

**25. TOELICHTING BIJ DE NIEUWE PALEOGEOGRAFISCHE KAARTEN VAN
NEDERLAND
(versie 1.1, geaccepteerd maart 2006; kaarten 1 t/m 8 toegevoegd september 2006)**

Peter C. Vos (TNO Bouw en Ondergrond)

Inhoud

- 1: Samenstelling van de nieuwe paleogeografische kaarten
- 2: Toelichting op de landschapsgenese van Nederland
 - 2.1: De uitgangssituatie: de geometrie van het pleistocene oppervlak aan het begin van het Holoceen
 - 2.2: Beekdalen en de overvening van Hoog-Nederland
 - 2.3: De holocene kustgenese
 - 2.4: De landschapsvorming in het rivierengebied

Literatuur

© RACM & TNO

Als men in een publicatie gebruik wil maken van deze nieuwe paleogeografische kaarten dient men schriftelijk contact op te nemen met Muuk ter Schegget (RACM)

1: Samenstelling van de nieuwe paleogeografische kaarten

In *Nederland in het Holoceen* heeft Zagwijn in 1986 de landschapsgenese van Nederland gedurende de laatste 10.000 jaar in kaart gebracht en toegelicht. In de bijlage is in tien kaartreconstructies de holocene landschapsonwikkeling van Nederland geschetst. Het publieksvriendelijke boekwerk is nog steeds een standaardwerk over de holocene geologie van Nederland.

Sinds het verschijnen van het werk van Zagwijn is veel nieuw geologisch, sedimentologisch, archeologisch en historisch-geografisch onderzoek uitgevoerd dat betrekking heeft op het ontstaan van Nederland in het Holoceen. In het begin van de jaren negentig van de vorige eeuw zijn bijvoorbeeld baanbrekende studies uitgevoerd over de lange termijn ontwikkeling van de Nederlandse kustvlakte, dit in het kader van het Kustgenese-project van Rijkswaterstaat (RWS).¹ De kustvorming werd in deze studies toegeschreven aan een samenspel van *regionale* factoren en processen, zoals relatieve zeespiegelstijging, geometrie van de getijbekkens, 'sedimentbronnen en -putten', getijvolume en getijslag, en niet te vergeten de mens zelf (zie hieronder).²

Zeven nieuwe kaartreconstructies

In het kader van de NOaA zijn zeven kaartreconstructies van Zagwijn herzien. Het betreft de reconstructie van het pleistocene oppervlak aan het begin van het Holoceen (ca. 9000 v. Chr), en de landschapsreconstructies rond 5500, 3850, 2750, 500 v. Chr en 50 en 800 n. Chr (kaarten 2 t/m 8). Deze nieuwe kaartreconstructies zijn gebaseerd op de meest recente karteergegevens van Nederland, waarbij met name de vernieuwde kaart van de bovenkant van de pleistocene afzetting in Nederland een belangrijke nieuwe bron vormde. Deze kaart voor Laag-Nederland (West- en Noord-Nederland) is beschikbaar via de geologische en archeologische databases DINO (TNO) en ARCHIS (ROB). In ARCHIS is de contourlijnenkaart van de top van het pleistocene oppervlak met een interval van 2 m. beschikbaar.³ Op de Top Pleistoceenkaart zijn de dieptes (van 0 tot -24 m) weergegeven van de top van niet of nauwelijks geërodeerde Pleistocene afzettingen t.o.v. NAP. In DINO is een gridkaart beschikbaar van de top van het Pleistoceen met gridblokken van 250x250 m. die mede gebaseerd is op de Top Pleistoceenkaart.⁴

Top Pleistoceenkaart (kaarten 1 en 2)

Met de nieuwe Top Pleistoceenkaart kan de oorspronkelijke geometrie van het voormalige oppervlak aan het begin van het Holoceen beter gereconstrueerd worden. Deze bron vormt samen met gegevens over de holocene zeespiegelstijging de basis van de holocene verdrinkingsgeschiedenis van Nederland. Ook geeft de nieuwe top Pleistoceenkaart een verbeterd inzicht in de grote holocene geulinsnijdingen in de Nederlandse kustvlakte (de rode geulvormen op kaart 1). Op geologische en archeologische gronden, of op basis van *expert judgement*, werd ingeschat wanneer deze grote mariene geulsystemen 'actief' waren en in welke periode deze verlandden. Vervolgens is deze kennis gebruikt bij het samenstellen van de mariene geulpatronen in de zes landelijke paleogeografische kaartreconstructies.

Bronnen

Naast de nieuwe Top Pleistoceenkaart leverden de grote regionale kaartreconstructies van Zuidwest-Nederland⁵ en het gebied van de grote rivieren⁶ een belangrijke bijdrage aan de nieuwe paleogeografische kaarten. Ook informatie uit tal van kleinere regionale paleogeografische deelstudies zijn gebruikt bij de reconstructie, zoals de paleogeografische kaarten van het Lauwersmeergebied⁷, het IJsselmeergebied⁸, Westergo⁹, de westelijke Waddenzee in de Romeinse en historische tijd¹⁰ en het Oer-IJ.¹¹

¹ Beets *et al.* 1992; Van de Spek 1994; Beets *et al.* 1994; Beest & Van der Spek 2000.

² Zie ook het NOaA-hoofdstuk 'Paleogeografie en landschapsgenese'.

³ Kaartlaag 'Pleistoceen_top': <http://archis2.archis.nl>

⁴ DINO-loket, Digitaal Geological Model (DGM): <http://dinoloks01.nitg.tno.nl/dinoloks/DINOLoket.jsp>

⁵ Vos & Van Heeringen 1997; Vos 2002.

⁶ Berendsen & Stouthamer 2001.

⁷ Vos 1992.

⁸ Lenselink & Menke 1995.

⁹ Vos 1999; Vos & Gerrets 2004.

¹⁰ Schoorl 1999.

¹¹ Vos & Soonius 2004.

Belangrijke kaartinformatie over de veengeschiedenis (overvening en ontvening) van Nederland vormden de historisch geografische studies van Leenders in westelijk Noord-Brabant¹² en Spek in Drenthe.¹³

Gebruik

De nieuwe paleogeografische kaarten geven een landelijk overzicht van de langlopende kustontwikkeling en de overvening van het pleistocene achterland. Met nadruk wordt gesteld dat het **landelijke** paleogeografische kaarten zijn, die vervaardigd zijn op een kaartschaal 1:500.000. Deze kaartschaal staat een (archeologisch) gebruik op een regionaal of lokaal niveau **niet** toe.

