

Krakend Eurazië

Recente ontwikkelingen in onderzoek naar platen tektoniek

door Rob Govers
Universitair Hoofddocent Tektonofysica
Universiteit Utrecht
r.govers@uu.nl

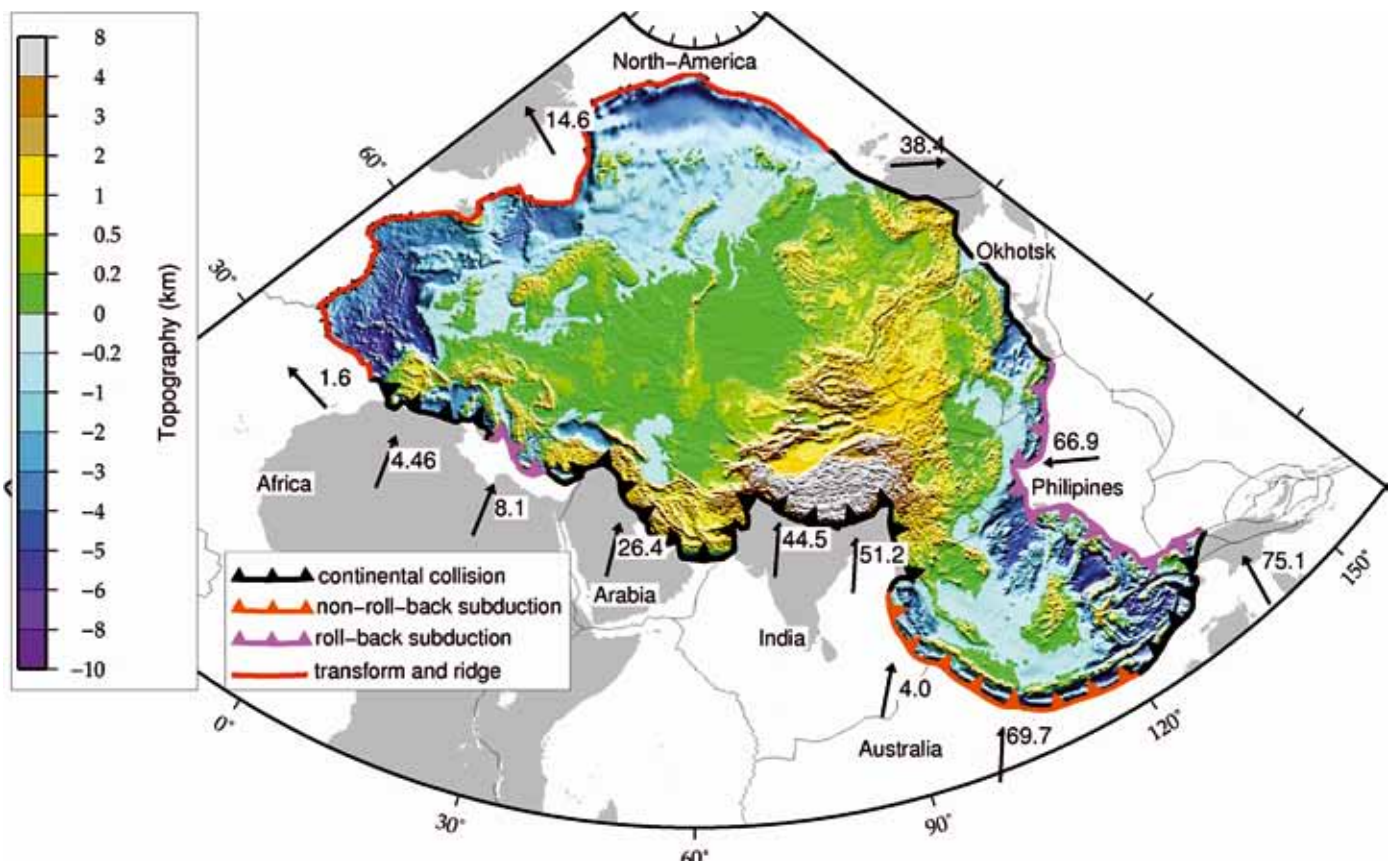
De theorie van de platen tektoniek is sinds eind jaren '50 breed geaccepteerd geraakt. Strikt gesproken beschrijft ze de horizontale bewegingen van starre, niet vervormende, platen (of schollen). Deformatie vindt alleen plaats op het contact van de platen. Op de schaal van onze hele planeet is deze strikte beschrijving prima; de nieuwste gps-metingen bevestigen dat bewegingen van 99% van het aardoppervlak zeer nauwkeurig te beschrijven zijn met starre platen. Ook komen aardbevingen voor in smalle gordels die de plaatgrenzen verraden.

