

PATRICK KIDEN, BART MAKASKE, ORSON VAN DE PLASSCHE

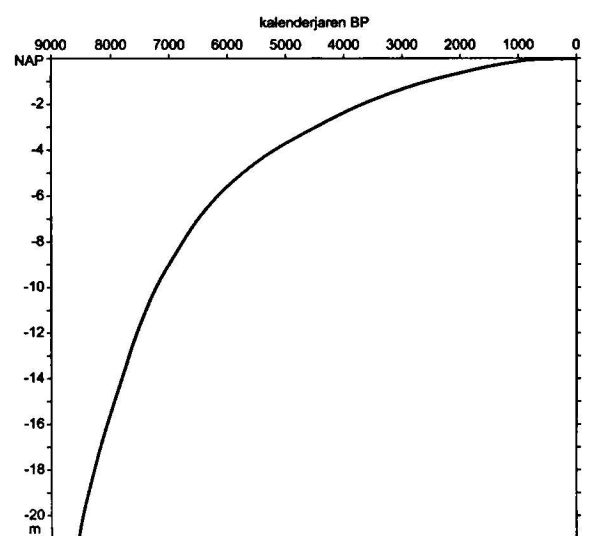
De auteurs werken als Kwartairgeologen bij respectievelijk Deltares - TNO/Geological Survey of the Netherlands (Utrecht), Alterra (Wageningen Universiteit en Researchcentrum) en de Vrije Universiteit Amsterdam.

Contact: orson.van.de.plassche@falw.vu.nl

WAAROM VERSCHILLEN DE ZEESPIEGELRECONSTRUCTIES VOOR NEDERLAND?

Nederland heeft een rijke traditie op het gebied van het meten van veranderingen in zeeniveau en waterstand. Zo had ons land een primeur toen we op 1 januari 1700 in Amsterdam begonnen met de (half)uurlijkse peiling van de waterhoogte van het IJ. In de 19^e en 20^{ste} eeuw werden op vele andere locaties instrumenten geplaatst voor het meten van waterstanden. Toen in de jaren vijftig van de vorige eeuw de ¹⁴C-dateringsmethode werd ontwikkeld, liep Nederland in de voorste gelederen om met deze techniek de holocene zeespiegelstijging te reconstrueren. De stormvloedramp van 1953 maakte duidelijk dat kennis van zeespiegelveranderingen van groot belang is voor de veiligheid van Nederland.

De eerste zeespiegelcurve die met de ¹⁴C-methode was gemaakt (Afb. 1) gold lange tijd als representatief voor bijna het hele Nederlandse kustgebied. De laatste 15 jaar werd echter duidelijk dat dit een te eenvoudige voorstelling van zaken was, want reconstructies van de stijging van het gemiddeld zeeniveau in verschillende gebieden langs de zuidelijke Noordzeekust blijken van elkaar te verschillen. Ook andere verschillen zijn ontdekt: zo kan, voor één klein gebied, de stijging van gemiddeld hoogwater sterk afwijken van die van



Afbeelding 1.

De zeespiegelcurve van Jelgersma (1979). Dit is een verdere verfijning van de zeespiegelcurve uit haar klassieke werk uit 1961. BP = Before Present: voor heden (= 1950).

Reconstructie van de zeespiegelstijging

De reconstructie van de zeespiegelstijging na de laatste ijstijd gebeurt in Nederland door ouderdomsbepalingen op veenlagen van verschillende diepte. Hoe dit werkt zullen we hieronder toelichten.

Zeespiegelstijging en veengroei

Door het afsmelten van de grote landijskappen na de laatste ijstijd steeg de zeespiegel met meer dan 100 meter. De Noordzee, die tijdens de koudste periode van de ijstijd grotendeels droog stond, liep onder water. Tijdens het Holoceen, de laatste 10.000 jaar, bereikte de kustlijn ook het huidige Nederlandse vasteland. Het bestaande landoppervlak werd tijdens de zeespiegelstijging niet onmiddellijk met zand en klei bedekt. Eerst ontwikkelde zich nog een veenlaag op de zandige ondergrond (Kaderafbeelding). De omstandigheden voor veengroei in het verdrinkende kustgebied waren erg gunstig. Door de snel stijgende zeespiegel ontstond er een natte zone met slechte afwatering, waar grondwater door kwel aan het maaiveld kwam en de afvoer van oppervlaktewater sterk belemmerd werd. Het veen groeide dus niet rechtstreeks onder invloed van de stijgende zeespiegel, maar eerder indirect, doordat deze de afwatering in de kustvlakte bemoeilijkte. Dichtbij de kust vormde het veen zich op gemiddeld zeeniveau of, wanneer getijbeweging aanwezig is, op gemiddeld hoogwaterniveau. De veenvorming stopte wanneer het brakke water uit het kustgebied het veen overstroomde en afdekte met kleiige of zandige kustafzettingen. Omdat het veen nu onderaan het pakket holocene kustafzettingen ligt wordt het 'basisveen' genoemd.

Doordat de zeespiegel snel steeg deed de veengroei zich voor in een zone die steeds verder landinwaarts schoof en steeds hoger op het vroegere landoppervlak kwam te liggen (Kaderafbeelding). Hierdoor ontstond uiteindelijk een dunne laag basisveen, die het reliëf van het voormalige landoppervlak getrouw volgt. Het basisveen is dus niet overal gelijktijdig gevormd: de diepste delen zijn veel ouder dan de hoger gelegen delen.

Basisveen als peilschaal

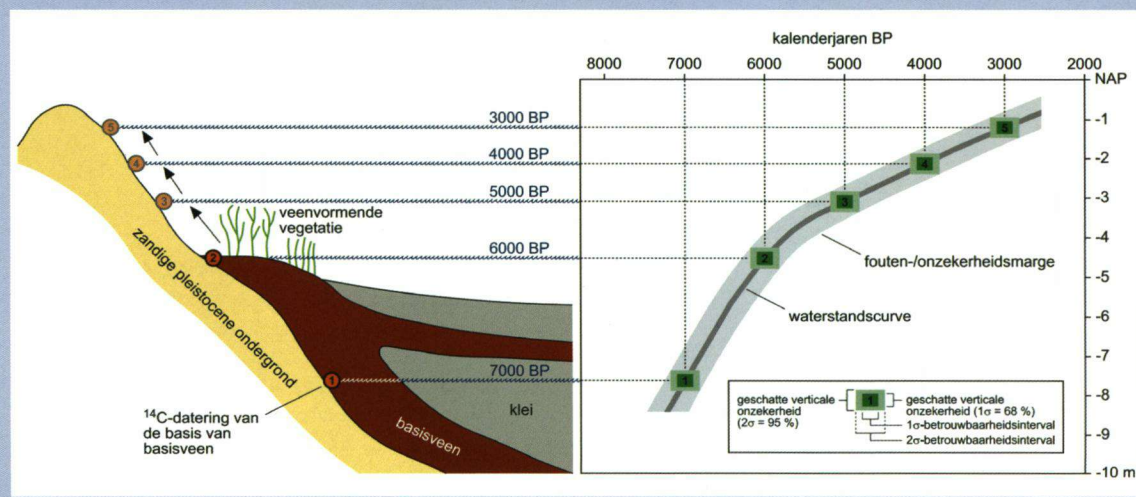
Door het nauwe verband met de vroegere zeespiegelstand vormt het basisveen een geologische zeespiegelpeilschaal. Als we de ouderdom van het basisveen bepalen, bij voorbeeld door ¹⁴C-dateringen, is in