Plannen

De nieuwe paleogeografische kaarten van Nederland zijn gepubliceerd in 'De Steentijd van Nederland'.¹⁴ Zoals in deze publicatie beschreven is, vormen de kaarten een 'tussenproduct', omdat zij in de komende tijd verder aangevuld en verbeterd zullen gaan worden. Nieuwe kaartbeelden van Nederland zullen worden samengesteld voor het Mesolithicum, de Bronstijd en de Historische tijd. Belangrijke verbeteringen met betrekking tot de bestaande kaartbeelden zullen liggen op het gebied van de verlande stroomgordels in het rivierengebied en de overveningsgeschiedenis. Op de huidige nieuwe paleogeografische kaarten zijn alleen de actieve stroomgordels aangegeven. In de geplande nieuwe kaarten zullen ook de verlande stroomgordels een legenda-eenheid vormen en in kaart gebracht worden. Dit gebeurt vooral omdat deze verlande stroomgordels van groot belang zijn voor het inzicht in de bewoningsgeschiedenis van het rivierengebied.

De reconstructie van de veengebieden in Hoog-Nederland is zeer onzeker. Buiten West-Brabant en Drenthe is de maximale veenverbreiding in het Holoceen gereconstrueerd aan de hand van de veenverbreidingsgegevens van de Bodemkaart van Nederland, schaal 1:200.000. Deze verbreiding is te beperkt omdat veel venen in de (vroeg-)moderne tijd zijn verdwenen door ontveningen en ontginningen. In de nieuwe kaartserie zal de maximale veenverbreiding worden gereconstrueerd aan de hand van historische verkavelingspatronen, het Actueel Hoogtebestand Nederland (AHN) en de grondwatertrappenkaart (de natte, relatief laaggelegen gebieden). Naast deze genoemde verbeteringen zullen ook tal van kaartgrenzen verlegd worden op basis van nieuwe kennis uit recente onderzoeken zoals verkregen uit de reconstructies van de Atlantische geulen voor de kust van Zuid-Holland.¹⁵

De aanvulling en verbetering van de huidige nieuwe paleogeografische kaarten zal uitgevoerd worden in het kader van een nieuw onderzoeksproject van TNO, ROB en RWS. Deze verbeterde kaartserie zal gepubliceerd worden in een boek over het ontstaan van de Nederlandse Delta. Deze uitgave zal het boekwerk van Zagwijn - na twintig jaar trouwe dienst - vervangen.

Met het verschijnen van de nieuwe kaartserie over het ontstaan van Nederland is de landschapsreconstructie van Nederland niet 'klaar'. Vooral voor het opstellen van geo-archeologische verwachtingsmodellen voor prospectief archeologisch onderzoek zijn meer gedetailleerde regionale landschapsreconstructies gewenst.¹⁶

2: Toelichting op de landschapsgenese van Nederland

In deze paragraaf zal de landschapsgeschiedenis van Nederland kort worden besproken.¹⁷ Hiervoor zijn de volgende bronnen gebruikt: het artikel 'De landschapsvorming tijdens de steentijd' in de bundel *De Steentijd van Nederland*¹⁸ en het artikel 'Wierden ontstaan in een dynamisch getijdeland' in het boek *Professor van Giffen en het geheim van de Wierden*.¹⁹

¹² Leenders 1996.

¹³ Spek 2004.

¹⁴ Vos & Kiden 2005.

¹⁵ Rieu *et al.* 2005.

¹⁶ Zie ook het NOaA-hoofdstuk 'Archeologische prospectie'.

¹⁷ Zie ook het NOaA-hoofdstuk 'Paleogeografie en landschapsgenese'.

¹⁸ Vos & Kiden 2005.

¹⁹ Vos & Knol 2005.

2.1: De uitgangssituatie: de geometrie van het pleistocene oppervlak aan het begin van het Holoceen

De vorm van de grote rivierdalsystemen, zoals die zich voordeden aan het einde van het Pleistoceen, hebben de mariene holocene overstromingsgeschiedenis van Laag-Nederland in sterke mate bepaald. Via de pleistocene dalsystemen drong de zee het eerst het Nederlandse kustgebied binnen. De overstromingsgebieden veranderden in de eerste helft van het Holoceen in grote getijdegebieden, -bekkens en estuaria. Tussen de vroeg-holocene getijbekkens lagen vooruitgeschoven landtongen ('pleistocene koppen'), die zich gedurende een lange periode in het Holoceen wisten te handhaven. Pas in de tweede helft van het Holoceen zijn de pleistocene koppen voor het grootste deel door kusterosie opgeruimd. Door de opvulling van de getijbekkens en de erosie van de vooruit gestoken pleistocene gronden ontstond in de loop van het Holoceen een steeds rechttere kustlijn in West- en Noord-Nederland. De concave vorm van de West-Nederlandse kustlijn getuigt er echter van dat de voormalige hoge pleistocene gronden voor Texel (Texels Hoog) en die voor de kust van Vlaanderen nog steeds niet geheel genivelleerd zijn.

Op grond van de geometrie van het pleistocene oppervlak aan het begin van het Holoceen kunnen de volgende kustregio's onderscheiden worden (kaart 2 en fig. 25.3):

- *Het Noord-Nederlandse kustgebied.* Deze regio omvat het kustgebied gelegen tussen het Texels Hoog en de rivier de Eems. Binnen dit gebied kunnen op basis van de pleistocene morfologie in de ondergrond vier dalsystemen/getijbekkens herkend worden, van west naar oost: het Boorne bekken, Hunze bekken, Fivel bekken en het Eems-Dollard bekken. Met uitzondering van de Eems monden er in deze getijbekkens geen grote rivieren uit.
- *Het Oer-IJssel/Vechtdal bekken.* Deze regio omvat het gebied in Flevoland en centraal Noord-Holland waar in de ondergrond het grote pleistocene dalsysteem van de Overijsselse Vecht en de Oer-IJssel voorkomt.
- *De Rijn/Maas Delta.* Deze regio omvat het pleistocene rivierdal van de Rijn en Maas, dat zich bevindt in de ondergrond van Utrecht en Zuid-Holland en dat gedurende het Holoceen is opgevuld met mariene en fluviaatle sedimenten.
- *Het Schelde bekken.* Deze regio omvat het gebied van Zeeland en de Zuid-Hollandse eilanden, waar in de ondergrond een bekken voorkomt waarin de rivier de Schelde uitmondde.

