

De laat-glaciale en Holocene ontstaansgeschiedenis van de Rijn-Maas delta

Henk Berendsen

H. Berendsen, *Fysische geografie, Heidelberglaan 2, De Uithof, 3508 TC Utrecht*

Het Nederlandse rivierengebied wordt al sinds 1959 gebruikt als 'oefenterrein' voor Utrechtse fysisch geografen. Circa 1500 eerste- en tweedejaars studenten hebben sindsdien deelgenomen aan het 'veldwerk laaglandgenese', dat een begrip is voor vrijwel alle Utrechtse fysisch geografen. De verrichtingen van deze studenten hebben samen met de resultaten van een onderzoek naar de paleogeografische ontwikkeling en de oorzaken van rivierverleggingen geleid tot een inzicht in de evolutie van een delta, in dit geval de Rijn-Maas delta, dat uniek is in de wereld. Deze bijzondere combinatie van onderwijs en onderzoek, heeft tevens veel mogelijkheden voor praktische toepassingen en nieuw onderzoek opgeleverd.

Karteringen

Tijdens de eerste jaren van hun studie produceerden Utrechtse fysisch geografen onder leiding van de auteur gedetailleerde geologisch-geomorfologische kaarten, meestal op schaal 1 : 10.000, soms op 1 : 5000. Ze voerden deze karteringen uit met behulp van grondboringen, tot een diepte variërend van 2 tot 16 meter. In het algemeen is de boringsdiepte in de laatste jaren toegenomen, omdat het accent van het veldwerk geleidelijk is verschoven van een geomorfologisch-bodemkundige kartering naar een geologische kartering. De werkwijze is in de loop van de jaren echter in grote lijnen dezelfde gebleven. De studenten kregen in groepen van twee een veldwerkgebied toegewezen van circa 6 vierkante kilometer. Elk gebied werd in kaart gebracht op grond van terreinwaarnemingen en tenminste 200 grondboringen. In eerste instantie werden de boringen in 'raaien' verricht, met min of meer vaste boorafstanden. Van alle raaien werden lithologische en geologische profielen getekend. Vervolgens werd het borinnet verdicht met behulp van 'tus-

senboringen'. Meestal werd hetzelfde gebied gedurende enkele jaren achtereen gekarteerd, waardoor de dichtheid plaatselijk kan oplopen tot meer dan 200 boringen per vierkante kilometer (ter vergelijking: de geologische kaart van Nederland op schaal 1:50.000 berust gemiddeld op 6 boringen per km²). In totaal zijn er nu meer dan 200.000 boringen verricht, die be waard worden in het 'boratorium' van de Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen. Bijna de helft hiervan is inmiddels opgenomen in een digitaal bestand. Dit kan gebruikt worden in GIS-applicaties, ten behoeve van wetenschappelijke en praktische vraagstellingen.

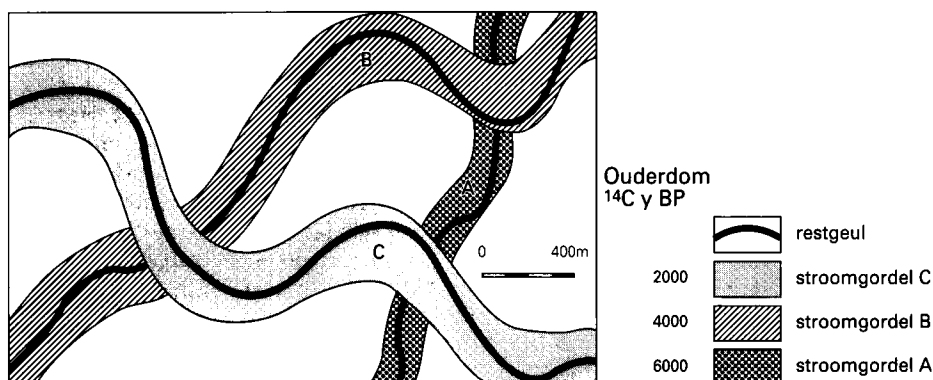
Naast het veldwerk werd onderzoek verricht naar de ontstaanswijze van het rivierengebied. Daarbij zijn in de loop van de jaren vele dateringen verricht door staf en promovendi. In 1996 werd een promotie-onderzoek gestart naar de oorzaken van rivierverleggingen (avulsies), die voor het ontstaan van de delta van groot belang bleken te zijn. Dit onderzoek, uitgevoerd door Esther Stouthamer, vormde de aanlei-

ding om een overzichtskaart te maken op schaal 1 : 100.000 van de gehele Rijn-Maas delta. Op de kaart is de ouderdom van alle laat-glaciale en Holocene rivierlopen aangegeven, vanaf circa 13.000 jaar geleden. Daarnaast zijn er paleogeografische kaartjes gemaakt die in tijdstappen van 500 jaar een beeld geven van de ontwikkeling van het rivierpatroon. Van geen enkele andere delta in de wereld is de evolutie op een dergelijke gedetailleerde wijze in kaart gebracht. De resultaten van het onderzoek zijn inmiddels gepubliceerd (Berendsen & Stouthamer, 2001) in een fraai boek met drie kleurenkaarten en een CD-ROM. Uitvoerige documentatie over het onderzoek is te vinden op de internetsite: <http://www.geog.uu.nl/fg/palaeogeography>. Ook zijn hier alle paleogeografische kaartjes (in tijdstappen van 500 ¹⁴C-jaren) te vinden.

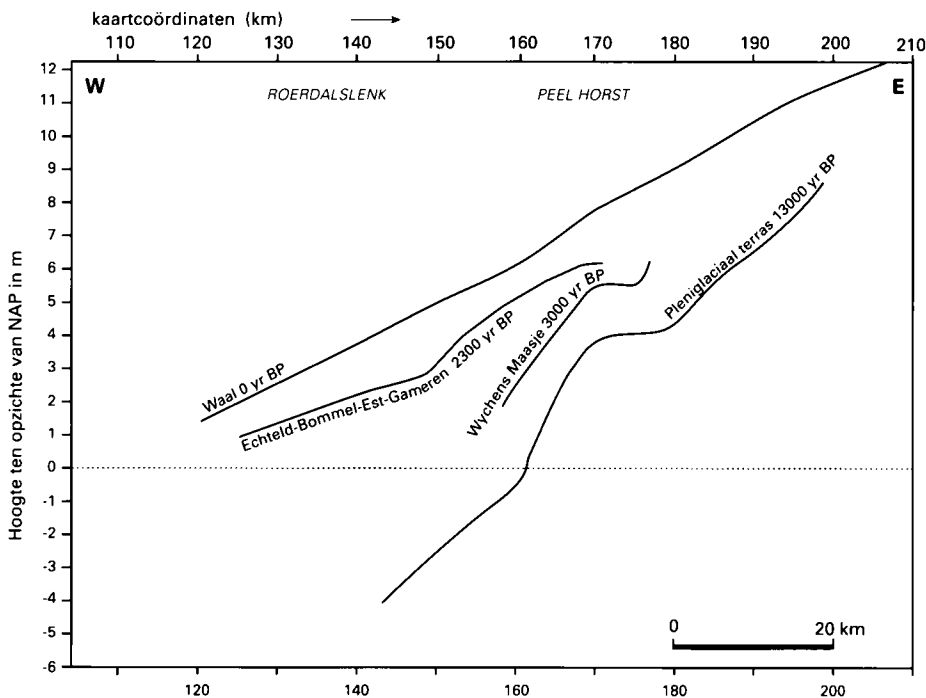
Dateringen

De ouderdom van alle oude rivierlopen (stroomgordels) is op verschillende manieren bepaald. Omdat jongere stroomgordels de oudere vaak versnijden, zijn alleen 'erosieresten' bewaard gebleven. Op grond van de diepteligging en de wijze waarop ze elkaar kruisen is een relatieve ouderdomsbepaling mogelijk (Afb. 1). Alleen in de jongste stroomgordel is een doorlopende restgeul te vinden. Een andere mogelijkheid is het maken van verhanglijnen van de bovenkant van het zand in de stroomgordels. Een dergelijke, zogenaamde zandverhanglijn verbindt alle punten, waarvan de hoogteligging van het zand is opgemeten in de lengterichting van de stroomgordel. De zandverhanglijn helt af tot het niveau van de zeespiegel. Doordat de zeespiegel in de loop van het Holoceen is gestegen, is de afhelling (het verhang) van jongere stroomgordels kleiner dan van oudere

Kaartfragment met enkele kruisende stroomgordels



Afb. 1. Relatieve ouderdomsbepaling op grond van geologische kartering. Stroomgordel C kruist beide andere stroomgordels en is dus het jongst. Indien de ouderdom van A en C bekend is, kan hieruit de maximum ouderdom voor het begin van stroomgordel B en de minimum ouderdom voor het einde van stroomgordel B worden bepaald (Berendsen & Stouthamer 2000).



