

Inhoud:	Vulkanen op CD-Rom	20
	IJsland	21
Vulkanisme	Eifel	40
		1

VULKANISME

door Drs. W.C.P. de Vries

I - Inleiding

Er was eens een boer die leefde in Mexico, ongeveer 300 km ten westen van Mexico City. Het verhaal begint op 20 februari 1943; gedurende twee weken voor deze dag waren er vele aardschokken gevoeld. Nu is dat in vrijwel geheel Midden-Amerika niets bijzonders, maar 300 schokken binnen twee weken is toch wel wat erg veel van het goede. Op deze 20ste februari werd de oorzaak duidelijk, toen er naast de ploeg van onze boer een gat in zijn maisakker viel, waaruit zwarte rook begon te kringelen. Het gat werd snel groter en de boer pakte haastig zijn biezen toen er een regen van stukken heet gesteente uit het gat naar buiten werd geslingerd. De volgende ochtend was er van het land van de boer weinig over, er was een berg gevormd van 40 meter hoogte; met enkele seconden tussenruimte klonken er daverende explosies en werden regens van gloeiende brokken steen en gruis hoog de lucht in geschoten. De groeiende vulkaan bood vooral 's nachts een fantastisch schouwspel; met de regelmatig optredende ontploffingen werden duizenden rood- en witgloeiende fragmenten uit de krater weggeslingerd tot meer dan 1000 meter hoogte.

In juni was de berg gegroeid tot een hoogte van 300 m boven het omringende land. De regen van steengruis, steenstof en brokken had intussen het dorp Parícutin, op 2 km afstand van de vulkaan, bedolven onder een twee meter dikke laag van as en gruis. In juni 1944 werd het dorp San Juan de Parangaricutiro, op 5 km van de vulkaan, bedolven onder een 5 meter dikke lavastroom; vanaf dat moment is nog slechts de toren van de kerk alles wat aan het dorp herinnert. De activiteit van de jonge vulkaan duurde voort tot in februari 1952, tot enkele dagen na zijn 9de verjaardag. In totaal werd 2 km³ aan gesteentemateriaal door de vulkaan aan het aardoppervlak gebracht, waarvan lava een ondergeschikt deel was. Deze vulkaan in Mexico werd genoemd naar het eerste dorpje dat onder de aslagen werd bedolven: Parícutin.



Afb. 1. Gezicht op de krater van de Etna vanaf de ruïne "Torre del Filosofo". Gravure uit 1804, 15,5 x 10 cm.

De geboorte van een vulkaan wordt slechts zelden waargenomen. Sinds de geboortegeschiedenis van Parícutin kennen we nog enkele andere voorbeelden van nieuwe vulkanen.

Op 14 november 1963 werd ten zuiden van IJsland een enorme rookzuil gezien die uit zee opsteeg: dit was het ontstaan van de vulkaan Surtsey. (Hoewel: ontstaan? De vulkaan bestond al lange tijd, maar de top van de vulkaan bevond zich onder water; hij staat op de zeebodem die daar, vlak bij de kust van IJsland, toch vele honderden meters diep is).

Op de avond van diezelfde dag kwam het eilandje boven water en in vijf dagen tijd was de vulkaan 60 meter hoog en 600 meter in doorsnede. De vulkanische erupties gingen regelmatig door tot augustus 1965. Toen was het eiland 170 meter hoog en 2 km lang. Vooral 's nachts was de vulkaan met zijn kokende lava in de krater, de vurige tongen van de lavastromen die over het eilandje stroomden en de enorme stoomwolken die ontstonden op de plaatsen waar de lava in zee terecht kwam, een imposant gezicht.

In 1965 kwam nabij Surtsey weer een vulkaan boven water: met een enorme rookzuil van witte stoom en donkerbruin vulkanisch gruis werd Surtling rond de 100 meter hoog en 15 ha groot. Dit eilandje werd echter vrij snel door de golven weer weggeslagen.

Surtling was opgebouwd uit alleen los gruismateriaal, gemakkelijk voor de golven om weg te spoelen. Surtsey werd bewaard omdat er enkele maanden na het begin van de activiteit ook lava werd geproduceerd en de harde lavasteen het eilandje beschermde tegen de afbraak door de branding.

Veel publiciteit werd er begin 1973 gegeven aan de eruptie op het eiland Heimaey, 10 km uit de zuidwestelijke kust van IJsland (nabij Surtsey). Hier opende de grond zich op 23 januari over een afstand van 1,5 kilometer; deze nieuwe vulkaan begon zijn bestaan met een spleeteruptie. Uit de scheur werden gloeiende klodders lava meer dan 1,5 km ver weggeslingerd. Na enkele dagen sloot het grootste gedeelte van de spleet zich en bleef er één opening achter.

Na tien dagen was de hoop vulkanisch materiaal die zich om de krateropening ophoopte meer dan 200 meter hoog en lagen huizen en straten van het belangrijkste vissersdorpje van IJsland, Vestmannaeyar, onder een dikke laag zwarte as en gruis bedolven. Toch had de bevolking ruim de tijd gekregen om huizen leeg te halen en te barricaderen, waarbij het enige gevaar was om getroffen te worden door een rondvliegend stuk gloeiende lava.

De nieuwe vulkaan werd *Kirkjufell* (Kerkberg) genoemd, de vulkaan was ontstaan op de plaats waar het eerste christelijke kerkje van IJsland was gebouwd op de helling van de berg Helgafell. Deze Helgafell is trouwens ook een vulkaan; deze vulkaan deed tussen 5000 en 6000 jaar geleden het gehele eiland Heimaey uit de zee oprijzen.

Einde februari 1973 kwam de eerste lava al uit de Kirkjufell-vulkaan te voorschijn. De lavastroom bewoog langzaam, slechts enkele meters per dag. De lava vormde een wal van 25 meter hoogte, die langzaam het dorp inschoof, vele huizen verbrandend voor ze werden vermalen onder de lava.

Door enorme hoeveelheden water op de lavastroom te pompen heeft men de beweging van de lava kunnen verminderen en zo bleef ook de haveningang van het stadje behouden.

De hitte van de lava wordt tot op de dag van vandaag gebruikt voor de productie van warm water.

In de eerste drie maanden van zijn bestaan maakte Kirkjufell het eiland een kleine 2 km² groter door lava die in zee stroomde.

Merkwaardig is het verhaal van het vulkaaneilandje Myojin, dat deel uitmaakt van de eilandengroep van Iwo Jima (Iwo Jima betekent: Zwavel-eiland), ten zuiden van Japan. Myojin is gegroeid op de oceaانبodem, die hier 1850 meter diep is. In 1952 kwam Myojin boven water; dit was echter al Myojin nr. 13. Nummer 13 verdween echter snel weer in de golven; enkele maanden later verscheen Myojin nr. 14 aan het oceaanooppervlak.

Deze voorbeelden zijn enkele van de ongeveer 500 werkende vulkanen op aarde. Met de aanduiding 'werkende' vulkaan moeten we wel oppassen. In het hieronder volgende verhaal wordt wel duidelijk dat sommige vulkanen tussen twee erupties zeer lange rustperiodes hebben; deze rustperiodes kunnen vele eeuwen lang zijn. De mens is dan veelal vergeten dat hij naast of op een nog altijd 'werkende' vulkaan leeft, met desastreuze gevolgen van deze vergissing.

Het belang van vulkanisme

Geologisch gezien is het vulkanisme één van de zeer belangrijke processen: hier spelen zich voor onze ogen processen af bij zeer hoge temperatuur, die anders alleen maar op vele kilometers diepte in de aardkorst plaats vinden en niet te observeren zijn.

Het vulkanisme hangt samen met de grote structuren van de aarde, met de grote scheuren in de aardkorst, met de gebieden waar sterke bewegingen plaats vinden. Ook het type van vulkanisme, hetzij alleen dun-vloeibare lava producerend en dus onschuldig, hetzij explosief en gevaarlijk, hangt samen met de grote structuren van de aardbol. Voor de kennis van vulkanische erupties en de mogelijkheid om deze te kunnen voorspellen is niet alleen gedetailleerde kennis van de werking van een bepaalde vulkaan noodzakelijk, doch ook de samenhang tussen een bepaald type van vulkanische eruptie en de bouw van de aardkorst.

Het vulkanisme is de grootste producent van koolzuurgas (koolstofdioxide, CO₂), dat niet alleen een belangrijke factor is voor het 'broeikas-effect'. De atmosferische broeikas van de aarde was in het verleden en is ook op het ogenblik voor het aardse leven onmisbaar; zonder de aanwezigheid van de 'broeikasgassen' zou de gemiddelde temperatuur van het oppervlak der aarde liggen op rond de 30°C onder nul. Daarnaast wordt ook steeds meer erkend dat de ontwikkeling van het leven op aarde alleen maar mogelijk is geweest doordat de aarde 'leeft' en vulkanen steeds weer gassen en dampen in de atmosfeer brachten: tenminste de helft van alle gassen in de atmosfeer (behalve de zuurstof) is van vulkanische oorsprong.

Voor de mens is het vulkanisme van groot belang, niet alleen voor de schade en leed die de vulkaan aanricht, maar vooral voor de vulkanische producten. Het meeste vulkanische materiaal is poreus, fijnkorrelig, slakkig; het is daardoor een soort gesteentemateriaal dat snel kan verteren en snel zijn verweringsproducten aan de bodem afgeeft. De snelheid van vertering van gesteenten is sterk afhankelijk van het klimaat, er zijn lavavelden bekend die binnen 50 jaar volledig zijn opgenomen in een bodemlaag die voor cultivatie geschikt was.

Vulkanische bodems zijn vaak zeer vruchtbaar. Vooral voor veel tropische gebieden geldt, dat de huidige enorme mensenmassa's onmogelijk gevoed zouden kunnen worden zonder het actieve vulkanisme, dat regelmatig verse minerale voedingsstoffen aan de bodem toevoegt. Daardoor zullen grote aantallen mensen in hun zo gevaarlijke leefomgeving blijven wonen.

Daarnaast brengt het vulkanisme waardevolle mineraalafzettingen naar het aardoppervlak. Vulkanische gassen bevatten niet alleen veel zwavel, maar ook metaalertsen. Een groot aantal ertsmineralen, bijv. hematiet en pyriet, slaan op dezelfde wijze uit vulkanische gasbronnen neer als zwavel. Vele ertsafzettingen worden op enige diepte in de aardkorst of op de zeebodem gevormd, zo werden de enorme pyrietlichamen van Zuidwest-Spanje en Zuid-Portugal door onderzeese zwavelbronnen afgezet. Er zijn in deze Iberische pyrietgordel ertslenzen bekend van 5 km lang, 1,5 km breed en 150 meter dik.

Beslist niet te onderschatten is de toeristische attractie die van een werkende vulkaan uitgaat, zoals die op IJsland, de Etna op Sicilië, de Stromboli even ten noorden van dit eiland in de westelijke Middellandse Zee of de enorme vulkaan van Hawaï.

II - Vulkanen en menselijk denken

Een vulkanische eruptie is een van de indrukwekkendste natuurverschijnselen op aarde. De vulkaan heeft de mens gedurende zijn hele bestaan een enorme vrees ingeboezemd door de onvoorspelbaarheid en het onvoorstelbare geweld. De vulkaan heeft de mensheid, in zijn denken en weten over de natuur en over hemzelf, diep beïnvloed. Veel onderwerpen uit de mythologie en aspecten in vele godsdiensten zijn gerelateerd aan geologische processen en vooral aan vulkanisme en aardbevingen.

1 - De Oudheid: goddelijke krachten

Natuurverschijnselen waren voor onze voorvaders een eenvoudige zaak, het waren de daden van wezens die werkten zoals zij zelf werken:

- de mensgoden laten de winden los uit een zak en het waait,
- een god slaat met een hamer op het gewelf van de hemel en het dondert,
- of doet in een berg zijn smidswerk en de berg trilt, er stijgt rook en vuur uit op.

Ook in de tijd dat de goden het menselijke leven in sterke mate beheersten zochten de grote denkers van de oude cultuurvolken naar andere verklaringen:

Plato

was een der eersten die naar een verklaring voor de vulkanische uitbarstingen zocht. Deze waren volgens hem te wijten aan de uitstroming van het grote centrale vuur onder de aarde, het *Pyriphlegethon*.

Aristoteles

echter, stelde daar tegenover de pneumatische theorie: lucht die door de brandingsgolven tegen de rotsen van de kust wordt samengeperst, dringt de gesteenten in. Daardoor kunnen zwavel en pek in de aarde ontvlammen; deze brandende massa zoekt zich dan door de scheuren in de gesteenten een weg naar buiten.

De vier 'Aristotelische' elementen: water, vuur, lucht en aarde zijn afkomstig van Empedocles.

Empedocles

was een filosoof uit Agrigento op Sicilië, die lange tijd de grote vulkaan de Etna heeft bestudeerd.

Empedocles was een aanhanger van de watertheorie, die in verschillende vormen lang heeft doorgeleefd. De Etna was de plaats waar de dampen van de Charybdis werden uitgestoten; dit was gebaseerd op de observatie, dat zowel de Etna als veel andere vulkanen aan de randen van de continenten stonden en dus op de een of andere wijze het water nodig hadden voor de erupties. Voorwaar een denkwijze die een zeer grote waarheid bevat, zoals we nu wel weten.

Toen Empedocles zijn einde voelde naderen kreeg hij het verlangen zich bij zijn godheid te voegen en heeft hij zich in de krater van de vulkaan gestort. Het verhaal zegt dat de berg het hiermede toch niet helemaal eens was en zijn sandalen heeft teruggeworpen; zijn leerlingen vonden de sandalen en wisten zodoende dat hij zich naar beneden had laten vallen.

Op het hoge plateau van de Etna, vlak bij de top, ligt een ruïne, een vierkant met een basis van een brede muur rond een plateau, de zogenoemde 'Torre del Filosofo'. Het bouwsel wordt wel aangeduid als de woning van Empedocles. Het is waarschijnlijk de rest van een tempel. Afb. 1.

Virgilius,

die leefde in de 3e eeuw voor het begin van onze jaartelling, verklaarde de explosies van de Etna door de wanhopige inspanningen van de titaan Encelades, die daar door Zeus werd begraven. De aardbevingen zijn diens worstelingen, de erupties zijn bulderende ademhaling, het donderend lawaai van de vulkaan zijn smeekbeden.

Naast de Etna, die in de Oudheid de bekendste vulkaan was, is het eilandje Vulcano (een der Eolische eilanden ten noorden van Sicilië) onsterfelijk geworden in de geschiedenis als de werkplaats van de god Vulcanus. Hier lag de smidse waar de bronzen pijlen van Apollo, de boog van Achilles en de onzichtbare wapens van Hercules werden gesmeed. Vulcanus was de naamgever van alle 'vuurspuwende bergen' op aarde: de vulkanen.

Seneca,

5 eeuwen na Virgilius, was de eerste die de moderne verklaring verkondigt: gesmolten materiaal van een onderaards reservoir komt in de vulkanen aan de oppervlakte.

Plinius

De Etna was de ondergrondse werkplaats der Cyclopen, deze is ontstaan doordat Zeus geweldige rotsmassa's stapelde op de giganten Typhon en Encelades.

De Cyclopen zijn wezens met één oog, dit omdat een vulkaan één opening heeft. De Etna heeft echter vele, zogenoemde parasitaire kraters op zijn hellingen; daarom zijn er ook vele Cyclopen.

Typhon is de 'vuurspuwer'; hij huist onder Stromboli, een vulkaan die ten noorden van Sicilië in zee ligt en die reeds eeuwenlang elk kwartier - heel kalmpjes - erupteert.

De Phlegreïsche velden bij Napels waren de ingang van het onderaardse rijk van Pluto, hier daalden de gestorvenen af in het dodenrijk.

Plinius de Jongere

is dan de eerste echte vulkanoloog in de geschiedenis door zijn natuurgetrouwe, gedetailleerde beschrijving van de hevige eruptie van de Vesuvius in 79 na Chr., waarbij Pompeï en Herculaneum werden verwoest.

2 - De Middeleeuwen: hel en duivel

Na de overdenkingen van de grote klassieke filosofen volgden er echter 16 eeuwen van stilte rond de verdere ontwikkeling van de wetenschappelijke verklaringen van het verschijnsel vulkaan.

In de duistere Middeleeuwen neemt de duivel de plaats in van Vulcanus en de vulkaan Hekla op IJsland krijgt de rol toebedeeld de ingang naar de hel te zijn.

De Kerk heeft in de diepten van de aarde de hel geplaatst, waar in de ene verschrikkelijke ruimte het vagevuur loeit en in de andere - hoe merkwaardig - de zielen ingevroren wachten, hetgeen op afschrikwekkende wijze wordt bezongen door de zanger van de *Divina Commedia*. Uit de vulkaanopeningen die in verbinding staan met het hellevuur klinkt het angstaanjagend geschreeuw van de in het vuur gepijnigde zielen.

3 - De moderne vulkanologie

In de 18de eeuw, tijdens de Verlichting, komt er verandering in de beschouwing van natuurlijke verschijnselen. Het zijn niet langer goddelijke strafprocessen tegen de zondige mens.

Het zijn in de 18de eeuw vooral de Fransen, en daarnaast de Schot Hutton, die de grondleggers zijn van de moderne vulkanologie.

De eerste observaties werden gedaan door Guettard in het midden van de 18de eeuw. Op zijn tochten door het Massif Central kwam hij zwarte gesteenten tegen en herkende deze als stukken gestold magma, door ze te vergelijken met de gesteenten van de Vesuvius en de Etna, welke vulkanen hij goed kende.

De theorie van het bestaan van gesmolten gesteente in de aarde werd onderbouwd door experimenten (onder meer van de Franse chemicus Lémery) met het mengsel van ijzer en zwavel dat spontaan ontbrandt. Lémery verbond daaraan de conclusie dat de zwavel in de aarde kan verbranden en zo de aanleiding vormt voor vulkanische uitbarstingen. Brandende zwavel, ontstaan door de reactie met heet water dat in de aarde aanwezig is en verhit wordt door het eeuwige onderaardse vuur, zal steenkool laten ontbranden. De gesteenten langs deze brandende steenkoollagen zullen smelten en deze gesmolten massa kookt dan over uit een vulkaan. Dit 'overkoken' was echter een verschijnsel dat lokaal voorkwam en van weinig belang was in de ogen van deze denkers.

De voornaamste factor was echter water en zo ontstond er een belangrijke school van denken over het ontstaan van alle aardse processen. Deze processen zouden zijn gebaseerd op water en waterige oplossingen.

Deze theorie was in belangrijke mate beïnvloed door het vrijwel algemene geloof in de Zondvloed, zoals deze in het bijbelboek Genesis wordt beschreven. De aanhangers van deze school van denken worden de Neptunisten genoemd, naar Neptunus, de god van het water. De Neptunisten geloofden dat alle gesteenten op aarde ontstaan waren door mechanische processen. Gesteenten als sedimenten - zanden, kleien, enz. - waren neergelegd door de Zondvloed. Andere materialen waren neerslagen door en uit water; dit gold ook voor bazalt en graniet.

De grote voorstander was de Duitser Werner uit Freiburg, genoemd de 'Paus der Wetenschappen'.