2.2: Beekdalen en de overvening van Hoog-Nederland

De beekdalen in het pleistocene gebied van Hoog-Nederland zijn gevormd tijdens de laatste ijstijd, het Weichselien. Door het ontbreken van een dichte vegetatie werd tijdens het Weichselien de neerslag en het smelwater niet door de vegetatie vastgehouden. Daardoor was de waterafvoer van de beken veel groter dan tegenwoordig. Ook hadden de beken en rivieren in die tijd een grote sedimentlast, omdat het sediment niet werd vastgehouden door de vegetatie. De combinatie van periodiek hoge waterafvoeren en een grote sedimentlast leidden ertoe dat zich in het pleistocene gebied brede ondiepe vlechtende rivierstelsels vormden. Door de klimaatverbetering in het Laat-Glaciaal en het begin van het Holoceen raakten hogere pleistocene gronden en de brede ondiepe beekdalen overgroeid met vegetatie. Eerst bestond de vegetatie overwegend nog uit naaldbossen, maar door de doorgaande klimaatverbetering werden deze in het Atlanticum (fig. 25.1) vervangen door een gemengd loofbos. De vegetatie zorgde ervoor dat de waterafvoer van de riviertjes en beken drastisch afnamen en dat het sediment in de brede beddingen werd vastgelegd. Hierdoor verminderde de sedimentlast van de grotere beken en riviertjes. De riviertjes die nog water voerden, gingen vanaf die tijd meanderen en verdiepten zich (sneden zich in). De kleinere beekdalsystemen die geen water meer voerden, vernatten als gevolg van de stijging van het grondwaterpeil (kwelwater). Door deze vernatting begon in de loop van het Holoceen veen te groeien in de laagste delen van deze beekdalsystemen. Deze veengroei was onafhankelijk van de holocene zeespiegelstijging.

Cal. jaren v/n Chr.	¹⁴ C jaren voor heden	Geologische perioden		Pollen zones	Archeologische perioden						
-1950	0	Holoceen	Laat		Moderne tijd						
-1500	-500				Laat	Vb2	Laat				
-1000	-1000				Subatlanticum	Midden	Vb1	Middeleeuwen			
-500	-1500							Romeinse tijd			
0	-2000				Midden	Vroeg	Va	Laat			
-500	-2500							IJzertijd			
-1000	-3000							Midden			
-1500	-3500							Vroeg			
-2000	-4000							Subboreaal	IVb	Bronstijd	Laat
-2500	-4500										Midden
-3000	-5000	Vroeg									
-3500	-5500	Atlanticum	III	Mesolithicum				Laat			
-4000	-6000							Midden			
-4500	-7000							Vroeg			
-5000	-8000	Vroeg	Boreaal	II	Midden						
-5500	-9000				Vroeg						
-6000	-10000	Pleistoceen	Laat-Glaciaal	I	Laat						
-6500	-11000				Preboreaal						
-7000	-11750			LW III	Laat-Paleolithicum						
				LW II							
				LW I							

Fig. 25.1: Geologische en archeologische tijdtabel van het Holoceen.

De veenvorming in de beekdalen leidde ertoe dat de natuurlijke afwatering van Hoog-Nederland verder verslechterde. De doorgaande vernatting had tot gevolg dat het veen zich geleidelijk vanuit de dalen over de hogere pleistocene gronden kon uitbreiden. Deze venen kregen contact met de venen in het kustgebied zodat er in de loop van het Holoceen een

grootschalig kustveenmoeras ontstond dat doorliep van de randen van de getijdegebieden tot ver in het Hoog-Nederland.

Vanaf de Romeinse tijd begon de mens de randen van de grote veengebieden te ontginnen. De ontginningen door het afgraven van het veen en door oxidatie van het veen als gevolg van kunstmatige ontwatering namen grootschalige vormen aan in de Middeleeuwen. Vanaf die tijd werden ook de kernen van de veengebieden in cultuur gebracht. De grootschalige ontginningen zorgden ervoor dat grote delen van het veen op de hogere pleistocene gronden weer verdwenen.

2.3: De holocene kustgenese

De sturende factor achter de verdrinkingsgeschiedenis van het Nederlandse kustgebied is de holocene zeespiegelstijging geweest (fig. 25.2). De wereldwijde zeespiegelstijging startte op het einde van de laatste ijstijd - het Weichselien - toen tengevolge van de algemene klimaatverbetering op aarde een grote hoeveelheid water vrijkwam bij het afsmelten van grote delen van het landijs aan de poolkappen. Fluctuaties in de gemiddelde zeespiegelstand zijn een gevolg van het afsmelten van het landijs en regionale bodembewegingen van het aardoppervlak. In de afgelopen tien jaar is veel nieuwe kennis verkregen over de regionale verschillen in de holocene relatieve zeespiegelstijging in de Nederlandse en Belgische kustvlakte. Deze verschillen zijn het gevolg van grootschalige en langdurige bewegingen van de aardbodem. Aan de hand van holocene zeespiegelgegevens en modelberekeningen kon duidelijk worden aangetoond dat het Belgische en Zuidwest-Nederlandse kustgebied aanzienlijk minder snel daalde dan West-Nederland, dat op zijn beurt minder snel daalde dan Noord-Nederland en het noordelijk deel van het Nederlandse continentaal plat.

