

Peridotiet,

een gesteentetype beschreven en verklaard (maar ook echt begrepen?)

door H. Helmers

Geologisch Museum Hofland, Laren (NH)

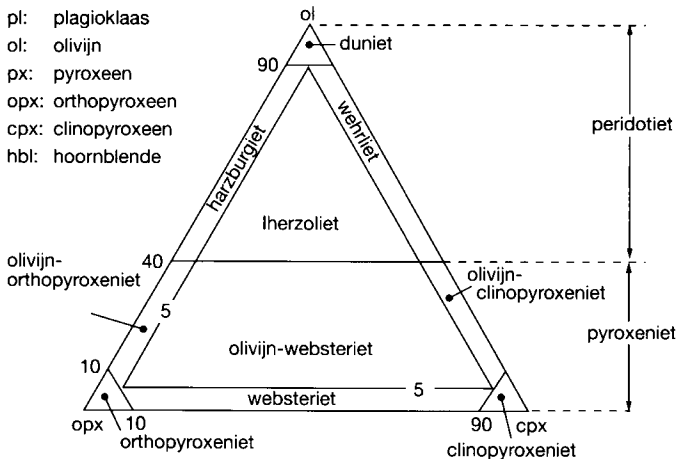
eerder: Faculteit der Aardwetenschappen, Vrije Universiteit, Amsterdam

Inleiding

Peridotiet, een geelgroen tot groenig gesteente, komt wereldwijd voor. De naam is afgeleid van *peridot*, Frans voor olivijn. Het is in feite het meest voorkomende gesteente op aarde en daardoor in belangrijke mate bepalend voor de samenstelling van de aarde. De eigenschappen van de mineralen waaruit peridotiet bestaat, en hun aanpassing aan toenemende temperatuur en druk, bepalen daarom het verloop van belangrijke aardse processen.

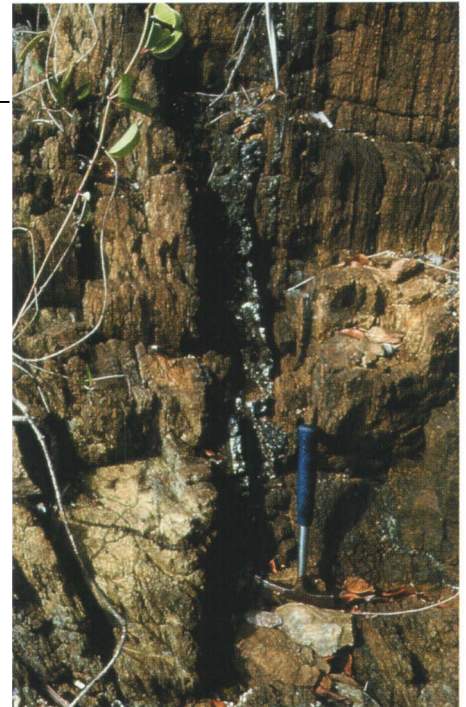
Classificatie van peridotiet in ruimere zin

Peridotiet bestaat uit de mineralen **olivijn** (ol), gewoonlijk 70 - 90 vol%, en uit **orthopyroxeen** (opx), **clinopyroxeen** (cpx) en **plagioklaas** (an) of **spinel** (sp) of **granaat** (gnt). Het gesteente bestaat voor 90 vol% of meer uit donkere mineralen en is ultramafisch. Zie voor de gebruikte afkortingen Tabel I. Volgens de wereldwijd geaccepteerde indeling van Streckeisen voor de stollingsgesteenten wordt de peridotietgroep onderverdeeld in peridotiet in engere zin met meer dan 40 vol% olivijn, en pyroxeniet met meer dan 60 vol% pyroxeen. In afb. 1 is deze indeling weergegeven.



Afb. 1. Indeling en naamgeving van de ultramafische gesteenten, voornamelijk bestaande uit olivijn, orthopyroxeen en clinopyroxeen (naar Streckeisen, 1974).

Tot de peridotiet in engere zin behoren: lherzoliet (Etang du Lherz, thans Lers, Pyreneëën), harzburgiet (Bad Harzburg, Dsl.), wehrliet (Wehr, Dsl.) en duniet (Dun mnts., Nieuw-Zeeland). Pyroxeniet wordt onderverdeeld in (ol-)websteriet met twee pyroxenen, (ol-)orthopyroxeniet en (ol-)clinopyroxeniet (zie afb. 2). Inofficieel wordt een pyroxeniet of websteriet, waarbij de clinopyroxeen in plaats van flessengroene chroomdiopsied een groenig grijze, Al-rijke cpx is, een ariegiet (dept. Ariège, Fr) genoemd. Bijna alle bovengenoemde hoofdmineralen zijn silicaten en leden van een magnesium - ijzer mengreeks, zoals ol = $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, opx = $(\text{Mg,Fe})[\text{SiO}_3]$, cpx = $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})[\text{SiO}_3]_2$, sp = $(\text{Mg,Fe})(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$ en gnt = $(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Gewoonlijk ligt hun samenstelling



Afb. 2. Verticale gang van zwart-witte pargasiet-gabbro in gefolieerde bruinverweerde lherzoliet, west Seram, Indonesië.

dicht bij het Mg-eindlid (70 - 95 mol%) en is forsteriet (fo) de gewone ol, enstatiet (en) de opx en diopsied (di) de cpx. Wanneer plagioklaas voorkomt is deze calciumrijk: $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_6]$, met afkorting an (van anorthiet). Bevat de plagioklaas iets natrium, dan is het aluminium-gehalte wat lager. Ultrabasische gesteenten bevatten volgens de definitie minder dan 45 gew% SiO_2 , basische gesteenten bevatten 45 tot 52 gew% SiO_2 . Peridotieten zijn ultrabasisch, want ze bevatten minder dan 45 gew% SiO_2 , terwijl pure pyroxenieten met circa 50 gew% SiO_2 basisch zijn. Peridotiet wordt pyroxeniet door SiO_2 -opname: $\text{ol} + \text{SiO}_2 = 2 \text{opx}$. Naast veel MgO en 7 - 8 gew% FeO bevat peridotiet enkele gew% CaO in de cpx en 1 - 4 gew% Al_2O_3 , die bijna geheel in de plagioklaas, spinel of granaat aanwezig is. De aan- of afwezigheid van een van deze mineralen wordt bepaald door hun stabiliteit bij oplopende druk en temperatuur naar de diepte. Tot circa 30 km diepte is de plagioklaas (an) stabiel, van 30 - 75 km de sp en nog dieper de gnt. De vereenvoudigde metamorfe (vaste stof-) reacties zijn respectievelijk: $\text{an} + 2 \text{fo} = \text{sp} +$



Afb. 3. Gefolieerde granaat-peridotiet, Alpe Arami, Zwitserland.

di + 2 en, en: sp + 4 en = gnt + fo. Dat gnt in peridotiet aan het aardoppervlak soms nog voorhanden is, komt, omdat tijdens relatief snelle afkoeling bij stijgen de snelheid van de omzettingreactie bijna nul wordt. Afb. 3. Hetzelfde geldt voor de reactie diamant = grafiet (zie verder).

Alle andere elementen in een peridotiet komen minder dan 0.5 gew% voor en zijn als sporenelementen te classificeren. Peridotiet is met uitzondering van Cr en Ni zeer arm aan sporenelementen; bodems op peridotiet zijn notoir onvruchtbaar. Peridotiet is "droog", want het gesteente bevat slechts in bijzondere gevallen vrije H₂O of mineralen met (OH)-groepen als phlogopiet (Mg-rijke biotiet), afb. 4, en amfibool (gewoonlijk een Na-houdende pargasiet of een Ti-rijke kaersutiet: deze laatste



Afb. 4. Phlogopiet-pargasiet-peridotiet, Finero, Italië.

wordt wel als kristalskeletten bij Dreis in de Eifel gevonden tussen de peridotietknollen). Dan wordt peridotiet ook K-, Na-, Al- en Ti-rijker (zie verder). Chroom zit in Cr-diopsied, maar kan geconcentreerd worden in chromietrijke banden (FeCr₂O₄, een spinel). Nikkel uit de ol wordt pas geconcentreerd tot Ni-erts, als tijdens serpentinitisatie (zie verder) garnieriet, een aardachtig lichtgroen waterrijk NiMg-silicaat, gevormd wordt.

Aan of nabij het aardoppervlak of onder de oceaanbodems kan afkoelende peridotiet veel H₂O opnemen en geheel of gedeeltelijk een bleekgroene serpentinit worden, een gesteente bestaande uit serpentijn Mg₃[Si₂O₅(OH)₄ (zie appendix 4). Afb. 5. Peridotiet heeft aan het aardoppervlak een dichtheid van 3.4 g/cm³ en deze neemt geleidelijk toe naar de diepte. De dichtheid van pure serpentinit is 2.6 g/cm³, lager dan of ongeveer gelijk aan die van gewone sedimenten. Dit wijst op een flinke volumevermeerdering tijdens de hydratatie.



