Kim Cohen
Afdeling Fysische Geografie, Universiteit Utrecht en Deltares | BGS Afdeling Toegepaste Geologie en Geofysica, Utrecht

De loop van rivieren in het lage Nederland werd niet alleen bijgestuurd door klimaatveranderingen met koude en warme perioden, zeespiegelstijgingen en overstromingen, maar ook door tektonische bewegingen – hoe bescheiden ook.

Tektoniek beïnvloedt rivieren in Nederland

Een van de actiefste breukzones in Nederland is de Peelrandbreukzone, vooral bekend door middelzware aardbevingen bij Uden in 1932 en Roermond in 1992. De zone met actieve, minder actieve en inactieve breuken zet zich naar het noordwesten voort langs de lijn Oss-Tiel-Utrecht. De Rijn en de Maas kruisen de breukzone. In de ondergrond van hun delta zijn rivierbeddingen van verschillende ouderdom terug te vinden. Een brede riviervlakte uit de laatste ijstijd (einde Pleistoceen) ligt op de kruising met een breukzone, zo'n 4 tot 6 meter onder het huidige maaiveld. De jongste riviertakken van de huidige delta liggen aan het maaiveld. Uit het Holoceen zijn er ook rivierafzettingen, met hun top op tussenliggende hoogtes.

Aan het eind van het Pleistoceen concentreerde de afvoer zich binnen het brede riviervdal in een smallere, één meter lager gelegen bedding. In die periode, tussen 15.000 en 10.000 jaar geleden, veranderde het riverpatroon van vlechtend naar meanderend en vormden zich terrasranden in de vlakte. De riviervlakte die ontstond, helt flauw in stroomafwaartse richting. Waar de verhanglijnen de breukzone kruisen, zijn onregelmatigheden zoals traptreden te vinden. Deze hebben dezelfde richting als de bekende tektonische breuken op grote diepte. Bovendien loopt de verstoring door van oudere naar jongere niveaus in de dalvlakte van de laatste ijstijd: dwars over de terrasranden heen. De onregelmatigheden markeren dus actieve breuken.

De meest actieve breuken (figuur 1) tonen ruim een meter verticaal verzet, opgebouwd vanaf zo'n 15.000 jaar terug. Dit komt neer op een verschuiving van 6-9 cm per 1000 jaar langs de actiefste breuken, en 9-15 cm per 1000 jaar over de hele breedte van de breukzone. De activiteit van de breukzone was niet constant. Tussen 15.000 en 6000 jaar terug was de verschuiving forser (75% van het totaal) dan in de afgelopen 6000 jaar (25% van het totaal).

'Nederland bekkenrand'

Nederland ligt op de rand van een dalingsgebied: het Noordzeebekken. West- en Noord-Nederland dalen, Zuid- en Oost-Nederland zijn min of meer stabiel, Zuid-Limburg, de Belgische Ardennen en de Duitse Eifel komen omhoog. Daar liggen geologische lagen van honderden miljoenen jaren oud aan het oppervlak. In het Noordzeebekken zijn de afzettingen aan het oppervlak veel jonger, slechts een paar duizend jaar. Dat komt door de tektoniek en de rivieren.