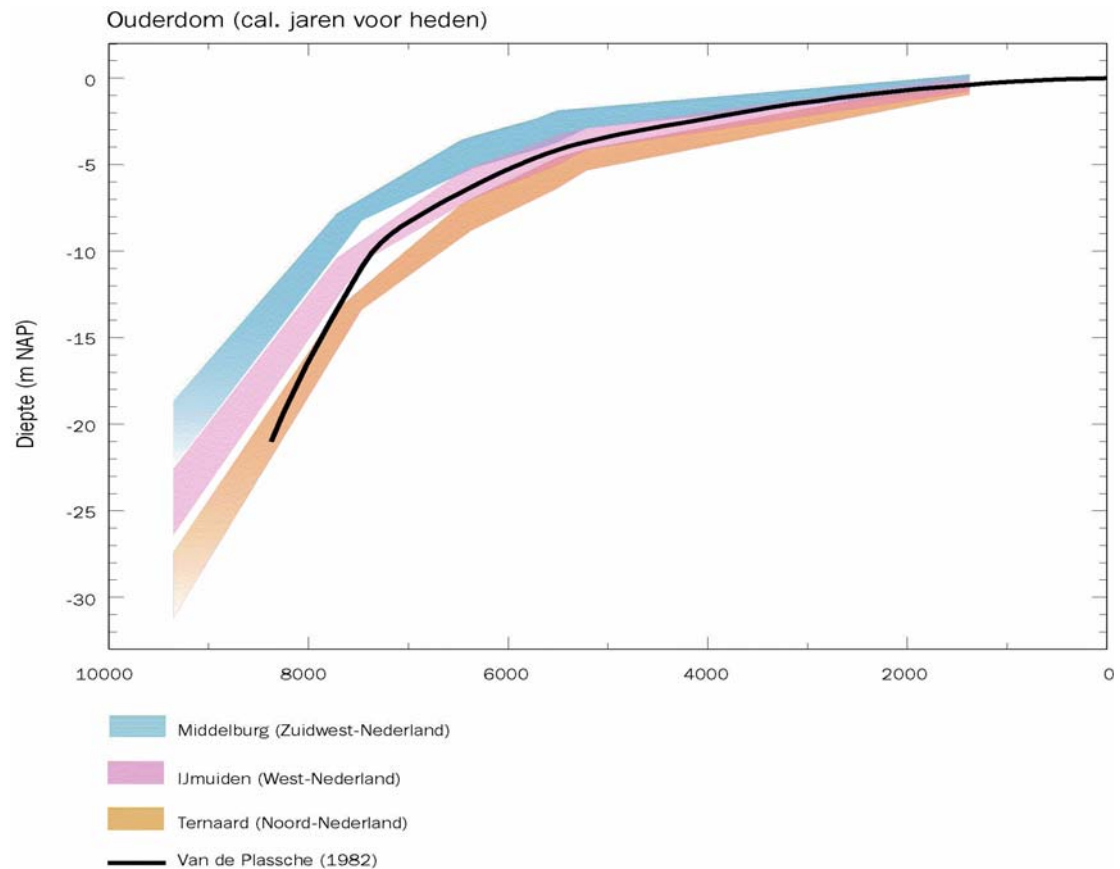


Fig. 25.2: Holocene zeespiegelcurves voor verschillende plaatsen langs de Nederlandse kust, berekend aan de hand van de verschillen in tektoniek-gerelateerde bodembewegingen tussen deze locaties. Voor een vergelijking met eerder zeespiegelonderzoek is de zeespiegelcurve van Van de Plassche (1982) in gecalibreerde ^{14}C -jaren weergegeven.

De reconstructies van de holocene zeespiegelstijging verschillen onder invloed van de differentiële bodembewegingen zo sterk van plaats tot plaats dat elk deelgebied van de kustzone (ruwweg 50 bij 50 km) zijn eigen bodembewegingsgeschiedenis heeft en daarmee zijn eigen relatieve zeespiegelcurve (figuur 25.2). Op 8000 jaar voor heden bijvoorbeeld, ligt het tijd-dieptepunt van de relatieve zeespiegelcurve in Noord-Nederland op c. 20 m –NAP, terwijl dat tijd-diepte punt in Zuidwest-Nederland op c. 12 m –NAP ligt. Het verschil (ca. 8 m) wordt, zoals gezegd, veroorzaakt door een relatief grotere bodemdaling in het noorden van ons land.²⁰

Een overeenkomst in de drie zeespiegelcurves van figuur 25.2 is de trend in de stijging van de zeespiegel. Aan het begin van het Holoceen (tot 7500 voor heden) geven alle drie de curven een relatief snelle stijging van de zeespiegel aan (meer dan 60 cm per eeuw). Deze relatief snelle stijging over het hele Nederlandse kustgebied werd veroorzaakt door het vrijkomen van grote hoeveelheden smeltwater. Door de afname van de wereldwijde zeespiegelstijging in de volgende millennia van het Holoceen nam de snelheid van de stijging van de zeespiegel geleidelijk af. In de laatste drieduizend jaar steeg de relatieve zeespiegel slechts 5 tot 10 cm per eeuw; deze stijging werd hoofdzakelijk veroorzaakt door bodemdaling.

Aan het begin van het Holoceen, ca. 11.500 jaar geleden, stond de zeespiegel nog zo laag dat grote delen van de Noordzee droog lagen. De kustlijn lag in die tijd ten noorden van de Doggerbank en Engeland was nog verbonden met het vasteland van Europa. Als gevolg van de zeespiegelstijging overstromde tussen 11.500 en 9.000 jaar geleden het centrale deel van de Noordzee en kwam de toenmalige kustlijn in de buurt van de huidige kustlijn te liggen. In het begin van het Holoceen heeft de mens in het nog droog liggende Noordzeegebied gewoond, gejaagd en gevestigd.²¹ Met het opdringen van het zeewater moest de mens dit woongebied opgeven en verplaatste men zich naar de aangrenzende hoger gelegen pleistocene gronden.

De nieuw ontstane getijbekkens in Laag-Nederland vormden in het Atlanticum grote 'sedimentputten', waar door getijstromen, golfwerking en rivieren grote hoeveelheden sediment naar toe werden gevoerd. De belangrijke externe sedimentbronnen waren (figuur 25.3):

- De 'pleistocene koppen'.

De in zee uitstekende hoge pleistocene landtongen van Vlaanderen, het Texels Hoog, de uitloper van het Drents Plateau en het Hoog van Winsum (Groningen) zijn gedurende het Holoceen grote sedimentbronnen geweest. Door getijde- en golfwerking werden deze koppen in de loop van het Holoceen geërodeerd en werd het materiaal door getijstromen naar de bekkens gevoerd.

- De ondiepe zeebodem.

Ondiepe Noordzeebodemafzettingen werden door golfwerking naar de kust gebracht ('dwarstransport'). Een deel van dit sediment werd via de getijstromen naar de getijbekkens getransporteerd. Een ander deel van het sediment werd gebruikt voor de opbouw van de strandwallen (golfwerking en wind) voor de kust.

- De grote rivieren.