Op regionale of lokale schaal is echter duidelijk dat de interne delen van de platen wel degelijk vervormd zijn. De Alpen, Pyreneeën of Ardennen bijvoorbeeld zijn geologisch en landschappelijk juist interessant door vervorming die niet alleen met horizontale, maar ook met verticale verplaatsingen gepaard ging. De strikte definitie van de platen tektoniek werd daarom door geologen al snel verlaten voor een wat lossere benadering waarin de platen mochten deformeren in een zone rondom plaatgrenzen. Deze zone bleek in de continenten vaak erg breed te zijn - tot wel duizend kilometers bij het Tibetaans Plateau. Oceanische delen van de platen bleken zich meer te gedragen volgens de letter van de

platen tektonische wet met plaatgrenzen van meestal maar een paar kilometer breed. Afb. 1.

De beperkingen van de platen tektonische theorie

De Alpen, Pyreneeën en Ardennen zijn net als veel andere orogenen het gevolg van het botsen van continenten. Dit gebeurde aan het einde van een periode van subductie waarbij een oceaan gesloten werd. CT-scans (voluit computertomografie, een techniek die driedimensionale beelden genereert, red.) van het inwendige van de aarde laten zien dat de gesubduceerde oceanische plaat meestal is afgebroken na de botsing (collisie) van continentale platen. De relatieve beweging bij de plaatgrens houdt uiteindelijk op en de continenten blijven met elkaar versmolten. De plaatgrens wordt een litteken in het landschap en is gestopt actief te zijn. Een (denkbeeldige) planeet waarop plaatgrenzen alleen maar stoppen actief te zijn heeft, 4600 miljoen jaar nadat deze planeet ontstond, waarschijnlijk geen platen tektoniek meer. Op aarde worden er echter ook nieuwe plaatgrenzen gevormd, namelijk wanneer een continent in stukken breekt en uiteen begint te drijven. Op dit moment gebeurt dit in Oost-Afrika,



Afb. 1. Topografie en bathymetrie (topografie van de zeebodem) van de Euraziatische plaat, soorten plaatgrenzen en snelheden van omliggende platen (mm/jaar) ten opzichte van Eurazië (Warners-Ruckstuhl, 2012).

tijdens het Krijt gebeurde dit tussen Ierland en Noord-Amerika. Uiteindelijk ontstaat er een nieuwe oceaan tussen de continentale fragmenten.

De theorie van de platen tektoniek kan niet beschrijven hoe plaatgrenzen ophouden te bestaan of nieuw gevormd worden. De theorie werkt net zo min in situaties waarin plaatgrenzen van karakter veranderen - bijvoorbeeld bij de overgang van een subductiezone naar een transformbreuk, zoals de Noord-Anatolische Breuk. Modern (we noemen het nog steeds plaattektonisch) onderzoek richt zich daarom vooral op deze overgangsfases, ook omdat de meest interessante geologische fenomenen zich dan blijken te vormen, zoals sedimentaire bekkens en orogenen.

