



Enkele vulkanen bij elkaar op Oost-Java. Op de achtergrond de Semeru (3.676 m), de hoogste vulkaan van Java. Ongeveer in het midden de calderarand van de Tengger. Daarvoor de rokende Bromo (links) en de sterk geërodeerde Batok (rechts).

Vulkanisme, waar en waarom?

PIM BEUKENKAMP, GEOWETEN-
SCHAPPEN, UNIVERSITEIT UTRECHT
P.C.BEUKENKAMP@HETNET.NL

*ALLE FOTO'S ZIJN VAN DE AUTEUR,
TENZIJ ANDERS VERMELD.*

Werkende vulkanen behoren tot de spectaculairste natuurverschijnselen op aarde. Ze laten zien dat de aarde een levende en actieve planeet is. Vulkanen vormen geen nieuw verschijnsel: al spoedig na het ontstaan van de aarde (zo'n 4,7 miljard jaar geleden) waren ze er al. Er zijn maar weinig vulkanen die jaar in jaar uit actief zijn. Op het moment dat u dit leest barsten er zo'n 20 vulkanen uit, per jaar zijn dat er gemiddeld 50-70.

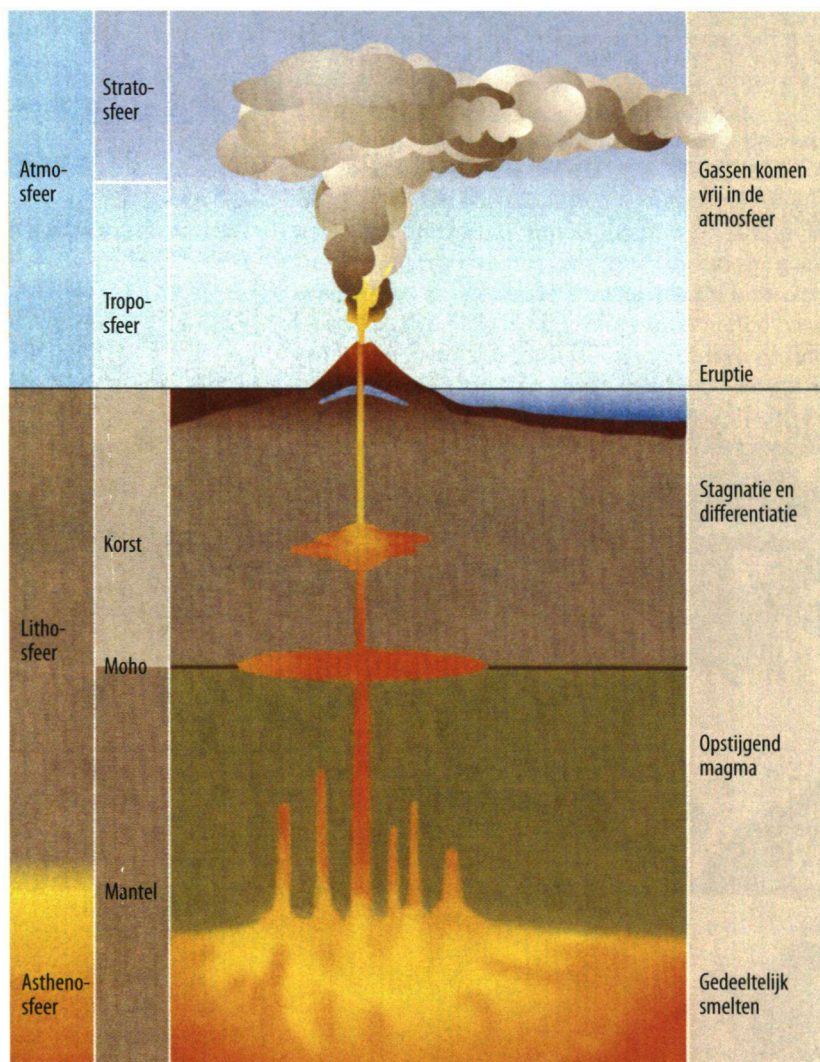


Veel “vuurspuwende bergen”, zoals ze vaak ten onrechte worden genoemd, bevinden zich in een slapende toestand, of zijn inmiddels uitgedoofd. Maar vulkanen waarvan men denkt dat ze niet meer actief zijn, kunnen onverwachts “ontwaken”. Het bekendste voorbeeld is de Vesuvius, waarvan de Romeinen niets eens wisten dat het een vulkaan was, die in 79 na Chr. uitbarstte en Pompeï en Herculaneum onder een dikke aslaag bedekte. Soms is de mens getuige van het ontstaan van een nieuwe vulkaan. Zo ontstond in 1538 binnen enkele weken een nieuwe vulkaan in de Flegreïsche Velden ten westen van Napels. Hij kreeg de toepasselijke naam *Monte Nuovo*. In 1943 werd in Mexico de Parícutín geboren, die tot 1952 actief bleef. In 1957-1958 werd het eiland Fayal in de Azoren een stukje groter met de vulkaan Capelinhos. Tussen 1963 en 1968 ontstond bij IJsland het vulkaaneiland Surtsey.

De meeste vulkanen zijn geen imposante, kegelvormige bergen met een gat in de top en een rookpluim erbovenuit. Ze variëren van enkele tientallen meters hoge askegels tot duizenden meters hoge bergen van basaltlava en vulkanisch puin. Ze komen ook niet overal op aarde voor. Dankzij de platen tektoniek weten we tegenwoordig meer over de oorzaken en achtergronden van vulkanisme. In dit inleidende artikel gaan we nader in op de vragen hoe magma ontstaat, hoe het vulkanisme werkt, hoe vulkanen uitbarsten, waar ze op aarde voorkomen, en tenslotte waar ze in Europa te vinden zijn.

Het magma-vulkaan systeem: van magma naar vulkaan

De oorsprong van het vulkanisme ligt in het binnenste van de aarde, met name in de mantel. Het magma-vulkaan systeem bestaat uit vier subsystemen,



AFBEELDING 1. | Schema vulkaan-magma systeem. (bron: Schmincke, 2004).

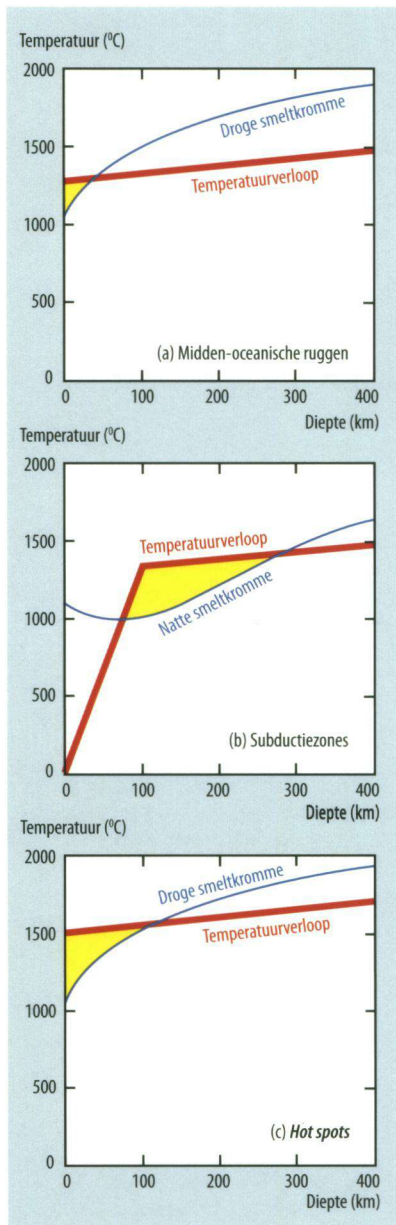
waarvan de onderdelen zich op verschillende diepten in de aarde bevinden (zie Afb. 1). Het magma wordt vooral gevormd door het gedeeltelijk smelten (*partial melting*) van mantelgesteente in de asthenosfeer. Vervolgens kan het gevormde magma omhoog komen en kan er op de grens van de mantel en korst (Moho) of in de aardkorst een magmareservoir ontstaan, en kan er door afkoeling in de aardkorst magmadifferentiatie plaatsvinden. Tenslotte kan het magma vanuit het magmareservoir door vulkanisme aan het aardoppervlak terecht komen. We zullen de afzonderlijke fasen achtereenvolgens nader toelichten: wat magma is, waar en hoe magma wordt gevormd, waardoor magma zich naar boven verplaatst en waardoor de samenstelling van magma kan veranderen.

Magma is een volledig of gedeeltelijk gesmolten silicaatmassa die zich bevindt in de aardkorst en/of aardmantel. Het meeste magma dat aan het aardoppervlak komt heeft een basaltische samenstelling en heeft bij de eruptie een temperatuur van 1.100-1.250 °C. Magma kan dus niet ontstaan zijn in de aardkorst, waar de temperatuur meestal niet hoger is dan 500-600 °C. Bovendien kan ook de aardkern worden uitgesloten als bron van magma, aangezien de kern vooral bestaat uit ijzer en nikkel. Ergo, het vulkanisme op aarde begint in de mantel. De mantel bestaat grotendeels uit peridotiet, dat bestaat uit olivijn (en omzettingvormen van olivijn) en andere silicaten: pyroxenen, granaat, spinel, plagioklaas-veldspaat en kleine hoeveelheden metaal-oxiden. Ondanks de vaste toestand van de mantel is hij toch zo heet dat er, door een combinatie van warmte en zwaartekracht, bewegingen kunnen ontstaan, waarbij heet materiaal met een geringere dichtheid opstijgt, kouder en zwaarder wordt, en weer naar beneden zakt. Deze convectiestromen ontstaan mogelijk op de grens tussen aardkern en mantel. Hierdoor wordt warmte getransporteerd vanaf de kern naar de aardkorst en uiteindelijk naar het aardoppervlak en de atmosfeer. Deze circulatie van vast mantelgesteente is essentieel voor het ontstaan van magma in de mantel, en zonder dat zouden er geen vulkanen op aarde aanwezig zijn.