De grote rivieren Rijn en Maas brachten zand en klei mee dat in de kustdelta werd afgezet. Vergeleken met de hoeveelheid sediment uit het Noordzeegebied (koppen en zeebodem) is het aandeel sediment van de rivieren gering, ca. 10 tot 11%.²²

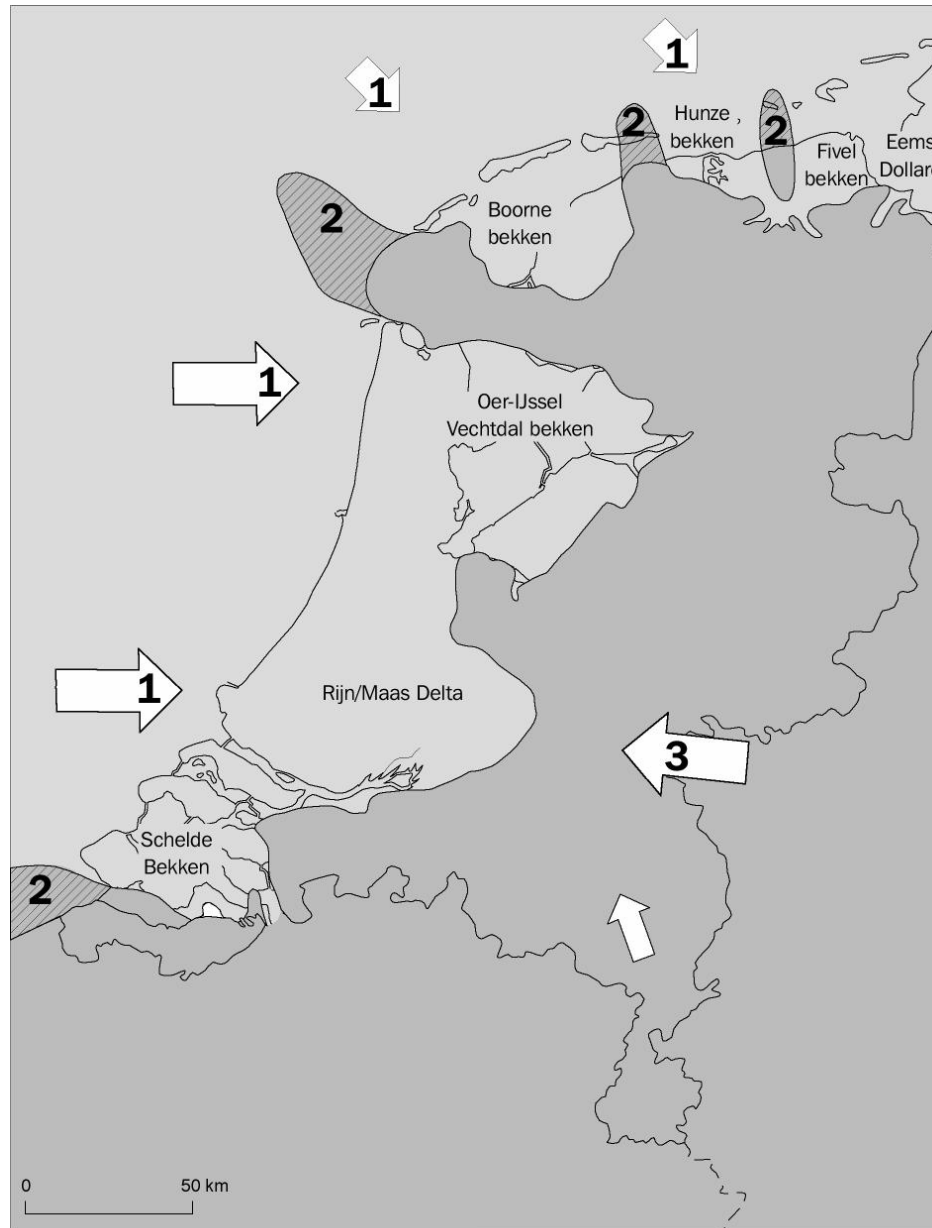
Voor de grootschalige ontginningen vormde ook het kustveen een belangrijke sedimentbron. Dit 'sediment' of 'sedentaat' werd door accumulatie van plantenmateriaal ter plaatse gevormd (bron van lokale herkomst). Uit de paleogeografische reconstructies (kaart 3 t/m 8) is af te leiden dat de veengebieden een groot onderdeel uitmaakten van het kustlandschap. Venen bestaan – naast plantenmateriaal – voor een groot deel uit water. De veenvolumes in de kustzone zijn daardoor zeer kwetsbaar. Bij een sterke ontwatering – zoals dat tijdens de grote Romeinse, middeleeuwse en post-middeleeuwse veenontginningen gebeurde – klonk het veen in en daalde het bodemoppervlak aanzienlijk. Indien het veen erodeerde door veranderingen in het kust- of rivierpatroon, verdween ook het geërodeerde veen voor het overgrote deel uit

²⁰ Vos & Kiden 2005.

²¹ Verhart 1995.

²² Beets *et al.* 1994 en 2000.

het systeem, dit in tegenstelling tot bijvoorbeeld zand, dat na erosie van de ene plaats naar de andere plaats in het getijdesysteem werd vervoerd.



Sedimentbronnen (extern aangevoerd)	Locale bron (ter plaatse gevormd)
1 golven, dwarstransport	veen
2 Pleistoceen hoog (Koppen)	
3 rivieren	

Fig. 25.3: Sedimentbronnen en putten in de Nederlandse kustvlakte.

Met de vergroting van de getijbekkens, wat het gevolg was van de verdrinking van de kustvlakte van Laag-Nederland tijdens het Atlanticum, namen ook de getijvolumes van de bekken toe. Het getijvolume is de hoeveelheid water die tijdens eb en vloed in en uit het bekken stroomt. Het getijvolume is afhankelijk van de grootte van het getijdegebied (kombergingsgebied) en de getijslag (amplitude) in het bekken. Verder bestaat er een lineaire relatie tussen de grootte van het getijvolume en de grootte van de getijdegeulen (de 'natte doorsnede', ofwel het oppervlak van het waterdeel in een geuldoorsnede). Dit houdt in dat wanneer het getijvolume van een bekken toeneemt, ook de geulen navenant groter worden.

Omgekeerd geldt hetzelfde; als het getijvolume kleiner wordt, dan worden ook de getijdegeulen kleiner en ze slibben dicht.

Als gevolg van de doorgaande zeespiegelstijging in het Atlanticum en de toename van de getijslag voor de Nederlandse kust werd het getijvolume groter, nam de getijwerking in de bekkens toe en werden de getijdegeulen in de bekkens groter.

