

# Warm van binnen

door Frank Beunk, Aardwetenschappen, VU

f.f.beunk@vu.nl

Dit artikel beschrijft en verklaart de warmte in het binnenste van de aarde: hoe warm is het, wat is het temperatuurverloop en wat zijn de warmtebronnen.

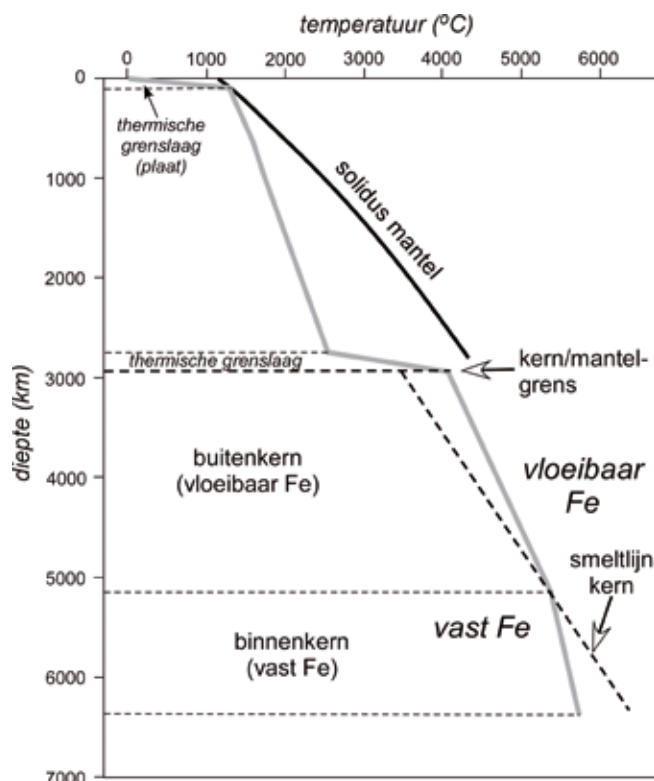
Vulkanen vertellen ons dat het inwendige van de aarde heet is. Lava's vloeien uit bij temperaturen tussen 700 en 1250°C. In goudmijnen van Zuid-Afrika hebben de rotswanden op 4 km diepte een temperatuur van 55°C; daar moet dus flink geventileerd worden! De geothermische gradiënt (ofwel temperatuurverloop) is ter plaatse (55°C/4km), bijna 14 graden per kilometer. Nu is Zuid-Afrika een oud, dik en daarom relatief koud stuk continentkorst. Onder bijv. Nederland hebben we een hogere gradiënt, van ca. 30°C/km. Zou je beide temperatuurtoenames lineair extrapoleren naar de kern/mantel-grens, op 2900 km diepte, dan zou het daar resp. 40.000 en 90.000 graden zijn; de mantel was dan totaal gesmolten. Zo erg is het niet; de mantel is voor het overgrote deel vast en we kennen de temperatuur van mantel en kern vrij goed: op de kern/mantel-grens is die ca. 3000°C en in het centrum van de aardkern bijna 6000°C; dat is heter dan het oppervlak van de zon (afb. 1).

Hier rijzen dus ten minste twee vragen: (1) Waarom mogen we de geothermische gradiënt in de ondiepe aarde niet naar grote diepten extrapoleren, en (2) Waar komt die warmte vandaan?

De gradiënt in de bovenste 400 km van de aarde ziet er, onder oceanen, bij benadering uit als in afb. 2. De snelle toename van de temperatuur in de bovenste tientallen kilometers komt overeen met die onder de continenten. Onder ca. 40 km, vanaf een temperatuur van zo'n 1350°C, gaat de temperatuurtoename veel trager, met niet meer dan 0,4°C/km. Die laatste gradiënt mogen we door de hele aardmantel doortrekken, zodat we op de bodem van de mantel aankomen bij 1350°C + 2800 (km) x 0,4 (°C/km) = (ongeveer) 2500°C.

