

Stefán Arnórsson

EÐLI OG ENDURNÝJANLEIKI JARÐVARMAKERFA

Varmi í jarðskorpunni og einstökum jarðvarmakerfum^a getur ekki flokkast með endurnýjanlegum orkulindum skv. viðtekinni skilgreiningu, sem segir að endurnýjanlegar orkulindir endurnýi sig jafnhratt eða hraðar en af þeim er tekið. Raunar er endurnýjun jarðvarma hvar sem er á jörðinni, a.m.k. þar sem nýting er umfangsmikil, svo hæg að það munar nánast ekkert um hana. Því er rétt að líta á öll jarðvarmakerfi sem varmanámur. Það skiptir miklu máli, bæði fyrir almenning og ráðamenn á Íslandi, að vita og skilja að jarðhitaauðlindin er í eðli sínu ekki endurnýjanleg. Sú vitneskja og sá skilningur skipta raunar sköpum fyrir mótun viðhorfa okkar til þess hvernig auðlindin skuli nýtt. Evrópusambandið og orkumálaráðuneyti Bandaríkjanna (Ministry of Energy) flokka jarðvarma sem endurnýjanlega orkulind þótt það standist ekki eðlisfræðilega. Svo virðist sem flokkun þessara aðila byggist ekki á eðli jarðhitalindarinnar heldur því að jarðvarminn er tiltölulega vistvæn orkulind og varmafordinn í jarðskorpunni gífurlegur. Af þeim sökum er ástæða til að leggja aukna áherslu á nýtingu jarðvarma en draga sem mest úr notkun jarðefnaeldsneytis vegna þeirra hnattrænu breytinga á umhverfinu sem fylgja nýtingu þess. Hingað til hefur nýting jarðvarma á heimsvísu byggst á borunum í jarðhitakerfi með leku bergi. Þorri alls varma í jarðskorpunni er hins vegar í þéttu, vatnssnaudu bergi, enda er það algengast. Núverandi tækniþekking leyfir ekki nýtingu varma í þéttu bergi, en með þróun nýrrar tækni gæti hún tekist. Fari svo, opnast gífurlega stór varmanáma. Mikið fé er nú lagt í að þróa slíka tækni, en hún er tæplega áhugaverð fyrir jarðhitanýtingu á Íslandi, a.m.k. ekki í fyrirsjáanlegri framtíð.

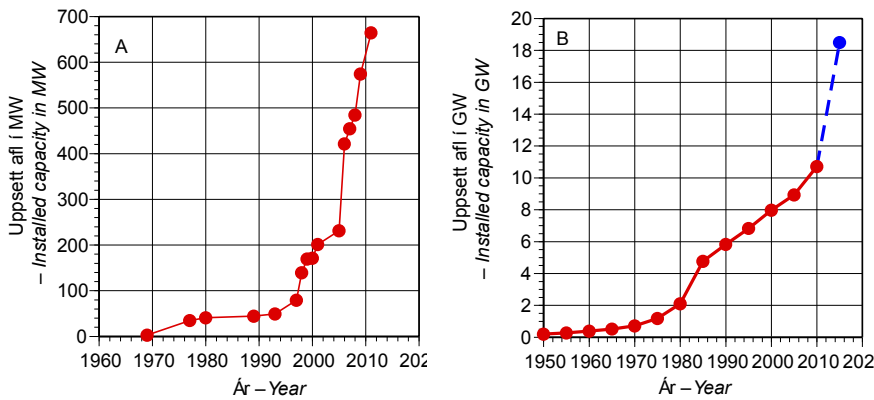
INNGANGUR

Jarðvarmi er meðal verðmætustu auðlinda á Íslandi. Á heimsvísu er jarðvarminn lítil orkulind þótt hann sé mikilvægur í mörgum löndum, ekki síst þróunarlöndum. Jarðvarmi hefur nokkra sérstöðu meðal orkulinda. Hann er staðbundin auðlind í jörðu og notkunarmöguleikarnir eru margir. Þeim er jafnan skipt í tvo flokka, raforkuframleiðslu annars vegar og beina nýtingu varmans hins vegar, eins og til upphitunar húsa og fyrir ýmsan iðnað.^{1,2}

Vegna þess að jarðvarmi er auðlind í jörðu er ætíð óvissa fyrir hendi um árangur þegar áform um nýtingu á tilteknu svæði verða að veruleika. Óvissan stafar af því að upplýsingar um eiginleika auðlindarinnar skortir þegar lagt er af stað með nýtingu fyrir augum. Þessara upplýsinga verður ekki aflað nema með borunum og þær eru dýrar. Þá er ekki vitað með vissu í upphafi hvernig tiltekið jarðhitakerfi, sem tekið er til vinnslu, bregst við vinnsluálaginu eða hversu lengi það endist.

Viðskipta- og markaðslega séð er notkun jarðvarma til raforkuframleiðslu allt annars eðlis en notkun jarðefnaeldsneytis (jarðolíu, jarðgass og kola) og kjarnorku. Tveir síðarnefndu orkugjafarnir eru keyptir á markaði og fluttir þangað sem raforkunnar er þörf, og bygging nýrra raforkuvera er endurteknung á byggingu **eldri** raforkuvera. Allt þetta gerir það kleift að dagsetja með löngum fyrirvara gangsetningu nýrra raforkuvera sem nota jarðefnaeldsneyti eða kjarnorku og ákveða stærð þeirra miðað við þarfir markaðarins. Um vatnsafl gildir svipað. Því fylgir ekki mikill kostnaður að meta með góðri vissu stærð og hagkvæmni vatnsaflsvirkjana þótt það geti tekið langan tíma. En jarðhitinn er annars eðlis. Áður en unnt er að taka vel grundaða ákvörðun um byggingu jarðgufuvirkjunar, bæði stærð hennar og gangsetningu, er ekki aðeins nauðsynlegt að fjárfesta mikið í borunum heldur einnig meta vandlega umhverfisáhrif nýtingar. Auk þess er óvíst að sú stærð virkjunar sem markaðurinn þarfnast sé í takt við óvissuna um hvað auðlindin beri stóra virkjun og hversu lengi hún muni endast. Það er því aðeins auðvelt að virkja jarðgufu til raforkuframleiðslu að gangsetja megi virkjanir hvenær sem er og þá af þeirri stærð sem tekur mið af þekkingu á auðlindinni. Kjöraðstæður eru fyrir hendi ef tilgangurinn með jarðgufuvirkjunum er sá

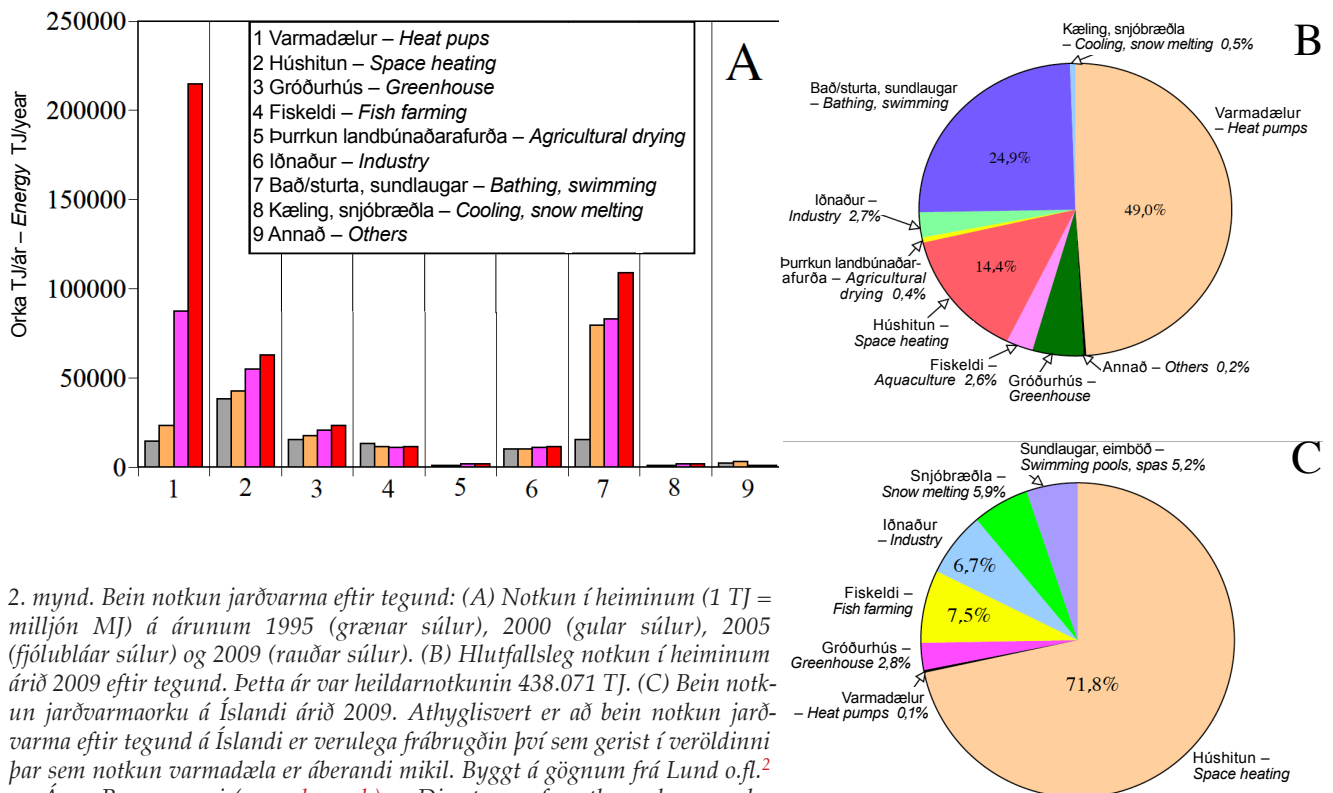
^a Orðið jarðvarmakerfi er hér notað í sömu merkingu og enska hugtakið „geothermal system“. Hér er orðið jarðhitakerfi látið samsvara enska hugtakinu „hydrothermal system“ og er það í samræmi við málvenju.



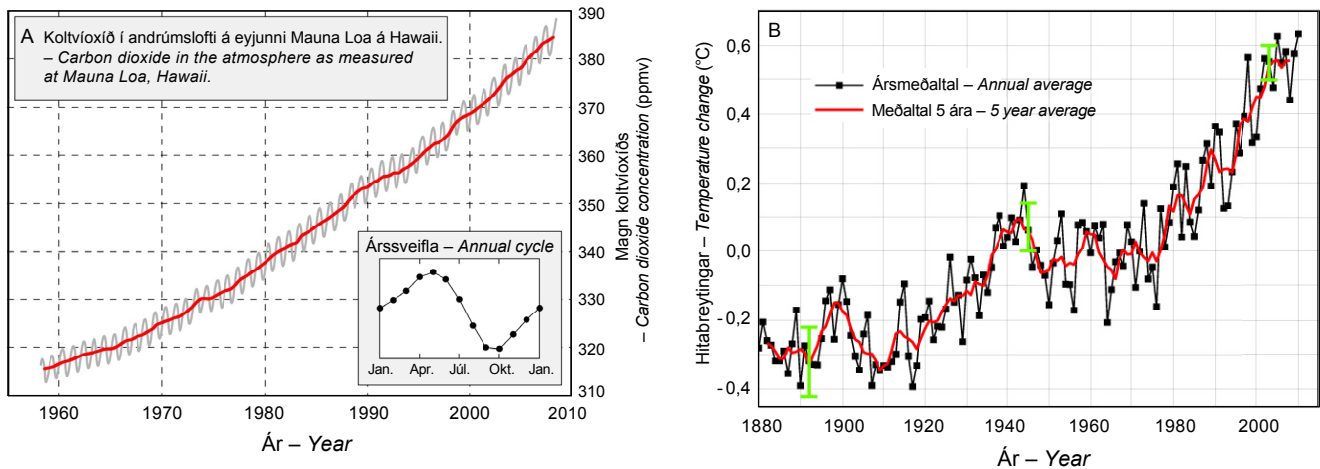
1. mynd. Uppsett rafafli jarðgufuvirkjana (A) á Íslandi árið 2011 og (B) í heiminum árið 2009. Á síðustu 25 árum hefur árlegur vöxtur í heiminum verið nálægt 230 MW. Spár um vöxt hafa jafnan verið hærrí en raunvöxtur alveg eins og nú er fram til 2015 (bláa slítu línun). Uppsett afl jarðgufustöðva á Íslandi er 6,2 % af heildinni. Gögn fyrir heiminn eru frá Bertrani¹ en fyrir Ísland eru þau unnin upp úr grein í Jökli³ og skv. munnlegum upplýsingum frá Árna Ragnarssyni hjá Samorku. – Installed capacity of geothermal power plants in (A) Iceland in 2011 and (B) worldwide in 2009. During the last 25 years annual growth has been about 230 MW. In the past, development plans have generally been higher than real growth. The same may be the case up to 2015 (blue broken line). Installed capacity of plants in Iceland is 6.2% of the total. Data for the world are from Bertrani¹ but those for Iceland are from Stefán Arnórsson et al.³ and oral information from Árni Ragnarsson at Samorka.

að minnka notkun annarra orku-gjafa, annaðhvort af umhverfis- eða hagkvæmniástæðum. Af ofansögðu virðist ekki líklegt að nýting jarðhita á heimsvísu til raforkuframleiðslu taki stór stökk fram á við, a.m.k. ekki í fyrirsjáanlegri framtíð, heldur verði vöxturinn tiltölulega hægur eins og verið hefur undanfarnin 25 ár (1. mynd). Á hinn bóginn hefur bein notkun jarðvarma aukist mjög mikið á síðustu tveimur áratugum. Stafar sú aukning mest af stórau- kinni notkun varmadælna (2. mynd).

Það er alveg ljóst að auðlindir jarðar eru takmarkaðar. Sú stað- reynd hefur leitt þess viðhorfs að fara skuli vel og sparlega með þessar auðlindir og leggja áherslu á sjálfbæra þróun, en þróun er sjálfbær ef hún fullnægir þörfum samtíð- arinnar án þess að skerða möguleika þörfum sínum.⁴ Með þetta í huga ætti að leggja áherslu á fjölnýtingu háhita fremur en nýtingu til raforku-



2. mynd. Bein notkun jarðvarma eftir tegund: (A) Notkun í heiminum (1 TJ = milljón MJ) á árunum 1995 (grænar súlur), 2000 (gular súlur), 2005 (fjólubláar súlur) og 2009 (rauðar súlur). (B) Hlutfallsleg notkun í heiminum árið 2009 eftir tegund. Þetta ár var heildarnotkunin 438.071 TJ. (C) Bein notkun jarðvarmaorku á Íslandi árið 2009. Athyglisvert er að bein notkun jarðvarma eftir tegund á Íslandi er verulega frábrugðin því sem gerist í veröldinni þar sem notkun varmadæla er áberandi mikil. Byggt á gögnum frá Lund o.fl.² og Árna Ragnarssyni (munnl. uppl.). – Direct use of geothermal energy by type: (A) Worldwide usage (1 TJ = million MJ) in the years 1995 (green columns), 2000 (yellow), 2005 (purple) and 2009 (red). (B) Worldwide percentage usage in 2009 by type. This year the total use was 438,071 TJ. (C) Direct use of geothermal energy in Iceland in 2009 by type. It is noteworthy that the type of usage in Iceland differs much from that of the rest of the world where the usage of geothermal heat pumps has expanded enormously. Based on Lund et al.² and oral information from Árni Ragnarsson at Samorka.



3. mynd. (A) Aukning á koltvíoxíði í andrúmsloftinu samkvæmt mælingum á Mauna Loa á Hawaii og (B) meðalhlynun andrúmslofts við yfirborð jarðar. Koltvíoxíðstyrkurinn (ppmv) er í mg í lítra. Byggt á Wikipedia.⁹ – (A) Increase in atmospheric carbon dioxide according to monitoring at Mauna Loa on Hawaii and (B) increase in global temperatures at Earth's surface. The carbon dioxide concentration is in mg/L (ppmv). Based on Wikipedia.⁹

framleiðslu eingöngu, a.m.k. þar sem henni verður við komið, vegna þess að með fjölnýtingu er auðlindin vel nýtt (hér má nefna Svartsengi og á Nesjavelli sem dæmi) en ekki þegar eingöngu er um raforkuframleiðslu að ræða. Vilji Íslendingar fara að núverandi stjórnarstefnu og styðja sjálfbæra þróun í verki, ætti þjóðin að greiða arð af nýtingu jarðhita í auðlindasjóð til handa komandi kynslóðum, því einstök jarðhitakerfi eru endanleg orkulind.⁵ Þá þyrfti að grandskoða í ljósi sjálfbærrar þróunar hvort íbúar og fyrirtæki í þéttbýli ættu ekki að hafa forgang að nýtingu jarðhitakerfa sem eru innan seilingar og þá aðallega til upphitunar húsa.

ORKU- OG UMHVERFISMÁL Í HEIMINUM

Margir áratugir eru síðan áhyggjur vöknudu um að hratt væri gengið á olíulindir jarðar og að því kæmi í fyrirsjáanlegri framtíð að þær yrðu þurrausnar (sjá 1. töflu og Meadows o.fl.⁶). Einnig er nú fyrirsjáanlegt að endingartími kolalaga er ekki meiri en 100–200 ár miðað við vinnsluna nú, og enn minni ef vinnsla eykst áfram eins og hún hefur gert, nema umtalsvert magn nýrra kolalaga finnst, en talið hefur verið að kolaframleiðsla nái hámarki eftir 5 ár.⁷ Það sem nú virðist þó vera enn meira áhyggjuefni á heimsvísu

en takmörkuð ending jarðefnaeldneysis eru umhverfisáhrif af nýtingu þeirrar orkulindar, bæði afleiðingar hnattrænnar hlýnunar og súrnunar sjávar.⁸ Fyrirboði þessarar hlýnunar er fyrst og fremst vaxandi styrkur koltvíoxíðs í andrúmsloftinu (3. mynd). Evrópusambandið leggur mikla áherslu á að nýta aðra orkugjafa en jarðefnaeldsneyti, bæði hefðbundna og nýja, til að hamla gegn nefndum umhverfisáhrifum, þar á meðal jarðvarmakerfi af þeirri gerð sem Íslendingar þekkja en öllu fremur aðrar gerðir jarðvarmakerfa. Af sömu ástæðu hefur áhugi á byggingu kjarnorkuvera til rafmagnsframleiðslu einnig aukist, þótt hörmungarnar í Japan í mars á árinu 2011 gætu sett strik í reikninginn. Við blasir að úran, orkulindin sem yfirleitt er nefnd kjarnorka, er endanleg orkulind. Áhersla á aukna nýtingu kjarnorku sýnir vilja til að draga úr notkun jarðefnaeldsneytis, ekki aðeins vegna þess að það er endanleg orkulind heldur vegna þess að þannig má draga úr hnattrænum loftlagsbreytingum sem orsakast af brennslu jarðefnaeldsneytis.

ENDURNÝJANLEGAR OG ENDANLEGA ORKULINDIR

Orkulindum jarðar hefur verið skipt í tvo flokka, endurnýjanlegar og endanlegar. Endanlegar orkulindir eyðast eftir því sem af þeim er

tekið en endurnýjanlegar orkulindir endurnýja sig jafnhvort eða hraðar en af þeim er tekið. Það sem réttlætir þessa skiptingu í tvo flokka er að flestar þær orkulindir sem jarðarbúar nýta falla vel undir hana. Sumar þessara orkulinda endurnýja sig mjög hægt, á milljónum eða tugmilljónum ára, jafnvel lengri tíma, en aðrar mjög hratt, sumar á fáum klukkustundum eins og bein sólarorka eða vindurinn. Enn aðrar orkulindir endurnýja sig á áratugum eða árþúsundum eins og víður og mór. Tvískiptingin er því ekki annað en nálgun og vafalítið til orðin vegna sívaxandi vinnslu jarðefnaeldsneytis, en endurnýjun þess tekur vart skemmri tíma en tugmilljónir ára og útlit er fyrir að þessi orkulind verði uppurin eftir eina til tvær aldir eða svo, a.m.k. ef notkun heldur áfram að vaxa eins og hún hefur gert undanfarna áratugi.¹⁰

Evrópusambandið flokkar „geothermal energy“ (jarðvarmaorku) sem endurnýjanlega orkulind og skilgreinir hugtakið á þessa lund í Official Journal of the European Union:¹⁰

„... energy stored in the form of heat beneath the surface of the solid earth“

eða „orka á formi varma undir yfirborði hinnar föstu jarðar“ (þýð. höf.). Eins skilgreinir Orkumálaráðuneyti Bandaríkjanna jarðvarma sem endurnýjanlega orkulind. Í Survey of

1. tafla. Vinnsla jarðefnaeldsneytis árið 2009, forði og stærð auðlinda. – Production of fossil fuel in 2009, reserve and resource size.