Afb. 2. Zandverhanglijnen van enkele stroomgordels en van het Laagterras. De verhanglijn van de jongste stroomgordel ligt het hoogst in het diagram. De verhanglijnen vertonen een deformatie waar ze de Peelhorst kruisen. Uit de mate van deformatie kan de relatieve tektonische bewegingssnelheid berekend worden (Berendsen & Stouthamer 2001).

stroomgordels. Door meerdere verhanglijnen uit te zetten in dezelfde grafiek, kan de relatieve ouderdom worden bepaald: de verhanglijnen van jongere stroomgordels liggen hoger in het diagram, en hebben een geringer verhang (Afb. 2). Met behulp van de zandverhanglijnen kan ook worden nagegaan welke erosieresten bij elkaar horen, omdat de verhanglijnen van de verschillende erosieresten immers op elkaar moeten aansluiten. Op die manier is het mogelijk om verschillende stroomgordels 'aan elkaar te knopen', maar – minstens even belangrijk – ook kunnen bepaalde verbindingen worden uitgesloten, omdat het stroomafwaartse deel van een verhanglijn nu eenmaal altijd lager moet liggen dan het stroomopwaartse deel.

'Absolute' ouderdomsbepaling kan onder meer plaats vinden met behulp van pollenanalyse, dendrochronologisch onderzoek (jaarringen van bomen), archeologische vondsten en datering met behulp van radioactieve koolstof (^{14}C analyse). Inmiddels zijn in de Rijn-Maas delta meer dan 1250 ^{14}C -dateringen verricht, waardoor de ouderdom van de meeste stroomgordels vrij goed bekend is.

Archeologie

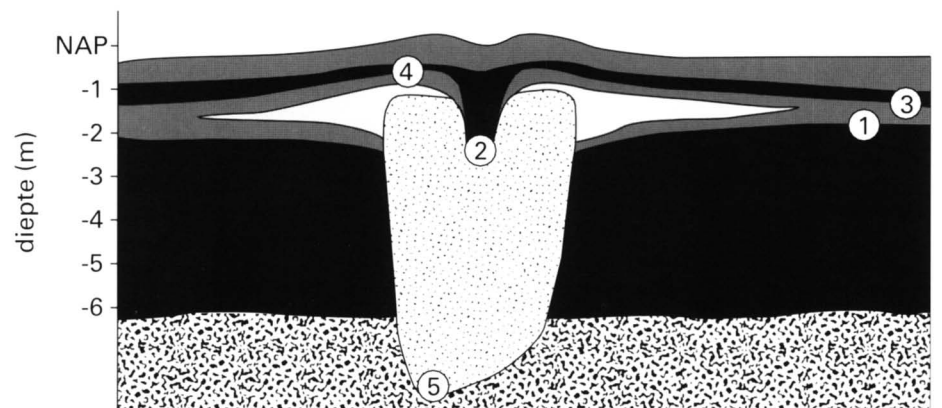
Voor het maken van deze kaart is gebruik gemaakt van 36.000 archeologische vondsten die beschikbaar waren

uit het ARCHIS bestand van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek. Uit het onderzoek is gebleken, dat de oudste archeologische vondsten op een stroomgordel een goed beeld geven van de bestaansperiode van de rivieren. De

mensen woonden vaak langs het water, aangezien waterwegen in de prehistorie belangrijke transportbanen vormden. Zodra er eenmaal ergens bewoning was, bleef die plaats meestal bewoond, ook nadat de rivierbedding was dichtgeslibd of verland. Een uitzondering vormen enkele stroomgordels in West-Nederland, die met veen bedekt zijn geraakt: hier verdween de bewoning omdat het milieu te nat werd.

^{14}C -dateringen

Radioactieve koolstof, of ^{14}C -dateringen, geven in de meeste gevallen de doorslag bij de ouderdomsbepaling. De meeste ^{14}C -dateringen zijn in de loop van vele jaren verricht door diverse instellingen en promovendi, maar er zijn er ook nog circa 80 speciaal verricht voor het maken van deze kaart. De betekenis van ^{14}C -dateringen is afhankelijk van de plaats waar de monsters van het benodigde organische materiaal, zoals veen, worden genomen. Dit is schematisch weergegeven in afbeelding 3. Monsters die genomen worden onder en boven de komafzettingen van de stroomgordel (1 en 3) geven respectievelijk de begin- en eindfase weer. Ook een monster van veen in de restgeul (2) geeft een goede datering van de eindfase. De monsters 4 en 5 zijn minder geschikt voor de ouderdomsbepaling van de stroomgordel. Zij geven



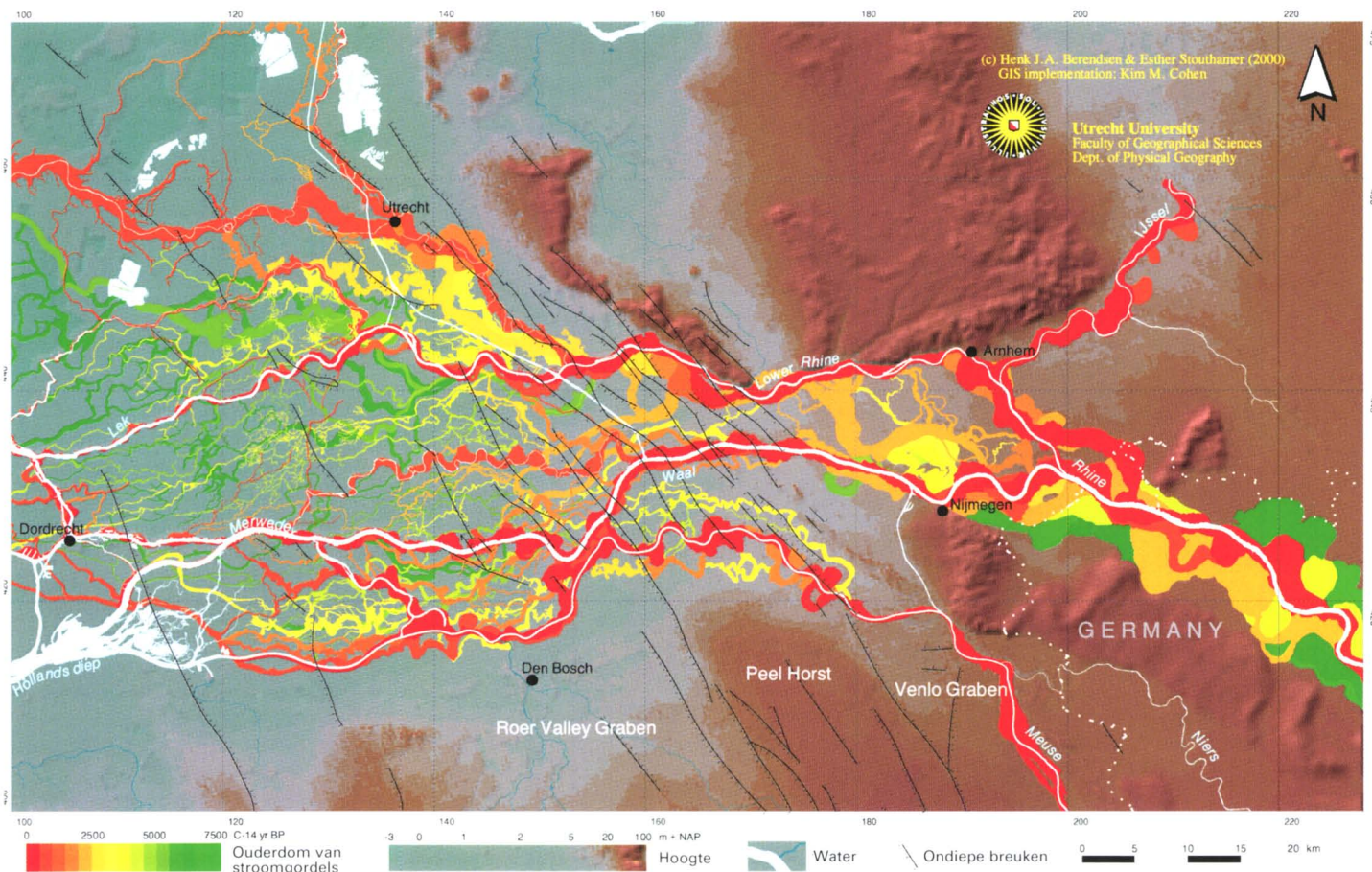
Holocene afzettingen

- klei (komafzettingen)
- zavel (oeverafzettingen)
- zand (beddingafzettingen)
- veen

Pleistocene afzettingen

- zand en grind

Afb. 3. Ouderdomsbepaling van stroomgordels met behulp van ^{14}C monsters. Monster 1 geeft de beginfase van de sedimentatie aan, monster 2 en 3 geven de eindfase. Monster 4 levert een minimale ouderdom op voor de de eindfase, monster 5 (veenbrokken uit de geulafzettingen) een maximale ouderdom voor de beginfase (Berendsen & Stouthamer 2000).