Tussen 4.500 tot 4.000 v.Chr vond er een belangrijke kentering in de kustontwikkeling van Nederland plaats. Vanaf die tijd nam de relatieve zeespiegelstijging geleidelijk af. Het gevolg van de afnemende zeespiegelstijging was dat de sedimentatie binnen de bekkens door opslibbing groter werd dan de stijging van de zeespiegel. Dit hield in dat de getijbekkens geleidelijk gingen verlanden en ondieper werden. Door de verlanding werden de getijvolumes kleiner, met als gevolg dat ook de getijdegeulen ondieper werden. Door de opvulling van de geulen kon tijdens storm het zeewater minder makkelijk de getijbekkens ingestuwd worden door de sterk toegenomen bodemweerstand. Dit had weer tot gevolg dat het maximale stormvloed niveau (Extreem Hoog Water; EHW) in de bekkens omlaag ging. Bij een doorgaand verlandingsproces neemt ook de grootte van de getijslag af omdat de getijstromen bij eb en vloed minder eenvoudig in en uit kunnen stromen. Een verkleining van de getijslag in de bekkens hield in dat de hoogte van het gemiddeld hoogwater niveau (GHW) afnam en het gemiddeld laagwater niveau (GLW) steeg.

Het verlandingsproces - dat zich definitief doorzette in het Subboreaal - had ook tot gevolg dat de zeegaten voor de kust kleiner werden en dat de strandwallen zich zowel lateraal ten koste van de zeegaten als zeewaarts gingen uitbreiden. In West-Nederland leidde dit proces tot de vorming van een gesloten kustlijn; alleen waar de grote rivieren in zee uitmondden bleven de openingen in de kustwal bestaan. In Noord-Nederland daarentegen is de kustlijn nooit geheel gesloten geweest door een doorlopende strandwal. Het bleef gedurende het hele Holoceen een open kust met grote zeegaten en waddeneilanden. Er zijn drie oorzaken te noemen waardoor de kust van Noord-Nederland open is gebleven:

- De bodem van Noord-Nederland daalde sterker dan die in Midden- en Zuidwest-Nederland. Bij sterker dalende bekkens is meer sediment nodig om ze op te vullen dan bij minder snel dalende bekkens van gelijke omvang.
- De dominante westelijke windrichting zorgde voor een groter golfgedreven zandtransport naar de West-Nederlandse kust (dwars op dominante windrichting) dan naar de Noord-Nederlandse kust (parallel aan de dominante windrichting).
- In West-Nederland was het sedimentaanbod vanuit de grote rivieren groter dan in Noord-Nederland.

Het gevolg van de open kust was dat het kustgebied van Noord-Nederland tot aan de Middeleeuwse bedijkingen onder sterke invloed van stormvloed en getijdewerking bleef staan.²³

Vanaf de Romeinse Tijd werden de getijdeprocessen in steeds sterkere mate beïnvloed door de mens, vooral door de grootschalige ingrepen in het kustveenlandschap. Vanaf de IJzertijd werden zowel de kustvenen van West- als van Noord-Nederland door de mens bewoond en geëxploiteerd.²⁴ De venen werden op grote schaal ontwaterd voor landbouwactiviteiten en ten behoeve van de veenwinning (o.a. voor brandstofvoorziening). Door de ontwatering en ontgraving van de veengebieden daalde het maaiveld van deze gebieden sterk. Deze sterk verlaagde veengebieden liepen tijdens stormvloed onder water en als gevolg daarvan nam het getijvolume van de aangrenzende getijdesystemen toe. Omdat het getijvolume gekoppeld is aan de grootte van de getijdegeulen werden met de toename van het getijvolume ook de bijbehorende getijdegeulen groter. Via de door de mens gegraven sloten en kanalen kon de getijwerking ook binnendringen tot in de kernen van de kustveengebieden en werd ook daar het veen geërodeerd. Omdat het opgeruimde veen voor het overgrote deel uit water bestond, ontstond er na de erosie een 'gat' dat niet direct opgevuld werd met sediment. Deze ruimte werd toegevoegd aan het getijvolume, met als gevolg dat het getijvolume weer groter werd. Op deze wijze ontstond een zichzelf versterkend proces van erosie, bodemdaling, getijvolumevergroting en aanpassing van de getijdegeulen, hetgeen weer leidde tot een verdergaande erosie. Zo kon de zee in een relatief kort tijdbestek grote delen van de ontgonnen kustveengebieden overstroomden en veranderen in nieuwe getijdegebieden. Deze door de mens gestimuleerde inbraken van de zee in de kustveengebieden van Nederland

²³ Zie ook het NOaA-hoofdstuk 'De late prehistorie en protohistorie van Holoceen Noord-Nederland'.

²⁴ Vos & Van Heeringen 1997; Vos & Knol 2005.

vonden plaats in de Romeinse tijd in Zeeland, tijdens de Vroege Middeleeuwen in het gebied rond de Middellzee en in het Lauwerszeegebied en tijdens de Late Middeleeuwen in het Dollardgebied.²⁵

De grootschalige bedijkingen van de kwelder- en kustveengebieden hebben na 1000 n. Chr. de getijdeprocessen in de kustgebieden ook sterk beïnvloed. Eén van de consequenties van deze menselijke ingreep was dat tijdens stormen het zeewater niet meer over de kwelders kon uitstromen. Dit leidde tot een verhoging van de maximale stormvloedhoogten (EHW) omdat het 'stormbergend vermogen' van de kwelders door de bedijkingen sterk was verkleind. Het zeewater dat niet meer 'geborgen' kon worden door de kwelders werd door de storm tegen de dijken opgestuwd. Was de maximale stormvloedhoogte voor de bedijking veelal niet hoger dan 0.5 – 1.0 m boven het kwelderoppervlak, na de bedijking kon deze oplopen tot meer dan 2.5 m boven het kwelderoppervlak. De bedijking en de daaraan gekoppelde verhoging van de stormvloedhoogten creëerden de omstandigheden voor stormvloedrampen. Wanneer een dijk brak tijdens een storm, dan stroomde het water met veel geweld het achterliggende polderland in met vaak catastrofale gevolgen voor de mensen die in dit laaggelegen land woonden.

