

Plaattektoniek: motor van het 'systeem aarde'

door Frank Beunk (Vrije Universiteit, Amsterdam) en Wim de Vries (Museon, Den Haag)

Deel 1 van het Aards koelsysteem

De grote structuren van het aardoppervlak, zoals de vorm en verdeling van de continenten, het voorkomen van hooggebergten en oceanische ruggen, de gordels van vulkanen en aardbevingen, worden alle verklaard met de theorie van de Plaattektoniek ¹⁾. De theorie, ontwikkeld tussen 1960 en 1970, stelt dat de korst van de aarde over het oppervlak van de planeet beweegt. Inmiddels is die beweging met behulp van nauwkeurige satellietgeodesie ook werkelijk vastgesteld. De motor voor het schuiven van stukken aardkorst is de warmte van het inwendige van de aarde. De bewegingen beïnvloeden niet alleen het uiterlijk van de

aardbol, vorm en ligging van continenten, ondiepe zeeën en oceanen, maar uiteindelijk ook vele, zo niet alle andere deelprocessen van wat we wel het 'systeem aarde' noemen, van deformatie en metamorfose van gesteenten, tot het klimaat - ijsijd, broeikas, moesson - en de ontwikkeling van het leven. Zonder de beweeglijkheid van de aardkorst is er geen opbouw van reliëf door gebergtevorming en vulkanisme, geen afbraak van het aardoppervlak door verweering en erosie. Zonder deze continue vernieuwing van de aardkorst zou er geen leven op aarde mogelijk zijn. De unieke eigenschappen van de planeet aarde in het zonnestelsel berusten op een combinatie van kenmerken die op zichzelf

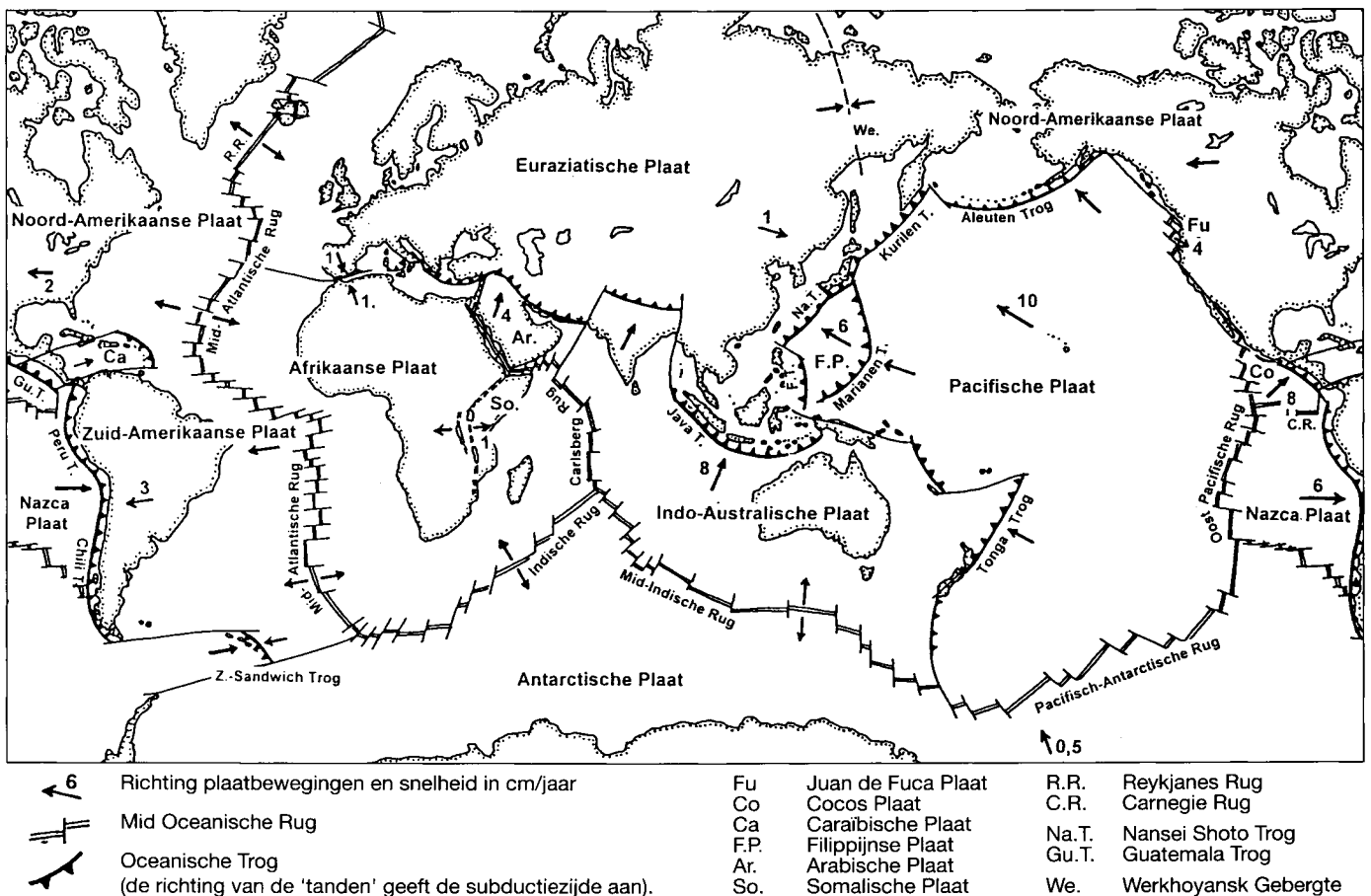


Fig. 1. De belangrijkste lithosfeerplaten en hun bewegingsrichtingen. Verschillende kleine plaatjes in het Middellandse-Zeegebied zijn niet afzonderlijk aangegeven.

niet allemaal uniek zijn. Een of andere vorm van plaattektoniek komt of kwam mogelijk ook op Venus voor. Vulkanen zijn er ook op Mars, Venus en op de Jupitermaan Io. Maar het is de toevallige combinatie van de afmeting van onze planeet, de stabilisatie van zijn oriëntatie door de maan en van zijn afstand tot de zon die maakte dat alle stukjes van de puzzel op hun plaats vielen en een aardse milieu ontstond waarin leven zich kon ontwikkelen. Vloeibaar water en plaattektoniek zijn hoekstenen van het aardse milieu. De andere planeten moeten het doen met combinaties van eigenschappen die ze onbewoonbaar maken voor het ons bekende soort leven.

In dit artikel gaat het om de plaattektoniek, zijn energiebronnen, relatie tot processen in het diepe inwendige van de aarde en vooral over zijn effecten op het aanzicht van de planeet.

Plaattektoniek als deel van het Aards koelsysteem

De buitenkant van de aarde is verdeeld in losse stukken, 'platen', die ten opzichte van elkaar bewegen (fig.1). Platen, samen de aardse *lithosfeer* ('steenschaal') genoemd, zijn de koele, en daardoor relatief starre buitenste kilometers van de aarde.

Ze variëren in dikte van vrijwel nul tot meer dan 150 km.

De motor van de beweging is de warmtestroom uit het hete inwendige van de aarde naar de koele buitenkant. Plaatbeweging is dus een belangrijk onderdeel van het koelsysteem van de aarde. Platen groeien aan en bewegen uiteen bij de mid-oceanische ruggen (MOR), de zogenoemde *divergente* (of *constructieve*) *plaatgrenzen* van het plaattektonisch systeem. Binnen 200 miljoen jaar zakken ze via de *convergente* (of *destructieve*) *plaatgrenzen* terug in de *asthenosfeer*. (Deze asthenosfeer is het deel van de aardmantel onder de lithosfeer. De bovenkant ervan ligt op ongeveer 100 km diepte, de onderkant op zo'n 250 km. Daaronder ligt de *mesosfeer*, de diepere mantel.)

Al doende voeren de platen het gros van de mantelwarmte naar buiten af. Bij de MOR, waar een lithosfeerplaat slechts enkele kilometers dik is, en de ongeveer 1200 °C hete mantel vlak bij het oppervlak komt, wordt de warmte efficiënt aan oceaankwater afgegeven. Voorbij de convergente plaatgrenzen duiken de platen langs subductiezones de mantel in. Inmiddels door langdurige afkoeling zo'n 100 km dik geworden, koelen ze de mantel door als een koud koelement in de hete asthenosfeer en diepere mantel weg te zakken.

Aardwarmte

Dat de aarde van binnen warm is weten we onder meer uit de mijnbouw. In de diepste mijn ter wereld, een goudmijn in het Witwatersrand Bekken bij Johannesburg in Zuid-Afrika, hebben de gesteenten op 4 km diepte een temperatuur van 55 °C.

Er moet daar beneden flink geventileerd worden! De *geothermische gradiënt*, de toename van de temperatuur met de diepte, is er dus zo'n 40 °C per 4 km, ofwel 10 °C/km. In Zuid-Afrika meten we de temperatuurtoename in een continent van hoge ouderdom; de gesteenten zijn er 2,5 miljard jaar oud. Omdat de afkoeling van de aardkorst in de loop van de tijd doorgaat, zijn de oudste delen van de continenten ook de koelste plaatsen van de aardkorst.

De meest spectaculaire uiting van aardwarmte is het vulkanisme. Bazaltlava, het smeltproduct van mantelgesteente, ontstaat op een diepte van 60 km of minder en heeft bij uitvloeien een temperatuur van ongeveer 1100 °C. Dat levert een geothermische gradiënt op van minimaal zo'n 15 ° tot 20 °C/km. In vulkanische gebieden kan de gradiënt in de bovenste delen van de continent-korst oplopen tot meer dan 60 °C/km. Toch kunnen temperatuurtoenames van 10 ° tot 60 °C/km niet representatief zijn voor de aarde als geheel. Immers, extrapolatie naar de bodem van de aardmantel, op 2900 km diepte, leidt tot temperaturen tussen 29.000°C en 175.000°C. De mantel zou dan geheel gesmolten zijn, maar uit de aardbevingsseismologie weten we dat de

mantel vast is, wat betekent dat het onderin niet warmer kan zijn dan 4200° ± 500°C. Waarschijnlijk ligt de temperatuur daar in werkelijkheid tussen 2500°C en 3500°C. In de ijzeren aardkern loopt hij naar het centrum van de aarde, op 6370 km diepte, verder op tot naar schatting 6600°C, heter dan het oppervlak van de zon.

We komen nog terug op de geothermische gradiënt, maar eerst willen we de vraag beantwoorden waar de aarde die warmte vandaan haalt. We onderscheiden eenmalige en (semi-)permanente warmtebronnen.

Eenmalige warmtebronnen: Oerwarmte

'Oerwarmte' is bij het ontstaan van de aarde, 4,6 miljard jaar geleden, aangelegd en daarna nooit meer aangevuld. Deze warmte heeft drie verschillende oorzaken:

Accretie-energie

Planeten zijn ontstaan door het proces van 'accretie', het samenklonteren van rond de zon cirkelende stofdeeltjes en brokken gesteente (meteorieten) onder invloed van hun onderlinge aantrekkingskracht. De kinetische energie van de meteorieten werd bij hun neerstorten op de groeiende planeet omgezet in warmte. Er moet ook een superinslag geweest zijn, onvergelijkbaar veel groter dan die welke op de Krijt-Tertiairgrens een einde maakte aan het bestaan van de grote reptielen. Eigenaardigheden van de chemische samenstelling van de maan - onderzocht aan maanstenen die door de Apollo-astronauten zijn verzameld - hebben in de tweede helft van de jaren '80 geleid tot de theorie dat onze maan ontstaan is uit de resten van een botsing van de aarde met een planeet ter grootte van Mars. De klap was zwaar genoeg om de aarde vrijwel geheel te laten smelten.

Adiabatische compressie

Door het groeien van de planeet tijdens accretie nam de druk op het inwendige toe en daarmee de temperatuur. Een alledaags voorbeeld van dit verschijnsel is temperatuurstijging van lucht bij samenpersing in een fietspomp.

De vorming van de ijzerkern

Planeten hebben een gelaagde bouw, als een pitvrucht. Het is een gelaagdheid naar soortelijk gewicht, met het zwaarste materiaal in de kern, waaromheen steeds lichtere schillen liggen. Behalve in soortelijk gewicht verschillen de schillen ook in chemische samenstelling. De aardkern bestaat voornamelijk uit ijzer; eromheen liggen achtereenvolgens de aardmantel en de aardkorst, opgebouwd uit silicaatmineralen, en tenslotte oceaankwater en atmosferische gassen. Deze gelaagdheid is vrijwel zeker een secundair fenomeen, ontstaan na de accretie uit de min of meer homogene gas-, stof- en steenwolk rond de zon. Bij het uitzakken van het ijzer naar de aardkern, kort na de (homogene) accretie, werd potentiële energie geconverteerd in (veel) warmte.

Radioactiviteit van kortlevende nucliden

De Hubble Space Telescope fotografeerde de laatste jaren spectaculaire, op het Internet te bezichtigen foto's van stervorming in het Melkwegstelsel. Sterren en hun planeten ontstaan door instorting van koude, interstellaire gas- en stofwolken.

