

openingen tussen de kieuwzakjes en de buitenwereld kunnen zijn geweest. De schubplaatjes bedekken bij deze suggestie de instroomopeningen en liggen daarmee dus in de waterstroom. Ze zouden dan als zeef hebben gewerkt om, bijvoorbeeld, te verhinderen dat modderdeeltjes in de kieuwzakjes terechtwamen.

4. Ondersteunende functies van de kieuwkamers, -bogen en -openingen.

5. Bedekking van het oppervlakteweefsel in mond- en keelholte zoals bij tegenwoordige en vele fossiele haaien (Turner, 1991).

Door de schrijver zal een gedetailleerde beschrijving van de schubplaatjes worden gemaakt.

Adres van de auteur:

Ketenstraat 22
1316 NC Almere-Stad

Literatuur

Grosz, W., 1967/ Ueber Thelodontiër-Schuppen. *Palaeontographica* (A) 127, 1-67.

Turner, S., 1991. Monophyly and Interrelationships of the Thelodonti. In: *Early Vertebrates and Related Problems of Evolutionary Biology*, Science Press, Beijing, China.



Iets over gangen, porfieren en glazen

B. Porfieren, 1e deel
L.M.J.U. van Straaten

De collecties van het voormalig Geologisch Instituut te Groningen bevatten o.a. een uitgebreide gesteentenverzameling. Een enigszins volledige beschrijving daarvan zou hele jaargangen van Grondboor en Hamer kunnen vullen, maar zou waarschijnlijk weinig lezers boeien. In plaats daarvan worden aan de hand van het Groningse materiaal enkele algemene beschouwingen gegeven. Na een overzicht over kwartsgangen (G&H 1991, No. 4) volgt hier het een en ander over porfieren.

Inleiding; Porfido rosso antico

De term porfier is afgeleid van het Griekse woord porphyrites (porphyros = purper). In 56 na Chr. vermeldt Plinius onder deze naam gesteenten uit het gebergte tussen de Nijl en de Rode Zee. Ze werden gevonden ten westen van het tegenwoordige Hurghada, in wat nu de Djebel Dokhan genoemd wordt. De fraai gekleurde, harde gesteenten in dit woestijngebergte zijn vooral in de Romeinse tijd ontgonnen (ten koste van ontelbare slavenlevens). Veel prachtige zuilen, vazen en andere kunstvoorwerpen zijn ervan gemaakt (o.a. te zien in Rome (Vaticaanmuseum), Napels, Venetië en Istanboel). In diverse kunstboeken kan men afbeeldingen vinden, vaak onder de Italiaanse naam Porfido rosso antico.

Volgens de huidige nomenclatuur zijn deze Egyptische gesteenten in hoofdzaak andesieten. Ze dateren uit het Laat-Precambrium. In de Groningse collecties bevinden zich stukken uit een Romeinse groeve in de nu nog zo geheten 'Mons Porphyrites' in de Djebel Dokhan. Bovendien is er een stuk dat meegebracht is door Adriaan Camper van zijn Italiaanse reis¹. Dit laatste draagt het etiket 'Porphyre rouge des monumens de Rome'. Men mag aannemen dat het een afval-fragment is, geen brok van een door hemzelf voor zijn verzameling stukgeslagen kunstwerk. De gesteenten vallen op door de grote hoeveelheid witte tot lichtroze

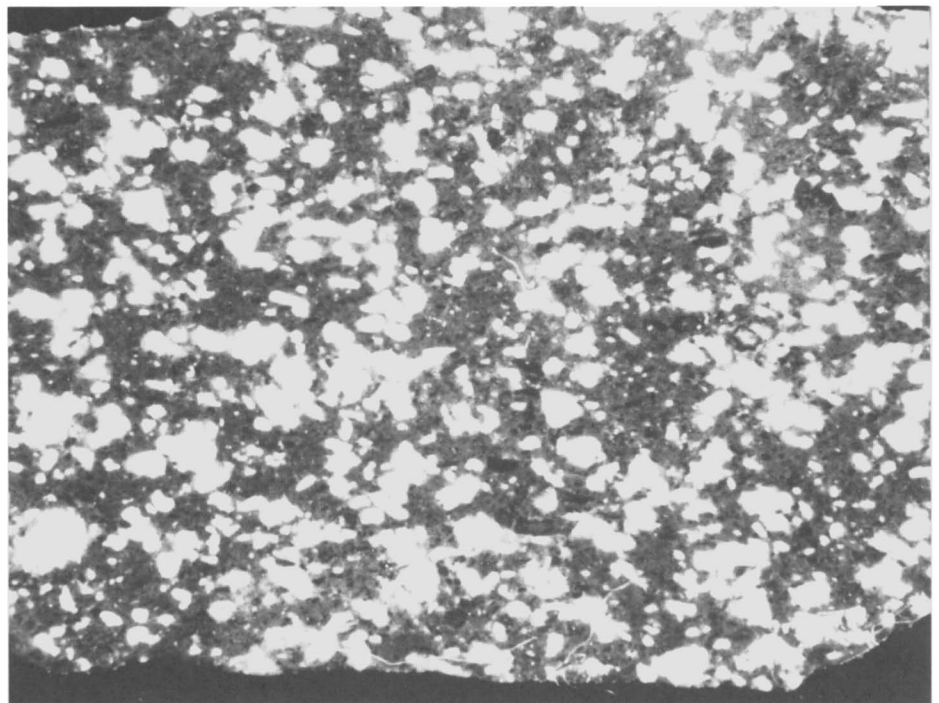


Fig. 1. Andesiet uit Romeinse steengroeve in Mons Porphyrites, Djebel Dokhan, Egypte (het eerste als porfier ('porphyrites') beschreven gesteente. Afm. 7,6 bij 4,7 cm.

plagioklaas-eerstelingen (Fig. 1) en de donker-bruinrode, soms iets naar purper zwemende kleur van de grondmassa.

Bij nauwkeurige beschouwing blijkt dat ook zeer veel, grotendeels in haematiet (Fe_2O_3) omgezette hoornblend-eerstelingen aanwezig zijn. Verder bevat de matrix veel fijn, rood haematietstof. Het is vooral de combinatie van

het rood in de grondmassa en het soms iets blauwachtig zwart van de grover kristallijne haematiet in de hoornblend-eerstelingen die verantwoordelijk is voor de typische kleur van de gesteenten. Volgens de Rock Color Chart van Goddard et al. (1970) komt deze het dichtst bij 'very dusky red', 10 R ²/2. Het is wel beweerd (bijv. door Rinne (1914) en Rosenbusch-Osann

(1923)) dat de kleur te danken is aan de aanwezigheid van mangaan-epidoot. Dit is echter onjuist. Weliswaar bevatten de gesteenten het (overigens vrij zeldzame) mineraal withamiet, een zwak mangaanhoudende, relatief ijzer-arme epidoot, maar deze is zeer licht van kleur en bevindt zich voornamelijk in de plagioklaas-eerstelingen, als omzettingsproduct; daaraan danken deze kristallen hun bovengenoemde lichtroze tint.

Porfieren; Porfierische structuur

Terwijl de naam porfier dus oorspronkelijk op de kleur van het gesteente sloeg, is men later de opbouw uit een min of meer dichte grondmassa met daarin eerstelingkristallen (= fenokristen) als het essentiële gaan beschouwen en paste men de term toe op allerlei gesteenten met 'porfierische structuur', ongeacht de kleur. Deze kan zeer uiteenlopen: purper, rood, lila, bruin, oranje, geel, wit, grijs, zwart, groen en tussentinten daarvan. In het algemeen zijn de kleuren in het gesteentenrijk overwegend te danken aan de aanwezigheid van elementen van de 'overgangsrreeksen': Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, enz. Hiervan is alleen het ijzer (Fe) echt algemeen verbreid: het zijn de ijzerhoudende mineralen die in meer dan 95% van de gevallen de kleur van gesteenten bepalen (tweewaardig ijzer meest groen of zwart, driewaardig ijzer meest rode of bruine tinten). Ook de rose, soms zelfs rode kleur van kaliveldspaat (sanidien, orthoklaas, mikroklien) is meestal veroorzaakt door sporen van (driewaardig) ijzer, dat bij de uitscheiding uit het magma in het kristalrooster de plaats heeft ingenomen van Al^{3+} -ionen.

Al sinds de eerste ontwikkelingsstadia van de gesteentekunde wordt de term porfier beperkt tot porfierische gesteenten met overwegend lichtgekleurde fenokristmineralen. Bazalten met eerstelingen van olivijn en/of augiet hebben dus wel een porfierische structuur, maar zijn geen porfieren. Later is nog onderscheid gemaakt tussen: a. porfieren, waarin de lichte fenokristen voornamelijk bestaan uit kwarts en/of alkalirijke silikaten (zoals kaliveldspaat, albit, oligoklaas, nefelien en leuciet) en b. porfiriëten, met eerstelingen van overwegend calciumrijke plagioklaas (andesien, labrador). In dit artikel zullen verder alleen kwartsrijke porfieren (20-60% kwarts) besproken worden. Naar chemische samenstelling komen deze overeen met graniëten².