Land – Country	Framleiðsla – Production 2008	Forði ^a (10 ⁶ tonn) – Reserve ^d 10 ⁶ tonnes	Ending (ár) – Duration (years)	Stærð auðlindar (10 ⁶ tonn) – Size (10 ⁶ tonnes)	Ending (ár) – Duration (years)
Kol – Coal					
Bandaríkin – United States	1.061,8	237.295	223	442.414	417
Rússland – Russia	326,5	157.010	481	194.000	594
Kína – China	2.782,0	114.500	41	?	
Ástralía – Australia	397,6	76.400	192	100.500	253
Indland – India	515,8	60.600	117	105.820	205
Þýskaland – Germany	194,4	40.699	209	?	
Kasakstan – Kasakstan	104,9	33.600	320	62.200	593
S-Afríka – South Africa	251,0	30.156	120	?	
Kólumbía – Columbia	73,5	6.746	92	?	
Kanada – Canada	68,1	6.582	97	22.022	323
Önnur lönd – Other countries	963,6	97.350	101		
Samtals – World total	6.739,2	860.938	128		

Hráolía og jarðgas – Crude oil and natural gas

Sádi-Arabía – Saudi-Arabia	515,5	34,518	67	264.063	
Íran – Iran	220,1	17,329	79	137.610	
Írak – Irak	119,3	15,478	130	115. 000	
Venúsúela – Venezuela	131,6	13,997	106	99.377	
Kúveit – Kuwait	137,3	13,679	100	101.500	
Sameinuðu furstadæmin – United Emirates	139,5	12,555	90	97.800	
Rússland – Russia	488,5	10.647	22	79.000	
Líbía – Lybia	86,5	5,712	66	44.271	
Nígería – Nigeria	105,3	4,953	47	37.200	
Bandaríkin – United States	305,0	3,429	11	28.396	
Önnur lönd – Other countries	1.699,5	30,741	18		
Samtals – World total	3.948,1	163.038	41		

^a Tölur um forða (e. *proved recoverable reserves*) eru skilgreindar þannig: Kol/olía í þekktum kolalögum/olíulindum sem nýta má í framtíðinni miðað við núverandi og væntanlegt fjármálaástand og með núverandi tækni. Tölur um stærð (e. *proved amount in place*) eru skilgreindar svo: Magn kola/olíu sem eftir er í þekktum kolalögum/olíulindum sem hefur verið vandlega mælt og metið vinnanlegt miðað við núverandi og væntanlegt fjármálaástand og með núverandi tækni. – *Values for proved recoverable reserves are defined as follows: Coal/oil in known coal beds/reservoirs that can be recovered in future by present and expected economy and present technology. Values for proven amount in places are defined as follows: amount of coal/oil in known coal beds/oil reservoirs that have been carefully measured and are considered extractable by present and expected economy and by present technology.*

Energy Resources, bls. 462, stendur orðrétt:¹¹

„Jarðvarmaorka er yfirleitt flokkuð sem endurnýjanleg auðlind þar sem endurnýjanleg lýsir einkennum auðlindarinnar: Orkan sem tekin er úr auðlindinni endurnýjast stöðugt á tímakvarða svipuðum þeim sem orkuvinnslan nær yfir“.

(þýð. höf.) og er vitnað í Valgarð Stefánsson¹² í þessu sambandi. Af ofangreindu orðalagi mætti ráða að sá sem ritar í Survey of Energy Resources sé ekki sannfærður um niðurstöðu Valgarðs eða að sérfræðingar um þessa auðlind séu ekki allir á sama máli. Raunar er það svo að Guðmundur Pálmason⁵ kemst að þeirri niðurstöðu að rétt sé að líta á

jarðhitann sem endanlega orkulind, því lítið sem ekkert muni um endurnýjun varmans í jarðhitakerfum sem nýtt eru að einhverju marki. Niðurstöður Mannington o.fl.¹³ og Glover og Mroczek¹⁴ sýna að lítið er á Wairakei-jarðhitasvæðið á Nýja-Sjálandi sem varmanámu með tiltekinn endingartíma. Vinnslusaga og eiginleikar þessa svæðis

hafa líklega verið athuguð ítarlegar en á nokkru öðru jarðhitasvæði. O'Sullivan o.fl.¹⁵ komast að þeirri niðurstöðu að endurnýjunartími einstakra jarðhitakerfa sem tekin eru til nýtingar sé í réttu hlutfalli við hversu mikill varmi er tekinn úr kerfunum með vinnslunni umfram náttúrulegt varmatap. Feta þeir í fótspor Sanyal¹⁶ sem áður hafði komist að þessari niðurstöðu. Jafnframt telur Sanyal¹⁶ rétt að líta á þessa orkulind sem endanlega því hagkvæm vinnsla gerir oftast kröfu á upptöku varma úr jarðhitakerfum langt umfram náttúrulegt varmatap frá þeim og þar með varmanámi úr heitu bergi kerfanna. Endurnýjunartími háhitakerfa sem nú eru nýtt er að mati Sanyal¹⁶ oft tífalt lengri en tímabil vinnslu, þ.e.a.s. 500–1000 ár miðað við 50–100 ára vinnslutíma eins og t.d. í Kröflu og á Nesjavöllum.

Gunnar Böðvarsson¹⁷ og Trausti Einarsson¹⁸ deildu um það um árabíl hvort lághitinn á Íslandi væri í eðli sínu endurnýjanleg fremur en endanleg orkulind. Trausti taldi þessa orkulind vera æstæða, þ.e. endurnýjanlega, en Gunnar taldi hana tímabundið fyrirbæri, þ.e. endanlega. Hitamælingar í djúpum holum á nokkrum lághitasvæðum sem boraðar voru eftir að þeir Trausti og Gunnar settu upphaflega fram tilgátur sínar um uppruna lághitans sýna svo ekki verður um villst að varmagjafi lághitakerfanna er heitt berg í rótum þeirra. Sveinbjörn Björnsson¹⁹ mun hafa bent á þetta fyrstur manna, en nokkru síðar hnykktu Axel Björnsson o.fl.²⁰ á því að tilgáta Gunnars væri rétt og studdu álit sitt vandaðri úttekt á lághitanum.

Frá sjónarhóli eðlisfræði stenst flokkun Evrópusambandsins og Orkumálaráðuneytis Bandaríkjanna ekki. Vissulega endurnýjast varminn í jörðinni, en það gerist ákaflega hægt. Nefna má að sú varmaorka sem er í efstu 10 km jarðskorpuunnar undir Íslandi jafngildir þeim varma sem flæðir inn í jarðskorpuuna úr dýpi jarðlögum á 1,3 milljónum ára.³ Það gefur hugmynd

um endurnýjunartímamann. Svo virðist sem flokkun Evrópusambandsins sé byggð á áhyggjum af hlýnun jarðar og súrnun sjávar vegna bruna jarðefnaeldsneytis (jarðgass, jarðolíu, kola) en ekki á eðlisfræðilegum eiginleikum jarðhitalindarinnar. Vistvænar orkulindir eru flokkaðar sem endurnýjanlegar en óvistvænar sem endanlegar.

Hvort eða að hve miklu leyti jarðvarmalindin er endurnýjanleg yfir tiltekið tímabil varðar eðli hennar, þótt umfang vinnslu hljóti óhjákvæmilega einnig að koma við sögu. Með sanni má segja að jarðhiti sé endurnýjanleg orkulind ef nýtingin felur í sér beislun sjálfrennslis úr laugum og hverum, því slík nýting gengur ekki á auðlindina. Öðru máli gegnir um nýtingu í stórum stíl, þ.e.a.s. verulega umfram náttúrulegt varmatap. Slík nýting felur í sér varmatöku langt umfram náttúrulegt varmatap og ekki verður séð að nýtingin örvi varmaflæði í kerfið í takt við aukna varmatöku úr því. Gagnvart slíkri nýtingu ber að líta á einstök jarðhitakerfi sem varmanámur.

Á 2. mynd sést að bein nýting jarðvarma hefur vaxið gífurlega á undanförunum tveimur áratugum, langmest með aukinni notkun varmadæla. Má nefna að Svíar nota nú meiri jarðvarma en Íslendingar með þessum hætti.² Frá sjónarhóli eðlisfræði er ekki fullkomlega ljóst að hve miklu leyti varmadælur sem flokkast undir „geothermal heat pumps“ nýta varma úr iðrum jarðar og að hve miklu leyti sólarorku sem viðheldur meðalárshita grunnt í jörðu. Slíkar varmadælur eru einnig nefndar „ground source heat pumps“ á ensku, og er það nákvæmara orð að mínu viti. En þetta skiptir ekki máli, heldur hitt að hér er um að ræða vistvæna orkulind sem er endurnýjanleg, a.m.k. sólarhlutinn af henni. Skilgreiningin sem miðað er við fyrir jarðvarmadælur hjá Evrópusambandinu er sú að um jarðvarma sé að ræða ef nýtingardýpið er neðan 30 feta (9 m) en ofan þessa dýpis er það sólarorka. Í raun er ekki rétt að binda sig við tiltekið dýpi því jarðfræðilegar

aðstæður, eins og þykkt lausra jarðlaga og úrkoma, eru breytilegar frá einum stað til annars og ráða nokkru um það á hvaða dýpi sólarorkan og jarðvarmaorkan mætast. Sumarúrkoma, sem sígur niður í jarðveg og setlög, getur vissulega hitað upp þessar jarðmyndanir niður á meira en 9 m dýpi.

ORKUBÚSKAPUR JARÐAR

Jörðin myndaðist úr geimryki fyrir rúmum 4.500 milljón árum. Í upphafi var hún mjög heit, jafnvel bráðin að hluta.²¹ Geimryksagnirnar öðluðust hreyfiorku þegar þær drógust hver að annarri fyrir áhrif þyngdarafllisins. Þessi orka breyttist í varmaorku þegar agnirnar komu saman og stöðvuðust. Jörðin hitnaði enn frekar við niðurbrot skammlífra geislavirkra efna. Þegar jörðin var enn ung, ef til vill ekki meira en 10 milljón ára, lenti hún í árekstri við aðra reikistjörnu sem líklega hefur verið á stærð við Mars.²² Við áreksturinn bráðnaði jörðin að miklu leyti þegar hreyfiorka reikistjarnanna breyttist í varmaorku og efni úr jörðinni þeyttist út í geiminn og myndaði tunglið.²² Yfirborð jarðar varð fljótandi hrauntjörn. Hægt og hægt kólnaði jörðin niður, en niðurbrot langlífra geislavirkra efna myndar varma sem viðheldur háum hita í jörðinni. Þau geislavirku efni sem mestan varma mynda með niðurbroti sínu eru ²³⁸U (lesið úran-238), ²³⁵U (úran-235), ²³²Th (þóríum-232) og ⁴⁰K (kalíum-40).

Sá varmi sem myndast í jörðinni leitar út um yfirborðið með leiðingu og fyrir áhrif eldfjalla og jarðhitakerfa og tapast að lokum út í geiminn. Ýmsir hafa metið þetta varmaflæði og þá fyrst og fremst þann hluta sem berst með leiðingu.^{23–26} Tölurnar liggja á bilinu 31.000–47.000 gígavött (GW). Síðasta matið, sem byggist á flestum mælingum, gefur hæsta varmaflæðið (47.000 GW) og er skekkjan metin ±3 GW. Inni í þessu mati er jarðhiti á sjávarbotni með 1.000–2.000 GW en hvorki jarðhiti á landi né eldgos. Davis og Davis²⁶ telja að

talán mundi ekki hækka um meira en 1.000 GW ef jarðhita á þúrlendi væri bætt við. Hofmeister og Criss²⁴ telja að sá varmi sem var til staðar í upphafi hafi tapast að langmestu út í geiminn. En nýlegar athuganir eftir kjarnorkuslysið í Japan í mars 2011 sýna að 24.000 ± 9.000 GW af heildarvarmaflæðinu út um yfirborð jarðar orsakist af niðurbroti geislavirkra efna.²⁷ Því verður að ætla að hátt í helmingur nefnds varmaflæðis stafi af þyngdaraflinu og varma sem myndaðist í jörðinni þegar hún varð til.

Gunnar Böðvarsson¹⁷ hefur metið varmaflutning inn í jarðskorpuna undir Íslandi og einnig hvernig þessi varmi skilar sér út um yfirborðið. Samkvæmt niðurstöðum Gunnars berast 80% (24 GW) varmans með kviku en 20% (6 GW) með leiðingu upp í jarðskorpuna, alls 30 GW. Helmingur þessa varma tapast með leiðingu út um yfirborðið en um fjórðungur í eldgosum og annað eins (~8 GW) með jarðhitavatni og gufu. Séu tölur Gunnars marktækar fyrir jörðina alla er varmaflutningur með kviku til yfirborðs 2.000–3.000 GW. Væri eldvirkni og jarðhita á þúrlendi bætt við mat Davis og Davis²⁶ mundi það hækka um 3.000–4.000 GW.

Guðmundur Pálmason o.fl.²⁸ hafa metið varmafordann í jarðskorpunni undir Íslandi niður á 3 km og 10 km dýpi. Í efstu 10 km nemur varmaorkuforðinn 1,2 EJ (1 EJ = 10^{24} J) en 0,1 EJ í efstu 3 km. Miðað við mat Gunnars Böðvarssonar¹⁷ á orkuflæði og Guðmundar Pálmasonar o.fl.²⁸ á orkuforða svarar varmaorkan í efstu 10 km jarðskorpunnar til varmaflæðis úr möttli í 1,3 milljónir ára en til rúmlega 100.000 ára miðað við varmafordann í efstu 3 km jarðskorpunnar.³ Af þessum tölum má sjá að jarðvarmi getur naumast talist endurnýjanleg auðlind frá sjónarhóli eðliseiginleika hennar.

Varmaflæði út um yfirborð þúrlendis er metið 14.700 GW af Davis og Davis.²⁶ Tækist að nýta þennan varma að hluta, segjum 10%, eða

1.470 GW, er ljóst að þetta endurnýjanlega orkuflæði er ekki stórt á mælikvarða orkunotkunar mannkyns. Í dag er uppsett afl raforkuvera í heiminum eitt hvað á fimmta þúsund GW. Tækist hins vegar með tækniframförum að nýta þann varmaforða sem býr í efsta hluta jarðskorpunnar fengi mannkynið aðgang að nánast óendanlega stórra varmanámu, en slíkar framfarir eru forsenda þess að nýting þessarar varmanámu verði að veruleika. Langt er síðan vísindamenn áttuðu sig á því að framtíðarorkugjafi mannkyns hlýtur að vera sólin og sá orkugjafi er endurnýjanlegur. Varmastreymi frá sólinni á jörðina er um 4.000 sinnum meira en varmaastreymið út um yfirborð jarðar.

FLOKKUN JARÐVARMAKERFA OG EINKENNI ÞEIRRA

Jarðhitasvæði verður best skilgreint sem afmarkað svæði á yfirborði jarðar þar sem hærri hita verður vart en yfirleitt gerist, þ.e. ýmist í laugum, hverum eða heitum jarðvegi. Undir slíkum svæðum er heitt og lekt berg með heitu vatni og/eða gufu, m.ö.o. svonefnt jarðhitakerfi.

Jarðhitakerfi eru hluti af þeim kerfum í jörðu sem hér eru nefnd jarðvarmakerfi (e. *geothermal system*). Hér er orðið jarðhitakerfi notað í sömu merkingu og enska hugtakið „hydrothermal system“. Jarðvarmakerfi hafa verið flokkuð með ýmsu móti, allt eftir reynslu þess sem setur flokkunina fram og einkennum þeirra jarðvarmakerfa sem sá hinn sami þekkir. Það sem réttlætir flokkun er sú staðreynd að jarðvarmakerfi finnast aftur og aftur í samskonar jarðfræðilegu umhverfi. Eftir sem áður eru engin tvö jarðhitakerfi eins í smáatriðum og örugglega ekki með tilliti til vinnslueiginleika. Sú flokkun sem höfundur aðhyllist, vegna þess að hún nær yfir langflest þekkt jarðvarmakerfi, var sett fram af Goff og Janik.²⁹ Flokkunin er þannig:

- 1) kerfi í ungu eldfjallaumhverfi (háhitakerfi)
- 2) sprungukerfi (lághitakerfi)
- 3) kerfi í setlagatrogum (jarðþrýstikerfi)
- 4) kerfi í heitu en þéttu bergi (þurrkerfi)
- 5) kvikukerfi

Íslenskum jarðvarmakerfum sem flokkast undir jarðhitakerfi hefur lengi verið skipt í tvo flokka, þ.e. háhitasvæði (eða háhitakerfi) annars vegar og lághitasvæði hins vegar, eða allt frá því Gunnar Böðvarsson³⁰ setti fram þessa flokkun. Háhitasvæði svara til flokks (1) í flokkun þeirra Goff og Janik²⁹ en lághitasvæði, a.m.k. í flestum tilfellum, til flokks (2).

Háhitakerfi

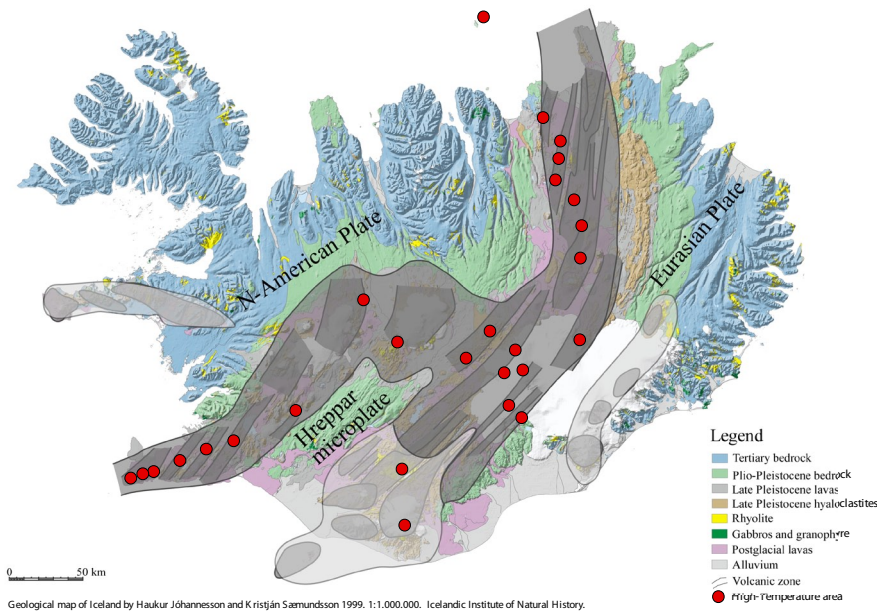
Jarðfræðileg bygging

Flest háhitakerfi á Íslandi liggja á eða nálægt flekaskilum í gosbeltunum þar sem eldstöðvarkerfi með sprungureinum skera flekaskilin (4. mynd). Í eystra gosbeltinu eru háhitasvæðin tengd megineldstöðvum en í vestara gosbeltinu eru ekki megineldstöðvar nema í Hengli.

Jarðskorpunni undir Íslandi hefur verið skipt í fimm lög (0 til 4) út frá mældum hraða hljóðbylgna í hverju lagi.³¹ Borholur ná niður í þrjú efstu lög (0 til 2). Lag 3 er talið gert úr innskotabergi en lög 0 til 2 úr setlögum, hraunlögum og móbergi. Dýpi niður á lag 3 í gosbeltunum er yfirleitt 3–4,5 km. Lag 3 bungar upp undir fornum rofnum megineldstöðvum í gömlu bergi utan gosbeltanna. Ólafur G. Flóvenz³² telur að jarðskorpan skiptist ekki í regluleg lög ofan lags 3 heldur að samfelld breyting verði á eðlisþyngd bergsins með vaxandi dýpi.

