

Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust

RGD rapport 40.016 - Projekt Kustgenese

Auteurs:

Dr. D.J. Beets, Dr. A.J.F. van der Spek, Dr. L. van der Valk

Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust

RGD rapport 40.016 - Projekt Kustgenese

Auteurs:

Dr. D.J. Beets, Dr. A.J.F. van der Spek, Dr. L. van der Valk

Rijks Geologische Dienst (Hoofdafdeling Ondiepe Ondergrond)
Richard Holkade 10
Postbus 157
2000 AD Haarlem

Uitgebracht bij briefnummer 943622 d.d. 28 september 1994
aan het Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat
Rijksinstituut voor Kust en Zee
te 's-Gravenhage

INHOUD, LIJST VAN TABELLEN, FIGUREN EN BIJLAGEN

INHOUD:

SAMENVATTING

1. INLEIDING

- 1.1 Algemeen
- 1.2 Het projekt Kustgenese
- 1.3 Doelstelling en kader
- 1.4 Opbouw van het rapport
- 1.5 Verantwoording

2. GROOTSCHALIGE KUSTONTWIKKELING GEDURENDE DE LAATSTE 9000 JAREN

- 2.1 Inleiding
- 2.2 Ontwikkeling van de Nederlandse kust tussen 8000 en 5000 BP
 - Reliëf en zeespiegelrijzing
 - De grote rivieren
 - Zeegaten en bekkens
 - Sedimentatie
- 2.3 Ontwikkeling van de Nederlandse kust tussen 5000 BP en heden
 - 2.3.1 Algemeen
 - 2.3.2 De kust van het Waddengebied
 - * 5000 BP tot 1000 BP
 - Oostelijke Waddenkust
 - Westelijke Waddenkust
 - * 1000 BP tot heden
 - 2.3.3 De Deltakust
 - * 5000 BP tot 1000 BP
 - * 1000 BP tot heden
 - 2.3.4 De Hollandse kust
 - * 5000 BP tot 1000 BP
 - Zeegaten en getijdebekken
 - Strandwalvorming en kustuitbouw
 - De kop van Noord-Holland
 - Het zuidelijk deel van de Hollandse kust
 - * 1000 BP tot heden
 - De vorming van de Jonge Duinen
 - De kop van Noord-Holland
 - Het zuidelijk deel van de Hollandse kust

3. GROOTSCHALIGE KUSTONTWIKKELING IN HET HOLOCEEN: RANDVOORWAARDEN EN SEDIMENTTRANSPORT

- 3.1 Randvoorwaarden kustontwikkeling
 - Beschikbaarheid van sediment
 - Sedimentvoorraad
 - Sedimentatieruimte
 - Transportmechanismen
 - Getij
 - Golven

- Zeespiegelrijzing
- 3.2 **Sedimentbalans**
- 3.2.1 Grootschalig zandtransport
 - Inleiding
 - Bronnen
 - a. Het Pleistocene reliëf
 - b. De riviervlakte
 - c. De Noordzeebodem
 - Putten
 - Volume van de Holocene sedimenten in de putten
 - Grootschalige transportpatronen
 - a. Holland
 - b. De Waddenkust
 - Aanvoer van zand uit de Noordzee
- 3.2.2 Slibbalans
- 3.2.3 Verloop van de sedimentatie in de tijd
 - Correctie 1: balans accommodatieruimte-sedimentatie
 - Correctie 2: omgewerkte sedimentvolumes sinds 7000 BP
 - a. Waddenkust
 - b. Hollandse kust
 - Vergelijking met recente sedimenttransporten

4. TOEKOMSTIG LANGE TERMIJN KUSTGEDRAG

- 4.1 Inleiding
- 4.2 Toekomstige ontwikkeling van het Waddengebied
- 4.3 Toekomstige ontwikkeling van de Hollandse kust
- 4.4 Toekomstige ontwikkeling van de Deltakust

5. AANBEVELINGEN TER VERBETERING VAN DE KENNIS VAN DE GEOLOGISCHE ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUSTVLAKTE

- Snelheid van zeespiegelrijzing
- Sedimentbalans
- Morfologie van de kustvlakte in het Holoceen
- Opvulling van de getijdebekkens
- Sedimentstromen in de Noordzee en de uitwisseling met de kustvlakte
- Versteiling van de onderwateroever van de Hollandse kust en de mogelijke relatie met duinvorming

6. GEBRUIKTE LITERATUUR

LIJST VAN TABELLEN:

- Tabel 1. Kwantificering Holocene kustvlakteafzettingen
- Tabel 2. Geschatte zandbalans voor de Hollandse kust
- Tabel 3. Berekening verschil bekkeninhoud en afgezet sediment
- Tabel 4. Opvulling getijdebekken van Holland tussen 7000 en 3500 BP

FIGUREN:

1. Tijdstabel
2. Kustindeling
3. Top Pleistoceenkaart
4. Zeespiegelcurve voor Nederland
5. Paleogeografische reconstructie van de kust voor 7000 BP
6. Paleogeografische reconstructie van de kust voor 5000 BP
7. Reconstructie getijdebekken in het vroeg-Holoceen
8. Bedijkingsgeschiedenis van de Middellzee
9. Kustposities in Holland voor de periode tussen 5000 en 2000 BP
10. Dwarsdoorsnede door uitbouwende kustserie bij Haarlem
11. Verandering van de getijslag gedurende het Holoceen
12. Verandering van de golfkarakteristieken in de Noordzee gedurende het Holoceen
13. Eustatische zeespiegelrijzing sinds 18000 BP.
14. Zeespiegelcurve met onzekerheidsgrenzen voor West-Nederland
15. Zandtransportpatronen in het Atlanticum
16. Kaart van de verbreiding van de Holocene kustvlakteaafzettingen
17. Kaart met indeling in kuberingvakken
18. Profiel waarop kubering is gebaseerd.
19. Berekening erosie van de onderwateroever
20. Sedimentaccumulatie in de kustvlakte over de tijd
21. Verschil tussen sedimentbergend vermogen en werkelijk afgezet sediment
22. Berekening sedimentvolume

BIJLAGEN:

1. Rapport 1224. Calibratie van C14 bepalingen in verband met de curve van de relatieve zeespiegelrijzing in het Holoceen (Projekt Kustgenese). J. de Jong, Rijks Geologische Dienst, Palaeobotanie Kenozoïcum. Haarlem, 29 oktober 1993.
2. Rapport BP 40.016-1. Berekening volume Holocene sedimenten in de Nederlandse kustvlakte (Projekt Kustgenese). Ad van der Spek & Bert van der Valk, Rijks Geologische Dienst. Haarlem, februari 1994.

SAMENVATTING

Tengevolge van het afsmelten van de ijskappen gevormd gedurende de laatste ijstijd steeg de zeespiegel vanaf ongeveer 18000 jaar BP over een verticale afstand van circa 120 meter. Rond 9000 BP lag de kustlijn nog ten noorden van de Doggersbank, maar duizend jaar later was er al een verbinding naar Het Kanaal en was er sprake van iets als een Nederlandse kust, al lag die nog ver zeewaarts van de huidige. De zeespiegel steeg in die tijd met een snelheid van 1 tot 0,75 m per eeuw. De zee drong binnen via de depressies, riviervlakten en beekdalen van het in het Laat Glaciaal gevormde landschap, die door hun betrekkelijk geringe reliëf veranderden in uitgestrekte getijdebekken. De waterscheidingen tussen de dalen vormden landhoofden met waarschijnlijk door kustdrift gevormde schoorwallen als eerste kustvormen.

De riviervlakte van Rijn, Maas en Schelde, die ongeveer ter hoogte van de huidige Maasvlakte westwaarts liep, veranderde niet in een getijdebekken omdat de grote rivieren voldoende sediment aanvoerden om de zeespiegelrijzing te weerstaan. Aan de vorm en oriëntatie van de oudste strandwallen bij Rijswijk kunnen wij zien dat voor 3500 BP deze riviervlakte juist een landhoofd op de kust vormde. Op deze wijze ontwikkelde zich vanaf ruwweg 8000 BP een kustvlakte met drie getijdebekken gescheiden door landhoofden. Dit zijn het getijdegebied van Zeeland tussen een landhoofd ter hoogte van Zeeuws Vlaanderen en de in zee uitstekende Rijn/Maasvlakte en het Hollandse getijdegebied ter plaatse van de samenvloeiing van de Overijsselse Vecht, Eem en andere rivieren. Het Hollandse getijdegebied wordt begrensd door de Rijn/Maasvlakte in het zuiden en een waterscheiding in het noorden, het landhoofd van het "Texel Hoog". Bij de lagere zeespiegel strekte dit laatste gebied zich uit van een punt zeewaarts van de Hondsbossche Zeewering tot bij Vlieland en omvatte het gehele westelijke Waddengebied. Het derde getijdegebied was dat van het oostelijke Waddengebied dat ontstond uit de dalvlakten van de Boorne en de Hunze.

Voor 7000 BP steeg de zeespiegel met een snelheid van tenminste 0,80 m per eeuw; tussen 7000 en 6000 BP nam dit af tot een gemiddelde van 0,60 m per eeuw en tussen 6000 en 5000 BP tot een gemiddelde van $\pm 0,30$ m per eeuw. De zeespiegelrijzing tussen 5000 en 3000 BP bedroeg nog slechts $\pm 0,15$ m per eeuw.

In een kustvlakte met uitgestrekte getijdebekken scheidt een geringe zeespiegelrijzing al snel een grote bergingsruimte voor sediment. Voor 6000 BP was de snelheid waarop dat ging zodanig groot dat de sedimentaanvoer, ondanks het feit dat het in die tijd zijn maximale waarde bereikte, onvoldoende was om de zeespiegelrijzing te compenseren. Door de snelheid van zeespiegelrijzing schoven de getijdebekken snel landwaarts en, mede tengevolge van de sedimentvraag van de getijdebekken was de kust eveneens gedwongen mee te migreren. Vooral op het noord-zuid lopende deel van de kust schiep dit optimale condities voor sedimenttransport. Niet alleen bracht het getij vanaf de kust en uit de Noordzee zand en slib via de zeegaten de getijdebekken binnen, maar tevens schiep het snelle terugschrijden van de kust sterke gradiënten in golfgedreven langstransport en werd het golfgedreven dwarstransport bevorderd. Het eerste omdat de kusten van de landhoofden achterbleven ten opzichte van de kust van de getijdebekken, het tweede omdat de snel terugschrijdende kust een ondiepe Noordzee achterliet waarin nog een grote hoeveelheid

zand van buitendelta's en oudere kustposities was achtergebleven. Ondanks de relatief grote toevoer van zand en slib in deze periode bleek dit onvoldoende om over het gehele getijdebekken intergetijde platen te handhaven. Landwaarts van de binnendelta's die zich achter de zeegaten ontwikkelden, werd te weinig sediment aangevoerd en overheerste lagunaire omstandigheden. Deze lagunes gingen in het achterste deel van de getijdebekken geleidelijk over in een zoet getijdegebied met uitgestrekte rietvelden. Kwelders werden praktisch niet gevormd.

Toen na 6000 BP de snelheid van zeespiegelrijzing drastisch afnam, zien wij dat geleidelijk de sedimentaanvoer de zeespiegelrijzing kon bijhouden met als gevolg dat tussen 5500 en 3500 BP de Hollandse en Zeeuwse getijdegebieden geheel opgevuld werden, waardoor de zeegaten dichtslibden en de kust zich stabiliseerde en, in het geval van de kust van het Hollandse getijdebekken, over een afstand van zo'n 10 km uitbouwde. Omdat de zeespiegel bleef stijgen, alhoewel nu veel langzamer dan voorheen, steeg ook de grondwaterspiegel in de voormalige getijdebekken en veranderden deze in moerassen met veenaccumulatie. Mogelijk tengevolge van een andere oriëntatie ten opzichte van de overheersende windrichting bleven de zeegaten van het oostelijke waddengebied open en bleef dit kusttraject terugschrijven.

Stabilisatie van de kust betekende dat de hierboven beschreven wijze waarmee de kust zich sedimentbronnen schiep tot een eind kwam. In feite kwam vanaf 5500 BP een inhaalactie op gang waarbij de dan nog duidelijk aanwezige landhoofden door langstransport rechtgetrokken werden en de ondiepe Noordzee door dwarstransport en doorgaande zeespiegelrijzing op zijn huidige diepte werd gebracht. Het eerste proces wordt duidelijk gedemonstreerd door de oriëntatie van de vroegere kustlijnen ten noorden van de vroeg-Holocene Rijn/Maasvlakte; het tweede proces door het geleidelijk versteilen van de onderwateroever van de kust tussen 5000 BP en heden.

Rond 3000 BP was de mariene invloed in de kustvlakte op zijn kleinst. Met uitzondering van enkele zeegaten in het oostelijke Waddengebied en de mondingen van Rijn, Maas en Schelde was de kust gesloten en beschermde het een uitgestrekt veengebied. Echter, de extra zandbronnen die uitbouw van de Hollandse kust mogelijk hadden gemaakt, waren tegen deze tijd uitgeput. Omdat de zeespiegel bleef stijgen - na 3000 BP met een gemiddelde snelheid van 0,05 m per eeuw - kwam er opnieuw behoefte aan zand om dit te compenseren. Omdat de hoeveelheid zand dat van buiten het kuststelsel werd aangevoerd nu onvoldoende was geworden, vinden in de Middeleeuwen op grote schaal kustinbraken plaats. Zeeland en het westelijke Waddengebied veranderden in getijdegebieden, de oostelijke Waddenzee breidde zich uit en ook in Holland vonden overstromingen plaats vanuit doorbraken in de kop van Noord-Holland en vanuit de Zuiderzee. In dezelfde periode valt de vorming van de Jonge Duinen, die erosie van de onderwateroever van vooral de Hollandse kust betekende. Op dat ogenblik is echter ook de maatschappelijke organisatie van de Nederlandse gemeenschap zodanig dat er gezamenlijke en gerichte acties konden worden ondernomen om de kustlijn op zijn oude positie te handhaven.

De Nederlandse kustvlakte is een sediment-importerend systeem. Gedurende het Holoceen werd 200 tot 250 miljard m³ sediment, bestaande uit zand (70%), slib (25%) en veen (5%) op de ondergrond afgezet. Het overgrote deel van het zand werd geërodeerd uit de Pleistocene ondergrond van de

huidige Noordzee; ongeveer 10% werd aangevoerd door de Holocene Rijn. De sedimentaanvoer gedurende het Holoceen nam geleidelijk af van gemiddeld \pm 42 miljoen m^3 per jaar tussen 8000 en 5000 BP, via \pm 27 miljoen m^3 per jaar tussen 5000 en 3000 BP naar gemiddeld \pm 7 miljoen m^3 per jaar na 3000 BP en lijkt daardoor, althans ten dele, gekoppeld aan de snelheid van zeespiegelrijzing. Zoals hierboven uiteengezet wordt verondersteld dat dit mechanisme werkt door het scheppen van grote zandbronnen tijdens snelle zeespiegelrijzing en daaraan gebonden kustterugschrijding. Bij kleinere snelheid van zeespiegelrijzing kan de kust zich dan min of meer stabiliseren en worden de restanten van de bronnen opgebruikt. Nieuw sediment kan daarna alleen verkregen worden door hernieuwde terugschrijding van de kust.

Belangrijkste conclusie die uit deze geologische analyse getrokken kan worden ten aanzien van de toekomstige ontwikkeling van onze kust is, dat al enige millennia de aanvoer van zand van buiten het kuststelsel waarschijnlijk gering is en, dat nu besloten is om de kustlijn op haar huidige positie te handhaven, ook in de toekomst niet te verwachten is dat deze aanvoer zal toenemen.

1. INLEIDING

1.1 Algemeen

Dit rapport schetst de ontwikkeling van de Nederlandse kust gedurende de laatste 9000 jaren. Inzicht in de kustontwikkeling op een zodanig lange termijn wordt van belang geacht voor het beheer en het beleid ten aanzien van de kustlijn, omdat de looptijd van sommige processen varieert van honderden tot duizenden jaren. Onze kennis van de kust in het verre verleden is uiteraard fragmentarisch en naarmate we verder terugkijken worden de gegevens minder en het beeld waziger. Toch kunnen via het ver terugkijken de netto resultaten van vele gecompliceerde en met elkaar interfererende processen op eenvoudige wijze worden beschouwd.

De huidige kustlijn strekt zich uit van Cadzand in het zuidwesten tot aan de Eemsmonding in het noordoosten over een lengte van 353 km. Hiervan is 254 km door duinen tegen de zee beschermd. De kust kan grofweg in drie onderdelen opgesplitst worden:

1. de Deltakust van Zeeland en Zuid-Holland, onderbroken door estuaria en zee-armen (108 km)
2. de "gesloten" Hollandse kust, van Hoek van Holland tot Huisduinen bestaande uit een kustbarrière (124 km)
3. de Waddenkust met zijn waddeneilanden, zeegaten en achterliggende vloedkommen (121 km).

In dit rapport zal de grootschalige kustontwikkeling over de laatste 9000 jaar behandeld worden aan de hand van de bovengenoemde driedeling.

1.2 Het projekt Kustgenese

Om de inzichten in kustontwikkeling structureel te verbeteren, is door de toenmalige Dienst Getijdewateren van Rijkswaterstaat (nu RIKZ) het project KUSTGENESE gestart. De hoofddoelstelling van dit project is:

" Het voor de Nederlandse kustzone vaststellen van de grootschalige kustvormende processen (en met name van de sedimenthuishouding), die bepalend zijn voor de huidige en de toekomstige ligging van de kustlijn, teneinde een gefundeerd kustbeheer en -beleid op langere termijn mogelijk te maken".

KUSTGENESE is een multi-disciplinair project en wordt voor een groot deel gefinancierd door het Rijks Instituut voor Kust en Zee (RIKZ, voorheen Rijkswaterstaat-Dienst Getijdewateren). Aan het project deelnemende instanties zijn vooral het RIKZ, het Waterloopkundig Laboratorium (WL), de Rijks Geologische Dienst (RGD), de Universiteit van Utrecht (UU), de Vrije Universiteit Amsterdam (VU), de TU Delft, de TU Twente en de Universiteit van Amsterdam (UvA).

1.3 Doelstelling en kader

Dit rapport is binnen Werkgroep 1 van KUSTGENESE tot stand gekomen. Deze werkgroep is samengesteld uit vertegenwoordigers van bovengenoemde

instellingen en houdt zich zowel bezig met de lange termijn kustontwikkeling als met de opbouw en samenstelling van de kustafzettingen.

In dit rapport zijn de grootschalige trends in kustontwikkeling en de sturende mechanismen daarachter vanuit de geologie benaderd. Gebaseerd op deze gegevens worden enkele uitspraken gedaan over de te verwachten toekomstige kustontwikkeling.

In de geologie wordt met grote tijdsintervallen gewerkt. Het tijdoplossend vermogen waarmee in dit rapport gewerkt wordt, ligt in de orde van grootte van enkele eeuwen.

Dit betekent dat ook de toekomstvoorspellingen op geologische gegevens in dezelfde orde van grootte liggen.

1.4 De opbouw van dit rapport

In hoofdstuk 2 wordt na een korte inleiding de geologische ontwikkeling van de gehele Nederlandse kustvlakte beknopt per periode en voor een deel per regio behandeld. Er wordt onderscheid gemaakt in de ontwikkeling van de kust voor 5000 BP, tussen 5000 en 1000 BP en na 1000 BP. In hoofdstuk 3 worden randvoorwaarden, zoals het verloop van de beschikbaarheid van sediment, transportmechanismen en zeespiegelrijzing in de tijd, belicht, die direct van invloed zijn (geweest) op de kustvorming. Vervolgens wordt een sedimentbalans van het Nederlandse kustgebied behandeld, die gebaseerd is op een speciaal voor dit rapport gemaakte volumebepaling van de in de kustvlakte aanwezige zand-, klei- en veenlichamen. In hoofdstuk 4 worden puntsgewijs de belangrijkste conclusies m.b.t. kustontwikkeling in het verleden nog eens samengevat en gebruikt voor een voorzichtige lange termijn voorspelling van de kust. Hoofdstuk 5 geeft tenslotte enige aanbevelingen ter verbetering van ons inzicht in de evolutie van de kust in het verleden en om die reden ook een verbetering van ons uitzicht op de toekomst.

Twee rapporten, die deze studie ondersteunen, zijn als bijlagen toegevoegd.

1.5 Verantwoording

Dit rapport is uitgebracht door de Rijks Geologische Dienst, in samenwerking met het Rijks Instituut voor Kust en Zee onder contractnummer DG-637 (brief Rijkswaterstaat-DGW AOE 937003 dd 18/10/1993).

De begeleiding was in handen van Ir. E.C. Bouwmeester en Drs. T. Louters (RIKZ), Dr. J. Wiersma (RWS-DNZ), Dr. J. H. van den Berg (UU), Drs. P. Cleveringa, Dr. S. Jelgersma en Dr. R.T.E. Schüttenhelm (RGD). De auteurs zijn Dr. D.J. Beets, Drs. A.J.F. van der Spek en Dr. L. van der Valk. Het tekenwerk is uitgevoerd door B. van der Kraan (RGD).

2. GROOTSCHALIGE KUSTONTWIKKELING GEDURENDE DE LAATSTE 9000 JAREN

2.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt de lange termijn kustontwikkeling beschreven, zoals deze sinds 8000 BP heeft plaatsgevonden. Deze 8000 BP is een ouderdom gemeten met de koolstof 14-methode (zie fig. 1 en bijlage 1) en betekent 8000 C14-jaren voor heden (before present). Zoals in bijlage 1 wordt uitgelegd zijn deze C14-jaren niet identiek aan zonnejaren, maar vertonen zij een niet-systematische afwijking. 8000 BP komt ongeveer overeen met 9000 zonnejaren geleden. In dit rapport wordt overal waar een jaartal BP wordt gegeven C14-jaren bedoeld. Als in de tijd veranderende grootheden, zoals snelheid van zeespiegelrijzing of sedimentatiesnelheden worden gegeven, zijn steeds zonnejaren voor de berekening hiervan gebruikt. Naast de C14-ouderdommen worden in het rapport ook de geologische indeling van het Holoceen gebruikt. Figuur 1 laat de relatie van deze verschillende tijdschalen zien.

Tengevolge van de afsmelting van de ijskappen, gevormd in de laatste ijstijd, steeg de zeespiegel tussen 8000 en 6000 BP met een snelheid variërend van $\pm 0,80$ tot $0,60$ m per eeuw en drong de zee de depressies, vooral beekdalen van het Laatglaciale landschap van de zuidelijke Noordzee en Nederland, binnen. Deze depressies ontwikkelden zich tot getijdebekkens, welke zich met het verder stijgen van de zeespiegel sterk uitbreidden over het omringende landschap. Het boven zeeniveau uitstekende reliëf, vooral de vroegere waterscheidingen tussen de dalen en nu de aanhechtingsplaats van de kustbarrière, werd hierbij geërodeerd. De kust en getijdebekkens verlegden zich snel landwaarts, omdat de sediment-aanvoer onvoldoende was om de snelle zeespiegelrijzing te compenseren.

Tussen 6000 en 5000 BP nam de zeespiegelrijzing af tot een snelheid van $\pm 0,30$ m per eeuw, waardoor de sedimentaanvoer min of meer de sedimentvraag tengevolge van de doorgaande zeespiegelrijzing kon compenseren en het kuststelsel niet of nauwelijks meer landwaarts verschoof. De sedimentaanvoer was voldoende om de getijdebekkens geheel of grotendeels op te vullen. Deze ontwikkeling lijkt zich tot ca. 5000 BP uniform langs de hele Nederlandse kust te voltrekken. Bovengenoemde ontwikkeling is, onder meer door latere erosie van de gevormde afzettingen, slechts globaal bekend.

Na 5000 BP gaat de kustontwikkeling belangrijke regionale verschillen vertonen.