Afb. 5. Serpentinitiet met olivijnresten en magnetiet langs de oorspronkelijke barsten. Seram, Indonesië. Afm. 7,5 x 5,8 cm.

De geologie van peridotiet

Op aarde komt het gesteente peridotiet op verschillende manieren voor, als:

1. **Chondriet.** Van alle meteorieten die op aarde vallen is minder dan 10% de bekende metallische Ni-Fe meteoriet. De overigen zijn steenmeteorieten en hiervan is circa 90% chondriet. Deze laatste bestaan uit een grondmassa van samengeklonterde ol, opx en gedegen Fe-Ni met daarin veel of weinig chondrules. Dit zijn kleine bolletjes, waarin ol en/of opx voorkomt als een enkel kristal, een kristalbundel of een vergroeiing van beide mineralen. Algemeen worden deze bolletjes als druppels van een vroegere, nu uitgekristalliseerde ultrabasische vloeistof gezien. Hoewel chondriet, waarvan diverse typen met eigen geschiedenissen onderscheiden worden, volumetrisch op aarde een totaal onbelangrijk gesteente vormen, behoren ze niettemin tot de ultramafieten. Dit geldt tevens voor een deel van de niet-chondritische steenmeteorieten. Op hun gemiddelde chemische analyse berust het zg. chondriet-model. Dit is de geschatte samenstelling van de aarde na de vorming van de aardkern, maar vóór de vorming van de aardkorst. Dit model wordt alom gebruikt voor normalisatie van analyses van allerlei typen gesteenten.

2. **Komatiet,** ultramafische lava. Dit betreft lavastromen die vrijwel uitsluitend in Archaïsche (>2500 Ma) groensteengordels (appendix 1) herkend zijn. Ze zijn beschreven uit Transvaal (vernoemd naar Komati) en Zimbabwe, in Canada, West-Australië, oostelijk Finland en andere schildgebieden. Deze vrij dunne lavastromen zijn meestal onherkenbaar, omdat ze geheel geserpentiniteerd zijn. De enkele frisse exemplaren vertonen soms een kussenstructuur of krimpseuren in het bovenoppervlak. Deze zijn bekend sinds de jaren zeventig. Intern bezitten ze de spinifex-structuur: door snel toenemende onderkoeling groeien grote skeletvormige ol- en opx-kristallen uit naar het nog warme deel van de lavastroom. Ertussen komen karakteristieke skeletvormige cpx-kristallen voor in een fijne, ontglaasde grondmassa. Ze zijn soms in een geul in de toen bestaande ondergrond ingesmolten.

3. **Banden van peridotiet** in lichamen van gebande gabbro (dieptegesteente van bazaltische samenstelling), die in de aardkorst gestold zijn. Bazaltisch magma, aanwezig in een ruime magmakamer, zal in convectieve beweging zijn: kristallen van ol ontstaan als eersten bovenin de warmte-afgeevende magmakamer en bewegen met het daardoor zwaarder-wordende magma langs de afkoelende zijwand naar beneden. Op de bodem wordt een stagnerende, meterdikke laag gevormd. Hierin zijn de olivijn- (en schaarse chromiet-)kristallen het zwaarst; naar de bodem gezakt gaan ze daar op hun zij liggen en groeien uit. Als de pyroxeen en plagioklaas beginnen te kristalliseren, zullen die een gabbrolaag boven de peridotiet-band vormen. Dit proces kan zich vele malen herhalen, waardoor ritmische gebandheid gevormd wordt. Bekende voorbeelden zijn Bushveld in Zuid-Afrika, Huntly en de Cuillin Hills in Schotland, het gabbro-norietlichaam ten zuiden van Bad Harzburg (Dsl) en Skaergaard op oost Groenland. Deze ultramafische banden vormen samen minder dan 10 vol% van een heel gabbrolichaam, maar komen in overwegende mate onderin het gabbrolichaam voor. De ol-kristallen zijn in een bezinkingsmaaksel gerangschikt met hun grootste kristalvlakken evenwijdig aan de bodem. Stroming van het magma, die ook in pijpen en gangen kan plaatsvinden, leidt tot een nog betere concentratie en oriëntatie van de vroeg-kristalliserende mineralen. Hun lange assen gaan dan evenwijdig aan de stroomrichting liggen. Afb. 6.

4. **Peridotietknollen** in bazalt en kimberliet. Bazalt, veelal alkalibazaltische lava, en kimberliet: ultramafische gecarbonatiseerde en geserpentiniteerde breccies in verticale pijpen, brengen soms peridotiet- (en eklogiet-)knollen mee naar het aardoppervlak. Deze zijn meegenomen vanuit hun oorsprongs-



*Afb. 6. Orthopyroxeniet met euhedrische kristallen, parallel georiënteerd door bezinking.
Afm. 15 x 9,5 cm.*



Afb. 8. Smeltende peridotietknol met zwarte vlekken van bijeengestroomd bazaltisch glas. Lanzarote. Afm. 6 x 5 cm.



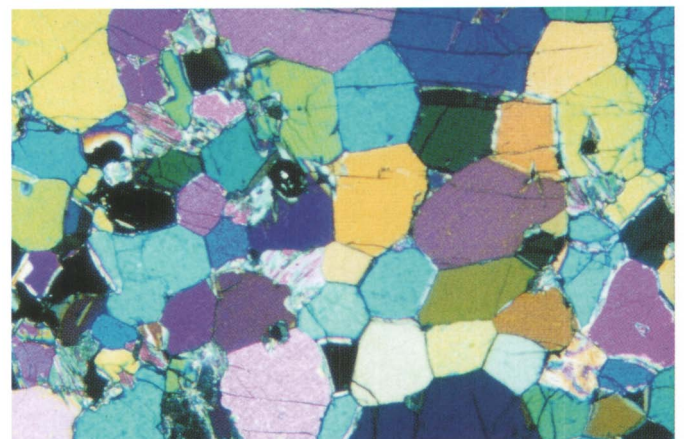
Afb. 9. Peridotietknol met donkere, dunne pyroxeniet-band, Eifel, Duitsland.

gebied op vele tientallen kilometers diepte in de aardmantel, zoals de aanwezigheid van spinel en/of granaat in de knollen verraadt, en vanaf de wanden hogerop. De aanwezigheid van diamant in kimberliet wijst zelfs op een ontstaan op een diepte van 100 km of meer. Eklogiet is een metamorf gesteente bestaande uit granaat en clinopyroxen, dat een bazaltische samenstelling heeft. Alkalibazalt en kimberliet moeten binnen enkele dagen omhooggekomen zijn om de bezinkende, zware knollen mee te kunnen nemen naar het aardoppervlak. Afb. 7. Typische vindplaatsen zijn Auvergne in Frankrijk, het Canarische eiland Lanzarote en Dreis in de Eifel. Afb. 8, 9 en 10. Kimberliet met zijn knollenlading is goed bekend uit Zuid-Afrika en Noord-Siberië. De sub-continentale geschiedenis van Oost-Australië is gereconstrueerd uit kenmerken van knollen in (sub-) recente lava's.

5. Alpinotype peridotietmassieven behoren tot een grote groep gesteenten, die in oude en jonge orogene zones voorkomen. Samen met peridotiet en serpentieniet komen ondermeer voor: vervormde en soms gebande gabbro en noriet, al dan niet metamorfe diabaas, bazaltlava (deels met kussenstructuur), spiliet (gealbitiseerde bazalt of -andesiet), prasiniëet en amfiboliet (metamorfe bazalt of diabaas) en groenschist (gechloritiseerde bazalt). Deze ofiolieten of groengesteenten hebben alle een min of meer bazaltische tot andesitische samenstelling.



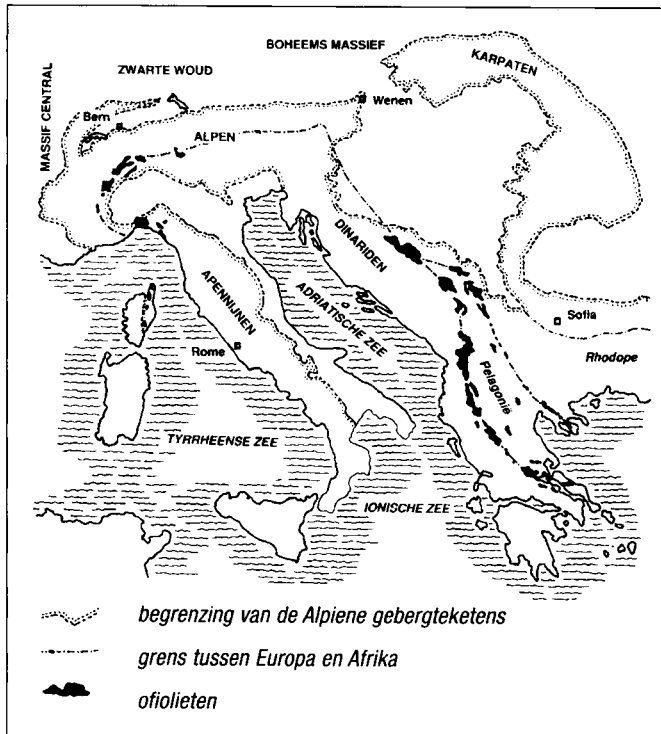
Afb. 7. Bazalt met hoekige peridotietfragmenten en vloeistruktuur, aangegeven door gasbellen. Lanzarote. Het grootste insluitel is 2,5 cm.



