

Samenvattingen Understanding Earth



MIJN2005, 2002

Hoofdstuk 1: Building a planet

De geologie bestudeert het ontstaan, de geschiedenis en de verdere ontwikkeling van de aarde, de processen die deze ontwikkeling domineren, de samenstelling van de aarde, zijn inwendige structuur, evenals fenomenen aan het aardoppervlak.

1.1. De wetenschappelijke methode.

Geologen, net als alle andere wetenschappers werken volgens de wetenschappelijke methode. D.w.z. dat op basis van waarnemingen en gekende data een hypothese wordt opgesteld. Deze hypothese is dan een mogelijke verklaring voor de waargenomen feiten. Ze wordt getoetst aan de realiteit d.m.v. experimenten. Naarmate een hypothese de toets aan de realiteit met vrucht doorstaat, verwerft het de status van een theorie. De theorie wordt echter nooit als bewezen beschouwd. Nieuwe waarnemingen in de toekomst zouden de theorie evt nog kunnen weerleggen.

1.2. Theorie en praktijk van de moderne geologie.

De geologie is een wetenschap die vnl. gebaseerd is op waarnemingen en experimenten 'in the field', aangevuld met testen van fysische en chemische eigenschappen in het labo.

Een concept uit de 18e eeuw 'the principle of uniformitarianism' (het gelijkvormigheidsprincipe) stelde dat de geologische processen die we vandaag waarnemen op gelijkaardige manier hebben plaatsgevonden gedurende de gehele geologische geschiedenis. Klassieke geologie baseerde zich dan ook op het inzicht over de processen vandaag om bepaalde fenomenen in oude rotsformaties te verklaren.

Nu weten we dat vele belangrijke geologische processen vandaag de dag niet waarneembaar zijn: zoals de invloed van meteoroorinslagen, de continentale drift, oudere vulkanische uitbarstingen op continentale schaal met vergiftiging van de atmosfeer tot gevolg,

1.3. De oorsprong van ons planetair systeem.

De theorie van de "Big Bang" stelt dat ons universum is ontstaan 12 tot 13.5 miljard jaar geleden uit de explosie van een kern waarin alle huidige materie was geconcentreerd. Sindsdien expandeert het universum en werden de galxies en sterren gevormd. De geologen bestuderen vnl. de 4.5 miljard laatste jaren, de periode waarin ons zonnestelsel werd gevormd.

1.3.1. De nevel hypothese.

De filosoof Kant suggereerde reeds dat de oorsprong van het zonnestelsel teruggebracht kon worden tot een roterende wolk van gassen en fijn stof. Recente ontdekkingen deden terug naar deze theorie grijpen. De gassen die hierin meespelen zijn voornamelijk waterstof en helium; de stofdeeltjes zijn eerder materialen die gelijkaardig zijn aan materialen op aarde.

Onder invloed van de zwaartekracht trok de nevelachtig roterende wolk zich samen, waardoor de rotatie van de deeltjes werd versterkt en de wolk werd afgeplat tot een schijf.

. De vorming van de zon.

Deeltjes begonnen zich meer en meer naar het centrum van de roterende schijf te bewegen om er te accumuleren in een proto-zon, de voorloper van onze huidige zon. Compressie onder het eigengewicht van het materiaal in deze kern zette het huidige proces van nucleaire fusie in gang (H die omgezet wordt in He), waarbij enorme hoeveelheden energie vrijkomen.

. De vorming van de planeten.

De ontstane proto-zon werd nog steeds omhuld door een nevel van gas en stof,... met accumulatie van materie en warmte naar het centrum toe, minder dense regio's van het centrum weg. Door afkoeling condenseerden de gassen in vloeistoffen of vaste materie. Deze klitten onder invloed van de zwaartekracht samen in zgn "planetesimals". Verdere

botsingen tussen deze planetesimals leidde tot de vorming van lichamen van de grootteorde van manen. Tot slot zorgden enorme botsingen tussen deze grotere lichamen voor het ontstaan van de 9 planeten van ons zonnestelsel.

Onderscheid wordt gemaakt tussen de kleinere planeten dichtbij de zon (Mercury, Venus, Aarde, Mars) gekenmerkt door een dense structuur van zwaardere metalen en zwaarder rotsvormend materiaal en de grotere planeten ver van de zon (Jupiter, Saturnus, Uranus en Neptunus) die eerder uit lichtere materialen en gassen bestaan.

1.4. De ontwikkeling van de aarde: een systeem van interactieve componenten.

1.4.1. De aarde warmt op en smelt.

Zo'n 20 miljoen jaar na het ontstaan van de aarde zou een botsing van de aarde met een planetesimal hebben plaats gevonden. De energie die daarvoor vrijkwam deed de aarde smelten. Bovendien zou een deel van de materie van de aarde zijn afgerukt om zo de maan te vormen.

Verder verklaart deze botsing ook de inclinatie van de rotatie-as van de aarde (23° tov de loodrechte op het vlak waarin de aarde rond de zon draait).

Ook de aanwezigheid van hoeveelheden radioactieve elementen zoals uranium hebben bijgedragen aan de opwarming van de aarde tot aan het smeltpunt.

1.4.2. Het ontstaan van differentiatie.

Onder differentiatie verstaat men het ontstaan van concentrische lagen in het binnenste van de aarde met verschillende chemische en fysische eigenschappen. Deze differentiatie zou het gevolg zijn van de enorme opwarming van de aarde door de reeds genoemde inslag van een vrij grote planetesimal. Naar schatting zo'n 30 à 60 % van de aarde smolt. Er werd aan de buitenkant een laag gevormd van honderden km dik, magma oceaan genaamd.

De binnenste kern zou door de opwarming ook tot een 'zachtere' vorm zijn omgevormd, waardoor lichtere materialen naar de oppervlakte konden ontsnappen, zwaardere naar de binnenste kern konden wegzinken.

Door ontsnapping van de lichtere materialen kon warmte in de ruimte worden uitgestraald. De aarde begon dus af te koelen en terug vaste vorm aan te nemen. Ze werd getransformeerd in een gedifferentieerde planeet opgedeeld in 3 lagen: een centrale kern, een korst aan de buitenkant, beiden gescheiden door een mantel.

De kern begint op een diepte van zo'n 2900 km en bestaat vnl. uit ijzer. Aan de buitenkant van de kern is het ijzer vloeibaar, vanaf 5600 km tot 6400 km is het vast onder invloed van de grote drukken. De aardkorst is zo'n 40 km dik en bestaat uit de lichtere materialen (O, Si, Al, Fe zijn de voornaamste) die naar de oppervlakte konden bewegen en er afkoelden.

1.4.3. De vorming van continenten, de oceanen en de atmosfeer.

De aarde krijgt constant energie vanuit 2 bronnen: warmte gegenereerd in het binnenste van de aarde (radio-activiteit en restanten van de vroegere impacts), en warmte afkomstig van de zon. De interne warmte voedt interne processen als het smelten van rotsen, vulkaanuitbarstingen, continentale bewegingen, bergen die gevormd worden, etc... De zonne-energie voedt de atmosfeer en de oceanen en is verantwoordelijk voor het weer en klimaat.

De **continenten** begonnen te groeien kort na de differentiatie van de aarde, waarschijnlijk uit opeenvolgende cycli van afkoeling en weer smelten van magma. Door wind, regen en ijs werden rotsen aan de oppervlakte verpulverd en accumulatie van dit debris gaf de continenten hun huidige vorm.

Volgens sommige geologen zijn de **oceanen en de atmosfeer** het resultaat van het smelten en differentiëren van de aarde, waarbij het water en de gassen opborrelden. Volgens andere ontstonden ze uit de vele kometen die ongetwijfeld zijn ingeslagen op de aarde. De oorspronkelijke atmosfeer bestond uit dezelfde gassen die ook nu vrijkomen bij vulkaanuitbarstingen: waterdamp, waterstof, CO₂, stikstof en enkele andere gassen. De huidige atmosfeer bevat vooral zuurstof en stikstof, vrijgekomen na de ontwikkeling van de eerste levende organismen met minstens de complexiteit van algen die aan foto-synthese doen. Tijdens de foto-synthese wordt met behulp van zonne-energie CO₂ en water omgevormd tot organisch materiaal. Zuurstof wordt hierbij als afvalproduct vrijgemaakt.

1.4.4. De aarde als een systeem van mekaar beïnvloedende componenten.

De verschillende subsystemen van de aarde (het binnenste van de aarde, de atmosfeer, de hydrosfeer en de biosfeer) beïnvloeden elkaar en maken van de aarde een werkende planeet. Als voorbeeld kunnen we de 3 grote groepen van rotstypes aanhalen. Magmatische rotsen zijn gelinkt aan het magma uit het binnenste van de aarde. Metamorfe rotsen beïnvloeden het ontstaan van bergen. Verwerking en erosie van deze beiden door interactie met de atmosfeer en de hydrosfeer leidt tot het ontstaan van sedimentaire rotsen.

1.4.5. Hoe de andere planeten en de maan ontwikkelden.

Mercurius heeft praktisch geen atmosfeer en dus geen wind of regen om zijn oude oppervlak vol kraters af te vlakken.

Venus is een kurkdroge planeet omringd door een giftige, hete (475 °C) atmosfeer met vooral CO₂ en wolken van zwavelzuur.

Mars heeft een vrij gelijkaardige ontstaansgeschiedenis als de aarde. Water is op dit moment niet meer aanwezig op het oppervlak, maar er zijn aanwijzingen dat er vroeger water te vinden was. De oppervlakte zelf is oud tov dat van de aarde (3 miljard jaar oud).

De maan is het best gekende lichaam van het zonnestelsel naast de aarde, ontstaan als een uitstorting van materie gedurende een enorme impact tussen de aarde en een ander lichaam. De maan heeft geen atmosfeer.

Over de grotere gasachtige buitenste planeten van het zonnestelsel is vrij weinig gekend.

1.5. *Platentektoniek: eenmakende theorie voor de geologische wetenschap*

De theorie van platentektoniek stelt dat het gedrag van de aarde hoofdzakelijk wordt bepaald door de vorming, beweging, interactie en vernietiging van de grote vaste platen aan het aardoppervlak.

Naast de indeling van de aarde in 3 zones (kern, mantel en korst) op basis van de chemische samenstelling definieert men ook zones van grotere en zwakkere sterkte. De sterkere rigide zone bestaat uit de lagen aan de oppervlakte van zo'n 100 km tot minstens 200 km dik (dus een deel van de korst en de bovenste laag van de mantel). Ze wordt de lithosfeer genoemd en haar sterkte is te wijten aan de relatief lage temperaturen aan de korst.

De lithosfeer drijft op de asthenosfeer, de eveneens vaste maar zwakkere zone vanwege haar hoge temperatuur (zo'n 200 km dik).

1.5.1. Platen en hun bewegingen.

Volgens de theorie van platentektoniek is de lithosfeer geen continue laag, maar bestaat ze uit 12 grote vaste platen die in beweging zijn over het oppervlak van de aarde. De drijvende kracht achter de beweging van de platen is het convectie mechanisme. Warmte transport door convectie laat toe dat hetere, minder dense materialen stijgen en dat koudere densere materialen zinken. Dit mechanisme bestaat ook in vaste materie maar gebeurt veel trager. Op plaatsen waar de platen uit elkaar bewegen zou de lithosfeer op deze manier ontstaan uit

opstijgend heet materiaal van de mantel. Naarmate de materie van deze divergerende grens weg beweegt, koelt het af. Nog verder, op plaatsen waar de platen convergeren, zinkt het terug naar de asthenosfeer.

1.5.2. Grenzen tussen platen.

Divergerende plaatgrenzen wordt gekenmerkt door een rift of een breukachtige vallei aan de top van een mid-oceanische rug, een ketting van vulkanische bergen die zich bevinden op de bodem van de oceanen. Wanneer de platen uit elkaar bewegen aan deze grenzen vinden aardbevingen en vulkaanuitbarstingen plaats en magma stijgt op tussen deze platen om er zo nieuwe verse rots te vormen. Nieuwe zeebodem wordt dus gecreëerd. Dit mechanisme wordt ook wel 'seafloor spreading' genoemd.

Aan de andere kant, op plaatsen waar platen naar elkaar toe convergeren, vindt het zogenaamde proces van subductie plaats. Dit wil zeggen dat de ene plaat onder de andere wegzinkt. Mid-ocean lithosfeer zinkt er weg in de asthenosfeer. Op deze plaatsen wordt een diepzeetrog gevormd van zo'n 100 km breed. De rand van de plaat die boven de ander schuift, wordt verkreukeld en opgestuwd, waardoor een bergketen wordt gevormd parallel aan de diepzeetrog. Dit alles gaat gepaard met hevige aardbevingen. Materiaal dat door subductie gesmolten wordt kan ook tot aan de oppervlakte opborrelen onder vorm van vulkanische uitbarstingen.

Tot slot zijn er nog grenzen waar de platen gewoon naast elkaar wegglijden. Het glijden gebeurt schokken met aardbevingen tot gevolg.

1.5.3. Platentektoniek en de geschiedenis van de planeet.

De beweging van continenten wordt ook wel continentale drift genoemd. De continenten zijn dus niet altijd geweest wat ze nu zijn. Zo'n 200 miljoen jaren geleden zouden de continenten 1 groot supercontinent hebben gevormd, Pangaea genaamd. Daarvoor zouden er ook wel supercontinenten geweest zijn, maar daar is echt maar héél weinig info over te vinden.

Hoofdstuk 2: Mineralen, de bouwstenen van rotsen

2.1. Wat zijn mineralen?

Een mineraal is een vaste kristallijne substantie, meestal anorganisch van oorsprong, met een specifieke chemische compositie en dat in de natuur wordt teruggevonden.

2.2. De atomische structuur van materie.

De definities over atomen blijven boeien. In dit boek de gekende cirkelredenering: een atoom is de kleinste eenheid van een element dat de fysische en chemische eigenschappen van dat element behoudt. (Men laat in het ongewisse wat onder fysische en chemische eigenschappen wordt verstaan.) Dan volgt: "Atomen zijn de kleine elementen die deelnemen in chemische reacties, maar dit neemt niet weg dat ze toch deelbaar zijn in kleinere eenheden." Maw men neemt als startpunt de chemie om het atoom te definiëren en stelt dan dat het atoom het kleinste deeltje is dat in chemische reacties participeert. Ter correctie moet men toegeven dat het atoom toch niet het kleinste deeltje is. Men zou dus beter de termen chemie en fysica herdefiniëren.

2.2.1. De structuur van atomen.

In het centrum van atomen is er een dichte nucleus die praktisch alle massa bevat. Hij bestaat uit protonen en neutronen. Elk van deze partikels vertegenwoordigt een atomaire massa. Protonen dragen een positieve elektrische lading, neutronen zijn elektrisch neutraal. Atomen van hetzelfde chemische element kunnen verschillende aantallen neutronen bevatten, maar het aantal protonen varieert niet.

Rond de kern bestaat er een wolk van elektronen, die bijna massaloos zijn en die in orbitalen rond de kern draaien. Zij dragen een negatieve lading. In een atoom zijn er evenveel protonen als elektronen, zodat de totale atoomlading 0 is.

2.2.2. Atoomgetal en atoommassa.

Het aantal protonen in de kern van een atoom wordt atoomgetal genoemd. Het atoomgetal van een element bepaalt hoe het zal reageren met andere elementen.

De atoommassa is de som van de massa's van protonen en neutronen. Atomen met evenveel protonen, maar verschillend aantal neutronen worden isotopen genoemd. In de natuur bestaan alle chemische elementen uit mengsels van isotopen.

2.3. Chemische reacties.

Chemische reacties zijn interacties tussen atomen van 2 of meer chemische elementen in bepaalde vastgelegde verhoudingen waarbij nieuwe chemische substanties worden gevormd met mogelijk totaal andere eigenschappen. Chemische reacties gebeuren hoofdzakelijk door interactie van de elektronen van de deelnemende chemische elementen.

2.3.1. Opname en verlies van elektronen.

Elektronen draaien rond de kern in een aantal vastgelegde concentrische sferen, elektronen schillen genoemd. Elke schil kan een maximum aantal elektronen bevatten. Tijdens chemische reacties nemen meestal slechts elektronen van de buitenste schil deel.

Door verlies of opname van een elektron ontstaan ionen. Vele elementen hebben de tendens te streven naar een situatie waarin de buitenste elektronen schil volledig is gevuld. Voorbeelden zijn Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , etc...

2.3.2. Elektronen delen.

Sommige elementen hebben eerder de neiging om elektronen te delen met andere atomen van dezelfde of andere elementen om zo een stabielere configuratie te vormen. Koolstof en silicium zijn hiervan voorbeelden. Zij komen in overvloed voor in de aardkorst.

2.3.3. De periodieke tabel van Mendeliev

De periodieke tabel schikt de atomen volgens opklimmend atoomnummer. Elementen in de meest linkse kolom hebben 1 enkel elektron in de buitenste schil en vertonen de neiging dit elektron af te staan. Voorbeelden zijn H, Na en K. De elementen in de volgende kolom staan graag 2 elektronen af, zoals Mg en Ca.

Aan de andere zijde van de tabel bevinden zich de atomen die één of twee elektronen mankeren in hun buitenste schil en neigen naar opname van een elektron: O (2 elektronen), F (1 elektron).

De edelgassen in de uiterst rechtse kolom hebben een buitenste schil volledig gevuld met elektronen en vertonen geen tendens tot chemische reacties.

2.4. Chemische bindingen.

De ionen of atomen van samengestelde elementen worden bij elkaar gehouden door elektrische aantrekkingskrachten tussen elektronen en protonen. Dit noemt men een chemische binding. Er bestaan 2 grote soorten chemische bindingen:

2.4.1. Ionische bindingen.

de simpelste vorm van chemische binding is de ionenbinding. Deze bindingen worden in stand gehouden door elektrische attractie tussen ionen van tegengestelde lading. Ionenbindingen worden snel zwakker naarmate de afstand tussen de atomen toeneemt. Bindingen zijn sterker wanneer de ladingen van de ionen toenemen. 90% van de mineralen bestaat uit ionen bindingen.

2.4.2. Covalente bindingen

Elementen die niet gemakkelijk elektronen afstaan of opnemen om ionen te vormen, maar eerder samengestelde elementen vormen door het delen van elektronen worden bijeengehouden door covalente bindingen. Deze bindingen zijn over het algemeen sterker dan ionbindingen. Een gekend voorbeeld is diamant.

Metallische bindingen zijn een soort van covalente bindingen, waarbij metallische kationen samenklitten en de elektronen vrij kunnen bewegen over al de elementen.

2.5. De atomische structuur van mineralen.

2.5.1. Hoe worden mineralen gevormd?

Mineralen worden gevormd door kristallisatie. Dit is het groeien van een vaste stof door het opeenstapelen in de juiste chemische verhoudingen en met de juiste ruimtelijke structuur van atomen uit gasvormige of vloeibare stof .

Kristallisatie begint met de vorming van microscopisch kleine kristallen. Als de condities het toelaten (genoeg ruimte, tijd), groeien die kristallen nadien ev. uit langsheen de oorspronkelijke kristalvlakken. Op deze manier verkrijgt het kristal op grote schaal dezelfde structuur als het oorspronkelijke microscopische kleine kristalletje. Meestal echter wordt de groei van grote kristallen belemmerd door plaatsgebrek of gebeurt het proces te snel, zodat vele kleine kristalletjes worden gevormd, onzichtbaar met het blote oog.

2.5.2. Wanneer worden mineralen gevormd?

Als een vloeistof afgekoeld wordt tot onder haar vriespunt, dan start het proces van kristallisatie. Op die manier wordt magma, hete gesmolten rotsmassa, uitgekristalliseerd in

vaste mineralen wanneer het afkoelt. Het smeltpunt van magma ligt vaak hoger dan 1000 °C.

Een andere mogelijkheid voor kristallisatie treedt op tijdens het neerslaan van vaste deeltjes uit een oplossing. Als het oplosmiddel verdampt, wordt de concentratie aan resterende opgeloste stof te hoog en slaat die stof neer.

Kristallen worden ook gevormd, wanneer atomen en ionen mobiel worden in vaste stoffen en zich herschikken op hoge temperaturen. Voor de meeste mineralen bedraagt deze temperatuur minstens 250 °C.

2.5.3. De grootte van ionen.

De grootte van ionen is gelinkt aan de atoomstructuur van haar elementen. De dimensies stijgen naarmate er meer elektronen en elektronenschillen zijn. Ook de ionlading beïnvloedt de grootte. Hoe meer elektronen een element verliest om een kation te vormen, hoe groter de elektrische aantrekkingskracht van de protonen in de kern wordt op de resterende elektronen. Kationen (positief geladen ionen) van vele mineralen zijn dus meestal relatief klein, anionen eerder groot. De anionen in mineralen nemen dus het grootste deel van de ruimte in. Kationen vullen de resterende gaatjes op.

Door kationsubstitutie ontstaan stoffen met dezelfde kristalstructuur, maar met verschillende chemische structuur. Een voorbeeld hiervan is de substitutie van Fe^{2+} en Mg^{2+} in ollivijn.

Polymorfen zijn dan weer stoffen die dezelfde chemische structuur bezitten, maar een verschillende kristalstructuur. Onder welke vorm de elementen worden uitgekristalliseerd, hangt af van de optredende drukken en temperaturen tijdens kristallisatie en dus van de diepte waarop kristallisatie begon. Voorbeelden hiervan zijn grafiet en diamant.

2.6. Rotsvormende mineralen.

Alle mineralen werden opgedeeld in 8 klassen, volgens chemische samenstelling.

Silicaten komen het meeste voor en zijn gekenmerkt door de aanwezigheid van het silicaat SiO_4^{4-} in hun structuur. Verschillende vormen ontstaan door combinatie van silicaattetraëders en door combinatie met kationen. Een verdere opdeling van de silikaten gebeurt op basis van het voorkomen van de silicaattetraëders: geïsoleerde tetraëders, enkelvoudige kettingen, dubbelvoudige kettingen, bladsilicaten en driedimensionale tetraëderbindingen.

Een andere veel voorkomende groep van mineralen zijn de carbonaten, waarvan calciet CaCO_3 het voornaamste. Ze worden gekenmerkt door het anion CO_3^{2-} .

Oxides zijn dan weer mineralen waarin zuurstof gebonden werd aan atomen of kationen van meestal metalen. Ze zijn economisch belangrijk omdat de meeste ertsen van metalen als chroom en titaan onder deze vorm worden teruggevonden.

De belangrijkste ertsen van waardevolle metalen als koper, zink en nikkel komen voor onder de vorm van sulfiden, gekenmerkt door S^{2-} in hun structuur. Ze hebben vaak een metallische glans. Pyriet FeS_2 is een gekend voorbeeld.

De sulfaten bevatten het SO_4^{2-} -ion. Twee voorbeelden zijn gips ($\text{Ca SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) en anhydriet (Ca SO_4).

2.7. Fysische eigenschappen van mineralen.

2.7.1. Hardheid.

De hardheidsschaal van Mohs deelt de mineralen op naargelang hun vermogen andere mineralen te krassen. Het is een schaal van 1 tot 10: met 1 het zachtste mineraal talk en 10 het hardste nl. diamant.

Parameters die de hardheid bepalen, zijn: de aard van de chemische binding (sterkere covalente bindingen veroorzaken hogere hardheid), de grootte (kleinere atomen of ionen liggen dichter bij mekaar, zodat elektrische krachten grotere zijn met grotere hardheid tot gevolg), de elektrische lading, atoomstapeling.

2.7.2. Spletijting.

Spletijting is de tendens van mineralen om volgens bepaalde vlakken te breken. Hoe zwakker de bindingen, hoe beter de spletijting. Een voorbeeld van een mineraal dat perfecte spletijting vertoont, is muscoviet. Dit is het gevolg van de zwakke bindingen tussen de tweedimensionale lagen van tetraëdercombinaties. Spletijting wordt beschreven door 2 kenmerken: 1) het aantal vlakken en het patroon volgens hetwelke spletijting optreedt, 2) de kwaliteit van het spletijtingsoppervlak.

2.7.3. Breuk.

Is de tendens van mineralen om te breken langs andere vlakken dan spletijtingsvlakken.

2.7.4. Glans.

De wijze waarop het oppervlak van een mineraal licht reflecteert geeft het een karakteristieke glans. Sommige mineralen zijn eerder transparant, andere vertonen een meer metallische glans, etc...

2.7.5. Kleur.

De streek is de naam voor de kleur van het fijne stof dat achterblijft nadat het mineraal over een schurend materiaal werd geschrapt. De streek biedt meer zekerheid als het erop aankomt de mineralen te classificeren dan de kleur van het mineraal zelf. De kleur zelf is geen betrouwbaar criterium voor het bepalen van de identiteit van het mineraal. Slechts sommige mineralen vertonen steeds dezelfde kleur.

2.7.6. Densiteit en soortelijk gewicht.

De densiteit van mineralen wordt enerzijds bepaald door de atoommassa van de onderliggende atomen, anderzijds door de opeenstapeling van deze atomen.

2.7.7. Het voorkomen van het kristal.

Mineralen kristalliseren uit in verschillende vormen: naaldjes, blaadjes, lamellen, etc....

Hoofdstuk 3: Rotsen, archieven van geologische processen

Naast de chemische compositie van mineralen is ook hun textuur van groot belang. Zij verraden iets over de afkomst van de rots.

3.1. Magmatische rotsen.

Zoals de naam zegt, ontstaan dit soort rotsen uit het stollen van afgekoeld magma. Als de afkoeling traag gebeurt zoals diep in de aardkorst hebben kristallen de tijd om te groeien tot grotere dimensies. Men spreekt van intrusieve magmatische rotsen, waarbij de intrusie slaat op het binnendringen van magma in rotsmassa's diep onder het aardoppervlak. Anderzijds gebeurt bij vulkaanuitbarstingen de afkoeling zo snel dat er enkel grote hoeveelheden van zeer kleine kristalletjes gevormd worden. Het zijn de zgn. extrusieve magmatische rotstypes.

3.2. Sedimentaire rotsen.

Sedimentaire rotsen ontstaan uit sedimenten, lagen van kleine losse partikels die door verwerking van oorspronkelijke rotsen werden afgebrokkeld. Verwerking is het proces van afbrokkeling. Het transport van deze partikels naar lager gelegen gebieden door wind of water wordt erosie genoemd. Twee types sedimenten worden onderscheiden: clastische en chemische of biochemische sedimenten. Clastische sedimenten zijn afzettingen van kleine fragmentjes van oorspronkelijk rotsmateriaal dat door erosie opeengestapeld werd in sedimentaire lagen. Clastische sedimenten behielden de oorspronkelijke chemische structuur van de rots. Daarentegen zijn chemische of biochemische sedimenten nieuwe chemische substanties die neerslaan, nadat sommige componenten van de oorspronkelijke rotsen werden opgelost tijdens verwerking en via de rivieren naar de zee werden afgevoerd.

Door lithificatie worden de sedimenten omgezet in rots. Dit kan op 2 manieren: door samendrukking onder de druk van bovenliggende sedimentlagen, of door cementatie, wanneer mineralen neerslaan rond afgezette sedimentdeeltjes.

3.3. Metamorfe rotsen.

Deze rotsen worden gevormd wanneer hoge temperaturen en drukken diep in de aarde de structuur, textuur of chemische samenstelling van oorspronkelijk magmatische, sedimentaire of zelfs metamorfe rotsen doet veranderen.

Dit proces gebeurt onder vaste vorm, onder het smeltpunt van de rotsen (onder de 700° C maar boven 250° C).

Men spreekt van regionaal metamorfisme indien het proces optreedt over een grote regio. Regionaal metamorfisme komt meestal voor in zones waar platen met elkaar in botsing komen en waar bergketens worden gevormd. Vaak treedt hierdoor foliatie op. Contact metamorfisme is de term voor het meer lokale voorkomen van metamorfisme, vnl in de hetere gebieden aan de rand van magma-intrusies in rotsen.

3.4. Waar vinden we rotsen?

De verschillende rotstypes worden door elkaar aangetroffen en geven een idee over de geologische geschiedenis van de aarde. Duizenden boringen werden gedurende jaren uitgevoerd en geven een schat aan informatie over de geologische geschiedenis. De bovenste laag (van 6 tot zo'n 10 km diep) is over het algemeen bedekt met sedimentaire rots. De diepste boring bevindt zich in Rusland en bedraagt 12 km.

Anderzijds baseren geologen zich ook op informatie gevonden in outcrops, plaatsen waar onderliggende rots aan de oppervlakte komt bloot te liggen.

3.4. De rotscyclus als een subsysteem van het aardsysteem.

De rots cyclus is een set van geologische processen waardoor elk van de drie types rotsen wordt gevormd uit de andere twee. De rotsvormende processen zijn belangrijke delen van het aardsysteem, waarbij materiaal wordt uitgewisseld tussen het landoppervlak, de binnenkant van de aarde, de oceanen en de atmosfeer.

Ter illustratie van zo'n rotscyclus werd het volgende voorbeeld uitgewerkt. Er werd vertrokken bij de vorming van een magmatisch rotsgesteente door uitkristallisatie ten gevolge van afkoeling van heet magmadiop in de aarde. In een proces van bergontwikkeling wordt het magmatisch gesteente naar het aardoppervlak gedreven. Daar wordt het blootgesteld aan vertering en erosie, waardoor het wordt omgevormd tot sediment. Door begraving en lithificatie wordt het sediment omgevormd tot sedimentaire rots. In een later stadium wanneer de rots in nog diepere lagen terecht komt, treed er metamorfose op of wordt de rots zelfs terug gesmolten. We zijn dan terug aan het beginpunt aangekomen. De drijvende kracht achter het mechanisme van de rotscyclus is de platen tektoniek.

Hoofdstuk 4: Magmatische gesteenten

Magmatische gesteenten worden gevormd door de stolling van magma. Deze stolling kan diep in de aardkorst gebeuren, maar ook aan de oppervlakte.

4.1. Waarin verschillen magmatische gesteenten van elkaar?

Magmatische gesteenten worden geclassificeerd op basis van

Hun textuur

Hun chemische en mineralogische samenstelling

4.1.1. Textuur.

Reeds vroeg werd er een verschil gemaakt tussen groffe (bv. graniet) en fijnkorrelige (bv. basalt) gesteenten. De betekenis van dit verschil zou slechts later duidelijk worden.

. Eerste aanwijzing: vulkanische gesteenten

Geologen merkten toen zij het stollen van lava bestudeerden dat de snelheid van stollen een rol speelde. Bij snelle stolling werd er fijnkristallijn gesteente gevormd, of een glazige substantie zonder kristallen. Grotere kristallen werden bekomen als de stolling wat trager verliep.

. Tweede aanwijzing: labo studies van kristallisatie

Door de studie van stolling van vloeistoffen kreeg men een beter inzicht in het verschil tussen fijn- en grofkristallijn materiaal. Alle vloeistoffen – ook magma – stollen op een gelijkaardige manier: De eerste kleine kristalletjes vormen een patroon. Daarna zullen er moleculen vanuit de vloeistof zich in het rooster inpassen, waardoor ze niet meer vrij kunnen bewegen. Het duurt echter een tijdje voordat een molecule zijn plaats in het rooster heeft ingenomen. Daarom kunnen grote kristallen alleen maar vormen als ze de tijd hebben om traag te groeien. Bij een vulkaanuitbarsting komt het magma direct aan de oppervlakte, waar het zeer snel koelt. Grote kristallen kunnen dan niet gevormd worden.

. Derde aanwijzing: graniet - bewijs van een trage koeling

Dat een vulkaanuitbarsting, vergezeld van een snelle stolling van de lava, fijnkristallijne gesteenten oplevert, is observeerbaar. Hoe weet men echter dat grofkristallijn gesteente op grote diepte en door een traag afkoelproces is gevormd? De studie die James Hutton deed naar graniet leverde hiervoor bewijs.

Hutton merkte

- dat graniet voorkwam in de spleten en breuken in sedimentaire gesteenten, alsof ze er als een vloeistof was ingespoten
- dat de mineralen van de sedimentaire gesteenten rond de granieten verschilden van de mineralen die ver van graniet aflagen. Hutton besloot dat de verandering van deze mineralen veroorzaakt moest zijn door grote hitte en dat die hitte moest afkomstig zijn van de graniet
- dat graniet was samengesteld uit kristallen volgens een patroon dat, zo hadden scheikundigen tegen dan al vastgesteld, optreedt bij een trage stolling.

Hieruit besloot Hutton dat graniet afkomstig is van een magma dat op grote diepte stolt via een traag proces.

Textuur is dus verbonden met de snelheid en dus de plaats van afkoelen.

. Intrusieve magmatische gesteenten

Ook wel plutonische gesteenten genoemd, zijn gesteenten dat in een ander gesteente is binnengedrongen. Ze zijn meestal grofkristallijn.

. Extrusieve magmatische gesteenten

Deze gesteenten, ook vulkanische gesteenten genoemd, worden gevormd bij een vulkaanuitbarsting. Ze bestaan gedeeltelijk of volledig uit vulkanisch glas.

Er zijn twee soorten:

- Vulkanische gesteenten die uit lava's gevormd worden
- Pyroklastische gesteenten: gevormd in heftige uitbarstingen, als gebroken stukken lava hoog in de lucht worden gesmeten. De fijnste vorm is vulkanische as, gevormd wanneer ontsnappende gassen het magma zeer fijn verspreiden.

Voorbeelden van pyroklastische gesteenten zijn puimsteen en obsidiaan (vulkanisch glas). De gaatjes in puimsteen zijn gevormd door gas, dat achteraf ontsnapt is bij de stolling. Als er initieel geen gas in de smelt zat ingesloten, krijgen we obsidiaan, dat veel dener en steviger is.

Een porfier is een gestolde lava waarin grote kristallen "drijven" in een fijnkristallijne matrix. De grote kristallen, fenocrysten genoemd, zijn op grote diepte gevormd. Voordat alle materiaal kon uitkristalliseren werd de lava echter door een vulkaanuitbarsting naar de oppervlakte gebracht, waar de rest snel stonde tot fijnkristallijne matrix.

4.1.2. Chemische en mineralogische samenstelling

In de meeste magmatische gesteenten komt zeer veel silica voor; het is verantwoordelijk voor 40 à 70 % van hun totale gewicht. Moderne classificatie berust op het gehalte aan SiO_2 . *Felsisch* betekent rijk aan silica, *mafisch* arm aan silica (tabel 4.1). Deze termen worden zowel gebruikt voor mineralen als voor de gesteenten die veel silicaten bevatten. Mafische mineralen kristalliseren op hogere temperaturen dan felsische.

Een plutonisch gesteente kan exact dezelfde mineralogische samenstelling hebben als een vulkanische gesteente, maar zal qua textuur toch grondig verschillen (bv. basalt (vulkanisch) en gabbro (plutonisch)). Plutonische en vulkanische gesteenten vormen dus twee mineralogisch en chemisch parallelle series. Enkel zeer mafische gesteenten vindt men niet in beide vormen terug: ze komen niet voor als vulkanische gesteente. (4.6: op de verticale as lees je de mineralogische samenstelling van een gesteente af)

Felsische gesteenten: licht van kleur, arm aan ijzer en magnesium en rijk aan silica (kwarts, orthoklaas, veldspaat, plagioklaas veldspaat die natrium-rijk is).

Het bekendste magmatische gesteente, graniet, behoort tot deze groep (ong. 70 % silica). Het vulkanisch equivalent van graniet is rhyoliet. Lichtbruin tot grijs. Zelfde samenstelling als graniet, maar veel fijnkorreliger. Bestaat vaak geheel of gedeeltelijk uit vulkanisch glas.

Intermediare magmatische gesteenten: Zitten qua silica-gehalte tussen felsische en mafische gesteenten in. De eerste plutonische vorm is granodioriet, lichte gekleurd (een beetje zoals graniet, het bevat ook veel kwarts). Granodioriet bevat echter meer plagioklaas i.p.v. orthoklaas. Verder is er ook nog dioriet: dit gesteente heeft een nog lager silica-gehalte, geen orthoklaas meer en bijna of helemaal geen kwarts. Dioriet is iets donkerder van kleur.

De vulkanische equivalenten zijn respectievelijk daciet en andesiet.

Mafische gesteenten: bevatten veel pyroxenen en olivijn, mineralen dus met relatief weinig silica maar veel met magnesium en ijzer, waardoor ze donker gekleurd zijn. Hier hebben we de donker-grijze gabbro (geen kwarts, weinig plagioklaas, zeer veel pyroxeen) als plutonische vorm. De vulkanische vorm is basalt. Dit is het meest voorkomende magmatische gesteente. Het vormt de basislaag van bijna alle oceaانبodems. Ook op het continent vindt men echer veel basalt terug.

Ultramafische gesteenten: bevatten minder dan 10 % veldspaat en weinig silica (rond de 45 %). Hier vinden we periodiet terug (veel olivijn met en beetje pyroxeen en amfibool): donkergroen en grofkorrelig. Een vulkanische vorm bestaat niet. Deze gesteenten worden gevormd bij zeer hoge temperaturen; ze vormen geen lavas.

Kijk eens aandachtig naar de systematische verschillen zoals ze in tabel 4.2 staan aangegeven. Onze geo-vrienden schijnen dat nogal belangrijk te vinden. De toename van de viscositeit berust op de toename (naar links toe) van de hoeveelheid silica in de gesteenten. Silica vormt namelijk een structuur die vloeien tegenwerkt.