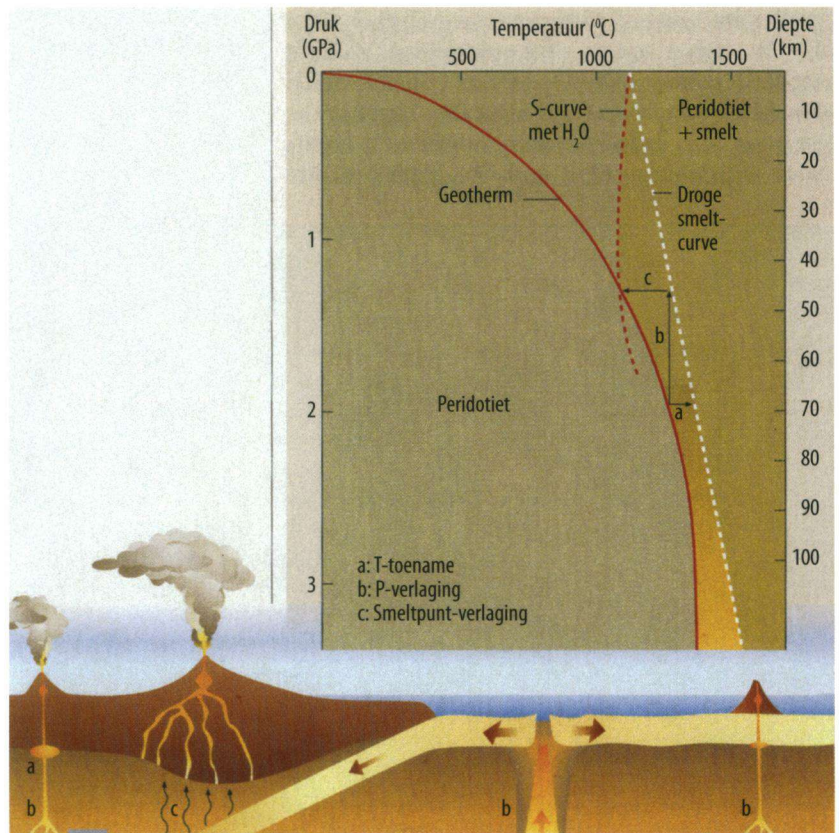


Vorming van magma door het smelten van mantelmateriaal (*partial melting*)

Vulkanen bestaan dus bij de gratie van het smelten van mantelgesteente. Nu bestaat mantelmateriaal uit verschillende mineralen, elk met een eigen smeltpunt. Het smeltpunt van een mineraal wordt vooral bepaald door de chemische samenstelling. Dat betekent dat sommige mineralen van een gesteente bij een lagere temperatuur



AFBEELDING 3. | Vergelijking tussen temperatuurverloop en smeltkrommen van mantelgesteenten in de bovenste 400 kilometer van de aarde onder midden-oceanische ruggen (boven), in subductiezones (midden) en onder hotspots (onder). (bron: de Meijer & van Westrenen, 2009)



AFBEELDING 2. | Drie manieren waardoor basaltisch magma kan ontstaan door partial melting van peridotiet. (bron: Schmincke, 2004)

kunnen smelten dan andere. In een schematische doorsnede door de lithosfeer (Afb. 2, boven) zijn de (niet-lineaire) toename van de temperatuur met de diepte (= geotherm) en de smeltcurves voor (droge en vochtige) peridotiet weergegeven. Het smeltpunt van peridotiet aan het aardoppervlak is ca. 1.100 °C. Het smeltpunt neemt toe met de druk, dus met de diepte: hoe dieper in de aarde, hoe hoger het smeltpunt. De geotherm (de curve die het temperatuurverloop aangeeft) in de aarde kan van gebied tot gebied verschillen, bijvoorbeeld tussen tektonisch actieve of stabiele gebieden. Ook kan het temperatuurverloop van de (droge en natte) smeltkromme van mantelgesteenten per gebied verschillen (Afb. 3).

Bij een normale toestand van de lithosfeer is de temperatuur van de smeltcurve hoger dan die van de geotherm. Een smelt ontstaat alleen als de geotherm en de smeltcurve elkaar snijden. Er zijn drie oorzaken waardoor dat kan gebeuren, namelijk als (Afb. 2):

- de temperatuur T (bij gelijkblijvende P en S) toeneemt (a in Afb. 2);
- de (alzijdige) druk P (bij gelijkblijvende T en S) afneemt: smelten door drukvermindering (*decompression melting*) (b in Afb. 2);
- het smeltpunt S (bij gelijkblijvende T en P) lager wordt door toevoeging van vluchtige bestanddelen (c in Afb. 2).

Temperatuurverhoging kan plaatsvinden door radioactieve warmte, verwarming door conductie en door wrijving. Temperatuurverhoging speelt overigens slechts een beperkte rol bij de vorming van magma. Drukverlaging vindt vooral plaats door actieve opwelling in mantelpluimen, als onderdeel van het mantelconvectiesysteem. Passieve opwelling vindt plaats in spreidingszones, waarbij de stijging het gevolg is van mantelconvectie, maar vooral door het verdwijnen van de bovenliggende lithosfeer. De verandering van de chemische samenstelling van het magma (vooral door water en kooldioxide) komt met name voor in subductiezones.

Onder elke vulkaan ligt dus een brongebied, waar mantelgesteente kan smelten en magma gevormd kan worden. In afbeelding 2 (onder) zijn de plaatsen in de aarde te zien waar het magma ten gevolge van bovengenoemde processen uit



mantelgesteente kan ontstaan. De belangrijkste “magmafabrieken” in de aarde en dus ook de vulkanische gebieden op aarde zijn in deze afbeelding al enigszins te herkennen: midden-oceanische ruggen, subductiezones en *hotspots*.

De meeste gesteenten bestaan uit verschillende typen mineralen, met elk een eigen smeltpunt. Daardoor smelt een gesteente niet bij één bepaalde temperatuur, maar in een bepaald temperatuurinterval. Het verschil tussen de temperatuur waarbij de eerste mineralen smelten, bij de *solidus* (= temperatuur waarboven een vaste stof begint te smelten) en die waarbij het gesteente geheel is gesmolten, bij de *liquidus* (= temperatuur waarboven een stof volledig vloeibaar is), bedraagt ca. 150 °C. Hierdoor wordt een smelt gevormd dat verrijkt is met componenten met de laagste smeltpunten. De niet-gesmolten mineralen hebben een hoger smeltpunt. De verhouding tussen vloeibare en vaste en delen in een *partial melt* hangt af van de samenstelling en smeltpunten van de mineralen in het oorspronkelijke gesteente en van de temperatuur op de diepte waar het smelten plaatsvindt. Het proces van *partial melting* leidt er dus toe dat het magma bestaat uit drie fasen: een vloeibare (gesmolten silicaten), een vaste (gekrystalliseerde silicaten) en een gasvormige fase. De gasvormige fase is opgelost in het magma, totdat het magma naar de oppervlakte beweegt of grotendeels is uitgekristalliseerd, waarna de gassen vrij kunnen vrijkomen en migreren.

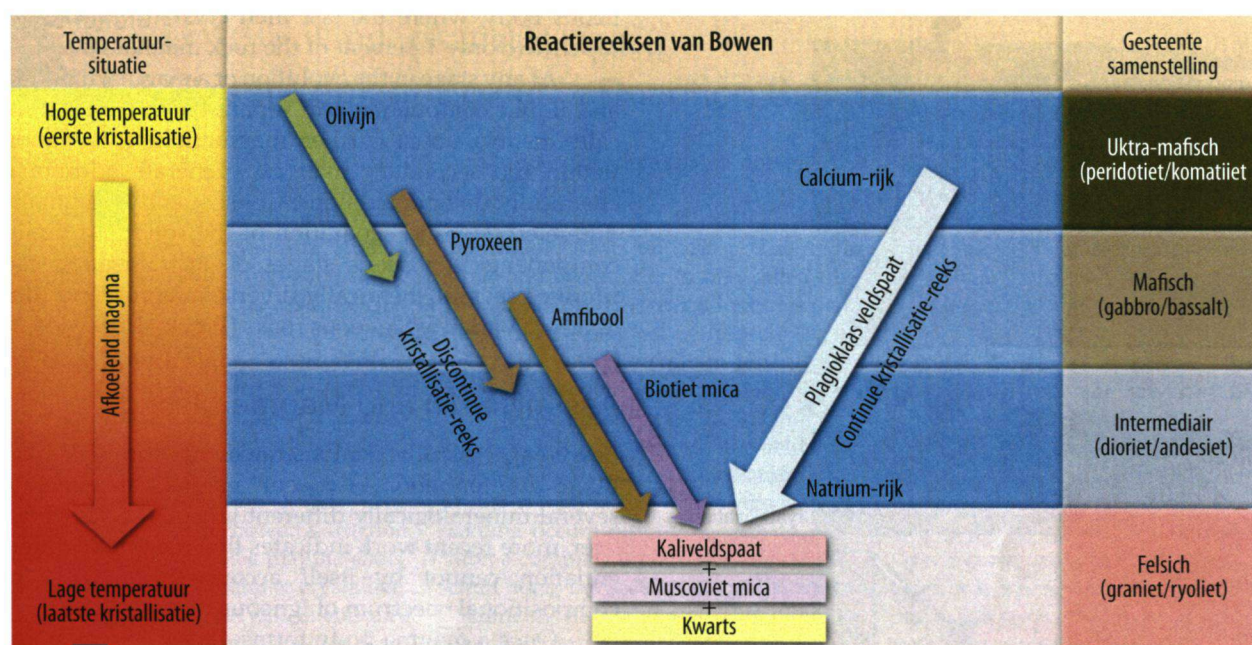
De verplaatsing van het magma in mantel en korst

Magma komt vooral omhoog door de opwaartse druk; het heeft immers een lagere dichtheid dan het omringende gesteente. De dichtheid in de aarde neemt naar boven toe echter ook af, waardoor het stijgende magma een diepte bereikt, ergens tussen 3 en 30 km onder het oppervlak, waar de dichtheid gelijk is aan die van het omringende gesteente, met name op de grens tussen mantel en korst (Moho), waar de dichtheid plotseling afneemt van 3,3 tot 2,8 g/cm³, of bij fysische barrières ergens in de aardkorst. Andere processen kunnen bij de stijging van magma ook een rol spelen, bijvoorbeeld de druk door stijgende mantelpluimen.

In de “verblijfplaatsen” kan het magma korte of lange tijd verblijven, voordat het door een eruptie aan het aardoppervlak komt. Vooral in gebieden met een dikke continentale korst, of waar de korst door tektonische processen versterkt is, verblijft het magma het langst. Gedurende die tijd koelt het magma af en kan gedeeltelijk of geheel uitkristalliseren. Bij gedeeltelijk afkoelen kan de samenstelling van het magma veranderen; bij geheel uitkristalliseren ontstaan er plutonische of dieptegesteenten.