Aan de andere kant was er de school van de Plutonisten onder leiding van de Schot James Hutton (de vader van de moderne geologie), die

leerde dat alle gesteenten deel uitmaakten van een geologisch proces, dat begon en eindigde met vuur, met een smeltfase. In de diepten der aarde zou een permanent vloeibare gesteentemassa aanwezig zijn, die door scheuren in de aardkorst naar boven kan komen. Volgens de Plutonisten is er geen twijfel aan de vulkanische oorsprong van bazalt. Het heeft echter driekwart eeuw geduurd voordat de Neptunisten overtuigd konden worden. Dit gebeurde in het midden van de 19de eeuw, toen voor het eerst een vulkanisch gesteente met behulp van een polarisatiemicroscop kon worden bestudeerd; een andere belangrijke factor was de oprichting van het vulkanologisch observatorium van de Vesuvius.

In die tijd is de definitie van een vulkaan ontstaan:

"Een natuurlijk apparaat waarmee het oppervlak van de aarde, permanent of tijdelijk, in verbinding staat met gesmolten materiaal in het binnenste van de aarde. Een vulkanische uitbarsting is de uiting, het gas is de aandrijving en het magma het vervoermiddel".

Dit magma is het gesmolten gesteente dat in de aardkorst of het bovenste gedeelte van de aardmantel aanwezig is. De producten die uit de magmakamer het aardoppervlak bereiken bouwen de vulkaan op.

In 1825 werd door Scorpe het verband gelegd tussen de enorme explosieve krachten die optreden bij een vulkaanuitbarsting en het gasgehalte van het magma, waarbij hij vond dat, naast CO₂, waterdamp het belangrijkste gas was.

Op dat moment zijn we dan weer ver terug in de geschiedenis, waar in de Oudheid reeds het verband tussen een vulkaan en de oceaan werd gelegd.

Nu weten we dat de erupties van een groot aantal vulkanen op aarde worden aangedreven door water. Dit water dat in het magma is opgelost is zeewater, dat eens 'ingevangen' werd in het sediment op de oceanobodem. Dit sediment werd meegesleurd naar de diepte, de mantel in, door de krachten die in de aardkorst werkzaam zijn.

Het water dat de ruimten tussen de korrels in het sediment op de oceanobodem opvult wordt, tezamen met het sediment in de subductiezone van de oceanische troggen, diep de aardmantel in getransporteerd. Daar zal het water, ook zonder hulp van Hephaistos of Vulcanus en zijn helpers, meewerken om het gesteente te smelten. Sediment en bazalt van de oceanische aardkorst zullen bij aanwezigheid van enkele procenten water kunnen smelten bij een temperatuur die enkele honderden graden lager ligt dan die van watervrij gesteente. De gesteentesmelt, met het daarin onder zeer hoge druk opgeloste water, zal zich door de aardkorst naar boven een weg banen, waarbij voortdurend meer gas uit de oplossing vrij zal komen door het verminderen van de druk. Het kan daarbij gebeuren dat de massa als een soort schuim van lavadruppeltjes aan het aardoppervlak te voorschijn komt.

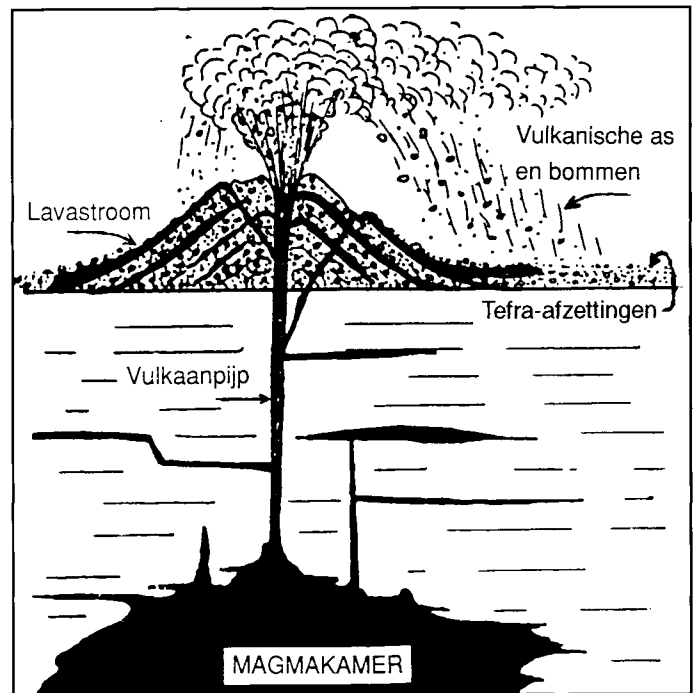
De wetenschap van de vulkanologie is nog jong en de geheimen van de vulkanen zijn zeer goed beschermd. De magmakamers die de vurige bergen voeden zijn weggesloten onder kilometers koude, starre aardkorst. Nooit zullen wij hun oorsprong aanschouwen. De wereld van Vulcanus zal altijd een mysterie blijven.

Vulkanen - hun wortels reiken diep in de aarde; hun producten worden uitgestoten in de atmosfeer en verstrooid over de aarde. Dit is echter niet voldoende om een werkelijke indruk te krijgen van de adembenemende, imposante, alles overheersende impressie van een werkende - vulkaan. Hij moet worden ervaren.

Vulkanen zijn vele malen afgebeeld en zij zijn op vele manieren beschreven in de meest bloemrijke taal: *'Volcanoes assail the senses. They are beautiful in repose and awesome in eruption; they hiss and roar, they smell of brimstone. Their heat warms; their fire consume; they are the homes of Gods'* (Decker).

III - Vulkanen beter begrepen

Vulkanische uitbarstingen geven een spectaculair bewijs van het feit, dat het binnenste van de aardbol zo heet is dat er gesteente van de aardkorst en van de mantel van de aarde kan gaan smelten. Dat de aarde warmte bezit wordt reeds bemerkt als men in een mijn in de aardkorst afdaald. Snel wordt merkbaar dat de temperatuur toeneemt. Gemiddeld



Afb. 2. Vormen van opstijgend magma.

over de aardkorst neemt de temperatuur toe met 3°C voor elke 100 meter dat men dieper gaat. In het middelpunt van de aarde zal de temperatuur vele duizenden graden bedragen.

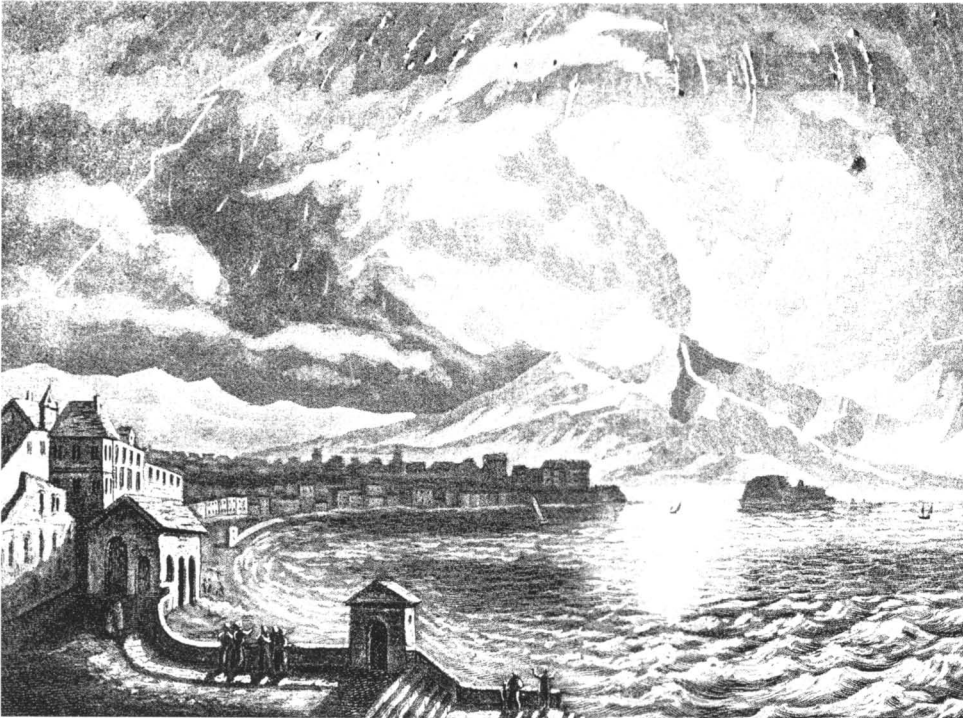
Toch vinden we in de aarde geen zee van 'kokend' gesteente. De warmte in de aardbol is niet in staat om gesteente te smelten; **de druk** in de aarde is daarvoor veel te hoog. Een ander bewijs voor het ontbreken van een magmazee onder de aardkorst is dat de massa gesmolten gesteente, die vrijwel iedere vulkaan op aarde voedt, zich bevindt in een magmakamer die zich op zeer geringe diepte onder het landoppervlak bevindt, een diepte waarop het volkomen onmogelijk is gesteente te smelten.

Het zal duidelijk zijn, dat het alleen onder speciale omstandigheden mogelijk is (bijvoorbeeld als er plaatselijk meer warmte wordt aangevoerd dan 'normaal') om lokaal, op een kleine plaats, de aardkorst of het bovenste gedeelte van de mantel te smelten en daar het magma te laten ontstaan dat een vulkaan kan voeden. Ook kan gesteente plaatselijk smelten als door een of andere oorzaak de druk in de aardkorst lager wordt, bijvoorbeeld waar de aardkorst openscheurt door rekkrachten.

De warmte in de aardbol is geen overblijfsel uit de tijd van het ontstaan van de aardbol; de oorspronkelijk aanwezige 'vormingswarmte' van de buitenste niveaus van de aarde is miljarden jaren geleden al verdwenen. Een proces als het vulkanisme voltrekt zich op de dag van vandaag op min of meer dezelfde wijze als miljarden jaren geleden en de aarde moet dus over een eigen warmtebron, een eigen onafhankelijke levensbron beschikken.

Deze warmte wordt geproduceerd door radioactieve processen van onder meer uranium, op dezelfde wijze als in de kernreactor. Deze bron zal nog lange tijd zorgen voor de continuering van de geologische processen. Wel moet in dit verband worden bedacht, dat de warmteproductie van de belangrijkste lang-levende radioactieve elementen: uranium en thorium, in de loop van de geologische tijd is verminderd, vooral door de belangrijke vermindering van de hoeveelheid sterk radioactieve isotoop ²³⁵U. Rond 2000 miljoen jaar geleden was de radiogene warmteproductie in de aardkorst en de mantel rond de 1,7 maal zo hoog als vandaag en 4000 Ma geleden zelfs 4,5 maal zo hoog. Dit zal ongetwijfeld zijn invloed hebben gehad op het vulkanisme.

Er is berekend dat de warmte, die op het ogenblik door het radio-actieve verval van de lang-levende isotopen van uranium, thorium en kalium in de aardkorst en het bovenste deel van de mantel wordt geproduceerd, voldoende is voor alle warmteverliezen van de aarde. Het spectaculaire



Afb. 3. Uitbarsting van de Vesuvius, met onweer. Gravure uit 1831, 19,5 x 14,5 cm.

smelten (de toename van de druk gaat met rond de 30 atmosfeer per 100 meter). Het is daarbij zeer waarschijnlijk dat de waarde van de temperatuur naar de diepte toe gaande niet regelmatig blijft toenemen. De gesteenten van de aardkorst hebben een hoger gehalte aan lang-levende radio-actieve elementen dan de gesteenten van de mantel, de radioactieve warmteproductie in de aardkorst is daarom hoger dan die in de mantel. Vandaar dat de temperatuur in de mantel minder snel zal toenemen. Zo wordt de verhouding tussen druk en temperatuur de mantel ingaande alleen maar ongunstiger voor de mogelijkheid om gesteente te smelten en magma te laten ontstaan.

Vulkanisme treedt op in bepaalde gordels van de aardkorst die verband houden met de grote structuren, zoals scheuren of breuken. De plaats van deze grote structuren wordt bepaald door bewegingen van de aardkorst tezamen met het bovendeel van de mantel. Deze bewegingen worden verklaard in de 'plaattektoniek'.

deel van de warmteverliezen: die welke veroorzaakt wordt door het vulkanisme, is echter vele malen kleiner dan de hoeveelheid warmte die door de geleiding van de gesteenten van de aarde verloren gaat. Interessant is de vergelijking van het warmteverlies van de aardbol met de energie die het aardoppervlak ontvangt van de zon - deze is enkele duizenden malen groter! De door de aarde ontvangen zonne-energie wordt echter uitsluitend gebruikt voor het weer, het klimaat, het leven en voor een deel van de externe geologische processen zoals de verwerking en erosie. Deze warmte draagt op geen enkele wijze bij aan interne processen van de aarde.

Het vulkanisme omvat al die verschijnselen, die optreden bij het aan het aardoppervlak komen van gesmolten gesteentemateriaal door een scheur of gat in de aardkorst. Deze spleet of dit gat dient dan als toevoergang van het gesmolten gesteente dat zich in een ruimte, een magmakamer, op enkele kilometers tot enkele tientallen kilometers diepte bevindt. Afb. 2.

Het bestaan van magma bewijst dat de aardkorst plaatselijk zo heet kan worden dat het gesteente er gaat smelten. In een vulkaan komt het vloeibare materiaal uit de magmakamer aan het aardoppervlak; we zien dan het rood- tot geel- of witgloeiend gesmolten gesteente, dat als regens kleurige druppels hoog de lucht in kan vliegen. Tegen de dikke, donkere, dreigende wolken die de vulkaan uitstoot zien we de felle weerschijn van de lava in de krater. En bij al deze imposante kleureffecten is er geen sprake van 'vuur', hoezeer de aanduiding 'vuurspuwende' berg voor een vulkaan ook gemeengoed is. Bij de vulkanische eruptie komt geen vuur te pas, er is géén verbranding omdat er in de aarde **geen zuurstof** voor een verbrandingsproces aanwezig is. Het 'vuur' van de vulkaan is niet anders dan de weerschijn van het gloeiende gesteente tegen de donkere lucht en de wolken. Afb. 3.

Vulkanen brengen gesmolten gesteente aan het aardoppervlak en het is dan ook nog niet zo lang geleden dat de naam voor de buitenste harde gesteentelaag, de **korst**, juist werd gegeven met het idee dat onder die korst de aardbol vloeibaar zou zijn. We weten nu uit het aardbevingsonderzoek dat de gehele aardbol zich in het algemeen gedraagt als een harde, starre, massieve bal, harder dan ijzer. Afgezien van een gedeelte van de aardkern zijn er in de aardbol geen niveaus of lagen aanwezig waar het gesteentemateriaal in gesmolten toestand verkeert. Weliswaar bedraagt de temperatuur op enkele tientallen kilometers diepte in de aardkorst reeds meer dan 1000 °C (de gemiddelde toename van de temperatuur de aarde ingaande is 3 °C per 100 meter, zoals we al zagen), maar de druk is op die diepte te hoog om het gesteente te laten

IV - Vulkanische producten

De producten die het vulkanisme aan het aardoppervlak brengt zijn:

1. stromen van **gesmolten gesteente**, 2. **gaswolken**, vaak geladen met grote hoeveelheden (3.) **gesteentegruis**.

1 - Vloeibaar materiaal: magma en lava

Als het magma als een stroom vloeibaar gesteente aan het landoppervlak te voorschijn komt spreekt men van lava. Er worden verschillende typen lava onderscheiden, al naar gelang de wijze van stollen: **touwlava**, **bloklava** en **kussenlava**. De eerste twee typen worden aangeduid met de namen op Hawaïi: **pahoëhoë** en **aä**.

De pahoëhoë-structuur ontstaat bij een dunvloeibare lava: de bovenste laag stolt aan de koude buitenlucht. De lava stroomt echter snel door en de beginnende korst wordt gerimpeld en ziet er inderdaad uit als bossen opgerold touw. Afb. 4. Bij de aä-lava is de korst tot een heel dikke laag gestold, die door de beweging van de lava, die langzaam verder gaat, in grote, onregelmatige, hoekige brokken is gebroken.

Voor al in gebieden waar veel touwlavastructuren voorkomen komen ook lavatunnels voor: hier is de lava onder de gevormde korst weggestroomd. Lavatunnels komen in alle grootten voor, van enkele decimeters grote holten tot tientallen kilometers lange en tientallen meters brede en hoge tunnels. In Lanzarote, een van de Canarische eilanden, worden in een lavatunnel concerten gegeven. Afb. 5.

De derde lavastructuur is die van de kussenlava (*pillow lava*), kenmerkend voor uitvloeiing van lava onder water, zoals op de oceaانبodem. Lava die uit de oceaانبodem te voorschijn komt stolt zéér snel als deze in contact komt met het koude water. Onder de gestolde korst dringt de lava verder op, de korst scheurt. De uit de scheur 'erupterende' lava kan veelal slechts enkele decimeters tot hooguit een meter ver bewegen alvorens er een harde korst ontstaat die de beweging stopt. Zo ontstaan min of meer bolvormige lavastructuren, die veelal niet groter worden dan een meter in doorsnede en de vorm hebben van bloemkolen. Een heel veld van de tegen en op elkaar gestapelde ballen van lava doet denken aan een stapel kussens, vandaar de naam: kussenlava. De bodem van de oceanen bestaat uit kussenlava, die niet overal te zien is, omdat de lava in de loop van de tijd bedekt wordt met kleiig, kiezelig diepzeesliik.



Afb. 4. Touwlava.

Als er ergens aan het aardoppervlak een kussenlava ontsloten is kan het een aanwijzing zijn dat we daar te maken hebben met een vroegere oceanabodem. Afb. 6. Wel dienen we te bedenken dat een kussenlava niet uitsluitend aangeeft dat het vulkanisme stamt van de diepe oceanabodem. Als lava onder water uitvloeit ontstaat deze lavastructuur altijd, waarbij het geen verschil maakt of het water zoet of zout is. Het is wel noodzakelijk dat de waterdiepte tenminste enkele honderden meters bedraagt.

2 - Gassen

In het magma is gas opgelost, soms in zeer grote hoeveelheden. Bij iedere vulkanische eruptie komen veel gassen te voorschijn. Vele erupties worden ingeleid door een gasexplosie en lang nadat de productie van lava is opgehouden, soms na vele duizenden jaren, kunnen er nog gassen uit de bodem te voorschijn komen, afkomstig uit het steeds verder afkoelende magma.

De gassen bestaan voor het overgrote deel uit waterdamp en koolzuurgas, daarnaast komen er veel andere verbindingen voor, zoals zwavel-, chloor- en fluorverbindingen. Waterdamp is vaak het voornaamste bestanddeel, veelal afkomstig van water dat tijdens de sedimentatie 'ingevangen' werd. Het is dus vaak van oorsprong zeewater; een deel kan - zoet - grondwater zijn.

De gassen die in het magma opgelost zijn spelen een zeer belangrijke rol bij het mechanisme van de vulkanische uitbarsting.

Het belangrijkste is het vrijkomen van het gas door afkoeling of door drukverlaging van het magma.

Het vermogen om gas in een oplossing van gesteente op te nemen neemt af bij dalende temperatuur, ook kan er bij lagere druk minder gas in het magma opgelost blijven dan bij hogere druk.

