

Het fundament van China

China kent een lange en ingewikkelde geologische geschiedenis. Landschappen kunnen zelfs op korte afstand sterk variëren. Bepalend voor de basale verschillen is de platentektoniek vanaf de oudste geologische perioden tot in de recente tijd.

Met een oppervlak van rond 9,6 miljoen km² is China even groot als Europa en ongeveer 230 keer zo groot als Nederland. De reliëfkaart laat zien dat China bestaat uit een laaglandgebied in het oosten, een middelgebergte met diverse bergketens in het centrale deel, en een hooggebergte (Tibet) in het westen (figuur 1). Hoe zijn die verschillen ontstaan?

De geologische geschiedenis van China wordt gekenmerkt door divergentie en convergentie en langs elkaar schuiven van een groot aantal platen. Dit begon zo'n miljard jaren geleden en duurt voort tot de huidige dag. China is daardoor opgebouwd uit een aantal macrotektonische blokken. Dit kunnen platen zijn of samengevoegde platen die als eenheid verder zijn gegaan. Al deze blokken

hebben zich in de loop van de geologische geschiedenis met elkaar verenigd. Ze markeren de geleidelijke aanhechting van Azië aan Europa en de vorming van het Eurazische continent op de Eurazische plaat (figuur 2).

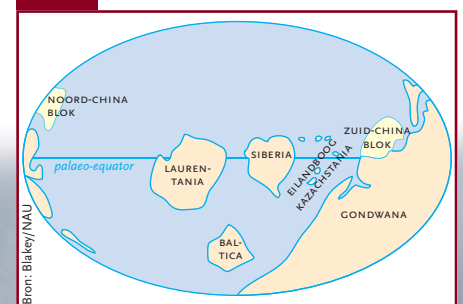
De blokken en de botsingszones zijn in het landschap goed te herkennen, maar de karakteristieken en ouderdom zijn nog onderwerp van veel studie en debat. Het onderzoek bestaat uit datering van de gesteenten, vergelijking van de paleo-biologische karakteristieken die vaak ook aanwijzingen geven over het klimaat en de geografische breedte, en bestudering van de mineralogische karakteristieken van vooral de stollings- en metamorfe gesteenten, restanten van de vulkanische eilandbogen en subductiezones.

Laurentia en Gondwana

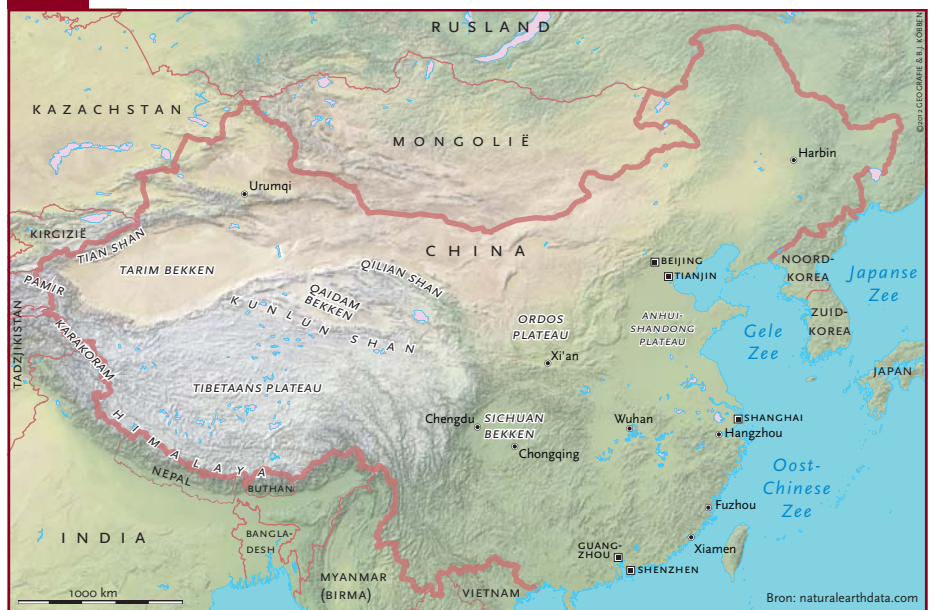
Alle tektonische blokken van China hebben ooit deel uitgemaakt van het oude supercontinent Rodinia, waarin vrijwel alle continenten op aarde verenigd waren.