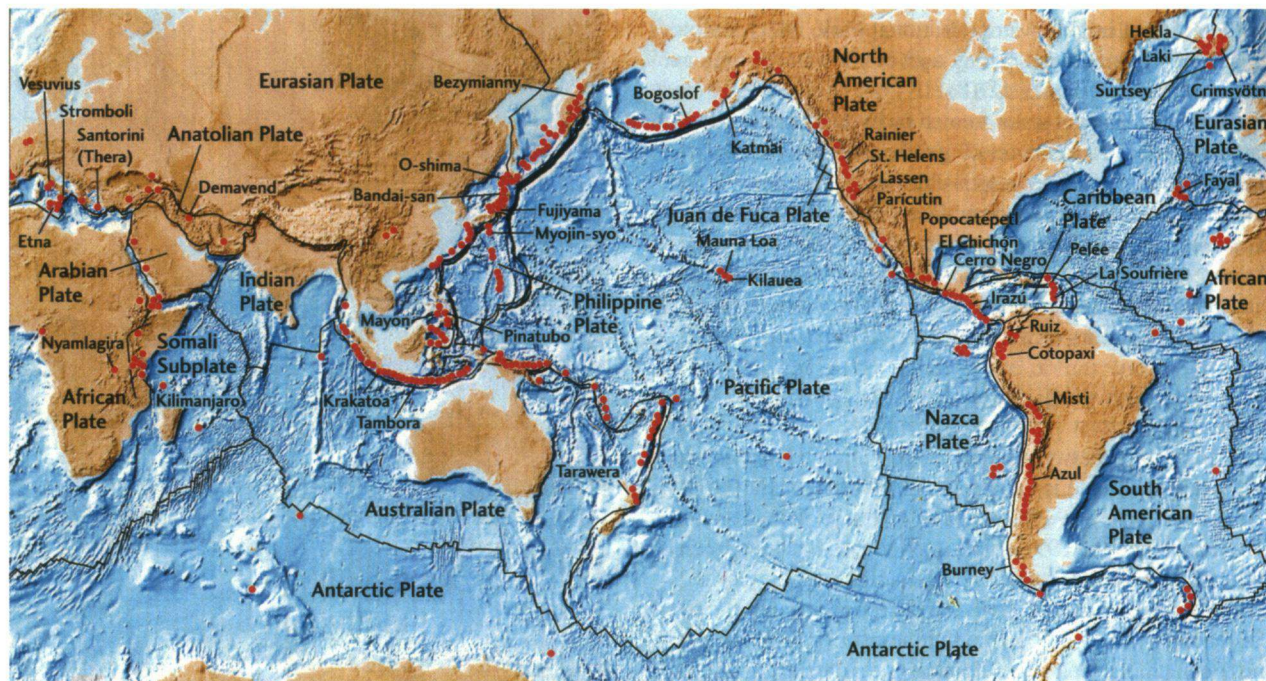
Magmadifferentiatie

Als magma afkoelt, gaat het uitkristalliseren. De kristallisatievolgorde is echter omgekeerd t.o.v. die van *partial melting*: mineralen met het hoogste smeltpunt kristalliseren het eerst uit en die met het laagste smeltpunt het laatst. De uitgekristalliseerde mineralen zakken vervolgens naar de bodem van het reservoir. Een eeuw geleden heeft Bowen voor dit verschijnsel twee reeksen opgesteld: één voor de lichte, en één voor de zware bestanddelen (zie Afb. 4). Bij de *continue reeks* begint de uitkristallisatie met calciumrijke plagioklaas, die daarna wordt gevolgd door telkens natrium-rijkere veldspaten. Bij de *discontinue reeks* is olivijn het eerst aan de beurt, dan de pyroxenen, amfibolen en biotiet. Beide reeksen eindigen met kaliumveldspaat, muscoviet en tenslotte kwarts. Door de afkoeling kan de samenstelling van het resterende magma dus veranderen van silicium-arm naar silicium-rijk en van natrium- en kalium-arm naar natrium- en kalium-rijk. Bovendien neemt het gehalte aan vluchtige bestanddelen toe. Door deze fractionele kristallisatie, een soort onderaardse “destillatie”, kunnen er dus uit één soort magma verschillende soorten (secundaire) magma's ontstaan. Des te langer het magma in het reservoir verblijft, des te verder kan de fractionele kristallisatie voortschrijden. De samenstelling van het magma kan ook door andere oorzaken veranderen,



AFBEELDING 4. | De reactie-series van Bowen, met de volgorde van uitkristallisatie van magma door afkoeling (bron: Tarbuck & Lutgens, 2005)





AFBEELDING 5. | De actieve vulkanen op aarde. (bron: Grotzinger et al., 2007).

namelijk door menging met ander magma en assimilatie van aangrenzende gesteente.

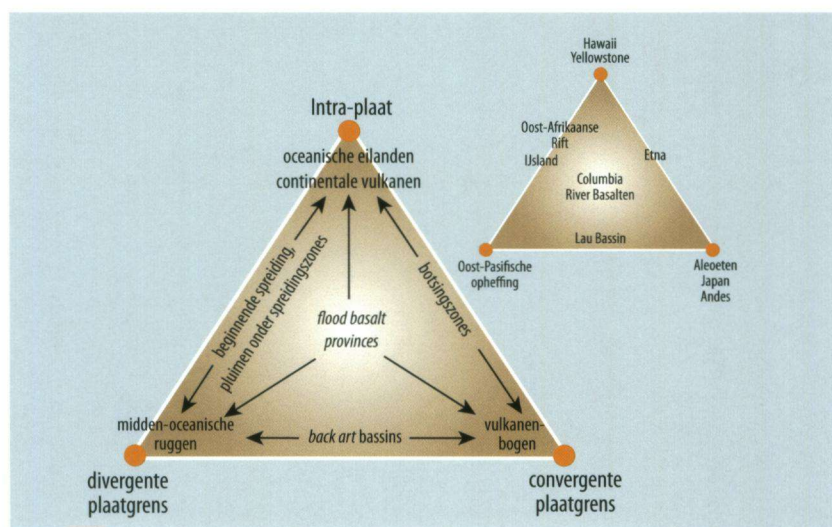
Magma en magma-gesteenten

Magma's zijn silicaatrijke gesteentesmolten, maar er bestaan verschillende soorten magma's, die verschillen in samenstelling, temperatuur en viscositeit. Magma bevat een grote variatie aan silicaten. Het kwartsgehalte van magma's varieert tussen 40 en 75 %. Magma bevat meestal ook vluchtige bestanddelen, vooral water en kool-dioxide. Een belangrijke eigenschap van magma is de viscositeit (of "taai-vloeibaarheid"). De viscositeit hangt niet alleen af van de temperatuur (door de smeltpunten van de samenstellende mineralen), maar vooral ook van het opgeloste gasgehalte. Mafische magma's hebben een lagere viscositeit dan felsische magma's. Gas dat in mafische magma's opgelost is, kan gemakkelijker ontsnappen dan gas in felsische magma's. Het zijn vooral de gassen die voor de explosies en heftigheid van de eruptie zorgen.

Met behulp van het SiO_2 - en $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -gehalte kan men onderscheid maken tussen een aantal magmatypen en dus ook tussen de gesteenten die daaruit ontstaan (zie de bijdrage van Peter Vebema in dit nummer). We beperken ons hier tot drie groepen:

- **mafisch** (hoog gehalte aan Mg en Fe) of **basaltisch**: 45-52% SiO_2 , smelttemperatuur: 1.000-1.200 °C, lage viscositeit en laag gasgehalte (0,5-2%);
- **intermediair of andesitisch**: 52-63% SiO_2 , smelttemperatuur: 800-1.100 °C, matige viscositeit, matig gasgehalte (3-4%);
- **felsisch** (hoog gehalte aan Si en veldspaat) of **ryolitisch-dacitisch**: > 63% SiO_2 , smelttemperatuur: 600-900 °C, hoge viscositeit, hoog gasgehalte (4-6%).

De meeste magma's op aarde hebben een mafische samenstelling (80%), gevolgd door intermediaire en felsische magma's (elk 10%). Basaltische magma's komen vooral voor op de zeebodem, op oceanische eilanden en in gebieden met ondiepe opwelling. Op grond van de verhouding tussen kwarts- en alkali-gehalte onderscheidt men meestal twee typen basaltische magma's: de SiO_2 -rijkere, subalkalische (of tholeiitische) basalten; en de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -rijkere alkalibasalten. Het eerste type ontstaat op ca. 30 km diepte, en is kenmerkend voor de oceanische



AFBEELDING 6. | Diagram dat de variaties laat zien die voorkomen tussen de drie belangrijkste magma-associaties, en die tot uitdrukking komen in verschillen in de chemische samenstelling van lavas in diverse tektonische situaties; met een aantal specifieke voorbeelden. (bron: Sigurdsson, 2000).



korst, enkele eilandenbogen en bijzonder productieve vulkaaneilanden (zoals Hawaï en IJsland). Het tweede type ontstaat op 100-300 km diepte, en komt vooral op de continenten en de meeste oceanische eilanden voor. Intermediaire en felsische magma's ontstaan vooral in de subductiezones, waarbij mantelmateriaal (geeft: andesitische magma's) en/of continentale korst gaat smelten (geeft: ryolitisch magma).

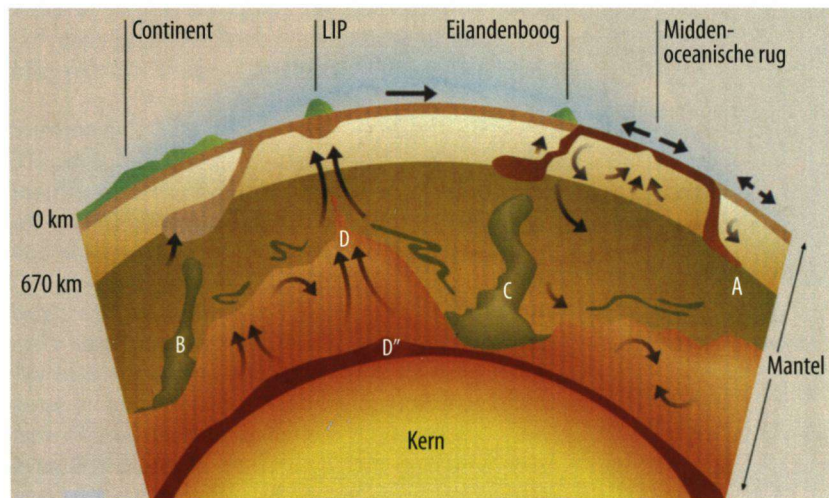
Van magmakamer naar vulkaanuitbarsting

De magmareservoirs onder de vulkanen op aarde bevinden zich in een wankel evenwicht ten opzichte van de omringende gesteenten. Ze fungeren voor vulkanen als tussenstations; voor dieptegesteenten echter als eindstations. Uiteindelijk komt er maar een klein gedeelte van het (primaire of secundaire) magma door vulka-