Tussen 5000 en 3000 BP, toen de snelheid van zeespiegelrijzing gereduceerd was tot $0,15$ m/eeuw, werden de getijdebekkens van Zeeland en Holland opgevuld. De zeegaten, met uitzondering van de mondingen van Rijn, Maas en Schelde, verzandden. De kust werd recht getrokken en de voormalige getijdebekkens veranderden in moerassen met veenaccumulatie afgewisseld met soms uitgestrekte meren. In tegenstelling tot deze ontwikkeling bleven enkele zeegaten in Noord-Nederland open, waardoor de geschiedenis van het Waddengebied sterk verschilt van dat van de andere getijdebekkens. Na het begin van de jaartelling ontstonden in Zeeland door sterke aantasting van het veenlandschap en inbraken van de zee opnieuw grote getijdebekkens. In dezelfde tijd breidde de Waddenzee zich door erosie en verdrinking van voormalig hooggelegen gebieden naar het

westen uit, ontstond het Marsdiep en kwamen er verbindingen tot stand met de Flevomeren, waardoor de Zuiderzee ontstond. In deze tijd veranderde er betrekkelijk weinig aan de Hollandse kust, met uitzondering van de vorming van de Jonge Duinen.

Door de bovengeschetste ontwikkeling is in grote lijn de huidige vorm van de kust ontstaan: de gesloten kust van Noord- en Zuid-Holland en de onderbroken kusten van het Wadden- en Deltagebied (fig. 2).

De ontwikkeling van het Waddengebied, het Deltagebied en het Hollandse kustgebied wordt hierna in detail behandeld, in 3 tijdstappen: 8000 BP tot 5000 BP, 5000 BP tot 1000 BP en 1000 BP tot heden. De periode voor 5000 BP wordt gekenmerkt door snelle zeespiegelstijging en terugschrijding van de kust over zijn gehele lengte. De periode na 5000 BP laat in grote lijnen stabilisatie van de kust zien en de gevolgen van het langzaam verder stijgen van de zee ten opzichte van het landoppervlak. Gedurende de laatste 1000 jaar is de menselijke invloed op de kustontwikkeling van belang. Van de geschiedenis van de kust voor 5000 BP is het minste bekend. Omdat wij denken dat er per regio weinig verschillen zijn, wordt de beschrijving niet per regio opgesplitst. Na 5000 BP wordt dat wel gedaan.

2.2 Ontwikkeling van de Nederlandse kust tussen 8000 en 5000 BP

- Reliëf en zeespiegelrijzing

De morfologie van het Pleistocene oppervlak, waarover de stijgende zee zich uitspreidde, vormde een belangrijke factor met betrekking tot de lokaties van putten en bronnen op de kust gedurende het Holoceen. Dit landschap bestond binnen de huidige kustlijn uit een viertal dalsystemen, te weten (1) het dal van de Rijn, Maas en Schelde, (2) het dal van de Eem en de Overijsselse Vecht, (3) het Boornedal en (4) het Hunzedal (fig. 3). Het Texel Hoog (5), het Fries-Drents keileemplateau (6) en de westelijke uitloper van de Utrechtse heuvelrug (7) vormden de waterscheidingen tussen deze dalen.

De periode tussen 8000 BP en 7000 BP wordt gekenmerkt door een zeespiegelrijzing in de orde van grootte van 0,80 m per eeuw; deze nam af tot een gemiddelde van 0,60 m/eeuw tussen 7000 en 6000 BP en 0,30 m/eeuw tussen 6000 en 5000 BP (fig. 4).

De door de zeespiegelrijzing snel uitbreidende zee bereikte rond 8000 BP, toen de zeespiegel ± 20 m beneden de huidige lag, het dal van de Overijsselse Vecht en Eem onder de huidige kust. Dat wil zeggen dat ongeveer op dat tijdstip dit rivierdal veranderde in een getijdegeul. De helling van het oppervlak van West- en Noord-Nederland waarover de zee oprukte was ongeveer 1 : 3 à 4000, hetgeen betekende dat met iedere meter zeespiegelrijzing het getijdebekken 3 à 4 km landwaarts schoof. Wij nemen aan dat de kust met dezelfde snelheid landwaarts verplaatst werd en dat het oppervlak van het getijdegebied min of meer constant bleef. Er zijn echter nog te weinig gegevens om dit goed te kunnen onderbouwen. Figuur 5 geeft een reconstructie van het kuststelsel van Nederland ten tijde van 7000 BP. Zoals gesteld is de positie van

de kust op deze reconstructie onzeker en gebaseerd op indirecte gegevens.

De zeespiegelrijzing ging gepaard met een stijging van de grondwaterspiegel in de kustvlakte. De landwaarts schuivende getijdebekkens waren daarom steeds omringd door moerassen met veenaccumulatie.

- De grote rivieren

In het eerste deel van het Holoceen volgden Rijn en Maas een ruwweg oost-westlopend dal dat ter plaatse van de huidige Maasmonding westwaarts liep (fig. 3). De Schelde was in het begin van het Holoceen een zijrivier. De rivieren voerden voldoende sediment aan om de zeespiegelrijzing te compenseren en het rivierdal op te vullen met geulzanden, komkleien en organische sedimenten. Tevens blijkt dat de kustlijn ter hoogte van de riviervlakte iets minder snel terug-schreed dan ten zuiden en ten noorden hiervan, waardoor de Rijn/Maasvlakte een landhoofd vormde toen de kustlijn van Holland zich rond 5500 BP stabiliseerde. Dit landhoofd scheidde het getijdegebied dat zich ter plaatse van de Zuidhollandse en Zeeuwse eilanden ontwikkelde van het Hollandse getijdegebied. In die tijd had de Schelde zijn monding al verlegd naar dit Zeeuwse getijdegebied. Na 5000 BP zal ook de Rijn zijn monding gaan verleggen.

- Zeegaten en bekkens

Rond 6000 BP waren in de dalen van de Eem en de Overijsselse Vecht, het Boornedal en het Hunzedal uitgestrekte getijdebekkens aanwezig. Het bekken in het dal van de Eem en de Overijsselse Vecht stond via zeegaten bij Uitgeest en Alkmaar in verbinding met de Noordzee. De zeespiegel was inmiddels tot ca. 8 m onder NAP gestegen, waardoor ook ten zuiden van de Rijn-Maasmonding en tussen deze monding en het zeegat bij Uitgeest getijdebekkens waren ontstaan (fig. 6). Ten zuiden van de Rijn-Maasmonding ontstonden een groot zeegat (tussen Schouwen en Walcheren) en minstens 2 kleinere zeegaten. Tussen de Rijn-Maasmonding en het zeegat bij Uitgeest kwamen zeegaten voor bij Rijswijk, Leiden/Warmond, Hoofddorp en Haarlem (fig. 6).

Sedimentaansvoer naar de getijdebekkens liep via de kust en de zeegaten, waarbij wij de kleine hoeveelheid sediment, dat via riviertjes als Overijsselse Vecht, Eem en andere aan de landzijde van de getijdebekkens aangevoerd werd, verwaarlozen. Het zand kwam waarschijnlijk vanaf de onderwateroever, waardoor de kustlijn oostwaarts migreerde, maar kan voor een deel ook via de buitendelta's uit de Noordzee afkomstig zijn. Kenmerkend voor deze periode met nog steeds een hoge snelheid van zeespiegelrijzing was de vorming van zandige binnendelta's achter de zeegaten die zijdelings en naar achteren overgingen in vooral slibrijke gebieden bij de wantijen. Vergroeiing van de binnendelta's tot een groot platengebied met geulen, zoals wij dat van het huidige waddengebied kennen, was nog niet mogelijk omdat de aanvoer van sediment niet of nauwelijks de zeespiegelrijzing kon bijhouden. Dit wordt het duidelijkst gedemonstreerd in het getijdegebied van

Noord-Holland dat zich tussen 6000 en 5000 BP uitstreekte tot in de Noordoostpolder (fig. 6). Achter de binnendelta van de zeegaten van Alkmaar en Uitgeest ontving alleen de directe omgeving van de geulen genoeg sediment om de zeespiegelrijzing bij te benen, zodat hier bij laag water zandige, droogvallende platen als een soort brede oeverwal de geulen begrensd. Verder van de geulen vandaan overheerste slibsedimentatie, meestal beneden de laagwater lijn. Deze kommen vormden ideale gebieden voor slibsedimentatie. Figuur 7 geeft in vogelvlucht een interpretatie van dit getijdeland. Het profiel geeft weer wat boringen en ontsluitingen in putten aan informatie hebben opgeleverd. Oostelijker, in de Markermeer, overheerste slibsedimentatie en nog verder weg, ter hoogte van de Oost-Flevoland en de Noordoostpolder, ging het gebied over in een zoetwatergetijdeland met door oeverwallen omzoomde kreken en uitgestrekte rietvelden. Kennelijk werd hier vanuit het omringende achterland voldoende zoet water aangevoerd om een dergelijke vegetatie mogelijk te maken. Kwelders vergelijkbaar met de huidige kennen wij niet uit deze getijdegebieden, omdat er te weinig sedimentaanvoer was om deze langs de rand van de bekkens op te kunnen bouwen.

De geulen van dit getijdebekken en hun zeegaten vertoonden een relatief geringe zijdelingse verplaatsing (laterale migratie), omdat door de snelle zeespiegelrijzing verticale sedimentatie (aggradatie) overheerste boven laterale sedimentatie. De belangrijkste geulen met hun zeegaten bij respectievelijk Alkmaar en Uitgeest volgden in grote lijnen nog altijd hetzelfde pad als de beekgeulen van Overijsselse Vecht en Eem waaruit zij waren ontstaan.

Naar analogie van de oudste bewaard gebleven strandwallen denken wij dat er in deze fase van de kustontwikkeling strandwallen voorkwamen die waarschijnlijk laag, praktisch zonder duintjes en van geringe breedte waren. Terugschrijding van deze barrière vond mogelijk plaats door erosie van de onderwateroever en transport van het zand naar de zeegaten en door overspoeling van de strandwal tijdens storm.

Weinig is bekend van het mondingsgebied van de Rijn en Maas tijdens het Atlanticum. Uit de oriëntatie van de oudste strandwallen ten noorden van Ter Heyde blijkt dat deze monding rond 5500 nog ver zeewaarts was gelegen; tenminste 10 tot 15 km zeewaarts van de huidige kust, zoals hieronder zal blijken.

- Sedimentatie

Door de relatief snelle vorming van extra sedimentbergend vermogen tijdens de snelle zeespiegelrijzing liep de sedimentaanvoer steeds achter bij de sedimentvraag. Pas na de afname van de snelle zeespiegelrijzing tussen 6000 en 5000 BP kon de sedimentaanvoer de aanwezige ruimte opvullen. Er is dus sprake van een afnemende sedimentvraag in de getijdebekken. Door de morfologie van de getijdebekken ontstond er een efficiënte manier van slibsedimentatie. Omdat zijdelingse geulverlegging door de snelle zeespiegelrijzing veel kleiner was dan dat van de huidige getijdegeulen, werd dit slib later niet meer door de geulen opgeruimd.

2.3 Ontwikkeling van de Nederlandse kust tussen 5000 BP en heden

2.3.1 Algemeen

Deze periode wordt gekenmerkt door een afname van de zeespiegelrijzing tot een gemiddelde van ca. 0,15 m per eeuw tussen 5000 en 3000 BP en een gemiddelde van 0,05 m per eeuw sindsdien (fig. 4). Omdat het sediment-aanbod sinds 6000 de door de zeespiegelrijzing gecreëerde vraag ging overtreffen, werd een groot deel van de getijdebekken in de periode rond en na 5000 BP opgevuld, verzandde een deel van de zeegaten en veranderden de getijdebekken op den duur in moerassen met veenaccumulatie. Dit vond plaats kort voor 5000 BP in Zuid-Holland en tussen 5000 en 3500 BP in Noord-Holland, Friesland, Groningen en Zeeland.

Echter, niet alle zeegaten verzandden. Open bleven de mondingen van de rivieren, te weten de Scheldemonding ter hoogte van de huidige Oosterschelde, De Maasmondig ten zuiden van Hoek van Holland, de Rijnmondig bij Katwijk, en de monding van een andere Rijntak, de Vecht, ter hoogte van Castricum (het Oer-IJ). Dit bleven kwetsbare locaties waarlangs de nu wel langzamer, maar nog steeds stijgende zee - bedenk dat rond 5000 BP het gemiddelde zeeniveau 5 meter beneden de huidige stond - makkelijk kon binnendringen en de gebieden daarachter kon inunderen. Vooral de veengebieden bleken kwetsbaar, omdat inbraken vaak leidden tot ontwatering, daling en overstroming van het veenkussen; de zo ontstane komberging initieerde getijstrooming, hetgeen uiteindelijk weer leidde tot netto import van zand en slib. Wanneer het gebied na enige tijd opnieuw gevuld was, verzandden de geulen en veranderde het opnieuw in een zoet moeras met veenaccumulatie. Omdat de zeespiegel bleef stijgen kon dit proces zich herhalen, waardoor wij vaak in deze gebieden een afwisseling van klastische pakketten en veenlagen vinden. Mede gebaseerd op deze afwisseling is het concept van transgressies en regressies ontwikkeld. Dit concept ging er vanuit dat deze afwisseling veroorzaakt werd door verschillen in snelheid en richting van zeespiegelbeweging en door verschillen in klimatologische omstandigheden, vooral ten aanzien van frequentie en omvang van stormen. Tot nu toe bleek het niet mogelijk om deze verschillen in zeespiegelrijzing of stormfrequentie aan te tonen. Echter, Van de Plassche en Roep (1989) laten zien dat de gegevens waarop de zeespiegeltrendcurve (fig. 4; zie ook hoofdstuk 3) berust, de mogelijkheid van kleine variaties in stijgingssnelheid open laat.

Waarom de ontwikkeling van het oostelijke Waddengebied iets anders verliep dan dat van Holland en Zeeland is niet duidelijk, maar, alhoewel wij zien dat tussen 5000 en 4000 de getijdebekken wel veel kleiner werden, bleven de zeegaten van het oorspronkelijke Boorne- en Hunzedal open. Vanuit deze zeegaten werden na 4000 BP de veengebieden achter het getijdebekken opnieuw aangetast. Nu de zeespiegel zoveel langzamer steeg, werd de laterale migratie van de geulen veel sterker, waardoor de eerder afgezette slibrijke sedimenten van de vroegere wantijgebieden vervangen werden door zandige geulsedimenten. Om die reden is de opvulling van het Hollandse getijdegebied zoveel kleirijker dan die van de huidige Waddenzee.

Opvulling van de getijdebekken van Holland en Zeeland en sluiting van de getijdezeegaten leidden tot stabilisatie van de kust, en, althans wat betreft de Hollandse kust, zeewaartse uitbouw. Door het openblijven van

de zeegaten van de oostelijke wadden bleef de kust daar echter terugschrijden.

Rond 3000 BP was de mariene invloed in de Nederlandse kustvlakte op zijn kleinst, maar daarna nam deze opnieuw toe. Door talloze inbraken van de zee in Noord- en Zuidwest-Nederland breidde de waddenzee zich na het begin van de jaartelling sterk naar het westen uit en ontstond opnieuw een groot getijdebekken in Zeeland. In de late Middeleeuwen dreigde ook een deel van Holland opnieuw in een getijdegebied te veranderen. In deze laatste periode valt ook het opmerkelijke ontstaan van de Jonge Duinen.

De sterke toename van inbraken en overstromingen, vooral na de Romeinse tijd en in de Middeleeuwen, wordt veelal geweten aan enerzijds natuurlijke oorzaken, zoals een sterke toename van de snelheid van zeespiegelrijzing gedurende korte perioden en een tijdelijk verhoogde stormactiviteit tengevolge van klimaatsveranderingen, anderzijds de activiteiten van onze voorouders. Tengevolge van de ontginning van veen en de bewerking en drainage van veen- en kleigebieden in delen van de kustvlakte kon een sterke maaiveldsverlaging optreden, die bij inbraken potentiële komberging betekende. Zoals in hoofdstuk 3 nog kort zal worden toegelicht, hebben wij geen onafhankelijke aanwijzingen voor genoemde variaties in zeespiegelbewegingen of verschillen in stormactiviteit. Dat wil niet zeggen dat die er niet geweest zijn. Toch denken de opstellers van dit rapport dat deze factoren evenals de activiteiten van onze voorouders mogelijk de aanleiding voor (grote) inbraken en overstromingen zijn geweest, maar niet de oorzaak. Ons inziens is de oorzaak een tekort aan zandtoevoer van buiten het kuststelsel om de nog steeds stijgende zeespiegel te kunnen compenseren.

2.3.2 De kust van het Waddengebied

Het Waddengebied kan onderverdeeld worden in een oostelijke deel, dat is ontstaan uit de dalen van Boorne en Hunze en het westelijke deel waarvan de ontwikkeling nauw samenhangt met die van het Texel Hoog en de kop van Noord-Holland (fig. 6). Het westelijke Waddengebied bleef tot na 2000 BP buiten het bereik van de zee.

Van beide gebieden schreed de kust door erosie terug, waardoor reconstructie van kustlijnen in het verleden moeilijk is.

Ondanks een netto import van zand en slib in het oostelijke Waddengebied bleef er tot op de dag van heden een zandvraag. Dit heeft een drietal redenen. In de eerste plaats steeg de zeespiegel na 5000 BP nog 5 m (fig. 4). In de tweede plaats bleven de geulen open, hetgeen leidde tot talloze overstromingen in het achterland, waarbij ondermeer veengebieden werden geërodeerd en weer werden opgevuld met zand en slib. In de derde plaats werd door de zijdelingse verplaatsing van geulen en zeegaten reeds afgezet slib weer opgewoeld en vervangen door zand.

* 5000 BP tot 1000 BP

- *Oostelijke Waddenkust*

De kustlijn werd gevormd door enkele waddeneilanden die in de tijd naar het zuiden opschoven. Op grond van de aanwezigheid van een fossiele buitendelta en fossiele geulopvullingen wordt de positie van de kustlijn rond 5 à 6000 BP geschat op 11 km en 15 km ten noorden van respectievelijk Ameland en Schiermonnikoog.

In het Boornedal drong de zee vóór 3800 BP opnieuw binnen. Na verlanding en opslibbing van de diepe inbraakgeulen verlegde de Boorne zich naar het oosten. Deze nieuwe loop breidde zich geleidelijk in omvang uit en in de 8e à 9e eeuw ontstond hier de Middellzee.

In de Hunzeboezem en oostelijk daarvan stopte de verlanding rond 3500 BP, waarna er een periode van afwisselend landwaartse en zee-waartse verschuiving van de grens tussen mariene sedimentatie en veenvorming aanbrak. Vanaf 2900 BP trad definitieve verlanding van deze zeeboezem op. Rond 900 A.D. ontstond er westelijk van de voormalige Hunzeboezem een nieuwe inbraak als gevolg van veenwinning. Deze inbraak nam de afvoer van de stroompjes in het voormalige Hunzedal over, waardoor de Lauwerszee ontstond.

Op het plateau, dat het Boornedal en Hunzedal van elkaar scheidt, liep de doorgaande veenvorming rond 3200 BP ten einde. Ook hier volgde een periode van afwisselend mariene sedimentatie en veenvorming. Vanaf ca. 2000 BP was de positie van de landwaartse grens van de mariene sedimentatie hier min of meer stabiel.

Na de stabilisatie van de landwaartse grenzen van de getijdebekkens slibden de randgebieden hoog op door voldoende aanvoer van sediment en konden zich, vanaf ca. 3500 BP, echte kwelders ontwikkelen. Op de gevormde kwelderwallen en ook op de hoogliggende (getij)oeverwallen vestigden zich de eerste bewoners van het noordelijke kustgebied.

- *Westelijke Waddenkust*

De westelijke Waddenzee kwam pas relatief laat tot stand. Afgezien van lokale, kleinschalige mariene invloeden langs de randen van het Texel Hoog begon de verandering van dit gebied pas na 2000 BP toen het Flevomeer naar het noorden ging afwateren in de richting van de voorloper van het Zeegat van het Vlie. Hierbij werd de Pleistocene drempel tussen Wieringen en Friesland door erosie opgeruimd en breidde de mariene invloed zich in de 5e à 7e eeuw A.D. naar het zuiden uit. Dit leidde tot een natuurlijke ontwatering van het uitgestrekte veengebied ten oosten van Texel en Vlieland in de 9e en 10e eeuw A.D., waardoor een sterke maaiveldsverlaging optrad en ook dit gebied door de zee ingenomen werd.

* 1000 BP tot heden

Op basis van de ouderdom van met C14 gedateerde bodems in de duinen is het bekend dat de eilanden Terschelling en Ameland sinds respectievelijk 400 à 600 A.D. en 800 A.D. ongeveer op hun huidige plaats liggen. Schiermonnikoog is in de 14e eeuw aanzienlijk naar het oosten opgeschoven na de vorming van een nieuw zeegat naar de Lauwerszee. In de 16e eeuw zijn de laatste kweldereilandjes (waarschijnlijk vergelijkbaar met de Halligen in de Duitse Waddenzee) in de oostelijke Waddenzee door erosie verdwenen of vastgegroeid aan het vasteland. In de westelijke Waddenzee bestaat het eiland Griend, dankzij de zorg van de mens, nog steeds.

Vanaf ca. 1000 A.D. begonnen de bewoners van het noordelijke kustgebied zich door middel van bedijking tegen de zee te verdedigen. Hierbij werden bestaande of nieuwe hoog opgeslibde gebieden met dijken omringd en, in een later stadium, ingepolderd (fig. 8). De eerste dijken werden aangelegd op de relatief hoge kwelderruggen en (getij)-oeverwallen. In het Waddengebied betrof het vooral opslibbingen langs de landwaartse delen van de inbraken. Door deze van land naar zee gekeerde inpoldering van inbraken in het oostelijke Waddengebied nam het getijdebiet in deze vloedkommen af, waardoor de betreffende zeegaten kleiner werden. De Middelsee was in 1500 A.D. verland en grotendeels ingepolderd. Door de verlanding van het landwaartse deel van het kombergingsgebied werd de laterale mobiliteit van het bijbehorende zeegat aanzienlijk groter. Zo begon het Boorndiep naar het oosten te verschuiven na de bedijking van Het Bildt.

Aan het eind van de 13e eeuw vond langs de rivier de Eems een inbraak plaats, welke zich aan het begin van de 16e eeuw sterk uitbreidde tot de Dollard. De Lauwerszee en de Dollard verlandden slechts gedeeltelijk. De eerste werd in 1969 met een dijk van de Waddenzee afgesloten.

De westelijke Waddenzee breidde zich steeds verder uit, in samenhang met de ontwikkeling van de Zuiderzee en de kop van Noord-Holland. De Zuiderzee vergrootte zich geleidelijk tussen de 11e eeuw en de 16e à 17e eeuw. Hierdoor en door de erosie van het dikke veenpakket op het voormalige Pleistocene hoog ontwikkelden het Marsdiep en het Zeegat van het Vlie, welke de Zuiderzee met de Noordzee verbonden, zich tot de grootste zeegaten van de Waddenzee. De inbraken in de kop van Noord-Holland werden met stuifdijken afgesloten en ingepolderd. Nadat de Zuiderzee door de Afsluitdijk van de Waddenzee gescheiden werd, nam het getijdebiet in het Marsdiep en het Vlie toe.

2.3.3 De Deltakust

* 5000 BP tot 1000 BP

De Deltakust werd aan de noordzijde begrensd door de alluviale vlakte van Rijn en Maas. Ten zuiden hiervan ontwikkelde zich vanaf 7000 BP een getijdebekken dat rond 5500 BP zijn maximale grootte bereikte (fig. 6). Na die tijd werd de sedimentaanvoer voldoende om het getijdegebied op te vullen. Na sluiting van de zeegaten verzoette het gehele gebied tussen 4000 en 3500 BP en veranderde het in een moeras met veenaccumulatie. Het veenlandschap lag waarschijnlijk beschermd

achter een langs de gehele kust doorlopende strandwal, die alleen onderbroken werd door de monding van de rivier de Schelde ter hoogte van de huidige Oosterschelde en mogelijk van een kleine veenafwateringsgeul, de Honte, ter hoogte van de huidige Westerschelde. Van deze strandwal vinden wij alleen bij de Brabers op het eiland Schouwen resten terug; de strandwal blijkt hier iets ouder te zijn dan 4200 BP. Of hier ooit een strandwalopeenvolging geweest is die in breedte vergelijkbaar was met die van Holland is onbekend. Gezien het weinige wat van deze strandwal over is, lijkt dit niet het geval geweest te zijn. Zoals wij van de Hollandse kust weten is een strandwalopeenvolging van zo'n 8 à 10 km breedte niet zo erg makkelijk door latere doorbraken op te ruimen.