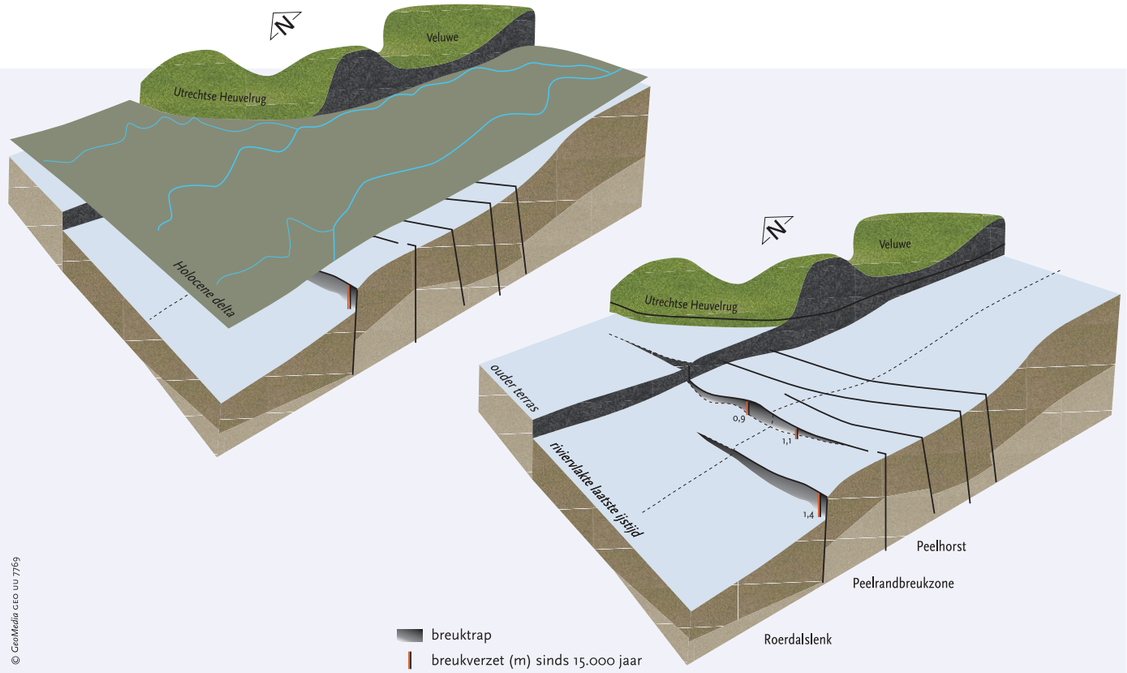
Tektonische breuken verdelen de ondergrond in blokken en ieder blok daalt in een eigen tempo. De blokken zakken langzaam scheef en bewegen ten opzichte van elkaar. Zo ontstaan 'breuktrappen' en zakken geologische lagen stroomafwaarts langs de Maas en de Rijn steeds dieper weg. Gesteentelagen die in de Ardennen en de Eifel aan het oppervlak komen, liggen in Midden-Nederland op enkele kilometers diepte. Daar bovenop liggen dikke pakken met jongere afzettingen, waardoor het hoogteverschil ten opzichte van België in het rivierdal maar zo'n 100 meter is. Rivieren dumpten in het bekken materiaal dat eerder in het achterland erodeerde. De bovenste honderden meters van de ondergrond van 'Nederland bekkenrand' bestaan uit riviersedimenten.

Deltavorming

Vanaf 6000 jaar geleden begon zich een delta te vormen. Tot die tijd lag de breuktrap aan het maaiveld; door de deltavorming raakte hij begraven. Ten zuiden van het deltagebied, bijvoorbeeld bij Uden, is de Peelrandbreuk wel als een breuktrap aan het oppervlak zichtbaar gebleven (in afzettingen ouder dan de laatste ijstijd) ondanks nivellerende sedimentatie door wind en water in de ijstijden.

De metamorfose van rivierdal naar delta had te maken met de stijging van het grondwater en met overstromingen. Deze werden op hun beurt veroorzaakt door de zeespiegelstijging aan de riviermonding in het getijdengebied in het westen (Rotterdam). Zo breidde de delta zich uit van west naar oost (zie de bijdrage van Esther Stouthamer op pag. 16). Het gebied overstroomde steeds frequenter en langs de rivieren stapelden zich dikke pakketten jonge rivierklei op. De snelheid waarmee de delta naar het oosten uitbreidde nam tussen 6800 en 6300 jaar geleden sterk af, precies toen het beginpunt van de delta de breukzone passeerde (figuur 2). De grondwaterstijging moest daar niet alleen het verhang van het rivierdal overwinnen, maar ook de extra hoogte van de breuktrap die vanaf 15.000 jaar terug ontstaan was. In zo'n 500 jaar tijd werd deze traptrede in de breukzone overwonnen en daarna schoof de delta weer sneller naar het oosten op.