In de Engelstalige literatuur worden zulke kwartsrijke porfieren al sinds lang

rhyolieten genoemd³. In Duitsland en de meeste andere landen van Europa werden vroeger twee andere namen gebruikt: 'kwartsporfier' voor de Precambrische en Paleozoïsche, en 'lipariet'⁴ (naar het eiland Lipari, ten noorden van Sicilië) voor de Tertiaire en Kwartaire. Dit hing samen met de omstandigheid dat Mesozoïsche vertegenwoordigers uit ons werelddeel niet bekend waren en dat als gevolg van het ouderdomsverschil ook het uiterlijk van beide categorieën vaak verschilde. Daar elders op Aarde wel dergelijke Mesozoïsche gesteenten gevonden werden en omdat de petrologische indeling in principe op samenstelling en structuur is gebaseerd en ouderdom daarbij niet essentieel is, wordt tegenwoordig meer algemeen van rhyolieten gesproken. Wel wordt bij vroeger als kwartsporfier beschreven gesteenten, met name in Duitsland, vaak nog de oude benaming gehandhaafd.

Eerstelingen; Kristalkiemen

Het onderscheid in kristalgrootte tussen fenokristen en matrix is doorgaans het gevolg van een verschil in afkoelingssnelheid. In het algemeen gaat een gesmolten mineraal bij afkoeling tot de kristallisatietemperatuur niet onmiddellijk geheel in de vaste toestand over, maar treedt enige vertraging op, zodat het grootste deel van het materiaal zich pas bij onderkoeling beneden de eigenlijke kristallisatietemperatuur uitscheidt. De vertraging hangt er mee samen dat eerst 'kristalkiemen' gevormd moeten worden, waaromheen zich vervolgens het materiaal in kwestie kan afzetten.

Nu nemen de aantallen van zulke kiemen in een smelt bij voortgaande onderkoeling snel toe. Gaat de afkoeling langzaam, zoals bij een groot magma-lichaam in de diepte, dan kunnen de kristallen die om de eerste kiemen gevormd zijn tot makroskopisch zichtbare grootte uitgroeien en kan een relatief grofkristallijn gesteente ontstaan. Wordt echter tijdens het begin van de kristallisatie het magma uit de haard naar boven geperst en komt het in spleten terecht waar het in contact komt met veel kouder nevengesteente, dan wordt de afkoeling opeens sterk versneld. Er verschijnen dan grote aantallen kristalkiemen, waarop het resterende smeltmateriaal zich in korte tijd kan afzetten. Daardoor komt het kristallisatieproces snel ten einde. Het resultaat is een porfierisch gesteente met eerst gevormde, relatief grote fenokristen (Gr. phainein = duidelijk zichtbaar zijn) in een fijnkristallijne grondmassa.

Is de ontstane gang breed, bijvoorbeeld 5 m of meer, dan kunnen de bin-

nenste delen toch nog betrekkelijk lang warm blijven en worden, tussen de eerstelingen in, relatief grofkristallijne aggregaten gevormd. Er ontstaan dan zgn. granietporfieren. Vaak vertoont de matrix hierin een typische structuur, door vergroeiing van veldspaat- en kwarskristallen: 'granofier'. Langs de zijanten, waar de afkoeling wel snel ging, gaan de gesteenten over in normale rhyolieten met alleen mikrosopisch ontwarbare, fijn-kristallijne grondmassa's. Fraaie voorbeelden van dergelijke gangen met 'gekoelde randen' zijn o.a. te zien in het Zwarte Woud.

Hoe dichter een gang bij de aardoppervlakte ligt, hoe sneller ook de warmte van het omhooggekomen magma kan worden weggevoerd.

Tenslotte kan de afkoeling zo snel gaan dat de ionen en ionencomplexen in de smelt niet meer de gelegenheid hebben zich geordend volgens kristalroosters op de kristalkiemen af te zetten: de massa stolt dan tot een glasgesteente. Ook daarin kunnen vanzelfsprekend eerstelingen aanwezig zijn; men spreekt dan van 'vitrofieren' (L. vitrum = glas). Doordat in deze gestolde magma's toch altijd nog enige thermische beweging van afzonderlijke ionen plaats heeft, kan op de lange duur (sneller indien tijdelijke verwarming optreedt) alsnog een zekere kristallijneiteit ontstaan: ontglazing (ten onrechte ook wel 'rekristallisatie' genoemd).

Vooraf Precambrische en Paleozoïsche vitrofieren blijken zeer vaak volledig ontglasd te zijn.

Viscositeit

De vorming van glas bij afkoeling van een vulkanisch magma hangt samen met verminderde bewegelijkheid van de bestanddelen in de smelt. Een maat voor deze bewegelijkheid is de viscositeit (taai-vloeibaarheid). In magma's wordt zij in hoofdzaak door 3 factoren bepaald: a. de temperatuur, b. het SiO_2 -gehalte⁵ en c. het gehalte aan opgeloste vluchtige stoffen, in het bijzonder water (H_2O).

De invloed van de temperatuur, die immers in elke stof de bewegingstoestand van de bestanddelen (ionen, atomen, moleculen) beheerst, behoeft hier geen nadere toelichting. Het SiO_2 -gehalte is van invloed door de neiging van de silicium-zuurstof-combinaties tot 'polymeriseren'. In magma's zijn de meeste Si^{4+} -ionen omgeven door O^{2-} -ionen, die tetraëders vormen met het Si^{4+} -ion als kern. Bij afkoeling tot dicht voor het begin van kristallisatie zijn veel van de

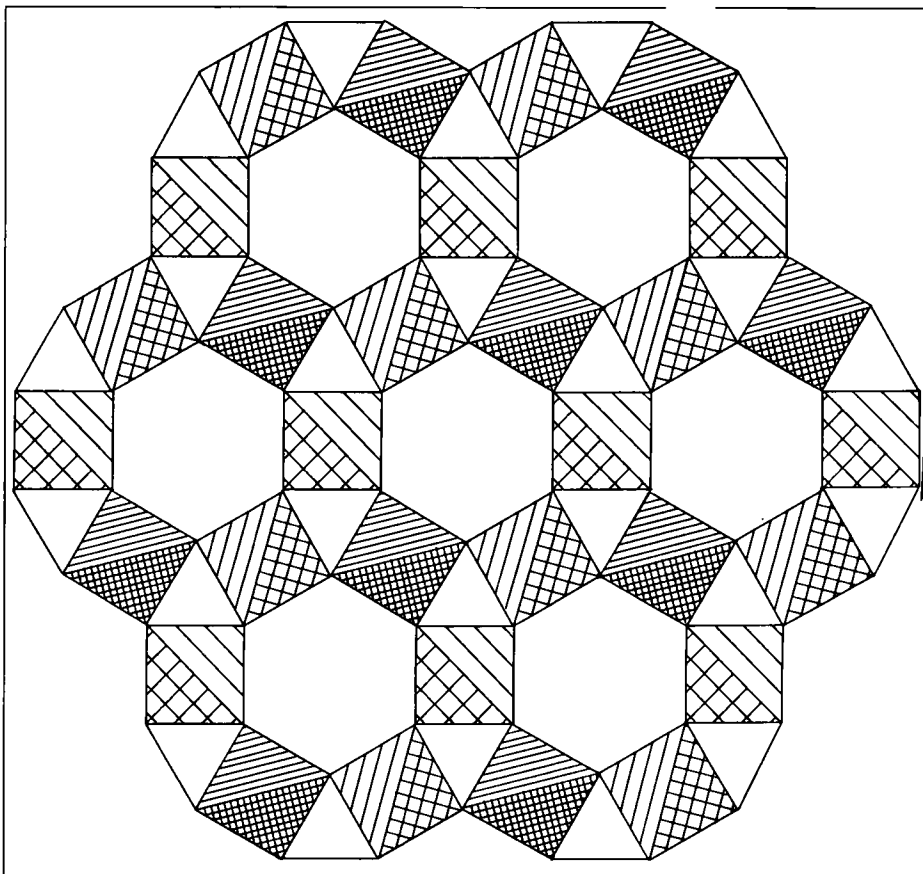


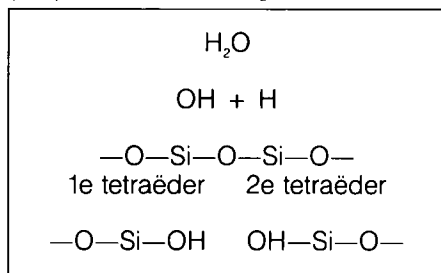
Fig. 2 Schema van de structuur van hoge kwarts. de middelpunten van de zuurstofionen in de SiO_4 -groepen liggen op de hoekpunten van tetraëders, met midden daarin de (kleine) silicium-ionen. Elk zuurstof-ion maakt deel uit van 2 aangrenzende tetraëders; de samenstelling is dus SiO_2 . De tetraëders liggen in hexagonaal verband, volgens 'schroeven' met de as loodrecht op (0001), d.w.z. loodrecht op het vlak waarmee de beide pyramiden van de dipyramidale kristallen tegen elkaar aan zitten. In de tekening zijn zij 'van boven' gezien, d.w.z. loodrecht op het vlak van (0001). De tetraëders zien er dan uit als vierkanten. Twee van hun 6 ribben liggen parallel met (0001), waarbij de richting van de onderste ribbe (niet zichtbaar) loodrecht staat op die van de bovenste (de diagonalen in de vierkanten). De tetraëdervlakken zijn gelijkzijdige driehoeken. Van elke tetraëder zijn er 2 zichtbaar, die er door de perspectief als rechthoekige driehoeken uitzien. Van elke schroefdraad zijn 3 tetraëders te zien; de bovenste is het lichtst, de onderste het donkerst aangegeven. De 4e, 5e en 6e tetraëders van een schroefdraadomgang liggen onder de 1e, 2e en 3e van de er tegenoverlopende schroefdraad en zijn dus niet zichtbaar. Het schema heeft betrekking op een rechts-draaiend kristal.