Ontploffingen van zware, opgebrande sterren, *supernovae*, kunnen de instorting van zulke wolken veroorzaken. Sterexplosies creëren een breed spectrum van nieuwe atoomkernen, waaronder een aantal instabiele, die door radioactief verval in stabiele kernen overgaan. Bij verval komt warmte vrij. Hoe korter de halveringstijd van zulke kernen, des te meer warmte er per tijds-eenheid vrij komt. Uit onderzoek van meteorieten is gebleken, dat ook de vorming van het zonnestelsel is *getriggerd* door één of meer nabije supernova-explosies. Kortlevende radionucliden van de elementen Aluminium en Jodium zijn daarbij in de zonne-nevel terechtgekomen en in de daaruit groeiende planeten. Hun hoge radioactiviteit stierf in korte tijd uit, binnen enkele tientallen tot honderd miljoen jaar.

(Semi-)permanente warmtebronnen

Kristallisatiewarmte van de buitenkern

Ook de ijzerkern is gelaagd: de binnenkern, zo groot als de maan, is vast, het buitenste deel is vloeibaar. Omdat de hele planeet langzaam afkoelt, kristalliseert het vloeibare ijzer van de buitenkern, waarbij warmte vrijkomt. Al doende groeit de binnenkern ten koste van de buitenkern.

Huidige natuurlijke radioactiviteit

Deze wordt geproduceerd door isotopen van de elementen K(alium), Th(orium), U(ranium) en nog enkele andere. De radioactieve isotopen hebben zeer lange halveringstijden, in de orde van 1 tot 100 miljard jaar, zodat deze warmtebron nog lang niet is uitgestorven.

Hoeveel elk van deze bronnen bijdraagt aan de warmte die nu aan het oppervlak uitvloeit, 4,6 miljard jaar na het ontstaan van de aarde, is nog niet precies te zeggen. Men schat de bijdrage van radioactiviteit wel op ongeveer 50%. Wel is duidelijk dat de aarde afkoelt: er gaat oerwarmte verloren, radioactiviteit sterft langzaam uit en de kern zal eens geheel gekristalliseerd zijn.

Het warmte-effect van radioactiviteit in de mantel

De aardmantel bestaat uit het gesteente peridotiet. Onder de temperaturen en drukken die bovenin de mantel heersen zijn daarin het Mg-Fe silicaat olivijn en verschillende leden van de pyroxeengroep ((Ca-)Mg-Fe-silicaten) stabiel. Daarnaast bevat de bovenmantel een Al-houdend mineraal, de silicaten granaat of plagioklaas of het oxide spinel. Gecamoufleerd in de roosters van deze mineralen komen lage concentraties voor van de warmteproducerende elementen U, Th en K. Uranium bijvoorbeeld slechts 20 ppb ('parts per billion', gewichtsdelens per miljard). ^{238}U is het meest voorkomende U-isotoop, en daarvan vervalt er in een liter peridotiet per seconde welgeteld slechts één. Al het uranium samen levert ongeveer 2 desintegraties per seconde per liter. Thorium doet ook mee voor één desintegratie per seconde, terwijl er van het wat talrijker isotoop ^{40}K in onze liter peridotiet per seconde 170 vervallen. Het warmte-effect van deze desintegraties is bekend, evenals de soortelijke warmte van peridotiet (de energie nodig om een kilo gesteente één graad in temperatuur te doen stijgen). Al met al verwarmt de natuurlijke radioactiviteit de mantel met ongeveer een kwart van een miljoenste graad ($0,25 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}$) per jaar. Daar zul je dus je vingers niet aan branden. Toch is dit schijnbaar nietige resultaat van groot geologisch belang, omdat de aarde tijd te over heeft en omdat die warmte vrijwel niet door geleiding wegstromt (gesteenten zijn slechte warmtegeleiders en de mantel is een behoorlijk dikke warmte-isolator). De warmte blijft dus in het gesteente. Na bijvoorbeeld een miljard (10^9) jaar is de peridotiet al $250 \text{ }^\circ\text{C}$ warmer geworden. Temperatuurstijgingen van die orde van grootte zijn voldoende om het vaste mantelgesteente in langzaam vloeiende beweging te zetten, waardoor convectiestromen ontstaan die de warmte naar buiten transporteren.

Warmtetransport in de aarde

De tweede hoofdwet van de thermodynamica en het dagelijks leven leren dat warmte van een plaats van hoge naar een plaats van lage temperatuur vloeit. De beweeglijkheid van de vloeibare buitenkern, de vaste mantel en de lithosfeer is het mechanisme dat warmte uit de inwendige aarde naar buiten transporteert en zo voor geleidelijke afkoeling van de planeet zorgt. Het inwendige van de aarde kan op twee manieren zijn warmte naar buiten kwijt, door *geleiding* in het vaste gesteente en door *convectie*, d.w.z. stroming van het warme gesteente. Welk van de twee mechanismen van warmtetransport op een bepaalde diepte overheerst, wordt bepaald door het zgn. Rayleigh-getal, een

grootheid waarin een aantal fysische materiaalconstanten en omgevingsfactoren zijn samengevoegd. Een hoog Rayleigh-getal betekent convectie, terwijl bij een lage getalswaarde alleen warmtegeleiding optreedt. Geschatte waarden voor het Rayleigh-getal van de aardmantel liggen ver boven de drempelwaarde voor het ontstaan van convectie. Het staat dan ook vast dat de diepere mantel zijn warmte voornamelijk kwijtraakt door convectie van heet, maar vast gesteente naar het koude aardoppervlak. Dat gaat met een tempo in de orde van centimeters per jaar. Hoe de temperatuur in de aarde met de diepte toeneemt is afhankelijk van de wijze van warmtetransport. Bij convectie van warm naar koud neemt het gesteente zijn warmte mee van diep naar ondiep en koelt dus nauwelijks af, te meer omdat gesteenten zoals bekend nogal goede warmte-isolatoren zijn. Warmteverlies door geleiding krijgt in de convecterende mantel dus nauwelijks een kans. Dat de temperatuur in de mantel naar boven toe toch afneemt is een gevolg van het tegenovergestelde van adiabatische compressie: adiabatische *decompressie*, waarbij het mantelgesteente per kilometer $0,5^\circ\text{C}$ afkoelt ²⁾. Deze grootheid - $0,5^\circ\text{C}/\text{km}$ - noemen we de *adiabatische temperatuurgradiënt* van de mantel. Figuur 2 bevat een grafiek van deze gradiënt, en van zijn positie in de bovenste 400 km van de mantel. Het woord *adiabatisch* betekent dat variaties in temperatuur uitsluitend een gevolg zijn van drukverandering en niet van warmtestroom door geleiding.

Opvallend is de knik in de temperatuur-dieptelij van figuur 2. Dit punt markeert de grens tussen de lithosfeer en de asthenosfeer. Hier gebruiken we dus een nieuwe, geothermische definitie van deze sferen van de aarde, niet op sterkte gebaseerd maar op de wijze van warmtetransport. Warmtetransport in de astheno- en mesosfeer (de diepere mantel) gebeurt vrijwel uitsluitend door convectie, langzame stroming van warm, doch vast mantelgesteente (peridotiet), waarbij de temperatuur van het bewegende materiaal alleen verandert door expansie bij opstijgen en compressie bij neerdalen. Bovenop de adiabatisch convecterende diepere mantel ligt de lithosfeer, die niet meedoet aan de onderliggende convectie, althans niet op dezelfde manier. De lithosfeer is volledig vast en zo koel dat er geen interne convectie in kan optreden. De door de asthenosfeer aangevoerde warmte kan alleen door geleiding naar buiten. De bovenste tak van de geknikte gradiënt in figuur 2 is dus een geleidingsgradiënt; deze verbindt de temperatuur aan het aardoppervlak met die aan de basis van de lithosfeer, ca. 1350°C . In figuur 2 zijn ook de solidus- en liquiduscurven van de peridotiet getrokken, resp. de verzameling van punten waarop het gesteente juist *begint te smelten* en die waarbij het voor het eerst 100% gesmolten is. De adiabatische gradiënt ligt normaliter altijd bij lagere temperaturen dan die van de solidus van de mantel. De conclusie is duidelijk: de mantel is dus vast, in tegenstelling tot wat veel leraren aardrijkskunde in het middelbaar onderwijs onze kinderen nog altijd vertellen.

Rond het knikpunt van de gradiëntkromme gebeuren interessante zaken. Uit de aardbevingsseismologie is gebleken, dat er zich op 100 tot 200 km diepte een zone bevindt waarin de voortplantingssnelheid van seismische trillingen afneemt, de 'Low-Velocity Zone' (LVZ). Deze afname is een gevolg van de omstandigheid dat de temperatuur van de mantel daar het dichtst bij het smeltpunt van het gesteente komt, waardoor de mechanische eigenschappen veranderen. Het gaat daarbij om de voortplantingssnelheid van relatief hoogfrequente trillingen, maar ook onder zeer trage deformaties reageert deze zone anders dan delen van de mantel die verder van zijn smeltpunt verwijderd zijn, de lithosfeer erboven en de mesosfeer eronder. Van de reactie van de LVZ op trage deformaties zijn er verschillende voorbeelden. Heel bekend is de opheffing van de noordelijke continenten na het verdwijnen van de Pleistocene ijskappen. Het landoppervlak van Noord-Scandinavië is de laatste 10.000 jaar zo'n 400 meter omhooggekomen, nadat er 2,5 km ijs van is verdwenen. Er moet dus gesteente naar de Scandinavische ondergrond zijn toegevloeid, en dat geschiedde in deze plastisch deformeerbare aardse schil, de asthenosfeer. ³⁾

Het mooiste voorbeeld van asthenosferisch gedrag is evenwel de plaattektoniek zelf. Schuivende platen, met snelheden in de orde van centimeters per jaar, bewegen over de onderliggende mantel. De beweging wordt mogelijk gemaakt in en opgevangen door plastische deformatie van de 'zwakke' maar nog wel vaste asthenosfeer. Dat het zoals bekend bij die bewegingen ook tot aardbevingen komt is een gevolg van het breken, d.w.z. niet van plastisch maar 'bros' deformeren van de bovenste, koudste delen van de lithosfeer. Aardbevingen zijn typisch iets van de bovenste 100 km van de aarde ⁴⁾.

Platen en plaatbeweging

Lithosfeerplaten

De convecterende mantel wordt aan de koele buitenkant bedekt door een zevental grote 'platen' en een aantal kleintjes (zie figuur 1). Platen definiëren we *geothermisch* als de schil waarin het warmtetransport niet door convectie plaatsvindt maar door geleiding (zie figuur 2), *seismologisch* als de aarde buiten de LVZ en *mechanisch* als schil met een zekere weerstand tegen deformatie, sterkte dus. En dan is er ook nog een *geochemische* definitie

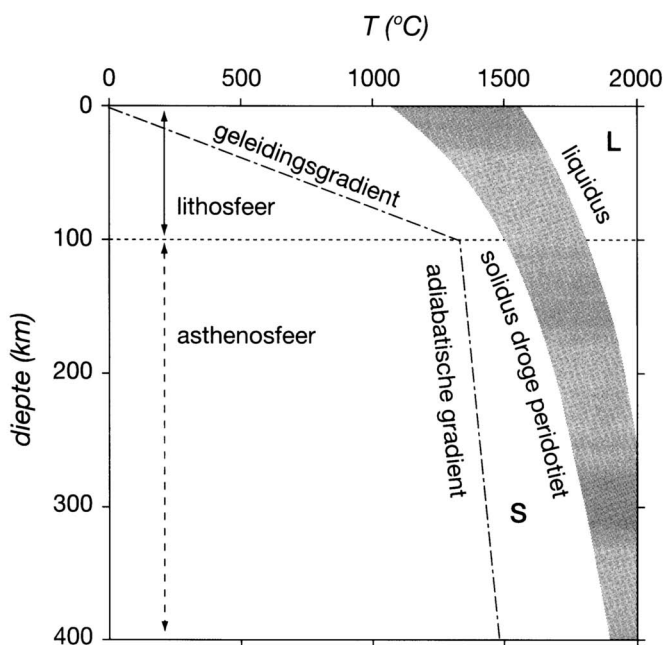


Fig. 2. Ligging van de geothermische gradiënt in de lithosfeer en de asthenosfeer en zijn positie ten opzichte van de solidus en liquidus van peridotiet. S = vast mantelgesteente, L = geheel gesmolten gesteente, L+S = gebied waarin het gesteente gedeeltelijk gesmolten is. Uit de ligging blijkt dat de mantel geheel vast moet zijn zolang er een 100 km dikke lithosfeerplaat op ligt. De asthenosfeer, met een vrij scherpe bovengrens maar een enigszins vage ondergrens, is het deel van de mantel waarin de temperatuur het dichtst bij de solidus van het gesteente komt. De asthenosfeer en mesosfeer transporteren warmte d.m.v. langzame stroming van het vaste gesteente. Hierbij hoort de onderste, adiabatische tak van de geothermische gradiënt. Door de lithosfeer kan die warmte alleen door geleiding naar buiten; de lithosferische gradiënt is een geleidingsgradiënt.

