinilega beltun í þeim.

Þóleiitt með plagióklas-, ólivín og pýroxen hópðílum er mjög algengt á Reykjanesi. Hópðíllarnir eru taldir bera vott um kristöllum við lágan þrýsting og kótektískar aðstæður (Sveinn Jakobsson o.fl., 1978).

M6.5, dílalaust móberg:

Á þversniðinu er gerð tilraun til þess að tengja móberg 7 í holu HE-30 og við móberg 6 í HE-42. Þessar myndanir eru á næstum sama dýpi í jarðlagastaflanum og eru dílalausar. Svarfið í HE-30 er mjög ummyndað og fint á þessu dýptarbili og því er ekki öruggt að hér sé um sömu myndun að ræða.

Á mynd 24 sést glögglega hvernig sömu jarðlög finnast í HE-30 og HE-42 en jarðlagastafla HE-10 eru ótengdur fyrirnefndum holum neðan u.þ.b. 0 m miðað við sjávarmál. Telja má líklegt að þarna hafi verið tvær aðskildar, samsíða gossprungur á svæðinu með NA-SV stefnu og þar byggst upp aðskildir móbergshryggir. Það skýrir afhverju það er erfitt að tengja jarðlög í HE-10 við hinar tvær holurnar. Stutt könnun á jarðlögum í holu HE-9 sem liggur undir hlíðum Skarðsmýrarfjalls á 2000 ára gossprungunni sem HE-10 liggur á (mynd 23), gefur til kynna að jarðlagatengsl á milli HE-9 og HE-10 séu ítarlegri en hér er lýst.

Tafla 6. Dýpi á leiðarlögum í Reykjafellsholunum.

Leiðrétt mælt dýpi (m) miðað við borþall. Dýpi í sviga miðast við sjávarmál.

Myndun	HE-30	HE-4	HE-15	HE-19
Reykjafellsmyndunin	0-54	6-86		
M2. Plagióklas-ólivín-stakdíllott móberg	90-170	86-182	106-206	66-182
M4/ <u>L9</u> Dílalaust túff	265-434	240-384	363-388	242-436
M6/ <u>L16</u> Hópðíllott þóleiitmóberg	525-550	528-578	538-550	460-480
Æð/misgengi	1063 (~577 m.u.s.)	1148 (~635 m.u.s.)	896 (~420 m.u.s.)	873 (430 ~ m.u.s.)

Við skoðun þunnsneiða varð vart við apatít í öllum holunum þremur. Í þeim fáu þunnsneiðum sem apatítið fannst þá var það inni í plagióklaskristöllum. Í töflu 7 má sjá yfirlit yfir dýpi á apatít í holunum þremur. Sé raundýpi skoðað þá er apatítið að koma fyrst fram á um 650 m u.s. Það finnst á svipuðu dýpi í öllum holunum og jafnan í kristölluðu bergi.

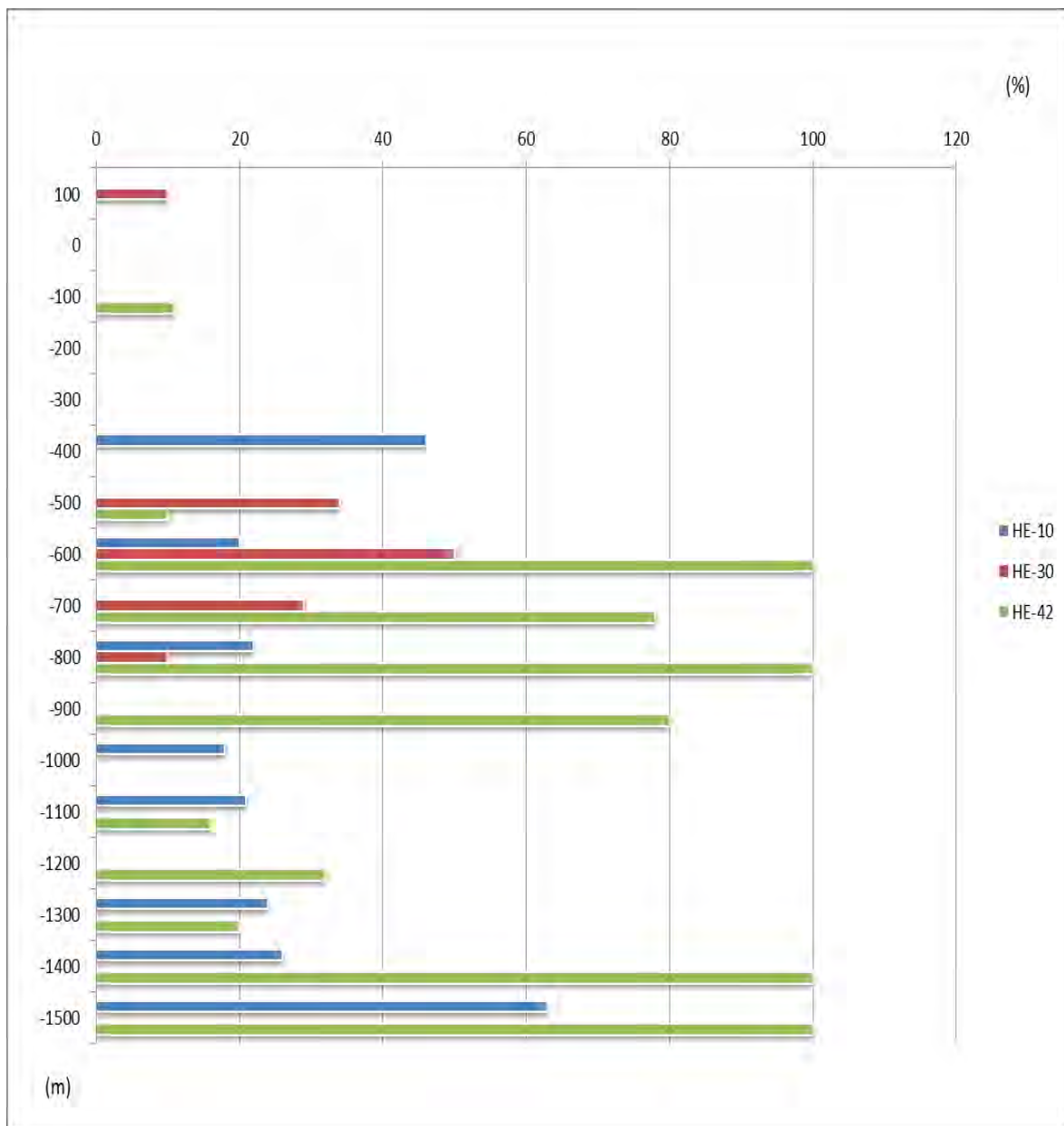
Tafla 7. Dýpi á apatít í holum HE-10, HE-30 og HE-42.

Hola	Mælt dýpi
HE-10	1240 (mikið ummyndað), jafnvel líka á 1128 m.
HE-10	1854 (mikið ummyndað basalt), mögulega apatít
HE-30	1056, 1096, 1134, 1236, 1278
HE-42	1100-1330 (intergranular grófkorna basalt)

Í ljósi mikilvægis innskota fyrir lekt er áhugavert að skoða innskotatíðni í holunum þremur (mynd 25). Hafa ber í huga að holur HE-10 og HE-42 eru beinar og því líklegt að tíðni innskota sé ýkt í þessum holum eins og lýst er í upphafi kaflans. Engu að síður má sjá á

yfirliti úr holunum þremur að mjög lítið finnst af innskotum í jarðlagastaflanum allt niður á um 500 m dýpi undir sjávarmáli. Þaðan og niður á botn er innskotaþéttleiki í beinu holunum oft mjög mikill og tíðni þeirra oft 100%.

Lítill tengsl er að sjá milli innskotatíðni og æða í HE-10 en lekt reyndist ekki sérlega mikil í holunni. Í stefnuboruðu holunni, holu HE-30 er tíðnin mest 50% á dýptarbilinu 600-700 m undir sjávarmáli en þar er að finna innskot sem líklega hefur troðið sér inn í berggrunninn eftir misgengisfleti. Einnig er athyglisvert að neðan 500 m undir sjávarmáli, þar sem tíðni innskota fer að aukast verulega, fer fyrst að bera á meðalstórum og stórum æðum í einhverju magni. Með samanburði á innskotatíðni og fjölda æða í HE-42 sést að þar sem meðalstórar og stórar æðar er að finna í holunni þar er innskotatíðni í flestum tilvikum há.



Mynd 25. Yfirlit yfir innskotatíðni í HE-10, HE-30 og HE-42.

5 Vatnsæðar

Mikilvægt er að geta staðsett æðar í holum með sem mestri nákvæmni. Til þess er notast við nokkrar gerðir gagna. Við lok hvers áfanga og fyrir og eftir jarðlagamælingar í 3. áfanga er nánast alltaf hitamælt. Einnig er oftast hitamælt við krónuskipti eða þegar einhver vandamál koma upp í borun. Þá er hitamælt vegna eftirlits en holur eru hitamældar reglulega að borunum loknum til að fylgjast með hitaástandi holanna. Allar þessar hitamælingar gefa mjög mikilvægar upplýsingar. Með fjölda hitamælinga sem framkvæmdar eru við mismunandi aðstæður, svo sem mismikla ádælingu og eftir mismikla upphitun reynist nokkuð auðvelt að staðsetja æðar í háhitaholum. Öflugt millistreymi úr einni æð niður í aðra æð neðar eða of mikil ádæling samfara mælingu geta einna helst komið í veg fyrir að æðar sjáist á hitamælingum. Hitamælingar eru skoðaðar í mun meiri upplausn en myndir hér í skýrslunni sýna og er hægt að staðsetja æðar með nálægt 1 m nákvæmni.

Gögn sem aflað er í borun geta einnig komið að góðu gagni en þar ber helst að nefna skoltapsmælingar, skolþrýstingsmælingar og hitamælingar á skolvatni. Skoltapsmælingar eru framkvæmdar reglulega en einnig þegar ástæða þykir til vegna breytinga í borverki. Bormenn eru einnig glöggir að taka eftir því þegar skyndilegt skoltap verður og ná þá oft að tímasetja slíkt nokkuð vel. Við borun 1. og 2. áfanga er iðulega notast við leðju sem skolvökva í þeim tilgangi að stífla þær æðar er kynnu að opnast. Því getur reynst erfitt að greina æðar í þessum fyrstu áföngum borunar. Þegar byrjað er að bora 3. áfanga (vinnsluhluta) er allt kapp lagt á að halda æðum opnum og því notast við vatn eða vatn og loft í svokallaðri jafnvægisborun. Þetta gerir það að verkum að auðveldara er að finna æðar í 3. áfanga borunar samkvæmt hitamælingum.

Þegar æðar hafa verið staðsettar út frá hitamælingum og fleiri gögnum er rýnt í jarðlög og jarðlagamælingar og reynt að finna tengsl æða við jarðlög holunnar. Oftar en ekki finnast æðar á lagmótum mismunandi eininga svo sem innskota og þá eru æðar oft tengdar sprungum og misgengjum. einstaka sinnum finnast sprungur og misgengi þar sem æðar eru til staðar.

Ádælingarstuðull ((l/sek)/bar) er reiknaður stuðull sem er fenginn út úr niðurstöðum þrepaprófa sem oftast eru framkvæmd að lokinni borun háhitahola. Í þrepaprófum er fylgst með því hvernig þrýstingur í holu breytist með mis mikilli ádælingu. Ádælingarstuðull segir til um hversu miklu vatni hola tekur við sem gefur til kynna hversu gæf holan muni verða.

Þegar æðar hafa verið staðsettar er þeim gefið afstætt stærðargildi á skalanum 1-3, þar sem lítil æð er af stærð 1. Lítil æð fær stærð 1 en stór fær stærð 3.

Í viðauka B má sjá yfirlit yfir hitamælingar sem gerðar voru í holunni.

5.1 Vatnsæðar í HE-10

Hitamælingar gefa til kynna að komið sé niður úr þakbergi á um 700 m dýpi í HE-10. Þar fyrir neðan fer að bera á æðum í holunni.

Á hitamælingum má sjá viðsnúning á um 1300 m dýpi (myndir 52 og 53). Þar er hiti hæstur í holunni eða um 240°C en lækkar þaðan niður á 1760 m þar sem hann verður nokkuð stöðugur í 210°C. Alls voru greindar 22 æðar en enginn þeirra var flokkuð sem stór æð. Flestar þeirra eru tengdar við innskot fyrir neðan 900 m dýpi. Af jarðlagamælingum má ráða að nokkrar æðanna eru tengdar þróuðu bergi t.d. á 1450 og 1865 m. Æðin á 1965 m tengist líklega sprungu sem sést á því að hitastigull er lóðréttur á hitamælingu en auk þess sýnir víddarmæling skáp á þessu dýpi (mynd 8).

Yfirlit yfir vatnsæðar í holunni má sjá á töflum 8 og 9. Í töflunum kemur fram dýpi á mögulega æð og stærð æðarinnar.

Í mynd 26 er að finna stöplarit með yfirliti yfir æðar holunnar og stærð þeirra og í töflu 27 er stöplarit með yfirliti yfir æðar holunnar og tengingu þeirra við jarðlög. Niðurstöður hitamælinga má svo sjá á myndum 52 og 53. Skoltapslista er að finna í töflu 31. Að loknum örvunartilraunum og þrepprófum var ádælingarstuðull holunnar metinn 2,2 (l/s)/bar sem bendir til tregrar holu.

Tafla 8. Vatnsæðar í 1. og 2. áfanga HE-10.

Dýpi, stærð, og sá fjöldi mælinga af heildarfjölda í þessum áföngum sem benda til æða og auk athugasemda. Mælingar í 1. og 2. áfanga eru tölusettar frá 1-6 eftir tímaröð og kemur fram í töflunni á hvaða mælingu æð sást.

Dýpi (m)	Stærð	Fjöldi mælinga sem æð sést á	Athugasemdir
130-150	2	5/6	Skoltap varð á 130 m dýpi og víddarmæling sýnir skáp á sama dýpi (120-140 m). Merki um æðina er ýmist að sjá í kælipunktum eða á hitatoppum vegna steypuhrifa frá skáp. Á tveimur mælingum sjást hitaáhrif frá hörðun steypunnar. Á þessu dýpi er að finna blöðrótt, fersklegt túff.
426	2	3/6	Vottar örlítið á kælipunktum á svipuðu dýpi og skoltap varð (426 m, 9 l/sek). Frá 428-434 m sést lítill skápur á víddarmælingu. NN toppur frá 432-436 m sem sést líka á viðnámsmælingum. Borað í túffmyndun en á 432-436 m er að finna kristallað berg.
525-535	1	1/6	Kælipunktur sem kemur aðeins fram á fyrri steypumælingu. Kemur fram á steypumælingu sem svæði sem hefur ekki náð eins mikilli hörðun og í kring. Frá 530-540 m sést viðnámslæggð en ekki er ljóst hvað veldur henni. Mögulega mikil ummyndun.
670	1	1/6	Veikur kælipunktur. Á sama dýpi sést örlítið víkkun og greinilegur NN toppur. Á 680 m er farið úr breksíulagi inn í túfflag, bæði stór-plagíóklasdílótt.

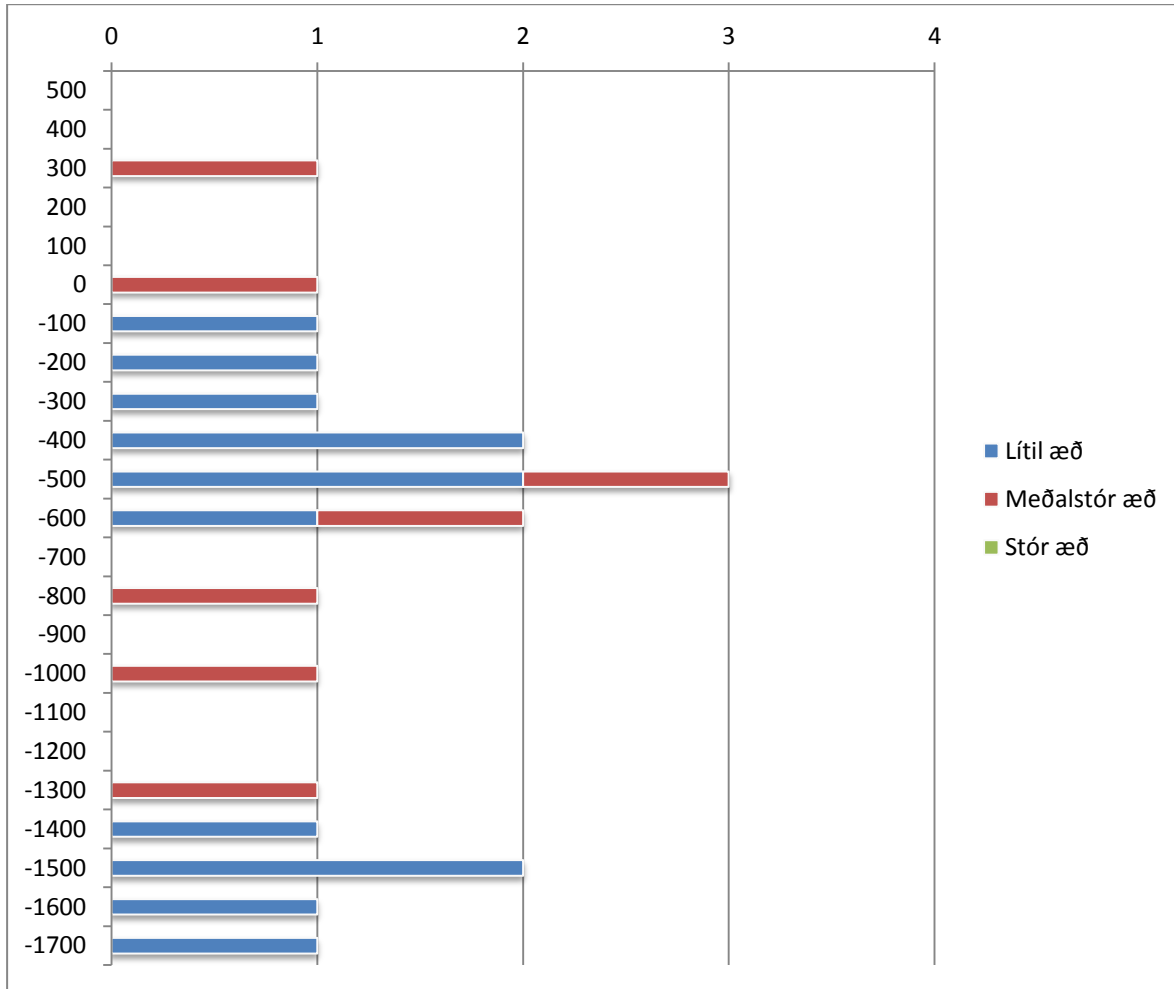
Tafla 9. Vatnsæðar í 3. áfanga HE-10.

Dýpi og stærð æða auk athugasemdir. Mælingar í 3. áfanga eru tölusettar frá 1-7 eftir tímaröð og kemur fram í töflunni á hvaða mælingu æð sést.

Dýpi (m)	Stærð	Athugasemdir
795	1	Kælipunktur sést í mælingum þar sem engin ádæling var. Í fyrstu 3 mælingunum var ádælingin of mikil. 2. áfangi náði niður á 777 m. Innskot sést í svarfi frá 772-818 m og er staðfest með NN og viðnámsmælingum. Skápur á 792-795 m.
817	1	Sést í upphitunarmælingunum. Neðri lagmót innskots sem sést í svarfi og á NN og viðnámsmælingum.
835	1	Yfirþrýst æð að gefa inn í holuna. Sést í upphitunarmælingunum. Á einni mælingu er æðin hitapunktur. Mikið ummyndað meðalkorna basalt inni í bólstrabergseiningu frá 834-837 m.
910	2	Yfirþrýst æð að gefa inn í holuna. Sést í upphitunarmælingunum. Á þremur mælingum er æðin hitatoppur. Frá 920 m eykst kristöllun í berginu, æðin tengist því líklega lagmótum.
935	1	5 l/sek skoltap í borun á 950 m. Tengist líklega lagmótum.
977	1	Óreglur sjást í mörgum hitamælingum. Hugsanlega þróuð eining frá 973-975 m.
1005	1	Óreglur sjást í mörgum hitamælingum .
1040-1070	2	Æðin á 910 m dýpi er yfirþrýst og orsakar millistreymi niður í þessa æð. 24 l/sek skoltap á 1070 m. Þrjú innskot sjást í svarfi frá 1018-1032. Á 1022 m eykst skyndilega ummyndun vegna innskota. Lekt getur verið tengd innskotum.
1170-1220	1-2	Merki um æð eru greinileg á fjórum mælingum. Viðnám tekur stökk frá 1160-1400 m. Óútskýrt.
1450	1-2	Æð sést helst á uppmælingu sem var gerð rétt eftir að slökkt var á 25 l/sek ádælingu. Smávægileg ummerki á þremur mælingum . Skápur sést á víddarmælingu frá 1445-1452 en hans verður ekki vart á viðnámsmælingu! Gammatoppur frá 1450-1465 gefur til kynna þróað berg. Verður ekki vart við í svarfi.
1760	2	Á mælingu frá 6.6.2004 virðist lítið vatn fara niður fyrir þessa æð. Þar fyrir neðan er stöðug upphitun niður á botn. Við fyrstu sýn virðist þetta mjög stór æð en það er erfitt að segja til um þar sem ekki er vitað hversu mikið vatn fer niður á þetta dýpi. Það glittir í æðina á hinum mælingunum. Frá 1760-1770 m sést skörp lægð í NN mælingum sem gefur til kynna gropið berg. Skoltap jókst á 1755 m og mismunahiti hækkaði. Staðfestir æð.
1865	1	Smá æð. Mitt inni í fláka af þróðu bergi skv. gammamælingum. Einnig sést í svarfi slæðingur af fínkorna bergi með þróað útliti.
1910	1	Sama og á 1865

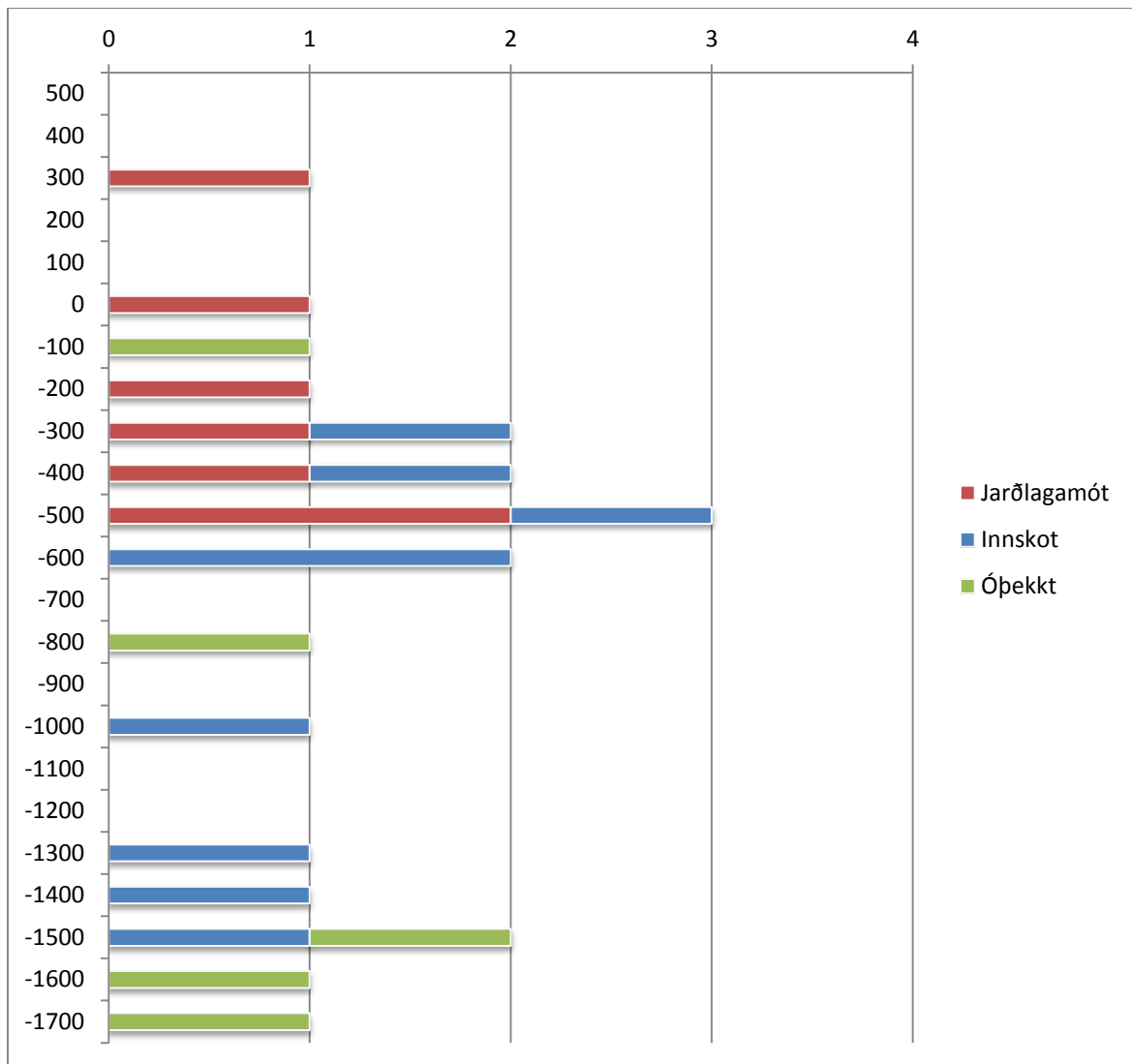
Tafla 10. Framhald af töflu 9.

1965	1	Á mælingu frá 10.6.2004 virðist lítið vatn fara niður fyrir þessa æð. Þar fyrir neðan er stöðug upphitun niður á botn. Líklega fer ekki mjög mikið vatn hingað niður. Hitastigull er lóðréttur á um 5 metra bili og því líklegt að æðin sé í sprungu. Það glittir í æðina á hinum mælingunum. Víddarmæling sýnir skáp á 1957 m.
2090	1	Smáæð. NN og viðnámstoppur frá 2080-2090 m. Snúningstregða og skoltap í borun á 2097 m dýpi. Polymerpilla sett niður og skilaði skömmu síðar svarfi með miklu af útfellingum.
2130	1	Örlítill breyting á hitaferlinum á tveimur hitaferlum.



Mynd 26. Fjöldi æða á hverja 100 m í holu HE-10 og stærð þeirra.

Dýptarbil eru miðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál.



Mynd 27. Fjöldi æða á hverju 100 m dýpi í holu HE-10 og tengsl þeirra við jarðlög. Dýptarbil eru miðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál. Í sumum tilvikum var ekki hægt að ráða í tengsl æða við jarðfræði og þá eru fara æðar í flokkinn óþekkt.

5.2 Vatnsæðar í HE-30

Sautján æðar voru greindar í HE-30 (tafla 11 og 12). Æðar í fyrstu tveimur áföngum borunar eru allar í minnsta stærðarflokki. Æðar í 3. áfanga eru í öllum þremur stærðarflokkunum. Aðeins tvær æðar eru skilgreindar stórar, þær eru á 1310 og 1990 m en nokkuð margar æðar lenda í meðalstóra flokknum t.d. æðin á 1055 m sem tengist misgengissprungu sem einnig sést í HE-15. Ljóst er að nokkuð stórar æðar eru nálægt botni þar sem töluvert af skolvatni virðist ná þangað niður. Það er ástæða þess að í mörgum hitamælingum er holan undir 100°C alveg niður á botn. Þar sem svarf hætti að berast til yfirborðs eftir að skorið var á æð í 1310 m er erfitt að segja til um tengingu æða við jarðlög. Ljóst er að jarðlagastaflinn er lekur niður á botn holunnar. Innskotatíðni eykst jafnan með dýpi en ekki er ólíklegt að holan skeri einhver misgengi á dýpi en á yfirborði má sjá að Reykjafell er þverskorið misgengjum.

Lítið gagn er af skoltapsupplýsingum í 3. áfanga þar sem borað var með jafnvægisborun. Niðurstaða mats að loknum þrepprófunum var sú að ádælingarstuðull holunnar væri 9 ((l/sek)/bar).

Yfirlit yfir vatnsæðar í holunni má sjá á töflum 11 og 12. Á töflu 32 má sjá yfirlit yfir hitamælingar sem gerðar voru í holunni. Á mynd 28 er að finna stöplarit með yfirlit yfir æðar holunnar og stærð þeirra og á mynd 29 er stöplarit með yfirliti yfir æðar holunnar og tengingu þeirra við jarðlög. Niðurstöður hitamælinga er svo að finna á myndum 54 - 56.

Tafla 11. Vatnsæðar í 3. áfanga í HE-30.

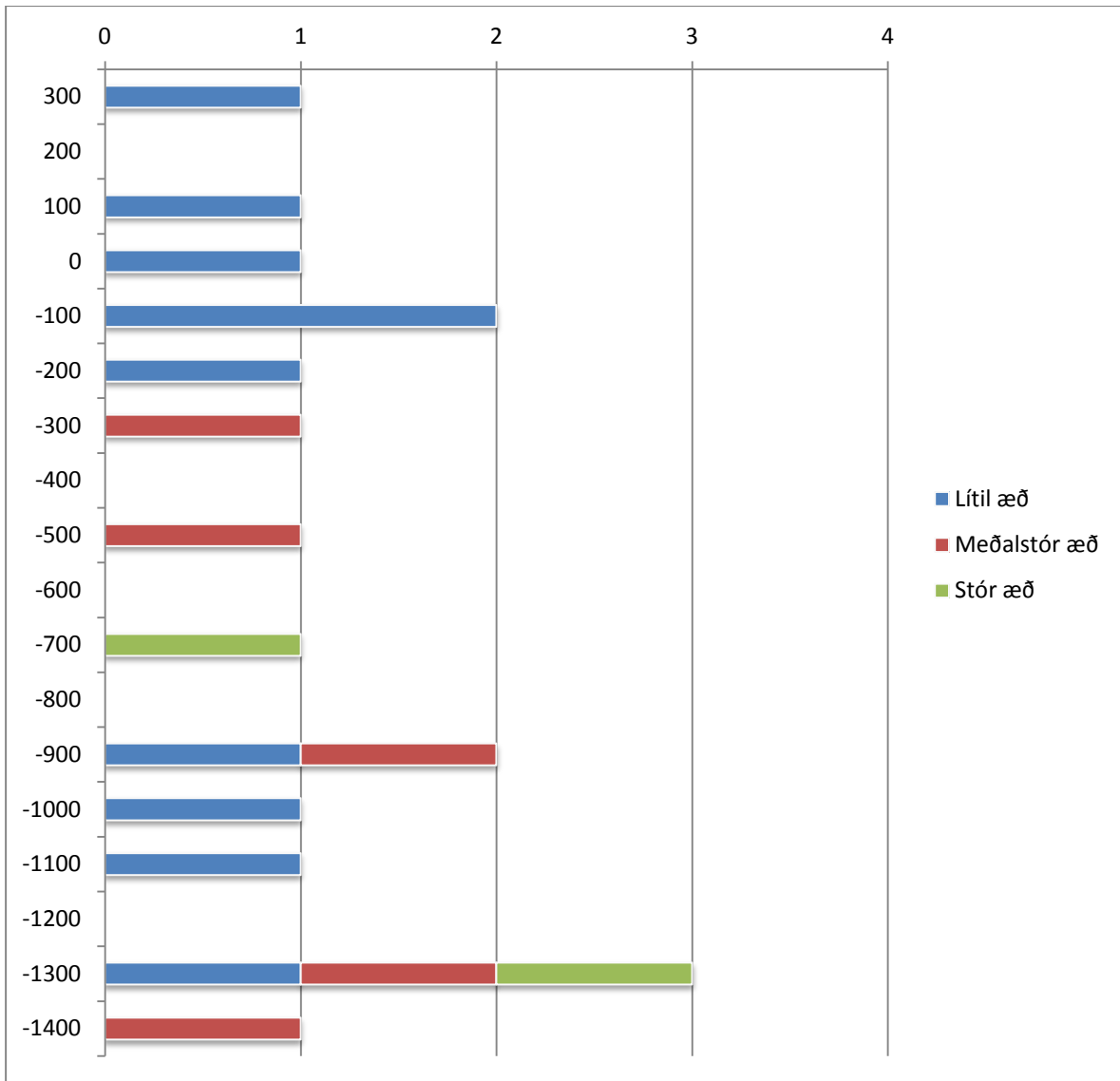
Dýpi, stærð, fjöldi mælinga sem æð kemur fram á og athugasemdir. Í viðauka má sjá hitamælingamyndir með upplýsingum um númer hitamælinga.

Dýpi	Stærð	1	2	3	4	5	Athugasemdir
185	1	X	X				Erfitt að greina á nr. 1 en fyrir neðan æð hefur hitinn hækkað. Á nr. 2 koma fram hnökrar á þessu dýpi. Lagmót á 170 m og efsti parturinn í breksíu frá 170-210 m er mjög kargalegur (greinileg í þunnsneið á 186 m).
370	1			X			Breyting á hallatölu mælinganna. Lítil undirþrýst æð. Inni í miðri túffeiningu. Dilalaust, blöðrótt og holufyllt túff í sneið á 362 m. Skápur frá 350-360 m.
470	1			X	X	X	Hitatoppur kemur fram á steypumælingunum og annarri æðamælingunni. Á hinni kemur æðin fram sem kælipunktur. Tekið er fram að leðja í holunni hafi truflað æðamælingu og víddarmælingu. Örlítill NN toppur á 470 m. Víddarmæling er ekki marktæk á þessu dýpi og viðnámsmæling ekki til staðar.
540	1			X		X	Ber ekki mikið á henni í nr. 4 en hún kemur fram á 3 og 5. Lagmót inni í M16 á 540 m, finkorna basalt bútur inni í móberginu. Á 520 m byrjar að glitta í kristölluð korn, meiri oxun og hvít og blá „túffkorn“? Frá 530-540 m er áberandi NN toppur.
580	1			X	X	X	Það örlar á kælipunkti á mælingu nr. 3 en hann sést vel á nr.4 og 5. Frá 570-590 m sést í svarfinu að túffkornin eru stór og rúnnað, ýmist grænleit eða oxuð. Smá toppur í NN á 583-586 m.
675	1			X	X	X	Það örlar á æðinni á mælingu nr. 3 en hún sést vel á nr. 4 og 5. Engar víddar- eða jarðlagamælingar til. Í svarfi má glögglega sjá lagmót finkorna póleits og túfflags. Æð tengist mjög líklega lagmótum innskots.

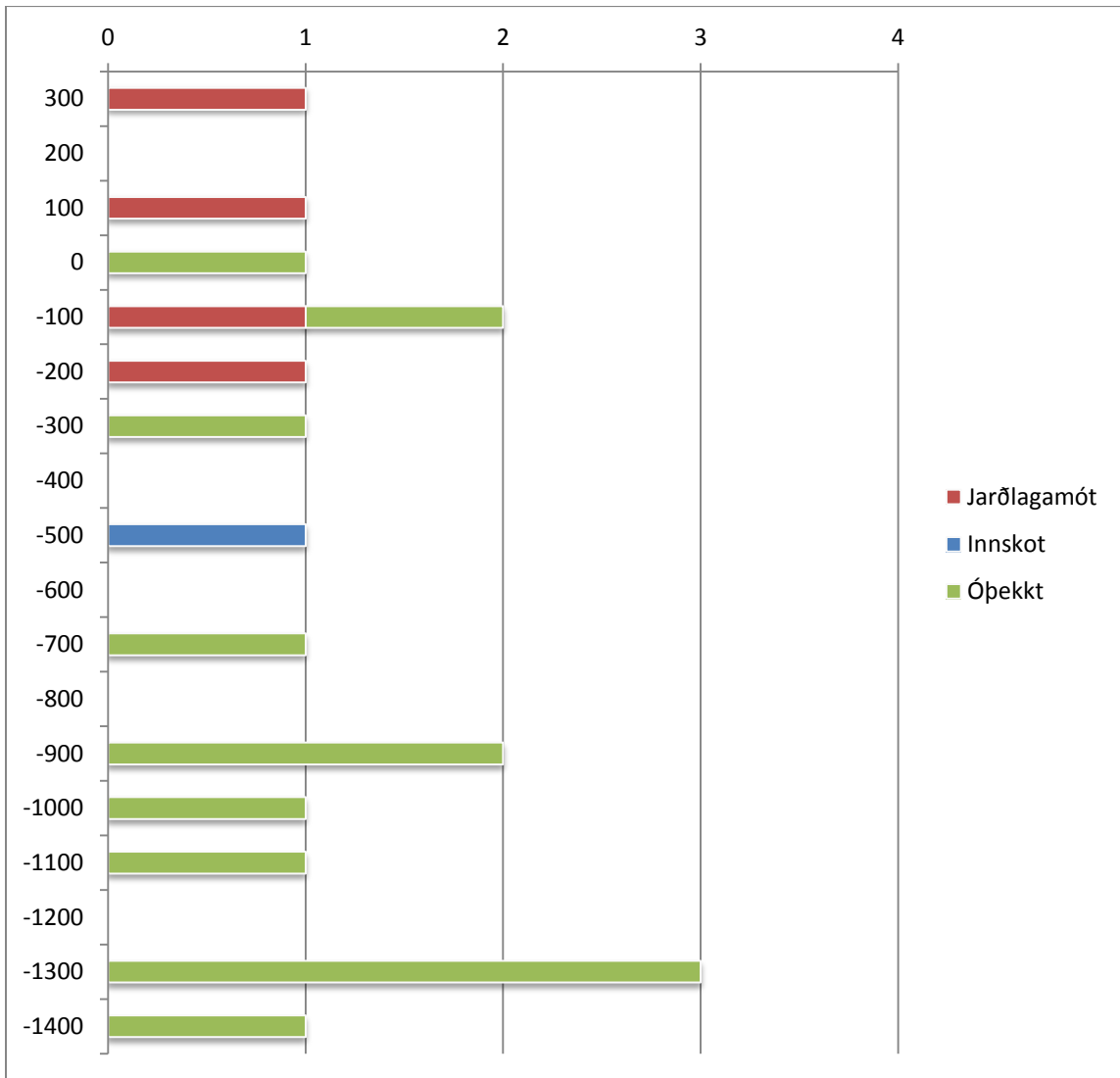
Tafla 12. Vatnsæðar í 3. áfanga í HE-30.

Dýpi, stærð, mælingar sem æð kemur fram á (númeraðar frá 1-8) og athugasemdir. Í viðauka má sjá hitamælingamyndir með upplýsingum um númer hitamælinga.

Dýpi (m)	Stærð	1	2	3	4	5	6	7	8	Komment
800	2							X	X	Innrennslisæð sem rennur líklega niður holuna. Viðnámstoppur frá 806-830 m sem gæti gefið til kynna jarðlagamót þó að þau sjáist ekki beint í svarfinu.
1055	2	X				X	X	X	X	Innrennslisæð á nr. 1, 6, 7, 8 Jafnvægisborun fór úr skorðunum. og það gaus í holunni. Sama sprunga og er að finna í HE-15. Jafnvægisborun truflaðist á 1060 m dýpi og varð ekki almennileg eftir það. Skol kom ekki upp fyrr en á 1094 m. Á víddarmælingu sést skápur á 1059-1061m, staðfest á NN mælingu. Túffbreksia frá 1040-1080 m. Þegar svarf skilaði sér á 1080 m var komið inn í þóleiit innskot (1098-1105 m).
1310	3	X	X	X	X	X	X	X	X	Kemur ýmist fram sem hitatoppur eða kælipunktur. Yfirþrýst æð. Líklega stærsta æð holunnar. Ekkert svarf barst upp eftir þessa æð. Hár gamma toppur en ekkert að sjá á NN. Á mælingu frá 20. mars er mjög skarpur toppur en hann sýnir áhrif gass á 1270-1300 m.
1480	1				X	X	X	X		Hitaferill verður ýmist lóðréttur eða það sést neikvæð hallabreyting. Skolþrýstingur féll litillega á 1480 m dýpi.
1545	2				X	X	X	X	X	Halli hitaferils breytist úr lóðréttu í hæga upphitun
1660	1				X		X			Mikil breyting á hallatölu í nr. 4 (hitatoppur) en agnarsmár kælipunktur sjáanlegur á nr. 6
1830	1			X	X					Örlítill breyting á niðurmælingunni en á uppmælingu er kælipunktur.
1990	2-3					X	X	X	X	Örlítill hallabreyting, rétt greinanleg á nr. 7 og 8.
2045	2					X	X	X		Hallabreyting. Fyrir neðan þessa æð byrjar aðeins að hitna. Truflanir verða í borun. Borhraði rýkur upp.
2110	1					X	X			Örlítill hallabreyting á hitaferlum. Einnig varð vart við marktækar breytingar í flæðiþrýstingi lofts sem var dælt í holuna í borun.
Ca. 2200	2									Þar sem holan nær að haldast nokkuð köld niður á botn má gera ráð fyrir að eitthvað skolvatn að fara niður á botn. Ýmislegt í borverki, breytingar á snúningsvægi, bor- og snúningshraða auk breytinga á flæðiþrýstingi lofts, bendir til þess að jarðlagastaflinn neðan 2100 m dýpis sé lekur.



Mynd 28. Fjöldi æða á hverju 100 m dýpi í holu HE-30 og stærð þeirra. Dýptarbíl eru míðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál.



Mynd 29. Fjöldi æða á hverju 100 m dýpi í holu HE-30 og tengsl þeirra við jarðlög. Dýptarbil eru miðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál. Í sumum tilvikum var ekki hægt að ráða í tengsl æða við jarðfræði og þá eru fara æðar í flokkinn óþekkt.

5.3 Vatnsæðar í HE-42

Á hitamælingum sést að hiti hækkar ört á um 300 m þar sem farið er úr grunnvatnskerfi inn í þakberg jarðhitakerfisins (mynd 57). Öflugt millstreymi á 1200-1600 m kemur í veg fyrir að hægt sé að staðsetja nákvæmlega æðar á því dýptarbili. Millistreymið virðist ekki koma fram fyrr en á hitamælingum að borun lokinni en það gefur til kynna að holan hafi örvast eftir að borun lauk og fram að þrepaprófi. Ljóst er að ekki fer mikið af kælivatni niður fyrir 1800 m þar sem hitnun er mikil þar fyrir neðan. Aðeins litlar æðar eru greindar fyrir neðan 1900 m (1500 m u.s.). Erfitt er að slá föstu um hvort að æðar neðan 1900 m tengjast jarðlagamótum eða innskotum en ljóst er að jarðlagastaflinn á þessu dýpi er margskorinn innskotum.

Á mælingu frá 29.4. 2008 sést greinileg kæling á 1800 m dýpi sem sýnir að þar hafa æðar tekið við miklu kælivatni sem er að skila sér aftur inn í holuna (mynd 58). Að loknum þrepaprófum var ádælingarstuðull holunnar reiknaður 4.6 (l/s)/bar.

Yfirlit yfir vatnsæðar í holunni má sjá á töflum 13 og 14. Á mynd 30 er að finna stöplarit með yfirlit yfir æðar holunnar og stærð þeirra og á mynd 31 er stöplarit með yfirliti yfir æðar holunnar og tengingu þeirra við jarðlög.

Í töflu 33 má sjá yfirlit yfir þær hitamælingar sem gerðar voru í holunni meðan á borun stóð.

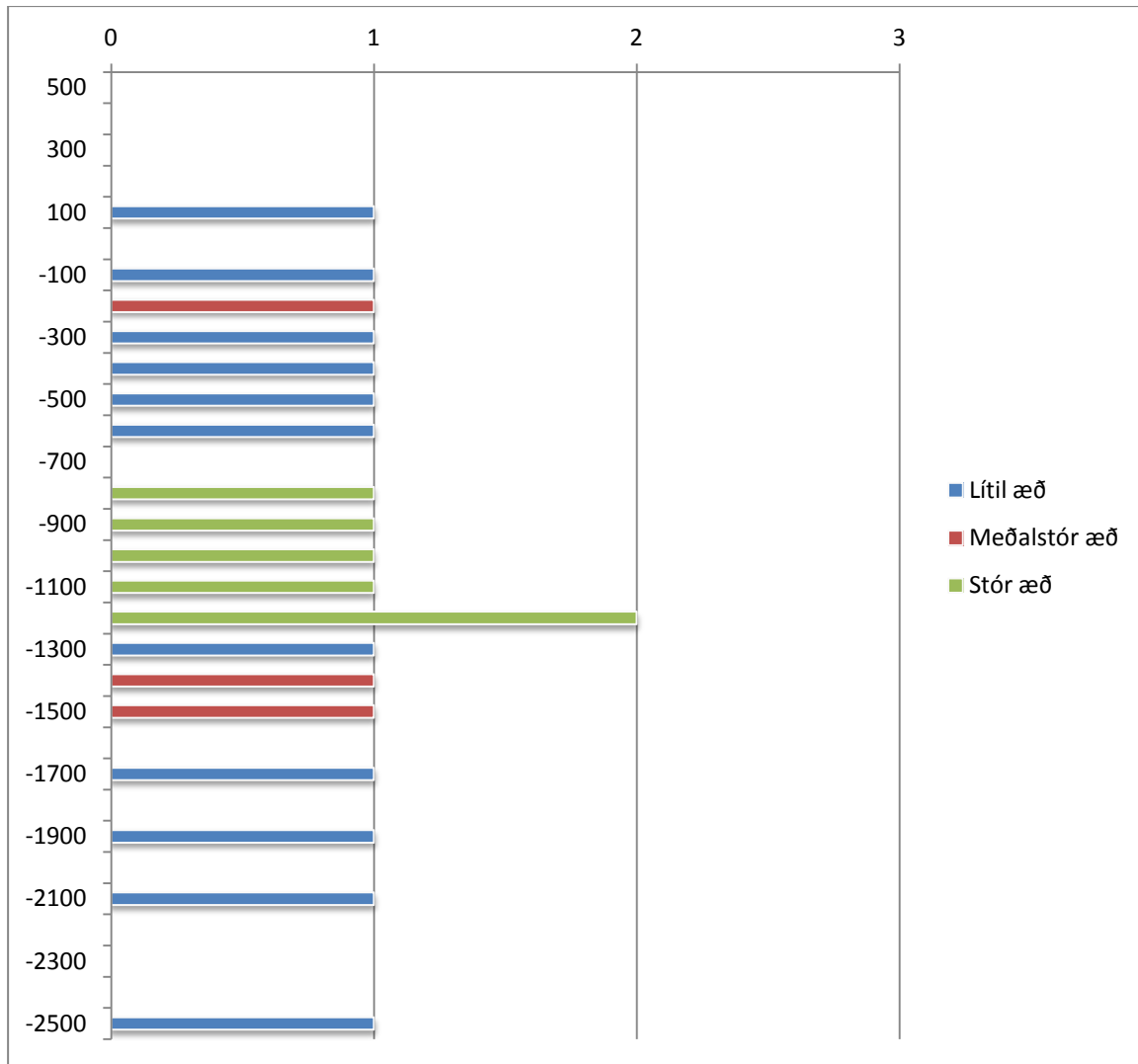
Tafla 13. Vatnsæðar í 2. áfanga í HE-42.

