

OM GEOTERMISK ENERGI – ELLER JORDVARME.

Av Sigurd Huseby

Innledning

De senere års urolige energimarked har ført til økende interesse for de såkalt fornybare energikilder – deriblandt jordvarme. De fleste vil være kjent med bruken av jordvarme til oppvarming – f.eks. i spesielle vulkanske områder som Reykjavik – og kanskje også problemene med byggingen av det jordvarmedrevne elektrisitetsverket i Namafjellområdet på Island. Jeg vil i denne artikkelen forsøke en sterkt forenklet fremstilling av jordklodens energiforhold slik vi kjenner dem i dag.

Jordens oppbygning

Vi forestiller oss jordkloden som en kule med en tung kjerne med en radius ca. 3400 km. Kjernen består sannsynligvis av metallisk nikkell-jern. Den omgis av en ca. 2900 km tykk mantel av bergartsmineraler, muligens alt vesentlig tunge oksyder (periklas MgO og stishovit SiO₂). Utenpå mantelen ligger jordskorpen som en »tynn hinne», – 8 - 10 km under havbunnsområdene, 25 - 45 km tykt i landområdene (kontinentene).

Jordskorpen består alt vesentlig av mineraltyper som kalles silikater, dvs. kjemiske forbindelser med bl.a. SiO₂-enheter som byggestener (grunnstoffene silisium (Si) og oksygen (O)).

De mest SiO₂-rike bergarter kalles sure (f.eks. granitt), de har relativt lav tetthet (2.5 – 2.7 g/cm³) og opptrer helst overflatenært i kontinentene, på større dyp finner vi tyngre (3.1 – 3.3 g/cm³), basiske bergarter (f.eks. basalt). De store kontinentalblokkene beveger seg stadig i forhold til hverandre. Der de kolliderer, presses jordskorpematerialet ned i mantelen og smelter, hvor de glir fra hverandre – f.eks. etter den Midt-Atlantiske rygg som Island er en del av, dannes ny jordskorpe. Både kollisjonsområdene og havbunnsryggområdet er ofte vulkansk aktive og har høy geotermisk kapasitet.

De fleste vil være kjent med at temperaturen i jordskorpen stiger mot dypet, – vanligvis mellom 0.8 og 4° pr. 100 m etter de målinger som er gjort i gruver og dype borhull. De dypeste boringer vi kjenner er ned mot 10 km, og vurderinger av temperaturforholdene på større dyp er heller usikre. Vi regner imidlertid med at øvre del av mantelen er fast og at temperaturen på ca. 100 km's dyp derfor ikke overstiger ca 1300° eller ca. 1600° på ca. 200 km's dyp. Temperaturen i kjernen antas å ligge omkring 4000°.

Varmekildene

Hovedkildene til varmen i jordas indre kan sies å være masseforflytninger i kjernen, dannelse av friksjonsvarme ved varmeforandringer og radioaktiv nedbrytning.

Det er sannsynlig at jordklodens kjerne opprinnelig hadde en jevnere vekt-

fordeling enn i dag. Vektøkningen eller fortetningen inn mot sentrum av kjer-
nen innebærer varmeavgivelse p.g.a. gravitasjonsarbeidet. En stor del av denne
varmen ble vel frigjort i forbindelse med jordklodens dannelse, men det kan
også forekomme en kontinuerlig fortettings- og varmeavgivelsesprosess i kjer-
nen.

De fleste er også kjent med at månens og andre himmellegemers tiltreknings-
krefter fører til formforandringer – ikke bare ved tidevann i havområdene,
men også til bevegelser i selve jordkloden. Punkter på jordoverflaten kan be-
vege seg med utslag på opptil 0.3 m i retning til og fra jordens middelpunkt.
Ved friksjonen som oppstår ved disse forandringene avgis det varme.

Radioaktivt materiale nedbrytes ved å sende ut α -partikler, γ -partikler og
elektroner med meget høy hastighet. Disse kolliderer med de atomene de om-
gis av og ved nedbremsingen frigjøres bevegelsesenergien som varme. Varme-
mengden som dannes på denne måte i *jordskorpen* er beregnet til 0.05W/m².