In veel vulkanische gebieden beweegt het magma van de plaats waar gesteente wordt gesmolten omhoog, door de bovenste gedeelten van de mantel naar de aardkorst, of van de oorsprongspositie in de aardkorst naar een verzamelpunt hoger in de aardkorst; dit verzamelpunt is de **magmakamer**. De magmakamer ligt vaak op een opvallend geringe diepte: enkele kilometers onder het aardoppervlak of zelfs in een (grote) vulkaan zelf. Het magma is omringd door vast, koud gesteente en de smelt wordt daardoor afgekoeld. De afkoeling van de magmakamer gaat weliswaar uiterst langzaam omdat gesteente een slechte warmtegeleider is, maar toch kan dit proces na enkele eeuwen en zelfs soms reeds na enkele tientallen jaren merkbaar worden.

Bij afkoeling zal er gas uit het magma worden uitgedreven. Als er zich daarnaast in het magma kristallen van mineralen gaan vormen wordt er steeds meer gas uit de smelt weggedreven, omdat de kristallen veel minder gas in zich kunnen opnemen dan de smelt. Zo komt er tijdens de afkoeling en beginnende (gedeeltelijke) kristallisatie gas in het magma vrij. Wat er dan gaat gebeuren is sterk afhankelijk van de mate van dikvloeibaarheid (de **viscositeit**) van het magma. De viscositeit is bepalend voor het type vulkaaneruptione.

Is het magma dunvloeibaar, te vergelijken met een soort dikke olie, dan kan een gasbel die zich in de magmakamer vormt gemakkelijk opstijgen naar het lavaoppervlak in de krater en daar uiteenspatten. Als het



Afb. 5. Lavagrot op Lanzarote. Op de achtergrond de vulkaan waaruit de lava afkomstig is. Foto: Mw. M.C.M. Horbach.

magma echter taai is zal de gasbel niet kunnen opstijgen, de gasbel zal grote moeite hebben om te groeien en daardoor zal de druk in de gasbel, en daarmee in de gehele magmakamer, toenemen.

Als gasbellen niet kunnen opstijgen vervalt daarmee ook een belangrijk deel van het mechanisme dat het magma in de magmakamer en in de vulkaanpijp zelf in beweging kan houden. Is er geen uitwisseling meer tussen het hete magma in de kamer en het koudere materiaal in de kraterpijp, dan zal het magma in de kraterpijp gaan stollen. De stollende smelt sluit de magmakamer steeds verder af en dan wordt het voor de vulkaan steeds moeilijker om tot een eruptie te komen. Zo kan de vulkaan in een vicieuze cirkel terecht komen, die alleen dan wordt onderbroken wanneer de druk van het gas in de magmakamer zo ver is toegenomen dat de gestolde magmamassa in de kraterpijp explosief wordt weggeschoten. Hiervoor is soms een enorme, onvoorstelbaar hoge druk noodzakelijk en het kan zeer lang duren voordat de vulkaan die voldoende hoge druk heeft opgebouwd. Het zijn vulkanen van dit type, die zich in een dergelijke, soms eeuwenlange spiraal van steeds hogere gasdruk en steeds verder stollend magma bevinden, waarvan de mens zo vaak geneigd is te zeggen dat zij 'in ruste' zijn.

Als de gasdruk zo hoog is opgelopen dat de weerstand naar het aardoppervlak wordt overwonnen, hetzij door wegschieten van de vulling van de kraterpijp, hetzij doordat er een scheur in de aardkorst naar het aardoppervlak ontstaat, zal het gas met een enorme snelheid ontsnappen. Het uitstromende gas neemt dan het magma mee, dat als een regen druppels naar buiten komt.

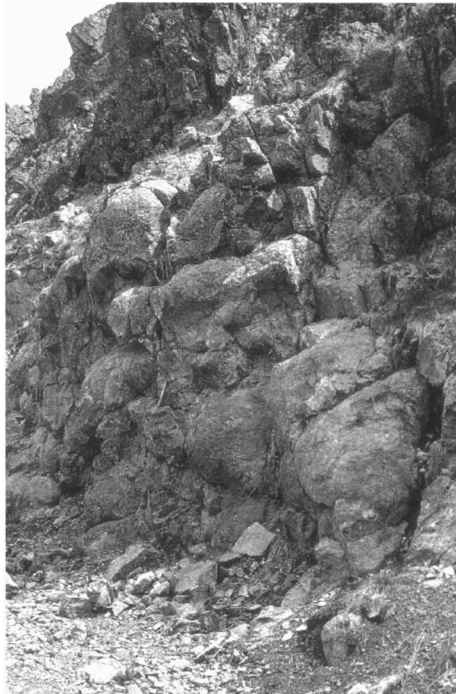
Door het ontstaan van de verbinding met de buitenlucht zal de druk in de magmahard dalen. Hierdoor zal het gas dat in de smelt is opgelost zich afscheiden van de vloeistof en bellen vormen. Dit proces is vergelijkbaar met wat er in uw fles champagne (of bier of cola) gebeurt als deze wordt geopend. Dan valt plotseling de druk weg en zal het onder druk opgeloste koolzuurgas kunnen ontsnappen; door de gehele vloeistof ontstaan bellen en daardoor kan de wijn of bier als een schuim naar buiten komen.

Dit is ook wat bij een vulkanische uitbarsting gebeurt: als het gas snel kan ontsnappen wordt het magma meegesleurd, dat soms inderdaad als een schuim naar buiten komt. Dit gestolde lavaschuim is dan **puimsteen**. Het mechanisme van het uit het magma afscheidende gas is er ook de oorzaak van dat lava meestal veel holten van de gasbellen bevat en daardoor 'slakkig' van structuur is.

3 - Vast materiaal

Na afloop van een uitbarsting blijft er lava in de kraterpijp achter. Dit zal stollen als de vulkaan niet in staat is het magma in de pijp vloeibaar te houden of niet op tijd de kracht vindt om de kraterpijp open te houden. Zo kan bij het begin van een volgende eruptie (bv. als de gasdruk weer hoog genoeg is opgelopen) de kraterpijp zijn gevuld met gestolde lava van de vorige uitbarsting. Deze zal dus eerst verwijderd moeten worden.

Afb. 6. Kussenlava.
Helling van de
Chenaillet, achter de
skilift. Omgeving
Montgenèvre, bij
Briançon, Franse
Alpen.
Foto: P. Sternvers.



Dit gestolde gesteente zal dan uit de kraterpijp weggeduwd moeten worden; veelal zal het met een enorme explosie weggeschoten worden. Het gesteente wordt vergruisd, deels tot een uiterst fijn vulkanisch stof. Het steengruis kan zeer hoog de lucht in worden geslingerd, 30 tot 40 km hoog. Naast de vergruisde gestolde lava van de vorige uitbarsting

kunnen er ook fragmenten van de aardkorstgesteenten van de wand van de kraterpijp, losgerukt door de hevige eruptie, worden meegenomen. Dit zijn de zogenoemde **nevengesteentefragmenten**, zij kunnen als lagen brokken in de vulkanische gruisafzettingen voorkomen, soms worden de stukken wel omsloten door een laagje lava. Daarnaast worden onder de vaste bestanddelen verstaan de klodders lava, die tijdens de eruptie de lucht ingeschoten worden en tijdens hun vlucht door de lucht gestold zijn en dan als een stuk hard lavagesteente op aarde terugvallen. Veel van deze lavaklodders hebben de fraaiste vormen, door de draaiende of spinnende beweging die de klodders krijgen op hun vlucht door de lucht: kurkentrekkervormig, peervormig, discussvormig, een dubbelgevouwen plat plaatje. Vaak is de korst gebroken, doordat het binnendeel van de klodder nog vloeibaar is en het gas in deze lava nog wil ontsnappen. De korst toont dan fraaie barsten, die veelal weer precies aan elkaar gepast kunnen worden: dit is de **broodkorstbom**.

Veel vulkanische fragmenten zijn poreus door het gasgehalte, dit is dan slakkelig materiaal: de **scoriae**.

Niet alleen zijn veel lavafragmenten slakkelig, ook het bovenste deel van een lavastroom, waar zich veel gas verzamelt, is vaak zeer poreus en slakkelig van structuur.

In het vaste materiaal wordt naar gelang de korrelgrootte onderscheiden:

- **vulkanische as** (fragmenten kleiner dan 1/16 mm; bij veldterminaties wordt ook wel een korrelgroottegrens van 1/2 mm aangehouden). Deze as heeft dus niets te maken met de resten van de verbrande steenkool uit uw kachel!
- **vulkanisch zand** (de afmetingen van de korrels liggen tussen 2 en 1/16de mm);
- **lapilli** (met fragmenten tussen 2 mm tot 6 cm grootte) en
- **bommen** (groter dan 6 cm).

Veel vulkanen produceren voor het overgrote gedeelte dit vergruisd, vast gesteentemateriaal. Al het klastische materiaal tezamen wordt **efflata** (het 'uitgeblazene') of **pyroklastica** genoemd. Dit materiaal vormt sedimentlagen die doorgaans ongeconsolideerd zijn en veelal bestaan uit los gruis; dit zijn afzettingen van **tefra**.

Verharde tefra heet **tuf** (de benaming "vulkanische" tuf is dus overbodig).

Verharde, grofkorrelige tuf, waarin veel lapilli en bommen zitten, is een **agglomeraat**.

V - Vulkanische processen

Bij een 'vulkaan' wordt in de eerste plaats gedacht aan een hoge, steile, kegelvormige berg met een gat in de top waaruit rook en soms lava, as en brokken steen uit te voorschijn komen. Een 'schoolvoorbeeld' van een vulkaan is bijvoorbeeld de Fuji Yama in Japan.

Dit type vulkaanberg ontstaat als er met regelmaat vergruisd vast materiaal wordt uitgeworpen. Dit kan in de loop van de tijd opgestapeld worden tot een steile berg. Als een vulkaan veel dunvloeibare lava produceert zal deze langs de hellingen naar beneden weglopen en zal er een zeer vlakke vulkaan ontstaan.

Bij veel van de kleinere of grotere, steile vulkaanbergen loop je vaak over los zand, dat dan niet wit of gelig is, maar bruin, grijs of zwart, met veel grovere fragmenten in het zand.

Een dergelijke 'normale', steile, hoge vulkaan is vaak opgebouwd uit afwisselend lagen van los gruis en van massieve, harde lava; dit is de **stratovulkaan**. Dit type is echter slechts één voorbeeld van de verschillende vulkaantypen die kunnen ontstaan door verschillende soorten van uitbarstingen.

Er is een groot aantal verschillende vulkaantypen. De vorm van het vulkaanlichaam houdt rechtstreeks verband met het type van de eruptie. Het eruptietype op zijn beurt is grotendeels afhankelijk van de mate van dikvloeibaarheid (de viscositeit) van het magma welke factor verband houdt met de chemische samenstelling van het magma, daarnaast van de temperatuur en de afkoelingsnelheid en de druk in de magmakamer. Deze punten hangen nauw met elkaar samen.

- Chemische samenstelling van het magma

Magma's, en meer in het algemeen: alle gesteenten van de aarde, worden ingedeeld naar de hoeveelheid kiezelzuur (SiO_2) in het gesteente. De siliciumoxide ('kwarts') is, in de vorm van de SiO_4 -tetraederstructuur, een belangrijk bestanddeel van vele mineralen in het gesteente. Deze mineralen zijn de silicaatmineralen, ofwel de gesteentevormende mineralen. De SiO_2 is ook aanwezig als het mineraal kwarts.

Men spreekt van een **basisch** gesteente als het SiO_2 -gehalte laag is en van een **zuur** gesteente bij een hoog gehalte aan SiO_2 (deze aanduiding van zuur en basisch heeft niets te maken met de chemische aanduiding van een zuur (bijv. zwavelzuur) of een base, zoals natronloog).

- Is het SiO_2 -gehalte minder dan 50% dan noemt men het gesteente **ultrabasisch**; een voorbeeld is de peridotiet, het materiaal van de aardmantel.
- Gesteenten met een SiO_2 -gehalte dat tussen 50 en 55% ligt heten **basisch**. Bazalt, dat in deze groep thuishoort, is de bekendste en ook meest voorkomende lava; daarnaast zijn er meer zeldzame soorten basische lava, zoals tefriet en fonoliet (te vinden in de Eifel en in Auvergne).

Uitvloeiingsgesteenten, gang- en dieptegesteenten

Uitvloeiingsgesteenten of extrusieve gesteenten zijn gesteenten ontstaan door het afkoelen van over het aardoppervlak uitgestroomde lava. Niet alle magma bereikt het aardoppervlak als lava, grote hoeveelheden magma blijven ergens in de aardkorst steken, bijvoorbeeld in de magmakamer, en stollen daar tot *intrusieve gesteenten of dieptegesteenten*.

De verbinding tussen de lava en het dieptegesteente uit de magmakamer wordt gevormd door het *ganggesteente* uit de kraterpijp. Veel ganggesteenten hebben vaak meer de eigenschappen van lava en worden door velen samengenomen met de lava. Een bekend ganggesteente is de diabaas of doleriet, het ganggesteente-equivalent van de bazalt.

Het bazaltmagma dat in de magmakamer achterblijft en daar stolt vormt het dieptegesteente gabbro, het dieptegesteente-equivalent van de fonoliet is nefeliensyeniet.

- Gesteenten met een gehalte aan kwarts tussen 55 en 65% zijn de **intermediaire gesteenten**: andesiet, latiet en trachiet zijn intermediaire lava's. Dioriet, monzoniet en syeniet zijn de overeenkomstige dieptegesteenten van intermediaire samenstelling.
- De gesteenten die meer dan 65% SiO₂ bevatten noemen we **zuur**: graniet en granodioriet zijn dieptegesteenten, de overeenkomstige uitvloeiings-equivalenten zijn rhyoliet en daciet.

- Mate van viscositeit (dikvloeibaarheid of stroperigheid) van het magma

De viscositeit van het magma is afhankelijk van de chemische samenstelling: een basische lava is dunvloeibaar, soms als een olie; een zure lava blijft een uiterst taai massa, hoe hoog deze ook wordt verhit. Een vulkaan die een dunvloeibaar magma bezit heeft geen moeite deze uit de toevoerpijp omhoog te brengen en over het landoppervlak te laten uitstromen. Als er door een kleine afkoeling een gasbel ontstaat, dan kan deze gemakkelijk door de dunvloeibare lava omhoogstijgen. Doordat de druk in het omringende magma steeds geringer wordt naarmate de gasbel door de magmakolom verder opstijgt, zal de gasbel kunnen expanderen, hij zal steeds groter worden. Een grote gasbel zal, bij aankomst aan het oppervlak van de lavakolom in de krater van de vulkaan, lava laten opspetteren of zelfs het oppervlak van het lavameer laten stijgen, zodat er lava over de rand van de krater stroomt. In beide gevallen zal er magma uit het systeem worden verwijderd. Dit geeft een vermindering van de druk in de magmakamer, waardoor er de gelegenheid is tot de vorming van meer gasbellen, die er op hun beurt voor zorgen dat er nog meer magma als lava uitstroomt. Dit is een proces dat zichzelf versterkt. Op deze wijze kan een eruptie van een dergelijk vulkaantype in gang gezet worden.

Daarnaast zal, net als in een pannetje water dat op het gas staat, een dunvloeibare lava in beweging blijven: heet materiaal uit de magmakamer stijgt op, ook door de kraterpijp tot hoog in de vulkaan; de afgekoelde lava, bijvoorbeeld die aan de oppervlakte van het lavameer in de krater van de vulkaan, zakt naar beneden en bereikt weer de magmakamer. Door deze convectiestroming zal de lavakolom in de kraterpijp van de vulkaan niet stollen.

In een dergelijke vulkaan zal de gasdruk nooit een grote waarde bereiken, de gasbellen kunnen gemakkelijk opstijgen en de lava kan zonder veel moeite uit de vulkaan te voorschijn komen. Dit vulkaantype zal voornamelijk lavastromen produceren en weinig tot geen tefra. Dit is de **lavavulkaan**.

Is het magma viskeuzer, taaiervloeibaarder, dan zal er geen convectiestroming optreden, er wordt veel minder warmte door de lavakolom naar boven getransporteerd en de lava in de kraterpijp zal sneller afkoelen en dan kunnen gaan stollen. Daarnaast zal een gasbel, die ergens in de diepte ontstaat, niet gemakkelijk door de taai massa naar boven kunnen komen. Als het gas niet kan ontsnappen zal de gasdruk in de magmakamer toenemen.

Het zal veel moeite gaan kosten om de taai, en mogelijk deels al gestolde massa naar het aardoppervlak te brengen; er is een onvoorstelbaar hoge druk nodig om een gestolde lavagesteentekolom van honderden meters in doorsnede en een lengte van enkele kilometers omhoog te persen. De vulkaan heeft lange tijd nodig om de benodigde druk op te bouwen. Daarbij is de kans groot dat er ondertussen steeds meer lava in de kraterpijp is gestold. Dan is een werkelijk enorme kracht nodig om de pijp weer open te maken.

De 'rustperiode' van een dergelijke vulkaan is dus zeer bedrieglijk. Men kan er bij dit type vulkanen van uitgaan dat hoe langer de 'rust' duurt, en dat kan wel eens eeuwen tot een paar duizend jaren duren, des te heviger de klap zal zijn van het 'ontwaken'.

Een volgende eruptie zal dan beginnen met een geweldige explosie, waarbij de vulling van de kraterpijp wordt weggeblazen. Bij deze zeer hevige, catastrofaal

verwoestende uitbarstingen wordt niet alleen de gestolde lava in de kraterpijp, doch ook grote stukken van de wand van de kraterpijp meege-sleurd. Zo wordt een deel van het vulkaanlichaam zelf mee opgeblazen. Bij deze hevige erupties ontstaat er soms een gat van vele kilometers in doorsnede, waardoor de top van de vulkaan is verdwenen.

Dit type vulkanen produceert veel tefra. Als de kraterpijp eenmaal leeggeblazen is kan ook lava uitvloeien.

Zo ontstaan vulkaanlichamen die opgebouwd zijn uit lagen tefra, afgewisseld met lagen lava: de **stratovulkaan**. Deze is het meest voorkomende type van vulkanen op het continent. Grote aantallen van deze vulkanen worden gevonden langs de kustgebieden van de Grote Oceaan, van Nieuw-Zeeland en Japan tot de Kurilen en Patagonië.

VI - Indeling van vulkanen

Er zijn verschillende soorten vulkanen, deze zijn onderverdeeld aan de hand van het type magma dat ze produceren.

1 - Basisch magma

Basisch magma is dunvloeibaar en de dunne lava die aan het aardoppervlak te voorschijn komt zal zich vanuit de vulkaankrater over een enorm oppervlak uitspreiden. De dunvloeibare lava kan stromen met een snelheid van tientallen kilometers per uur en kan vele tientallen kilometers ver over het landoppervlak stromen alvorens te stollen. Een vulkaan die gedurende lange tijd uit één krater dit soort lava produceert, zal uit kunnen groeien tot een zeer grote, vlakke vulkaan, waarvan de flanken een kleine hellingshoek hebben, die vaak minder dan 10° bedraagt. Dit is een **schildvulkaan**; hij produceert voornamelijk lava en wordt ook wel lavavulkaan genoemd. Afb. 7.