Þversnið gegnum háhitakerfi má sjá í fornum og rofnum megineldstöðvum í berggrunni frá kvarter en þó einkum frá neógentímabili^b (áður síðtertíer) hér á landi. Vitað er um tugi fornra megineldstöðva og a.m.k. í mörgum þeirra eru útkulnuð háhitasvæði (5. mynd). Í eldra bergi utan Íslands, þar sem roföflin hafa

^b Samkvæmt jarðsögutöflu Alþjóðjarðfræðisambandsins hefur jarðsögutímabilið tertíer fellt út og í stað þess eru komin tvö tímabil, neógen og paleógen. Neógen nær yfir miósen- og plósentíma og paleógen yfir paleósen-, eósen- og óligósentíma.

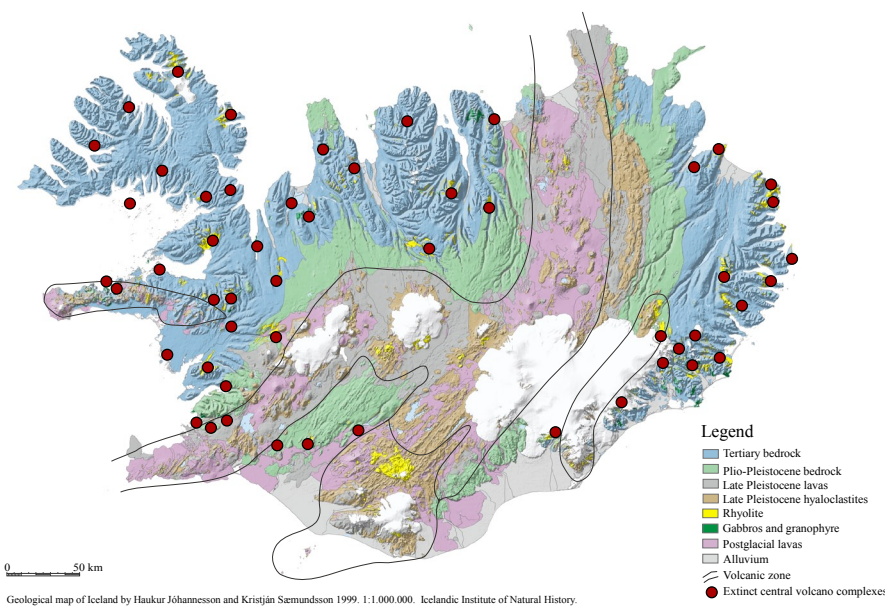


Geological map of Iceland by Haukur Jóhannesson and Kristján Sæmundsson 1999. 1:1.000.000. Icelandic Institute of Natural History.

4. mynd. Virk háhitasvæði. Virku gos- og rekbeltin eru sýnd með gráum lit en dökkgrái liturinn innan þeirra sýnir eldstöðvarkerfi með sprungurein. Fölgrái liturinn sýnir gosbelti þar sem rek er ekki virkt og grái liturinn innan þeirra eldstöðvarkerfi. – Active high-temperature systems. The active volcanic rift zones are shown in gray and the dark gray color within these zones shows volcanic systems with fissure swarms. The pale gray color represents non-rifting volcanic belts and the gray color *within* them volcanic systems.

haft lengri tíma til að vinna sitt verk, má sjá enn lengra niður í jarðskorpuna. Þannig sjást lagskipt gabbró-innskot frá paleógentímabili (áður ártertiér) í Skotlandi sem hafa myndast á 3–5 km dýpi og enn stærra innskot, hið fræga Skaergaard-gabbró, af sömu gerð á austurströnd Græn-

lands sem myndaðist til á 5–8 km dýpi.³³ Ummyndun bergs í og við innskot í fornum megineldstöðvum hér á landi bendir eindregið til þess að háhitakerfin tengist innskotum. Í hinum djúpstæðu innskotum utan Íslands sýna súrefnissamsætur að bergið í þeim hefur hvarfast við



Geological map of Iceland by Haukur Jóhannesson and Kristján Sæmundsson 1999. 1:1.000.000. Icelandic Institute of Natural History.

5. mynd. Forn háhitakerfi í neógen (síð-tertiérum) og kvarterum berggrunni. – Fossil high-temperature systems in neogene (late-tertiary) and *quaternary* formations.

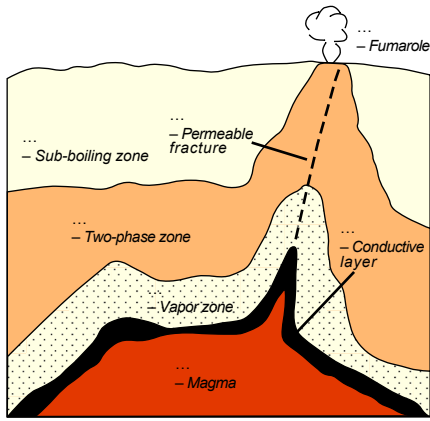
mikið vatn sem er úrkoma að upp- runa.^{34,35} Þessi samsætuskipti segja þó ekkert um lekt bergsins þegar það var að ummyndast.

Basaltkvika sem myndast í mötlli er eðlisléttari en möttulbergið og vill því rísa. Kvikan hefur tilhneigingu til að safnast upp í stórar kvikuþrær á mótum möttuls og jarðskorpu³⁶ en einnig í minni hólf ofar, eða á mótum laga 2 og 3, vegna þess að kvikan er gjarnan eðlisléttari en bergið í lagi 3 en eðlisþyngri en lag 2. Þannig vex lag 3 ofan frá en þrýstist niður um leið.³⁷ Oft nær kvikan þó að mynda smærri innskot í lagi 2, en boranir í mörg virk háhitasvæði sýna að innskot eru jafnan tiltölulega algeng á um 1000 m dýpi og ríkjandi neðan um 2000 m dýpis. Talið er að innskot efst í lagi 3 séu meginvarma- gjafi háhitakerfanna, ýmist bráðin eða storknuð. Grunnstæðari innskot gefa minni varmainnsþýtingu í þessi kerfi. Djúpstæðari innskot gætu einnig veitt varma inn í háhitakerfi ef góð lekt nær nógu djúpt. Að öðrum kosti kólna þessi innskot mjög hægt með varmaleiðingu og duga því ekki til að viðhalda afl- miklum háhitakerfum.

Varmaflæði hefur verið mælt nákvæmlega á háhitasvæðinu á Reykjanesi.³⁸ Náttúrulegt varmatap frá jarðhitakerfinu nemur 130 MW_t á um 2 km² svæði. Erfitt er að skýra svo mikið varmaflæði um jafnlítið svæði, nema ef varmagjafinn undir kerfinu sé mjög heitur, þ.e. kvika eða storknuð innskot sem enn eru mjög heit. Lekt bergsins yfir varma- gjafanum verður líka að vera góð til að öflug hræring jarðhitavökvans sé möguleg. Líkur eru á að hið sama gildi um mörg önnur háhita- svæði en líklega þó ekki öll. Náttúrulegt varmatap hefur einnig verið mælt á ýmsum jarðhitasvæðum erlendis.^{15,16}

Hræring

Gliðnunarprungurnar og mis- gengin í reinunum sem skera háhita- svæðin hafa meiri lekt en þau ungu hraun sem þau skera³⁹ og af gögnum Kristjáns Sæmundssonar og Ingvars Birgis Friðleifssonar⁴⁰ að *dæma*



thermal system, the vapor zone above this layer and the above-lying lower two-phase and the upper sub-boiling reservoirs, respectively.

miklu meiri lekt en berg í dýpri jarðlögum sem þau hafa brotið upp. Írennsli í háhitasvæðin er því að líkindum mest eftir þessum sprungum og uppstreymi verður í þeim yfir heitum varmagjafa. Allar líkur eru á því að öll háhitakerfi séu hræringarkerfi vegna þess hve hiti í þeim er hár og jarðhitavatnið því eðlislétt. Hræringin hlýtur að einkennast af niðurstreymi á köldu grunnvatni í næsta nágrenni háhitakerfanna, jafnvel innan þeirra, en uppstreymi yfir varmagjafanum. Mögulegt er að írennslivatnið sé langt að komið, en sé svo er líklegt að aðrennslið sé tiltölulega grunnt en svo steypist vatnið niður nærri svæðunum sjálfum.⁴¹

Sum háhitasvæði landsins eru margir tugir ferkílómetra að flatarmáli. Ólíklegt verður að teljast að þau einkennist af einu hræringarkerfi, þ.e. einu meginuppstreymi heits vatns og gufu, heldur að uppstreymissvæðin séu fleiri. Boranir á tveimur háhitasvæðum (Kröflu og Nesjavöllum) benda til þess að gufupúði sé í rótum kerfanna næst varmagjafanum, en ofar er heitavatnskerfi þar sem vatnið er sjóðandi (6. mynd). Í Kröflu er hiti undir suðumarki víða ofan á sjóðandi heitavatnskerfi. Síðarnefnda kerfið er jafnan nefnt neðra kerfi en hið fyrrnefnda efra kerfi.⁴² Innihald svonefndra utangarðsefna (klóríðs, bórs) í jarðhitavökvanum í Kröflukerfinu bendir til þess að vökvinn í hinu sjóðandi vatnskerfi sé blanda

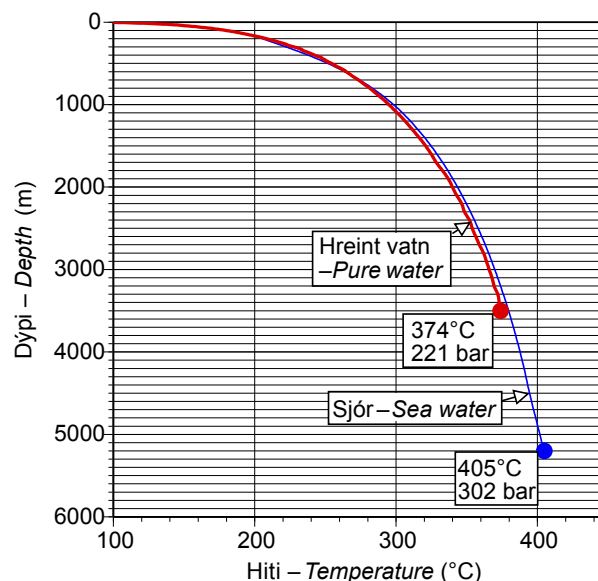
6. mynd. Einfaldað snið af háhitakerfi með gufupúða yfir kviku-varmagjafa. Þessi mynd á sérstaklega við um Kröflu og sýnir varmagjafann (kvikuinnskot), leiðnilagið milli kviku og botns jarðhitakerfisins, gufupúðann yfir því og loks svonefnd neðra og efra kerfi. Vatnið í neðra kerfinu er gufuhitað og við suðu (tvífasa) en í efra kerfinu er hiti undir suðumarki. – Simplified section through a high-temperature system with a vapor-dominated zone above the magma heat source. This section refers specifically to the Krafla system and shows the magma intrusion, the conductive layer between magma and the bottom of the hydrothermal system, the vapor zone above this layer and the above-lying lower two-phase and the upper sub-boiling reservoirs, respectively.

af gufu úr gufupúðanum og vatninu úr efra kerfinu.⁴³ Af landslagi á Kröflusvæðinu að dæma streymir grunnvatn frá norðri til suðurs yfir háhitakerfið. Niðurstöður Giroud⁴³ gefa til kynna að hluti vatnsins í þessum straumi sígi niður að varmagjafanum og breytist í gufu, sem stígur upp og hitar grunnvatnsstrauminn að suðu og alla leið til yfirborðs þar sem gufuuppstreymið er mest, en þar sem það er tregara þéttist öll gufan á leiðinni þannig að efst nær grunnvatnið ekki að hitna að suðumarki.

Gufupúði í rótum háhitakerfa gæti stafað af því að írennsli í ræturnar sé tregt miðað við varmaflæðið frá varmagjafanum, en það þarf þó ekki að vera svo. Ef lekt er góð getur hræringin falið í sér að

vatn sígi niður að varmagjafanum, og þegar það sýður stígur gufan upp vegna þess að hún er mun eðlisléttari en vatnið. Bestu skilyrðin fyrir einvíða hræringu af þessu tagi verða þegar botnhiti er nokkru lægri en krítískur hiti (374°C) vegna þess að þá er seigja vatnsins lítil og mikill munur á eðlisþyngd vatns og gufu.^{44,45} Önnur háhitakerfi eru þannig að við botn hræringar vatnsins er hiti undir suðumarki, t.d. á Reykjanesi og í Svartsengi. Varmaflutningur frá hitagjafa þessara kerfa er ekki eins skilvirkur og í einvíðum hræringarkerfum, sem einkennast af niðurstreymi vatns og uppstreymi gufu.⁴⁴

Eins og áður var nefnt liggja innskot grunnt í virkum háhitakerfum, svo grunnt að þrýstingur vatnsúlu nær ekki krítískum þrýstingi fyrr en komið er niður í varmagjafann, þ.e. á 3,5 km dýpi fyrir ferskvatnskerfi og 5,2 km fyrir jarðsjó⁴⁶ (7. mynd). Sömu sögu er að segja um forn háhitakerfi ef miðað er við upphaflegt yfirborð jarðar þegar þessi kerfi voru virk. Lægi varmagjafinn dýpra gæti yfirkrítískur vökvi vissulega myndast, en eigi hræringarkerfi að ná hærri hita og þrýstingi en svarar til krítíska punktsins verður hiti og þrýstingur að breytast þannig með dýpi að eðlisþyngd yfirkrítíska vökvans fari lakkandi með vaxandi dýpi. Gerist það ekki nær botn hræringar aðeins upp undir krítíska



7. mynd. Suðumarkskerill fyrir hreint vatn og sjó (3,2% NaCl-lausn). Frá Helga Björnssyni⁴⁷ og Stefáni Arnórssyni o.fl.⁴⁶ – Boiling point curve with depth for pure water and seawater (3.2% NaCl-solution). From Björnsson⁴⁷ and Arnórsson et al.⁴⁶

punkturinn (374°C) og botnhiti verður því lægri en kríftískur hiti.

Súr vökvi og kvikugös

Súr vökvi er vel þekktur í djúpum borholum í allmörgum háhitakerfum í heiminum.^{48–50} Það sem veldur því að djúpvatn í háhitakerfum er súrt er annaðhvort saltsýra (HCl) eða bísúlfat (HSO_4^-) eða báðar þessar sýrur. Þótt bísúlfat sé sterk sýra við lágan hita er hún veik sýra við háan hita. Þess vegna gerir bísúlfat vatn ekki súrt við háan hita, en það verður súrt við að kólna með þrýstifalssuðu. Andstætt bísúlfati er saltsýra sterk sýra við öll hitastig.⁴⁶ Sýrugjafarnir eru ýmist kvika eða þurr gufa. Í fyrra tilfellinu leiðir afgösun kviku af vetnisklóriði (HCl) til þess að vatnið næst varmagjafanum verður súrt vegna þess að vetnisklórið myndar saltsýru þegar það leysist upp í vatni. Á sama hátt getur brennisteinstvíoxíð (SO_2) frá kviku haft það í för með sér að vatn við holutopp og eitthvað niður eftir holunni verður súrt, því að það myndar bísúlfat (brennisteinssýru) við að leysast upp í vatni. SO_2 er torleyst í kviku en HCl tiltölulega auðleyst. Því tapast SO_2 fljótt úr kvikunni en HCl treglega og jafnvel lítið. En vetnisklórið er gufuleitið við háan hita, sérstaklega þegar vatnið er salt. Ef gufa með HCl þéttist verður þéttivatnið súrt. Myndist yfirhitið gufa við þurreimingu á vatni eru líkur á að það klórið sem var í vatninu leiti í gufunu sem HCl, því að efnasambönd af klóriði eru auðleyst í vatni og því situr klóriðið ekki eftir í berginu í steindum þegar vatnið þurreimast.

Þegar fersk kvika treðst inn í rætur háhitakerfa hefur hún tilhneigingu til að afgangast, allt eftir magni gass í kvikunni og því dýpi sem kvikuinnskotið myndast á. Þau gös sem torleystust eru í kvikunni tapast fyrst, svo sem koltvíoxíð (CO_2) og brennisteinstvíoxíð (SO_2), en auðleystari gös á borð við HCl eru lengur að fara úr kvikunni. Við upphaf Kröfluelda (1975–1984) óx styrkur CO_2 mjög í gufuaugum á svæðinu, og hola sem boruð var

1976 var með súrt vatn (pH~2) sem orsakaðist af HSO_4^- . Úr djúpbörunarholunni sem boruð var á Kröflusvæði árið 2009 kom fyrst blanda af vatni og gufu, þegar hún var látin blása, en síðar yfirhitið gufa. Sýni af þéttivatni sýna mjög lágt pH-gildi sem orsakast af HCl. Vetnisklóriðið sem myndar saltsýruna gæti verið komið frá kviku en líka við útskolun á nýstorknaðri kviku sem jarðhitavatn étur sig niður í um leið og það veldur storknun kvikunnar og hitnar upp við það. Þá getur gufa fengið í sig HCl við það að jarðhitavatn sem inniheldur klórið (Cl^-) þurreimaðist yfir varmagjafanum.

Til þessa hefur almennur árangur ekki orðið við lausn tæringarvandamála sem rekja má til súrs jarðhitavats í borholum. Á Filippseyjum hafa verið gerðar tilraunir með niðurdælingu á lútarlausn í blásandi borholu til að hækka pH-gildi vatnsins og lofar árangurinn góðu, enda veldur bísúlfat hinu lága pH-gildi.⁵¹ Hæpið virðist að slík meðhöndlun dugi fyrir saltsúrt borholuvatn, eða þéttivatn, sem myndast við þéttingu á gufu sem inniheldur HCl, vegna þess að slíkt borholuvatn er súrt við öll hitastig og þar með jafnvel í berginu utan holunnar. Einu lausnirnar sem höfundur eygir eru tvær: annaðhvort að steypa í æðar með súrum vökva og nýta æðar með ósúru vatni ofar í holunni, ef einhverjar eru, eða nota holur með súrum vökva sem förgunarholur. Hugsanlega mætti velja holur nálægt súrum holum til förgunar á affallsvatni til að „drekka“ gufupúða yfir varmagjafanum og leysa með því HCl frá kviku eða gufu upp í förgunarvatninu. Flestar frumsteindir í basalti haga sér eins og basar, þ.e. þær eyða sýru í vatni um leið og þær leysast upp. Upplýsing þessara steinda leiðir því til þess að pH-gildi súrs vatns sem myndast í rótum háhitakerfa hækkar þegar vatnið stígur upp og hvarfast við bergið.