4.2. Hoe worden magma's gevormd?

Uit de manier waarop de aarde seismische golven geleid kunnen we afleiden dat een groot deel van de aarde vast moet zijn, tot op een diepte van duizenden kilometer. Vulkanische uitbarstingen leren ons echter ook dat er ook vloeibare gebieden moeten zijn, waaruit magma's komen. Hoe verloopt het proces waarbij gesteenten smelten en magma's worden gevormd.

4.2.1. Hoe smelten gesteenten?

Dankzij de arbeid van enkele geniale exemplaren zijn de geologen er al achter dat het smeltpunt van gesteenten afhangt van de samenstelling van de gesteenten en van bv. de druk (fig 4.7).

. Smelten en temperatuur.

Bij verhogen van de temperatuur van een gesteente kunnen we een partiele smelt bekomen d.w.z. dat sommige mineralen in het gesteente zullen smelten en andere nog niet. De fractie van het gesteente die smelt hangt af van de omstandigheden (diepte, druk, temperatuur) en van de samenstelling van het gesteente. Veel partiele smelten van basalt in de bovenste mantel bijvoorbeeld, bestaan slechts uit 1 à 2% gesmolten materiaal. In granitische magma-reservoirs onder een vulkaan zal dan weer bijna het hele gesteente gesmolten zijn.

. Smelten en druk

Bij stijgende druk (en dus grotere diepte) zal ook de smeltemperatuur stijgen. Dit effect verklaart waarom het grootste deel van de mantel niet vloeibaar wordt.

.Smelten en water

In sommige natuurlijke lava's komt water voor. Water vormt als het ware een vaste oplossing in de silicaatmineralen, en zal aldus het smeltpunt van deze mineralen gevoelig verlagen.

4.2.2. De vorming van magmakamers.

Magmakamers zijn holtes in de lithosfeer die gevormd worden als opstijgend magma vast gesteente opzij drukt. Het partieel gesmolten gesteente stijgt op omdat het een densiteit heeft die lager is dan deze van vast gesteente. Het opstijgen gebeurt door poriën en langs korrelgrenzen en breukjes, met snelheden van 0.3 à 50 meter per jaar.

Magmakamers kunnen verscheidene kubieke meter groot zijn. Ze groeien aan door het smelten van vast gesteente dat er aan grenst of insijpeling van gesmolten materiaal. De precieze manier waarop ze vormen is, evenals hun exacte driedimensionale vorm, nog onzeker.

4.3. Waar wordt magma gevormd?

In vulkanisch en tektonisch actieve gebieden, neemt de temperatuur zeer snel toe met de diepte (1000°C op 40 km). In tektonisch stabielere gebieden echter bereikt de temperatuur

op deze diepte slechts een waarde van 500°C. Op grote dieptes kunnen o.i.v. van de hoge temperaturen partiele smelten gevormd worden. Deze magma's kunnen later terug stollen om magmatische gesteenten te vormen. De vraag is nu: "Waar worden magma's gevormd?". Het antwoord ligt in de platen tektoniek, welke slechts 16 hoofdstukken later zal uiteengezet worden.

4.3.1. Tektonische activiteit, samenstelling van gesteenten, types van magma's

Uit labo-proeven weet men dat sedimentaire gesteenten smelttemperaturen hebben die verschillende honderden graden onder die van basalt liggen. Men verwacht dus dat sedimentair gesteente op kleinere diepte zal smelten dan basalt.

Er zijn 2 types plaatgrenzen geassocieerd met de vorming van magma:

. Midoceanische ruggen

Convectiewarmte vanuit de mantel veroorzaakt de vorming van basaltisch magma. Dit magma vormt in de hete bovenste mantel onder midoceanische ruggen en stijgt daarna op om magmakamers te vormen. Daarna stolt het op de zeebodem.

. Subductiezones

In subductiezones worden allerlei soorten magma aangemaakt, afhankelijk van het materiaal waaruit de zeebodem bestaat. De magma's zijn over het algemeen silicarijker dan die van midoceanische ruggen. Bij het subductieproces worden de sedimenten die liggen op de plaat die wegduikt sterk verhit. Deze sedimenten bevatten vaak veel water (o.a. gebonden in kleimineralen). Rond 5 km (ong. 150°C) diepte wordt een groot deel van dit water vrijgezet door chemische reacties. Tussen de 10km. en de 20 km. diepte gaat de rest van het water verloren. Het water stijgt op en bevordert het smelten van de rand van de bovenliggende plaat.

Onder de vulkanen, die met subductiezones gepaard gaan, worden ook plutonische gesteente gevormd. Deze hebben een felsische (graniet) tot intermediaire (dioriet) samenstelling.

. Mantelpluimen

Soms vindt men ook uitbarstingen van basaltische magma's op plaatsen die ver van plaatgrenzen aflaggen. Deze worden veroorzaakt door smalle, potloodachtige "pluimen" van magma die opstijgen van zeer diep in de mantel, misschien wel zo diep als de grens tussen mantel en kern. Dit materiaal begint te smelten als het zo'n 100 km. Onder het aardoppervlak zit.

4.4. Magmatische differentiatie.

Magmatische differentiatie is een proces waarbij een uniform magma leidt tot gesteenten van verschillende samenstelling. Dit fenomeen treedt op doordat verschillende mineralen kristalliseren op verschillende temperaturen. Tijdens de kristallisatie verandert de samenstelling van het magma daar het wordt beroofd van die elementen die nodig zijn om de eerste mineralen te vormen.

4.4.1. Fractionele kristallisatie.

Fractionele kristallisatie is een proces waarbij de eerst gevormde mineralen gescheiden worden van de rest van het koelende magma. De term wordt niet alleen gebruikt voor de mineralen die als eerste gevormd worden, maar ook voor de scheiding van opeenvolgende fracties die uit een koelend magma worden gevormd. Dit kan op verschillende manieren gebeuren (4.9).

4.4.2. Van labo tot veldobservatie: de Palisades-intrusie.

De Palisades is een metamorfe formatie van 80 km. lang en op sommige plaatsen wel 300 meter hoog. Aan de basis vindt men veel olivijn, in het midden plagioklaas veldspaat en pyroxeen, en bijna uitsluitend plagioklaas veldspaat aan de top (4.10). Op deze site heeft men de theorie van de fractionele kristallisatie toegepast.

Uit labo-proeven wist men dat de temperatuur van de smelt ongeveer 1200°C moest geweest zijn. Aan de rand koelde het magma vrij snel en vormde een fijnkorrelig basalt (chilled zone), dat de samenstelling van het binnenliggend magma vrijwaarde. Het binnenste koelde trager, zoals de iets grotere kristallen aantonen.

Het eerste mineraal dat hieruit kristalliseerde was olivijn: dit vrij zware mineraal zakte naar beneden tot op de basalt. Daarna vormden de pyroxenen zich, vervolgens de calcium-rijke plagioklaas veldspaat. Als allerlaatste zou de natrium-rijke bovenste laag plagioklaas veldspaat zich gevormd hebben.

Heden ten dage weten we dat dit grotendeels bullshit is en dat de Palisades een veel complexere geschiedenis hebben, maar we koesteren ons in de warme gloed van de wetenschap dat dit toch wel een mooi pedagogisch verantwoord voorbeeldje blijkt te zijn van fractionele kristallisatie.

4.4.3. Graniet en basalt: magmatische differentiatie

Basaltische magma's komen veel meer voor dan rhyolitische, hoewel graniet ook zeer algemeen voorkomt. Hoe zou een graniet kunnen worden gevormd uit een veel mafischer magma?

De eerste verklaring van deze magmatische differentiatie was gebaseerd op fractionele kristallisatie. In een vroeg stadium zou dan andesitisch magma geproduceerd worden, in een intermediair stadium granodioritisch magma en in een zeer laat stadium magma's van rhyolitische samenstelling. (zie reactiereeks van Bowen 4.11).

4.4.4. Hedendaagse theorieën van magmatische differentiatie.

Vandaag de dag weten we dat de simpele theorie van fractionele kristallisatie niet klopt:

1. Olivijn heeft een veel te lange tijd nodig om doorheen een visceus magma naar beneden te zakken. Het zou nooit de bodem van de magmakamer bereiken.
2. Men heeft ondertussen veel intrusies gevonden waarvoor de theorie van de fractionele kristallisatie geen uitleg kan bieden.
3. De afkomst van graniet blijft een probleem. Omdat er veel materiaal verloren gaat tijdens de eerste stadia van de fractionele kristallisatie, is een volume basaltisch magma vereist dat 10 maal zo groot is als het volume van de graniet die er uit gevormd wordt. Dit veronderstelt dat graniet op zeer dikke pakketten basalt zou moeten liggen, die echter niet wordt teruggevonden.

Vandaag weten we dat magmas van verschillende samenstelling (niet enkel basaltisch) aan de basis kliggen van de magmatische gesteenten:

1. Gesteenten in de bovenste mantel kunnen smelten en een basaltisch magma vormen
2. In subductiezones smelten sedimentaire lagen en basaltische oceaانبodem tot een andesitische magma.
3. Continentale korst (sedimentair, magmatisch en metamorf) kan smelten tot een granitisch magma.

Magmatische differentiatie treedt ook wel op, maar de mechanismen zijn veel complexer dan tot nog toe aangenomen:

- Partieel smelten speelt een rol.
- Magmas koele niet op een uniforme wijze.

- De temperatuursverschillen in en rond magmakamers kunnen ervoor zorgen dat de chemische samenstelling van het magma verschilt van het ene gebied tot het andere.
- Soms komen verschillende magmas die onderling onmengbaar zijn voor in één magmakamer. Zij kristalliseren dan apart.
- Als verschillende magmas toch mengen krijgen we een kristallisatie die verschilt van deze in de aparte magmas

Magma in een magmakamer kan eventueel turbulent stromen en daarbij kristallen losrukken en terug afzetten op de wand van de kamer. De randen van een zo'n magmakamer zijn vaak zones die partieel gesmolten zijn en liggen tussen het vaste gesteente en het deel van het magma dat volledig vloeibaar is.

4.5. Vormen van magmatische intrusies

4.5.1. Plutons.

Plutons zijn magmatische entiteiten die worden gevormd op grote diepte in de aardkorst. Ze kunnen van 1 km³ tot enkele honderden km³ groot worden. Hun vorm varieert sterk, net zoals hun relatie tot het omringend gesteente.

De verscheidenheid komt voort uit de verschillende manieren waarop magmas zich een weg naar boven banen - de meeste magmas intruderen op dieptes van 8 à 10 km, waar door de grote druk slechts weinig openingen bestaan. Dit opstijgen kan op 3 manieren gebeuren (4.14)

- Door de opwaartse druk breekt het magma het bovenliggend gesteente. Door de breuken en spleten kan het magma opstijgen
- Soms worden er ook grote stukken van de korst afgebroken. Deze kunnen eventueel in het magma zinken en er smelten, zodat de samenstelling van het magma wordt gewijzigd.
- Het magma kan tenslotte ook het omliggend gesteente opsmelten.

Soms contrasteert een pluton sterk met het omringend gesteente. Andere plutons kennen een meer graduele overgang en vertonen patronen die vaagweg overeenkomen met die van sedimentaire gesteenten. Dit duidt er op dat deze gevormd zijn uit de granitisatie van sedimentaire lagen. Granitisatie is een proces waarbij graniet wordt gevormd uit andere mineralen door rekristallisatie, met of zonder volledig smelten.

Batholieten zijn de grootste plutons: ze vormen grote onregelmatige massa's van grofkorrelige (trage koeling op grote diepte) gesteenten. Per definitie beslaan ze minstens 100 km². De rest van de plutons noemen we stocks. Het zijn allemaal discordante intrusies: ze snijden doorheen reeds bestaande lagen.

Batholieten bestaan uit horizontale, plaatachtige delen die zich uitstrekken vanuit een tunnelvormig centraal deel, dat 10 tot 15 km. diep gaat (een enkele maal zelfs dieper).

4.5.2. Sills en dikes.

Sills en dikes lijken nogal op plutons, maar ze zijn kleiner en hebben een andere relatie tot het omliggend gesteente.

Sills zijn plaatvormige lichamen die gevormd zijn door de injectie van magma tussen reeds bestaande lagen (we spreken van concordante intrusies: de intrusies liggen altijd parallel aan de reeds bestaande lagen). Sills lijken oppervlakkig oplagen van uitgestroomd lava en pyroklastisch materiaal, maar verschillen op 4 punten van dergelijke lagen.

- Ze mankeren de touw-, blok- of blaasvormige structuren die vulkanische gesteenten karakteriseren
- Ze zijn trager gekoeld en dus grofkorreliger
- Gesteenten in de buurt van sills tonen sporen van zware verhitting
- Vele lava-uitstromingen komen te liggen bovenop gelijkaardige lagen die ouder zijn. Dit is bij sills niet het geval.

Dikes zijn de belangrijkste routes van magma-transport in de korst. Ze zijn eveneens plaatvormig, maar snijden door al bestaande lagen (discordant). Soms maken de intrusies gebruik van reeds bestaande breuken, maar meestal breekt het gesteente onder druk van het magma. Dikes komen zelden alleen voor, meestal zijn er wel enkele honderden tot duizenden in een bepaald gebied. Vaak vinden we ook xenolieten terug: fragmenten van het omliggend gesteente die volledig door intrusief gesteente zijn omringd. Deze fragmenten zijn bij de intrusie afgebroken en zijn gaan drijven in het magma, totdat dit stolde. De textuur van dikes en sills varieert. Soms zijn ze grofkristallijn (gestold op grotere diepte), soms fijnkristallijn (kleinere diepte).

4.5.3. Aders.

Aders zijn afzettingen in breuken van mineralen die vreemd zijn aan het moedergesteente. Ze gaan van enkele millimeter tot verschillende meter breedte en van een paar tientallen meter tot verschillende kilometer lengte.

Aders van extreem grofkorrelig graniet in een veel fijner moedergesteente noemen we pegmatieten. Ze zijn afkomstig van een water-rijk magma in een laat stadium van kristallisatie.

Hydrothermale aders zijn gevuld met mineralen die grote hoeveelheden water chemisch hebben gebonden. Deze mineralen kristalliseren uit heet-water-oplossingen (250°C à 350°C). Bij vorming van deze aders was water overvloedig aanwezig; ze komen bijvoorbeeld zeer veel voor nabij midoceanische ruggen.

4.6. Magmatische activiteit en platentektoniek (4.18-4.19)

De belangrijkste plaatsen van gesteentevorming zijn divergentiezones – midoceanische ruggen, waar vanuit magmakamers lava wordt opgestuwd en basalt vormt (4.18).

Subductiezones zijn belangrijke sites van smelten. Door de relatief grote hoeveelheden water die ze bevatten, hebben gesteenten boven subductiezones lagere smeltpunten dan droge gesteenten.

Veel van het magmatisch materiaal dat in subductiezones geproduceerd wordt kristalliseert uit tot magmatisch gesteente en wordt dan gebruikt bij de vorming van gebergtegordels. In de korst vormen zich dan weer magmatische intrusies van allerlei samenstelling. Bijvoorbeeld in Japan vindt men alle soorten magmatische en ook metamorfe gesteenten die men zich maar kan wensen.

Hoofstuk 5: Vulkanisme

Vulkanisme is het proces waarbij magma uit het interne van de aarde opstijgt doorheen de korst, uitvloeit op het aardoppervlak en afkoelt tot hard vulkanisch gesteente.

Een vulkaan is een heuvel of een berg die gevormd is uit materiaal dat uitstroomt aan het oppervlak

Magma wordt vooral in de astenosfeer geproduceerd, op een diepte van 75 tot 250 km. De temperatuur is er 1100°C à 1200°C. Een andere bron zou het smelten van de lithosfeer kunnen zijn.

Lava verschilt van magma op grotere diepte. Sommige gasvormige componenten gaan verloren bij uitbarsting van de vulkaan.

Vulkanische afzettingen (5.2-5.9)

Het type lava en het gesteente dat er uit wordt gevormd hangt af van van het type magma waaruit ze voortkomen.

Soorten lava

Hoe hoger het silicagehalte van een lava en hoe lager de temperatuur, hoe visceuzer het is en hoe trager het vloeit. Hoe meer gas het bevat, hoe heftiger de uitbarsting zal zijn. Op deze manier heeft de samenstelling van een lava invloed op de vorm van de structuren die uit de lava ontstaan.

Basaltische lavas zijn donkergekleurd en barsten uit rond 1000°C à 1200°C. Door de hoge temperatuur en het lage silicagehalte zijn ze zeer vloeibaar (vloeisnelheden tot 100 km./h., enkele km. per uur komt het meest voor). D stroom van een basaltisch lava verschilt naar gelang van de omstandigheden van uitbarsting. Belangrijke voorbeelden zijn:

- *Vloedbasalt*: Zeer vloeibare basaltische lava dat op een vlak gebied uitstroomt kan zich uitspreiden en zo dunne laagjes basalt vormen op het oppervlak. Opeenvolgende stromen hopen zich dan dikwijls op tot enorme lagen basalt, die we vloedbasalt noemen.
- *Pahoehoe en aa*: Koelend lava dat bergafwaarts vloeit onderscheid men op basis van hun uitwendige vorm. Er zijn 2 categorieën: pahoehoe (uitgesproken: pa-ho-ee-ho-ee) en aa (ah-ah).
Pahoehoe wordt gevormd als zeer vloeibaar lava in laagjes uitspreidt en een dunne, glasachtige film op het oppervlak stolt. Als de lava onder het oppervlak blijft stromen, wordt de film geplooid. Ze gaat er dan uitzien als een hoop touwen.
Aa ziet er uit als natte, versgeploegde aarde. Het is lava die haar gasseb verloren heeft en dus visceuzer wordt dan pahoehoe. Aa stroomt dan ook trager, waardoor er een veel dikkere film kan worden gevormd, die dan breekt in ruwe, grote blokken. Deze blokken drijven dan verder op de visceuze massa onder het oppervlak
Een basaltische stroom heeft dicht bij de bron vaak de kenmerken van pahoehoe (de lava is nog heet en vloeibaar), terwijl verder bergafwaarts een dikkere bovenste laag vormt (lava is al afgekoeld).
- *Kussenlavas*: Worden gevormd in een uitbarsting onder water. Het zijn ellipsoidale, zakvormige blokken basalt van ongeveer een meter doorsnede. De buitenste laag van deze kussens bestaat uit vulkanisch glas: zeer snel gestold o.i.v. het koude zeewater. De binnenkant is trager gestold; deze bestaat dan ook uit kristallijn materiaal.

- Rhyolitische lavas: Hebben een lager smeltpunt dan basaltische lavas (zo'n 800°C à 1000°C). Het is veel visceuzer (meer silica, lagere temperatuur). Het stroomt dan ook tien keer trager en heeft de neiging zich in grote hopen af te zetten.
- Andesitische lavas: heeft eigenschappen tussen die van basaltische en rhyolitische lavas in.

Textuur van lavas

De textuur hangt ook af van de druk- en temperatuurscondities waaronder een lava is gevormd. Grofkristallijn wijst op een trage koeling, glasachtig of fijnkristallijn op een snelle koeling. Er kunnen ook kleine blaasjes in voorkomen, die ontstaan door de daling van de druk als het magma omhoog komt in de aarde. Door de drukval ontsnappen er immers gassen, die belletjes vormen.

Pyroklastische afzettingen

Water en gassen die in een magma zitten opgesloten kunnen ook dramatische effecten hebben: als ze vrijkomen uit het opstijgend magma (door de drukvermindering), ontsnappen ze vaak met een explosieve kracht, waarbij het de lava zelf en het omringend gesteente in fragmenten worden gebroken. Zulke uitbarstingen komen vooral voor in zeer gasrijke, visceuze, rhyolitische en andesitische lavas.

Vulkanische uitwerpselen

De fijnste fragmenten die vrijkomen (diameter kleiner dan 2 mm.) noemen we vulkanische as. Fragmenten die worden weggeworpen als vloeibare lava en afkoelen in de lucht, en fragmenten die worden losgerukt van vroeger gestold gesteente kunnen echter veel groter zijn (blokken ter grootte van een huis worden soms 10 km. ver weggeslingerd). Vulkanische as kan echter zeer ver getransporteerd worden (zelfs de wereld rond). Als fragmenten terug op de aarde vallen zijn ze meestal nog heet en kleverig. Ze worden dan aan elkaar gesmeed tot vulkanische tufsteen (de kleinere fragmenten) of vulkanische breccias (grotere fragmenten).

Pyroklastische stromen

Een pyroklastische stroom is een wolk van hete as, gassen en stof die na een uitbarsting hellingafwaarts rolt aan snelheden tot 200 km/h.

In 1991 werden de Franse geologen Maurice en Katia Krafft (waarvan u het vrouwelijk deel kunt bewonderen op fig. 5.7 en 5.25) gedood door een pyroklastische stroom op Mount Unzen, Japan. (nvdr. Hadden ze maar geen geoloog moeten worden).

Vormen van erupties en landvormen.

Centrale erupties

Deze uitbarstingen produceren kegelvormige vulkanen. De lava komt omhoog door een pijpvormige schacht en barst uit door een centrale opening.

Schildvulkanen ontstaan door opeenvolgende lagen van lava die over elkaar worden afgezet (5.10). Hiervoor moet de lava uit de opening stromen. De hellingen zijn dan meestal relatief zacht. Zulke vulkanen kunnen verschillende tientallen kilometer in diameter zijn en tot 2 km hoog worden.

Vulkanische koepels ontstaan uit felsisch lava, die te visceus is om te vloeien. Bij stollen blijft de lava dan vaak als een stop op de schacht zitten, tot de spanning zo groot wordt dat de vulkaan weer uitbarst. De koepel wordt dan verpulverd.

Askegel-vulkanen bestaan uit pyroklastische fragmenten die door de vulkaan zijn uitgestoten. De grofste brokken liggen het dichtst bij de top en vormen een steile helling. De kleinere partikels liggen verder van de top verwijderd (5.12).

Composietvulkanen bestaat uit lagen die afwisselend uit uitgestroomde lava en pyroklasten bestaan (5.14).

Kraters zijn bolvormige putten die aan de top van de meeste vulkanen worden gevonden. Ze eroderen door puin dat na een eruptie terug in de krater valt en kunnen zo zeer groot worden.

Ketels ontstaan doordat de vulkaan instort na een hevige eruptie (de magmakamer is dan vaak gedeeltelijk leeg en niet meer in staat voldoende steun te bieden aan de vulkaan). Ketels zijn veel groter dan de krater, hebben steile hellingen en een zijn komvormig (5.16 en 5.17). Het instorten van een vulkaan is één van de meest destructieve natuurlijke fenomenen.

Soms kan na verloop van tijd de magmakamer weer vol geraken. Hierdoor wordt de vulkaan weer omhooggestuwd en kan eventueel weer een cyclus van uitbarsting en opnieuw instorten ontstaan. Men noemt dit resurgente ketels.

Phreatische explosies of stoomexplosies ontstaan als hete magmatische gassen grond- of zeewater ontmoeten (5.18).

Diatremas zijn met puin gevulde schachten die na een eruptie overblijven. Ze bestaan uit gesteente dat diep in de mantel is gevormd. Een voorbeeld hiervan zijn de kimberlietpijpen die in Zuid-Afrika als diamantmijn worden uitgebaat.

Uitbarstingen langs een breuk

Lava kan ook uitstromen door een breuk in het aardoppervlak. Een voorbeeld hiervan zijn de erupties langs midoceanische ruggen.

Vloedbasalten (basaltische lava-plateaus) ontstaan door basaltisch lava dat uitstroomt uit een breuk in de aardkorst. Door de vloeibaarheid van basaltisch lava, spreidt het uit over een groot oppervlak, also een vlakke of een plateau bedekkend. Deze stroom kan tot 60 km ver gaan, en een pakket met een dikte van 100 km. afzetten.

Asstroom-afzettingen ontastaan door het uitstoten iot een breuk van pyroklastisch materiaal.

Andere vulkanische fenomenen

Lahars zijn modderstromen, die ontstaan als een pyroklastische stroom in contact komt met water in één of andere gedaante (regenwater, gletsjers, rivier,...). Dit is een zeer gevaarlijk fenomeen.

Instorting vulkanen zijn meestal niet solide opgebouwd (een hoop as en lava over elkaar). De structuur kan dan ook falen. Zo kan een deel van de vulkaan naar beneden komen en op die manier een zeer gevaarlijke landslide creëren. Een aardbeving kan hier als trigger werken.

Vulkanische gassen bestaan vooral uit stoom (70-95%), gevolgd door koolstofdioxide, zwaveldioxide en sporen van stikstofwaterstof, koolmonoxide, zwavel en chloor.

Vulkanisme en klimaatsverandering. De uitbarsting van vulkanen brengt zeer grote hoeveelheden gassen in de atmosfeer. Deze gassen kunnen soms een deel van de zonnestraling tegenhouden en zo de temperatuur gedurende enkele jaren verlagen. Klimaatsveranderingen kunnen de frequentie van aardbevingen beïnvloeden. De hypothese hieromtrent is dat klimaatwijzingen het oceaanniveau doen veranderen (door de ijskap te beïnvloeden). De drukverandering die hierdoor op het land ontstaat, zou frequentie van aardbevingen beïnvloeden.

Fumarolen, hete bronnen en geisers. Kleine openingen in de aardkorst waaruit gas en stoom opstijgen noemen we fumarolen. Als water in contact komt met heet magma keert het terug naar het aardoppervlak als hete bronnen of geiser (een geiser spuit met tussenposen en met grote kracht heet water omhoog).

Globaal patroon van vulkanisme

De vulkanen op deze wereld (500-600 actieve) zijn niet willekeurig verdeeld maar vertonen een patroon. 95% van hen komen voor op plaatranden

Vulkanisme op divergente plaatranden (80%)

De lava in midoceanische ruggen komt uit een zone van de astenosfeer die ongeveer 150 km. diep reikt en aan elke kant van de rug een paar honderd km. breed is. Deze zone is voor 1 à 2 % gesmolten. De enorme uitstroom van basalt veroorzaakt vulkanisme. Zeewater neemt een groot deel van de vulkanische warmte op en vormt onder water hete bronnen, die aangerijkt zijn aan mineralen uit het magma.

Vulkanisme op convergente plaatranden (15%)

Parallel met convergente plaatgrenzen komt steeds een gordel van vulkanen voor (fig. 5.30). De magma's zijn meer gevarieerd in samenstelling (van mafisch tot felsisch) dan bij midoceanische ruggen.

Vulkanisme binnen een plaat (5%)

Zogenaamde aseïsmische vulkaanruggen bestaan uit vulkanen, maar liggen niet op plaatgrenzen en kennen geen aardbevingen of andere seïsmische activiteit (bv. Hawaii). Ook op andere plaatsen ver van plaatgrenzen komen vulkanen voor. De ontstaan door hot-spots. Hot-spots zijn een soort schouwen waarlangs heet vast gesteente naar boven komt, van zeer diep in de aarde (misschien wel vanaf de kern-mantel-grens). Als het gesteente op geringere diepte komt zal het door de lagere druk smelten. De magma dringt door in de astenosfeer en

barst uit. Deze hot-spots blijven steeds op dezelfde plaats liggen, terwijl de platen over hen schijven. Zo ontstaat er een keten van progressief ouder wordende vulkanen, zoals de eilanden van Hawaii (fig 5.28). Een knik in de lijn waarop de eilanden liggen representeert een verandering van de richting van de plaatbeweging. Als hot-spots werkelijk vast liggen (er bestaat enige discussie over hoe vast ze precies zijn), dan kan men op deze manier over grote tijdsperiodes de snelheid van plaatbewegingen meten.

Vulkanisme en de mens

In de voorbije 500 jaar zijn er zo'n 200 000 mensen omgekomen door vulkaanuitbarstingen. Vulkaanuitbarstingen zijn niet tegen te houden, maar wel tot op zekere hoogte te voorspellen (door toename van seismische activiteit en bewegingen van hellingen en zo).

De risico's van gevaarlijke vulkanen beperken

Vulkaanuitbarstingen zijn niet tegen te houden en ook praktisch niet te controleren, maar de gevolgen ervan kunnen worden beperkt. Het meest efficiënte middel is het verbod op het gebruik van land dat in een risicozone ligt. Door de toegenomen kennis van vulkanen lukt het steeds beter deze risicozones af te bakenen.

Voor de rest staan hier nog wat leuke verhaaltjes over uitbarstingen die geweldig veel levens hebben gekost en andere die dankzij een evacuatie geen slachtoffers maakten. Voor de rest: heb groot respect voor de moed van de Noel, want sinds 1991 zijn er al 9 vulkanologen omgekomen.

De voordelen van vulkanen

- Vulkanische bodem is vaak erg vruchtbaar
- Het zeewater dat hete bronnen vormt op de zeebodem is een bron van ertsen (aandgerijkt met mineralen uit het smeltende magma)
- Thermische energie van vulkanen wordt gebruikt om huizen te verwarmen (bv. Reykjavik)

Hoofdstuk 6: Verwerking en Erosie

6.1. Inleiding

Verwerking is het algemene proces waarbij rotsen afgebroken worden aan het oppervlak van de aarde. Al de kleien van de wereld, alle bodems en opgeloste producten in rivieren en oceanen ontstaan door verwerking.

Er zijn twee soorten verwerking:

- ⇒ chemische verwerking: mineralen worden chemisch veranderd of opgelost
- ⇒ fysische verwerking: rots wordt afgebroken in kleine stukjes zonder dat de chemische structuur verandert

Chemische en fysische verwerking helpen en versterken elkaar.

Erosie is het geheel van processen dat de bodem los maken en bergafwaarts of met de wind mee verplaatsen. Als de toplaag door erosie naar ergens anders vervoerd wordt, komt de onderliggende, verse laag vrij voor verwerking.

Verwerking en erosie zijn onmisbare geologische processen in de rotscyclus (zie fig 3.10 p 61)

6.2. Factoren die de snelheid van verwerking bepalen:

6.2.1. De eigenschappen van de oorspronkelijke rots:

Verschillende mineralen verwerken aan verschillende tempo's (chemisch: kalksteen lost sneller op dan graniet - fysisch: graniet blijft als een geheel bestaan aan de oppervlakte, terwijl schiefer al snel afbrokkelt langst zijn vlakken.

6.2.2. Klimaat: regenval en temperatuur

Micro-organismen zijn belangrijk bij chemische verwerking en gedijen het best in een warm, vochtig klimaat (en niet bij koude of droogte). Factoren die de chemische verwerking beletten, kunnen wel de fysische verwerking versnellen (bv water dat in de rots dringt en dan bevriest)

6.2.3. De aan- of afwezigheid van bodembedekking :

Rotsen bedekt met grond zijn heel de tijd vochtig, terwijl uitstekende rotsen alleen nat zijn als het regent -> minder groei micro-organismen (=> bodemvorming is *positive-feedback process* : de aanwezigheid van een bodem zorgt voor de snellere vorming van meer bodem : vegetatie en organismen zorgen voor een zure bodem en dringen in de rots binnen)

6.2.4. De lengte van vrijstelling aan de verwerkende factoren

Hoe langer (qua tijd) een rots verweert, hoe groter zijn verandering, oplossing en fysische afbraak (logica troef!)

6.3. Chemische verwerking verder bekeken:

Chemische verwerking = resultaat van complex verloopende reacties tussen mineralen, water en lucht

6.3.1. De verwerking van veldspaat tot kaolinet-klei

Veldspaat is silicaat, representatief voor alle silicaten (zo zijn er héél veel in de aarde). De soort klei die gevormd wordt hangt af van het mineraal waaruit het ontstaat en het klimaat –

soms worden andere dingen dan kleien gevormd. (bv. in tropische gebieden verliezen de silicaten alle silica en ionen verschillend van aluminium, bauxiet blijft dan achter)

Verloop van de verwerking: graniet = veldspaat in netwerk van kwarts => er komen microbreukjes op de korrelgrenzen => veldspaat, biotiet en magnetiet beginnen af te breken => door de verwerking van deze mineralen verliest de rots een heel deel sterkte en is gemakkelijk in stukken te breken. (zie fig 6.3 p 121)

We merken op dat veldspaat enkel in gebieden waar geen water is moeilijk verweerd. Kaoliniet is dan ook een waterhoudend aluminosilicaat (maw. water in zijn kristalstructuur) => veldspaat ondergaat **hydratatie** (wint water) en verliest verschillende andere chem componenten.

We kunnen een analogie beschouwen tussen het ontstaan van kaoliniet en het zetten van koffie: als we koffie zetten, laten we heet water over de bonen lopen, dat bepaalde elementen in zich oplost en koffieprut, uiteengevallen koffieboon, achterlaat. Hoe fijner de koffieboon al vermalen is (maw. we maken het contactoppervlak groter) als het water er over loopt, hoe gemakkelijker de elementen er in oplossen en hoe sneller het proces verloopt.

Als we veldspaat in gewoon water willen oplossen, gaat dit extreem traag. De aanwezigheid van CO₂ in de lucht doet dit proces opmerkelijk versnellen: als het regent, vormen H₂O en CO₂ H₂CO₃ een zwak zuur. De aanwezigheid van een zuur doet de oplossing en verwerking van veldspaat nogal hard versnellen (komt uit proeven met veldspaat en zoutzuur). Kationen (nl. van kalium) en silica lossen dan veel sneller op in het doorsijpelende regenwater en maken het mengsel, dat wordt afgevoerd door beken en rivieren, minder zuur (zie figuur 6.6).

6.3.2. De verwerking van ijzersilicaten tot ijzeroxiden

Tweewaardig ijzer (zoals in pyroxeen) wordt geoxideerd tot driewaardig ijzer (zoals in hematiet). Reactie: $\text{FeSiO}_3 + \text{O}_2 \rightarrow 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 4 \text{SiO}_2$ (voor deze reactie is de aanwezigheid van water nodig)

6.3.3. De snelle verwerking van carbonaten:

Kalksteen, een niet-silicaat gesteente bestaande uit calciet (CaCO₃) en dolomiet (CaMg(CO₃)₂) is een van de gesteenten die het snelst verweren in natte gebieden, ook hier versneld door de aanwezigheid van carbonzuur: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$

6.3.4. Chemische stabiliteit

Chemische stabiliteit geeft de neiging van een substantie om onder de gegeven omstandigheden te blijven bestaan. (bv. veldspaat is heel stabiel diep in de aarde, maar niet stabiel aan het oppervlak, waar het verweert)

De stabiliteit van een mineraal aan de oppervlakte is laag als de oplosbaarheid in water groot is en als de oplosnelheid van het mineraal in water groot is. De stabiliteit van een mineraal aan de oppervlakte is relatief, het wordt bepaald door de plaats waar het mineraal aan de oppervlakte komt.

6.4. Fysische verwerking verder bekeken

6.4.1. Verwerking in droge zones:

In droge zones is er geen chemische verwerking, en kunnen we dus fysische verwerking het best bestuderen. De rotsen zijn verweerd tot kleine deeltjes of grote brokken, afhankelijk van de mate van fysische verwerking en breekpatronen van het gesteente.

6.4.2. Verwerking in alle zones:

Normaalgezien werken fysische en chemische verwerking samen: chemische verwerking van het oppervlak vergemakkelijkt de fysische afbraak ervan en breukjes in het oppervlak zorgen dat de chemische verwerking dieper kan inwerken.

6.4.3. Factoren die de afbraak van een rots bepalen:

Natuurlijke zwakke zones/richtingen:

bv. in sedimentair gesteente: lagen die vloeibaar geworden zijn
in metamorf gesteente: schiefers
in meer massief gesteente treden min of meer regelmatige breuken in een bepaalde richting om de paar meter op als ze onder zware spanning komen te staan.

Activiteit van organismen:

zowel chemische als fysische verwerking kunnen versneld worden door organismen (bv. organismen die de bodem zuur maken en boomwortels die in een breukje groeien en die verder uiteen duwen.

Vorstschade door uitzetting van ijs:

water in breuken dat bevriest zet uit, en duwt de rots uit elkaar

Kristallisatie van mineralen:

er kunnen expansieve krachten ontstaan als mineralen zich uit een oplossing afzetten in een breukje in een gesteente.

Afwisseling van warmte en koude:

achtereenvolgens krimpen en uitzetten van rotsen doet ze uiteindelijk breken

Exfoliatie en sferische verwerking:

deze vormen van verwerking zijn niet meteen gerelateerd aan eerdere breuken of barsten van voor het materiaal aan verwerking werd blootgesteld. Bij exfoliatie breken grote vlakke of gekromde platen af van een rots aan het oppervlak. Bij sferische verwerking breken sferische platen van een rond brokstuk, maar dit gebeurt meestal op veel kleinere schaal. Een afdoende verklaring voor deze vormen van verwerking is er eigenlijk niet.

Andere factoren die voor verwerking zorgen:

botsingen met brokstukken in snelstromend water, schrapen en schuiven van gletsjers, golfslag

6.4.4. Fysische verwerking en erosie:

Verwerking en erosie zijn nauw verbonden processen: als een brokstuk klein genoeg is geworden, wordt het getransporteerd zo ver als mogelijk. Eventueel wordt het tijdens dit transport nog verder afgebroken, maar uiteindelijk blijft het ergens liggen omdat het te groot is geworden. Dan start terug de verwerking tot het terug klein genoeg is geworden om getransporteerd te worden.