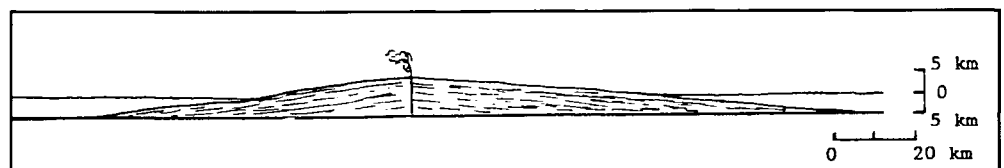
De werking is rustig en ongevaarlijk. Het typerende voorbeeld is het eiland Hawaï. De grote vulkaan van het meest zuidelijke eiland van de Hawaï-eilanden is de Mauna Loa. Deze vulkaan is meer dan 4000 meter hoog boven zeeniveau, doch staat op de bodem van de oceaan, die hier een kleine 5000 meter diep is. De vulkaan meet daarbij aan de voet rond 250 km in doorsnede en heeft een volume van rond de 50.000 km³!

Een ander bekend eruptietype van de dunvloeibare bazaltische lava is de **spleeteruptie**. Afb. 8. Langs een scheur in de aardkorst, soms tientallen kilometers lang, komt op vele punten lava te voorschijn en bedekt grote oppervlakten. Er zijn lavastromen bekend van meer dan 100 km lengte! Karakteristieke voorbeelden worden gevonden op IJsland, onder meer van de Krafla en de Laki. De eruptie van 1783 van de Laki-spleet is een van de bekendste vulkanische erupties in historische tijd. Langs een 24 km lange scheur kwam op een 50-tal plaatsen lava te voorschijn, die een gebied van 560 km² bedekte. De langste lavastroom was 65 km lang!

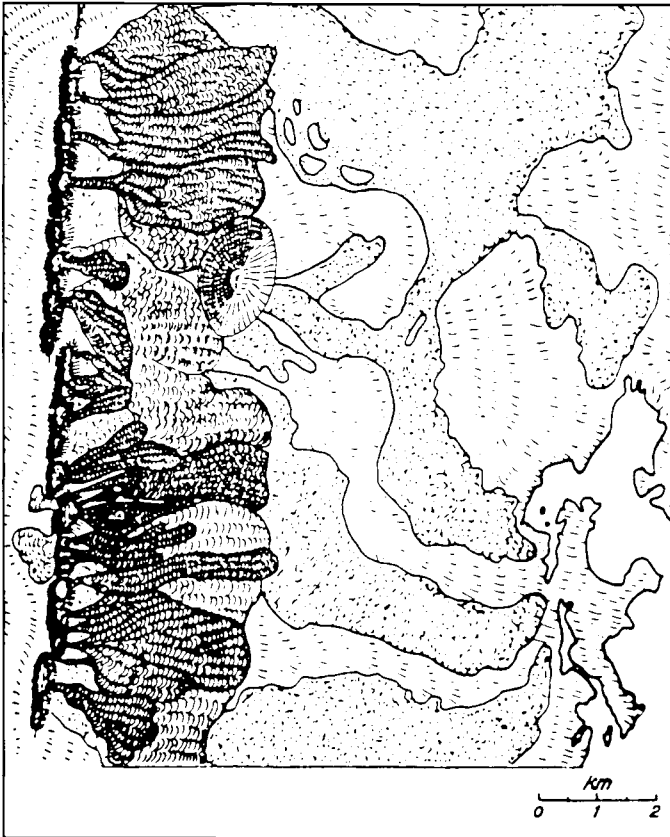
Door deze spleeterupties kunnen in de loop van de tijd enorme gebieden worden bedekt met dikke pakketten van een groot aantal bazaltische lavastromen.

Grote oppervlakken van bazalten, van meer dan 500.000 km², komen voor in British Columbia en in de aangrenzende gebieden van de noordwestelijke Verenigde Staten, in Patagonië en Noordwest-India. Deze laatstgenoemden heten de Deccan Trapps. De dikte van de bazalten aan de westkust van India bedraagt 3,5 km, er ligt rond de 500.000 km² bazalt op het land en nog eens 800.000 km² in zee. Daarnaast vinden we bazalten in Tasmanië, Syrië, Saudi-Arabië, Ethiopië, Noord-Ierland en oostelijk Siberië.

Veel van deze uitgestrekte bazalten zijn uitgestroomd in de Tertiaire en Kwartaire tijd. De Deccan Trapps vloeiden uit op de grens van Krijt en Tertiair; de enorme lavapakketten van de Drakensberge in Zuid-Afrika zijn van Jurassische ouderdom.



Afb. 7. Schildvulkaan Mauna Loa op Hawaï.



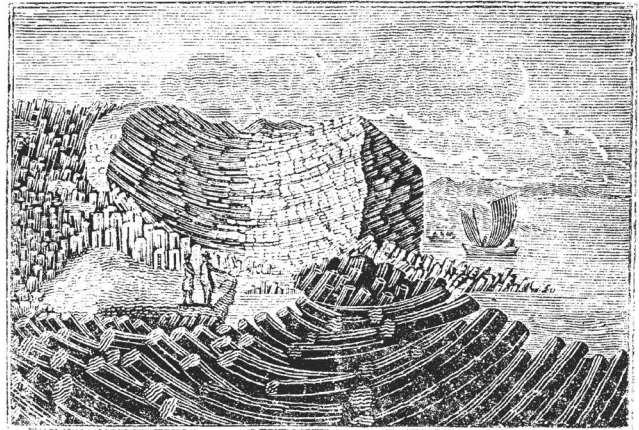
Deze pakketten van bazaltlava's zijn opgebouwd uit een groot aantal lagen, die elk vaak over een grote afstand uniform van dikte zijn. De lagen zijn daarbij maar dun, veelal één tot enkele meters, tot maximaal 10 meter dik. Zij kwamen te voorschijn uit lange spleten in de aardkorst. Dit zijn vaak zwermen van spleten, die enkele tientallen kilometers breed zijn en vele tientallen kilometers lang. Deze spleetsystemen kunnen miljoenen jaren lang met regelmaat lava produceren. Zo ontstaan uitgestrekte plateaus die bestaan uit honderden lavalagen. Deze basaltische lavapakketten heten **plateaubazalten**.

In de bazalten zijn vaak karakteristieke zuilvormige structuren te zien. Deze fraaie zuiltjes, die vroeger veel voor de taluds van de Nederlandse zeedijken werden gebruikt, worden niet zo gehakt, het zijn evenmin producten van een soort van 'kristallisatie' van de lava (lava is door de snelle afkoeling veelal nauwelijks of niet kristallijn). Het is een natuurlijk verschijnsel, dat verband houdt met de inkrimping bij afkoeling, en is te vergelijken met het ontstaan van krimpscheuren in opdrogende grond. Bazaltzuilen zijn op vrij korte afstand van onze grenzen te zien, onder meer in centraal Frankrijk bij Le Puy-en-Velay in het Massif Central, in het Lahn-gebied van Duitsland, op de Inner Hebrides ten westen van Schotland (afb. 9), op een uiterst imposante wijze in de beroemde Giant's Causeway van Noord-Ierland en daarnaast, heel wat dichterbij: in de Eifel, onder meer bij Mayen en Manderscheid.

Spleeterupties en lavavulkanen komen in veel en veel grotere aantallen voor op de oceaانبodem. In de mid-oceanische ruggen scheurt de aardkorst open op eenzelfde wijze als te zien is op IJsland. Op de oceaانبodem zullen geen lange lavastromen ontstaan, hier worden vrijwel uitsluitend kussenlavastructuren gevormd. Per jaar ontstaat er in de oceanische ruggen rond de 2 km² nieuwe aardkorst door het opvullen van de scheuren die door de uiteengaande beweging ontstaan. IJsland is een van de weinige plaatsen op aarde waar dit proces van nieuwvorming van de aardkorst op het land is te zien.

2 - Intermediaire magma's

Het magma van intermediaire samenstelling, andesitisch tot dacitisch, is viskeuzer, taai vloeibaarder. Bij de meer viskeuze magma's is het nauwelijks tot niet meer mogelijk dat het magma circuleert van de magma-



Afb. 8. Links. Lavastromen uit een spleeteruptie. De donkerste lava's zijn de jongste.

Afb. 9. Boven. Gebogen zuilen in de plateaubazalt op Staffa, een eilandje ten westen van Mull (Inner Hebrides, West-Schotland). Gravure uit de 19e eeuw, 7,5 x 5 cm.

kamer door de kraterpijp. De dikke magmabrei maakt ook de ontgassing moeilijker. Er wordt zodoende weinig warmte in de kraterpijp toegevoerd en daardoor gaat het magma in de vulkaanpijp stollen. De gasdruk in de magmahaard gaat oplopen, wat zal leiden tot een explosieve eruptie waarbij het gestolde magma uit de kraterpijp wordt weggeblazen. Grote wolken vergruisd gesteentemateriaal worden hoog de lucht in geblazen. Dit valt als pyroklastisch materiaal op aarde terug en vormt dan de tefra-afzettingen. Als het gestolde materiaal uit de kraterpijp verdwenen is, kan ook lava uitvloeien.

Zo ontstaat een vulkaantype, waarvan het vulkaanlichaam opgebouwd is uit een afwisseling van lagen van tefra en lava. Dit type vormt een vrij steile berg en het is deze vorm die we bij uitstek als meest karakteristieke vulkaanvorm aanduiden: de **gemengde** - of **stratovulkaan**. Afb. 10.

Het grootste gedeelte van de uit de krater uitgestoten vaste producten valt vlak bij de krateropening neer, de grootste brokken het eerst en het meest nabij, daarna het fijnere materiaal, waarbij het fijnste stof tot op grote afstand van de vulkaan terecht kan komen. Als een vulkaan zich op deze wijze steeds verder opbouwt, moet de lava steeds hoger stijgen om het oppervlak te bereiken. Soms zoekt de lava zich een uitweg door het vulkaanlichaam zelf en komt dan ergens in de flank te voorschijn. Dan ontstaat hier een krater: een **parasitaire** - of **adventief-krater**. Een vulkaan die bekend is om zijn vele tientallen adventiefkraters, waarvan er vele regelmatig actief zijn, is de Etna op Sicilië.

Er zijn vele verschillende magma's van intermediaire samenstelling, van vrij dunvloeibare lava tot zeer taai materiaal. Min of meer onafhankelijk daarvan komen er vulkaantypen voor met een lagere of hogere gasdruk. Er bestaat daardoor een grote verscheidenheid in werking en vorm van de vulkanen met lava van intermediaire samenstelling.

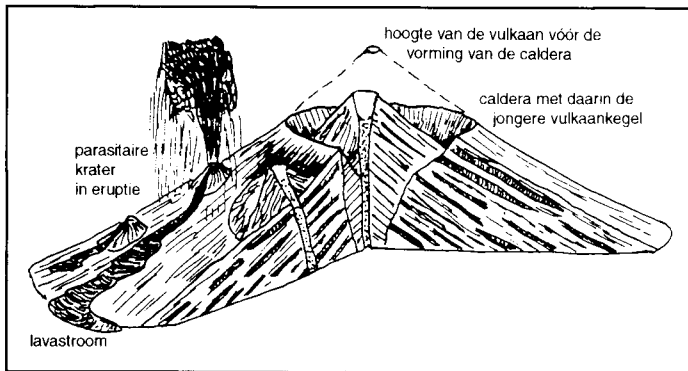
Vulkaantypen met intermediair magma

Stromboli-type

Vrijwel doorlopende activiteit toont het **Stromboli-type**: de lava is nog zo dunvloeibaar dat er zeer regelmatige activiteit optreedt. De tijd tussen twee erupties ligt in de orde van grootte van een kwartier tot een half uur. De vulkaan produceert voornamelijk lava en slechts een ondergeschikte hoeveelheid pyroklastica.

Stromboli is een eilandje ten noorden van Sicilië, de vulkaan is 924 meter hoog (boven zee), maar staat wel op een zeebodem die op rond de 2000 meter diepte ligt!

De viscositeit van de lava van Stromboli is nog zo laag dat de lava in de kraterpijp niet tot stolling komt, het magma circuleert door de pijp door convectiestroming. De eruptieactiviteit is zeer regelmatig, met om de paar minuten tot rond een kwartier een kleine eruptie. De 'eruptie' is niet



Afb. 10. Doorsnede door een stratovulkaan.

meer dan het omhoogkomen van een gasbel door de lavakolom en het uiteenspatten van de bel aan het lavaoppervlak, dat dicht bij de rand van de krater staat. Door de uiteenspattende gasbel ontstaat een fontein van druppels lava, die enkele honderden meters hoog wordt. Een enkele keer kan er een wat grotere activiteit optreden, waarbij een beetje lava over de rand van de krater stroomt. Vooral 's nachts geeft deze vulkaan een prachtige aanblik. Hij wordt de 'Vuurtoren van de Middellandse Zee' genoemd. Afb. 11.

Naast Stromboli behoren Parícutin en Surtsey tot dit type.

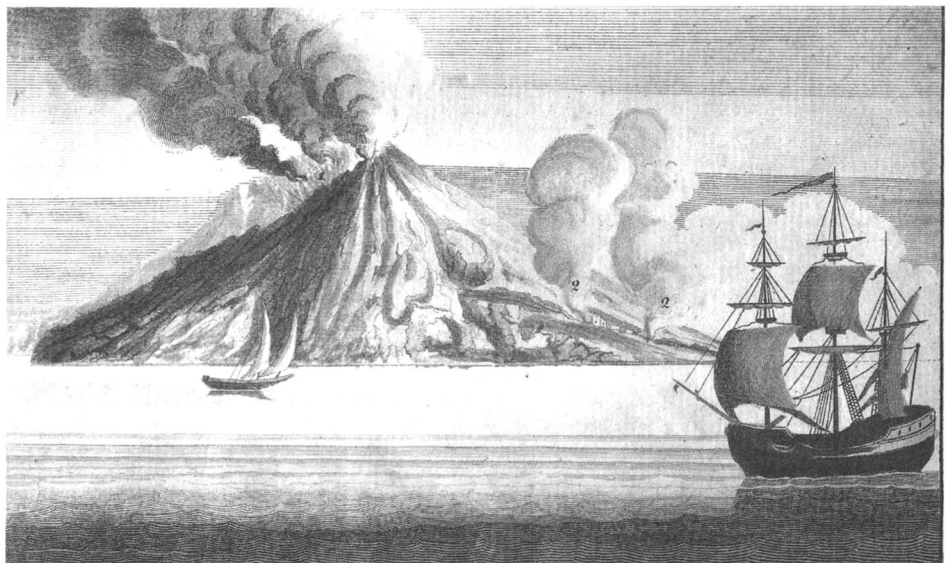
Vulcano-type

Als de lava viskeuzer is en na een uitbarsting in het eruptiekanaal stolt, dan kan de vulkaan jaren in - schijnbare - rust verkeren. Dit is een zeer bedriegelijke rust daar tijdens de rustperiode de gasdruk in de magma-haard steeds verder stijgt, waardoor een hevige eruptie het gevolg is. Dit type van uitbarsting komt voor bij de meeste van de 'normale' strato-vulkanen op aarde. Dit type wordt onderverdeeld in een zwakker **Vulcano-type** (naar een eiland ten noorden van Sicilië) met een vrij lage viscositeit en gasdruk van de lava, en het sterkere **Vesuvius-type**, dat een hoge tot zeer hoge gasdruk heeft en een sterk viskeuze lava.

Een vertegenwoordiger van de overgang van het Stromboli-type naar het Vulcano-type is de **Etna**, de grootste werkende vulkaan van Europa, die haast 3500 meter hoog is en een enorm gebied bestrijkt. De vulkaan heeft een lage hellingshoek en is voornamelijk opgebouwd uit lavastromen. De lava van de Etna is vrij dunvloeibaar en de vulkaan werkt dan ook regelmatig: met tussenpozen van enkele jaren tot enkele decennia produceert hij een lavastroom. De werking is vrij rustig en naast lastige lavastromen, die vrij hoge snelheden kunnen bereiken en in het dichtbevolkte gebied rondom de berg danig huishouden, is de vulkaan niet gevaarlijk. Afb. 12.

De tot nu toe genoemde vulkanen zijn met regelmaat het onderwerp in filmparties over vulkanische uitbarstingen en spelen mee in speelfilms over natuurrampen. Dit wegens hun rustige werking en weinig gevaarlijk verblijf op hun hellingen, ook tijdens een eruptie. Van een geheel ander karakter zijn de meeste erupties van vulkanen van het Vesuvius-type. Hier is de uitbarsting dermate heftig, dat er geen opnamen van zullen zijn, anders dan van de schade na de uitbarsting. Vele tientallen tot honderden kilometers in de omgeving zullen slachtoffers vallen.

Afb. 11. "Stromboli, een van de Liparische Eilanden tussen Napels en Sicilië. Hij bestaat bijna geheel uit een hoge berg die de vorm van een kegel heeft en die zonder ophouden brandt als een vulkaan. De bewoners leven tussen de golven en het vuur en trotseren het gevaar. De muskaatwijn die van deze bodem afkomstig is is van een kostelijke kwaliteit". Gravure uit de 19e eeuw; 15,5 x 9 cm.



De oorzaak van het verschil in kracht en mate van explosiviteit van de Vulcano- en Vesuvius-typen ligt in de mate van taaiïvloeibaarheid van het magma en dus grotendeels aan de chemische samenstelling. De samenstelling loopt van andesiet bij het Vulcano-type, via daciet tot rhyodaciet bij het explosievere Vesuvius-type.

Vesuvius-type

Het **Vesuvius-type** is zeer algemeen. De vulkaan kan uitgroeien tot een zeer grote kegelvormige berg van vele kilometers hoog. De bekendste en meest gefotografeerde modelvulkaan is de Fuji Yama in Japan. In de geschiedenis van vele grote stratovulkanen op aarde van het Vesuvius-type is een periode voorgekomen dat de vulkaan een grote kegel heeft opgebouwd, bijvoorbeeld van meer dan 3 tot rond de 4 km hoogte, waarna de activiteit gedurende vele eeuwen schijnbaar tot stilstand kwam. Tijdens deze rustperiode liep de gasdruk in de magma-haard zeer hoog op, veel vulkanen ontwaakten onverwacht met een zeer hevige eruptie, de zogenoemde **Pliniaanse eruptie** of het **Perret-type-eruptie**, naar de Amerikaan Frank Perret, die de eruptie van 1906 van de Vesuvius heeft beschreven.

Verscheidene km³ gesteentegruis kan tijdens een dergelijke grote eruptie tientallen kilometers hoog de atmosfeer ingeschoten worden (Mt. St.-Helens 1982: slechts 1 km³; Krakatau 1883: 20 km³). Het record van de in historische tijd uitgebarsten vulkanen heeft de Tambora op Sumbawa, waar in 1815 naar schatting tussen de 100 en 150 km³ materiaal van trachy-andesiet samenstelling de lucht in ging. Deze eruptie heeft, naar het zich laat aanzien, zeer waarschijnlijk een merkbare, zij het tijdelijke invloed gehad op het klimaat op aarde: in 1816 heeft het in grote delen van de gematigde streken van het Noordelijk Halfrond tot in juni en dan weer vanaf augustus gesneeuwd en mislukten de oogsten in vele Europese landen en in het oosten van de Verenigde Staten.