Platen bestaan voor het grootste deel uit mantelgesteente, bedekt door een relatief dunne laag oceanische aardkorst of door continentkorst. Het scheidt vaak verwarring dat geologen de gelaagdheid van de (buitenkant van de) aarde op twee verschillende manieren beschrijven, met het onderscheiden van korst en mantel enerzijds, en van lithosfeer en asthenosfeer anderzijds. Korst en mantel verschillen in *chemische* samenstelling, terwijl het onderscheid tussen lithosfeer en asthenosfeer

berust op verschillen in *fysische* eigenschappen, nl. in sterkte, en daarnaast, zoals we zojuist zagen, in de wijze van warmtetransport. De grens tussen lithosfeer (de plaat) en asthenosfeer valt niet samen met die tussen korst en mantel, maar ligt dieper in de aarde, in de aardmantel.

De Oceanische Rug

De mid-oceanische ruggen zijn in totaal zo'n 65.000 km lang en vormen het meest volumineuze vulkanische systeem van de aarde. Het waarom van dit onderzees vulkanisme is gemakkelijk te verklaren door nadere inspectie van figuur 2. Onder de top van de MOR ontbreekt de lithosfeer nagenoeg en kan de convectie in de asthenosfeer vrijwel het aardoppervlak bereiken. In de aarde liggen de solidus en de adiabatische temperatuurgradiënt *toevallig* ⁵⁾ zo, dat deze gradiënt de solidus, de minimum smelttemperatuur van mantelgesteente, tussen de 40 en 60 km diepte snijdt. Anders gezegd, de extrapolatie van de adiabatische gradiënt naar boven bereikt het aardoppervlak bij een temperatuur van 1270°C, zo'n 170°C boven de smelttemperatuur van de mantel. Mantel die tot geringe dieptes kan convecteren zal dus 'vanzelf', noodzakelijkerwijs en onontkoombaar, smelten en bazaltmagma vormen. Bij het oppervlak aangekomen is de asthenosfeer voor ca. 15% gesmolten. Vijftien procent smelten in een mantelkolom van 50 km hoogte produceert een plas bazaltmagma van zo'n 7 km dikte, die de oceaankorst vormt. In figuur 3, gelijk aan figuur 2, maar zonder lithosfeer, staat de thermische structuur van de MOR getekend.

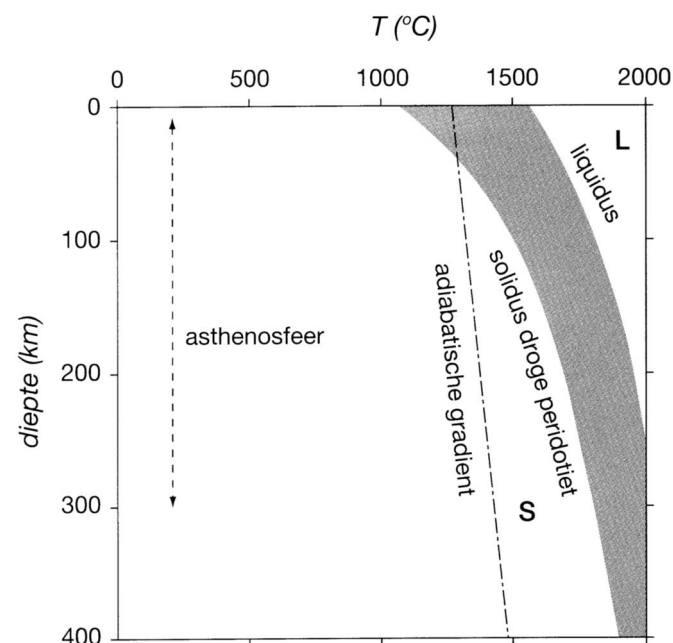


Fig. 3. De geothermische gradiënt onder de Mid-Oceanische Rug. Symbolen als in fig. 2. De lithosfeer ontbreekt hier vrijwel. Convectie en de bijbehorende adiabatische temperatuurgradiënt in de asthenosfeer reikt tot vlak onder de oceaانبodem en snijdt de peridotiet-solidus op ongeveer 50 km diepte. Daarbij ontstaat bazaltmagma.

Het magma verzamelt zich in magmakamers op enkele kilometers diepte onder de oceaانبodem. Vandaaruit wordt het magma geïnjecteerd in het spletensysteem van de oceanische rug. Als namelijk door de uiteengaande beweging van de oceanische aardkorst de rekkrachten groot genoeg zijn geworden, ontstaat er een spleet, stijgt een deel van het magma naar het aardoppervlak op en vormt onderzeese lavastromen. De rest kristalliseert in de toevoerspleet en in de magmakamer. De oceaانبodem beweegt zich dan van de rug af. De gevormde oceaانبodem blijft telkens weer in het midden scheuren. Dit *steady state* proces creëert de oceanische korst, van boven naar beneden

bestaande uit een stapel lava's van een kilometer dikte, een kilometer verticale toevoergangen, en de 5 km hoge gekristalliseerde magmakamer. In de Atlantische Oceaan vind je de oudste oceaniebodem tegen de randen van de continenten en de recente oceanische korst in het midden van de rug.

Het feit dat de rug enkele kilometers hoog is, is geen gevolg van vulkanische bouwsels zoals die op het continent voorkomen. Er worden op de zeebodem van de oceanische rug in het algemeen geen hoge vulkaanlichamen opgebouwd. De hoogte van het centrum van de rug, 3 km boven de vlakke diepzeebodem, wordt bepaald door het uitzetten van de mantelgesteenten onder de rug. Vergelijking van de geothermische gradiënten in de bovenste 100 km onder de rug (figuur 3) en in oude, 100 km dikke lithosfeerplaten (figuur 2) laat zien dat de dikke lithosfeer gemiddeld 650 graden koeler is dan de asthenosferische mantel onder de rug. Een paar procent verschil in thermische uitzetting tussen beide mantelkolommen is genoeg om het reliëf van de oceanische rug te verklaren. Als de oceanische aardkorst en de mantelgesteenten zich van het centrum van de rug af bewegen, koelen zij af. Door de afkoeling krimpen de gesteenten en daar-

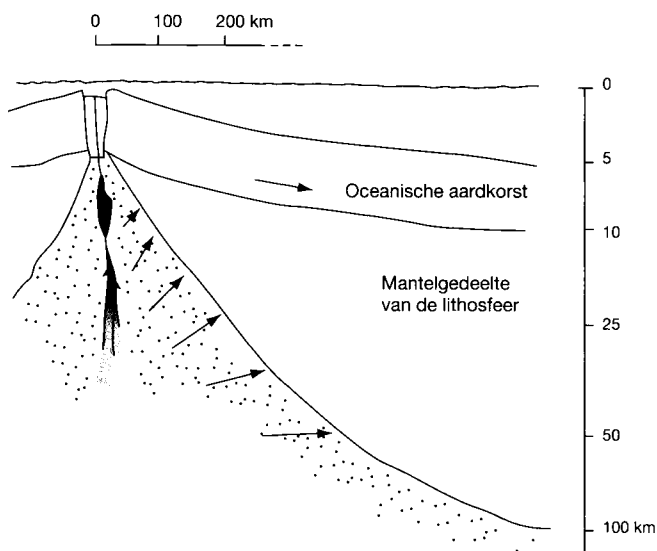


Fig. 4. Het dikker worden van de oceanische lithosfeer met toenemende leeftijd. De plaat glijdt weg van de rug en groeit bij de rug (de plaatgrens) voortdurend zijdelings aan; waar de plaat dus van gisteren en eergisteren is. De schuin naar beneden aflopende onderzijde van de plaat valt samen met de diepte van de 1330°C isotherm. De plaat groeit dus met het verouderen ook naar de diepte, ten koste van de asthenosfeer: oorspronkelijk asthenosferische mantel wordt in de lithosfeerplaat geïncorporeerd. Het dikker worden van de lithosfeer is een gevolg van zijn langdurige afkoeling vanaf de koude bovenzijde en het naar beneden zakken van de 1330°C isotherm.

door daalt de oceaniebodem tot haar evenwichtsdiepte van 5.500 meter. Rond deze diepte vinden we de vlakke delen van de oceaniebodem, de 'abyssale vlakten'. De afkoeling zorgt daarbij voor een ander verschijnsel: op zijn weg van de rug af groeit de bewegende plaat aan de onderzijde aan doordat afkoelend asthenosferisch mantelmateriaal zich vasthecht aan de oceanische aardkorst. De aardkorst (oceanisch of continentaal) met de eronder 'vastgegroeide' mantelgesteenten vormt een laag met een totale dikte van rond de 100 tot 125 km, de lithosfeer (figuren 4 en 5).

Het plaatbewegingsmechanisme rond de Mid-Oceanische Ruggen

Afkoelen en aangroeien van de oceanische plaat leidt, met het ouder worden, tot een oppervlaktereliëf van een kilometer of drie.

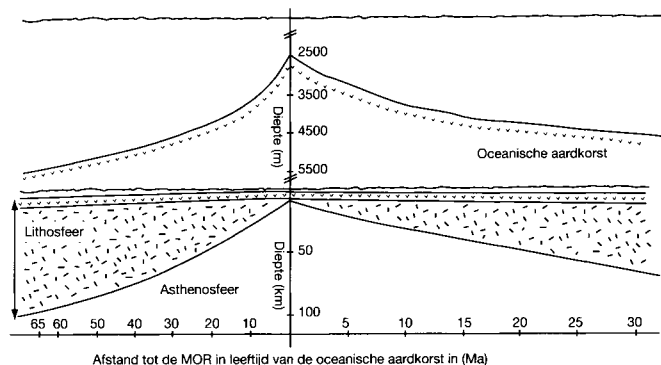


Fig. 5. Schematische doorsneden die de afkoeling van de oceanische lithosfeer als functie van de tijd voorstellen.

Boven: daling van de oceaniebodem vanaf de MOR bij (links) een lage plaat-snelheid en (rechts) een hoge. De horizontale schalen zijn links en rechts ongelijk indien uitgedrukt in jaren (leeftijd van de oceaankorst), maar identiek in kilometers. De diepte is aangegeven in meters onder zeeniveau. Snel spreidende ruggen zijn dus breed, langzame zijn smaller. Onder: doorsnede door de gehele lithosfeer en ligging van de basis ervan als functie van de ouderdom van de plaat. Zelfde horizontale schaal als boven.

De zwaartekracht, ofwel de potentiële energie door het hoogteverschil tussen de rug en de abyssale oceaniebodem zal, op dezelfde wijze als op het landoppervlak gebeurt, ook onder water de hoogteverschillen verminderen door gravitatieve massabewegingen. Nog veel belangrijker is echter het reliëf van de onderkant van de oceanische plaat, de grens van lithosfeer en asthenosfeer, dat ongeveer 100 km bedraagt. Een bijkomende factor is dat de lithosfeer kouder en dus soortelijk zwaarder is dan de onderliggende mantel. De combinatie van deze drie factoren veroorzaakt een sterke gravitatieve aandrijvingskracht, die maakt dat de lithosfeer van de rug afglijdt. Deze kracht wordt *ridge push* genoemd, de 'rugduw-kracht', een verkeerde naam, omdat het niet de rug is die duwt, maar zwaartekracht die de plaat onder zijn eigen gewicht van de helling af laat glijden. Hierbij is het de asthenosfeer die de smeerspuut hanteert: door de aanwezigheid van bazaltmagma op dieptes kleiner dan ca. 60 km, en door plastisch deformatiegedrag van het vaste gesteente onder de dikkere, oudere delen van de lithosfeerplaat.

De verticale aangroei van de lithosfeer is een functie van de afkoeling en daarmee van de tijd. Eenzelfde functie geldt voor de daling van het oppervlak van de oceaniebodem: het bedrag van de daling is evenredig met $370\sqrt{t}$. Na 10 Ma is de oceaniebodem dus een kleine 1200 meter gezakt, na 50 Ma rond de 2600 meter. Als de eindtoestand van aangroei van de lithosfeer na ongeveer 65 Ma is bereikt, ligt de oceaniebodem op zijn abyssale evenwichtsniveau van rond de 5.500 meter diepte (zie figuur 6). Omdat de diepte van de zeebodem dus afhankelijk is van de ouderdom van de onderliggende plaat, hangt de breedte van de oceanische ruggen van hun 'spreidingstempo' af.

Langs de Mid-Atlantische Rug groeit de oceanische plaat met 3 cm per jaar aan, 11/2 cm naar weerszijden; de rug is zo'n 2000 km breed, een afstand die in 65 Ma bereikt wordt. De Oostpaci-fische rug, de snelste groeier die er is, tot ruim 18 cm/jaar, is lokaal meer dan 8000 km breed.