6.5. De bodem, het overblijfsel van verwerking

Niet al het verweerd materiaal wordt meteen geërodeerd. Op niet te steile hellingen blijft een heterogene laag van los verweerd materiaal achter. Dit materiaal (verweerde en onveranderde stukjes originele rots, klei mineralen, ijzer- en andere metaaloxides). Dit losse materiaal wordt door geologen aangeduid als *regolith* (bodem is het vruchtbare gedeelte van dit regolith, met organisch materiaal of humus in, waar planten op kunnen groeien)

6.5.1. Bodemprofielen

als we een dwarsdoorsnede van het regolith maken, komen we drie zones tegen:

- de A-horizon: de bovenste laag, die bij dikke bodems als anorganische elementen vooral klei en onoplosbare mineralen als kwarts bevat.
- de B-horizon: hierin is organisch materiaal zeldzaam, en zijn oplosbare mineralen en ijzeroxiden terug neergeslagen in holtes en putjes of als bedekking van een bepaalde laag
- de C-horizon: bestaat uit de harde bodem die lichtjes veranderd is

De meeste bodems bestaan uit harde rotsen die ter plaatse van geheel tot hele kleine deeltjes uit elkaar zijn gevallen. Deze afbraak verloopt maar heel traag zodat bodems maar langzaam dikker worden.

6.5.2. De invloed van tijd en klimaat op de bodem:

Het klimaat beïnvloedt de verwerking heel sterk en dus ook het soort bodem. We kunnen drie soorten bodem onderscheiden, horend bij drie klimaatgroepen:

- laterieten: in warme, vochtige klimaten is er een dikke bodem door intense (chemische) verwerking door de overvloed aan water en organismen. Alle elementen die eenvoudig oplossen lekken uit de A-horizon weg en spoelen zelfs helemaal uit de bodem weg, waar enkel aluminiumhoudende mineralen en ijzeroxiden overblijven. De bodem bevat ook relatief weinig organisch materiaal voor de overvloed aan planten die er op groeit omdat alle organisch materiaal voortdurend gerecycleerd wordt. Als dus de begroeiing verwijderd wordt, zal de aanwezige humus al snel volledig weggeoxideerd zijn en komt de onvruchtbare bodem er onder vrij.
- pedalfers: in gemiddelde klimaten hangt de bodem ook sterk af van de originele vaste bodem, hoewel deze verschillen verdwijnen na een voldoende lange tijd (bv een graniet verweerd tot een kleilaag, maar een kalksteen die eerst vooral een kalkhoudende laag geeft ook, omdat de silicaten die als onzuiverheden in de kalksteen achterblijven, maar de calcieten wegvloeien). De bodem bevat hier vooral onoplosbare mineralen, kleien en ijzerhoudende verweringsproducten, terwijl carbonaten en andere goed oplosbare producten afwezig zijn. Het zijn goede landbouwgronden.
- pedocals: in droge klimaten zijn de bodems dun. In koude, droge gebieden is de bodem afkomstig van de originele harde lagen eronder, waarin de mineralen (zelfs de goed oplosbare bij gebrek aan water om in op te lossen) intact gebleven zijn. In de meeste gevallen zijn de bodems rijk aan calcium uit het calciumcarbonaat en er zit weinig organisch materiaal in. In deze bodems verdwijnt het regenwater al snel na de regenval terug via verdamping, waarbij het calciumcarbonaatnodule achterlaat in de middelste laag van de bodem. Deze bodems zijn door een ongunstige combinatie van mineralen en droogheid minder vruchtbaar.
- paleosols: vaak worden oude, versteende bodems bestudeerd om het klimaat van een gebied in een bepaalde tijdszone te kunnen bestuderen.

6.5.3. De mens als verweringsmiddel:

Mensen verplaatsen tot 3000 miljard ton rots per jaar en zijn dus een belangrijk fysisch verweringsmiddel, en zorgen ze voor het versnellen van de chemische verwerking. Ook de vervuilingen die we veroorzaken blijven vele jaren in de bodem voelbaar.

6.5.4. Verwerking zorgt ook voor sedimentlagen:

Verwerking zorgt niet alleen voor de vorming van bodems, maar als de kleine deeltjes verplaatst worden door erosie, zijn het ook de basisdeeltjes van sedimentlagen.

Hoofdstuk 7 : sedimenten en sedimentair gesteente

Sediment vindt men over bijna heel het aardoppervlak. Uit dit sediment kan zich **sedimentair gesteente** vormen. Geologen halen uit het sedimentair gesteente informatie over wat de bronnen van het sediment dat zich gevormd heeft waren en onder welke omstandigheden het sediment zich afgezet heeft. Zo kunnen sedimentlagen de ligging van vroegere zeeën en gebergten aangeven. Dit is niet de enkele reden waarom we sedimentaire gesteenten bestuderen. Veel steenkool, olie en gas (en uranium) wordt immers ook in deze lagen gevonden.

7.1. de sedimentaire stappen in de rotscyclus:

verwerking (fysisch en chemisch)

→ erosie (= afvoeren)

→ transport door water, wind of gletsjers

→ afzetting of sedimentatie: afgebroken stukjes zakken neer als de wind of het water snelheid verliest of de gletsjer smelt, en deze stukjes vormen lagen sediment op het land of in de zee – in waterig milieu (zee of zoetwaterplassen) zetten zich bovendien deeltjes afkomstig van chemische of biochemische processen af

→ begraving: als de lagen sediment aangroeien, worden de onderste lagen gecompacteerd en begraven in de aardkorst

→ diagenese: de chemische en fysische veranderingen (druk, temperatuur, chemische reacties) waardoor het begraven sediment veranderingen ondergaat en versteend wordt. diagenese houdt alle veranderingen aan het sediment na afzetting in (mineraal samenstelling, ruimte tussen de korrels) behalve erosie en metamorfose.

Al deze processen zijn aan elkaar gelinkt en ook aan andere processen aan het oppervlak van de aarde (bv die t.g.v. de platentektoniek of van het klimaat)

We bekijken de verschillende stappen even uitgebreider.

1.Verwerking en erosie zorgen voor de basismaterialen voor sedimenten: als afbraakpuin of als opgeloste stoffen.

Afbraakpuin of klasten:

Dit zijn vaste overblijfselen van voorheen bestaand gesteente. De grootte ervan varieert van rotsblokken over keien tot zandkorrels. Ook de vormen van de deeltjes is grillig. Bij rotsblokken en keien wordt ze bepaald door breuken langs discontinuïteitsvlakken, zwakkere vlakken of andere breuken in de oorspronkelijke rotsen. Zanddeeltjes hebben meestal de vorm van de individuele kristallen die de korrels opbouwen. De klasten worden vaak siliciklastisch genoemd omdat het vooral om rotsen opgebouwd uit silicaatmineralen gaat. Sommige van de klasten worden onveranderd teruggevonden, zoals kwarts dat vrij resistent tegen verwerking. Veldspaat daarentegen kan gedeeltelijk veranderd zijn of helemaal in kleimineralen omgezet. Zo kan een oorspronkelijk gesteente verschillende deeltjes in sedimentlagen voor zijn rekening nemen. Over het algemeen wordt er meer sediment gevormd en afgezet door klastische sedimentatie dan door chemische of biochemische, waardoor ze ongeveer 10 keer meer voorkomen dan de andere sedimenten.

Chemisch en biochemisch sediment:

De oplosproducten gevormd door verwerking zijn ionen of moleculen die in het water van bodems, rivieren, meren en oceanen zit. Chemische sedimenten worden gevormd op of dichtbij de plaats waar ze afgezet zullen worden, meestal uit zeewater. Biochemische sedimenten bestaan uit minerale overblijfselen van organismen en uit mineralen

voortgekomen uit biologische processen. Het onderscheid tussen biochemische en chemische sedimenten is niet duidelijk te maken, vaak overlappen ze. Soms worden mineralen afkomstig van organismen eerst afgebroken en getransporteerd voor ze afgezet worden, dan spreken we van bioklastische sedimenten.

2. transport en afzetting, de bergaf-tocht naar sedimentgebieden

klasten en ionen na verwerking meegenomen door erosie beginnen een tocht naar het gebied waar ze afgezet zullen worden. Ook chemische en biochemische afzettingen verplaatsen zich na vorming, maar meestal niet ver. De meeste transportmiddelen voeren materiaal bergafwaarts, gehoorzamen aan de zwaartekracht.

We bespreken de verschillende transportmiddelen:

stromingen (van fluida als water of lucht):

De oceanen transporteren per jaar ongeveer 25 miljard ton materiaal, de winden transporteren veel minder, maar deze kunnen wel materiaal bergopwaarts verplaatsen. Hoe sterker de stroming, hoe groter de deeltjes die ze met zich mee kan nemen. Er bestaat een verband tussen de sterkte van de stroming en de grootte en de sortering van de getransporteerde deeltjes. In een fluidum wordt het vermogen van het fluidum om een deeltje mee te nemen tegengewerkt door de neiging van het deeltje om tot op de bodem zakken o.i.v. de zwaartekracht, en mate waarin een deeltje zakt is dus evenredig met zijn grootte (en/of dichtheid – deze varieert niet zo veel). Grote deeltjes zakken dus het eerste uit als een stroming snelheid verliest. Bij nog meer vertraging zakken ook de iets zwaardere deeltjes, en pas als het water helemaal stil staat zetten de kleinste deeltjes zich af.

- gletsjers verplaatsen stenen van alle soorten en maten
- snelle stromingen (> 50 cm/s), die vooral in snelle stroompjes in bergachtige gebieden voorkomen verplaatsen gravel en een overvloed aan kleinere deeltjes. Strandgravel ontstaat waar de oceaan rotsachtige kusten erodeert.
- uit gemiddelde stromingen (tss. 20 en 50 cm/s) bezinkt het zand. De meeste rivieren dragen zand en zetten dit af in hun bedding. Bij snelstromende overstromingen kan dit zand opgenomen en over de hele vallei uitgespreid worden. Ook winden en golven en stromingen bij stranden vervoeren zanden.
- trage stromingen (< 20 cm/s) vervoeren modder bestaande uit de fijnste klastische deeltjes. Deze worden neergezet onder in de bedding van de rivier of in de oceaan, ver van de kust, waar er weinig stroming is (ze worden daar gebracht door de golven en zakken dan tot het gebied met weinig stroming).

Stromingen zetten dus de deeltjes in een bepaalde volgorde af. Bij snelheidsverlies zetten ze eerst de grote deeltjes af, bij verdere vertraging zand en pas bij stilstand de kleinste deeltjes. Zo worden de deeltjes in verschillende lagen **gesorteerd**. Als alle deeltjes in een laag dezelfde grootte hebben, spreken we over een homogeen sediment. Vaak gaat het transport van deeltjes om korte tijden van transport waarna afzetting en een lange periode van stilstand volgen. Terwijl de deeltjes stil liggen, treedt er chemische verwerking van de deeltjes op. Door de lange periodes van stilstand duurt het vrij lang eer een deeltje tot de kleinste eenheid afgebroken is. Tijdens het transport van deeltjes in stromingen treedt fysische verwerking op waarbij de grootte van de deeltjes verkleind wordt en de deeltjes afgerond worden.

- bij gletsjers geraken de deeltjes verwrongen en gepitst en worden ze dus ook kleiner, maar ze worden hierbij niet afgerond of gesorteerd. Als de gletsjer afsmelt, zijn de deeltjes ook niet gesorteerd.
- dingen die opgelost zijn in water vormen er een homogeen mengsel mee, en zijn niet speciaal onderhevig aan zwaartekracht. Ze worden dus meegevoerd tot de stroom in zee of een meer stroomt. De oceaan is dus een chemisch mixvat, met een min of meer constante inhoud. Als de concentratie van een element te hoog wordt, slaat het

neer tot terug chemisch evenwicht bereikt is of zorgen organismen dat het gehalte niet te groot wordt bv. bij calcium

7.2. sedimentaire omgevingen

een sedimentaire omgeving is een geografische plaats gekarakteriseerd door bepaalde geologische processen en omgevingsfactoren.

- omgevingsfactoren:
 - de hoeveelheden en soort water
 - de topografie (berg of dal, strand of diepzee)
 - biologische activiteit
- geologische processen:
 - soort stromingen (berg => steil, ...)
 - tektonische activiteit (bv. diepzeetrog; alluviale rivieren ontstaan wanneer continenten botsen)
 - vulkanische activiteit
- omgevingsfactoren:
 - klimaat
 - menselijk: golfbrekers, dijken, irrigatie, kanalisering,...

=> omgevingen op een continent:

- alluviaal: wijdverspreid (van droog tot nat) op continenten, bestaande uit een rivier, de oevers en de valleibodem die bij overstromingen volloopt. Rijk aan organismen en er zijn dus organische afzettingen
- woestijn: droog, weinig organismen => special zanderige omgeving
- meer: kleine golfjes en lichte stroming; bij zoetwatermeren kan er neerslag van organisch materiaal en carbonaten zijn, bij zoutwatermeren evaporieten (bij verdamping)
- gletsjer: gekarakteriseerd door bewegend ijs en een koud klimaat. Bij smelt vormt zich een overgangs- alluviale omgeving.

=> omgevingen aan de kust: (gedomineerd door golving, tij en stromingen in de buurt van het zand.)

- rivierdelta's
- vlakke getijden vlaktes (laag tij= droog, hoog tij= stroming)
- strand (breken golven = snelheidsverlies)

=> omgevingen aan zee: (veel mogelijkheden om subverdelingen te maken, bv. zoutgehalte, maar we kiezen voor afstand tot de kust

- op een continentale plaat: ondiep water, zachte stroming
- op de rand van een continentale plaat: afzetting door turbulentie
- (organische) riffen: door carbonaat afscheidende organismen opgebouwd op de continentale plaat of vulkanische eilanden
- diepzee: slechts zelden door oceaanstroming verstoord water met o.a. diepzeetroggen, oceanische ruggen en *abysal plates*

→ klastische omgevingen vs. (bio)chemische omgevingen

klastische omgeving => vooral klastische sedimentatie; o.a. alluviale, woestijn-, meer- en gletsjeromgevingen, in de oceaan: overal—deze omgevingen worden terrigeen genoemd om hun afkomst van het land aan te duiden.

(bio)chemische omgeving => vooral sedimentatie van biochemische afkomst: voor het overgrote deel carbonaten; vooral in marine omgevingen met afzetting van calciumcarbonaat (alle dieptes – bij voorkeur (sub)tropische klimaten ⇔ soms zet het zich bij

oversaturatie zomaar af in koud water) maar ook siliciumafzettingen van organismen in siliciumrijke omgevingen; ook wel evaporieten (met haliet, boraat, nitraat en andere zouten)

7.3. sedimentaire structuren

typisch aan sedimentair gesteente is **gelaagdheid** of **stratificatie**: lagen met verschillende korrelgroottes, parallel aan elkaar. Er zijn verschillende soorten gelaagdheid, die sterk gelinkt zijn aan de omgeving waarin ze gevormd zijn:

- cross-bedding: schuinlopende lagen (tot 35° met de horizontale) gevormd op schuin aflopende lagen in rivier of zee – heel complexe crossbedding bij lagen afgezet door de wind
- gegradeerde afzetting: verschillende soorten partikels (van grof naar fijn) in de verschillende lagen, duidt op de vertraging van de stroom die de lagen heeft afgezet – verschillende cycli van gegradeerde afzetting kunnen elkaar opvolgen in de diepzee (tot honderden meters dik)
- rimpelingen: kleine duintjes die loodrecht op de stroming lopen—toppen van een paar cm breed met bredere dalen er tussen.
- bioturbatie: sporen (vooral tunnels) van organismen als wormen die bewaard zijn gebleven zorgen voor een onregelmatige structuur van het sedimentair gesteente
 - ⇒ de opeenvolging van verschillende soorten afzetting (zowel verschillend in grootte als in soort) kan door geologen vertaald worden in de vormingsgeschiedenis van een sedimentaire laag. (bv. fig 7.11 p 153 typische afzetting van een alluviale omgeving)

7.4. begraving en diagenese: van sediment naar gesteente

veel sediment wordt afgezet op de stromingsloze bodem van de zee. Het is echter gemakkelijker sediment afgezet in alluviale of kustomgevingen te bestuderen. Deze lagen worden diep in de aarde omgezet in gesteente. Het is dus belangrijk te weten hoe de sedimentlagen zo diep geraken.

Op bepaalde plaatsen van de aardkorst verzamelt zich sediment, gedeeltelijk door het **wegzinken** van de korst. Wegzinken is de zachte beweging waardoor een groot gebied van de korst zakt t.o.v. zijn omgeving. Het wegzinken komt gedeeltelijk door het extra gewicht van sediment en ook door de tektonische beweging. **Sedimentaire bassins** zijn grote gebieden (> 10000 km²) in alle geometrische vormen (trog, lepelvormig,...) waar een combinatie van afzetten en wegzinken gezorgd heeft voor een opeenstapeling van sediment en sedimentair gesteente. Het meeste sedimentair gesteente wordt in deze bassins gevonden, net zoals de meeste olie- en gasverzamelingen. Bassins op het continent kunnen ontstaan door de drukkrachten die spleten (*riften*, zoals midoceanische ruggen maar dan op het continent) uitoefenen en die de continentale plaat doen buigen.

Eenmaal begraven treden er, onder de juiste omstandigheden, chemische en fysische veranderingsprocessen op in de sedimentlagen. Begraving zorgt voor betere omstandigheden voor deze processen want druk en temperatuur stijgen door het begraven (temperatuurstijging/afstand = geotherm of geothermische gradiënt; specifiek voor elke plaats – drukstijging met diepte overall ongeveer hetzelfde: 1 atm per 4,4 m) Als druk en temperatuur heel hoog worden hebben we metamorfose i.p.v. diagenese.

. chemische verandering: een belangrijke chemische verandering is **cementatie** waarbij mineralen afgezet worden in de openingen tussen de sedimenten, die een cement tussen de gevormde rots en de nog losse onderdelen vormt. Het gevolg van cementatie is dat de

porositeit (hoeveelheid open ruimte tussen de korrels) afneemt en dat het losse sediment versteent tot rots (d.i. **lithificatie**)

. fysische verandering: **compactatie**: de deeltjes van het sediment worden vaster opeen gedrukt, waarbij dichter opeen gepakt geraken en de porositeit en de hoeveelheid water in de (poriën van) het gesteente afneemt. Na compactatie moet er nog cementatie optreden opdat we een sedimentair gesteente krijgen, anders hebben we gewoon een sterk opeen geduwde laag sedimenten.

7.5. Classificatie van klasten en hun sedimentair gesteente

Classificatie op basis van grootte van de deeltjes:

grof: gravel en zijn gelithificeerde vorm conglomeraat: deeltjes > 2mm, kiezels, keien en rotsblokken zijn er in te herkennen – er zijn vrij weinig omgevingen waar lagen conglomeraat afgezet worden.

gemiddeld: zand en zandsteen:

deeltjes >0,062mm en <2mm

zandsteen is het meest voorkomende sedimentair gesteente, en zijn vormingsgeschiedenis is er eenvoudig uit af te lezen.

De grootte van de korrels in zandsteen is nog eens op te splitsen in klein, gemiddeld en groot. De verhoudingen waarin de verschillende maten korrels voorkomen in het gesteente vertelt veel over de manier waarop het sediment is afgezet. (bv. slecht gesorteerd bij gletsers, goed bij stranden)

Ook de vorm van de zandpartikels kan veel vertellen over de afkomst van het zand (bv. afgeronde korrels legden een lange weg af, scherpe een korte) De mineralogie toepassen op de verschillende korrels (die hun oorspronkelijke samenstelling nog hebben of chemische veranderingen hebben ondergaan) kan ons tenslotte vertellen uit wat voor soort gesteente de deeltjes geërodeerd zijn.

De belangrijkste soorten zandsteen zijn:

- *kwarts areniet: bestaat bijna volledig uit kwartskorrels, meestal goed gesorteerd en afgerond; dit sediment ontstaat na intensieve verwerking*
- *arkose: meer dan 25 % veldspaat, korrels zijn meestal slechter gesorteerd en minder afgerond dan bij areniet*
- *lithische zandsteen: bevat vele fragmenten van fijn-korrelige gesteenten*
- *graywacke: heterogeen mengsel van rotsdeeltjes en kwarts- en veldspaatkorrels, die omgeven worden door een kleilaagje.*

fijn: silt en siltsteen, modder, mudstone en shale: (< 0,062 mm)

- silt en siltsteen: deeltjes vooral tussen 0,0039 en 0,062 mm; gesteente vergelijkbaar met zandsteen van fijn zand en mudstone
- modder, *mudstone* en *shale*: elke verzameling klasten met deeltjes kleiner dan 0,062mm is een modder. Het wordt afgezet door overstromende rivieren en gerijden aan zee. Er wordt geblokt gesteente waarin we weinig gelaagdheid in zien uit gevormd, de *mudstone* en uit silt en klei bestaande *shale* die gemakkelijk langs hun afzetvlakken breken. In *mudstone* en *shale* zitten meestal veel carbonaten.
- klei en kleisteen: deeltjes < 0,0039 mm, gesteenten die helemaal uit deeltjes van het kleiformaat gevormd zijn, zijn kleistenen. Zuivere kleilagen worden o.a. gevormd door winden in droge gebieden.

7.6. Classificatie van biochemische en chemische sedimenten en hun sedimentaire gesteenten

Deze sedimentaire gesteenten worden geklasseerd volgens hun chemische samenstelling.
carbonaatsedimenten en hun gesteenten calciet en dolomiet:

Carbonaatsedimenten ontstaan door de concentratie van carbonaatmineralen door organismen of anorganisch. Het gaat om verbindingen van carbonaat en magnesium of calcium. De meeste afzettingen zijn bioklastisch: calciumcarbonaat van organismen dat kleiner gebroken is en over korte afstand verplaatst.

- ⇒ biologische bronnen van carbonaatsediment: meestal afkomstig van calciet (of ook vaak aragoniet, de minder stabiele vorm van calciumcarbonaat)schelpen en skeletten van foraminifera, eencellige organismen, of van riffen (tegenwoordig meestal koraal)
- ⇒ anorganische vorming: directe neerslag uit het zeewater bij overvloedige aanwezigheid van Ca^{2+} en HCO_3^- volgens de reactie $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3$
- ⇒ soms zijn de carbonaten gedeeltelijk van beide processen afkomstig.

Kalksteen is het meest voorkomend carbonaathoudend gesteente, voortkomend uit biologische processen en bestaat uit CaCO_3 in de calcietvorm, met een oorspronkelijke korrelgrootte van een zand.

Dolomiet ontstaat soms bij de afzetting van carbonaten wanneer er al een groot deel calcium is neergeslagen en de concentratie magnesium dus groter wordt en er een uitwisseling calcium – magnesium plaatsvindt in het sediment. Soms ontstaat het ook als magnesiumhoudend grondwater in aanraking komt met kalksteen.

evaporieten:bronnen van haliet, gips en andere zouten

Deze sedimenten en gesteenten ontstaan uit het verdampen van (zee-)water.

- Verdamping van zeewater geeft haliet (steenzout NaCl), gips, anhydriet en andere combinaties van de ionen die in het zeewater zaten. Sommige zouten slaan vrij snel neer, andere pas als de concentraties hoog worden. Zo krijgen we een karakteristieke opeenvolging van verschillende soorten afzetting. De enorme grootte van sommige evaporieten laat ons toe de voorwaarden voor vorming te bepalen: ze moeten ontstaan in een zone met weinig aanvoer van zoet water, in een droog klimaat waar de verbinding met de open zee niet goed is. Als er een voortdurende in- en uitstroom van niet te grote hoeveelheden zeewater is vormen zich zo grote carbonaatzones. Als het gaat om instroom en volledige verdamping vinden we ook gips ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) terug, maar dan is de verdamping en concentratie al zo ver gevorderd dat alle carbonaten al neergeslagen zijn. Pas bij heel ver gevorderde verdamping vormt zich haliet.
- evaporieten op land gebeurt typisch in droge gebieden waar rivieren in een meer zonder uitgang stromen. En er evenveel of meer meerwater verdampt dan er instroomt.

siliciumhoudend sediment: vuursteen of chert

dit ontstaat uit de biologische afzetting van siliciumhoudend sediment van schelpen en als diagenetische nodules die carbonaat vervangen in kalksteen en dolomiet

fosforiet, gevormd bij diagenese

gesteente bestaande uit calciumfosfaat ontstaat wanneer fosfaatrijk zeewater en modderige of carbonaathoudende sedimenten interageren.

ijzeroxidesediment, bron van ijzerhoudende lichamen

ijzeroxiden, -silicaten en soms –carbonaten die meestal in de vroege geschiedenis van de aarde (minder zuurstof in de lucht)die zijn meegevoerd door de zee en daar afgezet vormen ijzerhoudende lichamen.

organisch materiaal, bron van steenkool, olie en gas

steenkol is een biochemisch product dat bijna helemaal uit organisch koolstof uit moerassen gevormd is en wordt soms aangeduid als organisch sedimentair gesteente. Olie en gas worden normaal niet als sedimentair gesteente omschreven, maar ze ontstaan wel uit de diagenese van organisch materiaal in de poriën van sedimentaire gesteenten en kunnen dus wel als organische sedimenten beschouwd worden. Na diagenese is het materiaal vloeibaar en vloeit naar andere poreuse lagen tot het een niet-doorlatende laag tegen komt.

Hoofdstuk 8: metamorfe gesteenten

Op grote diepte (10km) in de aarde heerst een grote druk en temperatuur en kunnen veranderingen in de chemische omgeving zorgen voor verandering in chemische samenstelling, mineraalsamenstellingen en kristalstructuren van sedimentaire gesteenten en stollingsgesteenten. Het resultaat is een nieuwe soort gesteenten, de **metamorfe gesteenten** (bv. calciet → marmer, schiefer → mica. Een aantal silicaatmineralen zijn typisch voor metamorfe gesteenten: kyaniet, analusiet, sillimaniet, stauroliet, epidoot. Andere mineralen komen zowel in metamorfe als in stollingsgesteenten voor: graniet, kwarts, muscoviet, amfibool en veldspaat.

Metamorfose wordt veroorzaakt door het aardsysteem, en de interne warmte van de aarde is hier heel belangrijk bij, want ze stuurt platentektoniek en stollingsprocessen. Bij metamorfe processen komen waterdamp, CO₂ en andere gassen vrij, die naar de atmosfeer weglekken en er de processen die van de samenstelling van de atmosfeer afhangen (zoals verwerking) beïnvloeden.

De meeste metamorfe gesteenten worden gevormd in de aardkorst (van de boven- tot de onderkorst – tss. 10 en 30 km diep), maar er kan ook metamorfose optreden aan het aardoppervlak (bv. in een bodem waar een lavastroom over gevloeid heeft)

De 3 stuwende krachten achter metamorfose zijn:

- de inwendige warmte van de aarde
- het gewicht van bovenliggend gesteente
- horizontale druk die ontstaat als het gesteente wordt vervormd

Gesteente dat gevormd wordt bij lagere temperatuur en druk noemen we **lage-graads gesteente**, en bij hoge druk en temperatuur **hoge-graads gesteente**. Wanneer hoge-graads gesteente door metamorfose in lage-graads gesteente wordt omgevormd, spreekt men van **achteruitgaand metamorfose**.

fysische en chemische factoren die metamorfose controleren:

metamorfose = eerder gevormd gesteente terug in evenwicht brengen met de nieuwe omgeving. Hoe dieper, en dus hoe heter, in de korst, hoe rapper de metamorfe veranderingen plaats vinden.

- temperatuur

Hitte heeft een groot effect op de mineralen en textuur van een gesteente. Het kan de chemische bindingen en de kristalstructuur van een gesteente veranderen. Meestal groeien de kristallen en gaan ze een bandenstructuur vertonen. Aan de hand van de gevormde mineralen kunnen we de temperatuur waarin ze gevormd zijn bepalen, we spreken van een **geothermometer**.

- druk

Druk kan ook de textuur en de mineralogie van een gesteente veranderen. Continu gesteente is onderworpen aan twee soorten druk of spanning:

- **omtreksdruk** is een algemene druk in alle richtingen. Als deze groot wordt, worden atomen samengedruwd en verandert de mineraalstructuur van het gesteente
- **gerichte druk** wordt in een welbepaalde richting uitgeoefend (bv de kracht door convergerende platen op elkaar uitgeoefend)

Metamorfe gesteenten worden bijgedrukt, verlengd of gedraaid in een welbepaalde richting, gestuurd door de druk die op de rotsen wordt uitgeoefend. We kunnen uit het gevormde gesteente afleiden welke (soort) druk er op het gesteente is uitgeoefend, we spreken van **geobarometers**.

De chemische samenstelling van een gesteente kan aanzienlijk veranderd worden door de introductie of het verdwijnen van chemische componenten. Heel veel elementen lossen bijvoorbeeld op in **hydrothermale vloeistoffen** (heet water onder grote druk). De verandering in de totale samenstelling van een gesteente door transport van chemische elementen door een vloeistof noemen we **metasomatisme**.

De meeste gesteenten bevatten vloeistoffen (water met koolzuur en kleine hoeveelheden andere gassen in opgelost) in hun poriën. Dit mengsel versnelt chemische reacties: de atomen en ionen in het mengsel kunnen door het gesteente migreren en reageren met de vaste stoffen. De CO₂ komt vooral uit sedimentaire carbonaten, het water van chemisch in klei en andere waterhoudende mineralen gebonden water. Als de vloeistoffen stijgen in de korst, komen ze in een koudere omgeving en zetten vaak kwarts af. Wanneer de metamorfose verder gezet wordt, reageert het water zelf met het gesteente door het vormen en breken van bindingen met water. Als regel geldt: hoe hoger de graad van de metamorfose, hoe minder water het gesteente bevat.

soorten metamorfose en het verband met de geologische omstandigheden

- regionale metamorfose: hoge temperatuur en druk worden uitgeoefend over grote stukken van de korst. Het vernietigt een deel van of alle stollings- en sedimentair gesteente. Soms wordt het veroorzaakt door hoge temp. en gemiddelde tot hoge druk (bv. vulkanische bogen waar door subductie diep onder de mantel zakken) of door gemiddelde temperaturen en hoge druk (bv. diepzeetroggen). Regionale metamorfose onder hoge druk en temperatuur treedt op bij convergerende platen.
- contactmetamorfose: hete intrusies veranderen het gesteente in hun directe omgeving door hun hitte en druk. Het gaat normaal maar om een dunne zone rond het contactoppervlak. Drukeffecten zijn enkel belangrijk waar magma op grote diepte binnendrong. Bij extrusie is de vervormde laag zeker heel klein door de snelle afkoeling van de lava.
- vervormingsmetamorfose: in een breukvlak schuiven de rotsen langst elkaar en worden verbrokkeld en onder hoge druk gezet, zodat metamorfose en rekristallisatie mogelijk wordt. Bij de broze gesteenten dicht bij het oppervlak noemen we deze structuren **cataclastisch**. Op grotere diepte, waar we verhoogde druk en temperatuur vinden, breiden de structuren uit over de hele rots, die **myloniet** genoemd werd. Vaak worden cataclastisch gesteente en myloniet samen gevonden in sterk vervormd gesteente.
- hydrothermale metamorfisme: wordt vaak geassocieerd aan midoceanische ruggen waar zeewater in de hete gebarsten ruggen dringt, en door de hoge temperatuur er reacties tussen zeewater en basalt kunnen optreden. Het gebeurt ook soms wanneer op de continenten vloeistoffen van de intrusiegesteenten naar de bovenliggende lagen stijgen en de gesteenten vervormen.
- begravingsmetamorfose: begraven sedimentair gesteente warmen langzaam op als ze begraven worden tot ze in evenwicht komen met de temperatuur van de korst rondom hen. Eerst treedt diagenese op, later gaat dit over in metamorfisme door de hitte en druk veroorzaakt door de bovenliggende sedimenten. Dit is geen hoge-gradsmetamorfose, en gelaagdheid wordt er door bewaard.

metamorfe structuren

De structuur van metamorfe gesteenten wordt bepaald door de grote, vorm en schikking van de samenstellende kristallen. Elke structuur vertelt ons iets over het metamorfe proces dat het vormde.

- gelaagdheid en klieving:

De meest opvallende structurele eigenschap van gesteenten die regionale metamorfose ondergingen is gelaagdheid, een set van platte of gegolfde vlakken gevormd door de vervorming (deze vlakken maken vaak een hoek met de originele gelaagdheid)

Een van de hoofdredenen van deze gelaagdheid is de aanwezigheid van platte mineralen (vooral mica en chloriet), die de neiging hebben in platte of gebladerde kristallen te kristalliseren; ze hebben een **voorkeursoriëntatie**, meestal loodrecht op de drukrichting. Ook bij plastische vervorming (verzachting en plooiing van gesteenten) nemen de kristallen een voorkeursrichting aan; en lange potloodachtige kristallen neigen ook naar het aannemen van een positie evenwijdig met het vlak.

Het best gekende voorbeeld van deze gelaagdheid is leisteen, dat gemakkelijk gesplitst kan worden langst gladde, evenwijdige oppervlakken.

Gelaagde gesteenten worden geklasseerd aan de hand van vier hoofdcriteria:

- **Leistenen:** laagste graad van gelaagde gesteenten, fijnkorrelig (kristallen niet te zien zonder microscoop), gevormd uit zachte leisteen of verzamelingen van vulkanische as, zwart of grijs met gekleurde partikels van organisch materiaal, gelaagdheid maakt meestal een hoek met de oorspronkelijke gelaagdheid (<-> niet zo bij zachte leisteen)
- **Phyllite:** phylliten zijn van lichtjes hogere graad dan leistenen, maar hebben eenzelfde karakter en oorsprong. Ze glinsteren een klein beetje door de groter geworden mica- en chlorietkristallen.
- **Schist:** kristallen zichtbaar met het blote oog, lagen iets dikker en afwisselend donker en licht gekleurd; groffe, gegolfde, doorlatende gelaagdheid, gekend als *schistosity*. Het zijn de meest gevonden metamorfe gesteenten, en ze bevatten tot 50% platte mineralen (vooral de mica's biotiet en muscoviet) en kunnen ook dunne laagjes kwarts en veldspaat bevatten, afhankelijk van de hoeveelheid kwarts in het oorspronkelijk gesteente.
- **Gneiss:** hoge-graads metamorfisme met nog grovere gelaagdheid; licht-gekleurde gesteenten met brede banden van lichte en donkere mineralen. Ze splitsen niet langst de gelaagdheid en er zitten weinig bladachtige of mica-achtige mineralen in de gelaagdheidsvlakken, en meer korrelige mineralen zodat de neiging tot splijting klein is.

- niet-gelaagde gesteenten:

Soms is er geen of slechts een lichte neiging van een kristal om in een voorkeursrichting te gaan liggen, en krijgen we dus niet-gelaagde metamorfe gesteenten. De kristallen in deze gesteenten groeien in de drie richtingen even ver. De gesteenten ontstaan bij alle soorten metamorfose, met uitzondering van vervormingsmetamorfose. De verschillende soorten gesteenten zijn:

- **hornfel:** ontstaan bij hoge temperaturen van contactmetamorfose waarbij weinig vervorming van het gesteente optreedt. Hoewel het pyroxenen en mica's bevat, is het steeds een gekorrelde kristal, omdat de kristallen in alle richtingen gegroeid zijn.
- **kwarsieten:** zeer harde, niet-gelaagde witte gesteenten ontstaan uit kwartsrijke zandstenen. Soms massieve gesteenten, ononderbroken door gelaagdheid, maar soms bevatten ze dunne laagjes leisteen of schist, ontstaan uit tussenliggende laagjes van klei en zachte leisteen. Deze gesteenten worden zowel bij contactmetamorfose en regionale metamorfose gevormd.
- **marmer:** product van druk en temperatuur die inwerken op kalksteen en dolomieten, dat kan ontstaan bij contactmetamorfose of regionale metamorfose.

Bestaat soms uit ononderbroken calciëtkristallen (bv. Carraramarmer) maar ook vaak onregelmatige banden of *mottling* afkomstig van silicaten en andere vervuilingen in de kalksteen.

- *argillite*: lage-graads metamorfose van *mudstone* of ander kleirijke sedimenten. Breekt onregelmatig of conchoïdaal. De afwezigheid van gelaagdheid kan gedeeltelijk geweten worden aan de kleine deeltjes in het oorspronkelijk gesteente die geen voorkeursrichting vertonen en de lage graad van metamorfose.
- *greenstones*: gemetamorfeerd *mafic* vulkanisch gesteente dat ontstaat wanneer *mafic* lavas en asverzamelingen reageren met doordringend zeewater of andere oplossingen. Grote stukken van de oceaانبodem zijn zo veranderd. een overvloed aan chloriet geeft deze gesteenten hun typische groene tint.
- *amphibolite*: bestaat uit vooral amfibool en plagioclase veldspaat. Typisch het product van gemiddelde tot hoge graads metamorfisme van *mafic* vulkanisch gesteente.
- Graniet is hoge-graads metamorf gesteente. lagere-graads graniet wordt vaak *granofels* genoemd.

Soms groeien er grote kristallen van metamorfe mineralen, die omgeven worden door een fijnere matrix. Ze lijken op *phenocrysts* uit vulkanisch gesteente en heten **porfieroclasten**. Deze ontstaan zowel bij contactmetamorfose als bij regionale metamorfose. Ze ontstaan in omstandigheden waarbij het verschil tussen de chemische en kristallografische eigenschappen van matrix en porfieroclast groot zijn. Zo groeien de porfieroclasten snel ten kost van de matrix. *Garnet* en *staurolite* zijn twee mineralen die regelmatig porfieroclasten vormen.