Eins og áður sagði jókst koltvíoxíð mjög í gufuaugum á Kröflusvæði við upphaf Kröfluelda vegna innspýtingar kvikugasa í jarðhitakerfið.⁵² Á hluta Torfajökulssvæðis er styrkur

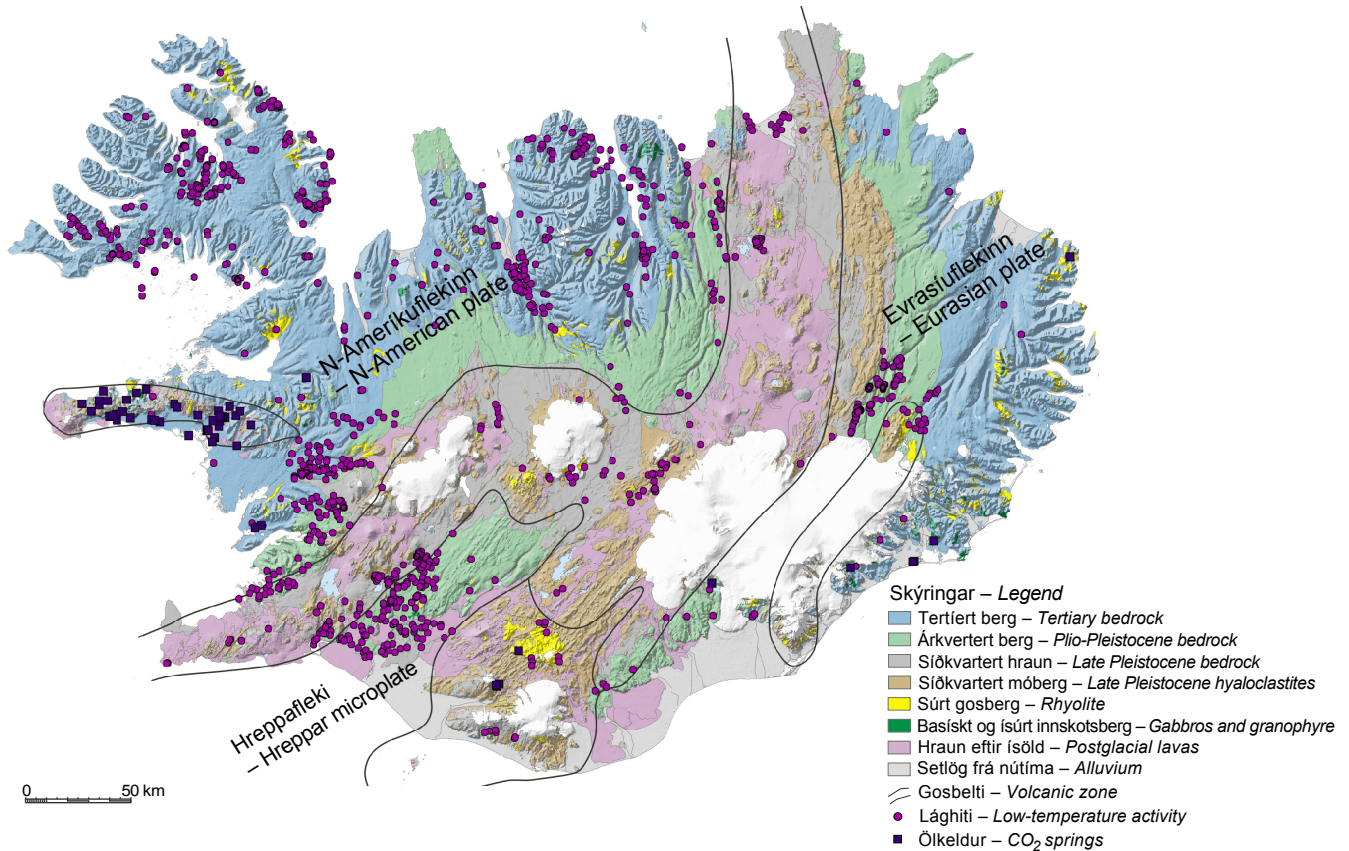
kolsýru mjög hár í gufuaugum.⁵⁴ Svo er einnig í Öskju.⁵⁴ Styrkur CO_2 í gufu hefur áhrif á nýtni gufunnar til raforkuframléiðslu en einnig á það hversu vistvæn nýting er. Fleiri efni í jarðhitavatni og jarðgufu hafa neikvæð áhrif á umhverfið. Hér á landi eru það einkum brennisteinsetvetni (H_2S), uppleyst ál (Al), arsen (As) og stundum bór (B)⁵⁵ og í jarðsju einnig baríum (Ba).

Lághitakerfi

Jarðhiti á flestum lághitasvæðum tengist ungum sprungum í eldri berggrunni. Sannanlega hefur orðið hreyfing á sumum þessara sprungna á nútíma.²⁰ Á sumum svæðum hefur fundist jarðhitavatn með borunum þótt jarðhiti á yfirborði sé enginn. Þessi kerfi, a.m.k. sum þeirra, hafa verið nefnd dulinn lághiti. Þau virðast, a.m.k. á Suðvesturlandi og í Skagafirði, tengjast ungum sprungureinum sem teygja sig út úr gosbeltunum yfir í eldra berg.⁵⁶ Þá er lághiti þekktur innan virku gosbeltanna, einkum sunnan Hofsjökuls og suðvestan Tungnafellsjökuls (8. mynd).

Sprungumyndun í berggrunni frá kvarter og neógen (síðertíer) orsakast af spennuástandi í jarðskorpunni sem tengist gliðnunarstefnu í rekbeltunum miðað við flekaskilin og færslu rekbeltanna.⁵⁷ Ungar sprungur eru miklu algengari í Norður-Ameríku- og Hreppaflekunum en á Evrasíuflekunum, og því er lághiti miklu algengari þar (8. mynd). Hiti samkvæmt efnahitamælum er hæstur og rennsli úr hverum mest sitt hvorum megin við gosbeltið suðvestanlands en á heildina litið lækkar bæði hiti og rennsli með fjarlægð frá gosbeltunum (9. mynd). Hiti í berggrunni á lághitasvæðunum sýnir vensl við hitastigul (10. mynd). Talið er að þessi vensl endurspegli að grunnvatn sígi oft niður á svipað dýpi í berggrunn og sprungur ná. Það nær þeim mun hærri hita sem hitastigullinn er hærri.

Í sumum tilfellum tengist lághitinn sprungum sem liggja skástígt



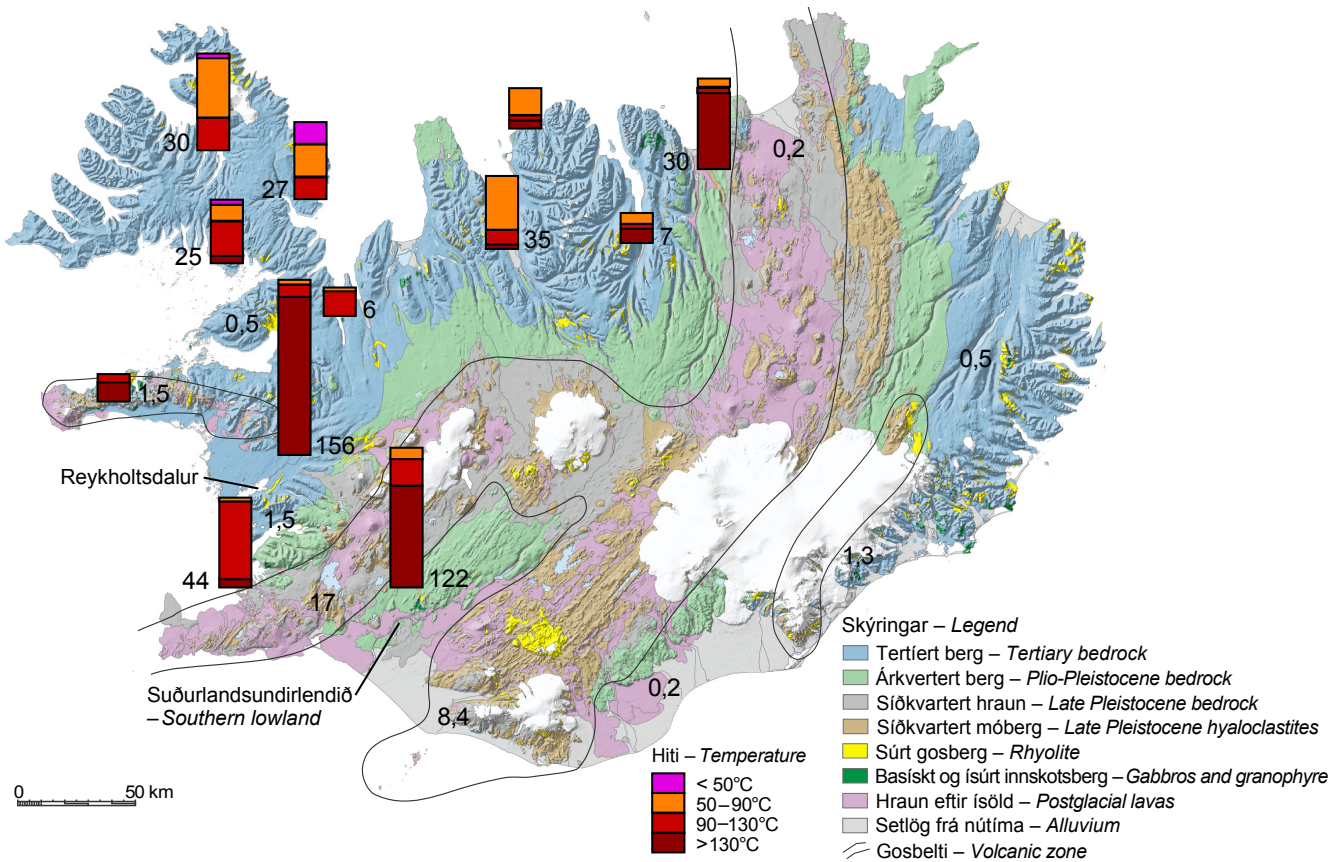
8. mynd. Lághiti og ölkeldur á Íslandi. Sumar ölkeldurnar eru kaldar, aðrar heitar. – Low-temperature activity and CO₂ springs in Iceland. – Some of the CO₂ springs are thermal, others are non-thermal.

á flekaskilin og út úr gosbeltunum. Krýsuvíkursprungureinin liggur þannig um Hjalla í Heiðmörk yfir í Mosfellsdal og hugsanlega nær Reykjanessprungureinin alla leið í Laugarnes í Reykjavík⁵⁹ (11. mynd). Á ofanverðu Suðurlandsundirlendi tengist lághitinn við Laugarvatn og á Efri-Reykjum NNA-sprungum í gosbeltinu, sem teygja sig út úr því suður í Hreppaflekann, og í Skaga-firði liggur sprungurein skáhallt suður og vestur yfir dalinn í framhaldi af Kolbeinseyjarhryggnum.⁵⁷ Fleiri dæmi mætti nefna.

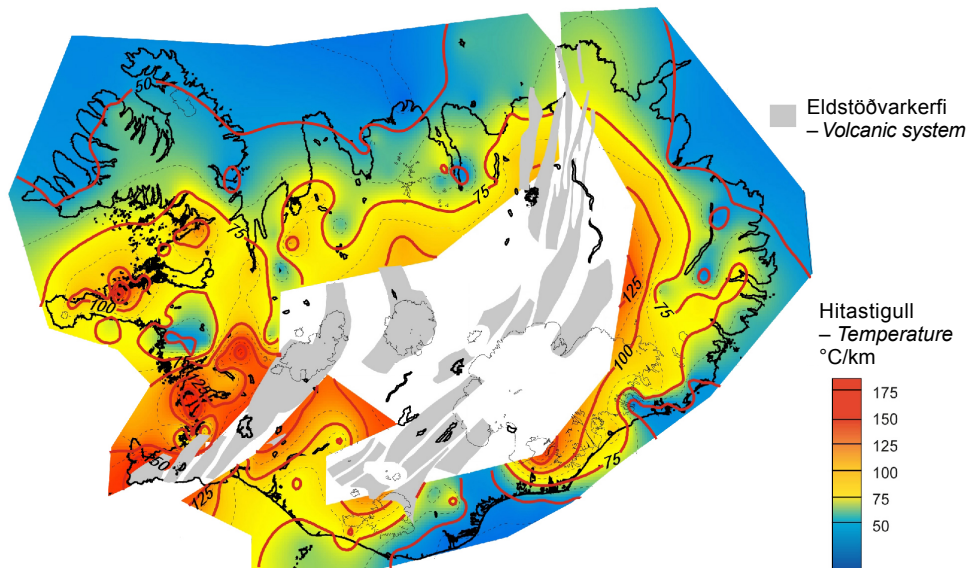
Hinar ungu sprungur eru mun lekari en sá berggrunnur sem þær liggja í. Sé lekt sprunganna nægilega mikil og hitastigull í berginu nógu hár fer hræring grunnvatns af stað í sprungunum. Af jarðefnafræðilegum gögnum á nokkrum lághitasvæðum að dæma er írennsli í lághitakerfi mest um sprungurnar en einnig nokkuð úr þeim berggrunni sem þær hafa brotið upp.⁶⁰

Á flatlendi sem teygir sig alllangt frá sjó inn í land er halli grunnvatnsborðs sáralítill, grunnvatnsstreymi um berggrunninn hægt og grunnvatn því gamalt. Samkvæmt niðurstöðum Axels Björnssonar o.fl.²⁰ má búast við að það taki þúsundir til tugi þúsunda ára fyrir grunnvatn að streyma um berggrunn frá miðhálandinu til láglendis; hærritalan gæti átt betur við um stór láglendissvæði eins og Suðurlandsundirlendi. Jarðhitavatn á þessu svæði og víðar á Íslandi inniheldur svolítið af sjóvatni og vatni með mjög lágt tvívætnisinnihald.^{60,61} Hið síðarnefnda er talið vera jökulbráð frá ísöld og lokum ísaldar en þá hlýnaði snögglega⁶² svo jöklar bráðnuðu hratt. Sjór seig niður í berggrunninn í lok ísaldar og við upphaf nútíma, þar eð áflæði varð á láglendi áður en land reis eftir að jökulhettan bráðnaði. Eins streymdi jökulbráð þá niður í berggrunninn. Á 12. mynd A er sýnt hvernig klóríð (mælikvarði

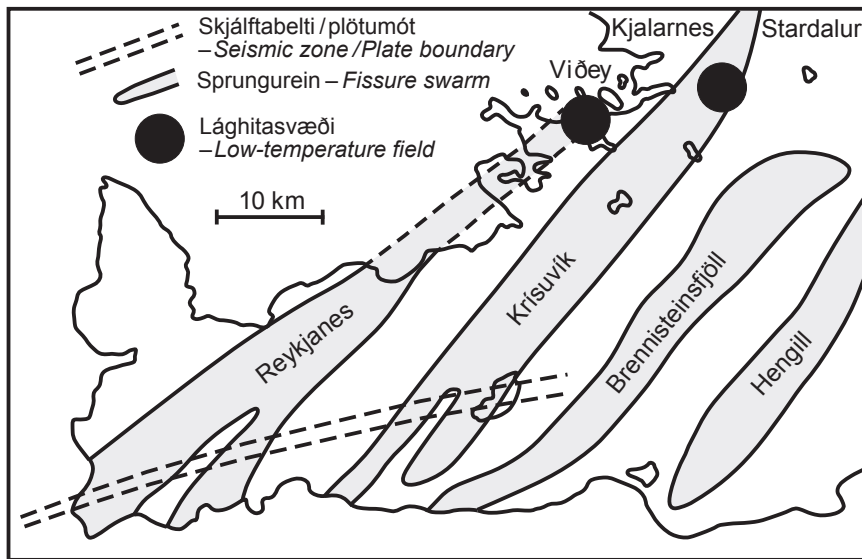
á sjávarþáttinn í jarðhitavatninu) og tvívætni breytast innbyrðis. Venslin á 12. mynd má skýra með blöndun tveggja þátta, annars vegar úrkomuvatns með tvívætnisinnihald og klóríð eins og það er í úrkomu í dag og hins vegar gamals grunnvatns sem er blanda af sjó og jökulbráð frá ísöld. Í heitavatnsborholum á Skeiðum og í Grímsnesi er þessi blanda af gömlu vatni 0–50% þess vatns sem úr borholunum kemur. Þetta hlutfall er talið gefa nokkra vísbendingu um írennsli vatns úr hinum eldri berggrunni inn í ungar sprungur þar sem þetta gamla vatn blandast miklu yngra grunnvatni. Áberandi er að tvívætnisgildin eru lægst í borholuvatni utan staða með jarðhita á yfirborði. Eins sýnir vatnið með lægstu tvívætnisgildin talsverða súrefnishliðrun (12. mynd B) og bendir það til þess að vatnið hafi hvarfast mikið við bergið, en það er í samræmi við að tiltölulega stór þáttur í því sé gamall.



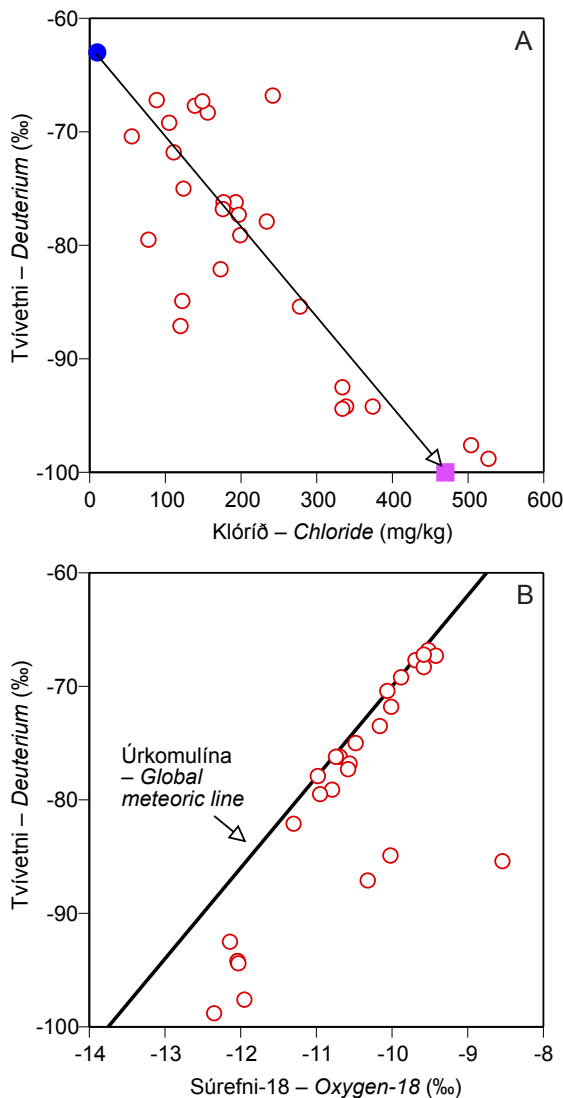
9. mynd. Varmastreymi (í MW_t ofan við 15°C) frá laugum og hverum á lághitasvæðum eins og það var áður en boranir hófust. Langöflugustu lághitasvæðin eru á Suðvesturlandi báðum megin gosbeltisins þar, í Reykholtssdal og á Suðurlandsundirlendi. Litirnir í súlunum sýna hita á vatninu samkvæmt kalsedón-efnahitamælningum. Hæð súlanna er í réttu hlutfalli við rennslið. Tölurnar við hverja súlu sýna varmastreymið í MW_t . – Heat flow (in MW_t above 15°C) from warm and hot springs in low-temperature fields as it was prior to drillings. The most powerful low-temperature fields are located in SW-Iceland on both sides of the volcanic belt, in Reykholtssdalur and in the Southern lowlands. The colors of the columns indicate sub-surface temperature according to the chalcedony chemical geothermometer. The heights of the columns are proportional to flow rate. The numbers by each column show the heat output in MW_t .



10. mynd. Hitastigulkort af Íslandi. Í gosbeltunum og öðru síðkvarteru bergi (ólitað svæði) er lektin há og stigullinn því truflaður af grunnvatnsstreymi. Frá Ólafi G. Flóvenz og Kristjáni Sæmundssyni.⁵⁸ – Map of regional geothermal gradient in Iceland. Within the volcanic belts and in Upper-Pleistocene rocks (blank area) permeability is high so the geothermal gradient is much disturbed by ground water flow. From Flóvenz and Sæmundsson.⁵⁸



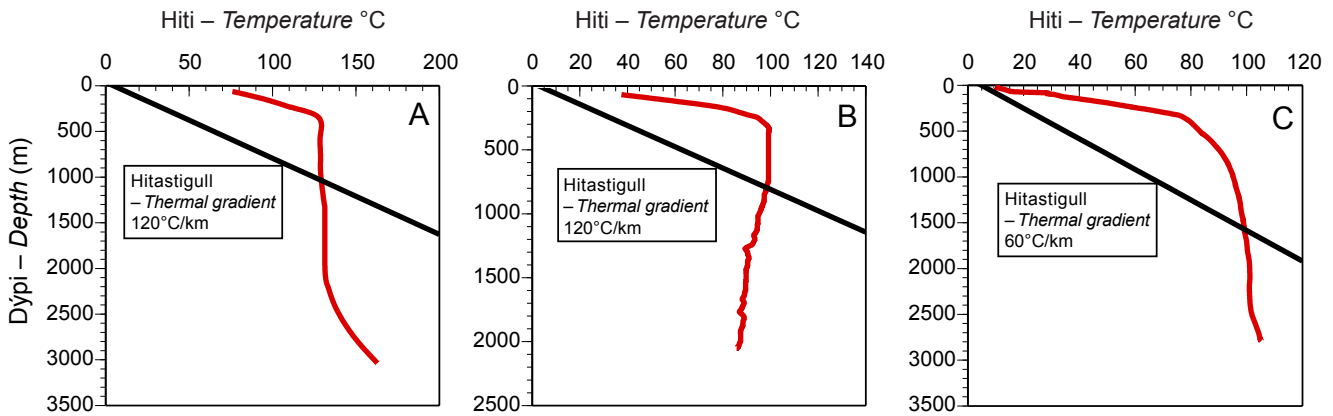
11. mynd. Lágghitasvæði Orkuveitu Reykjavíkur og sprungureinarnar sem taldar eru skapa hina góðu lekt í þessum kerfum. – Low-temperature systems utilized by Reykjavík Energy and the fissure systems considered to create the good permeability in these systems.



