

Geologie van de mantel

door Prof. Dr. R.L.M. Vissers,
Universiteit Utrecht

De opbouw van de aardbol

Met de titel van dit artikel: *Geologie van de mantel*, is er eigenlijk al dadelijk een probleem, want de mantel is niet zonder meer toegankelijk: hij is vrijwel volledig bedekt door de aardkorst. De informatie over de opbouw van de mantel en de diepere delen van onze planeet komt dan ook voor een belangrijk deel uit niet-rechtstreekse observatie via natuurkundige methoden en technieken ontwikkeld in de geofysica, in het bijzonder de seismologie. Desondanks bestaan er, zoals we hierna zullen zien, toch enige mogelijkheden om mantelgesteenten te bestuderen, en dus om de geologie van mantelgesteenten direct te onderzoeken.

De aardbol bestaat uit een verhoudingsgewijze dunne aardkorst, die onder oceanen niet meer dan zo'n 6 tot 7 km dik is terwijl de dikte van de aardkorst op de continenten meestal in de orde ligt van 30 tot 35 km; onder gebergten kan de korst dikker zijn, tot meer dan 60 km. Onder de korst begint de bovenmantel, die loopt tot een diepte van ongeveer 670 km. Daaronder, van 670 tot 2880 km diepte krijgen we de ondermantel; dan volgt de (nikkel-ijzer)kern van de aarde, opgebouwd uit een vloeibare buitenkern en een vaste binnenkern. Het middelpunt van de aardbol ligt op 6370 km onder het aardoppervlak.

De mantel vormt een interessant onderwerp, al is het alleen maar omdat hij zo'n groot gedeelte van de planeet uitmaakt: de bovenmantel alleen al beslaat in volume rond de 29 % van de gehele aardbol. De ondermantel vormt 54,5 % van het volume van de aarde, wat betekent dat onze planeet voor zo'n 83 % uit mantelgesteenten bestaat.

De aardkorst vormt samen met het bovenste deel van de mantel tot een diepte van 125 km de lithosfeer (het mantelgedeelte noemen we dan de lithosferische mantel).

Voorkomen van mantelgesteenten aan het aardoppervlak

De enige manier waarop mantelgesteenten rechtstreeks bekeken en bestudeerd kunnen worden is als de aarde daarbij een handje helpt en die gesteenten op een of andere manier naar het aardoppervlak heeft gebracht. Dat doet de aarde gelukkig, zij het op bescheiden schaal en dan nog alleen met gesteenten uit de bovenmantel.

Er zijn twee typen bovenmantelvoorkomens aan het aardoppervlak te onderscheiden:

- Het ene type bestaat uit insluitels, de zogenoemde *xenolieten*, in basische lava's zoals bijvoorbeeld op de Canarische eilanden (Lanzarote), de vulkanische afzettingen van

Auvergne en, nog dichterbij huis, de Eifel. Zulke insluitels zijn ook bekend uit kimberliet-pijpen; dit zijn explosiepijpen, die veelal voorkomen in geologisch oude, continentale kratonische gebieden, de zogenoemde schilden. Figuur 1.



Fig. 1. Mantelxenolieten in een basaltische lava van Lanzarote.

- De andere plaats waar mantelgesteenten aan het aardoppervlak voorkomen is in *mantelmassieven*. Dat zijn lichamen met afmetingen van enkele tientallen vierkante meters tot enkele honderden vierkante kilometers. Zulke massieven komen bijvoorbeeld voor in de noordelijke Pyreneeën (figuur 2), in Zuid-Spanje, en op diverse plaatsen in de Alpen. Een andere plaats waar we een mantelmassief aan het aardoppervlak kunnen zien is op Cyprus. Mantelmassieven komen voor in de botsingszone van continentale platen, waar schijfers oceanische lithosfeer in gebergten terecht zijn gekomen. In feite echter blijken de betreffende mantelgesteenten vaak al omhooggekomen te zijn in een stadium waarbij oceaانبodem ontstond. Aan deze laatste mogelijkheid wordt een belangrijk deel van dit verhaal gewijd.

Typen en samenstelling van mantelgesteenten

De continentale aardkorst bevat een enorme variëteit aan gesteenten, zo zijn er bijvoorbeeld in de Alpen of Pyreneeën een onnoemelijk groot aantal verschillende typen gesteenten. Daarentegen zijn de mantelxenolieten in de lava's overal op aarde opvallend gelijk in hun mineraalsamenstelling. Dit gegeven, dat al vroeg in de twintigste eeuw bekend werd, heeft mede geleid tot de conclusie dat de mantel van de aarde, althans de boven-



Fig. 2. Ontsluiting van mantelgesteenten in een mantelmassief bij het Etang de Lers (vroeger gespeld: Etang de Lherz) in de noordelijke Pyreneeën van Zuid-Frankrijk. Deze gesteenten vormen ook de type-localiteit voor een lherzoliet.

mantel, een veel homogenere samenstelling moet hebben dan de aardkorst.

Bovenmantelgesteenten zijn vrijwel geheel opgebouwd uit maar zes mineralen.