Figuur 1: De Peelrandbreukzone in de Rijn-Maasdelta



Belangrijke splitsingen van voormalige riviertakken liggen pal op de breukzone

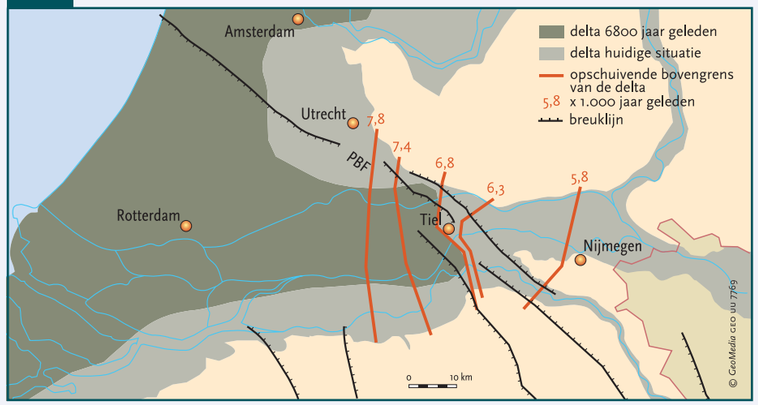
Sinds het gebied onderdeel van de delta is geworden heeft sedimentatie van rivierklei tijdens overstromingen het maaiveld voortdurend genivelleerd. Aan het oppervlak zijn de sporen van de breuktrap daardoor uitgewist, maar de dikte van het kleipakket aan weerszijden van de Peelrandbreukzone verschilt aanzienlijk. Op het snel zakkende stroomafwaartse blok is veel meer sediment komen te liggen (ongeveer 1 meter extra) dan wanneer er geen breukzoneactiviteit was geweest. Lokale tektoniek was verantwoordelijk voor ongeveer 20% van de totale 5 meter aan deltaopbouw in het Holoceen.

Bodemdaling

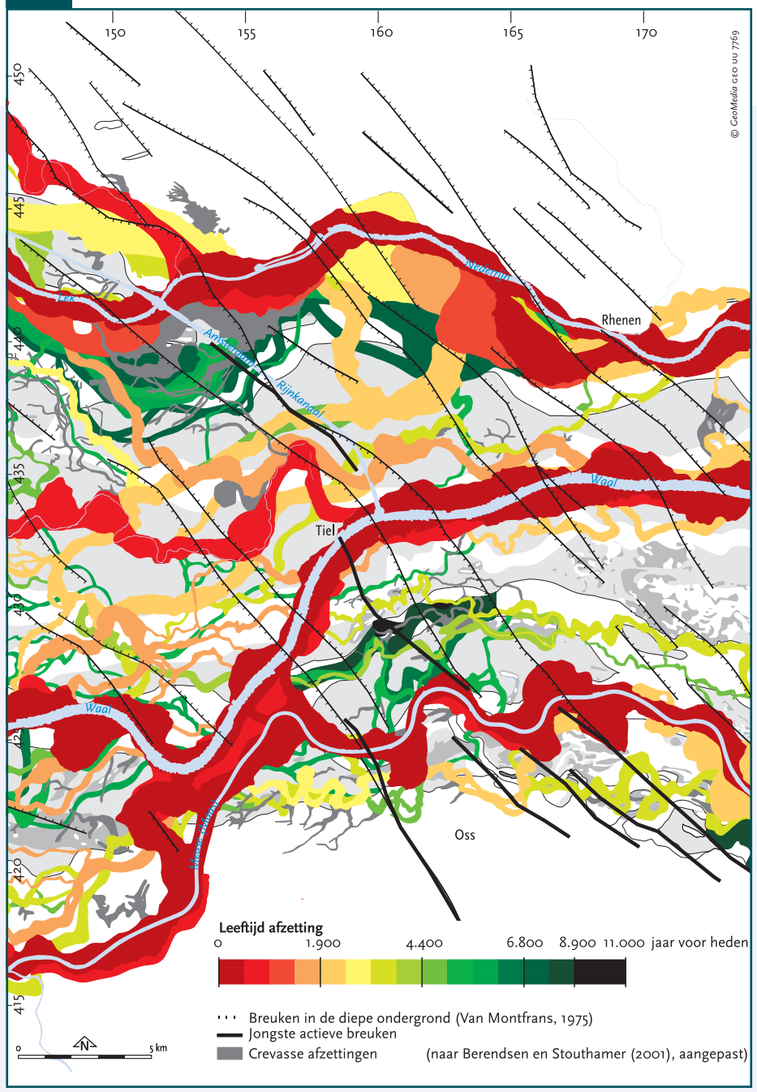
Heeft bodemdaling de verhanglijnen van actieve rivieren in de delta beïnvloed? Vermoedelijk was het verhang van het rivierdal uit de ijstijd op de kruising met de Roerdalslenk flauwer dan gemiddeld, en op de schouder bovenstrooms van de Peelrandbreukzone wat steiler dan gemiddeld. Maar de verschillen kunnen ook het gevolg zijn van scheef wegzakken van de blokken. De invloed van tektoniek op de verhanglijn van de Waal lijkt in ieder geval nihil.