principe het zeepeil ten tijde van de vorming van het veen bekend. Het is wel noodzakelijk alleen monsters van de basis van het basisveen te gebruiken, om te vermijden dat door de inklinking van het basisveen zelf de monsters lager zijn komen te liggen dan oorspronkelijk. Door de ouderdom van veenmonsters van verschillende diepten in een grafiek uit te zetten ontstaat een zogenaamde zeespiegelcurve, die een beeld geeft van de stijging van het zeeniveau in de loop van de tijd (zie Kaderafbeelding).

Dit idee werd voor het eerst systematisch en groot-schalig toegepast door Jelgersma in haar klassieke werk van 1961, waarmee ze de basis legde voor het moderne geologische zeespiegelonderzoek (Afb. 1). Deze methode wordt in verfijnde vorm nog steeds gebruikt in Nederland en andere gebieden met een vergelijkbare geologische opbouw.

In de reconstructie wordt rekening gehouden met onzekerheden en fouten. Deels hebben deze een statistisch karakter en kunnen er dus schattingen gemaakt worden van het 1σ- (68%) en 2σ- betrouwbaarheidsinterval (95%). Onzekerheid in ouderdom heeft te maken met de beperkingen in de nauwkeurigheid van de ¹⁴C-ouderdomsbepaling. Fouten en onzekerheden in de diepteligging komen door meetfouten bij boren en waterpassen, de monsterdikte, en de spreiding van het niveau van veenvorming rond de gemiddelde waterstand. Door deze fouten en onzekerheden bij elke datering uit te zetten worden de dateringen als blokje weergegeven (Kaderafb.). De blokjes worden gebruikt om een fouten/onzekerheidsmarge rond de waterstandcurve te construeren.

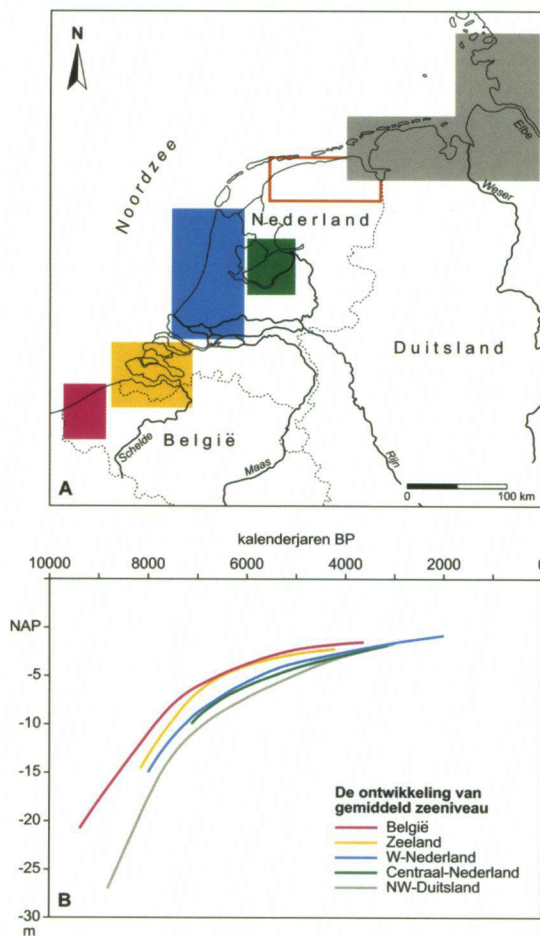
Een groot voordeel van de methode is dat we vrij zeker kunnen zijn dat de diepte van de gedateerde basisveenmonsters, en van het ervan afgeleide zeepeil, niet is veranderd sinds de vorming van het veen, bijvoorbeeld door meer recente bodemdaling. Immers, de lagen onder het basisveen (Pleistoceen en ouder) zijn meestal zandig en dus weinig gevoelig voor inklinking. Dit zou anders zijn indien we veenlagen binnen het holocene pakket kustafzettingen zouden willen gebruiken als peilschaal. Deze slappe venen en kleien zijn na hun afzetting nog sterk ingeklonken, waardoor de huidige diepte van de veenmonsters groter is geworden dan ten tijde van hun vorming. Met dergelijke gegevens is geen betrouwbare zeespiegelcurve op te stellen.



Afbeelding Kaderstuk. De constructie van een waterstandcurve met behulp van basisveendateringen. In het linkerdeel van de afbeelding is te zien hoe het basisveen dat zich nabij de waterspiegel vormt omhoog 'kruipt' op de flank van een rivierduin. Dateringen van de basis van het basisveen geven voormalige waterstanden aan. Door de ouderdom in een diagram uit te zetten tegen de diepteligging van het monster (rechterdeel van de afbeelding) kan de ontwikkeling van de waterstand worden gereconstrueerd.

Afbeelding 2.
(A) Gebieden waar basisveengegevens met betrekking tot paleozeespiegels verzameld zijn.

(B) GZN-curven voor de in afbeelding 2A weergegeven gebieden (naar Vink et al., 2007; Makaske et al., 2003; Van de Plassche et al., 2005; Van de Plassche, 1982; Kiden, 1995 en Denys & Baeteman, 1995). Van Noord-Nederland zijn te weinig gegevens beschikbaar voor een curve.



gemiddeld zeeniveau. En reconstructies van waterstandveranderingen in het rivierengebied vertonen duidelijke verschillen, zelfs over afstanden van slechts enkele kilometers. In deze bijdrage gaan we in op de oorzaken en het belang van deze verschillen in zeeniveau- en waterstandverandering tijdens de afgelopen 9.500 jaar.