Dýpi, stærð, mælingar sem æð kemur fram á (númeraðar frá 1-5) og athugasemdir. Í viðauka má sjá hitamælingamyndir með upplýsingum um númer hitamælinga.

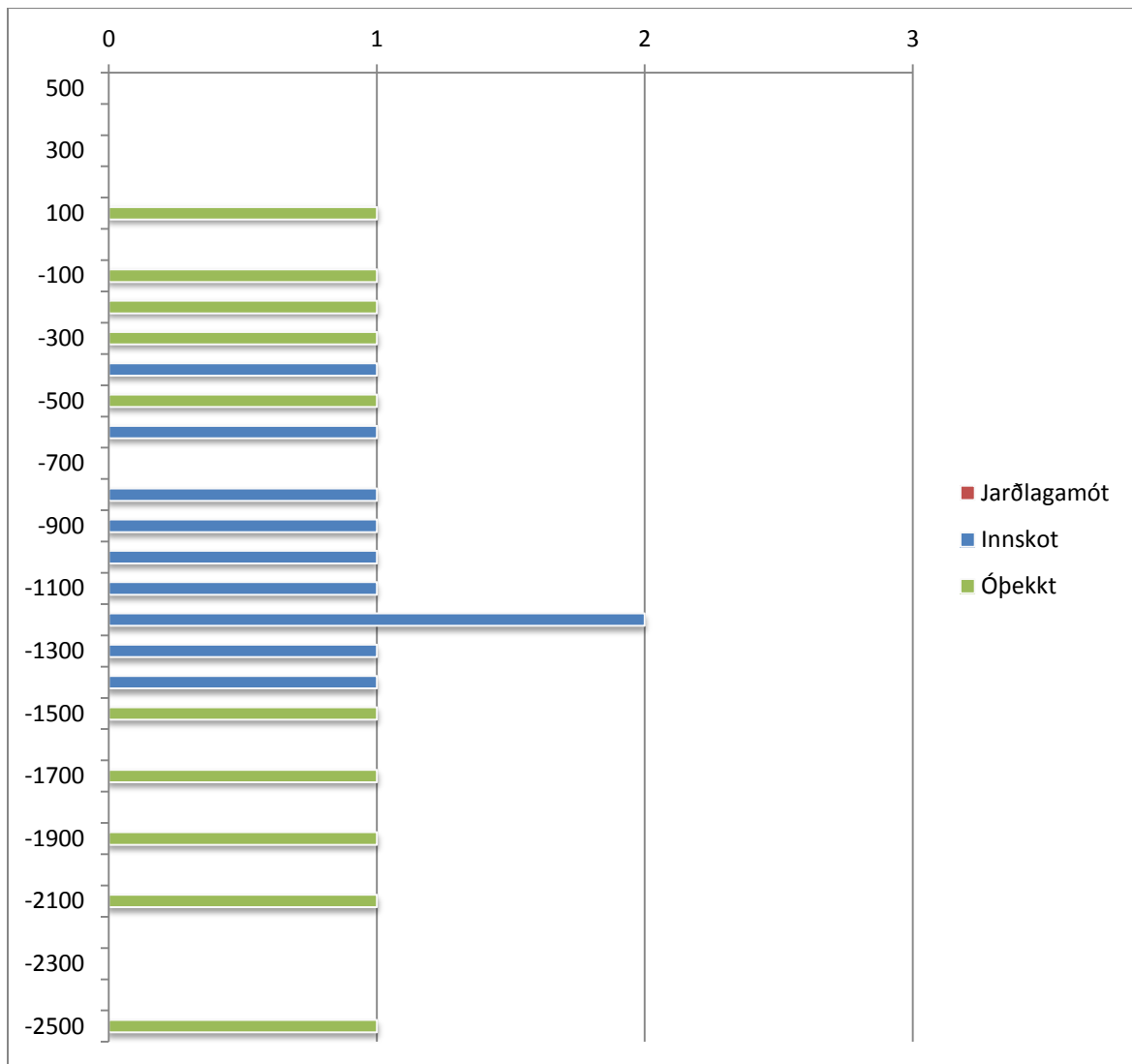
Dýpi (m)	Stærð	1	2	3	4	5	Athugasemdir
345-360	1				X		Dýpi 1. áfanga 341,5 m. Hækkaður stigull frá 320 m, hitatoppur á 345 m dýpi. Á viddarmælingu sést skápur undir öryggisfóðringu á 335-345 m en hann hefur líklega tekið meira af steypu og því kemur fram aukinn hiti. Á 338-344 m er nokkur setkeimur af túffinu. Slíkt lag er líklega nokkuð lekara en holufyllt túffið umhverfis.
480	1			X	X		Breyting á hallatölu. Hitastigull lækkar.
565	2			X	X		Skoltap 15-20 l/sek hætti er ó pokum af geli var hellt í holuna. Frá 524-614 m er basalt túff. Í svarfgreiningu kemur fram að neðarlega sé túfflagið mjög sprungið og þar megi finna laumontít á sprunguflötum.
680	1			X			Æðin er yfirþrýst á fyrstu mælingunni, en þegar hún var gerð var lítið sem ekkert skoltap í holunni og engu dælt niður. Borað í ummyndað túff ríkt af kalsíti.
820	1			X	X		Skoltap varð í borun, 7 l/sek.
860	1				X	X	Algjört skoltap varð í borun á 871 m dýpi en 5 pokar af mica stoppuðu skoltapið. Á 866-871 m dýpi er djúp lægð í NN mælingu sem fer saman við hækkun á viðnámi. Viddarmæling er ekki til staðar en hinar mælingar gefa til að kynna að hér sé skápur.

Tafla 14. Æðar í 3. áfanga HE-42, stærð þeirra og athugasemdir.

Dýpi	Stærð	Athugasemdir
980	1	Kemur fram sem innstreymi í mælingu frá 13.4.2008. Á 990 m má sjá lagmót grófkorna og móbergs.
1240-1600	3	Sést vel á mælingu frá 29.04.2008. Greinilega fleiri en ein æð, efsta á 1240. Erfitt að segja hvaða æð er að gefa mest. Millistreymi kemur í veg fyrir að hægt sé að staðsetja æðar almennilega. Innskotafækja í hraunlögum sem sést á NN og viðnámsmælingum. Svarf mjög blandað. Óregla í víddarmælingum í kringum 1405 m. Skápar á 1590 og 1600 m. Nokkrir litlir gamma toppar, m.a. á 1467, 1505, 1555, 1574, 1580 m.
1645	3	Sést vel á mælingu frá 24., 27. og 30. mars 2008. Á víddarmælingu er töluverð óregla frá 1600-1645 m. Frá 1629-1641 m er svo nokkuð vænn skápur. Á gammamælingu er meðalstór toppur frá 1643-1650 m. Snertiummyndað berg ber vott um innskot í grennd.
1750-1820	1	Lóðréttur kafli sem kemur fram á flestum mælingum. Nokkrir gammatoppar á þessu dýptarbili.
1880	2	Þar fyrir neðan á sér stað nokkuð stöðug upphitun, líklega fer ekki mikið vatn þar niður fyrir. Sést í öllum mælingum nema þremur síðustu.
2100-2300	1	Hnökrar á hitaferlum. Ber vott um veikleika í berginu.
2530	1	Kælipunktur í nokkrum mælingum. Ber vott um veikleika í berginu.
2910	1	Kælipunktur í nokkrum mælingum. Ber vott um veikleika í berginu.



Mynd 30. Fjöldi æða á hverju 100 m dýptarbili í holu HE-42 og stærð þeirra. Dýptarbil eru miðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál. Aðal-æðasvæðið er frá -800 til -1500 m u.s.



Mynd 31. Æðar á hverju 100 m dýptarbili í holu HE-42 og tengsl þeirra við jarðlög. Dýptarbil eru miðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál. Í sumum tilvikum var ekki hægt að ráða í tengsl æða við jarðfræði og þá eru fara æðar í flokkinn óþekkt.

5.4 Samantekt vatnsæða

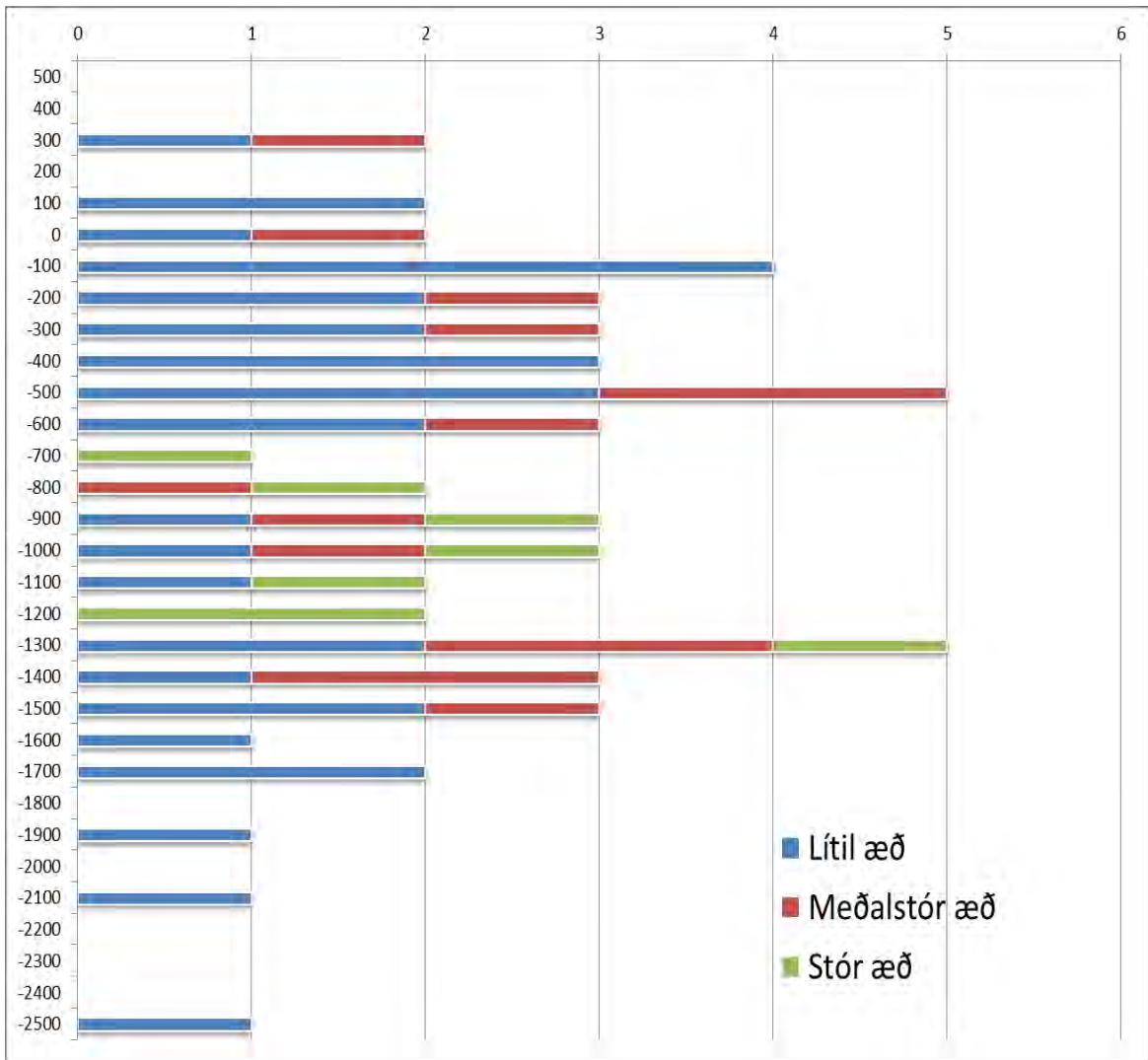
Þegar yfirlit æða í holunum þremur er tekið saman þá kemur í ýmislegt áhugavert í ljós (mynd 32). Í fyrsta lagi má sjá að meirihluti þeirra æða sem greindar hafa verið ofarlega í holunum eru litlar æðar. Líklega á borleðja í flestum tilfellum sök á að þær virðast ekki vera stærri.

Stórar æðar fara ekki að sjást fyrr en á 700 m u.s. Frá 700 m til og með 1200 m.u.s. eru tiltölulegar fáar æðar en þær sem finnast eru af öllum stærðum og margar hverjar stórar. Fyrir neðan 1600 m u.s. finnast engar stórar æðar. Þessi niðurstaða er í samræmi við samantekt sem gerð var á æðagögnum úr 12 holum á Hellisheiði og í Hverahlíð (Helga M. Helgadóttir o.fl., 2010). Þar sést að mun færri æðar finnast á dýptarbilinu 700-1200 m u.s. og engar stórar æðar er að finna í holunum fyrir neðan 1800 m u.s.

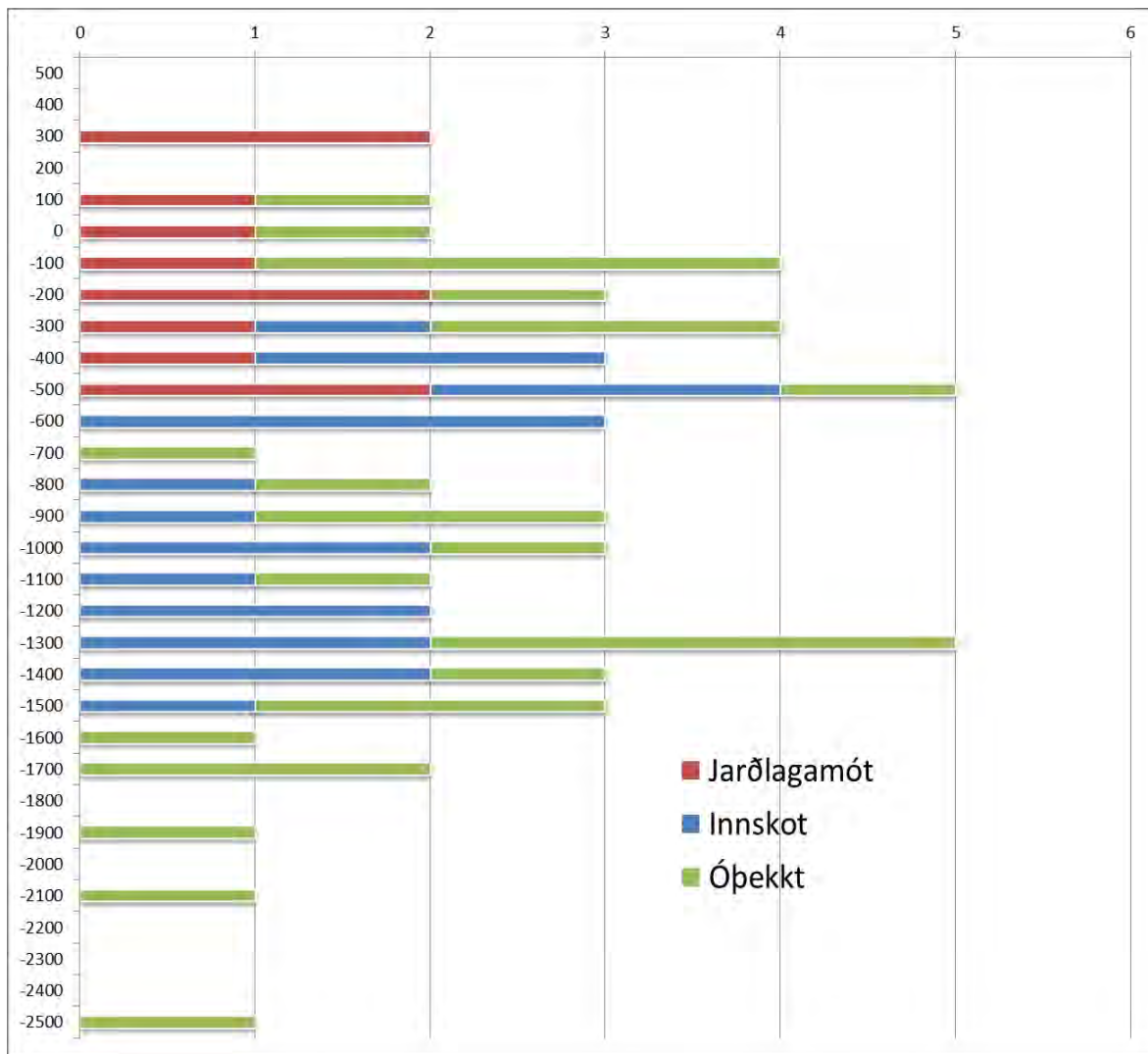
Ljóst er að ekki koma allar æðar fram á hitamælingum. Ástæðan fyrir því er að í hverri holu er að finna svokallaðan jafnvægispunkt þrýstings (e. pivot point). Fyrir ofan þennan punkt flæðir vatn úr æðum inn í holuna en fyrir neðan punktinn flæðir vatn úr holunni inn í æðar. Í kringum jafnvægispunktinn er flæðið mjög lítið og því sjást æðar sem eru í nálægð þessa punktar ekki á hitamælingum. Þessi jafnvægispunktur er háður hita og þrýstingi í holunni sem aftur getur stjórnað af ádælingu. Með því að skoða hitamælingar gerðar við mismunandi aðstæður er hægt að lágmarka þann fjölda æða sem ekki greinast.

Einnig er áhugavert að skoða tengsl jarðlagastaflans við æðar (mynd 33). Fyrir neðan 500 m u.s. hafa engin tengsl fundist á milli jarðlagamóta og æða. Efsta æð sem tengd er við innskot kemur fram á bilinu 300-400 m neðan sjávarmáls og eru slík tengsl nokkuð algeng niður á 1500 m u.s. Þar fyrir neðan hefur ekki tekist að tengja æðar við jarðfræðina en leiða má líkum að því að margar þeirra tengist innskotum þar sem innskotabéttleiki eykst með dýpi.

Við hönnun á holum á þessu svæði vegna frekari borana ætti að hafa til hliðsjónar að meðalstórar eða stórar æðar finnast ekki í þessum þremur holum neðan 1600 m u.s. og að mikill fjöldi innskota getur gefið góð fyrirheit um æðar. Könnun á 15 holum á Hellisheiðinni leiddi í ljós að æðum fækkar mikið fyrir neðan 1500 m u.s. og að engar stórar æðar fundust neðan 1900 m u.s. (Sveinborg Hlíf Gunnarsdóttir o.fl., 2011).



Mynd 32. Fjöldi æða á hverju 100 m dýptarbili í HE-10, HE-30 og HE-42 og stærð þeirra. Dýptarbil eru míðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál.



Mynd 33. Fjöldi æða á hverju 100 m dýptarbili í holum HE-10, HE-30 og HE-42 og tenging þeirra við jarðlög.

Dýptarbil eru miðað við sjávarmál og nær t.d. -1000 m bilið frá -1000 m til -1100 m neðan sjávarmáls niður fyrir sjávarmál.

6 Ummyndun

Ummyndun kallast það ferli þegar frumsteindir og berg breytir um ásýnd og efnasamsetningu vegna áhrifa hita og vatns. Slík ferli eru einkennandi fyrir háhitasvæði og má sjá merki um þau á yfirborði háhitasvæða, við hverri og laugar.

Almennt má segja að oxun og aukning á brennisteini og í vissum tilfellum vötnun sé einkennandi fyrir jarðhitasvæðin (Einar Gunnlaugsson, 1977; Hrefna Kristmannsdóttir, 1979).

Nokkrir þættir stuðla að ummyndun í háhitakerfum en vægi þeirra er mismikið eftir aðstæðum. Þessir þættir eru hitastig, þrýstingur, berggerð, lekt, samsetning vökvans og sá tími sem bergið verður fyrir ummyndun (Browne, 1978).

Tengsl hitastigs við ummyndun eru ótvíræð. Rannsóknir á ummynduðu bergi í háhitasvæðum á Íslandi hafa sýnt fram á tilveru margra ummyndunarsteinda og lágmarks myndunarhitastig þeirra (Hrefna Kristmannsdóttir, 1978; Hjalti Franzson, 1998) (tafla 15).

Þrýstingur er jafnan lágur í jarðhitasvæðum á Íslandi og undir svokölluðum suðuferli vatns. Þrýstingur er því ekki stór áhrifaþáttur í jarðhitaummyndun en breyting á honum getur aftur á móti kallað fram breytingar á samsetningu vökvans í kerfinu. Við lækkaðan þrýsting á sér stað suða í kerfinu og við það skiljast fasarnir vatn og gufa að. Hlutfall CO₂ og SO₄ minnkar skyndilega í vökvanum þar sem þessi efnasambönd fylgja gufunni. Rannsóknir hafa sýnt að við suðu þá getur myndast mikið magn af plötukalsíti samkvæmt eftirfarandi hvarfi (Simmonds o.fl., 1994): $2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} = \text{Calcite} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$

Þriðji þátturinn sem hefur áhrif á ummyndun í jarðhitakerfi er berggerð. Efnasamsetningin bergsins virðist þó ekki skipta höfuðmáli heldur frekar poruhlutfall þess og textúr sem hafa áhrif á lekt þess.

Lekt bergs er líklega einn mikilvægasti þátturinn í ummyndun bergs. Berg sem er þétt og vatn hefur ekki aðgang að getur haldist ferskt mun dýpra og við herra hitastig en lekar bergmyndanir. Það leiðir að öðrum mikilvægum þætti í ummyndun, vatninu og efnasamsetningu þess. Almennt er gert ráð fyrir að vatn og steindir í jarðhitakerfum nálgist jafnvægi og eru líkan-reikningar gerðir á þeim forsendum (Andri Stefánsson og Stefán Arnórsson, 2002).

Sum efnahvörf taka langan tíma og hefur það áhrif á hversu hratt jafnvægi verður milli vökva og steinda. Í mörgum tilfellum breytast aðstæður í jarðhitakerfinu áður en jafnvægi næst. Gera má ráð fyrir að því lengri tíma sem jarðhiti fær til að „baka“ berg því herra verður ummyndunarstig bergsins (prograde alteration). Líftími jarðhitakerfi getur verið langur og á þeim tíma geta ýmsir jarðfræðilegir atburðir orðið sem hafa áhrif á ummyndun. Ef gert er ráð fyrir að Hengilseldstöðin sé að minnsta kosti 400 000 þúsund ára gömul þá má gera ráð fyrir að jarðhitakerfið hafi byrjað að myndast á svipuðum tíma (Hjalti Franzson, 2005). Á þessum tíma hafa gengið yfir ísaldir og hlýskeyð auk eldsumbrota. Talið er að þau ummerki sem gefa til kynna hæsta ummyndunarstig á Nesjavöllum og

Hellisheiði séu leifar ummyndunar frá lokum síðustu ísaldar (15000-120000 ár) (HjalTI Franzson o.fl., 2010). Þegar fargi jökulsins létti við lok síðustu ísaldar þá lækkaði þrýstingur skyndilega í jarðhitakerfum þess tíma og suðuferill færðist hærra í jarðlagastaflanum.

Enn einn þátturinn sem hefur áhrif á ásýnd ummyndunar er efnasamsetning frumsteinda. Þær eru misútsettar fyrir ummyndun og skiptir efnasamsetning þeirra miklu máli. Leysnitilraunir hafa verið notaðar til að sýna fram á í hvaða röð frumsteindir ummyndast. Sú röð frumsteinda er frá þeirri viðkvæmstu: Mg-ólivín>Fe-ólivín,Ti-ríkt magnetít> Ca-snautt plagíóklas, Mg-orthopýroxen>Fe-orthopýroxen, clinopyroxene>Na-plagíóklas, F-apatite>Ti-ríkt apatít>Ti-ríkt ilmenít>>Ti-snautt magnetít, Ti-snautt hematít (Andri Stefánsson, 2001).

Gott er að hafa þessa vitneskju í huga þegar ummyndun frumsteinda er skoðuð þó ekki hafi gefist tækifæri til að rannsaka efnasamsetningu frumsteinda í þessari rannsókn. Fleiri þættir hafa áhrif á ummyndunarhraða frumsteinda t.d. stærð steinda. Minni kristallar hafa hlutfallslega stærra yfirborðsflatarmál og því verða þeir fyrr ummyndun að bráð. Gler, sem þó er ekki steind þar sem kristöllun hefur ekki átt sér stað, er afar viðkvæmt fyrir ummyndun og er jafnan fyrst að ummyndast.

Efnaskipti milli bergs og vatns og myndun ummyndunarsteinda er flókið ferli og gerist vafalítið á fleiri en einn hátt. Þannig getur myndun ummyndunarsteinda bæði gerst með efnaflutningi á mjög afmörkuðu svæði en einnig getur vatn sem rennur um sprungur eða aðrar lekar jarðmyndanir leyst upp berg á einum stað og borið það á annan þar sem steindir falla út við breyttar aðstæður.

Rannsóknir á jarðhitakerfinu á Nesjavöllum benda til þess að plagíóklas ummyndun eigi sé stað með leysni-útfellingar hvörfum (Larson o.fl., 2002). Þetta styðja rannsóknir á ummyndun ólivíns og pýroxens úr berggrunni Gráuhnúka á Hellisheiði (Helga M. Helgadóttir, 2011).

Neuhoff og félagar (1999) gerðu rannsókn á ummyndun hraunlags við Teigarhorn. Svæðið sem var skoðað var mjög afmarkað og voru mismunandi ummyndunarfasar kortlagðir nákvæmlega. Niðurstöður sýndu að katjónirnar Si, Al, Ca, Na, K, Fe og Mg voru hreyfanlegar á mm skala. Katjónirnar komust því auðveldlega í samband við vatn sem rann um porur í staflanum og útfellingar eins og zeolítar (vötnuð álsiliköt) gátu þá myndast í porum bergsins. Sprungur sem höfðu myndast vegna innskotavirkni leiddu inn í staflann vatn sem innihélt uppleyst kvikugös og var þar af leiðandi súrt. Útskolun átti sér stað í sprunguveggjunum á öllum efnum nema kísli en hann er ónæmur fyrir pH í súru vatni. Því fundust miklar kísilútfellingar í sprungunum (Neuhoff o.fl., 1999).

Þetta litla dæmi sýnir að ummyndun getur verið mjög breytileg á litlu svæði og að aðgengi vökva að berginu skiptir miklu máli fyrir ummyndun.

Ummyndunarsteindir og myndunaraðstæður þeirra

Eins og áður hefur komið fram þá eru mismunandi ummyndunarsteindir stöðugar við mismunandi aðstæður í jarðhitakerfinu. Rannsóknir hafa sýnt að vissar ummyndunarsteindir myndast á ákveðnu hitabili (Hrefna Kristmannsdóttir, 1979; Schiffman og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 1991). Finnist slíkir „hitamælar“ gefur það vísbendingu um það hitastig sem ríkti í kerfinu við myndun steindarinnar. Hér er talað um

svokallaðan ummyndunarhita en það er sá lágmarkshiti sem talið er að ákveðnar ummyndunarsteindir myndast við (tafla 15). Nokkrir vankantar eru á notkun við lágan hita þar sem ummyndunarhitastig fyrir lághitasteindir er ekki eins vel þekkt og fyrir margar háhitasteindir. Við hita lægri en um 180°C er ummyndunarhiti því frekar gróft ákvarðaður. Flestir zeolítar myndast ekki við hærra hitastig en 120°C en þeir geta fundist í umhverfi þar sem berghiti er hátt í 200°C eða jafnvel hærri. Líklega eru flestir zeolítar að hverfa í kringum 200°C sérstaklega þar sem berg er lekt. Þegar ummyndunarhiti fer að nálgast 200°C eru aðrar steindir sem notast má við til að glöggva sig á því hvernig aðstæður í jarðhitakerfinu hafa verið.

Ummyndunarhiti þarf ekki að endurspeglar þær aðstæður sem finnast í jarðhitakerfinu í dag. Jarðhitakerfið getur mögulega hafa kólnað eða hitnað frá því að ummyndunarsteindirnar mynduðust.

Stundum verður vart við svokallaða yfirprentun á ummyndunarsteindum. Það er merki um kólnun í jarðhitakerfi þegar t.d. ummyndunarsteind sem er í jafnvægi við lægra hitastig hefur myndast á eftir og fallið út á ummyndunarsteind sem er í jafnvægi við hærra hitastig. Dæmi um þetta væri t.d. kalsít á epídóti.

Sumar ummyndunarsteindir hverfa verði hiti of hár t.d. eins og kalsít sem verður ekki vart við þegar hiti í jarðhitakerfi er orðinn meira en ca. 300°C.

Við skoðun ummyndunarsteinda má stundum sjá hvernig háhitasteindir hafa tekið sér bólfestu í lághitasteindum eins og zeolítum. Kvars getur t.d. staðgengist fyrir zeolíta og fengið þannig svipað lag og zeolítar.

Tafla 15. Hitaháðar ummyndunarsteindir.

Yfirlit yfir helstu ummyndunarsteindir í háhitakerfum á Íslandi og það hitabil sem þær myndast við (Hrefna Kristmannsdóttir, 1979, Hjalti Franzson o.fl., 1998).

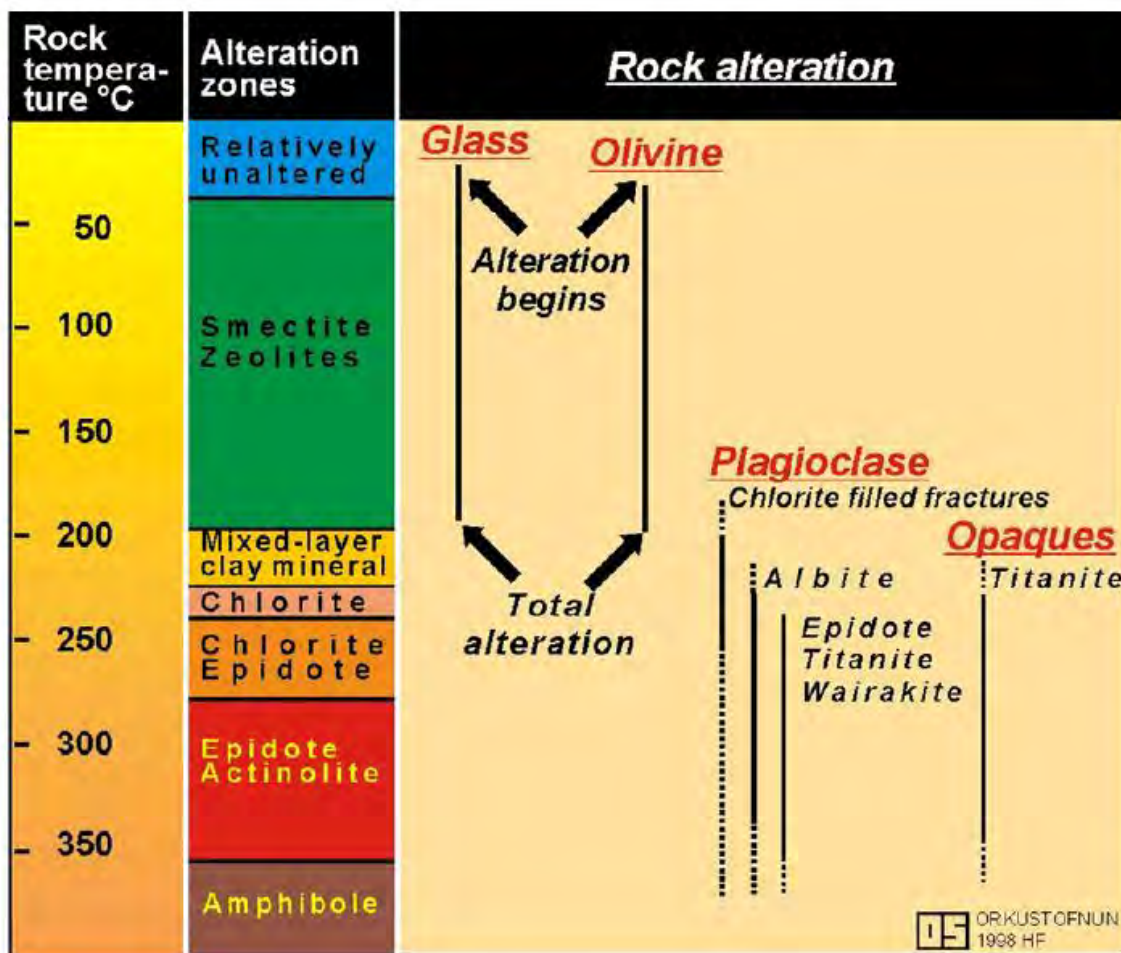
Steindir	Min T°C	Max T°C
Zeolítar	40	120
Laumontít	120	180
Kvars	180	>300
Wairakít	200	
Smektít		<200
MLC	200	230
Klórít	230	>300
Kalsít	50-100	280-300
Prehnít	240	>300
Epídót	230-250	>300
Wollastónít	260	>300
Aktínólít	280	>300
Kalsít hverfur	>ca.300	

Ummyndunarbelti

Með rannsóknum sínum á ummyndun og útfellingum í tertíera jarðlagastaflanum á austfjörðum lagði Georg P. L. Walker (1960) grundvöllinn að beltaskiptingu

ummyndunarsteinda. Þessi beltaskipting hefur verið þróuð áfram í tengslum við rannsóknir á háhitasvæðum og er nú jafnan talað um fimm eða jafnvel sex ummyndunarbelti á háhitasvæðum (Hrefna Kristmannsdóttir, 1979; Hjalti Franzson, 1998). Ummyndunarbeltin og tengsl þeirra við bergumyndun og hitastig má sjá á mynd 34. Hér á eftir er lýsing á helstu ummyndunarbeltonum, þeim steindum einkenna þau og ummyndunarhitastigi þeirra.

- ♦ *Zeólíta-smektít beltið*: Ummyndun glers og ólivíns er hafin og steindir eins og smektít og zeolítar koma í þeirra stað. Holrými í berginu taka að fyllast af fyrrnefndum ummyndunarsteindum. Zeolítar eins og mesólít-skólesít, kabasít, thomsónít og stilbít myndast líklega við minna en 100°C hita. Laumontít er talið myndast við um 100-120°C og við enn hærri hita eða um 180°C fer zeolítinn wairakít að myndast. Kísilsteindir (SiO₂) geta komið fram á ýmsum formum. Ópall myndast við minni hita en 120°C en kalsedón tekur þar við og getur myndast við allt að 180°C hita. Þegar þar er komið við sögu í ummynduninni er kvars (bergkristall) farinn að myndast. Zeolítar aðrir en wairakít eru taldir vera óstöðugir við hærri hita en 200°C en það er einmitt hitastigið þar sem smektít leirinn fer að breytast og fær einkenni blandlagsleirs (MLC).
- ♦ *Blandlags beltið*: Zeolítar eru vanalegast horfnir þegar ummyndun er komið á þetta stig og leirinn farinn að fá á sig blandlagsblæ. Þetta ummyndunarbelti er talið ná yfir stutt hitabil eða frá 200-230°C.
- ♦ *Klórít-epidót beltið*: Misjafn er hvort hér sé talað um eitt belti (klórít) eða tvö (klórít og klórít-epidót) þar sem klórít og epidót koma oft fram á svipuðu dýpi. Í þessari skýrslu er beltunum lýst sem einu. Blandlagsleir hættir að vera stöðugur þegar hiti fer yfir 230°C og breytist hann þá í klórít. Rannsóknum á jarðhitasvæðum sýna að við svipað hitastig má oft við svarfskoðun sjá svokallaða epidótslikju en fallega formaðir epidót kristallar taka svo að myndast við u.þ.b. 240-250°C. Aðrar ummyndunarsteindir sem búast má við að finna í þessu ummyndunarbelti eru t.d. prehnít og wollastónít.
- ♦ *Epídót-aktínólít beltið*: Með auknum hita og ummyndun þá getur amfiból steindin aktínólít farið að greinast í berginu. Í þunnisneið má oft sjá hvernig klínópýroxen er að ummyndast í aktínólít en hitinn er talinn þurfa vera um 280°C til þess að það geti gerst. Á svipuðu hitabili er talið að kalsít verði óstöðugt og sé það alveg horfið er oft gert ráð fyrir því að ummyndunarhitinn hafi farið upp í eða yfir 290°C.



Mynd 34. Ummyndunarbelti og tengsl þeirra við bergummyndun og hitastig á íslenskum háhitasvæðum (Hjalte Franzson o.fl., 1998).

Þar sem viðnám í jarðlögum jarðhitakerfa virðist fyrst og fremst stjórnað af vatnsinnihaldi jarðlaga og ummyndunarsteinda en ekki hitastigi eða viðnámi poruvökva kemur ekki á óvart að samræmi skuli vera á milli niðurstaða viðnámsmælinga og skiptingu ummyndunarbelta. Lengi vel hefur verið talið að lausbundnar jónir í kristalgrind smektíts séu ástæða lágs viðnáms sem einkennir smektít-zeolítabeltið. Slíkar lausbundnar jónir er ekki að finna í kristalgrind klóríts og er því talið að viðnám mælist því hátt þegar komið er í ummyndunarbelti með klóríti (Knútur Árnason og Ingvi Þ. Magnússon, 2001). Nýjustu rannsóknir benda til þess að þegar blandlagsleir breytist í klórít afvatnist leirinn. Klórít inniheldur mun minna vatn en blandlagsleir og leiðir rafstraum þar af leiðandi verr sem aftur leiðir til hærri viðnáms (Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, 2011).

Samanburður ummyndunarbelta og eðlisviðnáms getur þannig gefið vísbendingar um jarðhitakerfi þar sem ummyndun og berghiti eru í jafnvægi. Hafi hins vegar orðið kólnun á svæðinu gefa ummyndunarbelti og eðlisviðnám ekki rétta mynd af núverandi ástandi jarðhitakerfisins.

Ummyndunar- og berghitaferlar

Ummyndunarhitaferill sýnir á hvaða dýpi hitaháðar ummyndunarsteindir voru fyrst greindar. Með því að greina hitamælingar í holum sem framkvæmdar eru við mismunandi aðstæður má áætla hitaferla sem endurspeglar núverandi hitaástand í jarðhitakerfinu. Slíkur hitaferill kallast berghiti.

Þar sem borað er á háhitasvæðum er vonast til að hitta á svæði þar sem hiti hækkar jafnt með dýpi. Það er þó ekki alltaf raunin og reynast hitaferlar á sumum svæðum vera viðsnúnir. Þá er um að ræða feril þar sem hitinn tekur að lækka þegar komið er niður á ákveðið dýpi. Stundum hækkar hann aftur en í öðrum tilvikum er hæsti hitinn töluvert fyrir ofan botn og getur munað tugum gráða á hæsta hita og botnhita. Viðsnúinn berghitaferill getur komið til af tvennu. Annars vegar er mögulegt að hitnun eigi sér stað á ákveðnu dýpi t.d. um miðja holu. Þá er hægt að hugsa sér að uppstreymi sé í nágrenninu og á ákveðnu dýpi dreifist það lágrétt um svæðið. Þetta gæti þá orsakað hærri hita um miðja holu samanborið við botnhita. Önnur leið til að mynda viðsnúinn hitaferill væri ef að t.d. kaldur straumur myndi skyndilega fara að renna um í nágrenni botns holna. Hiti myndi haldast hærri ofar í holunni í ákveðinn tíma og því kæmi út viðsnúinn hitaferill. Á endanum myndi kælingin væntanlega ná um alla holuna. Einnig eru þekkt dæmi um að borað hafi verið í gegnum misgengi og þar sem komið sé í annað hitaástand en ofan þess, t.d. í holu HE-30 (Björn S. Harðarson o.fl., 2007 b).

Með því að bera saman ummyndunarhitaferil og berghitaferil er hægt að sjá hvernig þróun í jarðhitakerfinu hefur verið. Sé berghiti lægri en ummyndunarhiti sýnir gefur það mjög skýrar vísbendingar um að hiti hafi áður verið meiri í kerfinu en nú er. Sé berghiti hins vegar hærri en ummyndunarhiti bendir það til þess að kerfið sé að hitna. Falli ummyndunarhiti og berghiti saman má ætla að jarðhitakerfið sé í jafnvægi. Samanburður að þessu tagi getur hjálpað til við að meta þróunina í jarðhitakerfinu.

Í þessari rannsókn hefur verið lögð sérstök áhersla á að skoða eftirfarandi þætti tengda ummyndun:

1. Ummyndun frumsteinda
2. Hitaháðar ummyndunarsteindir og útfellingar. Dreifing þeirra í jarðhitakerfinu
3. Útfellingarraðir

Með því að skoða fyrrnefnda þætti fæst mynd af dreifingu ummyndunar í jarðhitakerfinu og vísbendingar um vatnsæðar í kerfinu. Slíkar upplýsingum má nota til að kortleggja ummyndunarbelti á svæðinu. Útfellingaraðir gefa góða hugmynd um sögu jarðhitakerfisins eins og samanburður á ummyndunarhita bergsins og berghita áætluðum út frá hitamælingum. Um þessa þætti verður fjallað í eftirfarandi köflum og að lokum eru niðurstöður dregnar saman.

Á myndum 37-42 má sjá yfirlit yfir ummyndunarstig frumsteinda og dreifingu ummyndarsteinda. Í köflum 6.1-6.4 verður greint frá niðurstöðum fyrrnefndra rannsókna og túlkunum á þeim.

6.1 Ummyndun frumsteinda

Ummyndun frumsteinda og glers var sérstaklega skoðuð í þunnsneiðagreiningu. Í þessum kafla verður farið yfir ummyndun þeirra í HE-10, HE-30 og HE-42.

Gler

Gler myndast úr kviku sem hefur orðið fyrir hraðkælingu og storknað án þess að kristallar hafi náð að myndast. Gler má oft finna í grunnmassa basalts en einnig er það algengt í móbergsmyndunum og þá sem bergtegund. Gler sem bergtegund er sjaldan alveg kristallalaust heldur eru dílar oft til staðar, gjarnan plagíóklasdílar. Af því að kristöllun er lítil sem engin í glerinu þá er það fljótt að ummyndast.

Ferskt gler er ísótropískt (jafnleitt, svart) þegar það er skoðað í þunnsneið í smásjá en um leið og það byrjar að ummyndast hættir það að vera ísótropískt. Gler ummyndast oftast í leir, zeólíta, kalsít og sphen.

HE-10

Glerið er alveg ferskt þar til komið er niður á 150 m en þar fer að bóla á ummyndun í porum. Á 190 m er smektít rönd orðin áberandi í porum glersins. Ummyndun eykst smám saman með dýpi. Þunnsneið af 286 m dýpi samanstendur einkum af túffi og getur það verið allt frá því að vera fersklegt út í alummyndað. Sjá má stöku ferskleg glerkorn allt niður á 570 m en á 670 m er allt gler orðið að leir (smektíti). Á 720 m er glerið orðið klórít ummyndað. Á 770 m sést að gler er ýmist klórít ummyndað eða orðið að kalsíti og spheni og má því segja alummyndað. Þaðan og niður holuna er erfitt að greina ummyndun á glerinu þar sem ummyndunarstig er almennt orðið hátt.

HE-30

Glerið er þegar farið að ummyndast í porum á 56 m. Þegar komið er á 292 m er smektít ummyndun glersins orðin áberandi og á 372 m má segja að glerið sé nánast alveg smektít ummyndað. Ummyndun virðist ekki aukast mikið næstu nokkur hundruð metrana. Frá 434-730 m er að finna þóleiit móbergsmyndun en innan hennar eru alkristallað þóleiit sem er ekki eins viðkvæmt fyrir ummyndun. Á 654 m er glerið orðið alummyndað, að mestu í leir (smektít). Þar fyrir neðan er gler kolummyndað ef undan er skilin þunnsneið frá 850 m en þar er glerið að mestu ummyndað í smektít þó inn á milli megja sjá korn sem eru að hluta til fersklegri. Öruggt er að þessi korn eru upprunin neðan 710 m, því þangað var fóðrað. Mögulega er glerið á 850 m sé með aðra efnasamsetningu eða textúr sem gerir það að verkum að það verður síður fyrir ummyndun.