Omdat brede ruggen een groter volume hebben dan smalle en dus meer oceanewater verplaatsen, zijn *wisselingen* in de plaat-snelheid een belangrijke oorzaak van variaties in de zeespiegel. De geologische geschiedenis toont een doorlopende variatie van het zeeniveau. In het Midden- en Boven-Krijt was er een periode, tussen ongeveer 125 en 85 Ma geleden, waarin de plaatsnelheden wereldwijd relatief hoog waren. Daardoor stond het zeeniveau zo'n 200 meter hoger dan vandaag en was Europa grotendeels overstroomd door een ondiepe zee, die tot ver in Azië was opgerukt. Wij danken er de Krijtrotsen van de Kanaalkust en de kalken van Zuid-Limburg aan.

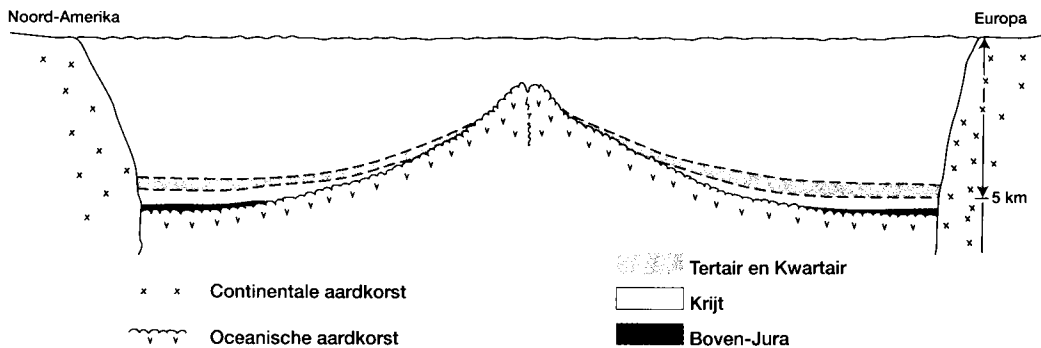


Fig. 6. Schematische doorsnede (niet op schaal) door de Atlantische Oceaan met de topografie van de oceaانبodem en de sedimenten die in de loop van de tijd op de bazaltische oceaankorst zijn afgezet. De verbreiding van sedimenten uit de Boven-Jura periode, ca. 145 Ma geleden, laat zien dat de oceaan toentertijd nog erg smal was.

Subductie

De aangroei van de oceaankorst kan niet ongelimiteerd doorgaan: de aardbol kan niet groter worden. Ergens zal er dus oceaankorst moeten verdwijnen. De oceaانبodem kent naast het systeem van ruggen een tweede, wereldwijd voorkomende opmerkelijke structuur. Dit is de Oceanische Trog, die samenvalt met de convergente plaatgrenzen. Een trog is een diepe, V-vormige vore in de oceaانبodem met, relatief gezien, vrij steile hellingen, die echter nergens groter zijn dan een paar graden. De troggen zijn vele kilometers dieper dan de abyssale vlakten. We vinden ze voornamelijk langs de kuststreken van de Grote Oceaan en ten zuiden van de Soenda Eilanden (figuur 7), maar, bijv. ten noorden van Nieuw Zeeland, ook midden in de oceaan. De diepste is ruim 11 km, 6 km dieper dan de abyssale vlakte. De V-vormige doorsnede van de troggen is een gevolg van het naar beneden buigen van de subducerende oceanische lithosfeer onder de bovenliggende plaat aan de andere kant van de plaatgrens. Aan de landzijde van de troggen komen talrijke en zware aardbevingen voor. Opvallend is daarbij de ruimtelijke verdeling van de hypocentra, de werkelijke aardbevingshaarden, die zich bevinden langs een vlak dat vanaf de bodem van de trog wegduikt onder de bovenliggende plaat. Dit aardbevingsvlak is het schuifvlak waarlangs de oceanische aardkorst naar beneden de mantel in beweegt. Het vlak waarin de aardbevingen liggen heet de Wadati-Benioff-zone; het onderduiken van de oceanische lithosfeer wordt subductie genoemd (figuur 8). Subductie is geometrisch noodzakelijk, vanwege de eindigheid van het aardoppervlak, maar het moet natuurlijk ook fysisch mogelijk zijn. De vraag waarom oceanische platen kunnen subduceren is, impliciet, al beantwoord door de bespreking van de thermische structuur van oceanische platen (figuur 2). Afgezien van enige differentiatie in oceaankorst in de bovenste kilometers, verschillen ze in samenstelling niet van de onderliggende asthenosfeer, terwijl ze wel een stuk kouder zijn, en derhalve ook een hoger soortelijk gewicht hebben. Zwaar op licht: het systeem lithosfeer-asthenosfeer verkeert dus in een instabiele toestand. Deze instabiliteit kan lang blijven bestaan omdat de lithosfeer te star is om spontaan weg te zinken, maar subductie ligt als het ware steeds op de loer. De helling van de Wadati-Benioff-zone varieert, afhankelijk van de temperatuur en dus van de ouderdom van de plaat. Onder de westkust van Zuid-Amerika is de hoek minder dan 25°, elders bedraagt de hellingshoek vaak rond de 45°.

De oudste en koudste platen subduceren onder hoeken van vrijwel 90°. Per jaar transporteren de platen zo'n 300 km³ materiaal van de rug naar de subductiezone, 20 km³ per jaar als oceanische aardkorst en rond de 15 maal zoveel door de mantellaag van de oceanische lithosfeer.

In de subductiezone duikt de oceanische aardkorst de mantel in. Waar de top van de onderduikende plaat 100 tot 250 km diep zit, vinden we aan het oppervlak de klassieke, kegelvormige stratovulkanen, zoals langs de kusten van de Stille Oceaan: de Andes, Midden-Amerika, het westelijk grensgebied van Canada en de VS, Alaska, de Aleoeten, Kamchatka, de Koerilen, Japan, de Marianen, de Filippijnen, de Nieuwe Hebriden, de Tonga Eilanden en Nieuw-Zeeland (fig. 9). Ook de vulkanen van Indonesië en van het Middellandse Zeegebied horen ertoe. De processen die hier het vulkanisme veroorzaken zijn ingewikkelder dan die aan de oceanische ruggen. Het ligt overigens niet erg voor de hand dat gesteenten in of rond subducerende platen zouden smelten, als we nog een keer terugkijken naar de geothermische gradiënt in figuur 2. Subducerende platen zijn oud en daarom dik en koud en bij subductie

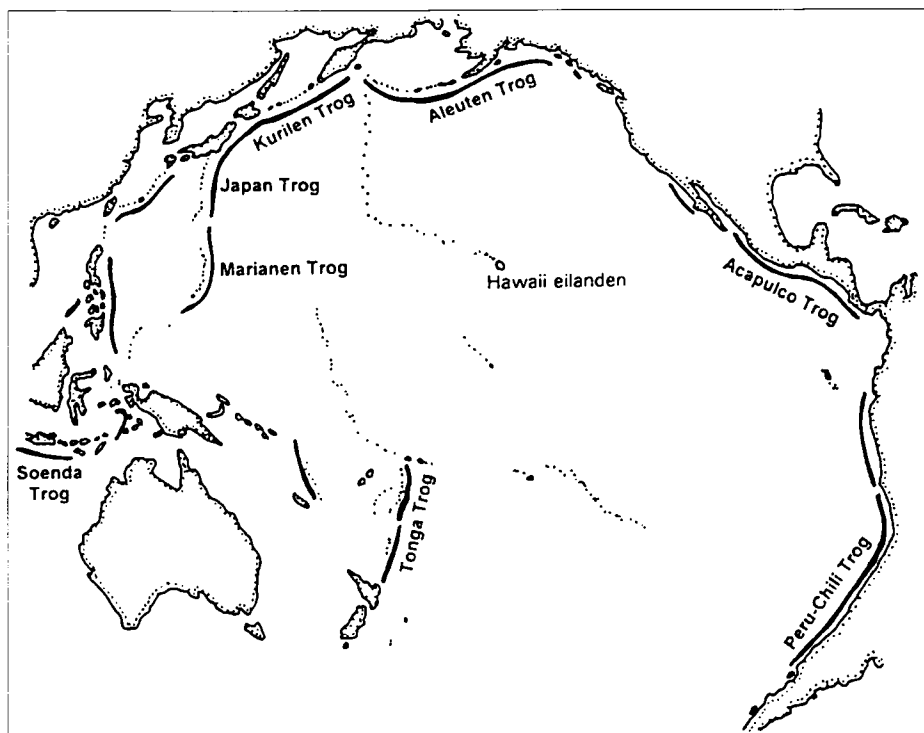
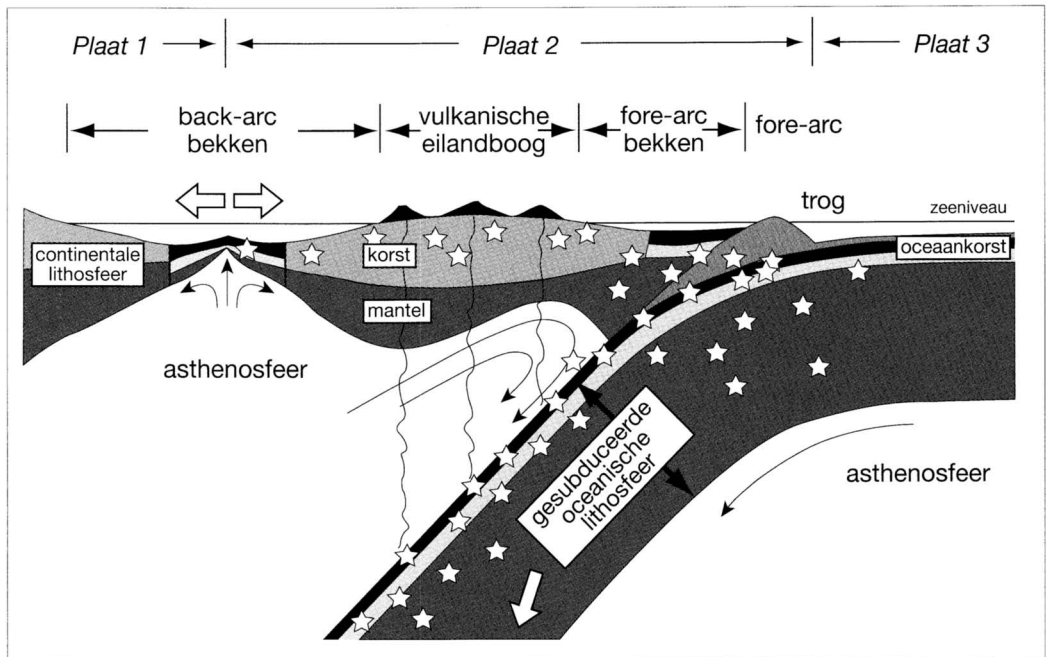


Fig. 7. De meeste diepzeetroggen, plaatsen waar oceanische plaat verdwijnt, liggen op een halfrond, langs de randen van de Pacifiche en Indische Oceaan. Op het andere halfrond vinden we zulke diepe troggen alleen ten zuiden van Kreta en op twee plaatsen in de Atlantische Oceaan, langs de kleine Antillen en de Zuid Sandwich-eilanden (zie fig. 1). Op de naar het noordwesten bewegende Pacifiche plaat zijn een aantal langgerekte rijen uitgedoofde vulkanen aangegeven; aan de zuidoostkant van deze rijen bevindt zich een actieve vulkaan, bijv. Hawaii. De rijen ontstonden door beweging van de plaat over een in de mantel gefixeerde hot spot (zie fig. 15).