Verschillen door meer / minder bodemdaling

In het kaartje van afbeelding 2A zijn de vijf gebieden langs de Belgisch-Nederlandse-Duitse Noordzeekust aangegeven waarvoor de stijging van Gemiddeld Zee-niveau (GZN) tijdens de afgelopen 7.000 – 9.500 jaar is gereconstrueerd (zie kader voor een korte uitleg van de reconstructiemethode). In het diagram eronder (Afb. 2B) worden die reconstructies van GZN-stijging (GZN-curven) met elkaar vergeleken. De vijf curven laten een duidelijke overeenkomst en een duidelijk verschil zien. Ze lijken veel op elkaar wat de vorm betreft: snelle GZN-stijging tot ongeveer 7.500 – 7.000 jaar geleden, gevolgd door een veel minder snelle stijging die geleidelijk afnam. Ze verschillen van elkaar wat de diepte betreft, maar deze verschillen zijn niet willekeurig: van België naar NW-Duitsland gaande, lopen de GZN-curven steeds verder uiteen naarmate we verder terug gaan in de tijd. Zo lag rond 8.000 jaar geleden GZN in België, West-Nederland en NW-Duitsland op respectievelijk ca. -11,5 m, -15 m en -17,5 m NAP (Nieuw-Amsterdams Peil; praktisch gelijk aan huidige GZN), terwijl rond 4000 jaar geleden de verschillen kleiner zijn dan 1 m. Hoe kunnen we deze duidelijke vormovereenkomst en dit opvallende, geografisch bepaalde diepteverval tussen de vijf GZN-curven verklaren?

De plotselinge afname in de snelheid van zeespiegelstijging ca. 7.500 – 7.000 jaar geleden komt vooral

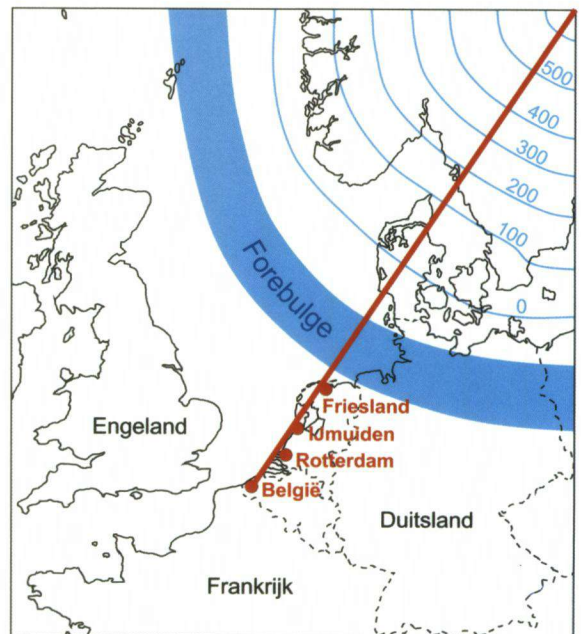
doordat toen de laatste van de grote landijskappen op het noordelijk halfrond, de Laurentide-ijskap in Noord-Amerika, was afgesmolten. Het smelten van deze zeer grote ijskap verliep snel, met als gevolg een vrij abrupte vermindering van smeltwatertoevoer naar de oceaan toen het ijs van deze kap 'op' raakte.

Langs de kust van België tot NW-Duitsland varieert de huidige hoogte van GZN niet meer dan 10 cm rondom NAP. In het verleden was dat niet anders, met andere woorden: 8000 jaar geleden lag GZN weliswaar lager dan nu, maar langs de Belgisch-Nederlands-Duitse Noordzeekust lag GZN op vrijwel gelijk niveau. Dat in de Belgische kustvlakte het GZN van 8.000 jaar geleden nu 3,5 m en 6 m hoger ligt dan het GZN van gelijke ouderdom in respectievelijk West-Nederland en NW-Duitsland kan dan ook alleen maar verklaard worden door verschillen in bodembeweging tijdens de afgelopen 8.000 jaar.

Deze bodembewegingen zijn zeker niet het gevolg van inklinking van Holocene klei- en veenlagen, omdat voor het opstellen van de verschillende zeespiegelcurven basisveendateringen gebruikt werden (zie Kader). Compactie van de geologische lagen onder het basisveen speelt evenmin een rol van betekenis. De waargenomen bodembewegingen kunnen dus alleen maar veroorzaakt zijn door bewegingen van de aardkorst zelf. Deze zijn van tweeërlei aard:

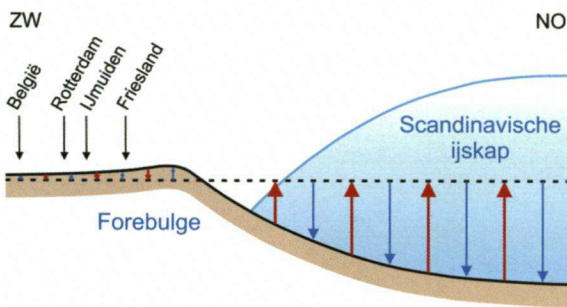
1. Tektonische bodembewegingen

Het is al lang bekend dat over een periode van miljoenen jaren het Noordzeebekken geleidelijk daalt ten opzichte van omliggende gebieden, waardoor bijvoorbeeld



Afbeelding 3. (A)

Het Noordzeegebied met het effect van glacio-isostatische bodembewegingen door het gewicht van de Scandinavische landijskap. De rode lijn is het profiel van afbeeldingen 3B en 5. De zone aangegeven als forebulge is het gebied waar de opheffing en latere bodemdaling rond de ijskap het grootst is. Ook ten zuidwesten ervan vinden dezelfde bodembewegingen plaats, maar in mindere mate. De blauwe getallen rechtsboven geven de totale opheffing van Scandinavië weer na de laatste ijstijd, in meters.



Afbeelding 3. (B)

Schematisch profiel langs de rode lijn uit afbeelding 3A, met aanduiding van de glacio-isostatische bodembewegingen van Scandinavië tot het zuidelijke Noordzeegebied. De stippellijn geeft een hypothetisch horizontaal landoppervlak aan vóór de ijsbelasting. De maximale opheffing (en dus ook de latere daling) in het forebulge-gebied is 30 tot 40 m ten opzichte van deze evenwichtssituatie.

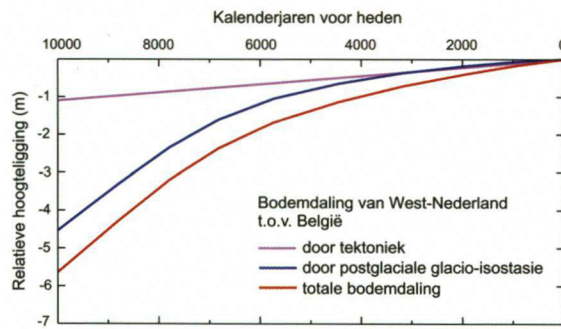
België omhoog komt ten opzichte van Nederland. Deze zogenaamde tektonische bodembewegingen worden veroorzaakt door de spanningen in de aardkorst, die opheffing of daling van het aardoppervlak over uitgestrekte gebieden veroorzaken. Dergelijke bodembewegingen werken over miljoenen jaren, maar in een traag tempo: 0,1 tot 0,2 meter per 1.000 jaar rond de Noordzee. Over de periode na de laatste ijstijd zijn ze bij benadering constant.