Tijdens een catastrofale Pliniaanse uitbarsting heeft het vulkaanlichaam veel te lijden: de gasstroom, die met grote snelheid een enorme hoeveelheid steengruis meevoert, is een zeer sterke eroderende kracht. De kraterpijp wordt hierdoor sterk verwijd en huizengrote brokken neven-gesteente worden uit de wand losgerukt. Daarnaast kan het vulkaanlichaam instorten door het inzakken van het dak van de deels leeggeblazen magmakamer. Zo ontstaat een zeer grote kratervormige depressie, deze heet de **caldera** (ketel). Een caldera van een zeer grote eruptie kan vele kilometers in doorsnede zijn.

Pliniaans type

Dit type van uitbarsting, die zo hevig is dat de top van de vulkaan verdwijnt en daarvoor in de plaats een caldera ontstaat, wordt Pliniaans genoemd naar Plinius de Jongere, generaal en geschiedschrijver, die de beroemde uitbarsting van de Vesuvius van het jaar 79 heeft beschreven.

Zare - Afbeeldinge van den Nieuwen Brand van den Berg Ætna in Sicilien, zijnde geopent met vier gaten in Montpellier, met groote verbaestheyt en ruine van het Land van Catania. den Brand heeft begonnen den 2 Maert 1669". Op de voorgrond de stad Catania. Oude gravure, 29 x 18 cm.



De caldera die door deze eruptie in de Vesuvius ontstond meet 4 km in doorsnede. Tijdens deze eruptie werd Pompeï onder een aslaag bedolven en Herculaneum door een modderstroom. De modderstroom ontstond doordat de atmosfeer instabiel raakte door de grote hoeveelheid hete gassen en waterdamp die de vulkaan uitbraakte. Een zwaar onweer en hevige stortregens waren het resultaat. Dit verschijnsel komt bij veel grote vulkanische erupties voor. (Zie afb. 3).

- De uitbarsting van de Vesuvius was echter van geringe sterkte vergeleken met de beroemdste eruptie van de vorige eeuw: die van de **Krakatau** in 1883. Bij deze eruptie ontstond een caldera van rond de 7 km in doorsnede.
- Door de enorme eruptie van de **Tambora** in 1815 werd de berg, die waarschijnlijk tegen de 4000 m hoog was, rond de 1400 m lager en ontstond een caldera van 6 km in doorsnede, die nu rond de 1100 m diep is.
- Andere grote explosieve erupties uit het verleden kunnen we veelal alleen herkennen aan de caldera's: **Crater Lake** in Oregon heeft een middellijn van 11 km en is meer dan 600 meter diep; in het meer ligt een kegelvormige heuvel: de 'Anak van Crater Lake' (= Wizard Island) als nieuwe krater. Crater Lake is ontstaan door een voorhistorische eruptie (15.000 jaar geleden) van Mt. Mazama, een buur van Mt. St.-Helens.
- De beroemde **Tengger**-caldera op Java meet 12 km in doorsnede.
- Het eilandje Thera of Thira ten noorden van Kreta heeft een heel specifieke maansikkel-vorm en is een van drie eilandjes die de rand vormen van de caldera van **Santorini**, die 11 bij 17 km groot is. De enorme explosie van deze vulkaan in ongeveer 1600 v.Chr. maakte een einde aan de Minoïsche cultuur op Kreta en lag ook ten grondslag aan de verhalen in de bijbel over de plagen van Egypte (duisternis, rode stofregen) en over de doortocht door de Rode Zee (het terugtrekken van het water voor de komst van een vloedgolf). Ook de mythe over het in de golven verdwenen Atlantis is tot deze gebeurtenis te herleiden. Santorini heeft zich niet beperkt tot deze beroemde eruptie. In 1950 ontstond een dikke lavaprop op een eilandje in de caldera.

De bovengenoemde caldera's zijn alle ontstaan door een zeer hevige, explosieve eruptie. Er zijn ook een aantal vulkanen die grote tot enorme caldera's bezitten en geen hevige eruptie-activiteit tonen omdat het

Afb. 12. "Ware Afbeeldinge van den Nieuwen Brand van den Berg Ætna in Sicilien, zijnde geopent met vier gaten in Montpellier, met groote verbaestheyt en ruine van het Land van Catania. den Brand heeft begonnen den 2 Maert 1669". Op de voorgrond de stad Catania. Oude gravure, 29 x 18 cm.

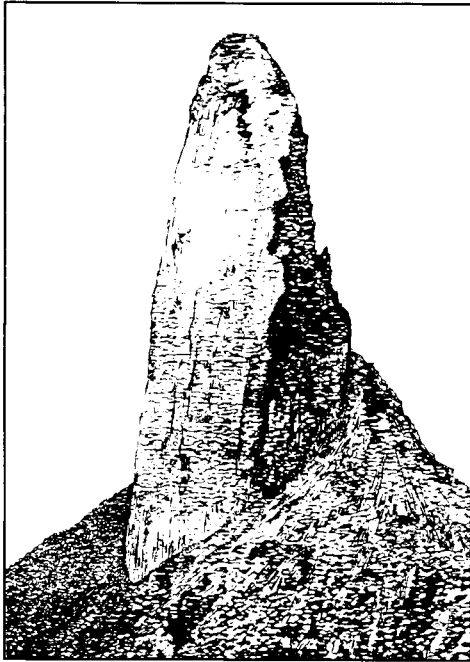
karacteristieke **bazaltische lavavulkanen** zijn. Eén van de bekendste caldera's is de Askja-caldera in het rond 300 km² grote vulkaancomplex Dyngjufjöll op IJsland. De caldera-achtige inzakkingen van de Dyngjufjöll uit 1875 werden niet veroorzaakt door explosies, maar door het inzakken van het dak van de gedeeltelijk leeggelopen magmakamer. Vele IJslandse schildvulkanen hebben caldera's die op deze wijze ontstaan zijn. Ook de grote Mauna Loa-vulkaan van Hawaïi heeft op zijn top een caldera die 3 bij 5 km meet met vrijwel loodrechte wanden van rond de 200 meter hoog. Deze caldera ontstond rond de 700 jaar geleden door het inzakken van het dak van de magmakamer, die zich in het vulkaanlichaam zelf bevindt.

Het is niet altijd gemakkelijk om te besluiten of de opening van een vulkaan een gewone krater is of een caldera. Tijdens vele erupties worden er fragmenten van de wanden van de kraterpijp losgerukt en meegenomen door de met steengruis geladen gasstroom en wordt de kraterpijp verwijld. Zulke nevangesteentefragmenten komen in de tefra terecht en deze niet-vulkanische gesteentebrokken zijn in vele vulkanische afzettingen te zien.

Als vuistregel wordt wel gehanteerd dat een krater van meer dan een kilometer in doorsnede een caldera genoemd kan worden. Een definitie voor een caldera is: een grote, bekkenvormige, vulkanische depressie, die min of meer cirkelvormig of cirque-vormig is, waarvan de diameter tenminste enkele malen groter is dan die van de bijbehorende kraterpijp, en waarbij de vorm, zoals de steilheid van de wanden of de mate van geaccidenteerdheid van de vloer, geen rol speelt.

Afwijkende typen

Naast de Vulcano- en Vesuvius-typen komen er een aantal vulkanen voor met een magma van intermediaire samenstelling, die in hun werking afwijken van de genoemde typen.



Afb. 13. De Naald van de Mt. Pelée, Martinique (naar een foto van A. Lacroix, ± 1902).

Een aantal vulkanen met een taaie lava en een vrij lage gasdruk zijn die van het Merapi-Galoenggoeng- en Keloed-type op Java. De lava van deze vulkanen is zo taaie dat een lavastroom in het algemeen niet voorkomt.

Bij deze vulkanen is de gasdruk vrij laag, de taaivloeiende lava wordt als stopverf langzaam uit de kraterpijp gedrukt en zakt in de krater in elkaar

tot een dikke prop. De buitenkant van de prop stolt aan de buitenlucht, door de doorgaande beweging in en onder de prop wordt de korst uit elkaar gedrukt, daardoor breekt deze en de brokken vallen van de korst af.

Als de prop in een diepe krater zit geeft de vulkaan bij deze werking geen problemen. Dit is in het algemeen het geval bij de **Galoenggoeng**, waar in 1918 in de krater een prop ontstond die 600 meter lang, 400 m breed en 85 meter hoog werd. De Galoenggoeng houdt het echter niet altijd bij deze vrij onschuldige activiteit. De vulkaan is berucht omdat hij soms de prop met grote kracht opblaast en dan over grote gebieden verwoesting zaait, zoals in 1982 gebeurde.

Bij de **Merapi** bevindt de prop zich op de top van de berg in een ondiepe, hoefijzervormige krater. De korst van de prop brokkelt regelmatig af en een paar maal per dag rollen de brokken als een vurige stroom van de helling af, onderweg grond en stenen met zich mee sleurend. Veelal is deze werking ongevaarlijk, daar deze **droge hete lahar** door de opening in de kraterwal een kloofdal aan de westzijde van de berg af komt stromen.

Toch heeft de Merapi een slechte reputatie, niet alleen doordat er met enige regelmaat, een of twee keer per eeuw, een wat grotere activiteit plaats vindt, zoals in 1930 toen een gebied van 20 km² verwoest werd door een puinmassa. De berg ligt evenwel in een dichtbevolkt gebied en is vooral bekend geworden door de grote verwoestingen in het begin van de 11de eeuw. Na een lange tijd van rust, waarin de Borobudur werd gebouwd, vonden er in het jaar 1006 hevige erupties plaats. Deze werden veroorzaakt door het verzakken van het vulkaanlichaam, dat op een volledig ongeschikte basis van zachte, Tertiaire kleien staat. Door de verzakking was het bovenste deel van de vulkaanpijp in de berg weggeschoven en de toevoerpijp was daardoor dichtgedrukt. De beweging van de lava vanuit de magmakamer ging echter gewoon door en veroorzaakte een hoge druk onder de vulkaan. Door de eruptie werd de Borobudur door tefra bedekt; het Hindu-hof vertrok naar Bali en daarmee lag de weg vrij voor vestiging van de Islam in midden Java. In een groot gebied ten westen van de Merapi ontstonden grote golvingen in het landschap als een soort 'boeggolven' voor de verzakkende vulkaan. Er ontstond een serie van sikkelvormige meren. De breuken in het vulkaanlichaam zijn van een afstand te zien in de oostelijke helling van de vulkaan, die een aantal trappen toont.

De **Keloed** op Oost-Java is een variant op dit type. Deze vulkaan bezit een kratermeer (in het algemeen: een bijzonderheid voor een vulkaan!). De prop die in het meer groeit duwt het water over de rand heen. Het gloeiend hete water vermengt zich met grond en stenen en vormt zo de beruchte **hete lahar**.

Het gevaar van de Keloed, die regelmatig uitbarst met tussenpozen van

enkele tientallen jaren, is sterk verminderd doordat er in 1926 een stelsel van tunnels in de berg is gegraven, zodat er nu in plaats van 70 miljoen m³ water, slechts 4 miljoen m³ in de krater staat.

Een vulkaan van het Keloed-type, maar met een wat hogere gasdruk, is de **Soufrière** op St.-Vincent in het Caraïbisch gebied. Deze vulkaan heeft een kratermeer en er vormt zich een prop, die tijdens een eruptie met toenemende snelheid groeit en niet alleen het hete water over de kraterrand heen stuwt, maar daarna ook zelf weggeschoten wordt, zodat er een combinatie van hete lahar en gloeiende puinstromen en puinregens ontstaat.

De combinatie van een zeer taaie lava en een zeer hoge gasdruk geeft het soort rampzalige uitbarstingen die we vinden bij de **Mont Pelée** op Martinique.

Bij deze vulkaan wordt de taaie lava langzaam uit de kraterpijp omhoog geperst. De buis gesteente is enkele honderden meters in doorsnede en enkele kilometers hoog. De stenen vulling van de kraterpijp wordt als een massieve buis uit de krater omhoog geperst, waardoor een vele honderden meters hoge 'naald' van steen boven de vulkaan uitsteekt, de zg. Naald van de Mt. Pelée. Afb. 13. Langs de steenstaaf kan gas ontsnappen en dan komt er met enorme snelheid gloeiend heet gas naar buiten, vermengd met steengruis. Dit gas, met een temperatuur van tussen de 500 en 600°C, heeft een enorme snelheid, die verscheidene honderden kilometers per uur bedraagt.

De gasstroom gaat echter niet loodrecht de lucht in, het gas is daarvoor te zwaar, zowel door de 'lading' aan gruis als door de hoge dichtheid van het gas vanwege de enorme druk. Het gas is zelfs zo zwaar dat het de helling van de vulkaan afloopt en daarbij ook nog de topografisch laagste gedeelten opzoekt, bv. een rivierdal. Als het gas in de buitenlucht komt expandeert de gasstroom onmiddellijk, waarbij de bovenzijde ervan zich na enkele seconden al op enkele kilometers hoogte bevindt. Toch blijft de onderzijde van de gasstroom nog altijd over de bodem lopen.

Tijdens de eruptie van 1902 werd een dergelijke 'gloedwolk' (een *nuée ardente*) uitgestoten die een snelheid had van 500 km per uur en binnen enkele seconden het stadje St.-Pierre volledig wegvaagde. St.-Pierre lag aan de kust op een plaats waar een riviertje in zee uitkomt. Van de 28.000 inwoners van het stadje overleefden twee gevangenen, die in een diepe kerker waren opgesloten.

De lava van de Mt. Pelée is van een zure samenstelling, hij bevat iets meer dan 65% SiO₂ en is van rhyodaciet-samenstelling (tussen daciet en rhyoliet). De Mont Pelée behoort daardoor al tot het zure vulkanisme.

3 - Zure magma's

Vulkanische erupties van een zuur magma zijn zeldzaam. Dit magma bereikt vaak de oppervlakte niet. De lava, hoe hoog ook verhit, blijft uiterst taaie en bereikt vrijwel nooit het aardoppervlak als een lavastroom. Bij sommige erupties ontstaan nog wel grote lavapropen in wijde, lage kraters. Dit zijn de zogenaemde **lavadomes**, zij zijn bekend uit Auvergne, bv. de Puy de Dôme, die bestaat uit trachiet. Deze structuren worden ook gevormd door rhyolitische, dacitische en rhyodacitische lava's, alsmede door fonolitische lava's (afb. 14).

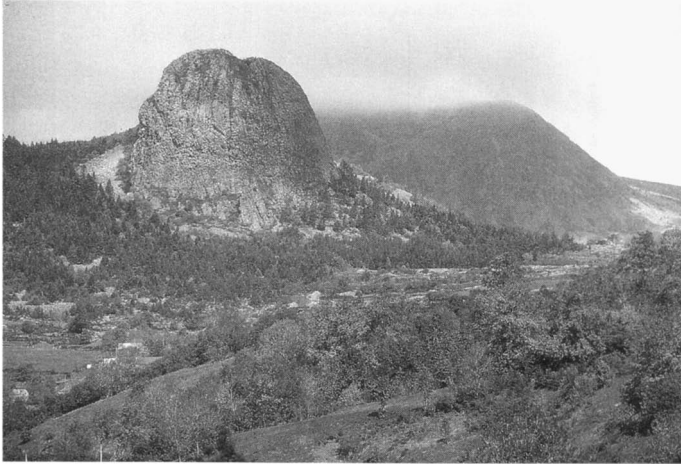
Gloedwolken

De meeste erupties van vulkanen met zuur magma zijn uiterst hevig en explosief met productie van enorme **gruiswolken (gloedwolken, nuées ardentes)** van het type van de Mt. Pelée. De werking is ongekend verwoestend en afbrekend.

We kennen een aantal zogenaemde **gloedwolk-erupties** of **ignimbriet-erupties**, waarbij enorme gebieden, soms duizenden km², bedekt worden met een tot vele meters, soms tientallen meters dikke laag van al of niet verkit gruis, dat vaak kwartskorrels bevat: bv. Toba Meer, Valley Grande, Yellowstone. Dit gruis wordt ook **ignimbriet-afzetting** of kortweg **ignimbriet** genoemd.

Over het mechanisme van de ignimbriet-afzetting is veel onzekerheid geweest, omdat er een veelheid van verschillende soorten ignimbriet-afzettingen voorkomt en hun sedimentatiewijze veel verwarring heeft gegeven.

Ignimbrieten zijn vrij grofkorrelige afzettingen van dacitische tot rhyolitische samenstelling. Ze zijn zeer uniform van samenstelling over



Afb. 14. Lavadome, bestaande uit fonoliet. Suc de Touron bij Borée, Velay (Ardèche, Fr.). Foto: P. Stemvers.

uitgestrekte gebieden. Hun voorkomen is massief zonder gelaagdheid, van ongeconsolideerd aschtig vulkanisch zand tot een sterk glashoudend massief gesteente, dat niet te onderscheiden is van een lava. Sommige soorten vertonen een zuilvormige afzonderingsstructuur (als bij bazalt).

De vorm waarin de ignimbriet-afzetting voorkomt verschilt fundamenteel van de afzetting uit een Pliniaanse, dus loodrecht opstijgende gruiswolk. De afzetting die neergevallen is uit de Pliniaanse wolk bedekt de bestaande topografie met een min of meer gelijkmatige laag, waarvan de dikte afneemt naarmate de afstand tot de vulkaan groter is. De ignimbriet bedekt het landschap over enorme oppervlakten, waarbij het oppervlak horizontaal en opvallend vlak is. Het sediment vult dalen, terwijl op de aangrenzende hellingen en toppen geen spoor van het materiaal te vinden is. In twee naast elkaar gelegen dalen kan een groot verschil in dikte optreden.

Deze eigenschappen wijzen op een sediment dat tijdens de afzetting uiterst mobiel was, zoals in een sterk stromende rivier of een enorme zandstorm. Water komt voor de afzetting van de ignimbriet echter niet in aanmerking. De wijze van sedimentatie geeft duidelijk aan dat het materiaal tijdens het uitstromen over het landoppervlak bijzonder beweeglijk was. In een luwte van een dal of depressie kon het materiaal 'bezinken', op hellingen waaide het weg. Dit karakter is duidelijk in tegenspraak met de hoge viscositeit van een rhyolitisch magma.

De enige oplossing is, dat ignimbrieten ontstaan als een met gruis geladen, turbulent stromende, zware gasstroom, als een soort suspensie van gassen en vulkanische fragmenten (een *aërosol*), waarin het materiaal zwevend wordt gehouden doordat de fragmentjes zich omringen met een huidje van gas. Ditzelfde verschijnsel treedt ook op bij een sneeuwlawine, ook dit is een zeer beweeglijke, turbulent stromende *aërosol*, in dit geval van zwevende sneeuwdeeltjes omringd door lucht. De verwoestende kracht van een lawine is in gebergtegebieden maar al te goed bekend.

Een andere vergelijking is die met de onderzeese troebelingsstroom: een suspensie van korrels en fragmenten die in staat is honderden kilometers over de zeebodem te bewegen en grote hoeveelheden sediment naar de diepzeebodem te vervoeren.