Afb. 4. Ouderdom van de Holocene stroomgordels in de Rijn-Maas delta (Berendsen & Stouthamer 2001). De eindfase van de stroomgordels is weergegeven in tijdstappen van 500 jaar.

slechts een minimum en maximum ouderdom. Door op deze wijze monsters te nemen konden vrijwel alle erosieresten van stroomgordels min of meer nauwkeurig worden gedateerd. Voor de meeste stroomgordels geldt, dat de ouderdom (eindfase) bekend is met een nauwkeurigheid van ± 100 ^{14}C -jaren.

Database

De eindfase van de stroomgordels is aangegeven op een overzichtskaart op schaal 1 : 100.000, die behoort bij de publicatie van Berendsen & Stouthamer (2001). De stroomgordels zelf zijn daarop ingedeeld in ouderdomsklassen van 500 ^{14}C -jaren. De kaart is opgenomen in een GIS database (Arcinfo). Afbeelding 4 is een sterk verkleinde versie van deze kaart, waarin ook de hoogte van het terrein als 'achtergrond' is aangegeven. Duidelijk zijn de Veluwe en de Utrechtse Heuvelrug te herkennen, evenals de stuwwal bij Nijmegen. Opmerkelijk is, dat ook de Peelhorst er duidelijk uit springt als een hoger gelegen gebied. Hoewel de breuken van Peelhorst en Roerdalslenk in de ondergrond van het riviereengebied zijn te vervolgen, zijn ze daar aan het

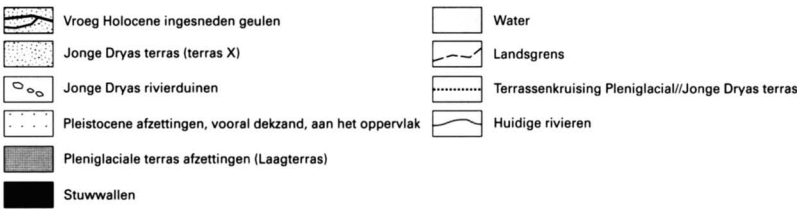
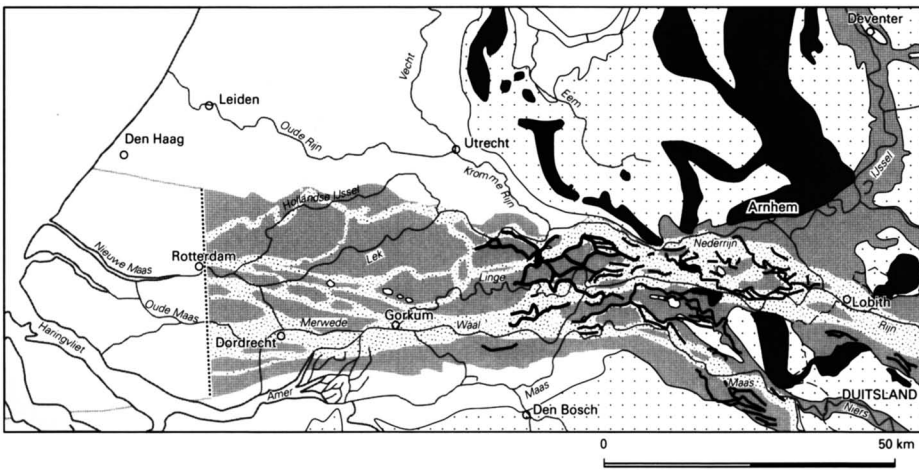
oppervlak niet meer te herkennen, omdat de recente rivierafzettingen het reliëf hebben vereffend. De breuken hebben echter wel invloed gehad op de paleogeografische ontwikkeling, zoals hieronder zal blijken.

In de database zijn ook de veronderstelde vroegere verbindingen tussen de stroomgordels opgenomen met een aparte codering. Vanuit de database kunnen daardoor voor elk willekeurig moment in het Holoceen paleogeografische kaartjes worden gegenereerd, die de loop van de rivieren op dat moment aangeven. Een voorbeeld wordt gegeven in afbeelding 5. Op de kaartjes in het boek van Berendsen & Stouthamer (2001) is precies te zien welke delen van de rivierlopen nog teruggevonden kunnen worden en welke delen op interpretatie berusten. Ten behoeve van het onderzoek zijn paleogeografische kaartjes gemaakt om de 500 jaar, en van alle 206 stroomgordels is in een Appendix beschreven waar de datering op berust.

Sturende factoren voor de paleogeografische ontwikkeling

Verschillende factoren hebben de ont-

wikkeling van de rivierdelta vanaf het Midden-Weichselien en in het Holoceen (de laatste 10.000 jaar) gestuurd. In het Midden-Weichselien (ongeveer 18.000 jaar BP) was het rivierpatroon vlechtend. Rijn en Maas vormden een brede vlakte van zand en grind (het zogenaamde Laagterras), met een groot aantal kleine, ondiepe geulen. De afzettingen uit deze tijd zijn nog vrijwel overal in de ondergrond van het riviereengebied terug te vinden, op een diepte variërend van ongeveer 2 meter in het oosten tot circa 20 meter in het westen van Nederland. In het relatief warme Bølling-Allerød-interstadiaal ging het rivierpatroon over in meanderend. De klimaatverandering was hier de sturende factor: het vegetatiedek nam toe, hetgeen leidde tot een afname van de piekafvoeren. Ook werd de sedimentlast fijner, als een gevolg van de toenemende chemische verwerking en de afnemende vorstverwerking. In de middelgebergten nam de gelifluctie (d.i. het afglijden van de ontdoode bovengrond over de bevroren ondergrond op hellingen) af, waardoor er minder (grof) puin in de rivieren terecht kwam. Het resultaat was dat het rivierpatroon veranderde van vlech-

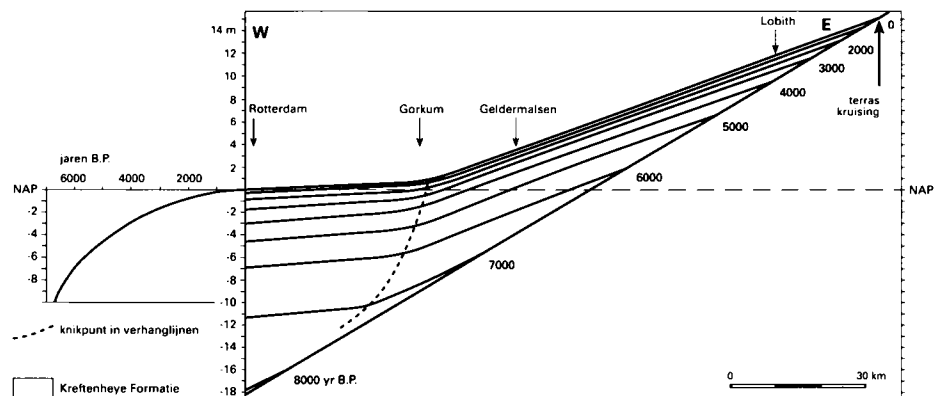


Afb. 5. Paleogeografische kaart voor 10.000 jaar geleden. De vlechtende rivieren uit de Jonge Dryastijd hadden zich ingesneden in het zogenaamde Laagterras, dat bedekt was met een dunne kleilaag uit het Bølling-Allerød-interstadiaal. Rivierduinen vormden zich langs de rivieren uit de Jonge Dryastijd.

tend in meanderend. De meanderende rivieren sneden zich in, waardoor een 'terrassenlandschap' ontstond, waarbij de vroegere vlakke van de vlechtende rivieren het zogenaamde Laagterras vormde dat enkele meters hoger lag. De meanderende rivieren traden alleen bij extreem hoge afvoeren buiten hun oevers. Onder die omstandigheden werd op het Laagterras een dunne kleilaag (~ 0,4 m) afgezet. De kleilaag is vermengd met door de wind verplaatst zand, en is als gevolg van bodemvorming zeer stug. De laag is gemakkelijk te herkennen, en wordt tegenwoordig aangeduid als de Laag van Wijchen (vroeger: Hochflutlehm). Van de rivierlopen zelf zijn er slechts enkele bewaard gebleven; de meeste zijn door latere erosie opgeruimd.