2. Glacio-isostatische bewegingen (Afb. 3)

Tijdens de laatste ijstijd was Scandinavië bedekt door landijs dat plaatselijk een dikte had van enkele duizenden meters. Het gewicht van deze ijsmassa drukte de aardkorst naar beneden (Afb. 3B, blauwe pijlen). Het stroperig vloeibare materiaal in de aardmantel onder de aardkorst stroomde door deze druk zeer langzaam weg naar het gebied buiten de rand van de ijsskap. Hier duwde het de aardkorst juist omhoog. Dit oprijzende gebied wordt de forebulge genoemd (Afb. 3B en 3b). Bij het afsmelten van de ijsskap gebeurde het omgekeerde: het gewicht van het ijs verminderde en het mantelmateriaal stroomde langzaam terug. Scandinavië kwam weer omhoog terwijl de forebulge inzakke. Deze opheffing wordt op afbeelding 3B weergegeven met de rode pijlen. Scandinavië is na de laatste ijstijd al honderden meters omhoog gekomen (blauwe cijfers in afbeelding 3A). Nederland ligt op de zeer zwak hellende zuidelijke flank van de forebulge. Omdat het mantelmateriaal zeer langzaam stroomt reageren de glacio-isostatische bodembewegingen met vertraging op het afsmelten van het landijs. Tijdens het afsmelten gingen ze snel: voor Nederland tot enkele meters per 1.000 jaar. Daarna vertraagden ze geleidelijk. En hoewel de Scandinavische ijsskap al 9000 jaar geleden verdwenen is, gaan deze bodembewegingen nu nog steeds door: Scandinavië stijgt nog steeds, terwijl Nederland langzaam daalt ten opzichte van meer zuidelijk gelegen gebieden.

Isostasie sterker dan tektoniek

Welke van de twee bovengenoemde soorten bodembewegingen is nu de belangrijkste oorzaak voor de verschillen tussen de zeespiegelcurven langs de Belgisch-Nederlandse-NW-Duitse kust? Een vergelijking van de verschillende zeespiegelcurven in afbeelding 2 leert dat trage en constante tektonische



bodembewegingen het verschil tussen de curven niet kunnen verklaren: terug in de tijd lopen de curven steeds sneller uiteen. Wanneer we echter de snellere, maar naar het heden afnemende, glacio-isostatische bewegingen meenemen zijn de afwijkingen heel goed te verklaren.

We kunnen dit illustreren door in afbeelding 4 de totale bodemdaling van IJmuiden ten opzichte van Nieuwpoort in België weer te geven, samen met het aandeel van de tektonische en glacio-isostatische bodembewegingen daarin. De tektonische bodembewegingen kunnen worden afgeleid uit oudere geologische gegevens, zoals de verschillen in diepteligging van een laagvlak van grote ouderdom. De laag heeft zowel de glacio-isostatische opheffing als -daling meegemaakt. De tektonische bodemdaling van IJmuiden ten opzichte van België wordt zo geschat op 0,11 m per 1.000 jaar en constant verondersteld over de tijdsduur van het Holoceen (Kiden et al., 2002).

De glacio-isostatische bodemdaling wordt berekend met geofysische computermodellen, die worden gevoed met gegevens over de dikte en ontwikkeling van de vroegere ijsskappen en over de opbouw van de aardkorst en aardmantel. De modellen berekenen daaruit de bodembewegingen als reactie van de aarde op de ijsbelasting tijdens en na de laatste ijstijd. De resultaten worden getest door ze te vergelijken met een groot aantal zeespiegelcurven uit het gebied rond de vroegere ijsskap, en de modellen worden bijgesteld tot ze deze goed kunnen reproduceren (zie ook Lambeck et al., 1998 en Kiden et al., 2002). De som van de tektonische en glacio-isostatische bodembewegingen geeft de totale bodemdaling van IJmuiden ten opzichte van België (Afb. 4). Die komt goed overeen met de bodemdaling bepaald uit het verschil tussen de zeespiegelcurven van beide locaties (zie ook Kiden et al., 2002). Afbeelding 4 toont dat tijdens de laatste 8.000 jaar IJmuiden ongeveer 3,4 m gedaald is ten opzichte van de Belgische kustvlakte. Daarvan is ongeveer 2,5 m te wijten aan glacio-isostatische bodemdaling en 0,9 m aan tektonische bodembewegingen. De isostatische bodemdaling is duidelijk niet constant, maar was vroeg in het Holoceen groter en neemt langzaam af. Vóór ongeveer 4.000 jaar geleden was deze bovendien aanzienlijk groter dan de tektonische bodembeweging. Tijdens de laatste 4.000 jaar wordt het verschil tussen beide steeds kleiner. In de laatste 1.000 jaar is de isostatische bodemdaling van IJmuiden ten opzichte van België zelfs iets kleiner dan de tektonische, namelijk 6 cm per eeuw tegenover 11 cm per eeuw.

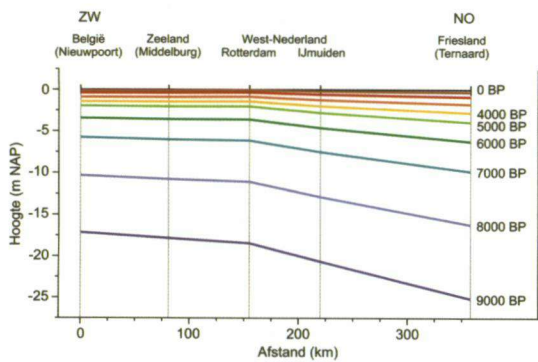
Vervormde kustlijnen

We kunnen het effect van bodemdaling nog op een andere manier voorstellen dan met de zeespiegelcurven uit afbeelding 2. In afbeelding 5 hebben we voor de laatste 9.000 jaar de zeespiegelstanden om de duizend jaar uitgezet voor een aantal plaatsen langs de Belgisch-

Afbeelding 4. Aandeel van de tektonische en glacio-isostatische bodembewegingen in de totale bodemdaling van IJmuiden (West-Nederland) ten opzichte van Nieuwpoort in België over de laatste 10.000 jaar. Voor uitleg zie tekst.

Afbeelding 5.

De zeespiegelstanden voor de laatste 9.000 jaar, om de duizend jaar uitgezet in een zuidwest-noordoost-profiel langs de kust van België tot Friesland. Voor de kustlijnen van 1000, 2000 en 3000 jaar geleden is rechts geen ouderdom meer aangegeven. Gebaseerd op modelberekeringen van de glacio-isostatische bodemdaling door Lambeck et al. (1998).