Fig. 8. Profiel door een subductie-zone. Een oceanische plaat subduceert (hier) onder een continentale rand (links) en beweegt de mantel in langs de Wadati-Benioff-zone, een hellend vlak van diepe aardbevingshaarden (sterren). Doordat de subducerende plaat schuin naar beneden wegvallt (enkele witte pijl), verplaatst het ombuigingspunt van deze plaat zich oceaanaarwaarts (zie fig. 12). De continentale rand scheurt dientengevolge af en verplaatst zich zeewaarts, samen met de convergente plaatgrens (de diepzeetrog). Op het afgescheurde stuk ontstaat een vulkanische eilandboog boven de plaats waar uit de onderduikende oceaankorst, op 100-250 km diepte, gesubduceerd kristalwater vrijkomt (de wig van mantelgesteente boven de onderduikende plaat gaat door het vrijkomend water plaatselijk smelten). Tussen continent en



eilandboog opent zich een smal randbekken met oceanische korst, het back-arc bekken (dubbele witte pijlen). Van de onderduikende plaat afgeschraapt zeebodemsediment vormt een wig boven de subducerende plaat, de 'accretiewig' (grijs) en een morfologisch hoog, de fore-arc. Tussen fore-arc en vulkanische boog ligt een fore-arc bekken. Behalve in de onderduikende plaat zijn er ondiepe aardbevingen in de accretiewig, het fore-arc bekken, de vulkanische boog en het back-arc bekken. Dunne pijlen geven de stromingspatronen in de asthenosfeer aan die door de plaatbewegingen op gang worden gebracht. Aan het aardoppervlak zijn er hier drie platen met twee plaatgrenzen, een convergente en een divergente.

verplaatst dat koude oppervlaktemateriaal ook nog eens de hettere asthenosfeer. Hoe zou je hier dan de solidus van gesteenten kunnen doorsnijden? Het antwoord is verrassend: door water! Met de subducerende plaat wordt oceaanaarwater mee de diepte in gevoerd en als water in contact komt met gesteenten verlaagt dat hun smeltpunt enorm, met honderden graden! We moeten niet denken aan oceaanaarwater in de poriën van zeebodemsediment. Zulk water wordt er bij subductie al op enkele kilometers diepte uitgerperst. Het water dat 100 of meer km diep aan de oorsprong ligt van de Aconcagua, Mount St. Helens, Fujiyama, Krakatau en Vesuvius haalt de vereiste diepte alleen als het is

ingebouwd in de kristalroosters van mineralen. Er is maar één plaats waar de oceanische lithosfeer op die manier ruimschoots van water kan worden voorzien, namelijk de mid-oceanische rug. In het submariene vulkanische systeem van de ruggen reageert de hete bazaltkorst met circulerend zeewater tot nieuwe, waterhoudende metamorfe mineralen van de glimmer- en amfiboolgroep. Tijdens subductie, 40 tot 180 miljoen jaar later, wordt de metamorfe reactie onder invloed van de toenemende druk en temperatuur omgekeerd en komt het water weer vrij; dit water 'ziet' op 100 km diepte vooral peridotitische gesteenten van de mantel boven de subducerende plaat en die begint daarop prompt te smelten. Figuur 10 kan dit proces verduidelijken. De figuur verschilt van figuur 2 alleen in de ligging van de peridotiet-solidus, hier de 'natte' solidus - de smeltlijn van peridotiet + water -, terwijl figuur 2 de 'droge' solidus laat zien. De silicaatmagma's zijn lichter dan vaste gesteenten en werken zich daarom een weg omhoog, waarbij ze onderweg nog allerlei reacties kunnen aangaan met de omringende gesteenten. De uiteindelijke producten zijn waterhoudende bazalten en andesieten, die de lange ketens van stratovulkanen opbouwen. Andesietmagma is taaier en wat koeler dan bazaltmagma; bovendien bevatten deze magma's een paar procent water, het oorspronkelijke, aan de MOR in de oceaankorst ingebouwde oceaanaarwater. Beide factoren maken de vulkanen explosiever dan bijvoorbeeld de bazaltische schildvulkaan Hawaii. Stratovulkanen langs convergente plaatgrenzen zijn er berucht om. Het is maar goed dat subductievulkanisme deze kringloop van oceaanaarwater weer sluit, want als het via glimmers en amfibolen subducerend water niet via de vulkanen zou terugkomen, zou subductie de oceanen al voor naar schatting meer dan de helft hebben 'leeggepompt' ⁷⁾.

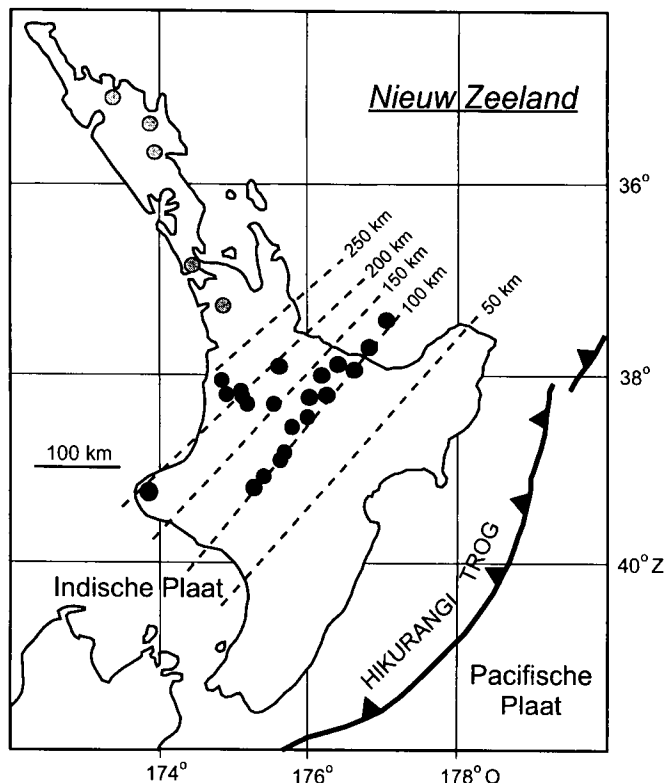


Fig. 9. Het noordelijk eiland van Nieuw-Zeeland. De Pacificse plaat subduceert vanaf de Hikurangi-trog noordwestwaarts onder het eiland. Hoogtelijnen (gestreept) markeren de diepte van de top van de onderduikende plaat. Vulkanen treden op waar de plaat 100 km en dieper zit (zwarte stippen). Het noordwestpunt van het eiland is het back-arc gebied, waar zich op de uitgerekte continentale lithosfeer eveneens vulkanen ontwikkelen (grijze stippen).

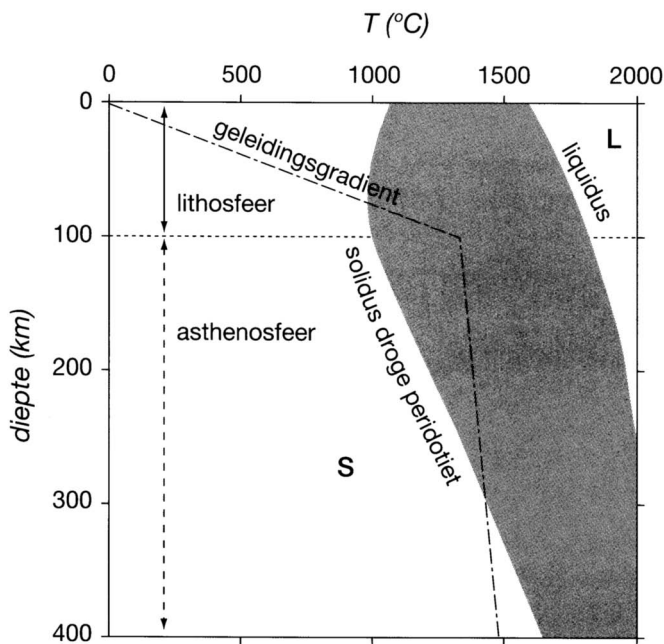


Fig. 10. Vorming van bazaltmagma uit mantel boven een koude subducerende plaat. De geothermische gradiënt in de lithosfeer en de asthenosfeer is gelijk aan die van fig. 2 en geeft de temperatuur van de mantel aan tot 400 km diepte. Hier is hij echter gecombineerd met de solidus van mantelgesteente (peridotiet) + water. Deze 'natte solidus' ligt honderden graden lager dan de 'droge solidus' van fig. 2. De liquidus (100% smelten) is identiek aan die van fig. 2. Op een diepte van 100 km ligt de natte solidus bij lagere temperatuur dan die van het gesteente. Convecterende asthenosfeer waarin water uit de subducerende plaat wordt geïnjecteerd zal daar dan ook automatisch gedeeltelijk gaan smelten.

Wat is de aandrijving van subductie?

Door de slechte warmtegeleiding van gesteenten duurt het vele tientallen miljoenen jaren alvorens de subducerende plaat de temperatuur van de omringende mantel heeft aangenomen. Over een groot deel van de subductiezone is de lithosfeer meer dan 500°C kouder dan de omringende mantelgesteenten (figuur 11). De werking van de zwaartekracht op het instabiele systeem van lithosfeer en asthenosfeer maakt dat er een sterke kracht ontstaat, die de lithosfeer de mantel intrekt. Deze trekkracht op de onderduikende plaat (slab), de slab-pull force, werkt recht naar beneden. Het proces van subductie is daardoor niet goed te vergelijken met een lopende band die evenwijdig aan zichzelf de mantel inglijdt, zoals vaak wordt voorgesteld. Hoe de subducerende plaat precies zal bewegen hangt af van het samenspel van

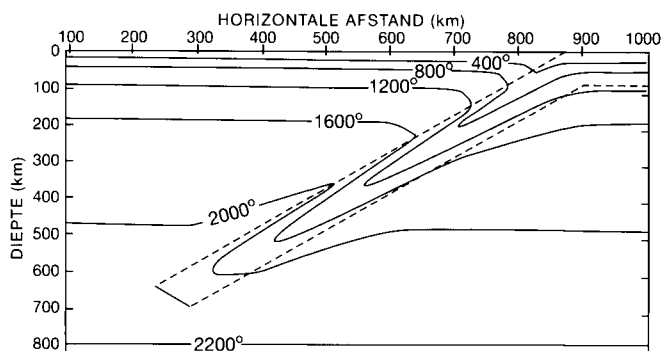


Fig. 11. Temperatuurverdeling in een subducerende plaat. Ondanks zijn geringe valsnelheid blijft de plaat tot op grote diepte koeler dan de omgevende mantel, ten gevolge van het slechte warmtegeleidingsvermogen van gesteenten.

alle erop werkende krachten. De belangrijkste additionele kracht waar we rekening mee moeten houden is de ridge push-kracht, die langs de plaat wordt doorgegeven vanuit de mid-oceanische rug. Ridge push en slab pull zijn krachten die in een bepaalde richting werken, het zijn vectoren, de eerste ongeveer horizontaal, de tweede vertikaal. De resultante van de krachten bepaalt de bewegingsrichting van de subducerende plaat. Bij een jonge, dunne en nog warme plaat is slab-pull relatief onbelangrijk en overheerst ridge-push. Zo'n plaat zal onder een kleine hoek subduceren, zoals onder Peru en Noord-Chili. Bij oude platen is de verticale (pull) component groter dan de horizontale (push) en zulke platen vallen als het ware recht naar beneden en subduceren steil, zoals onder de Filippijnen.

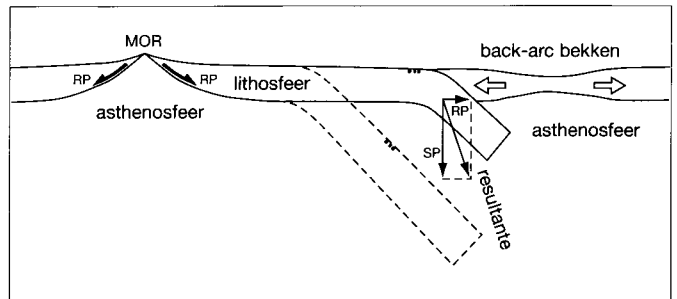


Fig. 12. Het principe van roll back van een convergente plaatgrens. Krachten die op de subducerende plaat werken hebben grootte en richting. De zwaartekracht trekt vertikaal aan de plaat (SP = slab pull); de ridge-push (RP) kracht is het effect van de zwaartekracht op de oceanische plaat bij de MOR en veroorzaakt het hellingatwaarts glijden van de plaat langs de hellende lithosfeer-asthenosfeergrens. RP wordt door de oceanische plaat doorgegeven naar de convergente plaatgrens; RP werkt daar bijna horizontaal. Er werken ook nog wrijvingskrachten langs het oppervlak van de subducerende plaat. Samen vormen al die krachten één resulterende kracht, in de figuur aangegeven, die de subducerende plaat onder een hoek naar beneden trekt. Daardoor 'rolt' het scharnier, de ombuiging bij de convergente plaatgrens, oceaanaarts terug, metertijd bijv. tot de met een onderbroken lijn aangegeven positie. De plaat die boven de subductiezone ligt (rechts) moet met de convergente plaatgrens in contact blijven terwijl die zich naar links verplaatst. Daardoor ontstaat er een rekracht in dit deel van de bovenliggende plaat (open pijlen). Dat deel wordt langer en (dus) dunner: het oppervlak daalt onder zeeniveau tot een back-arc bekken. Zie ook fig. 8.