$(\text{SiO}_4)^4$ -tetraëders tot grotere complexen aaneengekit, waarbij de O^{2-} -ionen deel uitmaken van telkens 2 aangrenzende tetraëders (vgl. Fig. 2). De samenstelling binnen de overigens nog slecht geordende complexen nadert dus tot $\text{SiO}_{4/2} = \text{SiO}_2$; aan de buitenkant is er overschot aan O^{2-} -ionen.

Vanzelfsprekend is de viscositeit afhankelijk van de mate van dit soort polymerisatie. Hoe minder Si en O primair in de smelt aanwezig zijn, hoe kleiner de kans op zulke samenklontering. Lage SiO_2 -percentages gaan samen met grotere hoeveelheden Fe^{2+} , Mg^{2+} - en Ca^{2+} -ionen, die zich bovendien zelf met SiO_4 -tetraëders verbinden in donkere mineralen als olivijn, pyroxeen (bijv. augiet), amfibool (bijv. hoornblende) en biotiet. Relatief SiO_2 -arme bazaltische magma's zijn dan ook veel

dunner vloeibaar dan rhyolietische.

De derde hoofdfactor die de viscositeit beïnvloedt is het gehalte aan opgelost water. Deze stof heeft op Si-O-combinaties in magma een sterk 'ontklontrend' effect. Vereenvoudigd komt het er op neer dat de Si-O-Si-verbindingen waarmee de tetraëders aan elkaar zitten, verbroken kunnen worden door het tussendringen van de H^+ - en de (OH) -ionen van het H_2O :



Zo lang, diep in de aardkorst, de druk op een granietisch/rhyolietisch magma groot is, kan er nog relatief veel H_2O in de smelt zijn opgelost. Maximaal is dit enkele gewichtspercenten: op 10 km diepte ca. 8%, op 4 km ca. 4%, op 2 km ca. 2%. In werkelijkheid is het H_2O -gehalte in granietmagma's vermoedelijk meestal niet meer dan 1½% (Wyllie et al., 1976). Dit lijkt misschien niet veel, maar betekent bij een SiO_2 -gehalte van 70% toch altijd nog 1 watermolecuul op elke 14 SiO_2 -moleculen.

Bij omhoogstijgen naar de aardoppervlakte neemt de druk af, waardoor de smelt er tenslotte oververzadigd mee raakt. Het H_2O scheidt zich dan af als gasbellen, en de viscositeit van de resterende smelt neemt diensgevolge sterk toe.

Stuwkoepels en andere rhyolietlichamen

Aan de hoge viscositeit van SiO_2 -rijke magma's is het toe te schrijven dat er maar weinig rhyolietische lavastromen gevormd zijn. De schaarse lavatongen van deze samenstelling die bekend zijn, vallen op door hun geringe lengte en grote dikte. Ze bestaan praktisch geheel uit glas, al of niet met fenokristen. De meeste normaal magmatische rhyoliet treft men aan als 'stuwkoepels' of als onder de aardoppervlakte gevormde gesteentelichamen. Stuwkoepels (= lavadomen, tholoiden) zijn ontstaan door lava-accumulatie in of vlak boven de uitmonding van kraterpijpen. Direct bij uittreding aan de aardoppervlakte blijft het magma als een stijve prop steken (Fig. 3). Een goed voorbeeld van een stuwkoepel is de Monte Guardia op Zuid-Lipari, de 'locus typicus' van wat vroeger lipariet genoemd werd. Het gesteente bestaat uit puinsteenachtig rhyolietglas met eerstelingen van plagioklaas, enige sanidinen en schaarse amfibool (kaersutiet). De dom is gevormd in het Weichselien, tussen 23.000 en 16.000 jaar geleden (Crisci et al., 1981).

Voorbeelden van oude rhyolietdomeën zijn zeer schaars. Deels komt dat doordat ze, als uit het landschap omhoogstekende reliëfelementen, blootstonden aan relatief sterke erosie. Een restant van een uit het Perm daterende stuwkoepel van rhyoliet is beschreven uit de omgeving van Dresden (Schwab, 1959).

Minder zeldzaam zijn rhyolietlichamen die gevormd zijn in oude kraterpijpen. Bij Weinheim, aan de westrand van het Odenwald, is zo'n (eveneens Permische) kraterpijpvulling opengelegd

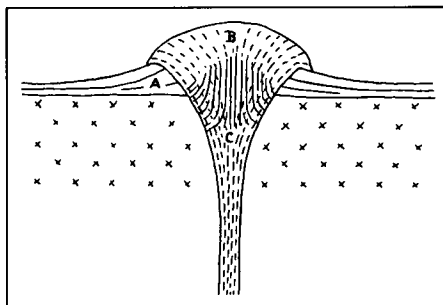


Fig. 3. Schematische doorsnede van een kraterpijp (C), pyroclastische afzettingen (A) en stuwkoepel (B). In de kraterpijpvulling zijn de richtingen van de fluïdale structuren en van de contractiezoulen aangegeven.



door een grote, 1 km brede en 200 m diepe steengroef. De zijwanden waartussen het magma stelde wiken naar boven uiteen. In samenhang daarmee divergeerden ook de stroomrichtingen van het magma, vastgelegd in de fluïdale structuren⁶. Interessant is in deze groef de zuilenstructuur, die zich tot in het diepste deel van de ontsluiting voortzet. In het midden staan de zuilen vertikaal en evenwijdig met de fluïdale structuren; naar de zijkanalen toe buigt hun richting om en staan ze er meer dwars op. Evenals bazaltzuilen zijn ze ontstaan door contractie bij afkoeling van het gesteente na de stolling⁷. De porfier van Weinheim is

over het algemeen zeer arm aan fenokristen (voornamelijk kwarts, kaliveldspaat en schaarse biotiet). Vermoedelijk was het gesteente oorspronkelijk, althans gedeeltelijk, een vitrofier.

Het meest verbreid is rhyoliet (voorzover onder de aardoppervlakte ontstaan) in de vorm van gangen. Men vindt deze vooral in associatie met granietmassieven. Veel ervan zijn waarschijnlijk op betrekkelijk grote diepte gevormd. Voorbeelden zijn de (plaatselijk fluoriet-houdende) 'elvans' in Cornwall. Ook in het zuiden van de Vogezen treft men rhyolietgangen aan. Deze dateren uit het Carboon en vormen het moedergesteente van veel van de porfieren in het grind van de Zuidlimburgse Maasterrassen (Van Straaten, 1946). Ze zijn uit de Vogezen meegevoerd door de bovenloop van de Moezel toen deze bij Toul in de Maas uitstroomde. Tegen het eind van het Weichselien (Riss) werd deze 'Moezel-Maas' 'onthoofd' en stroomde al het Moezelwater voortaan naar de Rijn.

Ook het Rijngrind bevat veel porfierstenen, die echter in hoofdzaak afkomstig zijn uit het stroomgebied van de Nahe en van de Pfrimmbach, twee zijrivieren die in de Rijn uitmonden bij resp. Bingen en Worms. In dit gebied zijn verscheidene rhyolietmassiefjes aanwezig, met oppervlakten van max. 25 km², die als ondiepe intrusies worden geïnterpreteerd (Fig. 5). Het omhooggedrongen magma heeft zich hier verzameld in grote 'kamers', dicht onder de oppervlakte, waarbij de deklagen omhoog en opzij werden gedrukt.

Uiteraard ging dit met veel vulkanisme gepaard. In de omgeving van Kreuznach wordt het gesteente in een aantal grote en diepe groeven ontgonnen. De matrix van deze porfieren is over het algemeen duidelijk (micro-)kristallijn, met korrelgrootten tot max. circa 100 µm. Dit is meer dan in de meeste andere rhyolieten. Echter had men, naar analogie van de situatie in andere grote rhyolietlichamen (bijv. bij Lugano) ook kunnen verwachten dat in het binnenste ervan de afkoeling langzaam genoeg zou zijn gegaan voor de vorming van veel grotere kristallen. Vermoedelijk was het magma hier al vrij ver afgekoeld vóór het de kamers binnenstroomde.

Explosieve erupties

Wanneer water kookt bij een druk van 1 atmosfeer, dus bij 100°C, treedt, zoals algemeen bekend, een enorme expansie op: 1 L water gaat daarbij over in 1650 L waterdamp. Bij uitscheiding

Fig. 4. Rhyoliet van Weinheim met (vertikale) fluïdale structuur. Afm. 7,5 bij 5,5 cm.