Er worden tegenwoordig verschillende typen van **gruiswolken** onderscheiden die zich over het landoppervlak bewegen, dit als onderscheid met de Pliniaanse wolken van pyroklastisch materiaal, die loodrecht omhoog stijgen. De over de grond bewegende *surges of pyroclastic flows* kunnen bestaan uit een massa relatief koud materiaal tot een wolk van gloeiend hete, nog plastische druppels en fragmenten en kunnen op een vrij rustige wijze van een vulkaanhelling komen afzakken tot met enorme snelheid uit de vulkaan worden weggeschoten.

Een van de soorten van zo'n *pyroclastic flow* is die van het Merapi-type, waar uitsluitend de zwaartekracht verantwoordelijk is: de brokken die van de gestolde korst van de lavaprop afvallen rollen langs de helling naar beneden, brengen onderweg de lucht in beweging, sleuren stenen

en gruis mee van de vulkaanhelling en ontplooiën zich tot turbulente lawines, die niet alleen massa's gruis en soms huizengrote steenbrokken vervoeren, maar ook een enorme luchtverplaatsing geven. Deze vulkanische steenlawines zijn vergelijkbaar met een bergstorting, waarbij de steenlawine die in één dalwand ontstaat, het dal opvult en daarbij ook over een imposante hoogte de andere dalwand omhoog klimt. Een ander soort steenlawine is die van het Soufrière-type, waarbij de over de grond bewegende gruiswolk ontstaat door het in elkaar zakken van een vertikaal opstijgende kolom van pyroklastisch materiaal die een veel te grote hoeveelheid lading te transporteren heeft.

Het sediment van een gloeiend hete ignimbriet-wolk, zoals de *nuée ardente* van het Mont Pelée-type, bestaat uit fragmentjes die vaak afgeplat zijn en aan elkaar gebakken zijn omdat zij ten tijde van de eruptie nog plastisch tot vloeibaar waren; dit gesteente wordt *weldet tuff* of **smelttuff** genoemd.

De ignimbriet kan in de loop van de tijd door verdere diagenese precies gaan lijken op een zure lava, met fenokristen van kwarts en veldspaat in een zeer fijn-kristallijne tot glasachtige grondmassa.

Er wordt wel aangenomen dat veel zure lava's uit vroegere geologische tijdvakken oorspronkelijk als ignimbrieten werden afgezet.

Katmai

Een beroemde historische ignimbriet-eruptie is die van de **Katmai** in Alaska in 1912. De vulkaan werd pas enkele jaren later door een wetenschappelijke expeditie bezocht. Deze trof een uitgestrekte vlakte aan waar uit de tefra-afzettingen enorme hoeveelheden stoom opstegen. Door de hete aslagen ontdoode de bevroren bodem; zo werden de stoombronnen van de 'Valley of the Ten-Thousand Smokes' gevormd, die destijds voor een spectaculair schouwspel zorgden.

Grote erupties tonen vaak een combinatie van een uitgestroide gruislaag, de *tephra-fall*, en de *pyroclastic flow*. Tijdens de beruchte eruptie van april 1815 van de **Tambora** traden en vier fasen op van tefra-regens en een zevental *flows*, welke laatstgenoemde alleen al een volume vertegenwoordigen van 50 km³.

Toba-meer

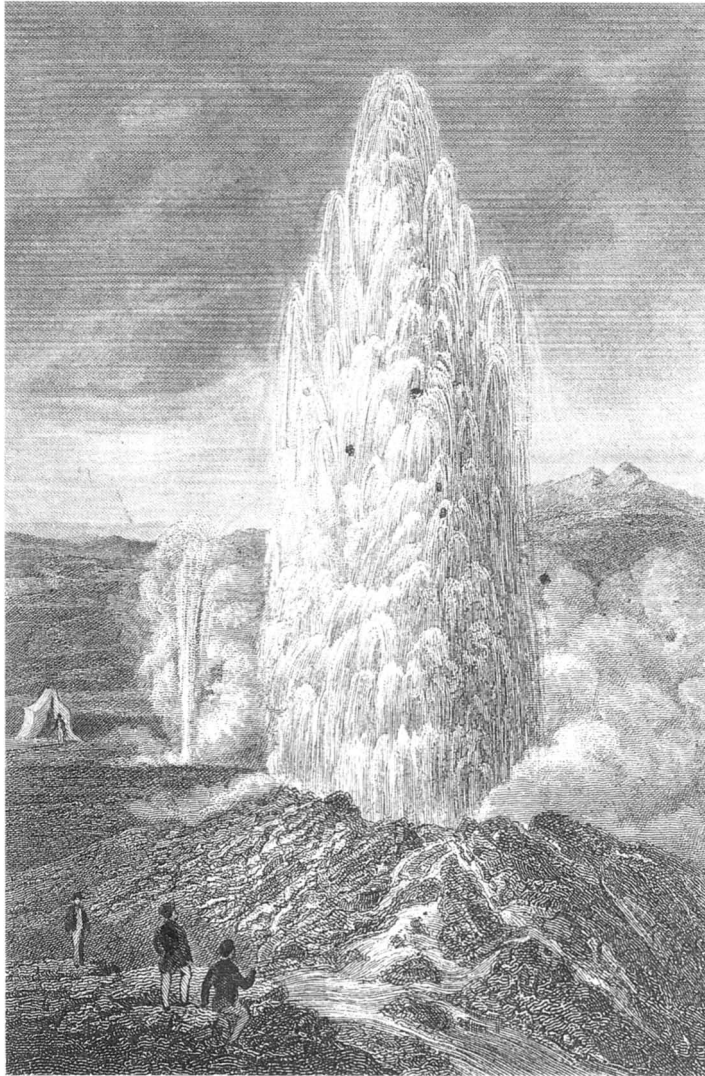
Er zijn ignimbriet-erupties bekend die in volume zeer vele malen die van de stratovulkanen overtreffen. Bij de eruptie van het Toba-meer in het noordwesten van Sumatra bijvoorbeeld was het volume zo'n 2800 km³! De **Toba-meer**-eruptie vond plaats op rond de 75.000 jaar B.P. Alle andere vulkanische erupties gedurende het Kwartair vallen volledig weg in de schaduw van deze catastrofe, die veruit de grootste bekende eruptie in de jong-Tertiaire en Kwartaire tijd is geweest.

De caldera die tijdens de eruptie werd gevormd meet ongeveer 3000 km² en is omringd door rhyolitische tefra en tuf die tot enkele honderden meters dik is en zich uitstrekt over een gebied van rond de 30.000 km². Op een afstand van 400 km, in Maleisië, is de aslaag nog een meter dik. De eruptie heeft waarschijnlijk 10 dagen geduurd, waarbij er dus per seconde 10 miljoen m³ gesteente de lucht in werd geblazen, dat mogelijk een hoogte van 50 tot 60 km bereikte.

Het tijdstip van omstreeks 75.000 jaar B.P. was een periode van zeer snelle uitbreiding van de continentale ijskap van Noord-Europa en het is bijzonder aantrekkelijk om het begin van de grote uitbreiding van het landijsdek te laten beginnen met deze eruptie, die waarschijnlijk een merkbare invloed op het klimaat van de aarde heeft gehad.

Door de eruptie van het Toba-meer werd een gebied met een doorsnede van 250 km met enorme hoeveelheden ignimbriet-materiaal bedekt. Er ontstond een depressie die meer dan 85 bij 35 km meet, deze wordt nu ingenomen door het Toba-meer. In het Toba-meer ligt een eiland - Samosir - dat een hellend oppervlak heeft. Waarschijnlijk is dit een stuk van het dak van een magmakamer dat opgetild werd, waardoor de magmakamer leeggeblazen kon worden. Daarna zakte het deksel weer en kwam dieper en helemaal scheef terecht.

De ignimbriet-erupties worden wel toegeschreven aan het doorbreken van het dak van een groot intruderend granietlichaam. Door de stolling van een dergelijk granietplutoon wordt de restsmelt, die zeer rijk is aan gasvormige bestanddelen, geconcentreerd aan de rand van het intrusielichaam en kan daar een enorm hoge druk opbouwen. Hierdoor kan het dak doorbreken, de gassen kunnen ontsnappen, waarna het dak inzakt.



Afb. 15. De geysers op IJsland, op de voorgrond de Geysir, toen hij nog regelmatig werkte. Op de achtergrond de nog wel actieve Strokkur-Geysir. Gravure uit de 19e eeuw, 7,5 x 11,5 cm.

VIII - Beroemde vulkaanuitbarstingen

(zie afb. 17)

Vesuvius

De Vesuvius bestond in de Romeinse tijd uit een grote, regelmatige kegel, die alleen op de top niet begroeid was. Rijke Romeinen hadden hun buitenhuizen gebouwd op de hellingen van de berg, die op uitgebreide schaal in cultuur waren gebracht met uitgestrekte wijngaarden. Aan de voet van de berg lagen bloeiende steden. Het was in de Romeinse tijd niet bekend dat de berg een vulkaan was, er was geen overlevering bekend die hier op zou wijzen. Toch had Strabo in 30 v.Chr. al opgemerkt, dat de gesteenten van de top van de Vesuvius een trefende gelijkenis toonden met die van de Etna, welke vulkaan ook in de Romeinse tijd regelmatig uitbarstte.

De Vesuvius heeft de grote eruptie wel aangekondigd. Vele jaren lang werd de omgeving getroffen door aardbevingen, waaraan echter weinig aandacht werd besteed in een land als Italië, waar regelmatig aardbevingen voorkwamen.

De eruptie van de Vesuvius begon op 24 augustus 79 en duurde slechts twee dagen. Er werd een groot deel van de top van de Vesuvius weggeslagen, de berg was ongeveer driekwart kilometer lager geworden en in plaats van de top was er nu een enorm gat, dat een diameter had van 4 km. Een deel van de rand van deze caldera is nu nog altijd zichtbaar als de rand van de Monte Somma.

Na 79 heeft de Vesuvius in de loop der eeuwen, tijdens een groot aantal vrij rustige erupties, in de caldera weer een kegel opgebouwd, die gedeeltelijk over de rand van de caldera heen gegroeid is. Zie de voorplaat.

De laatste vrij grote eruptie van de Vesuvius vond plaats in 1906, waarbij de top het weer moest ontgelden en ditmaal 150 meter werd verlaagd, waarbij dus weer een kleine caldera werd gevormd. Tot 1944 werd het gebied van Napels gekarakteriseerd door de rookpluim van de Vesuvius. Sinds 1944 is de vulkaan weer 'in ruste'.

Krakatau

Een andere beroemde Pliniaanse eruptie vond plaats in 1883. Dit was de uitbarsting van de Krakatau, waarbij een caldera werd gevormd met een diameter van 7 km.

Op de kaarten uit de vorige eeuw is tussen Java en Sumatra een eilandengroep getekend die bestaat uit vier eilanden: Verlaten Eiland, Lang eiland, Krakatau Eiland en een klein eilandje met de merkwaardige naam Poolse Hoed. Krakatau was het grootste eiland, het mat ongeveer 5 bij 9 km en bestond uit een zevental kraters. De top werd gevormd door de Rakata; op de noordelijke punt lag de Perbuwatan, die waarschijnlijk in de 17de eeuw nog actief was geweest. De lavastroom uit deze krater was het meest verse gesteente van de eilandengroep. De eilanden waren onbewoond en bedekt met dicht oerwoud.

In de loop van de jaren '70 van de vorige eeuw kwamen een serie aardbevingen voor. Deze werden niet herkend als een voorspel voor een eruptie omdat op de meeste van de Oost-Indische eilanden veelvuldig aardbevingen voorkomen.

De eerste explosie kwam op 20 mei 1883, waarbij wolken stoom en gruis werden uitgestoten, de as viel tot op 500 km afstand. De vulkaan braakte in de volgende drie maanden min of meer regelmatig grote wolken as uit. Op 26 augustus volgde de enorme, paroxysmale eruptie, ingeleid door een aantal zware explosies, die over geheel Java te horen waren. In de ochtend van zondag 27 augustus vonden een viertal enorme explosies plaats, waarbij er één zo overdonderend was dat in het zuiden van Australië mensen uit hun slaap gehaald werden en de bewoners van Diego Garcia, op meer dan 3600 km afstand in de Indische Oceaan, meenden dat een schip kanonschoten afvuurde. De atmosferische drukgolf werd door barometers over de gehele wereld geregistreerd; in Tokyo bedroeg het luchtdrukverschil 1,45 millibar.

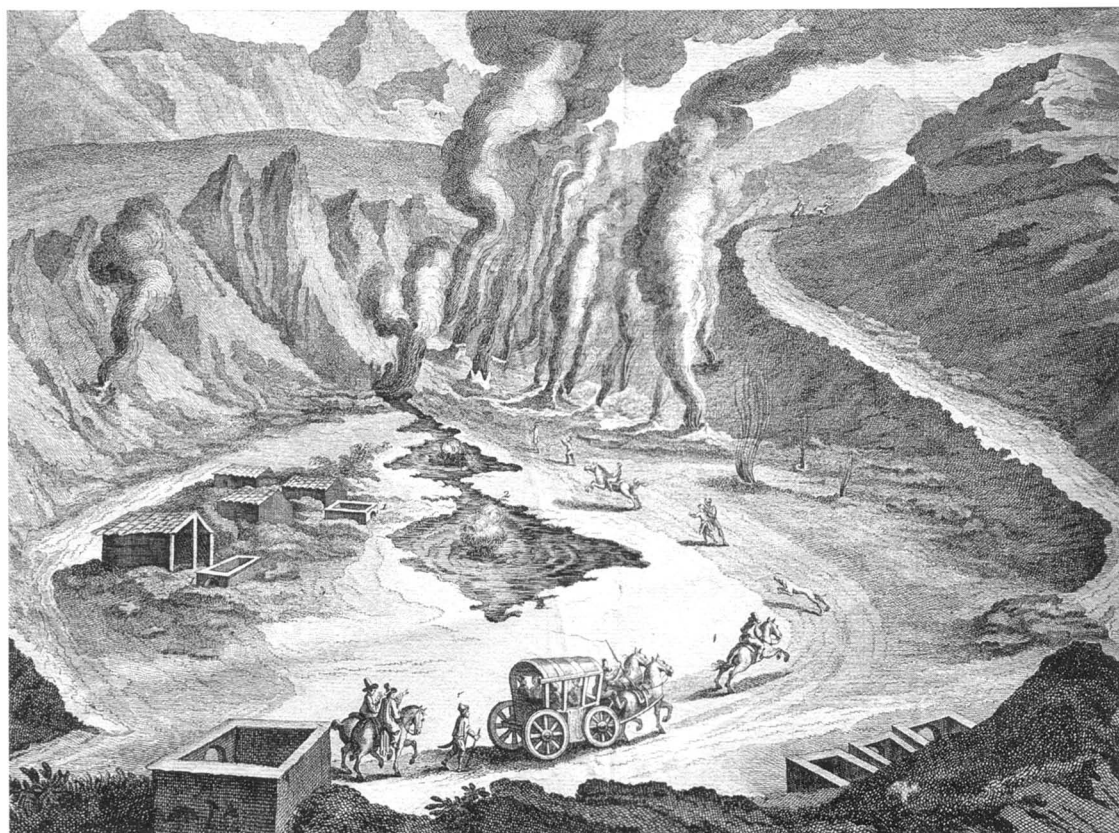
Explosiekraters: de maaren

Een van de resultaten van het explosieve vulkanisme waarbij het gas een overheersende rol speelt is het ontstaan van gaten, van een soort 'bomtrechters' of 'explosiekraters' in het aardoppervlak. Bekende voorbeelden zijn: de maaren, onder meer in de Eifel en Auvergne.

VII - Postvulkanische verschijnselen

Na afloop van een periode van actieve vulkanische activiteit, als het magma zijn kracht om te erupteren heeft verloren (hoewel dat een opmerking is die altijd met veel reserve dient te worden gemaakt; denk aan de rustperiode voor een volgende eruptie!), laat de overgebleven warmte zich nog lang gelden, soms tienduizenden jaren. Dan komen voor:

- **hete bronnen**, onder meer **geysers** (afb. 15), soms ook
- **stoomexplosies**, zoals van de Bandai in Japan die in 1888 explodeerde door verhitting van regen- en grondwater. Hierdoor werd in de vulkaan een gat geslagen van 2 km in doorsnede, waarbij de berg 700 meter lager werd;
- **minerale bronnen**, waar het opstijgende hete water andere mineralen oplost;
- **gasexhalaties**, in het algemeen **fumarolen** genoemd, waarbij die welke voornamelijk zwavelgassen produceren **solfataren** heten (naar de Solfatara bij Pozzuoli, ten westen van Napels); afb. 16;
- **mofetten**, waterdampexhalaties: soffioni zoals die bij Lardarello in Toscane, waar de hitte gebruikt wordt voor het opwekken van elektriciteit.



Afb. 16. Gezicht op de Solfatara dicht bij Pozzuoli, in het "Koninkrijk Napels, met "werkplaatsen waar men aluin vervaardigt" (links), solfataren en moddereruptions. Gravure uit de 19e eeuw, "Benard fecit", 44,5 x 32,5 cm.

De grootste ramp vond plaats langs de kusten van Java en Sumatra, waar een tsunami, een vloedgolf, van 35 meter hoog de kustgebieden overstroomde, dorpen wegvaagde en tot deze hoogte de kuststroken volkomen kaal achterliet. Schepen belandden tot 3 km landinwaarts. De vloedgolf was merkbaar in Het Kanaal, waar het zeeniveau 5 cm wisselde. De meeste van de meer dan 36.000 slachtoffers vielen door deze vloedgolf. In het begin van de namiddag van 28 augustus werd het laatste gerommel van de vulkaan gehoord en daarna heerste er vele jaren rust in de Soenda Straat.