2.4: De landschapsvorming in het rivierengebied

Het grote rivierdal van de Rijn en Maas is ontstaan tijdens het Saalien. Als gevolg van de landijsbedekking van Noord- en Midden-Nederland konden de toenmalige rivieren Rijn en Maas niet meer in noordwestelijke richting afwateren en werden zij gedwongen een westelijke loop te kiezen. Tijdens het Weichselien vormden zich in het Rijn-Maasdal brede vlechtende rivierstelsels. Tijdens het Laat-Glaciaal en het begin van het Holoceen veranderde het karakter van het riviersysteem: meanderende rivieren sneden zich in in de riviervlakte.²⁶ Als gevolg hiervan ontwikkelde zich een serie meanderende stroomgordels die alleen tijdens hoogwater buiten hun oevers traden. In de komgebieden van deze overstromingsvlakte werd een vrij zandige kleilaag afgezet. Vanuit de rivierbeddingen, die bij lage waterstanden droogvielen, werd zand opgeblazen en dit zand werd vastgelegd op plaatsen met vegetatie. Op deze wijze ontstonden er langs de oevers van de stroomgordels rivierduinen (donken). In de beginfase van het Holoceen bleven de meanderende stroomgordels bestaan, al veranderden zij wel van positie door laterale migratie van de rivierlopen. De Laat-Glaciaal en Vroeg-holocene stroomgordelafzettingen zijn echter vaak moeilijk van elkaar te scheiden, wat problemen oplevert bij de kartering van deze afzettingen.²⁷ Rond 9.000 voor heden veranderde het karakter van het riviersysteem opnieuw sterk. Onder invloed van de stijgende zeespiegel vulde het westelijk deel van het Rijn-Maasdal zich op met holocene rivierdelta-afzettingen. Binnen de zich voortdurend ophogende en in oostelijke richting opschuivende rivierdelta ontstonden talrijke nieuwe stroomgordels, die zich vele malen vertakten en elders weer bij elkaar kwamen. Een dergelijk onderling verbonden rivierpatroon in een riviervlakte wordt ook wel een anastomoserend riviersysteem genoemd.²⁸ Een stroomgordel van dit riviersysteem bestond uit een rivierbedding met aan weerszijde een oeverwal. De oeverwal ontstond wanneer de rivier tijdens hoge waterstanden buiten zijn oevers trad en langs zijn oevers het grofste sediment (zand en silt) deponeerde. Op grotere afstand van de rivier nam de stroomsnelheid sterk af en daar konden door de geringe turbulentie de fijnere kleideeltjes bezinken (komklei). In de verder van de stroomgordel gelegen komgebieden ontwikkelden zich broekbossen en daar vormden zich (kleiige) broekvenen. Deze broekbossen besloegen grote delen van de rivierdelta. Nadat een nieuwe rivierloop zijn oeverwallen had opgebouwd brak de rivier tijdens hoge waterstanden plaatselijk door de oeverwal heen en op die plaatsen werden in het komgebied relatief grove afzettingen neergelegd. Deze doorbraakafzettingen worden crevasse-afzettingen genoemd. Hoge rivierwaterstanden konden worden veroorzaakt door grote toevoer van smeltwater, regenwater, opeenhoping van drijfijis of drijfhout of door beverdammen. Wanneer het rivierwater weer was gezakt na een crevasse-doorbraak, ging de geul als afwateringsgeul van het komgebied fungeren. Ook was het mogelijk dat na een

²⁵ Vos & Van Heeringen 1997; Vos & Kiden 2005.

²⁶ Berendsen & Stouthamer 2001.

²⁷ Berendsen *et al.* 1994.

²⁸ Berendsen & Stouthamer 2001.

crevassedoorbraak, de crevassegeul zich aansloot bij een andere hoofdgeul en daarmee de nieuwe hoofdgeul werd. Een dergelijke verlegging van de stroomgordel wordt een avulsie genoemd. Deze rivierverleggingen werden in de Rijn-Maas Delta beïnvloed door de grootte en snelheid van lokale differentiële bodemdalingen.²⁹ De verschillen in bodemdaling kunnen veroorzaakt worden door tektonische bodembewegingen (positie ten opzichte van de grote breuksystemen in de ondergrond) en door zakking. In de venige komgebieden kon aanzienlijke zakking plaatsvinden indien de venen in de komgebieden overdekt werden door bijvoorbeeld crevasse-afzettingen. Door het gewicht van de bovenliggende afzettingen zakte het waterrijke veen ineen (zetting) en ontstond er een laagte. Als gevolg van de doorgaande sedimentatie in deze laagte werd het zettingsproces verder versterkt. Dit proces wordt wel *autocompaction* genoemd.³⁰

Nadat een stroomgordel zich bovenstrooms had verlegd, vielen de benedenstrooms gelegen hogere gronden (oeverwallen en crevassen) van de verlaten stroomgordel vaak voor een langere periode droog en slibde de oude rivierloop geleidelijk dicht (restgeulvulling). Wanneer rivierafzettingen gedurende een langere periode droogvielen, vormde zich onder invloed van bodemvormende processen een vegetatiehorizont of laklaag. Binnen de rivierafzettingen zijn deze bodemlagen veelal te herkennen aan hun donkergrijze kleur.

Tot aan de bedijkingen van de riviervlakte in de Middeleeuwen vonden er in de Rijn-Maas Delta voortdurend rivierverleggingen plaats. Voor een gedetailleerd beeld wordt hier verwezen naar de kaartreconstructies van Berendsen en Stouthamer.³¹ De nieuwe, landelijke paleogeografische kaarten 2 t/m 8 geven slechts een grootschalige weergave van deze veranderingen.

Bijlagen:

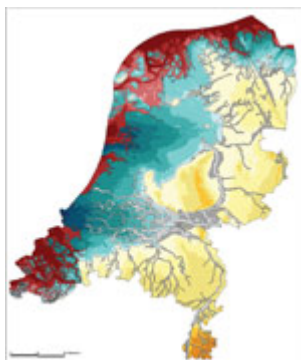
De landelijke paleogeografische kaarten 1 t/m 8. Kijk op de website voor een grotere versie van de kaarten.

²⁹ Cohen 2003.

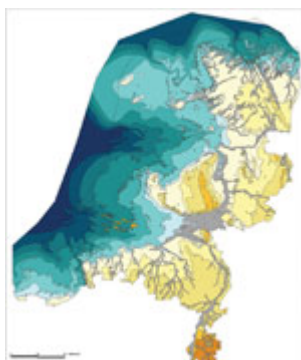
³⁰ Allen 1999.

³¹ Berendsen & Stouthamer 2001.

Kaart 1 Hoogteligging van de top van de pleistocene afzettingen in Nederland (Top Pleistoceenkaart)



Kaart 2 Reconstructie van de hoogteligging van de top van het pleistocene oppervlak aan het begin van het Holoceen



Kaart 3 Paleogeografische reconstructie van Nederland omstreeks 5.500 v.Chr.