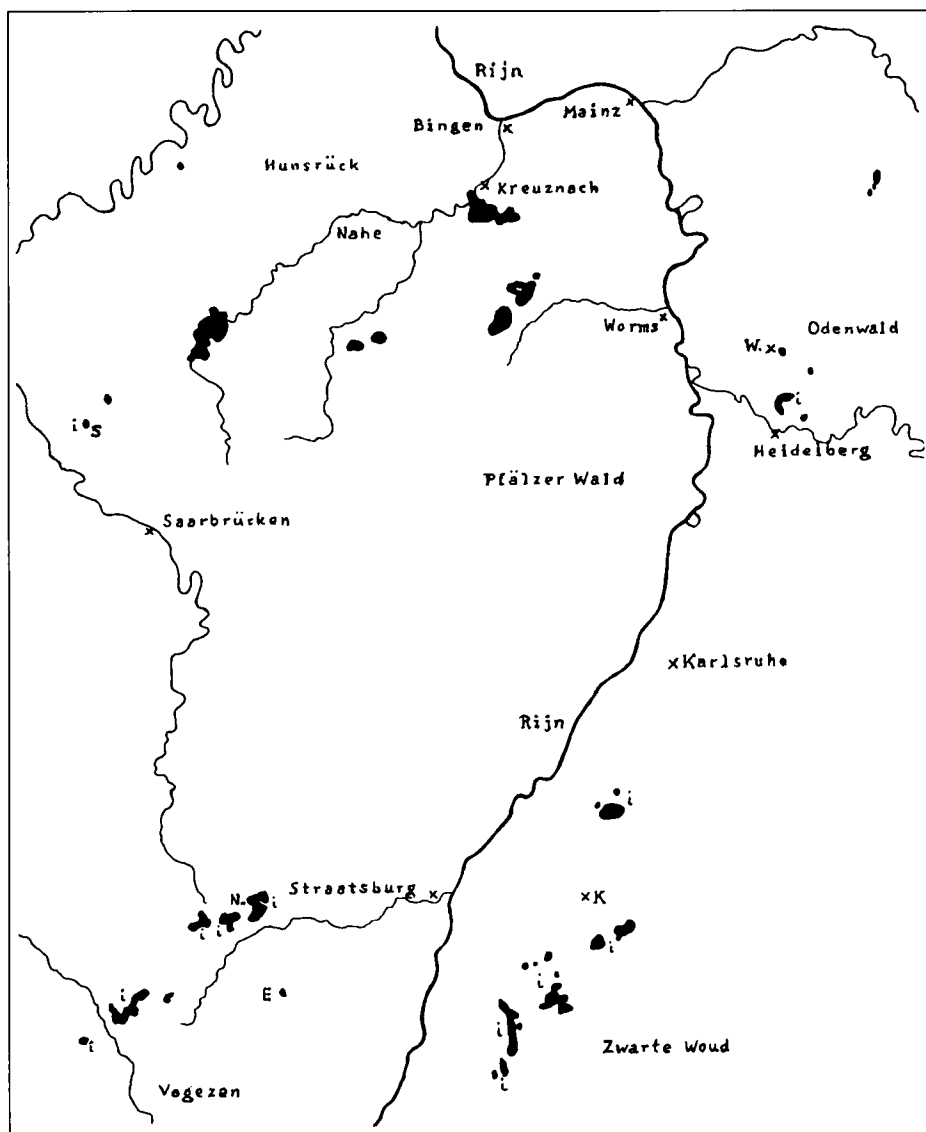


Fig. 5. Verbreiding van rhyolietische gesteenten in het Nahegebied, het Odenwald, de N. Vogezen en het N. Zwarte Woud. S= Schmelz, W= Weinheim, N= Nideck, E= Efermatten, (K= Kappelrodeck). Ignimbrische gesteenten zijn aangegeven met i.

uit magma van 800°C (door drukontlasting) kunnen bij 1 atm. per L water zelfs enkele duizenden liters gasvormig⁸ H₂O geproduceerd worden. Ook bij andere vulkanische gasen (CO₂, SO₂, Cl₂, enz.) leidt uittreding uit de oplossing als gevolg van drukverlaging tot zeer sterke volumevergrotingen. In veel gevallen is het deze ontwijking van gas die de heftigheid van vulkanische erupties veroorzaakt. De ontgassing geschiedt in de vorm van bellen die snel aangroeien en door hun geringe dichtheid in de lava omhoogstijgen. Dicht onder de lava-oppervlakte gaat dit met zo'n kracht dat de omgevende lava zelf mee wordt gesleurd en de lucht in vliegt.

De heftigste erupties treden op wanneer in een SiO₂-rijk magma door de grote taaiheid ervan de groei van bellen belemmerd wordt en zich hoge spanningen ophopen. Tenslotte barst het materiaal explosief uiteen en wordt

het als fijne flardjes en brokjes tot grote hoogte (soms meer dan 30 km) de atmosfeer ingeblazen. Daar worden deze 'pyroklastika' (Gr. pyr = vuur; klastisch = uit fragmentjes bestaande) door de wind verder verspreid voor ze op de aarde terugvallen.

Erupties waarbij grote hoeveelheden materiaal met zo grote kracht naar buiten worden geblazen, hebben vanzelfsprekend een sterke uitschuring van de kraterpijp tot gevolg. Het bovenste deel wordt daarbij trechtervormig verwijdt: de uitschuring begint bovenaan, waar de massa van het weg te blazen materiaal het geringst is. Nadat daar ruimte geschapen is, kunnen ook diepere delen van de kraterpijp wanden worden losgebroken, enz. Wat verder nog kan bijdragen tot verwijding van de kraterpijpmond is dat de bij de oppervlakte liggende formaties vaak minder verhard en gemakkelijker erodeerbaar zijn dan de eronder liggende

gesteenten. Niet zelden bestaan de bovenste lagen uit pyroklastische afzettingen, gevormd tijdens de eerdere stadia van dezelfde uitbarsting (Fig. 3). Wanneer tenslotte tegen het einde van een eruptie de gasdruk sterk is vermindert kan de samenhang van het resterende magma behouden blijven en kan dit in de tevoren verwijde kraterpijp en erboven tot stolling komen. De bovengenoemde rhyolietlichamen op Lipari, bij Weinheim en in het Nahegebied zijn dan ook geen op zichzelf staande vulkanische formaties, maar late producten (of nevenproducten) van zeer grote erupties, waarvan het meeste materiaal als pyroklastika in de omgeving terecht is gekomen. In het Nahegebied is een deel van deze 'uitblazingsgesteenten' aan de oppervlakte bewaard (o.a. bij Schmelz en ten Z.O. van Kreuznach), deels zijn ze geërodeerd of onder jongere sedimenten begraven. In het Odenwald, het Zwarte Woud en de Vogezen is de meerderheid van de rhyolietische gesteenten van pyroklastische aard. Over de hele wereld genomen is het pyroklastisch aandeel zeker groter dan 95%.

Gloedwolken en ignimbrieten

Behalve de pyroklastische gesteenten die ontstaan zijn door het uit de lucht neerregenen van individuele partikels, zijn er ook die het product zijn van massatransport van uitgeblazen materiaal. Een veel voorkomende vorm van dergelijk massatransport is die in 'gloedwolken'. Dit zijn a.h.w. suspensies van fijn-verdeeld vloeibaar of glasachtig materiaal dat samen met fenokristen en brokjes gesteente in werveling wordt gehouden door de vrijgekomen en nog vrijkomende vulkanische gasen. Ze hebben temperaturen van vele honderden graden celsius. Gloedwolken zijn uiterst mobiel en stromen door hun zwaarte met grote snelheden (vermoedelijk tot enkele honderden kilometers per uur⁹) over de vulkaanhellingen naar beneden. Ze kunnen zich tot ver in de omgeving uitbreiden. Bekende gloedwolkerupties waren o.a. die van de Montagne Pelée op Martinique, die in 1902 de stad St. Pierre in enkele seconden totaal vernietigde en die van de Mt. St. Helens in de U.S.A. in 1980. Bij de uitbarsting van de Montagne Pelée was de samenstelling overigens niet rhyolietisch, maar andesietisch; bij de eruptie van Mt. St. Helens was het daciet.

Afzettingen van gloedwolken heten 'ignimbrieten' (L. ignis = vuur, imber = regenbui). Zeer grote ignimbrietdekken zijn gevormd bij de Laat-Pleistoocene uitbarsting op Noord-Sumatra die resulteerde in de Tobameer caldera.

Hun oppervlakte bedraagt circa 20.000 km² (Westenberg, 1962). De totale hoeveelheid rhyolietische pyroklastika die toen werden geproduceerd wordt geschat op meer dan 1000 km³ (Ninkovich et al., 1978).

Ignimbrieten zijn ook in Europa zeer verbreid, vooral in het Precambrium (bijvoorbeeld in Zweden en op de Oostzeebodem) en in het Perm. Permische ignimbrieten treft men o.a. aan in de Oslo-slenk (sommige rhombenporfieren), in de Vogezen, het Zwarte Woud, het Thüringerwoud, Saksen en in de westelijke Dolomieten. Met name in dit laatste gebied zijn ze zeer uitgestrekt. Ze maken er deel uit van de 'porfierformatie van Bolzano (Bozen)', die een oppervlakte bestrijkt van meer dan 2000 km² en tot meer dan 1½ km dit is. Behalve rhyolieten bevat deze formatie ook dacietische en andesietische gesteenten (Fig. 6).

Veel van de bij vulkanische erupties geaccumuleerde pyroklastische afzettingen vertonen duidelijk hun opbouw uit losse fragmenten en gruis, ook wanneer ze naderhand diagenetisch verkit zijn tot tuffen. In sommige gevallen was echter de temperatuur van het afgezet materiaal nog zo hoog (meer dan 550°C) dat na de afzettingen de stukjes aaneensmolten tot een min of meer homogene massa, die als een soort secundair magmatisch gesteente stonde. Dit laatste treedt vooral op bij ignimbrieten. Evenals in normale rhyolieten kan hierin door afkoelingscontractie na de stolling zuilvorming plaatsvinden. Waar gloedwolkmateriaal op hellende oppervlakken werd afgezet, kon na de versmelting zelfs enige stroming optreden en vorming van fluïdale structuren.