De slab-pull-kracht is meestentijds de grootste van de twee en is dan dus de belangrijkste aandrijfkraft van de plaatbeweging. Bij overheersen van de verticale 'vector' staat de resultante van alle krachtenvectoren vaak steiler dan de subducerende plaat helt (figuur 12). Hierdoor gaat het ombuigingspunt van de oceanische lithosfeer (dus de plaats van de trog) zich achterwaarts, d.w.z. oceaanaarts, verplaatsen (zie figuur 12). Deze roll-back van de knik heeft gevolgen voor de andere plaat in dit tweeplatenspel, de bovenliggende. Om met de plaatgrens in contact te blijven moet de bovenliggende plaat opschuiven in de richting van de plaatgrens. Is dat door de ingewikkelde plaat-interacties op het gesloten boloppervlak niet of onvoldoende mogelijk, dan rest slechts één mogelijkheid: de bovenliggende plaatrand wordt in het horizontale vlak uitgerekt loodrecht op de plaatgrens (figuur 12). Het uittrekken gebeurt op de plaats waar de plaat het zwakst is, in dit geval de plek waar hij door opstijgend magma wordt doorboord en verhit, op de plaats van de rij stratovulkanen. De plaat kan daar in tweeën splijten, waarna de actieve vulkanen oceaanaarts met de convergente plaatgrens meeschuiven, terwijl een ander deel van de vulkaanrij als uitgedoofde resten (remnant arc) achterblijft. Gaat het proces ver genoeg dan ontstaat er tussen de arc van actieve vulkanen en de remnant arc een smal maar langgerekt zeebekken evenwijdig aan de convergente plaatgrens. Zulke randzeeën noemt men back-arc bekken, bekken achter de vulkaanrij. Prachtige voorbeelden zijn te vinden langs de noord- en westrand van Stille Oceaan (zuidelijke Beringzee, Zee van Ochotsk, Japanse Zee, Oost- en Zuid-

Chinese Zeeën), de Caraïbische Zee direct achter de boog van de Kleine Antillen en de Scotia Zee, achter de vulkanische Zuid-Sandwich-eilanden, tussen de Falklands en Antarctica. Waar een convergente plaatgrens met een continentrand samenvalt, wordt de rand van het continent door de zich verplaatsende trog meegetrokken. Behalve bij Japan komt dit voor in de zuidelijke Andes. Hier is vastgesteld dat zowel de oceanische trog als de rand van het continent zich sneller westwaarts verplaatsen dan de rest van het Zuid-Amerikaanse continent. De trog verwijderd zich dus van het continent en trekt de rand van het continent met zich mee. Het continent wordt hier uitgerekend en dunner, er treedt breukvorming op en het continent scheurt. Zulke scheuring kan zover gaan dat de opening gevuld wordt met mantelmateriaal. Een bekend voorbeeld in het Mediterrane gebied is te vinden in Zuid-Spanje: de grote peridotiet van Málaga is op deze wijze in de aardkorst geïntrudeerd. Het is misschien niet direct voor de hand liggend, het optreden van rekkrachten in botsingszones waar men intuïtief samendrukkende krachten zou verwachten, maar het heeft een elegante logica.

Door sterke *slab pull* kan er nog een ander verschijnsel optreden. In plaats van de verschuiving van het omhoogpunt breekt het gesubduceerde deel van een plaat af. Het afgebroken deel zinkt weg in de mantel en het bovenste gedeelte, nu bevrijd van de naar beneden gerichte trekkende kracht, veert met grote snelheid op. Het resultaat is een sterke en snelle opheffing van het landoppervlak boven de subductiezone; dit kan vele honderden meters in een paar miljoen jaar bedragen. Afbreken van subducerende platen kun je verwachten wanneer de aanvoer van de plaat naar de subductiezone stagneert. Stagnatie hangt vaak samen met subducerende oceanische platen die deels met continentkorst zijn bedekt. Aankomst van het continentale deel van de plaat in de subductiezone remt de subductie aanzienlijk af; continentkorst laat zich immers maar met moeite en niet veel verder dan maximaal 250 km diep subduceren, vanwege zijn relatief lage soortelijk gewicht. Het afbreken van de weggezonden plaat is bekend van enkele plaatsen in het Middellandse-Zeegebied en de verschijnselen die daarmee gepaard gaan zijn daar op spectaculaire wijze te zien. In de subductiezone die langs de zuidkust van Spanje loopt is de gesubduceerde plaat afgebroken. Dit afbreken vond 'kort' geleden plaats, aan het einde van het Tertiair. In de Betische Cordillieren van Zuid-Spanje resulteerde dit in een opheffing van de Pliocene bodem van de toenmalige, ondiepe 'intra-montane' zeearmen tot de huidige hoogte tussen de 700 en 1000 meter! Nog groter spektakel van dit type wordt geboden door het plateau van Tibet, het grootste en hoogste continentale plateau ter wereld, met een gemiddelde hoogte van 5000 m. Vermoedelijk is de snelle en relatief recente opheffing ervan ook het gevolg van afbreken van het oceanische deel van de noordwaarts gesubduceerde Indiase plaat, gevolgd door het terugveren van de noordrand van het continent India, die aanvankelijk een heel eind in de subductiezone is meegetrokken. Een wegduikende plaat wordt in de subductiezone langzaam verhit; door het slechte warmtegeleidingsvermogen van gesteenten blijft de subducerende plaat lange tijd veel kouder dan zijn omgeving. Een lithosfeerplaat behoudt tenminste 10 Ma lang thermische en mechanische verschillen met de omgevende mantelgesteenten en kan in die tijdsperiode meer dan 900 km ver de mantel ingezakt zijn, afhankelijk van de hellingshoek van de subductie. Dankzij de voortdurende verfijning van seismische interpretatietechnieken is het nu al mogelijk gebleken gesubduceerde platen te 'zien' tot op de bodem van de mantel, 2900 km diep!⁸⁾

Plaatgrenzen en continentranden

Langs het overgrote deel van de Atlantische kusten vindt de continentale aardkorst zijn vervolg in de oceanische aardkorst; beide aardkorstgedeelten bewegen als een eenheid, als deel van eenzelfde plaat. Er treedt langs deze grenzen dus geen beweging op tussen continent en oceaانبodem. Een dergelijke overgang wordt aangeduid met *passieve continentrand* (*passive*

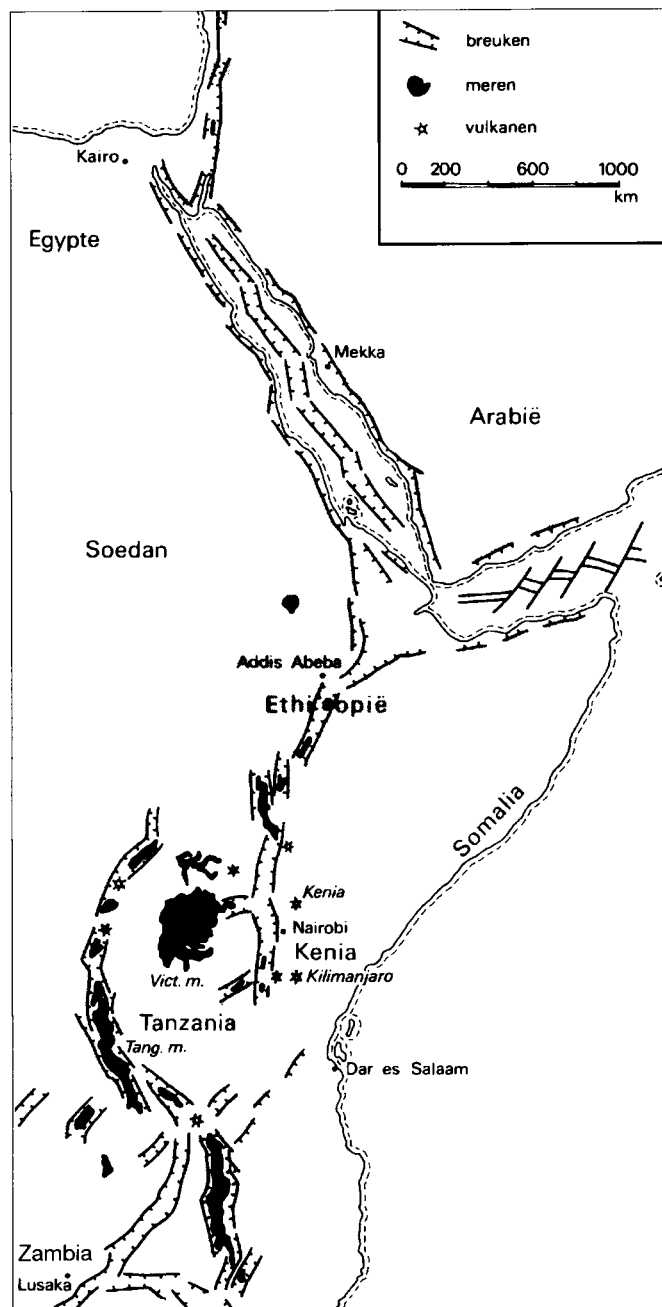


Fig. 13. Het slenkstelsel van Oost-Afrika en de Rode Zee.

continental margin). Passieve continentranden ontstaan als een nieuwe divergente plaatgrens een continent in twee helften splitst. Door het ontstaan van nieuwe oceanische plaat langs de verse plaatgrens drijven de passieve continentranden al snel van de plaatgrens weg. *Passive margins* hebben daarna een lang en rustig leven. Reusachtige hoeveelheden sediment spoelen in de loop van miljoenen jaren van de continenten af en worden afgezet in delta's, op de continentale platten en de aangrenzende diepzeebodems. Sedimenterend organisch materiaal wordt er langzaam afgebroken tot olie en gas. Als de ondergrond al oudere koollagen bevat, zoals in onze streken, ontgassen deze door de toenemende temperatuur en druk (de geothermische gradiënt!). Het Slochteren- en Noordzeegas komt uit de Carboonkolen. Passieve continentranden herbergen de belangrijkste olie- en gasvoorraden. Olie en aardgas zijn dus (vaak) bijproducten van plaattektoniek.

Vroege stadia van *passive margins* zien we langs de Rode Zee, een smalle oceaan die pas kort geleden is geopend. Bij Eritrea splitst de MOR zich in twee takken, waarvan er één naar de Indische Oceaan loopt en de andere als plaatgrens in statu nascendi het Oost-Afrikaanse continent doorsnijdt, langs de



Foto A. De beroemde foto van Arnold Genthe, genomen op 18 april 1906 in San Francisco, Californië, na de beruchte aardbeving. De brand in de verte nadert Sacramento Street. Sommige gebouwen waren ernstig beschadigd, maar vele andere hadden nog geen zichtbare schade opgelopen voordat het vuur de stad overmeesterde.

Foto: collectie Fine Arts Museums of San Francisco, Achenbach Foundation for Graphic Arts.

Triasgrens, in Europa ontwikkeld langs het Rhônedal, de Boven- en Beneden-Rijndalslenk, de Nederlandse Centrale Slenk en de Viking-slenk in de Noordzee. Ze behoren, net als waarschijnlijk de recente Oost-Afrikaanse slenk, tot een rift-systeem dat zich niet verder heeft ontwikkeld tot een oceaan. De breuken zijn overigens op vele plaatsen ook op het ogenblik nog actief, getuige de aardbeving van

Roermond in 1992, met 5,8 op de schaal van Richter de zwaarste beving van Noordwest-Europa in de 20^e eeuw. Het Jong-Tertiaire en Kwartaire vulkanisme van de Eifel heeft van deze breuken gebruik gemaakt. Het is bekend dat onder grote delen van het Europese rift-systeem mantelmateriaal aanwezig is met een lagere dichtheid dan normaal, dus waarschijnlijk van een hogere temperatuur en mogelijk is er plaatselijk nog altijd magma aanwezig (vulkanisme van het Massif Central, de Eifel en de Kaiserstuhl). Wereldwijd liggen grote riviersystemen en hun delta's in dit soort *failed rifts* (Rijn, Mississippi, Orinoco, Amazone, Niger). Niet toevallig herbergen hun delta's vaak rijke olievoorkomens. Langs de kusten van de Stille Oceaan vinden we continentranden die wél langdurig met een plaatgrens samenvallen, maar daar zijn het convergente plaatgrenzen. Oceanische plaat subduceert onder de continentrand, die we dan 'actieve continentrand' noemen. Dat zulke configuraties een lang leven kunnen hebben bewijst de actieve rand van westelijk Zuid-Amerika, die al 550 à 600 miljoen jaar bestaat! Terwijl de meeste gebergtekets op aarde de kreukelzones zijn van botsingen tussen continenten (Pyreneeën, Alpen, Himalaya), is de Andes een vulkanisch gebergte boven subducerende oceanische platen. Omdat dit al zo lang duurt is de Andes zo hoog geworden.

Van de plaatgrenzen noemden we de divergente en convergente al bij naam. Er is nog een derde type, 'transformgrenzen', die soms ook met een continentrand samenvallen. Transformgrenzen zijn verticale breuken tussen twee platen, die convergente en divergente plaatgrenzen met elkaar verbinden; ze transformeren als het ware de beweging van de ene naar de andere plaatgrens. Beweging langs transformbreuken is horizontaal en evenwijdig



Foto B. De San Andreas-breuk in Midden-Californië. Het opvallend rechte spoor van de breuk is kenmerkend voor horizontaal-verschuivingen. Links is Carrizo Plain, rechts is Tremblor Range. Blik naar het NW. Foto: U.S. Geological Survey.

grote meren (figuur 13). Hier, in de grote Afrikaanse Slenk, de Afrikaanse Rift Valley, zien we het eerste stadium van opwelling van de continentkorst, breukvorming, wegzakken van een slenk en uitgebreid vulkanisme. De Afrikaanse Rift is 40 tot 50 km breed en vertegenwoordigt het eerste stadium van de vorming van een divergente plaatgrens in een continent, dat van de 'intracontinentale rift'. Dit stadium duurt hier al rond de 10 Ma. Een soortgelijk riftsysteem heeft zich veel eerder, rond de Perm-

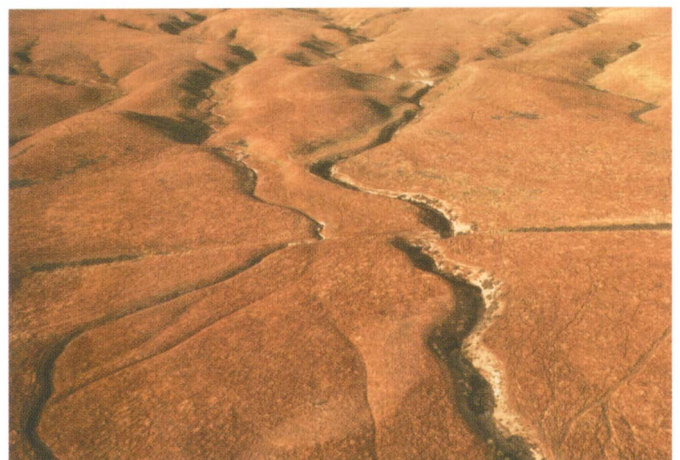


Foto C. Enkele rivierlopen die veranderd zijn door de rechts-laterale verplaatsing op de San Andreas-breuk (de lijn die op de foto van links naar rechts loopt). Blik naar het NO, richting Tremblor Range. Foto: Sandra Schultz Burford, U.S. Geol. Survey.