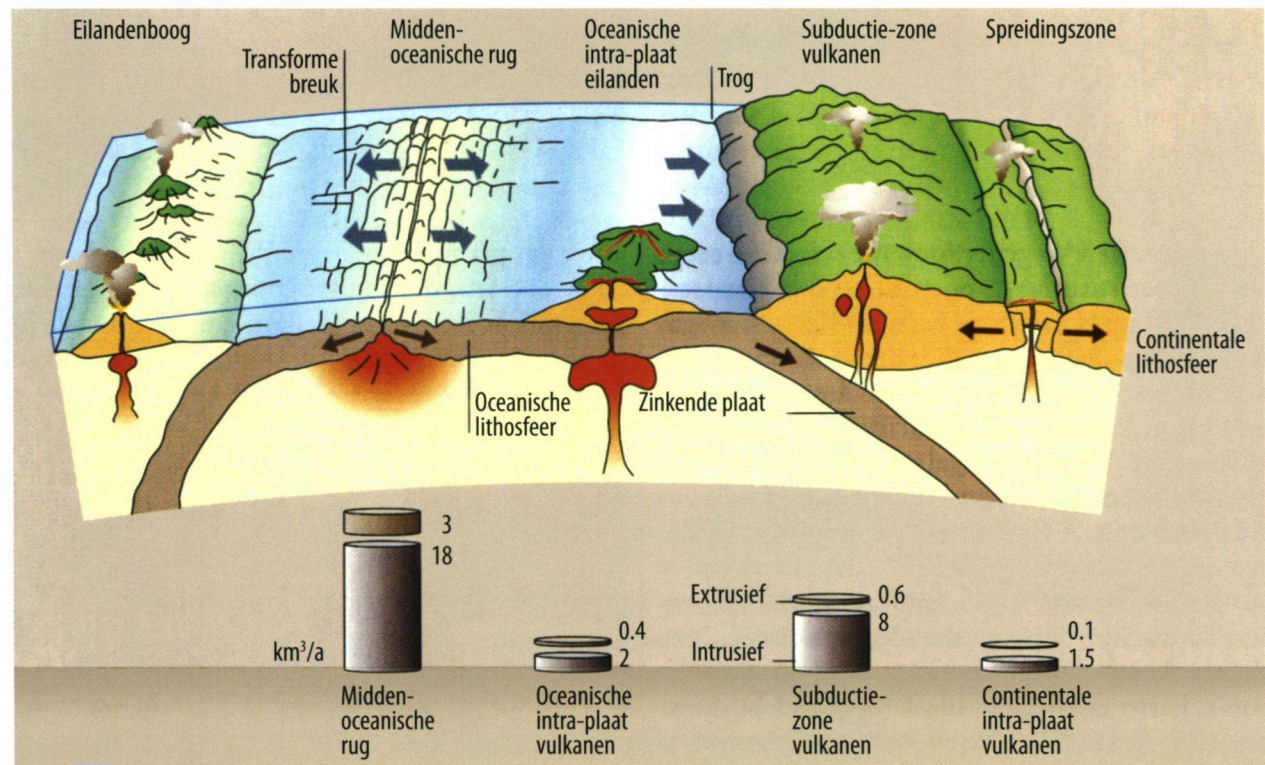
nisme aan het oppervlak terecht. Er is een groot aantal omstandigheden die kunnen leiden tot destabilisering en vervolgens tot eruptieve activiteit. Eruptie-triggers zijn meestal gerelateerd aan processen die de opwaartse druk en de mobiliteit van de magmakamer verhogen. Dat kan zowel onder, als boven in de magmakamers plaatsvinden.

Zo kan de aanvoer van nieuw magmatisch materiaal leiden tot overdruk in het magmareservoir. Door magmadifferentiatie kan de chemische en mineralogische samenstelling in het reservoir veranderen, en het gasgehalte aanzienlijk toenemen. Ook kan het magma in contact komen met grondwater, waardoor zeer explosieve mengsels kunnen ontstaan.

Een zijdelingse instorting van de krater van een vulkaan kan het magmasysteem verzwakken en een verzwakking van de aardkorst boven de magmakamer kan de alzijdige druk veranderen of rekbreuken doen ontstaan. Andere factoren aan het aardoppervlak die hiertoe kunnen leiden, zijn de effecten van getijden, veranderingen van de zeespiegel, grootschalig smelten van ijskappen, extreme neerslag en misschien zelfs variatie in luchtdruk.



AFBEELDING 7. | Model van de dynamiek van aardplaten en magmabronnen: A) subductie van platen tot de grens tussen boven- en lagere mantel (670 km), B) subductie tot in de lagere mantel, C) subductie tot de grens aardkern-mantel, D) mantelpluimen en hot spots. (bron: Schmincke, 2004)



AFBEELDING 8. | Divergerende en convergerende plaatgrenzen en de gemiddelde magmaproductie (km³ per jaar). (Schmincke, 2004).

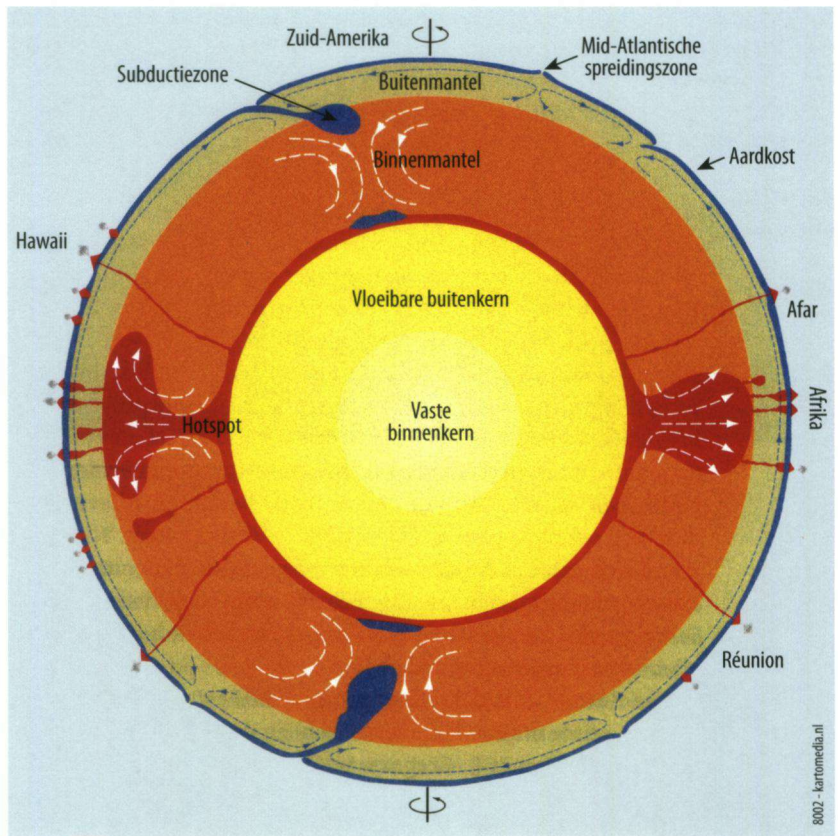


Verspreiding van vulkanen op aarde

De wereldkaart (Afb. 5, pag. 306) maakt al direct duidelijk dat de spreiding van actieve vulkanen op aarde niet overal gelijk is. Zo ligt ongeveer tweederde van de continentale, actieve vulkanen die in de laatste 10.000 jaar zijn uitgebarsten, op een smalle strook rondom de Grote Oceaan, die dan ook heel toepasselijk de circum-pacifische gordel of Ring van Vuur wordt genoemd. Daarnaast zijn er gebieden op aarde, zoals de in geologisch opzicht oude schilden, waar in het recente geologische verleden geen vulkaanuitbarstingen zijn geweest. Het was de Duitse fysisch geograaf Alexander von Humboldt die in de 18^e eeuw als eerste inzag dat Tertiaire en Kwartaire vulkanen niet in gelijke mate op aarde voorkomen. Ze zijn geconcentreerd in bepaalde gebieden, kennelijk door diepliggende oorzaken, die toen nog niet bekend waren. Ze komen vooral voor langs enkele randen van continenten, op eilandbogen, midden in de oceanen en willekeurig op de continenten.

Vulkanisme en platentektoniek

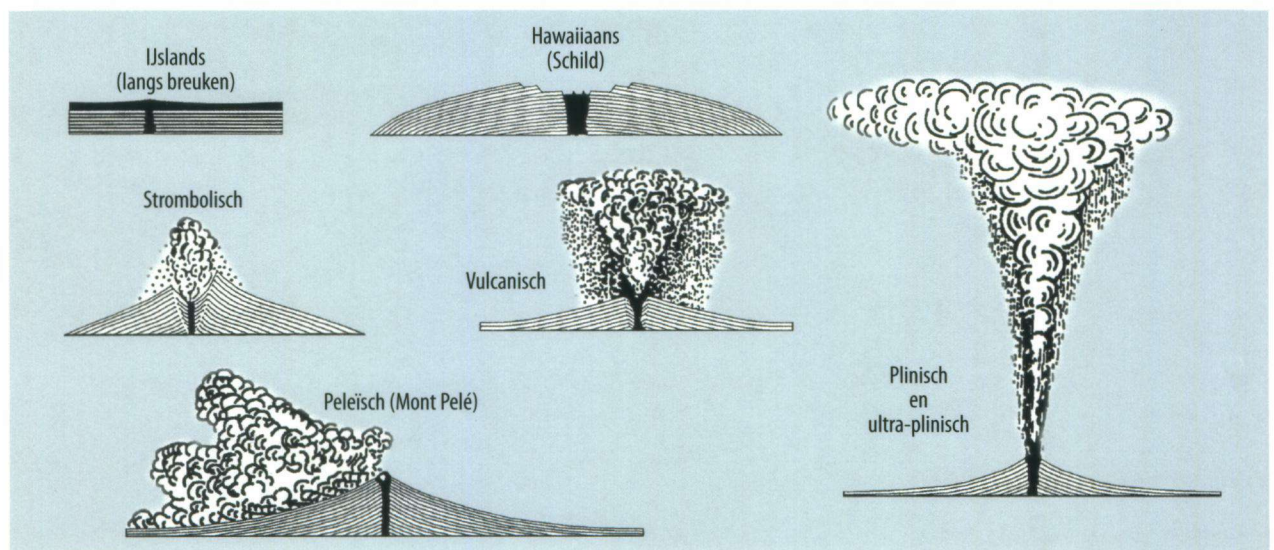
De verklaring voor de verspreiding van het vulkanisme op aarde kwam in de jaren zestig van de 20^e eeuw in een stroomversnelling toen de theorie van de platentektoniek tot ontwikkeling kwam. Volgens deze theorie bestaat de aardkorst (en het bovenste deel van de aardmantel, tezamen de lithosfeer genoemd) uit een aantal grote en kleinere, 100-150 km dikke, relatief starre aardplaten. Platen kunnen bestaan



AFBEELDING 9. | Doorsnede van de aarde, met mantelpluimen (hotspots) en subductiezones. (bron: Kroonenberg, 2011).

uit relatief lichte continentale korst, en/of uit relatief zware oceanische korst. De meest platen op aarde bestaan uit beide korsttypen. De platen drijven op de asthenosfeer, een taai, plastische laag in de aardmantel. De grenzen tussen platen komen niet altijd overeen met de grenzen van de continenten.

In het model van de platentektoniek is er sprake van drie typen plaatbewegingen: van elkaar af (divergentie), naar elkaar toe (convergentie) en langs elkaar heen (transversaal). De relatie tussen platentektoniek en vulkanisme is dat de plaatbewegingen de mechanismen opleveren waardoor mantelgesteente smelt en



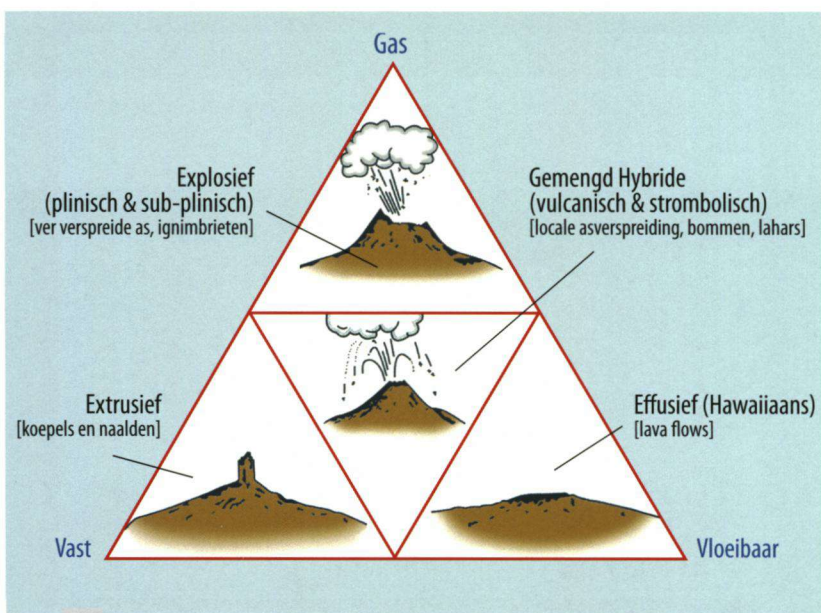
AFBEELDING 10. | Een aantal "klassieke eruptietypen" (bron: Lopes, 2005)



magma wordt gevormd (Afb. 6 en 7, pag. 306 en 307). Divergerende (in spreidingszones) en convergerende plaatgrenzen (in subductiezones) zijn bij uitstek de plaatsen waar magma kan ontstaan. Bij convergerende plaatgrenzen zijn in principe twee situaties mogelijk: als beide platen uit continentale korst bestaan, zullen ze tegen elkaar botsen en ontstaat er een gebergte; als ze van verschillend soortelijk gewicht zijn, schuift de één onder de ander (subductie). Bij transversale plaatgrenzen (bij transforme breuken), waar de platen langs elkaar bewegen, komen zelden vulkanen voor.