Nederlandse kust, op basis van geofysische modelberekeringen. De ligging van het profiel komt overeen met een deel van het profiel op afbeelding 3a. Afbeelding 5 geeft in feite aan hoe de toenmalige, oorspronkelijk horizontale, kustlijnen in de loop van de tijd door verschillen in bodemdaling zijn vervormd.

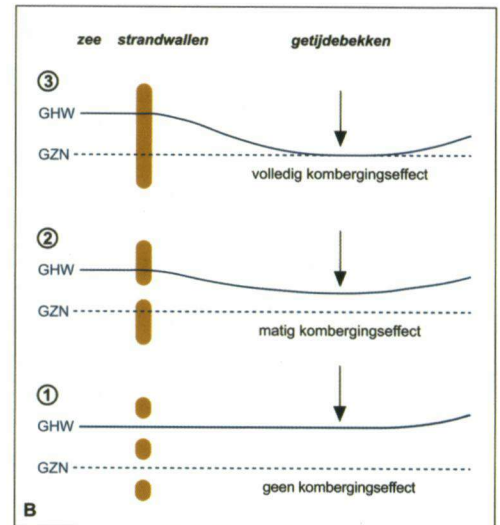
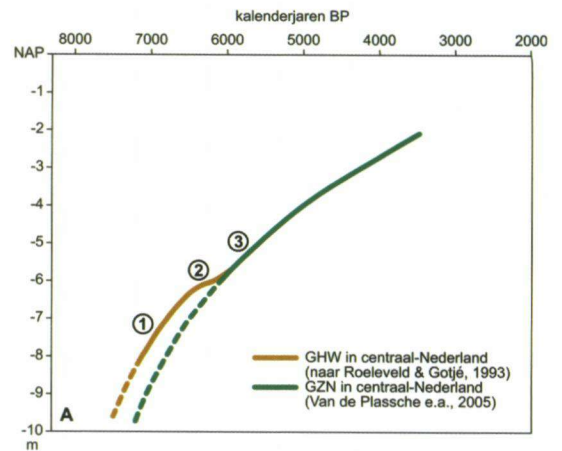
De nullijn (0 BP) stelt het huidige zeeniveau voor, dat natuurlijk horizontaal verloopt. De oudere lijnen geven het toenmalige zeeniveau op elke plaats aan, zoals we dat nu reconstrueren. Hier zien we de invloed van de wereldwijde zeespiegelstijging na de laatste ijstijd in terug: hoe ouder, hoe lager het zeeniveau. Maar ook de verschillen in bodemdaling worden duidelijk: de oudere 'kustlijnen' lopen niet meer horizontaal maar liggen in het noordoosten (Friesland) lager dan in het zuidwesten (België), door de grotere glacio-isostatische bodemdaling in die richting.

Afbeelding 2 toont dat de zeespiegelcurve voor Centraal-Nederland iets lager ligt dan die voor West-Nederland. Dit komt doordat Centraal-Nederland gemiddeld iets verder naar het noordwesten ligt dan het gebied waar de zeespiegelcurve voor West-Nederland werd opgesteld (vooral het Zuid-Hollandse kust- en riviereengebied). Hierdoor is de glacio-isostatische bodemdaling er ook iets groter.

Hoewel het in afbeelding 5 modelberekeringen betreft komen deze goed overeen met de zeespiegelgegevens voor België, Zeeland en West-Nederland. Voor Noord-Nederland moeten we nog een slag om de arm houden. Daar zijn nog te weinig goede basisveendateringen beschikbaar om een zeespiegelcurve op te stellen. De gegevens die er zijn spreken in elk geval de modelresultaten niet tegen.

Verschillen door getijdemping: het kombergingseffect

Onder het voormalige Zuiderzee-eiland Schokland, en in de ondergrond direct ten noorden ervan, bevinden zich rivierduinen die meer dan 10.000 jaar geleden gevormd zijn met zand uit de toenmalige bedding van de Overijsselse Vecht. Deze duinen zijn, als gevolg van de latere zeespiegelrijzing, verdrongen en bedekt geraakt met veen- en kleiafzettingen. Door de basis van dit veen op de flanken van twee van deze verdrongen rivierduinen te bemonsteren en te dateren (zie kader) werd de lokale waterspiegelstijging tussen ongeveer 7500 en 3500 jaar geleden gereconstrueerd (Afb. 6B). De reconstructie betreft het gemiddeld hoogwaterniveau (GHW). Wat aan deze curve opvalt is dat de snelheid van de waterspiegelstijging tussen 6.500 en 6.000 jaar geleden sterk afnam, om vervolgens eerst weer fors toe te nemen alvorens geleidelijk te verminderen. Wat was de oorzaak van die periode met sterk vertraagde waterspiegelstijging? Het antwoord op deze vraag luidt: getijdemping, het

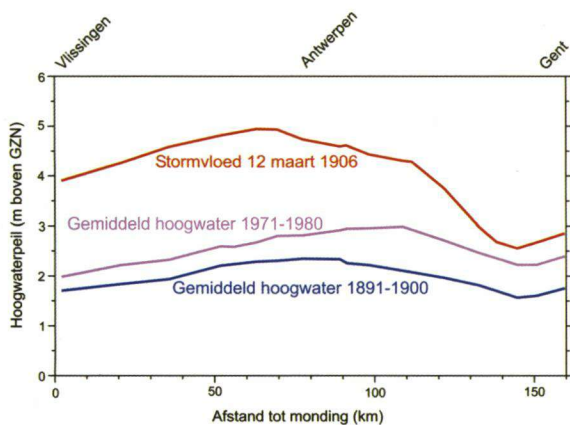


Afbeelding 6.

(A). Curven van de ontwikkeling van GZN en GHW in Centraal-Nederland (het Zuiderzegebied). Het geleidelijk naar elkaar toe lopen van de GHW-curve en de GZN-curve komt door de ontwikkeling van een kombergingseffect. De cijfers 1, 2 en 3 corresponderen met de situaties in afbeelding 6B. (B) Schematische weergave van de ontwikkeling van een kombergingseffect in een getijddebekken.

kleiner worden van het getijverschil, in dit geval in de omgeving van de verdrinkende duinen bij Schokland, met als gevolg dat het lokale GHW-niveau (veel) minder snel stijgt dan het GZN.