De belangrijkste mineralen zijn de magnesiumsilicaten:

olivijn	magnesiumsilicaat,	Mg_2SiO_4
orthopyroxeen	magnesiumsilicaat,	$MgSiO_3$
clinopyroxeen	calciummagnesiumsilicaat,	$(Ca,Mg)SiO_3$

Al deze mineralen bevatten naast magnesium ook een veelal geringe hoeveelheid ijzer. Het ijzer komt voor als vervanging van de magnesium, dit kan bij olivijn worden aangegeven als volgt: $(Mg,Fe)_2SiO_4$. Het gehalte aan ijzer is overigens niet erg hoog, meestal minder dan 10% tegen meer dan 90% magnesium.

Daarnaast komen er in de mantel ook aluminium-houdende mineralen voor als:

plagioklaas	calcium-aluminium-silicaat,	$CaAl_2Si_2O_8$ (een lid van de veldspaat-groep)
spinel	magnesium-aluminium-oxide,	$(Mg,Fe)Al_2O_4$
granaat	magnesium-aluminiumsilicaat,	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (dit type wordt pyroop genoemd)

Alle gesteenten van de bovenmantel bestaan uit één of meer van de bovenstaande magnesiumsilicaten, in combinatie met een aluminiumhoudend mineraal. We noemen deze gesteenten peridotieten, afgeleid van het woord peridot, de naam die in het oostelijk Middellandse Zeegebied werd gegeven aan een edelsteen-kwaliteit olivijn. Let wel, peridotiet is een algemene gesteentenaam, een verzamelnaam. Op grond van de mineraal-

samenstelling worden nu de volgende typen peridotiet onderscheiden:

- Duniet: een gesteente dat voor meer dan 90% uit olivijn bestaat. Daarnaast kunnen er andere mineralen aanwezig zijn, onder meer een granaat; dit is dan een granaathoudende duniet.
- Harzburgiet: bestaat uit olivijn + orthopyroxeen. Een plagioklaas-harzburgiet bevat olivijn + orthopyroxeen + plagioklaas, en een spinel-harzburgiet bestaat uit olivijn + orthopyroxeen + spinel.
- Lherzoliet: olivijn + orthopyroxeen + clinopyroxeen, in combinatie met plagioklaas of spinel of granaat. Een spinel-lherzoliet (zeer algemeen als xenoliet in basaltische lava's) is dus een gesteente bestaande uit olivijn + orthopyroxeen + clinopyroxeen + spinel.

Een interessant, en geologisch ook zeer belangrijk aspect van de aluminiumhoudende mineralen is gelegen in het feit dat hun vorming en voorkomen sterk afhankelijk is van de heersende druk. Hierdoor kunnen we het voorkomen van de aluminiumhoudende mineralen gebruiken als een aanwijzing voor de diepte waarop het betreffende mantelgesteente gezeten heeft. Plagioklaas komt voor op geringe diepten, tot ongeveer 30 km. Spinel is stabiel tussen de 30 en 80 km diepte en de granaat ontstaat op diepten beneden de 80 km. Daarnaast, als er voldoende koolstof in het mantelgesteente zit, kan er vanaf ongeveer 140 km diepte diamant in het mantelgesteente voorkomen.

Wanneer een peridotiet plagioklaas bevat betekent dit dat het om een ondiep mantelgesteente gaat; bij spinel gaat het om een wat dieper mantelgesteente en bij granaat gaat het om een mantelgesteente dat uit nog diepere niveaus van de mantel komt. Mantelgesteente dat plagioklaas bevat is vrijwel altijd afkomstig uit de oceanische lithosfeer. Onder de oceanische rug stijgt de mantel op tot enkele kilometers onder de zeebodem en

zijn de omstandigheden geschikt voor de vorming van plagioklaas. Onder een continent ligt de mantel te diep voor de vorming van plagioklaas, immers, zoals we al zagen is de gemiddelde dikte van de korst op het continent zo'n 30 kilometer, dus zit het eronderliggende mantelgesteente te diep om plagioklaas te kunnen bevatten en vinden we direct onder de korst spinelhoudende peridotieten.

Onder de lithosfeer bevindt zich de asthenosfeer; het gesteente bestaat daar uit olivijn + orthopyroxen + clinopyroxen, en mogelijk een heel kleine hoeveelheid gesmolten materiaal tussen de korrels.

Iherzoliet komt voor tot op ongeveer 400 km diepte. Onder deze grens kan olivijn niet meer bestaan en wordt het mineraal omgebouwd tot een mineraal met precies dezelfde chemische samenstelling (Mg_2SiO_4) maar met een andere structuur. Deze structuur wordt een spinel-structuur genoemd (let wel: Mg_2SiO_4 met een spinel-structuur is een ander mineraal dan de eerder genoemde spinel, deze laatste is immers een magnesium-aluminium-oxide). Het 'olivijn'-mineraal met de spinel-structuur komt voor in verschillende variëteiten, onder meer aangeduid met alfa-spinel of beta-spinel. De mineralen met spinel-structuur komen, tezamen met pyroxen, voor tot ongeveer 670 km diepte.

Dan begint de ondermantel. Daar kan ook de spinel-structuur van olivijn niet meer bestaan en wordt deze vervangen door de zg. perovskiet-structuur.

Inzicht in dit gebied is vooral verkregen uit experimenteel werk met zg. *diamond anvil*-apparatuur; dat zijn hagedruk-apparaten waar in een mal tussen twee gepolijste diamanten synthetisch mineralen worden geproduceerd. Met deze methode kunnen drukken gecreëerd worden die gelijk zijn aan drukken die op de diepte van 700 km voorkomen: rond de 250.000 atmosfeer.