Afb. 10. Dunne doorsnede (gekruste # nicols) van vervormingsvrije, talkhoudende duniet met equigranulaire, granoblastische structuur. Virginia, Appalachen (USA)

De gesteenten kunnen discordant of concordant met de sedimentaire gelaagdheid in de buurt zijn. Vaak zijn sterke fragmentatie, deformatie en metamorfe rekristallisatie goed waar te nemen. Deze worden veroorzaakt door en tijdens de latere gebergtevorming. De lichamen hebben allerlei groottes: sommige zijn losse blokken van minder dan een meter grootte, andere zijn over tientallen tot honderden kilometers te vervolgen, zoals op Nieuw-Caledonië en oostelijk Papua New Guinea. Het kaartje van afb. 11 geeft een indruk van de verbreiding van alpinotype peridotietmassieven.

Opgemerkt moet worden, dat peridotiet als gesteente, hier onderscheiden in 5 typen op structuur, voorkomen en begelei-



Afb. 11. Voorkomens van alpinotype peridotietmassieven. Deze markeren de grens tussen de Europese en Afrikaanse plaat. Naar W.C.P. de Vries.

dende gesteenten, een wel zeer uiteenlopende verschijningsvorm heeft. Voorkomen (2) en (3) zijn vormen op of in de aardkorst, zowel de continentale als de oceanische, (4) behoort tot het domein van de aardmantel en (1) is van extraterrestrische oorsprong.

Deze wirwar aan verschijningsvormen heeft het onderzoek van de geologie van peridotiet, speciaal die van de alpinotype peridotietmassieven, vroeger sterk bemoeilijkt. Onderzoeksgroepen stolden op degelijk onderzoek van enkele vergelijkbare voorkomens en de uitkomsten werden verondersteld wereldwijd geldend te zijn.

Steinmann (Dsl) herkende al in het begin van de 20e eeuw de vaak voorkomende drie-eenheid serpentinit - kussenlava - radiolriet. Hess (USA), de belangrijkste onderzoeker uit het midden van de eeuw, trachtte deze gesteenten te passen in het gelaagde seismische profiel van de oceanische korst. De redenen waren, dat in situ omringende gesteenten vaak diepzee-sedimenten bleken te zijn en anderzijds, dat dreggen op de oceaانبodem voornamelijk stukken basalt, spiliet en diepzee-sediment opleverde.

Deze grote hoeveelheden eens gesmolten materiaal verklaarde hij met behulp van het theoretische model van convectiestromen in de aardmantel, waarbij afkoelende, door krimp zwaarderwordende mantel aan de buitenzijde wegzonk en vervangen werd door heet, opwellend mantelmateriaal uit de diepte. Hess hing lang het algemene idee aan, dat peridotiet evenals basalt altijd een magmatisch gesteente was. Uit proeven bleek vervolgens dat zo'n peridotietmagma aan of nabij het aardoppervlak een temperatuur van ongeveer 1700 °C moet hebben gehad en ook dat een waterrijk "serpentinit"-magma slechts bij een veel hogere temperatuur dan de 1200 – 1250 °C van basalt-magma kan bestaan. Het daarna geopperde idee, dat peridotietmassieven uit een intruderende brij van ol-kristallen kunnen ontstaan (dus uit een deels gekristalliseerd basaltmagma, waarvan kristallen en smelt geheel gescheiden werden), is niet erg waarschijnlijk en werd uiteindelijk verworpen, omdat de noodzakelijke grote volumes bijbehorende basalt gewoonlijk zoek zijn. In die tijd werd uit smeltproeven bij hoge druk bekend, dat basaltmagma bij beginnend smelten van peridotiet daaruit bij circa 1250 °C ontstaat, of bij een wat hogere temperatuur bij hogere druk (zie appendix 3). Om een peridotiet-smelt te maken, moet de tempe-

ratuur nog enige honderden graden verder stijgen tijdens het smelten. Komatiit, een zekere magmatische peridotiet, kan in het Archeicum zijn ontstaan toen veel meer warmte in de vaste aarde beschikbaar was dan thans, waardoor complete opsmelting kon optreden. Of een dergelijke situatie kortstondig, onder ongewone omstandigheden, tijdens de verdere aardgeschiedenis kan hebben bestaan, is een punt van debat.

Eind jaren vijftig sloeg Prof. de Roever uit Amsterdam een revolutionair nieuwe weg in. Hij stelde, dat lichamen van alpinotype peridotiet verplaatste vaste brokstukken van de aardmantel zijn zonder magmatische geschiedenis, dus dat het geen stollingsgesteenten zijn.

Onderzoek onder leiding van Prof. den Tex in Leiden in de jaren zestig bevestigde, dat peridotiet-knollen en peridotiet-massieven een metamorf maaksel en geen bezinkings- of stromingsmaaksel vertonen (zie appendix 2), dat wil zeggen als hete, vaste gesteenten hun interne structuur verkregen hebben.

Dit verklaart tevens, waarom de meeste peridotietmassieven geen of beperkte contactzones van door warmte-uitwisseling gerekristalliseerd nevgesteente bezitten. Immers, een stollingsgesteente is bij plaatsname op stollingstemperatuur, een heet vast gesteente kan al veel van zijn warmte hebben afgegeven vóór de uiteindelijke plaatsname.

Er bestaat dus zowel strikt magmatische als metamorfe peridotiet, die sinds de vroegste afkoeling van de aarde nooit in zijn geheel gesmolten is geweest.

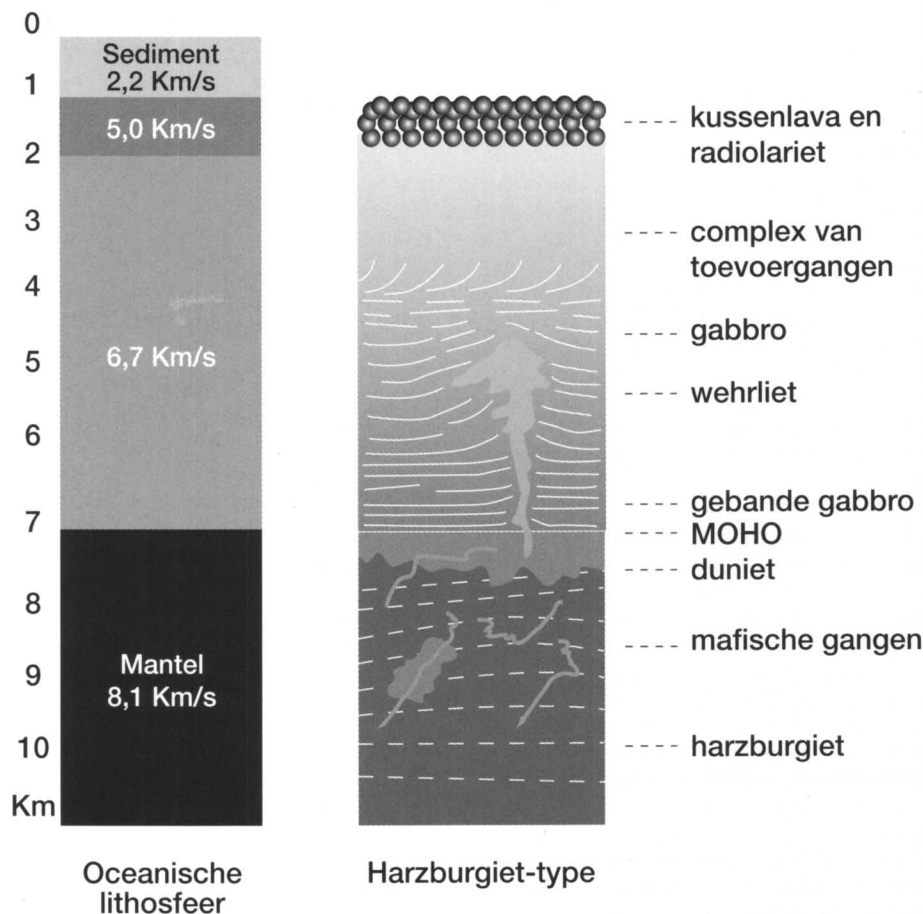
Peridotiet en platentektoniek

Toen de platentektoniek 30 jaren geleden algemeen geaccepteerd werd, vormden de alpinotype peridotiet-lichamen en bijbehorende groengesteenten geen probleem meer. Men, en ook de toen oude Hess, één van de belangrijkste grondleggers van de platentektoniek, beschouwde ze als gefragmenteerde en verplaatste stukken bovenste mantel met bijbehorende oceanische korst. Ze werden tijdens vervorming van destructieve plaatranden in orogene zones opgenomen. De lange rij peridotiet-massieven, die van de Alpen via Griekenland, Turkije en Iran naar de Himalaya te vervolgen is, vormt het restant van de tijdens het Mesozoicum geheel verdwenen Tethys-oceaan. Ook de in het Palaeozoicum verdwenen Yapetus-oceaan wordt nog door ondermeer het Bay of Islands-complex op New Foundland en het Ballantrae-complex in zuidwest Schotland gerepresenteerd.