In het Jonge Dryas stadiaal (circa 11.000 – 10.000 jaren voor heden) werd het weer kouder, en ging het rivierpatroon opnieuw over in vlechtend. Ook nu was de klimaatverandering dus de sturende factor voor veranderingen in het rivierpatroon. De rivieren bleven zich insnijden, waardoor een riviervlakte werd gevormd (door Pons (1957) al beschreven als 'Terras X'), die in het oosten van het Nederlandse rivierengebied circa 2 meter lager ligt dan het Laagterras. Het verschil in hoogteligging neemt in westelijke richting af; nabij Rotterdam is er geen hoogteverschil meer. Hier ligt dus de zogenaamde terrassenkruising

van het Laagterras en Terras X. Ten westen van Rotterdam is de loop van de rivieren uit die tijd nog niet bekend; dit gebied is nog in onvoldoende mate gedetailleerd onderzocht. De belangrijkste tak van het de Rijn lag gedurende de Jonge Dryas in de Tielerswaard (Afb. 5), waar de Maas zich bij de Rijn voegde. Daarnaast was er een belangrijke tak die van Wijk bij Duurstede via Benschop naar Gouda liep (het zogenaamde Benschopsysteem). De rivierbeddingen uit de Jonge Dryas bevatten een

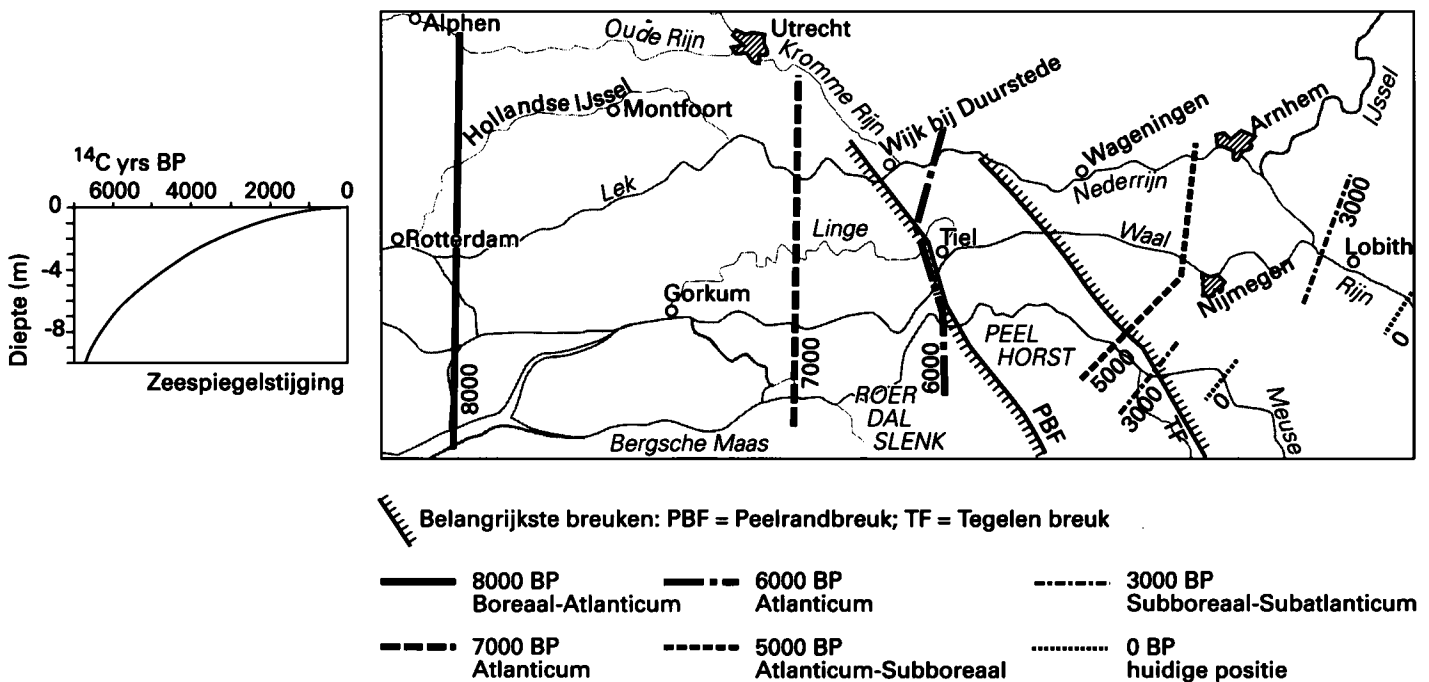


Afb. 6. Stijging van de zeespiegel (links) en van de grondwaterspiegel in het rivierengebied. De curven zijn gemaakt op grond van de datering van veenmonsters aan de flanken van rivierduinen. Omdat dit veen gevormd werd als gevolg van de stijgende grondwaterspiegel, en de monsterpunten aan de flanken van donken klinkvrij zijn, geven de curven de stijging van het grondwaterpeil in de komgebieden weer. Het grondwaterpeil is stroomopwaarts van de knik in de verhanglijn vooral bepaald door het rivierverhang; stroomafwaarts door de stand van de zeespiegel.

circa 0,5 meter dikke laag puimsteen houdend zand. De puimsteen is afkomstig van de eenmalige uitbarsting van de Laacher See vulkaan in de Eifel, die ervoor zorgde, dat het Rijndal omstreeks 11.000 jaren voor heden tijdelijk werd afgedamd. De doorbraak van deze dam heeft ervoor gezorgd, dat de puimsteen in Nederland als een dunne laag werd afgezet.

In de tweede helft van de Jonge Dryas was het klimaat extreem droog, waardoor zandverstuiving kon optreden vanuit de beddingen van de vlechtende rivieren. Er werden duinen gevormd langs de beddingen. Deze duinen liggen op de Laag van Wijchen. Ze hebben vaak een paraboolvorm, en zijn goed te herkennen in Noord-Limburg en het Land van Maas en Waal (Bergharen is een voorbeeld van zo'n paraboolvormig rivierduin). Ook in de Alblasserwaard komen ze op grote schaal voor. De vorm is hier aan het oppervlak echter minder gemakkelijk te herkennen, omdat ze grotendeels begraven liggen onder Holocene afzettingen. Deze laatste staan bekend als donken.

In het begin van het Holoceen ging het rivierpatroon onder invloed van de klimaatverandering opnieuw over naar meanderend. Omdat de zeespiegel nog steeds laag stond, sneden de rivieren zich in. De afvoer was relatief gering, waardoor de rivieren zelden het Laagterras konden overstromen. Daardoor zijn er vooral uit het oosten van het rivierengebied vrijwel geen afzettingen uit deze tijd bekend. Wel zijn er tal van geulen van het vlecht-



Afb. 7. De ligging van de terrassenkruising tussen het Laagterras en de Holocene afzettingen op verschillende tijdstippen. Tijdens de periode van snelle zeespiegelstijging verplaatste de terrassenkruising zich snel in oostelijke richting. Omstreeks 6000 jaar geleden werd deze verplaatsing vertraagd nabij de Peelrandbreuk. Daarna schoof de terrassenkruising weer sneller in oostwaartse richting.

tende riviersysteem opgevuld met veen.