Na 3500 BP gebeurde er weinig, maar vanaf 2400 BP vond er overstroming van het veengebied plaats vanuit de monding van de Schelde. Toen vervolgens het veenlandschap werd gedraineerd en afgegraven, breidde de zee zich na ca. 300 A.D. (1750 BP) uit en werd er over de veenresten wadsedimenten afgezet. Ontwatering van het veenkussen was deels een gevolg van landwaartse uitbreiding van de getijdegeulen en deels van de aanleg van drainagesystemen door de mens. Bij de overstromingen die volgden, vond er sterke erosie van het landschap plaats. Via de gegraven sloten en kanalen kon de zee, in tegenstelling tot een natuurlijke inbraak, direkt tot ver in het veengebied doordringen.

* 1000 BP tot heden

De voortgaande aantasting van het veenlandschap resulteerde uiteindelijk rond 1200 A.D. in de vorming van de Grevelingen en het Haringvliet. De Deltakust werd opengebroken door de zee en veranderde in een getijdegebied. De strandwallen ten zuiden van de huidige Oosterscheldemonding werden vrijwel geheel opgeruimd. De Honte kreeg ter hoogte van Ossendrecht verbinding met de Schelde, waardoor de Westerschelde ontstond.

In het Delta-kustgebied werden hoofdzakelijk de wantijen, welke aan de zijzijde van de kustbarrières ontstonden, bedijkt. Deze hooggelegen gebieden lagen, in tegenstelling tot wantijen, in het Waddengebied, beschermd tegen windgolven en driftstromen, waardoor ze hoger op konden slibben en begroeid raakten. Deze gebieden vormen de kernen van de huidige eilanden. Aanslibbing langs de landwaartse bekkenranden, zoals in het Waddengebied, vond niet plaats, omdat de zee-armen geen vaste landwaartse begrenzing hadden. Ze stonden alle op de een of andere manier in verbinding met rivieren. De bedijkingen langs de zee-armen hadden tot gevolg dat het bergend vermogen bij waterstandverhoging tijdens storm afnam, wat resulteerde in verhoging van de stormvloedstanden. Hierdoor werden doorbraken van de dijken en daarmee nieuwe uitbreidingen van het getijdegebied veroorzaakt. Het landverlies werd verder in de hand gewerkt door verwaarlozing van de dijken tengevolge van slecht bestuur en oorlogshandelingen tijdens de 80-jarige oorlog. Het verloren land werd deels weer door inpoldering teruggewonnen.

Door de aanleg van de Deltawerken is de natuurlijke dynamiek in de getijdebekkens grotendeels verdwenen. De morfologie van de buitendelta's wordt door de verandering in golf- en getijklimaat aangepast,

waarbij zand kustwaarts gevoerd wordt door dwarstransport. Hierbij worden kustparallele banken gevormd. Daarnaast wordt een deel van het in de buitendelta's opgeslagen zand zijdelings afgevoerd door kustdrift. Dit leidde bijvoorbeeld tot de vergroting van de Kwade Hoek, aan de noordwest kust van Goeree, na de sluiting van het Brouwershavense Gat. Dit actuele proces zou ook in het verleden wel eens een belangrijke rol gespeeld kunnen hebben. De buitendelta's van de tussen 5500 en 3500 BP verzandende zeegaten van de Hollandse en Zeeuwse kust moeten belangrijke zandbronnen voor de kusten geweest zijn.

2.3.4 De Hollandse kust

De belangrijkste ontwikkelingen sinds 5000 BP waren de opvulling van het getijdebekken, de sluiting van de zeegaten van de getijdegeulen en de uitbouw van de kust tussen Ter Heyde en Camperduin over een breedte van meer dan 8 km. Dit ging gepaard met een geleidelijke versteiling van de onderwateroever van dit kusttraject, de erosie van de in zee uitstekende Rijn/Maasvlakte en het Texel Hoog en, sinds de Middeleeuwen, het ontstaan van het Marsdiep als verbinding met de westelijke Waddenzee en de vorming van de Jonge Duinen.

* 5000 BP tot 1000 BP

- *Zeegaten en getijdebekkens*

In grote lijnen vult het Hollandse getijdegebied op van zuid naar noord. Dit is waarschijnlijk vooral het gevolg van de grootte van de getijdebekkens - betrekkelijk klein in Zuid-Holland en zeer breed in Noord-Holland -, maar kan ook samenhangen met de aanwezigheid van een belangrijke zandbron in het zuiden en met de voortplantingsrichting van de getijgolf. Zoals reeds eerder gesteld was de opvulling van de getijdebekkens het directe gevolg van de afname van snelheid van zeespiegelrijzing na 6000 BP, waardoor de netto import van zand en slib het ontstaan van nieuwe sedimentatieruimte overtrof. De getijdebekkens veranderden in zoetwatermoerassen met veenaccumulatie. Twee zeegaten verzandden niet, maar werden nieuwe mondingen voor de Rijn. Het zeegat bij Leiden werd na 5000 BP een zijtak en na 4300 BP de hoofdafvoer van de Rijn, terwijl het Haarlemse zeegat overgenomen werd door het Oer-IJ (Van der Valk, 1992), waarop de Utrechtse Vecht, dan inmiddels een zijtak van de Rijn, afwaterde. De Leidse Rijntak bouwde na 4000 een bescheiden delta uit in zee, zoals blijkt uit het verloop van de strandwallen rond de monding.

De zeegaten bij Rijswijk en Hoofddorp sloten ca. 5500 BP, die bij Uitgeest rond 4800 BP. Na sluiting van het zeegat bij Bergen/Alkmaar omstreeks 3300 BP, is er één gesloten kustvak ontstaan waar, bij verdergaande zeespiegelrijzing, geen grote inbraken meer plaatsvonden en de veenmoerassen al snel veranderden in boven het grondwater niveau gelegen hoogveenkussens. Zoals eerder gesteld was het betrekkelijk late verzanden van het zeegat van Alkmaar het gevolg van de grootte van het achterliggende getijdegebied. In het laatste stadium van de ontwikkeling van deze geul werd de dissipatie van de getijdegolf op de omringende platen (nu het oude land van Noord-

Holland) zo groot, dat de geul afgesloten werd van het meer oostelijk gelegen getijdegebied dat daardoor veranderde in een groot met rietvelden omzoomd meer, het Flevomeer. Toen deze na 2000 BP naar het noorden ging afwateren, ontstond er een verbinding met het Waddengebied en veranderde het meer in de zich snel in grootte uitbreidende Zuiderzee.

Na sluiting van de zeegaten was het aangevoerde zand voldoende om de kust naar het westen uit te bouwen.

- *Strandwalvorming en kustuitbouw*

Stabilisatie gevolgd door uitbouw van de kust begon tussen 6000 en 5000 BP langs de noordrand van de Rijn/Maasvlakte in het zuiden. De oudste gedateerde strandwallen bij Rijswijk hebben een ouderdom van ca. 5500 BP. In de omgeving van het zeegat van Alkmaar schreed de kust toen nog terug, omdat de sedimentvraag van het achterliggende getijdebekken in die tijd nog zeer hoog was. Pas rond 4200 BP waren grote delen van dit getijdebekken opgevuld, waardoor de sedimentvraag sterk afnam. Hierdoor overtrof de zandaanvoer de vraag, stabiliseerde de kust en begon zich westwaarts te verleggen (fig. 9).

De uitbouwende Hollandse kust was ingesloten tussen de twee landhoofden, de Rijn/Maasvlakte in het zuiden en het Texel Hoog in het noorden. Aannemende dat de gemiddelde windrichting in die tijd niet verschilde van de huidige, vormde dit kusttraject een gesloten systeem. Het zand werd door langstransport aangevoerd vanaf de beide landhoofden en door dwarstransport vanuit de Noordzee. Zoals hieronder besproken zal worden, was deze laatste zandbron waarschijnlijk de grootste, waarbij men zich wel moet realiseren dat in de tijd dat de kust begon uit te bouwen de onderwateroever en aangrenzende Noordzee sterk verschilden van de huidige. Zoals door Van Straaten (1965) al werd verondersteld was gedurende het snelle terugschrijven van de kust in de voorgaande periode veel zand van het diepere deel van de onderwateroeveren en buitendelta's van oudere kustposities in de Noordzee achtergebleven, dat na stabilisatie van de kust in de millennia na ca. 5000 BP langzaam naar de kust werd getransporteerd. Zowel de interne structuur van deze kustopvolgingen als de morfologie geven aan dat gedurende de uitbouw van de kust de onderwateroever steiler en de Noordzee dieper werd (fig. 10). Het voorkomen van een tot enkele decimeters dikke laag van relatief grofkorrelig zand met schelpconcentraties gelegen op zanden met een gemiddelde fijnere korrelgrootte aan de voet en het onderste deel van de onderwateroever wijst er op dat nog steeds tijdens stormen het zand op deze diepte geërodeerd en uitgewassen wordt, waarbij mogelijk de fijnere fractie kustwaarts gevoerd wordt. Ook de shoreface-connected ridges laten duidelijk een vergroving van oud via subrecent naar recent zeezand zien, hetgeen suggereert dat ook op deze ruggen dit proces van uitwassen nog altijd doorgaat.

Reconstructie van de onderwateroeveren van vroegere kustlijnen laten zien dat vanaf ongeveer 3600 BP de onderwateroever geleidelijk versteilde tot zijn huidige helling (fig. 10). Deze versteiling is vermoedelijk het gevolg van de geleidelijk afnemende toevoer van

zand uit de diepere Noordzee en afvoer van zand van het onderste deel van de onderwateroever naar het strand.

De uitbouwende kustopeenvolging bestaat uit strandwallen en strandvlaktes. In tegenstelling tot de eerste hebben de strandvlaktes geen duinen. De totale kustserie is maximaal 8 tot 10 km breed; de jongste kustlijnen dateren van rond 2000 BP (fig. 9). Door latere erosie zijn jongere kustlijnen niet bewaard gebleven. De extrapolatie van twee kustsecties bij Wassenaar en Haarlem suggereert dat de kustuitbouw daar in respectievelijk de 9e en de 11e eeuw omsloeg in erosie; aangenomen wordt dat de kustlijn nooit veel verder dan 1 à 1.5 km westelijk van de huidige gelegen kan hebben.

Uit de doorsneden van de kustserie blijkt er een korrelgrootte-minimum op een diepte van rond de 10 meter in de boringen voor te komen, zowel daaronder als daarboven is de gemiddelde korrelgrootte grover. Volgens Van Straaten zou het zand onder dit minimum door dwarstransport uit de Noordzee komen, terwijl het zand daarboven door langstransport vervoerd zou zijn. Ook zien wij dat de gemiddelde korrelgrootte van de afzettingen in de beide grove zones iets vergroft naarmate ze jonger zijn. Dit wijst erop dat uitwassing van de fijnere korrels een steeds grotere rol speelt naarmate de strandwallen uitbouwen.

Omdat zowel de landhoofden ter weerszijde van de uitbouwende Hollandse kust geleidelijk verdwenen en fossiele buitendelta's en andere restanten van vroegere kustposities in de Noordzee opgeruimd werden, nam de zandtoevoer naar de kust in de loop van de tijd af en veranderde de uitbouwende kust in de Middeleeuwen opnieuw in een terugschrijdende kust. Deze erosie was direct gekoppeld aan het onttrekken van zand aan de onderwateroever ten behoeve van grootschalige duinvorming, de Jonge Duinen.

- *De kop van Noord-Holland*

Tengevolge van de gradiënten in langstransport bleef de kust van het Texel Hoog erosief en terugschrijden. Weinig is er daarom bekend van positie en geschiedenis van dit kusttraject in deze periode. Wel weten wij dat door de geleidelijk verder stijgende zeespiegel de lager gelegen delen van het Pleistocene Texel Hoog uiteindelijk verdronken en binnen het getijdebereik kwamen te liggen. Door voortgaande mariene insnijding en erosie van de veengebieden ontstond er vanaf de 9e eeuw een aantal getijdegeulen in de richting van het Almere. Eén daarvan ontwikkelde zich tot het huidige Marsdiep, de andere verzandden of werden afgedamd met stuifdijken.

- *Het zuidelijk deel van de Hollandse kust*

De alluviale vlakte van Rijn en Maas werd door golven en getij verder afgebroken, een proces dat waarschijnlijk nog versterkt werd door de verlegging van de Rijnmond naar Leiden. Vanaf het begin van de jaartelling werd de Lek de belangrijkste Rijntak en kwam de monding weer in de buurt van Rotterdam te liggen. Het deel van de Hollandse kust ten zuiden en ten oosten van Ter Heyde werd vanaf

ongeveer 3000 BP en vanuit de Rijn/Maasvlakte in toenemende mate door inbraken geteisterd, waarbij zich getijdebekkens achter de uitbouwende strandwalopeenvolging vormden. De toenemende inbraken in het gebied van de Rijn-Maasmonding hingen waarschijnlijk ten dele samen met maaiveldsverlaging van het veendek.

* 1000 BP tot heden

Tijdens de laatste 1000 jaar sloeg de uitbouw van de Hollandse kust om in erosie en terugschrijding, die wat betreft het centrale deel pas tot staan werd gebracht in de vorige eeuw met de maatregelen ter bescherming van de zeereep. Deze erosie lijkt gekoppeld te zijn aan de vorming van de Jonge Duinen die rond 1000 AD begon. Op mogelijke oorzaken hiervan wordt hieronder ingegaan. De monding van de Oude Rijn bij Katwijk werd rond 1100 A.D. definitief afgesloten.

- *De vorming van de Jonge Duinen*

Onze kennis over de ontwikkeling van de Jonge Duinen is vooral gebaseerd op gegevens uit het gebied tussen Haarlem en Velsen. Grootschalig windtransport en -erosie begon ca. 1000 AD. Landwaarts migrerende loopduinen bedekten het uitgeblazen landschap van de Oude Duinen. Na ca. 200 jaar stagneerde deze fase en vanaf ca 1300 A.D. stabiliseerde een opkomende vegetatie het landschap. In de hierop volgende eeuwen werd het landschap opnieuw door zand overstoven en veranderd in begroeide paraboolduinreeksen. Het totaal aan aangevoerd en verblazen zand op de kust van Holland bedraagt 1.5×10^9 m³. Uit gegevens van andere lokaties blijkt dat de begindatering van de duinvorming niet algemeen geldig is. Met name in de buurt van de voormalige zeegaten in de gesloten kust kon deze grootschalige duinvorming eerder beginnen.

Welk proces (of complex van processen) tot deze Jonge Duinvorming geleid heeft is nog steeds niet goed bekend. Het zand van de Jonge Duinen is voor het grootste deel afkomstig van de kust en om die reden wordt wel gedacht aan een verband met de geleidelijke versteiling van de onderwateroever. Door versteiling van de kusthelling wordt de dissipatie van de golfenergie in dieper water minder, waardoor de golfenergie op het strand groter is, de golven hoog oplopen tegen het strand en het zand hoog op de berm brengen waar het door de wind verder getransporteerd kan worden. Daarnaast zullen ook klimatologische en menselijke factoren (begrazing en houtwinning) een rol gespeeld hebben.

Alhoewel wij de neiging hebben om te denken dat kust en duin onafscheidelijk zijn, blijkt uit de lange termijn geschiedenis van de Hollandse kust dat er ook kusten zonder duinen zijn geweest. Vooral in de beginperiode van uitbouw van het kusttraject tussen Ter Heyde en Camperduin, tussen 5500 en 4000 BP, toen de kust nog in de luwte van de tot banken en ruggen vervormde buitendelta's lag, bestond de kust op vele plaatsen uit vlaktes waarop geen droog strand werd gevormd. Golfenergie was door de ondiepten voor de kust zodanig afgeremd dat de laatste golven, zelfs tijdens storm, braken op banken in het intergetijdebereik. Daarom was er geen strand met berm

waarvanaf de wind zand landwaarts kon blazen. Naarmate de kust jonger werd, werden deze ondiepten opgeruimd, versteilde de kusthelling en nam de duinvorming toe. In deze zin past het ontstaan van de Jonge Duinen in een grootschalig patroon van kustontwikkeling.

Na de vorming van de Jonge Duinen stabiliseerde de kustlijn, behalve ten zuiden van Scheveningen en ten noorden van Castricum. Tussen Scheveningen en Castricum is de laatste anderhalve eeuw zelfs een geringe zeewaartse verplaatsing van de kustlijn opgetreden, terwijl verdere versteiling van de kust plaatsvond.

- *De kop van Noord-Holland*

In de 9e en 10e eeuw ontstond het Zijpe, gevolgd door het Marsdiep en het Heersdiep in de 12e eeuw als doorbraken door de smalle strandwal van het voormalige Texel Hoog. Het Zijpe en het Heersdiep werden in de 16e en 17e eeuw door stuifdijken afgesloten. Hierdoor werden de eilanden tussen deze inbraken, de zogenaamde "ogen", onderling verbonden en ontstond de huidige rechte en gesloten kustvorm. Het Marsdiep ontwikkelde zich tot het grootste zeegat van de Waddenzee, vooral na de vorming van de Zuiderzee (12e eeuw). De vorming van dit zeegat luidde sterke erosieve aantasting van de kust van de kop van Noord-Holland in. Het geërodeerde zand werd grotendeels in de westelijke Waddenzee afgezet. Dit proces van kusterosie werd verder voortgezet na de verhoging van GHW, ontstaan door de afsluiting van de Zuiderzee en de daarmee gepaard gaande vergroting van de zandvraag in de westelijke Waddenzee.

- *Het zuidelijk deel van de Hollandse kust*

De haakwal ten zuiden van Ter Heyde breidde zich verder naar het zuiden uit, terwijl de kustlijn als geheel zich naar het oosten verlegde. Achter de haakwal vond aanslibbing plaats, welke leidde tot uitbreiding van de noordelijke oever van het estuarium van de Maas. De terugschrijding van de kustlijn leidde tot doorbraken in de richting van het veengebied ten zuiden van Ter Heijde, het punt waar de strandwallen de huidige kustlijn snijden. Met verdedigingsmaatregelen is deze ontwikkeling in een vroeg stadium door de mens tot staan gebracht.

3. GROOTSCHALIGE KUSTONTWIKKELING IN HET HOLOCEEN: RANDVOORWAARDEN EN SEDIMENTTRANSPORT

Nu de grootschalige kustontwikkeling behandeld is, worden in dit hoofdstuk de randvoorwaarden voor kustontwikkeling en de veranderingen daarin gedurende het Holoceen besproken. Er is een ruwe sedimentbalans opgesteld om inzicht te krijgen in het lange termijn sedimenttransport.

3.1 Randvoorwaarden kustontwikkeling

Als belangrijkste randvoorwaarden worden hier beschouwd de beschikbaarheid van sediment, de ruimte waar sediment afgezet kan worden en de transportmechanismen.

- Beschikbaarheid van sediment

De Holocene kustvlakteaafzettingen van Nederland bestaan voor ongeveer 70% uit zand. Het resterende deel van de afzettingen bestaat uit slib (minerale delen $< 63 \mu$) en veen. Het begrip kustvlakteaafzettingen wordt hier in de breedste zin van het woord gebruikt en omvat zowel de afzettingen in de kustzone als die in de getijdebekkenen daarachter.

De Pleistocene afzettingen die de ondergrond van Nederland en de Noordzee vormen, bestaan voornamelijk uit zand. Omwerking van dit zand door golven en getij vormde een belangrijke zandbron voor het Holocene kuststelsel. Door terugschrijding van de kust werden bovendien al eerder afgezette Holocene sedimenten opgeruimd, waarbij het zand en slib opnieuw ter beschikking kwamen. Hierbij moet men denken aan oudere kustafzettingen en aan de geulsedimenten van Rijn en Maas die in het Atlanticum afgezet zijn westelijk van de huidige Maasvlakte toen de kust nog ver in de Noordzee lag.

Een overzicht van de belangrijkste sedimentbronnen tijdens de opbouw van de Nederlandse kust wordt gegeven in 3.2.1.

- Sedimentvoorraad

Door het rechte trekken van de kustlijn namen de gradiënten in langs-transport geleidelijk af en raakten sedimentbronnen als de Rijn-Maasdelta uitgeput. Ook de Pleistocene kapen, die door erosie eveneens sediment leverden, zijn op den duur verdwenen. De rol van het Texel Hoog als zandbron voor de Hollandse kust lijkt met het ontstaan van het Marsdiep in de Middeleeuwen uitgespeeld; voor de Waddenzee loopt die rol echter door. Ook de grote hoeveelheid zand die rond 5000 BP in de Noordzee was achtergebleven als buitendelta's en andere kustresten, en dat door de betrekkelijk ondiepe ligging de belangrijkste zandbron voor onze kust was, wordt in de loop van de tijd kleiner; de shore-face-connected ridges en de Holocene sedimenten waarop zij rusten, zijn mogelijk de restanten van deze zandbron. Aannemend dat golfwerking een belangrijke factor is voor het dwars-transport kunnen wij stellen dat, door de voortgaande stijging van de zeespiegel het oppervlaktepercentage van de Noordzeebodem dat binnen het bereik van de

kustwaartse transportprocessen lag en dus de bijdrage van deze potentiële sedimentbron, verder verkleind is.

Zoals reeds eerder gesteld, is er tot op heden geen geologisch onderzoek gedaan naar de grootte van een eventuele zandbijdrage uit "dieper" water (> 20 m), zodat het niet mogelijk is om daar verdere uitspraken over te doen.

- Sedimentatieruimte

Het oorspronkelijke reliëf van de ondergrond, de sedimentaanvoer en de snelheid van zeespiegelrijzing bepaalden de sedimentatieruimte en de lokaties van bronnen en putten. Zoals in hoofdstuk 2 is uiteengezet ontwikkelden dalpatronen zich tot getijdebekkens en de waterscheidingen tot landhoofden. In de eerste helft van het Holoceen tot ongeveer 6000 BP, toen de snelheid van zeespiegelrijzing groter was dan 0.6 m/eeuw, bleek de sedimentaanvoer onvoldoende om de door de zeespiegelrijzing gecreëerde ruimte op te vullen, waardoor de kust snel terugschreed. In feite betekent dit dat de sedimentvraag van de getijdegebieden zo groot was dat dit alleen gecompenseerd kon worden door sterke erosie van de vooroever en continue verschuiving van de strandwal landwaarts. In die periode ontstond de differentiatie tussen de bronnen (Zeeuws-Vlaanderen, Rijn/Maasvlakte en het Texel Hoog) en de putten (Zeeland, Holland en de oostelijke Waddenzee) doordat de kustlijnen van hoger gelegen waterscheidingen minder snel terugschreden dan de depressies (oude beekdalen) daartussen. Op die wijze ontstond er een kustlijn met landhoofden (bronnen) en baaien (putten). Toen de snelheid van zeespiegelrijzing sterk afnam tussen 6000 en 5000 BP kwam er een inhaalactie op gang. Snelheid van kustachteruitgang nam sterk af doordat het sedimentaanbod groter werd dan de toename in sedimentbergend vermogen t.g.v. zeespiegelrijzing. Dit resulteerde in de opvulling van de getijdebekkens van Holland en Zeeland en een verkleining van het getijdebekken van de oostelijke Waddenzee tussen 5000 en 3000 BP, toen de snelheid van zeespiegelrijzing gereduceerd was tot een gemiddelde van 0,15 m/eeuw (fig. 4).

Na de opvulling van het oorspronkelijke reliëf en sluiting van de getijdezeegaten langs de Hollandse en Zeeuwse kust wordt de zeespiegelrijzing gecompenseerd door veenaccumulatie in de voormalige getijdebekkens. Deze veenkussens groeiden lokaal sneller dan de grondwaterpiegel steeg, waardoor de veenkussens boven grondwater en zeespiegel uitstaken. Echter, omdat deze veenkussens zeer waterrijk waren, had ontwatering een sterke daling van de veenkussens tot gevolg. Waar deze veenkussens gedraineerd werden, ontstond nieuwe accommodatieruimte gecreëerd door daling van het maaiveld. Een dergelijke drainage vond plaats langs de opengebleven mondingen van Rijn, Maas en Schelde en aan de achterzijde van het getijdegebied van de oostelijke Waddenzee. Wij zien dan ook dat, naarmate de zeespiegel hoger werd, de mariene invloed in die gebieden weer groter werd, mede omdat overstroming van deze voormalige veengebieden ook veelal sterke erosie teweegbracht.