Gedetailleerd onderzoek van de complete en weinig gedeformeerde, grote peridotiet-ofioliet-massieven van Troodos op Cyprus door Gass (Eng) en anderen en van Oman door Nicolas (Fr) en anderen, bevestigde de conclusies van Hess en medestanders. Oman wordt beschouwd als *the best in the world*, ook wat betreft ontsluitingsgraad. Ondubbelzinnig is de gedetailleerde vergelijking van hun "bazaltische" stratigrafie met die van mid-oceanische spreidingszones: de bakermat van de magmatische oceaانبodem, en van profielen langs het zijvlak van grote dwarsbreuken, die de oceaانبodem versnijden (bijvoorbeeld de Vema breuk door de Atlantische Oceaan, die bekend is van duikbootonderzoek). De ideale sectie bestaat uit een laag oceanisch sediment van variabele dikte op een 1-2 km dikke laag van basalt-lava, meestal kussenlava-stromen, die doorsneden worden door 0.5 - 5 m dikke, verticale fossiele toevoergangen van diabaas. Hieronder ligt een 4 - 5.5 km dikke laag van meestal gebande gabbro, soms ook doorsneden door diabaasgangen. Dit is de fossiele magmakamer. Eronder ligt de mantelperidotiet in ruime zin met metamorf maaksel, waarin achterblijfsels van kristalliserend basalt-magma herkenbaar zijn in de vorm van chromiet-houdende duniet-pijpen en als restanten van de hele smelt in de vorm van kleine discordante gabbro- en wehrlit-lichamen (zie afb. 12). De precieze bovengrens van de mantel, de MOHO, kan tussen de mantelperidotiet vol intrusieflichamen en de onderste gebande gabbro soms moeilijk vastgesteld worden.

Bij serpentinitisatie gaat de dichtheid omlaag en kan het volume

Afb. 12. Vergelijking van een seismisch profiel door de oceanische lithosfeer met vermelding van de voortplantingssnelheden van aardbevingsgolven en rechts een doorsnede door de ofioliet-peridotietmassa van Oman. Naar A. Nicolas.



met wel 25% toenemen. Hierdoor kunnen grote bubbels ontstaan of zelfs kan serpentinit koud en wel intruderen, min of meer vergelijkbaar met de intrusie van een zoutdiapier. De flinke hoogte van het Troodos massief op Cyprus (met skilift) wordt verklaard door serpentinit-vorming in de ondergrond. Zou in zee vrijkomende, gefragmenteerde serpentinit zich mengen met zeewater en blokken van de doorbroken gesteenten, dan kunnen grote glijmassa's (melanges met serpentinit-matrix) ontstaan, die de stratigrafie geheel verstoren.

Coleman (USA) ontwikkelde in de jaren zeventig een aantal modellen om kleinere stukken peridotiet zonder de complete oceanabodem erbij in orogene zones plaats te laten nemen. Twee ervan zijn:

1. Een verkortingsregime is kenmerkend voor een subductie-complex in ruime zin. Toch kan door het snel wegzakken van oude oceanische korst tussen de sedimentaire buitenste arc en de meer naar binnen gelegen vulkanische arc tijdelijk rek optreden (de z.g. *roll-back*), waardoor een spreidingsbekken (diepe zee-arm) ontstaat, waarin nieuwe oceanische korst gevormd wordt.

Als het verkortingsregime weer hersteld wordt voor de hele zone, kan een dun, afgekoeld, star plakje bovenste peridotiet losraken van de hete peridotiet eronder en overschuiven in het zich vormende orogeen. Veel oceanische korst hoeft dan niet te zijn gevormd. Zulke peridotiet heeft dan meestal aan zijn onderzijde een 100-300 m dikke, hete contactzone (800 °C of meer) van sterk vervormde nevengeesteenten, waarin de metamorfosegraad naar boven toeneemt (upside-down metamorfose).

2. Als continent - continentbotsing start tijdens de subductie, kan de dalende oceanische lithosfeer afbreken en verder wegzakken. Verdere subduceerbare oceanabodem ontbreekt. Hete peridotiet uit de omgeving komt omhoog en neemt de plaats van de wegzakende massa in. Bij de vorming van het orogeen tijdens voortgaande verkorting kunnen delen van de peridotiet in de groeiende gesteentestapel plaatsnemen. Bij zo'n peridotiet-lichaam ontbreekt gewoonlijk uitgebreide bazaltvorming in en/of verwijdering van bazalt uit de peridotiet.

Peridotiet en de aardmantel

Het lijkt in het voorafgaande of de gehele aardmantel: veruit het grootste gesteentevolume in de aarde vanaf het MOHO-discontinuïteitsvlak tot de aardkern op 2900 km diepte, uit één enkel gesteentetype bestaat: peridotiet in ruime zin. Deze opvatting bestaat al honderd jaar, hoewel hij regelmatig maar vergeefs ter discussie is gesteld. De aanwezigheid van peridotiet in ruime zin klopt ook met de gemeten seismische snelheden. Deze zijn afhankelijk van materiaaleigenschappen, in het bijzonder van de dichtheid. Er treedt een langzame, regelmatige toename van de snelheid van voortplanting van aardbevingsgolven op, omdat het

materiaal geleidelijk zwaarder wordt door het effect van samendrukking bij toenemende belasting. Hierin moet wel een nadere precisering worden aangebracht. Op 400 en 670 km diepte bij de thans heersende temperatuuropenaam, verandert de kristalijne structuur van de olivijn-kristallen en krijgen deze een ander, dichtere kristalrooster. Ook de pyroxeen-roosters passen zich aan. Over de kristalstructuren hieronder, in de ondermantel, bestaan slechts vermoedens.

In de bovenste mantel bevindt zich onder oude Archaïsche schilden een gefixeerde massa peridotiet: de continentale kiel. Er zijn twee oorzaken voor de aanwezigheid hiervan:

1. De toename van de temperatuur naar de diepte is in oude schildgebieden minder dan 10 °C per km. Hij is zo laag geworden door de langdurende afkoeling via warmtegeleiding. Daar is de bovenste mantel op 40 km diepte nog geen 400 °C en dus geheel star (zie appendix 2).
2. In het Archaicum ontstonden komatiitische magma's, waardoor de toenmalige bovenmantel intenser bij het smelten betrokken was dan de huidige. Daardoor werd het Mg-gehalte van ol en opx in het volumetrisch veel geringere vaste residu veel hoger, want Fe neemt procentueel meer in de smelt plaats dan Mg. Omdat Mg minder zwaar is dan Fe, gaat deze lichtere kiel direct onder tegen de aardkorst drijven en kon daarom bewaard blijven.

In de bovenste mantel komt op een diepte van 70 - 200 km meestal de *low-velocity zone* (LVZ) voor. In de nabijheid van mid-oceanische ruggen ligt deze mogelijk veel ondieper. In deze seismisch bepaalde zone van te lage voortplantingssnelheden van aardbevingsgolven komt derhalve extra licht materiaal voor. Dit betreft waarschijnlijk minieme beetjes bazaltmagma langs kristalgrenzen, of wellicht H₂O. Op deze diepte is het verschil tussen de temperatuur op de curve van beginnend smelten van peridotiet en de naar de diepte toegenomen temperatuur van vaste peridotiet het kleinst (enige graden tot enige tientallen

graden). Ondieper wordt peridotiet snel kouder, dieper stijgt de temperatuur van de vaste peridotiet in een convectief systeem (zie verder) zeer langzaam en wordt het verschil met de temperatuur op de smeltcurve steeds groter (appendix 3).

Door de vorming van oceanische korst is veel bazalt aan de huidige bovenmantel onttrokken. Ook onder continentale korst heeft verarming plaatsgevonden door bazaltisch magmatisme, waarbij onderplating (intrusie van platen "zwarte" gabbro onderin de continentale korst) een rol speelt. Zulke peridotiet wordt verarmd genoemd en men spreekt van *depleted mantle* (DM). Hierin gaat het gehalte van Fe ten opzichte van Mg en Al ten opzichte van Cr omlaag. Ringwood (Austr.) combineerde drie delen gemiddelde, huidige peridotiet met één deel mid-oceanische bazalt tot "pyroliet", een modelmatige samenstelling voor niet-verarmde mantel, zoals deze na vorming van continentale korst en zonder onttrekking van oceanische korst moet zijn geweest.