Rodinia bestond tussen 1100 en 750 miljoen jaar geleden. Tussen 800 en 700 miljoen jaar terug splitste het supercontinent zich in tweeën: het westelijke Laurentia en het oostelijke Gondwana. Zo'n 550 miljoen jaar terug splitsten Baltica en Siberia zich af van Laurentia (figuur 3). Ten oosten van Siberia lag Kazakhstania, dat toen uit een eilandboog bestond. Siberia lag aanvankelijk ten westen van Laurentia, maar bewoog zich steeds verder noordoostwaarts en kwam, met het zich ontwikkelende Kazakhstania, vóór Gondwana te liggen.

Figuur 3: De aarde in het Midden-Cambrium (510 miljoen jaar geleden)



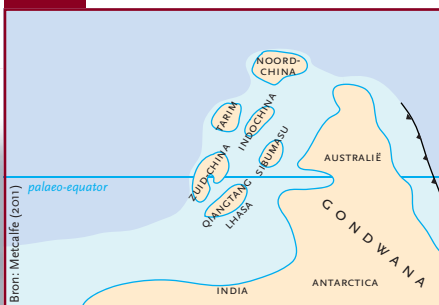
Figuur 1: Orografische kaart van China



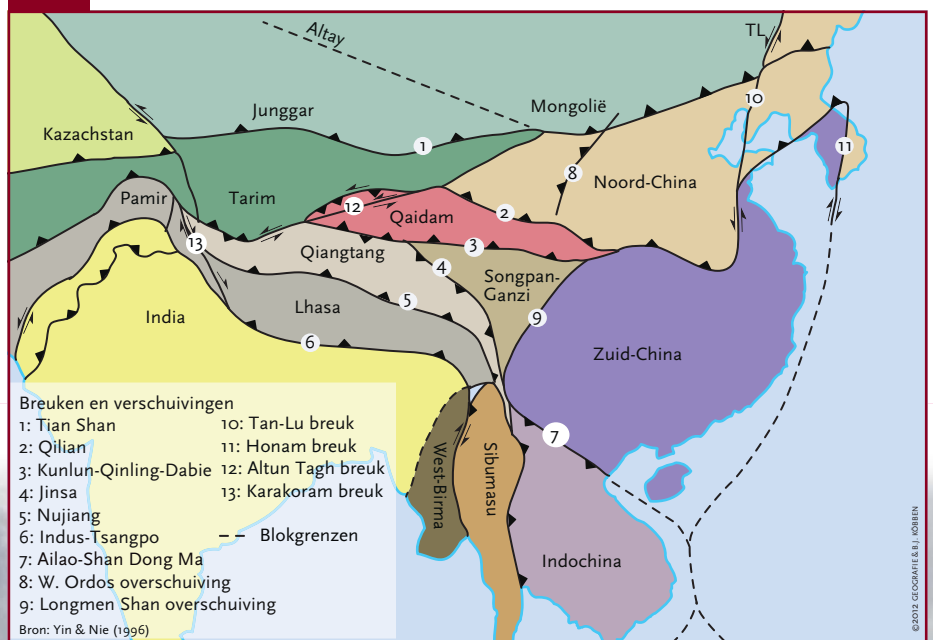
Proto-Aziatische blokken

De reconstructie van de vorming van China begint in het Midden- tot Laat-Siluur (ongeveer 420 miljoen jaar terug). De proto-Aziatische blokken waren al van Gondwana afgescheiden; ze lagen nog op de plaat van Gondwana en hadden al een eigen identiteit (figuur 4). Het Noord-China Blok, het Tarim Blok en het Zuid-China Blok lagen op de westrand; de andere lagen in de ondiepe zee die Gondwana omgaf. Het Zuid-China Blok was ontstaan uit twee kleinere: het Yangtze Blok en het Cathaysia Blok, die zo'n 900-1000 miljoen jaar terug, in de tijd van Rodinia, tegen elkaar botsten. Bij de opsplitsing van Rodinia waren beide al verenigd. In de loop der tijd zijn deze oude botsingsgebergten geërodeerd tot rompsgebergten (cratons).

Figuur 4: Gondwana en de afgesplitste blokken in het Siluur (440-420 miljoen jaar geleden)



Figuur 2: Tektonische blokken in China



Palaeo-Tethys Oceaan

In het Laat-Siluur begon er vanaf Gondwana een grote plaat weg te drijven, met daarop de Noord- en Zuid-China Blokken, het Indochina Blok en het Tarim Blok. Tussen deze plaat en Gondwana ontstond de Palaeo-Tethys Oceaan (figuur 5).