- Transportmechanismen

Ook in het verleden waren golven, getij en in mindere mate de wind de belangrijkste transportmechanismen. Sedimentaire structuren in vooral zanden tonen dat duidelijk aan. Sedimentaire structuren geven echter geen beeld van de belangrijkste transportstromen langs de kust. Inschatting van het relatieve belang van langs- en dwarstransport op geologische tijdschaal kan alleen komen uit een vooral kwantitatieve analyse van de putten en bronnen in het verleden. Met langs- en dwarstransport wordt hier bedoeld het langstransport in de brandingszone en het dwarstransport van "dieper" water over de 8 m dieptelijn naar het strand. Een poging om de belangrijkste sedimentstromen in de tijd te onderscheiden wordt in 3.2 ondernomen.

Tot op heden is er weinig onderzoek verricht naar het belang van langstransport t.g.v. de getijdereststroom in het verleden, waardoor het niet mogelijk is om daar nu veel zinnigs over te zeggen.

Op grond van de verspreiding van schelpen kan de conclusie getrokken worden dat in de huidige kustzone dwarstransport van schelpmateriaal veel belangrijker is dan langstransport. Het is echter de vraag of dit ook voor het zandtransport opgaat.

Het dieper en breder worden van de zuidelijke Noordzee in de loop van het Atlanticum had belangrijke consequenties voor het verloop van de getijgolf en de effectiviteit van door wind opgewekte golven. Na 5000 BP, als de Noordzee bijna zijn huidige diepte en omvang heeft bereikt, verschillen de getijkarakteristieken niet veel meer van de huidige.

Over de invloed van het klimaat en veranderingen daarin op de kustvorming is in het verleden veel gespeculeerd. Echter, uit de geologische ontwikkeling van de kust, zoals wij die nu kennen, kan geen argument ontleend worden voor belangrijke veranderingen in windklimaat sinds 5000 BP. Dat wil niet zeggen dat deze er niet geweest zijn, maar omdat het niet aan te tonen is, heeft het geen zin om met betrekking tot kustvorming hier nu aandacht aan te besteden.

- Getij

De ontwikkeling van de getijbeweging in de Noordzee tijdens de Holocene zeespiegelstijging is onderzocht door Franken (1987). Hij simuleerde de getijbeweging in de Noordzee bij zeespiegelstanden resp. 20, 15, 10 en 5 m lager dan de huidige met een numeriek waterbewegingsmodel op basis van de huidige morfologie (fig. 11). Deze standen horen bij de Noordzee, zoals die er respectievelijk 7800, 7200, 6500 en 5000 BP uitgezien zouden hebben. Bij de berekeningen voor 7800 BP (zeespiegel 20 m lager dan nu) blijkt het getijverschil langs de Nederlandse kust ca. 0.8 m tot 1 m te zijn. Dat is aanzienlijk minder dan nu. De getijverschillen langs de kust variëren eveneens aanzienlijk minder. De getijstrooming heeft een sterk tweedimensionaal karakter. Dat wil zeggen dat de stroomrichting met het verloop van de getijcyclus ronddraait, waardoor duidelijke stroomkenteringen ontbreken. De stroomsnelheden liggen met maximale waarden rond 0.5 m/s ca. 40% lager dan de huidige waarden.

Met het verhogen van het gemiddeld zeeniveau neemt onder meer de bodemwrijving van de getijgolf af, waardoor de amplitudes van de verschillende getijcomponenten groter worden en de loopsnelheid van de getijgolf toeneemt. De hoogwaterstanden en de getijverschillen langs de Nederlandse kust nemen hierdoor eveneens toe. Ook de getijstroming wordt aanzienlijk sterker, vooral bij stijging van -20 m naar -15 m. Daarnaast krijgt de stroming een duidelijk ééndimensionaal karakter, waardoor er stroomkenteringen op gaan treden.

Langs het grootste deel van de Nederlandse kust nemen de hoogwaterstanden en getijverschillen tot aan de huidige situatie toe. Voor de kust van Noord-Holland nemen de hoogwaterstanden en de getijverschillen na 6500 BP echter af (fig. 11, lokaties 4 en 5). Dit is een gevolg van het kustwaarts verschuiven van het amfidromisch punt van de dubbeldaagse getijcomponent (welke grotendeels het getijverschil bepaalt).

- Golven

Berekening van een golfklimaat bij een constante windsnelheid van 10 m s^{-1} , in combinatie met de Holocene zeespiegelstijging (Stive, 1987; fig. 12), laat zien dat in de snel in diepte en breedte toenemende Noordzee de golfhoogte en golfperiode tot 8000 à 7000 BP (zeespiegelstand 20 à 15 m onder NAP) snel toenemen. Daarna is er nauwelijks meer een toename. Het kustwaarts sedimenttransport door golven wordt bevorderd door de golfasymmetrie. Berekening van de asymmetrie in de orbitaalsnelheid op 5 m diepte (fig. 12) laat zien dat deze parameter tot ca. 5000 BP sterk blijft stijgen. Dit betekent dat de kustwaartse transportcapaciteit door golven tot aan het eind van het Atlanticum sterk toegenomen moet zijn. Daarnaast kon door de afname van de zeespiegelstijging het kustwaarts transport langer inwerken op de kustafzettingen, waardoor het kustwaarts dwarstransport in grootte toenam.

- Zeespiegelrijzing

Voor de kustontwikkeling in het Holoceen is de relatieve zeespiegelrijzing van essentieel belang.

Relatieve zeespiegelrijzing is samengesteld uit bodemdaling en eustatische stijging van het zee-oppervlak. Nederland ligt op de rand van het langzaam dalende Noordzeebekken en het langzaam rijzende Massief van Brabant. Deze verticale bewegingen worden veroorzaakt door processen die in de mantel en diepere korst van de aarde plaatsvinden. Als wij over het gehele Kwartair (= Holoceen en Pleistoceen $\approx 2 \times 10^6$ jaren) kijken, dan blijkt de daling van Holland en het westelijke Waddengebied in de orde van grootte van enkele centimeters per eeuw te liggen; voor Zeeland en het oostelijke Waddengebied is de daling veel geringer. Uit de analyse van primaire nauwkeurigheidswaterpassingen, uitgevoerd in 1926 - 1978, is de daling berekend van op de Pleistocene zanden gefundeerde peilmerken. Dit suggereert dalingssnelheden in de orde van grootte van 5 tot 7 cm/eeuw voor vooral Noord-Holland en Noord-Nederland in de laatste eeuw.

De eustatische zeespiegelbeweging wordt veroorzaakt door het afsmelten van de ijskappen die gedurende de laatste ijstijd vooral Noord-Europa en Noord-Amerika bedekten. Hierdoor trad een zeer snelle stijging van het zeeniveau op, waarbij de gemiddelde stand van het oceaanooppervlak van ca. -120 m rond 18000 BP steeg naar ca. -5 m rond 4000 BP. Fig. 13 geeft een complete trendcurve van zeespiegelrijzing sinds 18000 BP, gebaseerd op hoogteligging en C14-ouderdom van koraalkolonies van *Acropora palmata* rond het eiland Barbados in het Caraïbische gebied. Kolonies van *Acropora palmata* leven niet dieper dan 5 m beneden de zeespiegel en zijn om die reden voortreffelijke zeespiegelindicatoren in tropische gebieden. Omdat de curve niet beïnvloed is door bodembewegingen tengevolge van het afsmelten van de ijskappen zou het een goede weergave zijn van de eustatische zeespiegelbeweging. Echter, het eiland Barbados wordt al gedurende enkele miljoenen jaren langzaam opgeheven en een onzekere aanname bij de curve is dat de snelheid van opheffing gedurende de laatste 18000 jaren constant geweest is. Ondanks deze onzekerheid is het de beste en meest onderbouwde curve voor de eustatische zeespiegelrijzing die er tot nu toe gepubliceerd is. De curve laat zien dat de snelheid van zeespiegelrijzing tot 6000 BP hoog is, met pieken rond 12000 en 9000 BP en dat na 6000 BP de bijdrage van het afsmelten van de ijskappen sterk terugloopt.

Trendcurves voor de relatieve stijging van het gemiddeld zeeniveau in het Nederlandse kustgebied werden gepubliceerd door Jelgersma (1961, 1977, 1979) en Van den Plassche (1982). De curve van Jelgersma (1979) verschilt van die van Van den Plassche (1982) vooral in het bereik tussen 5000 BP en nu, waar de eerste een simpele curve als trend geeft, terwijl de laatste korte perioden met verschillende snelheid van zeespiegelstijging onderscheidt. Beide curves zijn geconstrueerd uit de diepteligging en C14-ouderdommen van veen op een doorlaatbare en niet of weinig compacteerbare ondergrond, veelal basisveen op laat-Glaciale rivierduinen, de donken, waarbij aangenomen wordt dat de veenaccumulatie gebonden is aan het grondwaterniveau en dit weer gekoppeld is aan de zeespiegel. Zij geven daarmee geen directe registratie van de werkelijke gemiddelde zeestand. Roep en Beets (1988) construeerden een trendcurve voor de stijging van het gemiddeld zeeniveau aan de kust, gebaseerd op hoog- en laagwaterkenmerken in de strandwalafzettingen in Holland. Van de Plassche en Roep (1989) combineerden de curves gebaseerd op veen en op zeespiegelkenmerken in de strandwallen tot één trendcurve met een omhulling die de foutenmarge weergeeft (fig. 14). Echter, deze curve en die van Roep en Beets bestrijken alleen de periode na 5500 BP (oudere strandwallen kennen wij niet in Nederland). Met behulp van de gegevens uit de strandwallen konden de trendcurves gebaseerd op het basisveen gecorrigeerd worden (fig. 4).

De Nederlandse zeespiegelcurve (fig. 4) vertoont een grote overeenkomst met die van Barbados: eveneens een snelle stijging vòòr 6000 BP, waarna een geleidelijke maar sterke afname van de snelheid van stijging. Na 5000 BP wordt bodemdaling geleidelijk de belangrijkste component van de relatieve zeespiegelstijging. De afzwakking van de zeespiegelrijzing na 6000 BP wordt nog geprononceerder na calibratie van de C14-ouderdommen (fig. 4 en bijlage 1). Gebaseerd op de curve van Jelgersma (1979) zijn gemiddelde snelheden van zeespiegelrijzing berekend van > 0.80 m per eeuw voor de periode tot 7000 BP (\pm 5830 j. v. Chr), 0.60 m per eeuw voor de periode tussen 7000 BP en 6000 BP (\pm

5830 - 4880 j. v. Chr.), 0.30 m per eeuw tussen 6000 BP en 5000 BP (\pm 4880 - 3780 j. v. Chr.), 0.15 m per eeuw tussen 5000 en 3000 BP (\pm 3780 - 1230 j. v. Chr.) en 0.05 m per eeuw sinds die tijd. Gezien onze gegevens over bodemdalingssnelheden, lijkt het aannemelijk dat de gemiddelde zeespiegelrijzingsnelheid over de laatste 3 millennia in principe bodemdaling is.

De curve die in figuur 4 weergegeven is, is vooral gebaseerd op gegevens verzameld in de kustvlakte van Noord- en Zuid-Holland. Omdat bodemdaling een belangrijke component van de relatieve zeespiegelbeweging is, is deze curve niet geldig voor de gehele kust van Nederland. Omdat in Zeeland de dalingscomponent geringer is dan die in Holland, ligt de curve voor Zeeland iets boven die van Holland. Op dit ogenblik zijn er nog te weinig gegevens om een aparte curve voor Noord-Nederland te geven.

Peilschaalregistraties sinds de 19e eeuw laten een gemiddelde stijging van het zeeniveau van 0.15 tot 0.20 m per eeuw zien. Dit verschil tussen een trend van 0.05 m/eeuw berekend over de laatste 3000 C14-jaren en deze gemeten stijging over de laatste eeuw wordt door sommige onderzoekers gezien als een gevolg van de toename van de uitstoot van broeikasgassen sinds de industriële revolutie. Men dient zich echter wel te realiseren dat de snelle stijging in de laatste 100 jaar een positieve piek op een veel geleidelijker langjarige trendcurve zou kunnen zijn.

3.2 Sedimentbalans

Hieronder wordt een eerste poging ondernomen om bronnen, putten en sedimentstromen van de Nederlandse kustvlakte over de laatste 8000 C14-jaren te kwantificeren. In bijlage 2 wordt een ruwe berekening van het totale volume van Holocene sedimenten in de Nederlandse kustvlakte gegeven. De resultaten hiervan vormen een belangrijke basis voor dit deel van de nota. Echter, alvorens dit te bespreken zal eerst het grootschalig zandtransport en slibtransport besproken en, waar mogelijk, gekwantificeerd worden.

3.2.1 Grootschalig zandtransport

- Inleiding

De lange termijn ontwikkeling van de Nederlandse kust is in essentie een proces van invulling van het zwak golvende Pleistocene landschap en rechte trekken van de kustlijn bij een in snelheid afnemende, stijgende zeespiegel. Het proces bestond uit erosie van de hoger liggende waterscheidingen tussen de bekkens en de riviervlakte van de Rijn en Maas en de Subboreale Rijndelta ten westen van Leiden, vervoer van het zand door langstransport en afzetting van het zand in de aan weerszijden van de waterscheidingen liggende bekkens. Daarnaast werd een belangrijk deel van het thans in de kustzone verblijvende zand door dwarstransport vanuit de Noordzee aangevoerd. Figuur 15 geeft de belangrijkste zandstromen schematisch weer.

- Bronnen

Het zand waaruit de Nederlandse kustvlakte is opgebouwd, is afkomstig van de erosie van het Pleistocene reliëf, van riviervlakten en delta's opgebouwd door de Rijn en Maas en van de Noordzeebodem.

a. Het Pleistocene reliëf

Hoogliggende delen van het Pleistocene oppervlak kwamen bij het stijgen van het zeeniveau als "kopen" in zee te liggen. Deze kopen, die uit ongeconsolideerd sediment bestonden, werden door golven en getij langzaam afgebroken, waarbij het hierbij vrijkomende zand door vooral langstransport naar de aangrenzende getijdebekkens werd getransporteerd.

Omdat de kust van deze kopen altijd erosief is en er geen informatie is over de ligging van de kustlijn op verschillende tijdstippen in het verleden, is het nog niet goed mogelijk deze bron te kwantificeren.

b. De riviervlakte

Aan het begin van het Holoceen stroomden de rivieren Rijn en Maas door een breed dal dat ongeveer de loop van de huidige rivieren volgde (fig. 3). Ter hoogte van de tegenwoordige Maasmonding voegde de Schelde zich hierbij. Met het stijgen van de zeespiegel vulden de rivieren dit brede dal op met zand, slib en organische sedimenten (veen en organisch slib). Toen de kustlijn in het begin van het Holoceen nog ver weg lag, werd het door de rivieren aangevoerde zand tot ver zeewaarts van de huidige kust getransporteerd. Door het stijgen van het gemiddeld zeeniveau nam het verhang in de zeevaartse rivierlopen en daarmee de zandtransportcapaciteit af. Hierdoor kwam het door de rivieren aangevoerde zand steeds oostelijker tot bezinking. Door de zeespiegelstijging schoof de positie van de kustlijn in de lager gelegen gebieden ten noorden en zuiden van de riviermonding relatief snel naar het oosten op, waardoor de verdrinkende riviervlakte eveneens als een landhoofd in zee kwam te liggen. Ook deze "kaap" werd door golven en getij afgebroken.

Rond 4300 BP had een zijtak van de Rijn, welke in verbinding stond met het zeegat bij Leiden, zich tot de hoofdafvoer van deze rivier ontwikkeld. Hierdoor werd er ten westen van Leiden een delta gevormd, zij het van een geringe omvang. Rond 200 AD werd de Lek de hoofdafvoer van de Rijn, hetgeen tot gevolg had dat de monding ten noorden van Katwijk rond 1100 verzandde.

Op basis van recente schattingen van zand- en slibimport door de Rijn en met behulp van onze gegevens betreffende de hoeveelheid zand in delta en geul van de Katwijkse Rijntak, de Oude Rijn, wordt de zandaanvoer door de rivieren in het Holoceen geschat op 0,5 tot 1 miljoen m³ per jaar en het slib op 1 tot 1,5 miljoen m³. Over de 9500 zonnejaren die het Holoceen telt zou dit maximaal 23,8 miljard m³ sediment zijn, waarvan 9,5 miljard m³ zand.

Wat de recente schatting betreft is dit de hoeveelheid zand die jaarlijks uit de rivieren gebaggerd wordt om hen bevaarbaar te houden.

De Katwijkse Rijntak was de hoofdafvoer van de Rijn tussen 4300 BP (= ± 2850 v. Chr.) en 200 AD, dus ± 3000 zonnejaren. Het zand dat de rivier meevoerde, werd in die periode afgezet in een ongeveer 2 km brede, ± 10 m diepe en 70 km lange gordel van geulafzettingen tussen Utrecht en Katwijk en een bescheiden delta bij zijn monding die ruim geschat ongeveer $0,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ zand bevatte. Hiervan uitgaande bedraagt de hoeveelheid zand die in 3000 jaren is afgezet $1,9 \times 10^9 \text{ m}^3$, hetgeen overeenkomt met $0,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar. Omdat er klimatologisch of anderszins geen aanwijzingen zijn dat het debiet of de sedimentlast van de grote rivieren sinds het Atlanticum sterke wijzigingen hebben ondergaan, nemen wij aan dat $0,5$ tot $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand per jaar een redelijke schatting is van de bijdrage van de grote rivieren gedurende het Holoceen.

c. De Noordzeebodem

Een aanzienlijk deel van het zand in het kustpakket werd geleverd door de erosie van Pleistocene afzettingen op de Noordzeebodem. Ook vanuit de zuidelijke Noordzee aangevoerd zand zal een bijdrage geleverd hebben, maar zoals hiervoor reeds gezegd, is de grootte hiervan niet bekend.

- Putten

De belangrijkste putten zijn de getijdebekken. Zoals uiteengezet in hoofdstuk 2, werd het sediment aanvankelijk in de lage delen van het Pleistocene reliëf afgezet en ontwikkelde zich het Hollandse getijdegebied, het getijdegebied van Zeeland en dat van het oostelijke Waddengebied, de voormalige dalen van Boorne en Hunze. De eerste twee werden tussen 5000 en 3000 BP vrijwel geheel opgevuld met sediment en veen, waarna de zeegaten met uitzondering van de riviermondingen verzandden. Aansluitend werd hier een serie strandwallen gevormd, breed in Holland, en waarschijnlijk veel smaller in Zeeland. Het oostelijke Waddengebied bleef open, waardoor kusterosie en afzetting van sediment in het getijdebekken doorging.

In Holland en Zeeland werd gedurende het Subboreaal en Subatlanticum (fig. 1) door de doorgaande zeespiegelrijzing nieuw sedimentbergend vermogen, komberging en dus zandvraag in de kustvlakte gecreëerd, hetgeen vooral in het laat-Holoceen (Subatlanticum) tot nieuwe inbraken van de zee leidde. Onder andere klink van eerder afgezette kleirijke sedimenten en de ontwatering van veenlichamen leidde tot aanzienlijke locale maaiveldaling. De inundatie van Zeeland na de Romeinse tijd, de inbraken vanuit de Maasmonding en het ontstaan van de Middelsee, de Lauwerszee en de Dollard in de Middeleeuwen zijn voorbeelden hiervan.

Het zuidelijk deel van het Texel Hoog kwam door de stijging van de zeespiegel binnen het getijdebereik te liggen. Hierdoor konden, na aantasting van het hierop voorkomende veenlandschap, doorbraken

ontstaan naar het relatief lage plassengebied van het Almere, dat ten oosten en ten zuiden hiervan lag.

Vanaf ca. 1000 AD werden hoog opgeslibde gebieden op grote schaal bedijkt, ingepolderd en bewerkt. Dit laatste leidde tot maaiveldsverlaging tengevolge van ontwatering en bemaling. Daarnaast stopte de regelmatige ophoging van het maaiveld met sediment. In combinatie met een stijging van het gemiddeld zeeniveau ontstond hierdoor een potentiële komberging die bij inbraken tot een (tijdelijke) uitbreiding van het oppervlak van getijdegebieden leidde.

- Volume van de Holocene sedimenten in de putten

Tot de kustvlakteafzettingen worden alle klastische sedimenten gerekend die tijdens de Holocene periode door mariene processen aangevoerd en afgezet zijn in de getijdebekkens en strandwallen langs de Nederlandse kust. Een klein deel van de afzettingen, in het traject van de rivieren Rijn en Maas, is door de rivieren zelf aangevoerd. Veen dat gevormd is als gevolg van stijgende grondwaterstanden, welke samenhangen met het rijzen van het gemiddeld zeeniveau of dat gevormd werd na verlanding van een getijdegebied, is eveneens tot de kustafzettingen gerekend, daar dit veen een rol van betekenis speelde in de reductie van het kombergend vermogen van een getijdegebied.

De grenzen van de kustafzettingen worden in deze studie gelegd bij de NAP - 20 m contour op de vooroever, het grensvlak tussen de Pleistocene en Holocene afzettingen en het dagzomend Pleistoceen. De NAP - 20 m contour wordt algemeen beschouwd als de voet van de vooroever. Op deze diepte gaat de vlakke Noordzeebodem over in de kusthelling, hoewel dat voor de Hollandse kust iets ingewikkelder is. Om praktische redenen is ook voor de Hollandse kust de - 20 m dieptelijn aangehouden. Voor een verdere discussie wordt verwezen naar bijlage 2 van dit rapport. De landwaartse begrenzing van de kustafzettingen ter hoogte van de monding van de rivieren de Rijn en de Maas is in deze studie aangenomen op de grens tussen de mariene en perimariene afzettingen. De verbreiding van de kustafzettingen wordt gegeven in fig. 16.

Zoals uiteengezet in bijlage 2 is het volume van de kustafzettingen berekend aan de hand van 13 profielen (zie fig. 17). Per profiel is onderscheid gemaakt in zand, slib en veen. Onder slib wordt hier zowel lutum als silt verstaan. Figuur 18 geeft een voorbeeld van een van de gebruikte profielen.

Het totale volume van de kustafzettingen in Nederland bedraagt 230 miljard m³. Hiervan is 71% zand, 25% slib en 5% veen. Dit is een ruwe benadering met, naar schatting, foutengrenzen van zo'n 10%, hetgeen wil zeggen dat het totale volume tussen de 200 en 250 miljard m³ ligt. Zoals uit tabel 1 blijkt werd in Holland 2x zo veel slib per strekkende kilometer kustlijn afgezet als in de kustvlakte van de Wadden en van de Delta. Tevens is in Holland het grootste volume sediment per strekkende kilometer kustlijn afgezet. Het tweede hangt samen met de grootte van het Hollandse getijdegebied; het eerste zowel met de grootte als met het feit dat de voor 5000 BP afgezette kleirijke getijdeafzettingen later niet meer opgeruimd zijn. In de kustvlakte

van de Wadden wordt relatief weinig veen aangetroffen. Het volume veen per strekkende km kustlijn bedraagt hier slechts de helft van de andere 2 gebieden.

Als wij aannemen dat alle door de rivieren gedurende het Holoceen aangevoerde zand en slib in de kustvlakteafzettingen terecht gekomen is, dan vormt dit slechts 11% van het totaal aan klastische sedimenten (24 miljard van de 219 miljard m³). Dit betekent dat bijna 90% afkomstig is van: 1) de erosie van Pleistocene afzettingen, hetzij als landhoofden op de kust van waaruit het zand door langstransport verspreid werd, hetzij door erosie van de bodem van de Noordzee en op de kust gebracht door dwarstransport en 2) aanvoer vanuit de zuidelijke Noordzee.

Tabel 1: De hoeveelheden zand, slib en veen voor de Waddenkust, de Hollandse kust en het Deltagebied in 10⁶ m³. Zie fig. 3.9 voor de begrenzing van de genoemde gebieden.

	Wadden	Holland	Delta	Totaal
lengte kustvak (km)	168,5	99,8	96,0	364,3
zand	73777	44985	43775	162537
slib	18178	25211	13185	56574
veen	2854	4278	3609	10741
Totaal	94809	74474	60569	229852

- Grootschalige transportpatronen

Gedurende het Atlanticum (8000 tot 5000 BP) bestonden er sterke transportgradiënten tussen de in zee uitstekende landhoofden van Zeeuws-Vlaanderen, Rijn/Maasvlakte, Texel Hoog en de snel terugschrijdende kustlijnen van de daaraan grenzende in getijdegebieden veranderde depressies. Het zand werd door langstransport naar de getijdebekkens van Zeeland, Holland en het oostelijke Waddengebied gevoerd (fig. 15). Daarnaast werd sediment aangevoerd vanuit de Noordzee.