Divergerende en convergerende plaatgrenzen

Divergerende (of constructieve) plaatgrenzen komen voor bij de oceanische en continentale spreidingszones, waar magma uit grote diepte afkomstig is. Het magma komt via langgerekte breukzones op de bodem van de oceanen en op de continenten terecht, respectievelijk bij de midden-oceanische ruggen en bij de intracontinentale rift-zones (Afb. 8, pag. 307). De belangrijkste oorzaak van de



AFBEELDING 11. | Een eenvoudige klassificatie van belangrijke eruptietypen, gebaseerd op het gasgehalte, vaste stoffen en vloeistoffen (bron: Lockwood & Hazlett, 2010).



AFBEELDING 12. | Mount Rainier in de USA; misschien wel de gevaarlijkste stratovulkaan van de Cascade Range in de USA.

vorming van magma is drukvermindering. Oceanische en continentale spreidingszones zijn goed voor 15% van de historisch actieve vulkanen. In Europa komen ze vooral voor op de Midden-Atlantische Rug, gelegen op de divergentiezone tussen de Euraziatische en Amerikaanse plaat. De bekendste intracontinentale rift-zone is te vinden in Oost-Afrika, die feitelijk bestaat uit twee breukzones: hier is Afrika bezig in delen uit elkaar te drijven (zie ook de artikelen van Jelle Talma en Carla Lagendijk in dit nummer).

Bij de convergerende (of destructieve) plaatgrenzen vindt onderschuiving, of subductie van de aardplaten plaats. Het magma in de subductiezones ontstaat door opsmelting van het bovenste deel van de mantel en/of het onderste gedeelte van de korst. Dit kan gebeuren tussen een continentale en een oceanische aardplaat en tussen twee oceanische platen. De eerste situatie komt voor bij actieve continentranden, waarvan de Circum-Pacifische gordel wel de bekendste is. De tweede situatie komt voor bij eilandbogen, die vooral liggen in de Pacifische Oceaan en het Caribische gebied, bv. de Aleoeten en de Bovenwindse Eilanden. Beide worden gekenmerkt door diepzeetroggen in de zeebodem en vulkaanketens op de bovenliggende plaat. De belangrijkste oorzaak van de vorming van magma is de veranderde samenstelling van de mantel boven de onderschuivende oceanische plaat onder invloed van water en sediment dat van de oceanische korst afkomstig is. Daardoor verlaagt het smeltpunt van het mantelgesteente, en duwt de onderschuivende plaat de bovenliggende omhoog, met drukvermindering als gevolg.

Zo'n 80% van de 500 tot 600 historisch actieve vulkanen komen voor bij subductiezones. Hiertoe behoren vrijwel alle bekende en grote explosieve vulkanenuitbarstingen van de afgelopen 200 jaar: Tambora (Indonesië) in 1815, Krakatau (Indonesië) in 1883, Santa Maria (Guatemala) in 1902, Mont Pelée (Martinique) in 1902, Katmai (Alaska) in 1912, Mt. St. Helens (USA) in 1980, El Chichón (Mexico) in 1982, Nevado des Ruiz (Colombia) in 1985, Pinatubo (Filipijnen) in 1991, Montserrat in 1995-1999.

Voorbeelden in Europa zijn te vinden in de Egeïsche Zee en in Italië, boven de subductiezone tussen de Afrikaanse en Euraziatische plaat.

Intraplaatvulkanen: *hotspots* en mantelpluimen

Magma ontstaat niet alleen bij convergerende en divergerende platen. Het kan ook diep onder de aardplaten worden gevormd. Een dergelijke plek, een *hotspot*, ligt boven een mantelpluim, een zeer langgerekte cilindrische kolom van opstijgend heet mantelmateriaal, met een diameter van 100–150 km. De magmapluimen trekken zich niets aan van bovenliggende platentektoniek. Ze zijn diep in de aardmantel verankerd, soms zelfs op de grens van aardkern en aardmantel. Ze liggen meestal vele miljoenen jaren op dezelfde plaats. De belangrijkste oorzaak van de vorming van magma is drukvermindering. Als een aardplaat eroverheen schuift, verplaatsen de actieve vulkanen zich ook, maar dan in tegengestelde richting.

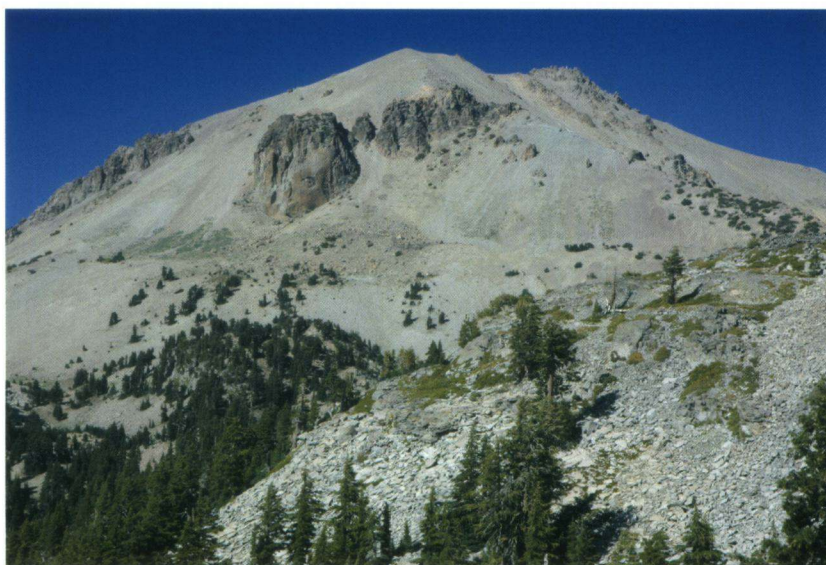
Hotspots komen zowel voor op de oceaanbodem als op continenten (Afb. 9, pag 308). Op de oceaanbodem liggen vele *hotspots*, waardoor in het verleden duizenden *seamounts*, meestal (uitgedoofde) onderzeese vulkanen, zijn ontstaan. Zo af en toe komt er een boven het zeeniveau uit en ontstaat er een nieuw vulkaaneiland. De *hotspots* zijn niet gelijk verdeeld over de aarde. Afrika is misschien wel het rijkst be-deeld, waarschijnlijk veroorzaakt door de langdurige stationaire ligging van dit continent op aarde. *Hotspots* zijn goed voor 5 % van de historisch actieve vulkanen op aarde.

Er bevinden zich enkele tientallen actieve mantelpluimen op aarde, hoeveel precies is niet bekend. De Snake River *hotspot* in de USA is misschien wel de bekendste continentale *hotspot*; hij is vooral bekend door de huidige ligging in Yellowstone. Hawaï is het bekendste voorbeeld in de Grote Oceaan, en Réunion in de Indische Oceaan. Ook op de Atlantische Oceaan komt een aantal *hotspots* voor: IJsland, de Azoren, Kaapverdië en de Canarische Eilanden. Een aantal ervan ligt dicht bij de Midden-Atlantische Rug. De *hotspots* zijn er mogelijk zelfs de oorzaak van geweest dat beide platen hier zo'n 60 miljoen jaar geleden uit elkaar begonnen te schuiven.

Waarschijnlijk is het vulkanisme van de Eifel en de Auvergne ook gerelateerd



AFBEELDING 13. | Voorbeeld van een schildvulkaan op IJsland: Skjaldbreiður.



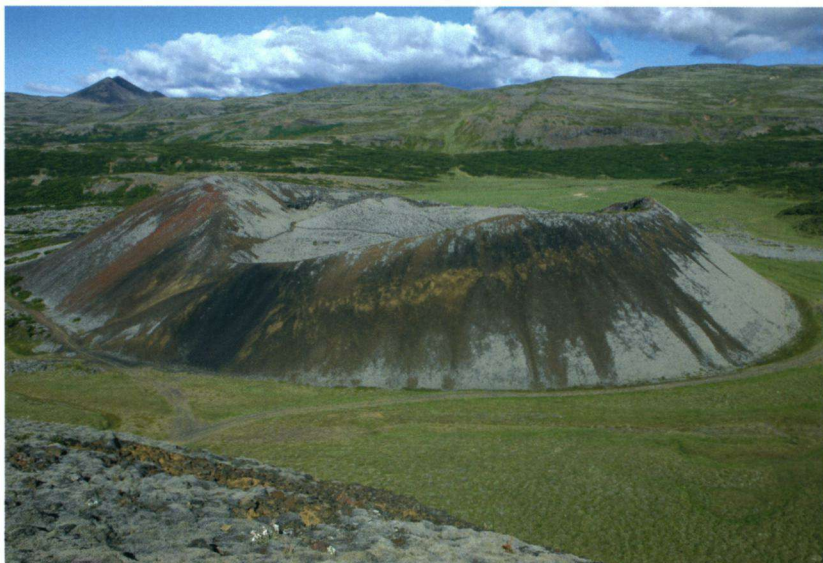
AFBEELDING 14. | Voorbeeld van een stuwkoepel in de USA, en wat voor een! De Lassen Peak in de Cascade Range is waarschijnlijk de gootste lava-dome op aarde

aan *hotspots*, waarvan het magma langs randbreuken omhoog gedrongen is. Vaak liggen de vulkanen naast deze breuken, hetzij in een senk, of langs zij ervan. Dit is zowel in de Eifel als in de Auvergne het geval. In beide gebieden hebben zich Holocene erupties voorgedaan; er is dus nog steeds sprake van actief vulkanisme.

Hybride vulkanen

Niet alle vulkanen op aarde passen naadloos in een van de drie bovengenoemde verklaringen. Sommige bijzonder productieve basaltvulkanen komen voor op complexe kruispunten van subductiezones, of bij de rand van duikende platen. Voorbeelden zijn de prototypes van stratovulkanen op aarde, de Fuji in Japan en de Etna, de grootste vulkaan van Europa. Je zou dergelijke vulkanen hybride vulkanen kunnen noemen. De chemische samenstelling van het magma van een aantal van deze plaatrand-vulkanen lijkt enerzijds op die van het magma van intraplaat-vulkanen, maar vertoont anderzijds ook kenmerken van subductie-gerelateerde magma's. Het bekendste voorbeeld in Europa is natuurlijk IJsland, waar het vulkanisme wordt veroorzaakt door een spreidingszone én door een *hotspot* (zie verder de bijdrage van Andeweg in dit nummer).