Vervorming van tektonische platen

In 1998 publiceerde Jared Diamond het boek *'Zwaarden, Paarden en Ziektekiemen'*, waarin hij aantoonde dat de menselijke evolutie gedurende de afgelopen 13.000 jaar sterk beïnvloed is door de verdeling van de continenten en topografie op onze planeet. Het is dus niet alleen een geologisch interessante vraag waardoor tektonische platen vervormen. Veel langer geleden nog raakte ik als student geïnteresseerd in het verband tussen platen tektoniek en geologie, vooral dankzij een stafid van de Universiteit Utrecht die me begeleidde tijdens het eerstejaars geologisch veldwerk in Noord-Spanje. Na circa een maand karteren in de buurt van Montalbán (in de provincie Teruel) hadden we verschillende breuken geïdentificeerd. Met grote armbewegingen illustreerde het stafid dat deze breukbewegingen veroorzaakt werden door de nadering van Spanje door Afrika. Ik begreep er toen niet veel van maar het was een reden om me te gaan verdiepen in de oorzaken van de interne vervorming van platen.

In ongeveer dezelfde tijd legden mijn tegenwoordige collega's Rinus Wortel en Sierd Cloetingh de laatste hand aan een publicatie waarin ze de spanningen in de Nazca-plaat berekenden. Ik realiseerde me dat dit een belangrijke stap was omdat we hiermee ook geologische vervormingen zouden kunnen gaan voorspellen. Het gesteente zal namelijk vervormen wanneer de spanning groter is dan de sterkte van het gesteente. Hoe sterk gesteenten zijn bij verschillende druk en temperatuur begon in die tijd steeds duidelijker te worden uit materiaalkundig onderzoek. Het leek daarom binnen handbereik te liggen om te kunnen verklaren waarom de interne vervorming van de platen zo varieert.

Nieuwe ontwikkelingen

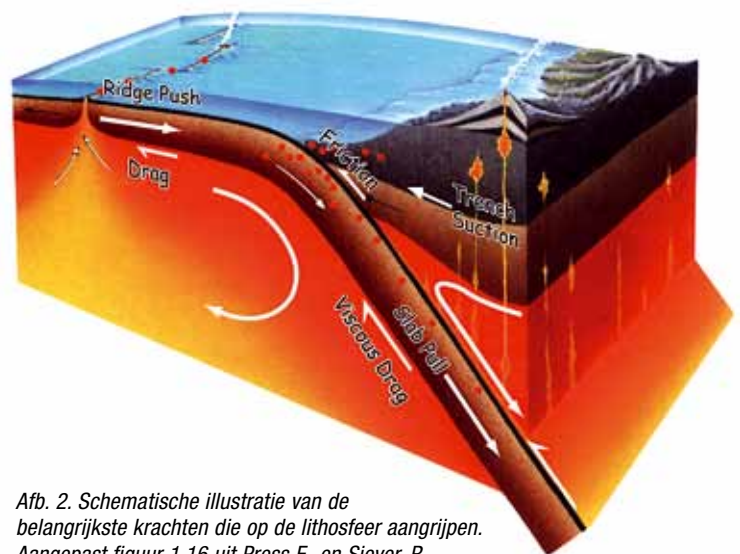
Zoals vaker gebeurt bij wetenschappelijk onderzoek, stuiten we op een aantal aanzienlijke tegenvallers die pas onlangs zijn opgelost. Dankzij seismologisch onderzoek werden CT-scans in de geofysica geïntroduceerd. Hierdoor kwamen ongekend gedetailleerde beelden van de inwendige structuur van onze planeet beschikbaar. *Slabs* (ondergedoken platen) die sinds het Laat-Mesozoïcum waren gesubduceerd, waren bezig weg te zinken naar de kern/mantelgrens. Pluimen onder *hotspots* werden zichtbaar dankzij de CT-scans en konden worden vervolgd door de (aard)mantel.

De tweede innovatie was dat aardwetenschappers zich realiseerden dat het belangrijk was om gegevens met elkaar te delen en te combineren - geologie houdt immers niet op bij nationale grenzen. Er werden globale gegevensbestanden gecreëerd met bijvoorbeeld de dikte van de aardkorst en de topo- en bathymetrie (topografie van de zeebodem) op wereldschaal. Waarom dit zo belangrijk is zal ik hieronder verduidelijken, waarbij ik zal ingaan op de nieuwe onderzoeksmethode die is gebruikt voor geofysisch onderzoek van de Euraziatische plaat. Deze resultaten zijn gebaseerd op het promotieproject van Karin Warners-Ruckstuhl. Vervolgens schets ik de toekomstige ontwikkelingen van het onderzoek.