HE-42

Á 120 m dýpi, er ekki farið að bera á neinni ummyndun. Litlu dýpra, á 190 m dýpi, sést að glerið er ekki lengur ísótropískt og er farið að bera á smávægilegri smektít ummyndun. Á 696 m er allt glerið orðið að leir (klóríti) og sphen.

Ólivín

Ólivín er ein af frumsteindum basalts. Ólivín er viðkvæmt fyrir ummyndun og um leið og það kemst í snertingu við vatn getur það farið að ummyndast í rauðbrúnt iddingsít (blanda af leir og járnnoxíðum). Við aukinn hita getur iddingsítið ummyndast í leir (smektít, blandlagsleir (MLC) eða klórít) en þegar ummyndunarstigið er orðið það hátt er orðið erfitt að greina að um ólivín hafi verið að ræða. Ólivín er oft smásær í grunnmassa basalts og því erfitt að fylgjast með ummyndun hans nema að ólivín dílar komi fyrir í berginu. Stundum má sjá útlínur greinilegra ólivín díla sem hafa ummyndast í basalti.

HE-10

Lítið ber á ólivíndílum þar til í meðalkorna ólivín þóleiíti á 90 m. Þar eru þeir rétt farnir að ummyndast í iddingsít í sprungum. Næst sést í ólivín í þunnsneið á 230 m en þar er iddingsít í sprungum ólivínsins auk þess sem tvíbrotslitir eru orðnir hærri. Í næstu þunnsneið, á 286 m dýpi, er ólivín í grunnmassa ólivín þóleiít korna farið að ummyndast, en ólivín dílar í túffinu eru fersklegri. Ólivín er mjög viðkvæmt og það þarf því ekki að fara mjög djúpt þar til það er alummyndað í leir. Í þunnsneið frá 334 m má sjá að ólivín er algjörlega orðið að leir (smektíti).

HE-30

Í sneið á 186 m er að finna bólstrabreksíu, mögulega af þóleiít samsetningu. Ólivín er byrjað að ummyndast í iddingsít á jöðrum og í sprungum en í þéttari og meira kristölluðum kornum er ólivíninn nánast ferskur. Á 292 m dýpi bregður fyrir ólivíndílum í túffbreksíu og eru þeir mikið ummyndaðir. Í M6 (434-730 m) eru nokkrar vel kristallaðar þóleiít einingar en þar sést nokkuð af smektít ríkum blettum í grunnmassanum. Þar er líklega á ferðinni mikið ummyndað ólivín. Þar fyrir neðan er ólivín það ummyndað að erfitt er að greina hann.

HE-42

Ólivín er ferskur þar til á 190 m þar sem hann er farinn að ummyndast til jaðranna. Lítið ber á ólivíni neðar í holunni og sjáist hann dýpra þá er hann orðinn ummyndun að bráð.

Plagióklas

Plagióklas feldspar í íslensku basalti er oftast Ca-ríkt, nálægt samsetningu anortíts ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Við háhitaummyndun breytist samsetning þess, það verður gjarnan ríkara af Na og getur nálgast samsetningu hreins albíts ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). K-ríkt feldspat hefur líka fundist í ummynduðu basalti. Albít þekkist á því að slökknunarhorn þess er minna en slökknunarhorn plagióklas. Slökknunarhornið minnkar frá hreinu anortíti í átt að hreinu albíti. Sama á við um ljósbrotstuðulinn (e. Refractive Index) sem er hærri hjá anortíti en albíti.

Ýmis einkenni sjást glögglega við þunnsneiðaskoðun, t.d. má stundum greina beltun (e. zoning) í plagióklas dílum. Í þunnsneiðagreiningu má fyrst greina ummyndun plagióklas sem leir í sprungum. Því næst verður vart við óreglulega tvíburun. Með aukinni ummyndun verður plagióklasinn blettóttur og glitta fer í albít.

Ummyndun á plagióklasi í basalti frá Nesjavöllum hefur verið rannsökuð nokkuð ítarlega (Larsson o.fl., 2002; Hjalti Franzson, 1995). Niðurstöður benda til þess að við ummyndun leysist plagióklas kristallar upp og falli út án þess að efnin ferðist langt með vatni. Na-feldspar (albít) eða K-feldspar fellur þá út en efnasamsetning þessara steinda ákvarðast bæði af hitastigi vatnsins sem og efnasamsetningu bergsins. K-feldspar eða klórít finnst stundum sem rimi á jöðrum Na-feldspar eða á þróaðra feldspar þar sem gnótt er af kalíum og áli. Na-feldspar getur í raun virkað sem kristalkjarni fyrir K-feldspar til að vaxa utan á. Klórít getur einnig verið uppspretta kalíums í K-feldspari.

HE-10

Plagióklas er ferskur niður á 482 m en þar fer að glitta í leir í sprungum plagióklas díla. Ummyndunin fer hægt af stað og lítið gerist þar til á 624 m dýpi þar sem plagióklas virðist vera farið að ummyndast í zeólíta. Á 720 m dýpi finnst frekar ágengt kalsít sem er við það að éta plagióklasinn upp. Slík kalsít ummyndun hefur verið túlkuð sem vitnisburður um einstakan atburð, skyndilega aukningu CO₂ í vökvanum sem verður vegna áhrifa frá kviku. Á rúmlega 800 m dýpi fer tvíburun í plagióklasinum að verða bjöguð og hann stundum blettóttur. Komið er inn í plagióklasdílotta móbergsmyndun á 874 m dýpi en á 922 m sést í þunnsneið að plagióklas er enn furðu fersklegur aðeins með smá leir í sprungum. Á sama stað er kalsít aftur mjög ágengt á plagióklasinn (mynd 35).

Á 1022 m dýpi er plagióklas skyndilega algerlega ummyndaður í albít. Virðist ástæðan vera snertiummyndun vegna innskota. Í sama sýni finnst mjög mikið af prehníti en það virðist myndast á kostnað plagióklas. Frá 1022 m og niður holuna sést nær eingöngu albítummyndaður plagióklas. Líklega er sá ferski plagióklas sem finnst neðar, upprunninn úr minna ummynduðu innskotabergi.

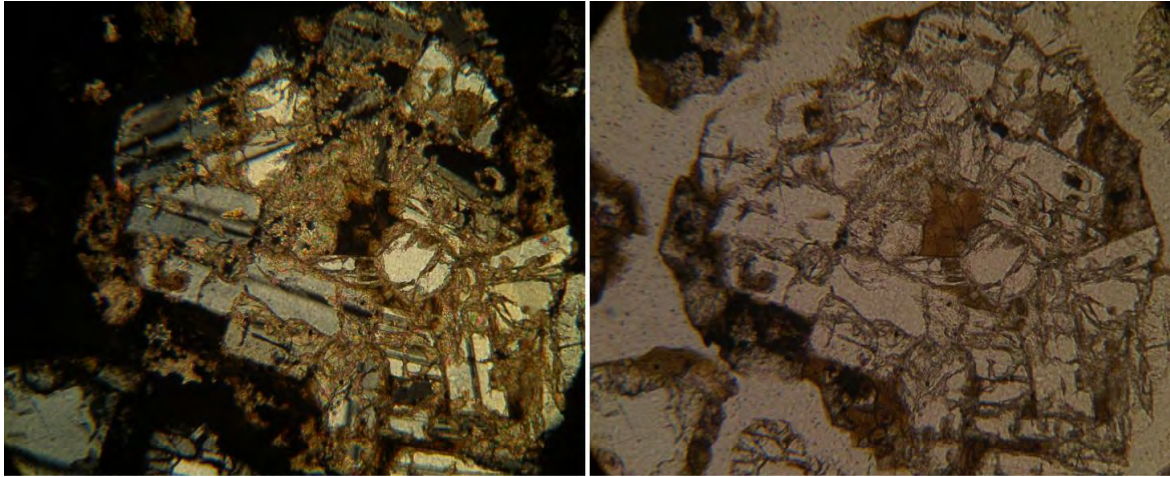
HE-30

Á 654 m fer að verða vart við ummyndun í plagióklas, leir finnst í sprungum og tvíburun er farin að bjagast. Í þunnsneið frá 686 m sést ágeng kalsít ummyndun á plagióklas. Ummyndun helst svipuð niður holuna og er enn á sama stigi á 900 m. Næsta þunnsneið er á 1056 m en þar má sjá að plagióklas ummyndun hefur tekið stökk og nú er hann orðinn mjög albitiseraður. Mögulega hefur hann orðið fyrir kontakt ummyndun frá nálægu innskoti.

HE-42

Kalsít ummyndun hefst á 424 m og er áberandi niður á 624 m dýpi. Á 494 m sést örla á leir í sprungum plagióklas díla, en annars er hann fersklegur niður á 738 m. Þar byrjar tvíburun að verða óskýrari og á 826 m er hann orðinn blettóttur. Á 892 m sjást mjög illa farnir plagióklasdílar í hlutkristölluðu basalti. Frá og með 1000 m dýpi er plagióklas í grannberginu meira eða minna orðinn albíti að bráð.

Mikill munur er á ummyndun plagióklas í hópdílotta þóleiítinu (M16) eftir því hvort að dílarnir eru í túffeiningu eða fínkorna þóleiíti. Þóleiítið er þéttara og því eru dílarnir þar minna ummyndaðir en dílarnir í túffinu.



Mynd 35. Ágengt kalsít að éta upp plagióklas í HE-10 á 980 m dýpi. Talið er að slík ummyndun tengist skyndilegri aukningu CO_2 í vökvanum sem ber þá vott um áhrif frá kvíku. Vinstri myndin er tekin undir tvískautuðu ljósi en sú hægri undir einskautuðu ljósi en þvermál þeirra er um 3.5 mm.

Pýroxen

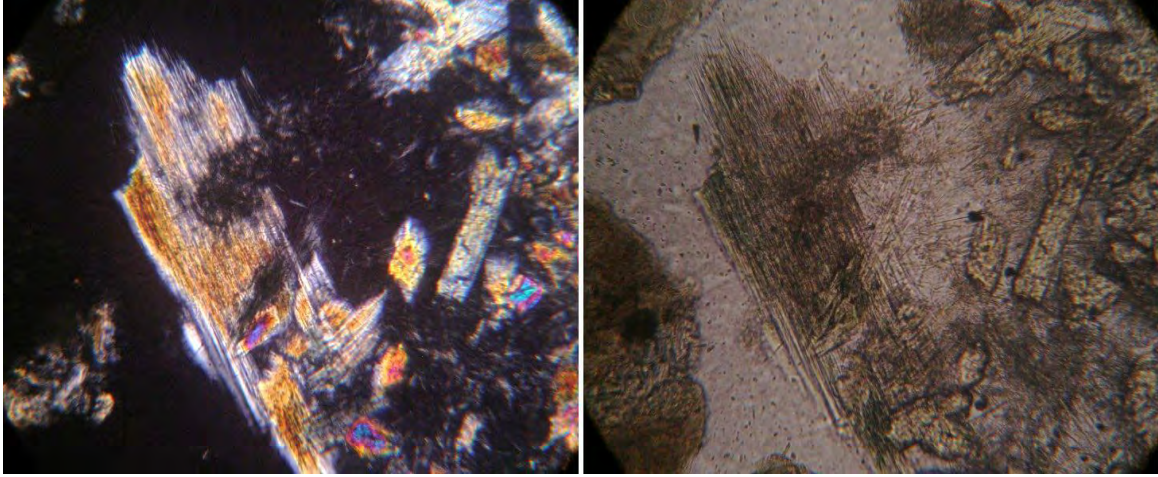
Pýroxen er ein af algengustu frumsteindunum í basalti og kemur bæði fyrir sem dill og í grunnmassa.

Pýroxen má þekkja í þunnsneið á slökknunarhorni sem er u.þ.b. 20° . Kleifni er til staðar en ekki mjög áberandi. Tvíbrotslitir í fersku pýroxeni eru nokkuð bjartir (e. low second order). Fyrstu merki ummyndunar sjást á hvítum jöðrum pýroxensins. Við algjöra ummyndun breytist steindin í amfiból. Amfiból er með fingerða kleifni og er grænt í einskautuðu ljósi.

HE-10

Pýroxen er fersklegur allt niður á 822 m en þar fer að bera á hækkuðum tvíbrotslitum og ljósari jöðrum. Ummyndun helst svipuð niður fyrir 1000 m. Í 1022 m, þar sem plagióklas varð skyndilega mjög ummyndaður vegna nálægðar við innskot, er ástandið á pýroxen enn svipað. Í næstu þunnsneið, á 1098 m er pýroxen skyndilega orðinn mun ummyndaðri og má sjá bregða fyrir amfibóli þar sem áður var pýroxen (mynd 36). Héðan og niður holuna er pýroxen úr grannbergi mikið ummyndaður, oft alveg amfiból ummyndaður. Þar sem mikið er af innskotum í holunni sést oft ferskara berg með ferskari pýroxen en stundum líka töluvert ummynduðum.

Það sem er athugasvert er að á nokkrum stöðum er pýroxen á mun herra ummyndunarstigi en plagióklas. Ágengt er í holum á Hellisheiðinni að plagióklas sé orðinn alveg albit ummyndaður þegar pýroxen fer að ummyndast í amfiból. Slíkt er ekki raunin á um 1940-2000 m dýpi í HE-10. Þar sést að pýroxen er orðinn alveg grænn í einskautuðu ljósi (amfiból) en plagióklas er ferskur, jafnvel enn með tvíburun.



Mynd 36. Pýroxen að ummyndast í amfiból á 1098 m í HE-10. Hægra megin á korninu fyrir miðju má sjá wollastónít hnoðra. Vinstri myndin er tekin undir tvískautuðu ljósi en sú hægri undir einskautuðu ljósi en þvermál myndanna er um 2 mm.

HE-30

Í M6 er slæðingur af pýroxen dílum. Þar eru þeir enn vel ferskir. Í ólivín þóleiít breksíu á 900 m má sjá pýroxen á fyrstu stigum ummyndunar. Tvíbrotslitir hafa hækkað. Á 1056 m er hann orðinn enn morknari. Á um 1200 m dýpi er hann kominn með enn hærri tvíbrotsliti og rétt aðeins ljósari jaðra. Mikið ummyndaðari sést hann ekki og ekki verður vart við amfiból ummyndun því svarf hættir að koma upp á tæplega 1300 m.

HE-42

Á 826 m dýpi fer að votta fyrir ummyndun í pýroxen. Hann er með ljósari jaðra og litlu dýpra eru tvíbrotslitir orðnir hærri. Í kringum 1000 m dýpi þar sem vænta mætti meiri ummyndunar er nánast bara að finna þétt kristallað basalt, sem að öllum líkindum er innskot og því mun ferskara. Það er aðeins á örfáum stöðum neðar í holunni sem tækifæri gefst til þess að meta ummyndun á pýroxen í grannberginu en það pyroxen virðist orðið meira eða minna ummyndað frá 1200 m dýpi.

Málmur

Í þessari rannsókn er samheitið málmur notað yfir járn- og títanoxíðin magnetít og ilmenít sem teljast til frumsteinda í íslensku basalti. Fyrstu merki um ummyndun á málmum í þunnsneið má sjá á jaðri kornanna sem verða ógreinilegir. Sé málmur skoðaður í einskautuðu ljósi sést greinilega hvernig ris hækkar þegar hann byrjar að ummyndast. Stundum má lýsa málminum með því að segja að hann verði eins og útsmurður þegar hann byrjar að ummyndast. Ein af helstu ummyndunarsteindum málmis eru kalsíum-títansilikatíð sphenes eða titanite. Sphenes er með háa tvíbrotsliti og hefur oft kúlulaga form. Við svarfskoðun má stundum sjá hvernig málmur er orðinn hvítur en þá er hann ummyndaður í sphenes.

HE-10

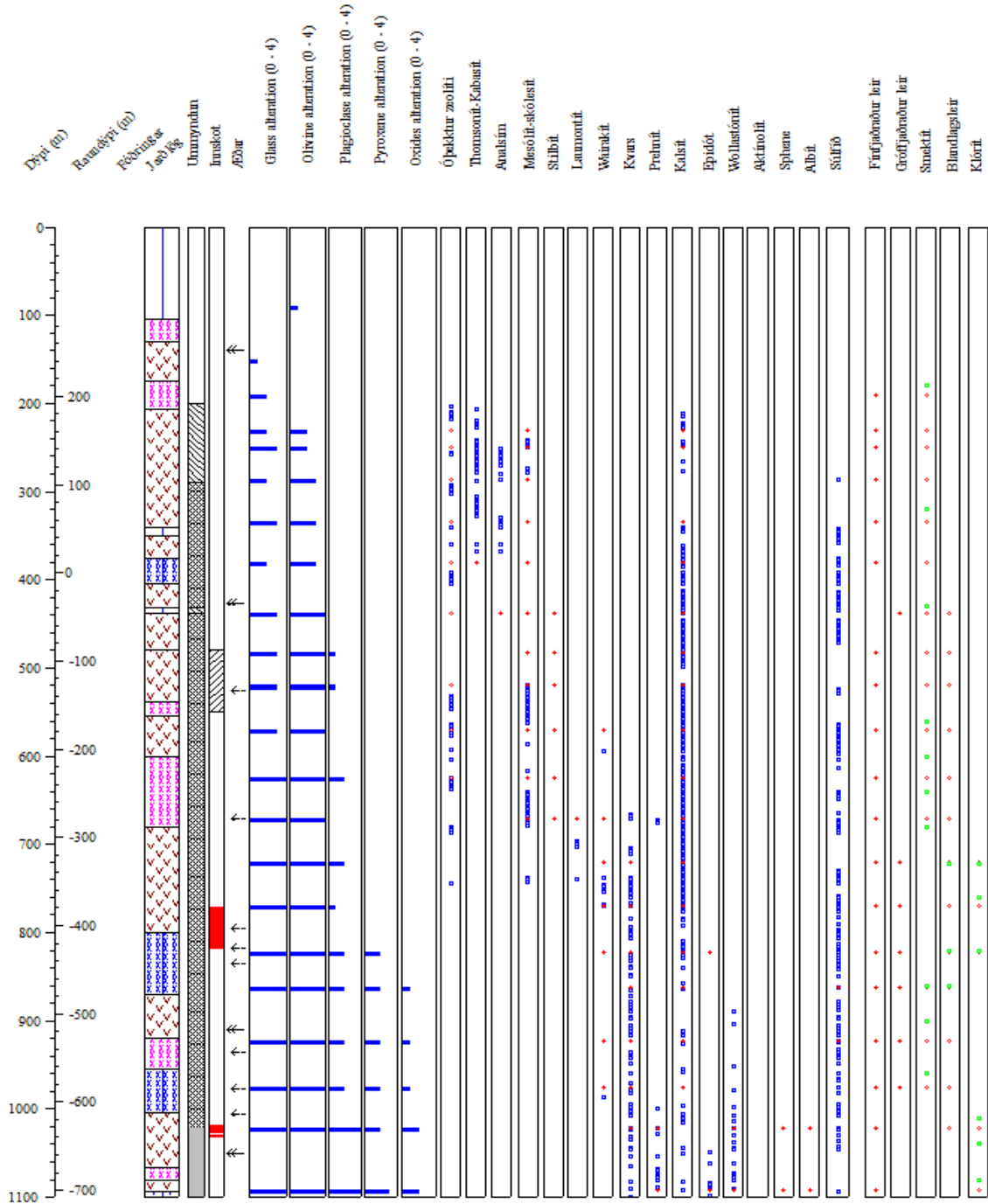
Þegar komið er á 862 m fer að bera á óskýrari útlínunum málmisins í þunnsneið en auk þess er hann orðinn brúnni. Í þunnsneið á 1178 m verður vart við sphenes ummyndun.

HE-30

Málmurinn er fersklegur allt niður á 850 m þar sem greinilegt er að útlínur málmsins eru orðnar mjög óskýrar. Á 900 m sjást svo greinilegar sphere kúlur.

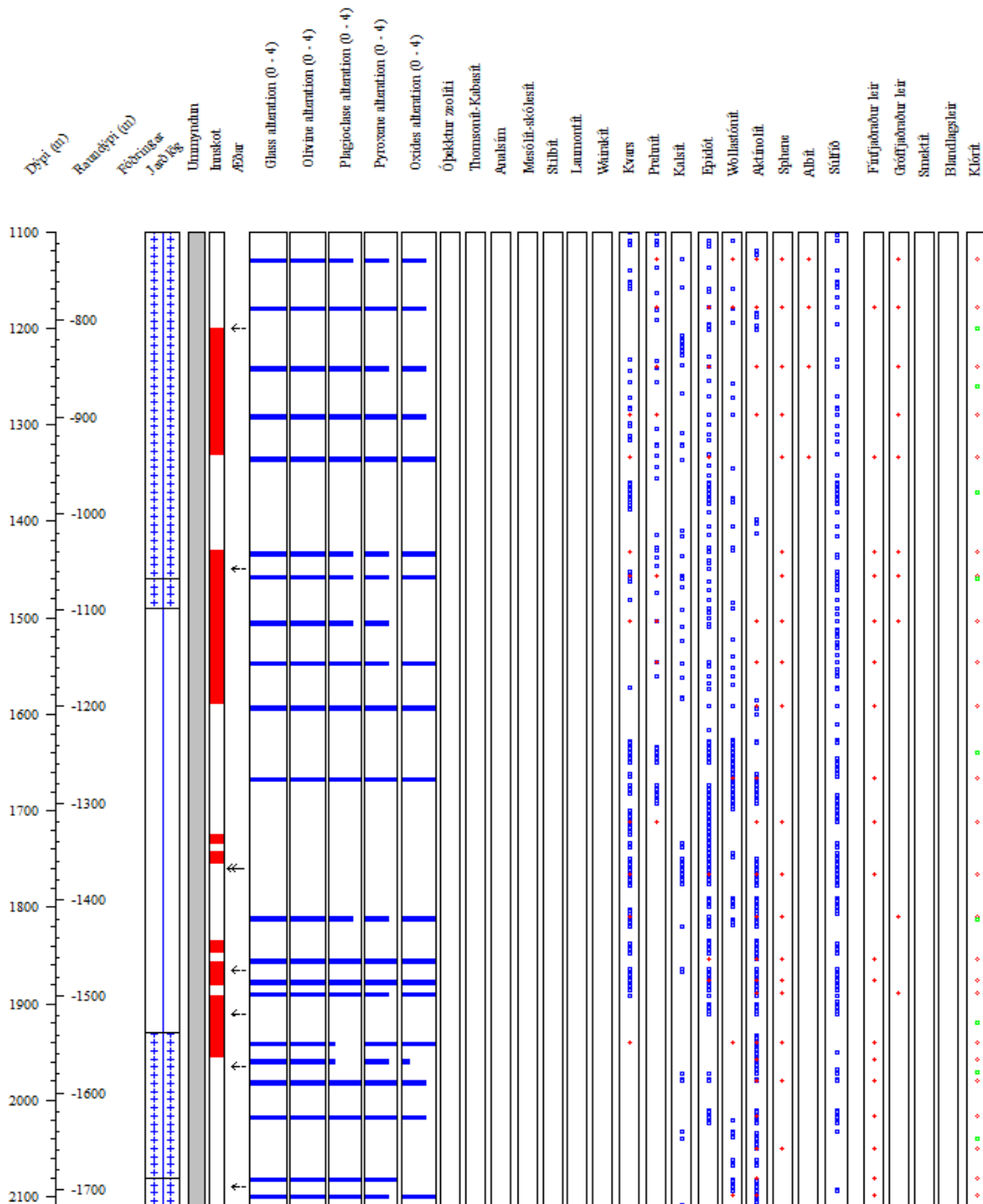
HE-42

Málmur er orðinn brúnni og kominn með óskýrari útlínur á um 900 m en frá u.þ. b. 1000 – 1380 m er mikið um innskotaberg og sést lítið af málm í grannberginu. Á 1380 m kemur sphere greinilega fyrir og sést málmur ekki ferskur í grannberginu upp frá því.



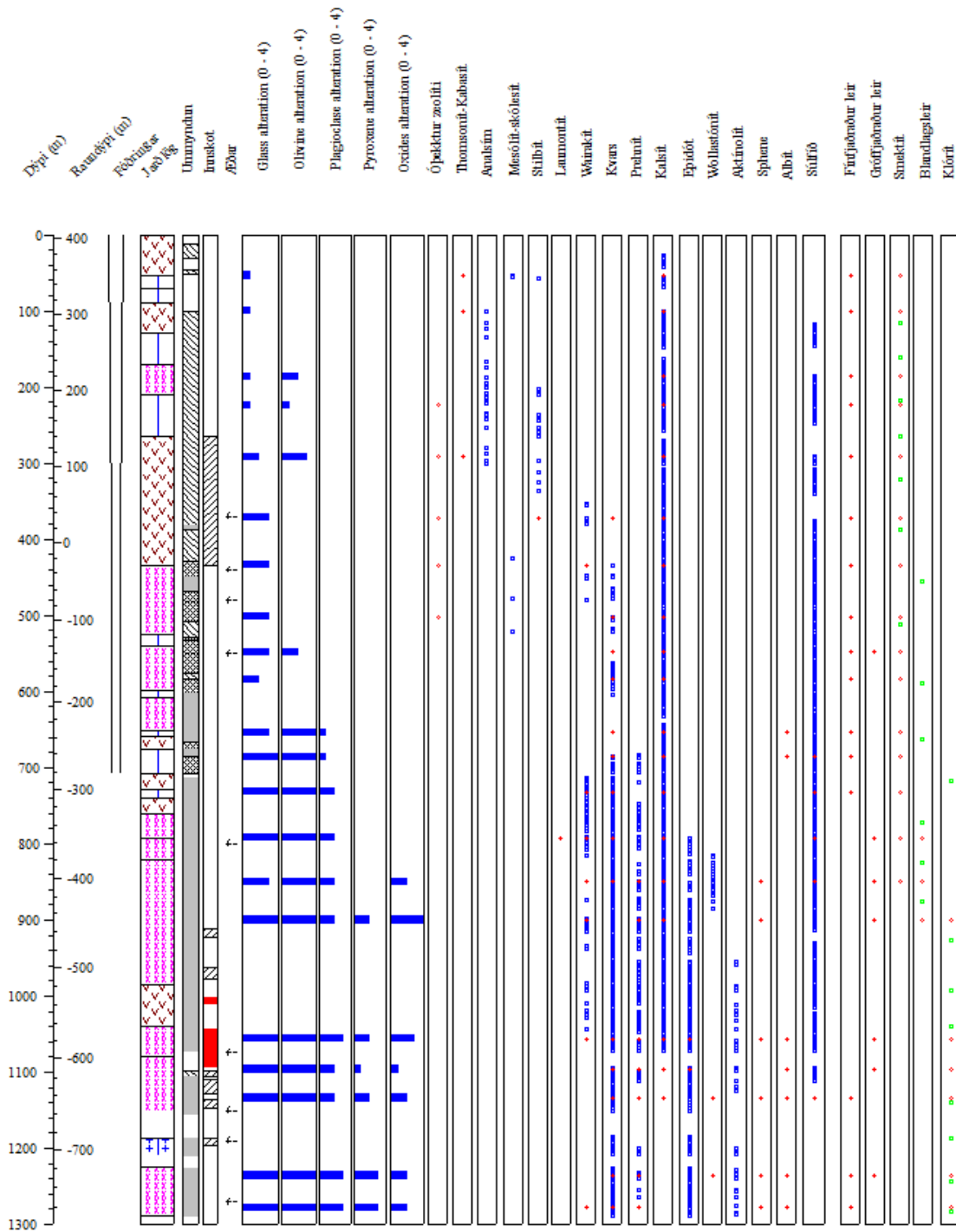
Mynd 37. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-10, frá yfirborði niður á 1100 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.

Ummyndun frumsteinda er á skalanum 1-4 og er sýnd á bláum súlum. Rauðir tíglar sýna hvar ummyndunarsteind sást í þunnsneið en bláir kassar sýna hvar sömu ummyndunarsteindir voru greindar í svarfi. Leir var ekki greindur til tegunda í svarfi en grænir kassar sýna hva leirtegundir fundust samkvæmt XRD.



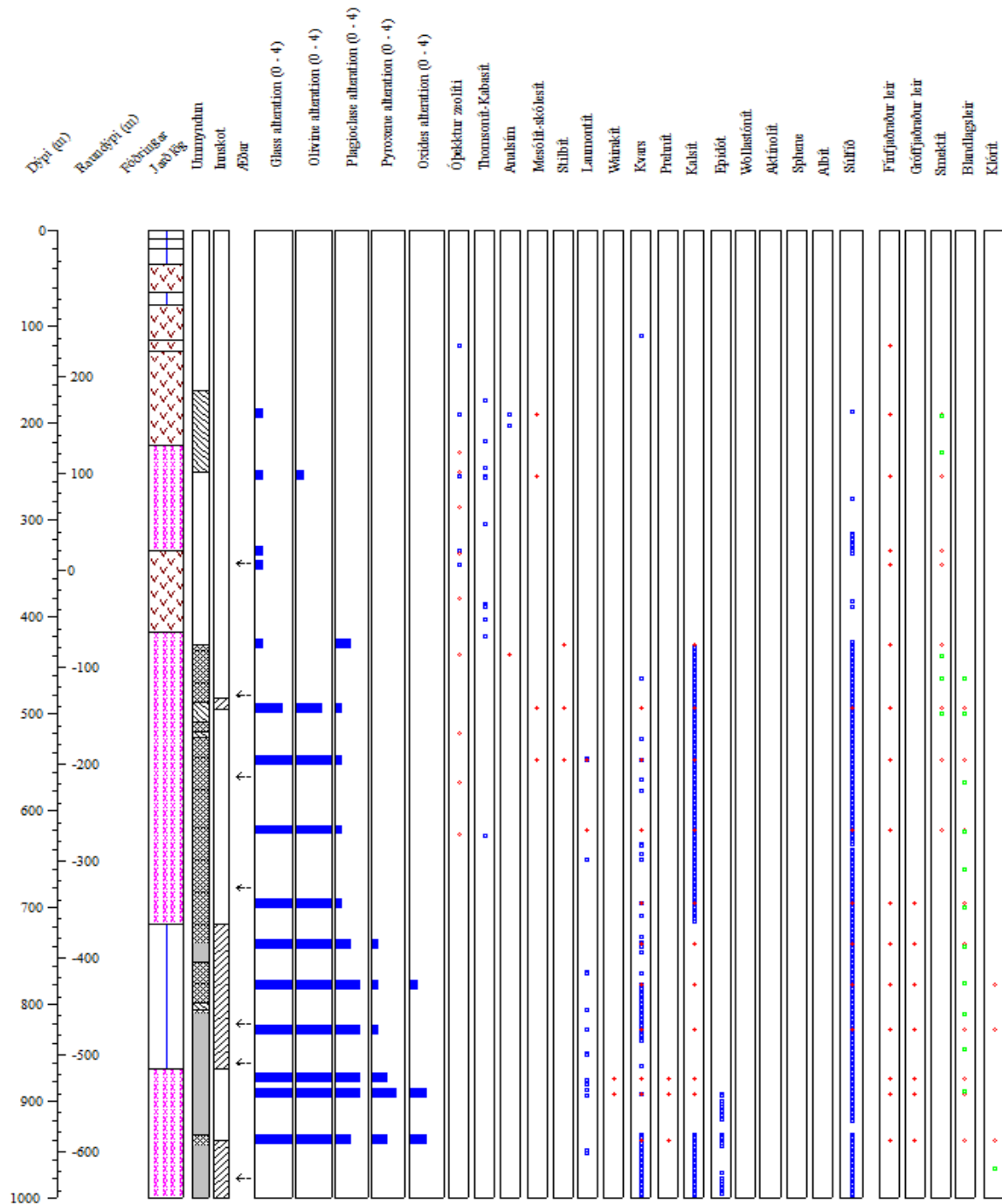
Mynd 38. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-10, frá 1100-2200 m ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.

Ummyndun frumsteinda er á skalanum 1-4 og er sýnd á bláum súlum. Rauðir tíglar sýna hvar ummyndunarsteind sást í þunnsneið en bláir kassar sýna hvar sömu ummyndunarsteindir voru greindar í svarfi. Leir var ekki greindur til tegunda í svarfi en grænir kassar sýna hvar leirtegundir fundust samkvæmt XRD greiningum.



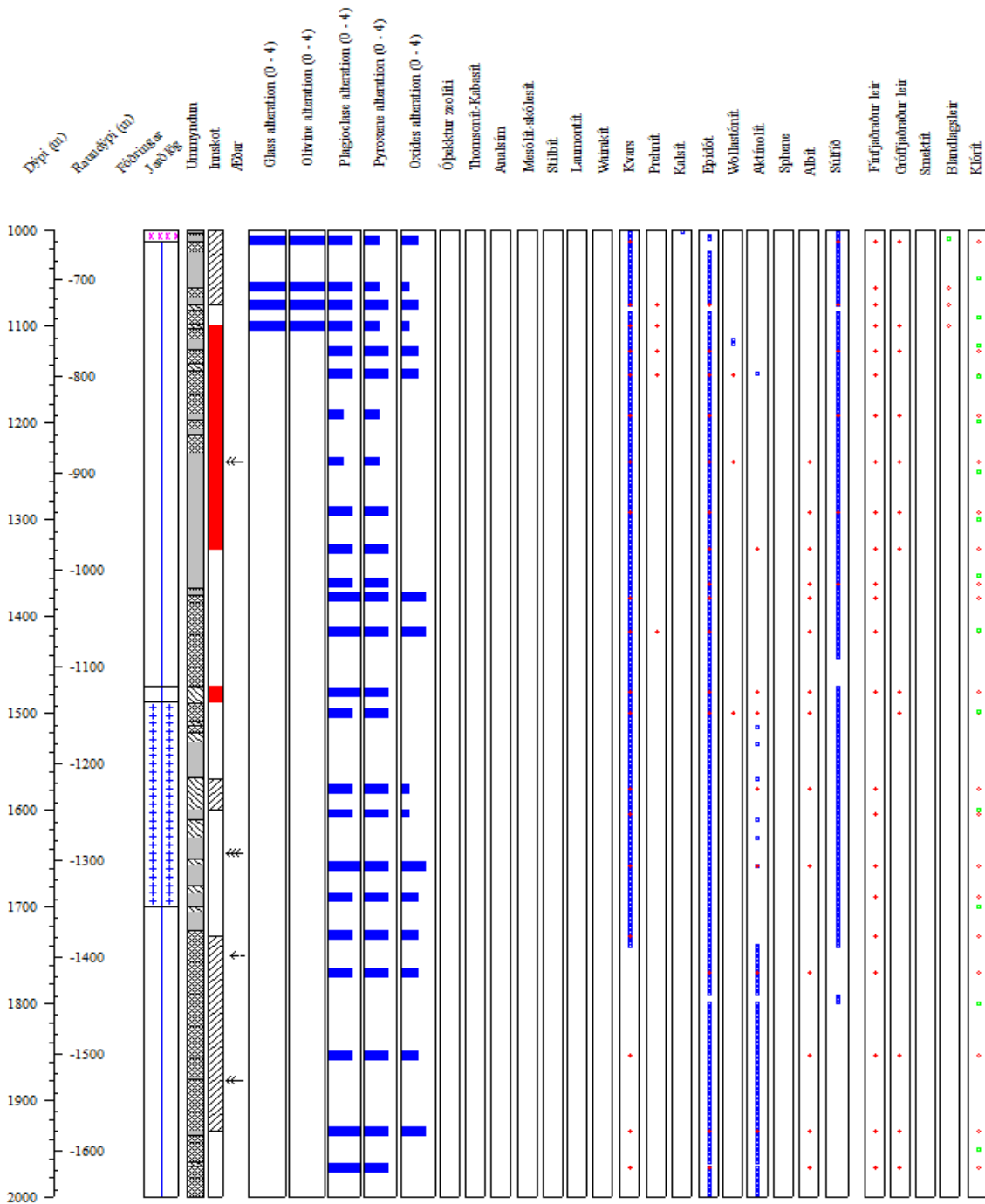
Mynd 39. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-30 ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.

Ummyndun frumsteinda er á skalanum 1-4 og er sýnd á bláum súlum. Rauðir tíglar sýna hvar ummyndunarsteind sást í þunnisneið en bláir kassar sýna hvar sömu ummyndunarsteindir voru greindar í svarfi. Leir var ekki greindur til tegunda í svarfi en grænir kassar sýna hvar leirtegundir fundust samkvæmt XRD greiningum.



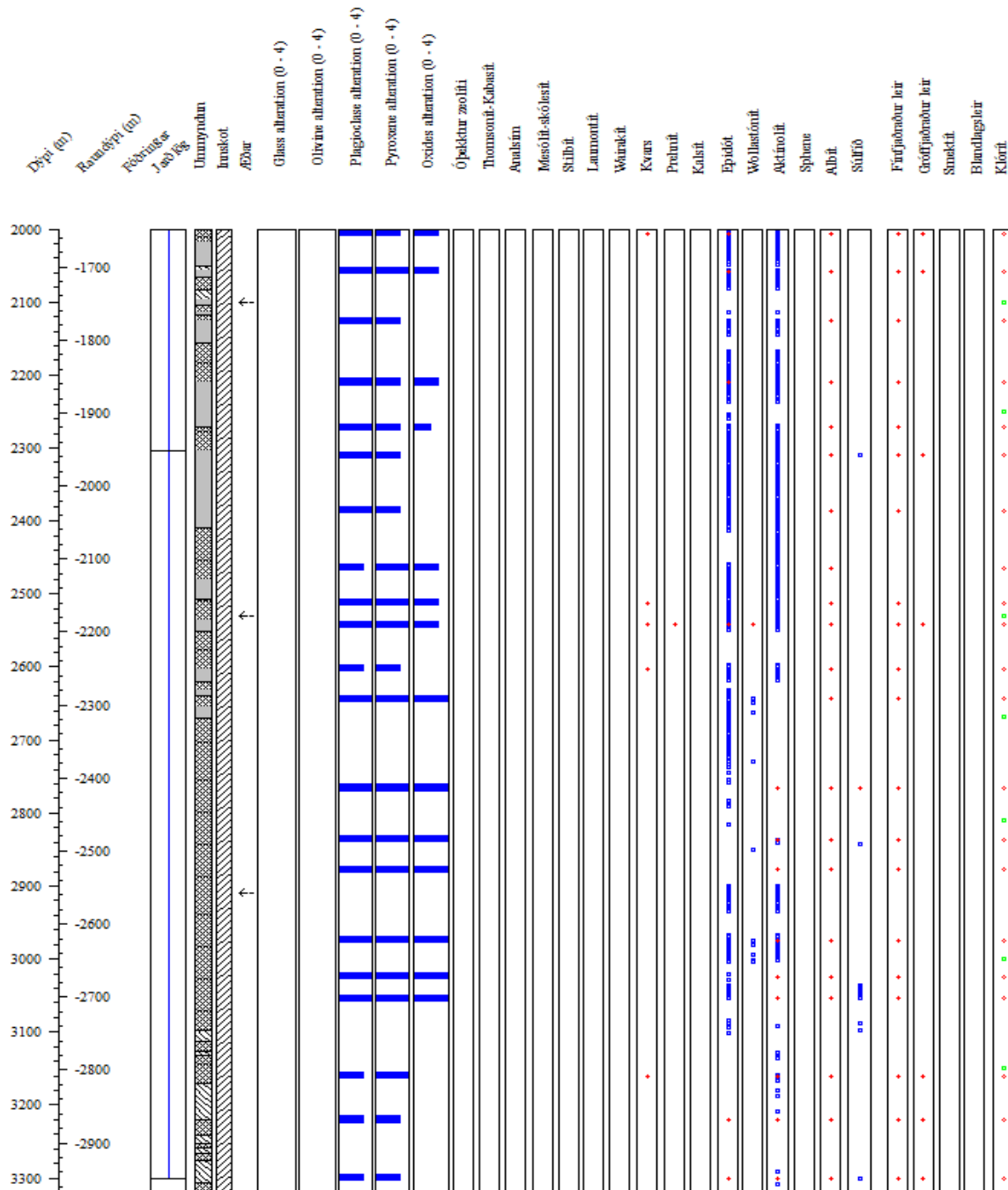
Mynd 40. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-42, frá 0-1000 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.

Ummyndun frumsteinda er á skalanum 1-4 og er sýnd á bláum súlum. Rauðir tíglar sýna hvar ummyndunarsteind sást í þunnsneið en bláir kassar sýna hvar sömu ummyndunarsteindir voru greindar í svarfi. Leir var ekki greindur til tegunda í svarfi en grænir kassar sýna hvar leirtegundir fundust samkvæmt XRD greiningum.



Mynd 41. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-42, frá 1000-2000 m, ásamt dýptarleiddréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.

Ummyndun frumsteinda er á skalanum 1-4 og er sýnd á bláum súlum. Rauðir tíglar sýna hvar ummyndunarsteind sást í þunnsneið en bláir kassar sýna hvar sömu ummyndunarsteindir voru greindar í svarfi. Leir var ekki greindur til tegunda í svarfi en grænir kassar sýna hvar leirtegundir fundust samkvæmt XRD greiningum.



Mynd 42. Ummyndun frumsteinda og ummyndunarsteindir í HE-42, frá 2000-3322 m, ásamt dýptarleiðréttu jarðlagasniði, innskotum og æðum.

Ummyndun frumsteinda er á skalanum 1-4 og er sýnd á bláum súlum Rauðir tíglar sýna hvar ummyndunarsteind sást í þunnsneið en bláir kassar sýna hvar sömu ummyndunarsteindir voru greindar í svarfi. Leir var ekki greindur til tegunda í svarfi en bláir kassar í smektít, blandlagsleir og klóríti sýna þá staði þar sem leirinn var greindur með XRD.

6.2 Dreifing ummyndunarsteinda og samanburður við berghita

Ummyndunarsteindir í svarfi í holum HE-10, HE-30 og HE-42 hafa verið greindar í viðsjá, í þunnsneiðum í bergfræðismásjá og einnig hafa verið framkvæmdar röntgengreiningar á leirsýnum úr svarfinu.

Þær ummyndunarsteindir sem fundust í holunum eru: zeolítar (t.d. thomsonít, kabasít, stilbít, analsím, laumontít og wairakít), kísilsteindir (ópall, kalsedón, kvars), karbónöt og súlföt(karbónathnúðar, sideríte, kalsít, anhydrit), leirsteindir (iddingsít, smektít, MLC og klórít), málmsteindir (límonít, magnetít, súlfíð, sphene (títanít)), albít, prehnít, wollastónít, amfiból og epidót. Á myndum 37-42 gaf að líta yfirlit yfir þær ummyndunarsteindir sem greindar voru í hverri holu.

Niðurstöður greininga á ummyndun frumsteinda og dreifing ummyndunarsteinda eru grundvöllur fyrir þeirri skiptingu í ummyndunarbelti sem hér er greint frá. Í lok umfjöllunar um hverja holu eru berghita og ummyndunarhitaferlar bornir saman. Ummyndunarhitaferill er byggður á fyrstu innkomu ummyndunarsteinda og upplýsingar bæði fengnar úr svarfi og þunnsneiðum og sumum tilvikum XRD greiningu. Berghitaferill er túlkaður út frá hitamælingum í holum og talinn endurspegla það hitaástand sem ríkir í holunni í dag.

HE-10

Í efstu 200 metrunum er berg nánast alveg ferskt en þær útfellingar sem finnast eru einkennandi fyrir umhverfi þar sem kalt grunnvatn ræður ríkjum, t.d. karbónathnúðar, límonít og siderít. Í svarfi verður vart við aukna ummyndun frá rétt rúmlega 200 m dýpi og koma þar fram kalsít og zeolítar. Í þunnsneið af 230 m sást ”dog toothed“ kalsít sem er merki um ylvolga ummyndun. Flestar hefðbundnar ummyndunarsteindir fundust í holu HE-10 en í töflu 16 má sjá hvar þær komu fyrst fram samkvæmt svarf- og þunnsneiðagreiningu.

Ummyndun var með frekar hefðbundnu móti í holunni en vert er að geta nokkurra atriða. Eftirtektarvert er að á 438 m í þunnsneið fer að örla á MLC í stórum þorum sem gróffjaðra leir en annars var smektít áberandi sem fínfjaðra leir í berginu. Leirinn hefur þessa ásýnd allt niður á 720 m þar sem klórít finnst skyndilega. XRD greining staðfestir þessa innkomu klóríts á 720 m en MLC kemur ekki fram í túlkun á XRD gögnum (tafla 34). Samkvæmt XRD og þunnsneiðagreiningu kemur smektít aftur inn á 860 m. XRD greiningu og þunnsneiðagreiningu ber því vel saman og er klórít-sónan staðsett á 700-840 m (mynd 37). Niðurstöður í nýlegri rannsókn á leir úr berggrunni Hellisheiðar sýndi að stundum fer hægt að greina tvenns konar leir í tvenns konar leir í berginu (Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, 2011).

Ástæða þessarar skyndilegu aukningar á ummyndun er líklega innskot sem er að finna á 772-818 m og æðar sem tengjast því (mynd 7). Örlítið sást af plötukalsíti á 770 m við jaðar innskots og á 862 m en plötukalsítið bendir til skyndilegrar suðu í kerfinu. Á 920 m var kalsítið frekar ágengt en eins og sést í töflu 16 þá hverfur kalsít á 976 m samkvæmt þunnsneiðagreiningu en á 1200 m samkvæmt svarfgreiningu. Ástæða þessa mikla munar er líklega sú að það getur verið mjög erfitt að greina lítið magn kalsíts í þunnsneið en með saltsýru er auðvelt að nema smá vott í svarfi. Aktínólít kemur fram á um 1120 m

samkvæmt bæði svarf- og þunnsneiðagreiningu. Gefur þetta vísbendingar um að ummyndunarhiti hafi verið um 300°C í kerfinu neðan við 1000 m.