AFBEELDING 15. | Voorbeeld van een slakkenkegel op IJsland: de Grabrok slakkenkegel.



AFBEELDING 16. | Voorbeeld van een tufring in de USA, met de toepasselijke naam: Hole-in-the-Ground (Oregon).

Eruptietypen

Vulkanen kunnen op verschillende manieren erupteren (Afb. 10, pag. 308), hetgeen sterk afhangt van de explosiviteit of effusiviteit van het magma. Deze hangen op hun beurt weer af van de samenstelling en de viscositeit van het magma, de totale hoeveelheid en de druk van de erin opgeloste gassen. Het is niet zo eenvoudig om een eenduidige indeling van eruptietypen te geven. Immers, het aantal nauwkeurige waarnemingen van uitbarstingen is nogal beperkt. Bovendien veranderen veel vulkanen in de loop van hun ontwikkeling en zelfs tijdens één eruptiefase van eruptiegedrag, doordat de samenstelling van het magma verandert, of doordat het eruptiepunt zich verplaatst. Dit gebeurde onder andere bij de uitbarsting van de Eyjafjallajökull in 2010 (zie ook de bijdragen van Bernd Andeweg en Bram Elsenaar in dit nummer).

Plinius jr. was eigenlijk de eerste die in 79 na Chr. een nauwkeurige beschrijving van een uitbarsting gaf. De Britse gezant in Italië, Hamilton, trad 17 eeuwen daarna in zijn voetsporen met veel waarnemingen van de Vesuvius, die na 5 eeuwen rust in 1631 weer driftig begon te erupteren. Pas vanaf het eind van de 19^e eeuw zijn er meer nauwkeurige beschrijvingen van vulkaanuitbarstingen,

onder andere van de Krakatau in 1863. Pas bij de uitbarstingen van de Mt. St. Helens in 1980 en die van de Pinatubo in 1991 zijn onderzoekers getuige geweest van twee indrukwekkende uitbarstingen en hebben die nauwkeurig kunnen bestuderen.

Classificaties van eruptietypen

De eerste die een classificatie opstelde van vulkanisch eruptiegedrag was de Franse mineraloog Lacroix, die de beroemde uitbarsting van de Mt. Pelée op Martinique in 1902 heeft beschreven. Lacroix onderscheidde vier eruptietypen, die hij noemde naar bekende vulkanen of naar gebieden waar ze vaak voorkomen: Hawaïi, Stromboli, Mt. Pelée en Vulcano. Deze namen leven nog steeds voort. Na Lacroix zijn er ook nog andere indelingen opgesteld, o.a. door Mercalli, Rittmann en Walker, vaak vernoemd naar bekende vulkanen: Vesuvius, St. Vincent, Plinius, Merapi, Surtsey, enz., en zijn er verfijningen aangebracht, zoals sub-plinisch, ultra-plinisch en freato-plinisch.

Al naar gelang de aard van het magmatische materiaal dat bij de eruptie ontstaat (vloeibaar, vast of gas), onderscheidt men drie hoofdtypen (Afb. 11, pag. 309), namelijk: effusief met laag-viskeuze lava, extrusief met hoog-viskeuze lava en explosief met pyroklastisch materiaal.

De explosiviteit van magma is sterk afhankelijk van de samenstelling, het gasgehalte en de viscositeit. In het algemeen zijn felsische magma's explosiever dan mafische magma's. Intermediaire magma's zitten daar tussenin. De sterkte van explosieve vulkaanerupties loopt nogal uiteen, van Hawaïiaans, via Strombolisch, sub-plinisch (of Vulcanisch), Plinisch tot ultra-plinisch.

Water en vuur

De meest explosieve uitbarstingen worden veroorzaakt als magma in contact komt met water: oppervlaktewater, grondwater of zeewater. Men noemt deze wel hydromagmatische of freatomagmatische erupties. Het effect is het grootst als het magma-water contact dichtbij of aan het aardoppervlak plaatsvindt. Des te heftiger de uitbarsting, des te fijner is de as. Ook als magma in contact komt met ijs ontstaan er vergelijkbare effecten, zoals op IJsland vaak voorkomt.



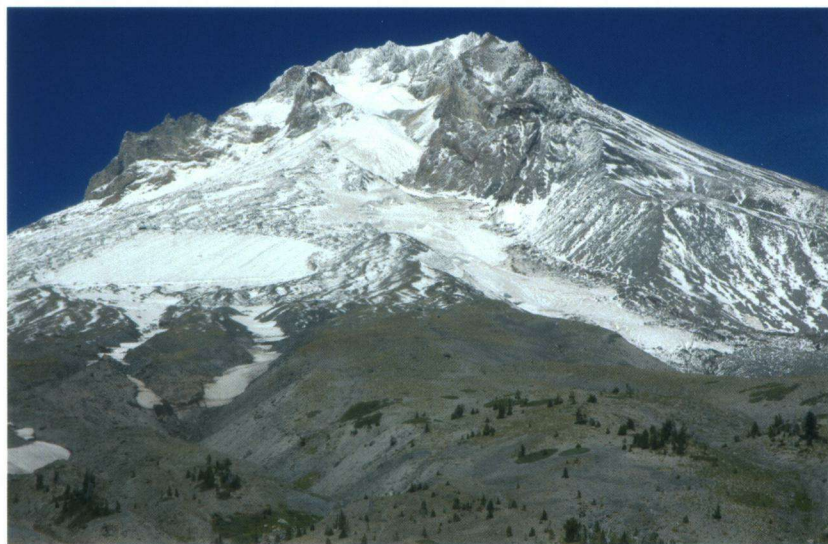
Hier komen ook subglaciale vulkanen voor, die als ze uitbarsten, allerlei nare gevolgen met zich mee brengen, zoals aswolken en enorme smeltwaterstromen, in IJsland *jökulhlaups* genoemd. Een en ander hebben we in 2010 mogen ervaren. Een heel bijzonder vulkaantype is de vulkanische tafelberg, die onder het ijs ontstaat.

Vulkaantypen, zowel bergen als laagtes

Het vulkanisme manifesteert zich op verschillende manieren aan het aardoppervlak. Er ontstaan daardoor allerlei positieve en negatieve vormen, die respectievelijk hoger of lager liggen dan de omgeving. Men maakt ook wel eens onderscheid tussen *monogenetische* en *polygenetische* vulkanen en tussen spleet-erupties en centrale erupties.

De vorm van vulkanen wordt in sterke mate bepaald door het eruptietype en door de samenstelling van het magma. De bekendste vulkaantypen (Afb. 12 t/m 17, voorgaande pagina's) zijn:

- schildvulkanen: laag-viskeuze lava;
- stuwkoepels, lava-koepels of domes en lavapropen of -naalden: hoog-viskeuze lava;



AFBEELDING 17. | Voorbeeld van een stratovulkaan in de USA: de Mount Hood is een van de grootste vulkanen in de Cascade Range.

- slakkenkegels: poreus grof pyroklastisch materiaal (> 2 mm), de meest voorkomende vulkanen op aarde;
- askegels, tufkegels- en tuftringen: fijn pyroklastisch materiaal (< 2 mm);
- gemengde vulkanen of stratovulkanen: zowel lava als pyroklastica; de gevaarlijkste vulkanen op aarde.

Bij de negatieve vormen kan men nog een onderscheid maken tussen kraterpijpen, explosiekraters (o.a. maaren) en caldera's. Caldera's behoren tot de meest spectaculaire vulkanische verschijnselen. Er is nogal wat verwarring over het



AFBEELDING 18. | Voorbeeld van een caldera: Crater Lake, de grootste caldera in de USA.



gebruik van het begrip. Temeer daar de term *caldera* (in het Spaans *ketel*) vaak wordt gebruikt voor elke grote, min of meer cirkelvormige laagte in het landschap. De term is voor het eerst gebruikt in de 19^e eeuw door Von Buch voor de *Caldera de la Taburiente* op La Palma. Nu weten we dat deze laagte is ontstaan door erosie na een enorme laterale puin- en steenlawine en aardverschuiving, zoals er wel meer voorkwamen op de Canarische Eilanden. Tegenwoordig wordt het begrip *caldera* vooral gebruikt voor grote vulkanische kraters die zijn ontstaan door instorting van het dak boven een magmahaard, na een heftige meestal (sub) plinische uitbarsting. Een schoolvoorbeeld van een caldera is Crater Lake in de USA (Afb. 18), die is ontstaan na de instorting van de Mazama vulkaan zo'n 7.000 jaar geleden. Deze caldera heeft een diameter van 12 km en is het gevolg van een van de grootste erupties van de laatste 10.000 jaar. Ook in Europa kennen we vele voorbeelden: Laacher See, Santoríni, Monte Somma, op de Canarische Eilanden en op de Azoren, en in de Flegreïsche Velden.

Volcanic Explosivity Index (VEI)

Het opstellen van een rangorde van heftigheid, zoals bij aardbevingen is voor vulkanen niet zo eenvoudig. De energie van een eruptie is niet zo gemakkelijk te meten. In plaats daarvan gebruikt men de *Volcanic Explosivity Index* (VEI), met een schaal die oploopt van 0 tot 8 (Afb. 19). Deze is vooral gebaseerd op de hoeveelheid uitgeworpen pyroklastisch materiaal, met name tefra, en de hoogte van de eruptiekolom. De schaal vertoont een enigszins logaritmische toename van minder dan 10.000 m³ (VEI=0) tot meer dan 8 miljard m³ (VEI=8). De hoeveelheid pyroklastica is echter niet zo eenvoudig te bepalen. Zo kan het materiaal over grote oppervlakten verspreid zijn en kan de dikte van plaats tot plaats nogal verschillen. Het kan zelfs terecht komen in zee, zoals bij de uitbarstingen

	0	1	2	3	4	5	6	7	8
General Description	Non-Explosive	Small	Moderate	Moderate-Large	Large	Very Large			
Volume of Tephra (m ³)		1x 10 ⁴	1x 10 ⁶	1x 10 ⁷	1x 10 ⁸	1x 10 ⁹	1x 10 ¹⁰	1x 10 ¹¹	1x 10 ¹²
Cloud Column Height (km)									
Above crater	<0.1	0.1-1	1-5						
Above sea level				3-15	10-25	>25			
Qualitative Description	"Gentle,"	"Effusive"	← "Explosive" →		← "Cataclysmic," "paroxysmal," "colossal" →				
					← "Severe," "violent," "Terrific" →				
Eruption Type		← Strombolian →		← Plinian →			← Ultra-Plinian →		
	← Hawaiian →		← Vulcanian →						

AFBEELDING 19. | De Volcanic Explosivity Index (VEI). (bron: Lopes, 2005)



AFBEELDING 20. | De vulkaankrater Caldeira op het eiland Faial (Azoren).

van Santoríni, Tambora en Krakatau. Bovendien kan een deel van het materiaal niet door de lucht, maar op een andere manier verplaatst worden (bv. door gloedwolken). Ook is de hoogte van de eruptiekolom, die grote invloed heeft op de verspreiding van de as, niet altijd gemakkelijk te meten. Bij een lage VEI (0-3) blijft de spreiding van de asdeeltjes beperkt tot de troposfeer; vanaf VEI 4 tot in de stratosfeer, waardoor de aswolk over de gehele wereld kan worden verspreid, waardoor zelfs het klimaat (tijdelijk) kan worden beïnvloed.