## Geleiding versus convectie

Waarom die scherpe knik in de gradiënt op 40 tot 100 km diepte? Die bovenste laag representeert de schuivende lithosfeerplaat met daarop de continenten. De plaat is in vaste toestand en zijn thermische gradiënt is die van warmtetransport door *geleiding*, bij benadering een rechte lijn tussen de temperaturen van de onder- en bovenkant, resp. ca. 1350°C en oppervlaktetemperatuur. Deze gradiënten variëren tussen 14°C/km (B) en 35°C/km (C), afhankelijk van de variabele dikte van de plaat. De 'steilere', maar numeriek lagere gradiënt in de diepere mantel in afb. 1 (met een waarde van 0,4°C/km) hoort bij warmtetransport d.m.v. *convectie*, waarbij vast mantelgesteente zijn warmte al stromend vanuit



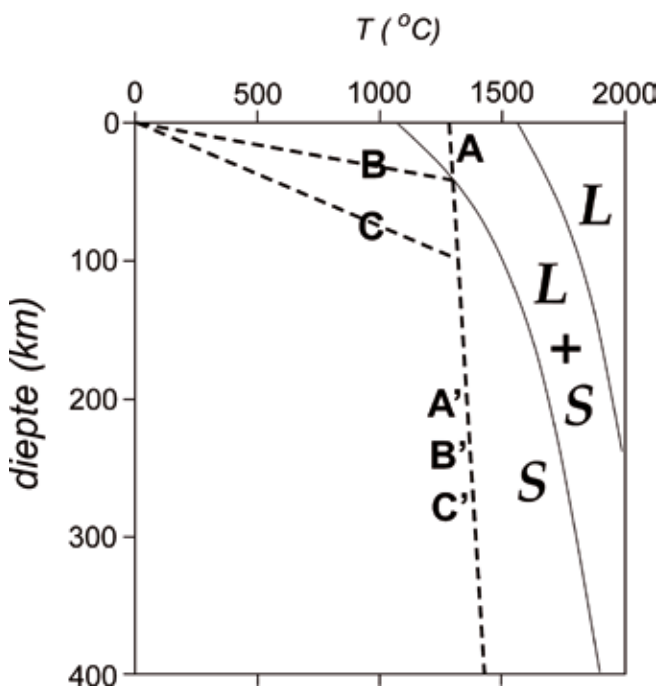
▲ Afb. 1. Temperatuurverloop ('geothermische gradiënt', de dikke grijze lijn) in de aarde. Tussen mantel (silikaatgesteenten) en buitenkern (vloeibaar Fe-Ni) zit een temperatuursprong van wel 2000 graden. Een vergelijkbare 'thermische grenslaag' bevindt zich in de bovenste 100 km, tussen de top van de convecterende mantel en het aardoppervlak. Mantel *solidus*: temperatuur waarbij mantel begint te smelten; rechts van deze lijn, is het gesteente gedeeltelijk gesmolten; de temperatuur waarbij het geheel gesmolten is, de *liquidus*, ligt enkele honderden graden hoger, zie ook afb. 2. In de buitenkern heerst een temperatuur boven het smeltpunt van ijzer; de binnenkern is koeler dan zijn smeltemperatuur; daarom is de buitenkern vloeibaar en de binnenkern vast. Bron: Langmuir & Broecker, 2012, aangepast.

de diepte omhoog brengt. Want let op, zoals men in afb. 1 kan zien: de diepere mantel heeft overal een temperatuur ver onder zijn smeltemperatuur. Niettemin, ook vast materiaal kan stromen, denk maar aan gletsjers. Of de warmte zich door stroming dan wel door geleiding naar buiten werkt, wordt bepaald door de waarde van het zgn. Rayleigh-getal  $Ra$ , een ingewikkelde, dimensieloze eenheid, samengesteld uit materiaalconstanten, de zwaartekrachtsversnelling, de dikte van de laag en het te overbruggen temperatuurverschil. Voor  $Ra < 2000$  vindt warmtetransport plaats door geleiding, bij een  $Ra > 2000$  overheerst stroming, convectie, als in een pannetje water dat van onderen wordt verwarmd.  $Ra$  van de mantel blijkt een waarde van ca. 1 miljoen te hebben! M.a.w., de mantel *moet* convecteren en doet dat in vaste toestand (afb. 2). De geringe bovenwaartse afkoeling van de convecterende mantel is een gevolg van *adiabatische expansie*; in een adiabatisch proces is de temperatuurverandering alleen afhankelijk van de druk: afkoeling bij drukverlaging en expansie, opwarming bij druktoename en compressie. Om dezelfde reden wordt het kouder naarmate je hoger in de bergen komt: de luchtdruk (in de convecterende troposfeer: de onderste ca. 12 km van de atmosfeer) neemt af, lucht expandeert dientengevolge en koelt af.