12. mynd. (A) Samband klóríðs við tólvvetni í jarðhitavatni í borholum á Skeiðum og í Grímsnesi. (B) Tólvvetni og súrefni-18 í sama vatni. Talið er að venslin í (A) orsakist af blöndu tveggja þátta, annars vegar úrkomu eins og hún er nú (blár punktur) og hins vegar af vatni sem er blanda af sjó og ísaldarvatni sem seig niður í berggrunninn í ísaldarlok og á ísöld. Línan sýnir hlutfall tólvvetnis og klóríðs í þessari blöndu en ekki hvar hún er á línunni. – (A) Chloride versus deuterium in geothermal well waters in Skeid and Grímsnes (S-Iceland). (B) Deuterium and oxygen-18 in the same waters. It is considered that the correlation in part (A) is the consequence of mixing of two endmember components, modern precipitation and a component that is a mixture of seawater and fresh ice-age water that infiltrated the bedrock at the end of the last glaciation and during the ice age. The line shows the ratio of seawater and ice age water in the component but not where it is located on the line.

Hitamælingar í djúpum holum sem boraðar hafa verið í lágghitakerfi sýna að þau eru svonefnd hræringarkerfi. Það merkir að hringrás grunnvatns er knúin með eðlisþyngdar mun á köldu grunnvatni utan svæðanna og jarðhitavatni innan þeirra. Heita vatnið, sem hefur lægri eðlisþyngd og minni seigju en kaldara vatn, rís þar sem lekt bergsins er best, en kalda vatnið sækir að uppstreymissvæðinu vegna þess að það er undir hærri þrýstingi kaldrar súlu.

Á 13. mynd má sjá hitaferla í djúpum borholum á þremur lágghitasvæðum. Allir ferlarnir hafa sömu lögun. Hiti hækkar fyrst ört, en þegar niður í jarðhitalindina er komið helst hiti nær óbreyttur niður á talsvert dýpi, jafnvel niður í botn holunnar. Á myndinni er einnig sýndur hitastigull í borholum í næsta nágrenni viðkomandi lágghitasvæða. Þessi stigull byggist á mælingum í grunnum holum sem boraðar eru í þétt berg þannig að hitinn er ótruflaður af grunnvatnsrennsli. Ofan þess dýpis þar sem ferlarnir á myndunum skerst er hiti í jarðhitakerfinu hærri en í berginu umhverfis það, en á meira dýpi er hann lægri. Djúpt niðri er jarðhitakerfið „kuldapollur“. Uppstreymi heita vatnsins jafnar út hitann í jarðhitalindinni. Neðarlega í kerfinu hefur hitinn lækkað en ofarlega hækkað. Þetta verður naumast skýrt með öðrum hætti en að heitt berg í rötum þessara lágghitakerfa sé varmagjafi þeirra. Ennfremur er ljóst að írennsli í umrædd lágghitakerfi getur ekki verið komið langt að á miklu dýpi, því slíkt rennsli gerði rætur þeirra varla að kuldapollum. Þessi eiginleiki hræringarkerfa hefur lengi verið þekktur hér á landi. Sveinbjörn Björnsson¹⁹ benti fyrstur á hvaða sögu mældur hiti í djúpum borholum (13. mynd) segði um grunnvatnsstreymi og varmabúskap þeirra. Í öllum aðalatriðum er ofangreind lýsing á hræringu grunnvatns í lágghitakerfum í samræmi við kenningu Gunnars Böðvarssonar^{17,41} um eðli varmanáms úr bergi í rötum þessara kerfa. Hún er hins vegar í andstöðu við eldri kenningu Trausta Einarssonar¹⁸ um lág-



13. mynd. Hiti í djúpum borholum á þremur lághitasvæðum, (A) Laugarnessvæði (Reykjavík), (B) í Mosfellsbæ og (C) að Laugalandi (Eyjafjörði). Raudir ferlar sýna mældan hita en þeir svörtu hitastigull utan hvers svæðis. Fyrir neðan 1000 m dýpi á Laugarnessvæði er berghiti utan svæðisins hærrí en í svæðinu sjálfu en ofan þessa dýpis er hann lægri. Hitaferillinn í jarðhitasvæðinu sýnir að varmanám (kæling) hefur átt sér stað djúpt í jarðhitakerfinu en uppsöfnun varma ofar í því. Þetta verður vegna uppstreymis á heitu vatni sem jafnar út hitann yfir tiltölulega stórt hitabil. Samskonar hitaferlar eru í djúpum borholum í Mosfellsbæ og í Eyjafjörði. Varmagjafi jarðhitasvæðanna er heitt berg í rötum þeirra. Lághitakerfin dofna smámi saman eftir því sem bergið í rötum þeirra kólnar. Írennsli er ofan frá. – Temperature in deep wells in three low-temperature fields, (A) Laugarnessvæði (Reykjavík), (B) in Mosfellsbæ and (C) at Laugaland (Eyjafjörður). Red lines show measured downhole temperatures but the black lines geothermal gradient around each field. Below a depth of 1000 m in Laugarnessvæði the temperature is lower than the formation temperature outside the geothermal system but above this depth it is higher. The temperature distribution within the geothermal system shows cooling at deep levels but accumulation of heat at shallow levels because the rising geothermal water has levelled out temperature over considerable depth range. The temperature profiles in Mosfellsbæ and at Laugaland are comparable with that shown for Laugarnessvæði. The heat source of these geothermal systems is hot rock at their roots. The geothermal systems will gradually fade out as the rock in their roots cools. Recharge is from above.

hitann, að hann sé æstæður, en hér ber þess að geta að þegar Trausti setti fram kenningu sína^{63,64} var lítið um borholugögn og því byggði hann á almennum grunnvatnsfræðilegum forsendum. Axel Björnsson o.fl.²⁰ hafa fært haldgóð rök fyrir því að líkan Trausta standist ekki. Lekt berggrunns er ekki nægileg til að skýra rennsli úr hverum og laugum á lághitasvæðum landsins og varmastraumur með leiðingu upp í gegnum jarðskorpuna getur ekki skýrt á viðunandi hátt orkubúskap lághitans, a.m.k. ekki hinna stærri lághitasvæða.

Kerfi í setlagatrogum

Í sumum setlagatrogum þar sem land sígur hafa myndast þykkir staflar setlaga af sandi, silti og leir með jarðhitavatni undir þrýstingi. Slík svæði geta verið mjög víðáttumikil. Þau er t.d. að finna við Mexíkóflóa, í Texas meðfram flóanum⁶⁵ og í Ungverjalandi.⁶⁶ Tvo samverkandi þætti þarf til að mynda slík kerfi: mikið holrými

og góða lekt annars vegar og tiltölulega mikið varmaflæði úr dýpri jarðlögum hins vegar.⁶⁷ Grunnvatnið í setlögum gæti verið jafngamalt þeim og hefur þá lokast inni á milli korna um leið og þau settust til og mynduðu setlögin. Þesskonar grunnvatn mætti nefna setlagavatn en það er oft tiltölulega salt. Sandlögin geta verið með mikið holrými og góða lekt en leirlögin eru þétt. Þegar setlögin hlaðast upp og fergjast undan þunga nýrra setlaga, þjappast þau saman og vatnsþrýstingur byggist upp í sandlögum. Þegar borað er spýttist hið yfirþrýsta vatn upp um borholur. Því hefur þessi tegund jarðhitakerfa verið nefnd „geopressurized geothermal systems“ á ensku.

Í setlögum við Mexíkóflóa hefur hiti mælst allt að 200°C og vatnsþrýstingur 1000 bör. Lífrænt efni í þessum setlögum hefur umbreytt yfir í jarðgas. Gasmagnið er þó lítið og hefur ekki svarað kostnaði að nýta það. Sú hugmynd fæddist á áttunda áratug síðustu aldar að samnýting jarðgass og

jarðhitavatns gæti reynst hagkvæm. Á níunda áratug síðustu aldar var sett upp tilraunastöð í Texas á vegum Bandarísku orkustofnunarinnar (U.S. Department of Energy). Tæknilega varð fullnægjandi árangur, en nýting var ekki talin arðbær á þeim tíma og því var tilraunastöðin rifin.⁶⁸

Fyrstur manna til að lýsa jarðhitakerfum í setlagatrogum varð Poli.⁶⁵ Boldizár og Korim⁶⁶ telja að jarðhitakerfi af þessari gerð nái yfir 4.000 km² í Ungverjalandi, með 60–200°C vatni sem þegar er mikið nýtt í gróðurhús. Ekki hefur þó orðið af nýtingu jarðhitakerfa í setlagatrogum í verulegum mæli, nema í Ungverjalandi.

Varmi í heitu og þéttu bergi

Þeir þrír flokkar jarðvarmakerfa sem fjallað hefur verið um hér að framan einkennast af því að jarðlög kerfanna eru vatnslek. Bora má eftir heitu vatni/gufu og afla þannig varmaorku úr kerfunum með flæði vökva upp um holurnar. Þessi kerfi hafa ekki sérstakt heiti á íslensku, en

tvö þau fyrstnefndu kallast „hydrothermal systems“ á ensku og mætti einfaldlega nefna jarðhitakerfi á íslensku, eins og hér hefur verið gert, en þriðja flokkinn jarðþrýstikerfi (e. *geopressurized systems*). Íslenskt orð sem samsvaraði enska orðinu „geothermal system“ gæti þá verið jarðvarmakerfi, eins og raunar hefur verið notað hér.

Ákaflega lítil hluti þess varma sem er til staðar í efstu hlutum jarðskorpunnar finnst í jarðhita- og þrýstivatnskerfum. Langstærsti hluti varmans er í heitu en þéttu, þ.e. óleku bergi, vegna þess hve slíkt berg er algengt. Þessi kerfi mætti nefna þurrkerfi (e. *hot-dry rock system*) en nýlega hafa þau verið nefnd „enhanced geothermal systems“. Mér þykir rökréttara að halda sig við hina eldri venju, að nefna jarðhitakerfi eftir því hvað það er en ekki eftir því hvernig mennirnir breyta því enda ekki ljóst fyrirfram hvort það tekst, þ.e.a.s. hvort unnt verði að nýta varma í óleku heitu bergi. Það kemur ekki í ljós fyrir en borað hefur verið og bergið sprengt upp til að skapa lekt.

Stór hluti bergs í jarðskorpu meginlandanna er úr graníti og myndbreyttu bergi sem hefur mjög lítið holrými og litla lekt. Ofan á þessu bergi eru allvíða setlög sem geyma mikið grunnvatn og geta verið vel lek, eins og t.d. sú setlagamyndun sem nefnist „molasse“ og er að norðan Alpanna og Pýreneafjalla og víðar við fellingafjöll. Þessi setlög hafa myndast við rof fellingafjalla um leið og fjöllin hafa risið. Boranir í Sviss sýna að vinna má jarðhitavatn úr þessum setlögum.⁶⁹ Sama á ekki við um granít og myndbreytt berg.

Mikið fé hefur verið sett í boranir í þétt berg meginlandsskorpu og þróun tækni til að nýta varmann í því beint og eins til raforkuframleiðslu. Í stórum dráttum er um það að ræða að bora holur sem sumar yrðu notaðar til niðurdælingar en aðrar sem vinnsluholur. Með því að dæla vatni í borholur undir háum þrýstingi má mynda sprungur í berginu og vatnið sem dælt yrði niður um þessar holur mundi hitna við streymi eftir

prungunum gegnum heitt bergið að vinnsluholum.

Eins og fjallað er um í næsta kafla er þessi orkulind ekki endurnýjanleg sem neinu nemur, en hún er gífurlega stór og nýting hennar vistvæn. Sem dæmi má nefna að sá varmi sem fengist með því að kæla 1 km³ af graníti úr 200°C í 180°C dygði til að framleiða um 7 MW rafafli í 20 ár. Samkvæmt upplýsingum á veraldarvefnum um evrópska verkefnið Hot Dry Rock Project, við Soutz í Þýskalandi (http://ec.europa.eu/research/energy/pdf/hdr_pres_en.pdf), er flatarmál bergs í Vestur-Evrópu með yfir 200°C á 5 km dýpi alls 125.000 km². Sé miðað við að 10% varmans í 1 km þykku lagi af þessu bergi yrðu nýtt fæst að þessi varmaorka dugar til að framleiða um 10.000 MW rafafli í 50 ár. Af þessu má ljóst vera að varmanáman er mjög stór, en 125.000 km² svæði er aðeins 25% stærra en Ísland.

Kvikukerfi

Tilraunir hafa verið gerðar með nýtingu varma í hrauntjörn á Hawaii.²⁹ Slík nýting er erfið vegna hins háa hita kvikunnar en hún felur í sér að láta vatn streyma gegnum varmaskipta sem settir eru niður í kvikuna. Efnið sem nota þarf í varmaskiptana, til að þeir þoli hinn háa hita og tærast ekki, er mjög dýrt. Kvikuvarmi í hrauninu á Heimaey, frá gosinu í Eldfelli árið 1973, var notaður til húshitunar um 15 ára skeið en þá var varmavinnslan orðin óhagkvæm.⁷⁰ Mun það vera eina dæmið um slíka nýtingu jarðvarma. Nýtingin fól í sér að dæla sjó á hraunið og safna gufunni sem myndaðist í drenrör og leiða hana í varmaskiptastöð. Það má hugsa sér að bora niður í kviku í innkotum og nota varmaskipta eða dæla niður vatni til að nýta varmann úr bráðinni. Þá virðist mögulegt að örva megi nýtingu varma að kvikunni í rötum háhitakerfa með því að bora förgunarholur langleiðina niður í kvikuna og nýta þá gufu sem verður til við suðu á förgunarvatninu með því að bora vinnsluholur, í

nágrenni förgunarholanna, og hafa þær grynri en förgunarholur. Til þess að nýting af þessu tagi verði að veruleika þarf þó að leysa ýms vandamál efnafræðilegs eðlis.

SAGA OG VARMABÚSKAPUR EINSTAKRA JARÐHITAKERFA

Þróun háhitakerfa

Öll jarðhitakerfi eiga sína sögu: upphaf, þróun og endalok. Takmarkaðar upplýsingar eru til um aldur einstakra kerfa hér á landi en mat, sem m.a. byggist á jarðfræðikortlagningu á fornum rofnum háhitakerfum í jarðmyndunum frá kvarter og neógen, bendir til þess að hann geti verið allt frá tugþúsundum upp í hundruð þúsunda ára. Athuganir sýna að jarðhitakerfið á Reykjanesi var virkt á ísöld og er því meira en 10.000 ára, líklega mun eldra.⁷¹ Sá möguleiki er fyrir hendi, eins og t.d. á Krýsuvíkarsvæði, að sum háhitasvæði, eða hlutar þeirra, gætu verið mjög skammlíf, afleiðing eins smá-kvikuinnskots sem leiðir af sér myndun gufuhvera í einhverja áratugi eða aldir, sbr. *Hverinn einn*.

Eins og fram hefur komið liggja flest hinna virku háhitasvæða landsins á eða mjög nálægt flekaskilum. Þrjú háhitasvæði eru þó alllangt frá slíkum skilum: Hveragerði, Geysisvæðið og Hveravellir á Kili. Háhitasvæði á flekaskilum eru ung jarðfræðilega, en þau sem liggja utan þeirra í eldra bergi eru talin eldri. Forn háhitakerfi er víða að finna utan gosbeltanna (5. mynd). Í berggrunni frá neógen eru þekkt alls 42 forn háhitakerfi (2,6–15 milljón ára) og 10 í berggrunni frá árkvarter (0,8–2,6 milljón ára). Um það bil eitt háhitakerfi hefur því myndast að meðaltali í hinum eldri berggrunni á 280 þúsund ára fresti. Innan virku gosbeltanna eru þekkt 27 háhitasvæði, en þau eru í 0–500 þúsund ára gömlu bergi. Því hefur eitt svæði myndast að meðaltali innan virku gosbeltanna hver 19 þúsund ár.

Þegar háhitakerfi eldast kaffærest þau undir yngri hraunlögum. Á flekaskilunum geta þau sokkið undir ný hraunlög eða þau getur

rekið frá þeim og að lokum út úr gosbeltunum. Ef þau berast út úr gosbeltunum tekur rof við og þannig skilar berg ummyndað af háhita sér aftur til yfirborðs. Það er einmitt hið ummyndaða berg sem er sönnun þess að um fornan háhita sé að ræða. Búast má við því að háhitakerfi séu til innan gosbeltanna þótt yfirborðsmerki finnist engin. Þessi kerfi hafa grafið undir yngri gosmyndunum um leið og þau rekur frá flekamótunum til jaðra gosbeltanna. Eins gætu forn háhitakerfi utan gosbeltanna verið fleiri en þau sem nú sjást á yfirborði. Raunar er það svo að þekkt eru tvö forn, grafin háhitakerfi í berggrunni frá kvarter sem hafa breyst í lághitakerfi. Þetta eru Laugarneskerfið í Reykjavík og lághitakerfin að Reykjum og Reykjahlíð í Mosfellsbæ. Ekki er vitað um ástæðu þess að virk háhitakerfi eru algengari í bergi frá nútíma og síðkvarter en í eldra bergi. Þó má nefna að kvikuinnskot geta hafa myndast oftár á síðkvarter en fyrr í jarðsögu Íslands, vegna þess að móberg sem myndast við eldgos undir jökli er eðlisléttara en hraunlög og er því eðlisþyngdargildra fyrir rísandi basaltkviku þannig að hún hefur meiri tilhneigingu til að mynda innskot en ella. Þrátt fyrir óvissu um það hversu oft ný háhitakerfi myndast má ljóst vera af ofangreindu að ný háhitakerfi myndast tiltölulega sjaldan og miklu sjaldnar en svo að stöðugt sé unnt að taka ný háhitakerfi í notkun þegar varmi í öðrum hefur verið fullnýttur.

Varmabúskapur háhitakerfa

Náttúrulegt varmatap og varmaflutningur

Erfitt er að skýra náttúrulegt varmatap háhitasvæða, þar sem það hefur verið mælt, nema með því að gera ráð fyrir að varmagjafinn undir kerfinu sé mjög heitur, þ.e. kvika eða storknuð innskot sem eru enn mjög heit. Varminn frá kvikunni berst út í grannbergið með leiðingu og geislun þar eð kvikan er heitari en umhverfið. Sama á við um háhitakerfið yfir kvikunni. Því

verður engin endurnýjun á varma í háhitakerfi með kvikuvarmagjafa nema með streymi nýrrar kviku upp í rætur jarðhitakerfisins og inn í það.

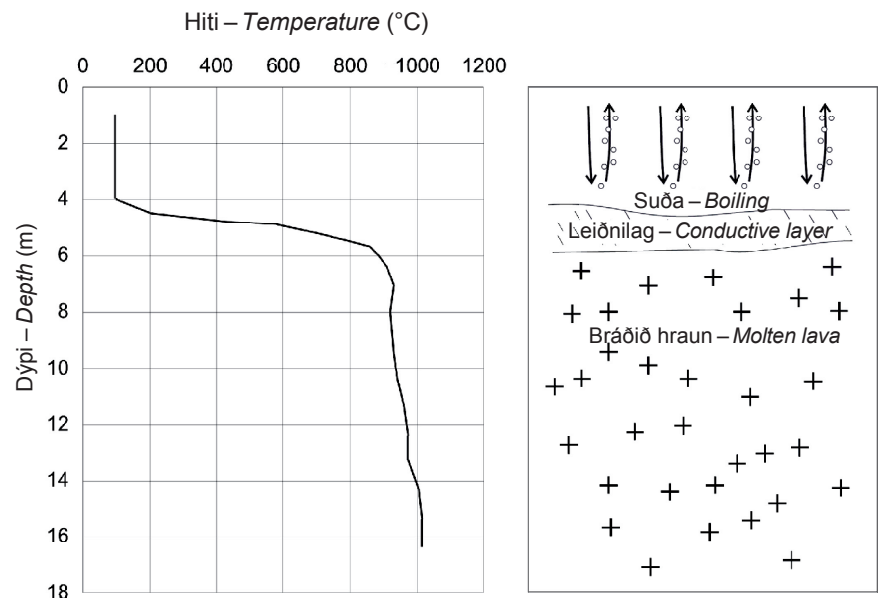
Allar líkur eru á því að berglag aðskilji kviku og botn hræringar. Varmafleiði gegnum þetta lag hlýtur að vera það sama og sá varmi sem jarðhitavökvinn tekur til sín og skilar upp í efri jarðlög og til yfirborðs. Til að skýra náttúrulegt varmatap háhitasvæða verður þetta lag að vera þunnt, fáeinir tugir eða hundruð metra.