Toen de snelheid van zeespiegelrijzing sterk afnam tussen 6000 en 5000 BP stabiliseerde de kust van de getijdebekkens van Holland en Zeeland. In de daarop volgende millenia leidde de erosie van de landhoofden tot een geleidelijke afname van de transportgradiënten. De Rijn/Maasvlakte was grotendeels rechtgetrokken rond 3000 BP; het Texel Hoog bleef tot

de Middeleeuwen een uitstekende kaap en een barrière voor ondiep, golfgedreven langstransport naar het noorden, zoals ook blijkt uit de sedimentsamenstelling op de Hollandse kust. Het golfgedreven dwars-transport zou na 5000 BP wel eens relatief belangrijk kunnen zijn geworden, omdat in de millennia daarvoor tengevolge van de snelle zee-spiegelrijzing veel zand betrekkelijk ondiep achter is gebleven. De geleidelijke versteiling van de vooroever van de Hollandse kust wijst er op dat in de loop van de tijd deze bijdrage van het dwarstransport afnam.

In het Subatlanticum werden het Deltagebied en de westelijke Waddenzee opengebrouwen door de zee. Dit ging en, in het geval van de westelijke Waddenzee, gaat gepaard met sterke erosie van de aangrenzende kustgedeelten. De vorming van de Jonge Duinen op de Hollandse kust leidde tot sterke erosie van de vooroever.

a. Holland

Een poging tot kwantificering van de grootte van de bijdrage van de verschillende zandbronnen aan de kustafzettingen is alleen mogelijk voor het kustvak Ter Heyde - Camperduin voor de periode van ruwweg 5000 tot heden. Omdat gedurende die periode dit systeem min of meer gesloten is en voor een groot deel bewaard is gebleven, kan hier een ruwe schatting van de bijdrage van de verschillende bronnen aan de opvulling van dit gebied gemaakt worden. Voor de tijdens het Holoceen vrijwel continu terugschrijdende kustvakken ten noorden en ten zuiden hiervan kan dat niet.

Een dergelijke kwantificering werd al eerder ondernomen door Beets et al. (1992), wiens schattingen met enkele veranderingen door ons overgenomen worden. Omdat de kust van Holland sinds 5000 BP een min of meer gesloten systeem is, kan geschat worden hoeveel zand in totaal in die periode is aangevoerd. De bronnen van het zand zijn bekend. Het waren de landhoofden ten noorden en zuiden van het kust-traject, respectievelijk de riviervlakte van Rijn en Maas en het Texel Hoog, de lichtelijk uitbouwende delta van de Oude Rijn bij Katwijk en door dwarstransport aangevoerd zand uit de Noordzee afkomstig van de buitendelta's van de zich sluitende zeegaten en van de Noordzeebodem.

De putten van het systeem waren de strandwalopeenvolging, de Jonge Duinen, en de hoeveelheid zand dat na 5000 BP nog in het getijgebied van Holland gesedimenteerd werd. In totaal bedraagt dit $13,4 \times 10^9 \text{ m}^3$ zand (tabel 2). De schattingen van de bijdrage van de verschillende bronnen zijn aanzienlijk moeilijker. Het langstransport vanuit de riviervlakte noordwaarts is gebaseerd op berekeningen van Zitman (1987). Voor het langstransport vanaf het Texel Hoog zuidwaarts wordt eenzelfde bedrag aangenomen (tabel 2). De bijdrage van de Oude Rijn werd door Beets et al. (1992) geschat op basis van extrapolatie van de strandwalopeenvolging rond de monding. Beets et al. stellen dat door sluiting van de zeegaten op de kust van Holland sinds 5000 BP het zand opgeslagen in de buitendelta's ter beschikking komt van de uitbouwende strandwalopeenvolging. Hun schatting van $3,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ zand is gebaseerd op de relatie tussen grootte van buitendelta en het vloedvolume; de laatste berekenen

zij uit de grootte van het oppervlak van het getijdebekken. Zand afkomstig uit de Noordzee is de sluitpost van deze berekening.

Tabel 2: De geschatte zandbalans voor het kustvak Ter Heyde - Camperduin tussen 5000 BP en nu.

a. Totale zandvolume

put	volume (10 ⁹ m ³)	ref.
Strandwallen	8,0	Beets et al., 1992
Jonge Duinen	1,5	Pool & V.d. Valk, 1988
Zeegat v Bergen	3,9	V.d. Spek, 1993
Totaal	<u>13,4</u>	

b. Zandbronnen

bron

Langstransport

- Rijn-Maasdelta	2,4	
- Texel Hoog	2,4	Zitman, 1987
- Delta Leidse Rijn	0,5	Beets et al., 1992

Langs- en dwarstransport

- buitendelta's van de voormalige zeegaten	3,5	idem
--	-----	------

Dwarstransport

- sluitpost (= Noordzee)	4,6	
--------------------------	-----	--

Totaal	<u>13,4</u>	
--------	-------------	--

In de periode voor 5000 BP, toen de zeespiegel nog zeer snel steeg, moet de sedimentaanvoer aanzienlijk groter geweest zijn dan de in tabel 2 vermelde Subboreale hoeveelheden. Als de totale hoeveelheid zand opgeslagen in de kustvlakteaafzettingen van Holland ongeveer 45 miljard m³ (tabel 1) bedraagt, dan moet 45 - 13,4 = ruim 30 miljard m³ voor 5000 BP aangevoerd zijn. Omdat de kust voor 5000 BP bestond

uit zeegaten en eilanden, suggereert dit dat een deel van het zand vanuit de diepere Noordzee via de buitendelta's direct de getijdegebieden in werd gevoerd. Kwantificering van de bijdrage van de verschillende bronnen is echter vooralsnog niet mogelijk .

b. De Waddenkust

Voor de Waddenkust in de huidige situatie vormt de terugschrijding van de eilanden de belangrijkste zandbron. De eilanden verliezen zand van de vooroever, waardoor zij langzaam landwaarts verplaatst worden. Deze terugschrijding zal tijdens de snelle zeespiegelrijzing voor 6000 BP snel verlopen zijn, maar zal na de stagnatie van de landwaartse uitbreiding van de Waddenzee sterk afgenomen zijn. Ameland en Schiermonnikoog zijn sinds 6 à 5000 BP respectievelijk $1,6$ à $1,9$ m.jr⁻¹ en $2,2$ à $2,6$ m.jr⁻¹ landwaarts verplaatst. Deze getallen zijn gebaseerd op de positie van een fossiele buitendelta die gevormd werd rond 6000 BP.

De voor ieder van de Waddeneilanden karakteristieke korrelgrootteverdeling en lithologische samenstelling van het zand suggereert dat de eilanden reeds lang als onafhankelijke eenheden bestaan. Deze trend in de korrelgrootteverdeling van de eilanden, welke van west naar oost afneemt, wordt ook op de Noordzeebodem ten noorden van de eilanden aangetroffen, hetgeen wijst op een belangrijke rol voor het dwarstransport. Naast dit dwarstransport is er ook een duidelijke langstransport component. Dit transport vindt niet direct van eiland naar eiland plaats maar via een gecompliceerde uitwisseling tussen de vooroever en het achterliggende wad (zie verder Veenstra, 1976, Veenstra en Winkelmolen, 1976 en Winkelmolen en Veenstra, 1980). De korrelgrootteverdeling langs het strand en de vooroever is niet indicatief voor sortering door transport in de langsrichting.

Door het terugschrijden van de oostelijke Waddeneilanden sinds 6000 BP is 160×10^3 m³ sediment per meter kustlijn vrijgekomen. Gezien de positie van de fossiele buitendelta lag de kustlijn toen ongeveer 10 km noordelijk van de huidige kust. De waterdiepte is daar nu ongeveer 24 m. 6000 BP lag het zeeniveau op 8 m - NAP, zodat er sindsdien per strekkende meter kust $24 - 8 = 16$ m x 10 000 m vooroever opgeruimd is (zie fig. 19A). Aannemend dat de vooroever geheel uit zand bestond betekent dit 160×10^3 m³ zand per strekkende meter kustlijn.

De breedte van het Waddengebied bedraagt ca. 20 km. De zeespiegel is sinds 6000 BP 8 m gestegen. Om dit te compenseren was er dus 8×20000 m³ per strekkende meter kustlijn nodig. Dit betekent dat de opvulling van de Waddenzee nagenoeg geheel te verklaren zou zijn met kustachteruitgang. Toch is er ook een bijdrage van langstransport in de opvulling van de Waddenzee nodig omdat a) er een netto transport van zand naar het oosten is en b) de in de vooroever geërodeerde afzettingen (oudere wadafzettingen) meer klei en veen bevatten dan de huidige Waddenzee. Deze fijnkorrelige afzettingen verdwijnen na erosie uit het systeem en moeten door zand vervangen worden.

- Aanvoer van zand uit de Noordzee

Als de bijdrage van de rivieren aan de sedimentaanvoer ongeveer 11% bedraagt (zie 3.2.1 en tabel 1; $24 \times 10^9 \text{ m}^3$ op een totaal van $219 \times 10^9 \text{ m}^3$), dan moet 89% van het sediment, te weten 195 miljard m^3 , afkomstig zijn uit de Noordzee. Als bronnen kunnen erosie van de Noordzeebodem en klifkusten langs de Noordzee en aanvoer via het Nauw van Calais (vooral slib) genoemd worden. Het zand zal grotendeels van erosie van de Pleistocene afzettingen op de Noordzeebodem afkomstig zijn.

Stel dat al het zand in de Nederlandse kust (lengte 365 km, zie tabel 1) uit een evenwijdig aan de kust lopende strook in de Noordzee met een breedte van ca. 70 km aangevoerd zou zijn, dan heeft er erosie van de Noordzeebodem plaatsgevonden over een oppervlakte van $25,6 \times 10^9 \text{ m}^2$. Het totale volume zand dat uit de Noordzee aangevoerd moet zijn bedraagt $162/219$ (zie tabel 1; totaal sediment - veen) \times 195 miljard $\text{m}^3 = 144$ miljard m^3 . Dit betekent dat er een laag van 5,6 m dikte aan zand van de Noordzeebodem geërodeerd is. Als wij naar de samenstelling van de Noordzeebodem ten westen van Holland kijken dan blijkt dat over een groot oppervlak de Formatie van Twente (vooral eolisch dekzand uit de laatste ijstijd) tengevolge van erosie ontbreekt, hetgeen het bovenstaande lijkt te bevestigen. Wel moet men hierbij bedenken dat het voorkomen van geïsoleerde plekken met basisveen aangeeft dat althans lokaal geen erosie heeft plaatsgevonden.

Een deel van de zandaanvoer kan samenhangen met veranderingen in de zuidelijke Noordzee. Dat zand moet via een tussenstap van Boreale tot en met Atlantische getijdeafzettingen gelegen in de zuidelijke Noordzeebocht gedurende de periode Atlanticum tot en met Subatlanticum naar het noorden gevoerd zijn.

3.2.2 Slibbalans

Voor het opstellen van een slibbalans voor de Holocene periode zijn evenmin voldoende gegevens beschikbaar. De grootte van de slibbronnen in het verleden kan niet gereconstrueerd worden. De totale slibsedimentatie tijdens het Holoceen kan echter wel geschat worden. In de recente situatie is slib in overmaat in de kustzone aanwezig. Het slib wordt onder andere door een kustwaartse bodemstroming tengevolge van dichtheidsstroming, getij-asymmetrie en wind geconcentreerd in een smalle zone voor de kust (Van der Giessen et al., 1990). De hoeveelheid slib in de Nederlandse kustwateren wordt bepaald door de aanvoer via het Nauw van Calais, erosie van dagzomende kleilagen in de zeebodem (met name in het gebied van de Vlaamse Banken) en de vooroever, en aanvoer door rivieren. Dit zal in het verleden niet wezenlijk anders geweest zijn. De aanvoer via het Nauw van Calais wordt als verreweg de grootste bron beschouwd (Van Alphen, 1990). De jaarlijkse aanvoer over de Belgisch/Nederlandse grens wordt op gemiddeld $8,5 \times 10^6$ ton geschat (Van Alphen, 1990). De slibproduktie door erosie in het Vlaamse Banken gebied wordt op gemiddeld $1,0 \times 10^6$ ton geschat (Gossé, 1977). De Rijn en Maas leveren een jaarlijkse bijdrage van $1,5 \times 10^6$ ton (Terwindt, 1977). De uit de vooroever geërodeerde klei wordt afgevoerd en komt niet weer in hetzelfde kustvak tot bezinking. Dit betekent een netto sedimentverlies. De bijdrage van de vooroever van de eroderende Zeeuwse Voordelta wordt op $0,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ slib geschat (Kohsiek, 1988, in Van Alphen, 1990).

Het volume slib dat in de kustzone is afgezet in de getijdebekken en verlaten geulen bedraagt $56,6 \times 10^9 \text{ m}^3$ (tabel 1). Deze hoeveelheid is afgezet in ca. 7000 C^{14} -jaren, wat overeen komt met ca. 7800 echte jaren. Dit levert een gemiddelde jaarlijkse slibsedimentatie van $6,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ gedurende het Holoceen. De huidige jaarlijkse aanvoer bedraagt 11×10^6 ton, wat bij een soortelijk gewicht van 1,5 tot 2 ton per m^3 slib (Postma, 1961; Van Alphen, 1990) neerkomt op $5,5$ à $6,9 \times 10^6 \text{ m}^3$. Hieruit kan geconcludeerd worden dat de jaarlijkse slibaanvoer tijdens het Holoceen groter geweest moet zijn en dat de invang en afzetting van slib in de bekken groter was. Het hoge slibpercentage in de afzettingen in het Noord- en Zuidhollandse getijdegebied (50 tot 60%; Van der Spek en Beets, 1992) geeft aan dat hier jaarlijks 4 tot $4,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ slib afgezet is, een getal gelijk aan ca. 70% van de huidige totale aanvoer.

Recente getijdebekken in de Waddenzee zijn niet vergelijkbaar met de getijdebekken zoals die tijdens de eerste helft van het Holoceen voorkwamen. De Atlantische bekken waren relatief langgerekt, waardoor er waarschijnlijk een duidelijke afnemende energiegradient was en er veel slib afgezet kon worden. Bovendien werd slib effectief ingevangen door de specifieke morfologie van de getijdebekken (zie 2.2). Voorts bestaat de mogelijkheid dat door de begroeiing in deze bekken de slibvang nog eens extra effectief was, een wezenlijk andere situatie dan in huidige lagunes. Door de inpoldering van het landwaartse deel zijn recente getijdebekken relatief energierijk, waardoor er voornamelijk zandige sedimenten gevonden worden. Slib komt hier niet in grote hoeveelheden tot permanente afzetting. In de thans ingepolderde gebieden zijn vroeger echter grote hoeveelheden klei afgezet.

3.2.3 Verloop van de sedimentatie in de tijd

De totale hoeveelheid kustsediment ($230 \times 10^9 \text{ m}^3$) is tussen 8000 BP en heden, een periode van ca. 9000 echte jaren, afgezet. Dat is gemiddeld $25,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ sediment per jaar, respectievelijk $18,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand, $6,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ slib en $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ veen.

Figuur 20 geeft een sedimentaccumulatiecurve waarin de hoeveelheid sediment in de Nederlandse kustvlakte is afgezet tegen de tijd. Uit de figuur kan worden afgeleid dat aan het eind van het Atlanticum (5000 BP) netto reeds circa 70% van het totale sedimentvolume afgezet is ($\approx 161 \times 10^9 \text{ m}^3$). Tijdens het Subboreaals wordt daar 20% ($\approx 46 \times 10^9 \text{ m}^3$) aan toegevoegd, terwijl in het Subatlanticum de laatste 10% ($\approx 23 \times 10^9 \text{ m}^3$) aangevoerd wordt. Echter, bij de constructie van de curve is aangenomen dat de opvulling van de bekken gelijke tred hield met de zeespiegelrijzing (zie bijlage 2). Dit is vóór 5000 BP zeker niet het geval en om die reden dienen de cijfers gecorrigeerd te worden (Correctie 1). Bovendien begint de curve van fig. 19 bij 7000 BP en is er geen rekening gehouden met het feit dat de voor die tijd afgezette sedimenten door kustachteruitgang omgewerkt zijn en opnieuw in het kuststelsel terecht zijn gekomen. Ook hiervoor dienen wij te corrigeren (Correctie 2).

- Correctie 1: balans accommodatieruimte-sedimentatie

In het Atlanticum nam de ruimte om sediment af te zetten door het stijgen van het gemiddeld zeeniveau sneller toe dan de opvulling met

sediment. Dit betekent dat de basiscurve van fig. 20 niet juist is. De aanvoer van sediment in het Atlanticum zal te groot geschat zijn en de aanvoer in het Subboreaal te klein. Aan de hand van de opvulling van het Noordhollandse getijdegebied kan een schatting gemaakt worden voor deze afwijking.

Van der Spek (1993) geeft oppervlakten en inhouden voor het Noordhollandse getijdegebied in 7200 BP, 4800 BP en 3700 BP. Naar aanleiding van zijn conclusies, welke volgen uit de modelberekeningen voor 7200 BP werden voor deze situatie nieuwe waarden voor de gemiddelde diepte en het bekkenoppervlak vastgesteld, zie tabel 3. Uit de berekende verschillen tussen de bekkeninhoud en het afgezette sedimentvolume voor 7200 BP, 4800 BP en 3700 BP kan de achterstand van de sedimentatie op de bekkenvergroting door zeespiegelrijzing afgeleid worden. In 3200 BP is het bekken gesloten en is het beschikbare sedimentbergend vermogen geheel opgevuld. In 7200 BP, 4800 BP en 3700 BP is respectievelijk 64%, 86% en 98% van het dan aanwezige bekkenvolume opgevuld met sediment (tabel 3; fig. 21). Hieruit blijkt dat tijdens het Atlanticum 14 tot 36% van de totale accommodatieruimte niet gevuld is met sediment.

Tabel 3: Berekeningen van het verschil tussen het totale bekkenvolume of de accommodatieruimte voor sediment en het afgezette sedimentvolume in het Noordhollandse getijdegebied voor 7200 BP, 4800 BP en 3700 BP. Gegevens naar Van der Spek, 1993.

7200 BP

- bekkenoppervlak:	1455 km ²
- gemiddelde diepte:	2,0 m
- inhoud:	2910 * 10 ⁶ m ³
- vóór 7200 BP waarschijnlijk gemiddeld 3,5 m sediment in bekken afgezet:	5093 * 10 ⁶ m ³
- totale accommodatieruimte in 7200 BP: 2910 * 10 ⁶ m ³ + 5093 * 10 ⁶ m ³ = waarvan <u>64%</u> opgevuld met sediment	8003 * 10 ⁶ m ³

4800 BP

- bekkenoppervlak:	2565 km ²
- inhoud 4800 BP:	4429 * 10 ⁶ m ³
- zeespiegelrijzing sinds 7200 BP:	11,5 m

- toename accommodatieruimte sinds 7200 BP:
 $11,5 \times 1455 \times 10^6 \text{ m}^3 + 11,5 \times (2565-1455)/2 \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $23115 \times 10^6 \text{ m}^3$
- totale accommodatieruimte in 4800 BP:
 $8003 \times 10^6 \text{ m}^3 + 23115 \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $31118 \times 10^6 \text{ m}^3$
- volume sediment:
 $(31118 - 4429) \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $26689 \times 10^6 \text{ m}^3$
 dit is 86% van de totale accommodatieruimte

3700 BP

- bekkenoppervlak: geen toename
- inhoud 3700 BP: $551 \times 10^6 \text{ m}^3$
- zeespiegelrijzing sinds 4800 BP: 2 m
- toename accommodatieruimte sinds 4800 BP:
 $2 \times 2565 \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $5130 \times 10^6 \text{ m}^3$
- totale accommodatieruimte in 3700 BP:
 $31118 \times 10^6 \text{ m}^3 + 5130 \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $36248 \times 10^6 \text{ m}^3$
- volume sediment:
 $(36248 - 551) \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $35697 \times 10^6 \text{ m}^3$
 dit is 98% van de totale accommodatieruimte

3200 BP

- bekkenoppervlak: geen toename
- inhoud 3200 BP: -
- zeespiegelrijzing sinds 4800 BP: 0,5 m
- toename accommodatieruimte sinds 4800 BP:
 $0,5 \times 2565 \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $1283 \times 10^6 \text{ m}^3$
- totale accommodatieruimte in 3700 BP:
 $36248 \times 10^6 \text{ m}^3 + 1283 \times 10^6 \text{ m}^3 =$
 $37531 \times 10^6 \text{ m}^3$
- volume sediment: $37531 \times 10^6 \text{ m}^3$
 de totale accommodatieruimte is dus geheel gevuld

Als wij bovenstaande percentages van opvulling van de getijdebekkens gebruiken voor de gehele Nederlandse kustvlakte dan is aan het einde van het Atlanticum (5000 BP) ongeveer 86% van de beschikbare ruimte opgevuld en ligt er dus $0,86 \times 161 \times 10^9 \text{ m}^3 = 138 \times 10^9 \text{ m}^3$ sediment. Aan het einde van het Subboreaale (2900 BP) zijn de bekkens vol en samen met de uitbouwende kustserie is in deze periode in totaal $46 + 161 - 138,5 = 68,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ afgezet. De resterende $23 \times 10^9 \text{ m}^3$ werd gedurende het Subatlanticum afgezet. Dit geeft een gemiddelde van 42 x

10^6 m^3 per jaar in het Atlanticum (± 3300 jaren), $27 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar in het Subboreaal (2500 jaren) en $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ in het Subatlanticum (3200 jaren).

- Correctie 2: omgewerkte sedimentvolumes sinds 7000 BP

Bij de berekening van de sedimentaccumulatie in de tijd wordt met name de aanvoer tijdens het Atlanticum onderschat. Sedimentvolumina, welke tijdens het Atlanticum reeds afgezet waren in het kuststelsel, maar welke door kustachteruitgang weer opgenomen en verder landwaarts in het kuststelsel afgezet zijn, zijn niet in de berekening opgenomen. Deze volumina worden ten onrechte als accumulatie van latere datum beschouwd. Aan de hand van de in hoofdstuk 2 vastgestelde kustlijnen voor 7000 BP kan een schatting van deze volumina gemaakt worden en kan de sedimentaccumulatiecurve (figuren 19 en 20) bijgesteld worden.

a. *Waddenkust*

Sinds 7000 BP is er op de Waddenkust ca. $225 \times 10^3 \text{ m}^3$ sediment per strekkende m kustlijn verdwenen (fig. 19A). De lengte van de kustboog Texel Hoog - Rottum bedraagt 130 km waarmee het totale omgewerkte volume op 29,3 miljard m^3 komt. Dit betekent dat 13% van het totaalvolume van 219 miljard m^3 zand en slib in 7000 BP reeds onderdeel uitmaakte van de kust, maar ten onrechte als latere aanvoer wordt beschouwd.

b. *Hollandse kust*

Voor de Hollandse kust wordt $35 \times 10^3 \text{ m}^3$ berekend (fig. 19B). Bij een lengte van de kustboog Texel Hoog - Cadzand van 235 km komt het totale omgewerkte volume voor dit kustvak op 8,2 miljard m^3 . Dit is 4% van het totaalvolume.

Uit de bovenstaande berekeningen blijkt dat ongeveer 17% méér dan tot nu toe aangenomen werd van het totaalvolume zand en slib van 219 miljard m^3 rond 7000 BP deel uitmaakte van de Nederlandse kust en sindsdien landwaarts verplaatst is. Na correctie laat de curve in fig. 20 een gelijkmatiger verloop zien.

- Vergelijking met recente sedimenttransporten

Om een vergelijking met recente sedimenttransporten te kunnen maken is het interessant de jaarlijkse importen in een getijdebekken te berekenen. Uit de paleogeografische reconstructies voor de Nederlandse kust (figuren 5 en 6) kan de oppervlakte van het getijdegebied in Holland rond 7000 BP en rond 5500 BP ruwweg geschat worden (tabel 4). In 5500 BP heeft het bekken zijn maximale omvang van 3980 km^2 bereikt. De zeespiegel is met 8 m gestegen, waardoor de inhoud van het gebied sterk toegenomen is (fig. 21). Rond 3500 BP is het Hollandse getijdegebied geheel gevuld en zijn de zeegaten gesloten (met uitzondering van de zeegaten die met rivierarmen in verbinding stonden). Het bekkenoppervlak is sinds 5500 BP niet meer uitgebreid, maar de bekkenin-

houd nam van 5500 BP tot 3500 BP door 3,75 m zeespiegelstijging verder toe (fig. 21). In de periode van 7000 BP tot 3500 BP is dit volume opgevuld met zand, slib en veen. Ook is in deze periode het bekkenvolume, dat al in 7000 BP aanwezig was, opgevuld. Het totale in het bekken van Holland afgezette volume zand, slib en veen komt op $48,8 \times 10^9 \text{ m}^3$ (tabel 4).