De geschiedenis van een metamorf gesteente kan heel ingewikkeld zijn. Een samenvatting van de verschillende structuurklassen van metamorfe gesteenten en hun eigenschappen vind je in tabel 8.1 p 179.

Regionale metamorfose en graad van metamorfe verandering

Geologen kunnen uit gesteenten lezen, en er de druk en temperatuur waaronder ze gevormd zijn uit aflezen. Zo proberen ze de geologische geschiedenis van een gebied te herconstrueren. De gebruikte technieken worden het beste geïllustreerd door hun gebruik voor regionale metamorfose.

Wanneer geologen gordels van regionaal gemetamorfeerde gesteenten bestuderen, kunnen de verschillende delen van deze gordels aangeduid door hun **index mineralen**, de karakteristieke mineralen die onder een beperkte hoeveelheid drukken en temperaturen gevormd kunnen worden. We kunnen de zones waar de ene metamorfe graad in de andere overgaat, duiden we aan op een kaart. Door al de punten trekken we een lijn, de **isograad**. Het patroon van de isograden volgt meestal de structurele natuur van de regio, zoals plooien en breuken het weergeven. Om de isograden te calibreren heeft men in het labo veel vormingen van mineralen bestudeerd. De volgorde van de verschillende isograden kan verschillen van gebied tot gebied: temperatuur en druk variëren immers niet altijd op dezelfde wijze t.o.v. elkaar.

De soort van gesteente dat gevormd wordt bij een bepaalde druk en temperatuur hangt ook af van het oorspronkelijke gesteente. Zo bestaat het laagste-graads gesteente gevormd bij regionale metamorfose van basalt vooral uit **zeolieten** van verschillende samenstelling. Overlappend met de zeoliet-isograad is die van *greenschist*, waarvan de mineralen veel chloriet inhouden. Daarna volgen de **amfibolieten** en het hoogste-graads metamorf vulkanisch *mafic* gesteente (= gesteente dat in zee gevormd is) is **pyroxeen granuliet**. Bij

hoge druk en gemiddelde druk wordt er, beginnend vanuit allerlei gesteenten, gesteenten van de *bleuschist*-graad gevormd (de naam komt van de aanwezigheid van glaucofaan) **Eclogiet** is een ander gesteente, rijk aan *garnet* en pyroxeen, dat bij extreem hoge druk en gemiddelde tot hoge druk gevormd wordt.

We kunnen alle info over vorming van gesteenten uit vele chemische samenstellingen uitzetten op een grafiek van druk en temperatuur. *Metamorphic facies* zijn verzamelingen van gesteenten met verschillende mineralen gevormd onder verschillende drukken en temperaturen uit verschillende ouder-gesteenten. Het basisidee van metamorfose is dat er verschillende mineralen kunnen gevormd worden uit verschillende ouder-gesteenten maar ook uit hetzelfde ouder-gesteente bij verschillende drukken en temperaturen. In tabel 8.2 p181 vinden we bv. de verschillende gesteenten gevormd uit leisteen en basalt.

Contactmetamorfe zones

Het best ziet men het effect hiervan bij *sills* en *dikes*. bv. voor zachte leisteen: vlak langs de intrusie heeft het gesteente volledig zijn oorspronkelijke textuur verloren (gelaagdheid, fossielen, ...), maar iets verder kunnen we deze eigenschappen nog wel zien, maar kleimineralen zijn er in mica's veranderd, en nog verder weg is het gesteente onveranderd gebleven.

De rand van veranderd gesteente rond een intrusie noemen we de **contactaureool**. De dikte en het karakter hiervan hangt af van de temperatuur van de magma en de diepte in de korst ervan (= > hoe groter het temperatuurverschil, hoe groter het effect). Ook de vorming van contactmetamorfe gesteente varieert met temperatuur en druk, al zit het niet vervat in de *metamorphic facies diagrams*. Bij contactmetamorfe gesteente is er wel een vaste opeenvolging van de soorten mineralen. Voor kalksteen is dit bv. Wollastoniet, *garnet*, diopsiet → serpentine, chloriet, calciet → olivijn, *forsterite*, calciet, dolomiet → onveranderde kalksteen (zie ook fig 8.14 p 182) Het aureool kan verschillende honderde meters dik zijn, en ontstaat door een soort van metasomatisme.

Platentektoniek en metamorfose

Metamorfose past in het geheel van tektonische bewegingen die vulkanisme en orogenese veroorzaken. Vaak kunnen we aan de hand van de graad en de samenstelling van een gesteente bepalen door welke vorm van metamorfose het vervormd is. Fig 8.16 p 183 schetst een beeld van welke gesteenten bij welke metamorfosesoort horen.

Hfst 9: Het verleden van rotsmassieven en de geologische tijdsschaal

Inleiding (totaal onbelangrijk, maar toch)

-Niets op aarde is stabiel, alles is voortdurend in beweging en in verandering, maar grote veranderingen vinden slechts plaats over een zeer groot tijdsinterval (bv. continentendrift).
-De studie van de veranderingen in het verleden is belangrijk om te kunnen begrijpen hoe de aarde vandaag evolueert. Hiervoor is een "geologische kalender" vereist.

De aarde timen (9.1 en 9.2)

De geologie is uniek omdat zij fenomenen bestudeert die zeer verschillend zijn qua tijdsduur. Aardbevingen bv. duren vaak slechts enkele seconden, terwijl bv. de vorming van een gebergte miljoenen jaren vraagt.

Sommige geologische processen zijn meetbaar (bv. de overstrooming van een rivier), andere zijn zelfs te traag om te meten (bv. hellingserosie).

Om heel trage geologische processen te meten kunnen we alleen steunen op de informatie die we halen uit rotsmassieven. Zij dienen als "het geheugen van de aarde". Massieven die in het verleden zijn gevormd en bewaard zijn gebleven van erosie zijn stille getuigen van de processen waarin ze zijn gevormd, en die vaak duizenden of miljoenen jaren hebben geduurd.

Tot de negentiende eeuw geraakte men niet verder dan een chronologie van de gebeurtenissen; een relatieve leeftijd. Dankzij de fysica van de radioactief verval kunnen we nu ook "radiometrische leeftijden" afleiden, ook absolute leeftijd genoemd. Dankzij deze technieken heeft men ontdekt dat de aarde veel ouder is dan tot dan toe gedacht en dat onze planeet constant in beweging en evolutie is.

De aardse systemen

Dankzij moderne dateringstechnieken kunnen we niet alleen gesteenten zelf dateren, het levert ons ook informatie over de evolutie van bv. de atmosfeer of de aanwezigheid van bepaalde chemische elementen (we kunnen immers de hoeveelheid van die elementen bepalen die in een gesteente of een ijskern van een bepaalde ouderdom gecapteerd zit). Op die manier kan o.m. de snelheid van sommige fluctuaties berekend worden (bv. aanwezigheid van CO₂ in de atmosfeer).

Geologische geschiedenis en relatieve datering

Stratigrafie (= beschrijving en studie van gelaagdheid in sedimentaire gesteenten)

De stratificatie (=gelaagdheid die typisch is voor sedimentgesteenten) kent twee simpele principes:

1. Sedimenten zijn oorspronkelijk horizontaal afgezet. Breuken of plooiingen zijn ontstaan na de gesteenten zelf
2. Elke laag is ouder dan degene die erboven is afgezet en jonger dan degene die eronder is afgezet

Zie voor een nogal kleuterachtige illustratie: figuur 9.3.

Deze principes leren ons dat een verticale set lagen, stratigrafische reeks genoemd, kan gezien worden als een chronologische afspiegeling van de geologische geschiedenis van een gebied. Stratigrafische reeksen zijn niet hetzelfde als sedimentaire reeksen. Sedimentaire reeksen zijn verticale veranderingen van lithologie in een bepaalde afzettingsgebied. De nadruk ligt op de verschillende soorten gesteenten. De definitie van een stratigrafische reeks is breder en behelst een grote variëteit van horizonten van verschillende origine. De nadruk ligt op de verschillende tijdstippen en omstandigheden van sedimentatie.

Deze principes laten niet toe iets te zeggen over de absolute tijdsduur van de sedimentatie. Sedimenten zetten zich immers niet af met een constante hoeveelheid per tijdseenheid (sedimentatiesnelheid hangt af van omstandigheden zoals diepte van het water, enz.). We kunnen bovendien geen informatie afleiden over eventuele pauzes in het sedimentatieproces, die eventueel zelfs miljoenen jaren kunnen duren. Bepaalde lagen kunnen geheel of gedeeltelijk weggeërodeerd zijn.

We kunnen met deze methodes tenslotte ook niets zeggen over de ouderdom (zelfs niet de relatieve) van 2 gesteentebanken die ver uit elkaar liggen.

Fossielen (9.4-9.5)

De meest voorkomende fossielen in gesteenten van de laatste half miljard jaar zijn schaaltsjes van ongewervelden. Botten van gewervelden komen veel minder vaak voor.

Fossielen vindt men niet in magmatische gesteenten (biologisch materiaal gaat verloren in de hete smelt) en zelden in metamorfe gesteenten (biologisch materiaal wordt onherkenbaar vervormd). Plantenfossielen vindt men overvloedig in bv. steenkoollagen.

Nu volgt een historische noot, die ik met pijn in het hart oversla.

Men kan verschillende lagen onderscheiden op basis van de fossielen die er zich in bevinden. Men spreekt hier van formaties. Een formatie is een serie van lagen die een bepaald gebied die ongeveer dezelfde fysische eigenschappen heeft en die min of meer dezelfde fossielen bevat. Een formatie kan uit één type gesteente bestaan, maar ook uit verschillende lithologische lagen. Als men nu op één of andere manier de chronologie in het bestaan van de fossielen kan achterhalen, kan men ook iets zeggen over de chronologische opeenvolging van de lagen waarin ze voorkomen. Deze methode kan bovendien worden gebruikt om ontsluitingen in verschillende gebieden te vergelijken (zie figuur 9.5).

Discordanties (9.6-9.7-9.8)

Een discordantie is een contactlijn tussen twee lagen die niet in een ononderbroken opeenvolging zijn afgezet. Hij wordt veroorzaakt doordat een of meerdere lagen worden weggeërodeerd voordat de volgende laag wordt afgezet.

Een discordantie vertegenwoordigt een bepaald tijdsinterval, maar wijst ook op een geologisch fenomeen dat erosie heeft toegelaten: optillen van de lagen tot boven zeeniveau door tectonische spanningen of omgekeerd: een verlaging van het zeepil.

We onderscheiden drie types:

1. Een discordantie: De bovenste lagen worden afgezet op een geërodeerd oppervlak dat afkomstig is van de erosie van horizontale, niet gedeformeerde lagen
2. Een noncordantie: De bovenste lagen worden afgezet op magmatisch of metamorf gesteente

3. Een hoekdiscordantie: De bovenste lagen worden afgezet op een geërodeerd oppervlak dat afkomstig is van de erosie van lagen die sterk waren geplooid door tectonische processen.

Cross-cutting relaties (9.9)

Ook andere verstoringen van de gelaagdheid kunnen ons iets leren over de chronologie van de geologische gebeurtenissen. Breuken, en magmatische intrusies in gesteenten moeten immers ontstaan zijn nadat de gesteenten zijn gevormd. Indien wij bv. onder een discordantievlak een breuk terugvinden, moet deze ouder zijn dan de lagen die boven de discordantie zijn afgezet.

Sequentiestratigrafie (9.10-9.11)

Een sequentie is een reeks sedimentaire lagen die boven en onder begrensd worden door discordanties. Op seismische profielen toont een bepaalde sequentie een specifiek patroon, dat afhangt van de omstandigheden van sedimentatie. Op basis van deze profielen kan men sequenties van dezelfde leeftijd over een groot gebied met elkaar in verband brengen.

De geologische tijdschaal (9.12-9.13)

We hebben nu een aantal methodes gezien om lagen te ordenen en ze te relateren aan bepaalde geologische gebeurtenissen. Op basis van deze methodes hebben geologen een geologische tijdschaal opgesteld, een geologische kalender die de relatieve ouderdom van rotsen en fossielen vastlegt. Elk tijdvak op de schaal komt overeen met bepaalde geologische gebeurtenissen en bepaalde fossielen. Neem even een kijkje op de adembenemende figuur 9.13.

Er zijn 4 soorten tijdsperiodes (van kort naar lang): epoch, period, era, eon

Archeaan: 4-2.5 miljard jaar oud

De basisstructuren van de aarde (kern, mantel,...) werden gevormd. Fossielen van primitieve ééncelligen.

Proterozoicum: 2.5 miljard-543 miljoen jaar geleden

Op enkele belangrijke uitzonderingen na (bv. het O₂-niveau in de atmosfeer was nog veel lager) was de aarde al bijna in de staat waarin ze nu verkeert. De meeste fossielen komen nog van ééncelligen, hoewel de complexiteit van de organismen toeneemt.

Deze twee eons vormen samen het precambrium

Phanerozoicum: 543 miljoen jaar geleden - nu

Best begrepen en meest recent eon. Vele fossielen, o.m. van vertebraten. Nog verder onderverdeeld in eras (3 stuks), periods (meestal genoemd naar de plaats waar de beste ontsluiting zich bevindt) enzovoort.

Uit het opstellen van deze geologische tijdschaal hebben geologen geleerd dat de aarde niet geschapen is door een aantal apocalyptische gebeurtenissen in de laatste paar duizend jaar, maar gevormd is tijdens miljoenen jaren, door geleidelijke processen. Dezelfde processen die

gedurende de hele geschiedenis van de aarde aan de aarde hebben geschaafd nemen we vandaag nog steeds waar.

Radiometrische tijd: absolute ouderdom

De vorige methodes waren alleen geschikt voor het meten van de relatieve ouderdom. Dankzij het verval van radioactieve elementen die in gesteenten zitten ingesloten kon men vanaf 1905 ook starten met absolute dateringen.

Radio-actieve atomen: de klokken in rotsen (9.14 + tabel 9.1)

Dit deel begint met een zeer boeiende uiteenzetting over radioactiviteit en halfwaardetijden. Hiervoor is een uitgebreide voorkennis vereist i.v.m. verscheidene zeer moeilijke begrippen als daar zijn: "proton", "neutron" enz.. Omdat ik ervan uitga dat deze voorkennis bij leken als jullie niet voorhanden is, sla ik deze paragrafen over. Ik wijs er enkel even op dat radioactief verval niet afhankelijk is van temperatuur, druk of andere parameters die eventueel zouden kunnen variëren.

Radiometrische datering geeft de tijd aan die is verlopen sinds het kristalrooster zich sloot. Hierna kunnen er geen atomen meer in of uit het rooster. Om radiometrie te kunnen toepassen, moet de initiële hoeveelheid van het dochterelement die zich in het kristalrooster bevond bij kristallisatie bekend zijn (bv. rubidium-strontium: rubidium en strontium worden bij kristallisatie volledig ontmengd; alle strontium in een rubidium-houdend mineraal is dus afkomstig van radioactief verval). Hoe ver in de tijd je met een bepaald element kan dateren is afhankelijk van de halfwaardetijd. Nadat een element volledig is vervallen kunnen we namelijk alleen nog vaststellen dat de "radiometrische klok" is stilgevallen. We kunnen dan onmogelijk weten hoe lang ze al stil staat

Sedimentaire gesteenten dateren met radiometrie is zeer moeilijk. De ouderdommen die worden gemeten zijn immers deze van het afbraakpuin. Dit puin is afkomstig van gesteenten die ten tijde van de sedimentatie reeds bestonden, en dus ouder zijn dan de sedimenten.

Koolstof-14-methode

C14 vervalt naar stikstof-14, met een halfwaardetijd van 5730 jaar. Na ongeveer 70.000 jaar zijn er te weinig C14-atomen over om nog nauwkeurig te kunnen dateren. Deze methode is dus slechts bruikbaar voor metingen in het relatief recente geologische verleden.

Deze methode is zeer belangrijk voor het dateren van fossielen in relatief jonge sedimenten. Zeer vele levende organismen nemen immers koolstof op (bv. onder vorm van CO₂ uit de atmosfeer). Hier zit altijd een zekere hoeveelheid C14 bij. Op het moment dat ze sterven ligt de hoeveelheid koolstof in hun weefsels vast, en de verhouding C12/C14 is dan gelijk aan deze in de atmosfeer. Het verval van C14 begint. Omdat N14 een gas is, lekt het weg uit het fossiel en kan men het niet gebruiken om te dateren. Men kan wel de hoeveelheid C14 die overblijft in het fossiel vergelijken met de hoeveelheid C14 in de atmosfeer (deze laatste wordt constant verondersteld over de relatief korte tijdsperiodes die gemeten worden).

Gebruik en beperkingen van radiometrische datering

Niet elk gesteente kan met radiometrie gedateerd worden. Soms kunnen de dochterelementen (elementen die uit radioactief verval zijn ontstaan) uit een gesteente verloren gaan, bv. door verwerking. Ook als een gesteente een metamorfose ondergaat kan dit gebeuren. In dat geval wordt de radiometrische datering problematisch.

De correctheid van een radiometrische datering hangt bovendien af van de precisie waarmee uiterst kleine hoeveelheden atomen in een kristal kunnen gemeten worden. Dankzij moderne technieken is dit echter niet een groot probleem meer.

Een andere geologische klok

Hier staat alleen dat geologen ook magnetische fenomenen gebruiken om dateringen te doen.

Een betrouwbare dateringsmethode

De besproken absolute en relatieve dateringsmethodes kunnen nu gecombineerd worden. Een voorbeeldje: als we een magmatische intrusie radiometrisch kunnen dateren op 500 miljoen jaar, weten we meteen dat de sedimentaire lagen waarin deze intrusie zich bevindt ouder moet zijn. Als we onder deze sedimenten metamorfe lagen van bv. 550 miljoen jaar vinden, weten we dat de sedimentgesteenten tussen 500 en 550 miljoen jaar oud moeten zijn. Als we in de sedimenten bv. fossielen van het Cambrium terugveinden, kennen we ook de absolute ouderdom van dit tijdvak. Op deze manier zijn aan de volledige geologische tijdschaal absolute jaartallen toegekend.

Snelheden van zeer trage aardprocessen schatten (9.16-9.17)

Door het dateren van gesteenten kan men ook achter snelheden van geologische processen komen. Neem bv. de zuidelijke Atlantische deze is ongeveer 5000 km. Breed. De oudste delen van de oceaانبodem zijn deze die tegen de rand van Zuid-Amerika en Afrika liggen. Die zijn gedateerd op 100 miljoen jaar (m.b.v. fossielen). In dit deel van de oceaan drijven de continenten uit elkaar met een snelheid van 5000km per 100 miljoen jaar, ofte 5 cm/jaar. Dit komt overeen met metingen die men in 1987 met laserstralen en satellieten heeft verricht.

Op basis van deze technieken kan men ook de snelheid van beweging van de Noord-Pacifische plaat t.o.v. de Noord-Amerikanse plaat bepalen. De grens tussen deze twee platen is de San Andreas-breuk. Men kan namelijk een massief dat is gesplitst door de breuk dateren en berekenen hoe ver de twee delen uit elkaar zijn gedreven. Hieruit berekend men dan de snelheid van de beweging. Ook hier bedraagt de snelheid 5 à 6 cm/jaar.

Men kan ook de snelheden van verticale bewegingen schatten door de berekenen hoe ver massieven van een bepaalde ouderdom nu boven het zeeniveau uitsteken. Als een bepaalde bank bijvoorbeeld 15 miljoen jaar oud is en 3000 meter boven zeeniveau uitsteekt, en we weten dat dit gesteente oorspronkelijk in ondiep water is afgezet, dan kunnen we berekenen dat er een verticale beweging van gemiddeld 0.2mm per jaar is geweest.

Een overzicht van de geologische tijd (9.18)

Op figuur 9.18 ziet u een mooi overzichtje. Het belangrijkste wat in de tekst staat is:

1. De aarde bestaat al heeeeeeeeeel lang
2. De mensheid veel minder

3. U zelve nog veel minder
m.a.w.: rustig overslaan die handel

Hfst 10: Plooiën, breuken en andere deformatieën

Een breuk is een splinging in het gesteente waarlangs de beide delen van de rotsformatie hebben bewogen. (10.2)

Een plooi is een deformatie van de lagen waarbij geen breuk optreedt. (10.1)

Breuken en plooiën treden op o.i.v. tektonische spanningen in de aardplaten. Ze kunnen dimensies hebben van enkele centimeters tot kilometers

Waarnemingen interpreteren

Observaties in het veld zijn zeer belangrijk. De belangrijkste bronnen van zulke waarnemingen zijn ontsluitingen, plaatsen waar de lagen aan het oppervlak komen.

Het meten van helling en strekking (10.4)

Al gekend

Een geologische kaart en doorsnede maken (10.5)

Op basis van de verschillen in lithologie die op het terrein waar te nemen zijn en de meting van helling en strekking van de lagen kan men een geologische kaart en een verticaal profiel opstellen. Hierin zit al veel informatie over de geologische geschiedenis van de formatie. Uit figuur 10.5 bv. halen we dat de laag die in het midden ontsloten is de oudste moet zijn (ligt vanonder). Nadat deze lagen horizontaal afgezet zijn onder water, zijn ze geplooid. Na deze plooiing is er dan erosie opgetreden, die de bank gedeeltelijk heeft afgeschuurd. Bij de reconstructie van deze geologische geschiedenis spelen intuïtie en gezond verstand een belangrijke rol.

Hoe rotsen vervormd worden

Rotsmassieven vervormen o.i.v. tektonische spanningen. Het kunnen zowel schuif-, trek-, als drukspanningen zijn. (10.6).

Wat bepaald of een rots plooit of breekt? (10.7)

Er zijn experimenten geweest waarbij men cilindervormige stalen van een bepaald gesteente axiaal samendrukte. Dit gebeurde zowel op een hoge radiale spanning en hoge temperatuur (condities die we diep in de aarde terugvinden) als op lage radiale spanning en temperatuur (condities meer naar de oppervlakte).

Bij een dergelijk experiment met marmerstalen (waarbij men de temperatuursafhankelijkheid niet onderzocht) bleken de stalen bij hoge druk traag en plastisch te vervormen, zonder breuken. Bij lage druk echter was er wél breukvorming. Hieruit concludeerde men dat, minstens voor dit soort marmer, de diepte waarop de deformatie plaatsvindt een belangrijke rol speelt.

Andere test bevestigden dat plastische vervorming makkelijker optreedt bij hoge temperatuur.

Brosheid en ductiliteit onder natuurlijke omstandigheden

Het is duidelijk dat ook de brosheid van de gesteenten een rol speelt in de vraag of een massief zal breken of plooiën. Er moet echter op gewezen worden dat natuurlijke

omstandigheden veel complexer zijn dan laboratoriumcondities. Zo is de brosheid van een materiaal ook functie van de diepte waarop het zich bevindt. Toch kan kennis van de brosheid of ductiliteit van een gesteente nuttig zijn, vooral als een bijkomende ondersteuning van onze waarnemingen.

Hoe rotsen plooien

Plooien komen vaak voor, vooral in gelaagde rotsmassieven. Ze kunnen zowel door horizontale als door verticale spanningen in de aardkorst ontstaan. Plooien zal gebeuren o.i.v. drukkrachten.

Types van plooien (10.9-10.17)

Een beetje woordenschat:

Antikline: opwaartse plooi

Syncline: neerwaartse plooi

Leden: de twee flanken van de plooi

Assevlak: vlak dat de plooi zo goed mogelijk symmetrisch verdeelt, met één lid aan iedere kant.

Plooi-as: snijlijn van het oppervlak van de plooi met het assevlak

Asduiking: een afwijking van de plooi-as t.o.v. de horizontale

Een plooi kan eventueel asymmetrisch zijn. Bij grote horizontale kracht kan een breuk ook omslaan: in het onderliggende lid (van een antikline) is de gelaagdheid dan omgedraaid t.o.v. de oorspronkelijke situatie: de oudste laag ligt bovenaan. De meeste plooien sterven uit. Dit gebeurt als hun plooi-as het horizontale vlak doorboort.

Een koepel is een antiklinale structuur, een cirkelvormige of ovale opwaartse plooïing van lagen. De lagen hellen van het centrum weg. De oudste lagen dagzomen in het centrum.

Een kom is een synklinale structuur, een cirkelvormige of ovale neerwaartse plooïing van lagen. De lagen hellen naar het centrum toe. De oudste lagen dagzomen in het aan de rand.

Koepels en kommen zijn typisch verscheidene kilometers in doorsnede. Hoe ze gevormd worden is niet altijd duidelijk. Koepels worden soms gevormd doordat magnetische intrusies die in de aardkorst infiltreren de bovenliggende sedimenten naar boven duwen. Kommen kunnen ontstaan doordat diepere delen van de aardkorst afkoelen en compacteren, waardoor de bovenliggende lagen inzakken. Soms kan het gewicht van bovenliggende sedimenten een deel van het massief doen inzakken.

Wat geologen uit plooien leren

Hier staat niks nieuws

Hoe rotsen breken: splijtingen en breuken

We spreken van een breuk als er langs het breukvlak beweging is geweest van de beide delen van het gesteente t.o.v. elkaar. Zoniet hebben we het over een splijting

Splijtingen (10.20)

Splijtingen komen zeer vaak voor. Gesteenten breken, zoals andere materialen, het eerst op die plaatsen waar ze het zwakst zijn. Deze zwakke punten kunnen kleine breukjes zijn, fossielen, fragmenten van ander materiaal.

Splijtingen kunnen door tektonische spanningen ontstaan, maar ook door door andere fenomenen, als daar zijn:

-expansie van gesteenten na drukvermindering door erosie van bovenliggende lagen

-Volumeverandering door temperatuursvariaties bv. in afkoelende lava.

Splijtingen zijn vaak slechts het begin van een reeks processen die het gesteente ingrijpend kunnen wijzigen. Zo kunnen water en lucht in splijtingen dringen en op die manier een groter contactoppervlak met het gesteente verwerven. De verwerking zal hierdoor toenemen.

Breuken (10.21-10.26)

Breuken kunnen zowel worden veroorzaakt door trek-en drukspanningen als door schuifspanningen. Deze spanningen zijn zeer groot op plaatgrenzen. Breuken komen dan ook zeer vaak voor in bergachtige gebieden (samendrukken van de platen) en in rift valleys (platen uit elkaar getrokken). Soms zijn de relatieve verplaatsingen verscheidene honderden kilometers groot (bv. San Andreas-breuk, waarbij de platen horizontaal verplaatst worden o.i.v. schuifspanningen). Ook ver van de plaatgrenzen komen echter breuken voor.

Het oppervlak waarlangs de formatie breekt en beweegt is het breukvlak. De beweging van de delen langs de breuk kan zowel verticaal (volgens de helling van het breukvlak) als horizontaal (volgens de strekking van het breukvlak) gebeuren. In het eerste geval hebben we te maken met trek- of drukspanning, in het tweede geval met schuifspanning. Ook een combinatie van beide is mogelijk.

Bij een normale breuk zal het deel van het massief dat zich boven het breukvlak bevindt relatief t.o.v. het andere deel naar beneden schuiven, zodat het gebied "uitgerokken" wordt. Dit gebeurt o.i.v. trekspanningen (10.22a). Bij een omgekeerde breuk zal het deel van het massief dat zich boven het breukvlak bevindt relatief t.o.v. het andere deel naar boven schuiven, zodat het gebied "ingedrukt" wordt. Hier zijn drukspanningen in het spel (10.22b).

Neem een breuk waarbij de beweging volgens de strekking gebeurt. Stel dat je op één van de delen van het massief staat. Als het andere deel dan relatief t.o.v. jouw deel naar links verschuift, spreken we van een linkslaterale breuk. Schuift het naar rechts, hebben we een rechtslaterale breuk.

Een thrust fault is een omgekeerde breuk waarvan de helling van het breukvlak zo klein is dat het overliggende deel van het massief eigenlijk horizontaal is komen te liggen. Ze komen vaak voor in berggebieden en zijn een uiting van grote drukspanningen (fig 10.23-10.24).

Zijn er grote trekspanningen aanwezig, dan kan een plaat a.h.w. in twee worden getrokken. Dit kan resulteren in een rift valley (10.25-10.26); dat is een depressie waar één blok in feite tusse twee andere blokken is ingevallen. De trekkrachten creëren een lange, smalle trog die aan twee kanten door normale breuken wordt begrensd. (bv. De Rode Zee).

De geologische geschiedenis ontrafeld.

Hier staan nog enkele geniale ideeën vermeld:

1. De geoloog ziet enkel de hedendaagse situatie en dus NIET wat 5 miljoen jaar geleden gebeurde.

2. Een breuk door een laag loopt moet NA die laag zijn ontstaan (m.a.w. er moet eerste een laag zijn alvorens de laag kan gebroken worden. Nieuwe inzichten alom).

Voor de rest wordt 10.27 in het lang en het breed uitgelegd, maar dat is gebaseerd op de relatieve dateringsmethoden uit hoofdstuk 9: alle lagen zijn gebroken, dus de breuk is ontstaan nadat alle lagen zijn afgezet. De zwarte laag is niet geplooid en de andere wel, dus: na de plooiing is de zwarte laag afgezet op een erosieoppervlak, de andere lagen zijn ervoor afgezet

Hfst 11: Massa-verplaatsing

Onder massa-verplaatsing verstaan we de hellingafwaartse beweging van massa van rotsen of bodems o.i.v. de zwaartekracht. Het materiaal kan achteraf eventueel worden afgevoerd via een ander agens. Massa-verplaatsing treedt op als de zwaartekracht de sterkte van het materiaal overschrijdt. De beweging is het gevolg van de verwerking van het massief en speelt een belangrijke rol in de erosie van het gebied.

Massa-verplaatsing kunnen worden getriggerd door aardbevingen, vloedgolven,... Ook menselijke activiteit kan massa-verplaatsing veroorzaken (bv. uitgravingen op bouwwerven) De beweging kan zeer traag gebeuren, maar ook razendsnel.

Wat doet massa bewegen? (een vraag die ons allen boeit)(11.1-11.7)

Drie belangrijke factoren beïnvloeden massa-verplaatsing (tabel 11.1):

1. Het soort materiaal: sterkte van de rots, soort gesteente enzomeer. Het materiaal kan geconsolideerd (gecompacteerd en "samengelijmd" door minerale cementen) zijn of ongeconsolideerd.
2. De hoeveelheid water in de materialen (die op haar beurt afhangt van porositeit en hoeveel neerslag).
3. De steilheid en instabiliteit van de helling.

De laatste 2 factoren zijn het meest door de mens beïnvloed.

De aard van de hellingmaterialen

Hellingen van ongeconsolideerd materiaal zijn minder stabiel dan die van geconsolideerd materiaal

Ongeconsolideerd materiaal: (11.1). We kunnen de manier waarop de aard van de helling de massa-verplaatsing beïnvloedt begrijpen aan de hand van een voorbeeldje: droog, los zand. Hoe groot de zandberg ook is, de helling die het zand met de grond maakt kan niet groter zijn dan ongeveer 35°. Als je de helling toch groter maakt, dan zal na een tijdje een deel van het zand zich zo verplaatsen dat de hoek opnieuw 35° wordt. De steilste hoek waarbij een helling van een materiaal stabiel is wordt de rusthoek genoemd.

De rusthoek is functie van o.m. de vorm van de partikels (hoe groter, platter en hoekiger, hoe groter de rusthoek) en de aanwezige hoeveelheid water (een beetje water bindt de partikels aan elkaar, dus grotere rusthoek; veel water heeft het omgekeerde effect).

Hellingen in geconsolideerd materiaal kunnen uiteraard steiler zijn dan die in ongeconsolideerd materiaal. Ze kunnen bijvoorbeeld onstabiel worden als ze worden beroofd van hun vegetatie.

Water

Water fungeert als glijmiddel. Als de grond verzadigd geraakt met water, kunnen de partikels makkelijker over elkaar glijden. Bij modderige of zanderige sedimenten kan het water soms tussen de verschillende gelaagdheden stromen en zo het glijden van één laag t.o.v. de andere veroorzaken. Als geconsolideerd materiaal veel water absorbeert, kan de waterdruk in

de poriën zo hoog worden dat verschillende korrels van elkaar worden gescheiden. Het materiaal kan dan gaan vloeien, net zoals een vloeistof. We noemen dat proces liquefactie. Als de vegetatie van een bodem verdwijnt, is de bodem niet langer "gebonden" door de wortels: ze wordt kwetsbaarder voor instroom van water en zal makkelijker onstabiel worden.

Steilheid en instabiliteit van de helling

De stabiliteit van een helling hangt af van de verwerking en fragmentatie van het massief. Sedimentaire gesteenten bijvoorbeeld, zullen vrij makkelijk verwerken. Het verweerde materiaal blijft in een dun laagje op het massief liggen, en kan uiteindelijk onstabiel worden. Gelaagde structuren beïnvloeden de stabiliteit van de helling, zeker als de gelaagdheid parallel verloopt aan het hellingsvlak. Omdat aangrenzende lagen een verschillende opnamecapaciteit voor water hebben, zijn gelaagdheden een bron van instabiliteit.

Triggers voor massa-verplaatsing

Indien, door een combinatie van voorgaande factoren, een helling onstabiel is, is een massa-verplaatsing onvermijdelijk. Er is alleen nog een trigger nodig, bv. een aardbeving of een stortvloed. (11.17).

Classificatie van massa-verplaatsingen(11.8-11.19)

Deze classificatie berust op verschillende criteria (tabel 11.2):

1. Soort materiaal
2. De snelheid van de beweging
3. De aard van de beweging: glijden (als één vast geheel) of vloeien (als een vloeistof).
De vormen van beweging kunnen ook samen voorkomen: een deel van de massa vloeit, een ander deel glijdt

Beweging van rotsmassa's

We onderscheiden een afstorting, een glijding en een rotslawine.

Bij een afstorting storten recent afgesplitste, individuele blokken in vrije val van een steile wand of helling naar beneden. Verwerking verzwakt de rots door splitsingen volgens de zwakste drukrichting. Als er dan water bevriest in zo'n breuk, kan dit de afstorting triggeren. Als bewijs van een afstorting vinden we brokstukken aan de voet van een steile klif.

Als de rots niet valt, maar min of meer als een eenheid over de helling glijdt, spreken we van een glijding.

Een rotslawine is een stroom van materiaal dat in kleine fragmenten is opgedeeld. Het zijn zeer destructieve massa-verplaatsingen en ze worden typisch getriggerd door aardbevingen. De snelheid ligt meestal hoog (tot enkele honderden km/h) en de volumes verplaatst materiaal zijn groot.

De meeste massa-verplaatsingen komen voor in hoger gelegen gebieden. Rotsen zullen vooral gaan bewegen in gebieden waar ze al verzwakt zijn door verwerking en splijtingen of zwakke gelaagdheid.

Beweging van ongeconsolideerd materiaal

Ongeconsolideerd materiaal wordt vaak puin genoemd. Het bestaat uit grond, rotsfragmenten, stukken van bomen, bouwmaterialen, ander afval van menselijke activiteit,...De beweging van ongeconsolideerd materiaal is gemiddeld trager dan de beweging van geconsolideerd materiaal (dit komt vooral omdat de helling waarlangs ongeconsolideerd materiaal beweegt meestal kleiner is). Puin kan bewegen als een rigide massa, maar meestal gedraagt het zich als een zeer viskeuze vloeistof.

De traagste beweging is kruip: dit is de hellingafwaartse beweging van grond (of eventueel ander puin) aan een snelheid van 1 à 10 mm/jaar (snelheid hangt af van klimaat, helling, enz.). Het gaat hier om een zeer trage vervorming van de regoliet, waarbij de onderste lagen trager de helling afschuiven dan de bovenste lagen. Hierdoor kunnen bv. telefoonpalen schuin komen te staan, en zelfs funderingen van gebouwen kraken.

Grond- en puinstromen zijn bewegingen van een vloeibare massa. Deze beweging is meestal sneller dan kruip. Bij grondstromen hebben we het over relatief fijnkorrelig materiaal, zoals grond of klei. Puinstromen bestaan uit rotsfragmenten met een modderige matrix eromheen. De snelheid van deze bewegingen is meestal enkele km/h, maar kan in het geval van puinstromen oplopen tot 100 km/h.

Modderstromen bestaan uit materiaal dat fijner is dan zand (aangevuld met wat puin) en dat veel water bevat. Deze modder biedt weinig weerstand tegen vloeien en zal sneller stromen dan grond of puin. Modderstromen ontstaan als door overvloedige neerslag de sedimenten op een helling hun interne cohesie verliezen. De helling wordt dan onstabiel.

Puinlawines zijn snelle bewegingen van grond en rotsfragmenten, meestal voorkomend in vochtige en bergachtige gebieden. De snelheid zit in de buurt van 70 km/h. Deze hoge waarde wordt verklaard door de grote hoeveelheid water en de steile hellingen. Een puinlawine sleurt alles mee wat ze op haar weg tegenkomt.

Modderstromen en puinlawines worden makkelijk geïnduceerd op de hellingen van conusvormige vulkanen, als het ongeconsolideerde vulkanische as en stof met water verzadigd geraakt. Eventueel kan de stroom of lawine dan ook nog getriggerd worden door fenomenen die voortvloeien uit de vulkanische activiteit bv. een aardbeving.