Afb. 2 illustreert ook waarom mid-oceanische ruggen (MOR, de spreidingscentra van het plaattektonische systeem) vulkanisch zijn. In de aarde is het toevallig zo dat de adiabatische (convectie-)gradiënt ( $A'B'C'$ ) naar

het oppervlak toe extrapoleert naar een temperatuur bóven de smelttemperatuur van de mantel, de 'solidus'. Waar de tektonische platen het dunst zijn, recht onder de MOR, convecteert de mantel naar de zeebodem door en moet hij zijn solidus snijden; in de bovenste ca. 50 km van het traject, 'A' in afb. 2, smelt de mantel voor zo'n 15% en genereert daarmee de 7-8 km (nl. 15% van 50 km) dikke basaltische oceaankorst.

Warmtegeleiding in het aardinwendige domineert dus alleen waar convectie ontbreekt: in de lithosfeer (B, resp. C in afb. 2). Ook de warmte van de kern wordt door geleiding aan de mantel doorgegeven, omdat het hoge soortelijk gewicht van het vloeibare ijzer convectie door de kern-mantelgrens verhindert.



▲ Afb. 2. Geothermische gradiënten onder mid-oceanische ruggen (AA'), jonge oceanische lithosfeer (~40 km dik, BB'), bestaand uit ca. 7 km oceaankorst en ruim 30 km van de top van de onderliggende mantel) en 'rijpe', oude oceanische lithosfeer (~100 km, CC'). De twee subparallelle dunne gebogen lijnen (lichtgrijs) scheiden de vaste mantel (S = Solid) van de gedeeltelijk ('L+S') tot geheel (L = Liquid) gesmolten mantel. B en C zijn geleidingsgradiënten in de lithosfeer; A, B', C' is de adiabatische convectiegradiënt in de asthenosfeer – zie de volgende paragraaf voor uitleg. Tekening van de auteur.

## Twee soorten warmtebronnen

De hoofdvraag in dit artikel is: Waar komt al die warmte vandaan? Er zijn nogal wat verschillende warmtebronnen, die we in twee hoofdgroepen verdelen: (i) permanente warmtebronnen en (ii) 'oerwarmte'.

*Permanente warmtebronnen* zijn: (1) radioactief verval van langlevende nucliden, vnl. van kalium, thorium en uranium, en (2) kristallisatie van de vaste binnenkern. De langlevende radionucliden, met halveringstijden in de orde van 1-100 miljard jaar, zijn net als alle stabiele atoomkernen zwaarder dan die van waterstof en helium, 'gemaakt' in sterren die de afgelopen 13 miljard jaar de Melkweg hebben bevolkt. Grote sterren exploderen zodra hun brandstof op is en verspreiden daarbij

hun inhoud in de omgeving; de terminale (supernova-) explosie is zelf ook een belangrijke elementvormende gebeurtenis. De talloze explosieresten worden met-tertijd weer ingebouwd in nieuwe sterren, zoals in onze zon en zijn planeten; de zon is zelf te klein (dus te koel) om elementen zwaarder dan helium te produceren. Zoals u wel weet: wij zijn gemaakt van sterrenstof. De tweede permanente warmtebron vormt de langzame kristallisatie van de binnenkern uit het vloeibare ijzer van de buitenkern. Daarbij komt kristallisatiewarmte vrij, die de convectie van de buitenkern aandrijft. De binnenkern groeit jaarlijks ca. 1 millimeter aan.