Varmestrømning i jordskorpen

Ettersom vi har en stigende temperatur mot dypet i jordskorpen, må det
strømme varme opp mot jordoverflaten. Denne varmemstrømmen er målt i flere
tusen borhull og målingene har gitt en middelvei på ca. 0.06W/m², noe som
tyder på at nedbrytingen av radioaktivt materiale er den viktigste varmekilde
i skorpen. Denne varmemstrømmen kan vi beregne pr. overflateenhet og sammen-
ligne med den solenergi som tilføres overflaten. Vi finner da at jordvarmen
utgjør ca. 0.5 kWh/m² i middeltall pr. år mens solenergien i Norge er ca.
1000kWh/m² i middeltall pr. år. Dette tilsier at det er solenergien som avgjør
temperaturen i de øverste delene av skorpen, og at varmemstrømmen i perioder
også går nedover. Vi regner vanligvis med at de øverste 40 - 50 m av jordover-
flaten påvirkes av normale klimavariasjoner (årstids- (og døgn) variasjoner),
mens mer langsiktige klimaforandringer, f.eks. effekten av siste istid kan
ettespores på betydelig større dyp.

Det er klart at en varmemstrøm på 0.06W/m² er så beskjeden at vi bør lete opp
områder med unormalt høye temperaturgradienter. Slike finner vi først og
fremst i områder med sen eller aktiv vulkansk virksomhet. Dette er gjerne om-
råder langs kontinentalplaterendene hvor het, flytende magma (smeltetmasse)
fra mantelen presses opp i dyptgående sprekkesoner i jordskorpen. Disse
magnainstrusjonene vil som oftest smelte sammen med bergarter med lavere
størkningstemperatur på forskjellige dyp i jordskorpen, men kan av og til nå
jordoverflaten som vulkanutbrudd.

Magma som størkner avgir store mengder varme og når slike magmakamre
finnes høyt i skorpen og er relativt kort kommet i størkningsprosessen kan
gjennomsnittsvarmestrømningen på 0.06W/m² overskrides flere titalls –
kanskje hundretalls ganger.

Varmeoverføringer ved grunnvannstransport.

Hittil har vi betraktet varmetransport i den ytre del av jordskorpen som følge av varmeledning (konduksjon). I en stor del av de områder som i dag utnyttes til geotermisk produksjon skjer varmeoverføring og varmelagring ved grunnvannssirkulasjon i permeable bergarter.

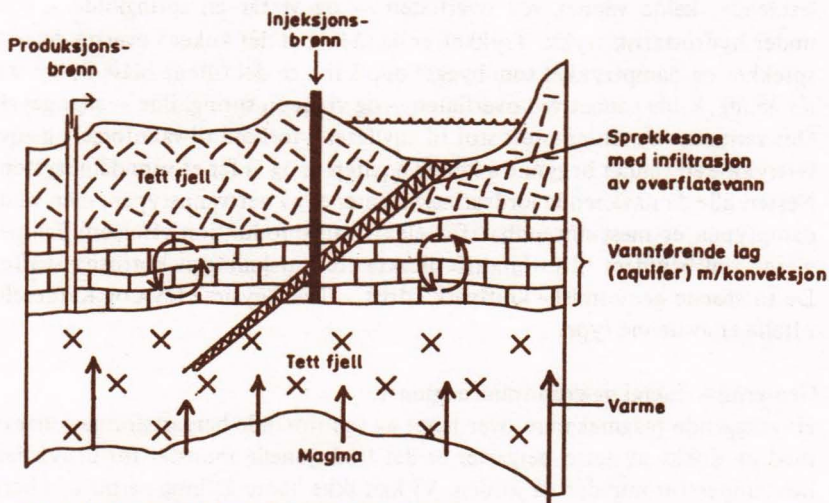


Fig. 1. Hydrotermisk konveksjon, prinsippkisse.

Om vi har en vannmettet, permeabel bergartsformasjon (aquifer) et stykke over et hett magmakammer (fig. 1) i jordskorpen, kan vi tenke oss at varmen som ledes frem til aquiferen nedenfra varmer opp vannet underst i formasjonen. Om varmetilførselen er tilstrekkelig stor vil det varme vannet, som er lettere, stige opp i den permeable bergarten og erstattes av nedadstrømmende, kaldere vann. Dette kalles hydrotermisk konveksjon.