Tabel 4: De opvulling van het Hollandse getijdebekken tussen 7000 BP en 3500 BP. NB Het gaat hier alleen om het bekken, strandwallen worden niet meebeschoofd. Zie fig. 21 voor nadere toelichting.

a. Bekkenoppervlak

- 7000 BP : 2990 km²
- 5500 BP : 3980 km²

b. Inhoudsveranderingen

- inhoud 7000 BP : oppervlak 2990 km²
gem. diepte 2 m
- inhoud : 5980 * 10⁶ m³

- toename inhoud 7000 BP - 5500 BP (zie fig. 3.13)

toename oppervlak : 990 km²
toename gem. diepte : 8 m

toename inhoud :

$$8 \times 2990 \times 10^6 \text{ m}^3 + 4 \times 990 \times 10^6 \text{ m}^3 = 27880 \times 10^6 \text{ m}^3$$

- toename inhoud 5500 BP - 3500 BP (zie fig. 3.13)

geen toename oppervlak
toename gem. diepte : 3,75 m

toename inhoud :

$$3,75 \times 3980 \times 10^6 \text{ m}^3 = 14925 \times 10^6 \text{ m}^3$$

- c. Totaal zand, slib en veen : 48785 * 10⁶ m³
-

Uit fig. 20 blijkt dat in 5500 BP 76% van de dan aanwezige accommodatieruimte ($33\ 860 \times 10^6 \text{ m}^3$) opgevuld is met sediment (zand, slib en veen). Er is sinds 7000 BP $25\ 734 \times 10^6 \text{ m}^3$ sediment afgezet. Het gemiddelde over dit tijdvak van 1450 echte jaren bedraagt $17,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar. In 3500 BP wordt het bekken gesloten. Het aanwezige bekkenvolume is dan geheel opgevuld met zand, slib en veen. De resterende $23\ 051 \times 10^6 \text{ m}^3$ is afgezet in 2870 jaren, hetgeen neerkomt op een gemiddelde accumulatie van $8,0 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar. De gemiddelde aanvoer van zand (40 tot 50% van de klastische afzettingen, veen 6% van het totale sedimentvolume) in de bovengenoemde periodes bedraagt respectievelijk $7,1 - 8,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar en $3,2 - 4,0 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar. De huidige geschatte import van zand in de vloedkommen van de Waddenzee bedraagt $8,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar (Stive en Eysink, 1989).

4. TOEKOMSTIG LANGE TERMIJN KUSTGEDRAG

4.1. Inleiding

De kracht van een geologische analyse is dat men als het ware op een afstand en versneld een systeem, in ons geval een kustvlakte, zich ziet ontwikkelen. De zwakte van diezelfde analyse schuilt in de onvolkomenheid van het databestand - sedimentatie in een kustsysteem is zelden continue - en in het feit dat men geen processen en gebeurtenissen waarneemt, maar alleen de vrucht hiervan, de sedimenten. Dit heeft tot gevolg dat geologische analyses in termen van een opeenvolging van gebeurtenissen veelal moeilijk met harde bewijzen te onderbouwen zijn. Het enige waar men naar kan streven is een intern samenhangend verhaal dat niet in tegenspraak is met processen en gebeurtenissen zoals wij die vandaag de dag kennen of met mogelijke variaties hierop in het verleden. De geologische analyse van ons kustsysteem geeft verder vooral de grote ontwikkelingslijnen weer en ontbeert de precisie die zo geliefd is bij de ingenieur. Dat betekent dat wil men op basis van zo'n geologische geschiedenis iets zeggen over de toekomst van het kustsysteem, dit ook alleen maar kan in termen van ontwikkelingslijnen op lange termijn. Echter alvorens dat te doen zullen wij proberen de belangrijkste lessen, die wij kunnen trekken uit de grootschalige kustontwikkeling, die van nut zijn voor uitspraken ten aanzien van de toekomstige kustontwikkeling, puntsgewijs samen te vatten.

1. De Nederlandse kustvlakte is een sediment-importerend systeem. Gedurende het Holoceen is 200 tot 250 miljard m³ sediment, bestaande uit zand (70%), slib (25%) en veen (5%), op de Pleistocene ondergrond van West- en Noord-Nederland afgezet, waardoor de kust niet ligt ter hoogte van West-Brabant, Amersfoort en Drente, maar ver westelijk en noordelijk daarvan.
2. Belangrijkste mechanismen achter deze sedimenttoevoer zijn waarschijnlijk de vervorming van de getijdegolf in de Noordzee en in de getijdebekkens (tidal asymmetry) en de zeespiegelrijzing. Door de vervorming van de getijdegolf is de piekstromsnelheid tijdens vloed groter dan tijdens eb, waardoor de getijdebekkens in principe sediment-importerend zijn. Door de zeespiegelrijzing wordt er steeds sedimentbergende ruimte en komberging in het systeem gecreëerd. Hierbij moet aangetekend worden dat de geologische gegevens wel informatie over het verloop van de snelheid van zeespiegelrijzing in de tijd geven, maar geen informatie over de vorm van de getijdegolf.
3. De sedimentaanvoer gedurende het Holoceen neemt geleidelijk af van gemiddeld ± 42 miljoen m³ per jaar in het Atlanticum (8000 tot 5000 BP), via ± 27 miljoen m³ per jaar in het Subboreaal (5000 tot 3000 BP) naar gemiddeld ± 7 miljoen m³ per jaar in het Subatlanticum (3000 BP tot heden). Omdat de snelheid van zeespiegelrijzing in dezelfde tijd parallel hiermee afneemt, lijkt het alsof de sedimenttoevoer door de zeespiegelrijzing bepaald wordt. Dit gaat echter slechts ten dele op en dan alleen nog maar voor zich autonoom ontwikkelende kusten. De snelheid van zeespiegelrijzing heeft op drie wijzen invloed op het sedimenttransport: in de eerste plaats door het scheppen van komberging, waardoor een hogere netto influx van sediment mogelijk is, in de tweede plaats door het oproepen van sterke gradiënten in langstransport bij snel terugschrijdende kusten en in de derde plaats door

het creëren van ondiepe zeeën waaruit door dwarstransport sediment makkelijk aangevoerd kan worden. Echter, uit het feit dat gedurende het grootste deel van het Atlanticum de sedimentaanvoer achterbleef bij de zeespiegelrijzing, blijkt dat er geen directe koppeling is tussen de twee processen.

Als men de Holocene ontwikkeling van het kustsysteem sterk vereenvoudigd zou willen samenvatten, kan gesteld worden dat door de snelle terugschrijding van de kust in het Atlanticum de sedimentbronnen gemaakt worden. Als de snelheid van zeespiegelrijzing aan het einde van het Atlanticum sterk afneemt, stabiliseert de kust en worden de restanten van de sedimentbronnen in het Subboreaal opgeruimd. In de eerste helft van het Subatlanticum komt een labiel evenwicht tot stand, waarbij nauwelijks sediment van buiten meer wordt toegevoerd en alleen binnen het systeem enige herverdeling plaatsvindt. De kust is dan optimaal gesloten en beschermd een uitgestrekt veenmoeras daarachter. Doorgaande zeespiegelrijzing vraagt echter om sediment en, omdat van buiten vrijwel niets meer wordt toegevoerd, moet het kustsysteem hierop reageren door de kustlijn - strandwal - landwaarts te verplaatsen, waardoor opnieuw sediment beschikbaar komt. Dit gebeurt door het doorbreken van de strandwal, het scheppen van komberging in de uitgeruimde gebieden daarachter en het transport van zand uit de vooroever naar het getijdegebied. Dit is precies wat wij zien gebeuren in het tweede deel van het Subatlanticum, met de climax in de late Middeleeuwen. In die tijd was de kust van Zeeland bijna geheel opgebroken en het achterland veranderde in wadplaten en -geulen. De westelijke Waddenzee en de kop van Noord-Holland was veranderd in een groot getijdegebied met inbraken achter de Hollandse kustzone tot ver naar het zuiden. Bovendien ontstonden de Lauwerszee en de Dollard als uitbreidingen van het Waddengebied naar het zuiden. Misschien moeten we zelfs de vorming van de Jonge Duinen zien als een andere uiting van hetzelfde proces.

Op dat ogenblik is echter ook de maatschappelijke organisatie van de Nederlandse gemeenschap zodanig dat er gezamenlijke en gerichte acties kunnen worden ondernomen om de kustlijn op zijn oude positie te handhaven. En nu wij zo'n 700 jaar verder zijn kunnen wij vaststellen dat onze voorouders daar aardig in geslaagd zijn.

Echter, de werkelijke conclusie van dit verhaal is dat wij bij voorspellingen over kustgedrag in de toekomst niet mogen aannemen dat er noemenswaardige hoeveelheden zand van buiten het systeem aangevoerd worden indien besloten is de kust op zijn huidige positie te handhaven.

4. Zolang er getijdebekkens met komberging bestaan zal de kust daarvoor erosief zijn. Dit is wat RWS de zandhonger van de Waddenzee noemt. De geologische ontwikkeling laat zien dat dit een ijzersterke regel is. Pas als een getijdegebied opgevuld is, kunnen de zeegaten verzanden en de kust stabiliseren of uitbouwen. Dit betekent tevens dat een belangrijk deel van het zand dat de getijdebekkens ingebracht wordt, afkomstig is van de vooroevers van de eilanden daarvoor. Het sluit echter niet uit dat ook een deel van het zand direct via buitendelta's de getijdebekkens binnenkwam en mogelijk zelfs binnenkomt.
5. Potentiële komberging in de vorm van makkelijk te ontwateren en compacteerbare veen- of kleirijke gebieden achter een smalle strandwal

of in de buurt van estuaria is een bedreiging voor het kuststelsel. Wanneer voldoende tijd beschikbaar is, blijkt dat de kans dat potentiële in werkelijke komberging overgaat (door doorbraken van de strandwal of inbraken in een estuarium) zeer groot is. Ook dan geldt dat na initiële uitruiming van het gebied opnieuw zand en slib worden geïmporteerd en het bekken wordt opgevuld, maar een groot deel van het zand onttrokken zal worden aan de aangrenzende kust.

6. Alhoewel het zeer moeilijk is om op basis van de geologische gegevens inzicht te krijgen in de mechanismen van zandtransport, maakt vooral de zandbalans die opgesteld kan worden voor de Hollandse kust tussen 5000 BP en nu duidelijk dat dwarstransport van zand uit de Noordzee naar het strand een belangrijke factor is geweest voor de ontwikkeling van die kust. Naar schatting moet meer dan de helft van het zand dat nu is vastgelegd in het duin- en strandwallencomplex door dwarstransport zijn aangevoerd. Men dient zich hier echter wel bij te realiseren dat rond 5000 BP veel zand betrekkelijk ondiep in de Noordzee voorradig was en dat die situatie dus sterk verschilt van de huidige, met uitzondering misschien van de Deltakust, waar door de sluiting van de zeegeaten, een enigszins vergelijkbare situatie is ontstaan, echter op veel kleinere schaal.
7. Om de 200 tot 250 miljard m³ sediment in de Holocene Nederlandse kustvlakte te verantwoorden, moeten wij aannemen dat over een groot oppervlak van de Noordzee de top van de Pleistocene zanden tot een diepte van gemiddeld 6 m door erosie verwijderd is. Als wij echter aannemen dat ook zand aangevoerd zou kunnen zijn vanuit de zuidelijke Noordzeebocht en mogelijk vanaf de Engelse kust, dan zou dat bedrag kleiner kunnen zijn.

4.2. Toekomstige ontwikkeling van het Waddengebied

De ontwikkeling zoals die gedurende het Holoceen plaatsvond, te weten zandaanvoer vanaf de vooroevers van de eilanden naar het getijdebekken en het gelijktijdig terugschrijven van de kust, zal zich ook in de toekomst voortzetten. De Waddenzee is sediment-importerend en afhankelijk van de snelheid van zeespiegelrijzing en de snelheid waarmee het sediment het getijdebekken binnenkomt en verspreid wordt, zal dit getijdebekken uiteindelijk dichtslibben. Op basis van een gemiddelde snelheid van terugschrijven van Ameland en Schiermonnikoog sinds ± 6000 BP (3.3.1.) van 2,5 m/jaar, een zandige vooroever tot 20 m diepte en een kustlengte van ± 150 km (kustlengte vanaf Camperduin tot de Eemsmonding met aftrek van de zeegeaten) bedraagt de hoeveelheid zand dat beschikbaar komt voor het getijdebekken ± 7,5 miljoen m³ per jaar. Op basis van waarnemingen en procesmodellering komen Stive & Eysink (1989) op een aanvoer van 8,5 miljoen m³ per jaar, waarvan meer dan de helft via het Marsdiep in de westelijke Waddenzee. Omdat er ook een kleine hoeveelheid slib tot bezinking zal komen, lijkt een schatting van de sedimentvraag van het Waddengebied in de toekomst van ± 10 miljoen m³ sediment per jaar redelijk.

Het gebied van de Waddenzee onder het gemiddeld zeeniveau heeft een inhoud van ongeveer 6067 miljoen m³. Om dit zonder zeespiegelrijzing geheel te vullen bij een toevoer van ± 10 miljoen m³ sediment per jaar zal nog ongeveer 600 jaar vergen. Bij een oppervlak van ± 2800 km², een

zeespiegelrijzing in de grootteorde van die van de laatste 100 jaar (0,15 - 0,20 m per eeuw) en een gelijkblijvende netto sedimentaanvoer, zou er nog eens 500 tot 600 jaar bijkomen voor het gehele gebied gevuld is. De netto sedimentaanvoer van 10 miljoen m³ per jaar zal de zeespiegelrijzing net kunnen bijbenen bij een snelheid van ± 0,4 m per eeuw. Omdat alle sediment dan nodig is voor het onderhouden van de platen zullen kwelders bij een dergelijke snelheid van zeespiegelrijzing verdwijnen, identiek met de situatie gedurende het Atlanticum en het begin van het Subboreaal in de Nederlandse getijdebekkens. De schattingen van Warrick et al. (1993) voor een toekomstige eustatische zeespiegelrijzing t.g.v. het broeikas-effect bedragen ruwweg 0,35 - 0,50 m in het jaar 2100 (fig. 22). Dit gesuperponeerd op de huidige snelheid van zeespiegelrijzing geeft een snelheid in de orde van grootte van die tijdens het Atlanticum (0,60 m/eeuw tussen 7000 en 6000 BP, fig. 4). Bij die snelheid was het sedimentaanbod onvoldoende om in het getijdebekken van Holland intergetijdeplaten te handhaven, met uitzondering van de binnendelta's en platen langs de geulen. De sedimentaanvoer bedroeg in die periode gemiddeld 42×10^6 m³ per jaar over een kustlengte van ruim 300 km. Of deze ontwikkeling tijdens het Atlanticum het gevolg is geweest van te weinig aanbod van sediment of van een te kleine transportcapaciteit, is niet bekend. Als het het laatste is dan is het niet denkbeeldig dat delen van het Waddengebied dezelfde morfologie zullen krijgen als het Hollandse getijdegebied gedurende het Atlanticum: binnendelta's rond de zeegaten overgaand in door platen begrensde geulen gescheiden door bij laag water niet meer droogvallende lagunes.

Als wij aannemen dat er geen externe bron voor het benodigde zand is, moet alles door erosie uit de vooroevers van de eilanden en de kop van Noord-Holland komen. Als er jaarlijks 8 miljoen m³ het waddengebied binnengaat, zal dat ook weer gesuppleerd moeten worden als wij de kust op zijn huidige positie willen handhaven.

4.3 Toekomstige ontwikkeling van de Hollandse kust

In de loop van de eeuwen is er achter de kuststrook een grote potentiële komberging ontstaan door maaiveldsverlaging tengevolge van menselijke activiteiten. Alhoewel eenieder zich dit realiseert blijft waakzaamheid geboden. Vooral op de plaatsen waar de strandwal smal en erosief is, zoals de kop van Noord-Holland ten noorden van Camperduin, of het Westland ten zuiden van Terheyde zouden doorbraken door de strandwal vervelende gevolgen kunnen hebben.

Als de gradiënt in langtransport niet zal wijzigen - een consequentie van het handhaven van de kustlijn als het gemiddelde windklimaat niet veranderd - zal de versteiling van het centrale deel van de Hollandse kust doorgaan. Dit zal leiden tot minder dissipatie van de golfenergie op de diepere vooroever en dat zal een gemiddeld zwaardere golfaanval op het strand en de duinvoet betekenen. De grote hoeveelheid zand die opgeslagen is in deze strandwallenopeenvolging vormt echter een voldoende buffer om dit en de te verwachten zeespiegelrijzing op te vangen.

Voor de vooroever van het centrale deel van de Hollandse kust liggen boven de 20 m dieptelijn de Hollandse shoreface-connected-ridges. Deze nog steeds actieve ruggen, waarvan Van der Meene (1994) aanneemt dat het de restanten zijn van een voormalig Pleistoceen hoog, maar waarbij men

zich ook kan afvragen of het mogelijk de door getij en golven geremodelleerde overblijfselen zijn van Atlantische (> 5000 BP) buitendelta's en andere kustvormen achtergebleven tijdens de snelle kustachteruitgang, bestaan uit naar boven toe grover wordend zand. Ook buiten het veld van de shoreface-connected-ridges bestaat de top van de zanden aan de voet van de vooroever vaak uit grof materiaal. Het grove karakter van de afzettingen is ontstaan doordat de oorspronkelijk fijnere fractie door unidirectionele en oscillerende stroming is verwijderd en mogelijk opgenomen in het kustwaartse dwarstransport. Het grove achterblijfsel vormt nu als het ware een bescherming voor de fijnere afzettingen daaronder. Mogelijk zou door verwijdering van de top laag ten behoeve van suppletie het dwarstransport van de fijnere zandfractie bevorderd kunnen worden.

4.4 Toekomstige ontwikkeling van de Deltakust

Na de grootschalige ingrepen is het zuidwestelijke kustgebied een nieuw tijdperk ingegaan. De drastische reductie van de getijvolumina in alle zeegaten, met uitzondering van de Westerschelde, leidt naar verwachting tot het rechte trekken van de kustlijn ten noorden van de Oosterschelde. Een vergelijking met het grootschalige mechanisme van sluiting van de Hollandse kust tijdens het Subboreaal kan gemaakt worden. Hier ontstond een aaneengesloten, vloeiend verlopende kustlijn na het verzanden van de zeegaten. De vooroevers van de voormalige buitendelta's zullen verder opgeruimd worden. De nieuw ontstane banken zullen geleidelijk landwaarts verplaatsen en het erachterliggende gebied zal langzaam opslibben. Uiteindelijk zal de kustlijn tussen de koppen van de eilanden uitstrekken. Het gebied achter de banken zal zich tot een strandvlakte ontwikkelen. De mond van de Oosterschelde zal zich door oppervlakte verkleining van de buitendelta aanpassen aan het verkleinde getijvolume van het bekken. In de monding van de Westerschelde zal erosie zich blijven voordoen.

5. AANBEVELINGEN TER VERBETERING VAN DE KENNIS VAN DE GEOLOGISCHE ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUSTVLAKTE

Omdat het begrijpen van de lange termijn ontwikkeling van het kuststelsel van groot belang is voor het inzicht in huidig en toekomstig kustgedrag, is het nuttig aan het einde van dit rapport nog eens te wijzen op de lacunes in onze kennis en de wijze waarop in deze lacunes zou kunnen worden voorzien.

- Snelheid van zeespiegelrijzing

Zeespiegelrijzing is de sturende factor achter de ontwikkeling van de kustvlakte. Snelheid van zeespiegelrijzing en de aanvoer van sediment bepalen in hoge mate de morfologie van getijdebekkens en kusten. Het is daarom van belang om de zeespiegelbeweging in het verleden zo goed mogelijk te kunnen reconstrueren. De bestaande curve (fig. 4) is het meest betrouwbaar voor het interval tussen 5500 en 3000 BP, omdat over dit tijdsinterval een groot aantal gegevens uit verschillende afzettingssmilieus verzameld kon worden. Echter voor de perioden vóór 5500 BP en na 3000 BP zijn nog te weinig gegevens bekend. Vooral voor de laatste 3000 jaren is het van groot belang om gedetailleerd de zeespiegelbewegingen te kennen. Enige tijd geleden is er een eerste aanzet geweest voor een meer gedetailleerde reconstructie van de zeespiegel in deze periode, maar de resultaten zijn tot nu toe niet erg bevredigend. De Rijks Geologische Dienst zou veel meer aandacht aan dit probleem moeten besteden en zou tevens een poging moeten ondernemen om met faunistische en sedimentologische criteria de niet zo geringe zeespiegelrijzing van de laatste 100 jaren aan te tonen. Ook de ontwikkeling van nieuwe technieken zou aangepakt moeten worden.

- Sedimentbalans

Het hoeft hier geen betoog om het belang van de sedimentbalans aan te tonen. In dit rapport is een eerste nog zeer ruwe poging ondernomen, maar hopelijk is dit slechts een begin en zal een dergelijke benadering in de toekomst verfijnd en onderbouwd worden. Niet alleen door de putten beter te kwantificeren, maar ook door een poging te ondernemen om meer greep te krijgen op de bronnen. Dit laatste vooral door de kustlijnen in de Noordzee beter te bepalen. Met de huidige dateringsmethodieken moet het mogelijk zijn die kustlijnen redelijk precies te definiëren. Dat zou de mogelijkheid geven sedimentbronnen van langstransport, zoals de riviervlakte van Rijn en Maas of het Texel Hoog, goed te kwantificeren, zodat wij beter greep krijgen op de grootte van de sedimentstromen in de tijd.

- Morfologie van de kustvlakte gedurende het Holoceen

Voorals tijdens de snelle zeespiegelrijzing voor 6000 BP ontwikkelen de getijdebekkens zich anders dan de huidige Waddenzee. Op basis van een analyse van de sedimenten kon dit voor het getijdebekken van Holland aangetoond worden. Echter, dateringen om dit te onderbouwen ontbreken nog. Het zou van groot belang zijn, ook voor de sedimentbalans, om met behulp van een groot aantal dateringen tijdslijnen in de getijdebek-

kens te trekken, zodat wij een goed inzicht krijgen in de diepteverdeling.

- Opvulling van de getijdebekkens

Een met het bovenstaande nauw verwante vraag is of de transportcapaciteit of het sedimentaanbod de beperkende factor is bij het opvullen van de getijdebekkens tijdens snelle zeespiegelrijzing. Omdat deze vraag van direct belang is voor ons inzicht in de toekomstige ontwikkeling van het Waddengebied, zou een breed opgezet onderzoek van groot belang zijn.

- Sedimentstromen in de Noordzee en de uitwisseling met de kustvlakte

Tot nu toe is er op geologische tijdschaal slechts incidenteel gekeken naar het sedimenttransport, vooral zandtransport, in de Noordzee en, uiteraard, naar de kust. Omdat de Noordzee de belangrijkste zandbron voor het kuststelsel is geweest zou een dergelijk onderzoek hoog op de prioriteitenlijst moeten staan. Tevens zou bij dit onderzoek gekeken moeten worden wat de belangrijkste transportmechanismen zijn geweest om het zand van de Noordzee in het kuststelsel te brengen.

- Versteiling van de onderwateroever van de Hollandse kust en de mogelijke relatie met duinvorming

Dankzij de nieuwe versnellerstechniek voor C14-datering is het mogelijk met kleine hoeveelheden materiaal goede dateringen te krijgen. Dit opent de mogelijkheid om de kusthellingen van de uitbouwende strandwalopeenvolging van Holland met een veel grotere nauwkeurigheid te reconstrueren. Omdat het gedrag van de onderwateroever voor de toekomstige ontwikkeling van de kust van Nederland van groot belang is verdient het aanbeveling om in de toekomst opnieuw aandacht hieraan te besteden.