Onderzoek naar mantelprocessen: de 'seismische tomografie'

Om inzicht te krijgen in de processen die zich afspelen in de mantel wordt gebruik gemaakt van seismologische observatiemethoden. Met behulp van aardbevingsgolven wordt de structuur van de mantel in kaart gebracht en kunnen afbeeldingen van de mantel worden gemaakt.

Wanneer zich ergens een aardbeving voordoet worden de aardbevingsgolven geregistreerd door seismische stations. Er kan worden berekend hoe lang een aardbevingsgolf over een bepaalde afstand doet. Wanneer golven eerder of later aankomen bij een seismisch station dan berekend, betekent dit dat er onderweg een afwijkend gebied in de mantel is doorkruist. Wanneer de aankomsttijd te vroeg is geeft dat aan dat er ergens onderweg gesteenten waren met een hogere dichtheid (bijvoorbeeld kouder materiaal), waardoor golven er sneller doorheen lopen. Golven die later aankomen dan berekend hebben bijvoorbeeld een gebied van hogere temperatuur, dus lagere dichtheid, doorlopen.

De precieze locatie van een dergelijke koude of warme plaats in de mantel kan worden gevonden met behulp van zeer grote aantallen aardbevingen. Deze methode wordt de *seismische tomografie* genoemd.

Met behulp van deze nog zeer jonge, vooral aan de universiteit van Utrecht ontwikkelde, techniek kan onder meer de plaats van een gesubduceerde plaat in de bovenmantel worden opgespoord of de plaats van warmtestromen door de mantel in beeld worden gebracht.

Convectie

De mantel speelt een belangrijke rol in het warmtetransport van de diepere delen van de aardbol naar het oppervlak door een proces dat convectie wordt genoemd. Waar het materiaal warm is zet het uit, waardoor de dichtheid geringer wordt en materiaal omhoog komt. Afgekoeld materiaal is relatief koud, heeft daardoor een iets hogere dichtheid dan zijn omgeving en wil zinken.

Dit proces speelt zich af in de mantel. Als een dergelijke situatie eenmaal aan de gang is dan ontstaat er logischerwijze ook horizontaal vloeien. Er ontstaat een zg. convectiecel. Deze vloeiende beweging van de mantel vindt plaats in het in essentie vaste gesteente.

In computermodellen die tegenwoordig van de mantelbeweging worden gemaakt is de grens tussen de bovenmantel en ondermantel duidelijk gemarkeerd. Dit is het gevolg van het feit dat olivijn naar de spinelstructuur overgaat. Dit heeft als consequentie dat het voor het mantelmateriaal moeilijk is om deze grens te passeren en de convectiebeweging van de ondermantel niet doorgaat in de bovenmantel. Toch breekt diep mantelmateriaal soms door deze grens naar het oppervlak. Dat noemen we dan een *hot spot*, zoals bijvoorbeeld die van IJsland of Hawaï, maar ook zijn er plaatsen waar subducerende platen door deze grens heen de ondermantel in zakken. De aard van de grens tussen boven- en ondermantel en de vraag of deze twee domeinen al dan niet sterk gescheiden zijn staan nog steeds volop in de wetenschappelijke belangstelling van met name de seismologen en theoretisch geofysici.

Deformatie van mantelgesteenten

De insluitsels die we her en der in lava's vinden tonen grote verschillen in textuur. Zo kan het ene insluitel bestaan uit een heel grofkristallijn aggregaat dat geen duidelijke lengterichting toont, terwijl een ander bestaat uit grote kristallen die verspreid liggen in banden van kleine kristallen. Deze verschillen in textuur blijken onafhankelijk te zijn van de mineraalsamenstelling: de verschillende texturen komen veelal voor in xenolieten met wel eenzelfde mineraalsamenstelling.

Wat kan er de oorzaak van zijn dat het ene insluitel zo'n grofkorrelige textuur vertoont terwijl het andere een fijnkorrelige textuur heeft met langwerpige kristallen erin?

In het laatstgenoemde type textuur zijn grote kristallen aanwezig met eromheen fijne kristalletjes. In de grote kristallen zitten vage banden, die wijzen op vervorming van het kristalrooster. Het fijnkristallijne, nieuwe materiaal ontstaat door afplatten en uitrekken. Dit soort texturen zijn vooral bekend uit de wereld van de metaalindustrie. Als gesmolten ijzererts heel langzaam uitkristalliseert dan ontstaat er een grofkristallijn aggregaat, dat echter na walsen sterke overeenkomsten vertoont met de textuur van het laatstgenoemde type xenolieten.

Resumé van texturen in xenolieten in vulkanische gesteenten (figuren 3, 4, 5, 6)

- Heel grofkristallijne, granulaire texturen zonder enige aanwijsbare vervorming.
- Grofkristallijn met ietwat minder grofkorrelig materiaal, waarbij hier en daar langwerpige kristallen zitten, die tekenen van vervorming laten zien.
- Grofkristallijn met tussen de grote korrels fijnkorrelig materiaal, waarbij de grote korrels vaak tekenen van vervorming laten zien.
- Sterk vervormde grote kristallen in een matrix van heel fijnkorrelig materiaal.