Noord-China en Tarim Blokken

In het Vroeg-Carboon (355 miljoen jaar terug) was de grote plaat al opgesplitst.

Noord-China en Tarim waren verder noordwaarts opgeschoven en het Tarim Blok stond op het punt tegen het Kazachstan Blok te botsen (figuur 6). Dit gebeurde in het Laat Carboon-Vroeg-Perm (300-280 miljoen jaar terug), en daarbij ontstond het Tian Shan als botsingsgebergte.

Het Noord-China Blok bestond toen uit twee delen: het eigenlijke Noord-China Blok en het Qiadam Blok. De oceanische plaat waarop Qiadam lag, was in het Devoon (415-360 miljoen jaar terug) onder het Noord-China Blok geschoven. Daarbij ontstond het Qilian Shan als botsingsgebergte.

Indochina en Zuid-China Blokken

Het Indochina Blok, dat het huidige Vietnam, Laos, Thailand en Cambodja omvat, lag in het Onder-Carboon (340 miljoen jaar terug) ten zuiden van het Zuid-China Blok (figuur 6). Indochina hechtte zich in het Midden-Trias (230 miljoen jaar terug) definitief aan Zuid-China. Daarbij ontstonden de botsingsgebergten het Ailao Shan en verder zuidoostwaarts het Song Ma-gebergte.

Tarim-Noord-China Complex

In het Carboon lag het Noord-China Blok nog eenzaam in de Palaeo-Tethys Oceaan.

Maar in het Vroeg-Perm was het Noord-China Blok verder noordwaarts geschoven en dook onder het Tarim Blok en zo vormde zich het Tarim-Noord-China Complex. De zeestraat tussen de Siberia-Kazachstan Plaat en het Tarim-Noord-China Complex, het Mongoolse Bekken, werd geleidelijk in elkaar en dichtgedrukt.

Cimmeria Blok

In het Vroeg-Perm (280 miljoen jaar terug) begonnen het Sibumasu Blok (het huidige Siam, Burma, Maleisië en Sumatra), het Qiangtang Blok en het West-Burma Blok zich af te scheiden van Gondwana. Zij vormden samen het Cimmeria Blok. Zuidwaarts lag de Meso-Tethys Oceaan en noordwaarts de krimpende Palaeo-Tethys Oceaan (figuur 7).

Zuid- en Noord-China Blokken

In het Perm (300-250 miljoen jaar terug) begon ook de subductie van het Zuid-China Blok onder het Noord-China Blok. Het Zuid-China Blok had de vorm van een vuist met opgestoken duim. Deze 500 kilometer lange 'duim' drong het eerst het Noord-China Blok binnen. Dit gebeurde in het Boven-Perm (250-245 miljoen jaar terug) langs twee grote langsbreukzones: de Tan-Lu Breuk aan de westzijde en de Honan Breuk langs de oostkant in het huidige Korea (figuur 8).

De indringing van de duim veroorzaakte een grote westwaartse druk, waardoor het Qaidam Blok naar het westen werd geduwd langs de Altun Tagh breukzone. Het resulteerde ook in de opheffing van het Ordos

Plateau en het Anhui-Shandong Plateau, ten westen van de Tan-Lu-breukzone (figuur 9). Het botsingsgebergte tussen het Zuid- en Noord-China Blok is het Qinling-Dabie Shan, dat aansluit op het Qilian- en Oost-Kunlun Shan. De hechting van het Noord- aan het Zuid-China Blok zette zich voort tot in het Trias (250-200 miljoen jaar terug).

Songpan-Ganzi-gebied

De oceaan tussen het Noord- en Zuid-China Blok werd opgevuld met sedimenten uit beide blokken in het Songpan-Ganzi-gebied, zoals randcontinentale afzettingen van rivieren uit het bergland, fijnere afzettingen in delta's en nog fijnere in kustvlakten, en ondiep mariene afzettingen zoals zanden, kleien en kalken. Maar het Songpan-Ganzi-gebied is vooral bekend van de uitgestrekte diepzeegesteenten (*flysch*) (figuur 2).

Sibumasu-gebied

In het Trias schoof het Cimmeria Blok ook steeds verder noordwaarts. In het Laat-Trias (210 miljoen jaar terug) was vooral het Sibumasu-deel tegen het Indochina-Zuid-China Blok gebotst. De Palaeo-Tethys Oceaan was zo verdwenen en de Meso-Tethys resteerde. De Palaeo-Tethys lag uiteindelijk ingesloten tussen het Noord-China, Zuid-China-Indochina en het Cimmeria Blok.