Getijdemping ontstaat onder andere wanneer, als gevolg van het smaller en ondieper worden van getijdopeningen in de kustzone, een er achter gelegen getijddebekken niet meer geheel gevuld kan worden tijdens de vloedperiode (situaties 1 en 2, Afb. 6B). We noemen dit verschijnsel daarom ook wel 'kombergingseffect'. Wordt de toegang van de vloedgolf nog verder belemmerd dan kan, met name in het ver van de kust gelegen gedeelte van het bekken, het getijverschil tot vrijwel nul gedempt worden (situatie 3, Afb. 6B) en wordt niet meer de stijging van lokaal GHW geregistreerd, maar van GZN. In afbeelding 6B stelt het pijltje schematisch de positie van de verdrinkende duinen bij Schokland voor en in afbeelding 6A verwijzen de nummertjes (1) t/m (3) naar de ontwikkeling van een volledig kombergingseffect. Het omgekeerde effect, dat leidt tot een verhoging van GHW, komt ook voor. Metingen over de periode 1971-1980 laten zien dat GHW op de Westerschelde van

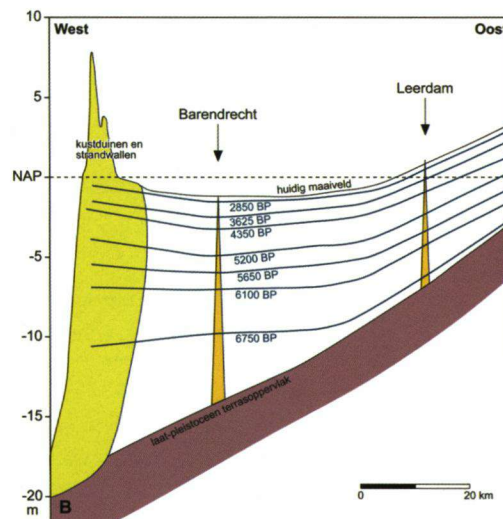
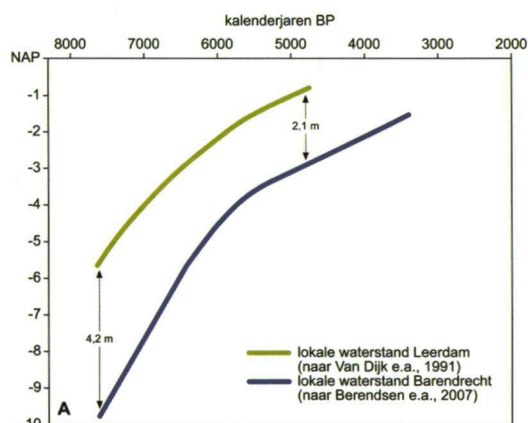


Afbeelding 7. Verloop van gemiddeld hoogwater in de Schelde voor de perioden 1891 - 1900 en 1971 - 1980, en van het hoogwaterpeil bij de stormvloed van 12 maart 1906. Naar gegevens van Claessens & Belmans (1984).

Vlissingen tot voorbij Antwerpen met ca. 1 m toeneemt, om vervolgens tussen Antwerpen en Gent weer bijna 1 m te zakken [getijdemping] [Afb. 7]. Deze trend in GHW-niveau tussen Vlissingen en Gent is extra duidelijk te zien in de toe- en afname in hoogwaterniveau tussen Vlissingen en Gent tijdens stormvloeden [Afb. 7]. De toename in GHW-niveau op de Westerschelde is toe te schrijven aan opstuwning van het met vloed binnenstromende water in het snel smaller wordende bekken. Het kombergingseffect tussen Antwerpen en Gent wordt verklaard door een combinatie van verlies aan stromingsenergie door toegenomen wrijving van het water met de bodem van de Schelde die smaller, ondieper en bochtiger wordt, en een verlies van watervolume aan getijderekenen in aangrenzende kwelders en enkele zijrivieren. Het kombergingseffect was nog duidelijker aan het eind van de 19^e eeuw dan in de periode 1971 - 1980 [Afb. 7]. De oppervlakte aan kwelders langs de Schelde was eind 19^e eeuw nog iets groter, omdat de rivier in een wat minder strak keurslijf van dijken zat. Hierdoor liep het GHW minder sterk op van Vlissingen tot Antwerpen, en werd het sterker gedempt stroomopwaarts van Antwerpen, tot een peil dat zelfs iets onder dat van Vlissingen lag.

Verschillen door het riviergradiënteffect

In het gebied van de grote rivieren komen, tussen Barendrecht en Leerdam, veel 8 - 14 m hoge rivierduinen voor die, net zoals bij Schokland, verdrongen en bedekt werden met veen en klei. Reconstructies van de stijging van de waterstand rondom meerdere van deze duinen (zie kader) leverde een systematisch verschil op: hoe oostelijker de ligging van een duin, des te hoger de ligging van de waterstandcurve. De bovenste curve in afbeelding 8A toont de waterspiegelstijging rondom een rivierduin bij Leerdam, één van de meest oostelijk gelegen locaties waarvoor de waterspiegelstijging is gereconstrueerd. Ongeveer 7.600 jaar geleden lag de gemiddelde waterstand hier bijna 4,2 m hoger dan rondom een verdrongen duin bij Barendrecht, ca. 40 km stroomafwaarts (de onderste curve in Afb. 8A). Maar rond 4800 jaar geleden is dat verschil met de helft afgenomen tot 2,1 m. Hoe kunnen we deze stroomafwaartse en met de tijd verminderende verschillen in waterstandhoogten verklaren?



Rivieren voeren water af omdat ze een grotere of kleinere, zeewaarts gerichte, helling (gradiënt) hebben. In een brede riviervlakte, zoals die van Rijn en Maas, vindt onder natuurlijke omstandigheden veengroei plaats op locaties waar weinig of geen zand en klei worden aangevoerd. De bovengrens van die veengroei wordt bepaald door de gemiddelde waterstand in de riviervlakte. Vanwege de stroomafwaartse helling van deze gemiddelde waterstand in de riviervlakte heeft het bijbehorende veenoppervlak ook een zeewaartse helling. Hoe groter de stroomopwaartse afstand tussen twee locaties in een riviervlakte, hoe groter het hoogteverschil in gemiddelde waterstand, het zogenaamde riviergradiënteffect. De reden waarom het hoogteverschil tussen die twee locaties met de tijd afneemt is de stijging van het zeeniveau, die zorgt voor een afname van de riviergradiënt omdat het bovenstroomse deel van de riviervlakte minder snel met de zeespiegelstijging mee omhoog groeit dan het benedenstroomse deel [Afb. 8B].