Stroomafwaarts is het erg lastig om uit de verschillende sedimentlagen af te leiden wat precies de invloed is geweest van veranderingen in zeespiegel, klimaat, sedimentlast dan wel tektoniek. Er zijn aanwijzingen dat het verschil in bodemdaling aan weerszijden van de breukzone de oude en jongere riviertakken in de delta inderdaad heeft beïnvloed. Zo verbreedt de rividerdelta zich meteen stroomafwaarts van de breukzone. Belangrijke splitsingen van voormalige riviertakken, zoals die tussen de Kromme Rijn en de Lek bij Wijk bij Duurstede, en die tussen de Linge en de Waal bij Tiel, liggen pal op de breukzone. Bij Wijk bij Duurstede heeft de Rijn zich maar liefst viermaal gesplitst en haar hoofdtak naar het westen verlegd. Dat komt door de grotere zakking stroomafwaarts van de breukzone. De actieve riviertakken leggen niet overal tegelijkertijd evenveel sediment neer, waardoor hoogteverschillen ontstaan, en afhankelijk daarvan vormen zich wel of geen nieuwe takken bij incidentele grote overstromingen. In sterk dalende gebieden

Figuur 2: Effect van de breukzone op de groei van de Rijn-Maasdelta



Figuur 3: Stroomruggen en begraven terrassen van rivieren in de Peelrandbreukzone in de Rijn-Maasdelta



ontstaan sneller hoogteverschillen en vormen zich vaker nieuwe hoofdtakken dan in gebieden met minder of geen bodemdaling.

Bovenstrooms van het splitsingspunt bij Wijk bij Duurstede hield de Rijn juist sterk vast aan zijn hoofdloop. Segmenten in het veranderlijke netwerk van riviertakken zijn doorgaans maar zo'n 1200 jaar actief en worden dan vervangen door nieuwe afsplitsingen. Er ontstonden in de delta bovenstrooms van Rhenen wel afsplitsingen, maar die voegden zich veelal weer bij de hoofdtak voordat de Peelrandbreukzone gepasseerd werd en ze groeiden nooit uit tot nieuwe hoofdtakken. Pas zeer recentelijk, tussen 1800 en 1500 jaar geleden, veranderde dit. Kort na de Romeinse tijd verloor de Neder-Rijn belangrijke delen van haar afvoer, doordat de Waal zich tot een nieuwe hoofdloop ontwikkelde en er een compleet nieuwe aftakking ontstond: de Gelderse IJssel. Deze grote veranderingen konden plaatsvinden omdat de hoeveelheid slib die de Rijn vervoerde, in de jongste deltageschiedenis sterk was toegenomen. In het bovenstroomse deel van de delta leidde dit tot verhoogde sedimentatie en daarmee tot hernieuwde uitbreiding van de delta naar het oosten. De belangrijkste oorzaak voor het extra sediment was erosie

Door de bodemdaling in de Bommelerwaard bogen de Waal en de Maas in zuidwaartse richting af

door prehistorische landbouw en boskap in het Duitse achterland. Tussen 5000 en 2500 jaar geleden was de doorvoer van extra slib uit het achterland nog beperkt. Omdat ook de zeespiegel toen nauwelijks meer steeg, had het verschil in bodemdaling nog grote invloed op de geografie en sedimentatie binnen de delta. Maar zelfs toen het slib vanaf 2500 jaar geleden de sedimentatie versnelde en de geografie sterk veranderde, bleef bodemdaling de loop van de grote riviertakken mede bepalen.