Bij recent onderzoek aan isotoop-systemen en analyse van sporenelementen in mantelgesteenten bleek, dat ook partijen verrijkte peridotiet voorkomen, zg. *enriched mantle* (EM). Er zijn drie typen onderscheiden. Hun kenmerken zijn ook in bazalt, die eruit is opgesmolten, terug te vinden. Hun ontstaan hangt samen met grootschalige metasomatose (selectieve materiaalverplaatsing). Twee soorten verplaatsingen komen voor in de vaste peridotiet:

1. Langzame verplaatsing van kleine beetjes bazaltmagma langs kristalgrenzen. Deze smelt reageert selectief met deze kristallen, waarbij meer van sommige elementen (Ti, Fe) wordt achtergelaten, dan oorspronkelijk aanwezig was in de peridotiet. Verrijking van aan Fe gelieerde elementen vindt plaats.
2. In de bovenmantel verplaatsen fluïde fasen zich langs kristalgrenzen, langs barsten en door kristallen. Fluïde fasen lijken zowel op gas als op vloeistof en zijn mengsels van water en koolzuur, soms ook met methaan en stikstof. Erin zitten vele elementen opgelost, die als het water met de aanwezige mineralen reageert, in bestaande (pyroxen) en in nieuw te vormen mineralen (amfibool, phlogopiet) opgenomen worden. Phlogopietknollen kunnen hierbij ontstaan. Er worden minieme magnesiet-dolomiet mengkristallen gevormd door reactie van koolzuur met peridotiet. Microscopische fluïde-fase insluitsels uit peridotiet worden steeds meer bekend. De fluïde fasen zijn waarschijnlijk deels afkomstig uit subducerende en vergaand gerekristalliseerde gesteenten. Naast magmatische en metamorfe peridotiet komt dus ook metasomatische peridotiet voor.

Als pyroxeniet aanwezig is, komt deze meestal in decimeter- tot meterdikke banden voor. Naast tektonisch gevormde (appendix 2) komen ook magmatische pyroxeniet-banden voor. Deze banden vertonen een uniforme dikte, zijn scherp begrensd en regelmatig gespreid en vertonen een eigen systeem van afkoelingsdiaklazen. Ertegen komt vaak harzburgiet voor en verderweg Iherzoliet. Eerst dacht men dat deze banden slechts op diepte gekristalliseerde bazalt representeerden, maar isotopenonderzoek wijst op opname van restanten van gesubduceerde gesteenten in het magma voordat het kristalliseerde. Soms zijn ze metasomatisch beïnvloed, zoals in de peridotiet van Finero, Noord-Italië. Bazalt zelf komt meestal als eklogiet- of gabbro-banden voor.

Modern tomografisch onderzoek van de mantel met behulp van aardbevingsgolven, vergelijkbaar met het scannen van het menselijk lichaam, levert een steeds gedetailleerder beeld van de mantel en momentopnamen van processen in de mantel op. Als de mantel niet homogeen is, zullen afwijkingen van de modelmatige, berekende banen met bijbehorende snelheden van voortplanting van aardbevingsgolven moeten optreden. Snelle computers, die vele, nauwkeurige aardbevingsregistraties doorrekenen, plaatsen deze afwijkingen van slechts enkele procenten in een driedimensionaal net en maken deze zichtbaar in horizontale en verticale sneden daarvan. Als bij subductie grote massa's

koud en daardoor zwaar materiaal wegzinken, dan moeten deze door snellere looptijden van aardbevingsgolven zichtbaar worden. En dat lukt steeds beter. Te Utrecht onder leiding van Prof. Wortel en ook elders op aarde, ontstaat een beeld van te warme en te koude delen van de mantel en daaruit afgeleid van de dynamiek van de warmtemotor van de vaste aarde: de mantelconvectie, zoals al toegepast werd door Hess en ook anderen. Hierbij zakt koud materiaal naar de onderzijde van de mantel en stijgt geheel verhit weer op naar de bovenzijde van de aardmantel. Convectie zorgt voor een veel effectievere verwijdering van warmte uit de aarde dan warmte-geleiding. Soms lijkt een deel van het dalende, zware materiaal te stagneren boven het discontinuïteitsvlak op 670 km diepte (zie boven).

Stroming in mantelperidotiet op zichzelf zou moeten leiden tot homogenisatie. Het moderne onderzoek duidt echter op vele, langdurig aanwezige inhomogeniteiten in de mantel.

Enkele voorkomens van peridotiet

Auvergne in midden-Frankrijk is een gebied met talrijke dode vulkaantjes. Hun bazaltische lavastromen bevatten vaak naar onderen gezakte peridotietknollen. Bij Langeac ligt een mooi voorkomen, bij Bournac zijn ook knollen van granuliet uit de onderste korst meegenomen. De meeste peridotietknollen in het gebied hebben een equigranulaire, granoblastische structuur, maar de perifere vulkaantjes hebben veel knollen met protoklastische structuur omhooggebracht (zie appendix 2). Dit wordt verklaard door de aanwezigheid van een mantelwelling onder het vulkaan gebied van Auvergne, waarbij in de randzone van de welling vervorming van de mantelperidotiet optrad. De aanwezigheid van deze 60 x 90 km grote welling zuid van Clermont Ferrand is met zwaartekrachtmetingen bevestigd.

De peridotiet van Ronda ligt in de Sierra Bermeja (bruine steen) en de Sierra Alpujata west van Malaga tussen de rio Guadiana en de rio Guadalhorce, en zuid en oost van Ronda en noord van Estepona en Marbella. Deze zeer grote peridotietmassa (meer dan 50 km lang) is slecht ontsloten, maar vers materiaal is te vinden langs enkele insnijdingen van nieuwe wegen. Het gebied is arm en onvruchtbaar. Bazaltische gesteenten ontbreken bijna geheel. De peridotiet van de Sierra Bermeja verandert geleidelijk van granaat-peridotiet (afb. D) via een centrale spinelzone naar plagioklaas-peridotiet aan de noordwestzijde. In de Sierra Alpujata komt voornamelijk plagioklaas-peridotiet voor. Het lichaam is alleen in smalle zones geheel geserpentiniseerd en wordt doorsneden door talrijke banden en discordante gangen van pyroxeniet, eklogiet, gabbro ed. Sommige pyroxeniet-banden bevatten oktaedrische pseudomorfozes van grafiet naar diamant.

Het contacthof is lokaal goed ontwikkeld. Bij Casares komt in de onderste glimmerschistbanden een contactzone met grove granaat, stauroliet en sillimaniet voor. In de Blanca-gesteenten in de Sierra Alpujata komen gneizen voor met grote kyaniet- en sillimanietkristallen, omgezet in cordieriet. De peridotiet van Beni Bousera in Marokko is bijna het spiegelbeeld van de peridotiet van Ronda.

Ten zuiden van de Noord-Pyreneeën-breukzone komen in een strook van Mesozoïsche kalkrijke gesteenten een veertigtal peridotiet-lichamen voor, waarvan dat van de Etang de Lers (Lherz) het bekendste is. Het is te bereiken van St Giron's door de lokale weg naar het zuidoosten te nemen. Het lichaam is 800 x 1400 m groot. De mooiste ontsluitingen liggen zuid en zuidoost van het meertje. Het lichaam is omringd door een flinke brecciezone, die is ontstaan door gedeeltelijke dissociatie van de kalksteen door de hoge temperatuur van plaatsname van de peridotiet. De brecciezone bevat lokaal sapphirien. Het gesteente is een spinel-Iherzoliet met banden van spinel- en granaathoudende websteriet. Afb. C. Langs de websteriet-

banden komt harzburgiet voor. De gebandheid is isoclineaal geplooid. Hoornblende is soms in de randzone te vinden.

De Lanzo-peridotiet is 10 x 20 km groot en komt voor noordwest van Torino (Turijn) in Italië, zuid en zuidwest van Lanzo Torinese. De randzone is geheel geserpentinitiseerd en deze bevat oranje-bruine titanoclinohumiet bij de Ponte Diavolo. De gebande plagioklaas-peridotiet bevat talrijke spinel-relicten. De foliatie doorsnijdt de gebandheid. Mooie ontsluitingen liggen zuidwest van Lanzo in de grote rivierbocht, waar ook grove discordante gabbro-gangen te zien zijn.

Ook 1 - 2 km na de dal- en wegsplitsing in de richting Viù komt peridotiet voor, waarin de foliatie wordt aangegeven door rijen geelwitte plagioklaas-ogen (porfiroklasten), die soms een spinel-kern hebben.

Mooie rodingiet is te vinden in het serpentinitielichaam van Lemie voorbij Viù. Bij km 53.2 - 53.5 en bij km 55.2 - 55.9 liggen kleine lichamen in de serpentinitiet in groevetjes langs de weg aan beide zijden van het dorp Lemie.

Zuid van de Col de Montgenèvre (in de Gondran) op de Frans-Italiaanse grens nabij Sestrière ligt een goed ontsloten ofioliet-complex, dat grotendeels aan latere alpiene metamorfose is ontsnapt. Indrukwekkende wanden kussenlava en mooie, grofkorrelige gabbro stelen de show (afb. 13), meer dan de zuidelijker gelegen serpentinitiet met peridotiet-relicten. Kleine lichamen plagiograniet erin bevatten tremoliet en prehniet. Het gebied wordt thans ontsierd door veel ski-pistes.