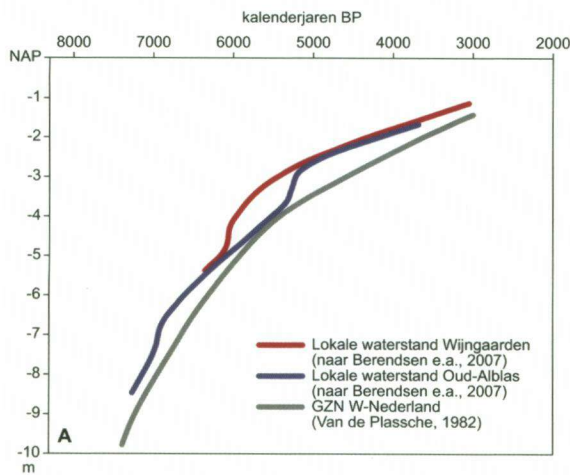
Verschillen door rivierverleggingen

Waterstandcurven voor het rivierengebied vertonen soms vrij abrupte versnellingen in waterpeilstijging. Deze versnellingen lijken kortdurende (< 100 jaar) verschijnselen te zijn geweest van lokale aard. Dit laatste blijkt uit het feit dat waterstandcurven voor het rivierengebied van nabijgelegen (< 10 km afstand) locaties, verschillende van deze fluctuaties laten zien. De korte versnellingen worden gevolgd door veel langere vertragingen in waterspiegelstijging. Meerdere van deze fluctuaties na elkaar leiden tot een patroon van 'zaagtanden' bovenop de algemene trend van geleidelijk afnemende waterstandstijging. In afbeelding 9B is dit patroon te zien in de curven van de rivierduinen van Oud-Alblas

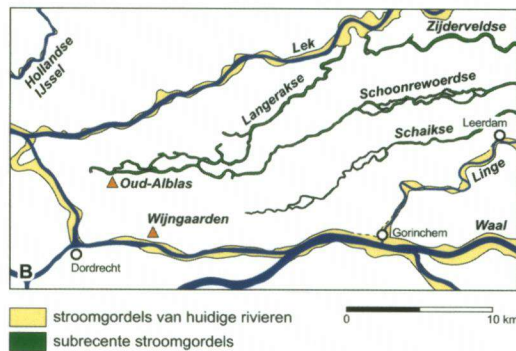
Afbeelding 8. (A). Waterstandcurven voor de rivierduinen bij Leerdam en Barendrecht. Het hoogteverschil tussen deze curven komt door het verhang van de rivierwaterstand (riviergradiënteffect).

(B) Het verhang van voormalige waterspiegels in een oost-west-transect door het westelijk rivierengebied (naar Cohen, 2003). De lokale waterstanden in dit gebied worden bepaald door de zeespiegelstand en de riviergradiënt.

Afbeelding 9.
 (A) Waterstandcurven voor de rivierduinen bij Oud-Alblas en Wijngaarden en de GZN-curve voor West-Nederland. De abrupte stijgingen in de rivierduincurven ten opzichte van de GZN-curve komen qua timing overeen met de vorming van nabijgelegen rivierlopen.



(B) De ligging van de rivierduinen bij Oud-Alblas en Wijngaarden ten opzichte van de voormalige rivierlopen in het westen van de Alblasserwaard.



en Wijngaarden in het westen van de Alblasserwaard. Deze kortdurende, lokale waterstandfluctuaties worden veroorzaakt door de natuurlijke rivierdynamiek in een deltagebied.

In ieder natuurlijk riviersysteem, in een zich geleidelijk ophogende riviervlakte, vinden van tijd tot tijd rivierverleggingen plaats. Bij deze gebeurtenissen, die ook wel avulsies worden genoemd, stroomt rivierwater vanuit de bestaande geul (bijvoorbeeld door een laagte in de oeverwal) de riviervlakte op, waar zich geleidelijk een nieuwe geul vormt die de functie van de oude geul overneemt. Het avulsieproces gaat gepaard met een lokale waterstandstijging in de orde van 0,5 tot 1,0 m in het komgebied waar de nieuwe geul zich vormt. Na verloop van tijd, als de afvoercapaciteit van de nieuwe geul toeneemt, dalen de gemiddelde waterstanden in het gebied weer geleidelijk ten opzichte van de omgeving. Geologisch gezien zijn avulsies vrij plotselinge, 'catastrofale' gebeurtenissen die zich in een tijdsbestek van decennia tot eeuwen voltrekken.

In afbeelding 9B is te zien dat de waterstanden bij de rivierduinen van Oud-Alblas en Wijngaarden beïnvloed zijn door de vorming van respectievelijk de Langerakse

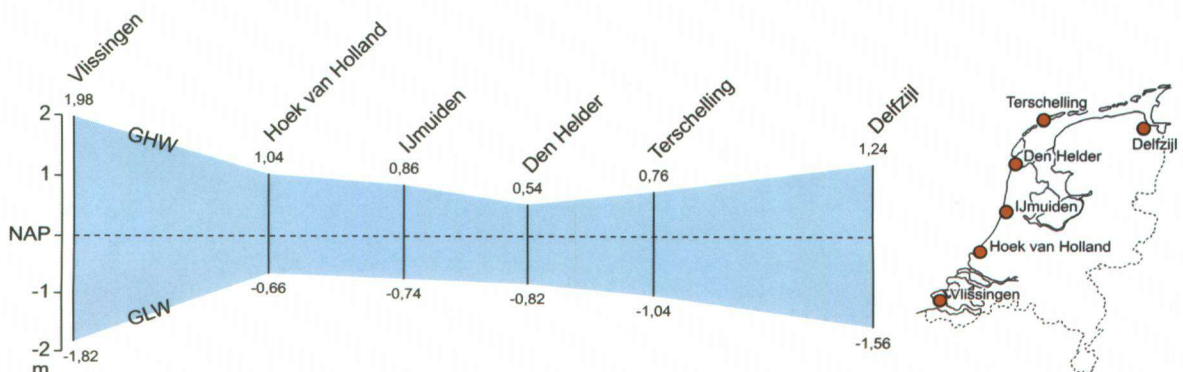
en Schoonrewoerdse stroomgordels, en de Schaikse stroomgordel. Deze stroomgordels zijn oude rivierlopen van de Rijn. De ouderdommen van deze stroomgordels (Berendsen & Stouthamer, 2001) komen goed overeen met de tijdstippen van de fluctuaties in de curven voor Oud-Alblas en Wijngaarden: het begin van de vorming van een stroomgordel valt samen met een versnelling in de waterstandstijging rond het stroomafwaarts gelegen rivierduin. Het basisveen op rivierduinen registreert dus niet alleen de ontwikkeling van de zeespiegel, de getijslag en de riviergradiënt, maar ook de avulsiegeschiedenis van het riviersysteem.

Het belang van zeespiegelonderzoek

Uit het voorgaande zal duidelijk zijn dat het onderzoek naar de Holocene zeespiegelstijging in Nederland nog steeds volop nieuwe feiten aan het licht brengt, ook bijna 50 jaar na het pionierswerk van Jelgersma (1961). Het gaat hierbij niet alleen maar om verfijning, of invulling van details, maar ook om een beter begrip van grootschalige geologische processen als tektoniek en isostasie. Behalve dat het zeespiegelonderzoek de wetenschappelijke nieuwsgierigheid bevredigt, heeft het ook belangrijke toepassingen.