Of een gesteente een primair lavaproduct is dan wel een smelt-ignimbriet, kan blijken in het veld. Als het zijwaarts en naar onder en boven toe geleidelijk overgaat in los pyroklastisch materiaal is het uiteraard door secundaire smelting ontstaan¹⁰. Bij oudere formaties, waar de oorspronkelijk losse pyroklastika meestal wel diagenetisch aaneengekit zijn, gaat dit criterium niet meer op. Wat echter zowel in jonge als in oude formaties opvalt is dat ignimbrieten over het algemeen vrij dikke lagen vormen, die door platte, onderling evenwijdige vlakken begrensd zijn. Lavastromen zijn daarentegen gekenmerkt door zeer oneffen, niet platte bovenoppervlakken. Van tuffen, bestaande uit pyroklastika die op gewone wijze uit de lucht zijn neergeregend, verschillen ignimbrieten doorgaans door hun meer homogene opbouw en de afwezigheid van dunne, evenwijdige de-tailgelaagdheid.

Onder de loupe gezien, vertonen echte lavageesteenten vaak een schuimige of sponsachtige structuur, als gevolg van de insluiting van gasblazen. Soms is, zoals op de Monte Guardia, het gesteente zelfs min of meer puimsteenachtig. Daarentegen blijft bij afzettingen uit gloedwolken het meeste gas in de atmosfeer achter, of wordt dit bij het samenzakken van het nog relatief mobiele ignimbrietmateriaal naar boven toe weggeperst¹¹.

Op mikroskopische schaal, in slijpplaatjes, vertonen veel smelt-ignimbrieten nog hun oorspronkelijke opbouw uit glasscherfjes. Bij het samenzakken der afzettingen kunnen deze duidelijk geplet zijn en meer horizontaal gericht (zie bijv. de foto van de Elfdal-ignimbriet in Pannekoek en Van

Straaten, red., 1984).

Verder kunnen ignimbrieten, in samenhang met de explosiviteit van de eruptie en het uitschuren van de kraterpijp, talrijke gesteentebrokjes bevatten. Meest is dit vulkanisch gesteente, deels puimsteen. In smelt-ignimbrieten zijn puimsteenfragmenten vaak secundair tot niet-poreuze, platte stukjes glasgesteente samengedrukt.

Een andere eigenschap van veel ignimbrieten is hun hoge gehalte aan brokstukken van fenokristen (Fig. 7). De meeste zijn vermoedelijk afkomstig van kristallen die bij het exploderen van het magma uiteen zijn gerukt. Ook in lavageesteenten komen wel eens kapotte eersteling-kristallen voor, maar over het algemeen zijn ze daarin toch nooit talrijk.

Tenslotte wordt hier als verschilpunt tussen primaire lavageesteenten en ignimbrieten het fenokristengehalte genoemd. Bedraagt dit meer dan 50 volume-procent, dan lijkt vorming als lavageesteente wel uitgesloten, zeker in het geval van rhyolieten, omdat het niet aan te nemen is dat zo SiO₂-rijke, visceuze lava's bij zo hoge fenokristengehalten nog kunnen stromen. Evenmin valt te denken aan de mogelijkheid van concentratie van kristallen doordat ze omlaagzinken naar de bodem van een lava-massa. Volgens onderzoek van Hildreth (1981) treedt zelfs in de haard van rhyoliet-vulkanen zo'n uitzinken van kristallen niet op, ondanks de hogere temperaturen en de lange beschikbare tijd¹². In de uiterst mobiele gloedwolken worden de zwaardere bestanddelen daarentegen juist wel bij de bodem geconcentreerd. Dit kan leiden tot zeer fenokristrijke afzettingen.

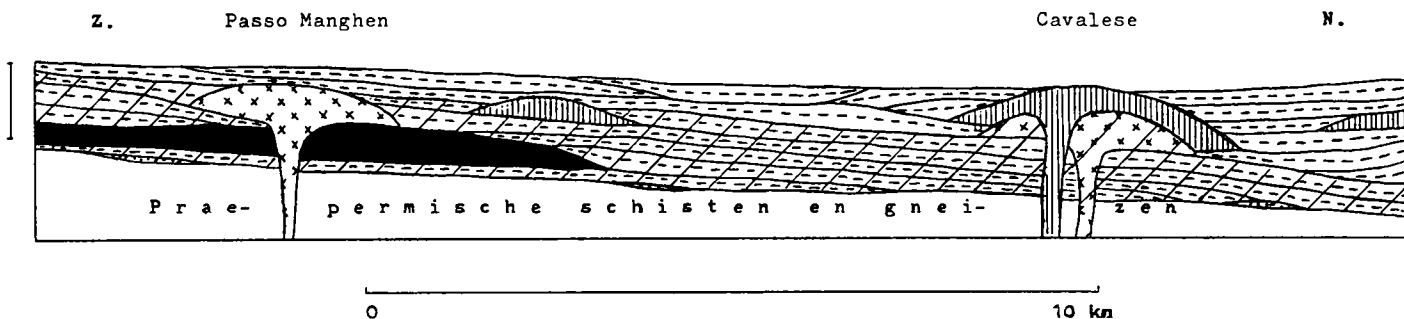


Fig. 6. Schema van de mogelijke opbouw van de rhyolietformatie ten Z. van Bolzano (naar Leonardi et al., 1967).

Stippels: conglomeraten; kruisjes: rhyoliet (lavageesteenten en tuffen); Horiz. streepjes: rhyoliet-ignimbrieten; kruisjes met schuine strepen: rhyodaciet-ignimbrieten; verticale strepen: daciet; zwart: andesiet.

N.B. rhyoliet: meer dan 2x zoveel kaliveldspaat als plagioklaas (35-65%) (diepte-equivalent graniet); rhyodaciet: ongeveer evenveel kaliveldspaat als plagioklaas (35-65%) (diepte-eq.: Graniet) meer dan 2x zoveel plagioklaas als kaliveldspaat (diepte eq. deels granodioriet, met enige kaliveldspaat, deels kwartsdioriet, zonder kaliveldspaat); andesiet: minder dan 10% kwarts, veldspaten alleen plagioklaas.

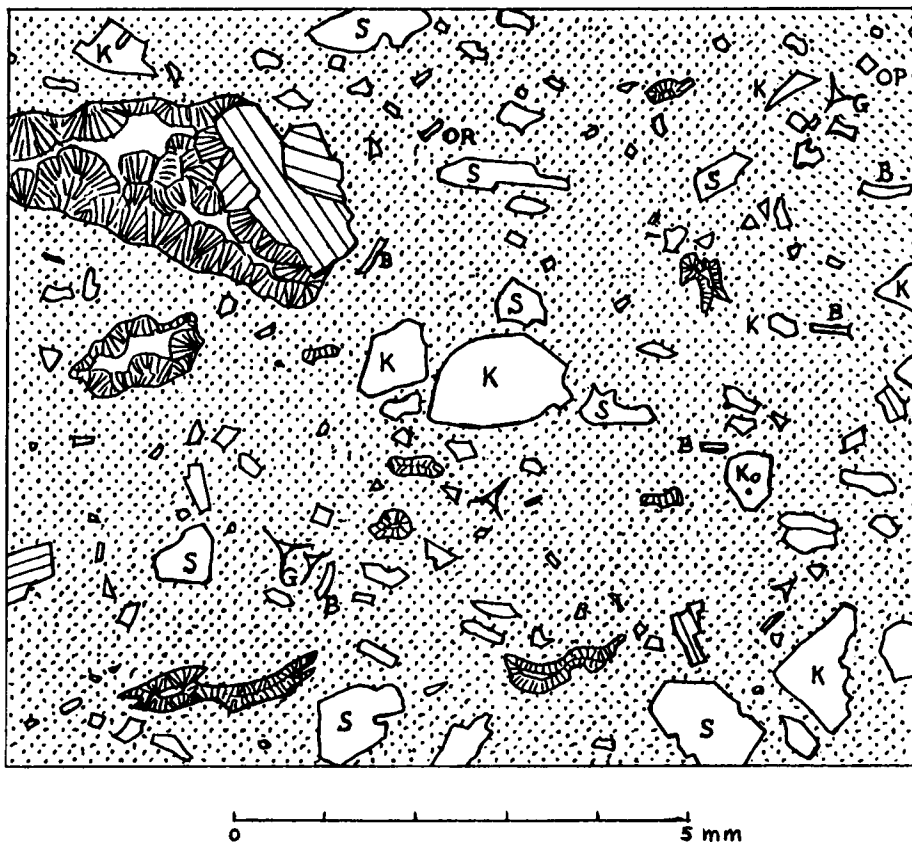


Fig. 7. Rhyoliet-ignimbriet van Bishop, Californië (730.000 jr. oud, >170 km³). Tekening naar slijpplaatje, met weglating van kleinste brokjes. Het gesteente is rijk aan fragmenten van eerstelingen en bevat betrekkelijk veel gasholten, grotendeels opgevuld met (vezelige) secundaire mineralen (veldspaat, SiO₂). K= kwarts, S = sanidien, gestreept= plagioklaas, B= biotiet, Or= orthiet, Op= orthopyroxeen, G= glasscherfjes.