Krachten op tektonische platen

Of een tektonische plaat rek- of compressiespanning ondervindt, hangt af van de duw- en trekkrachten die op de plaat worden uitgeoefend. Om de spanningen in een plaat te bepalen is het daarom nodig alle krachten te berekenen die op die plaat werken. Het samenspel van deze krachten zorgt er ook voor dat de platen bewegen.

In dit verband spreken we liever over lithosfeer dan plaat omdat het noodzakelijk is een onderscheid te maken tussen de mechanisch sterke buitenste laag (5-200 kilometer dik, bestaande uit korst en een stuk bovenmantel) en de makkelijker vervormbare asthenosfeer eronder. De lithosfeer is de relatief koele grenslaag van een thermisch convectiesysteem dat de gehele mantel (tot een diepte van circa 2900 km) omvat. Zoals mijnwerkers weten, neemt de temperatuur met de diepte toe. Warme gesteenten hebben een lagere dichtheid dan koude gesteenten. Subductie van koude oceanische lithosfeer is weinig meer dan het wegzinken van zwaar gesteente in een lichtere (want warmere) ondergrond. Het woord zinken beschrijft goed wat er gebeurt want, hoewel de mantel niet vloeibaar is, gedraagt hij zich op een geologische tijdschaal in natuurkundige zin wel als een vloeistof. Warm gesteente welt op vanuit de diepe aarde om plaats te maken voor de zinkende lithosfeer en komt vooral aan de oppervlakte bij mid-oceanische ruggen. De (lange) tijd die nodig is voor het afkoelen van oceanische lithosfeer is uiteindelijk bepalend voor de snelheid (enkele centimeters per jaar) van de platen.



Afb. 2. Schematische illustratie van de belangrijkste krachten die op de lithosfeer aangrijpen. Aangepast figuur 1.16 uit Press F., en Siever, R., *Understanding Earth 3/e*, 2001, W.H. Freeman and Company, New York.

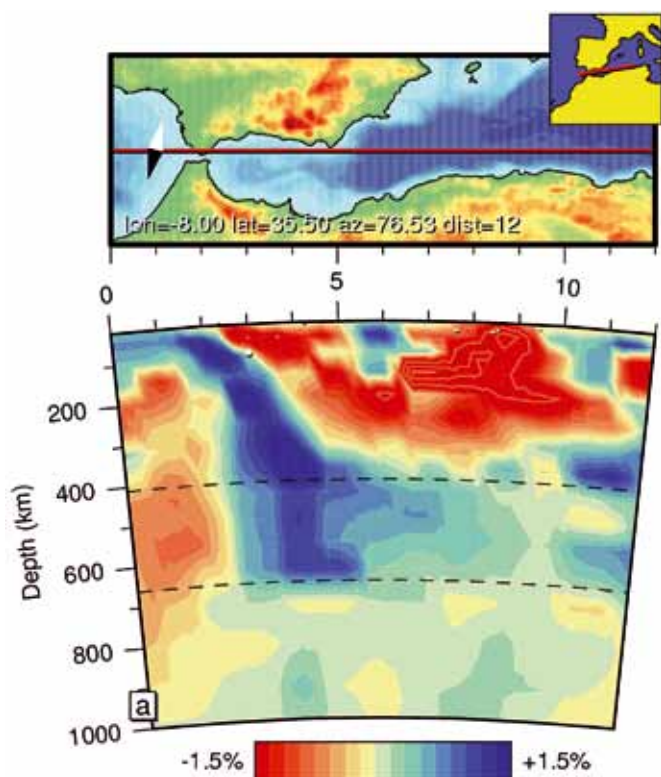
Gesubduceerde oceanische lithosfeer oefent een trekkracht uit op de oppervlakteplaat waaraan hij vast zit (afb. 2). De grootte en richting van deze (*slab pull*) kracht kunnen we goed berekenen. De *topografiekracht* werkt op een torentje van zand op het strand (afb. 3), waarbij de (verticale) zwaartekracht ervoor zorgt dat er horizontale rek in de toren ontstaat. Uiteindelijk zal de toren hierdoor uit elkaar vallen. Het principe dat alles wat boven het maaiveld uitsteekt uiteindelijk weer genivelleerd zal worden, geldt ook voor de lithosfeer. Wanneer de duwkrachten wegvallen die een gebergte in elkaar drukken, zal het gebergte weer uiteen beginnen te vallen. De topografiekracht zorgt er ook voor dat continentaal Afrika, dat voornamelijk omringd wordt door diepe oceanen, een rekspanning ondervindt. Ten slotte werkt deze kracht ook in de oceanische lithosfeer. De mid-oceanische ruggen vormen hier relatief ondiepe ketens, ca. 2,5 km onder zeeniveau, terwijl de