Lhasa Blok

In het Laat-Trias maakte ook het Lhasa Blok zich los van Gondwana en verplaatste zich noordwaarts. De aanhechting aan het Qiangtang Blok vond plaats in de Jura-tijd (200-150 miljoen jaar terug), waardoor het Bangong-Nujiang botsingsgebergte ontstond.

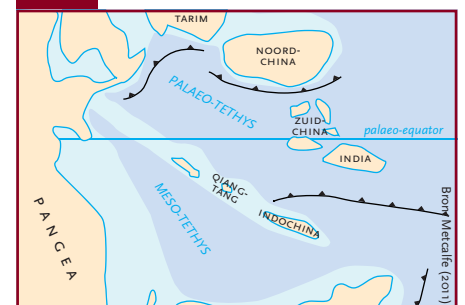
Figuur 5: Ligging blokken en Palaeo-Tethys Oceaan in het Laat-Devoon-Vroeg-Carboon (355 miljoen jaar geleden)



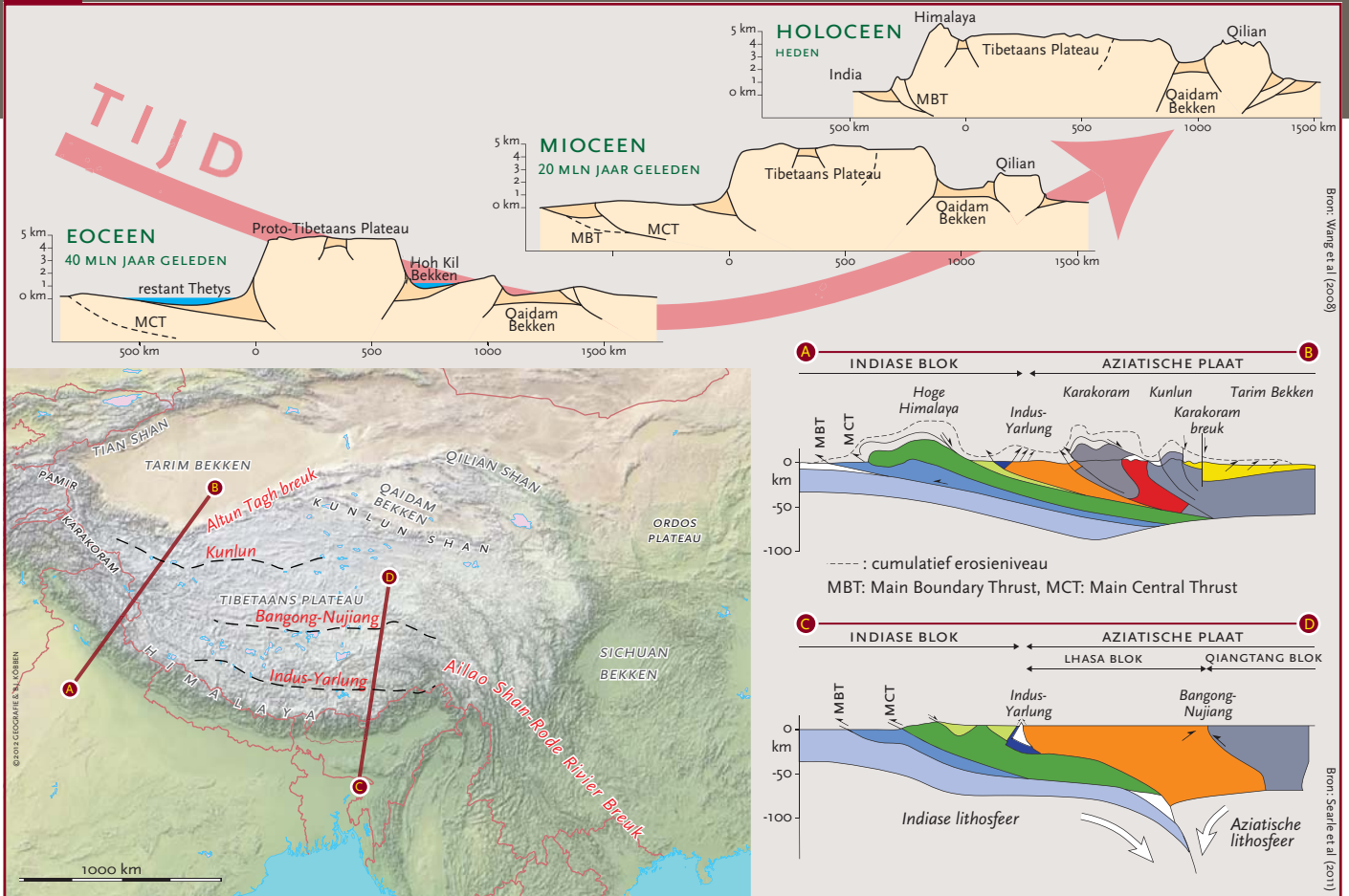
Figuur 6: Ligging blokken in het Onder-Carboon (340 miljoen jaar geleden)