Í þunnsneið á 1022 m dýpi varð skyndileg aukning á ummyndun. Prehnít sást í mjög miklu magni og albít virtist algerlega búið að taka yfir plagióklasinn. Við nánari athugun kom í ljós að sýnið var úr grannbergi mitt á milli tveggja ferskra innskota sem hafa valdið aukinni lekt sem þá aftur hefur valdið þessari skyndilegu aukningu í ummyndun.

Tafla 16. Dýpi þar sem helstu ummyndunarsteindir í HE-10 koma fram.

Steind	Dýpi í svarfi (m)	Dýpi í þunnsneið (m)
Kabasít/Thomsonít	200	230
Analsím	252	438
Stilbít	606	438
Laumontít	700	670
Kvars	738	720
Wairakít	746	670
MLC		720
Klórít		720
Prehnít	996	1022
Epidót	1048	822*/1092
Wollastónít	890	1022
Aktínólít	1120	1128
Kalsít hverfur	1200	976

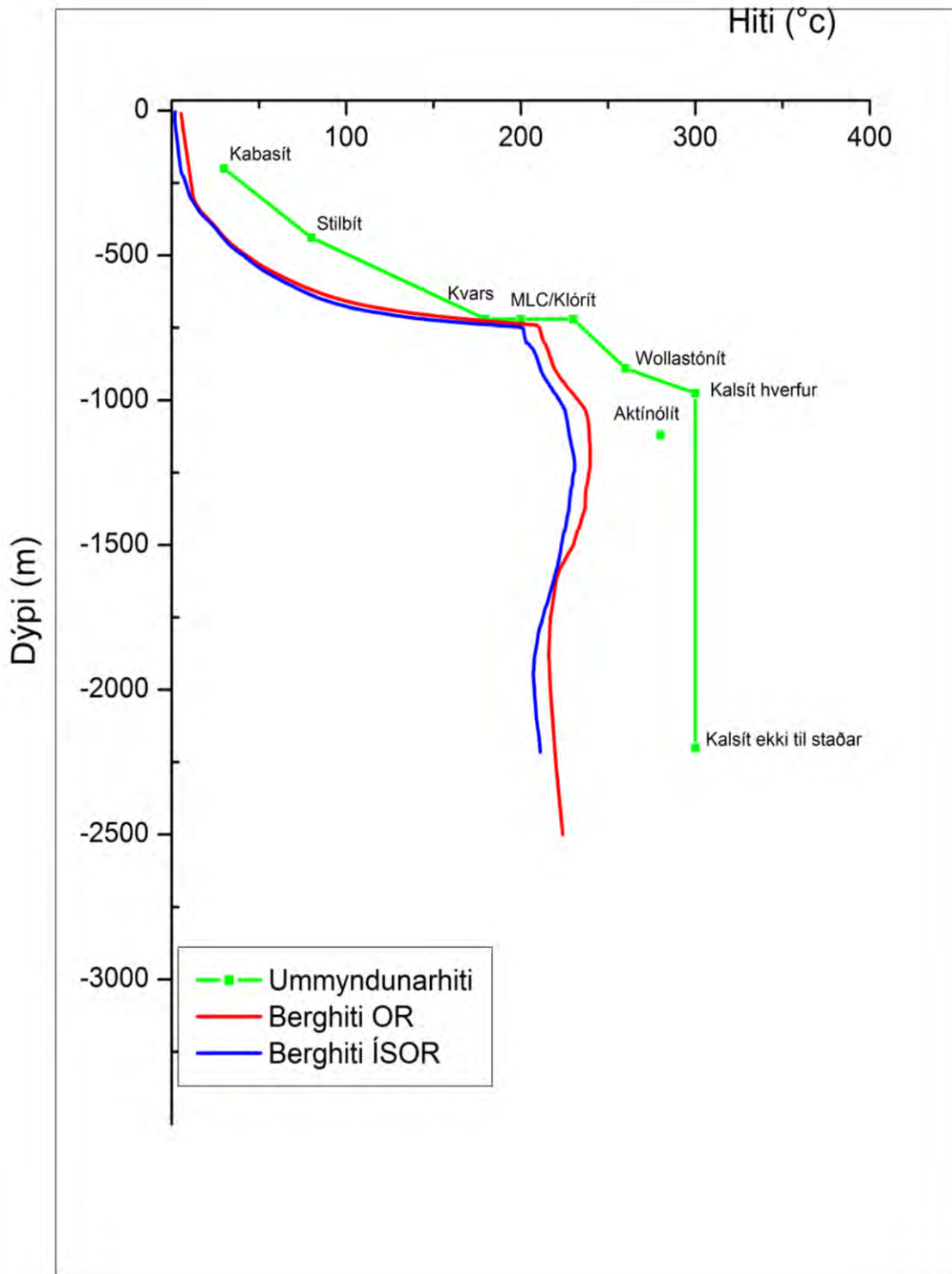
*epídót vottur

Berghitaferlar hafa verið reiknaðir bæði af Orkuveitu Reykjavíkur (OR) og ÍSOR og ber þeim nokkuð vel saman í holu HE-10 (mynd 43). Þeir eru nánast eins niður á 750 m. Þaðan niður á botn er hitastigið á OR ferlinum oftast um 10° hærra en á ÍSOR ferlinum. Á báðum ferlum sést viðsnúningur, en hæsta hitastig er 220-230°C á um 1250 m dýpi (850 m u.s.). Þaðan lækkar hitastigið um ca. 10° niður á botn.

HE-16, sem er vestan gossprungunnar en er beint inn í hana, er mjög heit niður á um 850 m u.s. þar sem berghiti hefur verið áætlaður 280°C. Á 1100 m u.s. er berghiti áætlaður um 220°C og má því segja að viðsnúningur sé mjög öflugur. Á 1100 m u.s. nær ferill HE-16 einmitt inn í miðja gossprunguna og gefur það til kynna að gossprungan sé köld á því dýpi.

Séu berghitamælingar í HE-10 bornar saman við ummyndunarhitaferil (mynd 43) má greinilega sjá að kólnun hefur átt sér stað í kerfinu neðan 750 m dýpis. Frá 1000 m dýpi og niður á botn er berghiti að jafnaði 60-80°C lægri en ummyndunarhiti.

Hellisheiði HE-10



Mynd 43. Berghitaferlar frá ÍSOR og OR ásamt áætluðum ummyndunarhita. Mælt dýpi miðað við yfirborð.

Ummyndunarbelti í HE-10 eru nokkuð hefðbundin í efsta hlutanum. Smektít-zeolítabelti nær frá 200-700 m en þar fyrir neðan verður ummyndun mun flóknari. Ástæðan er innskot og æðar því tengdar sem er að finna á tæplega 800 m dýpi en það veldur staðbundið aukinni ummyndun. Á 720 m greinist blandlagsleir og klórít í XRD og á svipuðu dýpi er farið að bera á kvarsí. Þetta ummyndunarbelti nær frá 700-850 m en þar greinist smektít aftur ásamt blandlagsleir. Beltið frá 850-1000 m einkennist af smektíti en jafnframt greindist þar vottur af epídóti í svarfi. Þar sem smektít er einnig til staðar þá er þessi epídótvottur mögulega vitnisburður um að á þessu dýptarbili hafi áður verið hærri hita í jarðhitakerfinu.

Það er ekki fyrir en í næsta ummyndunarbelti (klórít-epídótbeltinu) sem epídót greinist bæði í svarfi og þunnsneið. Þar er klórít ráðandi leirsteind en einnig er prehnít algengt. Aktínólít kemur fram í XRD greiningu frá 1080 m og litlu dýpra sést það í þunnsneið. Það er fyrst greint í svarfi á 1150 m.

Tafla 17. Ummyndunarbelti í HE-10.

Ummyndunarbelti	Mælt dýpi (m)	Mælt dýpi (m)	Athugasemdir
Smektít-zeolíta belti	200	700	Hefðbundin zeolítaummyndun.
MLC-belti	700	840	Innskot og æðar því tengdar veldur staðbundið aukinni ummyndun. Aðrar ummyndunarsteindir eru m.a. klórít og kvarsí.
Smektít-belti	840	1000	Kólnun má líklega sjá í leirnum sem hefur tekið við sér, en epídótvottur er merki um forna ummyndun sem varð við hærri hitastig.
Klórít-epídót	1000	1100	Epídót greinilega komið inn. Æð á 1005 m.
Epídót-aktínólít	1100	2200	Aktínólít er vottur um gamla ummyndun. Berghiti nú er langt frá því nægur til að aktínólít gæti myndast.

HE-30

Ummyndun í HE-30 hefst nokkuð ofarlega en dog toothed kalsít, sem ber vott um volga ummyndun, sést í fyrstu þunnsneið á 54 m dýpi. Fyrstu zeolítar koma fram á 100 m dýpi (tafla 18). Kvars er orðið algengt í svarfi á 434 m en sést ekki í þunnsneið fyrir en á 502 m. Á 732 m dýpi virðist sem wairakít sé að vaxa á kostnað plagíóklas. Laumontíti sést bregða fyrir á 792 m en ekki er hægt að greina í hvaða samhengi það hefur myndast.

Þegar borað er í gegnum misgengi á 1060 m dýpi breytist ummyndun mikið. Fyrir vestan misgengið hættir kalsít að finnast og verður ekki vart við það meir. Er þetta staðfest bæði í svarf- og þunnsneiðagreiningum. Ber þessum greiningum yfirleitt vel saman nema í tilviki epídóts. Það sást fyrst í svarfi á 796 m en var ekki greint fyrir en á 1056 m í þunnsneið. Ástæða þess er líklega sú hve smágerð svarfkornin eru á þessu dýptarbili og bil á milli þunnsneiða er frekar langt. Svipaða sögu er að segja af wollastóníti en það greinist sjaldnast í finu svarfi sökum þess hve viðkvæmt það er. Innskotabergið sem farið er í gegnum við misgengið á 1060 m er nokkuð ferskt en háhitasteindir sjást í sprungum þess.

Tafla 18. Ummyndunarsteindir í HE-30.

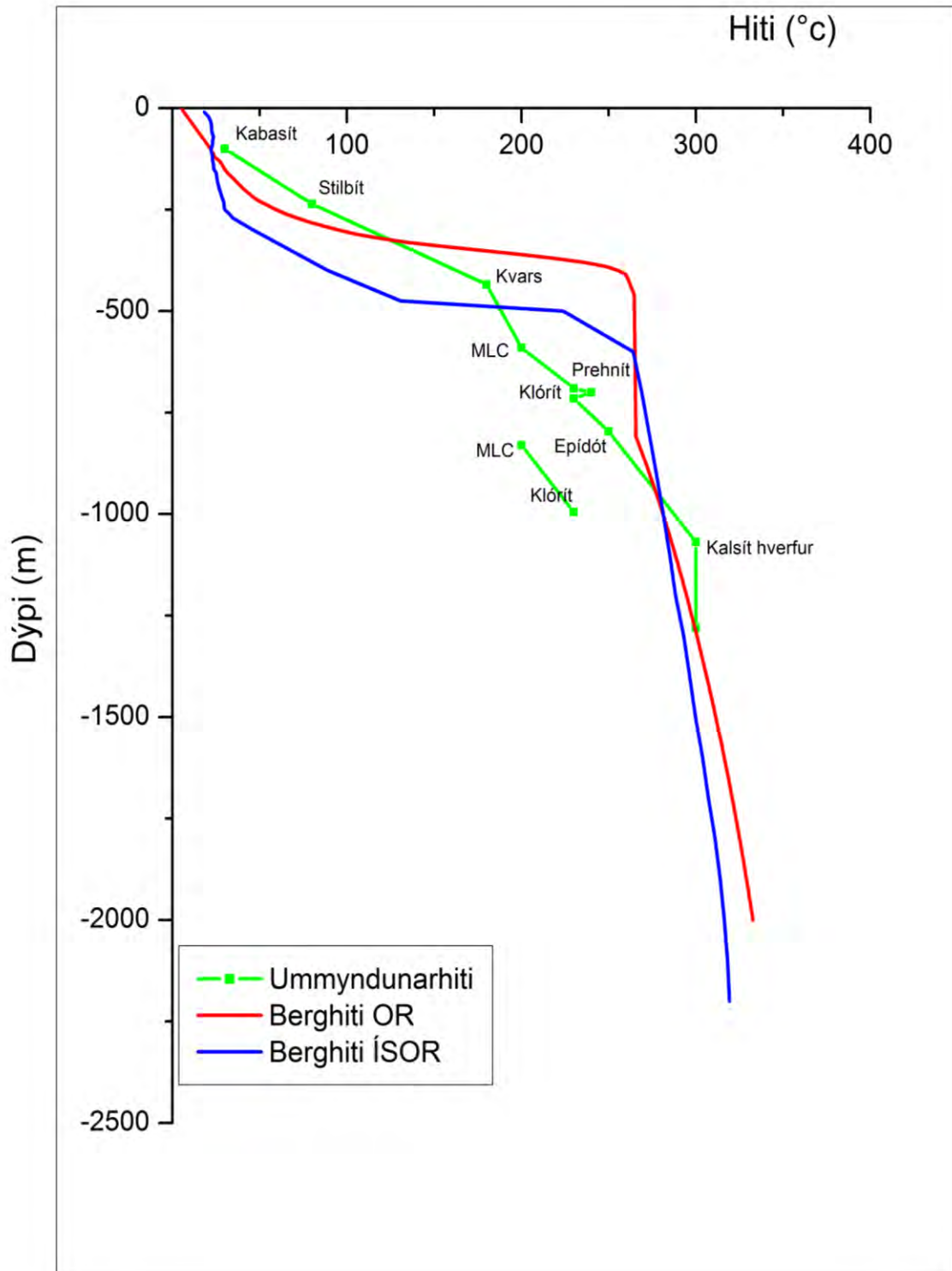
Steind	Dýpi í svarfi (m)	Dýpi í þunnsneið (m)
Kabasít/Thomsonít	100	54
Stilbít	236	372
Laumontít		792
Kvars	434	(372) 502
Prehnít	700	850
MLC		792
Klórít		718 (900)
Wairakít	726	732
Epidót	796	1056
Wollastónít	814	1136
Aktínólít	950	1120
Kalsít hverfur	1069	1069

Berghiti hefur verið túlkaður bæði af starfsmönnum ÍSOR og OR. Á mynd 44 má sjá þessa berghitaferla ásamt ummyndunarhitaferli. Ummyndun kemur hratt inn eins og sjá má á bæði berghitaferlum og ummyndunarhitaferli. Nokkuð ber á milli berghitaferla frá ÍSOR og OR. Ef horft er á OR ferilinn virðist komið mjög hratt inn jarðhitakerfið á um 350 m en á ÍSOR ferlinum kemur ummyndun ekki alveg eins skarpt inn og töluvert dýpra, eða á tæpum 500 m. Sé gert ráð fyrir að ummyndunar- og berghitaferill séu í jafnvægi þá ætti berghitaferillinn að vera þarna mitt á milli. Kvars var farið að finnast víða frá og með 432 m en á því dýpi er einmitt kvars mitt á milli berghitaferlanna.

Aðeins á einum stað er ummyndunarhitaferillinn hærri en berghitaferlarnir en það er við misgengið á ca. 1060 m. Þar fyrir neðan finnst ekkert kalsít. Er það merki um hærri hita en kalsít hverfur þegar hiti er kominn um og yfir 300°C. Einnig vakti athygli eftirfarandi athugasemd jarðfræðings í svarfgreiningu en þar segir : „Á svipuðu dýpi (og kalsít hverfur) hefur kalkópýrít (koparkís) mikið til tekið sess pýrítis í fylki ummyndunarsteinda“ (Björn S. Harðarson og fl., 2007).

Út frá þessum samanburði má ráða að fyrir vestan misgengið á 1060 m er berghitaferill svipaður ummyndunarhitaferlinum sem þýðir að hiti hefur lítið breyst frá myndun ummyndunarsteinda. Frá ca. 500-1060 m dýpi er berghiti hærri en ummyndunarhiti og gefur það til kynna hitnun í kerfinu á því dýptarbili.

Hellisheiði HE-30



Mynd 44. Berghitaferlar frá ÍSOR og OR ásamt áætluðum ummyndunarhita. Mælt dýpi miðað við yfirborð.

Gögn um ummyndun í holunni benda til þess að smektít-zeolítabelti sé að finna frá 50-520 m. Zeolítar hverfa á rúmum 500 m og blandlagsleir kemur fram í XRD greiningu á 590 m. Wairakít kemur fyrst fram á tæplega 400 m dýpi en kvars finnst víða frá rúmlega 400 m dýpi. Kvars er talið myndast fyrst við 180°C en smektít er talið stöðugt þar til við 200°C berghita. Mörkin milli smektít-zeolítabeltisins og blandlagsbeltisins eru því aðeins á reiki en það er í raun vöntun á góðum „hitamælum“ sem veldur því.

Fyrir neðan smektít-zeolítabeltið tekur við blandlagsbeltið (MLC) en þar er blandlagsleir helsta ummyndunarsteindin. Það nær frá 520-670 m en þar fyrir neðan virðist ummyndun aukast á stuttu dýptarbili. Frá 670 m er prehnít komið til að vera og á rúmum 700 m greinist klórít í XRD. Þetta klórítbelti nær aðeins frá 670-750 m og gæti tengst æð á 675 m dýpi. Neðan 750 m kemur blandlagsleir aftur fram en þar er auk þess að finna prehníti og epídót kemur fram á um 780 m. Frá 900 m er komið inn í klórít-epídót sónu sem er viðvarandi niður holuna, þ.e.a.s. þangað til svarf hættir að berast upp á tæpum 1300 m. Aðrar ummyndunarsteindir í klórít-epídót beltinu eru einkum prehnít og aktínólít. Þar sem aktínólít kom ekki fram á XRD greiningum og það var ekki áberandi í svarf-eða þunnsneiðagreiningum þá er epídót-aktínólít beltinu sleppt hér.

Það sem helst kemur á óvart er dýpra blandlagsbeltið þar sem blandlagsleir, prehnít og epídót finnast saman. Sé aðeins litið á steindirnar mætti taka þetta sem vísbendingu um kólnun á þessu dýptarbili þar sem talið er að leirsteindir bregðist fyrir við hitabreytingum heldur en aðrar ummyndunarsteindir (Hrefna Kristmannsdóttir, 1979). Sé einnig tekið mið af berghita (mynd 44) gefur hann frekar til kynna upphitun og að leirsteindir séu ekki búnar að ná jafnvægi við heitara umhverfi. Líklegast er að ummyndunarbeltin frá 670-900 m að endurspeglar flókið samspil mismunandi efnasamsetningar í bergi, mismikla lekt og hitabreytingar. Nákvæmari athuganir, t.d. fleiri XRD greiningar, þyrfti til að skera úr um þetta en svarfið á þessu dýptarbili er sérlega fínt og því litlar líkur á að finna í því vökvabólur sem auðvelt væri að greina.

Tafla 19. Ummyndunarbelti í HE-30.

Ummyndunarbelti	Efri mörk, mælt dýpi (m).	Neðri mörk, mælt dýpi (m).	Athugasemdir
Smektít-zeolíta belti	50	520	Wairakít og kvars finnst víða frá um 400 m. Hefðbundnir lághitazeolítar eru horfnir á um 500 m dýpi.
Blandlagsbelti	520	670	MLC kemur fram í XRD greiningu á 590 m dýpi.
Klórítbelti	670	750	Æð á 675 m. Prehnít kemur fram á 670 m. Klórít kemur fram í XRD á 700 m. Jarðhitakerfið að þröngva sér ofar í staflann og klórít farið að myndast þar sem lekt er mikil.
Blandlagsbelti	750	900	Mögulega er blandlag til vitnis um minni lekt en í klórítbeltinu fyrir ofan.
Klórít-epídótbelti	900	1288	Prehnít sést víða.

HE-42

Kaldavatnsummyndun er áberandi í efstu 200 m holunnar. Þar sjást límonít, síderít, dog toothed kalsít og karbonathnúðar einna helst. Fyrstu zeolítar (thomsonít) sjást á 176 m

dýpi. Lág hita zeolítar voru síðast greindir með vissu á 420 m dýpi. Þeir myndast ekki við hærri hita en 120°C þó að þeir geti verið til staðar í jarðhitaumhverfi þar sem hitastigið er mun hærri (mögulega um 200°C). Kvars sást fyrst á 464 m og fallegir kvarskristallar eru áberandi í sprungum neðan 630 m. Eftirtektavert er hversu litlu munar á dýpi í svarfgreiningu og þunnsneiðagreiningu þegar kemur að því að staðsetja kvars og wollastónít en aðrar steindir hefur reynst miserfitt að staðsetja. Tengist það líklega optískum eiginleikum steindanna og að sjálfsgöðu af því af hvaða dýpi þunnsneiðar eru til.

Lítið ber á útfellingum í 3. áfanga þar sem berg verður mjög þétt er komið er niður á ca. 900 m dýpi. Kalsít hættir að sjást á 1000 m og bendir það til ummyndunarhita sem er hátt í 300°C. Þó ber að hafa í huga að þéttleiki bergsins getur skekkt myndina og mögulega hefði kalsít myndast dýpra væri bergið ekki svona þétt.

Af þeim útfellingum sem sjást í 3. áfanga eru súlfíð nokkuð áberandi. Þýrít þekkist vel á kúbíska forminu en það var ekki eina kristalbyggingin meðal súlfíðanna. Einnig virtist litur og gljái súlfíðanna vera nokkuð mismunandi og ólíkur þýrít. Gefur þetta til kynna mismunandi efnasamsetningu súlfíðanna. Laumontít finnst á stangli frá 550-900 m en ekki er hægt að staðfesta að það hafi yfirrentað aðrar háhitasteindir. Í svarfgreiningu kemur fram að á nokkrum stöðum sé mögulega um yfirrentun að ræða, t.d. á 1690 m þar sem laumontít yfirrentar mögulega epidót (þ.e.a.s. laumontít myndast á eftir epidóti). Reynslan hefur sýnt að laumontít virðist geta verið lengi til staðar við mun hærri hitastig heldur en það er í jafnvægi við, sérstaklega ef lekt er lítil.

Á 1932 m sést í svarfi hugsanleg yfirrentun kvars á epidóti. Ekki var hægt að staðfesta þetta með þunnsneiðaskoðun en vökvabólurannsóknir gætu veitt frekari upplýsingar um aðstæðurnar í jarðhitakerfinu.

Tafla 20. Ummyndunarsteindir í HE-42.

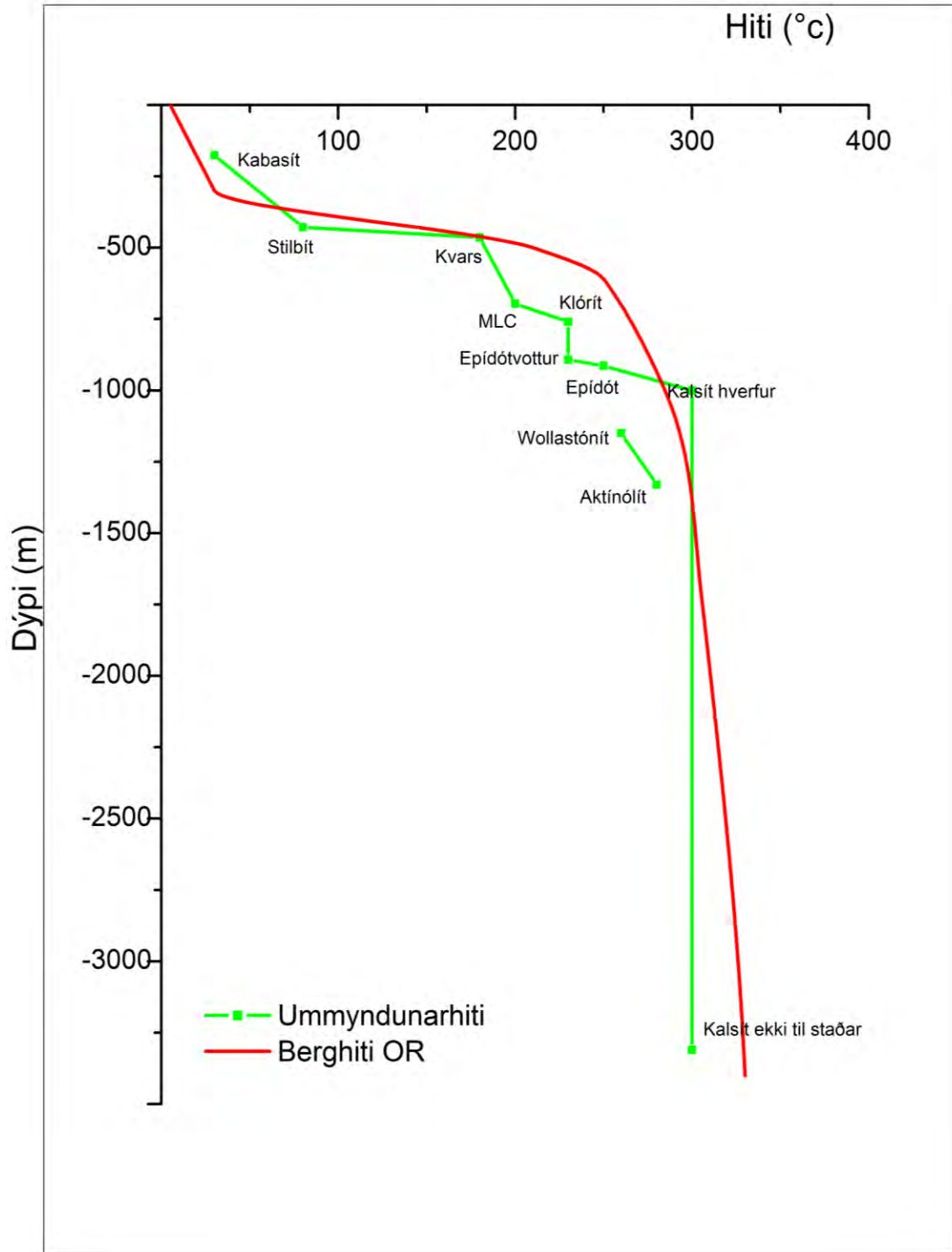
Dýpi þar sem ummyndunarsteindir komu fram í svarfi og þunnsneið og XRD (í sviga). Fyrst verður vart við epidót í svarfi á 892 m en það er orðið algengt á 914 m. Amfíból greinist fyrst í XRD á 890 m en finnst svo reglulega frá 1010—1120 m og 1950-3322 m.

Steind	Dýpi í svarfi (m)	Dýpi í þunnsneið og (XRD) (m)
Kabasít/Thomsonít	176	190
Smektít		190 (192)
Kalsít	396	428
Stilbít		428
Laumontít	550-900	
Kvars	464	494
MLC		696 (570)
Klórit		760 (778)
Prehnít		870
Wairakít	950	720
Epidót	914 (892)	1078
Wollastónít	1110	1150
Aktínólít	1240	1125 (1010)
Kalsít hverfur	1000	1000

Berghiti hefur aðeins verið túlkaður af OR. Ummyndunarhitaferli ber nokkuð vel saman við berghitaferil (mynd 45). Á ferlunum er greinilegt að komið er inn í þakberg á um 300 m og þaðan hækkar hiti hratt. Kvars finnst fyrst á 464 m og passar það vel við berghita á því dýpi. Frá 500 m og niður á ca. 900 m dýpi er ummyndunarhiti lægri en berghiti. Líklega hefur hiti verið að hækka upp holuna eftir borun og því endurspeglar hitaferill á þessu dýptarbili ekki ummyndun í berginu. Má því kannski segja að berghiti á þessu dýptarbili (500-900 m dýpi) sé ofmetinn.

Staðfest er bæði í þunnsneiða- og svarfgreiningu að kalsít hverfur á 1000 m dýpi og verður ekki vart við það niður á botn holunnar. Það bendir til ummyndunarhita sem er að lágmarki um 300°C.

Hellisheiði HE-42



Mynd 45. Berghiti frá OR og ummyndunarhitaferill í HE-42. Mælt dýpi miðað við yfirborð.

Niðurstöðum leirgreininga skv. XRD og úr þunnsneiðaskoðun í HE-42 ber að flestu leyti vel saman (tafla 36). Nokkur munur sést þó á þessum greiningum. Sums staðar má sjá tvo toppa í niðurstöðum XRD greininga, t.d. á 500 m dýpi þar sem bæði greinist smektít og MLC. Þunnsneiðagreining er á sama veg, þar sést að fínfjæðra leirinn er smektít en þegar meðal- eða jafnvel gróffjæðra leir sést þá er hann kominn með MLC yfirbragð. Tómar, stórar porur virðast oft innihalda MLC en smektít er að finna í ummynduðu gleri. MLC er að því virðist að fylla upp í porur meðan að smektít ummyndun á sér stað á glerinu og þýðir það að myndunarleiðir eru mismunandi sem og hvörf á milli vatnsins og bergsins. Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir (2011) komst að svipaðri niðurstöðu í rannsókn sinni á efnasamsetningu leirs. Örgreiningar á bergi sýndu að fleiri en ein tegund leirs getur verið til staðar í sama bergi.

Af þessum samanburði má draga þá ályktun að þunnsneiðagreining getur reynst nokkuð nákvæm í að staðsetja mismunandi gerðir leirs en svo virðist sem optísk útlitseinkenni leirsins hangi lengur inni en efnasamsetning samkvæmt XRD greiningu.

Ummyndunarbelti byggð á greiningu ummyndunarsteinda má sjá í töflu 21. Efsti partur holunnar einkennist af hefðbundinni volgri ummyndun þar sem smektít og zeolítar eru ráðandi. Þegar komið er niður á um 500 m finnast smektít, blandlagsleir, zeolítar og kvars í sömu sýnum. Ekki er hægt að sjá neina yfirprentun ummyndunarsteinda en mögulega er háhitakerfið að færast smám saman ofar og því farið t.d. farið að sjást í kvars innan um zeolíta. Þetta er vísbending um að zeolítar geti verið til staðar við 200°C en það er jafnan talið hitastigið þar sem blandlagsleir fer að myndast. Þunnsneiða- og XRD greiningar gefa til kynna að blandlagsleir sé farinn að myndast á tæplega 500 m en í XRD greiningu frá 570 m sést að smektít er horfið og blandlagsleir búinn að taka yfir. Mörk milli smektít og blandlagsbeltisins eru því sett mitt á milli fyrstu blandlagsgreininga í XRD.

Klórít kemur fyrst fram á 780 m í þunnsneið en þaðan og niður á 1126 m er vottur af MLC í XRD greiningum. Epídót og prehnít fara að sjást á tæplega 900 m dýpi. Aktínólít verður algengt á 1480 m dýpi.

Tafla 21. Ummyndunarbelti í HE-42.

Ummyndunarbelti	Efri mörk, mælt dýpi (m)	Neðri mörk, mælt dýpi (m)	Athugasemdir
Smektít-zeolíta belt	100	540	Frá 500 m finnast smektít, MLC, zeolítar og kvars í sömu sýnum.
Blandlagsbelt	540	780	Fyrsta leirgreiningin þar sem MLC greinist bara er á 570 m.
Klórítbelt	780	900	MLC vott er að finna í XRD greiningum niður á rúmlega 1000 m.
Klórít-epídótbelt	900	1480	Epídót verður algengt á 900 m.
Klórít-aktínólítbelt	1480	3300	Aktínólít kemur fyrst fram í XRD greiningu á rúmlega 1000 m en verður algengt á 1480 m. Í þessu ummyndunarbelti er lítið af ummyndunarsteindum þar sem bergið er mikið til þétt og fersklegt innskotaberg.

6.3 Ummyndunarraðir

Við skoðun ummyndunarsteinda í þunnsneið má stundum greina í hvaða röð steindirnar hafa myndast. Slíkar ummyndunarraðir geta gefið mikilvægar upplýsingar um þróun og sögu jarðhitakerfa og meðal annars nýst vel við rannsóknir á Nesjavöllum (Hjalti Franzson, 1994; Hjalti Franzson o.fl., 2008)

Síðan farið var að notast við jafnvægisborun eins og gjarnan er gert í dag vill svarf verða mjög fint. Það er sérstaklega til trafala þegar greina á ummyndunarraðir, þar sem því stærri sem porur og sprungur eru því meiri líkur eru á að þar sjáist röð útfellinga en svo stórar porur finnast vart í fínkorna svarfinu. Hér verður greint frá niðurstöðum á athugun á ummyndunarröðum í HE-10, HE-30 og HE-42.

Alls voru skrásettar 38 ummyndunarraðir í HE-10, sú fyrsta fannst í þunnsneið á 230 m dýpi en sú síðasta á 1544 m. Í töflu 22 má sjá yfirlit yfir ummyndunarraðir í holunni. Sagan sem lesa má út úr ummyndarröðum er sú að hitnun hafi átt sér stað í jarðhitakerfinu þar sem ummyndunarsteindir sem myndast við hærri hita myndast ávallt utan á þeim sem myndast við lægri hita. Með öðrum orðum það sjást ekki nein merki um kólnun í kerfinu þó svo að berghiti hafi verið áætlaður mun lægri en ummyndunarhiti. Ástæður þess að engin merki sjást um kólnun í ummyndunarsteindum eru ekki ljós. Eftirtektarvert er að klórítsónan sem sést í XRD greiningum á 720 – 880 m, sést einnig vel í ummyndunarröðum.

Tafla 22. Ummyndunarraðir í HE-10.

ÞUNNSNEIÐAGREINING												
Dýpi (m)	Fyrst				→				→		Síðast	
230	sme		dog t. kalsít	sco/mes	aðrir zeolítar							
250	sme			sco/mes								
	sme									kalsít		
286	Karbónathn.			sco/mes								
334	sme									kalsít		
	sme				Zeolíti							
	sme	Ópall								Karbónathnúðar		
	Ópall	sme			Zeolíti							
380	sme			sco/mes						karbónathnúðar		
438	sme									Kalsít		
					Analsím og geislóttur zeolíti					kalsít		
		Ópall		sco/mes								
	sme									Kalsít		
482	sme									Kalsít		
520	sme			sco/mes	Plötulaga zeolíti							
570	sme									Kalsít		
	sme				zeolítar og gjf. Leir							
	sme			sco/mes						kalsít		
624	sme									kalsít		
	sme				Zeolítar							
670	sme				zeolítar							
	sme				zeolítar og kalsít							
	sme									kalsít		
720	sme	kalsedon								mle/chl		
	sme									kalsít	mle/chl	
770	sme									kalsít		
Oftast ein holufylling í poru										chl	kvars	epidót
										gjf.chl		
											wairakít	
										Kalsít		
822										chl	kvars	epidót
862					Ffj. Zeolíti						kvars	
922										mle	kvars	
										mle	kvars	
976										mle	kvars	
1022										chl		
1544											kvars	prehnít

Alls fundust 23 ummyndunarraðir í HE-30 (tafla 23). Ummyndunarraðir eru frekar hefðbundnar og bera vott um hitnun í kerfinu eins og reyndin virðist vera miðað við berghita. Svarfið var sérlega fínt á milli 850-1000 m og nær ómögulegt að finna nokkrar ummyndunarraðir á því dýpi.

Tafla 23. Ummyndunarraðir HE-30.

ÞUNNSNEIÐAGREINING							
Dýpi (m)	Fyrst		→				Síðast
100	leir (sm)	zeolítar					
186	flj. leir (sm)	zeolítar					
292	leir (sm)	zeolítar (geislóttir, plötulaga)					
	flj. leir (sm)						
372	leir (sm)	zeolíti (náarlaga,					
	leir (sm)	kalsít og zeolíti (náarlaga)					kalsít
434	leir (sm)						kalsít
		zeolíti			kvars		
584	leir (sm)						kalsít
	leir (sm)				kvars		
					kvars		kalsít
654	leir (sm)						kalsít
	leir (sm)				kvars		
686	leir (sm)			kalsít og súlfíð	kvars		
732	leir (sm)			kalsít	kvars		
792			gfj. leir (MLC)			wairakit	
			gfj. leir (MLC)				kalsít
			gfj. leir (MLC)				kalsít
			gfj. leir (MLC)	kalsít/súlfíð	kvars		
850			gfj. leir (smk og MLC)			wairakite	
			gfj. leir (smk og MLC)	súlfíð		kvars/wairakite	
						wairakite	epídót
1096			gfj. leir (klórit)		kvars		

Í HE-42 fundust alls 31 ummyndunarraðir en nokkuð algengt var að sjá eina tegund útfellinga í poru eða sprungu, sérstaklega neðan 1000 m (tafla 24). Holan var nokkuð þétt fyrir neðan 900 m og því lítið um góðar ummyndunarraðir. Fyrsta röðin sem sást var í þunnsneið á 190 m dýpi en sú dýpsta á 1768 m. Frá 1100 m og niður er algengt að sjá röðina fínjaðra klórít-kvars en dýpsta röðin er epidót-wairakít. Raðirnar staðfesta hitnun í jarðhitakerfinu eins og samanburður berghita og ummyndunarhita hefur þegar sýnt.

Tafla 24. Ummyndunarraðir HE-42.

Dýpi (m)	Fyrst	ÞUNNSNEIÐAGREINING						Síðast
190	ffj. Leir (smektít)			nárlarlega zeolíti				
	ffj. Leir (smektít)	dog toot kalsít	karbónat					
254	Leir (smektít)			zeolíti				
428	Leir (smektít)		kalsít					
	Leir			plötulaga zeolíti (stilbit)				
494	ff. Leir (smektít)	kalsedón lining			meðalfj. Leir (MLC)			
548	ffj. Leir(smektít)			stilbit				kalsít
620					ffj. Leir (MLC)		Málmur	Kalsít
				ffj. Zeolíti	leir (MLC)			Kalsít
696					ffj. Leir (MLC)			kalsít
					ffj. Leir (MLC)	kvars		
					ffj. Leir (MLC)	kvars		kalsít/súlfíð
					ffj. Leir (MLC)	kvars		súlfíð
					grfj. Leir ffj. Leir (smektít)			
738					ffj. Leir (MLC)	kvars		kalsít
	súlfíð					kvars		
780					ffj. Leir (MLC)	kvars		kalsít
		kvars/kalsedón			leir	kvars		kalsít
876					leir	kvars	wairakít	
892					ffj. Leir (MLC)		prehnít	
					ffj. Leir (MLC)	kvars	prehnít	
1078	Engar raðir sjáanlegar. Oft ein steind sjáanleg, kvars eða prehnít							
1126						kvars	epidót	
					ffj. Leir (klórít)	kvars		
						kvars	prehnít	
1150					ffj. Leir (klórít)	kvars	epidót	
					gr.fj. Leir (klórít)	kvars		
1240						kvars		
1380					ffj. Leir (k epidót)	kvars		
1478					gr.fj. Leir (klórít)	kvars		
1500	Engar raðir sjáanlegar. Oft ein steind í poru, grfj. leir(klórít) eða kvars							
1578					ffj. Leir (klórít)	kvars		
1604					ffj. Leir (klórít)	kvars		
1768							Epidót	Wairakit

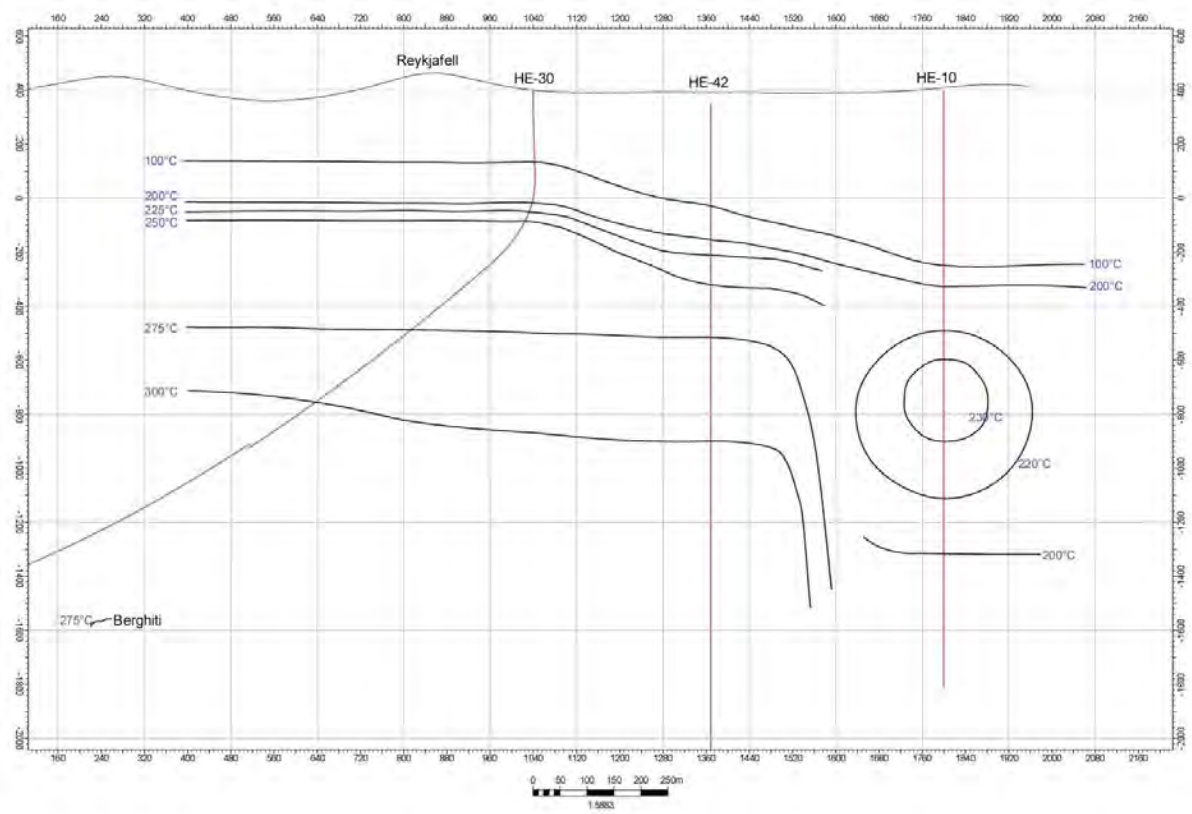
6.4 Berghiti og ummyndun í holunum þremur

Á mynd 46 er berghiti í öllum holunum þremur sýndur á þversniði. Þar kemur glögglega fram að allt annað hitaástand er ríkjandi á svæðinu í kringum HE-10, sem er staðsett á gossprungunni, samanborið við svæðin í nágrenni við HE-30 og HE-42. Hámarksberghiti við HE-10 er 230°C á um 900 m u.s. og gætir viðsúnings þar fyrir neðan. Berghiti hækkar hratt í Reykjafelli en þegar komið er niður á um 500 m u.s. er berghiti orðinn svipaður í HE-30 og HE-42.

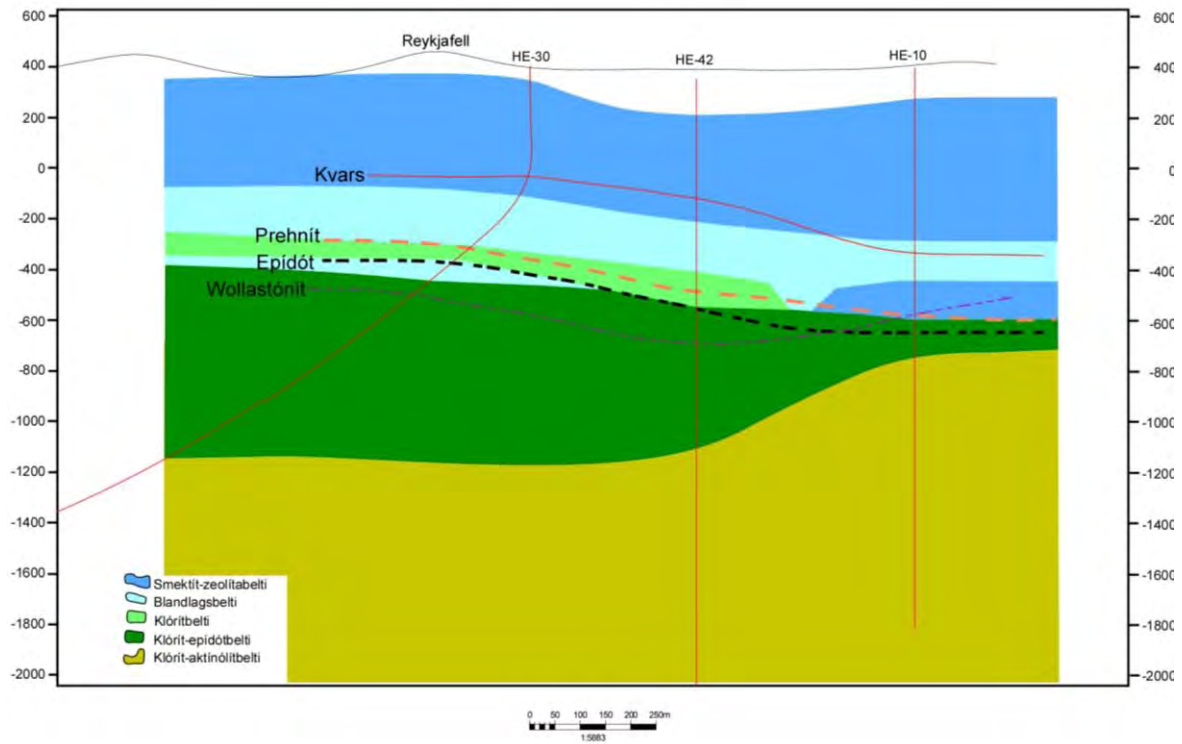
Á mynd 47 má sjá ummyndunarbelti og innkomu nokkurra ummyndunarsteinda í holunum þremur. Sérstaka eftirtekt vekur hversu hátt í jarðlagastaflanum epídót-aktínólít beltíð í HE-10 nær miðað við hinar holurnar. Má gera úr því skóna að í tengslum við eldvirkni á 2000 ára sprungunni hafi jarðhiti og ummyndun verið mjög mikil í HE-10. Kaldavatnslekt í sömu sprungu hefur svo kælt kerfið niður. Ef litið er á dýpi þar sem vart verður við ummyndunarsteindirnar kvars, epídót, prehnít og wollastónít má sjá að góð fylgni er á milli staðsetninga í HE-30 og HE-42. Steindirnar koma fram í sömu röð og með svipuðu millibili en glögglega kemur í ljós að grynna er á ummyndun í HE-30.