Omstreeks 8000 jaren geleden begon de stijging van de zeespiegel merkbaar te worden in het huidige kustgebied. De rivieren moesten hun verhang aanpassen aan de stijgende zeespiegel, waardoor ze hoger kwamen te liggen ten opzichte van het Laagterras. Het Laat-Pleistocene rivierdal werd dus vanuit het westen opgevuld met riviersediment. Dit is weergegeven in afbeelding 6. Pas toen het hoogteverschil als gevolg van sedimentatie in het vroegere Pleistocene rivierdal vereffend was, werden rivierverleggingen tot buiten dit rivierdal mogelijk. Tot ongeveer 7000 jaar geleden beperkte de vorm van het Laat-Pleistocene dal de mogelijkheden tot rivierverlegging. Omstreeks 6500 jaar geleden vond de eerste rivierverlegging (avulsie) plaats nabij Gouda. Een avulsie is een rivierverlegging, waarbij een nieuwe stroomgordel wordt gevormd, terwijl de oude stroomgordel, al dan niet plotseling, wordt verlaten. In dit geval werd vanuit het Benschop systeem (zie boven) een nieuwe rivierloop gevormd in noordwestelijke richting. Uit profielen blijkt, dat deze rivierloop zich heeft ingesneden in het dekzand, en dus buiten het vroegere rivierdal ligt.

Als gevolg van de zeespiegelstijging schoof de zogenaamde terrassenkruising

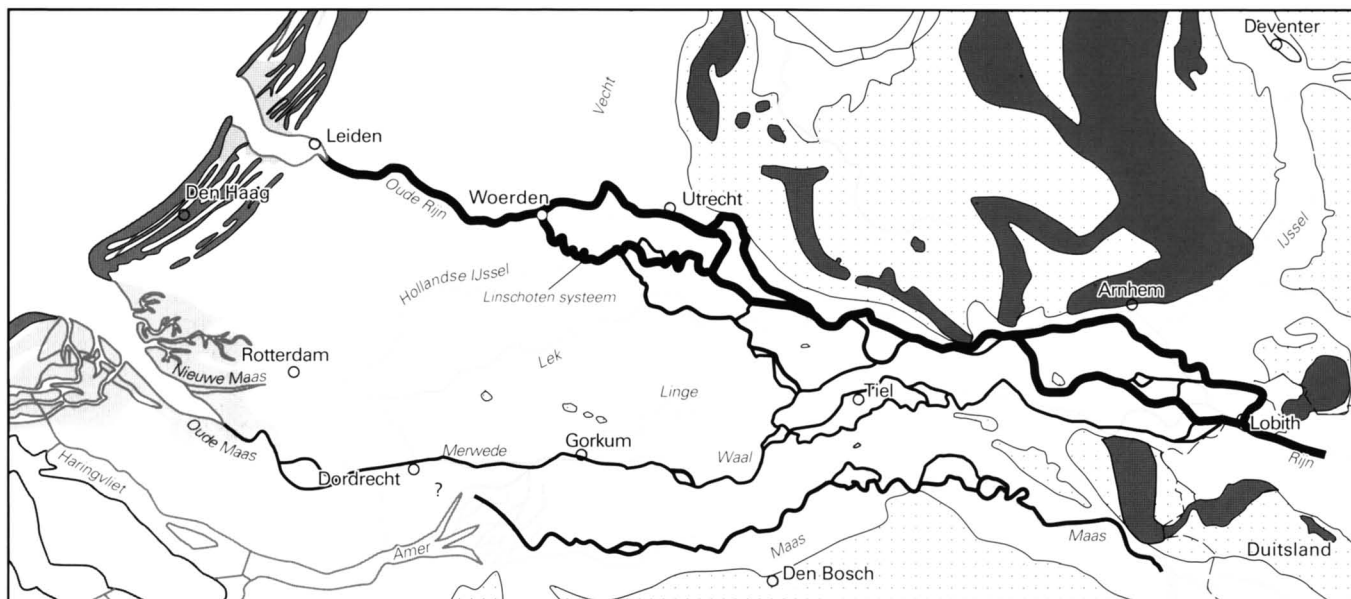
(de overgang van netto erosie naar netto sedimentatie) tussen de Holocene en Laat-Pleistocene afzettingen snel in oostwaartse richting op. Rond 6000 jaar geleden was de terrassenkruising aangekomen bij de westelijke begrenzing van de Peelhorst (Peelrandbreuk). Hier vertraagde de oostwaartse verschuiving van de riviersedimentatie enige tijd, hetgeen aangeeft dat de Peelhorst een hoger liggend deel van het rivierengebied vormde. Daarna trad weer een versnelling op in de oostwaartse uitbreiding van de Holocene riviersedimentatie (Afb. 7). Dit suggereert dat de tektoniek ook een rol speelde bij de Holocene ontwikkeling.

De invloed van de tektoniek blijkt vervolgens op veel meer manieren te kunnen worden aangetoond. De verhanglijnen vertonen bijvoorbeeld een deformatie, waar ze de Peelhorst kruisen (Afb. 2). De mate van deformatie is een maat voor de relatieve bewegingssnelheid langs de breuken. Uit berekeningen is gebleken, dat de bewegingen langs de Peelrandbreuk waarschijnlijk niet gelijkmatig verliepen, maar in schokken (aardbevingen) zijn opgetreden. De Peelrandbreuk was gedurende het gehele Holoceen actief, en heeft op veel plaatsen het rivierpatroon beïnvloed. In de Maaskant en in het Land van Maas en Waal volgen de rivieren voor een deel ZO-NW lopende breuken, en hebben ze de neiging om de Peelhorst als het

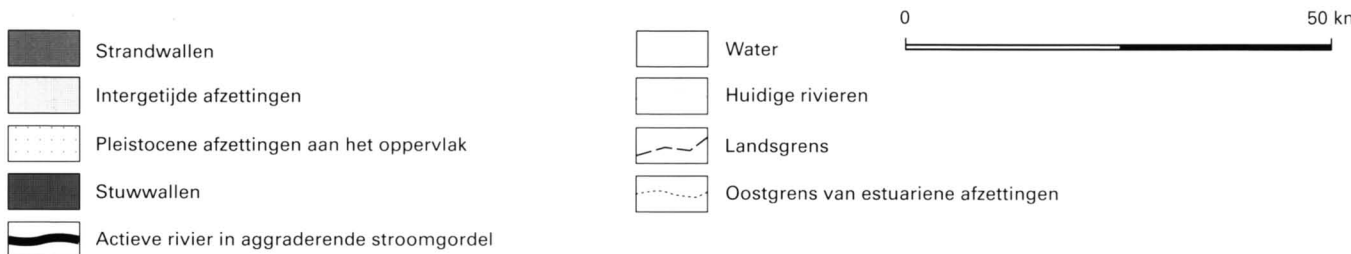
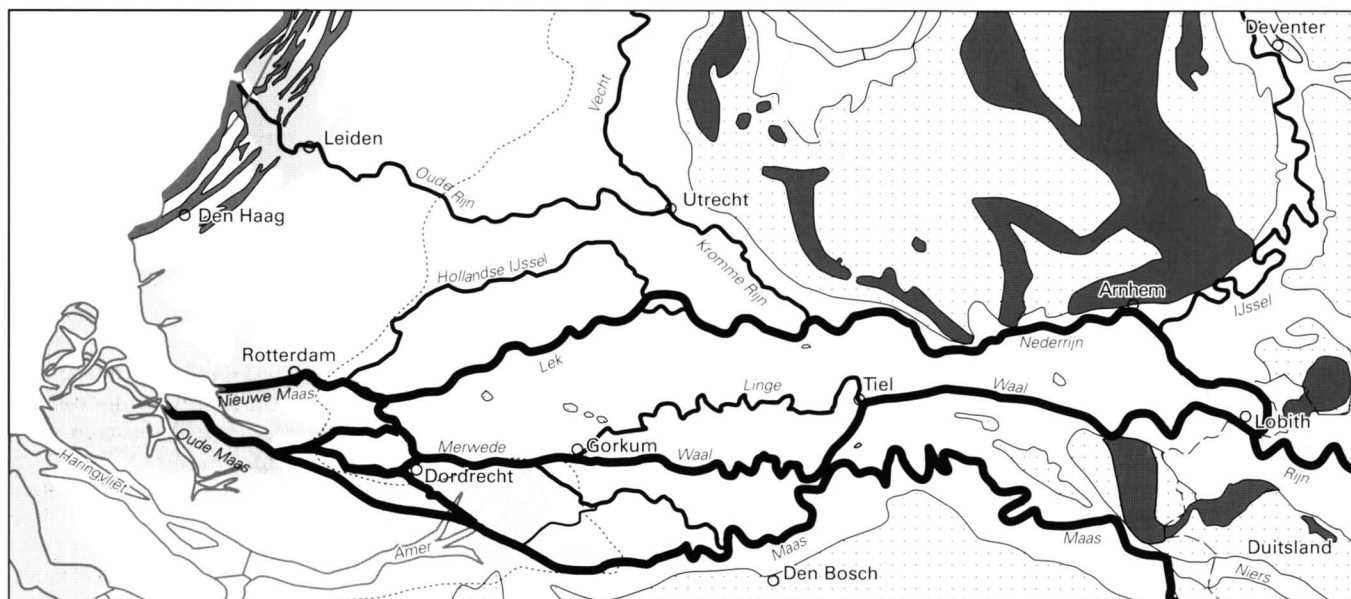
ware te omzeilen. Ze steken de Peelhorst uiteindelijk over op een verder noordwestwaarts gelegen locatie, waar de Peelhorst minder sterk omhoog kwam. Ook is het opmerkelijk, dat de belangrijkste Rijnloop gedurende het gehele Holoceen langs de noordrand van het rivierengebied lag, waar de Peelhorst het minst bewoog. Een andere belangrijke aanwijzing voor de invloed van neotektoniek (= recente tektonische bewegingen) is het voorkomen van 'avulsieknoppunten'. Dit zijn plaatsen waar verschillende keren achter elkaar op nagenoeg dezelfde locatie een rivierverlegging plaatsvond. Het is gebleken dat bij Tiel, Wijk bij Duurstede, Ochten en Nederasselt dergelijke avulsieknoppunten liggen. Deze plaatsen liggen precies op de breuken die de Peelhorst aan beide zijden begrenzen. Hiermee is niet gezegd, dat de rivierverleggingen direct door aardbevingen werden veroorzaakt. Het is waarschijnlijker dat de locatie van de avulsies werd bepaald door het relatief grote dwars- en lengteverhang dat op deze plaatsen bestond. Er blijken op deze plaatsen ook opmerkelijk veel crevasse-afzettingen voor te komen (afzettingen, die ontstaan als gevolg van oeverwal-doorbraken). Crevasse-afzettingen vormen doorgaans de beginfase van avulsies.