Afb. 3. De verticale zwaartekracht zorgt voor een horizontale topografiekracht (een rekkkracht) waardoor het zandkasteel uiteenvalt. Een gebergte ondervindt ook topografiekracht die uiteindelijk leidt tot het verdwijnen van de topografie. <http://raisinggreatkidsblog.com/parenting/building-sandcastles/>

oudere oceanische lithosfeer gemiddeld bijna 4 km onder zeeniveau ligt. De ondiepe delen duwen tegen de diepere delen, vandaar dat deze kracht de naam *ridge push* heeft gekregen (afb. 2). Met fysische modellen van de lithosfeer kunnen we al deze krachten goed bepalen.

Aan de basis van de lithosfeer werken daarnaast nog *schuifkrachten*. Deze schuifkrachten worden veroorzaakt door de convecterende asthenosfeer, die veelal een andere snelheid heeft dan de lithosfeer erboven. Verder zorgt omhoog of om-



Afb. 4. Illustratie van een CT-scan tot een diepte van 1000 km onder het westelijk Middellandse Zeegebied (Spakman en Wortel, 2004). De bovenste panelen geven de locatie van de doorsnede aan. De kleuren in het onderste paneel tonen afwijkingen van het gemiddelde van de geluidssnelheid. Blauwe kleuren geven hogere snelheden aan in gebieden met lage temperaturen, rode kleuren lagere snelheden waar de temperatuur hoger dan gemiddeld is. De temperatuur correspondeert met de dichtheid van het gesteente.

laag stromend mantelmateriaal ervoor dat de lithosfeer ook omhoog of omlaag wordt geduwd. De grootte en richting van deze krachten kan worden berekend uit gegevens van CT-scans van de gehele aardmantel. Als illustratie hiervan toont afb. 4 een uitsnede uit de globale CT-scan voor het westelijk Middellandse Zeegebied. Hierin is de Gibraltar-subductie (blauw) en de omringende warmere mantel (rood) goed te zien. De verschillen in geluidssnelheid uit de CT-scans worden omgerekend naar dichtheidsverschillen. In een stromingsmodel drijven de dichtheidsverschillen convectiestromingen aan en hieruit berekenen we de krachten op de onderkant van de lithosfeer.

Randkrachten ten slotte worden veroorzaakt door de interactie van de platen onderling (afb. 2 en 4). Op een subductiecontact of bij een transformbreuk is dit wrijving. Bij een botsing tussen continenten, zoals tussen India en Eurazië, duwen de platen tegen elkaar. De afzonderlijke grootte van dit soort krachten is niet precies bekend. Echter, oceanische spreiding en gps-metingen laten zien dat de platen een constante snelheid hebben. De platen versnellen of vertragen dus niet; dit betekent dat er geen netto kracht op de platen werkt. Dit gegeven stelt ons in staat om toch de grootte van de randkrachten te bepalen.