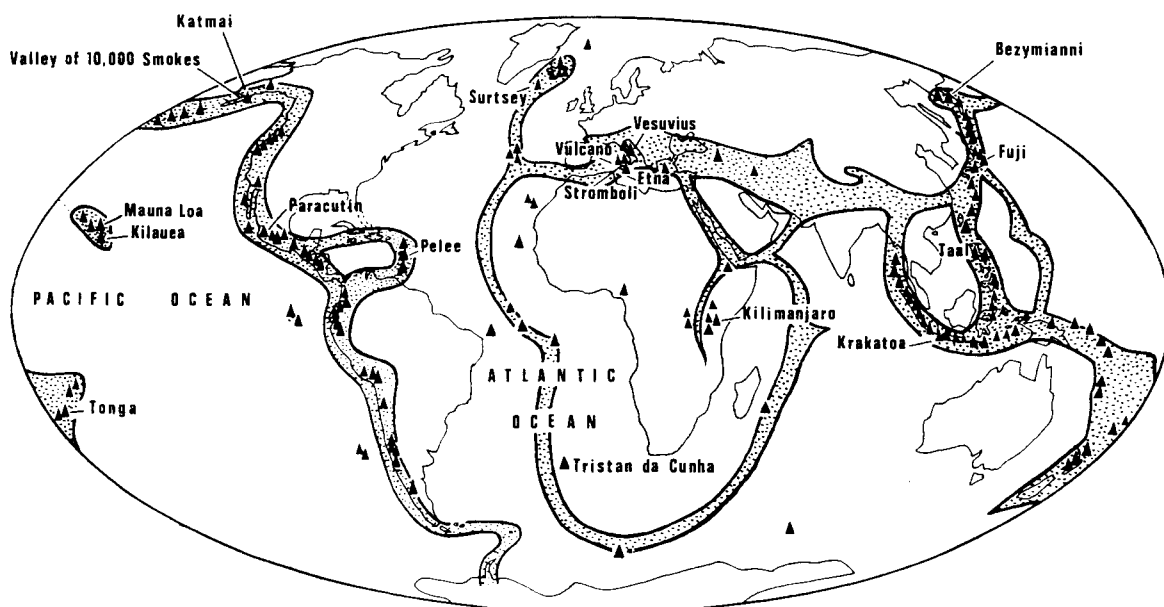
Tijdens deze, slechts twee dagen durende, eruptie werd uit de vulkaan rond de 20 km³ gruis hoog de lucht in geschoten. De kolom rook en steengruis bereikte waarschijnlijk een hoogte van 80 km en de as viel tot op meer dan 1850 km afstand. Van dit materiaal viel 16 km³ weer terug op aarde, de overige 4 km³ heeft men niet meer terug kunnen vinden; dit is als fijn stof zo hoog de lucht ingeblazen dat het zich in de hogere delen van de atmosfeer verspreid heeft over de gehele aarde tot op onze breedten en jarenlang heeft gezorgd voor spectaculair gekleurde zonsopgangen. Toen de eilandengroep na de eruptie werd bezocht, bleek Krakatau groten-deels verdwenen te zijn, alleen de zuidelijke helft van Rakata was overgebleven. In de steile binnenwand van Rakata was een prachtige doorsnede van het vulkaan-lichaam met kraterpijp en lagen tefra en lava te zien. Waar de rest van Krakatau eens tot

een gemiddelde hoogte van meer dan 300 meter stond, was nu een gat van 300 meter diepte en een doorsnede van tegen de 7 km. Deze caldera was ontstaan door zowel het explosief weg-schieten van een deel van het eiland Krakatau, als door het instorten van de randen van de krater in de deels leeggeblazen magmakamer. Dit voor een groot deel als dacitisch tefra weggeschoten materiaal werd verspreid over een gebied van rond de 4 miljoen km²; het overgrote deel viel in de Soenda Straat zelf als dikke lagen van puimsteen. De 8 km³ materiaal die terugviel in het gat van de caldera heeft, tezamen met de instorting van Rakata, de vloedgolf veroorzaakt.

Veertig jaar was Krakatau rustig, maar in 1927 kwam er in de caldera een klein vulkaankegeltje boven water: Anak Krakatau. Sindsdien werkt de Krakatau met tussenpozen op een rustige wijze en worden regelmatig grote gruiswolken uitgestoten met een enkele maal een uitvloeiing van lava.

De caldera van 1883 is niet de eerste in de geschiedenis van de Krakatau, hij is eigenlijk vergelijkbaar met de caldera van 1906 van de Vesuvius. Vóór de uitbarsting van 1883 bestond Krakatau uit een veel grote caldera, die voor een deel door latere werking was opgevuld en waarin zich enkele vulkaankegels hadden gevormd die tot een geheel samengegroeid zijn: het eiland Krakatau.

De grote eruptie van 1883 is het begin geweest van de studie van de vulkanologie. Een aantal factoren maakte dat dit de eerste uitgebreide beschrijving van een uitbarsting zou worden: het geluid werd tot ver in



Afb. 17. Actieve vulkanen en de belangrijkste aardbevingszones

Australië gehoord; er was voor het eerst een wereldwijde journalistieke berichtgeving mogelijk doordat er in de voorafgaande jaren een netwerk van telegraafkabels was gelegd. Zo hadden de berichten over de ramp een grote, wereldwijde invloed. Er verscheen een grote monografie over de Krakatau van Verbeek.

Van de door de Krakatau uitgestoten tefra is een deel in de hogere lagen van de atmosfeer terecht gekomen, waar het door de winden in westelijke richting werd verspreid. Een grijze mist hing op de namiddag van de 27ste augustus in Ceylon en op 2 september bereikte de wolk de westkust van Zuid-Amerika. De gruiswolk verspreidde zich op deze wijze niet alleen over de gehele tropengordel, maar over grote gebieden daarbuiten, zelfs tot tegen de poolcirkel. Gedurende enkele maanden werden de kleureffecten van zonsondergangen intens versterkt, diep-bloedrode zonsondergangen trokken sterk de aandacht.

Op Ceylon werd de zon bij zijn opkomst merkwaardig groen tot blauw gekleurd. Daarnaast werd in het observatorium in Montpellier een onheilspellend effect gemeten: in de eerste dagen na de eruptie verminderde de intensiteit van de zonnestraling op het aardoppervlak met rond de 20%; een paar maanden lang werd een vermindering van tegen de 10% gemeten.

Over de mogelijke klimaatseffecten van deze eruptie is veel gediscussieerd. Het klimaat toont gewoonlijk een dermate grote variatie, dat ook in perioden dat over vele delen van de wereld goede betrouwbare gegevens voorhanden zijn het effect van een grote eruptie heel moeilijk te herkennen is. In de periode tijdens de eruptie van de Krakatau waren deze gegevens nog maar fragmentarisch voorhanden, maar men neemt aan dat over een periode van 1 tot 2 jaar de gemiddelde temperatuur in de tropen rond de 0,25°C lager was, in de gematigde streken van het Noordelijk Halfrond 0,6°C en in de noordelijke poolstreken zelfs tegen de 1°C. Dit effect van de verschillende waarden voor de temperatursdaling op verschillende breedten op aarde is bij verscheidene erupties aangetoond.

Tambora

Hoewel de eruptie van de Tambora (Sumbawa, Indonesië, in 1815) slechts 68 jaar voor die van de Krakatau plaats vond en van een onvergelykbaar grotere kracht was, is er van deze grootste eruptie in historische tijd veel minder bekend. Een reden is dat de communicatiemogelijkheden in die tijd veel geringer waren; daarnaast hebben de natuurwetenschappen in de loop van de 19de eeuw een enorme vooruitgang geboekt. In het begin van die eeuw bestonden de mogelijkheden nog niet voor intensieve studies, zoals die voor de Krakatau zijn uitgevoerd. Schilderijen en poëtische beschrijvingen van de effecten van de Krakatau, zoals gedichten van Tennyson, werden gemaakt met de kennis van de oorzaak: de Krakatau-eruptie was bekend. Effecten van de Tambora-explosie zijn ook bewaard gebleven in beschrijvingen van zonnevlekken die met het blote oog zichtbaar waren in New York door de grijze sluier voor de zon, in schilderijen met ongewone kleureffecten van de lucht, zoals die van J.M.W. Turner, en daarnaast in het beroemde gedicht *'Darkness'* van Lord Byron, geschreven tijdens zijn kille vakantie aan het Meer van Genève. Tot 2^e jaar na de eruptie zijn visuele effecten van de vermindering van de zonnestraling beschreven.

Uitspraken over de mogelijke beïnvloeding van het klimaat door de Tambora zijn omgeven met een nog veel grotere onzekerheid dan die van de Krakatau: in het begin van de 19de eeuw was er van een systematische meteorologie nog geen sprake. Toch is er een redelijk betrouwbaar beeld verkregen, niet alleen uit geschriften, maar ook uit onderzoek, bijvoorbeeld naar jaarringen in bomen. Het weer in het jaar 1816 was op het Noordelijk Halfrond zo intens miserabel dat dit jaar bekend is geworden als het 'jaar zonder zomer'. 1816 is voor Noordwest-Europa een rampjaar geweest met sneeuwval tot in juni en mislukte oogsten in veel landen; zware regens kwamen de hele zomer vrijwel zonder ophouden voor, in Wales werden drie droge dagen tussen mei en oktober vermeld. Er heerste algemene hongersnood in veel landen; in de geschiedenis van Zwitserland is 1816 het enige jaar geweest waarin tot voedseldistributie moest worden overgegaan.

Mount St.-Helens

De eruptie van de Mount Saint Helens-vulkaan in de staat Washington in het noordwesten van de Verenigde Staten is de best geobserveerde

en beschreven vulkaanuitbarsting in de annalen van de vulkanologie. De St.-Helens-vulkaan, waarvan een kleine eruptie bekend was uit het midden van de vorige eeuw, was een zeer pittoreske berg te midden van uitgestrekte naaldbossen, waarvan de top, gelegen op een kleine 3000 meter hoogte, vaak met sneeuw bedekt was.

De beroemde eruptie van mei 1980 kondigde zich al aan op 21 maart door een aardbeving. De seismische activiteit nam in de volgende tijd toe doordat magma door de aardkorst omhoog bewoog. De vulkaan ging opzwellen, op de noordelijke helling groeide een grote bult van 2 km in diameter. De bult groeide in de loop van april en mei met een meter per dag, totdat deze op 18 mei 1980 begon weg te zakken en als een grote steenlawine de helling afroldde. Door deze afstorting werd de druk boven de opstijgende lava plotseling verminderd en binnen enkele seconden schoot een enorme aswolk uit het gat te voorschijn. Doordat een deel van de helling was weggegleeden zocht de gaswolk zich een weg naar het weggezakte deel en schoot daardoor niet loodrecht de lucht in, maar in schuine tot vrijwel horizontale richting weg. Snel daarna volgde een volgende aswolk, die vertikaal oplom tot een hoogte van rond de 20 kilometer.

De verwoesting die door deze eruptie werd aangericht kwam groten-deels door de steenlawine van de bergstorting van de noord-helling, die veranderde in een modderstroom doordat een deel van de sneeuwkap tijdens de beginnende eruptie was gesmolten. De modderstroom raasde door de rivierdalen rondom de noordzijde van de St.-Helens en sleurde alles wat in zijn weg kwam mee, van zware vrachtwagens tot complete huizen. De modderstroom stroomde meer dan 50 km ver en vulde de rivierdalen met een tot 100 meter dikke laag modder, brokken ijs, stenen en boomstammen. Daarnaast werden door de schuin gerichte gaswolk de bomen geveld over een gebied met een diameter van rond de 25 km. Het gas was niet heet genoeg om de bomen te verbranden.

Door de eruptie was het aanzicht van de berg sterk veranderd. In plaats van de vrij regelmatig gevormde, 2949 meter hoge berg gaapte er nu in de noordzijde een amfitheater van 1,5 km diameter, waarvan de rand als hoogste punt 2560 meter had en de bodem op 1800 meter lag. Het grootste deel van de 2,8 km³ materiaal die van de top van de vulkaan verdwenen was, was als modderstroom vervoerd naar de rivierdalen. In juni 1980 begon er in de krater langzaam een lavaprop van dacitische samenstelling te groeien, die enkele honderden meters hoog werd, waarmee de eruptiecyclus na ongeveer een jaar werd afgesloten. De prop bleef gedurende een aantal jaren langzaam groeien en is nu meer dan een kilometer breed en 300 meter hoog.

El Chincón

El Chincón was een onbekende vulkaan in het zuiden van Mexico temidden van een lange rij, veelal weinig tot niet bestudeerde burens. Het was een 1250 meter hoge vulkaan, die vrijwel geheel begroeid was op een paar plaatsen na, waar zwavelgasbronnen voorkwamen.

De eruptie in april 1982 was een volledige verrassing. Niet doordat de eruptie twee maal zo krachtig was als die van de St.-Helens of door het ontstaan van een fraaie caldera, evenmin wegens de gloedwolk van vulkanisch gruis die als een lawine door rivierdalen aanstormde en waardoor vele honderden slachtoffers vielen. Het was echter de eerste eruptie waarbij de opvallende samenstelling van het uitgestoten materiaal zorgde voor verrassende atmosferische effecten, die uitgebreid konden worden bestudeerd met een grote verscheidenheid aan geavanceerde meetmethoden, zowel vanaf de grond als vanuit de ruimte.

El Chincón produceerde ongeveer 1 km³ tefra van een trachy-andesiet-samenstelling; de uitgestoten gruiswolk bereikte een hoogte van 26 km en steeg op tot in de middelste niveaus van de stratosfeer (de grens tussen troposfeer, waar het weer zich afspeelt, en de stratosfeer ligt op rond de 15 km hoogte). Het bijzondere van deze eruptie was echter, dat de tefra-wolk enkele (gewichts-) procenten zuur bevatte, en wel voornamelijk zwavelzuur.

De tefra-wolk van El Chincón verspreidde zich in westelijke richting, doch bleef daarbij beperkt tot een smalle zone ten zuiden van de 30°NBr. In drie weken was het begin van de wolk weer boven Mexico aangekomen. Onder meer door de metingen met de ozon-spectrometer in de weersatelliet Nimbus 7 kon worden berekend dat de wolk, een maand na de eruptie, rond de 20 miljoen ton zwavelzuur bevatte. Oorspronkelijk bevatte de wolk SO₂-gas, dit werd binnen drie maanden geheel omgezet in SO₃, en dit vormde onmiddellijk met waterdamp het zwavelzuur. De klimaatseffecten van de zwavelzuurwolk zijn waarschijnlijk gering

gebleven, de eruptie was dan ook van geringe sterkte. Er is een opwarming van de stratosfeer gemeten van 4°C, waarbij op het landoppervlak van het Noordelijk Halfrond in juni 1982 een verlaging van de gemiddelde temperatuur werd gemeten van 0,4°C. De mogelijke klimaatseffecten van El Chincón zijn echter sterk versluierd door de grote onregelmatigheden die gedurende 1982 en 1983 optraden in de water- en luchtcirculatie in de equatoriale gebieden van de Stille Oceaan en die *El Niño* worden genoemd. Een mogelijke relatie tussen de eruptie van El Chincón en *El Niño* is puur speculatie.

In dit verband was de eruptie van de **Mount Pinatubo** op de Filipijnen in juni 1991 van nog groter belang. Deze eruptie was rond de 6 maal zo sterk als die van El Chincón en bevatte ook rond de 6 maal zoveel SO₂. Deze hoeveelheid, die binnen één dag in de atmosfeer werd gebracht, ligt binnen de grenzen van de hoeveelheid die door de mens met al zijn industriële activiteiten in een jaar wordt geproduceerd. Hoewel de effecten van de eruptie op het klimaat nog niet geheel bekend zijn, is er een opmerkelijke andere gebeurtenis: door de zure wolk trad er een opvallende daling in van het ozongehalte van de stratosfeer.

Een resultaat van de studies van de erupties van El Chincón en de Pinatubo is, dat de rol van de zuren die door vulkanen worden uitgestoten in een geheel nieuw licht is komen te staan in de zoektocht naar de oorzaken van de belangrijke momenten van uitsterven van veel levende organismen, de 'extinctie'-momenten in de geologische geschiedenis.

Nevado del Ruíz

Een veel rampzaliger eruptie vond plaats in 1985 in Colombia, hoewel de eruptie zelf van zeer geringe sterkte was. De vulkaan was de Nevado del Ruíz, die weliswaar vrijwel op de evenaar ligt, maar door zijn hoogte van tegen de 5400 meter bedekt is met een kap van eeuwige sneeuw. In november van dat jaar produceerde de vulkaan een wolk as. Hierdoor smolt wel een deel van de ijskap. Het smeltwater stroomde met grote snelheid van de steile hellingen van het Andesgebergte naar beneden en verzamelde onderweg een grote hoeveelheid grond. De modderstroom vaagde 50 km stroomafwaarts een groot deel van de stad Armero weg en vulde het rivierdal aldaar met een laag modder, die tussen de 1 en 1½ meter dik was. Meer dan 25.000 mensen vonden hier de dood.

Vulkanisme en de relatie met de structuur van de aarde

De structuur van de aardkorst wordt bepaald door de **plaattektoniek**. De bewegingen van de stukken van de aardkorst bepalen niet alleen de vorm en ligging van de continenten en de plaatsen waar gebergten worden gevormd, zij bepalen in hoge mate welk type vulkanen er op welke plaats op aarde zullen voorkomen.

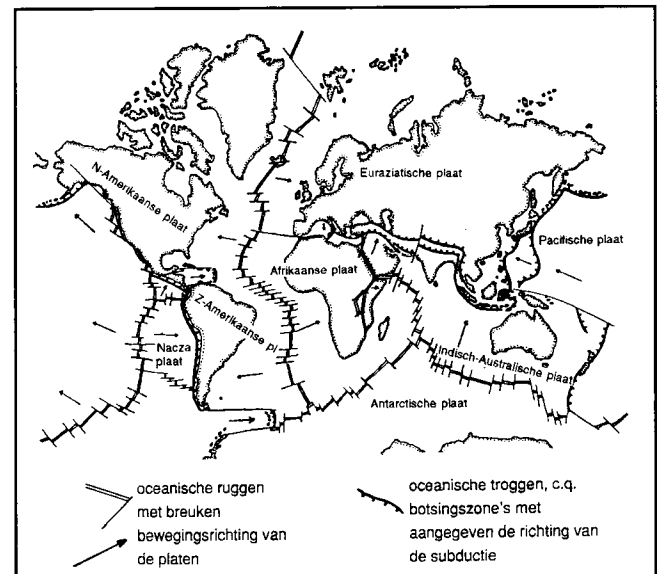
Vele van de imposantste landschapsvormen van het landoppervlak zijn het resultaat van de botsing van aardkorstplaten; dit zijn zowel de grote gebergtegordels als de grootste concentraties van vulkanische bergen. Ondanks deze overeenkomsten verschilt de vorming van de vulkaanberg en de bergtop in de plooiingsgordel fundamenteel: de vulkaan is een berg die groeit door toevoer van gesteentemateriaal, de Matterhorn of de Mount Everest kregen hun vorm door afbraak: verwerking en erosie verwijderden gesteente en zo bleef de huidige vorm van de berg achter. De groei van de vulkaan schijnt eindig te zijn, de grootste gemiddelde hoogte van vulkanen lijkt rond de 4 km te bedragen. De groei van de vulkaan wordt geremd door de afbrekende krachten op het aardoppervlak: het wegspoelen en wegzakken van het veelal ongeconsolideerde materiaal waarmee veel vulkanen zijn opgebouwd gaat bij een toenemende grootte een steeds belangrijker rol spelen en dit lijkt te leiden tot een soort evenwicht in de grootte die veel vulkanen bereiken.

Vulkanische activiteit kan verdeeld worden naar drie verschillende wijzen van voorkomen, waarvan twee rechtstreeks verband houden met de plaattektoniek:

1. het vulkanisme van de spreidingsruggen (afb. 18),
2. het vulkanisme op de subductiezones, en
3. vulkanen die onafhankelijk zijn van een van de twee bovengenoemde structuren.