Figuur 7: Ligging blokken in het Laat-Perm (250 miljoen jaar geleden)



Figuur 10: De ontwikkeling van het Tibetaans Plateau



Longmen Shan-overschuiving

Aan de westzijde van het Zuid-China Blok bij de grens van het Songpan-Ganzi-gebied ligt het Longmen Shan, een oostwaarts gericht overschuivingsgebied dat tot in de moderne tijd actief is, getuige de grote aardbeving in 2008 (figuur 2).

Botsing Indiase en Eurazische Plaat

In het Midden-Krijt, zo'n 100 miljoen jaar terug, maakte een grote plaat, die India en Madagaskar omvatte, zich los van Gondwana en van het naastgelegen Antarctica en Australië. Iets later werden India en Madagaskar ook van elkaar gescheiden en begon de Indiase Plaat een snelle opmars (7-20 cm/jaar) naar

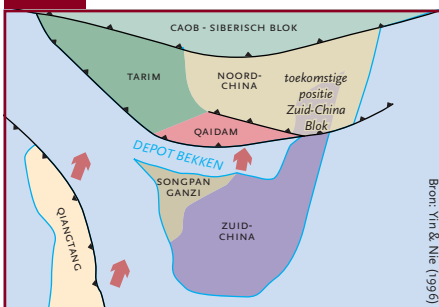
het noorden, passeerde de evenaar en botste tegen de toenmalige Eurazische Plaat aan, met verreikende gevolgen.

De Indiase Plaat bestond uit twee stukken: een *oceanisch* deel, onderdeel van de Neo-Tethys Oceaan, en een *continentaal* deel.

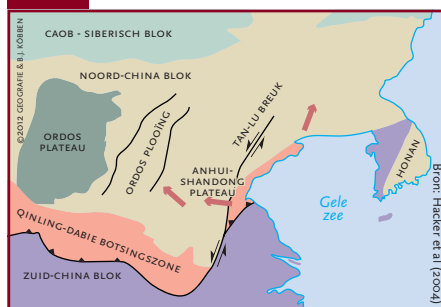
Aangenomen wordt dat het oceanische deel van de Indiase Plaat zich 70-60 miljoen jaar terug al onder het Lhasa Blok en later ook gedeeltelijk onder het Qiangtang Blok had gewrongen. Dit proces van onderplating gaat gepaard met een sterk oplopende temperatuur en druk, waardoor de oceanische korst gedeeltelijk smelt en zich soms zelfs mengt met het magma van de aardmantel. De gesteenten ondergaan een totale metamorfose.

In zeer hete gedeelten ontstaan soms enorme magmakamers (batholieten) waaruit magma door spleten in de korst naar boven kan worden geperst en zich vulkanen vormen. Onder het Lhasa Blok ligt de Gangdese Batholiet, die over 2000 kilometer langs de zuidkant van dit blok slingert en zo'n 100 kilometer breed is. Deze batholiet lag daar al vóór de botsing van de continentale delen van beide platen, maar werd door de botsing sterk gereactiveerd. Hij is zeer langzaam afgekoeld waardoor zich allerlei mineralen konden uitkristalliseren, die in het gesteente werden opgenomen. Juist de grote temperatuur- en drukverschillen die bij de botsing optreden, zijn de bron van de grote rijkdom aan mineralen en ertsen in China.

Figuur 8: Botsing van het Zuid- en Noord-China Blok en vorming van het Songpan-Ganzi Depot Bekken



Figuur 9: Botsingszone van het Noord- en Zuid-China Blok



Proto-Tibetaans Plateau

De botsing van de *continentale* delen vond zo'n 50 miljoen jaar geleden plaats langs de Indus-Yarlung botsingszone (figuur 10), toen door de grote tegendruk van het Eurazische continent de verplaatsingsnelheid van India abrupt afnam. De continentale korst van het Indiase Blok drong onder de korst van het Lhasa en Qiangtang Blok.