Deze verschillende texturen zijn op zich onafhankelijk van de samenstelling en komen allemaal voor in bijvoorbeeld Iherzolieten (opgebouwd uit olivijn + orthopyroxen + clinopyroxen + bijv. een spinel), maar ook in harzburgieten.

Deze gesteenten laten zien dat ze vervormd zijn, maar waarom zijn ze vervormd?

Deformatie van gesteente in de vaste toestand gaat extreem langzaam. Uit experimentele gesteentedeformatie is bekend geworden dat om een (olivijn-)kristal door een langzaam vloeien de beweging twee keer zo lang te maken en half zo dik er gemiddeld een periode van pakweg 10^{14} seconden nodig is,

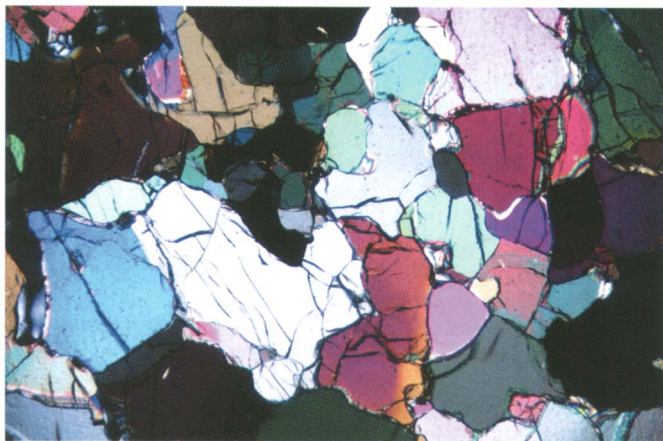


Fig. 3. Microstructuur (textuur) van een granulaire peridotiet in een xenoliet van Spitsbergen.

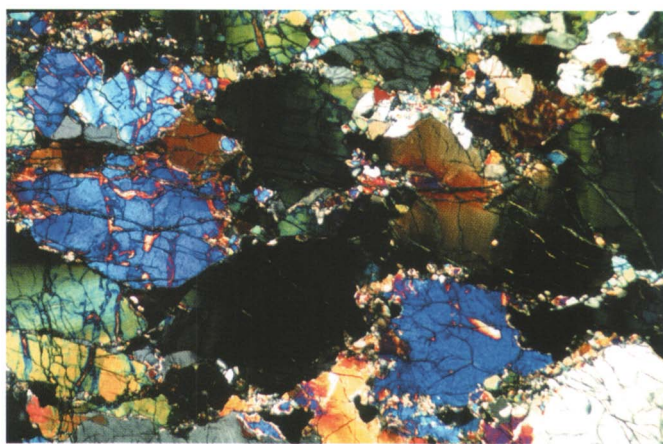


Fig. 5. Grofkorrelige textuur in een xenoliet met talrijke fijnkorrelige kristalletjes langs de randen van grote gedeformeerde korrels.

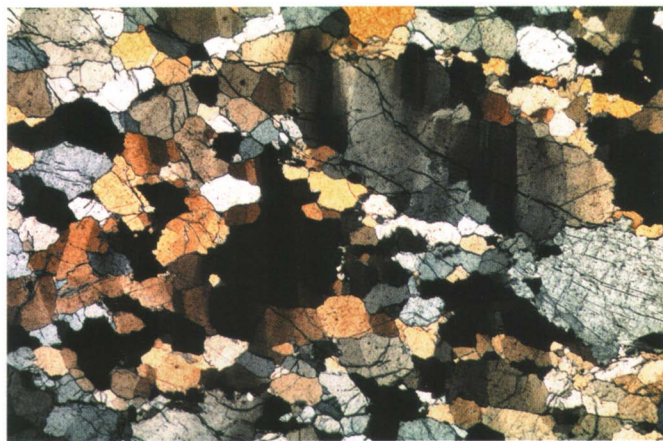


Fig. 4. Grofkorrelige gefolieerde structuur in een mantelxenoliet, met grote gedeformeerde kristallen in een relatief grove matrix.

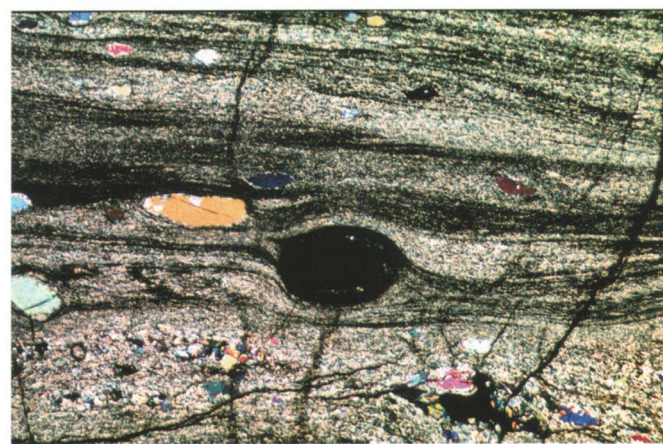


Fig. 6. Sterk gedeformeerde, mylonitische textuur, met grote korrels in een zeer fijnkorrelige gebande matrix.

oftewel 3,1 miljoen jaar. Het afplatten van het gesteente gebeurt door elk van de kristallen af te platten, waardoor het hele aggregaat plat wordt.