Svipaða sögu er að segja úr HE-10, steindirnar koma flestar fram með svipuðu millibili og í HE-30 og HE-42 en wollastónít er þar undantekning. Wollastónít kemur fram á undan epídóti og er það óvenjulegt enda talið geta fyrst myndast við 260°C. Ekki er ljóst hvaða sögu wollastónít er að segja en mögulega er það til vitnis um mikla lekt á ákveðnum tímavörðum. Annar möguleiki er sá að epídót, sem finnst neðar í holunni, sé viðkvæmara fyrir breyttum aðstæðum og hverfi fyrir við lægri hita. Epídót kemur fram í holunni þar sem berghiti hefur verið áætlaður 230°C sem er nálægt þeim lágmarkshita sem þarf að vera til staðar í jarðhitakerfinu til að epídót myndist.

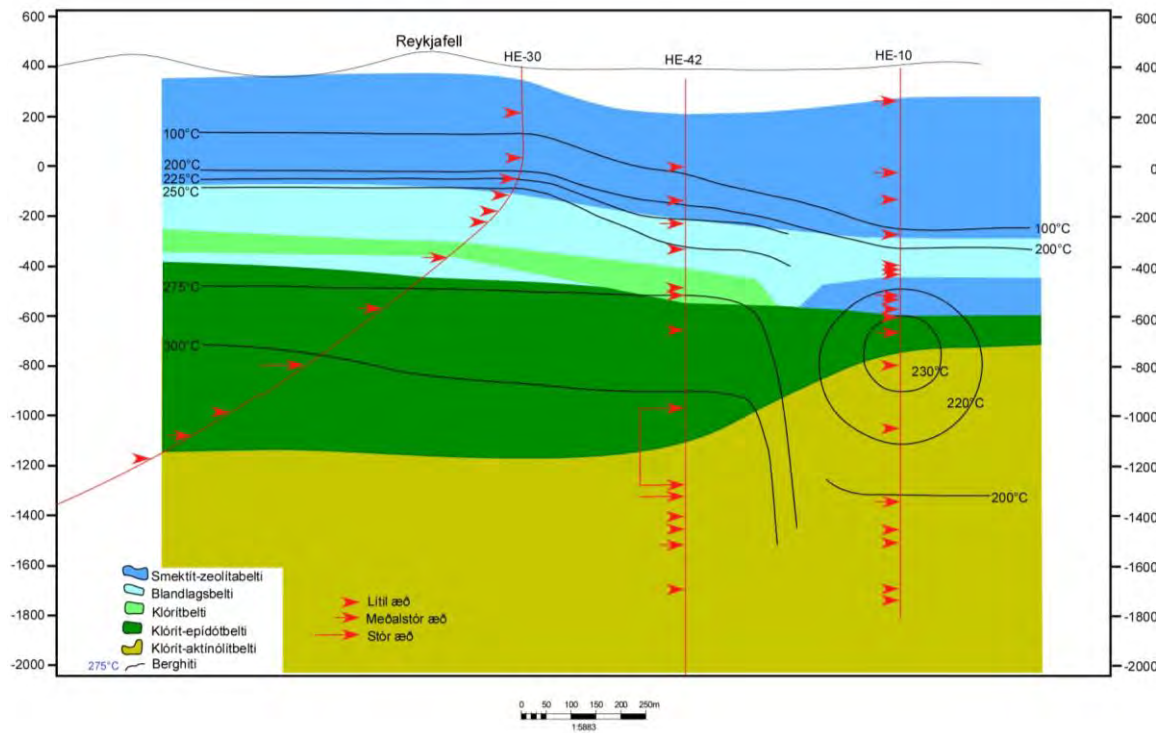
Á mynd 48 gefur að líta samsetta mynd með ummyndunarbeltum, berghita og æðum sem greindar hafa verið í holunni. Engin sérstök tengsl virðast vera á milli hitastigs í holunum og stærð eða staðsetningu æða.



Mynd 46. Túlkaður berghiti í holum HE-10, HE-30 og HE-42.
 Viðsnúinn hitaferill í HE-10 kemur bersýnilega í ljós á um 800 m dýpi undir sjó.



Mynd 47. Ummyndunarbelti og ummyndunarsteindir í HE-10, HE-30 og HE-42.



Mynd 48. Ummyndunarbelti, berghiti og æðar í HE-10, HE-30 og HE-42.

7 Niðurstöður og umræður

Helstu niðurstöður rannsóknarinnar eru eftirfarandi:

1. Jarðlög á svæðinu einkennast af móbergsmyndunum niður á um 800 m undir sjávarmáli (m u.s.) Inn á milli móbergsmyndana má finna stöku hraunlagasyrpur sem myndast hafa á hlýskeiðum. Sambærileg rannsókn á svæðinu frá Kolviðarhóli að Skarðsmýrarfjalli leiddi til svipaðrar niðurstöðu. Þar eru móbergsmýrandanir ríkjandi niður á um 800 m u.s. undir Skarðsmýrarfjalli en við Kolviðarhól eru þær algengar niður á ríflega 900 m u.s. (Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, 2011). Hverahlíð og Gráuhnúka eru frábrugðnar að því leyti að móbergsmýrandanir eru ráðandi í jarðlagastaflanum niður á meira dýpi. Vestan til í Hverahlíð finnst móberg niður á 1200 m u.s. (Steinþór Niésson, 2011) við Gráuhnúka eru móbergsmýrandanir allt niður á botn holna á um 2000 m u.s. (Helga M. Helgadóttir, 2011). Þessi samanburður sýnir að jarðlög þeirra svæða sem hafa verið rannsökuð í Skarðsmýrarfjalli, við Kolviðarhóli og í grennd Reykjafells eru mjög lík og bendir það til að þau tilheyri sama kerfinu. Svæðin á Gráuhnúkum og vestanverða Hverahlíð gætu jafnvel verið tengd en saga móbergsmýrandana virðist vera mun eldri þar en norðar á Hellisheiði.
2. Sömu móbergsmýrandanir er að finna niður á u.þ.b. 600 m u.s. í HE-30 og HE-42. Þessar móbergsmýrandanir finnast einnig í holum á sömu borteigum og HE-30 og HE-42 eru staðsettar á.
Myndun L9 (nær niður á um 0 m.y.s.) finnst í holunum þremur en þar fyrir neðan er engin tenging á milli Hellisskarðs/Reykjafells annars vegar og Gígahnúka hinsvegar. Mýrandanir í Gígahnúkum virðist hinsvegar hægt að tengja við sunnanvert Skarðsmýrarfjall (HE-9). Það að ekki skuli vera hægt að tengja jarðlög milli Gígahnúka og Reykjafells gefur til kynna að áður hafi verið tveir ótengdir móbergshryggir á svæðinu með svipaða stefnu og nú, NNA/SSV.
3. Tilraun var gerð til þess að staðsetja botn Hengilsins í jarðlögum holanna þriggja. Þessi umtalaði botn ættu að vera neðstu jarðlög er tengjast Hengilskerfinu og þar fyrir neðan ætti að vera að finna jarðlög sem jarðlög sem eru fyrir tíma Hengilseldstöðvarinnar.
Niðurstöður þessarar rannsóknar geta því miður ekki staðfest botn Hengilsins. Skoltap á litlu dýpi kemur í veg fyrir möguleika á að fullyrða um botn Hengilsins í holu HE-30. Þar sem hola HE-10 er á miðri gossprungu og því líklega meira af innskotum í berggrunninum, þá er erfitt að greina botn Hengilsins með nokkurri vissu. Hinsvegar er ljóst að ekkert móberg finnst í jarðlögum fyrir neðan 700 m u.s. á svæðinu. Í holu HE-42 var móberg ekki greint fyrir neðan -1098 m u.s.. Er það í nokkru samræmi við hliðstæða rannsókn á berggrunninum norðan rannsóknarsvæðisins, eða frá Skarðsmýrarfjalli í vesturátt að Kolviðarhól (Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, 2011). Niðurstaða þeirrar rannsóknar bendir til þess að lengi hafi verið hálent þar sem Skarðsmýrarfjall er nú. Botn Hengilsins er þar víða á um 1500 m mældu dýpi sem er í kringum -1000 m raundýpi.
4. Tíðni innskota í berggrunninum í holum HE-10, 30 og 42 hækkar hratt fyrir neðan 500 m u.s. Frumúttekt á fjölmörgum holum á Hellisheiði sýnir aukna tíðni innskota neðan 800 m undir sjávarmáli (Hjalti Franzson, 2005). Ítarleg rannsókn á 12 holum

á Hellisheiði leiddi í ljós að tíðni innskota hækkar hratt fyrir neðan 1400 m u.s. og á 1800 m u.s. er tíðnin orðin 70% (Sveinborg H. Gunnarsdóttir o.fl., 2011). Þessar holur 12 holur eru staðsettar á Skarðsmýrarfjalli, Sleggjubeinsdal, í nágrenni Reykjafells, Hverahlíð og við Gráuhnúka.

5. Misgengi á yfirborði, frá Reykjafelli og NNA yfir Hellisskarð eru nokkur og þyrfti að kortleggja þau ítarlegar. Til dæmis er eitt misgengjanna í Reykjafelli rangt á kortum, höggun þess er í raun til vesturs en ekki til austurs (Björn S. Harðarson o.fl., 2010). Misgengi er skorið á 1060 m dýpi í HE-30 og á svipuðu dýpi í öðrum holum á Reykjafellsplaninu. Svo virðist sem innskot hafi troðið sér eftir misgengisfletinum og þar er að finna stóra æð. Neðan (vestan) misgengisins eykst ummyndun skyndilega. Merki um misgengi (misgengisbreksía) sást víða í svarfi í HE-42, frá rúmlega 1000 m dýpi og niður á botn. Erfitt reyndist að staðsetja misgengin nákvæmlega en ljóst er að sumar æðar í holunni tengjast misgengjum.
6. Á dýptarbilinu 700-1200 m u.s. voru tiltölulegar fáar æðar. Fyrir neðan 1600 m u.s. greindust engar stórar æðar í holunum þremur. Þessar niðurstöður eru ekki fyllilega í samræmi við niðurstöður nákvæmrar rannsóknar á 15 holum á Hellisheiði en þar voru flestar æðar greindar á 600-1500 m u.s. (Sveinborg Hlíf Gunnarsdóttir o.fl., 2011). Í þeirri rannsókn kom þó fram að fáar æðar og sérstaklega fáar stórar æðar greindust neðan 1600 m u.s. Út frá þessum gögnum má álykta að ekki er þörf á að bora dýpra en 1600 m u.s. sé markmiðið að ná í gæfar æðar.
7. Ekki koma fram sterk tengsl á milli lektar og jarðlaga í holunum þremur. Þó er vitað að HE-30 og HE-42 eru staðsettar nálægt misgengjum sem tengjast vesturjaðri sigdældar Hengilsins og eru holur á þeim teigum almennt öflugar. Í þessum tilfellum virðast misgengi vera mikilvægari heldur en innskotavirkni sem er töluverð í HE-10 sem staðsett er á gossprungunni.
8. Núverandi hitaástand í holunum á svæðinu er nokkuð mismunandi. Mikil kólnun (ca. 60°C) hefur átt sér stað í jarðhitakerfinu við holu HE-10 og er jafnframt viðsnúningur í hita fyrir neðan 1250 m. Ummyndunarraðir í HE-10 sýna þó ekki augljós merki um kólnun í jarðhitakerfinu eins og glögglega sést á samanburði ummyndunarhita og berghita. Ekki er hægt að greina tengsl milli fjölda æða og hitaástands í berginu en annars staðar hafa mælingar bent til að færri æðar finnist þar sem viðsnúningur eða kólnun á sér stað (Hjalti Franzson, 2005). Nokkur hitnun hefur átt sér stað í jarðhitakerfinu í Reykjafelli neðan ca. 450 m og neðan misgengis á 1060 m í HE-30 er hiti um 300°C. Vestan þessa misgengis eykst ummyndun skyndilega, t.d. sést ekkert kalsít fyrir neðan misgengið en það bendir til a.m.k. til 280°C. Samanburður berghita og ummyndunar í HE-42 sýnir að jarðhitakerfið þar er öflugt og í jafnvægi. Ummyndun frá 500-900 m dýpi hefur mögulega ekki náð jafnvægi þar sem berghiti þar er hærri en ummyndunarhiti. Það gefur vísbendingu um að jarðhitakerfið sé að færast ofar í jarðlagastaflanum.
9. Fyrrgreindar athuganir sýna háan hita í vesturjaðri sigdældar Hengilsins, í HE-30 og HE-42, en mun minni í gossprungunni þar sem HE-10 er staðsett. Áhugavert er að skoða HE-16 sem er rétt vestan gossprungunnar en er beint inn í hana á dýpi. Hámarkshiti er á 850 m u.s. en þar á sér stað viðsnúningur og lækkar hitinn í 200°C á 1100 m u.s. þar sem holan er komin mitt inn í gossprunguna. Fyrri athuganir benda til að berghiti hækki snögglega þegar komið sé inn fyrir vesturjaðar sigdældarinnar en dofni smám saman út yfir austurjaðri hennar (Gunnar Gunnarsson o.fl., 2010). Þyngdarmælingar á Hellisheiði hafa sýnt forn-landslag sem er í góðu samræmi við

Þessar niðurstöður á berghitarannsóknum. Þar kemur í ljós að vesturjaðar sigdældarinnar er brattur en sá austari mun meira aflíðandi og að sigdalurinn er fullur af móbergi (Magnús T. Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir, 2004). Fornlandslagið á jöðrum sigdældarinnar og þar með myndunarhættir virðast því tengjast mismunandi berghita á vestur og austurjaðri sigdældarinnar.

Ekki hefur tekist að sýna fram á hvar varmauppstreymi sem knýr jarðhitakerfið á rannsóknarsvæðinu er nákvæmlega staðsett. Auk þess hefur ekki tekist að sýna með óyggjandi hætti hvernig kólnun verður á 2000 ára gossprungunni þar sem HE-10 er meðal annars staðsett.

Kortlagning á sunnanverðu Hengilssvæðinu hefur leitt í ljós að ás mesta sigs fylgir í raun gossprungunum frá 2000 og 5000 árum, stefnan er NNA læg og liggur yfir Skarðsmýrarfjall og austan við Reykjafell (Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 2004). Á þessu beltum er að finna margar „viðsnúnar holur“ með tilliti til berghita. Ástæða þessa er ekki ljós en svo virðist sem að kalt vatn eigi greiðan aðgang inn á þetta svæði. Á sama tíma er hærri hiti ofar í berggrunninum.

Helst þykir koma til greina að undir Reykjafelli, og þá mögulega undir öllum vesturjaðri sigdældarinnar, sé mikið magn innskota sem verki sem hitagjafi fyrir jarðhitakerfið. Heitur vökvinn í jarðhitakerfinu leitar upp og er hann þegar kominn upp á ákveðið dýpi þá leitar hann út til hliðanna og myndar svepplaga form. Þetta svepplaga form kemur þá t.d. fram sem heitur straumur á hlið inn á kaldari svæði. Í tilviki holu HE-10 þá kemur þessi heiti straumur líklega inn í holuna úr vestri-suðvestri á um 800-1000 m u.s. Þar fyrir neðan er ekki lengur að finna neitt hitauppstreymi og hitaferillinn því „viðsnúinn“.

Við þessa rannsókn hafa vaknað margar spurningar sem áhugavert væri að fá svör við í framtíðinni. Þessar spurningar tengjast bæði eðli jarðhitakerfisins á Hellsheiðinni og bergfræðinni þar.

- ◆ Vesturjaðar sigdælar Hengilsins virðist vera mikilvægur í jarðhitalegu tilliti. Misgengi tengd vesturjaðrinum hafa líklega þýðingu fyrir útbreiðslu jarðhita. Hugsanlega má kortleggja betur höggun á svæðinu út frá gögnum úr borholum. Hver er afstaða holu HE-42 (og HE-41) og HE-30 til misgengja? Skera þær sama misgengi (Búasteins/Þverfellsmisgengið) ? Er mögulegt að finna færsluna á þessum misgengjum?
- ◆ Hástígs snertiummyndun er mögulega að finna í öllum þremur holunum sem voru rannsakaðar. Slík ummyndun tengist innskotavirkni . Þessi tegund ummyndunar hefur á Íslandi aðeins verið rannsökuð ítarlega á Reykjanesi (Marks, 2011) en ekki er vitað hvaða þýðingu hún hefur í jarðhitakerfinu á Hellsheiði.
- ◆ Svo virðist sem apatít sé að finna í plagíóklas í kristölluðu bergi á svipuðu dýpi í öllum holunum. Ekki er ljóst hvort að hægt sé að tengja jarðlög í holunum á grundvelli þessa fundar eða í raun hvaða bergfræðilega þýðingu hann hefur.
- ◆ Kælingin/viðsnúningurinn í HE-10 og fleiri holum er skera 2000 ára sprunguna. Hvernig er henni háttað, hvaðan kemur hiti/kæling? Áhugavert væri að gera ítarlega úttekt á vökvabólum í holum á þessu svæði.

Heimildir

Andri Stefánsson, 2001. *Dissolution of primary minerals in natural waters: 2. Mineral saturation state*. Chemical Geology, 172.P. 251-276.

Andri Stefánsson og Stefán Arnórsson, 2002. *Gas pressures and redox reactions in geothermal fluids in geothermal fluids in Iceland*. Chemical Geology, 190. P. 251-271.

Ásgrímur Guðmundsson, Bjarni Richter, Ragnar Ásmundsson, Kjartan Birgisson, Sigvaldi Thordarson og Þórir Sveinbjörnsson, 2004 a. *Hellisheiði – hola HE-10. 2.áfangi: Borun fyrir 13 3/8“ vinnslufóðringu frá 291 m í 777 m dýpi*. ÍSOR-2004/015

Ásgrímur Guðmundsson, Sigurður S. Jónsson, Bjarni Richter, Ómar Sigurðsson, Peter E. Danielsen, Guðlaugur Hermannsson, Kjartan Birgisson, og Ólafur Guðnason, 2004 b. *Hellisheiði - hola HE-10 : 3. áfangi: borun 12 1/4“ vinnsluhluta frá 777 m í 2209 m dýpi*. Íslenskar orkurannsóknir, ÍSOR-2004/018.

Benedikt Steingímsson, Guðmundur Ó. Friðleifsson, Einar Gunnlaugsson, Guðjón Guðmundsson, Hjálmar Eysteinnsson og Ómar Sigurðsson, 1993. *Kolviðarhóll, hola KHG-1. Borun, rannsóknir og vinnslueiginleikar*. OS-93007/JHD-03.

Bjarni Gautason, Peter E. Danielsen, Ragnar K. Ásmundsson, Benedikt Steingrímsson og Steinar Þórisson, 2004. *Hellisheiði - hola HE-10. 1. áfangi. Borun fyrir 18 5/8“ öryggisfóðringu í 291 m dýpi*. ÍSOR-2004/011.

Björn S. Harðarson, Hjalti Franzson, Snorri Guðbrandsson, Friðgeir Pétursson, Guðmundur Sigurðsson, Oddur Ó. Kjartansson, Ómar Sigurðsson, Páll Jónsson, Peter E. Danielsen og Tobías Brynleifsson 2007 a. *Hellisheiði - hola HE-30 : 1. og 2. áfangi : Borun fyrir 22 1/2“ yfirborðsfóðringu í 90 m, 18 5/8“ öryggisfóðringu í 300 m og 13 3/8“ vinnslufóðringu í 707 m dýpi*. ÍSOR-2007/033.

Björn S. Harðarson, Egill Júlíusson, Gunnlaugur M. Einarsson, Sigurður S. Jónsson og Snorri Guðbrandsson, 2007 b. *Hellisheiði - hola HE-30 : 3. áfangi : Borun vinnsluhluta frá 707 m í 2318 m dýpi fyrir 9 5/8“ leiðara*. Íslenskar orkurannsóknir, ÍSOR-2007/037.

Björn S. Harðarson, Gunnlaugur M. Einarsson, Hjalti Franzson og Einar Gunnlaugsson, 2009. *Volcano-tectonic-geothermal interaction at the Hengill triple junction, SW Iceland*. GRC, annual meeting, October 4-7, 2009.

Browne, P.R.L., 1978. *Hydrothermal alteration in active geothermal fields*. Annual review of earth and planetary sciences, 6, 229-250.

Clifton, A.E., Freysteinn Sigmundsson, Feigl, K.L., Gunnar Guðmundsson og Þóra Árnadóttir, 2002. *Surface effects of faulting and deformation resulting from magma accumulation at the Hengill triple junction, SW Iceland, 1994-1998*. Journal of volcanology and geothermal research, 115, 233-255.

Einar Gunnlaugsson, 1977. *The origin and distribution of sulphur in fresh and geothermally altered rocks in Iceland* (doktors ritgerð). University of Leeds.

Foulger, G.R. og Toomey, D.R., 1989. *Structure and evolution of the Hengill-Grensdalur Volcanic complex, Iceland: Geology, Geophysics, and seismic tomography*. Journal of geophysical Research, 94, 511-522.

Foulger, G.R., 1988. *Hengill triple junction, SW Iceland. 2. Anomalous earthquake focal mechanisms and implication for process within the geothermal reservoir and at accretionary plate boundary*. Journal of geophysical research, 93 (11), 507-513.

Gunnar Böðvarsson, 1951. *Skýrsla um rannsóknir á jarðhita í Hengli, Hveragerði og nágrenni, árin 1947-1949. Fyrri hluti*. Tímarit Verkfræðingafélags Íslands, 1, 1-48.

Gunnar Gunnarsson, Andri Arnaldsson og Anna L. Oddsdóttir, 2010. *Model Simulations of the Geothermal Fields in the Hengill Area, South-Western Iceland*. Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29.

Grétar Ívarsson, 1998. *Fumarole gas geochemistry in estimating subsurface temperatures at Hengill in SW Iceland*. Water-Rock interaction, proceedings. Ed. Arehart and Hulston. Rotterdam, Holland.

Gylfi P. Hersir, Axel Björnsson og Grímur Björnsson, 1990. *Eldstöðvar og jarðhiti á Hengilssvæðinu: jarðeðlisfræðileg könnun*. Orkustofnun, OS-90031/JHD-06.

Hansteen, T.H., 1991. *Multi-stage evolution of the picritic Maelifell rocks, SW Iceland: constraints from mineralogy and inclusions of glass and fluid in olivine*. Contribution to Mineralogy and Petrology, 109, 225-239.

Haukur Jóhannesson og Kristján Sæmundsson, 1999. *Jarðfræðikort af Íslandi, 1: 1 000 000*. Náttúrufræðistofnun Íslands.

Helga M. Helgadóttir, 2011. *Berggrunnur og jarðhitaummyndun Gráuhnúkakerfis á sunnanverðu Hengilssvæðinu* (meistararitgerð). Háskóli Íslands.

Helga M. Helgadóttir, Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, Steinþór Niésson, Sveinborg H. Gunnarsdóttir, Theódóra Matthíasdóttir, Björn S. Harðarson, Gunnlaugur M. Einarsson and Hjalti Franzson, 2010. *Geology and hydrothermal alteration in the reservoir of the Hellisheiði high temperature system, SW-Iceland*. Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29.

Helm-Clarke, C. M., Rodgers, D.W. og Smith, R.P., 2004. *Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalt*. Journal of Applied Geophysics, 55, 3-38.

Hjalti Franzson, 1993. *Bergmyndanir í borholum á Nesjavöllum-Upphleðslueiningar*. Orkustofnun, OS-93010, JHD-05.

Hjalti Franzson, 1994. *Nesjavellir. Þættir af ummyndun í jarðhitakerfi*. Orkustofnun, OS-94021, JHD-06.

- Hjalti Franzson, 1998. *Reservoir geology of the Nesjavellir high-temperature field in SW-Iceland*. Proceedings of the 19th Annual PNOG-EDC Geothermal Conference, Manila, Philippines, 5-6th 1998, 13-20.
- Hjalti Franzson, Robert Zierenberg og Peter Schiffman, 2008. *Chemical transport in geothermal systems in Iceland. Evidence from hydrothermal alteration*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 173, 217-229.
- Hjalti Franzson og Bjarni Reyr Kristjánsson, 2003. *Hellisheiði-Samantekt á borholujarðfræðigögnum. Frumniðurstöður*. Orkustofnun, greinargerð, HF/BRK-2003/01.
- Hjalti Franzson, Bjarni Reyr Kristjánsson, Gunnar Gunnarsson, Grímur Björnsson, Arnar Hjartarson, Benedikt Steingrímsson og Gestur Gíslason, 2005. *The Hengill geothermal system. Development of a conceptual geothermal model*. Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey.
- Hjalti Franzson, Einar Gunnlaugsson, Knútur Árnason, Kristján Sæmundsson, Benedikt Steingrímsson and Björn S. Harðarson, 2010. *The Hengill geothermal system, conceptual model and thermal evolution*. Proceedings World Geothermal Congress 2010 , Bali, Indonesia, 25-29.
- Hrefna Kristmannsdóttir, 1979. *Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C*. International Clay conference 1978. Mortland and Farmer (eds.). Elsevier Sci. Publ. Company, Amsterdam, 277-288.
- Ingólfur Hrólfsson og Sigurgeir B. Geirsson, 2008. *Geothermal power plants in the Hengill area*. Developments in geothermal and hydro power in Iceland, Europe and worldwide. EIEEE Power engineering society.
- Jón Jónsson, 1977. *Reykjafellsgígir og Skarðsmýrarfjallshraun á Hellisheiði*. Náttúrufræðingurinn, 47, 17-26.
- Jón Jónsson, 1979. *Kristnitökuhraunið*. Náttúrufræðingurinn, 49, 46–50.
- Knútur Árnason, Hjálmar Eysteinnsson and Gylfi P. Hersir, 2010. *Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland*. Geothermics, 39, 13-34.
- Knútur Árnason, Guðmundur I. Haraldsson, Gunnar V. Johnsen, Gunnar Þorbergsson, Gylfi Páll Hersir, Kristján Sæmundsson, Lúðvík S. Georgsson og Snorri P. Snorrason, 1986. *Nesjavellir. Jarðfræði og jarðeðlisfræðileg könnun 1985*. Orkustofnun, OS-86014/JHD-02.
- Knútur Árnason og Ingvar Þ. Magnússon, 2001. *Jarðhiti við Hengil og á Hellisheiði. Niðurstöður viðnámsmælinga*. Orkustofnun, OS-2001/091.
- Kristján Ágústsson, 1998. *Stefnur og strik í landslagi á Hellisheiði og í Hengli*. Veðurstofa Íslands. Greinargerð, VÍ98037-JA05.
- Kristján Sæmundsson, 1967. *Vulkanismus und tektonik des Hengill gebietes in sued west Island*. PhD ritgerð. Náttúrufræðistofnun Íslands.

- Kristján Sæmundsson og Stefán Arnórsson, 1971. *Greinargerð um borholu ASÍ 1 hjá Ölfusborgum í Ölfusi*. Orkustofnun, jarðhitadeild.
- Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ómar Friðleifsson, 1992. *Hveragerðiseldstöðin-jarðfræðilýsing*. Orkustofnun, OS-92063/JHD-35 B.
- Kristján Sæmundsson, 1992. *Geology of the Thingvallavatn Area*. Oikos, 64, (1/2), 40-68.
- Kristján Sæmundsson, 1995: *Hengill, jarðfræðikort (berggrunnur) 1:50.000*. Orkustofnun, Hitaveita Reykjavíkur og Landmælingar Íslands.
- Kristján Sæmundsson, 1996. *Hellisheiðarhraun*. Orkustofnun, greinargerð, KS-96-11.
- Kristján Sæmundsson og Einar Gunnlaugsson, 2002. *Íslenska steinabókin*. Mál og Menning, Reykjavík.
- Kristján Sæmundsson og Guðmundur Ó. Friðleifsson, 2004. *Jarðfræði og jarðhitakort af Hengilssvæði. Endurskoðun sunnan Hengils*. ÍSOR. 2003/020.
- Kristján Sæmundsson, í útgáfu. Ritstjóri: Freysteinn Sigmundsson. Náttúruvá á Íslandi – eldgosavá. Handrit til útgáfu.
- Lafemina, P.C., Dixon, T.H., Malservisi, R., Árnadóttir, T., Sturkell, E., Sigmundsson, E. og Einarsson, P., 2005. *Geodetic GPS measurements in south Iceland: Strain accumulation and partitioning in a propagating ridge system*. Journal of geophysical research, 110.
- Larsson, D., Grönvold, K., Óskarsson, N. and Gunnlaugsson, E., 2002. *Hydrothermal alteration of plagioclase and growth of secondary feldspar in the Hengill Volcanic Centre, SW Iceland*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 114, 275-290.
- Magnús T. Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir, 2004. *Hraun og móbergsmýndanir á svæðinu frá Brennisteinsfjöllum að Hengli. Niðurstöður þyngdarmælinga*. Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands. RH-12-2004.
- Marks, N., Schiffmann, P. og Zierenberg, R.A., 2011. *High-grade contact metamorphism in the Reykjanes geothermal system: Implications for fluid-rock interaction at mid-oceanic ridge spreading centers*. Geochemistry, geophysics, geosystems, 12, (8). AGU.
- Mutonga, Marietta W., 2007. *The isotopic and chemical characteristics of geothermal fluids in Hengill area, SW-Iceland: Hellisheiði, Hveragerði and Nesjavellir fields*. United Nations University, Orkustofnun. UNU geothermal training programme report 2007/15.
- Neuhoff, Philip S., Friðriksson, Þráinn, Arnórsson, Stefán, Bird, Dennis, K., 1999. *Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, eastern Iceland*. American journal of science, 299, 467-501.
- Sandra Ósk Snæbjörnsdóttir, 2011. *Jarðfræði og jarðhitaummyndun við vesturjaðar sigdældar Hengilsins (meistararitgerð)*. Háskóli Íslands.

Schiffman, P. and Fridleifsson, G.O., 1991. *The smectite-chlorite transition in drillhole NJ15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations*. Journal of Metamorphic Geology, 9(6), 679-696.

Scott, Samuel W., 2011. *Gas chemistry of Hellisheiði geothermal field* (MS thesis). University of Iceland.

Simmonds, Stuart F. and Christenson, Bruce W. , 1994. *Orgins of calcite in a boiling geothermal system*. American journal of science, 294, 361-400.

Sigurður S. Jónsson, Bjarni R. Kristjánsson, Þórólfur H. Hafstað og Kristján Sæmundsson, 2003. *Grunnvatnsborholur á Hellisheiði og nágrenni. Greining jarðlaga í HK-holum, 2001–2002*. Orkustofnun, OS-2003/003.

Steinþór Nielsson, 2011. *Jarðfræði og ummyndun í jarðhitakerfinu við Hverahlíð á Hellisheiði* (meistararitgerð). Háskóli Íslands.

Sveinborg H. Gunnarsdóttir, Magnús Á. Sigurgeirsson, Svanbjörg H. Haraldsdóttir og Sigurjón Vilhjálmsson, 2010. Hellisskarð – Hola HE-42. Forborun, 1. og 2. áfangi. Borun fyrir yfirborðsfóðringu í 86 m, öryggisfóðringu í 341 m og vinnslufóðringu í 920 m dýpi. ÍSOR-2010/064.

Sveinborg H. Gunnarsdóttir, Magnús Á. Sigurgeirsson, Svanbjörg H. Haraldsdóttir og Sigurjón Vilhjálmsson, 2010. Hellisskarð – Hola HE-42. Forborun, 1. og 2. áfangi. Borun fyrir yfirborðsfóðringu í 86 m, öryggisfóðringu í 341 m og vinnslufóðringu í 920 m dýpi. ÍSOR-2010/064.

Sveinborg H. Gunnarsdóttir og Christa Feucht, 2010. Hellisskarð – Hola HE-42. Borun vinnsluhluta frá 922 m í 3322 m dýpi fyrir 9 5/8“ og 7“ leiðara. ÍSOR-2010/065.

Sveinborg H. Gunnarsdóttir, Helga M. Helgadóttir, Sandra Ó. Snæbjörnsdóttir, Steinþór Nielsson og Gunnlaugur M. Einarson, 2011. Óútgefnar niðurstöður. Kynning hjá Orkuveitu Reykjavíkur.

Sveinn Jakobsson, Jón Jónsson and Shido, F., 1978. *Petrology of the western Reykjanes Peninsula*. Journal of Petrology, 19, 669-705.

Sveinn Jakobsson, 1983 a. *Íslenskar bergtegundir 2. Ólivín þóleiit*. Náttúrufræðingurinn, 53 (1.-2.), 13-18.

Sveinn Jakobsson, 1983 b. *Íslenskar bergtegundir 3. Þóleiit*. Náttúrufræðingurinn, 53. (1.-2.), 53-59.

Sveinn Jakobsson, Kristján Jónasson og Ingvar A. Sigurðsson, 2008. *The three igneous rock series of Iceland*. Jökull, 58, 117-138.

Trausti Einarsson, 1951. *Skýrsla um rannsóknir á jarðhita í Hengli, Hveragerði og nágrenni, árin 1947-1949. Síðari hluti*. Tímarit Verkfræðingafélags Íslands, 3-4, 49-60.

Vigdís Harðardóttir, 1983. *The petrology of the Hengill volcanic system, South Iceland* (masters ritgerð). McGill University, Montreal, Kanada.

Walker, George P.L., 1960. *Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland*. The Journal of Geology, 68 (5), 512-558.

Viðauki A

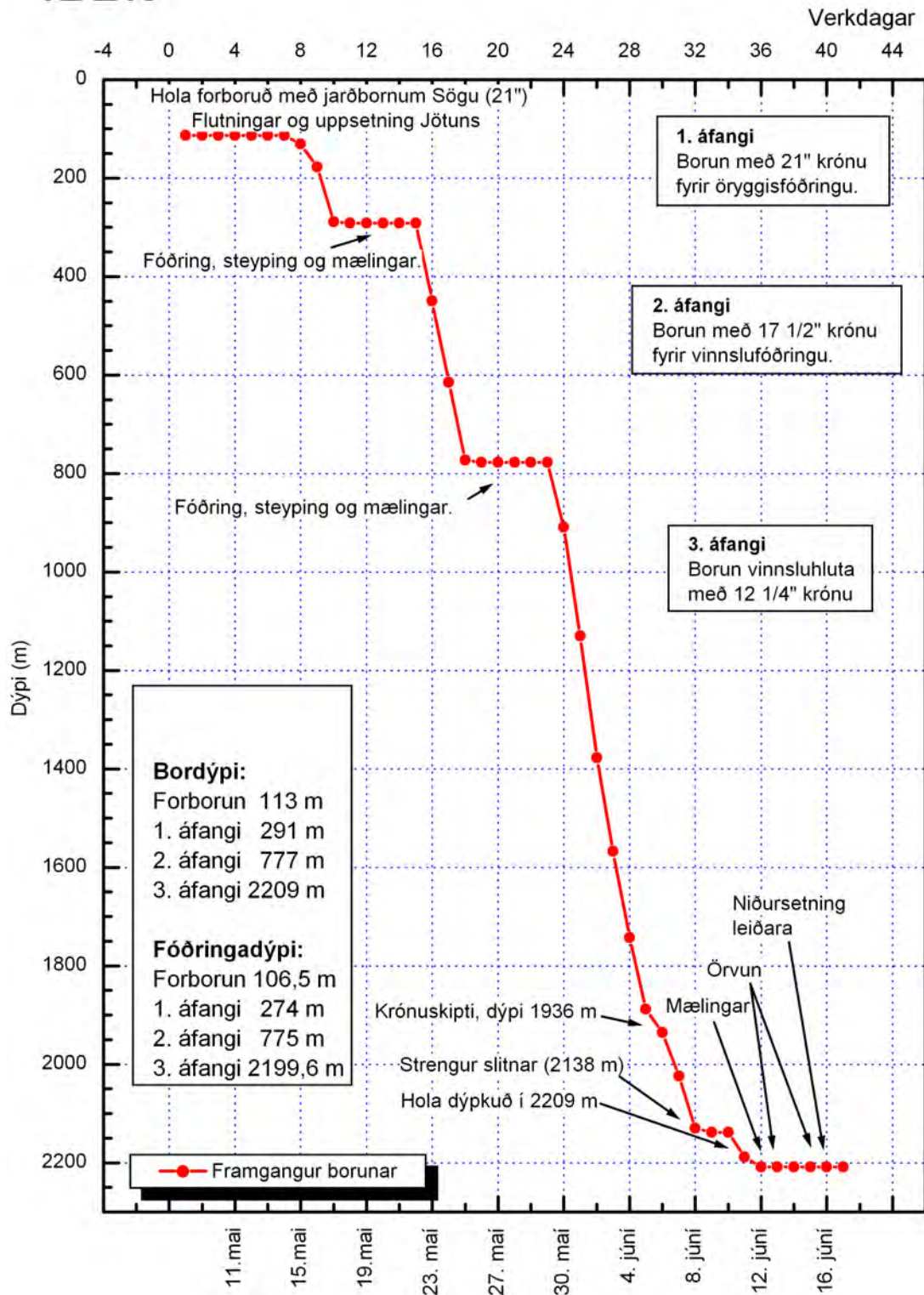
Í þessum viðauka er að finna upplýsingar um staðsetningar HE-10, HE-30 og HE-42 auk upplýsinga er viðvíkur borverkinu.

Tafla 25. Staðsetningar á holum HE-10, HE-30 og HE-42.

Hola	Staðarnúmer	Keiluhnit (X)	Keiluhnit (Y)	Hæð y. sjávarmáli (m)
HE-10	95110	384241.9	393677.52	396.42
HE-30	95130	383474.2	393686.08	404.33
HE-42	95142	383907.7	394446.31	351.96

Tafla 26. Dýpi áfanga og fóðringa í HE-10.

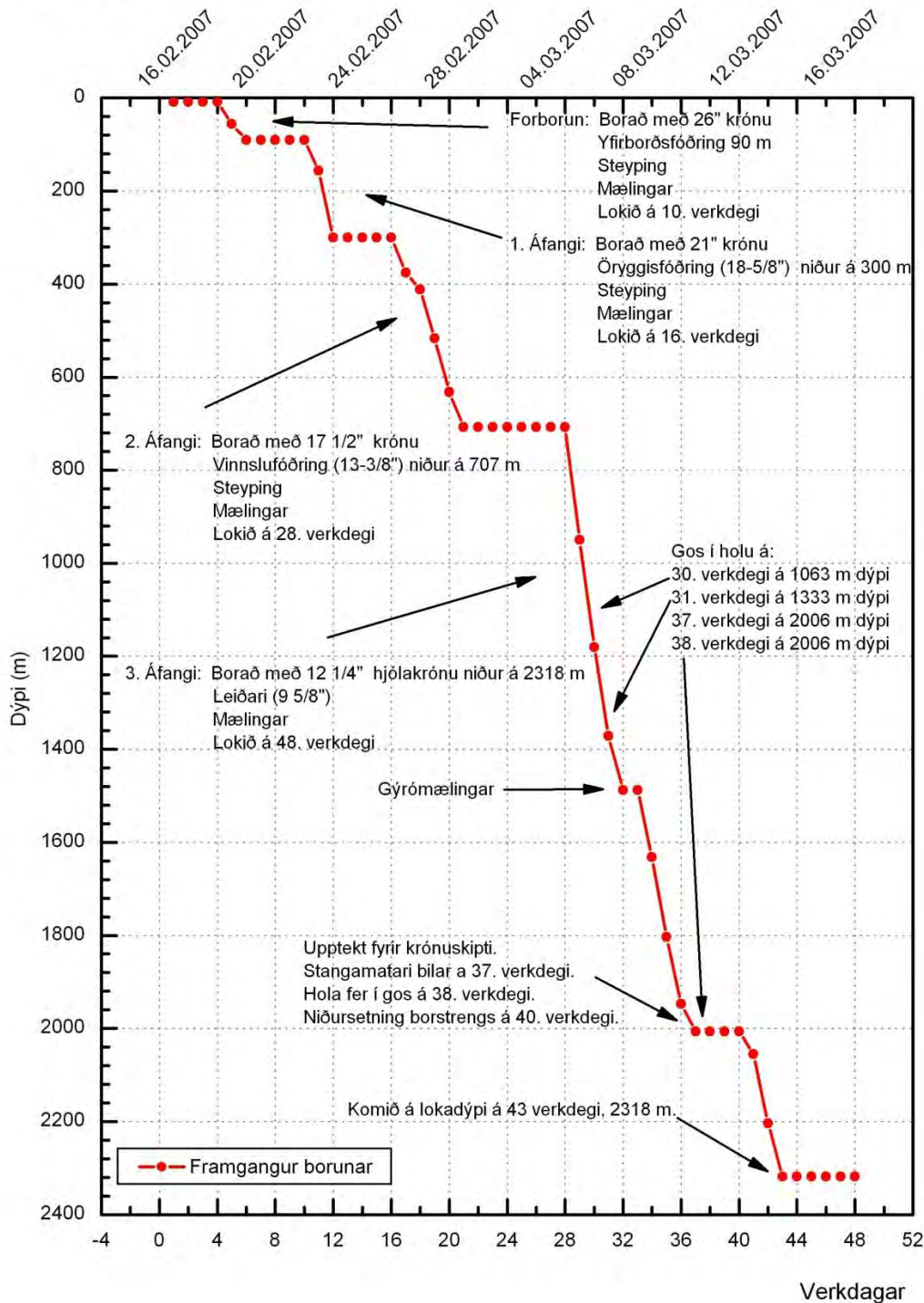
Bor	Áfangi	Bordýpi	Tegund fóðringar	Fóðringadýpi
Saga	Forborun	106,5 m	22" yfirborðsfóðring	99,8 m
Jötunn	1. áfangi	291,0 m	18 $\frac{3}{8}$ " öryggisfóðring	274 m
Jötunn	2. áfanga	777 m	13 $\frac{3}{8}$ " vinnslufóðring	775 m
Jötunn	3. áfanga	2209 m	9 $\frac{5}{8}$ " leiðari	2200 m



Mynd 49. Gangur borverks í HE-10 (Ásgrímur Guðmundsson, 2004).

Tafla 27. Bordýpi, fóðringadýpi og krónustærðir í holu HE-30 á Hellisheiði.
Bordýpi og fóðringadýpi miðast við drifborð Óðins (6,7 m).

Bor	Áfangi	Borkróna	Bordýpi	Fóðring	Fóðringardýpi
Óðinn	Forborun	26"	91 m	22 ½"	90,7 m
Óðinn	1. áfangi	21"	300 m	18 ⅝"	300 m
Óðinn	2. áfangi	17 ½"	707 m	13 ⅜"	705 m
Óðinn	3. áfangi	12 ¼"	2318 m	9 ⅝"	2257 m



Mynd 50. Gangur borverks í holu HE-30 (Björn S. Harðarson, 2007).

Tafla 28. Bordýpi, fóðringadýpi og krónustærðir í holu HE-42 á Hellisheiði.
Bordýpi og fóðringadýpi miðast við drifborð Geysis (7 m).