Ook de ontwikkeling van de kust was een belangrijke factor voor de paleo-

a) Palaeogeografie 3200 jaar geleden



b) Palaeogeografie 1250 jaar geleden

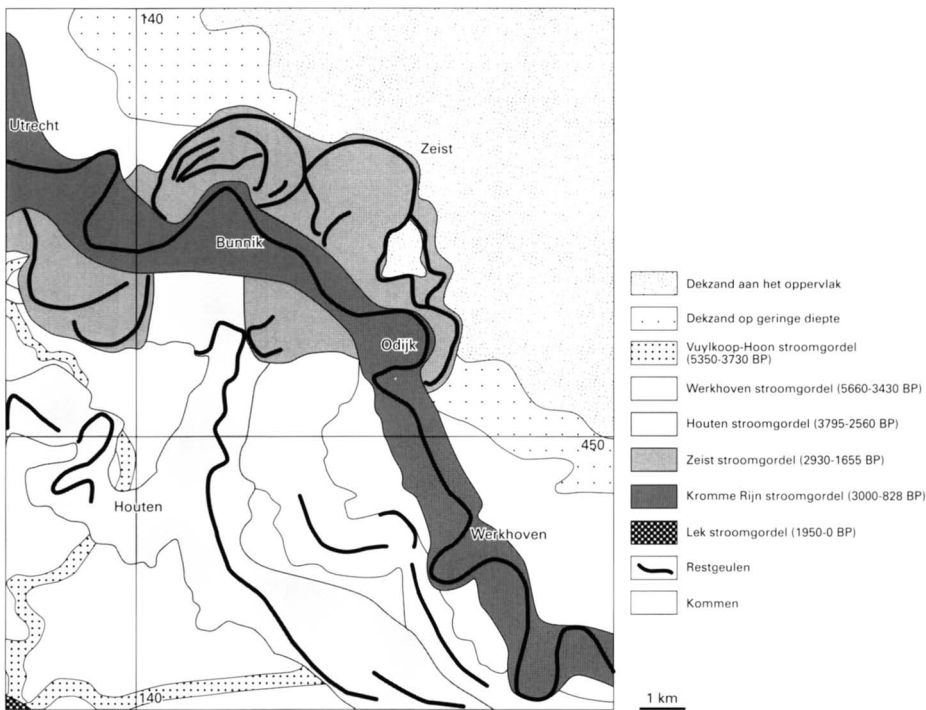


Afb. 8. Paleogeografische kaarten van 3200 en 1250 jaar BP. De verschuiving van de afwatering in ZW richting houdt waarschijnlijk verband met inbraken van de zee in het Maasmond gebied.

geografische ontwikkeling van de Rijn-Maas delta. Daarbij speelde vooral het bestaan van twee zeegaten een rol, namelijk bij Katwijk (de Oude Rijn monding) en bij Rotterdam (de Maas monding). De Oude Rijn monding begon zich omstreeks 5000 jaar geleden 'uit te bouwen' tot een delta. Na het

begin van de jaartelling begon de monding van de Oude Rijn geleidelijk dicht te slibben. De waterafvoer van de Rijnloop via Kromme Rijn-Oude Rijn werd vanaf de Romeinse tijd in toenemende mate overgenomen door de Lek en iets later ook door de Waal (Afb. 8). Daarbij speelde een rol, dat

door inbraken van de zee in het Maasmond-gebied de getijdenwerking verder landinwaarts kon dringen. Mogelijk werd het ontstaan van de Lek ook bevorderd door tektonische bewegingen langs de Peelrandbreuk bij Wijk bij Duurstede. Zodoende ontstond een 'verhang-voordeel' voor de



Afb. 9. Riviermeanders bij Zeist hebben zich snel lateraal kunnen uitbreiden, als gevolg van de aanwezigheid van dekzand op geringe diepte.

rivieren die via de Maasmond naar zee afwaterden. Het afnemende belang van de Oude Rijn werd bezegeld met de afdamming van de Kromme Rijn bij Wijk bij Duurstede in 1122 na Christus.

Vooraf in de periode tussen 4000 en 3000 jaar geleden was veenvorming in het westen van Nederland belangrijk. Omdat veen erosiebestendiger is dan zand, werden de rivierlopen door deze grootschalige veenvorming min of meer vastgelegd in hun eigen stroomgordel. Avulsies vonden in dit gebied niet plaats. In de eerste plaats, omdat het lengteverhang zeer gering was (± 2 cm/km). De oeverwallen waren relatief laag, en staken nauwelijks boven het bosveengebied in de kommen uit. Daardoor was ook het dwarsverhang laag. Verder waren er geen uitwegen naar zee, dus crevassegeulen, die zich vormden, konden zich niet ontwikkelen tot een volwaardige rivier. De Oude Rijn kon daardoor 4500 jaar blijven bestaan. In die periode werd de stroomgordel voortdurend 'omgewerkt'.

Op plaatsen waar zand in de ondergrond voorkomt, zoals langs de zuidrand van het rivierengebied en in de omgeving van Zeist (Afb. 9) konden zich grote meanders ontwikkelen. Het dekzand is zeer gevoelig voor oevererosie, waardoor de rivieren zich lateraal gemakkelijk konden verleggen. Hieruit blijkt dat de samenstelling de

ondergrond een belangrijke invloed uitoefent op het gedrag van de rivieren.

Vanaf circa 2800 jaar geleden, en in nog sterkere mate vanaf het begin van de jaartelling zijn er aanwijzingen, dat het debiet (hoeveelheid water die per tijdseenheid wordt afgevoerd) van de rivieren groter is geworden. Mogelijk is ook de sedimentlast, als gevolg van ontbossingen, groter geworden, wat heeft geleid tot een toename van de sedimentatie in de rivierbeddingen. Uit afbeelding 10 blijkt dat de meanderlengte van de rivieren toenam tussen 2000 en 1000 jaar geleden. Dit kan zowel veroorzaakt worden door een toename van het debiet als door een toename van de beddingbreedte. Deze beide factoren zijn niet van elkaar te onderscheiden, maar hebben waarschijnlijk allebei een rol gespeeld.