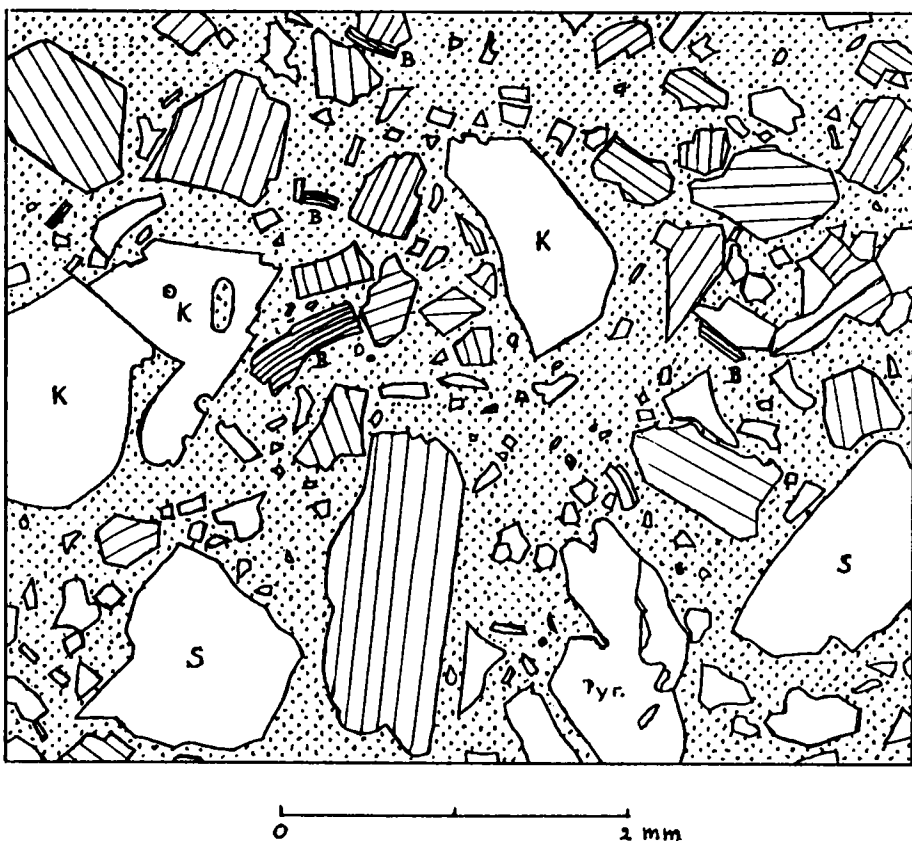


Fig. 8. Rhyodaciet-ignimbriet van Branzolo, Z. van Bolzano. Tekening naar slijpplaatje. K= kwarts, S = sanidien, gestreept= plagioklaas, B= biotiet.

Een voorbeeld is het gesteente van Fig. 8 uit de Permische rhyolietformatie bij Branzolo, Z. van Bolzano. Ter vergelijking is Fig. 9 toegevoegd: een normale gangrhyoliet, van Altenbrak in de Harz. Waarschijnlijk is ook de fenokristrijke andesiet van Djebel Dokhan (Fig. 1, de 'porfier van de oudheid') afgezet als ignimbriet.

Aard van de fenokristen

De chemische samenstelling van verschillende rhyolietische formaties loopt evenzeer uiteen als die van hun diepte-equivalent, de granieten. Ook binnen de afzonderlijke rhyolietcomplexen is de samenstelling meestal verre van constant. Zo varieert in het eerder genoemde rhyolietmassief bij Kreuznach het SiO₂-gehalte tussen 76 en 55% en vindt men behalve rhyolieten ook dacietische en andesietische gesteenten. Deze plaatselijke variaties zijn in het algemeen het gevolg van toevoer van verschillende magma's, mogelijk uit verschillende niveau's van een en dezelfde magmahaard (Hildreth, 1981). Wel mag men vermoedelijk aannemen, althans bij rhyolietische magma's, dat als regel geen scheiding heeft plaats gehad tussen fenokristen en omgevend magma: fenokristen en omgevende matrix horen dus in het algemeen genetisch bij elkaar.

Nu bestaan de fenokristen in de meeste rhyolieten voornamelijk uit kwarts, sanidien en plagioklaas (albiet-oligoklaas). Daarnaast zijn gewoonlijk kleinere hoeveelheden donkere mineralen aanwezig, meestal vooral biotiet. De matrix bestaat eveneens in hoofdzaak uit kwarts en veldspaat. Het betekent dus dat in al deze gesteenten kwarts tot de eerst uitgescheiden mineralen behoort. Dit is opmerkelijk omdat in het verleden vaak beweerd is (bijv. Rosenbusch-Osann, 1923) dat bij stolling van dezelfde magma's in de diepte (dus bij granietvorming) het eerst de donkere mineralen beginnen te kristalliseren (meestal voornamelijk biotiet), daarna plagioklaas, dan kaliveldspaat en als laatste de kwarts. Deze volgorde zou blijken uit de afnemende mate waarin bij deze mineralen de eigen kristalvormen ontwikkeld zijn. Biotiet is zo goed als geheel 'idiomorf' (= 'euhedrisch'), terwijl kwarts (in de meeste granieten) in het geheel geen eigen kristalvlakken vertoont: het lijkt de laatste overgebleven ruimten op te vullen. In werkelijkheid heeft dit gebrek aan eigen vormen een andere oorzaak: nadat een granietisch magma in de diepte is gestold, vinden er bij de langzame verdere afkoeling rekristallisaties plaats: eigenlijk een soort metamorfose. Bij de daarbij optredende concurr-

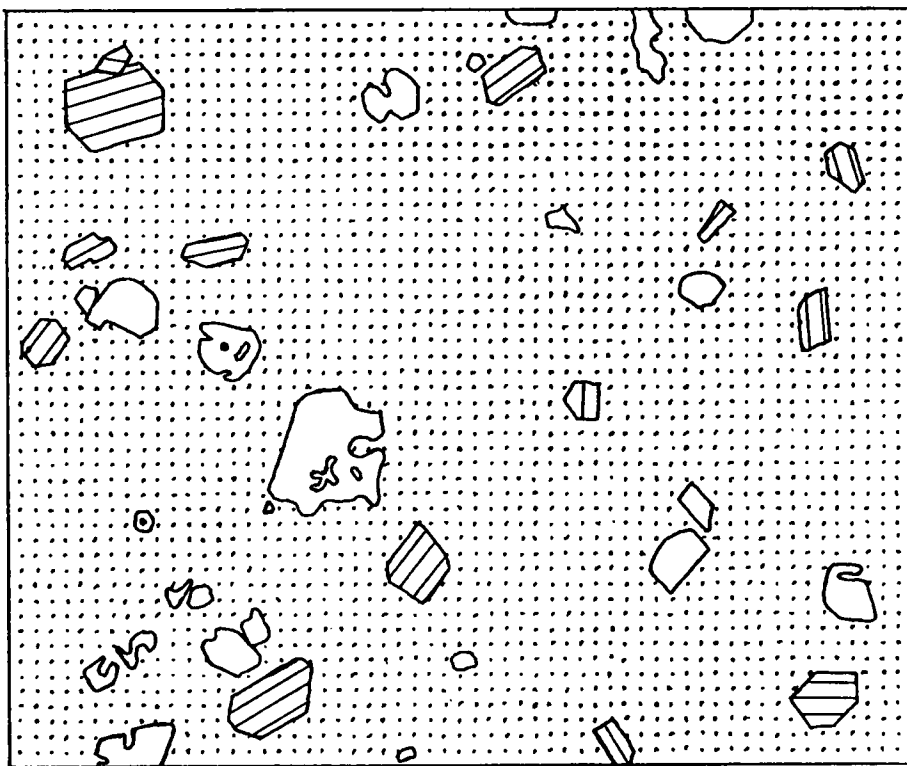


Fig. 9. Tekening naar slijpplaatje van rhyoliet uit een brede gang (Perm) bij Altenbrak, Harz. Kwarts: wit; alkaliveldspaat; gestreept. Schaalverdeling in millimeters.

rentie om de ruimte verliest kwarts het van veldspaten en glimmers, evenals dit bij 'normale' metamorfe omkristallisaties (bijv. tot gneis) het geval pleegt te zijn.

Ontstaan van graniet-/rhyolietmagma's

Naar de kristallisatie van silikaatmengsels is veel experimenteel laboratorium-

onderzoek gedaan (bijv. Bowen, 1928, Tuttle & Bowen, 1958 en vele anderen). In verband met de genese van granieten en rhyolieten zijn vooral die experimenten interessant waarbij gewerkt werd met H_2O -houdende mengsels van gesmolten SiO_2 (kwarts), $KAlSi_3O_8$ (zuivere kaliveldspaat) en $NaAlSi_3O_8$ (zuivere albiet) bij hoge drukken, overeenkomende met de situatie diep onder de aardoppervlakte.

Het blijkt dat het van de verhouding van deze bestanddelen afhangt, welk daarvan zich bij afkoeling het eerste uitscheidt; is er bijvoorbeeld een overmaat van kwarts, dan begint de kristallisatie met kwarts. Door de uitscheiding hiervan wordt de concentratie van de veldspaten in de resterende smelt (relatief) verhoogd; na enige tijd zullen ook die beginnen uit te kristalliseren, eerst alleen nog de ene soort, tenslotte ook de andere. Het proces eindigt dus met de gelijktijdige uitkristallisatie van de drie mineralen. Een aggregaat van op deze wijze tegelijk uitgescheiden kristallen van de bestanddelen van een mengsel noemt men een eutekticum. De hoeveelheden kwarts, $KAlSi_3O_8$ en $NaAlSi_3O_8$ in zo'n eutekticum verhouden zich ongeveer als 1:1:1.

Omgekeerd wordt uit een willekeurig vast mengsel van de drie genoemde mineralen bij verhitting eerst een mengsmelt gevormd waarin de drie in ongeveer gelijke hoeveelheden vertegenwoordigd zijn. Dit gaat door tot er van een daarvan geen kristallen meer over zijn.

Dan begint de samenstelling van de smelt (bij verdere temperatuurverhoging) geleidelijk te veranderen door de toevoeging van gesmolten materiaal van de beide andere bestanddelen en tenslotte alleen van het laatste, waarvan oorspronkelijk het meeste aanwezig was.