Rond 2200 jaar geleden liep er al een Rijntak van Nijmegen via Tiel (de latere Waal). Deze rivier ging verder als de Linge richting Gorinchem en kwam uit in het Maasestuarium bij Rotterdam. De riviertak ging steeds meer water en slib vervoeren en dit leidde 1800 jaar geleden tot een verlegging bij Tiel. Die splitsing van Linge en Waal ligt precies daar waar de Peelrandbreukzone werd overgestoken. De nieuw gevonden loop boog zuidwaarts af naar de Bommelerwaard en werd de grootste van alle Rijntakken: de huidige Waal. De richting die de rivier volgt werd door eerdere, kleinere riviertakken in dit gebied ook al gevolgd en is zeer karakteristiek. Dezelfde richting is ook te herkennen in de loop van Maas (bij Heerewaarden, bij Alem) en in de loop van zandbanen van voorlopers van de huidige takken (figuur 3). Het toont de aantrekkingskracht van dit dalingsgebied op de sedimentbrengende rivieren. Opvallend genoeg hebben alleen riviertakken in de Tielerwaard en de Bommelwaard zo'n zuidwaartse voorkeursrichting.

Noordwaartse verplaatsing

In de rest van het rivierengebied is er sinds 15.000 jaar geleden juist een sterke voorkeur voor noordwaartse verplaatsing. Zo waren er rond 14.000 jaar geleden drie beginnende meanderende takken van de Rijn tussen Nijmegen en Rotterdam, maar daar was 3000 jaar later alleen nog de meest noordelijke van over (figuur 3). Ook de positie van de Neder-Rijn, al 11.000 jaar pal aan de voet van de Utrechtse Heuvelrug, etaleert de voorkeur voor een zo noordelijk mogelijke ligging.

Uit zeespiegelstudies rondom de Noordzee blijkt dat Noord-Nederland in de laatste 15.000 jaar sterker daalde dan Zuid-Nederland. Geofysische onderzoeken laten zien dat dit door het afsmelten van ijskappen in de laatste ijstijd komt. De herverdeling van zeewater naar landijs en vice versa gaat gepaard met aanzienlijke bewegingen van de aardkorst (glacio-isostasie en hydro-isostasie). Terwijl de aardkorst onder het gewicht van de aangroeiende Scandinavische ijsmassa doorzakte, veerde Nederland in de laatste ijstijd een stukje op. Toen de ijskappen afsmolten zakte het land weer grotendeels terug (18.000-10.000 jaar geleden) en die inzakking ijlt nog steeds na.

Het idee dat glacio-isostasie de ligging van de jongste rivieren stuurde, wordt nog geloofwaardiger als de rivierafzettingen uit het koudere deel van de ijstijd net daarvóór wijzen op een tegengestelde zuidwaartse zijdelingse beweging. Het blijkt dat het Rijndal in West-Nederland zich tijdens het opbouwen van de ijskappen inderdaad zuidwaarts verplaatste en het Rijndal extra breed maakte. De Rijnafzettingen van 30.000-20.000 jaar terug vormden een nauwer dal (precies tijdens de grootste ijsopbouw en maximale glacio-isostasie). Toen de ijskappen wegsmolten zakte dit dal sterk weg onder de afzettingen van 20.000-15.000 jaar geleden. Dit wijst op een snelle daling en gelijktijdig grote sedimentaanvoer tot zo'n 15.000 jaar terug. Zo ontstond de begraven rivierdalbodem met de breuktrap, waarmee dit artikel begon. Niet hoog in de bergen, maar juist in het laagland van Nederland is de geografie van rivieren in hoge mate het gevolg van bodembewegingen. •