Deze zogenaamde kristal-plastische vervorming lijkt sterk op wat er in schuifzones in de aardkorst gebeurt. Mogelijk heeft de deformatie in de insluitels te maken met schuifbewegingen in convectieve gebieden. Het afplatten en uittrekken van de kristallen vindt daarbij mogelijk plaats in groot-schalige schuifzones in de mantel. Een schuifzone (Engels: *shear zone*) is een zone waar twee blokken langs elkaar bewegen, niet begrensd door één scherpe breuk, maar door een zone die centimeters, decimeters tot wel kilometers breed kan zijn. Waarschijnlijk ontwikkelen de meer grofkristallijne texturen zich in schuifzones bij relatief lage spanningen en bij relatief hoge temperaturen, terwijl de vorming van de andere, meer fijnkorrelige typen micro-texturen, waarbij de banden fijn-kristallijn materiaal ontstaan, in schuifzones bij een relatief hoge spanning en relatief lage temperaturen plaatsvindt. Dit wordt ook afgeleid uit de experimentele gesteentedeformatie. Om deze bewering te toetsen is een directe observatie nodig om te zien of zo'n mantelfragment in een lava inderdaad uit zo'n schuifzone komt. Daarvoor zijn xenolieten veel te klein. Om de mogelijke relatie tussen peridotieten met verschillende texturen te bestuderen zijn ontsluitingen nodig met tenminste de afmetingen van een voetbalveld, maar liefst nog aanmerkelijk groter. Zulke ontsluitingen zijn te vinden in mantelmassieven.

Mantelmassief en plaattektoniek

De geschiedenis van een mantelmassief heeft een relatie met de plaattektoniek en loopt van het ontstaan van oceanische lithosfeer in de rug, via zijn bestaan als oceaانبodem naar het

verdwijnen in de subductiezone of het vermalen worden in de botsingszone bij gebergtevorming. Op de plaats van de botsing kunnen fragmenten en schilfers van de oceanische lithosfeer aan het aardoppervlak komen.

Wat gebeurt er in een oceanische rug?

De mantel die onder de oceanische ruggen tot bijna aan het oppervlak komt, bevat een klein beetje gesmolten materiaal. Deze smelt accumuleert in magmakamers en breekt telkens door de reeds eerder gevormde, afgekoelde oceanische lithosfeer heen en vormt dan de oceanische aardkorst. Onder de rug wordt de Iherzoliet (olivijn + orthopyroxeen + clinopyroxeen) omgezet in harzburgiet (olivijn + orthopyroxeen), omdat met name de clinopyroxeen als eerste gaat smelten; dit mineraal verdwijnt dus, gedeeltelijk of geheel, uit de Iherzoliet. Als deze smelt gaat uitkristalliseren wordt er een gesteente gevormd dat bestaat uit clinopyroxeen en plagioklaas: een gabbro (dieptegesteente) of een bazalt (als lava uitgevloeid). Een andere mogelijkheid is bovendien dat door een massa van harzburgiet heen een smelt dringt. In dit geval lost er ook orthopyroxeen op, zodat uiteindelijk een olivijnrijk gesteente overblijft, een duniet.

De smelt nu vormt de magmatische oceaankorst. De opbouw van de oceanische lithosfeer is, van boven naar beneden: bazalt (in de vorm van kussenlava), doleriet (het gestolde magma in de toevoerspleten van de oceanische rug) en gabbro (gestold op enkele kilometers diepte in de rug), met daaronder vooral harzburgiet (het onder de korst zittende mantelmateriaal).

De volledige associatie wordt een *ofiolietsequentie* genoemd. Figuur 7. Een ofioliet is dus niet een gesteentenaam, maar een associatie van mantel- en (oceanisch) korstgesteente. De meeste ofiolietmassieven die we aan het aardoppervlak

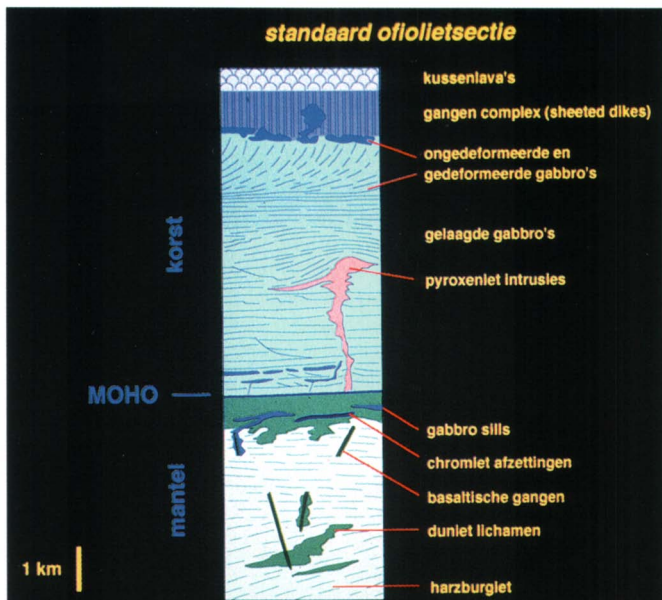


Fig. 7. Overzicht van de opbouw van een standaard ofiolietsectie, vooral gebaseerd op de ofiolieten van Cyprus en Oman.

tegenkomen bevinden zich in de voormalige botsingszone van continentale platen en zijn daardoor zeer sterk getektoniseerd en vaak gemetamorfiseerd. Het Voltri-massief bij Genua is daarvan een voorbeeld. Een heel mooi voorbeeld echter van een vrijwel ongestoorde sequentie van oceanische aardkorst en mantel kunnen we zien op Cyprus. Aan beide zullen we hieronder aandacht besteden, waarbij we eerst, alvorens de structuren in het Voltri massief te bestuderen, kijken naar de ofiolieten van Cyprus.