Kaart 4 Paleogeografische reconstructie van Nederland omstreeks 3.850 v.Chr.



Kaart 5 *Paleogeografische reconstructie van Nederland omstreeks 2.750 v.Chr.*



Kaart 6 *Paleogeografische reconstructie van Nederland omstreeks 500 v.Chr.*



Kaart 7 *Paleogeografische reconstructie van Nederland omstreeks 50 n.Chr.*



Kaart 8 *Paleogeografische reconstructie van Nederland omstreeks 800 n.Chr.*



Literatuur

- Allen, J.R.L., 1999: Geological impacts on coastal wetland landscapes: general effects on sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe, *The Holocene* vol. 9, no. 1, 1-12.
- Beets D.J., L. van der Valk & M.J.F. Stive 1992: Holocene evolution of the coast of Holland, *Marine Geology* 103, 423-443.
- Beets D.J., A.J.F. van der Spek & L. van der Valk 1994: *Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust*, Haarlem, 1- 53 (Rijks Geologische Dienst, rapport 40.016).
- Beets, D.J. & A.J.F. van der Spek 2000: The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basin of Belgium and the Netherlands as a function of Late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply, *Netherlands Journal of Geosciences* 79 (1), 3-16.
- Berendsen, H.J.A., E.L.J.H. Faessen & H.F.J. Kempen 1994: *Zand in Banen: zanddiepte-attentiekarten van het Gelders rivierengebied*. Atlas, 1:25.000. Provincie Gelderland. Arnhem.
- Berendsen, H.J.A., & E. Stouthamer 2001: *Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, the Netherlands*. Assen.
- Cohen, K.M. 2003: Differential subsidence within a coastal prism: Late-Glacial - Holocene tectonics in the Rhine-Meuse delta (The Netherlands), *Nederlandse Geografische Studies* 316. Utrecht.
- Groenendijk, H.A., & P.C. Vos 2002: Outside the terpen landscape: Detecting drowned settlements by using the geo-genetic approach in the coastal region of Grijpskerk (Groningen, The Netherlands). *BROB* 45, 57-80.
- Leenders, K.A.H.W., 1996: *Van Turnhoutervoorde tot Strienemonde. Ontginnings-en nederzettingsgeschiedenis van het noordwesten van het Maas-Schelde-Demergebied (400-1350)*. Zutphen (proefschrift Universiteit van Amsterdam).
- Lenselink, G., & U. Menke, 1995: *Geologische en bodemkundige atlas van het Markermeer*, blad 1, Lelystad.
- Mulder, E.F.J. de, M.C. Geluk, I. Ritsema, W.E. Westerhoff & T.E. Wong 2003: *De ondergrond van Nederland*, Utrecht (Geologie van Nederland 7).
- Plassche, O. van de, 1982: Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene, *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 36-1, 1-93.
- Rieu, R., S. van Heteren, A.J.F. van der Spek, & P.L. de Boer 2005: Development and preservation of a Mid-Holocene tidal-channel network offshore the Western Netherlands, *Journal of Sedimentary Research*, vol. 75, no. 3, 409-419.
- Schoorl, H., 1999: *De Convexe Kustboog, Texel – Vlieland – Terschelling. Deel I, Het westelijk Waddengebied en eiland Texel tot circa 1550*. Schoorl.
- Spek, A.J.F. van der, 1994: *Large-scale evolution of the Holocene tidal basins in the Netherlands*. Utrecht (proefschrift Universiteit Utrecht).
- Spek, Th., 2004: *Het Drentse esdorpen-landschap, een historisch geografische studie*, deel 2. Utrecht, 500-1100.
- Verhart, L.B.M., 1995: Fishing for the Mesolithic. The North Sea: a submerged Mesolithic landscape, in: A. Fisher (ed.): *Man and Sea in the Mesolithic. Coastal Settlement above and below present sea level*, Proceedings of the International Symposium Kalundborg, Denmark 1993. Oxford (Oxbow monograph 53), 291-302.
- Vos, P.C., 1992: *Paleogeografische reconstructie van het Lauwersmeergebied*. Rijks Geologische Dienst – Distrikt Noord, Oosterwolde.
- Vos, P.C., 1999: The Subatlantic evolution of the coastal area around the Wijnaldum-Tjitsma terp, in: J.C. Besteman, J.M. Bos, D.A. Gerrets & H.A. Heidinga (eds.), *The Excavation near Wijnaldum, Reports on Friesland in Roman and Medieval times, 1*, Amsterdam, 33-73.

- Vos, P.C., 2002: *Delta-2003, 5000 jaar terugblik, kaartatlas met toelichting. Landschapsreconstructie van de kustdelta van Zuidwest Nederland in opdracht van het project GEOMOD van het Rijksinstituut voor Kust en Zee (RIKZ) van het Ministerie van Verkeer en Waterstaat* (TNO-rapport NITG 02-096-B).
- Vos, P.C., & R.M. van Heeringen 1997: Holocene geology and occupation history of the Province of Zeeland (SW Netherlands), in: M.M. Fischer (ed.): *Holocene evolution of Zeeland (SW Netherlands)*, Haarlem (Mededelingen NITG-TNO 59), 5-109.
- Vos, P.C., & D.A. Gerrets 2004: Archaeology, a major tool in the reconstruction of the coastal evolution of Westergo (The Northern Netherlands), *Quaternary International* 133-134, 61-75.
- Vos, P.C., & C. Soonius 2004: Het Oer-IJ estuarium, Archeologische Kennisinventarisatie (AKI), 4. Oude landschappen, in: S. Lange, E.A. Besselsen & H. van Londen (eds), *Het Oer-IJ estuarium, Archeologische Kennisinventarisatie (AKI)*, Amsterdams Archeologisch Centrum, 30-40.
- Vos, P., & P. Kiden 2005: De landschapsvorming tijdens de steentijd, in: J. Deeben, E. Drenth, M.-F. van Oorsouw & L. Verhart (eds.), *De steentijd van Nederland*, Zutphen (Archeologie 11/12), 7-37.
- Vos, P.C., & E. Knol, 2005: Wierden ontstaan in een dynamisch getijdelandchap, in: E. Knol, A.C. Bardet & W. Prummel (eds): *Professor Van Giffen en het geheim van de wierden*. Boek bij de gelijknamige tentoonstelling. Groninger Museum, 119-135.
- Zagwijn, W.H. 1986: *Nederland in het Holoceen*, Haarlem (Geologie van Nederland, Deel I).