Spanning en deformatie van de Euraziatische plaat

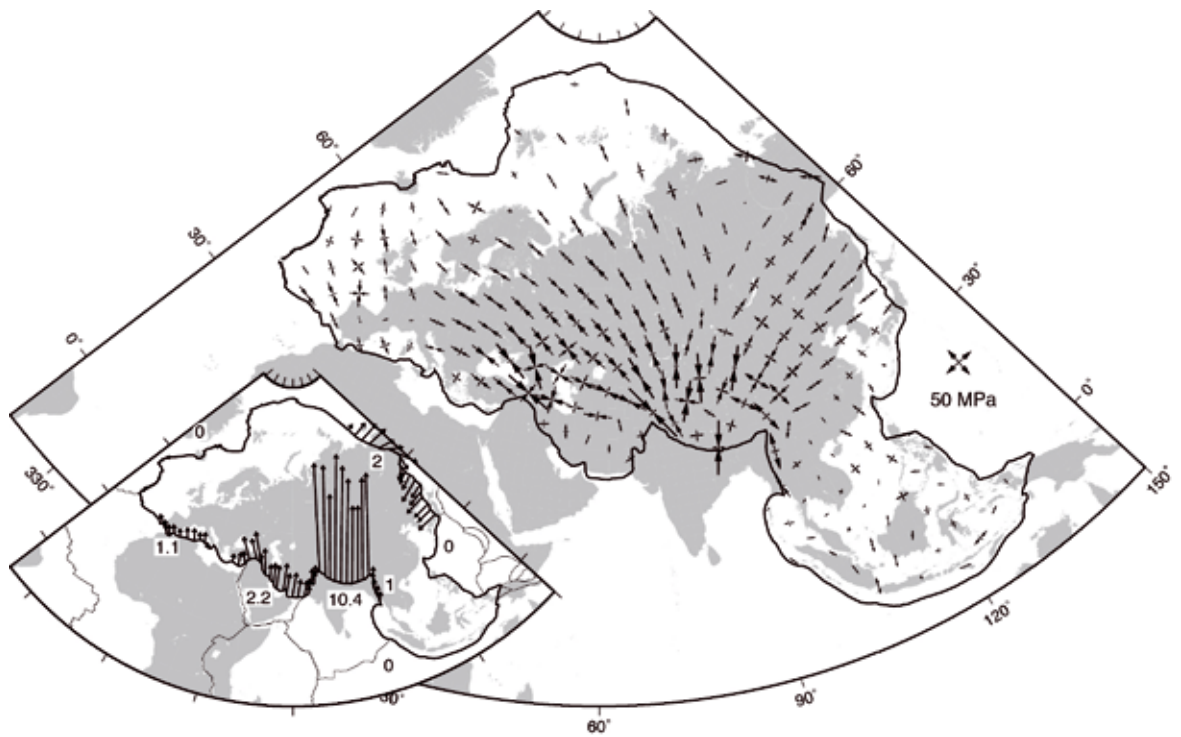
De krachten die tegenwoordig op de Euraziatische plaat aangrijpen en de daardoor veroorzaakte spanningen in de plaat worden weergegeven in afb. 5. Met een gemiddelde kracht van 10,4 TN/m (1 TN = 10^{12} Newton) duwt India tegen Eurazië. Afrika en Arabië duwen veel minder hard. De tegenkrachten worden veroorzaakt door *ridge push* in de Atlantische Oceaan en mantelconvectie. Het resultaat is dat het grootste deel van de plaat in compressie is (in afb. 5 wordt dit weergegeven door de spanningspijlen die naar elkaar toe wijzen). De richtingen van de spanningen komen goed overeen met gemeten richtingen in de gehele plaat. Zo staat Nederland bijvoorbeeld onder een lichte noordwest-zuidoost-compressie; dit is de oorzaak van de natuurlijke aardbevingsactiviteit in het oostelijk deel van Zuidoost-Nederland. Het resultaat verklaart bijvoorbeeld ook waarom de grootste actieve breuklijn in Europa, de Noord-Anatolische Breuk in Turkije, rechts-laterale verschuivingen ondergaat.

De berekende krachten en spanningen kunnen gebruikt worden om te voorspellen waar de Euraziatische plaat tegenwoordig deformeert. Vooral uit gps-metingen weten we waar de deformatie feitelijk plaatsvindt, wat een verdere verificatie van de berekeningen mogelijk maakt.