Bronnen

- Cohen, K.M. 2003. *Differential subsidence within a coastal prism.* KNAG Nederlandse Geografische Studies 316. Proefschrift Fac. Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht.
- Cohen, K.M., E. Stouthamer, W.Z. Hoek, H.J.A. Berendsen & H. Kempen 2009. *Zand in Banen. Zanddieptekaarten van het Rivierengebied en het IJsseldal in de provincies Gelderland en Overijssel.* Provincie Gelderland en Universiteit Utrecht.
- Erkens, G. 2009. *Sediment dynamics in the Rhine catchment: Quantification of fluvial response to climate change and human impact.* KNAG Nederlandse Geografische Studies 388. Proefschrift Fac. Geowetenschappen, Universiteit Utrecht.
- Kiden, P., B. Makaske & O. van de Plassche 2008. Waarom verschillen de zeespiegelreconstructies van Nederland. *Grondboor & Hamer*, 2008-3/4: 54-61.

Volledige bronnenlijst op www.geografie.nl

Esther Stouthamer
Fysische Geografie, Faculteit Geowetenschappen, Universiteit Utrecht

de rijn

In de loop van duizenden jaren veranderen rivieren hun koers onder invloed van zeespiegelstijgingen, bodembeweging en klimaatverandering. Maar in de Rijn-Maasdelta werden dergelijke 'avulsies' de laatste 8500 jaar ook door het riviersysteem zelf ingegeven.

Rivierdynamiek in de holocene Rijn-Maasdelta

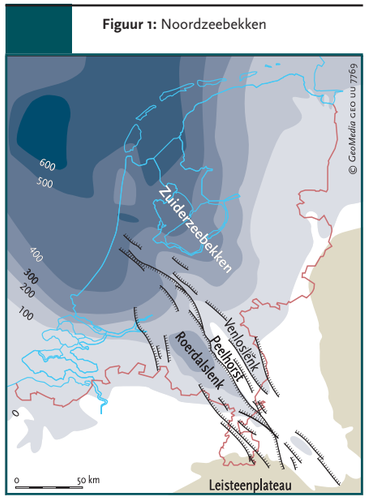
De geologische opbouw van rivierdelta's wordt sterk bepaald door verleggingen van rivierlopen door de tijd heen. Waar de rivier stroomt, worden zand en klei afgezet. Buiten het bereik van de rivier, waar geen riviersediment terechtkomt maar wel natte condities heersen, vormt zich veen. De verdeling van zand, klei en veen is bepalend voor het gebruik en de inrichting van deltagebieden. Op langere geologische tijdschalen is de verdeling van het sediment belangrijk voor de opbouw van olie- en gasreservoirs in oude deltagebieden die zich miljoenen jaren geleden ontwikkelden en toen aan de oppervlakte lagen. Vanwege de bodemdaling liggen deze delta's nu op enkele kilometers diepte.

Rivierverleggingen, ofwel avulsies, worden op de tijdschaal van duizenden jaren gestuurd door factoren buiten het riviersysteem, zoals zeespiegelstijging, bodembeweging en klimaatverandering. Maar de rivierverleggingen in de Rijn-Maasdelta van de laatste 8500 jaar zijn deels gestuurd door factoren binnen het riviersysteem.

De Rijn-Maasdelta

In het Holoceen (vanaf 11.500 jaar geleden) hebben de Rijn en de Maas samen een delta opgebouwd. De delta ligt in het Noordzeebekken, dat gevormd is in het Tertiair (65-2,6 miljoen jaar geleden) en sindsdien daalt (figuur 1). Door de continue daling worden de sedimenten afkomstig van de rivieren en de zee, en het veen al duizenden jaren op elkaar gestapeld. De holocene Rijn-Maasdelta ligt in Midden-Nederland, waar de Rijn en de Maas vanuit een opheffingsgebied het dalingsgebied instromen en vervolgens uitmonden in de Noordzee. Beide rivieren hebben hun loop gedurende het Holoceen vele malen verlegd en zo de huidige delta gevormd.

Figuur 1: Noordzeebekken



Blauw geeft de dikte van de sedimenten afgezet in het bekken in het Kwartair.