Als er één land is waarvoor kennis van zeespiegelbewegingen van vitaal belang is, dan is het wel Nederland. De enorme investeringen die in West-Nederland gedaan worden op locaties ruim onder zeeniveau, vragen zonder meer om een gedegen onderzoek naar mogelijke (toekomstige) zeespiegelbewegingen. Door de voorspelde klimaatverandering is het thema zeespiegelstijging momenteel dan ook zeer actueel. Om een analoog te vinden van de voorspelde snelheid van zeespiegelstijging in de nabije toekomst moeten we ver terug in het Holoceen. Geologisch zeespiegelonderzoek kan ons helpen een beeld te krijgen van hoe het kuststelsel reageert op dergelijke veranderingen. Hoe zullen bijvoorbeeld de getijverschillen langs de Nederlandse kust (Afb. 10) veranderen bij een zeespiegelstijging van 0,6 m? Wat is het effect van zeespiegelstijging op sedimentatie- en erosieprocessen langs de kust en in de Waddenzee? Kennis die kan helpen om dit soort vragen te beantwoorden kan ook buiten Nederland toegepast worden in (meer natuurlijke) deltagebieden. Verder is het goed om te beseffen dat de relatieve zeespiegelstijging in Nederland, behalve door absolute, wereldwijde zeespiegelstijging, ook in belangrijke mate door bodemdaling bepaald wordt. Juist op dit vlak kan geologisch zeespiegelonderzoek veel bijdragen, omdat het gegevens oplevert waarmee geofysische modellen voor bodemdaling kunnen worden verbeterd, wat uiteindelijk betere voorspellingen van toekomstige zeespiegelveranderingen mogelijk maakt.

Afbeelding 10.
 De huidige getijverschillen langs de Nederlandse kust (naar Van de Plassche, 1982).



Ook voor het in kaart brengen en beschermen van archeologisch cultureel erfgoed in Nederland is het van belang te beschikken over goede zeespiegelreconstructies (Peeters et al., 2002). De stand van de zeespiegel is bepalend geweest voor het karakter van voormalige kustlandschappen. Hierbij zijn ook details van belang, zoals de lokale getijslag, of de (lokale) verhoging van de waterspiegel in het rivierengebied. In het vlakke Nederland zijn kleine verschillen bepalend voor wel of geen menselijke bewoning. Deze informatie, die volgt uit geologisch zeespiegelonderzoek, maakt het mogelijk om landschapsreconstructies voor tijdstippen in het verleden te maken. Deze geven een beeld van vroegere bewoningsmogelijkheden, zodat gericht gezocht kan worden naar archeologische sites uit een bepaalde periode. Na de archeologische verkenning kunnen dan site-specifieke beschermingsmaatregelen genomen worden, of kan, in geval van onvermijdelijke aantasting, besloten worden tot opgraving.

Het geologisch zeespiegelonderzoek maakt in ieder geval duidelijk dat omgaan met zeespiegelstijging al heel lang een wezenlijk onderdeel is van het leven in een natte, dalende delta. Net als onze prehistorische voorgangers moeten we er hoe dan ook mee leren leven. Grote verschillen zijn echter onze (technische) mogelijkheden om het proces en zijn effecten te weerstaan en te voorspellen. Vooral hieraan kan het in dit artikel beschreven onderzoek een belangrijk steentje bijdragen.

LITERATUUR

- Berendsen, H.J.A., Makaske, B., Plassche, O. van de, Ree, M.H.M. van, Das, S., Dongen, M. van, Ploumen, S. & Schoenmakers, W., 2007.**
New groundwater-level rise data from the Rhine-Meuse delta - implications for the reconstruction of Holocene relative mean sea level rise and differential land-level movements. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw* 86, pp. 333 - 354.
- Berendsen, H.J.A. & Stouthamer, E., 2001.**
Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Van Gorcum, Assen.
- Claessens, J. & Belmans, H., 1984.**
Overzicht van de tijdwaarnemingen in het Zeescheldebekken gedurende het decennium 1971 - 1981. Uittreksel Tijdschrift der Openbare Werken van België, 3.
- 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.
- Denys, L. & Baeteman, C., 1995.**
Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment. *Marine Geology* 124, pp. 1 - 19.
- Jelgersma, S., 1961.**
Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting, Serie C6* [7], pp. 3 - 100.
- Jelgersma, S., 1979.**
Sea-level changes in the North Sea basin. In: Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (eds.): *The Quaternary history of the North Sea*. Acta Univ. Upps. Ann. Quingent. Celebr. 2, pp. 233 - 248.
- Kiden, P., 1995.**
Holocene relative sea-level change and crustal movement in the southwestern Netherlands. *Marine Geology* 124, pp. 21 - 41.
- Kiden, P., Denys, L. & Johnston, P., 2002.**
Late Quaternary sea-level change and isostatic and tectonic land movements along the Belgium-Dutch North Sea coast: geological data and model results. *Journal of Quaternary Science* 17, pp. 535 - 546.
- Lambeck, K., Smither, C. & Johnston, P., 1998.**
Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International* 134, 102 - 144.
- Makaske, B., Van Smeerdijk, D.G., Peeters, H., Mulder, J.R. & Spek, T., 2003.**
Relative water-level rise in the Flevo lagoon (The Netherlands), 5300 - 2000 cal. yr BC: an evaluation of new and existing basal peat time-depth data. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw* 82, pp. 115 - 131.
- Peeters, H., Makaske, B., Mulder, J., Otte-Klomp, A., Van Smeerdijk, D., Smit, S. & Spek, T., 2002.**
Elements for archaeological heritage management: exploring the archaeological potential of drowned Mesolithic and Early Neolithic landscapes in Zuidelijk Flevoland. *Berichten van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek* 45, pp. 81 - 123.
- Roeleveld, W. & Gotjé, W., 1993.**
Holocene waterspiegelontwikkeling in de Noordoostpolder in relatie tot zeespiegelbewegingen en kustontwikkeling. In: Gotjé, W.: *De Holocene laagveenontwikkeling in de randzone van de Nederlandse kustvlakte (Noordoostpolder)*. Proefschrift Vrije Universiteit Amsterdam, pp. 76 - 86.
- Plassche, O. van de, 1982.**
Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 36, pp. 1 - 93.
- Plassche, O. van de, Bohncke, S.J.P., Makaske, B. & Van der Plicht, J., 2005.**
Water-level changes in the Flevo area, central Netherlands (5300-1500 BC): implications for relative mean sea-level rise in the western Netherlands. *Quaternary International* 133/134, pp. 77 - 93.
- Dijk, G.J. van, Berendsen, H.J.A. & Roeleveld, W., 1991.**
Holocene water level development in the Netherlands' river area; implications for sea-level reconstruction. *Geologie en Mijnbouw* 70, pp. 311 - 326.
- Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L. & Kaufmann, G., 2007.**
Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). *Quaternary Science Reviews* 26, pp. 3249 - 3275.