De toekomst: het verleden

De uitkomst van het hierboven besproken onderzoek is dat we de tegenwoordige spanning (en vervorming) van de Euraziatische plaat goed kunnen bepalen. De reden waarom we ons onderzoek eerst richtten op het heden was dat we over een diversiteit van metingen kunnen beschikken om de berekeningen te verifiëren. De positieve uitkomst van het onderzoek geeft ons vertrouwen in onze nieuwe onderzoeksmethode. Dit is een belangrijk startpunt voor ons doel om soortgelijke berekeningen te gaan doen voor het geologisch verleden, waarvan immers veel minder gegevens beschikbaar zijn. Het berekenen van spanningen en deformatie in het geologisch verleden is erg interessant omdat we de oorzaak van geologische vervormingen willen begrijpen, net als de student in Montalbán die zich afvroeg waardoor de breuken in zijn veldwerkgebied bewogen hadden. Een dergelijke berekening is bovendien een krachtig gereedschap om te voorspellen wat we in de nog niet ontgonnen ondergrond mogen verwachten, zoals inversie van bekkens of het begin van zijschuivingen op een breuklijn. We gaan de oorzaak van deze fenomenen zoeken in de (redelijk goed gedocumenteerde) veranderingen in plaatgrenzen, topografie, en mantelconvectie.

Afb. 5. Horizontale spanningen in de Euraziatische plaat (groot paneel) en randkrachten die de spanningen veroorzaken (klein paneel). De spanning is compressief wanneer de pijltjes naar elkaar toe wijzen en tensief wanneer ze van elkaar af wijzen. Het merendeel van de Euraziatische plaat is in compressie, vooral het zuidelijke deel waar de Tethys Oceaan gesloten is en waar het Indiase en Euraziatische continent botsen, en waar de Afrikaanse en Euraziatische continenten beginnen te botsen. In het kleine paneel zijn de krachten door mantelconvectie en ridge push niet opgenomen. De getallen geven de gemiddelde grootte van de randkracht aan in TN/m (Warners-Ruckstuhl, 2012).



Als voorbeeld berekenden we de krachten en spanningen in de Euraziatische plaat van 20 miljoen jaar geleden. De geometrie en plaatgrenzen waren zeer vergelijkbaar met nu; het convectiepatroon was vrijwel hetzelfde en de uitkomst lijkt erg op het krachtenveld zoals afgebeeld in afb. 5. Het belangrijkste verschil is dat de botsing van India destijds een kracht van 8 TN/m gaf, flink lager dan in het heden. We kunnen ons voorstellen dat, toen India circa 50 miljoen jaar geleden voor het eerst met Eurazië in contact kwam, de duwkracht nog gering was. Naarmate de kreukelzone tussen het Himalaya Gebergte en het Tibetaans Plateau zich verder ontwikkelde, werd de weerstand groter. Ons resultaat dat de gemiddelde duwkracht kleiner was in het verleden dan in het heden geeft daarom vertrouwen in de resultaten.

Tot slot

We gaan proberen een antwoord te geven op vragen zoals: 'Waardoor ontstond de Rijndal-slenk?' - een klassiek probleem in de Europese geologie. Het is belangrijk om ons te

realiseren dat de ontwikkeling van natuurlijke hulpbronnen en geo-energie sterk beïnvloed worden door spanningen in en vervorming van de aardkorst. Hoopvol staan we daarom aan het begin van deze nieuwe onderzoekslijn en we verwachten hiermee nieuwe antwoorden te vinden op vragen die de mensheid al eeuwen bezighouden.

Ik wil Karin Warners-Ruckstuhl, Rinus Wortel en Paul Meijer hartelijk bedanken voor hun bijdragen.

Referenties

- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. *The TRANSMED Atlas-The Mediterranean region from crust to mantle*. Springer, Berlin Heidelberg, 31-52.
- Warners-Ruckstuhl, K.N., Dynamics and stress field of the Eurasian plate: a combined lithosphere-mantle approach, proefschrift Universiteit Utrecht, Promotor: M.J.R. Wortel, Co-promotor: R. Govers, 24 februari 2012.