Afb. 13. Grof-korrelige noriet, bestaande uit plagioklaas (wit), orthopyroxeen (bruin) en clinopyroxeen (groen). N.B. Het verwante gesteente gabbro bestaat uit plagioklaas en clinopyroxeen. Herkomst: omgeving Montgenèvre bij Briançon, Franse Alpen. Afm. 12 x 8,5 cm.

Om bij de ofioliet van de Mte Viso te komen dient men de Po stroomopwaarts tot op de Piano del Ré te volgen en daar van de parkeerplaats naar boven te klimmen tot voorbij het eerste meertje (vol blikjes). De "peridotiet" komt grotendeels voor als chlorietrijke serpentinitiet tussen de ge-eklogitiseerde gabbro. De serpentijn-schist en serpentinitiet zijn door tektonische beweging uitgesmeerd tussen de schubben van massieve eklogiet. De serpentinitiet is weinig spectaculair, de eklogiet is plaatselijk heel mooi met grote rutiel-kristallen en omphaciet-aders (bij het tweede meertje). De schaarse omringende metasedimenten zijn glaucofaan-omphaciet-phengiet-schisten, die verder westwaarts langs het gemerkte pad dazomen.

De peridotiet van Finero is te bereiken door in Canobbio aan de westzijde van het Lago Maggiore de weg naar Finero en Domodossola in te slaan. In de laatste 2 km voor Finero liggen mooie ontsluitingen onder in de beek. Het lichaam is 12 x 2 km groot. Phlogopiet- en pargasiet-houdende spinel-peridotiet wordt doorsneden door banden en gangen van pyroxeniet. De peridotiet is fraai protoklastisch (appendix 2). De kristalvlakken van phlogopiet en olivijn zijn gebogen, wat door spiegelen van het zonlicht al te zien is. In de beek liggen mooie rolstenen voor het oprapen. De zuidelijke contactzone bestaat uit hoog-metamorfe gnt-cpx-plag-hoornblendegranuliet en gnt-sillimaniet-plag-biotietgneis (kinzigiet), te zien over het bruggetje aan het begin van de peridotietzone.

Na het dorp Finero komt in amfiboliet het mineraal sapphirien voor op enkele plekken waar veel gehamerd is.

Om de granaat-peridotiet van Gorduno (de gorduniet) te bereiken, kan de oude weg uit Bellinzona (Ticino, Zwi.) noordwaarts tot Gorduno genomen en in dit dorp linksaf geslagen worden. Het kronkelweggetje gaat steil tegen de berg op. Aan het eind dient men vanaf de parkeerplaats het zandpad linksaf te nemen naar de verlaten boerderij van Alpe Arami. Het blokkenveld begint achter de boerderij en in de helling beginnen al snel de ontsluitingen. Na circa 150 m stijgen ligt een dikke bleekgroene kyaniet-eklogietband.

De peridotiet is oppervlakkig verweerd. Foliatie is te zien. De gnt is donkerrood en een enkele keer bevat de gnt een groene spinel-kern. De randzone van de gnt is een warrige massa van opx met fijne draadjes van sp (kelyfiet). Door de gnt en de kelyfiet lopen zwartgroene adertjes met chloriet. Met de loupe is de metamorfose-geschiedenis, die duidt op wegzinken (sp geeft gnt) en weer stijgen (kelyfiet en chloriet-dooradering) precies te volgen. Het lichaam ligt in biotiet-sillimanietgneis met enkele dunne eklogietbanden.

In de Dinariden van Montenegro en Albanië en Noord-Griekenland (Vourinos) liggen grote peridotiet - ofioliet-complexen, die tektonisch min of meer verstoord en deels sterk geserpentinitiseerd zijn. Hetzelfde geldt voor de Turkse complexen zoals Menderes en Hatay.

Als voorbeeld kan beter dienen het Troodos-complex op Cyprus, een parel onder zijns gelijken, zeer goed onderzocht en prettig toegankelijk. Het Troodos-complex beslaat een derde van het eiland. Onder de diepzee-sedimenten ligt de ofioliet-sectie met kussenlava's, talrijke toevoergangen (*sheeted dike complex*), in- en extrusiefplaten, vererfsingen op de fossiele oceaانبodem (Cyprus = koper), doorsneden door oorspronkelijke dwarsbreekten. Deze is ideaal ontsloten en goed toegankelijk op 20 km zuidwest van Nicosia langs de weg naar Apliki in de dal-insnijding van de Akiki ongeveer ter hoogte van Klirou.

Het ultramafische complex ligt bovenop de berg Troodos. In Plano Platres kan bij de Cyprus Tourist Organisation een boekje met wandelingen gehaald worden, waarin naast de planten alle gesteentetypen precies aangegeven worden langs gemarkeerde paden: peridotiet, harzburgiet, serpentinitiet (asbest), duniet, chromitiet, pyroxeniet (zie afb. 6), wehrliet, gabbro, plagiograniet ed. In de winkel ligt een kleine, goed gedetermineerde stenencollectie, waarmee vooraf geoefend kan worden.

Enige literatuur (deels met veldbeschrijvingen)

- Anonimous, 1972, Penrose field conference on ophiolites. Geotimes 17, p. 24-25.
N.T. Arndt & E.G. Nesbit (ed), 1982, Komatiites. Allen & Unwin publ.
H.G. Avé Lallemant, 1967, Structural and petrofabric analysis of an Alpine-type peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees. Leidse Geol. Mededelingen, 42, p. 1-57.
E. Den Tex, 1969, Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. Tectonophysics, 7 (5-6), p. 457-488.

W.P. De Roever, 1957, Sind die alpinotypen Peridotietmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotiettschale? Geol. Rundschau, 46, p. 137-146.

R.G. Coleman, 1971, Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journal Geophysical Research, 76, p. 1212-1222.

A.L.G. Collée, 1963, A fabric study of lherzolites with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne, France. Leidse Geol. Mededelingen, 28, p. 1-102.

J.S. Dickey, 1970, Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples. Mineral Society of America, Special Paper 3, p. 33-49.

A. Gansser, 1974, The ophiolitic melange, a world-wide on Tethyan examples. Eclogae geol. Helvetica, 67, p. 479-507.

I.G. Gass, 1967, The ultrabasic volcanic assemblages of the Troodos massif, Cyprus. p.121-134 of: Ultramafic and related rocks (ed. P.J. Wyllie), J. Wiley publ.

I.G. Gass, 1968, Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? Nature, 220, p. 39-42.

H.H. Hess, 1938, A primary peridotite magma. American Journ. of Science, 235, p. 321-344.

H.H. Hess, 1962, History of ocean basins. Geol. Society of America, Buddington volume (ed. Engel), p. 599-620.

M.A. Menzies (ed), 1990, Continental mantle. Clarendon Press, Oxford.

J.R. Möckel, 1969, The structural petrology of the garnet-peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). Leidse Geol. Mededelingen, 42, p. 61-130.

A. Nicolas, 1966, Le complexe Ophiolites-Schistes Lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises) Proefschrift Nantes, Fr.

A. Nicolas en anderen, 1988, A structural mapping in the Oman ophiolites: mantle diapirism along an oceanic ridge. Tectonophysics, 151, p. 27-56.

A. Nicolas, 1990, The mid-oceanic Ridges: Mountains below Sea Level. Springer Verlag. Aanbevolen!

A.E. Ringwood, 1975, Composition and Petrology of the Earth's Mantle. McGraw-Hill publ.

J. Sopaheluwakan, 1990, Ophiolite obduction in the Mutis Complex, Timor, Eastern Indonesia, an example of inverted, isobaric, medium-high pressure metamorphism. Proefschrift Vrije Universiteit, 208 pp.

A. Steck, 1978, Geological guide to the Testa di Misello region, Finero peridotitic Massif, Ivrea zone. Mem. Sci. Geol., XXXIII, p. 11-16.

G. Steinmann, 1927, Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirge. 14th International Geological Congress, Madrid, Compt. Rend. 2, p. 638-667.

A.L. Streckeisen, 1976, To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, 12, p.1-33.

R. Van Der Hilst en anderen, 1991, Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. Nature, 353, p. 37-42.

W.C.P. de Vries, 1999, De geologische geschiedenis van de Middellandse Zee. Gea 1999, vol. 32, nr. 1, p.1-8.

Gidsen met excursies:

Geologischer Führer der Schweiz, Schweizerische Geologische Gesellschaft.

R. Trumpi, 1980, Geology of Switzerland, a guidebook. Schweizerische Geologische Commission.

A. Desio, 1968, Geologia dell'Italia.

Excursiegids van het I.G.C. Project 235, Metamorphism and Geodynamics, Zuid-Alpen, 1988.

Detailgidsen van andere geologische diensten en van universiteiten.