Net zoals bij aardbevingen neemt met de magnitude van de uitbarsting de eruptiefrequentie af, en het tijdsinterval tussen twee erupties toe.

De Tambora is een van de vier vulkanen die in het Holocene een uitbarsting met een VEI van 7 heeft gehad. Meestal wordt deze uitbarsting gerekend tot de grootste erupties in historische tijd. Een eruptie als die van het Tobameer, 71.000-75.000 jaar geleden, en Yellowstone, met een VEI van 8, ongeveer 2 miljoen jaar geleden, zou eens in de 100.000 jaar kunnen plaatsvinden. Een dergelijke vulkaan wordt sinds een recent BBC-programma een "supervulkaan" genoemd, hoewel dit begrip niet gedefinieerd is. Een dergelijke uitbarsting is uit het Holocene niet bekend.

Vulkanisme en de menselijke en geologische tijdschaal

Het is niet altijd zo eenvoudig om te bepalen of een vulkaan actief, slapend of uitgedoofd is. Vulkanen geven hun geheimen uit het verleden niet altijd prijs, laat staan hun toekomstige intenties. Verschillende keren, zelfs in de 20^e eeuw, werden vulkanologen verrast door vulkanen die na een lange rustperiode weer tot leven kwamen. Het is duidelijk dat een erupterende vulkaan actief is. Er zijn echter maar weinig vulkanen op aarde die vrijwel continu erupteren. In de periode 1975-2000 was dat met 16 vulkanen het geval. Hiertoe behoren de Etna en de Stromboli. Op het moment dat u dit leest zijn er op aarde ca. 20 vulkanen in uitbarsting en ca. 60 per jaar. Als men de menselijke tijdschaal oprekt tot de historische tijdschaal (met schriftelijke bronnen) komt men tot ca. 550 actieve vulkanen met in totaal 5.337 erupties. Het betreft hier alleen





AFBEELDING 21. | *Sete Cidades op het eiland Sao Miguel (Azoren), met in de caldera een aantal slakkenkegels, tufkegels en maaren.*

vulkanen op het land; onder zeeniveau waren dat er miljoenen. De historische tijdschaal is echter niet zo geschikt om te bepalen of een vulkaan actief is of niet. Immers, de lengte van de historische tijdschaal verschilt van gebied tot gebied: 3.000 jaar in het Middellandse-Zeegebied, ruim 1.100 jaar op IJsland en ca. 600 jaar op de Canarische Eilanden. Van de 16 grootste erupties op aarde in de laatste 200 jaar waren geen historische activiteiten bekend



AFBEELDING 22. | *Plaatgrenzen en vulkaaneilanden in de Atlantische Oceaan. (bron: Scarth & Tanguy, 2001).*

en van de 21 meest explosieve vulkanische erupties (VEI 2-5) van de laatste 10.000 jaar erupteerden er 17 voor de eerste keer in de geschiedenis.

Voor de meeste vulkanologen is een vulkaan (magmatisch) actief als hij in de laatste 10.000 of 12.000 jaar – de tijdsduur van het Holocene – uitgebarsten is. Voor de eerste periode zijn het dat 1.300, voor de tweede 1.500.

Een slapende vulkaan of potentieel actieve vulkaan is in historische tijd niet uitgebarsten, maar in de geologische tijd daarvoor wel; echter met herhalingsperiodes die groter zijn dan de tijdsduur sinds de laatste uitbarsting. Van uitgedoofde vulkanen verwacht men niet dat ze in komende tijd gaan erupteren. Om dit te kunnen bepalen dient men de geologische geschiedenis van de vulkaan goed te kennen. Als kan worden aangetoond dat een vulkaan in een veel langere periode niet is uitgebarsten dan de herhalingsperiodes in het geologisch verleden, is de kans groot dat hij uitgedoofd is. Maar zeker is het niet. Het probleem is dat de eruptiegeschiedenis van de meeste actieve vulkanen op aarde niet voldoende bekend is om dat te kunnen bepalen.

Er zijn in de geschiedenis voorbeelden bekend van vulkanen waarvan de bewoners niet eens wisten dat de berg een vulkaan was of dat de vulkaan al eerder was uitgebarsten. Het bekendste voorbeeld is de Somma-Vesuvius. Verder had niemand 20 jaar geleden kunnen vermoeden dat de Pinatubo (Filipijnen), die vóór 1991 500–600 jaar in diepe slaap verkeerde, de plaats zou zijn van een van de weinige plinische erupties die de mens heeft mogen aanschouwen.

Vulkanische natuurrampen en gevaren

Van de 500–600 actieve vulkanen in historische tijd hebben er tenminste één op de zes dodelijke slachtoffers geëist. Alleen in de afgelopen 500 jaar al meer dan 250.000, waarvan zeven uitbarstingen met meer dan 10.000 doden (tezamen goed voor 2/3 van het totale aantal). De Tambora staat op eenzame hoogte met meer dan 100.000 doden, de Krakatau (door een tsunami) volgt met 36.000, Mt. Pelée met 29.000 (door een gloedwolk) en de Nevado del Ruiz (door lahars) met 22.000. Het gemiddelde per jaar bedraagt 500. Tussen 1600 en 1900 vielen er 186.000 doden, dus gemiddeld 620 per jaar, in de 20^e eeuw 76.000, dus



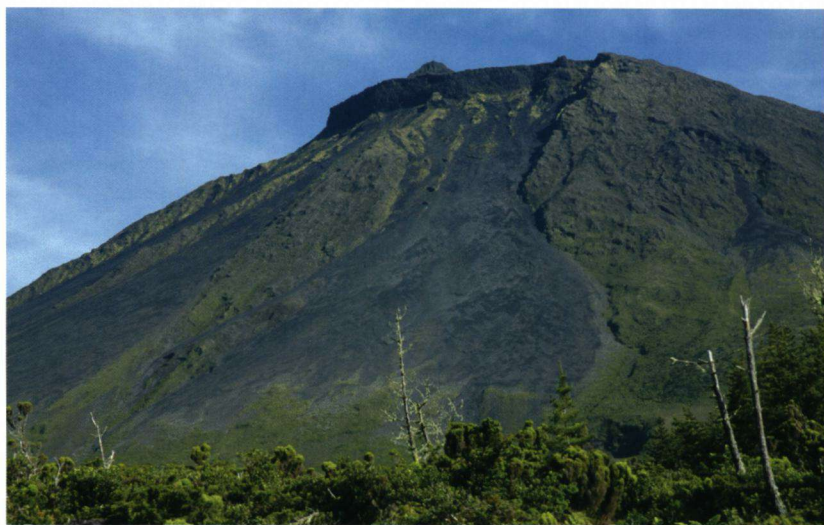
gemiddeld 700 per jaar. Het is de vraag of dat is toe te schrijven aan de toename van het aantal uitbarstingen. Misschien is er wel iets anders aan de hand, zoals een toename van de bevolking in het algemeen en rond de vulkanen in het bijzonder, en een nauwkeurig registratie- en communicatiesysteem (zo was er in de 20^e eeuw ook een schijnbare daling tijdens de beide wereldoorlogen). Stratovulkanen behoren tot de gevaarlijkste op aarde. Heftige erupties gaan vaak gepaard met allerlei gevaarlijke verschijnselen, zoals pyroklastische stromen en surges, vulkanische modder- en puinstromen (lahars), aswolken en flankinstor-tingen. Sinds 1500 zijn de meeste doden gevallen door pyroklastische stromen en surges (28%), hongersnood (23%), tsunami (21%) en modderstromen (21%). Asregens en puinlawines komen samen niet boven 5%. Ook hiervoor geldt dat er een verschuiving heeft plaatsgevonden: in de 20^e eeuw is 75% omgekomen door pyroklastische stromen en surges en door modderstromen, verreweg de gevaarlijkste vulkanische verschijnselen. De gevolgen van hongersnood en tsunami zijn duidelijk afgenomen.

Vulkanisme en platentektoniek in Europa

De verspreiding van de (actieve) vulkanen in Europa is misschien moeilijker te begrijpen dan die op welk ander continent ook. Dit is het gevolg van de complexe plaattektonische situatie, met name de botsing tussen de Euraziatische en Afrikaanse platen. De meeste actieve vulkanen liggen aan de randen van het Europese continent: de Midden-Atlantische Rug, de Canarische Eilanden, Zuid-Italië en de Egeïsche Zee. Een aantal erupties is gerelateerd aan de groei van de Europese plaat langs de Midden-Atlantische Rug, andere aan de botsing en subductie tussen Afrika en Europa en weer andere aan de aanwezigheid van *hotspots* en diepe breuken in de aardkorst. Ondanks de toegenomen kennis in de laatste decennia, is het nog steeds soms moeilijk om de exacte ligging van de een aantal belangrijke Europese vulkanen te verklaren.

Vulkanisme op de Atlantische Oceaan

De Midden-Atlantische Rug is waarschijnlijk de meest bekende midden-oceanische rug op aarde (Afb. 22). De rug heeft een slingerende vorm die de Atlantische Oceaan van Arctica tot Antarctica in tweeën verdeelt. De rug verspringt nogal eens ten gevolge van de transforme breuken. De vulkanen op de Midden-Atlantische Rug zijn te koppelen aan de groeiende rand van de Europese plaat. De meeste erupties zijn submarien en komen voor langs de hele lengte van de rug en zijn aan het oog onttrokken. De erupties komen vooral voor boven de spleten en *dykes* in de oceanbodembodem. Ze leveren vooral basalt op in de vorm van kussenlavas. De jongste vulkanische gesteenten komen voor op de hogere, centraal gelegen delen van de rug, terwijl oudere gesteenten in parallelle stroken verder weg van de kam van de rug liggen.



AFBEELDING 23. | De Pico do Pico, met 2.351 m de hoogste (strato)vulkaan van de Azoren (op het eiland Pico); tevens de hoogste top van Portugal.

Het grootste deel van de Mid-Atlantische Rug ligt onder de zeespiegel. Alleen door bijzondere omstandigheden komt de rug boven zee uit. Op Jan Mayen, IJsland en de Azoren is dat het geval. De meest voor de hand liggende verklaring voor deze bijzondere omstandigheden is dat er onder de Midden-Atlantische Rug, zowel bij Jan Mayen, als bij IJsland en bij de Azoren een *hotspot* aanwezig is, die wordt gevoed door een mantelpluim. Jan Mayen ligt op de Euraziatische flank van de rug, IJsland is verdeeld door de rug, waardoor het westelijke gedeelte op de Noord-Amerikaanse plaat en het oostelijke gedeelte op de Euraziatische plaat ligt.