Iets dergelijks gebeurt nu ook bij de vorming van granietmagma's. Mede op grond van het experimenteel onderzoek is het tegenwoordig duidelijk dat de meeste granietmagma's zijn ontstaan door beginnende opsmelting van gneizen en andere gesteenten, waarbij het gesmolten materiaal onder invloed van de druk is weggeperst en zich verzameld heeft tot grote lichamen op plaatsen van geringere druk. In overeenstemming hiermee vertonen de kwarts-, $KAlSi_3O_8$ - en $NaAlSi_3O_8$ -hoeveelheden in granieten een sterke piek bij de verhouding 1:1:1. Pas bij hogere temperaturen treedt ook uitsmelting op van calcium-, magnesium- en ijzerrijk materiaal, waardoor het totaal meer overeenkomt met granodiorieten en diorieten (resp. dacieten en andesieten).

De warmte, leidende tot deze opsmelting, zou volgens de moderne inzichten in de meeste gevallen geleverd zijn door heet, uit de mantel opstijgend bazaltisch magma. Op veel plaatsen komt ook dit bazaltisch magma zelf aan de aardoppervlakte en vindt men gecombineerd bazaltisch en rhyolietisch vulkanisme (vaak ook met productie van intermediaire gesteenten als andesieten). Het uitsmelten van de

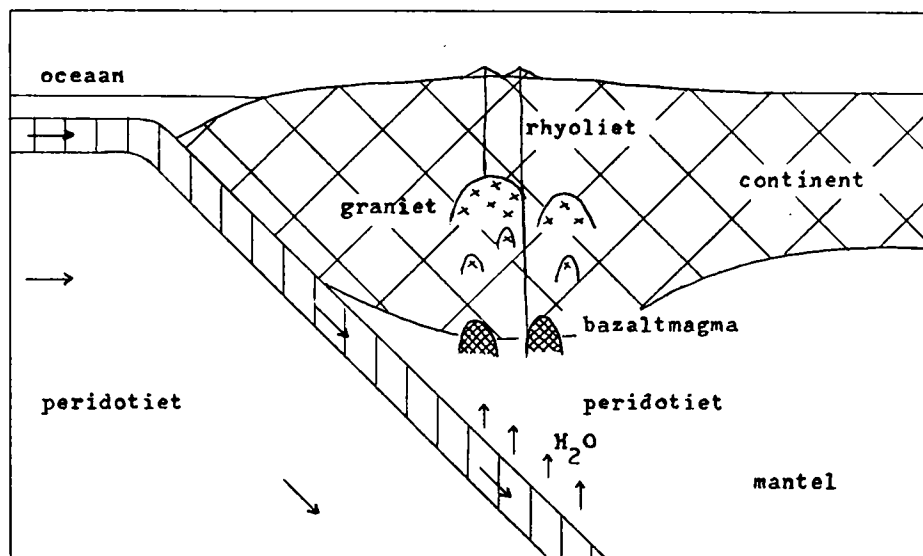


Fig. 10. Schema van de mogelijke vormingswijze van rhyolietisch magma bij subductie. terwille van de duidelijkheid is de dikte van de continentale (en van de oceanische) korst ongeveer 4x overdreven.

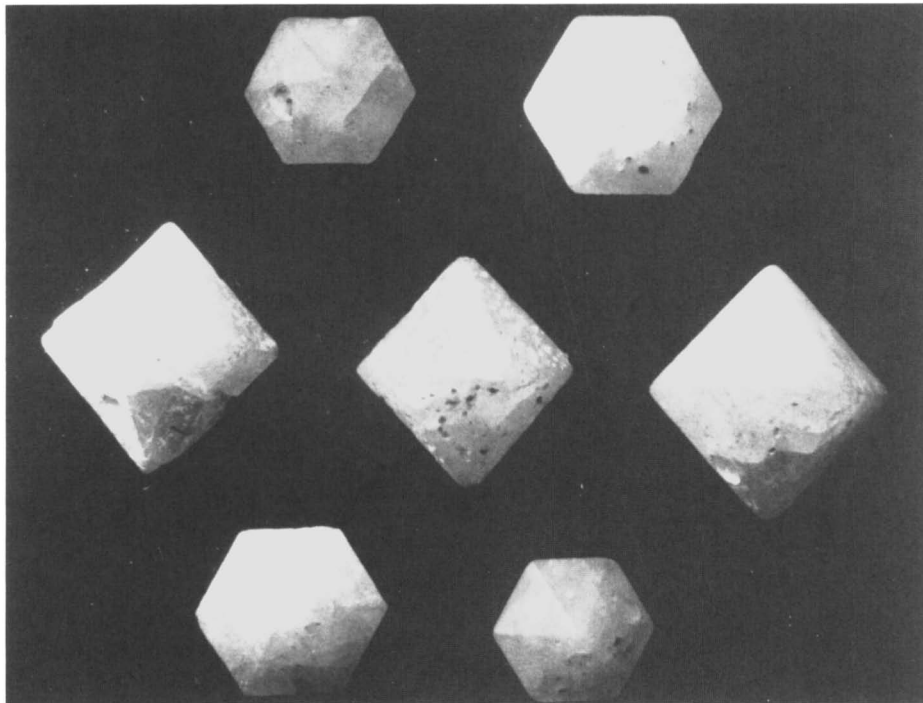


Fig. 11. Dipyramiden ('dihexaëders') van hoge kwarts. Fenokristen, verweerd uit daciet-tuf. De meeste resorptie-putjes zijn met witte leem opgevuld. Afmeting grootste exemplaar (parallel c-as) 22 mm. Tji Emas, Subkabumi, W. Java.

bazaltmagma's uit de mantelperidotiet kan gebeuren onder grote slenken, zoals tegenwoordig in de Oostafrikaanse breukzone en, in het Perm, onder de toen gevormde Oslo-slenk. De meeste rhyoliet wordt echter gevormd langs continentranden waar oceaانبodem door subductie in de diepte verdwijnt. Uit de gesteenten van de oceanische korst komt daarbij H_2O vrij, dat in de bovenliggende mantelperidotiet dringt. Dit veroorzaakt verlaging van de smelttemperaturen van de daarin aanwezige bazalt'fractie'.

Het daarbij ontstane bazaltmagma wordt ten gevolge van zijn geringere dichtheid omhoog geperst, waar het leidt tot opsmelting van de SiO_2 -rijke