Tenslotte is de invloed van de mens steeds belangrijker geworden. Vanaf ongeveer 1100 na Christus werden de rivieren bedijkt, en werden kleinere rivierlopen afgedamd. De grotere rivieren werden uitgebaggerd om de diepte ten behoeve van de scheepvaart op peil te houden, riviermeanders werden afgesneden, en voor de Maas werd in 1904 zelfs een nieuwe uitmonding naar het Haringvliet gegraven (De Bergsche Maas). De afvoerdeling over de verschillende Rijntakken wordt sinds het graven van

het Pannerdens Kanaal in 1707 na Christus streng gereguleerd.

Rivierverleggingen

De paleogeografische kaarten zijn van groot belang gebleken voor het onderzoek naar rivierverleggingen (avulsies). Avulsies vormen een verschijnsel, dat nog slecht wordt begrepen. Algemeen wordt verondersteld, dat een gradiëntvoordeel een belangrijke rol speelt om een avulsie te doen slagen. Op korte tijdschalen kunnen debietfluctuaties, ijssdammen en beverdammen een avulsie veroorzaken. Deze factoren zijn echter van toevallige aard, en kunnen niet voorspeld worden. Op lange tijdschalen spelen ook andere factoren een rol. Deze factoren bepalen niet zozeer het tijdstip van de avulsie, maar wel de plaats waar de avulsie optreedt.

Avulsielocaties zijn op de paleogeografische kaartjes te herkennen als een splitsing van geulzandlichamen. Niet alle splitsingen zijn echter avulsies, riviersystemen kunnen elkaar ook ruimtelijk kruisen, of tegelijkertijd hebben bestaan. Op grond van de ouderdomsbepalingen kan een onderscheid gemaakt worden tussen avulsies, splitsingen en kruisingen. In totaal konden 91 avulsielocaties worden herkend. Het moment waarop deze avulsies plaatsvonden kon in de meeste gevallen met een nauwkeurigheid van ± 200 jaar worden vastgesteld. In afbeelding 11 zijn de avulsielocaties in oost-west richting uitgezet tegen de tijd. Uit deze afbeelding blijkt, dat vanaf 7500 jaar geleden de avulsielocaties voorkwamen in een circa 30 kilometer brede gordel, die zich tot omstreeks 3700 jaar geleden oostwaarts verplaatste. Hier is duidelijk de invloed van de zeespiegelstijging te bespeuren. Vanaf 3700 - 2800 jaar geleden lagen vele avulsie locaties op breuken, die verband houden met het horst-slenk systeem van Venlo Slenk, Peelhorst en Roerdalslenk.

Bijzonder opvallend is de ligging van de avulsieknooppunten op de belangrijkste breuken. Hieruit blijkt de invloed van neotektoniek op de ligging van avulsiepunten. Vanaf ongeveer 2800 jaar geleden kwamen avulsies voor over de gehele Rijn-Maas delta. De oorzaak van de meer willekeurige verspreiding van de avulsielocaties ligt dan ook waarschijnlijk in de toegenomen afvoer en sedimentlast, die mogelijk ook de breedte van de rivierbeddingen heeft beïnvloed. Uit afbeelding 11 kan verder worden afgelezen,

dat de avulsiefrequentie vanaf 2800 jaar geleden het hoogst was, opmerkelijk genoeg in een periode, waarin de opslibbingssnelheid als gevolg van zeespiegelstijging laag was. Tot dusver werd altijd verondersteld, dat de avulsiefrequentie het hoogst zou zijn in perioden met de hoogste opslibbingssnelheid (aggradatie). Tevens nam in de periode na 2800 jaar geleden het aantal geulen toe, terwijl de meanderlengte van de geulen vanaf 2000 jaar geleden ook toenam. Dit kan eigenlijk alleen het gevolg zijn van een toegenomen afvoer van de rivie-

ren. Of deze toename te danken is aan klimaatveranderingen of aan menselijk ingrijpen, kan uit het onderzoek niet worden afgeleid. Mogelijk is het een combinatie van beide, waarbij menselijk ingrijpen (ontbossing) de belangrijkste factor lijkt te zijn.

Levensduur

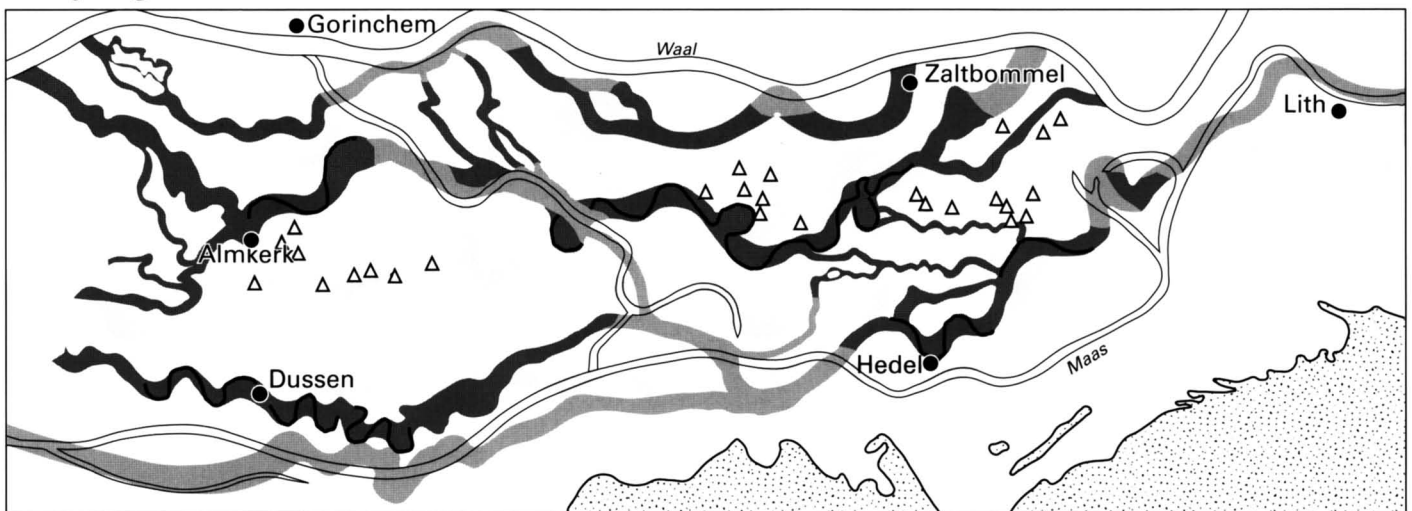
Het avulsie-onderzoek heeft tal van andere karakteristieken van de rivieren opgeleverd. Zo weten we nu, dat een riviersysteem gemiddeld ongeveer 1200 kalenderjaren blijft bestaan, al is de variatie in 'levensduur' groot.

De periode waarin een avulsie zich voltrekt, de 'avulsieduur', varieert ook sterk. Gemiddeld ligt de avulsieduur op ruim 300 jaar, maar ongeveer de helft van de avulsies voltrekt zich in minder dan 200 jaar. Het maximum dat gevonden werd is 1250 jaar. Over het algemeen blijven de grote stroomgordels (met een hoge afvoer) langer bestaan dan de kleine.

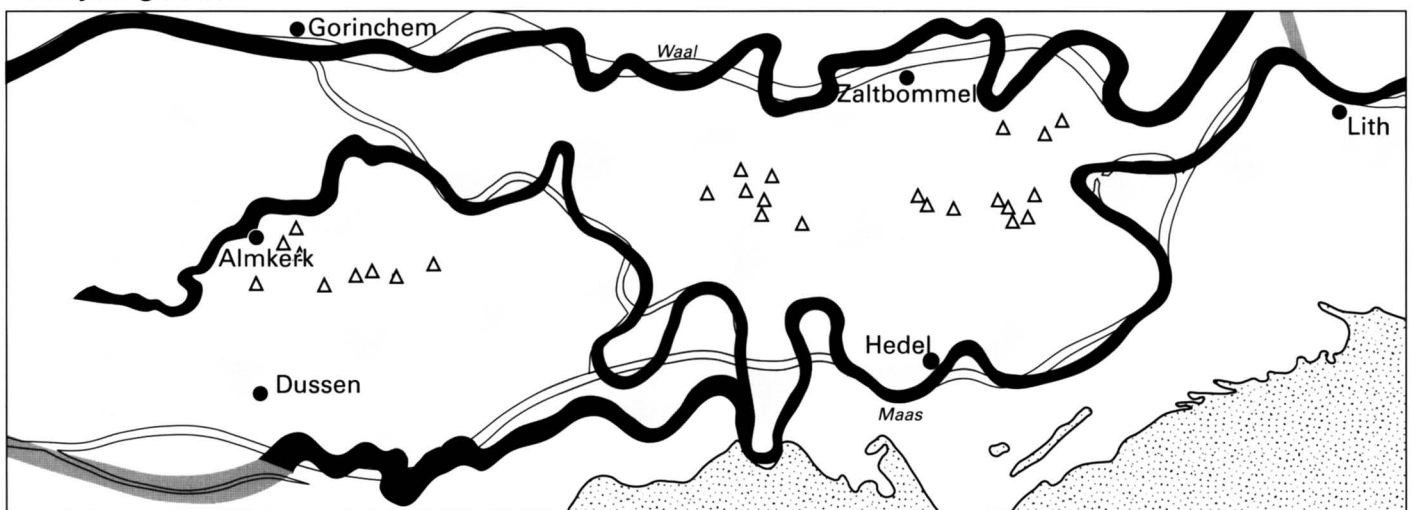
Toepassingen

De kaarten en boorgegevens kunnen gebruikt worden voor het bepalen van een 3-dimensionaal beeld van de del-