Verder staan er nog wat voorbeeldjes over puinlawines in Peru en op Mount Rainier, Washington.

Een slump (geen idee wat de Nederlandse vertaling zou kunnen zijn) is een langzame afglijding van ongeconsolideerd materiaal dat als één eenheid beweegt. Meestal gebeurt de beweging langs een concaaf opwaarts oppervlak. Bij puinglijdingen glijdt het materiaal als één of meerdere blokken langs een vlak waarin het materiaal zwakker is bv. een zone met waterhoudende klei. Een deel van het puin gedraagt zich als een chaotische, verstoorde stroom.

Solifluctie komt alleen voor in koude gebieden als water in de oppervlaktelagen afwisselend bevriest en ontdooit. Omdat de diepere lagen bevroren blijven, kan het oppervlaktewater niet wegsijpelen. Als het dooit, worden de bovenste lagen volledig verzadigd aan water. Ze zullen gaan vloeien en daarbij rotsen en ander puin meeslepen.

Erosie

Materiaal in taluds en het puin van lawines, glijdingen en stromen erodeert makkelijk omdat het meestal al gebroken is in kleinere fragmenten, waardoor het contact-oppervlak vergroot

wordt. De verwerking zal dan sneller verlopen. Er zijn dan ook weinig massa-verplaatsingen terug te vinden uit het geologisch verleden.

Mariene massa-verplaatsingen

Hoewel nog niemand een onderzeese glijding heeft gezien weten we dat de zeebodem niet vrij is van massa-beweging. In de voorbije 450 000 jaar is er bijvoorbeeld een lap grond van 4 km. bij 5 km. De hellingen waren verzwakt door breuken en hydrothermaal metamorfisme. Ook deze bewegingen kunnen getriggerd worden door een vulkaanuitbarsting. Het kan zowel om een onderzeese vulkaan gaan als om een vulkaan op het land, aan de rand van de oceaan.

Het ontstaan van massa-beweging (11.20-11.22)

Natuurlijke oorzaken van landvergliding

Hier staan een paar voorbeelden van massa-beweging in het verleden. In 1983 kwam er ongeveer 4 miljoen kubieke meter modder en puin naar beneden in de Spanish Fork Canyon, Utah. Het gesteente was structureel vervormd, gebroken en zwak. Er waren in het gebied bovendien steile hellingen en een grote hoeveelheid smeltwater aanwezig. Het gebied was dus al kwetsbaar voor glijding. Een hevige regenstorm was er te veel aan.

Ook de landvergliding in de vallei van de Gros Ventre River, Wyoming kende slechts natuurlijke oorzaken. In 1925 kwam hier een deel van de wand van de vallei naar beneden, het grootste deel als een ordeloze massa van zandsteen, sediment en grond. Een deel kwam echter als één blok naar beneden. Dit stuk damde de rivier af en creëerde zo een meer. Twee jaar later zou het meer overstromen en de dam doorbreken.

De structuur van de ondergrond maakte een landverschuiving in dit geval onvermijdelijk (11.20). Een laag permeabele zandsteen lag bovenop een laag impermeabel sediment onder een hoek van ongeveer 20° naar de rivier toe. Toen de rivier zichzelf door de zandsteen heen gesneden had, was alle steun die de zandsteenlaag aan de basis had weggevallen. De enige factor die de zandsteen weerhield van afschuiven was de wrijving tussen zandsteen en onderliggende laag. Deze werd echter snel onvoldoende, toen insijpeling van water het scheidingsvlak tussen beide lagen veranderde in een glad oppervlak. De zandsteen raakte verzadigd en schoof af over het onderliggend sediment.

De vorming van een dam, zoals ook in dit geval gebeurde, is een vaak voorkomend gevolg van een landvergliding. Omdat zulke dammen vaak uit permeabel en zwak materiaal bestaan, worden de meeste al snel doorbroken. Hierbij stroomt al het water uit het gevormde meer weg, hetgeen vaak catastrofale overstromingen tot gevolg heeft.

Platentektoniek

Ook platentektoniek heeft een invloed op massa-verplaatsing. Neem bijvoorbeeld een subductiezone zoals die in het westen van Zuid-Amerika, waar de Zuid-Amerikaanse plaat en de Nazca-plaat met elkaar in contact komen. In zulke gebieden vindt men steile hellingen (bv. de Andes), vulkanisme (produceert veel vulkanische as dat gemakkelijk een modderstroom vormt), aardbevingen, breuken in rotsmassieven enzovoort. Dit zijn allemaal factoren die massa-beweging bevorderen.

Ook in andere gebieden die op plaatgrenzen liggen komt massa-beweging vaak voor: dit is het geval voor rift valleys en gebieden bij laterale breuken, zoals de San Andreas breuk. In deze gebieden zijn er vaak steile hellingen te vinden. Aardbevingen komen er vaak voor.

Menselijke activiteit die glijdingen triggert

De meeste massa-verplaatsingen worden door natuurlijke omstandigheden getriggert, maar ook de mens kan een rol spelen, voornamelijk in kwetsbare gebieden. Door het veranderen van hellingen (bv. uitgravingen voor wegenwerken, Quebec 1955) kunnen deze soms onstabiel worden en afglijden.

Verder is het voorbeeld gegeven van de Vaiont-dam, dat we ook in de les hebben gezien: de op één na grootste stuwdam ter wereld die bij een landverglijding volgestort werd en daardoor overstroomde. Hier was de oorzaak van de verglijding echter natuurlijk. De gevolgen hadden wel veel minder zwaar kunnen zijn als men er meer rekening mee had gehouden bij de constructie van de dam. Er waren drie waarschuwingen genegeerd:

1. De zwakheid van de onderliggende laag die de wand van het reservoir uitmaakten
2. Een vroegere verglijding die nog en het landschap te zien was

Een kleinere verglijding die amper 3 jaar eerder was gebeurd.

Hoofdstuk 12: De Hydrologische Cyclus en Grondwater

Water dat stroomt in rivieren of als ijsmassa, is de drijvende kracht voor erosie. Ook bij verwerking is water belangrijk, zowel wat betreft oplosmiddel van mineralen als qua transport.

Water is natuurlijk van levensbelang op deze planeet, geen plantjes of mensen kunnen zonder, en dan komt er wat uitleg over hoeveel water wij (én de Amerikanen in het bijzonder) gebruiken.

12.1. Stromen en reservoirs.

Een reservoir is elke omgeving waar water wordt opgeslagen. Figuur 12.1 geeft de verdeling aan van de waterreserves op onze planeet. Het water in meren en rivieren zijn het meest belangrijk omdat dit onmiddellijk bruikbaar is voor de mens (maar ook wel een klein percentage van de totale hoeveelheid). De hoeveelheid grondwater is wel veel groter, maar is minder bruikbaar omdat er veel materialen in opgelost zijn.

12.1.1 Hoeveel water is er?

Héél veel, als ge heel de Landoppervlakte van de Verenigde Staten onder water zou zetten zou het ne muur van 145 km hoog zijn. De totale hoeveelheid water is constant.

12.1.2 De hydrologische cyclus

De zon is de drijvende kracht voor deze hele cyclus.

Eerst en vooral verdampt er water uit oceanen, zeeën en meren en valt als regen of sneeuw terug op het land. Een deel van het water verdampt vrijwel onmiddellijk terug, een deel wordt door planten opgeslorpt (die het later dmv. transpiratie in gasvorm terug vrijgeven), een groot deel wordt grondwater, en een deel infiltreert niet in de grond en wordt deel van stromen en rivieren. Het deel dat onmiddellijk teruggaat naar de oceanen noemt men Runoff. Figuur 12.2 geeft schematisch het hele ding weer.

12.1.3 Hoeveel water kunnen we gebruiken?

Niet het zoute water uit de oceanen (hoewel er projecten zijn om dat zout water terug zoet te maken), maar eigenlijk enkel een deel van de neerslag. Niet dat stuk dat terug verdampt, en ook niet datgene dat grondwater wordt, tenzij door putten te boren. Het Runoff stuk is dus het makkelijkst bereikbaar.

Nota: de mens verandert de hydrologische cyclus zelf: verdamping vermeerderd als meer droge stukken land geïrrigeerd worden, het aanleggen van autostrades, parkings, gebouwen vermindert de verdamping,...

12.2. Hydrologie en klimaat.

Lokale hydrologie (= hoev. water in een bepaalde regio en de manier waarop het van het ene naar het andere reservoir gaat), is belangrijker dan de globale hydrologie. Het klimaat (dus o.m. temperatuur en neerslag), beïnvloedt de lokale hydrologie het meest. Ook de geologie speelt hierbij een rol.

12.2.1 Vochtigheid en Regenval.

Verschil in klimaat is gerelateerd tot de temp. van de lucht en de hoeveelheid waterdamp dat ie bevat. De relatieve vochtigheid= hoeveelheid waterdamp in de lucht / de totale hoeveelheid water in de verzadigde lucht (op dezelfde temperatuur).

Gebergtes hebben ook hun invloed op de regenval. Als wolken moeten stijgen, wordt het kouder, de lucht raakt sneller verzadigd, de relatieve vochtigheid stijgt en meestal verliezen de wolken hun regen voor ze over het gebergte gaan. Zo wordt een Loef en een Lij zijde

gecreëerd. Aan de loefzijde is er regenval, de lijzijde blijft meestal droog, want de wolken dalen terug en de relatieve vochtigheid dus ook. (Tekening 12.3)

12.2.2 Droogtes.

In alle klimaten kunnen droogtes voorkomen, meestal erg nefast voor landbouw, vegetatie en leven.

m.o. alle klimaten kunnen erg variëren, wij hebben nog maar 100 jaar gegevens, dus kunnen dat nog niet in een context zien (want we weten dat er ook ijstijden zijn geweest enzoo).

12.3. De hydrologie van 'Runoff'.

Hoe meer neerslag er valt, hoe groter de Runoff. In droge streken verdampt de meeste neerslag vrijwel onmiddellijk terug of infiltreert in de gesteenten. De meeste Runoff wordt vervoerd door de 70 grootste rivieren ter wereld. Opslag van dat water gebeurt in natuurlijke meren en in artificiële reservoirs (door het bouwen van dammen). Zo kan men de afvoer van water een beetje onder controle houden. Het is wel niet goed voor de oorspronkelijke vegetatie.

12.4. Grondwater.

Grondwater is bereikbaar via het boren van waterputten of door het opvangen van water dat via bronnetjes aan het oppervlak komt. Gesteenten die in voldoende hoeveelheden water opslaan en transporteren, noemen we waterhoudende lagen.

12.4.1. Hoe water stroomt door grond en rotsen

De porositeit bepaalt hoeveel water er in het gesteente kan, want het geeft een idee van de hoeveelheid vrije ruimte tussen de korrels.

De permeabiliteit bepaalt hoe snel het water doorheen rotsen of grond stroomt. Hoe kleiner de vrije ruimte en hoe kronkeliger het pad, hoe trager het water erdoorheen stroomt. (verband tussen porositeit en permeabiliteit: als het ene stijgt, stijgt het andere meestal mee, nt altijd)

Een goed waterreservoir is een met een hoge porositeit (zodat er veel water in het gesteente zit), en een hoge permeabiliteit (zodat het water makkelijk kan opgepompt worden).

12.4.2. De Grondwatertafel

Vlak onder het aardoppervlak is er een onverzadigde zone, een beetje dieper is er een verzadigde zone, de grens is de grondwatertafel, zie figuur 12.8. Een deel van het water in de onverzadigde zone is op weg naar beneden, een ander deel zal door de oppervlaktespanning in de smalle poriën blijven.

De watertafel volgt meestal de topografie van het oppervlak, al zijn de hellingen zachter (zie fig 12.9). Hervulling is de infiltratie van water in de ondergrond, kan op 2 manieren. 1. Door neerslag of 2. op plaatsen waar de watertafel laag ligt, kan water uit een rivier de ondergrond indringen.

Het tegengestelde is 'discharge'; gebeurt als de grondwatertafel hoger ligt dan de stroom, dan ontstaan er 'effluent streams', van het grondwater naar de rivier (figuur 12.10).

12.4.3. Artesiaanse Stromen

Aquicludes: zones met een lage permeabiliteit.

Als zo'n dingen boven en onder een waterhoudende laag liggen, dan wordt een confined aquifer gevormd. Zo'n ding ziet ge op figuur 12.11. Vanboven komt daar altijd water bij, en als ge een gat boort ergens daaronder, dan vloeit da water gewoon naar boven, door

gewicht van bovenliggende water. In complexe geologische situaties wordt soms een perched watertafel gevormd, deze ligt hoger dan de oorspronkelijke.

12.4.4. Evenwicht tussen Vulling en Uitstroom

Dat evenwicht is er niet altijd aanwezig. Als dat er niet is, dan daalt of stijgt de watertafel. Door ne waterput te maken en water er snel genoeg uit te pompen kunt ge lokaal de watertafel effe verlagen. Ook opletten voor waterputten dicht bij de zee, er kan zout water in de waterput raken (zie figuur 12.15). Daar valt ook op dat door opwarming van de aarde en stijging van het zeeniveau een aantal waterputten na verloop meer last zullen krijgen van dat zout water.

12.4.5. Stroomsnelheid van grondwater

Veel trager als rivieren. Anders zouden, na periode van droogte, waterhoudende lagen zonder water zitten (net zoals kleine stroompjes opdrogen). De stroomsnelheid van grondwater is niet altijd dezelfde, afhankelijk van de hoogte enzo, maar wordt gegeven door de Wet van Darcy

$$\frac{Q}{A} = k * \frac{h}{l}$$
 waarin Q: debiet, h: verticale afstand en l: de stroom-afstand. k is hydraulische constante.

(zie figuur 12.16)

12.5. Watervoorraden van grote waterhoudende lagen.

Dees stukje is niet zo belangrijk, gaat over hoe ze in Amerika hun waterbevoorrading doen, met water uit de Rocky Mountains enzo, en de problemen die daarbij ontstaan.

12.6. Erosie door grondwater.

Vaak worden er ondergronds grotten gevormd door het grondwater. Ze ontstaan wanneer kalksteen in de ondergrond opgelost wordt. Dit gebeurt enkel wanneer de kalksteen vrij dicht bij het oppervlak zitten en het water genoeg CO₂ bevat (het water kan dit opnemen als het in de grond komt, van planten en micro-organismen). Openingen worden meestal gevormd in de verzadigde zone, want daar zijn de openingen volledig gevuld met water, en daar kan de afbraak zowel op de vloer, als aan het plafond en op de zijwanden van een reeds ontstane kleine holte gebeuren. Deze holte is gevuld met lucht. Er kan water, verzadigd met CaCO₃, kan van boven naar beneden druppelen of aan het plafond blijven hangen, zo worden stalactieten en stalagmieten gevormd.

Als de gevormde ruimtes te groot zijn en de plafonds te dun geworden, dondert het dak soms naar beneden en dan ontstaan 'sinkholes' (figuur 12.19 en 12.20). Meestal ook grotten en verdwijnende riviertjes komen dan voor; dit soort topografie noemt men karst.

Karst komt vaak voor bij

- . klimaat met veel regen en een overvloedige vegetatie (veel CO₂)
- . heel veel kalksteenformaties in verbinding met elkaar
- . grote hydraulische gradiënten

12.7. Kwaliteit van het water.

Tja, in sommige waterreservoirs is er een loodvervuiling, die via chemische reacties wordt uitgereageerd; af en toe is er een radio-actieve vervuiling die men niet zomaar ongedaan kan maken.

Water wordt hard genoemd als het veel calcium, magnesium en bicarbonaationen bevat. (meestal is het in de ondergrond door kalksteen gegaan en heeft het mee die kalksteen

afgebroken). In al het water zitten vreemde kationen opgelost, maar dat maakt ze niet slecht.

12.7.1. Is het water drinkbaar?

Water met een goeie smaak en niet schadelijk voor de gezondheid kunnen we dus drinken. De opgeloste substanties worden uitgedrukt in ppm. Zelfs in het meest zuivere water zitten nog zo'n stoffen. (in gedestilleerd water= 1ppm).

Dus zijn er regeltjes opgesteld, hoeveel spullen er maximaal in het water mogen zitten.

Er kunnen ook bacteriën in het water zitten, want deze kunnen heel diep in de ondergrond overleven; ze halen hun energie uit waterstof dat gevormd wordt door reactie van water met basalt e.a.

12.7.2. Vervuiling van de Watervoorraad.

Menselijke activiteiten kunnen natuurlijk het grondwater vervuilen (figuur 12.22). Dan volgen helen hoop dingen die het water vervuilen.

We kunnen de vervuiling van het water inderdaad tenietdoen, maar het kost veel geld en gaat traag. Hoe sneller het water door een waterhoudende laag stroomt, hoe makkelijker hij kan gereinigd worden; snellere ontdekking van de vervuiling en snellere verwijdering van de vervuiling.

12.8. Water diep in de korst.

Acht, negen kilometer diep: nog wel water, stroomt traag 1cm/jaar, niet drinkbaar want veel stoffen in opgelost. Vanaf 12 km diep bijna geen water meer, omdat de porositeit van de gesteenten er veel te klein voor is.

Op sommige plaatsen is er wel veel water in de ondergrond en kan dat naar boven komen in de vorm van warmwaterbronnen (figuur 12.23). Als dit warm water bovenkomt koelt het snel af, en geeft aanleiding tot de vorming van opaal, calciet of aragoniet. Daardoor wordt soms travertijn gevormd, dat gepolijst héél mooi is.

Water dat met deze bronnen naar boven komt, is meestal afkomstig van regenval van héél lang geleden (vb. ergens in Am.: 4000 jaar).

Een andere manier waarop hydrothemisch water naar boven komt, is dmv. geisers, deze spuwen niet constant water of damp. Warmwaterbronnen hebben een rechte en directe verbinding met het aardoppervlak, het water van geisers moet meer zijn weg zoeken door openingen en breukjes. Door dat zoeken, komt het water van de geiser soms in contact met koeler water, wat voor afkoeling zorgt.

Hoofdstuk 13: Stromen, transport naar de oceanen

Dit hoofdstuk gaat over hoe stromen hun geologische taak volbrengen, hoe water vloeit in stromen, hoe stromen sedimenten vervoeren, hoe stromen rotsen afbreken en eroderen en hoe stromen op lange termijn valleien laten ontstaan.

Het woord stroom: om het even welk stromend water, klein of groot; het woord rivier: voor de grote takken van een uitgestrekt stroomstelsel.

Wereldwijd vervoeren stromen 16 biljoen ton sedimenten en ook nog opgelost materiaal. Dit is meer dan toen er nog geen mensen waren, komt door onze landbouw en versnelde erosie.

13.1. Stroming in water.

2 soorten stroming: laminaire en turbulente. Bij laminaire stroming blijven de stroomlijnen evenwijdig aan elkaar, bij turbulente stroming kruisen ze elkaar.

Welke soort stroming het is, hangt af van 3 factoren:

- . de stroomsnelheid
- . de geometrie (vooral de diepte)
- . de viscositeit (= weerstand tegen stromen). Hoe taaier, hoe visceuzer; hoe hoger de viscositeit, hoe meer kans op laminaire stroming. Hoe hoger de Temperatuur, hoe lager de viscositeit, want door de warmte krijgt het fluidum genoeg energie om van een laminaire stroming over te gaan naar een turbulente. Water komt meestal voor in een turbulente stroming.

13.2. Beweging van Sedimenten.

13.2.1. Erosie en Transport.

Laminaire stroming kan enkel heel kleine deeltjes verplaatsen, turbulente stroming kan zelfs keitjes enzo meenemen.

Opgeloste last: materiaal dat tijdelijk of permanent opgelost is in de stroom.

Bodem last ('bed load'): materiaal door de stroom getransporteerd via glijden en rollen.

Hoe sneller de stroming, hoe groter de meegevoerde deeltjes kunnen zijn.

Competentie: mogelijkheid van een stroom om materiaal van een bep. grootte te vervoeren.

Capaciteit: het totale gewicht aan sediment, vervoerd door een stroom.

13.2.2. Afzetting door suspensie.

De snelheid waarmee deeltjes die meegevoerd worden terug worden afgezet, noemt men de afzetsnelheid. Kleine deeltjes worden gemakkelijker opgenomen en verder getransporteerd, grotere deeltjes blijven slechts een kleine tijd in de vloeistof, en vallen snel terug op de bodem. De typische beweging van die deeltjes is saltatie. In figuur 13.4 zien we de relatie tussen de grootte van de deeltjes en hun stroomsnelheid.

13.3.3. Bodemvormen: Duinen en Rimpelingen.

Duinen zijn lange ruggen van zand en kunnen héél hoog zijn; rimpelingen zijn heel smalle heuvelingen (zie figuur 13.5). Doordat de deeltjes vanop de rimpelingen kunnen wegeroderen, verplaatsen de rimpelingen zich stilletjesaan. Hoe hoger de stroomsnelheid van het water, hoe sneller ze verplaatsen, totdat ze op een bepaald moment zelf duinen vormen. Rimpelingen verplaatsen zich sneller dan duinen, en kunnen ook over de rug van duinen bewegen.

Bij extreem hoge snelheden worden geen duinen gevormd maar is er een vlakke ondergrond, waarboven deeltjes in een dikke wolk rondzweven; ze hebben geen kans om zich af te zetten.

13.3. Erosie van rotsmassieven door water.

Tja, da gebeurt dus, net zoals kleine deeltjes onderaan een rivier worden meegenomen, kan dat ook met rotsmassieven zeer geleidelijk aan gebeuren. Gullies: valleitjes gemaakt door smalle stroompjes die zachte grond of rotsen eroderen. Factoren die daarvoor verantwoordelijk zijn:

13.3.1. Het afschaven.

Zand en kiezelsteentjes die vervoerd worden door het water, roteren soms in wervelende 'eddies', en die maken 'potholes', dz. gaten in het rotsmassief waarin dan steentjes blijven liggen (figuur 13.6).

13.3.2. Chemische en Fysische verwerking.

Tja, da ga ik hier nie nog eens uitleggen. Rotserosie is sterkst bij watervallen en bij 'rapids', dit zijn plekken in de rivier waar de bodem opeens fel naar beneden gaat (typisch bij wankele richeltjes in de ondergrond). Een grote verandering in stromingsrichting zorgt voor een sterke stroming, waardoor gemakkelijk brokken worden afgebroken. Ook bij watervallen is dit het geval (de Niagara-watervallen verschuiven jaarlijks 1 meter stroomopwaarts)

13.3.3. Water kan ook gesteente 'doorsnijden'.

Na een waterval is er een grote kracht van het water op het gesteente beneden. Door de kracht wordt het water vaak terug opwaarts geduwd, waarbij het meestal stukjes meeneemt.

13.4. Stroomvalleien, Channel (Bedding?) en Floodplains (Alluviale vlaktes?)

Een vallei is de ruimte tussen de twee toppen van de langsliggende hellingen. De bedding het ding waar het water in stroomt, en de alluviale vlakte een vlakte even hoog als de rivier ongeveer, die overspoeld wordt als de rivier buiten haar oevers gaat.

13.4.1. Valleien.

In hoge gebergtes zijn valleien smal en diep ingesneden, meestal is er geen alluviale vlakte (of enkel zichtbaar als het waterpeil zeer laag is), de stroom is hier in het massief aan het insnijden. In laaglanden zijn de hellingen meestal zeer klein en de alluviale vlaktes zeer uitgestrekt.

13.4.2. Manieren van kronkelen.

Tja, kan rechtdoor gaan of kronkelen, eventueel ook vertakken.

Meanders: grote bochten, komen meestal voor in laagvlaktes. Kunnen grote alluviale vlaktes hebben of diep ingesneden liggen in het landschap. Komen meestal voor in de zachtere gesteenten. In deze bochten gebeurt de erosie aan de buitenzijde, waar het water de hoogste snelheid heeft; aan de binnenzijde vindt sedimentatie plaats (figuur 13.10). Door deze erosie komen de bochten soms tegen elkaar te liggen, waarna de rivier dan de bocht afsnijdt. Het achtergebleven stuk rivier vormt dan een 'oxbow' (= U-vormig) meer.

Vertakte stromen: in een bepaalde vlakte komen veel vertakkingen voor, die uit elkaar gaan en weer samenkomen (figuur 13.12).

Beddingstabiliteit: de drie stroompatronen: gewoon rechtdoor, meanderend of vertakt komen samen voor en gaan probleemloos in elkaar over. Dit patroon is verantwoordelijk voor de verschillende stroomsnelheden en watervolumes, de hoeveelheid sedimenten in het water aanwezig en de mogelijkheid tot erosie.

13.4.3. Alluviale vlaktes.

Doordat de rivier buiten haar oevers treedt, zet ze op de vlakte er rond sedimenten af. (zie figuur 13.13). Zo worden natuurlijke oevers gevormd, die ervoor kunnen zorgen dat het rivierpeil hoger kan zijn dan de hoogte van de omgevende alluviale vlakte).

13.5. Stromen veranderen door de tijd en over hun lengte.

Nogal logisch dat er in de herfst meer water in een rivier staat dan in de zomer, niet? Als de rivier uit een gebergte komt waar de stroomsnelheid hoog is, neemt deze meestal af als de rivier door laagland gaat.

13.5.1. 'Discharge'.

= Het volume water dat voorbijkomt op een bepaald punt, op een bepaald tijdstip terwijl het door een bedding vloeit met een zekere breedte en diepte [m^3/sec].

= crosssectie (breedte*diepte) * afgelegde afstand per seconde.

De 'discharge' neemt meestal toe naarmate we dichterbij de monding toegaan, doordat er rivieren samenkomen. (komt door grotere sectie, want meestal is de stroomsnelheid kleiner, doordat hellingen in het landschap zachter zijn dichterbij de monding toe).

13.5.2. Overstromingen.

Je kan hoogtes van overstromingen nooit exact voorspellen, dat moet allemaal met waarschijnlijkheden (leve Beerland hip hoi!). Geologen definiëren een herhalingsinterval als de periode tussen twee geologisch even erge gebeurtenissen (vb. een 3 meter overstroming). Het herhalingsinterval hangt af van: klimaat van de regio, breedte van de vlakte rond de rivier, de afmetingen van de rivier zelf. Ge kunt dit alles ook in grafiek zetten en daar allerlei leuke dingen uit besluiten (figuur 13.15).

13.5.3. Longitudinaal profiel van een rivier.

Als we voor veel rivieren de hoogte boven het zeeniveau, variërend met de afstand tot de bron plotten, bekommen we vaak dezelfde concave **curve**. Omdat rivieren bergafwaarts stromen, eroderen ze in het begin heel veel. In lagere gebieden hebben ze die sedimenten bij en onvermijdelijk sedimenteren ze daar dus meer. Deze curve wijzigt natuurlijk als wij mensen ergens een dam tussenplaatsen, zo bewijze figuur 13.18. De **basishoogte** is de hoogte waarop de rivier uitmondt in een meer of een oceaan.

Een stroomprofiel bereikt na jaren steeds een evenwicht tussen erosie en sedimentatie.

Alluviale waaiers: zie figuur 13.19, waaiers van afgezet sediment, op plaatsen waar een gebergte bruusk stopt, deze waaiers zorgen voor een sterke vertraging van de stroomsnelheid.

Terrassen: zie figuur 13.20; worden meestal tegelijk aan beide kanten gevormd, eens gevormd moet de rivier een nieuw evenwicht zoeken, snijdt zichzelf meestal dieper in, waardoor een nieuw terras gevormd kan worden (ofzoiets toch).

13.5.4. Meren.

Meren worden gevormd als de normale doorgang van een rivier nogal hardhandig wordt geblokkeerd.

13.6. Drainage netwerken (stroomgebieden, denk ik).

Tussen 2 rivieren ligt meestal een rug, die een scheiding vormt. Water dat aan de ene kant valt, komt in de ene rivier terecht, water aan de andere kant in de andere. Meestal blijft zo'n scheidingslijn lang bestaan, af en toe erodeert ze, en kunnen er droge valleien gevormd worden.

Drainage patronen: zie figuur 13.23.

Aan de hand van deze patronen kunnen we ook de geologische geschiedenis van een gebied proberen te achterhalen.

13.7. Delta's: mondingen van rivieren.

Doordat de rivier niet meer daalt, verliest ze haar energie om sediment te transporteren, en worden de vervoerde materialen vaak bij de monding afgezet; er ontstaat een lokale ophoping, de rivier zoekt haar weg daarrond, hup, een delta wordt gevormd. Er wordt dus aan de monding nieuw land gevormd, en de monding van de rivier gaat verder de zee of oceaan in. De sedimentatie van vervoerde materialen gebeurt in fasen (zie figuur 13.27).

Hoofdstuk 14: Wind en Woestijnen

Wind is –net zoals water, zeer belangrijk voor erosie, transport en afzetting van sedimenten. Er gelden veel dezelfde bewegingswetten voor wind als voor water. Een groot verschil is dat wind minder krachtig is dan stroming. Wind is minder effectief bij regenval. Alle geologische processen die gebeuren onder invloed van wind noemen we eolisch.

14.1. Wind als stroming van lucht.

De wetten wat betreft stroming van fluida kunnen hier ook toegepast worden. Verschillen met water: wind kan gaan waarheen ie wil, heeft geen grenzen (buiten als er natuurlijk bergen zijn,...). Kan ook naar boven gaan, zelfs in de atmosfeer.

14.1.1. Turbulentie.

Wind heeft een erg lage dichtheid en viscositeit, => zelfs bij zeer lage snelheden is wind turbulent

14.1.2. Windgordels

Hoewel wind in snelheid en richting verandert van dag tot dag, komen ze vooral uit 1 bepaalde richting (zie figuur 14.1).

. Eenvoudige verklaring: de zon warmt de lucht aan de evenaar sneller op dan errond, waar ze schuin invalt. Warme lucht stijgt en stroomt naar de polen toe. Dicht bij het aardoppervlak stroomt de koude lucht dus terug naar de evenaar. Dit kan echter niet de volledige realiteit beschrijven.

. We moeten rekening houden met het Coriolis-effect. Dat zorgt voor de échte windrichtingen. M.o.: op 30° daalt de lucht, op deze breedte zijn veel woestijnen.

14.2. Wind als transportmiddel.

Turbulentie en voorwaartse beweging worden gecombineerd om deeltjes op te heffen en te verplaatsen. Zelfs de lichtste briesjes vervoeren zeer kleine deeltjes. Lucht kan minder grote deeltjes verplaatsen dan water, of heeft daarvoor een véél grotere snelheid nodig (door zijn kleinere dichtheid en viscositeit).

14.2.1. Beweging van zandkorrels in de wind.

De saltatie van deze korrels gebeurt op dezelfde manier als in water; de sprongen zijn enkel hoger en langer. De korrels leggen per keer dat ze springen een grotere weg af. Als de korrels terug op de grond komen, veroorzaken ze een soort splash-effect, waardoor onmiddellijk veel korrels de lucht in worden gekatapulteerd. De zand-zones verplaatsen zich in de richting van de wind. Ook hier worden dus rimpelingen en duinen gevormd, loodrecht op de windrichting.

14.2.2. Hoeveel kan de wind dragen, en hoe ver?

Windsterkte: afhankelijk van de windsnelheid wordt er meer of minder getransporteerd (figuur 14.5).

Oppervlaktemateriaal: Natte grond kan niet getransporteerd worden door wind, omdat ie te veel weegt; kan ook geen korrels van graniet of basalt eroderen.

Stof: lucht kan veel stof stockeren, er kunnen ook stofstormen ontstaan. De meeste stofdeeltjes zijn zo klein dat ze héél lang in de lucht blijven. Stof kan een heel complex effect hebben op het klimaat; In het zichtbaar gedeelte van het licht, reflecteert het stof het licht, en heeft het dus een koel-effect; in het infrarode gedeelte heeft het een absorberende

werking en houdt het dus energie bij; wat voor een opwarm-effect zorgt (want zichtbaar licht dat op de aarde invalt wordt weerkaatst als infrarood).

Materialen die door de wind gedragen worden: bestaat uit veel verschillende mineraalkorrels die ontstaan zijn door verwerking, maar vééééél kwartskorreltjes. Deze vormen immers belangrijke component van zandsteen, wat vooral aan het oppervlak voorkomt. Korrels zijn meestal ruw en mat. Deze ruwe korrels worden meestal gevormd door de oplossing van dauw, zelfs in de meest droge gebieden. Wetenschappers geven organisch materiaal dat opgelost is in de lagere delen van de atmosfeer de naam 'aerosol'.

14.3. Wind zorgt voor erosie.

Wind kan op zijn eentje weinig eroderen aan een groot rotsmassief. Eens dat afgebroken is door chemische en fysische verwerking, kunnen de deeltjes opgepikt worden. Wind erodeert veel makkelijker in droge gebieden.

14.3.1. Deflatie.

Doordat de wind deeltjes opheft en verwijderd, zorgt ie langzaam aan voor een verlaging van het aardoppervlak, wat men deflatie noemt. Gebeurt meestal op droge vlaktes, woestijnen en opgedroogde alluviale vlaktes. Zelfs de meest marginale vegetatie vb. in woestijngebieden, verhindert dit proces. Van sommige vlaktes zijn alle kleinste korrels weggevoegen, en blijven nu enkel de keien die te groot zijn voor transport over. (zie figuur 14.8).

14.3.2. Zandwinden.

Kan ongelofelijk veel wegschuren; denk aan het zandstralen waarmee nu gebouwen worden gereinigd.

Ventifacts zijn grote keien die een aantal platte vlakken hebben, gescheiden door een rand, waaraan je de richting van de wind kan zien. Door hetzelfde proces worden op grote schaal 'yardangs' gevormd (zie figuren 14.9 en 14.10).

14.4. Wind verplaatst de deeltjes.

14.4.1. Vorming van zandduinen.

. Waar?

Duinen worden gevormd langs oceanen of meren; langs de zanderige vlaktes rond een brede rivier en in woestijngebieden (hier worden ook er heuvels van een paar honderd meter gevormd). Overal waar duinen worden gevormd is al een voorraad zand in het begin aanwezig. Meestal worden duinen in droge gebieden gevormd, behalve aan de kust. Daar is veel zand aanwezig en droogt het zand snel, de vegetatie die daar wél aanwezig is, houdt het zand ook gemakkelijker bij.

. Hoe?

Genoeg zand, genoeg wind en een hindernis, een grote rots of wat vegetatie. De wind blaast er rond en in de luwte achter de hindernis zet het zand zich. (figuur 14.13). Eens een duin gevormd, kan ie worden voortbewogen door de wind, als de korrels over elkaar beginnen te rollen (zie figuur 14.14 en 14.15). De tekeningetjes wijzen zichzelf wel zowat uit.

De hoogte van de duin blijft constant op het moment dat de windsnelheid op de top van de duin zo groot is dat ze zandkorrels zo snel van de top wegblaast als ze er op terechtkomen.

. Types?

4 grote groepen van duinen: Barchans, transversale duinen, blowout duinen en lineaire duinen. (figuur 14.17). Als ge het exacte onderscheid wilt kennen, moette da maar eens lezen.

14.4.2. Loess.

Als de snelheid van wind die veel stof bevat, terugvalt, dan wordt er loess (zeer fijnkorrelige deeltjes, figuur 14.18 en 14.19) gevormd. Deze loess bedekt misschien wel 10% van het landoppervlak.

14.5. De Woestijnen.

14.5.1. Waar?

Weinig regenval, lage vochtigheid, warm (tussen 30° en 50° NB en ZB). Ver van oceanen; er valt bijna geen regen meer uit de wolken.

Ook in polaire gebieden. Lucht kan bijna geen regen in zich houden.

Woestijnen zijn het resultaat van platentectoniek.

Desertificatie: het oprukken van de woestijnen; iedereen maakt zich er nu ongerust over, waarschijnlijk een fase in een cyclus (slaap op uw twee oren, het komt nog wel goed).

14.5.2. Verwerking van woestijnen.

Meer fysische dan chemische verwerking; ook meer wind; geen kans om een grondlaag te vormen, daardoor ook weinig vegetatie.

Kleuren van de woestijn: roestkleur door de ijzer oxide mineralen zoals hematiet en limoniet, die ontstaan door de trage verwerking van onder meer pyroxenen.

'Desert varnish': geeft een opvallend donkerbruine kleur, is een laag die boven op de stenen enzo komt. Mengeling van klei en mangaan en ijzeroxides.

Wind zorgt meestal voor erosie: De weinige regen die in de woestijn valt, is wel zeer belangrijk in het erosie proces. Als het heel hevig regent in woestijnen zijn er ook zeer snel overstromingen, omdat de grond daar niet gewoon is aan regenval.

14.5.3. Sedimentatie in woestijnen.

Alluviale sedimentatie

Eolische sedimenten

Verdampingssedimenten: als meren uitdrogen, zetten de dingen die opgelost waren in het water zich ook vaak vast op de grond. Er worden playa's gevormd.

14.5.4. Woestijnlandschap.

Veel variatie (vraag mij in godsnaam niet hoe, maar zo staat het in den boek !!!!!)

Dan is er nog een stukje over 'pediment', een typische landschapsvorm in woestijnen. De evolutie daarvan wordt beschreven in figuur 14.25. En als horizontaal gesedimenteerde gesteenten worden blootgesteld aan woestijnerosie, dan worden 'mesa's' gevormd, zie figuur 14.26.