Haarlem, 28 september 1994

De Directeur



Drs. Chr. Staudt

6. GEBRUIKTE LITERATUUR

- Beets, D.J., Th.B. Roep en W.E. Westerhoff, in druk. The Alkmaar-Bergen inlet: closing history and related barrier progradation. In: Beets, D.J. et al. (eds.): Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst 58.
- Beets, D.J., L. van der Valk en M.J.F. Stive, 1992. Holocene evolution of the coast of Holland. Marine Geology, 103: 423-443.
- Cnossen, J., 1958. Enige opmerkingen omtrent het ontstaan van het Beneden-Boornegebied en de Middellzee in verband met de subatlantische transgressie. Boor en Spade, 9: 24-38.
- Crommelin, R.D., 1940. De herkomst van het zand van de Waddenzee. Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen., 57: 347-361.
- De Bruijne, R.H., L. van der Valk en A.W. Gmelig Meyling, 1993. Molluskentransport als indicatie voor Zandtransport. Een onderzoek naar transportbanen in de ondiepe kustgebieden voor Holland en de Waddeneilanden. Rapport Rijksinstituut voor Visserijonderzoek, RIVO Rapport C 009/93, IJmuiden, 40 pp.
- De Groot, T.A.M. (ed.), 1987. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1: 50,000, Blad Heerenveen West (11W) en Blad Heerenveen Oost (11O). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 251 pp.
- De Groot, T.A.M., J.H.A. Bosch, en W.E. Westerhoff, in druk. A new mean high-water curve over the last 2000 years: an example from the Frisian Islands (the Netherlands). In: Beets, D.J. et al.(eds.): Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst 58.
- De Groot, Th.A.M. en W. de Gans, in druk. Facies variations and sea-level rise response in the lower Rhine area during the last 15.000 years (The Netherlands). In: Beets, D.J. et al.(eds.): Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst 58.
- De Groot, Th., en W.E. Westerhoff, 1993. Storm depositional sequences underneath a Subboreal barrier in The Western Netherlands. Rapport 40.007, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 7 pp.
- De Gans, W. en K. van Gijssel, in druk. The Late-Weichselian morphology of The Netherlands and its influence on the Holocene coastal development. In: Beets, D.J. et al.(eds.): Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst 58.
- De Jong, J., 1984. Age and vegetational history of the coastal dunes in the Frisian Islands, The Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 63: 269-275.
- De Mulder, E.F.J. en J.H.A. Bosch, 1982. Holocene stratigraphy, radiocarbon datings and paleogeography of central and northern North-Holland (the Netherlands). Meded. Rijks Geol. Dienst, 36-3: 111-160.

- De Ronde, J.G., 1983. Changes of relative mean sea-level and of mean tidal amplitude along the Dutch coast. In: Ritsema, A.R. en A. Gürpinas (eds.): Seismicity and Seismic Risk in the Offshore North Sea Area, p. 131-141. Reidel, Dordrecht.
- Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. J. Sea Res.*, 20: 117-131.
- Ebbing, J., C. Laban, P.J. Frantsen en H.P. Nederlof, 1992: Geologische Kaart Rabsbank, Schaal 1:100.000. Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- Edelman, T., 1961. Erosie en aanwas van het kustvak Den Helder-Hoek van Holland. *Nota W.W.K.* 61-1, Rijkswaterstaat, Den Haag.
- Eisma, D., 1968. Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the Island of Vlieland. *Neth. J. Sea Res.*, 4: 123-267.
- Eisma, D., W.G. Mook en C. Laban, 1981. An early Holocene tidal flat in the Southern Bight. In: Nio, S. D., R.T.E. Schüttenhelm en Tj. C.E. van Weering: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, p. 229-237. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 5. Blackwell, Oxford.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17 000-year glacio-eustatic sea level record. *Nature*, 342: 637-642.
- Franken, A.F., 1987. Rekonstruktie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee. Rapport X 0029-00, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 74 pp.
- Gossé, J.G., 1977. A preliminary investigation into the possibility of erosion in the area of the Flemish banks. *Nota FA 7702*, Rijkswaterstaat, Dir. Waterhuish. en Waterbew., Den Haag, 20 pp.
- Griede, J.W., 1978.: *Het ontstaan van Frieslands Noordhoek*. Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 186 pp.
- Griede, J.W. en W. Roeleveld, 1982. De geologische en paleogeografische ontwikkeling van het noordelijk zeeleigebied. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen.*, 16: 439-455.
- Jelgersma, S., 1961. Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Meded. Geol. Stichting*, C-VI (7), 101 pp.
- Jelgersma, S., 1977. Zeespiegelbeweging en bodemdaling. In: C.J. van Staalduinen (ed.): *Geologisch onderzoek van het Nederlandse Waddengebied*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, p. 72-74.
- Jelgersma, S., 1979. Sea-level changes in the North Sea basin. In: Oele, E., R.T.E. Schüttenhelm en A.J. Wiggers (eds.): *The Quaternary History of the North Sea*. *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2: p. 233-248.

- Jelgersma, S., De Jong, J., Zagwijn, W.H. en Van Regteren Altena, J.F., 1970. The coastal dunes of the western Netherlands: geology, vegetational history and archeology. Meded. Rijks Geol. Dienst, 21: 93-167.
- Knoester, D., 1990. Morfologie van de kust van Holland. Rapport GWAO-90.010, Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag.
- Kohsiek, L.H.M., 1988. Reworking of former ebb-tidal delta's into large longshore bars following the artificial closure of tidal inlets in the southwest of the Netherlands. In: De Boer, P.L., A. Van Gelder en S.D. Nio (eds.): Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies, p. 113-122. Reidel, Dordrecht.
- Kuijter, P.C., 1974. Bodemkaart van Nederland schaal 1:50.000, Toelichting bij de kaartbladen 10 W Sneek en 10 O Sneek. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen, 126 pp.
- Kuijter, P.C., 1976. Bodemkaart van Nederland schaal 1:50.000, Toelichting bij het kaartblad 11 W Heerenveen. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen, 140 pp.
- Oele, E., 1969. The Quaternary geology of the Dutch part of the North Sea, north of the Frisian Isles. Geologie en Mijnbouw, 48: 467-480.
- Pons, L.J., Jelgersma, S., Wiggers, A.J. en De Jong, J.D., 1963. Evolution of the Netherlands coastal area during the Holocene. Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. serie 21 (2): 197-208.
- Pons, L.J. en Wiggers, A.J., 1959. De holocene wordingsgeschiedenis van Noord-Holland en het Zuiderzeegebied. Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen., 76: 104-152.
- Pons, L.J. en Wiggers, A.J., 1960. De holocene wordingsgeschiedenis van Noord-Holland en het Zuiderzeegebied. Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen., 77: 3-57.
- Pool, M.A., 1989. Kustlijnreconstructie: een benadering met behulp van berekende volumina van het Hollandse Jonge Duinzand. Rapport Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 20 pp., bijlagen.
- Pool, M.A., 1992. Modelmatige, grootschalige profielanalyse van centraal Hollandse kustsecties. Rapport Universiteit Utrecht, Faculteit der Aardwetenschappen, 32 pp.
- Pool, M.A. en L. van der Valk, 1988. Volumeberekening van het Hollandse en Zeeuwse Jonge Duinzand in het kader van het Kustgenese-project (taakgroep 1000). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 31 pp.
- Postma, H., 1961. Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea. Neth. Sea Res., 1: 148-190.
- Reinalda, R. (ed.), 1987. Grootschalige vorming en ontwikkeling van de Nederlandse kust. Vorming en toetsing van hypothesen. Fase 1 1987, deelrapport IV. Rijkswaterstaat, Den Haag, 23 pp.

- Roeleveld, W., 1974. The Holocene Evolution of the Groningen Marine-Clay District. Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam. Ook verschenen als: Ber. Rijksd. voor het Oudheidk. Bodemonderzoek, Supplement bij vol. 24, 132 pp.
- Roelvink, J.A. en M.J.F. Stive, 1989. Voorspelling ontwikkeling kustlijn 1990-2090, fase 3; deelrapport 3.4: initieel sedimenttransportmodel Hollandse kust. Rapport H825, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 23 pp.
- Roep, Th.B. en D.J. Beets, 1988. Sea-level rise and paleotidal levels from sedimentary structures in the coastal barriers in the western Netherlands since 5600 BP. *Geologie en Mijnbouw*, 67: 53-60.
- Roep, Th.B. en J.F. van Regteren Altena, 1988. Paleotidal levels in tidal sediments (3800-3635 BP); compaction, sea-level rise and human occupation (3275-2620 BP) at Bovenkarspel, NW Netherlands. In: De Boer P.L., A. Van Gelder en S.D. Nio (eds.): *Tide-influenced sedimentary Environments and Facies*, p. 215-231. Reidel, Dordrecht.
- Roep, Th.B., L. van der Valk en D.J. Beets, 1991. Strandwallen en zeegeten langs de Hollandse kust. *Grondboor en Hamer*, 45: 115-124.
- Schoorl, H., 1973. Zeshonderd jaar water en land. Wolters-Noordhoff Groningen, 534 pp.
- Sha, L.P., 1990. Sedimentological Studies of the Ebb-Tidal Deltas along the West Frisian Islands, The Netherlands. *Geol. Ultraiectina*, 64, 159 pp.
- Sha, L.P., 1992. Geological research in the ebb-tidal delta of 'Het Friesche Zeegat', The Netherlands. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 20 pp.
- Stive, M.J.F. en W.D. Eysink, 1989. Voorspelling ontwikkeling kustlijn 1990-2090, fase 3; deelrapport 3.1: dynamisch model van het Nederlandse kuststelsel. Rapport H825, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 66 pp.
- Stive, M.J.F., 1987. Kustgenese; grootschalige vorming en ontwikkeling van de Nederlandse kust. Hoofdrapport; vorming en toetsing van hypothesen. Rijkswaterstaat, Den Haag, 62 pp.
- Stive, M.J.F. (ed.), 1989. Voorspelling ontwikkeling kustlijn 1990-2090. Nota Kustverdediging na 1990, Technisch Rapport 5: kustvoorspelling. Rijkswaterstaat, Den Haag, 66 pp.
- Ter Wee, M.W., 1976. Toelichting bij de Geologische Kaart van Nederland 1:50.000, Blad Sneek (10W, 100). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 131 pp.
- Terwindt, J.H.J., 1977. Mud in the Dutch delta area. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 203-210.
- Törnqvist, T.E., 1993. Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Thesis, Utrecht, 169 pp.

- Törnqvist, T.E., M.H.M. van Ree en E.L.J.H. Faessen, 1993. Longitudinal facies architectural changes of a Middle Holocene anastomosing distributary system (Rhine-Meuse delta, Central Netherlands). *Sediment. Geol.*, 85: 203-219.
- Van Alphen, J.S.L.J., 1990. A mud balance for Belgian-Dutch coastal waters between 1969 and 1986. *Neth. J. Sea Res.*, 25: 19-30.
- Van Alphen, J.S.L.J. en M.A. Damoiseaux, 1987. A morphological map of the Dutch shoreface and the adjacent part of the continental shelf (1: 250.000). Rapport NZ-N-87.21, Rijkswaterstaat, Directie Noordzee, Rijswijk/Rapport MDLK-R.87.18, Rijkswaterstaat, Meetkundige Dienst, Delft, 22 pp.
- Van de Meene, J., 1994. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. Thesis Utrecht, 222 pp.
- Van de Plassche, O., 1982. Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam. Ook verschenen als: Meded. Rijks Geol. Dienst, 36-1, 93 pp.
- Van de Plassche, O. en Th.B. Roep, 1989. Sea-level changes in the Netherlands during the last 6500 years: basal peat vs. coastal barrier data. In: Scott, D.B., et al. (eds.): *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*, p. 41-56. Kluwer, Dordrecht.
- Van der Giessen, A., W.P.M. de Ruijter en J.C. Borst, 1991. Three-dimensional current structure in the Dutch coastal zone. *Neth. J. Sea Res.*, 25: 45-55.
- Van der Spek, A.J.F., 1993. Getijsimulatie voormalige getijbekkens deel II: Het Zeegat van Bergen in 7200 BP, 5500 BP en 3700 BP. Rapport 93-15, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht, Universiteit Utrecht, 36 pp.
- Van der Spek, in druk. Reconstruction of tidal inlet and tidal channel dimensions in the Frisian Middelzee, a former tidal basin in the Netherlands Wadden Sea. In: Flemming, B.W. en A. Bartholomä (eds.): *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.
- Van der Spek, 1994. Large-scale evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands. Thesis, Utrecht, 191 pp.
- Van der Spek, A.J.F. en D.J. Beets, 1992. Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the Western Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise? In: Donogue, J.F., R.A. Davis, C.H. Fletcher en J.R. Suter (eds.): *Quaternary Coastal Evolution*. *Sediment. Geol.*, 80: 185-197.
- Van der Valk, L., 1992. Mid- and Late-Holocene coastal evolution in the beach-barrier area of The Western Netherlands. Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 235 pp.

- Van Staalduinen, C.J., 1979. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland, Blad Rotterdam West (37W). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 140 pp.
- Van Straaten, L.M.J.U., 1965. Coastal barrier deposits in South- and North-Holland- in particular in the area around Scheveningen and IJmuiden. Meded. Geol. Sticht., 17: 41-75.
- Van Veen, J., 1950. Eb- en vloodschaar systemen in de Nederlandse getijwateren. Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen., 67: 303-325.
- Veenstra, H.J., 1976. Zand vertelt geschiedenis der Wadden. Land en Water, 6: 12-16.
- Veenstra, H.J. en A.M. Winkelmolen, 1976. Size, shape and density sorting around two barrier islands along the north coast of Holland. Geologie en Mijnbouw, 55: 87-104.
- Vos, P.C., 1983. De relatie tussen de geologische ontwikkeling en de bewoningsgeschiedenis in de Assendelver polders vanaf 1000 v. Chr. In: Brandt, R.W., G.J. van der Horst en J.J. Stolp (eds.): De Zaanstreek Archeologisch Bekeken. Westerheem, 32: 54-80.
- Vos, P.C., 1992. Paleogeografische reconstructie van het Lauwers-meergebied. Rijks Geologische Dienst - Distrikt Noord, Oosterwolde, 22 pp.
- Vos, P.C. en H. de Wolf, 1988. Paleo-ecologisch diatomeeën onderzoek in de Noordzee en in de provincie Noord-Holland in het kader van het Kustgenese-project, Taakgroep 5000. Rijks Geologische Dienst, Afdeling Diatomeeën, Rapport 500, Haarlem, 144 pp.
- Vos, P.C. en R.M. van Heeringen, 1993. The impact of environmental changes on the occupation history in the south-western coastal area of The Netherlands (province of Zeeland). Rapport 1459, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 72 pp.
- Warrick, R.A. en Oerlemans, J., 1990. Sea-level rise. In: Houghton, J.T., G.J. Jenkins en J.J. Ephraums (eds.): Climate Change, the IPCC Scientific Assessment, p. 257-281. Cambridge University Press, Cambridge.
- Westerhoff, W.E. en P. Cleveringa, 1990. Sea-level rise and coastal sedimentation in central Noord Holland (The Netherlands) around 5500 BP: a case study of changes in sedimentation dynamics and sediment distribution patterns. In: Beukema, J.J., W.J. Wolff en J.W.M. Brouns (eds.): Expected Effects of Climatic Change on Marine Coastal Ecosystems. Developments in Hydrology, 57, p. 133-138. Kluwer, Dordrecht.
- Westerhoff, W.E., E.F.J. de Mulder en W. de Gans, 1987. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1:50.000, Blad Alkmaar West (19W) en Blad Alkmaar Oost (19O). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 227 pp.

- Wiersma, J. en J.S.L.J. van Alphen, 1988. The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and Den helder (The Netherlands). In: De Boer, P.L., A. van Gelder en S.D. Nio (eds.): Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies, p. 101-111. Reidel, Dordrecht.
- Winkelmolen, A.M. en H. J. Veenstra, 1980. The effect of a storm surge on near-shore sediments in the Ameland-Schiermonnikoog area (N. Netherlands). Geologie en Mijnbouw, 59: 97-111.
- Zagwijn, W.H., 1984. The formation of the Younger Dunes on the west coast of The Netherlands (AD 1000 - 1600). Geologie en Mijnbouw, 63: 259-269.
- Zagwijn, W.H., 1986. Nederland in het Holoceen. Geologie van Nederland, 1. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 46 pp.
- Zitman, T.J., 1987. Kustgenese fase I 1987. Vorming en toetsing hypothesen. Deelrapport V. Analyse van de rol van langstransport bij de ontwikkeling van de Hollandse kust. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag, 42 pp.

ouderdom geologische
 C 14-jaren Zonnejaren tijdsindeling
 voor heden (BP)

1250	8e eeuw na Chr	Laat-Holoceen	Subatlanticum
1950	AD		
2900	1100 v Chr	Midden-Holoceen	Subboreaal
3700	2100 v Chr		
5000	3780 v Chr		Atlanticum
8000	± 6900 v Chr	Vroeg Holoceen	Boreaal
9000	± 8030 v Chr		Praeboreaal
10000	± 9250 v Chr	Pleistoceen	Laat-Weichselien

Fig. 1. Geologische tijdsindeling, C14-tijdschaal en in echte jaren omgerekende C14-ouderdommen. De geologische indeling van het Holoceen is vooral gebaseerd op de ontwikkeling van de vegetatie in noordwest Europa na het afsmelten van de ijskappen. Ouderdommen worden in dit rapport gegeven in C14-jaren voor heden (BP). Deze ouderdommen zijn gebaseerd op de activiteit van de radiogene koolstofisotoop C14 in organisch materiaal. Koolstof 14 ontstaat uit stikstof 14 door kernreacties van kosmische straling (neutronen) in de atmosfeer. Het radioactieve verval volgt een exponentiële curve met een halveringstijd van 5730 jaren. In het verleden is de produktie van koolstof 14 niet constant geweest, waardoor C14-ouderdommen geen echte jaren zijn. Correctie hiervan werd mogelijk door middel van het tellen en dateren van jaringen van recente en fossiele bomen. Zie verder bijlage 1.

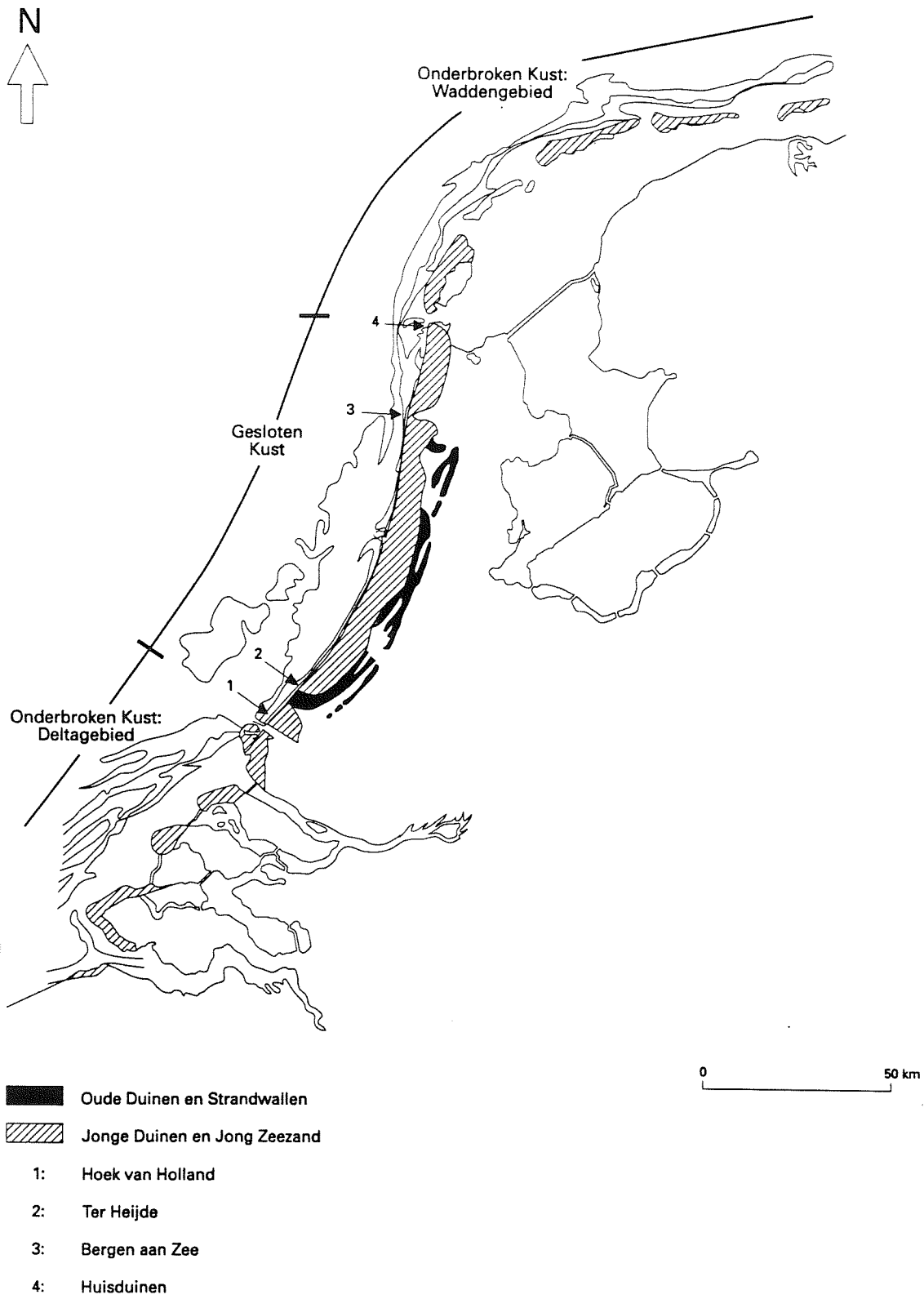


Fig. 2. Driedeling van de Nederlandse kust

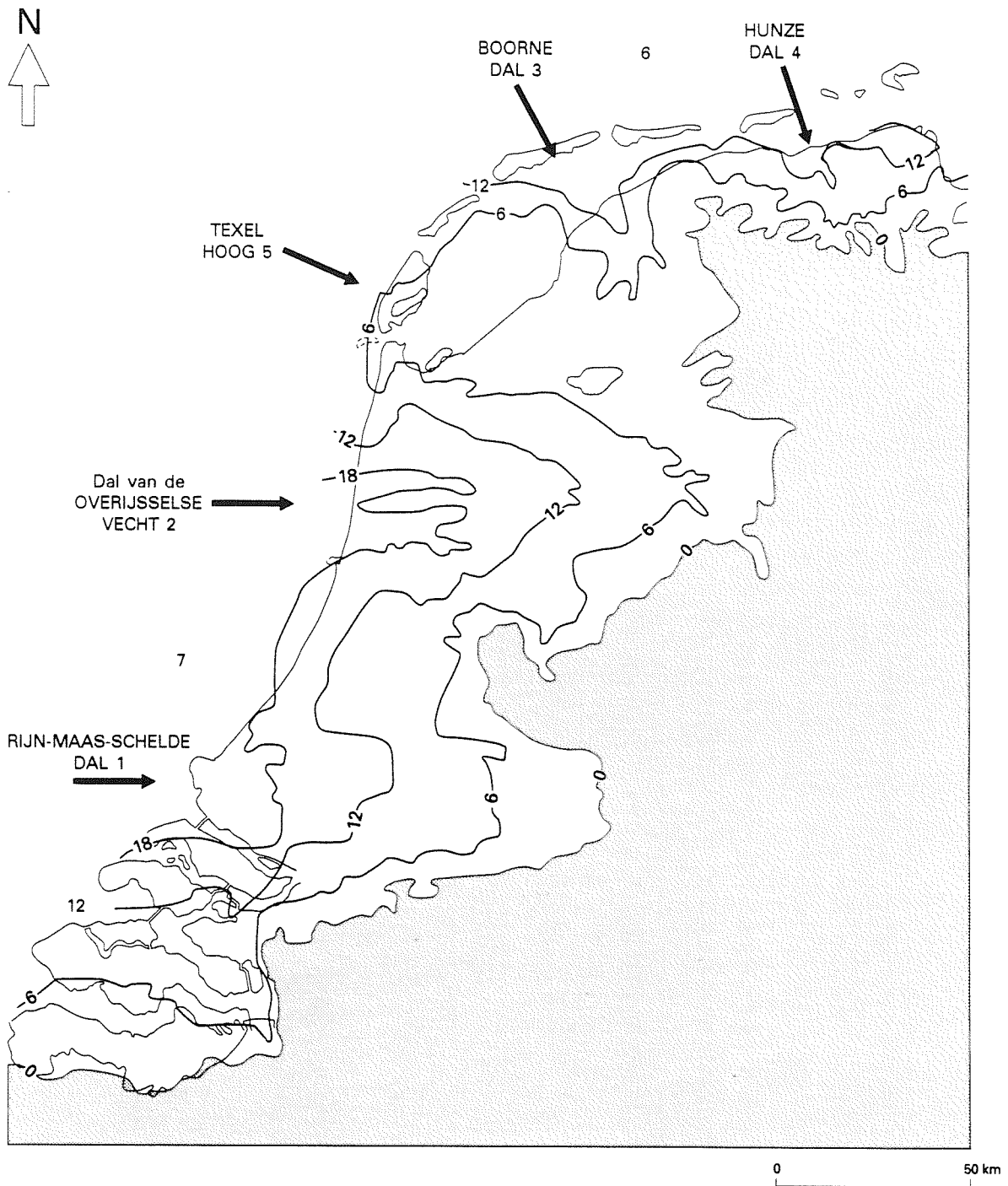


Fig. 3. Gereconstrueerde bovenkant van de Pleistocene afzettingen. Door erosie gedurende het Holoceen, vooral in de kuststrook bij huidige en voormalige zeegaten, ligt de huidige top van de Pleistocene afzettingen in de kustzone over het algemeen dieper. Meer landinwaarts is de oorspronkelijke Pleistocene morfologie grotendeels in stand gebleven. De nummers slaan op in de tekst genoemde geografische lokaties.