*Oerwarmte* ontstond tijdens de vorming van Planeet Aarde en is daarna nooit meer aangevuld. Van deze warmte zien we vandaag de dag nog slechts een restant. We onderscheiden: (a) accretiewarmte, (b) adiabatische compressie, (c) uitzakken van de ijzerkern en (d) warmte van kortlevende radionucliden.

**(a)** Accretie is het proces waarbij planeten groeiden door samenklontering van deeltjes in de stofschijf die de pasgeboren zon omringde. Klontjes groeiden tot meteorieten en die meteorieten groeiden weer tot kleine protoplaneten. De groeiende massa van de planeten gedurende het accretieproces maakte steeds grotere (energierijkere) meteorietinslagen mogelijk, waarvan we de sporen nu nog zien op het pokdalige oppervlak van de Maan, Mercurius, Mars, de grotere asteroïden en de manen van de grote buitenplaneten. Warmte kwam vrij bij de conversie van de kinetische energie van meteorietinslagen. De grootste klap op aarde kwam overigens pas relatief laat, zo'n 50 miljoen jaar na haar ontstaan, 4,567 miljard jaar geleden (de radiometrische ouderdom van de chondritische meteorieten); dat was de botsing van de vroege aarde met een protoplaneet ter grootte van Mars; aan de scherven van die botsing danken we onze Maan.

**(b)** Tijdens het groeiproces steeg de druk in de planeten wat leidde tot hun adiabatische opwarming. De grootste meteorietpopulatie was en is nog steeds die van de chondriten. Chondritische meteorieten zijn 'ongedifferentieerd' planeetmateriaal; ze bevatten alle ingrediënten van de rotsachtige (binnen-)planeten, zowel het metallisch ijzer van hun kern, de silikaatfractie van mantels en korsten en de vluchtige stoffen die de atmosferen en onze oceanen vullen – al is een flink deel van de vluchtige stoffen waarschijnlijk pas in een laat stadium van het accretieproces door kometen uit de Oortwolk aangeleverd, de regio voorbij de baan van de buitenste planeet.

**(c)** Accretiewarmte en adiabatische compressie maakten het in een gevorderd stadium van planeetaccretie mogelijk dat het zware ijzer uit de oorspronkelijk homogene, chondritische (ongedifferentieerde) planeet uitzakte naar de kern, daarbij een ijzerverarmde silikaatmantel achterlatend. Dat proces ("interne differentiatie") converteerde potentiële energie in warmte.

**(d)** De vierde bron van 'oerwarmte', kortlevende radionucliden, ontstonden tijdens een nabije supernova-explosie waarvan de schokgolf de trigger vormde voor de instorting van de koude interstellaire stofwolk waaruit

het zonnestelsel is ontstaan. Van de drie belangrijkste zijn hier hun deeltjesreacties weergegeven, met links van de pijl de radioactieve moeders en rechts hun dochter-nucliden:

Het belang van deze kortlevende radioactieve nucliden is, dat ze in korte tijd hun warmte hebben afgegeven en daarmee bijdroegen aan de oerwarmte van de groeiende planeten.

$^{26}\text{Al}$ (aluminium,  $Z=13$ )  $\rightarrow$   $^{26}\text{Mg}$  (Magnesium,  $Z=12$ ) +  $\beta^-$  +  $\bar{\nu}$  + E(warmte), met  $t_{1/2} = 740.000$  jaar  
 $^{129}\text{I}$ (odium) ( $Z=53$ )  $\rightarrow$   $^{129}\text{Xe}$ (non) ( $Z=54$ ) +  $\beta^-$  +  $\bar{\nu}$  + E, met  $t_{1/2} = 17$  miljoen jaar  
 $^{182}\text{Hf}$  (Hafnium,  $Z=72$ )  $\rightarrow$   $^{182}\text{W}$ (olfraam,  $Z=74$ ) +  $2\beta^-$  +  $2\bar{\nu}$  + E, met  $t_{1/2} = 8,9$  miljoen jaar