De botsing had een verkorting en verdikking van de aardkorst tot gevolg. De korst schoof daarbij in plakken onder elkaar door, waarbij drie grote zones met flauwhellende overschuivingen (*thrusts*) actief waren: de



Gangdese Thrust, Main Central Thrust en Main Boundary Thrust. Het middelste deel van de korst bestond uit een hete, stroperige gesteentemassa, die als een soort glijmiddel fungeerde. De korst verdikte en er volgde een snelle opheffing van het Lhasa en het Qiangtang Blok. Zo vormde zich het Proto-Tibetaans Plateau (figuur 10). De aardkorst is lichter dan het materiaal in de aardmantel. Door de menging van de opgesmolten lichtere korst en het zwaardere mantelmateriaal ontstaat een sterk opwaartse druk. Dit zal hebben bijgedragen aan de snelle opheffing van het plateau. De opmerkelijk vlakke bovenkant wijst erop dat het als één geheel naar boven is gekomen. Men gaat ervan uit dat het Proto-Tibetaans Plateau rond 40 miljoen jaar terug (Laat-Eoceen) de huidige hoogte van ongeveer 5000 meter heeft bereikt. Verder noordwaarts bij de Bangong-Nujiang botsingszone van het Lhasa en Qiangtang Blok bereikte het Proto-Tibetaans Plateau pas later, in het Vroeg-Oligoceen (32 miljoen jaar terug), een hoogte van zo'n 4-4,5 kilometer. Het noordelijke deel van het Tibetaans Plateau loopt dus in tijd en intensiteit achter bij de ontwikkelingen in het botsingsgebied in het zuiden van dit plateau.

Zuidkant: Thetys Himalaya

Aan de zuidkant van het Lhasa Blok lag aanvankelijk nog een restant van de Thetys Oceaan, waarin sedimenten van het Tibetaanse gebied werden afgezet. De Thetys Oceaan werd echter steeds meer dichtgedrukt en als het ware door het opdringende India vooruit geschoven. Daardoor werden de oceanische afzettingen hoog opgeduwd (de Thetys Himalaya) met toppen tot boven de 8500 meter. Deze opheffing aan het voorfront van het Tibetaans Plateau vond pas plaats na het Vroeg-Mioceen (34 miljoen jaar terug) en had in het midden van het Mioceen (12 miljoen jaar terug) de huidige hoogte bereikt. Het begin en het eind van de opheffing van de Himalaya waren dus later dan die van het Tibetaans Plateau. Getuigen van de Tethys Oceaan zijn vooral flysch (landsedimenten die via onderzeese canyons naar de diepzee zijn gevoerd) en ophiolieten (diepzeefafzettingen, ontstaan door de geleidelijke uitzakking van sedimentdeeltjes naar de bodem van de oceaan). Flysch en ophiolieten kunnen door opwarming vanuit de ondergrond een metamorfose ondergaan. Het zijn dus mooie

gidsgesteenten voor oude oceanbodems. Ze zijn hier opgeheven en verticaal gesteld door de enorme krachten die tijdens de botsing zijn optreden. Hun samenstelling is vaak een indicatie voor de temperatuur en druk in de botsingszone.

Noordkant

Aan de noordkant van het Proto-Tibetaans Plateau ligt de ondiep mariene afzetting van het Hoh Xil Bekken (figuur 10). Het werd door de grote druk uit het zuiden en de weerstand van het Kunlun Shan en het Qilian Shan opgeheven en bereikte 20 miljoen jaar later, in het Mioceen, een vergelijkbare hoogte als het Tibetaans Plateau. Ook het Qaidam Bekken en het Qilian Shan waren toen tot zo'n 2000 respectievelijk 3000 meter opgeheven.

Door de grote druk vanuit het oprukkende India werden ook de oude breukzones in de botsingsgebieden in het Noord-China Blok weer actief. Dit leidde tot de hernieuwde opheffing van het Tian Shan en Qilian Shan. Ook de westkant van het Tarim Bekken werd sterk opgeheven; daar ontstond het Pamir-gebergte.

Oostwaarts

De druk vanuit het Tibetaans Plateau genereerde ook een zijdelingse uitweg en dan vooral in oostelijke richting. Twee breukzones zijn hierbij van speciaal belang: de Altun Tagh en de Ailao Shan-Rode Rivier. De Altun Tagh-breuk van minstens 2000 kilometer markeert de noordgrens van het Tibetaans Plateau, loopt door het Altun Shan, langs het Qaidam

Bekken en splitst zich dan op in een aantal west-oost lopende kleinere breuken. Het noordoostelijke blok, waarin het Qaidam Bekken ligt, heeft waarschijnlijk grofweg 400 kilometer naar het noordoosten bewogen ten opzichte van het blok met het Tarim Bekken. De gemiddelde verplaatsingssnelheid wordt geschat tussen de 5-15 mm/jaar.