1 - Vulkanisme van de mid-oceanische ruggen

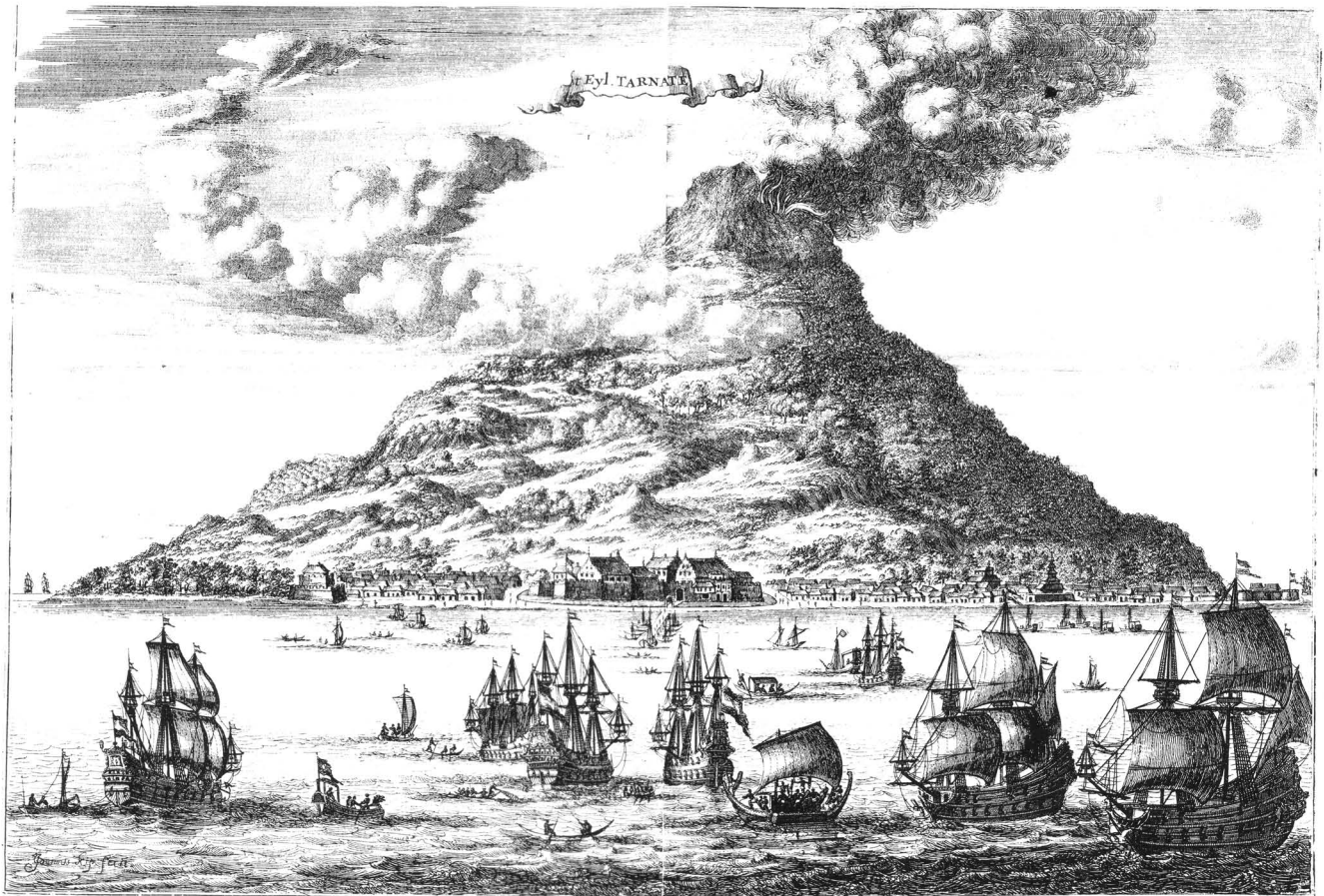
Het vulkanisme van de mid-oceanische ruggen kan op een ideale wijze worden bestudeerd in het noorden van de Atlantische Oceaan: op IJsland. IJsland is geen - continentaal - land, het is een stuk oceaانبodem dat boven water uitsteekt. Het deel van de mid-oceanische rug in de noordelijke Atlantische



Afb. 18. De belangrijkste lithosfeerplaten en hun bewegingsrichting vanuit de mid-oceanische ruggen.

Oceaan is ontstaan doordat het Europese continent aan de ene kant en het Noord-Amerikaanse continent met Groenland aan de andere kant zich van elkaar bewegen. Midden tussen de twee continenten scheurt daardoor de oceaانبodem telkens weer open en de scheur wordt gevuld met lava. De lava die op deze wijze de oceaانبodem opbouwt ontstaat doordat een gedeelte van het materiaal van de bovenste lagen van de mantel smelt; dit gedeelte betreft enkele procenten en waarschijnlijk veelal minder dan 20%. De smelt bestaat voor een deel uit de mineralen met het laagste smeltpunt, dit zijn altijd de mineralen met het hoogste SiO₂-gehalte. Voor de peridotiet, het materiaal van het bovenste gedeelte van de mantel, zal pyroxeen een belangrijke bijdrage aan de smelt leveren; aangenomen mag worden dat ook olivijn aan de smelt bijdraagt.

De gesmolten fractie van de peridotiet vormt een magma van basaltische samenstelling, die dus een hoger SiO₂-gehalte heeft dan dat van peridotiet, respectievelijk: 45% SiO₂ voor de peridotiet en 50 - 51% SiO₂ voor de basalt.



Afb. 20. 17e-eeuwse galjoenen voor de rede van Ternate, een van de Molukken, voormalig Nederlands Oost-Indië, met een karakteristieke vulkaan uit de Ring of Fire. Gravure, "Gaarards Kip fecit", 28 x 19 cm.

en Tibesti, of is deels bazaltisch en deels van zuurder karakter, zoals de vulkanen in de Eifel en het Massif Central van Frankrijk. Opvallend is daarbij dat, waar de vulkanische activiteit over een langere periode werkzaam was, het vulkanisme in de loop van de tijd van plaats is veranderd. Dit wordt het meest treffend geïllustreerd door de vulkanen van de Hawaï-eilanden.

Hawaï bestaat uit een enorme, actieve vulkaan die zich midden in de Pacificische plaat bevindt. Dit vulkanisch eiland is het eerste van een meer dan 4000 km lange keten van eilanden, die zich naar het noordwesten uitstrekt tot het punt waar de Aleuten en Kamchatka elkaar ontmoeten. Van deze rij bergen, die van de 6000 meter diepe zeebodem oprijzen, is alleen de eerste, meest zuidwestelijke, een actieve vulkaan en zijn alle andere eilanden of onderzeese bergen uitgedoofde vulkanen, die naar het noordwesten toe gaande steeds ouder worden. Het meest noordwestelijke eiland van de Hawaï-eilanden, Nihoa, is 8 miljoen jaar oud. De Hawaï-eilanden zetten zich verder voort naar het noordwesten, vele toppen van de vroegere vulkanen liggen onder water, enkele toppen zijn nog eilanden. Midway is de laatste vulkaan die nog boven water uitsteekt, deze is daarbij rond 24 miljoen jaar oud. De ouderdommen van de onderzeese eilandreeks van zogenoemde *seamounts* nemen steeds toe en de laatste *seamount*, de Meiji nabij de kust van Kamchatka, is rond de 90 miljoen jaar oud.

De verklaring voor het ontstaan van de bergrij van de Hawaï- en Emperor-eilanden is, dat de plaat van de Stille Oceaan beweegt over een plaats in de mantel die 90 miljoen jaar of langer doorlopend enorme hoeveelheden magma produceert. Op de oceaانبodem wordt in de loop van de tijd telkens weer een vulkaan opgebouwd, die dan als op de lopende band met een snelheid van 85 km per miljoen jaar (8,5 cm per jaar) weggevoerd wordt naar het noordwesten en op een gegeven moment de verbinding met zijn magmabron kwijt raakt. Zo is berekend dat de grote vulkaan van Hawaï, die aan de voet op de zeebodem 250 km in doorsnede meet en in totaal 10 km hoog is, in twee en een half miljoen jaar werd gevormd.

De grote hittebron bevindt zich op een plaats die niet meedoet met de plaatbewegingen en moet zich dan op een diepte van tenminste 700 km in de mantel bevinden. Er wordt tegenwoordig wel aangenomen dat

deze soort stationaire magmabronnen worden gevoed door een warmteconcentratie aan de buitenste rand van de aardkern en dat de hittestroom recht door de gehele mantel opstijgt naar het aardoppervlak, zonder zich te storen aan de plaatbewegingen.

Een dergelijke plaats waar in de mantel veel magma wordt gevormd door een langdurige hoge warmteproductie - op een bepaalde plaats diep in de mantel of eventueel aan de rand van de kern van de aarde - wordt een *hot spot* genoemd.

Een ander voorbeeld is IJsland. Dit eiland ligt weliswaar op de Mid-Atlantische Rug, maar hier wordt zo enorm veel méér lava geproduceerd dan in de Rug mogelijk is, dat ook dit een plaats is van een zeer actieve *hot spot*. De IJslandse *hot spot* ligt op het ogenblik vrijwel op dezelfde plaats als de Atlantische rug, en zelfs iets ten oosten van de rug. Dit is de reden waarom op de zuidelijke helft van IJsland twee breukzones voorkomen. De rift-zone van het zuidwesten is de voortzetting van de Reykjanes Rug ten zuidwesten van IJsland, de rift-zone die begint onder de Vatnajökull ligt boven de *hot spot*. Door de transversaalbreuk die in oost-west richting dwars door IJsland loopt in het noordoosten van IJsland de rug in het verlengde van de spleetsystemen boven de *hot spot*. De *hot spot* van IJsland kan, via uitvloeiingen van bazalten, over rond 130 miljoen jaar worden gevolgd van de noordpunt van Groenland, via de westkust van dit eiland tot zijn huidige positie. Hieruit blijkt, dat ook de Mid-Atlantische Rug in de loop van de tijd naar het westen is opgeschoven (afb. 21).

De *hot spot* van IJsland heeft in zijn bestaan op veel plaatsen plateau-bazalten achtergelaten, zoals op Ellismere en Baffin Eiland aan de west- en oostkust van Groenland, en heeft een tientallen kilometers brede en meer dan vier kilometer dikke drempel van lava gevormd dwars over de noordelijke Atlantische Oceaan: de IJsland-Färoer Drempel.

Het vulkanisme van een *hot spot* op de bodem van een oceanische plaat levert bazalt. De bron is ook hier alleen de gedeeltelijke opsmelting

van de peridotiet, weliswaar van een ander, dieper niveau. Dit is onder meer afgeleid uit verschillen in het gehalte van een aantal zeldzame sporenelementen in de lava's van de mid-oceanische rug en van de *hot spots*. Dit betreft elementen als rubidium, zirkonium en yttrium, waarvan de hoeveelheden aangeven dat lava van de *hot spots* in ieder geval voor een deel is ontstaan in een niveau van de mantel, dat geen invloed ondergaat van de materialen die door de subductie worden aangevoerd. *Hot spots* zijn ook actief onder de continentale aardkorst. Ook hier wordt in eerste instantie het 'normale' bazaltische magma aangevoerd. Dit moet zich echter een weg banen door de vele tientallen kilometers dikke gesteenteserie van de continentale aardkorst. Als het magma gemakkelijk en snel omhoog kan stijgen, bijvoorbeeld door een grote breuk, ontstaan door het uiteenscheuren van de aardkorst, dan zal de vulkaan rustig werken en bazaltlava produceren. Kost het echter meer moeite voor het magma om door de aardkorst op te stijgen dan zal het lange tijd onderweg zijn en de mogelijkheid hebben om 'onderweg' gesteenten van de aardkorst op te smelten en op te nemen. Door de opname van kwartsrijkere gesteenten en mineralen van de continentale aardkorst zal het magma van de samenstelling veranderen: het wordt zuurder en dus viskeuzer, taai vloeiender. Daardoor zal de vulkaan onvoorspelbaarder worden en explosievere erupties vertonen.

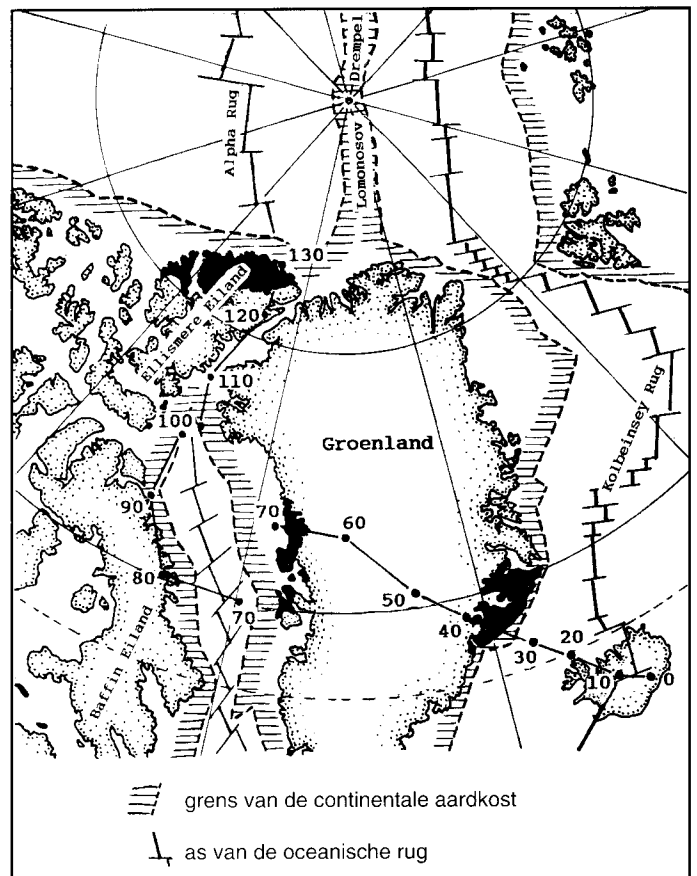
Opname van continentaal materiaal kan soms beperkt blijven tot enkele chemische elementen. Er zijn veel magma's bekend die een hoog gehalte aan de alkali-elementen natrium en kalium hebben verkregen. Door de verschillende manieren van assimilatie van materialen van het continent ontstaan een groot aantal verschillende magmatypen. De vulkanen van de Eifel en het Massif Central hebben hun ontstaan te danken aan *hot spots*. In beide gebieden zijn vele voorbeelden aanwezig van de veranderingen die zich in de loop van de tijd in de samenstelling van het magma hebben voltrokken. Hieruit kunnen zeer zeldzame gesteenten ontstaan, in de Eifel bijvoorbeeld nefeliniëten, leucitiet en melilitiet.

Literatuur

- **Bemmelen, R.W. van**, 1949. The Geology of Indonesia. Staatsuitgeverij, Den Haag.
- **Decker, R. and B.**, 1989. Volcanoes. W.H. Freeman & Co., New York (een heel goed leesbaar boek over vulkanen).
- **Francis, P.**, 1993. Volcanoes, a planetary perspective. Clarendon Press, Oxford (een uitgebreid overzicht, plezierig geschreven).
- **Green, J. and N.M. Short**, 1971. Volcanic Landforms and Surface Features: a volcanic atlas and glossary. Springer-Verlag, New York.
- **Griggs, R.F.**, 1922. The Valley of Ten Thousand Smokes. Nat. Geogr. Soc., Washington, DC.
- **Harrington, C.R. Ed.** The Year without a Summer. World climate in 1816 (een symposiumverslag).
- **Lipman, P.W. and D.R. Mullineaux**, Eds., 1981. The 1980 eruptions of

Mt. St.-Helens, Washington. US Geol. Surv. Prof. Pap., 1250.

- **Simkin, T. and R.S. Fiske**, 1983. Krakatau 1883: the volcanic eruption and its effects. Smithsonian Institution, Washington, DC.
- **Stommel, H. and E.** Volcano Weather, The year without a Summer. The Story of 1816. Seven Seas. Newport, Rhode Island.
- **Verbeek, R.D.M.**, 1895. Krakatau. Batavia.
- **Williams, H. and A.R. McBirney**, 1979. Volcanology. Freeman Cooper, San Fransisco.



Afb. 21. De verplaatsing van NO-Canada, Groenland en IJsland over de hot spot die nu onder IJsland ligt, gedurende de laatste 130 miljoen jaar.

De gravures zijn uit de collectie van dr. J. Verhofstad.

Vulkanen op CD-ROM

"**Volcanos: Life on the edge**" is een CD-ROM, door Roger Ressmeyer, uitgegeven door Corbis, 1996. Engelstalig. Geleverd in stevige doos. Circa 320 MB tekst, een uur gesproken tekst en 500 stilstandende beelden. Het inlijfexemplaar werd ter beschikking gesteld door de New Media Guide (070-3817030). De *full-price* is NLG 159,95, maar ook wel NLG 119,—, afhankelijk waar je hem koopt. Systeemvereisten: minimaal 486 processor op 33 Mhz, 8 MB intern geheugen, 8 bits geluidskaart, 256 kleurenmonitor, ingesteld op minimaal 640x480 pixels resolutie. Windows 3.11 of W95, muis. (Op mijn P133 met 16MB intern draaide de CD-ROM onder W95 perfect, zonder wachttijden; de foto's waren haarscherp en in echte kleuren). Het installeren van de CD-ROM is kinderlijk eenvoudig. CD-ROM in de speler en het installeert zichzelf. De bediening met de muis is over alle schermen gelijk en onderaan elk scherm is de hoofdstuk-indeling zichtbaar, zodat immer duidelijk is waar je bent. Een introductie-hoofdstuk beantwoordt alle relevante vragen. Tip: zet tijdens het bekijken je schermbeveiliging uit. De CD-ROM is het uitgebreide verslag van fotojournalist Roger Ressmeyer van zijn reis langs 's werelds beroemdste vulkanen. Hij maakte deze 14 maanden durende reis in 1992-1993, in opdracht van National Geographic, begeleid door wetenschappers van Menlo Park (USGS) en het Smithsonian. Maar eigenlijk is de CD-ROM een spannend boek, wat geaccentueerd wordt door spectaculaire foto's en gesproken tekst. In totaal staan er meer dan 400 foto's op de CD-ROM, verdeeld over de 18 bezochte vulkanische regio's, zijnde: Japan, de

Filippijnen, Indonesië, Amerika, Mexico, Columbia, Ecuador, IJsland, Duitsland (Laacher See!), Italië, Hawaï en Vanuatu. De dia's kun je naar believen handmatig of automatisch met een zelf in te stellen tussentijd voorbij laten komen in een echte beeldschermvullende dia-show. De andere (circa 100) z/w- en kleurenfoto's van vulkanen komen, samen met krantenartikelen, brieven, etc., in de overige hoofdstukken aan de orde. De CD-ROM is als volgt ingedeeld. Vanuit een basisscherm spring je met een simpele muisklik naar hoofdstukken over de belevenissen van Ressmeyer zelf, besprekingen van de individuele vulkanen (via overzichtelijke wereld- en detailkaarten) en vulkanische regio's en de verklarende woordenlijst met meer dan honderd aan vulkanisme, geologie en mineralogie gerelateerde termen. In totaal komen in circa 40 verhalen, 28 vulkanen diepgaand aan de orde. Lahars, strato-vulkanen, pyroklastische stromen, scoria, cinder cones: na het bekijken van deze CD-ROM hebben dergelijke termen geen geheimen meer voor u. Het relatief snel bekijken van de CD-ROM kostte mij een volle dag, waarbij ik nog lang niet alles had gezien. Een grote berg informatie en prachtige foto's, maar vooral spannend! Met de gesproken tekst en de indrukwekkende beelden zit je urenlang op het puntje van je stoel... Dat de CD-ROM gemaakt is in opdracht van National Geographic is te merken aan de dia's die tevens het leven rondom een vulkaan laten zien. Toch een minpuntje. De CD-ROM bevat geen bewegende beelden: bewegende beelden nemen zeer veel opslagcapaciteit in beslag. Maar de CD-ROM is circa 320 MB groot, er was dus best nog wat ruimte geweest voor een spetterende uitbarstende vulkaan!

Frank C.A. de Wit