$Z$ = atoomnummer; de *superscripts* zijn de atomaire massa's; de bèta's,  $\beta^-$  en  $\beta^+$ , zijn een elektron en zijn antideeltje, het positron, die bij dit verval door de atoomkernen worden uitgestoten;  $\bar{\nu}$  is een (anti-)neutrino, een vrijwel massaloos spookdeeltje, ook uit de vervallende atoomkern afkomstig. Het verval van  $^{182}\text{Hf}$  bestaat uit twee achtereenvolgende stappen van 'bèta-min verval', met  $^{182}\text{Ta}$  (Tantalium,  $Z=73$ ) als tussenstation, met een halveringstijd van slechts 114 dagen.

$t_{1/2}$  is de halveringstijd van de systemen: de tijd die nodig is om de helft van de oorspronkelijke moederkernen tot hun dochters te laten vervallen.

### Sporen van kortdurend verval

Voor  $^{26}\text{Al}$  is gekeken in aluminiumrijke maar (nagenoeg) magnesiumvrije mineralen in chondritische meteorieten (het oermateriaal waaruit de planeten ontstonden). Dat mineraal is plagioklaas, een Ca-veldspaat ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). Inderdaad bevat plagioklaas uit deze meteorieten meetbare sporen van  $^{26}\text{Mg}$ , naast een beetje 'normaal', niet-radiogeen  $^{24}\text{Mg}$ .

Voor het Jodium-Xenonsysteem moeten we in de atmosfeer zijn; xenon is immers een edelgas. Xenon, dat middels basaltisch vulkanisme nog steeds uit de mantel naar de atmosfeer lekt, heeft een overschot aan het stabiele isotoop  $^{129}\text{Xe}$  t.o.v. zijn ander stabiele isotopen: het spoor van uitgestorven  $^{129}\text{I}$ . Dit betekent dat er bij de vorming van de aardmantel, bij de interne differentiatie van de jonge planeet, nog (kortlevend) radioactief, *lithofiel* jodium in de mantel zat, dat metertijd in de mantel verviel tot het *atmosfiele* gas xenon. De implicatie is dat de interne differentiatie (splitsing kern/mantel) plaatsvond binnen ca. tien halfwaardetijden van  $^{129}\text{I}$  na het ontstaan van de chondritische meteorieten, dus binnen maximaal  $10 \times 17$  miljoen = 170 miljoen jaar (17 miljoen is de halfwaardetijd, zie hierboven). De factor 10 is geen wetmatigheid, maar heeft een praktische achtergrond: na tien halvingen van de oorspronkelijke hoeveelheid moedernucliden is er zó weinig van over dat het praktisch onmeetbaar

is geworden: van elke duizend atomen is er dan nog maar ééntje over!