Het Troödos massief op Cyprus

De mooiste ofiolieten van Europa zijn te zien op Cyprus, in het Troödos massief. Cyprus vertegenwoordigt een grote opwelling van de bodem van de Middellandse Zee; de top van de opwelling is weggeërodeerd en onder een dunne bedekking van lagen van witte krijtkalk uit het Boven-Krijt en mergels uit het Tertiair is een complete, vrijwel ongestoorde opeenvolging van een oceanische lithosfeer, een complete ofioliet-sequentie, aan de dag gekomen.



Fig. 8. Bruin verwerende harzburgitische peridotiet met bijna dunitische (pyroxeenarme) domeintjes in het Troödos massief van Cyprus.

De peridotiet van het centrale deel van de Troödos bestaat voornamelijk uit harzburgiet; het gesteente heeft een karakteristieke oranje-bruine verweringskleur van verroest ijzer, dat door de verwerking uit de olivijn is vrijgekomen (zoals we eerder zagen

bevat olivijn meestal tot zo'n 10% ijzer in plaats van magnesium). Daarnaast zijn er pyroxeen-kristallen te zien; soms is er zeer weinig pyroxeen aanwezig en deze delen naderen de samenstelling van duniet. Figuur 8.

Daarop ligt een pakket grofkristallijne gabbro's waarvan de basis gelaagd is en deze serie lijkt daardoor wel op een sedimentgesteente. De gelaagdheid wordt veroorzaakt door het bezinken van de kristallen op de vloer van de magmakamer. Het gesteente bestaat voornamelijk uit clinopyroxeen en plagioklaas. Dan volgt op de gabbro's een pakket van rond een kilometer dik van zeer steil staande 'lagen', die enkele decimeters tot soms meer dan een meter dik kunnen zijn. Dit zijn echter geen (sedimentaire) lagen maar verticale magmaplatten; het zijn de spleetvullingen van het opstijgende magma in de spleet van de midoceanische rug (sheeted dykes-complex). Daarop tenslotte ligt een serie van fraaie kussenlava's; de kussens zijn tot rond een meter groot. Figuur 9.



Fig. 9. Ontsluiting van kussenlava's in het Troödos massief op Cyprus.

De ofiolietserie van de Troödos vertegenwoordigt een oceanische lithosfeer met een zeer geringe deformatie, omdat het gesteente aan het aardoppervlak gekomen is door een rustige opwervende beweging van de oceaانبodem.

De meeste ofiolieten op aarde bevinden zich echter in zones waar zeer intensieve bewegingen hebben plaatsgevonden, zoals middenin gebergtegebieden op de plaats waar de botsing van twee continenten plaatsvond. In de Alpen vinden we dit type van ofiolieten op veel plaatsen, onder meer bij Genua.

Het Voltri ofiolietmassief ten noorden van Genua

Dit massief verschilt van dat van Cyprus omdat het massief van Voltri sterk gedeformeerd is. Het is getektoniseerd omdat het deel uitmaakt van de geologische grens tussen Europa en Afrika, namelijk de botsingszone van de huidige Alpen. Het is een groot massief en meet vele vierkante kilometers. Figuur 10. Deze ofioliet laat vele verschillen in samenstelling zien: ingesloten in lherzolieten en wat harzburgieten komen onder meer decimeters dikke banden voor die voor een belangrijk deel bestaan uit ortho- en clinopyroxeen, zogeheten pyroxenieten. Daarnaast komen er dunitische banden voor die weinig pyroxeen bevatten. Hieruit is door partiële smelt veel van de clinopyroxeen verdwenen.

Drie typen van texturen komen voor:

- een grofkristallijn gesteente (rond de 1 cm grote kristallen), met kristallen die redelijk gelijk zijn van grootte, van ortho- en clinopyroxeen met bruinverwerende olivijn; dit gesteente lijkt in zijn textuur op die van grofkorrelige, granulaire xenolieten in lava's en is slechts weinig gedeformeerd;
- een grofkristallijn gesteente met een duidelijk gedeformeerde, gefolieerde textuur van afgeplatte langwerpige kristallen;

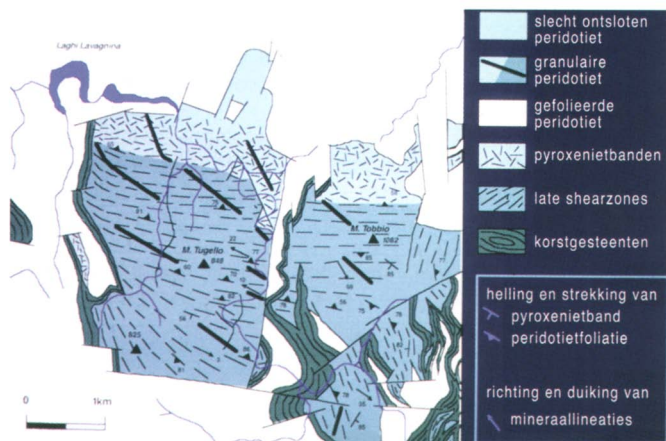


Fig. 10. Geologische schetskaart van een deel van het Voltri massief. Alleen de mantelgesteenten zijn getekend. In het noorden vooral granulaire gesteenten, naar het zuiden toe sterk gefolieerde peridotieten. De dikke lijnen geven de gemiddelde oriëntatie van pyroxenietlagen aan, de dunne lijntjes wijzen naar de richting van de gefolieerde structuur in het gesteente.