Bor	Áfangi	Bor-króna	Bordýpi	Hæð borpalls y.j.	Fóðringadýpi	Þvermál fóðringar
Saga	Forborun	26"	86 m	-	86 m	22½"
Sleipnir	1. áfangi	21"	342 m	5,8 m	342 m	18⅝"
Sleipnir	2. áfangi	17½"	922 m	5,8 m	920 m	13⅜"
Geysir	3. áfangi	12¼"	3322m	7 m	850 m	9⅝"

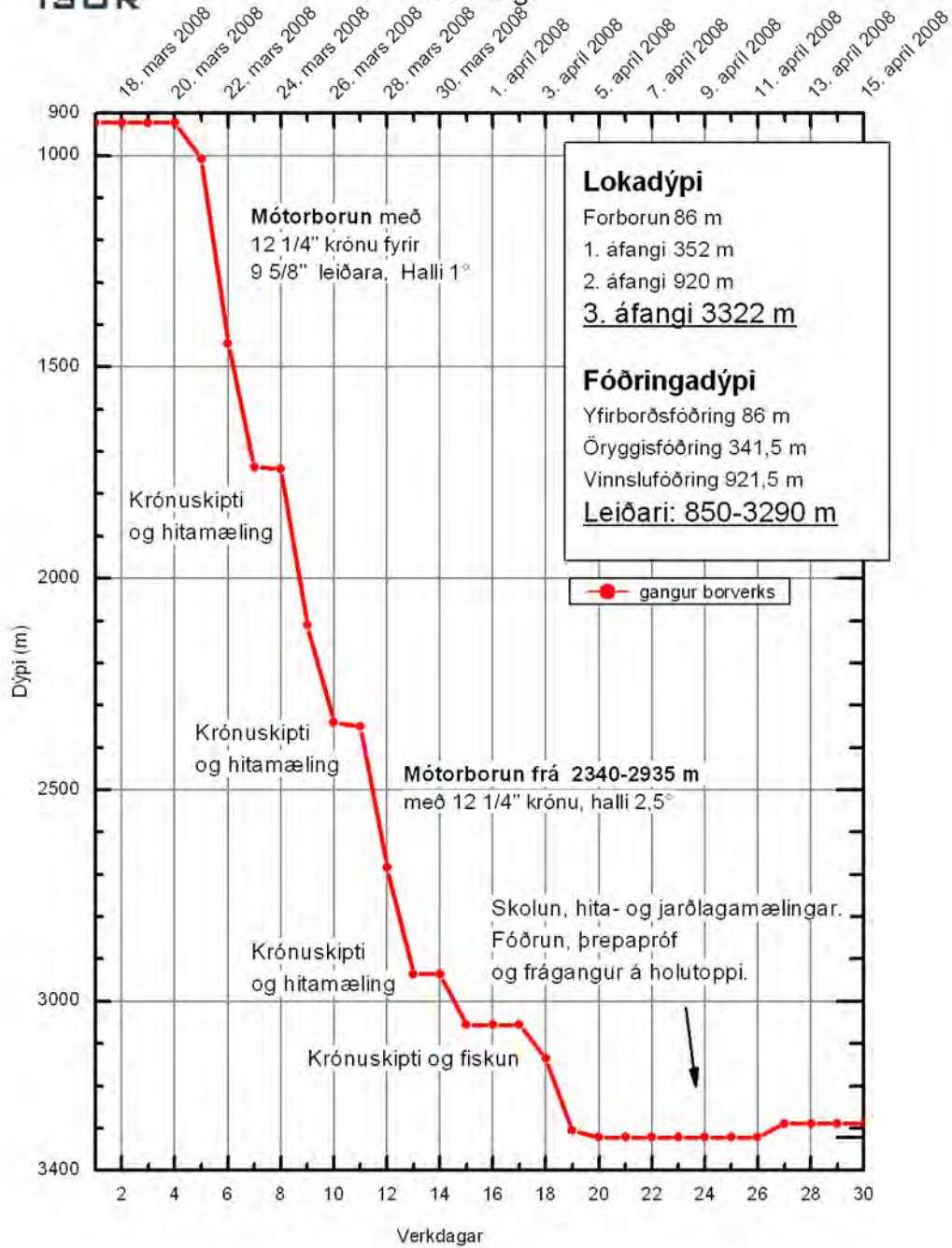


Hellisheiði HE-42

Dýpsta beina holan á Íslandi

CF/SHG
11-03-2009

3. áfangi



Mynd 51. Gangur borverks í HE-42 (Sveinborg H. Gunnarsdóttir, 2010).

Viðauki B

Í þessum viðauka er að finna upplýsingar um hitamælingar sem gerðar voru í holum HE-10, HE-30 og HE-42. Töflur með yfirliti yfir hitamælingarnar auk niðurstaða hitamælinga er að finna í viðaukanum auk upplýsinga um skoltap í borun. Skoðun hitamælinga var meðal annars notuð til þess að staðsetja æðar og stærð þeirra í holunum.

Tafla 29. Hitamælingar úr forborun, 1. og 2. áfanga HE-10.

nr	Nafn	Svunta	Dagsetning	Mæli-aðferð	Upphafs dýpi (m)	Lokadýpi (m)	Athugasemdir
1	HE-10	34215	18 5 2004	G	0	290	Æðar að lokinni borun 1.áfanga. Q = 0 l/sek
2	HE-10	34222	20 5 2004	G	5	248	Steypumæling e. 1.áfanga. Q = 0 l/sek
3	HE-10	34225	21 5 2004	G	80	248	Steypumæling e. 1.áfanga. Q = 0 l/sek
4	HE-10	34254	26 5 2004	G	25	779	Æðar að lokinni borun 2.áfanga. Q = 0 l/sek
5	HE-10	34274	28 5 2004	G	0	728	Steypumæling e. 2. áfanga. Q = 0 l/sek
6	HE-10	34276	29 5 2004	G	0	716	Steypumæling e. 2. áfanga. Q = 0 l/sek

Tafla 30. Hitamælingar í 3. áfanga HE-10.

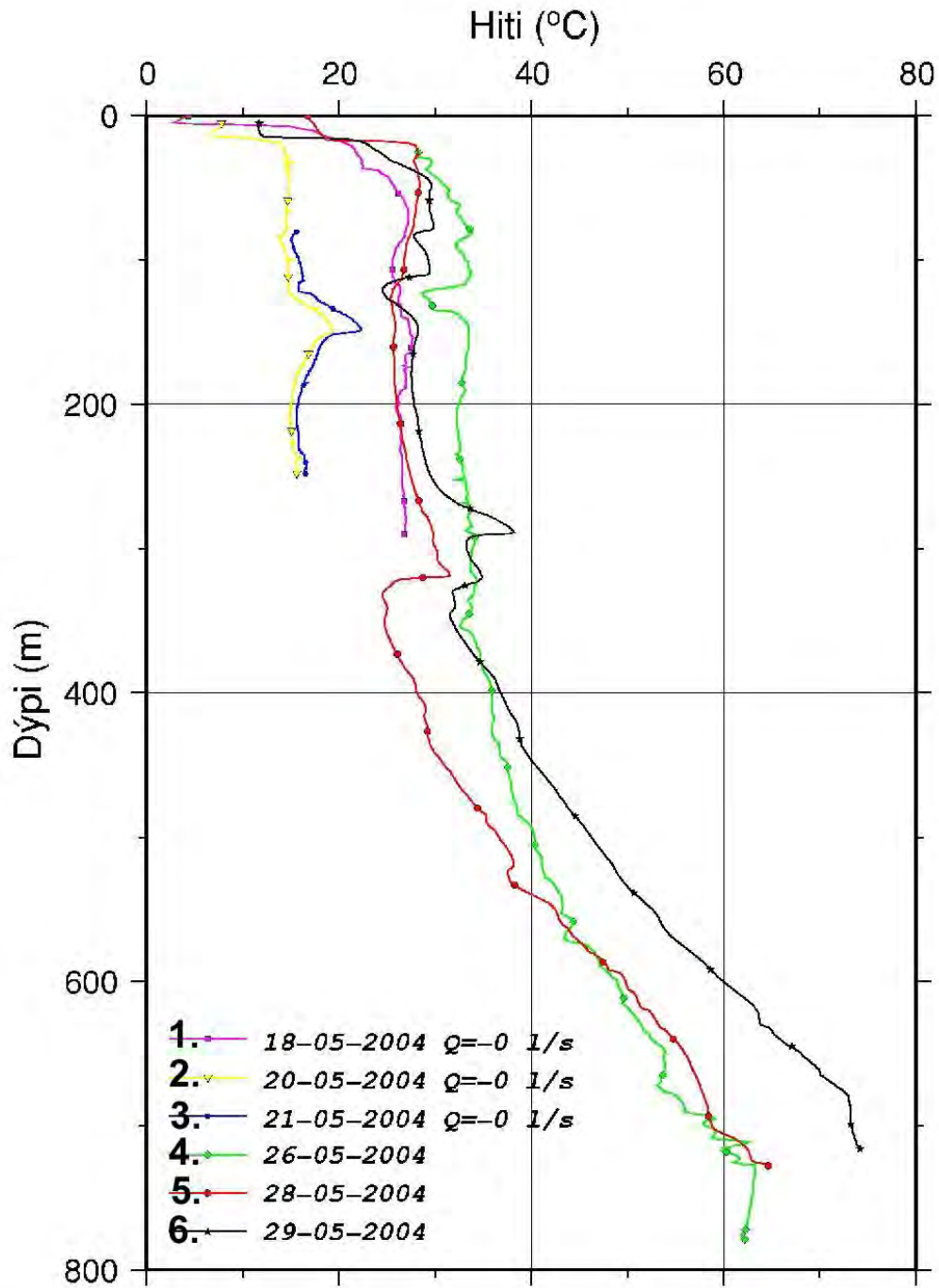
nr	Nafn	Svunta	Dagsetning	Mæli-aðferð	Upphafs dýpi (m)	Lokadýpi (m)	Athugasemdir
8	HE-10	34314	6 6 2004	G	25	1936	Krónuskipti. Q = 31 l/sek
9	HE-10	34401	10 6 2004	G	0	2132	Q = 0 l/sek
10	HE-10	34402	13 6 2004	G	0	2206	
11	HE-10	34434	14 6 2004	G	0	1381	Upphitun. Mælistrengur á 1400 m dýpi. Ádæling 0 l/sek
12	HE-10	34437	14 6 2004	G	1000	2170	Mælistrengur á botni. Niðurmæling. Ádæling 25 l/sek
13	HE-10	34439	14 6 2004	G	750	2170	Uppmæling 0 l/sek
14	HE-10	34441	15 6 2004	G	20	1875	Mælt eftir 17 tíma upphitun
15	HE-10	34449	25 6 2004	G	0	742	Settist í 742m (um 132°C)
16	HE-10	34450	25 6 2004	A	700	2202	Holan dauð og kem bara smá
17	HE-10	36036	22 12 2004	K	0	2209	
18	HE-10	37217	18 5 2005	G	318	740	upphl, heitu vatni hellt í
19	HE-10	42159	6 10 2006	K	0	2100	Bilun í skráningu K-10, lag
20	HE-10	43079	27 11 2006	K	0	2100	vb=316.3 m
21	HE-10	46479	26 6 2007	K	0	2100	"Po = 0 bör"
22	HE-10	47839	29 8 2007	G	0	476	Borað var inn í holu HE-10



22-okt-2009

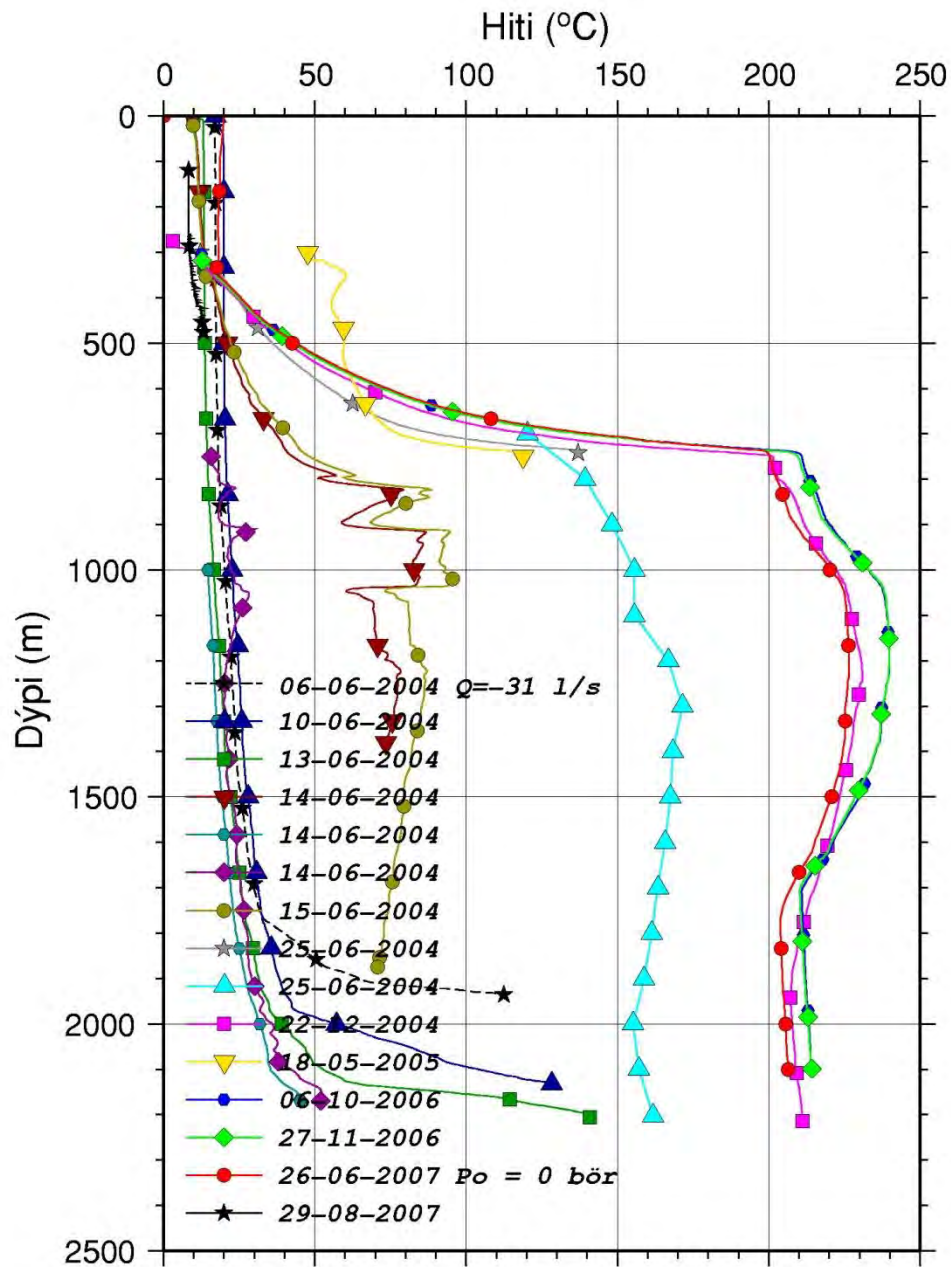
shg s=95110

Hellisheiði HE-10 Sunnan við Gígahnúk Arnessýsla



Mynd 52. Hitamælingar í HE-10, úr forborun, 1. og 2. áfanga.

Hellisheiði HE-10 Sunnan við Gígahnúk Árnessýsla



Mynd 53. Hitamælingar í HE-10, 3.áfangi og eftirlitsmælingar.

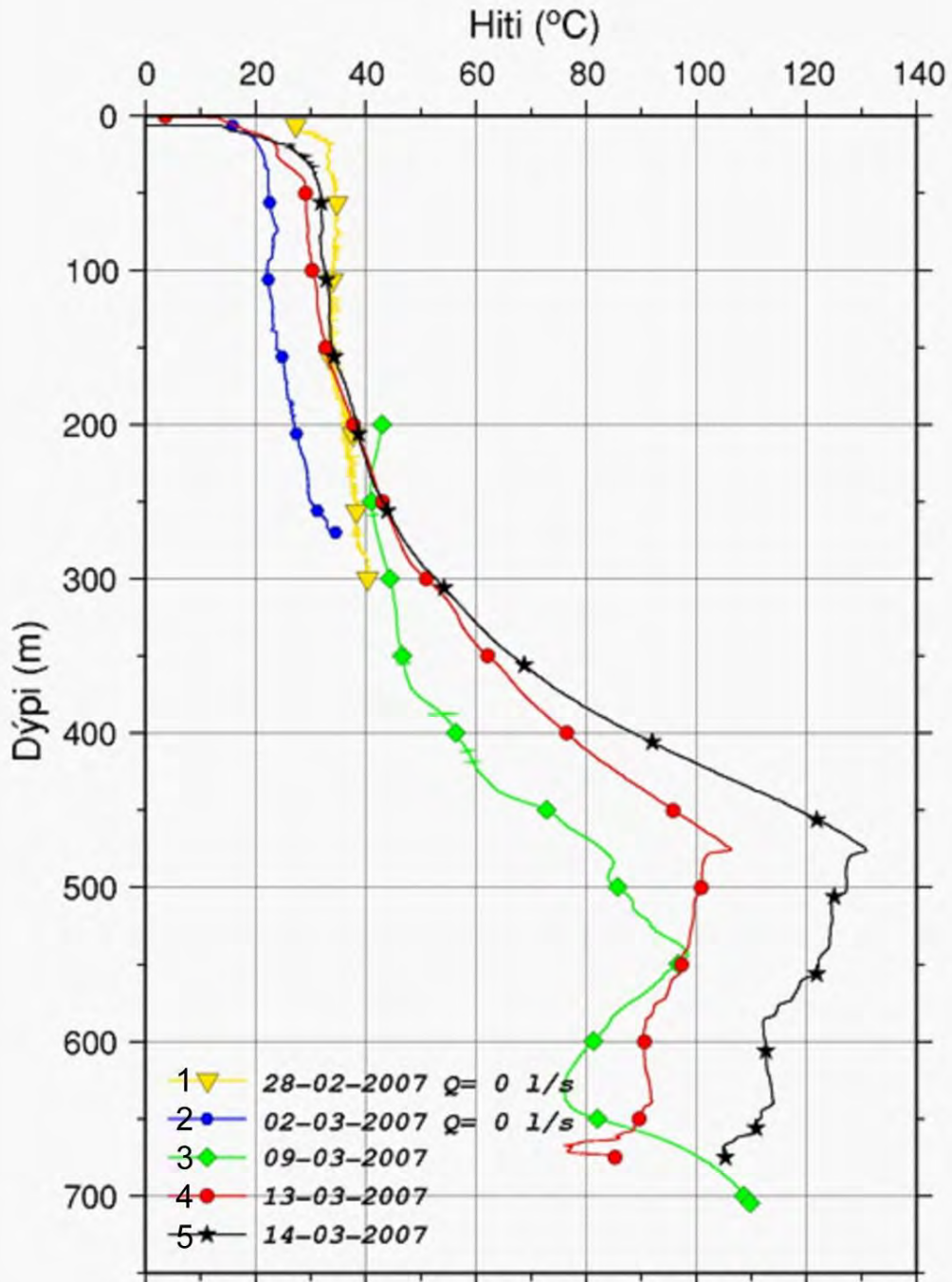
Tafla 31. Skoltap mælt við borun HE-10.

Dýpi (m)	Skoltap (l/sek)
131	33
426	9
3.áfangi	
850	3
950	5
1070	24
1220	24
1350	31
1700	20
1755	35
2209	26

Tafla 32. Listi yfir hitamælingar í HE-30.

nr	Nafn	Svunta	Dagsetning	Aðferð	Upphafsdýpi (m)	Lokadýpi (m)	Athugasemdir
1	HE-30	44759	28 2 2007	G	6	300	"Q= 0 l/s"
2	HE-30	45079	2 3 2007	G	0	270	"Q= 0 l/s"
3	HE-30	45081	9 3 2007	G	13	705	Skuluð frá kl 11-13:30
4	HE-30	59030	9 3 2007	G	200	705	Skuluð frá kl 11-13:30
5	HE-30	44804	13 3 2007	G	0	675	Steypa kom upp. Lokið kl 19
6	HE-30	44806	14 3 2007	G	0	675	Steypa kom upp. Lokið kl 19
7	HE-30	45102	20 3 2007	G	8	1469	"Q= -20 l/s" Króna á 1472m
8	HE-30	45104	25 3 2007	G	0	1560	"Q= -25 l/s" Upptekt krónu
9	HE-30	45105	28 3 2007	G	0	1944	"Q= -30 l/s" 10 l/s í streng
10	HE-30	45107	28 3 2007	G	0	1946	"Q= -20 l/s"
11	HE-30	45159	31 3 2007	G	0	2155	"Q= -15 l/s, nidur f. hitun
12	HE-30	45161	31 3 2007	G	0	2155	"Q= -15 l/s, upp e. hitun"
13	HE-30	45108	1 4 2007	G	0	2230	"Q= -25 l/s"
14	HE-30	45124	3 4 2007	G	0	2212	"Q= -20 l/s"
15	HE-30	46081	7 6 2007	K	0	2153	"Po=54 bör."
16	HE-30	47901	4 9 2007	K	0	2220	"Po= 47bar"
17	HE-30	47903	4 9 2007	K	0	2220	"Po= 47bar"
18	HE-30	52759	14 5 2008	K	0	2220	"Po= 57bar" Hengistykki á 6

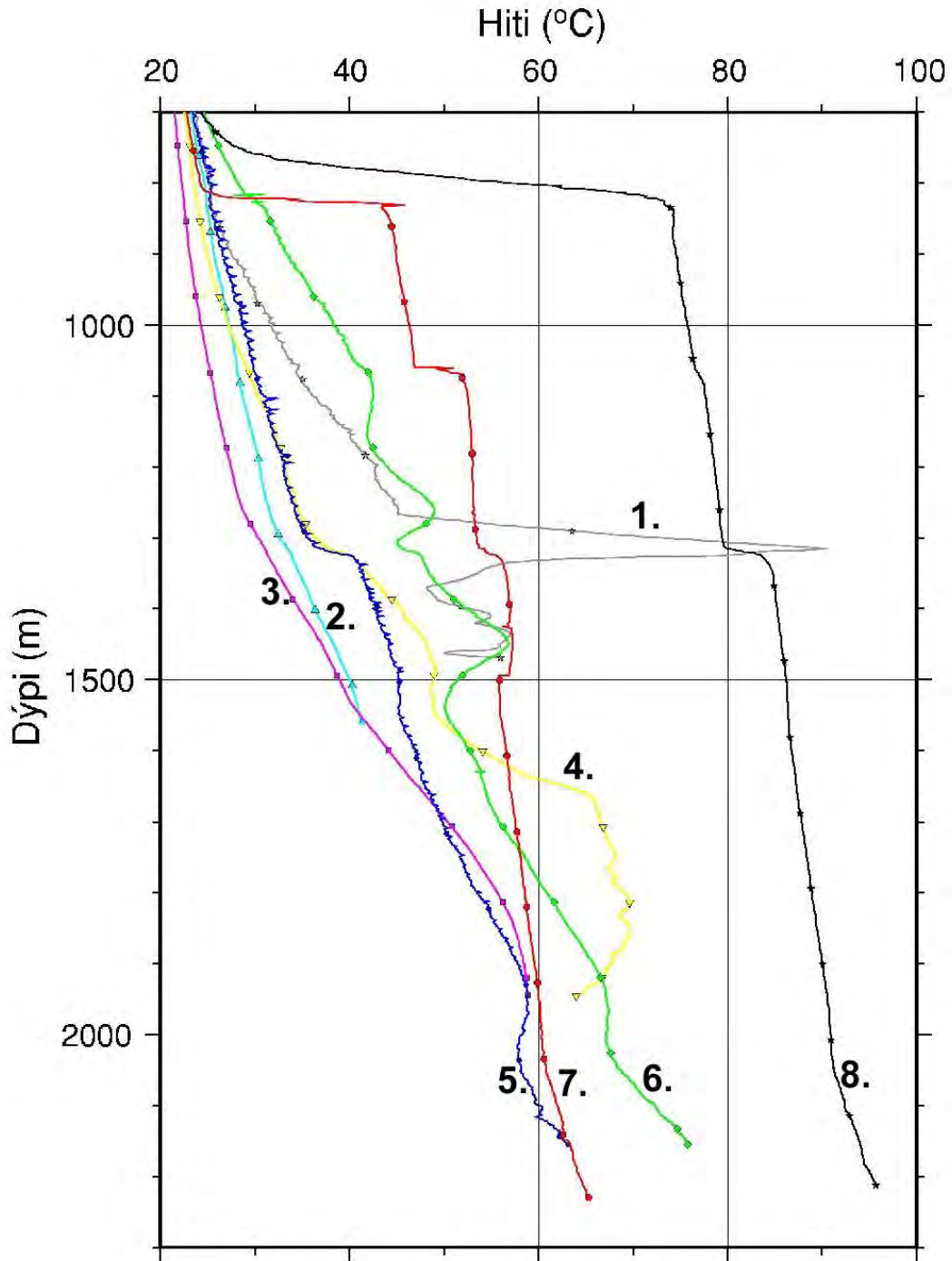
Hellisheiði HE-30
Við Reykjafell
Árnessýsla



Mynd 54. Hitamælingar í 1. og 2 áfanga HE-30.

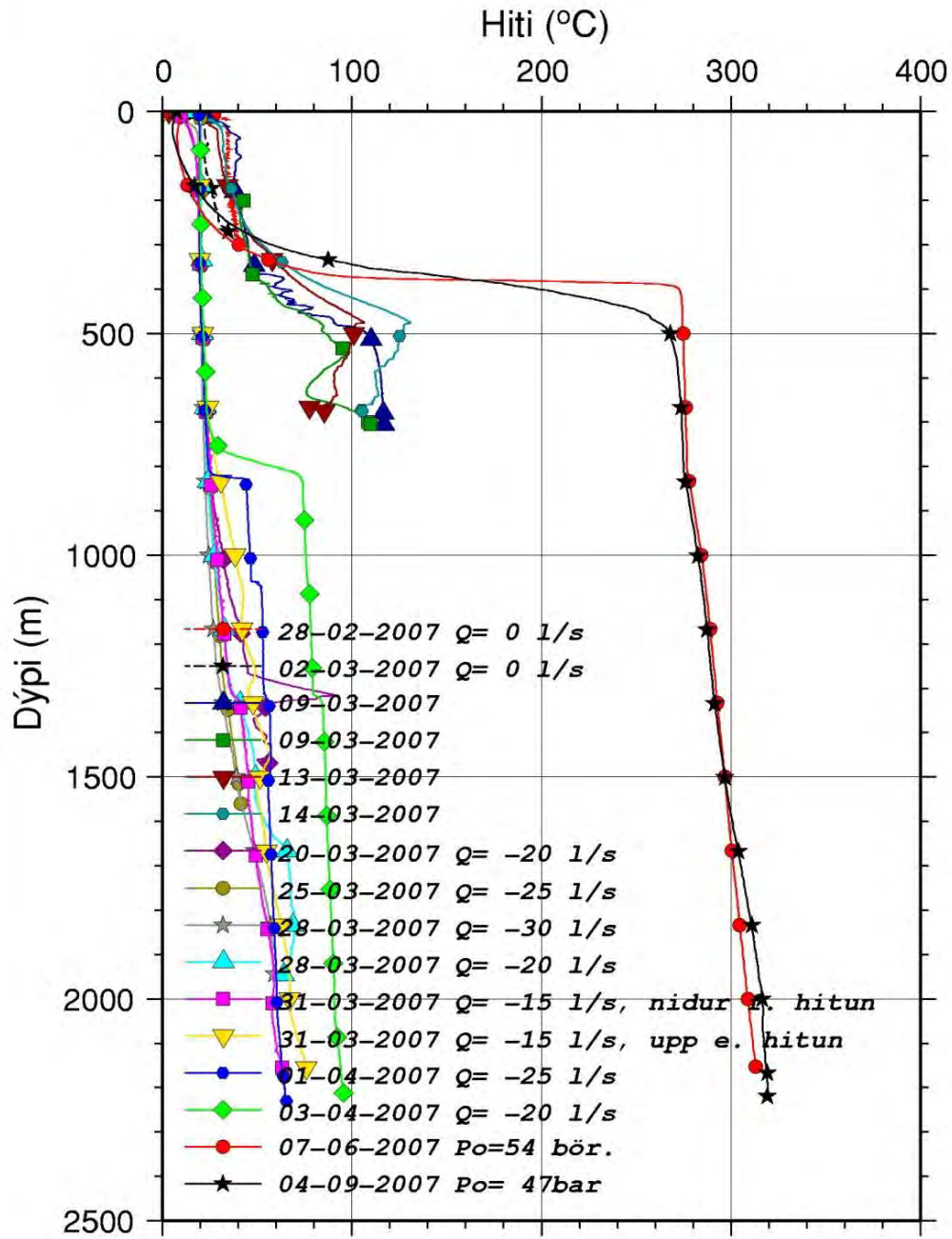
27-okt-2009
shg s=95130

Hellisheiði HE-30 Við Reykjafell Árnessýsla



Mynd 55. Hitamælingar í 3. áfanga HE-30.

Hellisheiði HE-30
Við Reykjafell
Árnessýsla

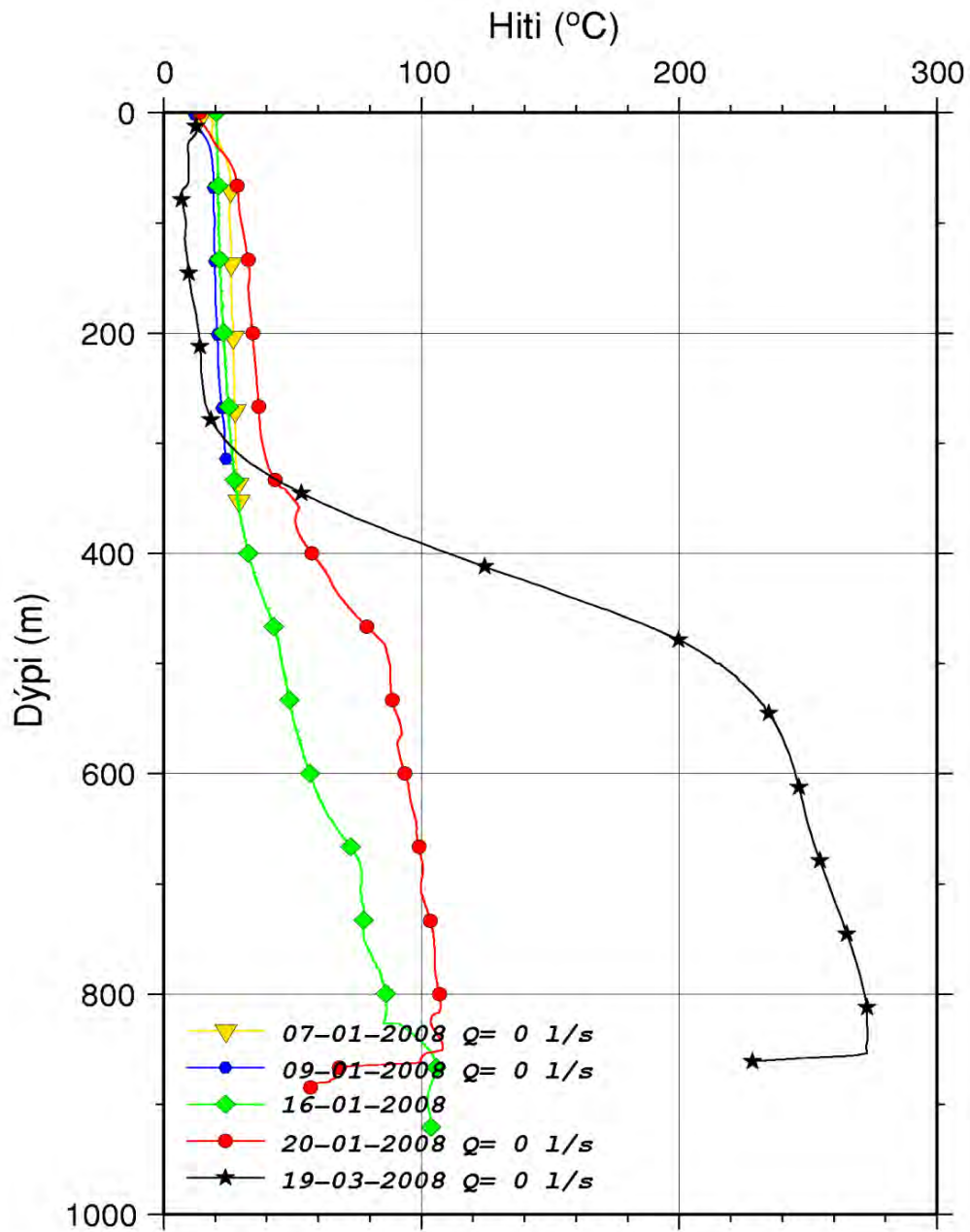


Mynd 56. Allar hitamælingar í HE-30.

Tafla 33. Yfirlit yfir hitamælingar í HE-42.

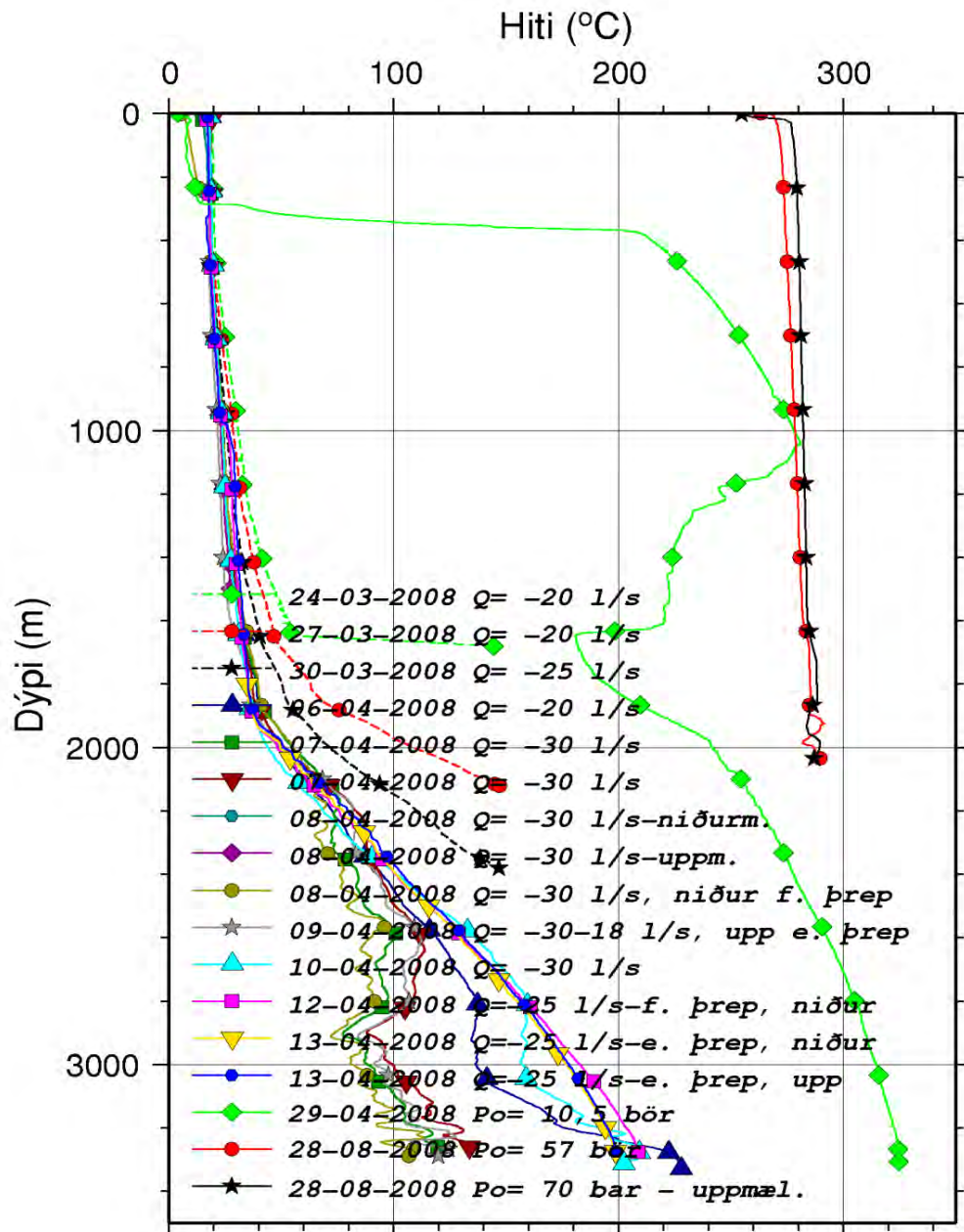
nr	Nafn	Svunta	Dagsetning	Mæli- aðferð	Upphafsdýpi (m)	Lokadýpi (m)	Athugasemdir
1	HE-42	50820	7 1 2008	G	0	352	"Q= 0 l/s" Ekkert skoltap
2	HE-42	50839	9 1 2008	G	0	314	"Q= 0 l/s"
3	HE-42	50841	16 1 2008	G	0	921	Skoltap > 20 l/s. Uppmæl.
4	HE-42	50846	20 1 2008	G	0	885	"Q= 0 l/s"
5	HE-42	52201	19 3 2008	K	0	864	"Q= 0 l/s"
6	HE-42	52162	24 3 2008	G	0	1680	"Q= -20 l/s"
7	HE-42	52163	27 3 2008	G	15	2122	"Q= -20 l/s"
8	HE-42	52164	30 3 2008	G	15	2380	"Q= -25 l/s"
9	HE-42	52199	6 4 2008	K	0	3330	"Q= -20 l/s"
10	HE-42	52797	7 4 2008	G	20	3260	"Q= -30 l/s"
11	HE-42	52799	7 4 2008	G	20	3260	"Q= -30 l/s" Einstefnuloki
12	HE-42	52231	8 4 2008	K	0	1500	"Q= -30 l/s-niður." "
13	HE-42	52237	8 4 2008	K	0	1500	"Q= -30 l/s-uppm."
14	HE-42	52800	8 4 2008	K	0	3289	"Q= -30 l/s, niður f. þrep"
15	HE-42	52804	9 4 2008	K	0	3289	"Q= -30-18 l/s, upp e. þrep"
16	HE-42	52299	10 4 2008	K	0	3314	"Q= -30 l/s"
17	HE-42	52813	12 4 2008	K	0	3275	"Q=-25 l/s-f. þrep, niður"
18	HE-42	52818	13 4 2008	K	1800	3275	"Q=-25 l/s-e. þrep, niður"
19	HE-42	52820	13 4 2008	K	0	3275	"Q=-25 l/s-e. þrep, upp"
20	HE-42	52459	29 4 2008	K	0	3306	"Po= 10,5 bör"
21	HE-42	54826	28 8 2008	K	0	2035	"Po= 57 bör" Þrýstingur í l
22	HE-42	54911	28 8 2008	K	0	2035	"Po= 70 bar - uppmæl."

Hellisheiði HE-42 Árnessýsla



Mynd 57. Mælingar gerðar við borun fyrstu tveggja áfanga holu HE-42.

Hellisheiði HE-42 Árnessýsla



Mynd 58. Mælingar gerðar í holu HE-42 við borun 3. áfanga, að honum loknum og svo eftirlitsmælingar.

Viðauki C

Í þessum kafla er að finna upplýsingar um niðurstöður XRD greininga á leirstærðarkornum úr svarfi í holum HE-10, HE-30 og HE-42. Styttingar á nöfnum leirtegunda koma fram í töflunum. sm:smektít; MLC: blandlagsleir, Chl: klórít

Tafla 34. Samanburður á XRD greiningum og þunnsneiðagreiningum á leir í HE-10.

Dýpi (m)	XRD greining	Þunnsneiðagreining
80		
180	sm	190 m : sm
320	sm	334 m : sm
430	sm	438 m : sm (örlítill MLC keimur)
560	sm	520 og 570 m: sm (örlítill MLC keimur í stórum þorum)
600	sm	624 m: sm (smá MLC keimur í stórum þorum)
640	sm	670 m : sm (smá MLC keimur í stórum þorum)
680	sm	
722	Chl. + MLC	720 m: chl og jafnvel MLC
760	Chl. unst.	770 m: chl og MLC
820	Chl. + MLC	822 m: chl
860	sm/MLC	862 m: gróffj. MLC og finfj. sm
900	sm	922 m: gróffj. MLC og finfj. sm
960	sm	976 m: mest smektít smá MLC
1010	Chl. unst. Amfíból	1022 m: smá chl
1040	Chl. + MLC	
1080	Chl. unst. Amfíból	1092 m : chl. Pyroxen að ummyndast í amfíból
1200	Chl. unst. Amfíból	1178 m: Pyroxen algerlega orðinn að amfíbóli
1260	Chl. unst. Amfíból	
1370	Chl. unst. Amfíból	
1460	Chl. unst. Amfíból	
1640	Chl. unst. Amfíból	
1812	Chl. unst. Amfíból	
1920	Chl. unst. Amfíból	
1970	Chl. unst. Amfíból	
2040	Chl. unst. Amfíból	
2140	Chl. unst. Amfíból	
2200	Sm. Amfíból	

Tafla 35. Leirgreiningar í HE-30

Mælt dýpi	XRD greining
116	Smektít
162	Smektít
218	Smektít
264	Smektít
322	Smektít
388	Smektít
456	MLC
512	Smektít
590	MLC
662	Smektít /MLC
718	Chl. unst.
772	Smektít /MLC
824	MLC
876	MLC
926	Chlorite
992	Chlorite
1040	Chlorite
1140	Chl. unst.
1186	Chlorite illít
1244	Chl. unst.
1282	Chl. unst.

Tafla 36. Leirgreiningar með XRD og þunnsneiðagreiningu í holu HE-42.

Dýpi á XRD sýni (m)	Niðurstöður XRD greiningar	Niðurstöður þunnsneiðagreiningar (dýpi á næsta sýni við XRD sýni)
192	sm	sm (190)
230	sm	sm (254)
300	-	sm (332, 346)
440	sm	sm (428)
464	sm/MLC	
500	sm/MLC	sm/MLC (494)
570	MLC	sm/MLC (548)
622	MLC	sm/MLC (620)
660	MLC	
700	MLC	MLC (696)
740	MLC	MLC (738)
778	Chlorite MLC	Chl. (780)
810	Chlorite MLC	MLC/Chl. (826)
846	MLC	MLC (876)
890	Chlorite MLC	MLC (892)

970	Chlorite	MLC/Chl. (940)
1010	Chlorite MLC	Chl. (1012)
1050	Chlorite	MLC (1060)
1090	Chlorite	MLC (1078)
1120	Chlorite	MLC (1100)
1152	Chlorite	Chl. (1126, 1150)
1198	Chlorite	Chl. (1192)
1250	Chlorite	Chl. (1240)
1300	Chlorite	Chl. (1292)
1358	Chlorite	Chl. (1330,1366,1380)
1414	Chlorite	Chl. (1416)
1498	Chlorite	Chl.
1600	Chlorite	Chl.
1700	Chlorite	Chl.
1800	Chlorite	Chl.
1950	Chlorite	Chl.
2100	Chlorite	Chl.
2250	Chlorite	Chl.
2530	Chlorite	Chl.
2668	Chlorite	Chl.
2810	Chlorite	Chl.
3000	Chlorite	Chl.
3150	Chlorite	Chl.
3322	Chlorite	Chl.

Hluti II

Occurrence, formation and composition of sulfides and oxides in Well 42, Hellisheidi Geothermal field, SW-Iceland.

Abstract

Well cuttings from well HE-42 on Hellisheiði, in the southern part of Hengill geothermal field in SW Iceland, have been analyzed with respect to the chemical composition and textural relations of sulfides and oxides. The sulfides and oxides are of two origins: Primary igneous oxides and sulfides and oxides of hydrothermal origin. Sulfides that were detected are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, bornite and digenite.

Primary igneous oxides are titanium-rich titanomagnetite, which are homogenous only in fine grained lavas and hyaloclastites but show exsolution of ilmenite in coarser grained lavas and intrusions. During burial and reactions within the hydrothermal system the oxides are hydrothermally altered and oxidized. XRD results show the compositional range of oxides and confirm the existence of titanomaghemite and hematite. They also confirm the association of sphene and brookite as alteration phases of the oxides. With increased alteration titanomagnetite, with exsolved ilmenite, is transformed into titanomaghemite which may then be oxidized into hematite.

Sulfides start to form hydrothermally when sulfur bearing fluids react by dissolution-precipitation with igneous iron-bearing phases or precipitate from the same fluid within porous clusters of e.g. chalcedony or quartz. The formation of copper sulfides coincides with the breakdown of ilmenite and clinopyroxene suggesting that Cu normally originates from either of those minerals.

The fact that magnetite, hematite, pyrite and pyrrhotite are found in most samples implies disequilibrium redox conditions although the direction of the redox reactions is clear. Oxidation will proceed, but at different rates, within different lithofacies.

Introduction

Hydrothermal alteration of a subaerial rift segment is confined to thermal anomalies that, to a first approximation, are confined to lineaments of volcanic intrusive activity. Repeated dyke intrusions associated with rifting events of a long-standing fissure swarm, will create

a thermal anomaly that will inevitably induce hydrothermal alteration superimposed on the downwards succession of regional alteration, most commonly in the zeolite-facies. A special case in the rift zone environment is the long standing intrusive activity of a volcanic center where the associated thermal anomaly evolves above and around dense dyke swarms and eventually crustal magma chambers. One consequence of the volcanotectonics of a rift zone is an undulating upper surface of short-lived thermal anomalies since each volcanic cycle will produce local heating around its intrusives.

This result in different thicknesses of the upper alteration zones across rift segments where short-lived thermal anomalies associated with rifting events and small intrusions may elevate zone-boundaries. At depth, where a major rifting event may leave only a single dyke the local thermal effects may not have any large effect upon zonal boundaries. Therefore, it may be argued that boundaries between hydrothermal alteration zones evolve towards isothermal surfaces with depth.

Regardless of depth and magnitude, hydrothermal alteration develops locally within a reaction cell where three material sources react and leave mineralogical fingerprints of reactions that are used to outline past or present thermal regimes of that locality. Hydrothermal alteration within the subaerial rift-zone crust is thus essentially allochemical in the sense that it involves reactions of volcanic rocks, meteoric water, and magmatic volatiles. The overall trend of hydrothermal alteration involves hydration and breakdown of igneous minerals leading to secondary mineral assemblages that are characterized by hydrous minerals.

Volcanogen hydrothermal alteration is characterized by the growth of minerals that derive their anions from volcanic volatiles, mainly carbon dioxide and hydrogen sulfide. Those volatiles are derived from magma degassing where sulfur dioxide is the dominating sulfur compound. Abundance of calcite and sulfides among alteration minerals may thus be taken as a measure of material input from magma degassing and, thereby indirectly as a measure of the magnitude of intrusive activity.