Niðurstöður borana í hraunið sem rann úr Eldfelli á Heimaey 1973 eru taldar varpa ljósi á það hvernig grunnvatn kælir kviku.^{72,73} Hiti sem mældist í einni borholunni meðan sjó var dælt á hraunið er sýndur á 14. mynd. Sjórinn hripaði ofan í hraunið þar til hann hafði breyst í gufu sem streymdi til yfirborðs. Uppstreymi gufunnar stillti hitastigið á 100°C þar sem hræring vatns og gufu átti sér stað. Neðan þessa dýpis hækkar hitinn í um 950°C á um tveggja metra kafla, sbr. 14. mynd, en þá var komið niður í kviku. Þetta tveggja

metra lag er varmaleiðnilagið milli kviku og hræringar á vatni og gufu. Leiðnilagið varð þynnra ef dæling sjávar á hraunið var aukin en þykknadi ef dregið var úr dælingu eða henni hætt. Þetta sannar að varmatapið upp í gegnum leiðnilagið var í takt við varmaflutning til yfirborðs með gufu. Með tímanum færðist leiðnilagið niður í gegnum hraunkvikuna. Ætla má að varmatap frá kviku í rótum háhitakerfa sé með svipuðum hætti en líklega þó flóknara. Í kvikuhólfi getur átt sér stað hræring sem leiðir til þess að heitari kvika berst upp undir þak kvikuhólfsins um leið og kæld, afgösuð og eðlisþyngri kvika sekkur. Eins geta tektónískar sprungur haft áhrif á rennsli grunnvatns að kvikunni, og gerð jarðmyndana og lögum þeirra hlýtur að hafa áhrif á lögum flatarins milli leiðnilags og kviku.

Hræring og írennsli

Hræring grunnvatns í háhitakerfum leiðir til þess að varmi flyst frá varmagjafanum með vatni og gufu upp í efri jarðlög. Þar sem eingöngu



14. mynd. Kæling hraunsins á Heimaey sem rann úr Eldfelli 1973. Sjó var dælt á hraunið sem skilaði sér til baka sem gufu. Gufuuppstreymið stillir hita á 100°C. Varmaleiðnilag aðskilur bráð og gufu. Sá varmi sem streymir gegnum leiðnilagið er sá sami og gufan flytur til yfirborðs. – Cooling of the lava on Heimaey that formed in 1973 from the eruption of Eldfell. Seawater was pumped onto the lava that was returned to the surface as ascending steam. The rising steam fixes temperature at 100°C. A conductive layer separates magma and steam. The heat transferred by conduction through the separating layer equals the heat brought to the surface by the rising steam.

vatn eða yfirhituð gufa eru til staðar jafnast hitinn út, en ef blanda af vatni og gufu er í jarðhitalindinni ákvarðar þrýstingur hitann og stillir hann á suðumarksferilinn (7. mynd). Meðan háhitakerfi eru ung að árum leiðir hræringin til þess að rúmmál heits bergs og jarðhitavökva vex þar til stöðugt ástand næst, en þá tapast allur varminn sem frá kvikunni kemur með grunnvatni, sem streymir frá jarðhitakerfinu og út í andrúmsloftið.

Ef háhitakerfi rekur frá fleka-skilum og slitnar að lokum frá kviku-varmagjafanum hefur hið heita berg með jarðhitavökvanum breyst í varmanámu sem upphaflega er heitari en umhverfið. Kerfið kólnar hægt, mest eftir flæði kalds grunnvatns gegnum kerfið en einnig eitt-hvað með varmaleiðingu. Að því getur komið að háhitakerfi þróist yfir í lághitakerfi, eins og dæmin frá Laugarnessvæðinu í Reykjavík og að Reykjum og Reykjahlíð í Mosfellsbæ sanna.

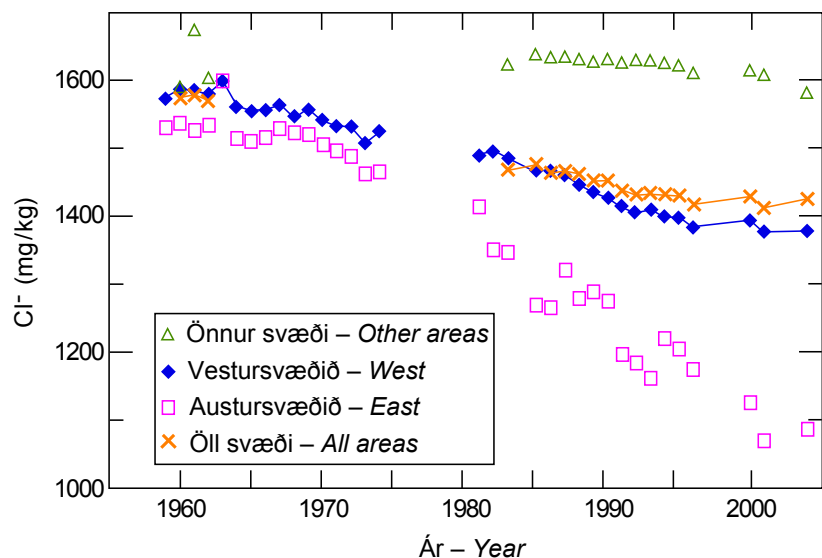
Nær öll kvika sem myndar storkuberg á Íslandi kemur úr möttli, af dýpi þar sem bergið er deigt. Því verður að telja víst að lækkun á þrýstingi með niðurdrætti vatns í háhitakerfi, vegna nýtingar á til-tölulega litlum bletti, hafi lítil sem engin áhrif á myndun og uppstreymi kviku í möttli. Varminn sem berst með kvikustreymi upp í rætur háhitakerfis nægir til að standa undir upphitun bergs og vökva og náttúrulegu varmatapi. Vinnsla sem fæli í sér upptöku varma umfram náttúrulegt flæði væri því hreint varmanám. Varmanámið gæti raunar verið meira, því náttúrulegt varmaflæði til yfirborðs stöðvast ekki við nýtingu. Þvert á móti gæti það aukist, sérstaklega ef vinnsla leiðir til mikils niðurdráttar grunnvatnsborðs, en slíkur niðurdráttur örvar suðu í uppstreymisrásum og eykur þannig varmatap um yfirborð.

Eins og áður kom fram, hefur Gunnar Böðvarsson¹⁷ metið varmaflæði út í gegnum háhitasvæði landsins ~8.000 MW_t (8 GW_t). Þessi tala hlýtur að vera meðaltal yfir nokkurt tímabil fyrir hvert háhitasvæði,

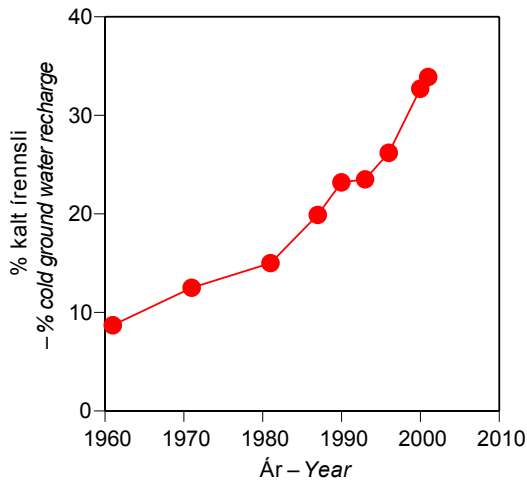
en ætla má að það sé mjög breytilegt milli svæða. Af fjölda inn-skota í fornum megineldstöðvum að dæma er kvikustreymi upp í rætur háhitakerfa tiltölulega sjaldgæfur atburður, en mismikið, alveg eins og eldgos í einstökum eldstöðvum. Til dæmis hefur gosið tvívegis í Öraefajökli frá því land byggðist en oft á öld í Grímsvötnum. Endurnýjun varma með kvikuinnspýtingu getur því verið takmörkuð ef nokkur á afskriftartíma einstakra virkjana, jafnvel í ljósi sjálfbærrar þróunar, en slík þróun miðast við að einstök jarðhitakerfi endist í 100–300 ár, sbr. Jónas Ketilsson o.fl.⁷⁴

Væri miðað við tölu Gunnars Böðvarssonar¹⁷ um varmaflæði upp í gegnum háhitasvæði landsins, gert ráð fyrir að djúpvatn væri 300°C í öllum þessum kerfum og að inn-taksþrýstingar á hverfla jarðgufu-virkjana væri 5 bör, samsvarar þetta varmaflæði til rúmlega 900 MW rafafls. Í raun er útilokað að haga borunum svo að nýta megi allt þetta varmaflæði, jafnvel þótt borað væri á öllum háhitasvæðum landsins. Einhver varmi hlýtur alltaf að tapast til yfirborðs eða við að hita upp berg. Því er nýtilegur varma-straumur minni en sem nemur 900 MW rafafls.

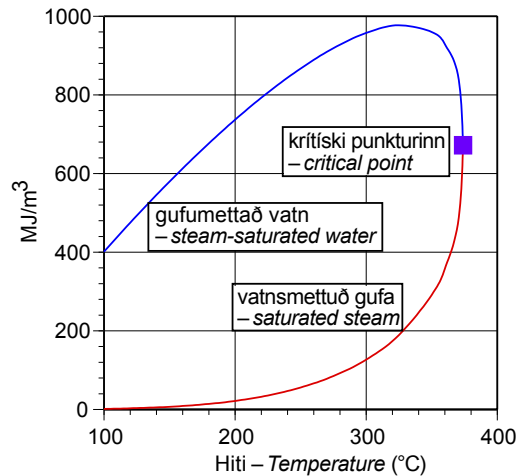
Þegar háhitakerfi eru tekin til nýtingar verður þrýstifall í jarðhitalindinni sem örvar írennsli grunnvatns úr umlykjandi bergi. Reynslan sýnir að þetta kalda írennsli skilar sér sem upphitað vatn og gufa inn í vinnsluholur. Upphitunin felur í sér varmanám úr berginu. Fyrirboði kalds írennslis er lækkun á styrk klóríðs í borholuvökvanum. Styrkur þessa efnis í köldu vatni er lágur en talsvert eða miklu hærri í jarðhitavatni. Það jarðhitakerfi sem vafalítið er best rannsakað allra slíkra kerfa m.t.t. írennslis kalds vatns er Wairakei-jarðhitasvæðið á Nýja-Sjálandi. 15. mynd sýnir lækkun klóríðs með tíma á hinum ýmsu vinnslusvæðum á Wairakeisvæðinu¹⁴, en 16. mynd sýnir hluta upphitaðs kalds vatns í holurennslu. Á grundvelli grunnvatnsfræðilegra gagna og breytinga á styrk klóríðs hefur varmanám úr kerfinu vegna nýtingar verið metið. Mannington o.fl.¹³ hafa metið lækkun varmaorku í bergi og vökva á Wairakei-svæðinu með líkanreikningum fyrir breytilega niðurdælingu (17. mynd) og metið endingu svæðisins. Niðurstaða þeirra er sú að niðurdæling í borholusvæði leiði ekki til lengri endingartíma. Eftir um 100 ára vinnslu (til 2053; spá 50 ár fram í tímann frá 2003) er niðurstaða þeirra sú að orkuforði umfram



15. mynd. Breytingar á meðalstyrk klóríðs í djúpvatni á hinum ýmsu borholusvæðum á Wairakei-jarðhitasvæðinu á Nýja-Sjálandi. Úr grein eftir Glover og Mroszek.¹⁴ – Changes in the average Cl⁻ concentrations of the reservoir fluid in different well fields at Wairakei. From Glover and Mroszek.¹⁴



16. mynd. Írennsli kalds grunnvatns í Wairakei-jarðhitakerfið frá upphafi vinnslu 1958 samkvæmt gögnum frá Glover og Mroszek.¹⁴ – Cold ground water recharge into the Wairakei geothermal system since exploitation began in 1958 according to data in Glover and Mroszek.¹⁴



18. mynd. Vermí gufumettaðs vatns og vatnsmettaðrar gufu í megajúlum á rúmmetra (MJ/m^3) sem fall af hitastigi. – Enthalpy of liquid saturated vapor and vapor saturated liquid in megajoules per cubic metre (MJ/m^3) versus temperature.

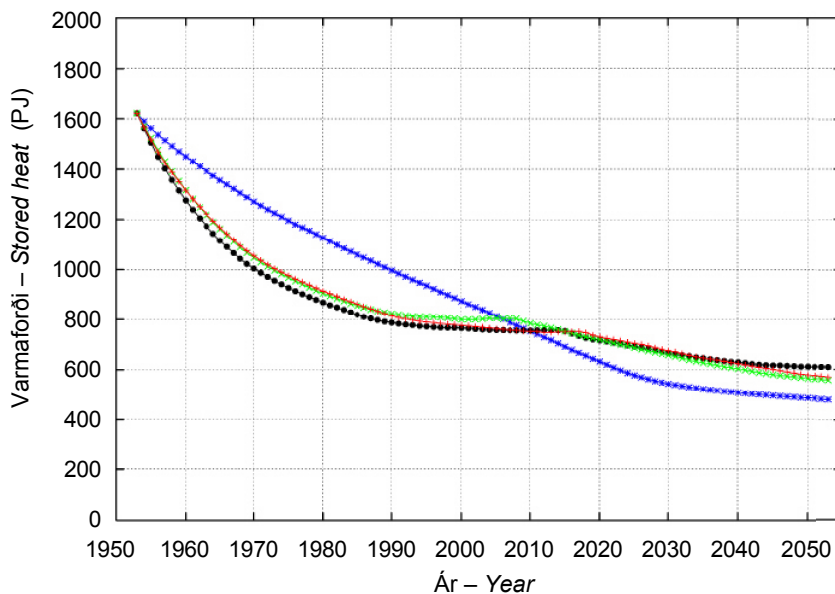
180°C hafi minnkað úr 1600 PJ í 500–600 PJ, eða um 63–69%, og að nýtanleg varmaorka svæðisins til raforkuframleiðslu verði uppurin eftir um 150 ára vinnslu.

Varmi í jarðhitakerfum er að hluta í vökvanum og að hluta í berg-

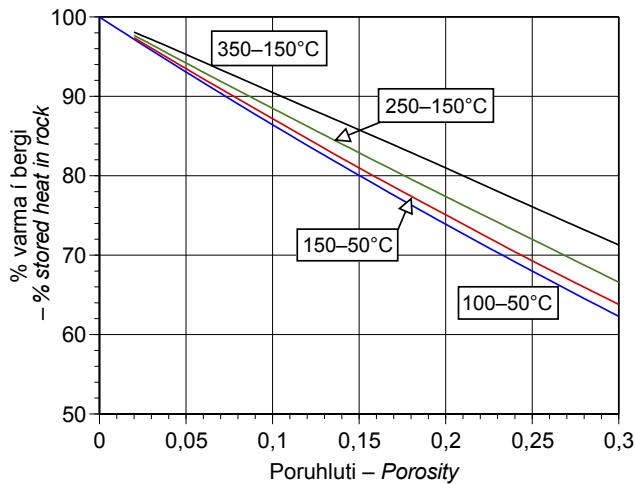
inu, allt eftir holrýminu en einnig svolítið eftir hitanum. Þótt gufa sé mun varmarikari hamur en vatn, minnkar varmainnihald vökvens eftir því sem meiri gufa er í jarðhitalingindinni vegna þess hve rúmmáls-frek hún er (18. mynd). Þessi munur

minnkar þó eftir því sem hiti nálgast krítíska punktin (374°C) og verður sá sami í þessum punkti. 19. mynd sýnir hversu stór hluti varmans er bundinn í vökvanum eftir holrými (poruhluta) í berginu, og er þá gert ráð fyrir að engin gufa sé til staðar. Sýnd eru fjögur dæmi, tvö fyrir lághitakerfi og tvö fyrir háhitakerfi. Varðandi lághitakerfin er gert ráð fyrir að varminn nýtist þannig að samsvari kælingu niður í 50°C og að upphafshiti sé annars vegar 100°C en hins vegar 150°C. Fyrir háhitakerfin er gert ráð fyrir nýtingu niður að 150°C, frá 350°C og 250°C upphafshita. Með samanburði við fornlághitakerfi gæti holrými í virkum háhitakerfum legið að meðaltali á bilinu 10–20%.⁷⁵ Þessar tölur gefa til kynna að 80–90% varmans séu í berginu. Líklega eru samsvarandi tölur hærri í lághitakerfum vegna lægra poruhluta.

Nýting varma úr bergi verður með því að kalt írennslivatn kemur í stað þess vökva sem tekinn er upp um borholur og að vatnið hitni með snertingu við heitt berg jarðhitakerfisins og kæli það um leið. 20. mynd sýnir hversu oft mætti skipta um vatn uns jarðhitakerfið, vatn og berg væri kælt niður eins og gert var ráð fyrir á 19. mynd. Samkvæmt 20. mynd mætti skipta þrisvar til sjö sinnum um vökva í háhitakerfi ef



17. mynd. Varmaupptaka úr Wairakei-jarðhitasvæðinu á Nýja-Sjálandi og spá um endingu þess miðað við kælingu í 180°C. Frá Mannington o.fl.¹³ Athuguð voru 4 mismunandi tilfelli. 1. Blá lína: Förgun affallsvatns um borholur innan svæðisins fram til 2053. 2. Svört lína: Engin förgun affallsvatns um borholur. 3. Græn lína: 30% förgun í svæðið og 30% utan þess fram til 2053. 4. Rauð lína: Förgun utan svæðisins. – Extraction of heat from the Wairakei geothermal system and prediction of the longevity of the reservoir assuming cooling to 180°C. Four scenarios were modeled. 1. Blue line: waste fluid disposal into wells within the field until 2053. 2. Black line: no injection of waste fluid into drillholes. 3. Green line: 30% injection within the field and 30% outside until 2053. 4. Red line: injection outside field.

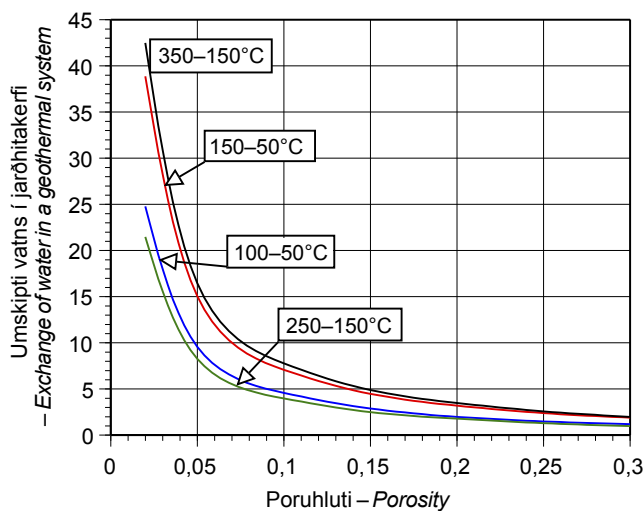


19. mynd. Hundraðshluti varma í basalti sem fall af poruhluta (holrými). Bláa línan og sú rauða **tákna jarðhitakerfi** sem upphaflega eru 100° og 150°C heit og er reiknað með kælingu niður í 50°C. Græna og svarta línan **tákna** 250° og 350°C **jarðhitakerfi** sem kæld væru í 150°C. – Percentage of heat stored in basalt as a function of porosity. The blue and red lines represent geothermal systems initially at 100° and 150°C assuming cooling to 50°C. The green and black lines represent geothermal systems initially at 250° and 350°C assuming cooling to 150°C.

poruhlutinn lægi á bilinu 10–20% og svipað á lágheitsvæðum ef poruhluti væri um helmingi minni. Ofangreindar tölur ber að skoða sem hámark, því líkur eru á að ekki sé unnt að nýta allan varmaforðann í berginu. Það er háð því hversu langt er á milli vatnsleiðandi sprungna í jarðhitakerfinu. Lovekin⁷⁶ skoðaði jarðhitakerfi í Kaliforníu og Nevada

sem nú eru nýtt og komst að þeirri niðurstöðu að stuðullin fyrir nýtni varma í bergi lægi á bilinu 0,05–0,2.