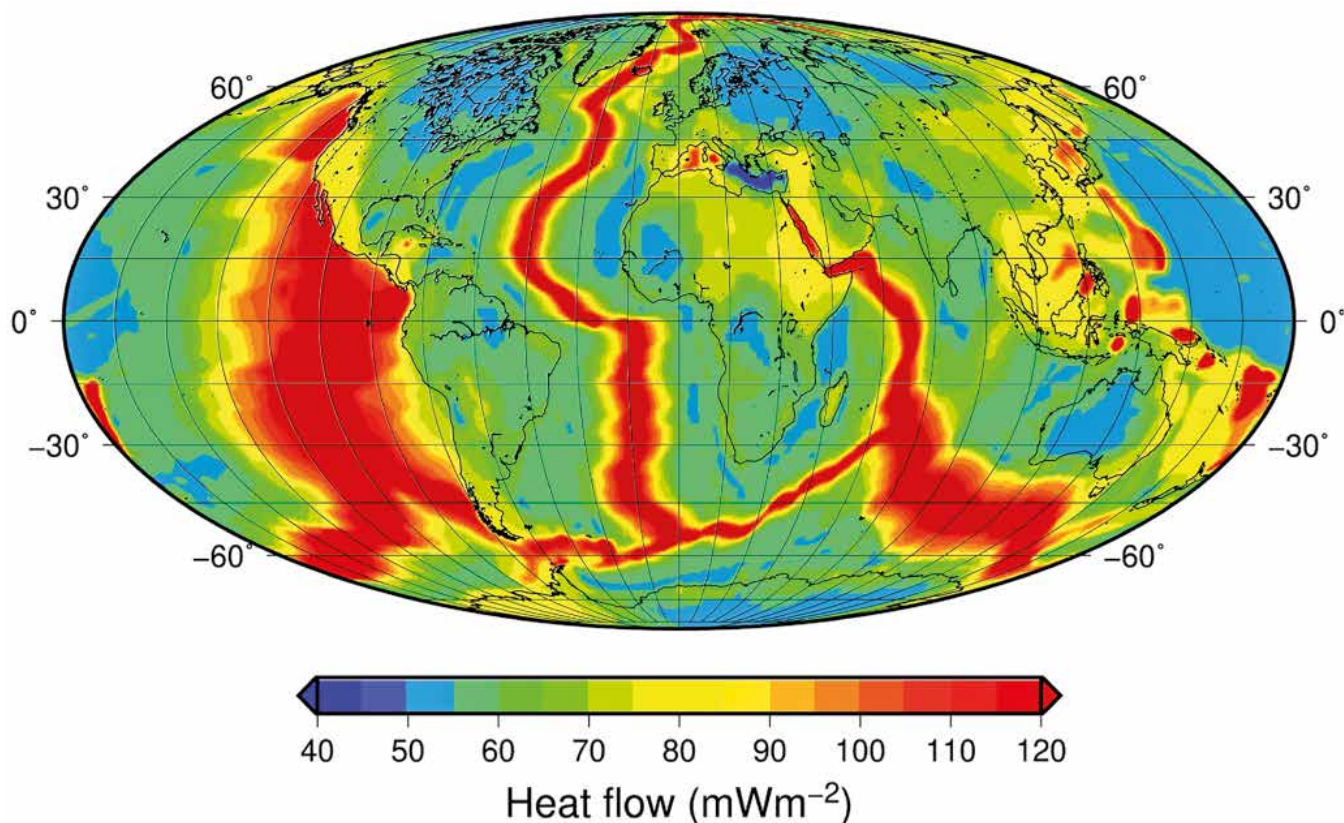
Het Hafnium-Wolfraamsysteem heeft zijn sporen nagelaten in peridotieten van de aardmantel. Ze bevatten wat van het radiogene dochternuclide  $^{129}\text{W}$ . Wolfram is een uitgesproken *siderofiel* (ijzerminnend) metaal, dat bij het uitzakken van de aardkern grotendeels met het ijzer meeging. Moeder Hafnium is echter lithofiel en bleef in de silikaatmantel achter, blijkbaar vroeg genoeg om nog radioactief  $^{182}\text{Hf}$  te bevatten en in de inmiddels goeddeels wolframvrije mantel opnieuw  $^{182}\text{W}$  te produceren; dat geeft een ouderdom van de interne differentiatie van maximaal ca. 90 miljoen jaar (10 halfwaardetijden) na de vorming van chondritische meteorieten.



▲ Afb. 3. De KamLAND-detector in Japan. Bron: Neutrino Research Center, Tohoku University.

### Neutrino-spectroscopie

Om de bijdrage van radioactief verval aan de huidige warmtestroom van de Aarde te kunnen schatten moeten we weten hoeveel er is – in de gehele Aarde! – van de belangrijkste langlevende radioactieve moederelementen, K, Th en U. Dat valt te meten, en wel uit de permanente *geo-neutrino*stroom die de vervalreacties produceren. Neutrino's, ongeladen en vrijwel massaloos, gaan dwars door alle materie heen, ook door de gehele aarde. Juist omdat ze ongeladen en ongeveer massaloos zijn, zijn ze moeilijk waar te nemen en heb je daar heel grote detectoren voor nodig. Niettemin zijn er een paar geoneutrino-detectoren gebouwd en zijn er nog meer in aanbouw. Er werken er momenteel twee: De KamLAND-detector in Japan (*Kamioka Liquid-Scintillator Antineutrino Detector*) (afb. 3) en de *Borexino*-detector in Italië. KamLAND is een ballon met een diameter van 13 m, gevuld met olie, benzeen en fluorescerende verbindingen, opgehangen in een ondergrondse mijn. Borexino, in midden-Italië, een verkleinwoord van BOREX, *Boron solar neutrino Experiment*, is, zoals de naam al aangeeft, primair gebouwd om neutrino's van de zon (en uit de kosmos) te onderzoeken. Uit beide detectoren komt informatie over de aardse radioactiviteit en radioactieve warmteproductie. Een publicatie uit 2011 van het KamLAND-consortium schatte de bijdrage van radioactiviteit aan de warmtestroom uit de aarde op ongeveer de helft van de totale flux. De andere helft komt dus uit kristallisatie van de binnenkern en uit restanten van de oerwarmte.