Oxidation of ferrous iron during hydration and dissolution-precipitation of igneous Fe-containing minerals such as olivine, clinopyroxene and Fe-Ti oxides is generally observed in hydrothermally altered rocks. Air saturated meteoric water that seeps into the ground will lose its dissolved oxygen within the upper strata where oxidation of ferrous iron is inevitable. Burial of partially oxidized surface rocks in a rift graben will contribute to ferric alteration minerals in the long run.

In the present study of drill cuttings from well HE-42 in the Hellisheidi geothermal field south of Mt. Hengill (Figs. 1 and 2) the mineralogy of hydrothermal sulfides and breakdown of igneous Fe-Ti oxides followed by formation of hydrothermal Fe oxides and Ti-bearing minerals is outlined with a special emphasis on the redox state of iron in hydrothermal mineral assemblages. The monotonous olivine tholeiite geochemical composition of the Hellisheidi field simplifies assumptions regarding the composition and mineralogy of the igneous parental rock. A similar study of Fe-bearing minerals from the petrologically more complicated Krafla geothermal field (Steinthorsson & Sveinbjornsdottir, 1981) serves as a model for the present work. There are obvious signs of complications observed where iron-sulfides occur aside several coexisting Fe-Ti oxides, Fe oxides and Fe(III)-silicates.

There is a marked difference between alteration mineral assemblages and mineral abundance within major aquifers and the less permeable lava pile. In this work, mostly samples from lavas and intrusions (dykes) were investigated based on the following assumptions:

- ◆ Alteration minerals that occur in aquifers represent the chemical composition of the fluid during individual and possible short-lived events of intrusive activity.
- ◆ Lavas and dykes are less permeable and may be regarded as better indicators of the long term adaption of an igneous mineral assemblage to progressive hydrothermal alteration and long standing flux of volcanic volatiles

This work is primarily based on Electron Micro-Probe Analysis (EMPA) of sulfides and oxides and textural observation of mineral breakdown and mineral growth based on SEM images. Identification of phases analyzed by EPMA is also supported by optical microscopy and XRD-analysis.

The Hengill volcanic center with its associated fissure swarm and geothermal activity has been subject to extensive drilling which has allowed detailed investigation of geothermal alteration within the area. Although intrusive activity and volcanic eruptions across the Hengill production anomaly are frequent compared to a normal rift segment in the rift zones the early evolutionary stage of the Hengill volcanic center appears to be similar to the general geological scenario seen within the rift zones. Thus the study of geothermal alteration in the Hengill area illustrates in several ways the state of alteration across a rift zone down to a depth of 2.5 km (Fig.1). Investigations regarding geothermal alteration of the Hengill system are therefore important for water rock interaction studies of tholeiites and meteoric water in a rift zone environment.

Outlines of geology and stratigraphy

In SW-Iceland, the Reykjanes Ridge and the Western Rift-Zone (WRZ) are connected by a leaky transform along the Reykjanes Peninsula (Fig. 1). This alignment of the plate boundary has been stable at least during the Quaternary resulting in an array of short-lived en-echelon arranged volcanic fissure swarms along the plate boundary (Clifton & Kattenhorn, 2006).

Where the leaky transform merges into the WRZ some 20 km north of its south-termination, marked by the Selvogsheidi lava-shield, a roughly 20x20 km wide production anomaly of olivine tholeiite has created a highland range across the rift-zone. This production anomaly is referred to as the Hengill volcanic center, its highest peak (803 m a.s.l.) rises some 500 m above the rift adjacent rift-margins. During the Quaternary, the plate spreading in S-Iceland has been periodically distributed among the WRZ and the south-propagating tip of the Eastern Rift-Zone (ERZ) some 100 km to the east (LaFemina et al., 2005). Spreading on the east flank of the system is compensated by the South Iceland Seismic Zone (SISZ) where large displacement events and associated seismic swarms seem to have occurred about once a century. This plate tectonic scenario has been

described as a triple junction (Foulger, 1988) in terms of prevailing stress fields although the South Iceland Seismic Zone is not, as yet, a volcanic lineament.

The lowest exposed strata within the Hengill rift segment are pre-Brunes outcrops that emerge at its eroded SE-margin (Saemundsson, 1995). The most recent volcanism occurred along the present spreading lineament (N25°E) of the WRZ production anomaly, aligned along the western margin of the highland range, the Hengill mountain being its highest point. This volcanic system is referred to as the Hengill volcanic center which is composed mainly of a cluster of superimposed hyaloclastite ridges of olivine tholeiite with intercalated lava sequences.

The most prominent feature of the southernmost segment of the WRZ is a 3-4 km wide and approximately 40 km long graben trending N25°E. Within the Hengill volcanic center the graben is filled with volcanics. Hyaloclastite ridges dominate the landscape while Holocene lavas are found in the lowlands and on valley floors (Saemundsson, 1967, 1995). Postglacial lavas are exposed in Nesjavellir, north of Hengill, and in the Hellisheidi area south of Hengill. Holocene rifting events and associated volcanic fissures date back to around 9000, 5000 and 2000 years BP (Jonsson, 1977, 1975; Saemundsson, 1995). The two younger fissures have been linked to a pronounced geothermal anomaly (Franzson et al. 2010).

The rocks of the Hengill area are generally dominated by olivine tholeiite which is also observed along the RP and WRZ. There is insignificant petrochemical diversity among the mapped hyaloclastite and lava lithofacies (Saemundsson, 1995) since the few outcrops of intermediate and silicic rocks are very minor. Along the east-margin of the Hengill volcanic system primitive picritic basalts are exposed (Hardardottir, 1983; Hansteen, 1991) while the bulk of the Hengill mountain is composed of MORB-like olivine tholeiites (Trönnnes, 1990; Larsson et al., 2002). Few minor outcrops of evolved rocks of rhyolite composition are known within the central Hengill area as well as dykes of evolved composition that emerge in drill cuttings from the area (e.g. Nielsson, 2011).

The Hengill volcanic system is considered to have reached an early- to intermediate stage in the evolution of a central volcano. It lacks a caldera and despite different geophysical studies no signs of a magma chamber have been found at depth (Arnason et al., 2010). Therefore, the principal heat source of the geothermal activity is assigned to abundant dyke injections beneath the basaltic production anomaly (Foulger & Toomey, 1989; Arnason & Magnússon, 2001; Arnason et al., 2010).

Geothermal exploration and extensive drilling within the Hengill center and across the WRZ has revealed rift-zone stratigraphy of unsurpassed quality down to a depth of 2.5-3 km. As evident by the study of drill cuttings, pillow basalt and hyaloclastite dominate the strata down to 800-1000 m b.s.l., while lava sequences are more prominent at depth (Franzson, 2010). Occasional lava sequences are interlaced with the hyaloclastite formations, representing interglacial periods. By counting those lava sequences the age of the strata at 2.5-3 km has been estimated at around 400 000 years (Franzson, 2010). The earliest appearance of evolved rocks within the crustal section marks the embryonic stage of the Hengill volcanic center. Based on chemical analysis of well cuttings this occurred during the Holsteinian interglacial, 200 000 years ago (Nielsson, 2011).

At Hrómundartindur east of Hengill a period of enhanced seismicity and uplift was observed from 1994-1998. This activity was the results of magma accumulation beneath the volcanic system. This event illustrates the repeated intrusive activity that is believed to sustain the heat source of the geothermal system above (Clifton et al., 2002; Foulger & Toomey, 1989).

Geothermal alteration zones and selection of samples.

Alteration in geothermal areas in Iceland has been quite well studied. Alteration minerals have been studied both from Tertiary outcrops and from cuttings samples from geothermal wells. An alteration zonation based on certain key alteration minerals has been outlined (Kristmannsdóttir, 1979) and described or modified for different geothermal fields. Due to different paleolandscapes and different rifting events alteration zones appear at different depths and have different thickness in wells across the Hellisheiði geothermal field. The extent of alteration may be quite different among samples but as a rule volcanic glass is more susceptible to alteration than lavas and coarse grained crystalline intrusions.

Extensive geological mapping and geophysical exploration has revealed a geothermal anomaly around Mt. Reykjafell SW of the Hengill summit. It is not clear whether the geothermal activity there is the result of outflow from the geothermal system to the north or if anomalous volume of intrusives beneath Reykjafell serves as the heat source for the system (Arnason & Magnusson, 2001).

The samples in this study consist of drill cuttings derived from the drilling of well HE-42 which is located just north of Reykjafell (Fig. 2). It is a vertical well, 3322 m deep and reaches down to 2972 m b.s.l. The stratigraphy and alteration zones in the well are well known from a previous study. The stratigraphy of the upper part of the well is dominated by hyaloclastite formations but below about 650 m b.s.l. the stratigraphy is dominated by crystalline lava successions and intrusions (Gunnarsdóttir, 2012) (Fig. 3).

The alteration of the strata is generally rather extensive but varies, however, between different rock formations. Intrusions at depth, for example, are not as altered as formations that have undergone burial and subsequent geothermal alteration through a long period of time. Volcanic glass in tuff formations is completely recrystallized from the depth of 200 m b.s.l. which is somewhat deeper than where olivine crystals disappear because of alteration and become clays. Plagioclase, clinopyroxene and titanomagnetites show signs of alteration at and below around 600 m b.l.s. These minerals, however, are also found relatively fresh at deeper levels, indicating that they belong to intrusive rocks.

In well HE-42 the following alteration zones, in order of increasing alteration grade, are observed: Smectite-zeolite zone, mixed layer clay zone, chlorite zone, chlorite-epidote zone, epidote-actinolite zone (Figs 4 and 5).

A total of 14 samples were selected for this study with respect to the stratigraphy and alteration mineralogy but they do not reflect sulfide anomalies, for example those related to

aquifers. A magnetic fraction was separated from seven of the samples, mostly from samples that showed alteration of the primary igneous minerals. A list of samples along with a description of the igneous and alteration minerals and the lithofacies are found in table 1.

Analytical techniques

Microprobe analysis of oxides and sulfides were achieved using an ARL-Q30 microprobe at the Institute of Earth Sciences, University of Iceland. Analytical conditions were 15 Kv 15 nA. Standardization was made on magnetite, ilmenite, pyrite, chalcopyrite, troilite, rutile, and anorthite. Analytical results are shown in Tables 3-9.

Analysis of oxides (and pyrrhotite) were carried out on ore-enriched magnetic fractions of coarse-crushed cuttings. Sulfides were enriched by flotation of medium-fine crushed cuttings. Before moulding of the enriched fractions in epoxy most of the clay minerals were washed off. Samples were polished with 3 micron diamond paste and final polishing was made with 0.05 micron silica-suspension. All samples were carbon-coated to a resistance of 5-10 Mohm before microprobe analysis.

The occurrence, composition and textural relations of sulfides and oxides.

Formation and the material sources of alteration minerals may be difficult to outline from their earliest occurrence to a mature state as exemplified by the fact that similar zeolites and clay minerals do form from within widely different lithofacies ranging from glass to holocrystalline rock. In addition, textural relations of mineral assemblages are lost in samples of drill-cuttings at millimeter-size. The present work suffers from the inevitable discontinuity in fracture patterns and original mineral orientation and textural relation in the cuttings, but the small scale mineral relations are mostly adequate for the study of oxides and sulphides.

In the present work, the onset of pyrite formation is followed from its early micron-scale occurrence towards mature clusters of euhedral crystals. Alteration phases in the Fe-Ti system have a more complicated origin since their earliest formation seems to bear on preceding or, more likely, simultaneous, oxidation and partial dissolution of igneous members of the trigonal and cubic oxide solid-solution series.

Sulfides

Formation of hydrothermal sulfides due to ingress of the sulfide ion into igneous or altered mineral assemblages starts by two distinct mechanisms that primarily apply to the formation of pyrite.

- a) By precipitation of micron-sized crystallites from fluid within porous clusters of earlier alteration phases, most commonly chalcedony or quartz.
- b) By dissolution-precipitation reactions around or within igneous iron-bearing phases (Fig. 6).

Further evolution of these microcrystalline clusters proceeds along similar lines; the early phases grow into aggregates which combine into large (up to millimeter-size) sulfide blebs. The mature stage is marked by the evolution of crystal faces on the sulfide blebs that may end up in partial euhedral arrangement crystal faces along voids or within clay matrix (Fig. 7). A final stage, frequently observed within aquifers, displays perfect euhedral crystals.

It is suggested here that only the initial formation of the sulfides may bear on distinct processes while the mature state of both processes evolve into similar growth pattern of aggregate-formation and recrystallization, where both sulfide and iron are obviously fed by the fluid. Purely fluid-fed sulfides (Fig. 8) are very common, appearing as veins of sulfides within microcracks.

There is no obvious evolutionary pattern in the textural relations of pyrrhotite and euhedral crystals were not encountered. However, pyrrhotite sometimes occurs in close relation to pyrite even without clear borders. This may be taken as a sign of transformation of one phase into another where pyrite-pyrrhotite equilibrium prevails.

Copper sulfides in the HE-42 cuttings mostly occur as small dispersed blebs along veins and around relics of titanomagnetite or clinopyroxene. There are no textural differences among the copper sulfide phases.

Fe-Ti oxides

In the basalt-dominated environment of the Hellisheidi system the most common primary Fe-Ti oxide is a titanium-rich titanomagnetite (Mt-Usp solid solution). Only in the uppermost fine grained lavas and hyaloclastites (Table 1) homogenous igneous titanomagnetite phenocryst are encountered while below about 1000 m larger titanomagnetite phenocrysts shows exsolution of ilmenite at various degrees. Oxides of the intrusive rocks show a range of exsolution conforming to oxidation stages C4, C5 and C6 in basalts (Haggerty, 1991).

Fine-grained titanomagnetite ranging from dendritic sub-micron-sized aggregates to granular aggregates with grains of up to 20 micron also occurs in most samples along with larger microphenocrysts.

In summary the fine-grained and coarse-grained oxide populations represent the very common occurrence of oxides in basaltic rocks where the growth of oxides is controlled by cooling rate, the large crystals representing thick dykes and sills.

Exsolution of ilmenite has taken place to the extreme in many of the large oxide crystals where two or three exsolution generations are seen (Figs. 9 and 10).

Hydrothermal oxidation of the oxide minerals is most clearly visible in the extremely exsolved crystals. The general process is partial dissolution of ilmenite lamellae and simultaneous growth of brookite and sphene. This process seems to take place both as dissolution-precipitation reaction and replacement reaction.

In completely exsolved oxides the remaining low-Ti-titanomagnetite seems to suffer oxidation to titanomaghemite in situ. Maghemite and titanomaghemite is difficult to identify; in the microscope the white appearance, reddish internal reflections and curved cracks being the strongest criteria (Fig. 11). The microprobe analysis where TiO_2 is below about 5 wt% generally applies to titanomaghemite at the end of ilmenite exsolution and they are classified as such in Table 11. This minimum TiO_2 in igneous magnetite can coincide with its Curie-point at about 5 wt%.

Hematite, on the other hand contains less than 1 wt% TiO_2 .

Hematite occurs generally as fine-grained individual crystals surrounding the relics of titanomagnetite with ilmenite exsolution lamellae but occurs also as a fine-grained micron-sized mist of crystallite within pseudomorphs or relics of clinopyroxene.

In order to constrain further the ore-mineral assemblages of the HE-42 cuttings an X-ray diffraction study on a 200 MESH magnetic fraction of the samples was analysed. The results in Table 2 show that the magnetic fraction contains sphene and brookite in intimate association with the magnetic phases. The strongly magnetic sulfide pyrrhotite follows some of the magnetic fractions.

The complicated crystal structure of the exsolved titanomagnetites shows up in the diffractograms as an array of compositions (Fig. 12).

In figures 6-11 the main textural relations and crystal habits of sulfides and Fe-Ti oxides in well HE-42 are displayed. These figures outline time dependant evolution of the phases that can be summarized as growth of the sulfides and exsolution-dissolution of the oxides.

Discussion

Sulfides in cuttings from well HE-42 are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, digenite and bornite. Pyrrhotite and pyrite occur in all the samples except in samples from 2900 m and in one from 3314 m. Frequently both pyrrhotite and pyrite are present but in some samples only one of the two occurs. Most notably are the cases where there is no sign of pyrite but only pyrrhotite as in samples from 1624 and 2478 m.

Clusters of pyrite without pyrrhotite are common but pyrrhotite and pyrite also occur in intimate clusters where one phase may be forming from the other. It appears as the generally more common pyrite was the earliest sulfide mineral in most of the cuttings. This is, however, not the case in a sample from 3184 m where pyrrhotite is far more common than pyrite.

The coexistence of magnetite, hematite and both the iron sulfides in most samples is a criteria that implies disequilibrium redox conditions. As already pointed out by Garrels and Christ (1965) hydrogen sulfide oxidizes pyrrhotite to pyrite in the presence of magnetite. Magnetite, pyrite and pyrrhotite may thus exist together as commonly observed. The frequent presence of hematite in this assemblage points towards disequilibrium conditions since it may be expected that the more reduced pyrrhotite would suffer oxidation and transition to pyrite. It appears as if the iron-sulfide and iron-oxide assemblages in well HE-42 represent redox disequilibrium conditions with respect to the minerals. This indicates mineral evolution at slightly variable hydrogen sulfide flux. The resulting fluctuations in pH and sulfide activity may oxidize pyrrhotite into pyrite at different times during rifting events. There is strong evidence indicating that compact euhedral clusters of sulfides in virtually impermeable altered rock-domains can maintain equilibrium with the geothermal fluid at all times. Also, the earliest sulfide assemblages that form within the uppermost strata will inevitably remain, mostly intact, during burial towards depth.

Copper sulfides in well HE-42 resemble in many respects the sulfide assemblages of IRDP well in Reydarfjordur, Eastern Iceland (Exlay 1982). The concentration of copper sulfides in lavas and dykes in well HE-42 is low. This may be taken as an indication that copper sulfides form gradually from the host rock as the alteration of ilmenite, titanomagnetite and, to a lesser extent, clinopyroxene, proceeds. Distribution coefficients (GERM Partition Coefficient (Kd) Database, <http://earthref.org/KDD/>) for copper in round numbers is highest for ilmenite (5), then magnetite (3) and for clinopyroxene (1.5). A controlling factor is the copper abundance of the olivine tholeiitic rock suite of the Hellisheidi area. This is illustrated in Fig. 13 where a broad covariation of Cu and Ti is confirmed. This leads to the tentative conclusion that breakdown of the Fe-Ti oxides precedes the mobility of copper and its precipitation as Cu-Fe sulfide. Anomalous occurrence of copper sulfides in some aquifers indicates their high mobility, probably as a chloride-complex, at certain conditions. This is, however, not the rule since most of the copper sulfides reside within the rock itself and not all aquifers are rich in sulfides. It is pointed out here that volcanic rifting events that release significant, but short-lived, anomalies of volcanic gases may, indeed, supply hydrochloric acid that transports dissolved copper unevenly among the aquifers of the overlaying strata (Armannsson et.al., 1989).

Chalcopyrite (CuFeS_2), digenite (CuFe_2S_3) and bornite (Cu_5FeS_4) are found in the cuttings from well HE-42. Chalcopyrite and digenite occur together but bornite is found only in the deepest parts of the well at 3148 m and 3314 m depth.

It may be assumed that the release of copper into the hydrothermal environment is controlled by the oxidation of Fe-Ti oxides in general and the dissolution of ilmenite in particular. This process is well underway within the uppermost strata of the well (Table 1). It is likely that oxidation of the oxides starts even before hydrothermal sulfide formation sets in. It is suggested here that local relative abundance of copper relative to ferrous iron may favour either chalcopyrite or digenite during influx of sulfide ion.

Bornite and chalcopyrite frequently occur together in hydrothermally altered basalt (Exley, 1982). In the present study the occurrence of bornite is, however, confined to intrusive rocks. It is tentatively concluded that in a scenario where the initial oxidation and breakdown of ilmenite occurs, at hydrothermal conditions where the sulfide ion is present from the beginning, the formation of the copper-rich bornite is favoured. Thus, bornite will form simultaneously with the formation of sphene and brookite, all phases being the breakdown-products of ilmenite.

All samples from well HE-42 contain both pristine igneous Fe-Ti oxides and oxidized hydrothermal breakdown products of the igneous phases. In Figure 14 the Ti-content of oxides from well HE-42 are plotted against depth.

Igneous titanomagnetite ranges from 25-5 wt%. This corresponds to exsolution from about 900°C down to the curie point of these oxides (680-700°C) as computed by the ILMAT software (Lepac, 2003). There is no doubt that igneous minerals are carried to depth during burial and subsidence of the strata. This applies both to igneous silicates and the oxides. By definition, altered rocks are, indeed, characterized by this dual origin of minerals which may create virtual disequilibrium mineral assemblages. The ever-present process that forms hydrothermal oxides is oxidation relative to the igneous ferric/ferrous ratio of the rock pile. There is a strong evidence that oxidation already sets in within the uppermost km of the rift-zone crust. Data on %Fe(III) in alteration minerals from some Hellisheidi geothermal wells, mainly within the clay fraction, show that hydration and oxidation of the subsiding rock pile is a simultaneous process (Snaebjornsdottir, 2011). In Fig. 15, the increase of %Fe(III) is a sign of the early oxidation starting just below the rift zone surface.

It is assumed here that burial and subsidence of the rock pile itself is a large scale source of Fe(III). It is, therefore, suggested that redox equilibrium between minerals and hydrothermal fluids, although effective within aquifers, may not persist throughout the seep strata of the rift zone. In samples where no igneous oxides are found (2990 m) the oxide mineral assemblage is completely of the oxidized type i.e. hematite.

The direction of the redox reactions is, however, clear; oxidation proceeds all the time but at different rates in different lithofacies. In general, however, intrusive rocks are more likely to contain a higher share of igneous minerals. It is not clear if the intrusive rocks that show lower degree of oxidation in Fig. 15 are more pristine due to young age or due to the fact that they never suffered alteration within the upper alteration zones.

In a broad sense, all the samples from well HE-42 show a similar oxidation scenario of the igneous oxides below 760 m. The first sign of ilmenite breakdown is the appearance of sphene and brookite. Ilmenite, however, persists downhole at ever increasing state of dissolution. Titanomagnetite that suffers exsolution of ilmenite is transformed into the metastable titanomaghemite that finally may collapse into hematite while brookite forms simultaneously in the intimate surroundings. Hematite may form locally at all levels, a fact that raises some implications on mineral-fluid redox equilibria at low temperatures.

Conclusions

Oxide and sulfide mineral assemblages in well HE-42 at the Hellisheidi geothermal field show limited, if any, variation with depth. All samples except one contain igneous titanomagnetite at various stages of ilmenite exsolution coexisting with hydrothermal titanomaghemite, hematite and brookite. Pyrite shows regular textural evolution during growth, apparently due to prolonged addition of sulfide to the system. Pyrrhotite shows no regular change in iron-saturation with depth. Copper sulfides of different Cu/Fe ratios form in most samples below 938 m where alteration has reached the chlorite epidote zone, evidently reflecting local abundance of copper that is controlled by dissolution of its primary host mineral, ilmenite.

Oxides and sulfides are probably useless in hydrothermal thermometry. The sporadic occurrence of pyrite and pyrrhotite pairs casts serious doubts on the validity of estimates of persistent sulfur fugacity based on pyrite-pyrrhotite equilibrium. A more likely scenario, supported by this work, is that sulfides, once formed, remain within the rock without reacting to subsequent changes in their surroundings.

Study of the oxide minerals in altered basalts may be used as a sensitive monitor of the magnitude of alteration within hydrothermal systems since every oxide sample seems to contain an array of compositions abridging the cooling stage of the rock and the most recent alteration sequence. Few, if any, alteration minerals record the entire cooling alteration history as well as the Fe-Ti oxides.

References

- Armannsson, H., Benjaminsson, J., Jeffrey, A.W.A., 1989. Gas changes in the Krafla geothermal system, Iceland. *Chemical Geology*, 76 (3-4), 175-196.
- Arnason, K., Eysteinnsson, H. and Hersir, G.P., 2010. *Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland*. *Geothermics*, 39, 13-34.
- Arnason, K. and Magnusson, I.P., 2001. *Jarðhiti við Hengil og á Hellisheiði. Niðurstöður viðnámsmælinga*. Orkustofnun, OS-2001/091.
- Clifton, A.E., Sigmundsson, F., Feigl, K., Gudmundsson, G. and Arnadóttir, Th., 2002. *Surface effects of faulting and deformation resulting from magma accumulation at the Hengill triple junction*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, p. 233-255.
- Clifton, A. E. and Kattenhorn, S. A., 2006. *Structural architecture of a highly oblique divergent plate boundary segment*. *Tectonophysics*, 419, 27-40.
- Exlay, R. A., 1982, Electron Microprobe Studies of Iceland Research Drilling Project High-Temperature Hydrothermal Mineral Chemistry, *J. Geophys. Res.*, 87, Vol 88, 6547-6557.)
- Foulger, G.R., 1988. Hengill triple junction, SW Iceland. 1. Tectonic structure and the spatial and temporal distribution of local earthquakes. *Journal of geophysical research*, 93 (B1)m 13493-12506.
- Foulger, G.R. og Toomey, D.R., 1989. *Structure and evolution of the Hengill-Grensdalur Volcanic complex, Iceland: Geology, Geophysics, and seismic tomography*. *Journal of geophysical Research*, 94, 511-522.
- Franzson, H., Gunnlaugsson, E., Arnason, K., Saemundsson, K., Steingrímsson, B. and Hardarson, B.S., 2010. *The Hengill geothermal system, conceptual model and thermal evolution*. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia, 25-29.
- Garrels, R. M., and Christ, C. L., 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*, Harper and Row, New York, pp 450.
- GERM Partition Coefficient (Kd) Database. Development and Maintenance by the EarthRef.org Database Team. Data contribution by Roger Nielsen. <http://earthref.org/KDD/>)
- Gunnarsdóttir, S.H., 2012. *Jarðfræði og ummyndun í nágrenni Reykjafells á Hellisheiði* (MS thesis). University of Iceland. In print.
- Haggerty, S. E. 1991. *Oxide Textures- A Mini-Atlas*. In: Ed: D. H. Lindsley, *Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance*, Mineralogical Soc. Am., 129-218.

- Hansteen, T. H., 1991. *Multi-stage evolution of the picritic Maelifell rocks, SW Iceland: constraints from mineralogy and inclusions of glass and fluid in olivine*. *Contributions to Mineralogical Petrology*, 109, 225-239.
- Hardardóttir, V., 1983. *The petrology of the Hengill volcanic system, South Iceland* (MS thesis). McGill University, Montreal, Kanada.
- Johannesson, H. and Saemundsson, K., 1999. *Geological map of Iceland, 1: 1 000 000*. Icelandic institute of natural history.
- Jonsson, J., 1975. Nokkrar aldursákvarðanir. *Náttúrufræðingurinn*, 45,27-30.
- Jonsson, J., 1977. *Reykjafellsgígir og Skarðsmýrarfjallshraun á Hellisheiði*. *Náttúrufræðingurinn*, 47, 17-26.
- Kristmannsdóttir, H., 1979. *Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C*. International Clay conference 1978. Ed.: Mortland and Farmer. Elsevier, Amsterdam, 277-288.
- LaFemina, P.C., Dixon T.H., Malservisi R., Arnadóttir T., Sturkell E., Sigmundsson F. Og inarsson P., 2005. *Geodetic GPS measurements in south Iceland: Strain accumulation and partitioning in a propagating ridge system*. *Journal of geophysical research.*, 110.
- Larsson, D., Gronvold, K., Oskarsson, N., Gunnlaugsson, E., 2002. *Hydrothermal alteration of plagioclase and growth of secondary feldspar in the Hengill volcanic centre, SW Iceland*. *Journal of volcanology and geothermal research*, 114 (3-4), 275-290.
- Lepac, L. D., ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry, *Computers & Geosciences*, 29, Issue 5.
- Nielsson, S., 2011. *Jarðfræði og ummyndun í jarðhitakerfinu við Hverahlíð á Hellisheiði* (MS thesis). Háskóli Íslands.
- Saemundsson, K., 1967. *Vulkanismus und tektonik des Hengill gebietes in sued west Island*. PhD thesis. Icelandic institute of natural history.
- Saemundsson, K., 1995. *Hengill, jarðfræðikort (berggrunnur) 1:50.000*. Orkustofnun, Hitaveita Reykjavíkur og Landmælingar Íslands.
- Snaebjornsdóttir, S.O., 2011. *Jarðfræði og jarðhitaummyndun við vesturjaðar sigdældar Hengilsins* (MS thesis). Háskóli Íslands.
- Steinþorsson, S. and Sveinbjornsdóttir, A.E., 1981. *Opaque minerals in geothermal well no. 7, Krafla, northern Iceland*. *Journal of volcanology and geothermal research*, 10, 245-261.
- Trönnnes, R., 1990. Basaltic melt evolution of the Hengill volcanic system, SW Iceland and evidence for clinopyroxene assimilation of primitive tholeiitic magmas. *Journal of geophysical research*, 95 (B10), 15893-15910.

Tables

Table 1. List of samples, their alteration and igneous minerals and lithofacies.

Abbreviations: Zone: Sme: Smectite zone; MLC: Mixed layer clay zone; Chl-epid: Chloride-epidote zone; Epid-act: Epidote-actionlite zone. Alteration minerals: zeo: zeolite; scol: scolecite; sti: stilbite; anal: analcime; lau: laumontite; qz: quartz, sme: smectite; mlc: mixed layer clay; chl: chlorite, calc: calcite; preh: prehnite; epid: epidote; alb: albite; amf: amfibole; sph: sphene. Igneous minerals: plg: plagioclase; cpx: clinopyroxen; mt: magnetite; ilm: ilmenite.

SAMPLES FROM WELL 42 HELLISHEIDI				
Depth, m	Zone	Alteration minerals	Igneous minerals	Lithofacies
512	Sme	zeo (scol, sti); qz; sme; mlc; calc; py	pl, cpx, mt	Basalt/Hyaloclast
558	MLC	zeo (anal, scol, sti, lau); qz; sme; mlc; calc; pht	pl	Tuff/Hyaloclastite
760	MLC	qz; chl; sphene; calc	pl, cpx, mt	Crystalline
938	Chl-epid	qz; mlc; chl; preh; sph; calc; py; pht	pl, cpx, mt/im	Intrusion
948	Chl-epid	qz; mlc; chl; preh; sph;		Tuff/Hyaloclastite
1080	Chl-epid	qz; mlc; prehn; epid; sph; calc; py	pl, cpx, mt/im	Intrusion+ lava
1204	Chl-epid	qz; chl; epid; calc; py; pht; mgh	pl, cpx, mt/im	Lava + Intrusion
1246	Chl-epid	qz; chl; wol; epid; alb; py; calc; born; hm; mgh	pl, cpx, mt/im, ap	Intrusion
1624	Epid-act	qz; chl; amf; sph; alb; calc; pht; hm; mgh	pl, cpx, mt/im	Intrusion + lava
1902	Epid-act	qz; chl; epid; amf; alb; calc; py; hm	pl, cpx, mt/im	Intrusion + lava
2478	Epid-act	chl; alb; sph; pht; hm; mgh	pl, mt/im	Lava
2900	Epid-act	chl; amf; alb; sph; calc; hm; mgh	pl, cpx, mt/im	Intrusion + lava
3184	Epid-act	qz, chl, amf; alb; calc; py; pht; born; hm; mgh	pl, cpx, mt/im	Lava + intrusion
3314	Epid-act	chl, epid, amf, alb; calc; born; hm; mgh	pl, cpx, mt/im	Crystalline

Table 2. XRD analysis of the ore-enriched magnetic fraction of the cuttings from well HE-42.

1204	Mt	Im	1244	Mt	Im	1246	Mt	Im
d-Å			d-Å			d-Å		
2.96	220		2.97	220		2.97	220	
2.91		Bro	2.75		211	2.75		211
2.75		211	2.53	311		2.53	311	
2.61		Sphe	2.42	222		2.43	222	
2.53	311		2.23		210	2.24		210
2.42	222		2.10	400		2.10	400	
2.10	400		1.86		220	1.87		220
1.87		220	1.72	422	312	1.72	422	312

1.72	422	312
1.62		332
1.61	511	
1.50		301
1.48	440	

1.62		332
1.61	511	
1.51		301
1.48	440	

1.63		332
1.62	511	
1.51		301
1.48	440	

1624	Mt	Im
d-Å		
2.95	220	
2.90		Bro
2.76		211
2.59		Sphe
2.53	311	
2.30		Sphe
2.21		210
2.11	400	
1.87		220
1.72	422	312
1.62		332
1.62	511	
1.51		301
1.49	440	

2478	Mt	Im	Hm
d-Å			
2.96	220		
2.91		Bro	
2.75		211	
2.73			104
2.62	PYRR	Sphe	
2.53	311		110
2.43	222		
2.10	400		
2.02	PYRR		
1.87		220	
1.71	422		
1.62		332	
1.62	511		
1.51		301	
1.48	440		

2900	Mt	Im	Hm
d-Å			
2.95	220		
2.90		Bro	
2.75		211	
2.72	PYRR		104
2.61		Sphe	
2.53	311		
2.51			110
2.43	222		
2.29		Sphe	
2.10	400		
2.02	PYRR		
1.87		220	
1.72	422	312	
1.66		Bro	
1.62		332	
1.62	511		
1.50		301	
1.49	440		

3184	Mt	Im	Hm
d-Å			
2.94	220		
2.75		211	
2.72			104
2.61	PYRR	Sphe	
2.58		Sphe	
2.53	311		110
2.10	400		
2.02	PYRR		
1.87		220	
1.72	422	312	
1.66		Bro	
1.62	511	332	
1.51		301	
1.48	440		

3314	Mt	Im	Hm
d-Å			
2.95	220		
2.75		211	
2.72			104
2.61	PYRR	Sphe	
2.57		Sphe	
2.53	311		
2.51			110
2.43	222		
2.30		Sphe	
2.10	400		
2.03	PYRR		
1.87		220	
1.71	422	312	
1.65		Bro	
1.62	511	332	
1.51		301	
1.49	440		

Table 3. Pyrite analysis (wt%).

Depth, m	S	Fe	Cu	SUM
512	53.17	46.10	0.05	99.31
558	53.64	46.58	0.00	100.22
760	52.69	46.38	0.00	99.08
938	53.70	46.64	0.05	100.39
948	52.98	46.32	0.01	99.31
1080	55.50	47.27	0.00	102.77
1204	54.20	47.62	0.00	101.82
1246	52.68	46.88	0.03	99.59
1902	54.54	46.84	0.01	101.40

Table 4. Pyrrhotite analysis (wt%).

Note that the Fe/S atomic ratio shows no covariation with depth.

Depth, m	S	Fe	Cu	SUM	Fe/S Atomic
558a	36.87	63.34	0.00	100.21	0.99
558b	36.87	63.30	0.00	100.17	0.99
948a	39.07	61.16	0.11	100.34	0.90
1204a	37.45	62.50	0.20	100.15	0.96
1204b	38.22	61.70	0.16	100.07	0.93
1624a	39.03	60.97	0.06	100.06	0.90
1624b	40.06	59.61	0.32	99.99	0.85
1624c	39.17	60.82	0.25	100.24	0.89
1624d	39.65	60.15	0.24	100.04	0.87
1624e	38.48	61.37	0.33	100.18	0.92
1624f	38.75	61.14	0.26	100.15	0.91
2478a	38.81	60.79	0.39	99.99	0.90
2478b	38.71	61.00	0.28	99.98	0.90
3184c	38.59	61.56	0.04	100.19	0.92

Table 5. Cu-sulfide analysis (wt%) from well HE-42.

The type of cu-sulfide mineral is indicated in the last column.

Depth, m	S	Fe	Cu	SUM	Mineral
938	35.07	30.53	32.76	98.30	Chalcopyrite
938	34.88	31.12	32.78	98.83	Chalcopyrite

1080	36.52	32.77	30.53	101.84	Chalcopyrite
1204	37.03	40.96	19.78	98.15	Digenite
1204	36.10	40.93	22.68	98.19	Digenite
1204	35.96	40.11	23.93	99.12	Digenite
1204	36.53	31.42	30.03	98.77	Chalcopyrite
1204	36.91	30.80	30.70	99.37	Chalcopyrite
1246	0.19	2.40	85.95	90.27	CuO?
1624	34.57	40.02	20.72	101.86	Digenite
1624	38.22	41.73	20.78	99.48	Digenite
1624	37.29	40.35	20.93	98.42	Digenite
1624	36.21	41.59	21.41	100.31	Digenite
1624	38.47	39.03	23.96	99.83	Digenite
1624	38.72	37.70	25.98	100.67	Digenite
1624	38.01	33.41	30.61	100.43	Chalcopyrite
1624	35.91	32.10	30.98	100.23	Chalcopyrite
1624	39.10	32.74	31.29	101.65	Chalcopyrite
1624	34.19	30.40	31.99	98.12	Chalcopyrite
1624	35.44	31.18	32.44	99.53	Chalcopyrite
1624	35.28	30.89	32.48	98.88	Chalcopyrite
1624	35.39	31.40	32.81	99.77	Chalcopyrite
1624	35.48	31.67	33.05	100.32	Chalcopyrite
1624	35.93	31.65	33.26	100.93	Chalcopyrite
1902	37.28	32.49	31.94	100.55	Chalcopyrite
1902	35.71	30.19	32.05	99.58	Chalcopyrite
1902	38.07	31.88	32.13	100.93	Chalcopyrite
1902	37.79	32.36	32.27	101.27	Chalcopyrite
1902	36.89	32.16	32.35	100.27	Chalcopyrite
1902	36.25	30.27	32.43	98.72	Chalcopyrite
1902	36.12	29.96	33.04	99.23	Chalcopyrite
1902	36.33	30.38	33.19	100.19	Chalcopyrite
2900	36.45	41.44	20.26	99.35	Digenite

2900	36.50	41.70	20.44	100.18	Digenite
2900	36.23	41.70	22.75	99.06	Digenite
3184	23.20	6.79	59.57	91.41	Bornite
3184	24.77	11.45	61.81	98.92	Bornite
3184	26.06	11.47	62.57	101.66	Bornite
3184	24.92	11.18	62.92	99.20	Bornite
3184	22.41	6.50	63.45	99.78	Bornite
3184	26.03	9.87	65.00	101.91	Bornite
3184	25.37	10.19	65.01	100.56	Bornite
3184	25.02	9.41	65.81	100.33	Bornite
3314	24.89	9.98	64.15	98.91	Bornite

Table 6. Fe-Ti oxide analysis (wt%) in well HE-42.
The mineral is indicated in the last column. Abbreviations as follows: Mt: Magnetite; Mgh: Maghemite; Hm: Hematite

Depth, m	Fe2O3	TiO2	Al2O3	SUM	Mineral
938	68.70	25.94	0.85	95.49	Mt
938	69.16	23.40	2.02	94.57	Mt
1080	72.67	22.64	2.00	97.31	Mt
1204	88.95	7.60	1.49	98.04	Mt
1204	87.18	9.43	0.99	97.60	Mt
1204	84.58	12.17	1.26	98.01	Mt
1204	83.09	16.09	1.15	100.33	Mt
1204	78.67	18.23	1.11	98.02	Mt
1204	78.57	20.29	1.75	100.62	Mt
1246	100.64	0.00	0.16	100.80	Hm
1246	99.85	1.52	0.07	101.44	Mgh
1246	98.23	3.09	0.47	101.78	Mgh
1246	92.64	5.48	1.24	99.37	Mt
1204	89.97	8.80	1.53	100.29	Mt
1246	73.14	23.13	2.49	98.77	Mt

1624	91.31	6.67	2.14	100.12	Mt
1624	89.20	7.95	2.18	99.34	Mt
1624	90.43	8.48	1.20	100.10	Mt
1624	87.57	10.41	1.72	99.70	Mt
1624	81.05	15.78	1.73	98.57	Mt
1624	78.13	20.88	0.58	99.59	Mt
1902	99.82	0.39	0.07	100.28	Hm
1902	98.41	0.49	0.65	99.55	Hm
1902	99.68	0.53	0.21	100.42	Hm
2478	99.46	0.00	0.00	99.46	Hm
2478	98.29	0.03	0.00	98.31	Hm
2478	97.58	2.90	1.05	101.53	Mgh
2478	91.26	6.25	1.95	99.46	Mt
2478	85.86	12.80	0.00	98.65	Mt
2478	82.44	17.02	0.49	99.95	Mt
2478	78.31	20.29	1.31	99.90	Mt
2478	72.95	24.58	1.14	98.66	Mt
2900	99.23	0.00	0.00	99.23	Hm
2900	99.55	1.99	0.00	101.54	Mgh
2900	97.22	2.18	0.11	99.51	Mgh
2900	97.50	3.20	0.23	100.93	Mgh
2900	94.33	4.79	0.00	99.12	Mgh
2900	89.72	10.28	0.91	100.90	Mt
2900	85.81	13.70	0.69	100.20	Mt
2900	83.06	17.58	0.00	100.63	Mt
2900	75.69	23.43	0.38	99.50	Mt
2900	73.50	25.00	0.23	98.73	Mt
3184	98.42	0.00	0.02	98.44	Hm
3184	98.69	0.35	0.00	99.04	Hm
3184	97.53	1.30	0.49	99.32	Mgh
3184	93.94	2.56	1.95	98.45	Mgh
3184	94.89	5.34	0.00	100.24	Mt
3184	87.92	8.48	2.07	98.47	Mt

3184	83.12	15.31	0.94	99.37	Mt
3184	81.51	17.36	0.21	99.07	Mt
3184	76.97	20.59	1.33	98.89	Mt
3184	71.43	26.67	0.00	98.10	Mt
3314	99.03	0.00	0.00	99.03	Hm
3314	99.46	0.40	0.00	99.86	Hm
3314	98.41	1.75	0.82	100.98	Mgh
3314	97.87	2.43	0.43	100.72	Mgh
3314	93.69	4.28	1.75	99.72	Mgh
3314	91.86	8.88	0.00	100.74	Mt
3314	86.53	12.98	0.13	99.64	Mt
3314	83.84	16.24	0.38	100.47	Mt
3314	79.75	20.62	0.52	100.89	Mt
3314	74.21	25.87	0.71	100.79	Mt

Table 7. Ilmenite analysis from well HE-42. Wt%.

Depth, m	TiO2	FeO	Fe2O3	MgO	CaO	SUM
760	49.64	44.65	4.21	0.07	0.34	98.91
948	50.11	45.08	3.52	0.44	0.19	99.34
1204	47.10	42.37	6.49	1.13	0.14	97.22
1246	47.94	43.12	8.85	0.00	0.00	99.90
1624	47.26	42.51	8.58	0.00	0.00	98.35
1902	46.23	41.58	11.06	0.00	0.00	98.87
2900	50.98	45.85	1.03	0.44	0.37	98.68
3184	49.26	44.30	4.73	0.20	0.19	98.68
3314	46.31	41.65	8.51	0.54	0.56	97.56

Table 8. Brookite analysis (wt%) from well HE-42.

Depth, m	FeO	TiO2	MgO	SUM
1246	3.19	96.84	0.00	100.03
1246	1.85	99.54	0.00	101.39
1246	1.85	99.54	0.00	101.39
1246	3.19	96.84	0.00	100.03
3184	3.20	97.08	0.00	100.29
3184	1.86	99.79	0.12	101.77

Table 9. Spene analysis (wt%) from well HE-42.