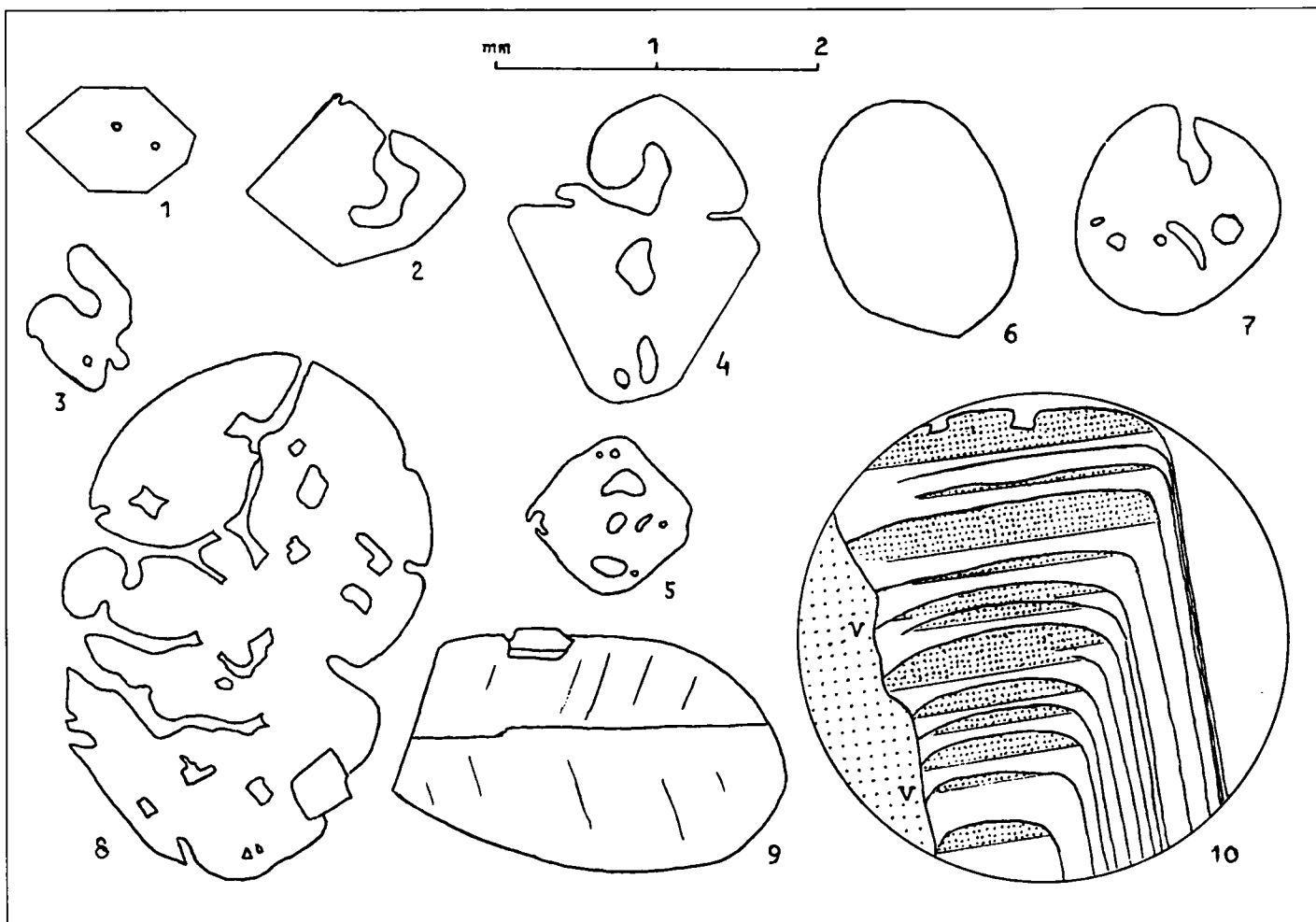


Fig. 12. Doorsneden van geresorbeerde fenokristen van kwarts en kaliveldspaat. Alle kwartsen met projectie c-as verticaal. 1, 2 en 3: kwarts uit rhyolietische randzone van granofiervang bij Witznau, Z. Zwarte Woud. 4 en 5: kwarts uit rhyoliet met verticale fluidale structuur, Etermatten, Andlau-dal, Vogesen. 6: kwarts uit rhyoliet van Traisen, W. van Kreuznach. 7: kwarts uit rhyoliet met fluidale structuur, Oberhof, Thüringen. 8: kwarts uit granofier N.W. van Morcote, bij Lugano. 9: sanidien (Karlsbadertweeling) uit rhyoliet-ignimbriet bij Roccatredigghi, Toscane. 10: orthoklaas; stukje van Karlsbader tweeling (megakrist) uit granietporfier van Ernsthofen, Odenwald. V= vergroeiingsvlak van de tweelinghelften. De linkerhelft is gesneden loodrecht op de a-as. De rechterhelft vertoont het resultaat van een serie aangroeiastadia, afgewisseld met afrondingen. Het lijkt waarschijnlijk, dat de afrondingen teweeg zijn gebracht door periodieke opsmelting. Ook de buitenkant van het kristal is afgerond, vermoedelijk als gevolg van het omhoogdringen van het magma in de gang. Indien de eerdere afrondingen inderdaad door opsmelting veroorzaakt zijn, moeten deze in de magmahaard hebben plaatsgehad.

gesteenten onderin de continentale korst. De hierdoor gevormde graniet-magma's kunnen op hun beurt naar boven dringen en hoger in de korst in grote magmakamers kristalliseren (vorming van batholieten). Een deel kan, al of niet met een tussenverblijf in zulke graniethaarden, doorbreken naar de aardoppervlakte om daar als rhyolietische gesteenten te stollen (Fig. 10).

Resorptie van fenokristen

De primaire vorm van kwarts eerstelingen in porfieren is een zeszijdige dubbelpyramide, ook wel dihexaëder genoemd (Fig. 11). Dit is de vorm van zgn. hoge kwarts, die onder atmosferische druk kristalliseert bij temperaturen boven 573°C. Daaronder vormt zich lage kwarts. Kwarts-eerstelingen zijn echter niet aan de aardoppervlakte gevormd, maar in de diepte. Bij hoge drukken ligt de overgangstemperatuur lage kwarts/hoge kwarts hoger: op 10 km diepte bijvoorbeeld bij circa 640°C, op 20 km bij ongeveer 710°C (Yoder, 1950)¹³.

Bij nauwkeurig bekijken blijkt dat in de kristalvlakken vaak putjes aanwezig zijn. Sommige daarvan zetten zich als slurven naar binnen voort (Fig. 12). Ook zijn de punten en ribben van de dipyramiden meestal enigszins afgerond. In enkele gevallen zijn alle hoeken volledig verdwenen en vindt men zuiver ronde doorsneden. Het betekent dat de kristallen na hun vorming in de diepte weer enige opsmelting hebben ondergaan. Fig. 11 toont het verschijnsel op makroskopische schaal: de afgebeelde, exceptioneel grote kwartsdihexaëders zijn afkomstig uit een verweerde daciët-tuf van Sukabumi op West-Java (vgl. Verbeek en Fenema, 1896).

Dat bij de opsmelting de meest uitstekende delen van de dipyramiden: de punten en ribben meer worden aange-

tast dan de vlakke delen daar tussen in is een normaal verschijnsel. In het algemeen leidt opsmelting tot afronding van kristallen. Merkwaardig is dat anderzijds bij de opsmelting ook putjes gevormd worden en dat in deze inspringende delen de opsmelting juist extra snel kan gaan, zodat daar diep naar binnen dringende slurven worden gevormd. Vermoedelijk hangt dit samen (mondelinge meded. Prof. Hartman) met de aanwezigheid van roosterfouten in de kristallen. Geheel duidelijk is de kwestie overigens nog niet: roosterfouten hebben meestal de gedaante van spleten of breuken; de slurven, daarentegen zijn overwegend buisvormig.

Ook sanidien en plagioklaas-eerstelingen in rhyolieten kunnen zulke resorptie-effecten vertonen, maar het verschijnsel is bij deze mineralen veel minder algemeen¹⁴. In de meeste rhyolieten zijn het uitsluitend de kwarts-eerstelingen waaraan de gevolgen van secundaire opsmelting te zien zijn.

Er zijn verschillende verklaringen voor het verschijnsel gegeven¹⁵. Een zeer essentieel punt is al in 1887 door Lago rio genoemd (zie Zirkel, 1893), nl. dat bij praktisch alle stoffen de smeltemperatuur stijgt bij drukverhoging en daalt bij drukverlaging. Dit hangt samen met de volumevergroting, die bij smelten optreedt ten gevolge van de overgang van de geördende configuratie van ionen, resp. atomen of moleculen in het kristalrooster naar de ongeördende in de vloeistof. Hoe hoger de druk, hoe meer temperatuurverhoging nodig is om de volumevergroting mogelijk te maken.

Dat drukverlaging een hoofdrol speelt bij deze hernieuwde opsmelting is ook al aannemelijk op grond van het feit dat geresorbeerde kwartsfenokristen niet beperkt zijn tot rhyolieten die aan of bij de aardoppervlakte zijn gestold, maar dat ze even algemeen worden aange-

troffen in (al of niet granofierische) granietporfieren, die op diepere niveau's zijn gevormd. Zodra een magma een zodanige bovenwaartse verplaatsing heeft ondergaan dat porfierische structuur het gevolg is, vertonen de kwarts-eerstelingen de effecten van opsmelting. Wel lijkt het er op dat de resorptie van kwartsen in granietporfieren vaak minder intens is: behalve kwarts-eerstelingen met inbochtungen treft men in deze gesteenten toch ook nog dihexaëders aan met volledig scherpe, onaangetaste hoeken (Fig. 12).

Het is hiermee overigens nog niet verklaard waardoor de resorptie zo overwegend tot de kwartsen beperkt is. Nu is echter uit experimenteel onderzoek van Luth (1969) gebleken dat de samenstelling van het eutecticum kwarts-kaliveldspaat-albiet (circa 1:1:1, zie boven) bij afnemende van de druk iets naar een kwartsrijkere verhouding verschuift. Dit betekent dat gedurende, of direct na het omhoogrijzen van een rhyolietisch magma het gesmolten deel, vóór het bij lagere druk (als eutecticum) verder kan stollen, eerst relatief SiO₂-rijker moet worden. In theorie kan dit bijvoorbeeld gebeuren doordat in deze stadia meer veldspaat uitkristalliseert dan kwarts, maar ook doordat van de reeds uitgescheiden kwarts-kristallen meer oplost/smelt dan van de veldspaatfenokristen. In verband met het effect van drukverlaging op de smeltemperatures zal echter opsmelten gemakkelijker optreden dan aangroei. Zo is het begrijpelijk dat de kwartsen wel duidelijk resorptiever-schijnselen vertonen en de veldspaten veel minder of in het geheel niet.

Het tweede deel van dit artikel met de verklaring van de noten en de literatuuropgave volgt in nr.3.

Adres van de auteur:

Westerse Drift 64
9752 LJ Haren

Geovaria

H. Huisman

Een walvis met achterpoten

Dat walvissen zeezoogdieren zijn zonder ook maar het geringste spoor van achterpoten aan hun gestroomlijnde lichaam is ieder wel bekend. Maar in het lichaam aanwezige, zeer kleine, rudimentaire overblijfselen van bekken en achterpoten, laten er geen twijfel over bestaan dat walvissen wel degelijk van vierbenige zoogdieren afstammen die

ooit een landleven leidden. Fossiel zijn walvissen (*Archaeoceti*) bekend vanaf het Eoceen, maar tot dusver waren geen fossielen gevonden waaraan niet geheel gedegeneerde aanhangselen in situ aanwezig waren. In de Egyptische oase Fayum heeft men onlangs in daar ontsloten mariene sedimenten uit het Midden-Eoceen, fossielen van de oerwalvis *Basilosaurus isis* gevonden, compleet met achterbenen. Weliswaar waren botonderdelen daarvan met elkaar vergroeid, maar het geheel was bijzonder goed

bewaard gebleven. Uit het onderzoek bleek, dat alleen de drie buitenste tenen goed ontwikkeld en niet vergroeid waren. Qua bouw vertonen ze overeenkomsten met die van oerhoefdieren. Het dijbeen bij *Basilosaurus* lag binnen het lichaam. De delen die uit het lichaam staken moeten echter te zwak van bouw zijn geweest om behulpzaam te zijn bij het zwemmen, laat staan om er op te steunen of te lopen.

Naturw. Rundschau 44.