▲ Afb. 4. Wereldwijde warmtestroom. Bron: Lucazeau, 2019.



▲ Afb. 5. Komatiïet, Pilbara kraton NW-Australië. De karakteristieke stengelige 'spinfex-textuur' van de lava is veroorzaakt door snelle groei van bladvormige olivijnkristallen bij onderkoeling. De textuur is genoemd naar de typisch Australische grassoort, ook op deze foto. Foto van de auteur.

De totale warmtestroom uit het aardinwendige is 40 tot 42 TW (tera-Watt; tera =  $10^{12}$ ), minder dan 0,1 procent van de energie van de invallende zonnestraling. In afb. 4 is te zien dat die warmtestroom vooral naar buiten komt via de mid-oceanische ruggen, waar de warmtestroom maximaal ca. 120 mW/m<sup>2</sup> (milli-Watt per vierkante meter) bedraagt. Op de continenten varieert het, met een gemiddelde van ca. 68 mW/m<sup>2</sup>; zou je al die warmte uit één vierkante meter twee maanden lang kunnen oogsten, dan kun je daarmee een liter koud water aan de kook brengen.

Met de jaren neemt de aardse warmtestroom af. Oerwarmte lekt weg en radioactiviteit sterft langzaam uit.

In het geologisch verleden was de aarde daarom warmer dan nu. Die trend wordt fraai geïllustreerd door het optreden van het heetste lavatype dat we kennen: komatiïeten, genoemd naar een voorkomen langs de Komatirivier in Zuid-Afrika. Komatiïeten (afb. 5) zijn ultramafische lava's, een soort ultrabasalten, met een samenstelling dicht bij die van de peridotiet van de mantel en een temperatuur van 1600–1700°C (normale basalten: 1100–1250°C). Ze zijn in de tijd vrijwel beperkt tot het Archaeïcum (4,0–2,5 Ga), met als opvallende uitzondering die van het Colombiaanse eiland Gorgona, uit het Midden-Krijt (ca. 90 Ma). Die erupteerden toen de hete Galapagos mantelpluim het aardoppervlak bereikte. De 'large igneous province' (LIP) van deze pluim beslaat de abnormaal dikke oceaankorst van de Caribische Zee. De Caribische oceaankorst is vijf maal zo dik als normaal en komt aan de dag op onder meer Curaçao en Aruba.

### Literatuur en leessuggesties

- Hofmeister, A.M., R.E. Criss, 2005. Earth's heat flux revised and linked to chemistry. *Tectonophysics* 395, p. 159–177; <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.006>.
- (The) KamLAND Collaboration, 2011. Partial radiogenic heat model for Earth revealed by geoneutrino measurements. *Nature Geoscience*, 4, p. 647–651; <https://doi.org/10.1038/ngeo1205>.
- Langmuir, C.H., W. Broecker, 2012. *How to Build a Habitable Planet*. Princeton University Press, 2e ed.
- Lay, T., J. Hernlund, B.A. Buffett, 2008. Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience* 1, p. 25–32; <https://doi.org/10.1038/ngeo.2007.44>.
- Lucazeau F., 2019. Analysis and mapping of an updated terrestrial heat flow data set. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20 (8), p. 4001–4024; <https://doi.org/10.1029/2019GC008389>.