Bijna op alle vulkanisch eilanden in de noordelijke Atlantische Oceaan komen vooral lavas voor. De herkomst ligt meer dan 2.000 meter diep op de oceanbodembodem, en een aantal toppen steekt meer dan 2.000 meter boven de zeespiegel uit. Daardoor vormen de Beerenberg (2.277 m) op Jan Mayen, Öraefajökull (2.119 m) op IJsland, de Pico do Pico (2.351 m) op het eiland Pico (Azoren) en de Pico de Teide (3.715 m) op Tenerife (Canarische eilanden) de hoogste bergen in de noordelijke Atlantische Oceaan.

De Atlantische vulkanische eilanden (Afb. 22)

Jan Mayen is het minst bekende vulkanische eiland in de Atlantische Oceaan. Er is niet zo veel bekend van het vulkanisme op dit eiland. De historische gegevens gaan slechts terug tot 400 jaar geleden. De Beerenberg is de bekendste vulkaan van het eiland, die voor het laatst actief was in 1985.

IJsland is verreweg het grootste vulkanische eiland in de Atlantische Oceaan en zelfs op aarde. Op het eiland komen uitgestrekte lavavelden met schildvulkanen voor. De lava is vaak afkomstig van langgerekte spleten in de aardkorst (o.a. de Laki-spleet in 1783-84). Er doen zich echter ook explosieve erupties voor, kennelijk doordat het magma in de magmakamers verandering heeft ondergaan. Daardoor komen er ook intermediaire en felsische gesteenten voor, zoals andesiet en ryoliet. Behalve schildvulkanen komen er ook stratovulkanen en calderas voor, soms bedekt met gletsjers en ijskappen (bv. de Grímsvötn). (Zie verder de bijdrage van Bernd Andeweg in dit nummer.)



De Midden-Atlantische Rug verdeelt ook de Azoren in twee delen: twee eilanden ten westen en zeven eilanden ten oosten ervan. De Azoren liggen op een breed platform op de flank van de rug. De gesteenten op de flanken nemen in ouderdom toe met toenemende afstand tot de rug. Ook op de Azoren komen behalve lavauitvloeiingen ook stratovulkanen en calderas voor (Afb. 20, 21, 23 en 24).

Het patroon van de Midden-Atlantische Rug wijkt bij de Azoren ook nog af door de aanwezigheid van een *triple junction* tussen de Noord-Amerikaanse, Euraziatische en Afrikaanse platen. De grens tussen de laatste twee platen ligt waarschijnlijk ten zuiden van de oostelijke Azoren. In dat geval behoren de oostelijke Azoren tot de Euraziatische plaat. Er loopt echter een secundaire spreidingszone door de centrale Azoren, tussen Terceira en tot São Miguel, waardoor er een microplaat aanwezig is tussen de Euraziatische en Afrikaanse platen.

De Canarische Eilanden (Afb. 25) zijn niet gerelateerd aan de Midden-Atlantische Rug en ook niet aan de subductiezone tussen Afrika en Europa. Ze

zijn zeer waarschijnlijk ontstaan door een *hotspot* op de Afrikaanse plaat. De vulkanische ouderdom van de eilanden neemt van oost naar west af. Tenerife, La Palma en El Hierro zijn de jongste vulkanen van de archipel, alhoewel Lanzarote met een grote uitbarsting in 1730-1736 wel wat stof tot nadenken met zich mee heeft gebracht. Voor de kust van het jongste eiland van de archipel is onlangs nog een submariene vulkaan actief geweest. (Zie verder de bijdragen van Han Oude Nijhuis en Harry Huisman in dit nummer.)

Vulkanisme in het Middellandse-Zeegebied

De vulkanen en de belangrijkste structuren van het Mediterrane gebied worden veroorzaakt door de langdurige botsing tussen de Euraziatische en Afrikaanse platen. Echter de tektonische situatie is nogal ingewikkeld, alhoewel Utrechtse geofysici daarin meer inzicht in hebben gegeven. De botsing vindt plaats tussen twee platen met daarop twee continenten, die direct zijn betrokken bij de botsing, waardoor hun grenzen zijn veranderd. Er heeft zich een aantal microplaten van hun "moederplaten" afgescheiden, die hun eigen wegen gingen bewandelen, om vervolgens weer tegen elkaar te botsen. De botsing heeft vanaf het Krijt het ontstaan van de Alpen, Apennijnen en de bergketens van Griekenland en Turkije veroorzaakt. De oceanische delen van de Afrikaanse plaat schuiven al heel lang onder de Euraziatische plaat en de aangrenzende microplaten. Bovendien zijn ook diepe breuken in de aardkorst ontstaan en zijn gebieden uit elkaar gerekt (bv. de Egeïsche microplaat). Daardoor kunnen de mediterrane vulkanen verschillende oorzaken hebben, of combinaties van oorzaken. In het algemeen is subductie verantwoordelijk voor de Griekse vulkanen in de Helleense boog in de Egeïsche Zee en voor de vulkanen van de Eolische eilanden. De Etna en de Vesuvius hebben hun ontstaan en groei vooral te danken aan de kruispunten van diepe breuken.

Door deze gevarieerde tektonische situatie komen in het gebied bijna alle bekende eruptietypen voor met alle bekende vulkaantypen: slakkenkegels, lavastromen, stratovulkanen, domes of lavakoepels, enz. Veel vulkanen speelden een belangrijke rol in de Griekse en Romeinse literatuur (o.a. Homerus en Vergilius).



AFBEELDING 24. | De Capelinhos, de jongste vulkaan van de Azoren, die dateert uit 1957-58, gelegen op het eiland Faial.



AFBEELDING 25. | De Pico de Teide, met 3.715 m niet alleen de hoogste vulkaan van de Canarische Eilanden, maar ook de hoogste vulkaan van Europa (buiten de Kaukasus), de hoogste top in de Atlantische Oceaan en de hoogste top van Spanje. Deze vulkaan ligt in de Caldera de Cañadas, een van de caldera's in de Canarische Eilanden die (geologisch) ten onrechte als zodanig worden aangeduid.

De Vesuvius is extreem explosief geweest, met plinische erupties en pyroklastische stromen, maar was vooral effusief tussen 1631 (VEI 4), de laatste sub-plinische uitbarsting, en 1944 (VEI 3), de meest recente uitbarsting. Vulcano is door de uitbarsting van 1888-1890 bekend geworden als naamgever van het *Vulcano*-eruptietype. De Etna is vooral effusief geweest, maar kende explosieve erupties in de Romeinse tijd. De Stromboli is al 2.500 jaar voortdurend matig actief en werd in de Oudheid niet voor niets de "vuurtoren van de Middellandse Zee" genoemd. Santorini is natuurlijk vooral bekend door de enorme plinische uitbarsting in de Late Bronstijd (VEI 6). In de Flegreïsche Velden vond tot twee keer toe een van de zwaarste erupties van Europa plaats, respectievelijk 38.000 en 15.000 jaar geleden. Ondanks de relatieve vulkanische rust rondom Napels is het vulkanisme nog bepaald niet afgelopen. Er ligt namelijk een grote magma-haard op een diepte van 4-6 km, niet alleen onder de Vesuvius maar ook onder de Flegreïsche Velden. De grootste kanshebber voor een enorme (sub)plinische uitbarsting is dan ook Italië, tenzij een Griekse vulkaan het op zijn heupen krijgt. Wie het weet mag het zeggen. (Zie over het Italiaanse en Griekse vulkanisme verder de bijdragen van Jack Lanting en PimBeukenkamp in dit nummer.)

Vulkanisme op het Europese continent

In verschillende landen van Europa komen vulkanische gesteenten voor, waarvan de meeste lang geleden zijn ontstaan. Daarbij moeten met name Duitsland en Frankrijk genoemd worden. De meeste vulkanen zijn ontstaan in relatie met een stelsel diepe rekbreuken die dwars door Europa lopen, vanaf vanaf de Hessische slenk via de Rijn-slenk tot en met de Rhone-slenk. Er zijn geen uitbarstingen geweest in historische tijd, maar nog wel in het Holoceen, met name in de Auvergne en de Eifel. In de Chaîne des Puys explodeerde Lac Pavin zo'n 6.000 jaar geleden, en de Ulmener Maar in de Eifel ontstond zo'n 5.000 jaar daarvoor. Beide gebieden zijn vooral bekend door de vele slakkenkegels en maaren; de Chaîne des Puys ook door de Puy-de-Dôme en de Eifel door de Laacher See waar 12.800 jaar geleden de zwaarste uitbarsting van Noordwest-Europa in de laatste 100.000 jaar plaatsvond.

Het vulkanisme in beide gebieden wordt vaak mede toegeschreven aan de aanwezigheid van een of meer mantelpluimen in de ondergrond, en waarvan het magma door opheffing (Eifel) en breuken (Chaîne des Puys) aan het oppervlak is gekomen, alhoewel daarover het laatste woord nog niet is gezegd. (Zie voor vulkanisme in de Eifel verder het artikel van Jan en Els Weertz in dit nummer.)

LITERATUUR

- Beukenkamp, P.C., 2005.
Vulkanen ontstaan, vulkanen vergaan. In: *Vulkanen Special*. National Geographic, nr.4: pp. 10-13.
- Francis, P. & Oppenheimer, C., 2004.
Volcanoes. Second edition. University Press, Oxford.
- Grotzinger, J. & Jordan, T.H. & Press, F. & Siever, R., 2007.
Understanding Earth, 5th edition. Freeman, New York.
- Kroonenberg, S., 2008.
De menselijke maat. Atlas, Amsterdam/Antwerpen.
- Kroonenberg, S., 2011.
Waarom de hel naar zwavel stinkt. Atlas, Amsterdam/Antwerpen.
- Lockwood, J.P. & Hazlett, R.W., 2010.
Volcanoes. Wiley Blackwell, Oxford.
- Lopes, R., 2005.
The Volcano Adventure Guide. University Press, Cambridge.
- Meijer, R. de & Westrenen, W. van, 2009.
Hoe werkt de aarde. Veen Magazines, Diemen.
- Oppenheimer, C., 2011.
Eruptions that shook the world. University Press, Cambridge.
- Scarth, A. & Tanguy, J-C., 2001.
Volcanoes of Europe. University Press, Oxford.
- Schmincke, H-U., 2004.
Volcanism. Springer, Berlin/Heidelberg.
- Schmincke, H-U., 2010
Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Sigurdsson, H. (ed.), 2000.
Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego.
- Tarback, E.J. & Lutgens, F.K., 2005.
Earth. Pearson, Upper Saddle River.



Gesteenten uit vulkanen

PETER VENEMA
MAGNOLIASTRAAT 20
7552 AX HENGEL (OV.)
PV.AGV@PLANET.NL

Op dit moment zijn er enkele honderden min of meer actieve vulkanen op aarde, elk met hun eigen karakteristieke lava's en eruptiva. Als je dat gegeven terug-extrapoleert naar de afgelopen honderden miljoenen jaren, begrijp je dat het aantal verschillende vulkanische gesteenten onnoemelijk moet zijn. Ook de naamgeving van dergelijke gesteenten is dus een uiterst ingewikkelde zaak. Zie – in combinatie met dit artikel – ook het “Overzicht van de vulkanieten” elders in dit nummer.