Hoofdstuk 15: Gletsjers, het werk van ijs

Gletsjers zijn grote ijsmassa die bewegen of waar men bewijs van heeft dat ze ooit bewogen hebben.

Er zijn 2 basistypes:

Vallei Gletsjers: Ook wel alpiene gletsjers genoemd. Deze Gletsjers ontstaan hoog in de bergen waar sneeuwmassas ophopen, en vullen vaak de hele vallei.

Continentale gletsjers: Deze zijn veel groter dan vallei gletsjers, en vormen enorme ijsmassa's die heel langzaam voortbewegen, de grootste zijn de degene die Antarctica en Groenland bedekken. Aan de polen vormen zich de zogenaamde poolkappen, omdat die aan de noordpool bijna volledig boven het water ligt, wordt ze daar niet beschouwd als gletsjer, aan de zuidpool ligt de poolkap boven land (Antarctica) en wordt ze wel beschouwd als gletsjer.

Ontstaan van gletsjers:

Overvloedige sneeuwval die in de zomer blijft liggen en langzaam converteerd tot ijs. Als de ijslaag dik genoeg wordt, begint ze te schuiven.

De voorwaarde voor het ontstaan zijn:

- . Lage temperaturen: zodat de sneeuw het hele jaar blijft liggen, dit is het geval dicht bij de polen en hoog in de bergen.
- . Voldoende sneeuw: Voor sneeuw en ijs is vochtigheid en koude nodig. Dit betekent dat zelfs in heel koude gebieden weinig sneeuw kan vallen, bv. Aan een zijde van een bergketen, als de neerslag meestal van de andere kant komt.

Sneeuw valt in vlokken, die op de grond transformeren in een dichte massa. Deze massa verdicht nog tot een nieuwe vorm die Firn heet (fig. 15.6). Een gletsjer groeit gewoonlijk een beetje in de winter, de jaarlijkse groei wordt accumulatie genoemd.

Eens de gletsjer dik genoeg is, begint hij te schuiven onder invloed van de zwaartekracht. De gletsjer kan dan ook krimpen, het jaarlijkse verlies aan ijs van een gletsjer wordt ablatie genoemd, en er zijn 4 mechanismen voor dit verlies:

- Smelten (duh)
- Ijsberg afkalving: stukken gletsjers kunnen afbreken en ijsbergen vormen, als de gletsjer een kustlijn nadert. (fig. 15.7)
- Sublimatie: in koude klimaten kan ijs rechtstreeks van vaste naar gasvormige toestand overgaan.
- Winderosie: Sterke winden kunnen ijs eroderen, vnl. door smelten en sublimeren.

Door ablatie en accumulatie te vergelijken bekom je natuurlijk de netto groei van de gletsjer, deze kan gebruikt worden om het broeikaseffect te meten, door de groeisnelheid nu met die van vroeger te vergelijken.

Het smelten van gletsjers creëert riviertjes in de bergen, en kan meren doen ontstaan, er zijn enorme hoeveelheden zoet water in gletsjers opgeslagen, wat enkele slimme geologen op het idee bracht van ijsbergen naar waterarme gebieden te slepen.

Gletsjers bewegen tegen een heel traag tempo. Dit tempo verhoogt als het ijs dikker wordt, of de helling waarover het beweegt steiler. Maar ook continentale gletsjers bewegen, net zoals honing dat je op een vlak laat uitvloeien.

Het ijs beweegt door twee mechanismen, een eerste is plastische vloeï (fig. 15.11). Hierbij bewegen microscopisch kleine ijskristallen telkens een heel klein beetje, door de accumulatie van al deze heel kleine verplaatsingstjes beweegt het ijs langzaam voort. Deze vorm van voortbeweging overheerst in heel koude gebieden.

Het tweede mechanisme is basale slip (fig. 15.12): het slippen van een gletsjer langs zijn basis. Het ijs aan de onderkant van de gletsjer staat onder een enorme druk, en als de druk stijgt, daalt het smeltpunt, er ontstaat dus tussen de rotsen en de gletsjer een waterlaag waar de gletsjer kan over glijden.

Crevasses (fig 15.13): de bovenste gedeeltes van de gletsjer staan onder een veel lagere druk en gedragen zich als een broos gesteente, ze kunnen barsten door de plastische vloeï. Deze breuken worden Crevasses genoemd, ze ontstaan vooral als de helling steiler wordt, of er bochten in de vallei zijn (fig. 15.13)

De snelheid van een gletsjer is afhankelijk van de diepte, en positie ten opzichte van de valleiwand. De snelste beweging verloopt langs het centrum van de gletsjer. Ijsstromen zijn delen van gletsjers die tegen een veel hogere snelheid vloeïen dan normaal. Geologen denken dat dit komt door smeltwater aan de basis.

Surge: een plotse periode van heel snelle beweging, tot duizend maal de normale snelheid. Hoewel de geologen het weeral eigenlijk niet goed weten, denken ze dat het ligt aan ophopingen van water.

Continental gletsjers bewegen het snelste aan de basis, en het traagste aan hun oppervlak.

Gletsjer landschappen: Gletsjer zijn zeer goed in het eroderen van rotsen, ze kunnen aan hun basis stukken rots afbreken en kapotschuren tegen de rotswanden. Dit levert puin van de grootte van huizen tot materiaal van de grootte van klei – rotsbloem? (rock flour). Dit klein materiaal wordt heel snel chemisch verweerd aan de gletsjerrand, en vliegt dan weg als stof. Het kan dan afgezet worden als loess.

Grote krassen of groeven die in de rotsen gemaakt worden door meegesleepte rotsen worden striations genoemd (fig 15.17), hun oriëntatie vormt een goede indicator van de bewegingsrichting van het ijs.

Roches moutonées/ schapen rotsen (fig.15.18): Als het ijs over deze kleine heuveltjes omhoog gaan worden ze aan die zijde helemaal glad gemaakt, als het ijs er langs de andere kant weer afkomt neemt het stukken rots mee, en laat het een ruw oppervlak achter aan die zijde

Aan de top van de gletsjer ontstaat door het meetrekken en scheuren een grote amfitheatervormige kom die cirque (fig. 15.19) genoemd wordt. Als twee zo'n cirque's mekaar naderen ontstaan er scherpe pieken die aretes genoemd worden. Als de gletsjer verder naar beneden schuift creëert het een karakteristieke U-vallei (fig. 15.2), de bodem is vlak, en de wanden rijzen scherp naar omhoog.

Als zo'n gletsjervallei in een andere vallei uitmondt sluit ze er netjes op aan, als het ijs echter smelt kan blijken dat de vloer van de vallei veel hoger ligt dan die van degene waar ze in uitmondt. Dit creëert een zogenaamde **hangende vallei** (fig. 15.20b), waar dan een waterval ontstaat als er later een rivier door vloeït.

Een gletsjer aan een kustlijn kan ook de rotsen veel dieper uitschuren dan het zeeniveau, als het ijs dan later smelt, vult zeewater de uitgeschuurde bodem, zodat er een inham ontstaat met steil oprijzende wanden, een **fjord** (fig. 15.22).

Gletsjer afzetting.

IJs kan geërodeerd materiaal meeslepen en afzetten als het ijs smelt, Gletsjers kunnen zo tot enorme blokken van enkele meters doorsnede afzetten. Een gletsjer kan ook enorm veel materiaal meenemen. Sommige gletsjers bestaan voornamelijk uit puin, aan elkaar gecementeerd met ijs.

Het afgezette materiaal is heel heterogeen, een mix van rotsen, keien, zand en klei. Dit materiaal wordt drift genoemd.

Materiaal dat direct wordt afgezet door het smelten van ijs wordt **till** (fig. 15.23) genaamd. De grote rotsen in till worden erratics genoemd omdat hun samenstelling meestal compleet niet overeenkomt met die van lokale rotsen. Drift dat wordt afgezet door smeltwater van gletsjers is veel beter gesorteerd en wordt outwash genoemd.

Een ophoping van materiaal afgezet door een gletsjer wordt een **moraine** genoemd. Een van de belangrijkste in grootte en verschijning is de eind-moraine; aan het ijsfront gevormd. (fig 15.24)

Continental gletsjers kunnen grote landforms maken zoals moraines, die dan drumlins worden genoemd, maar zoals gewoonlijk weten de geologen eigenlijk niet echt waarom. (fig 15.25)

Sedimenten van smeltwater:

Kames (fig. 15.26): smalle heuvels van zand en grind, bij de rand van het ijs afgezet

Varves (fig. 15.27): Slib en zand worden afgezet op de bodem van een meer aan het einde van het ijs, ze vormen een afwisselende reeks van groffe en fijne lagen, varves genoemd. Dit komt doordat in de zomer grof slib wordt afgezet door het overvloedige smeltwater. In de winter bevriest het meer, en wordt een dun laagje fijne klei afgezet bovenop de groffe laag.

Eskers: lange, smalle, kronkelende heuvelruggen van zand en grind, die gevonden worden in het midden van moraines. Ze lopen kilometers lang door, parallel met de vroegere gletsjerbeweging. Ze ontstonden door tunnels aan de basis van de gletsjer, waar water door stroomde.

Kettles (fig. 15.26+15.28): grote depressies in het landschap, met steile wanden. Ze ontstonden als grote blokken ijs geïsoleerd raakten van de ijsmassa, omdat het voor zo'n grote blok heel lang duurt om te smelten, wordt er door het smeltwater van de gletsjer veel puin rondom het blok afgezet, als de ijsblok uiteindelijk gesmolten is, blijft er nog een holte over.

Permafrost is gewoon een ijslaag die het ganse jaar door bevroren blijft.

IJstijden de ijstoestanden in het pleistoceen:

Door afzettingen in Noord-Amerika en Europa weten we dat er recent nog ijstijden moeten geweest zijn waarbij de poolkappen zich veel verder naar het zuiden uitstrekten dan nu.

Omdat de oceanen een belangrijke bron zijn van water, om sneeuw en ijs te vormen, zakte het waterpeil drastisch tijdens de ijstijden. Op het hoogtepunt van de laatste ijstijd zakte het zeeniveau 130 m.

Over het waarom van ijstijden zijn ze het natuurlijk weer niet eens, maar de populairste theorie zegt dat er vroeger geen grote landmassa's op de polen lagen, de oceanen konden dan warm water naar de polen voeren, en koud water afvoeren, zo konden er geen

permanente ijskappen ontstaan. Toen door platenbeweging landmassa's op de polen terechtkwamen, konden er zich wel ijskappen vormen. Waarom fluctueerde de uitgestrektheid van die ijskappen dan zo hard? De baan van de aarde rond de zon evolueert in de tijd van ellipsvormig naar cirkelvormig en terug. En de Aarde gaat zich in de tijd ook anders oriënteren (precessie), Daardoor is de hoeveelheid warmte die we van de zon ontvangen veranderlijk, en kunnen de ijskappen groeien als er weinig warmte ontvangen wordt.

Hoofdstuk 16: Landschapsevolutie (landscape evolution)

Topografie: de verschillende hoogtes van het landschap gemeten vanaf het zeeniveau, de gemiddelde hoogte van de oceanen op aarde.

Hoogte (elevation): de afstand tussen een punt en het zeeniveau.

Op een topografische kaart worden hoogtes meestal weergegeven met contourlijnen die punten met dezelfde hoogte verbinden. Uit de dichtheid van lijnen in een bepaald gebied, kan de **steilheid** (steepness) afgeleid worden.

Reliëf (relief): afstand tussen hoogste en laagste punt in een bepaald gebied. Een hoog reliëf komt meestal samen voor met grote hoogtes en omgekeerd. Des te hoger het reliëf des te ruwer het terrein.

Landform: karakteristiek uitzicht van het landschap, waaruit de geologische geschiedenis van een gebied kan afgeleid worden. Bv: nauwe of brede valleien, duinen, plateaus ...
Bergen steken meestal enkele honderden meters boven het landschap uit, heuvels zijn kleiner. Bergen en heuvels zijn het resultaat van tektonische activiteiten (plaatverschuivingen)

Plateau: lang, breed en vlak gebied dat met een tamelijke hoogte boven het omringende gebied uitsteekt. (fig. 16.6)

Kliffen gevormd t.g.v. de structuur:

Cuesta's: assymetrische heuvelruggen, aan een zijde steil, aan de andere niet. (fig 16.7)

Hogbacks: smalle heuvelruggen die langs twee zijden steil aflopen (fig. 16.8)

Heuvelruggen en valleien gevormd t.g.v. de structuur:

Eerst worden valleien gevormd t.g.v. de tektonische activiteit die synclines en anticlines in het landschap doet ontstaan. Daarna kan erosie de situatie omkeren:

Als er makkelijk erodeerbare lagen als leisteen of zandsteen aanwezig zijn, kunnen anticlines uitslijten en valleien vormen, omgekeerd kunnen synclines met moeilijk erodeerbare lagen door het wegslijten van het landschap er rond heuvelruggen vormen. (fig. 16.10)

Riviervalleien worden gevormd door de continue uitslijting van het gesteente door het passerende water.

In bergen of erosiebestande gebieden hebben valleien een steile v-vorm, in vlaktes of makkelijk erodeerbare gebieden hebben ze een rondere vorm, maar niet de u-vorm van gletsjerdalen

Badland: diep uitgesneden gebied, als resultaat van snel weggeërodeerde lagen als leistenen en kleien (fig. 16.13)

Tektonische valleien zijn het resultaat van het onder mekaar schuiven van platen. Ze hebben normaalgezien heel steile wanden en een vlakke bodem. Water in zo'n vallei aanwezig kan eventueel de wanden afslijten tot ze een zachter verloop hebben.

Een bassin is een depressie in het landschap, ook ontstaan als het gevolg van onder mekaar geschoven platen.

Invloed van de aardsystemen op het landschap:

Er zijn twee grote factoren, de tektonische activiteit die bergen laat groeien, en de erosie die ze weer afbreekt. Deze twee processen beïnvloeden mekaar: des te hoger een berg groeit, des te harder hij gaat eroderen.

Erosie wordt gestimuleerd in hoge bergen: Bevriezing vind makkelijker plaats, puin wordt snel afgevoerd zodat nieuwe rotsen komen bloot te staan, rivieren vloeien er sneller... terwijl op lage hoogtes en in vlaktes het tegenovergestelde geldt.

De topografie wordt ook (via erosie) beïnvloedt door het klimaat: regenval, temperatuur, vochtigheid, vegetatie ... Ook het omgekeerde geldt: bergen kunnen bv. regenzones stoppen.

De breedtepositie op het aardoppervlak (bv. evenaar of pool) speelt ook een belangrijke rol in de mate van erosie.

De evolutie van landschappen:

Vroeger dacht men dat bergen op heel korte tijd opgericht werden en dan heel langzaam wegerodeerden (cyclus van Davis). Zo werden ze dan steeds ronder en vlakker. Maar nu weet men dat het groeien van bergen door de convergentie van platen heel langzaam gaat. Het hangt af van de snelheid van de verheffing en erosie, of bergen groeien of krimpen, om deze snelheden doorheen de tijd te kennen gebruiken geologen radioactief verval van lagen die aan de oppervlakte zaten. Zo kan men de geschiedenis van een landschap reconstrueren. (fig. 16.18)

Eventueel kan snelle erosie een groot gewicht aan rots wegnemen en zo verheffing stimuleren, waardoor er netto groei is.

Klimaat speelt ook een rol maar de geologen weten precies niet goed welke.

Hoofdstuk 17: De Oceanen

Kust: de plaats waar zee en land mekaar ontmoeten, de lijn tussen zee en land is de kustlijn. Golven zijn heel veranderlijk, ze kunnen onder allerlei vormen voorkomen. Ze zijn het effect van de wind, en hebben alle eigenschappen van golven (periode, golflengte ...). Hun grootte wordt bepaald door de snelheid van de wind, de tijd waarover de wind blaast en de afstand waarover de wind de golven aanwakkert.

Stormen creëren onregelmatige, grote golven die zich cirkelvormig verspreiden en kalmer worden als ze zich van de storm verwijderen. Ze worden dan Swell genoemd.

De golven reizen als een beweging in het water zonder effectief deeltjes te verplaatsen. Waterdeeltjes aan het oppervlak of onder de golven bewegen in cirkels, met een afnemende straal naargelang ze dieper zijn (fig. 17.3)

Als Swell de kust nadert wordt het hoger en neemt het de bekende golfvorm aan. Als ze de kust bereiken breken ze en vormen ze de branding (surf).

De transformatie van swell in branding begint als de diepte kleiner wordt dan de halve golflengte. Er is dan te weinig plaats voor de deeltjes om nog cirkelvormige bewegingen uit te voeren, in plaats daarvan gaan ze ellipsjes draaien. De golf wordt hierdoor trager omdat de deeltjes een langere weg moeten afleggen. Omdat de frequentie constant blijft moet de golflengte verkorten, hierdoor krijgen we smallere en hogere golven. Een effect dat bij het naderen van het strand toeneemt, tot de golf te steil wordt en "breekt" onder haar eigen gewicht. De golf is dan veel lager en breekt nog een keer als ze het strand bereikt als swash, de terugloop wordt backwash genoemd.

Golfrefractie

Dit komt erop neer dat golven meestal niet loodrecht op de kustlijn afkomen, maar onder een hoek. Als ze in het ondiepe gedeelte komen zullen ze dan naar de kustlijn toe buigen. Dit kan als effect hebben dat sommige delen van een strand (bv. Een vooruitstekend stuk) intensere golfactiviteit ondergaan dan andere.

Het systeem van brekende golven en backwash kan een golfstroom creëren parallel met de kustlijn; de longshore current.

De getijden zijn een gevolg van de gravitatiekrachten van de maan (meest) en de zon (minder).

De grootte van een getij hangt af van de positie van Maan en Zon t.o.v. de aarde.

Getijden kunnen combineren met golven om uitgebreide erosie van de kust en vernietiging van kustlijneigenschappen te veroorzaken.

Een storm die nabij de kust passeert bij springtij kan getij "surges" (=letterlijk hoge golven) veroorzaken, golven die de hele kust kunnen overspoelen, en op zeekliffen beuken. Deze golven mogen niet verward worden met tsunami's

Getijdebewegingen bij de kust kunnen getijdestromingen veroorzaken die snelheden kunnen halen van een paar kilometer per uur.

Een strand is een kustlijn van zand en keien, vaak begrensd door duinen. Het verste deel van een strand is de "offshore", die van in de zee totaan de surfzone, waar golven breken, komt. Dan volgt de "foreshore" tot aan het eind van de swash zone, waarna de backshore volgt die tot aan het hoogste punt van het strand reikt (zie fig. 17.13).

Het strand wisselt voortdurend zand uit met z'n omgeving, door wind en water. Het verschil tussen inkomend en uitgaand zand wordt het zandbudget van een kust genoemd. Een schijnbaar constant blijvend strand kan zo toch langs alle kanten zand aan het uitwisselen zijn. Als het budget niet nul is groeit of krimpt het strand. Tijdelijke onevenwichten kunnen

enkele maanden bestaan als gevolg van bv. zware stormen die zand naar diep water hebben vervoerd.

Veelvoorkomende types stranden:

Lange brede zandige stranden groeien waar de zand input overmatig is, vaak waar de kust bestaat uit zachte sedimenten.

Als de backshore laag is en de wind landinwaarts blaast ontstaan er een brede duinengordel.

Als de kustlijn tectonisch opgehooft is, en de rotsen zijn hard, liggen er kliffen langs de kust, en zijn de smalle stranden gemaakt van materiaal dat van de kliffen is geërodeerd

Erosie en afzetting aan kustlijnen:

De hoofdfactoren zijn:

- Tectonische opheffing van de kuststreek die leidt tot geërodeerde kustvormen
- Tectonische verzakking van de kuststreek die leidt tot afzettingskustvormen
- De aard van de rotsen of sedimenten aan de kustlijn
- Verandering van zeeniveau
- De gemiddelde- en storm golfhoogtes
- De hoogtes van het getij die zowel erosie als sedimentatie beïnvloeden

Erosie kustvormen:

Erosie is actief bij tectonisch opgehooft rotskusten. Hier steken grote kliffen en landtongen de zee in. Afwisselend met nauwe inhammen en onregelmatige baaien met smalle stranden. Golven breken langs die kustlijnen en ondergraven de kliffen waardoor er enorme blokken in zee storten. Als de kliffen terugtrekken door erosie blijven er overblijfselen achter die stacks genoemd worden (fig. 17.15)

Afzettings kustvormen:

Sedimenten bouwen op waar tectoniek de korst naar beneden duwt langs een kustlijn.

Deze kusten worden gekarakteriseerd door lange, brede stranden en brede, laaggelegen kustvlakten met sedimentaire strata (lagen?). Kustvormen zijn o.a. zandbanken, laaggelegen zandige eilanden en uitgebreide getijde vlakten.

Lange zandbanken kunnen uitgroeien tot barrière eilanden, die een barricade vormen tussen de open oceaan golven en de hoofdkustlijn.

Veranderingen in zee niveau:

Kusten zijn gevoelig aan veranderingen in zeeniveau.

Recente studies tonen aan dat er een jaarlijkse toename van het zeeniveau is, misschien mee tengevolge van menselijke activiteiten.

In het verleden is er ook een voortdurende variatie geweest in het zeeniveau. In de noord atlantische regio zijn er nog steeds grote inwaartse insnijdingen van de zee, waar ze na de laatste ijstijd riviervalleien heeft overstroomd.

Deze overstroomde riviervalleien zijn een voorbeeld van een estuarium, een gebied waar zoet water mengt met zout water uit de zee.

De oceaanvloer verkennen.

De beste manier om de zeevloer te zien is rechtstreeks met een diep duikende onderzeeër.

Voor het meeste werk worden instrumenten gebruikt, die indirect vanop een schip werken.

B.v. een apparaat dat geluidsgolven uitzend en via intervallen na weerkaatsing een profiel

van de zeebodem kan opstellen. Ook worden er apparaten gebruikt om magnetisme en hitte en dergelijke te meten.

Dan worden de bodem van de atlantische en pacifische oceaan beschreven (fig. 17.24 en 17.28).

Continentale marges:

Dit is de rand van de oceaan (fig. 17.29), er zijn twee types: actief en passief.

Passieve marge: continentaal grensland ver van een plaatgrens, bv. de oostkust van de VS. Ze worden passief genoemd omdat er geen vulkanen aanwezig zijn, en er nauwelijks aardbevingen zijn. Daarentegen worden actieve marges geassocieerd met subductie zones en transformatie breuken. Ze danken hun naam aan vulkanische activiteit en frequente aardbevingen. Bv. de westkust van Z-amerika.

De continentale shelf:

Deze is blijkbaar economisch interessant, iedereen heeft daarom een internationale wet erover getekend, behalve de VS natuurlijk.

De continentale helling en opheffing:

De diepte van het water is hier zo groot dat de bodem niet kan beïnvloed worden door golven of getijdenstromingen. Toch zijn er hier op de bodem bewijzen te vinden van actieve sedimentatie en erosie, het was lang een raadsel hoe dit mogelijk was.

Het antwoord bleek te liggen bij turbidity stromen, dit is modderachtig water dat langs een helling naar beneden vloeit. Door de suspensie van modder is het zwaarder dan helder water en stroomt het eronder. Deze stromen kunnen erosie en sedimentatie veroorzaken. Ze worden veroorzaakt door aardbevingen die modder opwerpen, dit gaat voor een deel in suspensie en vloeit langs de helling naar beneden. Het bestaan en effect van deze stromen werd bevestigd door het breken van veel telegraafkabels tussen Europa en Amerika na een reeks aardbevingen in 1929.

Onderzeese Canyons

Deze diepe valleien (tot duizenden meters diep) in de bodem, zijn waarschijnlijk het effect van turbidity stromen. Aangezien alle andere voorgestelde verklaringen onrealistisch bleken te zijn.

De vloer van de diepe oceaan.

Deze wordt voornamelijk gebouwd door vulkanisme en tectoniek, en ook een beetje door sedimentatie in de open zee.

mid-oceaan kliffen

Hier vind de meest intense vulkanische en tectonische activiteit plaats op de zeebodem. De hoofdklifvallei is hierbij het belangrijkste. Op de bodem kunnen zich warmwaterbronnen vormen door het water dat de basalt binnendringt en opgewarmd wordt. Hierbij kunnen ook sulfiden en metalen vrijkomen. Zo ontstaan "black" en "white" smokers.

Heuvels en plateaus

De oceaankloof van de midocean rif weg is een landschap van heuvels, plateaus, sediment bassins zeebergen. De meeste van de duizenden vulkanen liggen onder water, maar enkele reiken tot aan de zeespiegel. Zeebergen en vulkanische eilanden kunnen geïsoleerd, in groepjes of in ketens voorkomen, veel zeebergen hebben een afgevlakte top, omdat ze geërodeerd werden toen ze boven water uitstaken. Ze worden guyots genoemd. De zeevloer is van de midocean kliffen weg tectonisch en geologisch heel rustig, waardoor er gedacht wordt om hier afval op te slagen (door de Amerikanen ongetwijfeld)

Koraal riffen en atollen

Atollen zijn een soort koraalriffen. Het zijn eilanden in de open oceaan met ronde lagoons (fig. 17.33)

Ze ontstaan doordat vulkanen boven water komen. Op de kusten van het vulkaaneiland dat zo ontstaat ontwikkelen zich riffen. Als na verloop van tijd het eiland wegerodeerd of wegzakt, blijft het rif boven water steken als het snel genoeg kan groeien, er blijft dan een atol over. (fig. 17.34)

Fysische en chemische sedimentatie

Sedimentatie over continentale marges

Door golven en getijden kunnen sedimenten afgezet worden, en de sedimenten uit rivieren worden erdoor verspreid over de bodem in lange linten van zand of lagen van modder.

Biochemische sedimentatie komt voort uit de calcium carbonaat schelpen van van alle beesten die in de ondiepe waters leven. Deze gaat meestal niet samen met de vorige aangezien die beestjes niet houden van een modderachtige omgeving.

Diepe zee sedimentatie

Hier worden kleinkorrelige deeltjes langzaam van de oppervlakte naar de bodem afgezet.

Deze worden pelagische sedimenten genoemd. De meest aanwezige biochemische deeltjes zijn de schelpen van de foraminifera, kleine eencelligen die aan de oppervlakte drijven. De schelpjes vallen naar beneden als de beestjes sterven. Deze sedimenten komen wel maar voor tot op 4 km diepte daarna lost het carbonaat op in het water, dit komt omdat het water op die diepte kouder is, en onder grotere druk staat.

Verschillen in de geologie van oceanen en continenten.

Op de continenten domineren tectoniek en erosie, in de oceanen zijn dat vulkanisme en sedimentatie.

Vulkanisme creëert eilanden in het midden van de oceaan terwijl de zeevloer z'n vorm voor het grootste deel dankt aan sedimentatie.

Door de mindere tectoniek en erosie op de oceaanoefvloer kunnen we veel beter de geschiedenis van de geologie aflezen in de verschillende lagen, maar dit is dan weer in de tijd beperkt door de constante subductie van de oceaanoefvloer.

Tenslotte staat de kennis van de oceanen nog steeds in z'n kinderschoenen (wat je niet zou zeggen aan de hand van de lengte van dit hoofdstuk ☺).

Hoofdstuk 18: Aardbevingen.

18.1. Wat is een aardbeving?

Een aardbeving is een vibratie van de grond, die optreedt als vervormende rotsen plotseling breken langs een breuk. De twee stukken rots langs de breuk slippen plotseling langs elkaar en starten de grondvibraties. Aardbevingen komen meestal voor aan plaatranden, de stukken van de aardmantel waar de meeste vervorming plaatsvindt.

Om te verklaren wat er gebeurt bij een aardbeving wordt meestal de elastische terugslag theorie (elastic rebound theory) gebruikt. Zie fig. 18.1: Twee stukken rots worden door de plaatbeweging in tegenovergestelde richting geduwd. De lijn waar de twee rotsen elkaar raken blijft onveranderd, maar daar rond gaat de rots elastisch vervormen; zo kan decennia lang de rek van de rotsen toenemen, tot de schuifspanning haar grenswaarde bereikt en de rotsen plots langs elkaar schuiven naar een positie zonder rek.

De afstand tussen punten op de twee rotsen die eerst samenvielen maar nu uit elkaar gerukt zijn wordt de **slip** genoemd. In fig. 18.2 kan je de slip bv. afmeten aan de afstand tussen de twee hekken die vroeger samenvielen.

Het punt waar het schuiven begint wordt de **focus** genoemd, dit kan eender waar in de mantel liggen, het **epicentrum** is de loodrechte projectie van de focus op het aardoppervlak.

Bij het plotseling schuiven van de rotsen, ontstaan intense vibraties die **seismische golven** genoemd worden. Ze reizen naar buiten vanuit de focus zoals golven uit het punt in het water waar je een steen gooit. Dichtbij het epicentrum kan de grond heel hard beven ten gevolge van deze golven. (fig. 18.3)

18.2. Aardbevingen bestuderen.

18.2.1. Seismografen:

Om aardbevingen te bestuderen gebruiken wetenschappers een seismograaf, een apparaat dat bewegingen van de aarde kan meten. Het probleem is natuurlijk dat zo'n seismograaf niet in de lucht kan zweven, maar aan de aarde verankerd is en dus meebeweegt, wat betekent dat hij de beweging niet kan opmerken, dit kan opgelost worden door de aarde met de seismograaf te verbinden d.m.v een veer die ervoor zorgt dat de seismograaf min of meer stil blijft staan als de aarde beweegt.

18.2.2. Seismische golven:

Seismische golven worden in drie groepen verdeeld:

1. Primaire of P golven
2. Secundaire of S golven (deze eerste twee gaan door het innerlijke van de aarde)
3. oppervlakte golven

P golven zijn analoog aan geluidsgolven, maar zijn ongeveer 14x zo snel. Het zijn ook **longitudinale** golven, die bestaan uit een opeenvolging van samentrekking en ontspanning in het medium, zonder netto transport van deeltjes.

S golven zijn ongeveer half zo snel als P golven en zijn **transversaal**. (ik gebruik hier waarschijnlijk een niet zo'n goed woord, ze bedoelen dat de deeltjes door deze golven loodrecht op de bewegingsrichting worden verplaatst, deze golven kunnen bovendien enkel bestaan in vaste stoffen, in tegenstelling tot elektromagnetische golven, die ook transversaal zijn)

Oppervlaktegolven komen enkel aan de oppervlakte voor omdat ze een vrij oppervlak nodig hebben om te rimpelen. (mijn idiootste zin tot nu toe!).

18.2.3. Het epicentrum bepalen

Door de aankomsttijden van de eerste P met die van de eerste S golf te vergelijken in een aantal seismografische stations over de wereld, kan men de exacte locatie van het epicentrum en het tijdstip van de aardbeving bepalen. Men kent immers de snelheid van de twee golven, en kan dan een grafiek zoals fig. 18.9 gebruiken, net zoals je de positie van een bliksemflits kan bepalen door de verstreken tijd tussen bliksemflits en donderslag te vergelijken.

18.2.4. De grootte van een aardbeving meten.

De grootte van een aardbeving is de belangrijkste factor van zijn vernietigingskracht, het is dus belangrijk dat we die grootte kunnen bepalen.

In 1935 werd een simpele manier bedacht door **Richter**, hij nam de amplitude van de beweging van de grond als uitgangspunt voor zijn schaal, om die beperkt te houden nam hij de logaritme van deze amplitude. Een verschil op de schaal van richter van een eenheid impliceert dus een 10x zo krachtige aardbeving. Bij het berekenen van een waarde op de schaal van Richter moet rekening gehouden worden, met de verzwakking van seismische golven als ze door de aarde passeren.

Seismologen verkiezen tegenwoordig de moment schaal die nauw aansluit bij de hoeveelheid energie die vrijkomt bij de aardbeving, en dus meer met de oorzaak ervan in verband staat dan de Richter schaal.

18.2.5. Breukmechanismen bepalen uit Aardbevingsgegevens.

Als het epicentrum bepaald is gaan wetenschappers ter plaatse kijken naar de oriëntatie en strekking van het breukvlak om te bepalen of het in het regionale patroon van korstkrachten past. Meestal is er aan de oppervlakte niets te zien van de breuk omdat de focus te diep onder de grond lag. Maar dan kan nog altijd informatie over het breukvlak afgeleid worden uit de gegevens van de meetstations. Daarmee kan men de aarde in 4 sectoren verdelen, waarvan er twee samengetrokken en twee uiteengedruwd worden (fig. 18.13) Een van de twee grenzen is de breukoriëntatie.

18.3. Het grote plaatje: aardbevingen en platentektoniek.

Seismologen ontdekten patronen in het voorkomen van aardbevingen en linkten deze in het kader van de platentektoniek, en zo gigantisch veel bewijsmateriaal voor deze theorie geleverd.

18.3.1. Aardbevingsgordels op plaatgrenzen.

Seismologen ontdekten dat aardbevingen voorkwamen in gordels, als ze deze in kaart brachten bleken deze vaak samen te vallen met de grenzen van platen.

. **Oppervlakkige focussen bij divergente grenzen.** Deze grenzen komen meestal voor op de zeebodem. Als we de topografie van spleten in het midden van de oceaan nauwkeuriger bekijken, dan zien we dat deze spleten vaak in stukken voorkomen. Deze stukken worden meestal van elkaar gescheiden door transformatie grenzen. Aardbevingen komen meestal ook voor langs deze transformatie grenzen van deze stukken. Door analyse van de P-golven begreep men dat er vooral normaalkrachten op deze spleten werkten, die er inderdaad voor zorgen dat deze spleten uit elkaar gaan (en dus zorgen voor divergente grenzen). Seismologen vonden ook dat aardbevingen die voorkwamen aan transformatiegrenzen strike-slip mechanismen vertoonden, net zoals men zou verwacht als platen langs elkaar glijden in tegengestelde richting. Zo bewezen seismologen dus dat platen

uit elkaar gingen in het midden van de oceaan; men kan immers aan de breuken afleiden in welke richting ze bewegen.

. **Diep gefocuste Aardbevingen bij Convergente grenzen.** Aardbevingen die op meer dan 100 km diepte ontstaan, komen vaak voor aan randen van continentale platen of eiland ketens. Ze komen voor aan die kant van een subductie plaat die de neiging heeft om in de mantel te verdwijnen onder een andere plaat. Analyse van de p-golven toonde dat de aardbevingen werden geproduceerd doordat defecten in de structuur botsen (volgens mij stropt die plaat af en toe op, en botst ze dan tegen zichzelf). Dit gaat meestal gepaard met drukkrachten, wat het geval is bij convergente platen.

. **Oppervlakkig gefocuste Aardbevingen op de platen zelf.** Een klein percentage van alle aardbevingen vindt plaats op de platen zelf, meestal op continenten. Onder deze aardbevingen zijn er heel vernietigende. Blijkbaar kunnen zo'n dingen dus toch ook plaatsvinden ver van plaatgrenzen.

Deze globale correlatie tussen topografie, geografie en seismologie laat ons de processen aan plaatranden beter begrijpen.

18.4. Vernietigingskracht van een aardbeving.

Tekstje over vernietigende aardbevingen in het verleden, en hoe je jezelf ertegen moet beschermen (zet je bed niet naast het raam! enzo), hoe je ze kan voorspellen (als je allemaal slangen uit de grond ziet kruipen, maak dan dat je ergens onder kruipt, enzo). Mis vooral het prentje op pagina 431 niet.

Hoofdstuk 19: De binnenkant van de aarde verkennen.

19.1. Studie van het binnenste ahv seismische golven.

Om de binnenkant van de aarde te bestuderen worden seismische golven gebruikt. Hun snelheid hangt af van het materiaal waar ze doorheen gaan. Bovendien is er bij elke overgang afbuiging en terugkaatsing van de golven. Doordat de aarde uit verschillende lagen bestaat volgen golven geen recht pad als ze erdoorheen gaan.

19.1.1. Seismische golven en hun paden door de aarde.

Op figuur 19.2 zijn de krommen getekend die de golven zullen volgen vanuit hun focus (die voor de eenvoud in 0° is geplaatst). Golven die rakelings langs de kern komen arriveren aan het oppervlak bij 105° t.o.v hun vertrekpunt, golven die er net doorgaan komen bij 145° weer aan de oppervlakte, dit betekent dat er in het interval $105-145^\circ$ geen golven kunnen gemeten worden, dit wordt de **schaduwzone** genoemd (zie fig. 19.2).

Uit de buiging van de P golven als ze de kern binnengingen, konden geologen concluderen dat de kern vloeibaar is, deze veronderstelling werd nog bevestigd door het feit dat S golven die de kern bereikten, er niet langs de andere kant uitkwamen, transversale golven komen immers enkel voor in vaste stoffen (zie hfstk.18)

Doordat sommige golven die de kern bereiken teruggekaatsd worden i.p.v. erdoor gaan, kan men de diepte van de kern bepalen uit de gekende snelheid van de golven, en de tijd die ze nodig hadden om dat traject af te leggen.

19.1.2. Samenstelling en structuur van de korst.

De informatie die geologen bekomen uit de seismische golven die vrijkomen bij aardbevingen of nucleaire ontploffingen, worden verwerkt in een grafiek zoals Fig. 19.5. Uit hun metingen konden de geologen besluiten dat er aan de buitenkant een hele dunne korst ligt, gevolgd door een mantel van rots die tot 2900 km diep gaat, een vloeibare buitenkern die nog eens ongeveer 2200 km dieper gaat, en een vaste binnenkern.