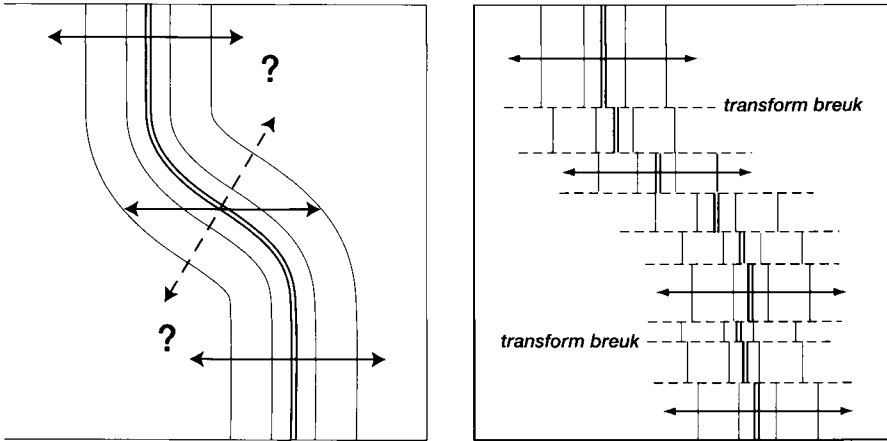


Fig. 14-A. Een gebogen, maar vloeiende, ononderbroken divergente plaatgrens. De dubbele lijn is de centrale slenk. Dunne lijnen daaraan evenwijdig zijn (bijv. de 50 en 100 km dieptecontouren van de onderkant van de twee oceanische platen (de litho-/asthenosfeergrens) ter weerszijde van de plaatgrens, maar ze kunnen ook gelezen worden als ouderdomscontouren. De getrokken pijlen geven de richting aan waaronder de twee platen van de helling af glijden die de lithosfeer/asthenosfeergrens vormt. In het sterk gebogen deel van de plaatgrens kunnen de platen niet recht naar beneden glijden, maar worden ze gedwongen schuin van de helling af te schuiven. De gestippelde pijlen wijzen in de richting waarin de platen in die zone recht naar beneden zouden glijden. Dat zou tot een onoplosbaar ruimteprobleem leiden.

B. Dezelfde plaatgrens, nu verdeeld in rechte, divergente segmenten die langs transformbreuken ten opzichte van elkaar verspringen. Nu kunnen de platen overal recht van de helling afglijden. De Mid-Atlantische Rug tussen West-Afrika en Zuid-Amerika is een voorbeeld van deze geometrie (zie fig. 1).

aan de breuk. Langs zo'n plaatgrens wordt een plaat dus groter noch kleiner, in tegenstelling tot de twee andere types. De beroemdste transformbreuk is zonder twiifel de San Andreas-breuk door Californië, verantwoordelijk voor vele destructieve aardbevingen (zie figuur 1 en de foto's A, B en C). Een andere is de Noord-Anatolische breuk door Noord-Turkije, die in augustus 1999 de zware aardbeving ten oosten van Istanbul veroorzaakte. Het waarom van transformbreuken kunnen we het beste verklaren aan de hand van de mid-oceanische ruggen. Alle mid-oceanische ruggen bestaan in feite uit afzonderlijke, korte rugsegmenten, van elkaar gescheiden door transformbreuken, zoals geïllustreerd in figuur 1. Zo ook de Mid-Atlantische rug (MAR), de divergente plaatgrens die de continenten ter weerszijde van de Atlantische Oceaan in de laatste 150 miljoen jaar uit elkaar heeft gedreven. De MAR is een slingerende lijn op de wereldkaart, en bepaald geen rechte. Laten we ons zo'n kromme plaatgrens even in detail voorstellen (figuur 14a) en bedenken, uit het voorafgaande, dat de twee platen bewegen door van de hellende lithosfeer-asthenosfeergrens af te glijden. Platen willen daarbij de kortste weg nemen, dus onder 90° met de MOR, zo steil mogelijk de helling af. Figuur 14a laat zien dat dat bij een slingerende plaatgrens niet mogelijk is, een deel van de plaat wordt gedwongen scheef van de helling af te glijden, wat energetisch niet optimaal is. Figuur 14b toont het alternatief dat het plaattektonisch systeem heeft uitgevonden om dit probleem op te lossen. Door de plaatgrens op te bouwen uit een afwisseling van rechte stukken divergente plaatgrens en dwars daarop staande transformbreuken, krijgt de lithosfeer van elk rugsegment de kans om recht van zijn eigen helling af te glijden. De oceaانبodem zit vol met dit soort plaatgrenzen. Ook de San Andreas-breuk verbindt twee segmenten van een oceanische rug in de oostelijke Pacific met elkaar. Dat de breuk het westen van het continent van de VS doorsnijdt, komt door het westwaarts verschuiven van Noord-Amerika door het uitedrijven van de Noordatlantische platen; Noord-Amerika heeft al doende een divergente+transform-plaatgrens in de Stille Oceaan 'overreden'. Platen worden alzijdig door plaatgrenzen omgeven. Altijd gaat het om combinaties van verschillende types plaatgrens. De Afrikaanse plaat heeft aan zijn west-, zuid- en oostzijde divergente (constructieve) en transform-plaatgrenzen; alleen in het Middellandse-Zeegebied bestaat de grens uit combinaties

van destructieve en transform-grenzen. Al met al wordt de Afrikaanse plaat steeds groter. Ook de Noord- en Zuid-Amerikaanse platen en de Euraziatische platen groeien dankzij de Mid-Atlantische rug voortdurend. De grenzen van de Antarctische plaat, met het Zuidpoolcontinent in zijn midden, zijn vrijwel over hun hele lengte divergent plus transform. Allicht moeten er dan ook platen zijn die kleiner worden. In onze wereld zijn de platen in de Stille Oceaan het belangrijkste slachtoffer.

Bekijken we nu de convergente plaatgrens nog eens in meer detail. Evenwijdig aan de plaatgrens kunnen we een vijftal morfologische eenheden onderscheiden die samen het 'boog-trog systeem' (arc-trench system) vormen (fig. 8).

(1) Op de grens van de wegduikende oceanische plaat: de oceanische trog (trench). Langs de trog wordt sediment van de subducerende oceaانبodem afgestroopt en opgestapeld aan de voorkant van de bovenliggende plaat, in het zogenoemde 'accretieprisma' (accretionary prism). Toppen van deze schraapsels steken soms boven de zeespiegel uit en vormen dan een rij niet-vulkanische eilanden tussen de plaatgrens en de vulkanen, de fore-arc (bijv. Kreta; de Mentawai Eilanden aan de

westkust van Sumatra; Barbados, ten oosten van de de Kleine Antillen). (2) Opstuwing van de fore-arc leidt tot het ontstaan van een topografische depressie tussen fore-arc en vulkanen, het fore-arc basin, een ondiepe zeearm met vrijwel altijd een oceanische bodem.

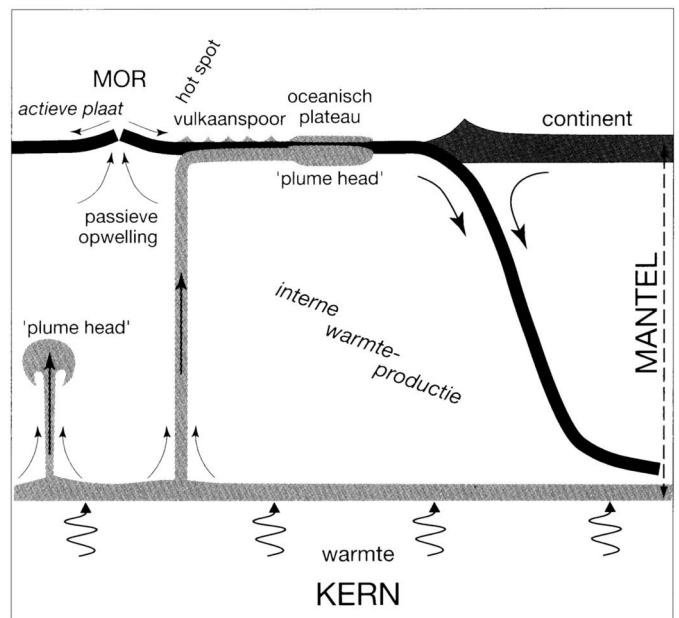


Fig. 15. Mantelconvectie, onafhankelijk van elkaar gedreven door naar beneden vallende koude, zware platen enerzijds en van de kern-mantelgrens opstijgende hete, lichte mantelpluimen anderzijds. Platen vallen tot op de bodem van de mantel. Waar de kop van een opstijgende pluim een plaat aan het aardoppervlak bereikt, ontstaat een bazaltplateau met een diameter van ca. 2000 km, dat vervolgens door de betreffende plaat wordt meegevoerd. Door de cilindrische 'steel' van de pluim blijft abnormaal heet pluim-materiaal opstijgen, een in de mantel gefixeerde hot spot, die op de bewegende plaat een rij merendeels uitgedoofde vulkanen veroorzaakt. Alleen de vulkaan boven de hot spot is actief (zie fig. 7).

(3) De eilandboog, c.q. de rij stratovulkanen op een continentrand (*volcanic arc*). De afstand van de trog tot de vulkaanboog is een maat voor de hoek waaronder de wegduikende plaat naar diepte verdwijnt.

(4) Achter de vulkaanboog komt soms een vrij uitgestrekte zee voor, het *back-arc basin*. We hebben met behulp van de figuren 8 en 12 al uitgelegd hoe het ontstaan van *back-arc*-bekkens afhankelijk is van het krachtenspel op de subducerende plaat. In tegenstelling tot *fore-arc*-bekkens vereisen *back-arc*-bekkens actieve uitrekking van de rand van de bovenliggende plaat. *Back-arc*-bekkens kunnen ontstaan op een actieve continentrand, maar als de continentrand door rek geheel scheurt, ontstaat er een *back-arc*-bekken met oceanische korst en een eigen, secundaire divergente plaatgrens (type Japanse Zee).

De huidige lithosfeerplaten en hun bewegingen

Enkele voorbeelden van de snelheid waarmee aardkorstplaten bewegen:

- * Alleen al tijdens het Kwartair, de laatste 1,6 miljoen jaar, hebben Amerika en Europa zich 40 km van elkaar verwijderd.
- * Afrika beweegt zich naar het noord-noordwesten ten opzichte van Europa. De twee continenten naderen elkaar nog altijd met een snelheid van meer dan 1 cm per jaar.
- * De verbreding van de Rode Zee (een echte oceaan met een rug en bazaltische vulkanen) bedraagt op het ogenblik ongeveer 2,5 cm per jaar, waarbij het Arabische Blok ten opzichte van Israël sinds het ontstaan van de Rift van de Rode Zee rond de 20 Ma geleden, 450 km naar het noorden is geschoven langs de breuken van het Jordaandal.
- * De oceanische korst van de Stille Oceaan verdwijnt met een snelheid van 6 tot 6,5 cm per jaar onder de westelijke rand van Zuid-Amerika.
- * De beweging van de grote noordwestelijke plaat van de Stille Oceaan bedraagt 9 tot 10 cm per jaar. Het oudste deel van de bodem van de Stille Oceaan is meer dan 150 Ma oud en wordt gevonden in het uiterste noordwesten, langs de oostkust van Kamchatka. Er wordt wel aangenomen dat de Pacifische Plaat al 550 Ma bestaat; over ongeveer 200 Ma zal deze plaat verdwenen zijn als de Amerikaanse platen tegen Azië botsen, zodat zijn totale levensduur rond de 750 Ma zal bedragen.

De passieven in het plaatbewegingsspel: de continenten

Continenten zijn een onderdeel van de platen, maar liften als passieve elementen met de plaat mee. Ze verschillen van oceaan-korst in chemische samenstelling, dikte en soortelijk gewicht. Omdat ze door hun relatief lage soortelijk gewicht niet of nauwelijks in de zwaardere mantel kunnen zakken, zijn ze in de loop van de lange geschiedenis van de aarde dan ook door plaatbeweging voortdurend van hot naar haar gesleept, nu eens tegen elkaar botsend en zodoende gebergten en hoge plateaus vormend, dan weer in stukken scheurend, zoals 'onlangs' bij de Rode Zee, maar altijd boven drijvend. Continentverschuiving, *continental drift*, is een van de vele consequenties van plaatbeweging. 'Plaattektoniek' is de term die de vele gezichten van plaatbewegingen samenvat.