- een fijnkristallijn gesteente met gedeformeerde grote kristallen in een fijnkorrelige gebande matrix.

Deze drie typen gesteenten komen binnen het massief voor, en de vraag is wat de relatie is tussen de delen met granulaire, equidimensionale textuur en die met de twee typen sterk gedeformeerde texturen in eenzelfde peridotietmassief.



Fig. 11. Ontsluiting van een granulaire peridotiet in het noordelijke Voltri massief.

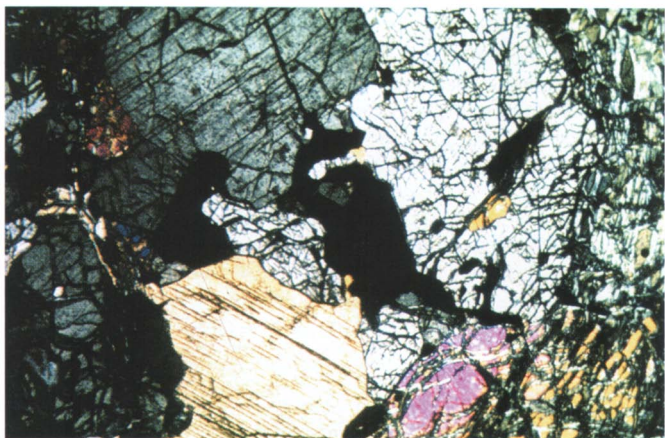


Fig. 12. Textuur van een granulaire peridotiet uit het Voltri massief.

Het Voltri massief heeft een reliëf van een kleine 1000 meter. Het noordelijkste deel van het massief wordt gedomineerd door lherzolitische gesteenten met de granulaire grofkristallijne tex-

tuur, met als mineralen spinel, orthopyroxeen, clinopyroxeen en olivijn. Er komen barstjes in de mineralen voor, ontstaan door late omzetting naar serpentijnmineralen als gevolg van metamorfose tijdens de Alpiene gebergtevorming. Fig. 11 en 12. Zuidelijker treedt een geleidelijke overgang op naar een gebied met sterk gedeformeerde, uitgewalste, gefolieerde gesteenten die meestal wel grofkorrelig zijn. In dit gebied komen veel banden van pyroxeniet voor. Deze zijn in het noorden NNW-ZZO gericht, hier maken zij een vrij grote hoek met de algemene structurele richtingen van het massief. In het zuiden lopen deze banden meer O-W, veel meer evenwijdig aan de algemene richting. Deze pyroxenietbanden lijken te draaien, zoals dit in een schuifzone gebeurt. De textuur is die van langwerpige, uitgerekte kristallen die soms ook gebogen splijtvlakken en barstjes hebben. Fig. 13 en 14.



Fig. 13. Ontsluiting van een sterk gefolieerde en dus gedeformeerde, grofkorrelige peridotiet in het Voltri massief.



Fig. 14. Textuur van een grofkorrelige gefolieerde peridotiet uit het Voltri massief, met een circa 2 cm groot gedeformeerd kristal van clinopyroxeen.

De deformatie heeft hier plaatsgevonden bij zeer hoge temperatuur; met behulp van de 'thermo-barometrie' is deze vastgesteld op ca. 1050 °C. Dit soort temperaturen komt niet voor bij metamorfose in de korst, waar de temperaturen tijdens metamorfose toch meestal ettelijke honderden graden lager zijn. Het verbuigen van de texturen en van de structuren (te zien aan de oriëntatie van de pyroxeniet-banden) wijst op het bestaan van een zeer grootschalige schuifzone, die tenminste 2,5 km breed is.

Daarnaast komen er in het zuidelijk deel van het massief texturen voor van schuifzones die van kleinere afmetingen zijn. Hierin komen gesteenten voor waarvan een deel van de mineralen is vergruisd tot een fijn-kristallijne, sterk gelamineerde 'matrix', waarin grote kristallen van olivijn, ortho- en clinopyroxeen verspreid liggen. Fig. 15 en 16. Ook deze textuur kennen we uit

mantelxenolieten, en wordt door geologen aangeduid als een mylonitische textuur. Deze textuur van het mantelgesteente, met enkele grotere 'ogen' in een fijne matrix, is een karakteristiek resultaat van een deformatie bij lagere temperaturen (rond de 850-900 °C). Deze gesteenten komen voor in smalle deformatiezones, tot een paar honderd meter breedte. Een belangrijke aanwijzing in deze gesteenten is de nieuwvorming van plagioklaas uit spinel. Deze nieuwvorming van de plagioklaas heeft plaatsgevonden bij het bereiken van een ondiep niveau in de mantel. Het ofiolietmassief is dus in de loop van de tijd op een veel hogere positie gekomen, waarschijnlijk aanmerkelijk minder dan 30 kilometer onder het aardoppervlak! Het massief van Voltri is een ofioliet die zich bevindt in de