Niðurstöðurnar að ofan má nota til að sjá hversu lengi einstök háhitakerfi gætu enst, sé rúmmál þeirra þekkt. Ef gert er ráð fyrir 10% poruhluta og 350°C heitu vatni dygði vökvinn í 1 km³ bergs til að framleiða raforku sem jafngildir 15 MW



20. mynd. Fjöldi umskipta kallds grunnvatns fyrir jarðhitavatni í jarðhitakerfi þar til þau hafa verið kæld í 50°C and 150°C sem fall af poruhluta bergsins. Sýnd eru fjögur tilfelli, þau sömu og á 19. mynd. – The number of exchange of recharging cold ground water for geothermal water in geothermal systems until they have cooled down to 50°C and 150°C, respectively, as a function of rock porosity. The same four scenarios are shown as in Figure 19.

í 30 ár. Ef unnt reynist að nýta allan varmann í berginu niður í 150°C, sem er hámark, dygði þessi 1 km³ í rúm 200 ár. Ef til vill væri eðlilegra að miða við kælingu í 180°C og í mesta lagi 20% nýtingu varma úr bergi. Þá lækkaði talan úr 200 árum um 60 ár og í tæp 100 ár væri nýtnin 50%.

Varmabúskapur lágheitakerfa

Sé gert ráð fyrir að hitastigull sé á bilinu 60–100°/km í berggrunni frá neógen og kvarter á Íslandi, nemur varmaflæði með leiðingu upp í gegnum jarðskorpuna 102–170 mW/m², eða 102–170 kW á ferkílómetra (km²). Þessi varmastraumur samsvarar 0,26–0,43 sekúndulíttra rennsli úr 100°C heitum hver og er þá gert ráð fyrir að vatnið sé 5°C þegar það sígur niður í berggrunninn. Á lágheitsvæðum gefur þetta varmaflæði vísbendingu um hversu hratt lágheitinn endurnýjast. Á Laugarnessvæðinu í Reykjavík var dælt að meðaltali 138 L/s (50 MW_t) af 128°C vatni úr jarðhitakerfinu á árinu 2010 og í Mosfellsbæ 780 L/s (154 MW_t) af 88°C vatni.^{77,78} Þessi varmaupptaka svarar til varmaflæðis upp í gegnum jarðskorpuna á 400–670 km² svæði fyrir Laugarnes en 1500–2500 km² fyrir Mosfellsbæ. Rennsli úr hverum á stærsta lágheitsvæði landsins, í Reykholtssdal, er nálægt 400 L/s af mestmegnis sjóðandi vatni og varmaflæðið er áætlað 156 MW (9. mynd). Því ætti að vera ljóst að varmastraumur með leiðingu upp í gegnum jarðskorpuna getur alls ekki skýrt varmaafli þessa lágheitsvæðis og ekki heldur lágheitans í heild sinni. Þessi niðurstaða er ekki ný.^{5,20,41} Ennfremur ætti að vera ljóst að nefndur varmastraumur dugar engan veginn til að viðhalda varmaorku í lágheitakerfum Orkuveitu Reykjavíkur miðað við varmatöku úr þeim. Það munar nánast ekkert um þessa endurnýjun. Ef gert væri ráð fyrir að flatarmál Laugarnessvæðisins væri 10 km² næmi endurnýjunin þar 1,5–2,5%; fyrir Mosfellsbæ væri talan 1,0–1,5% miðað við 25 km² flatarmál svæð-

isins, eins og Guðmundur Pálmason⁵ gengur út frá. Hins vegar geta varmanámur lághitasvæðanna verið stórar. Þannig áætla Guðmundur Pálmason⁵ fyrir lághitasvæðin í Mosfellsbæ að á 50 fyrstu árum vinnslu sé búið að taka upp 1,8% af nýtanlegum varma og miðar hann þá við að rúmmál jarðhita-kerfisins sé 75 km³. Alls óvíst er þó hversu nærri lagi þessi rúmmálastala er. Mælst hefur kæling á vatni sem dælt er úr borholum bæði á Laugarnessvæði og Reykja- og Reykja-hlíðarsvæðunum í Mosfellsbæ frá því að vinnsla hófst í stórum stíl, allt upp í 10°C í Laugarnesi frá upphafi vinnslu á 7. áratug síðustu aldar en 4–5°C að meðaltali. Að Reykjum í Mosfellsbæ er kælingin meiri, allt að 15°C en 6°C að meðaltali, en vinnsla í stórum stíl hófst þar skömmu eftir 1970. Samskonar tölur fyrir Reykja-hlíð í Mosfellsdal eru mun lægri, eða 4°C og 2°C.

Setlaga- og þurrkerfi

Endurnýjun varma í setlaga- og þurrkerfum á meginlöndum er mjög hæg og hægari en í jarðskorpunni undir Íslandi, því hitastigull er lægri og ekki er um aðra varmastrauma að ræða en þá sem berast með leiðingu úr dýpri og heitari lögum jarðskorpunnar til að viðhalda þessum kerfum. Samkvæmt Davis og Davis²⁶ er varmaflæði upp í gegnum meginlandsskorpu að meðaltali 65 kW/km², sem samsvarar 0,19 kg/s rennsli af 100°C vatni á hvern ferkílómetra, og er þá miðað við að vatnið hafi upphaflega verið 20°C, þ.e. að það hafi hitnað um 80°C. Miðað við nýtingu þessara kerfa í einhverjum mæli ætti því að vera ljóst að nánast ekkert munar um endurnýjun varmans. Þessi kerfi ber að skoða sem varmanámur alveg eins og önnur jarðvarmakerfi.

NÝTING JARÐVARMAKERFA

Þegar ráðist er í jarðhitaleit og boranir á jarðhitasvæði með umfangsmikla vinnslu í huga, er ekki vitað hvort eða hversu hagkvæm vinnsla

reynist. Ekki er heldur ljóst hversu stórt svæðið er eða hversu stóra virkjun sé æskilegt reisa frá sjónarhóli hagkvæmni og upplýsinga um jarðhitalindina. Með hugtakinu „umfangsmikil vinnsla“ er átt við að mun meiri varmi sé tekinn úr jarðhitalindinni um borholur en sem nemur náttúrulegu varmaflæði úr kerfinu.

Þegar tekin er ákvörðun um byggingu virkjunar er ekki heldur vitað hvernig jarðhitakerfið muni bregðast við vinnsluálaginu. Allir þessir óvissuþættir kalla á að fyrsta virkjun á hverju svæði sé eins lítil og mögulegt er frá sjónarhóli hagkvæmni. Sé stefnan tekin á sem mesta nýtingu á tilteknu svæði þarf hún að eiga sér stað í þrepum yfir nokkurt tímabil, áratug eða meira, svo að hámarksárangur náist.

Eftir að virkjun hefur verið tekin í notkun er mikilvægt að gera vöktunarmælingar til þess að leiða í ljós viðbrögð jarðhitakerfisins við vinnsluálaginu. Sú grundvallarbreyting sem verður á jarðhitalind við umfangsmikla vinnslu er lækking á þrýstingi (grunnvatnsborði) í jarðhitalindinni vegna upptöku á vatni (og gufu) um borholur. Í kjölfarið **eykst** írennsli á köldu grunnvatni í lindina **miðað við** náttúrulegt írennsli.

Í kerfum með kvikuvarmagjafa dugar varmastreymi frá varmagjafanum til að viðhalda varma í heitu bergi jarðhitakerfisins við náttúrulegar aðstæður eða jafnvel til að bæta við þennan varma, sérstaklega þegar kerfið er ungt, ýmist með því að berg kerfisins hitnar frekar eða rúmmál heits bergs eykst. **Aukið írennsli** kalds grunnvatns í slík jarðhitakerfi í kjölfar vinnslu, umfram náttúrulegt írennsli, leiðir til varmanáms úr heitu bergi kerfisins og/eða styttingar á endingartíma varmagjafans, sbr. 14. mynd. Í lághitakerfum og kerfum í setlagatrogum er ljóst að nýtingin gengur á varmagjafann (heitt berg í kerfunum).

Örvað írennsli kalds grunnvatns í jarðhitakerfi í vinnslu getur sýnt sig í lækkingu hitastigi vatns sem streymir inn í eða úr borholum. Ekki er þó unnt að nema kælingu

af þessum toga ef áköf suða byrjar í aðfærsluæðum gufuhola, því þá ræður gufuþrýstingur hitanum. Í þeim tilfellum má oftast notast við mælingar á lækkingu í styrk klóríðs eða annarra utangarðsefna í **holurenni** til að meta kalt írennsli, sbr. 15. og 16. mynd, en í köldu grunnvatni er styrkur þessara efna jafnan lágur en tiltölulega hár í jarðhitavatni. Klóríð í jarðhitavatni getur verið af ýmsum uppruna, úr úrkomunni, berginu sem vatnið streymir um eða frá kviku. Örvað írennsli kalds grunnvatns í kjölfar vinnslu eykur líkur á að vatnið taki í sig mun minna klóríð úr berginu en við náttúrulegar aðstæður. En það tekur til sín varma úr heitu bergi jarðhitakerfisins og hitnar við það en kælið bergið um leið. Þetta vill leiða til þess að kælingar verði ekki vart um nokkurt skeið eftir að vinnsla hefst, jafnvel þótt styrkur klóríðs í holuvatni lækki, en slík lækking er þó fyrirboði kælingar.

Mælingar á þrýstingslækkingu í jarðhitakerfum og minnkað flæði úr borholum eru notaðar til að spá fyrir um viðbrögð kerfisins við vinnsluálagi. Meðan vinnslusagan er stutt er spáin óviss, en hún verður þeim mun öruggari sem vinnslusagan er lengri. Æskilegt er að haga vinnslu á þann hátt að ekki sé tekinn meiri vökví úr kerfinu um borholur en svo að þrýstingur fari ekki sílækkandi heldur náist stöðugt ástand eftir eitthvert tímabil vinnslu.⁷⁹ Þetta stöðuga ástand næst þegar írennsli verður jafnmikið og upptaka vatns/gufu úr tiltekinni jarðhitalind, en það felur ekki endilega í sér stöðuga upptöku varma, heldur minnkandi varmaupptöku ef kæling á sér stað. Ekki er rökrétt að flytja niðurstöður af jarðhitasvæði sem hefur verið í nýtingu um skeið yfir á nýtt svæði sem fyrirhugað er að nýta. Það sýnir reynslan. Engin tvö jarðhitakerfi eru eins. Hversu fljótt kæling verður og hversu mikil er háð því hversu nálægt jöðrum jarðhitasvæðis borholur liggja, hversu djúpt æðar eru í borholum, hversu áköf vinnslan er og hvernig lekt bergsins breytist í þrívídd.

Sanyal¹⁶ og O'Sullivan o.fl.¹⁵ meta það svo að endurnýjunartími jarðhitakerfa eftir að vinnsla er stöðvuð sé í beinu hlutfalli við þá varmatöku úr kerfinu vegna vinnslunnar sem er umfram náttúrulegt varmatap. Ef þessi aukna varmaupptaka er t.d. 10 sinnum meiri en náttúrulegt varmatap á 50 ára vinnsluskeiði tekur það kerfið 500 ár að jafna sig, þ.e. endurnýja sig. Mat þeirra Sanyal¹⁶ og O'Sullivan o.fl.¹⁵ gerir ráð fyrir að varmaflæði frá varmagjafanum haldist stöðugt allan vinnslu- og endurnýjunartímam. Þótt svo væri er ekki víst að þetta varmaflæði nýtist allt til að hita upp það berg sem kólnaði á vinnsluskeiði, heldur eru líkur á að hluti þessa varma tapist til yfirborðs. Því verður endurnýjunartíminn lengri en þeir gera ráð fyrir. Ekki er heldur víst að náttúrulegt varmatap nýtist vinnslu á háhitasvæðum. Að minnsta kosti sýnir reynslan að ekki tekur fyrir náttúrulegt varmatap á yfirborði háhitasvæða við nýtingu þeirra. Þessu er öfugt farið með lághita. Við umfangsmikla vinnslu þorna hverir og laugar oft, og ætla verður að það vatn sem áður streymdi í þessar uppsprettur nýtist vinnslunni.

Allmikið hefur verið ritað um sjálfbæra nýtingu jarðhitakerfa^{16,79} og ýmsar skilgreiningar hafa verið notaðar fyrir sjálfbæra nýtingu.^{5,16,79,80} Guðni Axelsson o.fl.⁷⁹ telja nýtingu einstakra jarðhitakerfa sjálfbæra ef þau endast í 100–300 ár. Guðmundur Pálmason, sem er einn af höfundum greinar Guðna Axelssonar o.fl.,⁷⁹ skilgreinir þó sjálfbæra nýtingu jarðhita með nokkuð öðrum hætti í Jarðhitabók sinni.⁵ Sanyal¹⁶ gagnrýnir nokkuð ákveðið skilgreiningu Guðna Axelssonar o.fl.⁷⁹ og leggur til aðra skilgreiningu, byggða á raunhæfum hagkvæmnivíðhorfum. Skilgreining Sanyal¹⁶ er þó varla í anda viðtekinnar skilgreiningar á sjálfbærni.

Það er ekki innan ramma þessa greinarstúfs að fjalla um sjálfbæra þróun. Hún er ekki sambærileg við greiningu á því hvort einstök jarðhitakerfi teljast fremur endurnýjanleg auðlind en endanleg. Sú greining

byggist á því að skilja eðli þessarar auðlindar. En á bak við hugtakið um sjálfbæra þróun liggur ákveðinn siðaboðskapur gagnvart komandi kynslóðum. Hugtakið um sjálfbæra þróun festist í sessi eftir ráðstefnuna í Rio de Janeiro árið 1992 og hefur það verið skilgreint svo:⁸¹

„Þróun sem mætir þörfum samtímans án þess að draga úr möguleikum komandi kynslóða til þess að mæta þörfum sínum.“

Sjálfbær þróun tekur mið af þremur þáttum: (1) efnahag, (2) félagslegum þáttum og jöfnuði og (3) varðveislu umhverfisins. En undir 3. þáttinn heyra auðlindir jarðar eins og jarðhitinn. Samkvæmt þessu er í raun ekki rökrétt að tala um sjálfbæra nýtingu endanlegrar orkulindar því hún eyðist eftir því sem af henni tekið. Öðru máli gæti gegnt um jarðefni ef þau eru endurunni. Ef til vill er vinnsla og notkun gulls besta dæmið um sjálfbæra þróun slíks jarðefnis, og það um þúsundir ára. Það liggur í því að gull hefur alla tíð verið talið verðmætt og þess vegna er því ekki hent. Vafalítið er langmest af því gulli sem unnið hefur verið enn í umferð, og það kostar sáralitla orku að endurvinna það. Af þeim sökum hafa „komandi“ kynslóðir um langan tíma getað notið þess gulls sem forfeður þeirra hafa tekið úr náttúrunni.

HELSTU NIÐURSTÖÐUR

Einstök jarðhitakerfi, sama hvaða flokki þau tilheyra, geta ekki tálit til endurnýjanlegra orkulinda eðlisfræðilega séð nema nýtingin byggist á sjálfrennslu úr laugum eða hverum. Ef nýting með borunum er umfangsmikil, þ.e. langt umfram náttúrulegt varmatap, er endurnýjun svo hæg að oft munar lítið sem ekkert um hana og stundum verður engin endurnýjun.

Evrópusambandið og **Orkumálaráðuneyti** Bandaríkjanna flokka jarðvarma sem endurnýjanlega orkulind. Ástæðan virðist ekki vera sú að þessi orkuuppspretta sé talin endurnýjanleg í eðli sínu, heldur er hún sett

í flokk með endurnýjanlegum orkulindum vegna þess að jarðvarminn er tiltölulega vistvænn og öll áhersla lögð á að draga úr brennslu jarðefnaeldsneytis vegna þeirra hnatt-rænu breytinga sem það veldur. Auk þess er ástæða til að reyna að þróa tækni til að nýta varmaorku úr heitu, óleku bergi því takist það hefur opnast gífurlega stór varmanáma. Af þessum sökum er rökrétt að leggja áherslu á aukna nýtingu jarðvarma á veraldarvísu.

Umhverfisáhrif af nýtingu lághita eru sáralítill en geta verið talsverð af nýtingu háhita, og þá helst jarðrask og efnamengun, vegna vatns- og gufuborinna eiturefna. Fjölnotkun jarðvarma eins og á Nesjavöllum og í Svartsengi er í anda sjálfbærrar þróunar en nýting jarðgufu til raforkuframleiðslu eingöngu er það naumast því varmaorka auðlindarinnar er illa nýtt, en hana má nýta mjög vel með fjölnotkun.

Þegar áform um nýtingu jarðhita á tilteknu svæði verða að veruleika ríkir óvissa um árangur, stærð virkjunar og hvenær hún verði gangsett. Auk þess er óvissa um stofnkostnað. Þessi staðreynd hefur leitt til ákveðins verklags við undirbúning að nýtingu jarðvarma.⁸²

Þegar jarðhitakerfi eru tekin í notkun er ekki vitað hversu stór varmanáman er og þar með endingartími kerfisins miðað við ákveðna vinnslu. Eftirlitsmælingar á viðbrögðum jarðhitakerfis við vinnsluálagi, sérstaklega með tilliti til kalds írennslis, veita mikilvægar upplýsingar um endinguna.

Varmagjafi ungra háhitakerfa er kvika eða innskot sem enn eru mjög heit þótt kvikan hafi náð að storkna. Varmagjafi lághitakerfa er heitt berg í rótum þeirra.

Öll háhitakerfi og mörg lághitakerfi eru svonefnd hræringarkerfi. Hræringin, þ.e. hringrás vatns (og gufu), er knúin með eðlisþyngdarmun á köldu grunnvatni sem sígur niður og heitum vökva (gufu og/eða vatni) sem streymir upp. Kalda grunnvatnið sígur niður rétt utan kerfanna eða beint ofan í þau. Uppstreymi jarðhitavökva verður þar

sem lekt bergsins er best. Stundum getur hræring falið í sér að vatn streymi niður að varmagjafanum og sjóði þar yfir í gufu sem stígur upp í efri jarðlög og til yfirborðs. Þesskonar hræring verður þar sem lekt er góð yfir heitum varmagjafa og hiti við botn hræringar lítillaga undir krítískum hita vatns (374°C). Hræringu af þessu tagi fylgir öflugt varmaflæði frá varmagjafanum.

Vitað er að mörg lághitakerfi tengjast virkum tektónískum sprungum. Eins liggja flest háhitasvæði landsins í virkum sprungureinum. Lekt í sprungum er meiri en í þeim berggrunni sem þær skera. Almenn grunnvatnslíkan af bæði háhita- og lághitakerfum felur því í sér að írennslis sé mest um sprungur. Uppstreymi er líka mest um sprungur þar eð þær eru yfir varmagjafanum. Mikið kalt grunnvatnsstreymi á litlu dýpi, aðallega í gosbeltunum, gæti drekkt uppstreymi jarðhitavökva, a.m.k. að hluta, sbr. t.d. efra kerfið í Kröflu.

Sá möguleiki virðist vera fyrir hendi að háhitakerfi með kvikvarmagjafa geti staðið undir tiltölulega miklu vinnsluálagi í alllangan tíma ef vinnslan leiðir til aukins írennslis vatns niður í rætur þessara kerfa og örvi með því storknun og kælingu kvikunnar, en eigi það sér stað gæti svo farið að varmanáman yrði þurrausin.