. De korst

Deze laag is uitgebreid bestudeerd met seismische golven, ze is ongeveer 5km dik onder de oceanen, en van 40 tot 65 km onder de continenten. Door monsters van de voorkomende gesteenten te testen in het labo, kent men de snelheid van seismische golven in de verschillende soorten gesteenten.

Daaruit weten we dat de continentale korst vooral bestaat uit graniet gesteenten, met gabbro voorkomend dicht bij de bodem, en dat in de oceaankorst geen graniet voorkomt, enkel gabbro en basalt.

Onder de korst is er een bruuske overgang in golfsnelheid van de seismische golven, hier begint de mantel. Deze overgang wordt de **Mohorovicic discontinuïteit** genoemd. (Echt waar, wordt gelukkig afgekort tot de Moho). Er wordt verondersteld dat de mantel bestaat uit dichter materiaal dan de korst, en dat dit de reden is waarom de korst rondrijft op de mantel, dit wordt het principe van de isostasie genoemd. (In dat kader moet ook de uplift van Scandinavië begrepen worden; dit lag begraven onder een dikke ijslaag, en is nu nog steeds zich terug aan het ontvouwen, we noemen dit isostatische rebound.

. De mantel

Het bovenste deel van de mantel bestaat vooral uit olivijn en pyroxeen. Door de omstandigheden in het bovenste deel van de mantel kunnen deze smelten, of samengedrukt worden tot een compactere structuur.

De verschillende onderdelen van de mantel: (fig. 19.7):

Lithosfeer, deze is van 0 tot 100 km dik onder de oceanen, en minstens 200 km dik onder de continenten. De **lithosfeer** is heel vast. De tektonische platen zijn grote fragmenten van die lithosfeer.

Astenosfeer ("zone van weekheid/zwakte"), dit is nog vast maar met vloeistof erin. Het komt tot aan de oppervlakte aan middenoceanische riffen, en tot op 100km onder de oudste zeevloer. Er wordt verondersteld dat deze zone verantwoordelijk is voor magma dat aan de oppervlakte komt. Het produceert dan ook steeds nieuwe zeevloer aan de middenoceanische riffen.

Op 400 km onder het oppervlak neemt de snelheid van S golven plots toe, wat impliceert dat er een ander soort materiaal aanwezig is. Uit proeven is gebleken dat het gaat om het olivijn dat er veel compacter op elkaar is gedrukt en daardoor een andere structuur heeft (proeven hebben het geheel bewezen). Rond 670 km doet zich nog eens het zelfde effect voor, waaruit men besloot dat er hier tot en nog dichtere opeenstapeling van atomen kwam. Het volgende deel van de mantel noemen we het onderste deel van de mantel, dit loopt van 700 tot 2900 km onder het oppervlak, waar de kern begint. De eigenschappen en samenstelling van de onderste mantel blijven over die afstand min of meer constant.

. **De kern – mantel grenslaag**

Deze krijgt de laatste jaren steeds meer aandacht omdat er zich nogal vreemde dingen afspelen: de dikte varieert sterk met de breedte; en de onderste 20 km (van 200km in totaal) zou gedeeltelijk gesmolten zijn.

Er volgen dan een heel deel hypothesen/gokken over het waarom hiervan, de belangrijkste suggereert dat de KMG belangrijk is voor hittetoevoer naar de buitenkant van de aarde, via warmtestromen (pluimen?).

. **De kern**

Proeven met seismische golven tonen aan dat de kern van de aarde vloeibaar is, maar niet tot in het centrum, waar de kern terug vast blijkt te zijn. De kern is niet direct te observeren, maar men redeneerde dat bij de stolling van de aarde de zwaarste elementen naar beneden zakten, en dat zo'n grote massa moest bestaan uit een element dat overvloedig aanwezig is in het heelal. Zo kwamen wetenschappers uit bij ijzer. Uit laboproeven op ijzer bleek dat de snelheid van seismische golven in de kern overeenkwam met wat men verwachtte voor ijzer, en tenslotte werd er in ingeslagen meteorieten ook veel ijzer gevonden, wat leidde tot de conclusie dat de kern bestaat uit ijzer.

19.2. De interne warmte van de aarde.

19.2.1. Geleiding en Convectie.

De Aarde is van bij zijn vorming enorm opgewarmd, en is sindsdien begonnen met afkoelen, wat op 2 wijzen kan gebeuren: geleiding (conductie) of convectie. De buitenkant koelt natuurlijk het eerst af, het binnenste van de aarde is dus nog warm; en als dit afkoelt komen er warmtestromen naar de buitenkant.

Geleiding komt neer op het overdragen van vibratie-energie (die warmte veroorzaakt) van het een atoom op z'n buur, waardoor de warmte zich verplaatst van een warme naar een koude zone. Omdat gesteenten zo'n slechte warmtegeleiders zijn en de aarde zo'n grote dimensies heeft, zou afkoelen via geleiding oneindig lang duren, warmte zou zich sinds de vorming van de aarde maar over 400 km verplaatst hebben en de aarde zou nog steeds vloeibaar zijn.

Maar er is nog een tweede efficiëntere manier van warmtetransport, via **convectie**. Dit komt er op neer dat door warm te zijn een materiaal ook minder dicht wordt en dus zal opstijgen in omringend fluidum, terwijl koude, densere materie in de plaats komt. Het probleem bij zo een theorie is natuurlijk dat de aarde geen fluidum is maar (voor het grootste deel) vast. De oplossing hiervoor ligt in de tijdschaal, hoewel de mantel op een

termijn van jaren zich als een vaste materie gedraagt, gedraagt het zich op over een grotere periode gezien als een extreem viskeus fluidum dat kan "kruipen". Zo kan efficiënt warmte vervoerd worden.

De geologen hebben wel nog ruzie over de vraag of convectie enkel vanboven in de mantel gebeurt, of helemaal van de kern tot aan de korst. De recentste data lijken aan te geven dat warmtestromen helemaal van de kern komen. Een ander belangrijk aspect aan convectie is dat het de drijvende kracht is achter de bewegingen van de tektonische platen.

19.2.2. Zonnewarmte.

De warmte die we van de zon ontvangen is 5000x zo groot als degene van interne afkomst. Bovendien is die zonnewarmte de belangrijkste factor in ons klimaat (zorgt voor regenval enzo) en heeft het zo een grote invloed op de geologie van de aarde.

19.2.3. Temperaturen in de aarde.

Veel eigenschappen van gesteenten hangen af van de temperatuur (smelten, viscositeit, dichtheid,...) dus is het interessant voor geologen om te weten welke temperaturen er heersen in het binnenste van de aarde. Ze weten enkel dat in boorgaten en mijnen (yes) de temperatuur 2 à 3° stijgt per 100m. Hoe de temperatuur zich gedraagt dieper dan de diepste boringen (tot 8000m), weet men niet zeker.

De geologen hebben hierover weer zwaar ruzie, en gaan dus nog meer proeven moeten doen voor ze het kunnen uitvissen. Een mogelijke geotherm (temperatuur - diepte diagram) staat in Fig. 19.10.

19.3. De binnenkant onthuld door het magnetische veld van de aarde.

19.3.1. De aarde als één grote magneet.

Om het magnetische veld van de aarde te verklaren werd vroeger aangenomen dat er een soort van kleine staafmagneet zat in het centrum van de aarde. Deze zou dan onder een hoek van 11° t.o.v. de aardas georiënteerd zijn. Latere ontdekkingen toonden echter aan dat hitte magnetisme vernietigt en dat materialen hun permanente magnetische eigenschappen verliezen bij ca. 500 °C, maw de kern van de aarde kon dus geen permanente magneet zijn. Een andere manier om een magnetisch veld te bekomen is via elektrische stromen. Dus zocht men naar een bron van elektrische stromen in de aarde.

Wetenschappers gokken dat de verklaring te zoeken is in de vloeibare buitenste kern van de aarde, die vrij beweeglijk is dankzij de toegevoerde warmte vanuit de binnenste kern. Men neemt aan dat die bewegingen in de buitenste kern verantwoordelijk zijn voor elektrische stromen en het magnetische veld van de aarde, maar men weet niet precies hoe dit in zijn werk gaat.

19.3.2. Paleomagnetisme (=oud of fossiel magnetisme).

Dankzij een pienter Australisch studentje weten we nu dat dertigduizend jaar geleden het magnetische veld van de aarde tegengesteld was aan dat van vandaag. Wetenschappers doen nu onderzoek naar de geschiedenis van het magnetische veld van de aarde om zo meer te leren over de geschiedenis van de aarde. Men kan het magnetische veld onder andere bepalen dankzij gestolde lava: als magma afkoelde onder 500° kreeg het materiaal z'n magnetische eigenschappen terug (zie boven), de atomen lijnden dus op volgens het magnetisch veld in die tijd en stolden zo tot vaste rots. Geologen kunnen nu die oriëntatie opmeten en zo de geschiedenis van het magnetische veld reconstrueren.

De oudste teruggevonden gemagnetiseerde stenen zijn 3.5 miljoen jaren oud, dit impliceert dat een vloeibare kern al zo een $\frac{3}{4}$ van de levensduur van de aarde bestaat.

19.3.3. Magnetische stratigrafie.

Door na elkaar afgezette lava lagen te dateren met radioactieve methodes kan men een precieze tijdschaal opbouwen van de magnetische oriëntatie, en die vervolgens toepassen op andere opeenstapelingen van magnetiseerbare materialen. Zo kon men terugvonden fossielen en dergelijke dateren. Ongeveer de helft van alle bestudeerde rotsen bleken een omgekeerde oriëntatie te hebben t.o.v. vandaag. Het veld is blijkbaar frequent omgeslagen. Periodes van een oriëntatie lijken ongeveer een half miljoen jaar te duren. Tussendoor kunnen tijdelijke ompolingen, magnetische gebeurtenissen, plaatsvinden. De reden van die ompolingen is de geologen nog niet bekend, maar heeft hun al een heel belangrijke ontdekking opgeleverd over de snelheid van oceaanoervorming, die we in hoofdstuk 20 gaan lezen (wat een cliffhanger!).

Hoofdstuk 20: Platen tektoniek: de allesomvattende theorie

Geologen geloven dat de lithosfeer van de aarde in een 12-tal platen gebroken is. De platen tektoniek beschrijft de beweging van de platen en de krachten die op hen inwerken. Dit mechanisme verklaart de verdeling van bergketens, structuren op de oceaانبodem, vulkanen en aardbevingen.

20.1. Van hypothese naar theorie.

De platen tektoniek is pas laat ontdekt. Toen het idee werd geopperd moest er heel wat bijkomend onderzoek gebeuren, o.a. naar de zeebodem. Er is een aantal fenomenen dat de theorie bevestigen.

20.1.1. Continentendrift.

De continenten bewegen dus, zoals iedereen al wel wist. Eerst vond de Oostenrijkse geoloog Suess dat Zuid-Amerika en Afrika mooi in elkaar passen, en noemde het geheel Gondwanaland. In 1915 postuleerde Wegener dat alle continenten ooit aan elkaar hadden gezeten. Hij noemde het supercontinent 'Pangaea'.

Niet alleen door naar de wereldkaart te kijken (fig 20.1), maar ook door onderzoek van fossielen en climatologische data vond men dat deze continenten bij elkaar moeten gehoord hebben (fig 20.2).

20.1.2. "seafloor spreading"

Dan ging men op zoek naar de kracht die verantwoordelijk was voor het uit elkaar drijven en het in stukken breken van het Pangaea. In 1928 vond Holmes dat het thermische convectie was en is. Na WO II begon het onderzoek van de oceaانبodem. Deze is dus nog maar 200 miljoen jaar oud. In het midden is er een rug, waar telkens nieuw materiaal naar boven komt. Het oude materiaal verdwijnt in subductiezones. Wat er voor die 200 miljoen jaar was, weet men dus tot op heden niet. In rotsen op het land, vind men soms wel sporen van oceanen die daarvoor bestonden, en die dus nu verdwenen zijn, maar veel kan men er niet mee doen.

20.2. De mozaiek van platen.

De lithosfeer is gebroken in platen (fig 20.3). Hij "drijft" op een gedeeltelijk gesmolten, taai vloeibare astenosfeer. Continentendrift is dus gewoon een gevolg van het bewegen van die platen. Er zijn 3 types van plaatgrenzen, die overeenstemmen met de relatieve beweging tussen de aaneengrenzende platen.

- . DIVERGENTIE: oceaanruggen of splijtende continenten
- . CONVERGENTIE: magmatische 'belts',
- . TRANSFORMATIEGRENZEN

20.2.1. Divergente grenzen.

Als platen uit elkaar gaan ontstaat er een gat, dat gevuld wordt met materiaal dat uit de mantel omhoogkomt. Dit materiaal wordt mee lithosfeer (hoewel het er daarvoor dus niet toe behoorde).

. **Scheiding van platen op de bodem van de zee:** wordt gekenmerkt door een rug, gaat gepaard met actief vulkanisme. Er komt een normale breuk, loodrecht op de bewegingsrichting van de platen.

. **Continentale plaatscheiding:** Vroege stadia van platen die uit elkaar drijven kunnen ook op het land gevonden worden. Ook deze sites worden gekenmerkt door vulkanisme en de vorming van 'rift'-valleien (zie fig 20.4.b). VB: fig 20.5

20.2.2. Convergente grenzen.

De plaat die naar onder gaat komt in de mantel, waar het eventueel gerecycleerd wordt. De bovenliggende plaat wordt nog meer naar boven gestuwd. Er ontstaan ook magmatische hopen op het land, of een keten van vulkanische eilanden, dit noemt men een "island arc". Als lithosfeer die naar ondergaat opgewarmd wordt door de warme mantel, dan koelen water en andere stoffen af. Ze komen samen in de 'wedge' van de bovenliggende mantel en induceren het smelten ervan.

Dan komt er een stukske waar ik geen bal van snap (van het vorige ook niet, ik zal het dan ook in de les vragen).

(fig 20.6)

20.2.3. Transformatie grenzen.

Platen glijden hier naast elkaar, zonder lithosfeer te creëren of af te breken. Ze komen voor wanneer de continuïteit van een divergerende grens is gebroken (zie fig 20.7). Doordat koudere oudere zeebodem (die kouder is), lager ligt dan de nieuwere zeebodem, kunnen er ook soms grote hellingen ontstaan.

20.2.4. Combinaties van plaatgrenzen.

Op fig. 20.8 zie je zo een aantal platen eruit gepikt en hun respectievelijke grenzen aan naburige platen getekend.

20.3. Snelheden van plaatbewegingen.

Geologen vragen zich natuurlijk af of alle platen evenveel bewegen tov. Elkaar, tov. Zichzelf in het verleden,... Daarom ontwikkelden ze een aantal methoden om dat op te meten.

20.3.1. Zeebodem als Magnetische 'Tape Recorder'.

In WO II werden allerlei instrumenten gemaakt om via magnetische velden onderzeeërs op te sporen. Geologen pasten die dingen een klein beetje aan om de lokale velden van gemagnetiseerde rotsen onder de zee konden meten. Het huidige magnetische veld noemt men normaal (creëert een positieve anomalie), maar vermits dat al een aantal keer gewoon omgewisseld is, is er ook een omgekeerd magnetisch veld, wat een negatieve anomalie creëert.

Magnetische Anomalie Patronen: Materiaal dat uit de mantel naar boven komt stolt volgens de ogenblikkelijke oriëntatie. Naarmate men dus verder van een divergerende grens gaat, vind men oudere lagen. Men kan deze dateren aan de hand van die noord-zuid omwisselingen (fig 20.9 en 10).

Interferentie van Ouderdom van Zeebodem en Spreiding van de snelheid: Tja, nogal logisch dat ze uit de ouderdom van de omwisselingen (die men kent door lava's op het land, hoofdstuk 19), en uit de afstand tot de divergente grens de snelheden van die platen kan halen. Van een paar centimeter per jaar tot + -15 cm per jaar varieert de snelheid. Dit was een indirecte methode om snelheden te meten, en wederom vonden sceptici dat er diepzeeboringen moesten uitgevoerd worden.

20.3.2. Diepzeeboringen.

Om het samen te vatten: ze boorden wat, onderzochten sedimenten en fossielen enzoo, en vonden dus exact dezelfde ouderdom als met de vorige methode bepaald.

20.3.3. Isochronen.

Dat zijn dus lijnen die even oude plaatsen met elkaar verbinden.

We vinden op de zeebodem enkel dingen tot 200 miljoen jaar geleden; de zeebodem is dus beduidend jonger dan de omringende continenten. Dit komt omdat de oceanische lithosfeer afkoelt en dikker worden, en een grotere dichtheid krijgt dat de onderliggende mantel, waardoor het bij contact met een continentale plaat, de oceanische plaat steeds in de mantel verdwijnt. Geologen hebben ook opgemerkt dat platen die snel bewegen, meestal aan hun grenzen nogal vaak in een subductiezone verdwijnen. (zou kunnen verklaard worden doordat dingen die er naar onder moeten gaan, de rest van de plaat meetrekken).

Een samenvattende figuur is te vinden als fig 20.12.

20.3.4. De Geometrie van plaatbeweging.

De platen bewegen allemaal als massieve spullen. Afstanden op eenzelfde plaat blijven dan ook gelijk. Twee geometrische principes regeren de beweging van platen op onze planeet:

1. Aan transformatie grenzen kan je de zin van de plaatbeweging weten: De oriëntatie van de fout tussen de platen, is de zin waarin één plaat beweegt. (vb fig 20.7).

2. Isochronen geven de posities van de platen in vroegere tijden weer: Isochronen zijn dus meestal evenwijdig en symmetrisch aan de rugas. Ge kunt dus helemaal teruggaan tot op het moment dat de divergerende grens ontstond (zie fig 20.13).

20.3.5. Metingen van plaatbeweging ahv satellieten.

GPS, dat hoeft ik hopelijk hier niet uit te leggen.

20.4. Rotsenasssemblages en platentektoniek.

Daar de zeebodem dus niet ouder is dan 200 miljoen jaar, moeten we op aarde zoeken om bewijzen van de platentektoniek te vinden. Hier wordt meer in detail de soorten en combinaties van gesteenten die de verschillende plaattypes karakteriseren. Geologen gebruiken dus rotsassemblages om vroegere episodes van plaat separatie en ophoping te reconstrueren.

20.4.1. Rotsen aan divergente grenzen.

Soms vindt men op het land 'ophiolite suites', opeenvolgingen van gesteenten die typisch zijn voor zeebodems (ze bestaan uit diepzeesedimenten, onderzeese lava's,...). Deze zaten oorspronkelijk in een oceanische plaat, maar zijn na een botsing in de continentale plaat terechtgekomen en naar boven gekomen (zie fig. 20.14).

Rotsassemblages op de zeebodem: Hoe de zeebodem juist ontstaat, weet men niet echt. Het heeft te maken met magnetisme, circulatie van zeewater en platentektoniek. Fig 20.15 toont wat er zou kunnen gebeuren.

Als water door poreus, vulkanisch gesteente zinkt en wordt opgewarmd, kan het mineralen oplossen die vaak rijk zijn aan ijzer, koper,....

Rotsassemblages in intra-continentale spleten: de vorming hiervan staat mooi op fig. 20.17. Als zo'n continenten dus uit elkaar gaan, krimpt de grond op de grens van waar het water komt te staan en het continent zelf; er wordt een soortement bassin gevormd waar alle sedimenten uit de rivieren in terecht komen (continental shelf deposits).

20.4.2. Rotsen bij oceaan - oceaan convergentie.

Als convergentie plaatsvindt bij 2 oceanische platen, dan vinden er zeer complexe processen plaats (fig. 20.18). Hoe dat juist in zijn werk gaat, moet ik morgen vragen...

20.4.3. Rotsen bij oceaan – continenten convergentie.

Het gehele beeld van wat er hierbij allemaal ontstaat is gegeven in fig 20.19.

. **Gebergtegordels en Magmatisme:** Zo'n gebergte wordt gevormd door meerdere intrusies van stollingsgesteenten en door uitbarstingen van lava. Hetzelfde mechanisme waar bepaalde stoffen (uit de plaat die naar onder gaat) en gedeeltelijk gesmolten melt naar boven komen en aanleiding geven tot vulkanen vind ook hier plaats.

. **Mélange van metamorfe sedimenten:** Dikke sedimenten die snel worden weggeërodeerd van het continent, vullen snel de depressie die ontstaat net waar de andere plaat in de mantel verdwijnt. Staan meestal onder hoge druk, het is moeilijk om een mooie kaart van al deze sedimenten te maken, maar het is meestal zo'n enorme mengeling, dat ze wel moet opvallen. Deze sedimenten kunnen gemakkelijk een beetje dieper worden meegenomen, waar ze rekrystalliseren, en komen dan (als onderdeel van het subductieproces weer naar boven.

. **Bewijzen van vroegere Oceaan - Continent botsingen:** Dan geven ze hier zo'n hele rits voorbeelden van waar die dingen allemaal gebeurd zijn: vb. De Franse Alpen gevormd door de convergentie van de Mediterrane plaat en het Europese continent.

20.4.4. Rotsen bij Continent – Continent convergentie.

Zie tekening 20.20. Als 2 continenten tegen elkaar komen, geven ze geen van de twee toe. De plaat die er onder zit, kan wel onder de andere gaan, maar het continent zelf verdwijnt niet mee in de mantel, maar geeft aanleiding tot de vorming van heel hoge gebergtes. Men noemt het geheel dat overblijft, de bergen dus; SUTURE. Er worden ook vaak 'ophiolites' gevonden, dit zijn overblijfsels van een vroegere oceaan die is verdwenen door de convergentie van de 2 platen.

20.4.5. Rotsen bij Transformatiegrenzen.

Bij zo'n grens tussen 2 oceanische platen, bestaan beide zijden uit hetzelfde type gesteenten (oceanische korst en sedimenten). Ze verschillen door hun ouderdom en diepte, omdat ze op een verschillende afstand van hun ontstaans-rug liggen. Bij zo'n transformatie grens op het land zijn de gesteenten zowel van verschillende types als van verschillende ouderdom, wat het soms nogal ingewikkeld maakt (dit komt omdat rotsen op het land veel heviger blootgesteld zijn aan erosie, deformatie, depositie en metamorfisme).

20.4.6. Continentale Dynamica.

Continentalen bestaan langer dan de zeebodem, doordat ze de neiging hebben om te drijven verdwijnen ze minder makkelijk in de mantel. Ze kunnen in stukken gebroken worden, verplaatst, bijeengevoegd of vervormd, maar de stukken overleven. Continenten kunnen ook groeien aan de rand, doordat sedimenten er ophopen.

Samengevat: bij oceanen is alles relatief simpel, maar continenten is andere koek...

20.5. 'Microplate Terranes' en platentektoniek.

Soms zit er een vreemde eend in de bijt, een rare rots, die qua gesteenten, ouderdom, geschiedenis niks te maken heeft met de omliggende rotsen. Zo'n ding is meestal over honderden kilometers verplaatst, bevat totaal andere fossielen, en wordt een 'microplate terrane' genoemd. Op fig 20.21 ziet ge hoe dat in zijn werk kan gaan. Op fig. 20.22 staat hoe een stuk van Amerika daar eigenlijk helemaal niet thuishoort (de bruine stukjes).

20.6. De Grote Reconstructie.

20.6.1. De vorming van het Pangaea.

Het Pangaea strekte zich uit van pool tot pool en werd gevormd doordat verschillende continenten (andere dan diegene die wij nu kennen) allemaal op een hoopje terecht kwamen (evolutie, zie fig. 20.23). Gebergtes zoals de Oeral en de Appalachen hielpen de geologen

om de situatie te bedenken die er was voor het Pangaea. Ze vinden van zichzelf dat het vrij indrukwekkend is hoe ze dat hebben kunnen reconstrueren. (toegegeven: het is wel show), al ontbreken er nog wel veel schakels, en doet men nog steeds onderzoek naar deze situatie.

20.6.2. Het uiteengaan van het Pangaea.

Voor het Pangaea was ook al een supercontinent geweest: rodinia, maar hierover is niet zoveel geweten. Over het Pangaea wel, omdat er hiervan meer bewijzen te vinden zijn op de zeebodem. (de globale evolutie: fig. 20.24). Die Tethys Zee die te zien is, is de voorloper van onze Middellandse zee.

Zoals we zien op figuur 20.11, ligt de breuk ten westen van de Andes, aan de Nasca-plaat dichter tegen Zuid-Amerika aan dan tegen Azië. Er is dan ook al ongelofelijk veel oceaankorst in de lithosfeer verdwenen. Deze kan gedetecteerd worden door seismische tomografie. (doordat er daar hogere seismische snelheden zijn).

20.6.3. Implicaties van deze Grote Reconstructie.

Door deze bewegingen te begrijpen, kunnen we beter begrijpen waar sommige mineralen te vinden zijn. Paleontologische geologen proberen de evolutie te begrijpen ahv deze modellen. Ze hopen allemaal dat ze door het beter begrijpen van het verleden, de toekomst kunnen begrijpen en zelfs voorspellen.

20.7. De drijvende kracht van de platentektoniek.

Over het perfecte waarom van het bewegen van de platen, heeft ongeveer elke geoloog wel zijn eigen gedacht (fig. 20.25 toont 4 opvattingen). Ze hebben dus nog werk voor de boeg

Hoofdstuk 21: Deformatie van de Continentale korst

Op aarde vinden we slechts overblijfsels van de korst van 4 miljard jaar geleden, hoewel de aarde al 4.5 miljard jaar bestaat. Algemeen wordt aangenomen dat van de eerste 500 miljoen jaar geen resten kunnen gevonden worden. Dit is te wijten aan het feit dat er nog geen korst kon gevormd worden; alles werd toch vernietigd door een gigantisch meteorieten bombardement dat toen door ons zonnestelsel ging. Fig. 21.1 toont nieuwere en oudere gebergtegordels.

21.1. Enige regionale tektonische structuren.

Ongeveer 1/3 van het aardoppervlak wordt bedekt door continenten. De gesteenten die de continentale korst vormen, kunnen onderverdeeld worden in 2 groepen:

. Onvervormde sedimentaire gesteenten: Een dun laagje sedimentair gesteente dat in een overzichtelijk proces wordt afgezet en niet significant wordt vervormd.

. Vervormde gesteenten: Regio's van alle 3 de soorten gesteenten die onderworpen werden aan intense korst-krachten gedurende verschillende geologische periodes.

Logischerwijs is de tweede categorie de grootste. Orogenese: het vormingsproces van bergen, en de evolutie van continenten hangen dus nogal nauw samen.

We vinden in het midden van continenten meestal gesteenten die de oudere geschiedenis in zich dragen. Deze zones zijn nu meestal stabiel en eroderen nog weinig. Aan de buitenzijde zitten de nieuwer gevormde rotsgebieden, worden meestal gevonden aan de rand van continenten.

Continenten groeien zowel door het bijvoegen van fragmentjes door botsingen (terrane accretion), als door het toevoegen van nieuw materiaal als een oceanische plaat onder het continent verdwijnt.

21.2. Het stabiele binnenste.

'Cratons' zijn uitgestrekte, vlakke, tektonisch stabiele binnesteden van continenten. Ze bestaan uit oude gesteentes die intense vervormingen ondergingen gedurende het Precambrium.

Typisch bevatten zulke cratons grote oppervlakken, shields genoemd, die bestaan uit zeer oude, kristallijne basement gesteenten. Op fig. 21.4 zien we een ideale doorsnede. Een geweldig voorbeeld van zo'n ding is het Canadese schild. Daaronder ligt een platform, dat ongeveer de voortzetting van het vorige, alleen zit er nog een laag van hoogstens 2 km sedimentair gesteente bovenop. In die platformen zitten er meestal nog Gesedimenteerde Bassins, het zijn ovale depressies, waar de sedimentlaag dikker is dan op het omgevende platform.

21.3. Orogenesische gebieden.

Veel geologen geloven dat orogenese veel te maken heeft met platentektoniek. Als twee continentale platen botsen, wil geen van de twee in de mantel verdwijnen, doordat ze beiden een even grote neiging tot drijven hebben. Toch moet de botsings-kracht op een of andere manier een uitwerking hebben. Dit kan als de continenten zich niet meer gedragen als massieve platen, maar door vervormingen en breuken dicht bij elkaar komen te liggen en elkaar ophopen, waardoor uiteindelijk bergen ontstaan.

Een deel van deze orogenese kan ook worden gevormd door het 'aanspoelen' van microplate terranes'. Dit kunnen stukjes van oceanische korst (ophiolieten), island arcs, of stukjes continentale korst zijn.

Dan komen er dus 2 case studies, over dingen die in Amerika gebeurden, ik heb niet zo heel veel zin om deze helemaal te vertalen. Laten we er vanuit gaan dat deze voor ons totaal onbelangrijk zijn.

Ik wil wel niet vergeten te vermelden dat oceanische en continentale platen totaal anders reageren op botsingen. Het lijkt alsof continentale platen veel makkelijker breken enzoo, oceanische platen lijken veel stijver.

21.4. Kustvlaktes en continentale schel.

De Continental shelf is de uitbreiding aan de kust van de kustvlakte. Valleien vormden bassins waarin dikke lagen sedimenten werden afgezet. Zo wordt een extra stuk land gecreëerd (zie fig. 21.13).

21.5. Regionale Verticale beweging.

Epeirogenese is de gedeeltelijke opheffing en inzakking van sedimentair gesteente zonder noemenswaardige vervorming (zie fig. 21.14). Hoewel veel van de verticale bewegingen te maken hebben met orogenese, epeirogenetische bewegingen zijn traag en vinden plaats over grote regio's. Ze gaan niet gepaard met grote plooien ofzoo. (We kunnen deze dingen merken vb. in steenkool, doordat planten die daarin zitten aangeven in welke richting ze groeiden). Fig. 21.16 geeft een aantal mogelijke mechanismes hoe zulke glooiingen in het landschap zouden kunnen ontstaan. Maar andermaal zijn de geologen niet erg zeker.

Hoofdstuk 22: energie- en materiaalbronnen op aarde

We hebben steeds meer grondstoffen en energie nodig. Alles komt oorspronkelijk van op of van onder de grond. Hoe langer hoe meer groeit het besef dat de bronnen niet onuitputtelijk zijn, en dat we met ons huidige gedrag de omgeving beïnvloeden. Er komt steeds meer aandacht voor **duurzame ontwikkeling** (ontwikkeling met oog voor de toekomst)

Een vaak gestelde vraag is hoe lang we nog voort kunnen met onze natuurlijke voorraden. Hierbij spreekt men de **reserves**, de afzettingen die al ontdekt zijn en die men economisch en wettelijk kan ontginnen, en de **bronnen**, die behalve de reserves ook de gekende niet te ontginnen afzettingen en de afzettingen die men nog niet weet liggen maar waarvan men het bestaan vermoedt, verwarren. Als de omstandigheden veranderen kunnen bronnen dus reserves worden en omgekeerd (bv. olie ontginnen in de Noordzee is pas tijdens de oliecrisis haalbaar geworden, terwijl steenkool delven in de Kempen dat niet meer is) De meeste bruikbare **geologische materialen** worden **niet-hernieuwbaar** verondersteld, omdat ze trager gevormd dan gebruikt worden, en dus ooit opgeraken. Het is dus van belang hernieuwbare bronnen te gebruiken (bv. zonne-energie of plantaardige middelen)

Deel I: energievoorraden

Energiebronnen

Energie is de basis van alles. Een gebrek eraan kan onze maatschappij plat leggen. De vraag naar energie is sinds het begin van de industriële revolutie enorm toegenomen, en we hebben veel nieuwe bronnen leren gebruiken: na de steenkool leerde de mens ook olie, gas en later nucleaire energie te gebruiken in industrie, transport, in huis of voor commerciële doeleinden, hoewel de armere gebieden het nog altijd vooral met hout moeten doen. We verliezen veel van de energiewaarde van onze grondstoffen (meer dan 50%) bij productie en distributie.

De fossiele brandstoffen

We verbranden en verbrandden vooral organisch materiaal dat bestaat uit verbindingen van koolstof met waterstof. Vroeger ging het vooral om hout, een organisch product gevormd door fotosynthese. Tegenwoordig gebruiken we vooral organisch materiaal dat ooit is begraven en omgevormd in "verbrandbaar gesteente", steenkool (die uit plantaardig materiaal ontstaan is, we gebruiken dus verbindingen gevormd door fotosynthese in het Paleozoïcum) en olie en gas, die ook uit organisch materiaal ontstaan zijn. Omdat we zulke oude organische verbindingen gebruiken, spreken we van **fossiele brandstoffen**.

De vorming van steenkool, olie en gas:

Steenkool wordt gevormd wanneer grote hoeveelheden plantaardig materiaal samen begraven worden, waarbij de bovenste lagen de onderste van volledig verval beschermen door ze af te snijden van de zuurstoftoevoer. Dit treedt bijvoorbeeld op in moerasgebieden. Er vormt zich **turf of veen**, dat na drogen brandbaar is en tot 50% C bevat. De volgende stap, na verdergezette bedelving is de vorming van **bruinkool of ligniet** (70% C) en toename van temperatuur en druk door nog diepere begraving zorgt voor de omzetting in **sub-vetkolen en vetkool**. Nog later treedt de vorming van **antraciet** op.

De vorming van olie en gas treedt samen op en begint wanneer organisch materiaal, dat op die plaats overvloedig aanwezig moet zijn, vernietigd wordt door natuurlijke opruimers en

door verval (bv. in kustzones van de zeeën) terwijl er niet voldoende zuurstof aanwezig is om alle materiaal volledig af te breken. Veel bassins op continentale platen (maar wel in zee!) en in mindere mate rivierdelta's en binnenzeeën voldoen aan deze voorwaarden. Op zulke plaatsen wordt het onvolledig afgebroken materiaal begraven door sediment en beschermd van verdere afbraak. Gedurende de miljoenen jaren dat het materiaal begraven ligt, kunnen chemische reacties, op gang gebracht door hogere temperaturen en drukken, het organisch materiaal veranderen in vloeibare en gasvormige **KWS (koolwaterstoffen)**. Deze KWS zijn de verbrandbare materialen in gas en olie. Compactatie van het sediment waar het organisch materiaal in zat tot **source beds** (=bronbedden), dwingt olie of gas te verhuizen naar een permeabel gesteente in de buurt, dat we dan een **oliereservoir** noemen. Door hun klein soortelijk gewicht bewegen ze omhoog, tot boven het water dat meestal de poriën opvult. Rotstructuren die het omhoogbewegen van olie beletten, zodat ze eronder gevangen blijven zitten, noemt men **oil traps** (=olieval) . Een mogelijke oil trap is een anticliene in een impermeabel gesteente. Onder deze structuren vindt men eerst gas, dan olie en dan water terug. Een oil trap gevormd door een vervorming van de structuur zoals een anticliene is een **structural trap**, net zoals wanneer een verhoging ontstaat door het verschuiven van een breuk (zie fig 22.4.c p510). Wanneer door de manier van afzetten van de materialen bij sedimentatie een spievormig permeabel lichaam gevangen komt te zitten tussen twee impermeabele lagen spreken we van een **stratigraphic trap**. Een ondoorlatende zoutzuil kan er ook voor zorgen dat olie in de ondergrond gevangen blijft. Vele locaties komen in aanmerking voor de opslag van olie en gas, maar deze treedt enkel op als onder deze locatie een source bed aanwezig is en de nodige chemische reacties opgetreden zijn. Hoewel olie en gas niet zeldzaam zijn, zijn de meeste van de gemakkelijk te vindbare oil traps gevonden, en nieuwe velden vinden wordt dus moeilijker.

Verdeling van olie over de wereld:

Overall waar er een dikke sedimentaire laag ligt, kan er olie voorkomen. (bv. in 31 van de 50 Amerikaanse staten wordt olie commercieel gewonnen, en in de meeste andere kent men niet-commerciële voorraden). De grootste voorraden bevinden zich in het Midden-Oosten (2/3 wereldvoorraad) en de regio strekkend van de golf van Mexico tot het Caraïbisch gebied.

fossiele brandstoffen en het milieu

Bij olieboringen op zee en transport over zee met tankers treedt (bij ongelukken) vrijkomen van olie op, en dat heeft enorme ecologische gevolgen (dode beestjes en vervuilde kuststroken). De voorzieningen die voor olieontginning moeten aangelegd worden alleen al, kunnen een kwetsbaar milieu volledig ontregelen (dat is waarom internationaal is afgesproken voorlopig van de natuurlijke rijkdommen van het poolgebied af te blijven). Gas is voordeliger voor het milieu: minder CO₂-uitstoot per hoeveelheid geproduceerde energie en gemakkelijk te transporteren.