■ appendix 1

Groensteengordels

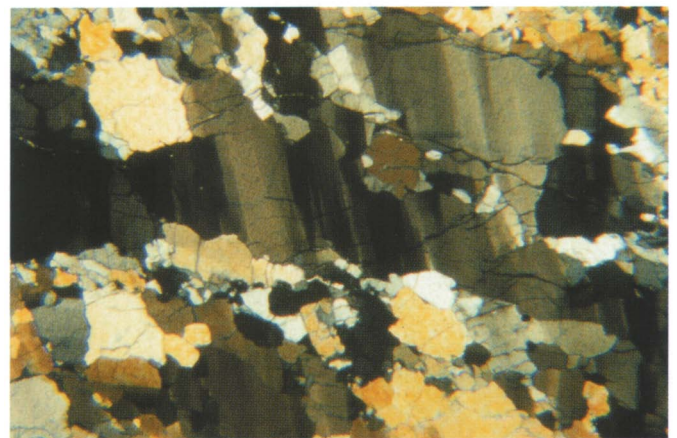
Groensteengordels (*greenstone belts*) komen voor in oude schildgebieden en zijn alle meer dan 2.5 Ga (miljard jaar) geleden gevormd. In het algemeen zijn het meer dan 10 km dikke afzettingen bewaard in boogvormige troggen van 100 - 200 km

lengte en 50 km breedte. De onderste helft van de vulling bestaat uit ultramafische en mafische lavastromen (olivijnbasalt) zonder veel sediment ertussen. De bovenste helft bestaat uit mafische tot felsische lava's en pyroklastische afzettingen (basalt - andesiet - daciet-associatie). Hiertussen komen veel sedimenten voor, hoe hoger, des te meer. Ritmisch gebande cherts en ijzerertsafzettingen (BIF) worden opgevolgd door vulkanoklastische sedimenten met turbidietstructuren en conglomeraten. De hele bekkenopvulling heeft dus onder water plaatsgevonden en het grootste onderste deel in diep water. Het dalingsbekken kan eenvoudig tot ingewikkeld vervormd zijn. De afzetting is veelal thermisch gerekristalliseerd, waarbij de kenmerkende groene mineralen als chloriet, tremoliet en actinoliet, groene hoornblende, epidoot en serpentijn gevormd werden.

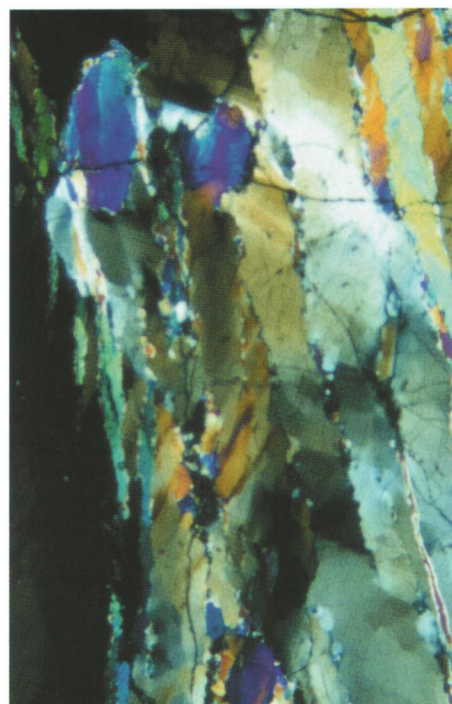
■ appendix 2

(Plastische) deformatie van peridotiet

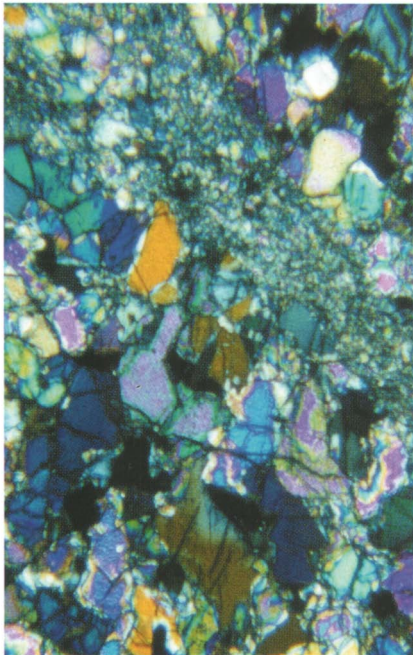
Een metamorf maaksel is een configuratie van kristallen, die door plastische vervorming van een gesteente is ontstaan ten gevolge van aanpassing (verkortening resp. verlenging) aan de richting van maximale druk of schuif. Het is te vergelijken met het heet smeden en walsen van ijzer, waarbij ijzerkristallen



Afb. A. (Te dun geslepen) dunne doorsnede (#) van een olivijn-porfiroklast met deformatielamellen en vorming van kleine neoblasten in de foliatierichting. Ambon, Indonesië.



Afb. B. Dunne doorsnede (#) van een enkel olivijnkristal, opgedeeld in door deformatie ontstane deelkristallen, die zelf vormoriëntatie vertonen. Protoklastische structuur. Timor, Indonesië.



Afb. C. Dunne doorsnede (#) van Iherzoliet met myloniet-band, uit schuifzone. Pyreneeën, Frankrijk.

Een equigranulaire, granoblastische structuur verandert in een protoklastische (afb. B) of mylonitische (afb. C) structuur. In een volgend stadium van deformatie zien we nieuwe kristallen ontstaan en uitgroeien langs verbrokkelde kristalgrenzen en in interne vervormingszones (afb. D). Indien een minieme hoeveelheid smelt langs de kristallen van de vervormende peridotiet aanwezig is, wordt door snellere materiaalverplaatsing de nieuwvorming gestimuleerd. Zulke kristallen of neoblasten vertonen meestal een aan de deformatie-richting aangepaste roosteroriëntatie. Hierdoor is vervormingsarme of -vrije uitgroei mogelijk, waarbij grote kristallen kunnen ontstaan. Gedurende dit laatste stadium van aanpassing worden de kristalgrenzen weer rechter en neigen de onderlinge hoeken naar $3 \times 120^\circ$. Het gesteente gaat weer lijken op het uitgangsgesteente, maar de olivijnkristallen zijn deels langgerekt (vormoriëntatie) en ver-

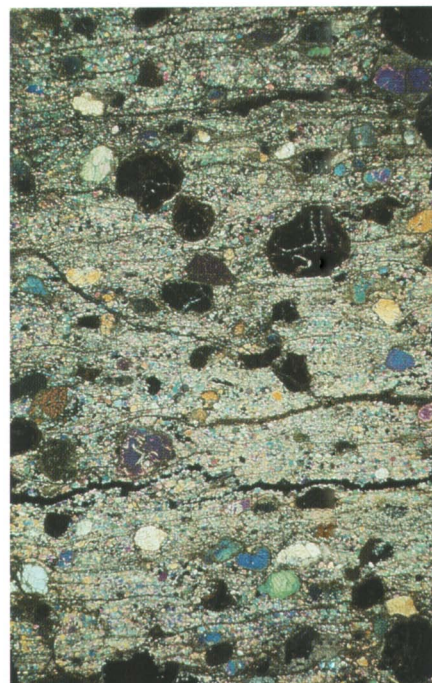
afplatten door verlenging in de plaat- of staafrichting. Olivijnkristallen bestaan uit losse $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraeders, die bijeengehouden worden door positieve Mg-, Fe- en Ni-ionen in een steeds herhaalde, vaste configuratie. Dit is het kristalrooster dat bij olivijn een rhombische symmetrie heeft met drie loodrechte, verschillende eigen richtingen. Fysische eigenschappen als hardheid en brekingsindex zijn verschillend in grootte in deze richtingen. Daarom wordt gepolariseerd licht gedraaid door een rhombisch kristal en blijft een deel van dit licht zichtbaar na inschakeling van een tweede, loodrecht geplaatst nicol (behalve als de assen van kristal en nicols samenvallen).

Bij beginnende deformatie vertoont olivijn waaivormige uitdoving tussen gekruiste nicols. Het kristal moet in het microscoop gedraaid worden om van de zwartstand aan de ene zijde naar die van de andere zijde te komen: het kristal is getordeerd, verbogen. Afb. A. Bij verdere vervorming ontstaan in een kristal een aantal optisch homogene lamellen met ieder een wat verschillende oriëntatie van elkaar. De vele door torsie ontstane roosterfouten zijn in het kristal naar een aantal interne grenzen verplaatst en daar geconcentreerd. Langs deze vlakken kan verdere verplaatsing van kristaldelen plaatsvinden. De oorspronkelijk vaak min of meer rechte kristalgrenzen worden bobbelig en er breken stukjes af. De korrelgrootte vermindert en de vorm en oriëntatie van de kristallen begint zich aan te passen aan de richting van deformatie.

Afb. D. Dunne doorsnede van harzburgiet met ruimte van enige mms vol isotroop glas (afgekoeld bazaltisch magma) waarin aangroei van olivijn uit de randzone van de omliggende kristallen te zien is. Lanzarote, Canarische Eilanden, Spanje.



Afb. E. Dunne doorsnede (#) van peridotiet-myloniet met afgeronde pyroxenen en granaat-porfiroklasten in olivijn-matrix. De pyroxenen zijn gekleurd, de granaten zwart. Sierra Bermeja, omgeving Ronda, Spanje.



tonen veel evenwijdige kristalassen (roosteroriëntatie). De peridotiet is nu **gefolieerd**.