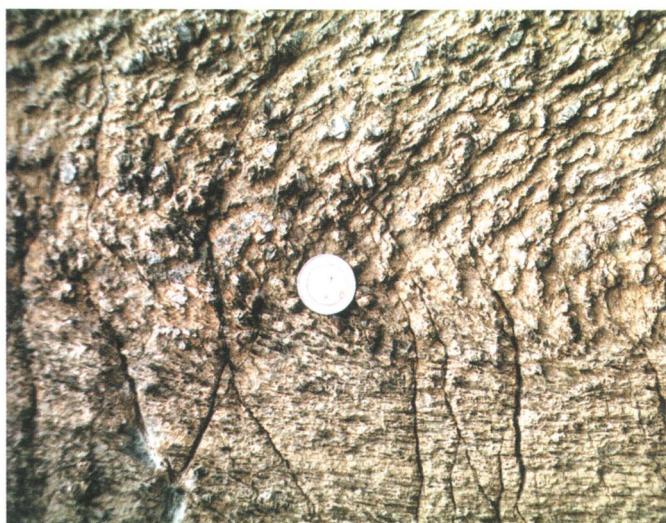


Fig. 15. Ontsluiting van een mylonitische schuifzone in het zuidelijke Voltri massief. De hellende grofkorrelige foliatie aan de bovenzijde draait als het ware de schuifzone aan de onderzijde in.



Fig. 16. Textuur van een mylonitische peridotiet in het Voltri massief. Let op de vele relatief grote korrels die als het ware drijven in een zeer fijnkorrelige, gebande grondmassa.

botsingszone tussen Europa en het Afrikaanse Apulische blok. De bovengenoemde texturen zijn echter ontstaan bij relatief hoge temperaturen in de mantel en zijn dus niet het resultaat van de samendrukking zoals die tijdens de botsingsfase optreedt, als de laatste rest oceanische lithosfeer wordt geman-geld in de botsingsnaad van de continenten, de *sutuur*. De grote schuifzone die wordt aangegeven door de structuur van het Voltri massief stamt uit een veel vroeger stadium: uit de tijd van de separatie van Afrika en Europa.

Tijdens de fase van het uit elkaar trekken van Pangea is de continentale aardkorst verdund en vervolgens gebroken. Hierdoor kon het mantelmateriaal aan het oppervlak komen en werd de oceaanbodem gevormd.

Het onderzoek aan het Voltri massief heeft uitgewezen dat bij de separatie de uiteenbeweging van de mantel plaats heeft gevonden door een beweging langs een hellende, schuin-gerichte schuifzone, waarbij het deel onder de schuifzone op een steeds ondieper niveau wordt gebracht. Figuur 17.

Er werd dus in de mantel een enorme schuifzone gevormd waarlangs het mantelmateriaal opsteeg. In de peridotiet zijn de

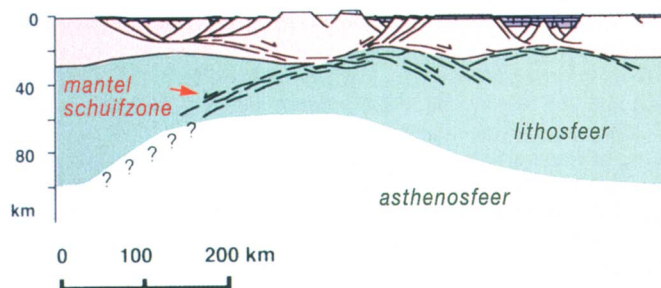


Fig. 17. Schets van het openbreken van Pangea in dwarsdoorsnede op de plaats van het huidige Voltri massief. Tijdens het openbreken en de separatie van Pangea komen geleidelijk aan stukken mantel langs schuifzones naar het aardoppervlak.

resultaten te zien van processen die begonnen bij zeer hoge temperatuur en waarvan de temperatuur langzamerhand steeds lager werd.

Mantelgeologie

Het bovenstaande voorbeeld van een stukje mantelgeologie is er een uit vele. Diverse onderzoekers houden zich bezig met het ontrafelen van de geschiedenis van deformatie, smeltvorming en smelttransport in mantelgesteenten, en met het verband tussen deze verschijnselen en de grootschalige processen in de mantel van onze planeet. Dit onderzoek, soms moeilijk maar zeker uitdagend, maakt met de enorme technologische vooruitgang in theoretische en seismologische studies zowel als in het experimentele onderzoek een snelle ontwikkeling door. Er zijn daarbij een groot aantal onzekerheden, vooral omdat de mantel van de aarde zich lang niet zo gemakkelijk laat bestuderen als de ondiepe korstgesteenten, en de gegevens die we nu verkrijgen uit xenolieten en mantelmassieven lichten veelal slechts een tipje van de sluier op. Toch geeft dit onderzoek een aanmerkelijk groter inzicht in de diepere Aarde.

Dankwoord

De tekst voor dit artikel ontstond via de zorgvuldig gemaakte notities van Wim de Vries bij een lezing over mantelgeologie in het Museon in den Haag. De schrijver is hem hier bijzonder erkentelijk voor.