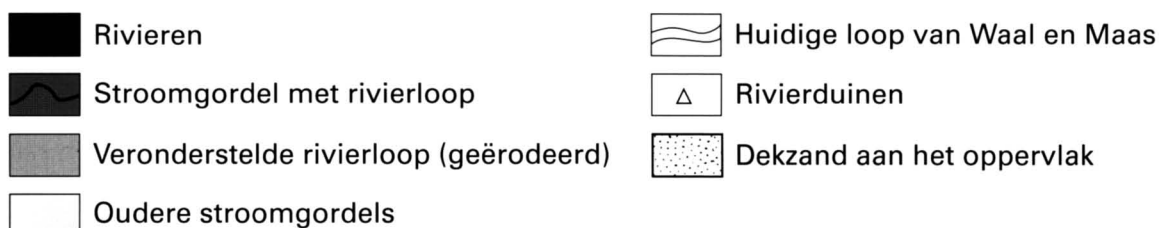
2000 jaar geleden



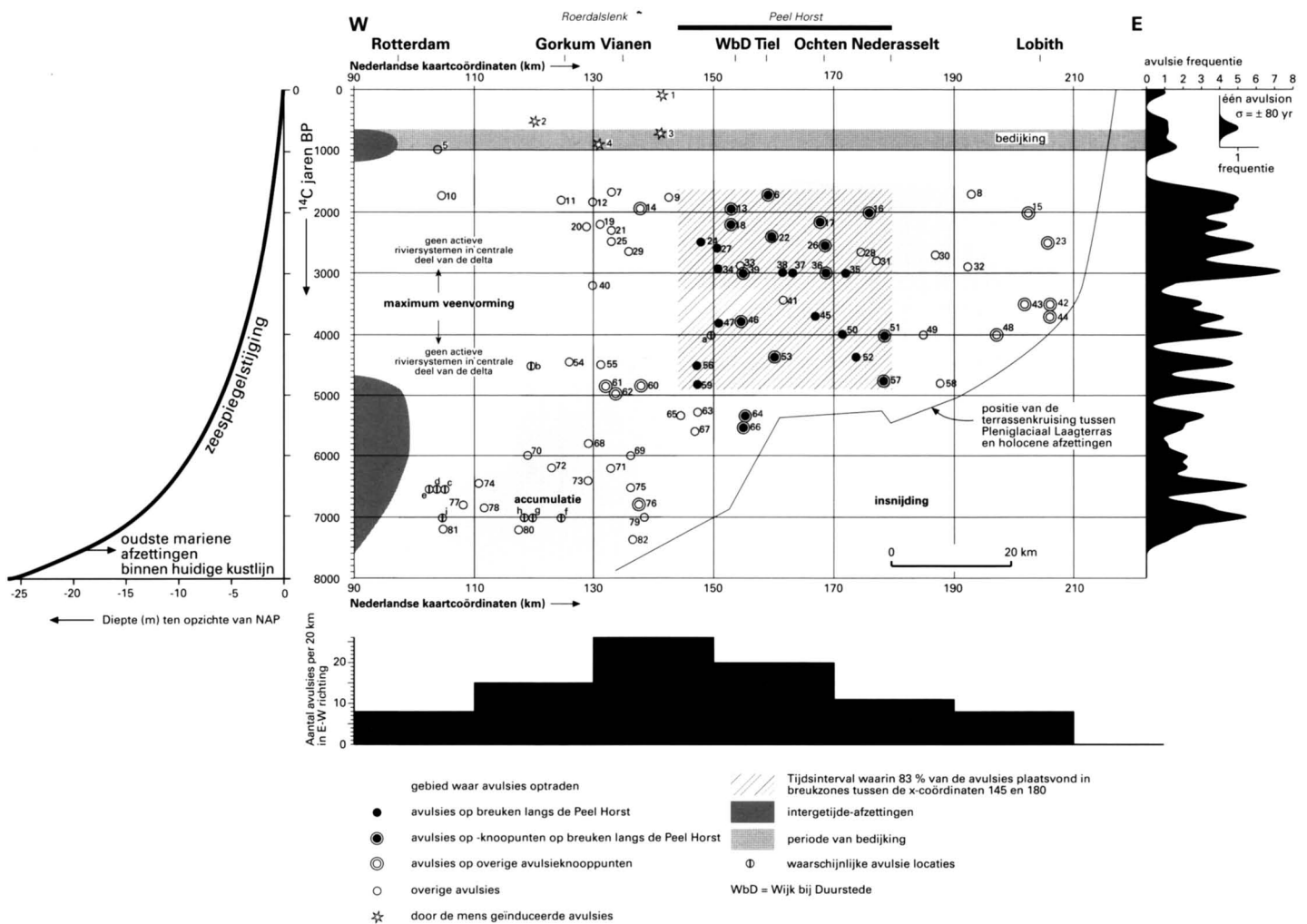
1000 jaar geleden



0 5 km



Afb. 10. Toename van de meanderlengte van de rivieren in de Bommelerwaard, tussen 2000 en 1000 jaar geleden.



Afb. 11. Zeespiegelstijging, ligging van de avulsiepunten, geprojecteerd op een oost-west as, en avulsiefrequentie gedurende het Holoceen. De ruimtelijke ligging van de avulsie locaties wordt voornamelijk bepaald door: zeespiegelstijging (7500-3700 jaar geleden), neotektoniek (4900-1700 jaar geleden) toegenomen afvoer en/of sedimentatie in de bedding (2800-1000 jaar geleden) en menselijke invloed (vanaf 1000 jaar geleden). De breuken snijden het profiel onder een hoek. De meeste avulsies vonden plaats in het centrale deel van de delta, langs de westelijke begrenzing van de Peelhorst (tussen de coördinaten 130 en 170). De avulsiefrequentie bereikte een maximum tussen 3000 en 1700 jaar geleden.

ta. Dit is bijvoorbeeld van belang voor rivier- en milieubeheer, geo-hydrologie, en (als analoog voor de opbouw van een delta) voor de olie- en gasindustrie. Het onderzoek naar de avulsies is tevens van belang voor rivierbeheer in de toekomst, omdat er een relatie bestaat tussen de verwachte zeespiegelstijging en het gedrag van de rivieren. Dit geldt in het bijzonder voor de laaglandgebieden van de derde wereld.

Literatuur

- Berendsen, H.J.A., W.Z. Hoek & E.A. Schorn, 1995. Late Weichselian and Holocene river channel changes of the rivers Rhine and Meuse in the central Netherlands (Land van Maas en Waal). *Paläoklimaforschung / Palaeoclimate research* Bd. 14, Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man 9, Ed. B. Frenzel. Pp. 151-171.
- Berendsen, H.J.A. & E. Stouthamer, 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161 (3/4), pp. 311-335.
- Berendsen, H.J.A., & E. Stouthamer (2001), *Palaeogeographical development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands*. Assen: Van Gorcum. 268 pp.

Stouthamer, E., & H.J.A. Berendsen, 2000. Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research* 70 (5), pp. 1051-1064.

Stouthamer, E., 2001. *Holocene avulsions in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands*. Ph.D. Thesis, Utrecht University. Netherlands Geographical Studies 283, 212 p.

Stouthamer, E., & H.J.A. Berendsen, 2001. Avulsion frequency, avulsion duration, and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine-Meuse delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 71, No. 4, p. 589-598.