Depth, m	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	SUM
760	34.13	26.24	6.19	6.76	1.74	25.68	100.75
760	35.85	28.58	4.09	3.14	0.09	29.47	101.23
760	34.67	29.87	4.38	4.21	0.17	29.52	102.82
948	35.93	30.86	3.48	3.11	0.28	29.84	103.50
1080	32.83	29.06	3.90	7.26	2.23	23.60	98.88
1080	30.10	29.72	2.85	6.98	0.30	28.23	98.18
1080	29.08	33.20	3.07	5.84	0.00	28.19	99.37
1204	33.24	24.01	5.03	8.46	2.00	24.10	96.84
1204	28.97	31.02	3.42	4.90	0.53	27.70	96.54
1246	32.49	31.18	1.30	5.33	1.21	27.71	99.22
1624	26.95	28.16	3.01	6.33	0.00	29.02	93.46
1624	29.59	32.92	2.69	2.08	0.00	29.90	97.18
1902	26.98	30.48	2.23	9.56	0.00	28.59	97.82
2478	29.79	34.06	2.37	6.40	1.52	25.76	99.89
2900	32.45	32.26	1.47	5.59	1.88	26.37	100.02
3184	26.15	30.95	2.97	8.43	0.00	27.90	96.40
3314	35.43	31.02	2.35	4.36	1.64	27.34	102.15

Figures

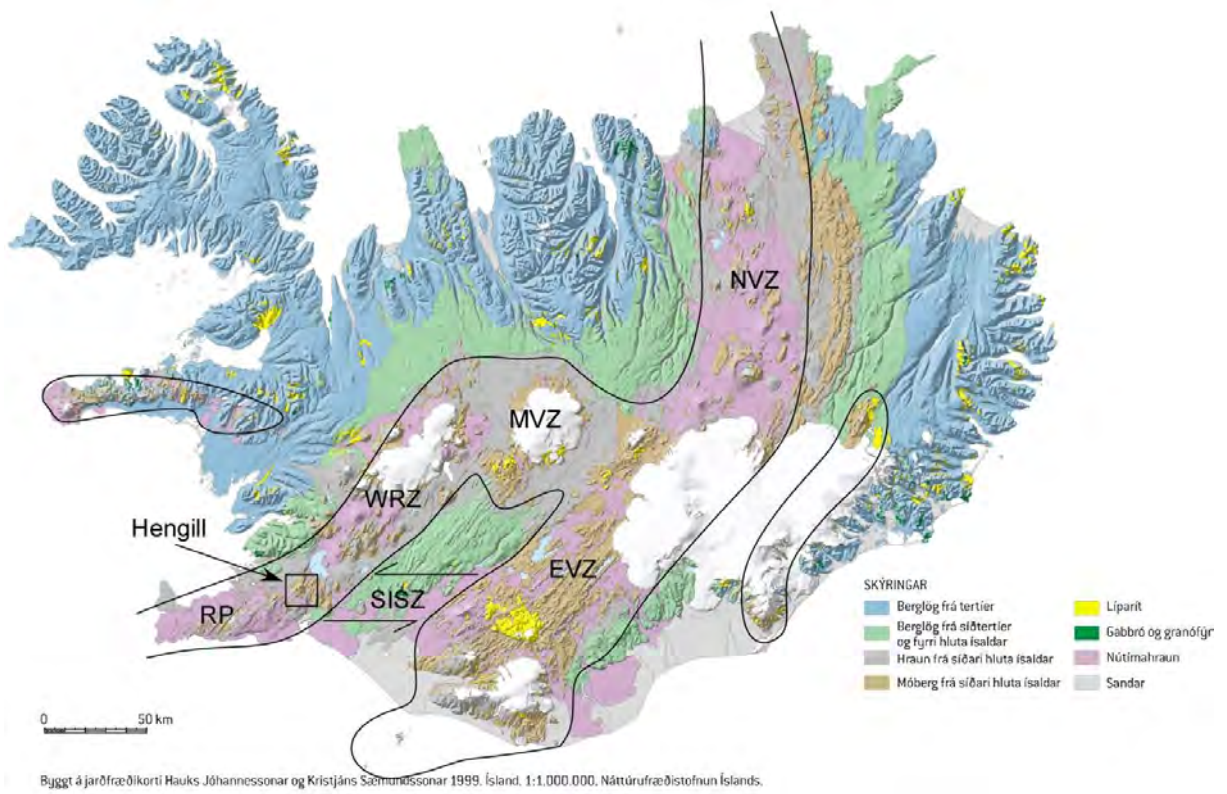


Figure 1. Geological map of Iceland showing the location of the active volcanic zones and transforms.

RP=Reykjanes Peninsula, WRZ=Western Rift Zone, SISZ=South Iceland Seismic Zone, EVZ=Eastern Volcanic Zone, MVZ=Mid Iceland Volcanic zone, NVZ=Northern Volcanic Zone. (Adapted from Jóhannesson and Saemundsson, 1999).

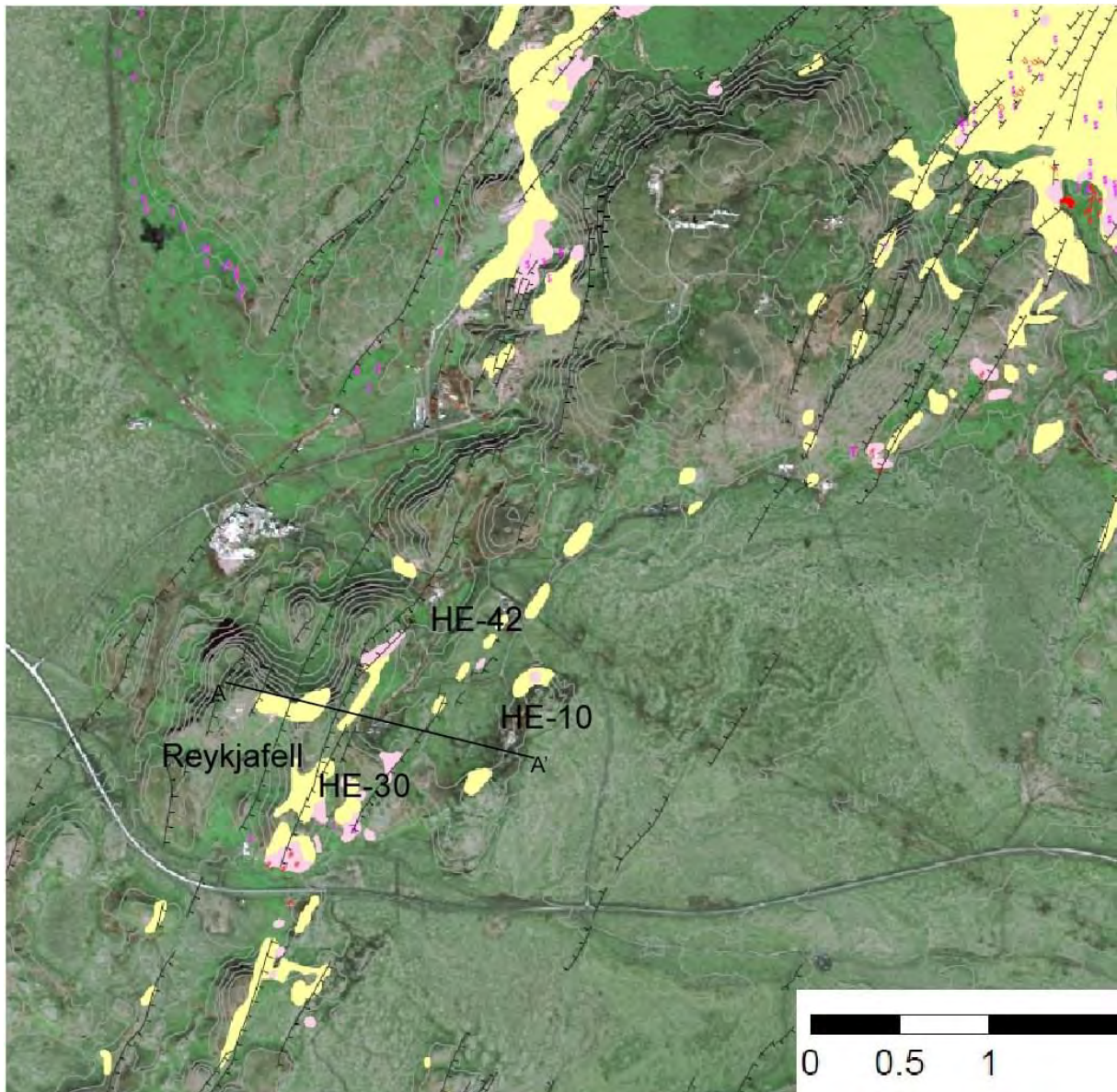


Figure 2. Aerial photograph of the SW part of the Hengill geothermal area. Well HE-42 is located NE of Mt. Reykjafell. Surface alteration is indicated with yellow and pink and geothermal manifestations with red dots. The location of the profile in Fig. 3 is indicated with a black line that lies between A and A'.

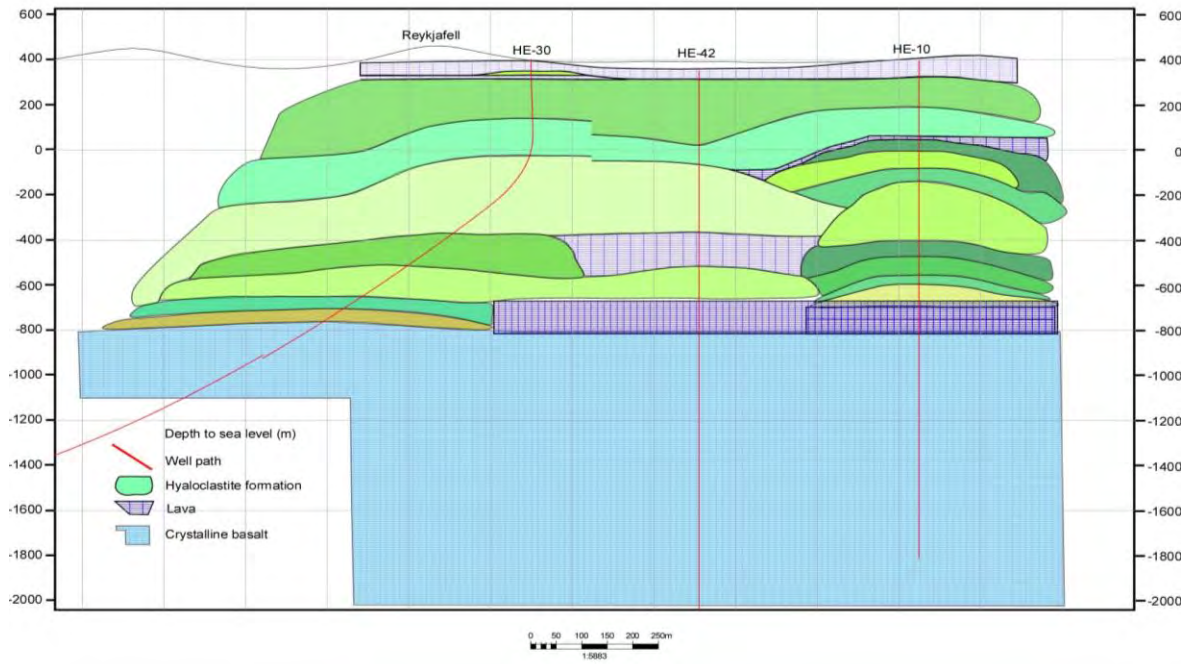


Figure 3. The stratigraphy along a cross section from HE-30, HE-42 and HE-10. This cross sections exemplifies a typical cross section in Hellisheiði with hyaloclastite formations dominating roughly the first 1000 m of the strata, lava and intrusives dominating below.

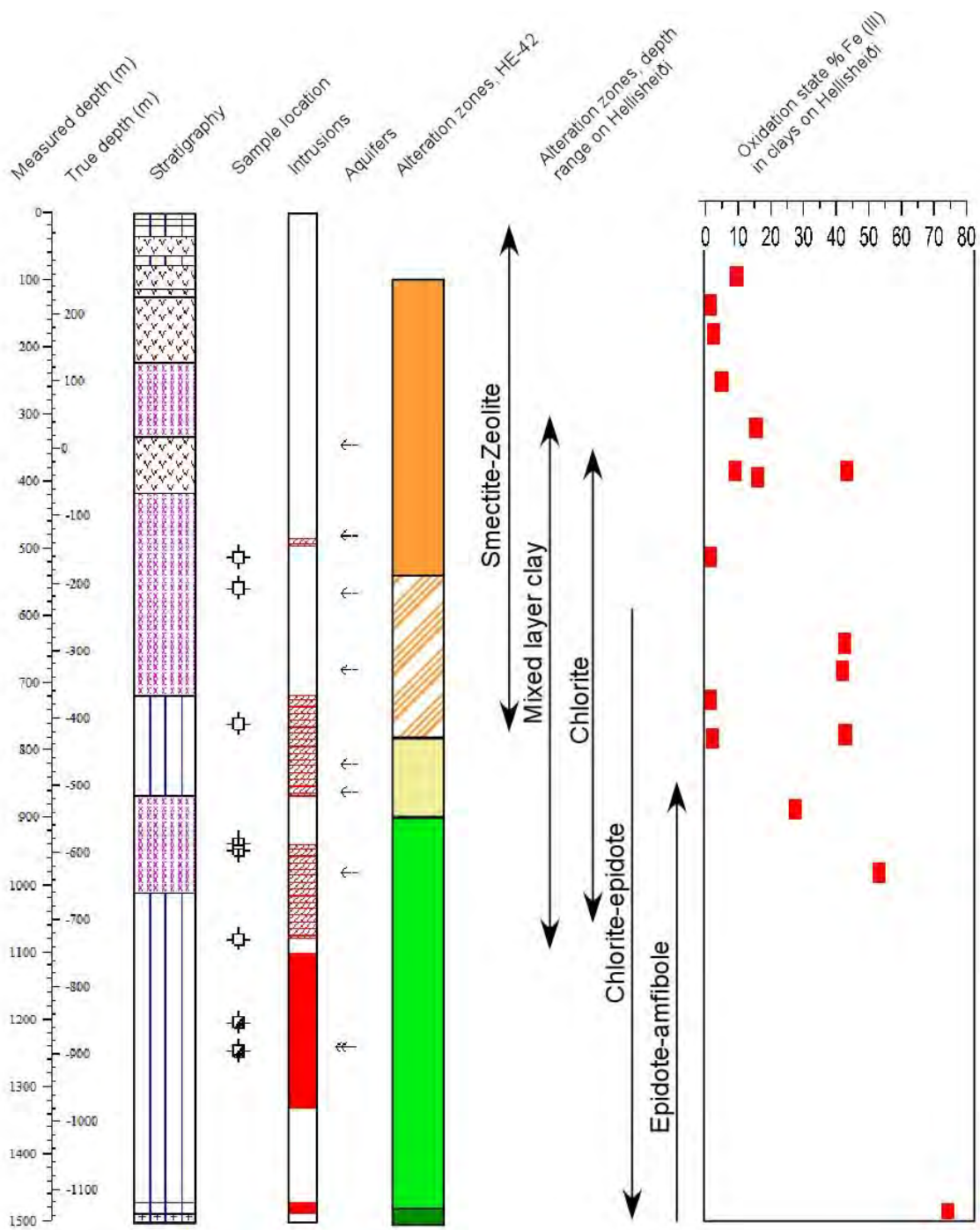


Figure 4. Stratigraphy, intrusions, alteration zones, aquifers and location of electron microprobe samples in well HE-42.

The first column shows the stratigraphy, pink and brownish texture for hyaloclastite, blue stripes for lava. The symbols next to the right show sample locations, half full symbols representing two samples. The red column show intrusions, full red for definite intrusion, half red for possible intrusion. The column in the middle shows the alteration zonation in HE-42, orange=smectite zone, orange striped= MLC zone, yellow=Chlorite zone, bright green=Chlorite-epidote zone, dark green=epidote-amfibole zone. The range of alteration zones in wells on Hellisheiði is shown with arrows. The data on the oxidation state of Fe in the clay minerals is from Snæbjörnsdóttir (2011).

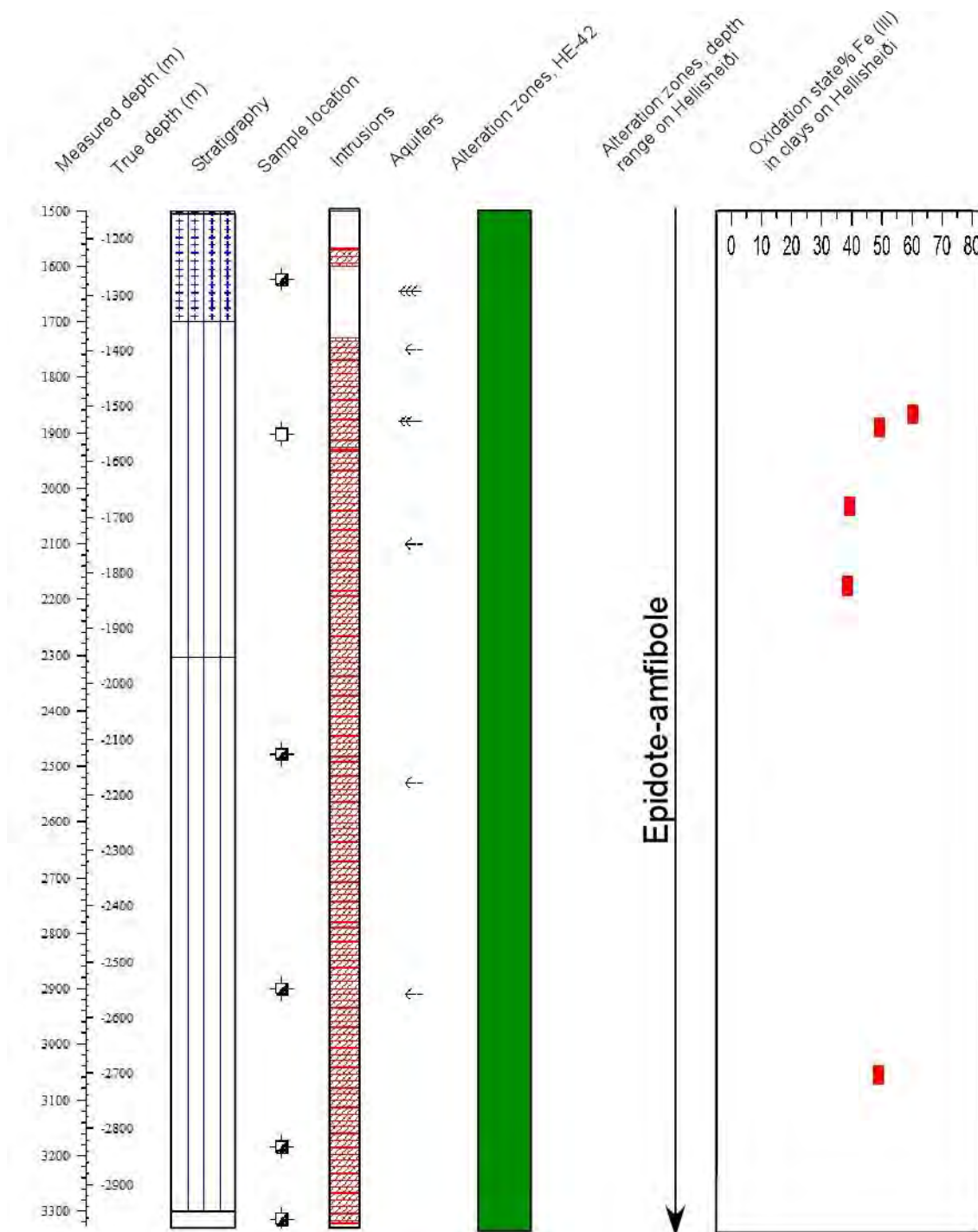


Figure 5. Stratigraphy, intrusions, alteration zones, aquifers and location of electron microprobe samples in well HE-42.

The first column shows the stratigraphy, pink and brownish texture for hyaloclastite, blue stripes for lava. The symbols next to the right show sample locations, half full symbols representing two samples. The red column show intrusions, full red for definite intrusion, half red for possible intrusion. The column in the middle shows the alteration zonation in HE-42, orange=smectite zone, orange striped= MLC zone, yellow=Chlorite zone, bright green=Chlorite-epidote zone, dark green=epidote-amfibole zone. The range of alteration zones in wells on Hellsheiði is shown with arrows. The data on the oxidation state of Fe in the clay minerals is from Snæbjörnsdóttir (2011).



Figure 6. Sample from well HE-42, 558 m depth. SEM microphotograph, 15 kV. The base of the figure is 500 micron. Initial pyrite formation within a pseudomorph of pyroxene. Clustering and growth of crystals along edges of the pseudomorph. This is taken as an indication of fluid transfer of sulfide into the iron source material.



Figure 7. Sample from well HE-42, 512 m depth. SEM microphotograph, 15 kV. The base of the figure is 500 micron. Pyrite cluster evolving into a large euhedral crystal. The most common occurrence of euhedral forms is within cavities and clay-filled domains in the host rock.

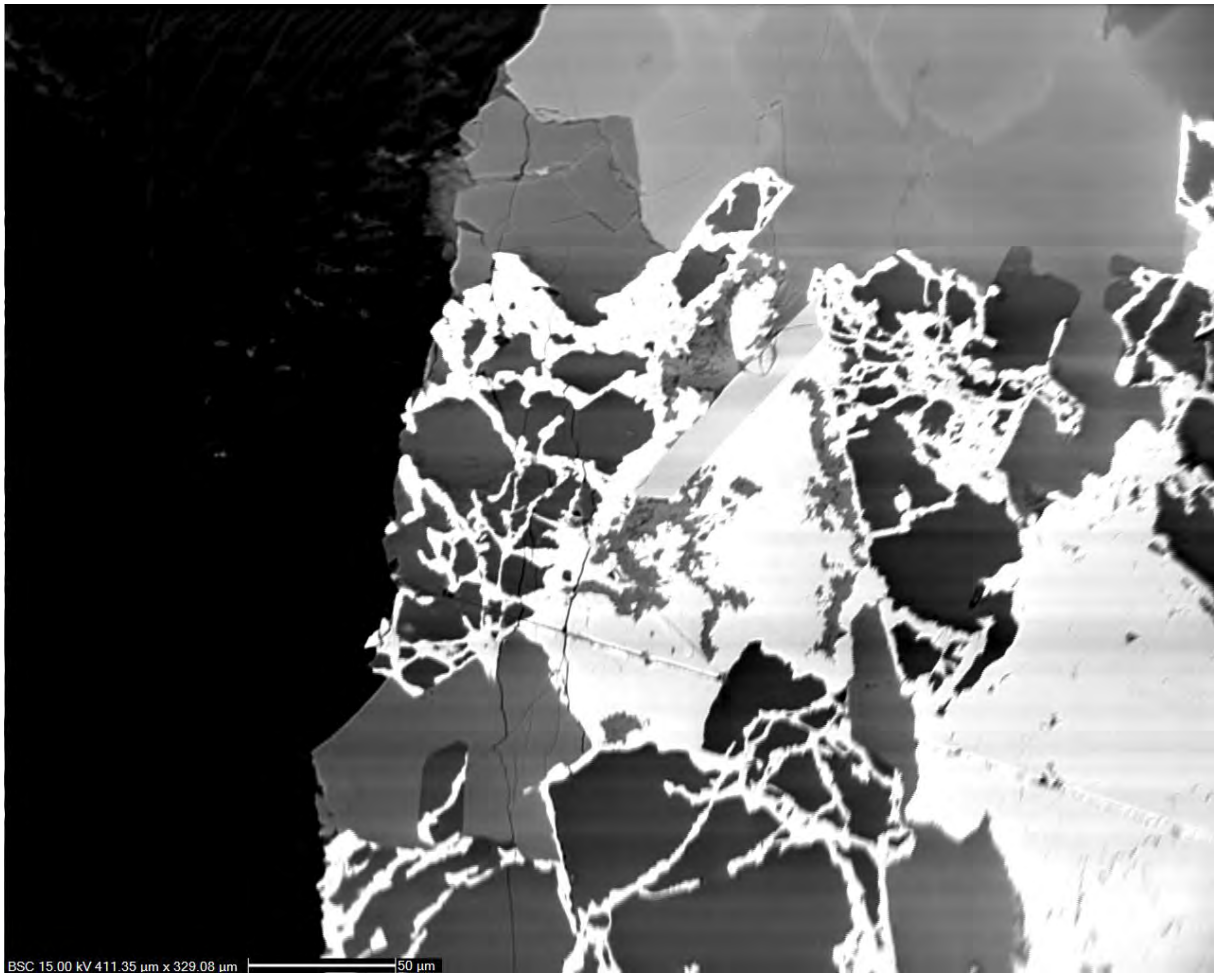


Figure 8. Sample from well HE-42, 948 m depth. SEM microphotograph, 15 kV. The base of the figure is 400 micron. Pyrite filling in veins. Sulfide veins may form within minerals that contain no iron such as feldspar (dark grains). This implies that both sulfide and iron is transported by the fluid and that the pyrite is formed by direct precipitation from solution.

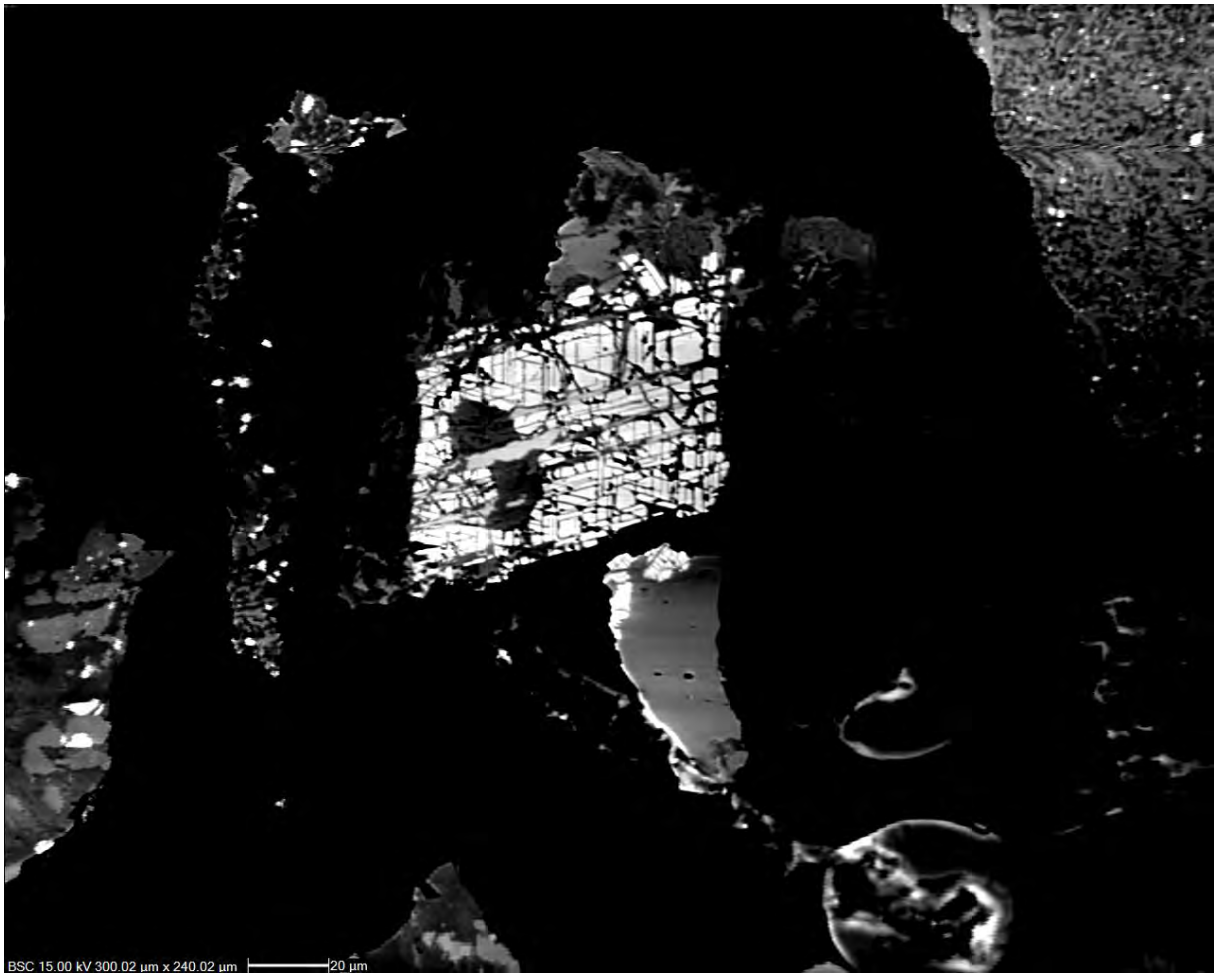


Figure 9. Sample from well HE-42, 1204 m depth. SEM microphotograph, 15 kV. The base of the figure is 400 micron. Extensive oxidation-exolution in titanomagnetite. The ilmenite lamellae (dark) are in a state of dissolution. Dissolution of the ilmenite favors formation of sphene and brookite in the surrounding mass. The remaining cubic phase is titanomagnetite (light) with about 5 wt% TiO₂. Upon oxidation this phase transforms to titanomaghemite that may later evolve into hematite. Hematite often occur as domains or bands of fine grained crystals along edges of iron bearing phases (upper left).



Figure 10. Sample from well HE-42, 1246 m depth. SEM microphotograph, 15 kV. The base of the figure is 400 micron. Ilmenite lamellae (dark) in titanomagnetite showing early dissolution pits. Most samples show clear signs of ilmenite dissolution although virtually fresh titanomagnetite with ilmenite exsolution may be found in cuttings from dykes and intrusions. This may reflect restricted permeability that isolates rock-domains from interaction with the geothermal fluid.

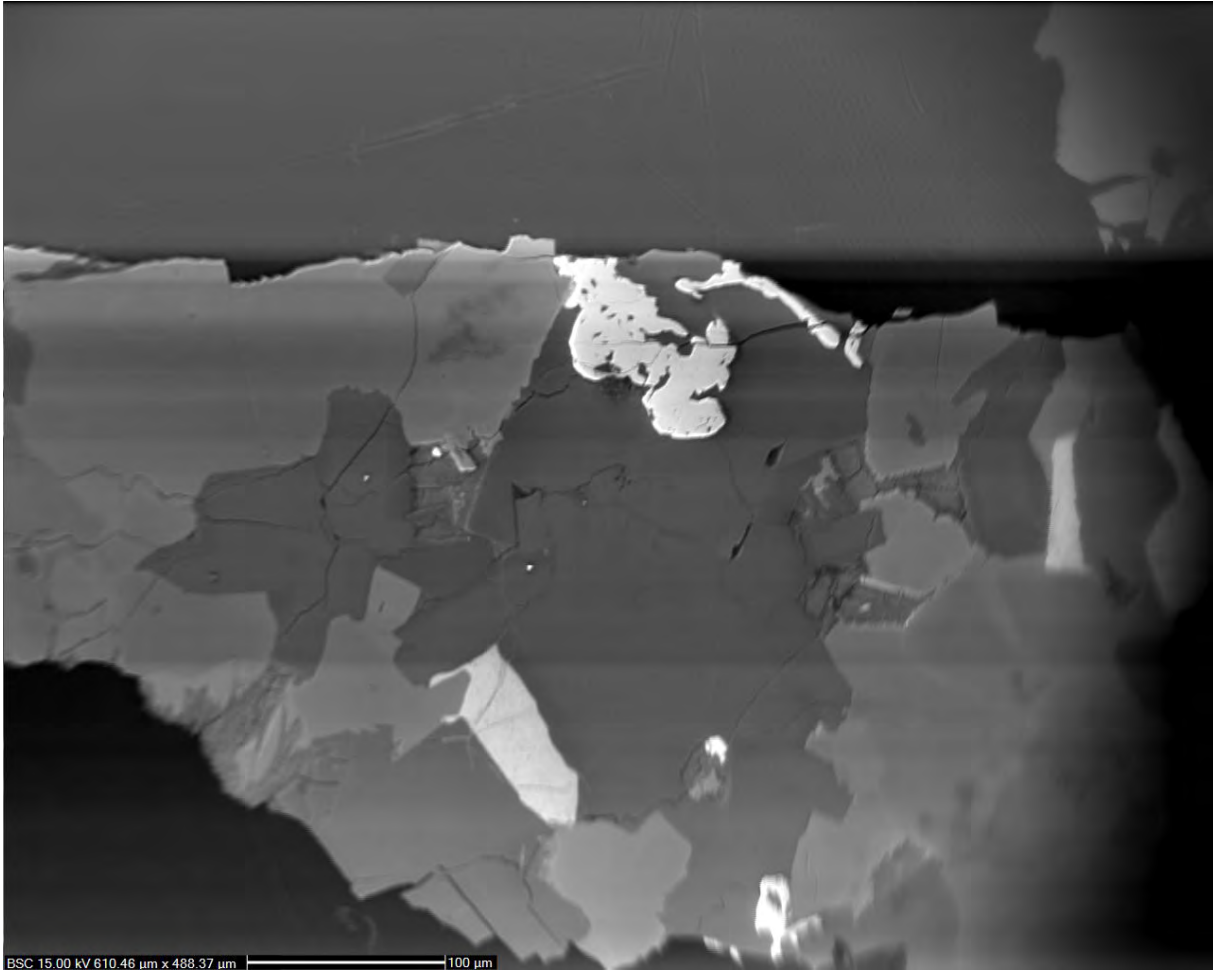


Figure 11. Sample from well HE-42, 938 m depth. SEM microphotograph, 15 kV. The base Figure is 500 micron. The lower light crystal is maghemite showing typical curvy cracks. The upper light crystal is a pyrite bleb.

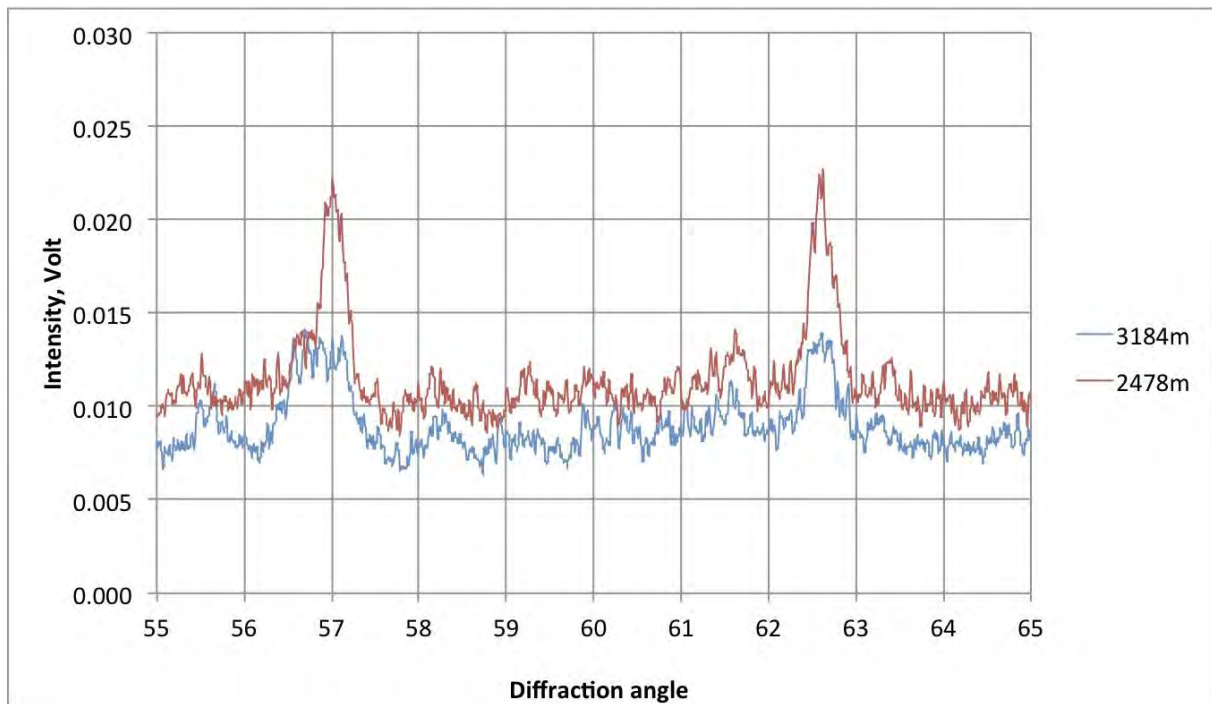


Figure 12. X-ray diffractogram of two magnetic fractions from well HE-42. The upper trace (red) shows almost undistorted diffractogram of titanomagnetite while the lower trace (blue) shows broadening of the Peaks 311 (left) and 400 (right). Peak broadening indicates a range of compositions, the Ti-rich compositions with larger d-spacing are shifted towards lower diffraction angle.

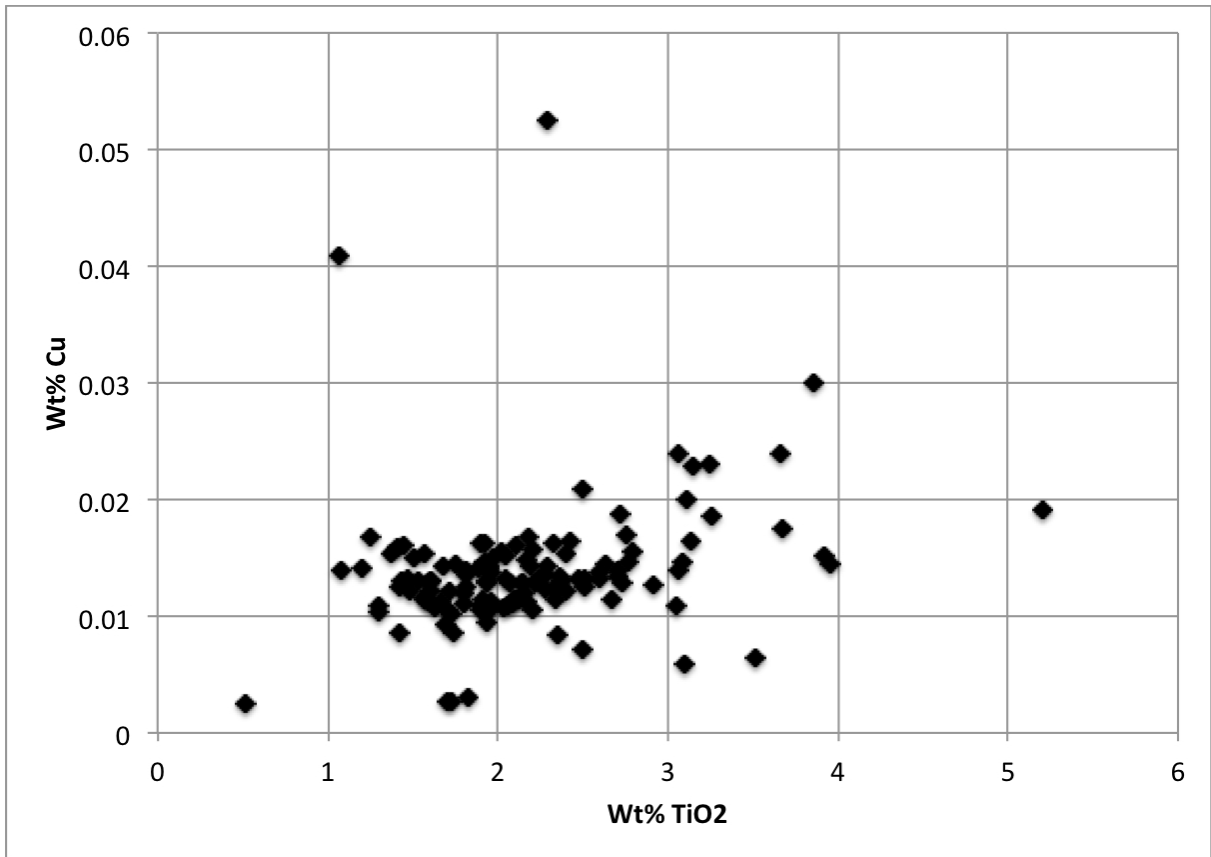


Figure 13. Plot of Cu vs. TiO₂ in the Hellisheidi rift segment (Nielsson, 2011). Average Cu content is about 125 ppm. Some samples show Cu loss due to elemental mobility during alteration while other comprise Cu anomalies associated with aquifers. Note the broad co-variation of Ti and Cu that may be attributed to the high distribution coefficient of Cu in ilmenite.

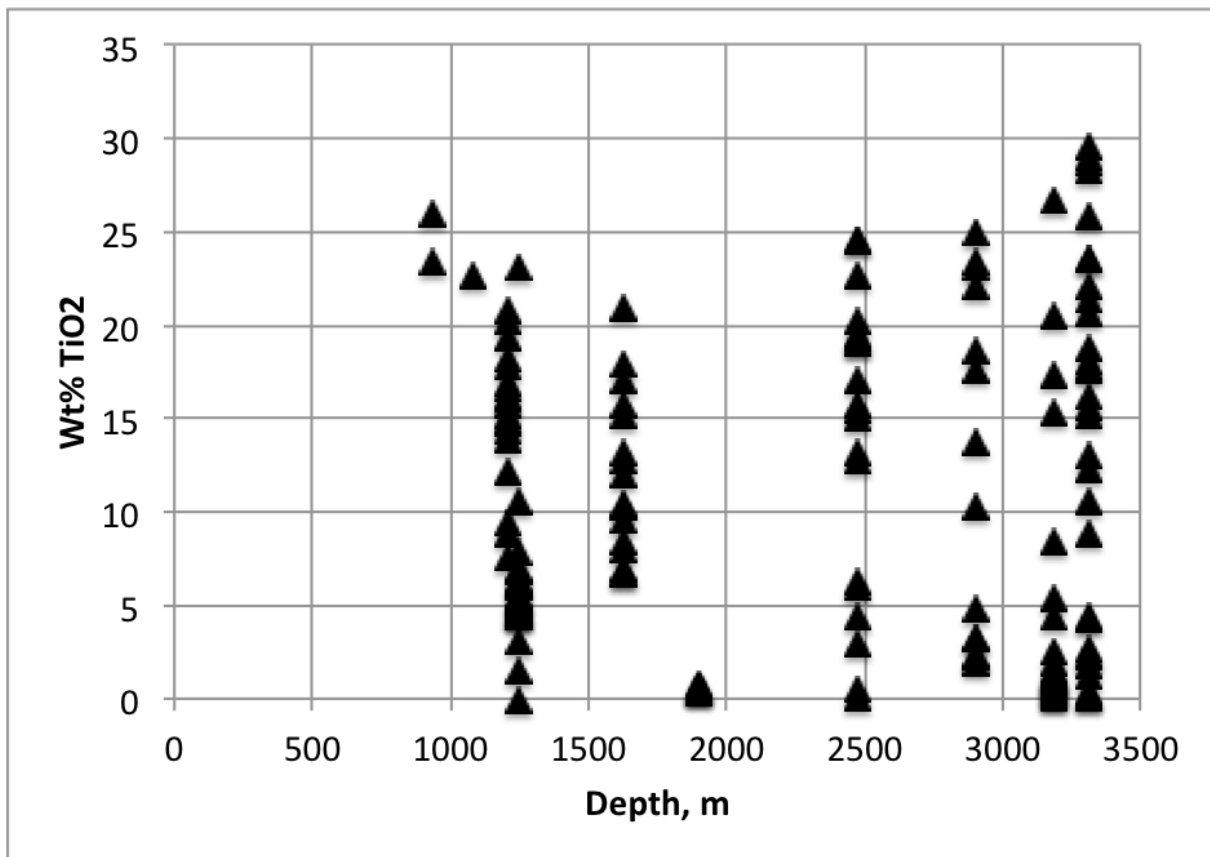


Figure 14. Ti-content of oxides plotted against depth. Igneous exsolution of titanomagnetite can lead to titanomagnetite with about 5 Wt% TiO₂. Oxides with lower Ti-content are titanomaghemite. Hematite plots on the baseline. Igneous and hydrothermal oxides are separated by a compositional gap at depth.

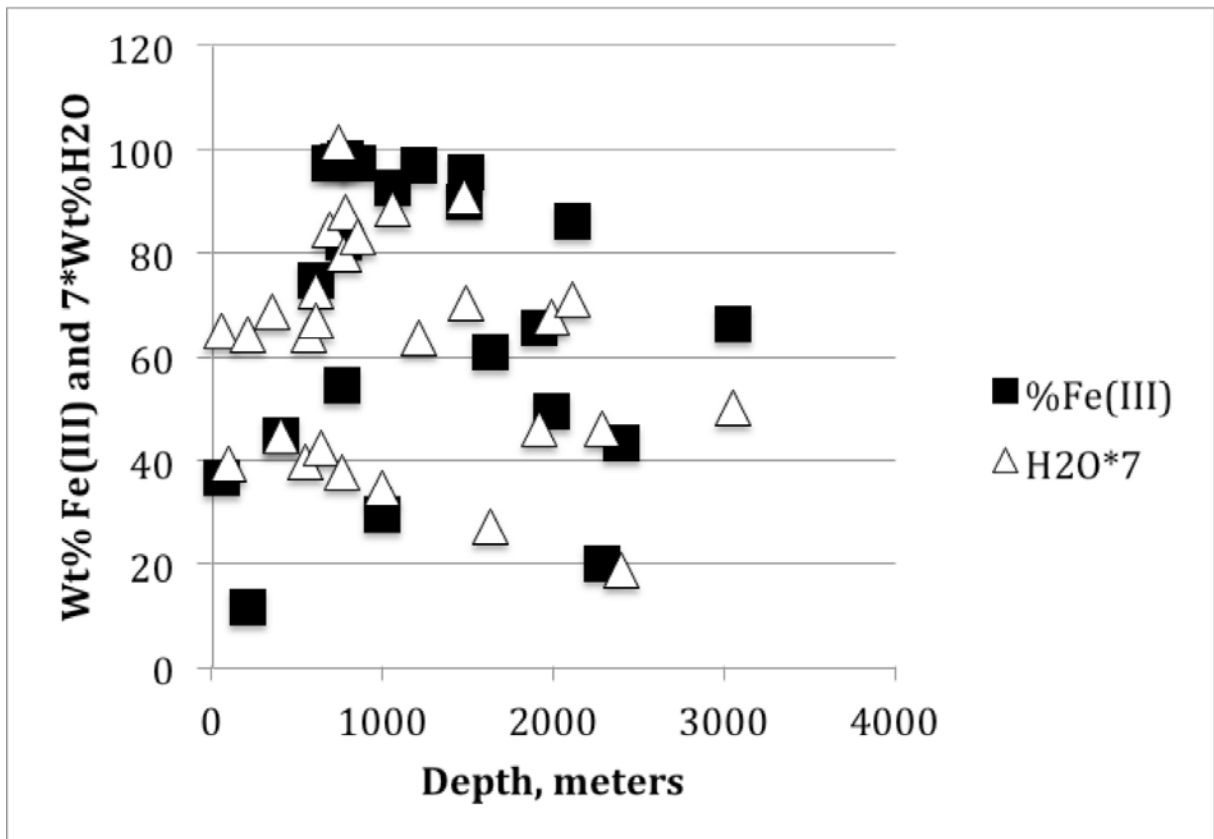


Figure 15. Water content and %Fe(III) in alteration minerals from some Hellisheidi geothermal wells (Snaebjornsdottir, 2011).

Hydration and oxidation sets in at a depth of 500-1000 m. Increased alteration producing minerals with low water content as compared with clay increases below about 1500 m. This lowers the total water content of the alteration minerals and %Fe(III) decreases due to dissolution of reduced igneous phases, mainly pyroxene. The dry less oxidized samples represent intrusive rocks.