Er zijn talloze verschijnselen die ons vóór de jaren '60 voor onoplosbare raadsels plaatsten, maar die door plaatbeweging en continentverschuiving prachtig verklaard worden. De verspreiding van de voorlaatste ijstijd, gedurende het eind van het Paleozoïsch hoofdtijdperk, zo'n 300 miljoen jaar geleden, is daar een fraai voorbeeld van. Gletsjerklassen van het toenmalige landijs vinden we tegenwoordig op vijf continenten terug: Antarctica, Zuid-Amerika, zuidelijk Afrika, India en Australië. Het zou een rare ijskap geweest zijn, van de Zuidpool tot over de evenaar heen, ware het niet dat de continenten inmiddels door continent-

verschuiving ver van hun toenmalige plaats zijn verslept. Door zijn ongeschiktheid voor het subductieproces kan continentkorst heel oud worden; de oudste gesteenten aan het aardoppervlak vinden we in *schilden*, continentkernen ouder dan zo'n 540 miljoen jaar, gevormd in het Precambrium. De Precambrische schilden zijn delen van continentale aardkorst die sinds het Precambrium aan de ingrijpende gevolgen van plaatbotsingen zijn ontsnapt. Het oudst bekende gesteente is 4 miljard jaar oud. Dat de aarde zijn afkoeling al heel lang regelt door middel van interne convectie en plaatbeweging zien we aan de oudste tot nu toe met zekerheid aangetoonde sporen van dit proces. Die zijn te vinden in Noord-Zweden en Noordwest-Canada, waar we alle elementen terugvinden die horen bij een botsing tussen met continenten bedekte platen, bijna twee miljard jaar geleden.

De motor van plaatbeweging: ridge push en slab pull

Ons huidige inzicht in de voortbeweging van lithosfeerplaten verschilt sterk van dat van de beginjaren van de plaattektoniek, toen men dacht dat convectiestromen van de mantel de platen meesleuren: platen als passieve passagiers op mantelstromen, als ijsschotsen op een rivier. Zo is het dus niet. Platen zijn dankzij de asthenosferische glijlaag ontkoppeld van de onderliggende mantel en zijn zelf een actief deel van het mantelconvectiesysteem: *ridge push* en *slab pull* zijn effecten van de zwaartekracht op de platen, die daarmee voor hun eigen voortbeweging zorgen. Op het raakvlak tussen twee volumina met verschillende eigenschappen onderscheiden fysici een grenslaag waarin de materiaaleigenschappen verlopen van die van het ene naar die van het andere lichaam. De lithosfeer kun je beschouwen als de thermische grenslaag tussen het hete inwendige en de koude hydro-sfeer en atmosfeer. In de grenslaag verandert de temperatuur van die van de top van de asthenosfeer, 1330°C, naar die van het oppervlak. Platen vormen de koude grenslaag aan de bovenkant van de hete, convecterende mantel. De grenslaag ontstaat aan de MOR en zakt, eenmaal voldoende afgekoeld, in subductiezones weer weg. Ze doet dat helemaal zelf. Als de actie bij divergente plaatgrenzen van de platen zelf komt, moet de opwelling van hete asthenosfeer onder de MOR dus een passief fenomeen zijn. *Omdat* de platen uiteendrijven, moet de asthenosfeer de ruimte opvullen. Het is niet andersom. Convectie in het bovenste deel van de mantel wordt in hoofdzaak door bewegen van de platen in gang gezet.

Deel 2 van het Aards koelsysteem

Zijn er dan misschien andere plaatsen waar er wel sprake is van actief opstijgende hete mantel? Die zijn er. Ze worden *hot spots* genoemd. *Hot spots* zijn abnormaal warme plekken in de bovenmantel, die aan het aardoppervlak ongewoon volumineus vulkanisme veroorzaken. Hawaii, de grootste vulkaan en, van zijn voet af gerekend, ook de hoogste berg op aarde, is het prototype van een *hot spot*. Een ander bekend voorbeeld is IJsland.

Een kenmerk van *hot spots* is dat ze op één en dezelfde plaats blijven en dus niet door het plaattektonisch systeem beïnvloed worden. Het vulkanisme van de Hawaii-*hot spot* bestaat al ruim 90 miljoen jaar, maar de vulkanische gesteenten zijn uitgesmeerd over een lange rij uitgedoofde vulkanen van 6000 km lengte op de bodem van de Stille Oceaan (figuur 7): de *hot spot* bleef op zijn plaats terwijl de Pacifische plaat eroverheen schoof. De *hot spot* brandde als het ware een spoor van vulkanen in de schuivende plaat. Alleen de vulkaan die boven de *hot spot* ligt is actief. In de eerste jaren van de *hot spot*-theorie was onduidelijk hoe zo'n heet deel van de mantel op zijn plaats kon blijven. De theorie is daarna vervangen door een andere, die wel zo'n verklaring kon bieden en bovendien de vraag beantwoordde waar die afwijkend hoge warmtestroom dan wel vandaan kwam: de *mantle plume*-theorie. Mantelpluimen zijn min of meer cilindrische, relatief smalle kolommen die opstijgen vanaf de bodem van de

mantel, op 2900 km diepte. Vergelijk het maar met bellen hete lucht die 's zomers vanaf het aardoppervlak in de koudere atmosfeer opstijgen. De voet van de pluimen zit blijkbaar op één plaats 'vast'. Waaraan? Aan de thermische grenslaag tussen kern en mantel! Theorie en seismische waarnemingen wijzen er steeds meer op dat de kern-mantelgrens net zo'n grenslaag is als de lithosfeer, nl. één waarin de temperatuur veel sterker verandert dan de gradiënt van 0,5 °C/km die het gros van de mantel kenmerkt. Blijkbaar is de top van de ijzerkern een stuk heter dan de basis van de silicaatmantel. In de onderste honderd of meer kilometers wordt die warmte aan de grenslaag afgegeven. Wordt die te heet, dan stijgen er van tijd tot tijd bellen oververhit mantelgesteente uit omhoog, tot aan het aardoppervlak. Gezien de lange levensduur van de meeste pluimen moet de kop van de pluim als het ware een cilindrisch kanaal openen door de mantel waardoor langdurig abnormaal heet mantelgesteente naar boven stroomt, als rook door een goed trekkende schoorsteen. Zoals eerder gezegd is het sinds kort met seismische tomografie gelukt om subducerende platen tot op de bodem van de mantel te volgen. Als de lithosfeer dan helemaal naar de bodem van de mantel valt, zou je kunnen veronderstellen dat er *plumes* met dit materiaal gevoed kunnen worden. Dat blijkt het geval te zijn. We herkennen in de plume-lava's de sporen van gesubduceerde bazaltische oceaankorst en oceanische sedimenten! Deze verschillende componenten van vroeger, in de orde van 1 miljard jaar geleden, gesubduceerde platen zijn te herkennen aan hun chemische 'vingerafdruk', subtiele, maar karakteristieke verschillen in de isotopverhoudingen van bepaalde sporenelementen. Op grond van laboratoriumexperimenten denkt men dat opstijgende mantelpluimen er uitzien als paddestoelen: een bredere, omgekrulde kop, waaronder een lange steel, die in dit geval in de onderste grenslaag wortelt (figuur 15). Als de kop het aardoppervlak bereikt, wordt hij tegen de onderkant van de lithosfeer tot een platte pannekoek platgedrukt en verbreed tot wel 2000 km. In een gebied met een dergelijke diameter treedt vervolgens abnormaal sterk vulkanisme op. Het huidige aardoppervlak bewaart nog diverse sporen van zulke *plume heads*, en wel als uitgestrekte bazaltplateaus met een dikte van enkele kilometers en 2000 km in diameter. Voorbeelden zijn er in Noord-Siberië, in zuidelijk Brazilië, Zuid-Afrika en in Noordwest-India. Ook op de oceaانبodem komen zulke enorme bazaltplateaus voor, onder meer ten noordoosten van Nieuw-Guinea; de oceaankorst is daar 25 km dik in plaats van 7 km, zoals normaal! Als men nu weet dat deze bazaltplateaus uitvloeiden in de geologisch gezien korte tijd van ongeveer één miljoen jaar, kan men zich afvragen wat het milieueffect ervan is. Bedenk daarbij dat één enkele flinke maar verder normale vulkaanuitbarsting al een merkbaar, zij het voorbijgaand, effect op de gemiddelde jaartemperatuur heeft; die van de Laki op IJsland, met een lavavolume van 12 km³, veroorzaakte een temperatuurdaling op het Noordelijk Halfrond van één graad Celsius. Het Siberische bazaltplateau ontstond *precies* tijdens de overgang tussen de Paleozoïsche en Mesozoïsche hoofdtijdperken, 250 miljoen jaar geleden. Deze grens, tussen de Perm- en de Triasperiode, is de meest ingrijpende milieucrisis in de aardgeschiedenis geweest, waarbij ruim 90% van de toen levende biologische soorten uitstierven. Over de vraag of de aankomst van een nieuwe, grote mantelpluim en het resulterende, 4 km dikke Siberische bazaltplateau met een volume van 1 - 2 miljoen km³ (honderdduizend Laki's!) de oorzaak is, is de discussie nog niet uitgewoed. Er zijn andere bazaltplateaus, van vergelijkbare grootte, die in het geheel niet samengaan met uitsterven. Mantelpluimen en lithosfeerplaten hebben geheel verschillende vorm. Er bestaat geen directe koppeling tussen beide. De pluimen hebben niet de taak om aan te vullen wat door subductie verdwijnt, want ook daar zorgt de plaat zelf voor, door onder de divergente plaatgrenzen hete asthenosfeer omhoog te trekken. Pluimen en platen werken onafhankelijk van elkaar. Wat ze gemeen hebben is hun ontstaan in de twee thermische grenslagen aan de onder- en bovenzijde van de mantel, respectievelijk een hete en een koude. Platen koelen de mantel, pluimen koelen de kern (figuur 15) ⁹⁾.

noten

- 1) Van het Griekse woord *τεκτον* (tektoon), timmerman.
- 2) Veel bekender, en fysisch analoog, is de adiabatische temperatuurafname in de onderste 20 km van de atmosfeer, door expansie o.i.v. afnemende luchtdruk.
- 3) Grieks: *αστηνος* (asthenos) = niet sterk, zwak. Dus 'schil van geringe sterkte'. Let op de verschillende definities: De LVZ slaat op mechanisch gedrag bij snelle deformatie, 'asthenosfeer' zegt iets over doen en laten bij een laag deformatietempo. De asthenosfeer hoeft niet per se ook een seismisch lage snelheidslaag te zijn. De Scandinavische asthenosfeer is dat bijvoorbeeld niet!
- 4) Er zijn uitzonderingen, zie ook fig. 8. De diepste aardbevingen komen voor tot ca. 680 km in de subducerende platen. Het haardmechnisme is daar geheel anders, nl. explosief verlopende chemische reacties tussen mineralen en de daarmee gepaard gaande volumevermindering in de langzaam opwarmende plaat.
- 5) Dit toeval is één van de karakteristieke gereedschappen van het unieke aardse huishouden. Kleinere planeten zijn relatief koud. Hun mantelgradiënt komt niet in de buurt van de solidus, ze hebben dus geen asthenosfeer en geen plaattektoniek. Hun 'vloerbedekking' wordt niet elke 200 miljoen jaar vernieuwd, maar ze hebben een zeer oud oppervlak bewaard met de sporen van het accretieproces van het planetenstelsel, zie de vele inslagkraters op het maanoppervlak.
- 6) Tot een ouderdom van de oceaانبodem van 65 Ma geldt ten naaste bij: Zeediepte = 2500 + 370/√t meter (t in Ma). De top van de MOR ligt op een diepte van 2500 meter (t = 0).
- 7) Net zo'n rol spelen subductie en bijbehorend vulkanisme in de koolstofkringloop. Subducerende platen nemen kalksediment van de oceaانبodem mee, opgebouwd uit naar beneden gezakte skeletjes van afgestorven plankton. Subductie onttrekt dus koolstof aan het aardoppervlak, i.h.b. aan het atmosferisch en in de oceaan opgeloste CO₂. Als de gassen water en kooldioxide niet via de vulkanen boven subductiezones weer zouden terugkomen, was de atmosfeer in de loop van de tijd zijn belangrijkste broeikasgassen kwijtgeraakt, en daarmee een klimaat dat leven mogelijk maakt.
- 8) De techniek heet seismische tomografie en verschilt niet principieel van de echografie in de verloskunde. Men gebruikt natuurlijke aardbevingen als trillingsbron.
- 9) Pluimmodel en figuur naar G.F. Davies (1999), *Dynamic Earth. Plates, plumes and mantle convection*. Cambridge University Press.