Langs de 1000 kilometer lange Ailao Shan-Rode Rivier Breukzone wordt het Indochina Blok sinds 25 miljoen jaar oostwaarts weggedrukt. Over de afstand heerst nog grote onduidelijkheid. De laatste schattingen variëren van 5 tot 55 kilometer.

Aardbevingen en aardverschuivingen

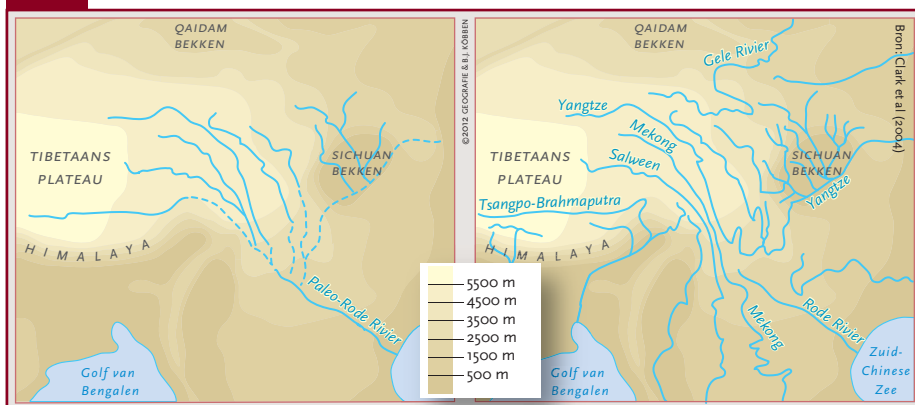
De tektonische ontwikkelingen in China gaan tot op de huidige dag door, getuige de vele, soms zware aardbevingen. Deze beperken zich zeker niet tot de botsingsgebieden. Door de botsing van India met Eurazië zijn over heel China tektonische blokken aan het verschuiven (figuur 11). De grootste bewegingen vinden plaats in de Himalaya, langs de oostgrens van het Tibetaans Plateau, en verder in het Kunlun- en Pamir-gebergte aan de westkant van het Tarim Bekken en in Noordoost-China langs de Tan-Lu en de Honan Breukzones (figuur 2).

Voor al in jonge dalen met steile wanden kunnen aardbevingen afschuivingen van delen van de dalwand veroorzaken. Ook bij instabiele dalwanden die onder een kritische helling liggen, treden afschuivingen op. Dat gebeurt vaak in grote neerslagperiodes als er veel water en dus extra gewicht in de wand is opgeslagen. Aardverschuivingen zijn in China een ernstig probleem. Vaak gaat het om duizenden kubieke meters. Het materiaal blokkeert in nauwe dalen de afwatering, waardoor er bovenstrooms meren ontstaan. In de regentijd kunnen de meren snel groeien en overstromingen veroorzaken. Het materiaal dat met de aardverschuivingen meekomt varieert vaak van grote blokken tot fijn zand en klei. De dammen die dan ontstaan zijn niet erg stabiel. Het water sijpelt er doorheen en vormt kanaaltjes, die de stabiliteit verder ondermijnen. Er is dan een toenemend gevaar voor een catastrofale doorbraak van de dam. De bijbehorende vloedgolf, boordevol sediment, kan dan met hoge snelheid stroomafwaartsenderen. In de 18^e eeuw heeft een vloedgolf 100.000 doden gekost. Het grote probleem is het stuwmeer langzaam en gecontroleerd af te laten wateren zonder dat de

Figuur 11: Actieve seismische zones (aardbevingen)



Figuur 12: Kapingen in het Paleo-Rode Rivierstelsel



dam het begeeft. Dit kan door geulen boven- in de dam te maken of omleidingen te graven.