SUMMARY

The nature and renewability of geothermal systems

Energy resources that are renewed at a rate equal to or higher than they are consumed are regarded as renewable. By this definition, energy in the form of heat in the Earth's crust and in individual geothermal systems are not renewa-

ble. Here it is concluded that it is a good approximation to regard all geothermal systems as mines of heat because the rate at which heat is replenished in individual geothermal systems anywhere on Earth, certainly for extensive exploitation, is so slow that it is hardly relevant. This conclusion is in line with the volume method that has been generally adapted for geothermal energy resources estimates.^{67,83} Also, most of Earth's heat is not a resource, at least according to the definition of "resource" given by the United Geological Survey and the Bureau of Mines of the United States (Mineral Commodity Summaries, 2011, pp 193–195). Only hydrothermal systems which are characterized by good permeability and geopressurized systems in sedimentary basins can be considered to be an energy resource because present-day technology allows their exploitation.

Opinion is divided whether or not to classify individual geothermal systems as renewable. Duffield and Sass⁸⁴ clearly define hot-dry rock systems as non-renewable (mines of heat). Gudmundur Pálmason⁶ considers hydrothermal systems also to be non-renewable. By contrast, Valgardur Stefánsson¹³ concludes that geothermal energy should be regarded as a renewable energy resource. According to Sanyal¹⁷ and O'Sullivan et al.,¹⁶ the recovery time of a geothermal system after a period of exploitation is proportional to the amount of thermal energy extracted from the system relative to the natural heat flow. For exploitation to be economically feasible heat extraction from individual hydrothermal systems is usually much in excess of natural heat loss, or frequently by a factor of ~10 for areas presently under exploitation.¹⁷ Using this number the extra energy withdrawn is 9 times higher than natural heat flow. Accordingly, the recovery time for a 50-year production

period is 450 years. For hot-dry rock systems recovery times may exceed 100,000 years,¹⁶ depending on the thermal gradient. The method of Sanyal¹⁷ and O'Sullivan et al.¹⁶ to estimate recovery times likely is minimum time because some the natural heat flow from the heat source during the recovery period may be transported to the surface of the geothermal field and thus lost. In tectonic convection systems, such as many low-temperature systems in Iceland, there may not be any recovery. The heat source to these systems is hot rock in their roots and mining of heat from the rock occurs under natural conditions. After production from such fields is stopped, mining of heat from the rock may continue through density driven convection.

The European Union and the U.S. Ministry of Energy classify geothermal energy as a renewable energy resource. Seemingly, this classification is not based on the nature of this resource but a reflection of environmental policy. Due to the adverse effects of fossil fuel combustion on global climate as well as seawater acidification, every measure should be taken to reduce fossil fuel usage. It is for that reason logical to emphasize development of geothermal energy as this energy source is generally environmentally benign. Also, the amount of heat stored in the uppermost parts of the crust is enormous making it attractive to develop technology to exploit this heat source.

Hydrothermal energy is important to many countries although its use is very small on the world scale. To the non-expert, the public and politicians, the present official definition of geothermal energy as a renewable resource can be misleading and possibly have a negative impact in the long term on sustainable use of this energy source.

ÞAKKIR

Ýmsar hafa lagt vinnu af mörkum við lestur handritsins og annan undirbúning að þessari grein. Fyrst vil ég þakka Rósu Ólafsdóttur fyrir teikningu flestra myndanna. Sveinbjörn Björnsson, Kristín Vala Ragnarsdóttir og ónefndur ritryðir lásu handritið og komu með margar góðar ábendingar sem hafa bætt handritið verulega og stuðlað að skýrara málari. Þeim þakka ég öllum veitt framlag.

HEIMILDIR

- Bertrani, R. 2010. Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report. *í*: World Geothermal Congress 2010, Balí. Indónesíu, 24.–29. apríl 2010, útdráttur 0008.
- Lund, J.W., Freeston, D.H. & Boyd, T.L. 2010. Direct utilization of geothermal energy, 2010 worldwide review. *í*: World Geothermal Congress 2010, Balí. Indónesíu, 24.–29. apríl, 2010, útdráttur 0007.
- Stefán Arnórsson, Guðni Axelsson & Kristján Sæmundsson 2008. Geothermal systems in Iceland. *Jökull* 58. 269–302.
- Brundtland-skýrsla SP 1987. Our common future. Report on the World Commission on Environment and Development, Oxford University Press, New York. 400 bls.
- Guðmundur Pálmason 2005. Jarðhitabók: eðli og nýting auðlindar. Hið íslenska bókmenntafélag, Reykjavík. 298 bls.
- Meadows, D., Randers, J. & Meadows, D. 2004. The limits to Growth: the 30-year update. Chelsea Green Publishing Company, White River Junction, VT. 338 bls.
- Kristín Vala Ragnarsdóttir, Sverdrup, H.U. & Koca, D. 2012. Assessing long term sustainability of global supply of natural resources and materials. *í*: Sustainable Development – Energy, Engineering and Technologies – Manufacturing and Environment (ritstj. Chenai, C.). InTech Publishers. 83–116.
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Person, Å., Chaplin, F.S., Lambin, E.S., Lenton, T.M., Sheffers, M., Folke, K., Schnellhuber, H.J., Nykvist, B., de Wit, Hughes, T., van der Leeuw, S., C.A., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P.K., Costanza, R., Svedin, U., Falkenmark, M., Karlberg, L., Corell, R.W., Fabry, V.J., Hansen, J., Walker, B., Liverman, D., Richardson, K., Crutzen, P. & Foley, J.A. 2009. A safe operating space for humanity. *Nature* 461. 472–475.
- Wikipedia 2011. http://en.wikipedia.org/wiki/File:Global_Temperature_Anomaly_1880-2010_%28Fig.A%29.gif
- European Union 2009. Official Journal of the European Union 1. 140/16–62.
- Survey of Energy Resources 2010. World Energy Council – For sustainable energy (www.worldenergy.org/publications/3040.asp).
- Valgarður Stefánsson 2000. The renewability of geothermal energy. Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, 28. maí til 10. júní 2000. 883–888.
- Mannington, W.I., O'Sullivan, M.J.O., Bullivant, D.P. & Clotworthy, A.W. 2004. Í ráðstefnuriti Twenty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, Kaliforníu, 26.–28. janúar, 2004, STP-TR-175.
- Glover, R.B. & Mroczek, E.K. 2009. Chemical changes in natural features and well discharges in response to production at Wairakei, New Zealand. *Geothermics* 38. 117–133.
- O'Sullivan, M., Yeh, A. & Mannington, W. 2010. Renewability of geothermal resources. *Geothermics* 39. 314–320.
- Sanyal, S.K. 2005. Sustainability and renewability of geothermal power capacity. *í*: World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, útdráttur 0520.
- Gunnar Böðvarsson 1982. Terrestrial energy currents and transfer in Iceland. *Bls.* 271–282 *í*: Continental and oceanic rifts (ritstj. Guðmundur Pálmason). *Geodynamic Series* 8. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Trausti Einarsson 1966. Um orsakir jarðhitas. *Tímarit Verkfræðingafélags Íslands* 51. 23–32.
- Sveinbjörn Björnsson 1980. Jarðhiti, grunnvatn og varmi. *Náttúrufræðingurinn* 50. 271–293.
- Axel Björnsson, Guðni Axelsson & Ólafur G. Flóvenz 1990. Uppruni hvera og lauga á Íslandi. *Náttúrufræðingurinn* 60. 15–38.
- Faure, G. 1991. Principles and applications of inorganic geochemistry. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey 07458. 626 bls.
- Hartmann, W.K. & Davis, D.R. 1975. Satellite-sized planetesimals and lunar origin. *Icarus* 24. 504–515.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J. & Johnson, J.R. 1993. Heat-flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics* 31. 267–280.
- Hofmeister, A.M. & Criss, R.E. 2005. Earth's heat flux revised and linked to chemistry. *Tectonophysics* 395. 159–177.
- Jaupart, C., Labrosse, S. & Mareschal, J.-C. 2007. Temperatures, heat and energy in the mantle of the Earth. *Bls.* 253–303 *í*: *Treatise on Geophysics* 7, *Mantle Convection* (ritstj. Bercovici, D.). Elsevier.
- Davis, J.H. & Davis, R.D. 2010. Earth's surface heat flux. *Solid Earth* 1. 5–24.
- Schwarzschild, B.M. 2011. Neutrinos from Earth's interior measure the planet's radiogenic heating. *Physics Today* 64. 14–17.
- Guðmundur Pálmason, Gunnar V. Johnsen, Helgi Torfason, Kristján Sæmundsson, Karl Ragnars, Guðmundur Ingi Haraldsson & Gísli Karel Halldórsson 1985. Mat á jarðvarma Íslands. Orkustofnun, skýrsla OS-85076/JHD-10. 134 bls.
- Goff, F. & Janik, C.J. 2000. Geothermal systems. *Bls.* 817–834 *í*: *Encyclopedia of Volcanoes* (ritstj. Haraldur Sigurðsson). Pergamon Press, New York.
- Gunnar Böðvarsson 1961. Physical characteristics of natural heat resources in Iceland. *Jökull* 11. 29–38.
- Guðmundur Pálmason 1973. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. *Societas Scientiarum Islandica* XL. 187 bls.
- Ólafur G. Flóvenz 1980. Seismic structure of the Icelandic crust above layer three and the relation between body wave velocity and the alteration of the basaltic crust. *J. Geophys.* 47. 211–220.
- McBirney, A.R. 1984. *Igneous petrology*. Oxford University Press. 504 bls.
- Forrester, R.W. & Taylor, H.P. 1977. O-18/O-16, D/H, and C-13/C-12 studies of Tertiary igneous complex of Skye, Scotland. *Amer. J. Sci.* 277. 136–177.
- Taylor, H.P. & Forester, R.W. 1979. An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: a description of 55 m.y. old fossil hydrothermal system. *Journal of Petrology* 20. 355–419.
- Ágúst Guðmundsson 1987. Formation and mechanics of magma reservoirs in Iceland. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 91. 27–41.
- Walker, G.P.L. 1974. Eruptive mechanisms in Iceland. *Bls.* 189–201 *í*: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area* (ritstj. Leó Kristjánsson). Dordrecht, Boston.
- Þráinn Friðriksson, Bjarni Reykr Kristjánsson, Halldór Ármannsson, Eygerður Margrétardóttir, Snjólaug Ólafsdóttir & Chiodini, G. 2006. CO₂ emissions and heat flow through soil, fumaroles, and steam heated mud pools at the Reykjanes geothermal area, SW Iceland. *Applied Geochemistry* 21. 1551–1569.
- Þróstur Hrafnkelsson 2011. Svartsengi: Árlegt eftirlit með vatnsvinnslu vatnsveitunnar og hitaveitunnar og endurskoðun grunnvatnslíkans fyrir árið 2010. Vatnaskil verkfræðistofa. 95 bls. (skýrsla unnin fyrir HS-orku).
- Kristján Sæmundsson & Ingvar Birgir Friðleifsson 1980. Jarðhiti og jarðfræðirannsóknir. *Náttúrufræðingurinn* 50. 157–188.
- Gunnar Böðvarsson 1983. Temperature/flow statistics and thermomechanics of low-temperature geothermal systems in Iceland. *J. Volc. Geothermal Res.* 19. 255–280.
- Halldór Ármannsson, Ágúst Guðmundsson & Benedikt Steingrímsson 1987. Exploration and development of the Krafla geothermal area. *Jökull* 37. 13–30.
- Giroud, N.G. 2008. A chemical study of arsenic, boron and gases in high-temperature fluids in Iceland. *Doktorsritgerð, Háskóli Íslands*. 110 bls.
- Coumou, D., Driesner, T. & Heinrich, C.A. 2008. Heat transport at boiling, near-critical conditions. *Geofluids* 8. 208–215.
- Saar, M.O. 2011. Review: Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeology Journal* 19. 31–52.
- Stefán Arnórsson, Andri Stefánsson & Jón Örn Bjarnason 2007. Fluid-fluid interaction in geothermal systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65 (ritstj. Liebscher, A. & Heinrich, C.A.). 259–312.
- Helgi Björnsson 1966. *Suðuhiti í borholum*. Orkustofnun, Reykjavík. 9 bls.
- Truesdell, A.H. 1991. Origin of acid fluids in geothermal reservoirs. *Geothermal Resources Council Trans* 15. 289–296.
- Truesdell, A.H., Haizlip, J.R., Halldór Ármannsson & D'Amore, F. 1989. Origin and transport of chloride in superheated geothermal steam. *Geothermics* 18. 295–304.
- Giggenbach, W.F. & Corrales, S.R. 1992. Isotopic and chemical composition of water and steam discharges from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica. *Appl. Geochem.* 7. 309–332.
- Angcoy, E.C. 2010. Geochemical modelling of the high-temperature Mahanagdong geothermal field. *Mastersritgerð, Háskóli Íslands*. 130 bls.
- Halldór Ármannsson, Gestur Gíslason & Trausti Hauksson 1982. Magmatic gases in well fluids aid the mapping of flow pattern in a geothermal system. *Geochim Cosmochim Acta* 46. 167–177.
- Jón Örn Bjarnason & Magnús Ólafsson 2000. Í Torfajökli: efni í jarðgufu og vatni. Skýrsla Orkustofnunar OS-2000/030. 102 bls.
- Poreda, R.J. & Stefán Arnórsson 1992. Helium isotopes in Icelandic geothermal systems: II. Helium-heat relationships. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56. 4229–4235.
- Stefán Arnórsson 2004. Environmental impact of geothermal energy utilization. *Bls.* 297–336 *í*: *Energy, Waste and the Environment: A geochemical perspective* (ritstj. Gieré, R. & Stille, P.). Geological Society of London, Special Publication 236. 297–336.
- Kristján Sæmundsson 2011. Dulinn lághesti og virk eldstöðvarkerfi. *Haustráðstefna jarðfræðingafélags Íslands*, 21. okt. 2011.
- Stefán Arnórsson & Sigurður R. Gíslason 1990. Um uppruna lághesta-svæða á Íslandi. *Náttúrufræðingurinn* 60. 39–56.
- Ólafur G. Flóvenz & Kristján Sæmundsson 1993. Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics* 225. 123–138.

59. Stefán Arnórsson, Sveinbjörn Björnsson, Haukur Jóhannesson & Einar Gunnlaugsson 1992. Vinnslueiginleikar lágþitasvæða Hitaveitu Reykjavíkur. Bls. 344–366 í: Árbók Verkfræðingafélags Íslands 1991/92.
60. Stefán Arnórsson & Auður Andrésdóttir 1995. Processes controlling the distribution of B and Cl in natural waters in Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59. 4125–4146.
61. Torssander, P. 1986. Origin of volcanic sulfur in Iceland: a sulfur isotope study. *Meddelelsen från Stockholms Universitets Institution* 269. 164 bls.
62. Sigfús Johnsen, Dansgaard, W. & White, J.W.C. 1989. The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus* 41B. 452–468.
63. Trausti Einarsson 1937. Über eine Beziehung zwischen heißen Quellen und Gängen in der isländischen Basaltformation. *Vísindafélag Íslandinga, Greinar* 2. 134–45.
64. Trausti Einarsson 1942. Über das Wesen der heißen Quellen Islands: mit einer Übersicht über die Tektonik des mittleren Nord-Islands. *Vísindafélag Íslandinga, Reykjavík* 26. 91 bls.
65. Poli, M. 1976. Relevance of geothermal energy in today's energy situation. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, Kaliforníu, 20.–29. maí 1975. 2339–2341.
66. Boldizár, T. & Korim, K. 1976. Hydrogeology of the Pannonian geothermal basin. Í ráðstefnurit Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, Kaliforníu, 20.–29. maí 1975. 297–303.
67. Muffler, L.J.P. 1976. Summary of Section II. Geology, hydrology, and geothermal systems. í: Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, Kaliforníu, 20.–29. maí 1975. xlv–lii.
68. Geofar 2009. Geopressurized systems. www.energia.gr/geofar/article-files/geothermalinnovative-geopressurized.pdf.
69. Kohl, T., Schill, E. & Baujard, C. 2010. Integrative geothermal resource assessment of the Swiss Molasse Basin. í: World Geothermal Congress 2010, Bali, Indónesíu, útdráttur 1637.
70. Sveinbjörn Björnsson 1987. Kólnun Eldfellshrauns og nýting hraunhita. Bls. 301–321 í: Í hlutarins eðli (Þorsteinn I. Sigfússon ritstj.). Menningarsjóður, Reykjavík.
71. Pope, E.C., Bird, D.K., Stefán Arnórsson, Þráinn Friðriksson, Elders, W.A. & Guðmundur Ó. Friðleifsson 2009. Isotopic constraints on ice age fluids in active geothermal systems: Reykjanes, Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73. 4468–4488.
72. Valdimar K. Jónsson & Matthías Matthíasson 1974. Hraunkæling á Heimaey: verklegar framkvæmdir. Tímarit Verkfræðingafélags Íslands 59. 71–82.
73. Helgi Björnsson, Sveinbjörn Björnsson & Þorbjörn Sigurgeirsson 1982. Penetration of water into hot rock boundaries of magma at Grímsvötn. *Nature* 295. 580–581.
74. Jónas Ketilsson, Héðinn Björnsson, Sæunn Halldórsdóttir & Guðni Axelsson 2009. Mat á vinnslugetu háþitasvæða. Orkustofnun, skýrsla OS-2009/09. 16 bls.
75. Hjalti Franzson, Guðmundur H. Guðfinnsson & Margrét H. Helgadóttir 2010. Porosity, density and chemical composition relationships in altered Icelandic hyaloclastites. Bls. 199–202 í: *Water-Rock Interaction* (ritstj. Birkie & Torres-Alvarado). Taylor & Francis Group, London.
76. Lovekin, J. 2004. Geothermal inventory. *Bulletin Geothermal Resources Council* 33 (6). 242–244.
77. Grétar Ívarsson 2011. Hitaveita í Reykjavík: vatnsvinnsla 2010 – Gagnaskrá. Orkuveita Reykjavíkur. 62 bls.
78. Grétar Ívarsson 2011. Hitaveita Reykjavíkur: vatnsvinnsla 2010. Orkuveita Reykjavíkur. 32 bls.
79. Guðni Axelsson, Ágúst Guðmundsson, Benedikt Steingrímsson, Guðmundur Pálmason, Halldór Ármannsson, Helga Túlínus, Ólafur G. Flóvenz, Sveinbjörn Björnsson & Valgarður Stefánsson 2001. Sustainable production of geothermal energy: suggested definition. *IGA-News, Quarterly* 43. Janúar–mars 2001. 1–2.
80. Dunstall, M. 1999. Small power plants. Recent developments in geothermal power generation in New Zealand. *Geo-Heat Center Bulletin* 20. 5–12.
81. Umhverfisráðuneytið 2002. Velferð til framtíðar – Sjálfbær þróun í íslensku samfélagi – Stefnumörkun til 2020. Umhverfisráðuneytið, Reykjavík. 82 bls.
82. Stefán Arnórsson 2011. Jarðhiti á Íslandi. Viðauki við lokaskýrslu annars áfanga Verkefnastjórnar rammaáætlunar um vernd og nýtingu náttúrusvæða með áherslu á vatnsafl og jarðhita, apríl 2011. 42 bls.
83. Williams, C.F., Reed, M.J., Mariner, R.H., DeAngelo, J. & Galanis, S.P. Jr. 2008. Assessment of moderate- and high-temperature geothermal resources of the United States. U.S.G.S. – science for a changing world. 4 bls.
84. Duffield, W.A. & Sass, J.H. 2003. Geothermal energy – clean power from the Earth's heat. U.S. Geological Survey Circular 1249. 36 bls.

UM HÖFUNDINN

Stefán Arnórsson (f. 1942) lauk BS-prófi í jarðfræði frá Edinborgarháskóla 1966 og doktorsprófi í hagnýtri jarðefnafræði frá Imperial College í London 1969. Hann starfaði við jarðhitadeild Orkustofnunar á árunum 1969–1978 en síðan við Háskóla Íslands, fyrst sem dósent en síðan sem prófessor. Við Háskólans Íslands hefur hann unnið við rannsóknir á jarðhita en einnig víða erlendis sem jarðhitasérfræðingur og ráðgjafi.

PÓST- OG NETFANG HÖFUNDAR/AUTHOR'S ADDRESS

Stefán Arnórsson
Verkfræði- og náttúruvísindasvið
Jarðvísindadeild
Öskju, Sturlugötu 7
IS-101 Reykjavík
sted@raunvis.hi.is