Konveksjonen strever etter å jevne ut temperaturforskjellene i de vannførende lagene slik at temperaturen etter hvert blir nesten konstant, og stiger til det nivå for temperaturlikevekt som betinges av de varmeisolerende egenskaper i fjellet over aquiferen.

Som kjent koker vann ved -100°C under atmosfæretrykk. Kokepunktet øker når man øker trykket opptil det som kalles den kritiske temperatur på $+357^{\circ}\text{C}$ – ved et trykk på 22 MPa (megapascal). Ved høyere temperatur kan det bare eksistere vanddamp.

Når vann fra overflaten trenger ned til aquiferen gjennom et sprekkssystem eller infiltreres kunstig gjennom nedpressing i en injeksjonsbrønn skjer en svak temperaturøkning til aquiferen nås, deretter en kraftig økning i aquiferen.

Den totale temperaturøkning er avhengig av varmestrømmen fra magmakammeret mot aqviferen, mengden av tilført vann og aqvifertrykket. Kommer det ikke til kokning, får vi et hettvannsystem, – som i en del tilfelle kan inneholde 10 - 20% vandamp som følge av trykkavlastningen ved uttak fra produksjonsbrønnen. Det samme kan skje under naturlige forhold i åpne sprekker under hydrostatisk trykk. Trykket er da så lavt at det koker i øverste deler av sprekker og damptrykket som bygges opp kan i en del tilfelle blåse ut det stillestående, kalde vannet ved overflaten – og vi får en springkilde – eller under hydrostatisk trykk. Trykket er da så lavt at det koker i øverste deler av sprekker og damptrykket som bygges opp kan i en del tilfelle blåse ut det stillestående, kalde vannet ved overflaten – og vi får en springkilde – eller geysir. Om varmestrømmen er svært stor til aqviferen i forhold til vannførsel og aqvifertrykk kan vannet begynne å koke i aqviferen, og vi får et vanddampsystem. Nesten alle de nåværende jordvarmesystemer er av hettvannstypen, men vanddampstypen er mest anvendbar for elektrisitetsproduksjon ettersom dampen gjerne kan benyttes til turbindrift direkte etter utskilling av korrosive stoffer. De to største geotermiske kraftverk i drift – The Geysirs i USA og Karderello i Italia er av denne type.

Geotermisk energi og grunnvannsregioner.

Høytliggende magmakamre over leiret av vannførende bergartsformasjoner og med et »lokk« av tette bergarter er det tradisjonelle mønster for utnyttbare høytemperaturområder på jorden. Vi kan ikke vente å finne permeable bergartsformasjoner med store vannføringer på store dyp i fastlands-Norge. Vår berggrunn består i denne henseende alt overveiende av opprinnelig eruptive eller omkrystalliserte sedimentære bergarter uten tilstrekkelig effektiv porøsitet. Vi må imidlertid ikke glemme de store forkastnings- og sprekkesoner som gjennomsetter vårt land. Om disse er vannfylte til flere km's dyp, vannsirkulasjonen er tilstrekkelig langsom for å nå temperaturlikevekt med berggrunnen og sonene er åpne nok, vil de kunne være betydelig geotermiske energimagasiner.

Kunnskapene om disse sprekke- og forkastningssonene m.h.p. dyp og andre egenskaper er svært begrenset og det trengs adskillig forskning og utviklingsinnsats på området.

På norsk kontinentalsokkel finner vi en rekke sedimentære bassenger med vannførende – så vel som olje- og gassførende formasjoner. I øyeblikket er det som kjent hydrokarbonutvinningen som er i skuddet, men her foreligger utvilsomt store geotermiske energireserver.

Det er vel likevel først når vi klarer å nyttiggjøre de normale varmestrømninger og temperaturgradienter i de vannfattige, granittiske bergarter ($0.01 - 0.14\text{W/m}^2$ og tilsvarende $0.8 - 4^\circ\text{C}/100\text{m}$) i jordskorpen at den geotermiske energi kan få stor betydning for den globale energiforsyning.