Reliëfontwikkeling

Het Tibetaans Plateau zelf is met uitzondering van de hoge bergketens vlak. Maar de snelle opheffing van het plateau had een sterke invloed op de reliëfontwikkeling vooral aan de zuidostrand, de Longmen Shan. Over deze hoge rand is er een steil verval, waardoor diep ingesneden dalen zijn gevormd, met kloven van soms wel honderden meters diep. Verder weg in het voorland neemt het verval geleidelijk af. Het gebied staat onder invloed van de natte zuidwestelijke zomermonsoon. Stijgingsregens dragen bij aan de grote neerslaghoeveelheden en de erosiekracht van de rivieren. In deze randzone wordt veel vocht afgevangen, waardoor het binnendeel van het Tibetaans Plateau behoorlijk droog is. De droogte wordt mede veroorzaakt door een verandering (verdroging) van het klimaat als gevolg van de opheffing. Tijdens de opheffing zal zich al een drainagesysteem hebben ontwikkeld. Behalve de Gele Rivier waren de huidige rivieren die het Tibetaans Plateau draineren ooit zijrivieren van één enkel zuid-

oostwaarts stromend systeem, dat afwaterde op de Zuid-Chinese Zee. Dit was de Paleo-Rode Rivier, in het botsingsgebied tussen het Zuid-China Blok en het Indochina Blok in de Ailao Shan-Rode Rivier Breukzone. Onder andere de Yangtze, de Mekong, de Salween en de Tsangpo-Brahmaputra waren zijrivieren van deze Paleo-Rode Rivier (figuur 12). De Mekong kaapte een groot deel van de bovenloop van de Paleo-Rode Rivier en volgde een eigen weg naar de Golf van Tonkin. Ook de Yangtze is een grote kaper geweest. Hij ontwikkelde een eigen stroomgebied en voegde daar de Yalong, de Dadu, de Min en de Jailing aan toe, ten koste van de Paleo-Rode Rivier. De Yangtze werd daardoor de machtigste rivier van China. De Yangtze stroomt door het Sichuan Bekken, passeert de Drie Kloven Dam (zie *Geografie* oktober 2010) en komt dan in een vlak voorland: het gebied van de Duizend Meren. Het verhang is hier klein, omdat de Yangtze nog een grote bocht maakt en langs een oud botsingsgebergte stroomt om bij Shanghai in zee uit te monden. Het gebied van de Duizend Meren is tevens het gebied van de grote overstromingen. Bij zware regens in de natte monsoon kan dit gebied

de afvoer van de Yangtze en andere rivieren nauwelijks verwerken. De aanleg van de Drieklovendam was mede bedoeld om de afvoer van de Yangtze in dergelijke perioden beter te reguleren.

De Gele Rivier draineert vooral het noord-oosten van het Tibetaans Plateau, loopt langs het hoge Ordos Plateau en mondt dan uit in de Golf van Bohai.

Het oostelijke laaggelegen gebied, met de grote delta's van de Yangtze en de Gele Rivier, vormt het hart van China. Door de vroegere overstromingen is het gebied bedekt met vruchtbare sedimenten. Het water is vanouds her gebruikt voor irrigatie. De ligging dicht bij zee gaf allerlei economische mogelijkheden. In dit gebied heeft zich de rijke geschiedenis van China afgespeeld.

Ertsen en mineralen

De laatste 50 miljoen jaar zijn van grote betekenis geweest voor de configuratie van het huidige China. De botsing van de gigantische Indiase Plaat met Eurazië heeft zulke grote krachten opgewekt dat de aardkorst met zo'n 500 kilometer is verkort en het oppervlak gemiddeld tot zo'n 4-5 kilometer is opgeheven. Hierbij zijn grote verschuivingen opgetreden. Gesteenten zijn gekraakt, gebroken, geplooid, over elkaar geschoven en omgesmolten en op verschillende plaatsen zijn er grote magma-haarden onder de korst gevormd. Tot op de dag van vandaag zijn deze processen nog actief, getuige de vele, soms zware, aardbevingen in het gebied.

Deze ontwikkelingen hebben duidelijke sporen achtergelaten in het Chinese landschap. De aanhechtingszones laten zich in het landschap markeren als oprijzende gebergtekens. Zij begrenzen de lagergelegen intramontane bekkens. In deze gebergtekens liggen vaak rijke voorraden erts en mineralen, gevormd tijdens de botsing. Ook in de intramontane bekkens, waarin de erosieproducten van het bergland zijn terechtgekomen, worden veel mineralen, erts en grondstoffen (kolen, olie, gas) gevonden. Ook het klimaat en daarmee de hydrografie (de afstroming van het water) zijn sterk beïnvloed door de geologische ontwikkelingen. Het fundament van China is complex, maar wel rijk bedeed. •

Voor meer informatie en bronnen:
www.geografie.nl