Steenkool levert serieuze problemen op bij ontginning en gebruik, of we het nu rechtstreeks verbranden of er de vloeibare brandstof **syncrude** van maken. Steenkool bevat immers veel sulferverbindingen, die bij verbranding omzetten in SO₂, dat voor zure regen zorgt, en in de assen, die een aanzienlijk volume aannemen, zitten (soms giftige) metaalvervuilingen. De ontginning van steenkool aan de oppervlakte zorgt voor schade aan het landschap als niet voor herstel gezorgd wordt, en voor de mens is de ondergrondse ontginning niet zo gezond (denk maar aan mijnongevallen en stoflong) De meeste landen kunnen niet afstappen van de productie van steenkool omdat het hun enige eigen energievoorraad is en het invoeren van olie te duur is. In de westerse wereld staan er nu wel beperkingen op de uitstoot door verbranding en zijn werknemers wettelijk beschermd.

fossiele brandstoffen, een uitputbare bron

We halen meer olie uit de aarde als er door natuurlijke processen gevormd wordt. We vallen dus ooit zonder voorraad. Voorlopig stijgt de productie door de ontdekking van nieuwe velden en technologische verbeteringen, maar wetenschappers verwachten dat we binnen de eeuw de top bereikt en overschreden zullen hebben. In elk geval is voor de meeste industrielanden nu al de eigen olieproductie te klein om de economie draaiende te houden, en moeten ze dus olie invoeren. Dat zorgt voor een negatieve handelsbalans (er gaat meer geld naar buiten als er binnen komt). De oplossing is hiervoor is minder olie gaan gebruiken of andere bronnen te zoeken (bv. suikeralcohol om auto's aan te drijven in Brazilië).

De geschatte hoeveelheid gas in de bodem is vergelijkbaar met die van olie, en kan die in de komende jaren overstijgen. Er worden nog regelmatig grote hoeveelheden gas gevonden – ook al omdat het zoeken naar deze relatief propere brandstof gestegen is, en daarbij nieuwe soorten mogelijke locaties ontdekt zijn.

Steenkool zou er nog voor minstens 300 jaar in de bodem te vinden zijn bij het huidige verbruik ervan. Het belang en gebruik ervan neemt echter terug toe omdat de olieprijs blijven stijgen en het goedkopere maar minder praktische steenkool dus terug een alternatief wordt.

alternatieven voor fossiele brandstoffen

We schatten dat de fossiele brandstoffen sowieso binnen ongeveer honderd jaar niet meer aan onze behoeften zullen kunnen voldoen. En misschien moeten we nog eerder van het gebruik ervan afstappen om het broeikas effect en andere milieuproblemen in te dijken. Wat zijn dan de alternatieven?

nucleaire energie

Al van bij de ontwikkeling van de atombom tijdens WO II, de eerste toepassing van uranium en radioactiviteit als energiebron, zag men in dat men uranium ook als energiebron zou kunnen gebruiken. Na de oorlog startte men dus met de bouw van centrales, en vandaag staan er over de hele wereld ongeveer 400 centrales. We zouden als we willen genoeg centrales kunnen bouwen om heel de wereld van nucleaire energie te voorzien, en dat gedurende honderde jaren. Hoewel uranium maar in heel beperkte hoeveelheden voorkomt in de aardkorst (0,00016% van de atomen in de continentale korst) en bovendien slechts 1 op 139 atomen van het bruikbare ²³⁵U-isotoop is, is er toch voldoende voorraad. Die wordt teruggevonden als uraniet in aders in graniet en andere gesteenten die uit magma ontstaan zijn, of die, door zuurstof in het grondwater hieruit geoxideerd, zich terug als uraniet heeft afgezet in sedimentaire lagen.

Het feit dat nog niet alle elektriciteit door nucleaire centrales voorzien wordt, is te wijten aan de enorme milieu- en gezondheidsproblemen die radioactieve vervuiling door ongevallen in de centrales en door de overblijfselen van het productieproces die nog vele jaren straling uitzenden veroorzaken. (De opslag van radioactief afval in ondergrondse, stabiele, impermeabele lagen wordt nog altijd niet door iedereen veilig bevonden, hoewel we er in Europa al volop mee bezig zijn)

zonne-energie

De fossiele brandstoffen zijn eigenlijk oude zonne-energie. Waarom gebruiken we dan niet die risicovrije, milieuvriendelijke zonne-energie rechtstreeks? (het aanwezige vermogen is zeker groot genoeg) De reden is dat de technologie nog niet ver genoeg gevorderd is om straling van de zon rechtstreeks om te zetten in energie. De enige economisch haalbare toepassing lijkt voorlopig de verwarming van water. Er gebeurt vooral veel onderzoek naar de productie van elektriciteit uit zonlicht. Eén methode daarvoor zijn foto-voltaïsche cellen, maar ook thermische omzetting door de zon, waarbij de stralen door lenzen e.d.

geconcentreerd worden en water verhitten, behoort tot de mogelijkheden. Beide methoden zijn echter gruwelijk inefficiënt. (bv. we hebben een vierkante mijl aan zonnepanelen nodig voor 10% van de capaciteit van een nucleaire centrale, en die opp. aan panelen zou voor verstoring van het microklimaat kunnen zorgen.

onrechtstreekse zonne-energie

In zekere zin zijn ook waterkrachtcentrales en windturbines te wijten aan zonne-energie (want zonder deze zouden er geen luchtverplaatsingen en verdamping van water gebeuren). Waterkracht wordt al volop gebruikt, en het gebruik van windenergie zit in stijgende lijn, en wordt steeds efficiënter.

Alles bij elkaar kunnen de verschillende vormen van zonne-energie in het derde millennium waarschijnlijk voor een groot deel van onze elektriciteitsenergie gaan zorgen.

geothermale energie

De warmte in van het binnenste van de aarde komt soms vanzelf omhoog door verhit water dat naar de oppervlakte stijgt, wanneer we het commercieel willen gebruiken de laatste (honderden) meters door boorgaten. Het water is water dat langst de breuken in een gesteente tot op grote diepte is gedaald. Meestal gaat het om natuurlijk voorkomend grondwater, werken met artificieel ingebracht water komt slechts zelden voor. De stoom die uit de aarde komt, kan dan gebruikt worden om turbines aan te drijven, maar soms wordt het warme water gewoon door buizen gepompt voor verwarming van huizen, industriehallen,...

De laatste dertig jaar is er veel aandacht gekomen voor de laatste vier methoden. Toch moeten we hun belang niet overschatten: we hebben al meer voor het energieprobleem gedaan door onze al bestaande machines efficiënter te maken dan door deze milieuvriendelijke technieken te ontwikkelen. We moeten echter verder blijven zoeken: de vraag naar energie zal enorm stijgen als de ontwikkelingslanden verder naar het westers verbruikersmodel toegroeien, en de fossiele brandstoffen geraken sowieso met het huidige verbruik al snel uitgeput.

Deel II: mineralen en delfstoffen

Jammer voor ons, maar mijnbouw is een smerige industrie. Het breekt het landschap meer af dan natuurlijke erosie doet, en het produceert meer afval dan alle mensen op aarde huishoudelijk afval produceren. Zo zorgt mijnbouw in veel landen voor de aftakeling van het milieu en de slechte gezondheidstoestand van de mensen in die landen. Na deze fijne beschouwing, gaan we eens kijken wanneer het ontginnen van mineralen toch verantwoord is.

Mineralen zijn immers de bronnen van de economie: hoewel de bijdrage van de ontginning van mineralen miniem is in de totale cijfertjes van de economie, kunnen we toch niet zonder: ze zijn de basis van alle producten voor bouw, industrie, ... Per kop verbruikt elke Amerikaan per jaar 20000 pond niet-brandstof mineralen.

Afzettingen van mineralen

In veel gesteenten zitten alle atomen in dezelfde verhouding als over heel de aardkorst. Op sommige plaatsen komen sommige atomen meer voor, en dat is dan te wijten aan hun geologische geschiedenis. Het beperkt aantal plaatsen waar zulke mineralen met verhoogde concentratie van een bepaald atoom zitten, zijn van economisch belang want hoe hoger de

concentratie van een mineraal in een gesteente, hoe minder kosten bij het winnen van het mineraal (minder scheiding enz. nodig)

Afzettingen rijk aan mineralen waar waardevolle metalen uit gehaald kunnen worden op winstgevende wijze noemt men **ertsen** (*ertslichamen?*). De mineralen die de metalen bevatten noemt men ertsmineralen (*ertsen?*). Deze ertsmineralen zijn verbindingen van een metaal-element met S,O of een silicaat (siliciumoxide). Soms vind men metalen ook in de ongebonden toestand.

Belangrijk voor de economische haalbaarheid van ontginning van een bepaald mineraal op een bepaalde plaats is de **concentratiefactor**. Dat is de verhouding van de concentratie van het element op die plaats tot de verhouding over heel de aarde. Nemen we bv. ijzer: ijzer zit over heel de aarde voor ongeveer 5,8% in de gesteenten, maar voor een economisch haalbare ontginning moet er minstens 50% ijzer aanwezig zijn. De concentratiefactor is dus ongeveer 10. Koper moet in een veel hogere concentratiefactor aanwezig zijn in een erts (al moet er veel minder % koper in een erts zitten). Hoe minder een mineraal gemiddeld voorkomt, hoe hoger z'n concentratiefactor dus moet zijn om economisch interessant te worden.

voorraden van mineralen

De grens tussen het beschouwen van een afzetting als een bron of een reserve hangt af van de kosten om de afzetting te ontginnen en de verkoopprijs ervan. In theorie kunnen we immers uit elk gesteente elk element halen. We zijn echter alleen geïnteresseerd in diegene waarvoor het economisch haalbaar is om ze te delven en te zuiveren. We kunnen logischerwijs aannemen dat het aantal gevonden afzettingen zal blijven stijgen, maar we kennen de snelheid niet, en ooit zullen de hoogste-graads voorraden op zijn, en moeten we dus minder kwalitatief erts ontginnen en bewerken (al is de techniek dan misschien al zo ver gevorderd dat dit geen probleem is).

Deze problemen stellen zich nog niet op de korte termijn: de vraag naar ertsen is immers gedaald omdat steeds meer mensen in de dienstensector werken en dus minder mineralen verbruiken (?) en omdat we meer en meer metalen recycleren (niet altijd op economische gronden).

(dan volgt een stukje over het feit dat Amerika meer mineralen gebruikt dan produceert en dus voorraden heeft aangelegd voor als de aanvoer stopt). Toch moeten we naar mineralen blijven zoeken, want hoewel in de westerse wereld de vraag naar mineralen afneemt (maar zeker niet verdwijnt), hebben we nog een heleboel meer mineralen nodig als de rest van de wereld op hetzelfde verbruiksniveau (of zelfs halfweg) komt als de westerse wereld. Een van de plaatsen waar we naar die mineralen zouden kunnen gaan zoeken in de toekomst is de zeebodem. Daarom is internationaal afgesproken dat de zee tot 200 mijl voor de kust van een land aan dat land toebehoort.

de geologie achter afzettingen van mineralen

Mineraal afzettingen ontstaan door verscheidene processen (die in de vorige hoofdstukken besproken zijn), die over het algemeen aan drie voorwaarden voldoen:

- een bron van mineralen ligt op een plaats waar het toegankelijk is voor een natuurlijk transport mechanisme.
- er is een natuurlijk transport mechanisme aanwezig om de mineralen van de bron weg te bewegen
- er bestaat een plaats waar een mechanisme de transport agent de mineralen doet afzetten. Meestal ligt die plaats dicht tegen het oppervlak, waar de rotsen barsten en open breuken vertonen waardoor een vloeistof met de mineralen in opgelost er kan doorstromen en afkoelt, zodat de mineralen afgezet worden.

Er bestaan verschillende mechanismen waarbij mineralen zich afzetten:

- **hydrothermale afzetting:**

Veel van de rijkste gekende afzettingen zijn uit heet water neergeslagen. Deze hydrothermale oplossing kan rechtstreeks uit het magma ontsnappen of ontstaan wanneer grondwater langs een hete rots of intrusie stroomt en er een oplossingsreactie ontstaat waarbij uitwisseling optreedt.

De hydrothermale oplossing kan door breuken en barsten in het gesteente lopen en zo in bladvormige afzettingen vormen. Deze afzettingen noemen we **aderafzettingen of aders**. Ze bestaan meestal uit een gevulde breuk en metamorf gesteente vlak langs de breuk dat door de hitte een reactie heeft ondergaan met de vloeistof. In breuken vind men naast de adervullende mineralen als kwarts ook vaak metaalertsen terug (bv. zuiver goud, of andere metalen aan zwavel gebonden)

Als de hydrothermale oplossing de oppervlakte bereikt in geisers en hete bronnen, zetten zich hierin o.a. lood-, zink- en kwikertsen af bij afkoeling.

Soms zijn de ertsen verspreid over hele volumes van gesteente, veel groter dan aders.

Men noemt dit dan **uitgezaaide afzettingen**. Ze ontstonden toen hydrothermale oplossingen hun intrede deden in een groot aantal kleine barstjes in een forforytisch felsisch intrusiegesteente (= granietachtige rotsen met grote veldspaat of kwart kristallen in een fijnere matrix) en landgesteenten boven intrusiegesteente. (Deze gesteenten moeten tijdens de intrusie of in de nasleep ervan gebarsten zijn door een ongekend proces) Ook in permeabel sedimentair gesteente kan men soms zulke uitgezaaide afzettingen terugvinden. Men vermoedt dat het hier om hydrothermale oplossingen ging die ontstaan zijn uit grondwater dat in een veel diepere laag verwarmd werd en is beginnen stijgen.

- **afzetting uit magma:**

Deze vormen zich wanneer mineralen uitkristalliseren op de bodem van de magmakamer, omdat het hier meestal over de zwaardere zwavelrijke vloeistoffen gaat die uitkristalliseren (het meeste platina en chroom wordt op deze manier gevonden, en afzettingen uit magma hebben de rijkste ertslichamen ooit gevonden gevormd) De afzettingen worden opgedeeld in:

- pegmatieten, afzettingen met enorm grote kristallen en een samenstelling als graniet. Ze worden teruggevonden in aders, *dikes* of *lenzes*. Als magma in een grote intrusieruimte terecht komt, stolt het laatst gestolde magma tot pegmatiet waarin mineralen zitten die op de rest van de wereld slecht als sporenelement voorkomen overvloedig aanwezig kunnen zijn.
- kimberlieten komen vooral voor in *ultramafic* gesteente en werden na stolling diep onder de grond naar de oppervlakte gedwongen door gassen als H₂O en CO₂.

- **sedimentaire afzettingen**

Veel economische waardevolle mineralen werden door chemische en fysische processen afgezet als een doodgewone sedimentaire laag.

- niet-metallische afzettingen:

vb. kalksteen voor bouw of landbouw, puur kwartzand voor glas en glasvezel, grind en grof zand voor bouw en wegenwerken, zuivere kleien voor keramieken, evaporieten voor gips voor plaaster, natrium- en potassiumzouten voor gevarieerd gebruik, fosfaathoudende gesteenten als basis voor meststoffen, ...

- metallische afzettingen:

Deze afzettingen ontstonden door chemische neerslag van overvloedig aanwezige metalen uit vloeistoffen. Vbn. zijn sedimentaire koperlagen (permiaans kupferschiefer) en de meeste ijzerertsen die in precambrijsch sedimentair gesteente te vinden zijn, toen er nog weinig zuurstof in de atmosfeer zat, en het Fe²⁺-ion minder snel geoxideerd werd. Zo kon het van het land in de Fe²⁺-vorm naar de ondiepe zee stromen, waar het zijn

geoxideerde Fe^{3+} -vorm aan kon nemen en neerslaan. Vaak werd het afgezet in dunne laagjes waartussen laagjes silicaathoudende sedimenten zitten.

Een belangrijk begrip bij het afzetten van sedimentaire ertsen zijn **placers**. Dit zijn verzamelingen van ertsen ontstaan door mechanische uitsortering door rivieren en zeestromingen. De zwaardere metaalmineralen slaan hier immers sneller uit neer.

afzettingen van mineralen en de platentektoniek

Platentektoniek zorgt voor uitstotingen van magma uit de mantel van de aarde en dus voor uitstoting van elementen van de binnenkant naar de korst, en het begrijpen van de tektonische mechanismen leidt dus tot een beter begrip van de afzetting van mineralen, en is dus een hulp bij het vinden van nieuwe afzettingen.

Zo leidde intensieve bestudering van de oceaanbodem tot de ontdekking dat er iets bestaat als "black smokers", van waar in de oceaan hele hydrothermale "wolken" met allerlei elementen in opgelost vertrekken, die kunnen neerslaan verder in de zee. Bewijs voor deze theorie vonden we in de zee, maar ook in ophiolieten, stukken zeebodem die in de loop der tijd op land terecht gekomen zijn.

Een ander verband tussen tektoniek en waardevolle mineralen zijn de sulfide-ertsen afkomstig van hydrothermale oplossingen of uit stolling van magma bij moderne en oude grenzen waar platen langst elkaar schoven/schuiven. De reden waarom deze mineralen hier terug te vinden zijn is niet duidelijk, maar men gokt dat ze komen van het smelten en naar boven bewegen van gesmolten plaat, waarbij de metalen als eerste omhoog zouden "koken". Toch is het niet zo dat we sowieso in de buurt van plaatgrenzen moeten zoeken naar bronnen van mineralen. De gehele zeebodem voldoende ver verwijderd van de divergentiegrenzen is immers bezaaid met nodules, die in grootte verschillen, van alle soorten mineralen die zich in bolvorm afgezet hebben rond iets kleins als een haaietand of een stukje steen, en deze bronnen van mineralen zijn zelfs zo rijk dat men aan het bekijken is of diepzeemijnbouw niet haalbaar is.

Op het land kunnen we over het algemeen zeggen dat nuttige mineralen vooral gevonden worden in oude gesteenten en in zones waar bergvorming is opgetreden.

Hoofdstuk 23 : systemen in de aarde, cycli

en de impact van de mens

In dit hoofdstuk gaan we bekijken hoe de grote systemen op aarde (korst, lithosfeer, mantel, atmosfeer, hydrosfeer en biosfeer) aan elkaar gelinkt zijn. We bekijken hoe geologen veranderingen op aarde koppelen aan (een) verandering(en) in een (van de) cyclus(sen). We zullen dus ook bestuderen hoe veranderingen op aarde, al of niet afkomstig van de mens, onverwachte effecten op aarde kunnen hebben.

Allereerst moeten we goed beseffen dat de aarde geen alleenstaand geheel is. Ze beweegt in een zonnestelsel dat onderdeel is van een melkweg, die op haar buurt maar een miniem stukje van het heelal is. Dat heelal werd gevormd bij de Big Bang, en sinds haar ontstaan gelden de fysicawetten erin, die alle essentiële dingen van ons bestaan beschrijven/bepalen. Zo bepaalden ze vroeger de vorming van de planeten, waarna de hoeveelheid los materiaal dat een plaatsje zoekt in ons planetenstelsel veel kleiner werd (al zijn er nog meer als genoeg levensbedreigende rotsblokken die rond de aarde vliegen, waarvan de inslag een grote ramp zou zijn). Nu is de invloed van de straling van de zon voor de aarde de belangrijkste beïnvloeding vanuit het heelal: ze beïnvloedt bv. weer en klimaat en maakt fotosynthese mogelijk.

Bij de verschillende systemen op de planeet aarde die elkaar beïnvloeden onderscheidt men de atmosfeer; korst, lithosfeer en mantel samen en de kern, het verharde binnenste van de aarde. Deze systemen zijn met elkaar verbonden door uitwisseling van materiaal en warmte. Een belangrijk voorbeeld in de subductie van een continent in de mantel, misschien zelfs wel tot de kern-mantel die als reactie vulkanische activiteit (zowel intrusie als extrusie) op plaatgrenzen en hittewolken bij hot-spots geeft. Twee andere voorbeelden maken het bestaan van de mens op aarde mogelijk: de ozonlaag (=atmosfeer) beschermt ons tegen o.a. UV-straling, en het magnetisch veld op aarde door de dynamische bewegingen in de mantel zorgt ervoor dat geladen deeltjes uit de zonnwind afgeleid worden en het oppervlak niet bereiken. (andere, eerder besproken voorbeelden van interactie tussen de verschillende deelsystemen staan samengevat in tabel 23.1 p 547)

Verbanden tussen systemen in kern, mantel en korst: de wetten van de fysica dwingen de aarde tot gravitationeel en thermisch evenwicht. Kern en mantel moeten dus afkoelen, en de lichte materialen zullen we terugvinden aan de oppervlakte en de zware op de bodem. De afkoeling heeft zich ooit ingezet, na het afdalen van de zware elementen naar de kern en het stijgen van de lichte naar de oppervlakte, en de korst is er door gestold. Hierna werd de afkoeling verder gezet door platentektoniek, waarbij warm magma uit de mantel omhoog komt en koude gesteenten door subductie in de mantel terecht komen, en ook vulkanische activiteit ontwikkeld wordt, en orogenese optreedt. Eigenlijk gaat het hier om een continu systeem van destillatie aangedreven door de convectiestromen die de tektoniek sturen, dat leidt tot het enorm gedifferentieerd magma dat aanleiding geeft tot de vorming van gesteenten met de samenstelling van graniet.

Verbanden tussen systemen in korst, atmosfeer en hydrosfeer; tussen de externe en de interne systemen van de aarde dus. Belangrijk hierbij is dat de externe systemen nooit bestaan zouden hebben zonder de interne: het ontsnappen van gas bij allerlei interne processen zorgde ervoor dat we een hydrosfeer en een atmosfeer kregen (omdat deze gassen door de zwaartekracht niet konden ontsnappen). De eerste zo ontstane atmosfeer was echter niet rijk aan zuurstof. Ze bestond vooral uit de zware gassen: CO₂, stikstofgas, waterdamp en zwavelhoudende gassen. Pas toen fotosynthese zijn intrede deed op aarde, kwam er ook zuurstof in de atmosfeer. De hydrosfeer ontstond niet voor het oppervlak van

de aarde en de atmosfeer afkoelden, zodat het water condenseerde, op het aardoppervlak terecht kwam en daar voor enige tijd kon blijven.

De **biosfeer** is de som van alle materialen en processen die bijdragen tot het verblijf van levende organismen in de subsystemen op aarde. Zonder de eerdere vorming van atmosfeer en hydrosfeer, zou de biosfeer nooit ontstaan zijn.

Het **broeikaseffect** is het effect waarbij de zwaardere gassen rondom de aarde (de lichtere zoals H_2 onsnappen immers) alle straling doorlaten van het heelal naar de aarde maar de infrarode straling van de aarde weg absorberen en gedeeltelijk terugzenden, en zo een deel warmte gevangen houden. Het zorgt er dus voor dat de gemiddelde temperatuur op aarde van veel te koud voor leven opschoof naar het gebied waar de drie vormen van H_2O voorkomen.

Op een goede dag ontstond dankzij het broeikaseffect en ondanks de bestraling van de aarde door radioactieve stralen en de afwezigheid van zuurstof, toch leven. (we hebben bv. 3,5 miljard jaar oude fossielen van bacteriën gevonden, en waarschijnlijk is het leven al veel eerder ontstaan) De stappen in het ontstaan waren de vorming van organische moleculen uit gassen o.i.v. UV-straling of in hydrothermale stromingen in zee die een systeem van groei en metabolisme vormden. Dit kunnen we nog niet als leven beschouwen, omdat er geen systeem voor voortplanting was, we noemen het dus **protoleven**. De volgende stap zou de vorming van het zelf-reproducerend RNA kunnen geweest zijn. Dit was dan een overgangsstap naar het meer complexe DNA, dat uit dubbele helixen bestaat. Een volgende belangrijke stap was de evolutie naar organismen die fotosynthese gebruikten voor de aanmaak van energie. Deze stap zorgde er immers voor dat de samenstelling van de atmosfeer, die tot dan toe ongemoeid was gelaten, sterk zou veranderen. Met de hulp van enorm veel zonne-energie per gewichtseenheid worden water en CO_2 omgezet in zuurstof en carbohydraten (zo eenvoudig en algemeen mogelijk weergegeven door CH_2O). Deze energie is achteraf recupereerbaar door de plant die ze geproduceerd heeft of een organisme dat deze plant opeet en verbrandt in de adem-reactie. (soms werd de energie ook begraven samen met de plant. We kunnen ze dan nu soms terugvinden als steenkool) Organismen die fotosynthese toepassen zijn niet afhankelijk van het toevallig aanwezig zijn van de juiste omstandigheden om te groeien. Ze maken uit op aarde algemeen aanwezige producten hun eigen voedsel, en konden dus in veel groter mate voorkomen dan het protoleven. Vanaf het moment dat een deel van de gevormde carbohydraten begraven werd zonder dat ze volledig verteerd of verrot waren, was er in de atmosfeer een toename van de zuurstofconcentratie. Toen de zuurstofconcentratie hoog genoeg opliep, begon zuurstof naar hoger luchtlagen te diffunderen. Zo kwam het van de atmosfeer in de stratosfeer terecht, waar het zuurstofgas omgezet werd in O_3 , ozon. Dat hield de UV-straling die schadelijk is voor het leven op land tegen.

We kunnen ons afvragen wanneer de vorming van zuurstof begonnen is. Men schat dat het in de atmosfeer kwam zodra bacteriën ontstonden (dus 3,5 miljard jaar), en 1,5 à 2 miljard jaar geleden was er zeker zuurstof in de atmosfeer (dat kunnen we afleiden uit paleosols). Voor de explosieve boom van levensvormen in het precambrium en cambrium lijkt de aanwezigheid van zuurstof(gas) in elk geval een vereiste.

geochemische cycli als tracers voor het verloop van systemen op aarde

Chemische elementen verhuizen doorheen de tijd van het ene reservoir (hydrosfeer – atmosfeer – aardkorst - ...) op aarde naar een ander. Ze schijnen dit in min of meer constante cycli te doen. De bestudering van de flux van het ene reservoir naar een ander kan tot meer inzicht in de systemen op aarde leiden.

de calciumcyclus

De zeeën bevatten een ongeveer constant gehalte aan calcium ($5,6 \cdot 10^{20}$ g op een totaal van ong. $1,4 \cdot 10^{24}$ g). Er wordt constant nieuw calcium toegevoerd van op de continenten door de rivieren. Om de hoeveelheid constant te houden moet er dus ook een flux uit het oceaanwater zijn, en die is er in de vorm van sedimentatie van calciumcarbonaat (en in minder mate gips). Zo kan de totale hoeveelheid calcium dus constant blijven. De gemiddelde duur dat een deeltje in een reservoir blijft noemen we **residentietijd**. De residentietijd van calcium in de oceaan is lang (nl. 850000 jaar), maar ook weer niet buitensporig lang als we vergelijken met natrium dat een residentietijd van 48 miljoen jaar heeft. Doordat we de residentietijd in van calcium(carbonaat) in de oceaan kennen, kunnen we de gevolgen van een verhoogde concentratie in oceanen of atmosfeer voorspellen. We beschouwen nu de oceaan-atmosfeer interacties: het contactoppervlak tussen de twee is de dunne luchtlaag die aan het aard-/zeeoppervlak grenst. Boven zee verdwijnt water door verdamping en keert terug door regenval. Ook opgeloste stoffen gaan van het water naar de atmosfeer. Hun aantal is in evenwicht met het aantal moleculen dat uit de atmosfeer terug in de oceanen terecht komt. De uitwisseling wordt versneld door de verstuiwing van zeewater door wind en golven. Net als in water hebben deeltjes een residentietijd die in de atmosfeer, die sterk kan variëren: bv. 10 jaar voor CO_2 en 400 miljoen jaar. Een ander voorbeeld van interactie tussen oceaan en atmosfeer is de wind, die een enorm effect kan hebben op weer en klimaat. (bv. het ontstaan van El Niño)

de koolstofcyclus

We weten al hoe twee belangrijke processen verbonden zijn met de totale hoeveelheid organische koolstof, CO_2 en zuurstof op het aardoppervlak. We kunnen uit het voorgaande CO_2 ook verbinden met de calciumcyclus, en deze inpassen in de koolstofcyclus. De totale hoeveelheid aan CO_2 in de atmosfeer wordt (natuurlijk) vergroot door drie processen:

- vulkanisme, waarbij vele gassen vrijkomen, ook CO_2
- sedimentatie van calciumcarbonaat: volgens de reactie
$$2 \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3$$
- metamorfisme: hierbij worden vaak carbonaatmineralen vervangen door silicaatmineralen, en een gedeelte verdwijnt in de van het koolzuur splitst op en de CO_2 vervliegt in de atmosfeer

Deze toename van CO_2 in de atmosfeer moet natuurlijk gecompenseerd worden door afname van het totale aantal koolstof in de atmosfeer. Dit gebeurt door de begraving van organische verbindingen (ongeoxydeerde koolstof) en de afzetting van carbonaten (geoxydeerde koolstof).

opstellen van een geochemisch model van de aarde

Om de cyclus in en tussen de verschillende systemen, moeten we goed beschrijven waar en hoe deze interageren. Zo interageren mantel en korst door vulkanisme en plutonisme enerzijds en subductie anderzijds. De hydrosfeer zit ook in en op de korst in de vorm van rivieren en grondwater en kan hier dus overal mee reageren. De biosfeer is nog meer verspreid: ze zit overal in de hydrosfeer en op continenten waar er levende organismen voorkomen, en ze wint of verliest elementen als deze organismen elementen uitwisselen met hun omgeving. Sedimentatie is de flux uit de oceanen (en dus uit de hydrosfeer)

interactie tussen externe en interne systemen

Het bestaan van (ons) leven op aarde is te danken aan een toevallige samenloop van interne en externe ontwikkelingen, die elk een verband met de biosfeer hebben. Sinds het ontstaan van het leven (en dus van de biosfeer) beïnvloedt deze op haar buurt al de subsystemen. De klimaten op aarde halen hun energie van de straling van de zon, en deze energie is boven op de kap van de atmosfeer overal (ongeveer) gelijk aan de **zonneconstante**, 1370 Watt/m², die doorheen de tijd maar lichtjes varieert (denken we want we meten nog niet zo lang). De hoeveelheid energie die we ontvangen hangt ook af van de manier waarop de aarde rond de zon roteert: de ene orbitaal betekent dat we een ijstijf meemaken, de andere zorgt voor een interglaciale perioden(zie eerder).

Er is ook een verband tussen platentektoniek en klimaatveranderingen: verschuivingen van continentale platen over de polen kan zorgen voor continentale gletsjers – het tegeneen schuiven van twee continentale platen kan een weg voor een zeestroming afsluiten, en die dus van richting doen veranderen of doen stoppen, net als de verandering van de vorm van de oceaانبodem – verhoging van de plaat kan op het continentale platen voor onderbreken van winden zorgen en op oceaanplaten voor het onderbreken van stromingen – men denkt nu ook dat door de groei van het Tibetaans plateau een vermindering in het broeikas effect is opgetreden.

In elk geval beïnvloedt het klimaat de biosfeer. Er zijn (fossiele) voorbeelden gekend van ware massaslachtingen, waarbij een paar soorten pijlsnel verdwenen om slechts geleidelijk door andere vervangen te worden, omwille van veranderingen in het klimaat. Voorgestelde verklaringen hiervoor zijn **superplume eruptions**, **impact van boliden (kometen en asteroïden)** en **intense straling van een nabije ster**.

superplume eruptions

De grootste sterfte ooit trad op in de *permian-triassic* periode. Men weet nog niet waarom deze optrad, maar er zijn geen bewijzen voor een inslag van een komeet en we weten wel dat in die periode een enorm stroom van basalt over Siberië is getrokken. Sommigen denken dat die twee niks met elkaar te maken hebben, maar de meesten vermoeden dat deze enorme hoeveelheid vrijgekomen magma (flood basalts, zie hfdst 5, en hier op enorme schaal: men schat dat tot 3 miljoen kubieke km magma uit de aarde stroomde) de aarde zo beïnvloed heeft dat leven onmogelijk of toch veel moeilijker werd, met enorme sterfte tot gevolg. Bovendien kwam 20% van de basalt op een pyroclastische manier vrij, waarbij dus ook roet en stof in de atmosfeer terecht kwamen en in atmosfeer en stratosfeer het zonlicht weerkaatsten zodat het de aarde nooit bereikte, en er kwam enorm veel SO₂ vrij. Van deze theorie is men dus niet zeker. Een alternatief is dat door de toenmalige plaatbewegingen de enorme daling van het zeeniveau veroorzaakt werd, en met veel minder zee-oppervlak, is er natuurlijk veel minder marien leven, dat over het algemeen veel uitbundiger is als leven op de continenten.

bolide-inslagen

In de *cretaceous-tertiary* periode was er een nieuwe massasterfte (waarin o.a. alle dinosaurussen het loodje legden). De meest aangenome hypothese over die sterfte is dat ze veroorzaakt werd door de inslag van een enorme komeet, waarbij vier miljard keer de kracht van de nuke op Hiroshima vrij kwam. Hierdoor verpulverden de bolide en zo'n 1000 miljard ton aardkorst, en al dat materiaal keerde tot stof en as weder. Al dit stof en as maakte atmosfeer en stratosfeer volledig ondoorlaatbaar voor de straling van de zon, en de fotosynthese op aarde stopte. Hoewel ook hier een *superplume eruption* in India in aanmerking komt als oorzaak, gelooft de meerderheid van de wetenschappelijke wereld in de bolide-theorie na de ontdekking van een grote krater op het Yucatan schiereiland in Mexico.

(we weten dat dit een krater is omdat er schok-metamorf gesteente te vinden is in de buurt er van) Aangezien kometen zo gevaarlijk kunnen zijn, vinden de auteurs dat er voldoende telescopen moeten geïnstalleerd worden (maar dat is allicht een truc van de telescopenindustrie, want met wa telescopen houdt ge die bolides nog nie tegen)

de mens en *global change*

global change is een term die gebruikt wordt sinds duidelijk is geworden dat menselijke activiteiten de scheikundige reacties in de atmosfeer beïnvloeden, met verschrikkelijke wereldwijde gevolgen, waaronder:

- klimaatveranderingen door een vergroot broeikaseffect
- toenemende blootstelling aan UV-straling door verminderde aanwezigheid van ozon in de stratosfeer
- massale sterfte door zure regen
- een overbelasting van veel systemen op aarde door overbevolking

vergroot broeikaseffect

Sinds de industriële revolutie is onze resulterende uitstoot van CO₂ enorm gestegen door het afnemen van begroeiing door kappen voor hout of voor het vrijmaken van landbouwgronden, maar vooral door het verbranden van fossiele brandstoffen. Andere broeikasgassen zijn methaan, nitraatoxiden en CFK's. Men vermoedt dat tegen de huidige productiegraad het aantal broeikasgassen in de atmosfeer tegen de helft van deze eeuw verdubbeld zal zijn t.o.v. de pre-industriële hoeveelheid. Dat zou dan tegen het einde van de eeuw kunnen leiden tot een verhoging omwille van menselijke activiteiten van de globale temperatuur met 1 tot 3,5 °C. Deze opwarming kan wind- en regenpatronen veranderen en vruchtbare gebieden in woestijnen veranderen. Ook in andere gebieden zouden planten en dieren het moeilijk krijgen omdat de door de mens veroorzaakte verandering sneller gaat dan de natuurlijke schommelingen en de fauna en flora dus zich misschien niet snel genoeg kunnen aanpassen. Alhoewel we niet kunnen zeggen wat het effect zal zijn van de broeikasgassen die we nu al uitgestoten hebben, is het duidelijk dat we deze uitstoot naar de toekomst toe moeten beperken. Dat is niet zo evident (zie Kyoto)

CFK's en ozonafbraak

op aarde is ozon een giftig gas dat de gezondheid aantast en corrosief is, en dat ontstaat wanneer zonlicht interageert met stikstofoxiden en nadere chemische afvalstoffen van industriële processen. In de stratosfeer vormt ozon vanzelf uit zuurstofgas, en absorbeert UV-straling, die huidkanker bij de mens veroorzaakt. Wanneer de aan het aardoppervlak onschadelijke CFK's naar de stratosfeer glippen, vallen ze uiteen in chlorines, die een reactie aangaan met de ozonmoleculen in de stratosfeer en de beschermende ozonlaag aantasten. Sinds de stratosferische ozonafbraak bewezen is, hebben een hele hoop landen ingegrepen en CFK's verboden. Ze zijn nu vervangen door veiligere alternatieven.

zure regen

Bij de verbranding van steenkool, maar ook bij de bewerking van metaalsulfide-ertsen en andere industriële processen komt H₂S-gas vrij. (er is ook een kleine hoeveelheid afkomstig van vulkanische activiteit) Dit gas vormt met water zure regen, dat, hoewel het de mens niet rechtstreeks aantast (we smelten er niet van), toch schadelijk voor ons en onze omgeving is: de zuurtegraad van ons oppervlaktewater neemt toe, en daardoor ontstaat er vissterfte; en gebouwen van kalksteen worden erdoor afgebroken (in Canada alleen wordt de schade aan

gebouwen op 1 miljard dollar per jaar geschat) Toen bewezen was dat zure regen voor een groot deel aan de verbranding van steenkool te wijten is (door na te gaan van waar de zure regen kwam), verplichtte men overal de centrales hun uitstoot te beperken.

onbeperkte bevolkingsgroei

Tegen 2050 verwacht men dat de wereldbevolking nog eens verdubbeld zal zijn tot 12 miljard mensen. Tenzij we ingrijpen komen we voor enorme problemen te staan, want nu al daalt de totale hoeveelheid geproduceerd voedsel per hoofd, net als de hoeveelheid zuiver zoet water per hoofd. Bovendien zien we nu al het einde van onze brandstof- en ertsvoorraden naderen. Als we de biodiversiteit, de economische vooruitgang, enz. willen behouden, zullen we dus moeten ingrijpen. De vraag is of we iedereen een even hoge levensstandaard zullen kunnen geven als de westerse wereld nu bereikt heeft, of dat wij onze levensstandaard zullen moeten laten zakken.