Pyroxeen gedraagt zich anders. De interne structuur wordt bepaald door strengen van $[\text{SiO}_4]$ tetraeders, die samen $[\text{SiO}_3]^{2-}$ in de formule geven en door positieve Ca- (in de cpx), Mg- en Fe-ionen bijeengehouden worden. Langs de strengen komen de beide, loodrechte pyroxeen-splijtrichtingen voor, waarlangs de interne vervorming grotendeels plaatsvindt. De splijstukjes zelf verbuigen ook. Py is taai en een prisma met rechthoekige doorsnede vervormt tot een gebogen prisma met ruitvormige doorsnede. "Ogen" van py blijven bewaard tussen de al sterk vervormde en verkleinde ol-kristallen van de porfiroklastische peridotiet. Afb. E. Als nu bij sterke vervorming steeds meer ol verdwijnt tussen de starre py-klasten en naar steeds ol-rijkere tussenzones verplaatst wordt door oplossing (segregatie), dan ontstaat tektonische gebandheid met websteriet-banden zonder scherpe grenzen of eigen diaklazen tussen duniet of ol-rijke lherzoliet. Maar ook banden op cm-schaal met verschillende gemiddelde korrelgrootten van ol-kristallen of met meer of minder vormoriëntatie van ol kunnen de veel voorkomende peridotiet-gebandheid veroorzaken.

Boven de temperatuurgrens van ongeveer 1000 °C kan ol zo snel plastisch vervormen en rekristalliseren, dat de snelheid (enkele cms/jaar) van plaattektonische bewegingen en mantelconvectie bijgehouden wordt: **de vaste stof stroomt**. Op deze diepte begint de beweeglijke, vervormbare asthenosfeer onder de starre, brekende of soms elastisch terugbuigende lithosfeer. De diepte van deze geleidelijke grens wordt bepaald door de mate van temperatuurstoename naar de diepte in de mantel. De oriëntatie en de aanwezigheid van foliatie en gebande structuren zijn van belang voor reconstructie van processen in de mantel. In het grote peridotiet-lichaam van Oman komt een horizontale foliatie voor. Deze ontstaat door buiging uit een steilstaande cilindrische foliatie, die in pijpvormige partijen van 15 km doorsnede op enige tientallen kilometers van elkaar op een rij liggen. De "pijpen" worden verklaard als manteldiapieren. Zij vormen samen de mantelsectie van een op het continent gegleden, fossiele mid-oceanische spreidingsrug. De dimensies kloppen goed.

■ appendix 3 **Beginnend smelten van peridotiet**

Op niet te grote diepte (bij beperkte druk) ontstaat bazaltische smelt bij ongeveer 1250 °C uit peridotiet. De benodigde smeltwarmte moet aan de peridotiet zelf onttrokken worden. Dit kan het best als we peridotiet zonder warmteverlies laten stijgen, want bij drukvermindering wordt de temperatuur van beginnend smelten lager. Om 10 gew% bazalt-magma te maken, is enige tientallen kilometers stijgen zonder warmteverlies naar buiten nodig. Ook bij toevoeging van een fluïde fase wordt de temperatuur van beginnend smelten lager.

Een vereenvoudigde bazaltische vloeistof bestaat uit een mengsel van gesmolten plagioklaas en clinopyroxeen, voor het gemak zonder olivijn. Op de korrelgrenzen van opx, cpx en sp heeft het volgende proces plaats:

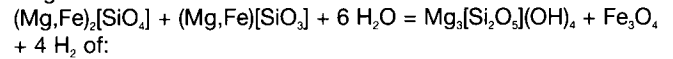
$2 \text{ en} + \text{sp} + 2 \text{ di} = \text{vloeistof} (\text{di} + \text{an}) + \text{fo}$. Met granaat geldt: $\text{gnt} + 2 \text{ di} = \text{vloeistof} (\text{di} + \text{an}) + \text{fo} + 2 \text{ en}$.

Er ontstaat steeds een vloeistof (= bazaltisch magma) plus olivijn. Deze laatste kan deels in de smelt gaan, maar zal merendeels aangroeien aan bestaande olivijn, zoals veel spinelperidotiet-knollen uit Lanzarote laten zien. Er zal meer ijzer dan magnesium in de smelt verdwijnen, dus de vastblijvende rest wordt steeds Mg-rijker. Er gaan bij het beginnend smelten veel cpx en sp of gnt in de smelt en deze mineralen zullen één voor één opraken als vaste stof. Pas bij temperatuurverhoging gaat het smelten verder. Daarom is het zo moeilijk om een komatiïetmagma te laten ontstaan op aarde. Daarvoor moet bijna de hele peridotiet smelten in een smelttraject van 400 °C. Zulke grote temperatuurverhogingen maken het moeilijk de processen in de Archaïsche mantel te begrijpen en te reconstrueren. Als restiet (vaste-stofoverblijfsel) zal tijdens voortgaande bazalt-

onttrekking uit een lherzoliet eerst een harzburgiet (ol + opx) ontstaan en daarna zal een duniet (ol) overblijven.

■ appendix 4 **Serpentijnvorming**

Vorming van een serpentinit of serpentijnschist heeft plaats volgens de schematische reactie:



$\text{fo} + \text{en} + 6 \text{ water} = \text{serpentijn (antigoriet of chrysotiel)} + \text{magnetiet} + 4 \text{ waterstof}$.

Waterstof is voor het gemak als gas weergegeven. Het kan variëren in hoeveelheid, als in plaats van magnetiet hematiet of limoniet ontstaat als ijzerhoudend mineraal. Serpentinit bevat 10 - 13 gew% water. Serpentinisatie heeft gewoonlijk onder de 500 °C plaats. Bij hogere temperatuur ontstaan tremoliet uit de cpx, chloriet uit gnt of sp en bij lagere temperatuur vaak prehniet uit plagioklaas. Soms wordt een deel van de MgO naar de omgeving verplaatst en is er dolomitatie van kalksteen. De Mg-Si-verbinding van veel ol en weinig opx is niet die van serpentijn. Microscopisch zijn een aantal stadia te herkennen. Serpentinisatie begint in barsten langs en door ol-kristallen. Het hele gesteente zwelt door groei van serpentijnblaadjes (antigoriet) loodrecht op de aderwanden. Tussen de antigorietblaadjes zitten magnetietkorrels, die veel serpentiniten bij doorslag een zwarte kleur geven. Daarna worden de overgebleven veldjes ol omgezet tot grotere serpentijnblaadjes, meestal zonder veel volumevergroting of magnetiet-vorming ter plekke. Afb. 5.

Serpentinisatie heeft vaak tijdens vervorming plaats, of veroorzaakt zelf interne vervorming. De serpentijnblaadjes groeien dan vaak in vervormende barsten, die min of meer evenwijdig zijn en vertakken, en groeien daarin circa loodrecht op de drukrichting. Te snelle verdere vervorming veroorzaakt breuk: de serpentijnschist of serpentinit breccieert en late groei van serpentijn langs de brokken en in aders vindt plaats, waarbij ook chrysotiel (vezelserpentijn) gevormd wordt. Tijdens serpentinitatie heeft steeds veel interne verplaatsing van materiaal, speciaal Mg, plaats naar de plekken van nieuwvorming.

Soms worden bij serpentinitatie Fe, Ca, Al, Ti en Na geheel verwijderd uit de omzette peridotiet, samen met overtollig Mg. Deze in oplossing verplaatste elementen kunnen verzameld worden in diabaas- of gabbro-broekstukken in de serpentinit of op contacten van kalksteen en serpentinit. Er ontstaat **rodingiet**. In deze meest kleine lichamen van kalksilicaatgesteente komen al dan niet samen de mineralen andradiet-grossulaar (granaat), hedenbergiet-diopsied (cpx), epidoot, vesuvianiet, tremoliet-actinoliet (amf) en chloriet vlekkelig verdeeld en vaak als grote kristallen voor. Het zijn metasomatische gesteenten. Rodingiet heeft dezelfde mineralogie als veel skarnen die rond ertslichamen voorkomen, maar skarnvorming heeft niets met serpentinitatie te maken.

Steatitisatie (soapstone-vorming), waarbij talk $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_2$ gevormd wordt, is een proces van vertering van peridotiet en/of serpentinit. De lichtbruine kleur is afkomstig van limoniet. Het MgO-overschot zit vaak in magnesiet MgCO_3 .

Tabel I. Overzicht van de gebruikte mineraalafkortingen

amf	amfibool	
an	plagioklaas	Ca-rijk: anorthiet
cpx	clinopyroxeen	
di	diopsied	Ca-, Mg-houdende clinopyroxeen
en	enstatiet	Mg-rijke orthopyroxeen
fo	forsteriet	Mg-rijke olivijn
gnt	granaat	
ol	olivijn	
opx	orthopyroxeen	
sp	spinel	in peridotiet doorgaans met Cr
	kaersutiet	Ti-rijke amfibool
	pargasiet	NaCa-houdende Al-rijke amfibool
	phlogopiet	Mg-rijke biotiet