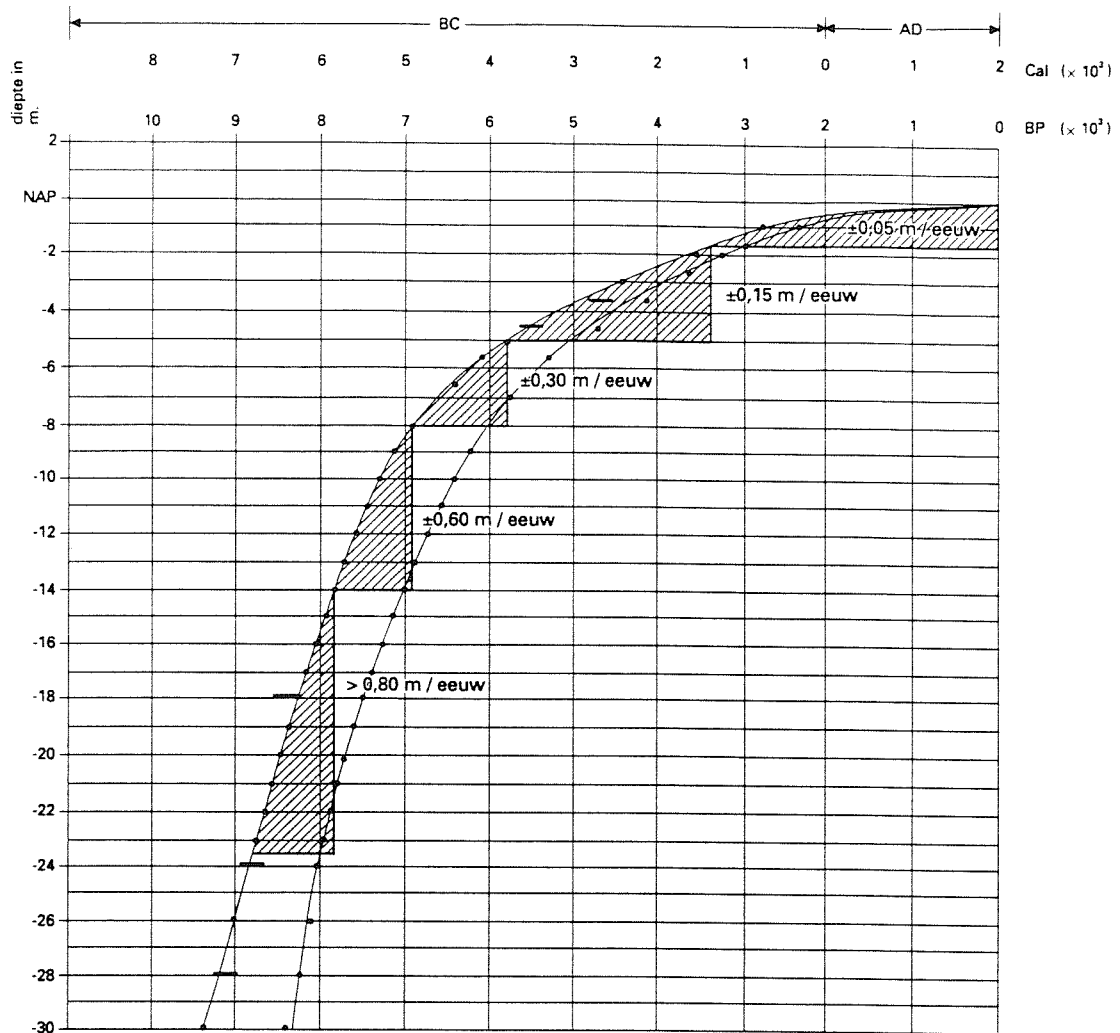


Fig. 4. Tijd/diepte diagram met rechts de op basis van C14-ouderdommen geconstrueerde zeespiegelcurve (Jelgersma, 1979) voor Holland en links daarvan een op basis van echte jaren (zonnejaren) daaruit berekende zeespiegelcurve (voor de methode van calibratie zie bijlage 1). Met gebruik van beide curves kunnen de gemiddelde snelheden van zeespiegelrijzing berekend worden. Voorbeeld: Om de gemiddelde stijgingssnelheid tussen 5000 en 3000 BP te weten projecteert men de snijpunten van de C14-curve met de verticale tijdslijnen (BP) op de gecalibreerde curve. De zo verkregen punten geven verticaal de zeespiegelstijging en horizontaal het tijdsverloop in echte (gecalibreerde) jaren (Cal).

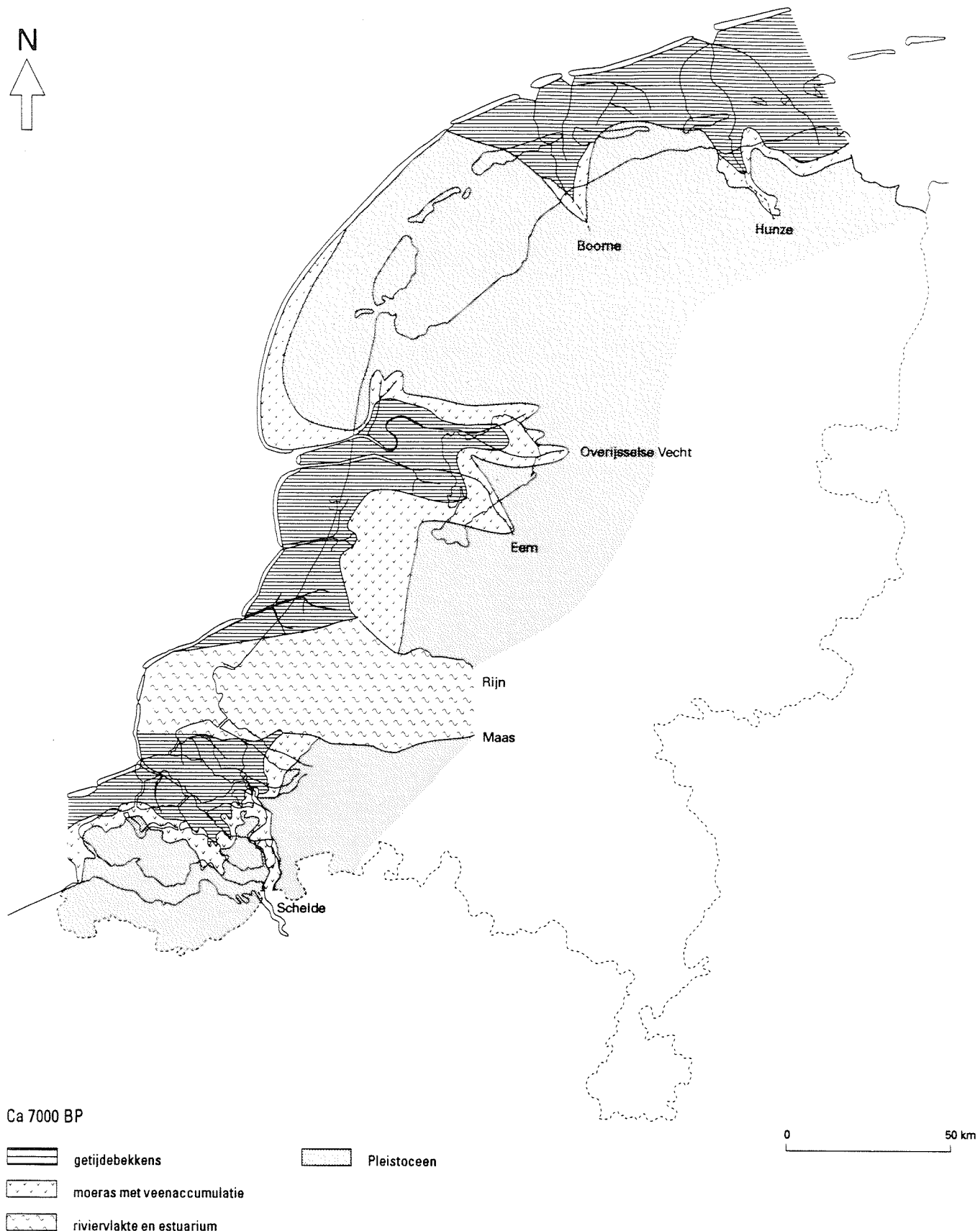
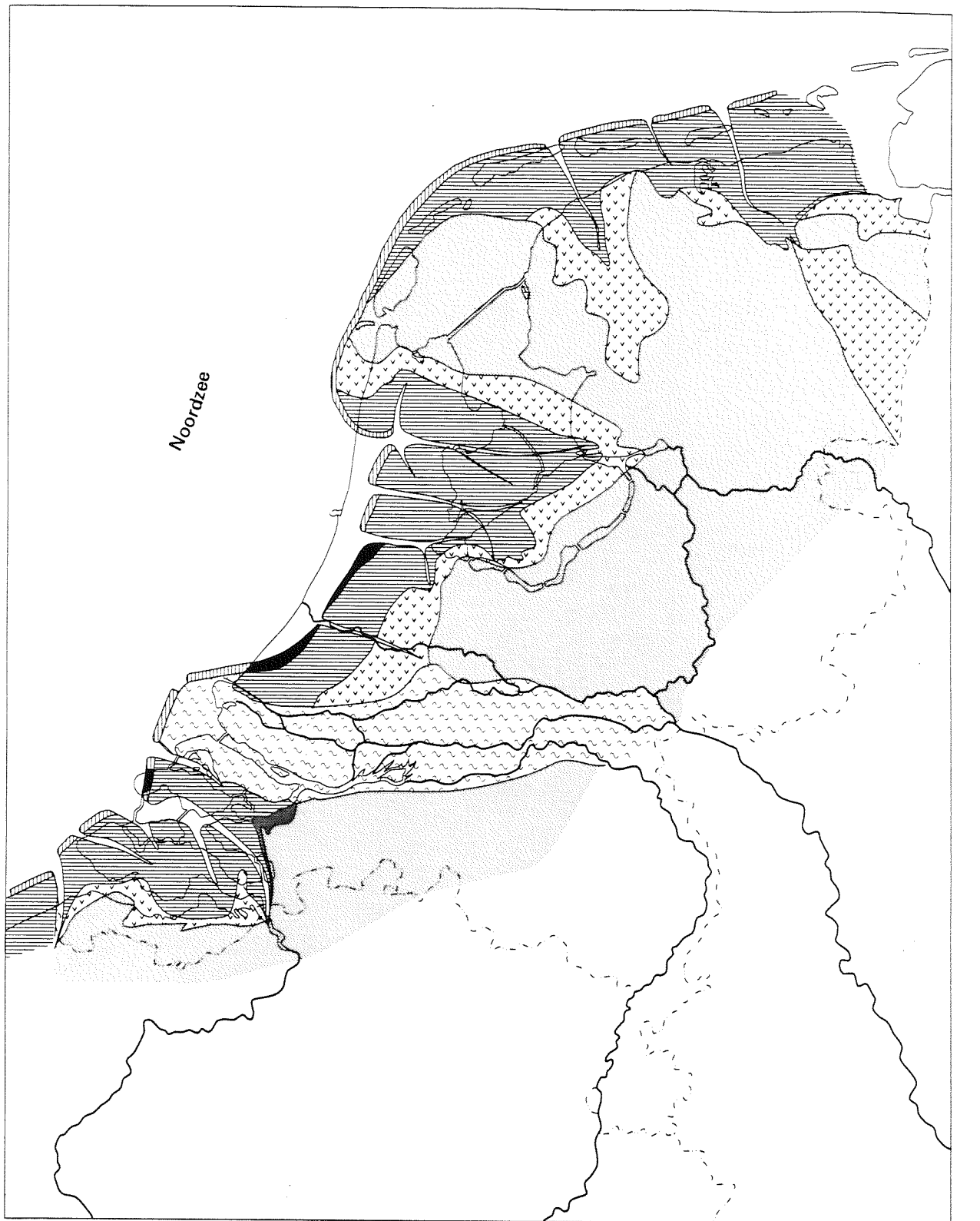


Fig. 5. Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte ongeveer 7000 BP (\approx 5800 jaar v.Chr.). De positie van de kustlijn is hypothetisch. Het feit dat deze nog zo ver in zee wordt verondersteld berust op twee aannames: 1. het getijdegebied van Holland rond 7000 BP bezat ongeveer dezelfde grootte als die rond 5000 BP, waarvan wij wel de kustlijn kennen; en 2. uit modelberekeningen van het verloop van de getijgolf in het bekken van Holland blijkt dat er westelijk van de huidige kustlijn nog een groot areaal aan platen en geulen moet hebben gelegen (Van der Spek, 1994).



Holoceen

- Rivier en Estuariene afzettingen
- getijdebekken
- Veengebieden

Strandwallen

- positie bekend
- positie veronderstelt

Pleistoceen

- Dekzand, Keileem e.a.

0 50 km

Fig. 6. Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte rond 5300 BP (\approx 4000 j.v.Chr.).

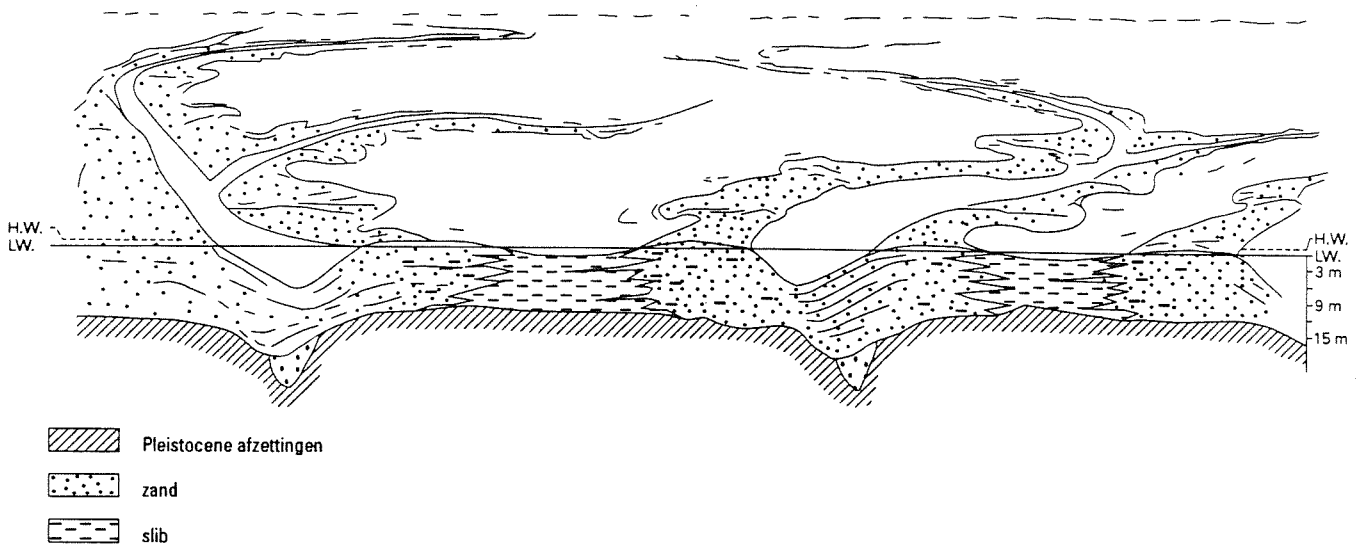


Fig. 7. De verdeling van zand en klei in het getijdegebied van Holland laat zien dat 1. voor 5000 BP het zijdelings verplaatsen van de geulen beperkt was, en 2. voor 6000 BP het sedimentaanbod onvoldoende was om intergetijdeplaten over het gehele getijdegebied te handhaven. Achter de zeegaten vormden zich binnendelta's met grote intergetijdeplaten, maar verder bekkenwaarts beperkten de platen zich tot een strook langs de geulen en werden de geulen gescheiden door lagunes of subgetijde kommen. Sedimentatie van zand overheerste bij de geulen, slib accumuleerde preferent in de subgetijdekommen. De figuur geeft deze situatie weer in vogelvlucht en in dwarsdoorsnede, waarbij zand met stippels en klei door een horizontale arcering wordt weergegeven. Dit beeld had een meeuw kunnen zien oostwaarts vliegend boven de Beemster.

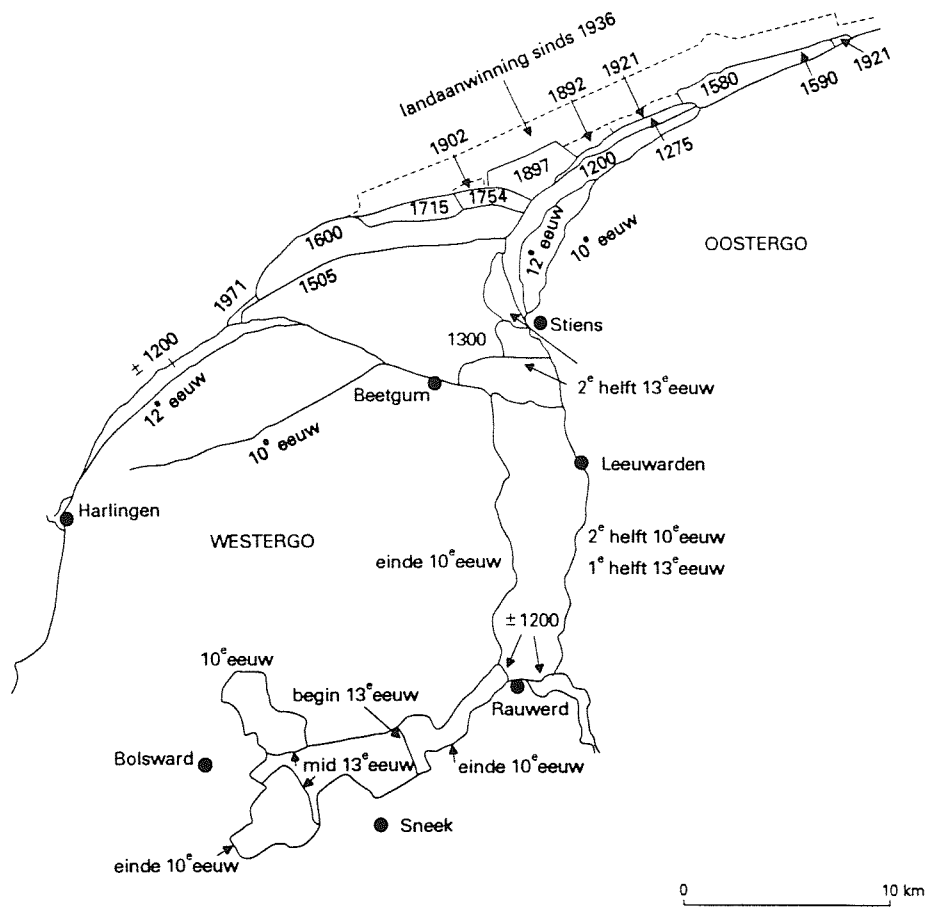
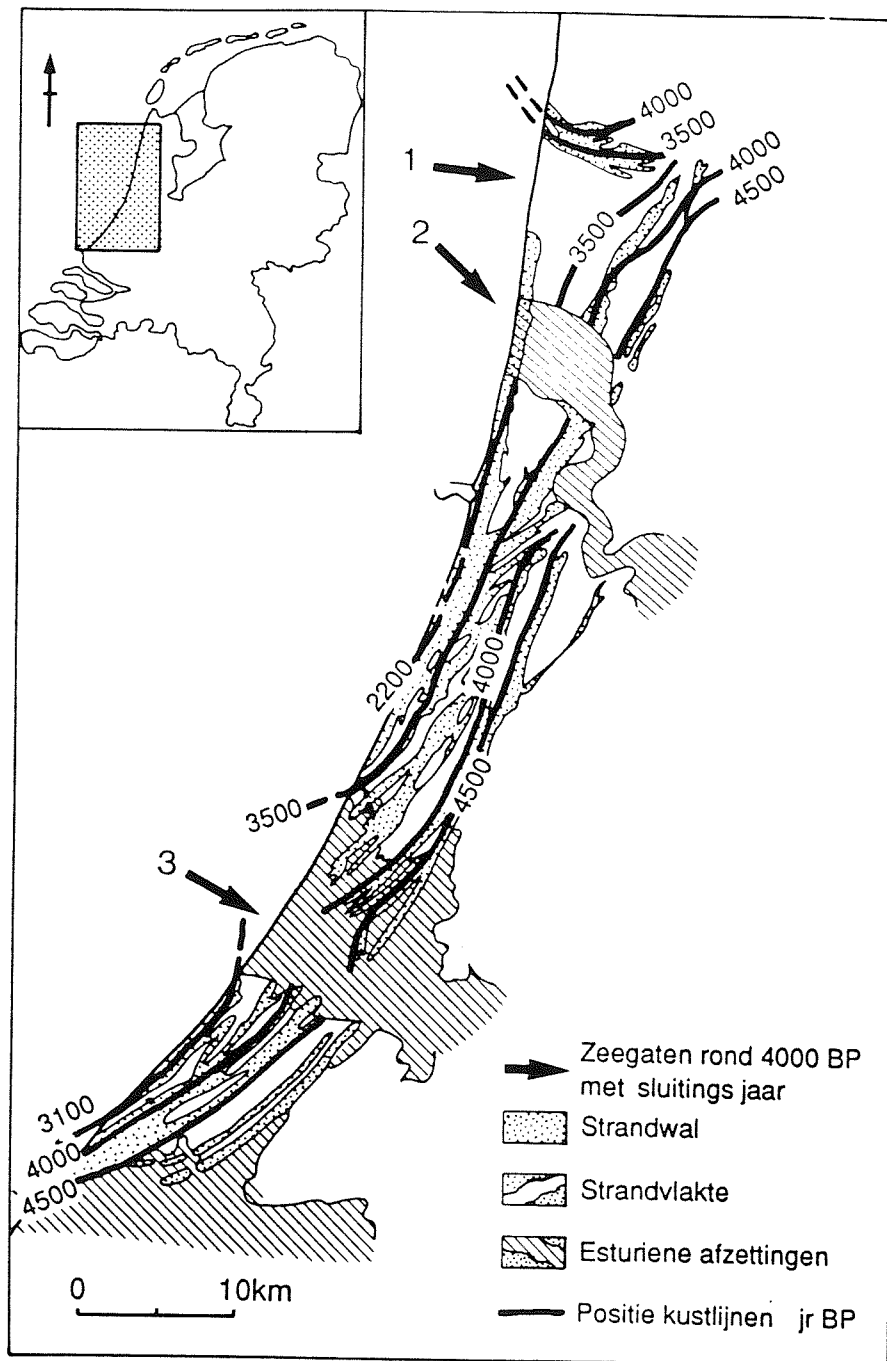


Fig. 8. Bedijkingsgeschiedenis van de Middellzee.



- 1 Alkmaar Bergen (3300 BP)
- 2 Oer ij (2000 BP)
- 3 Oude Rijn (1100 AD)

Fig. 9. Vereenvoudigd kaartje van de uitbouwende kustopeenvolging van Holland tussen Ter Heyde in het zuiden en Bergen/Camperduin in het noorden. De tijdslijnen zijn in C14- jaren voor heden.

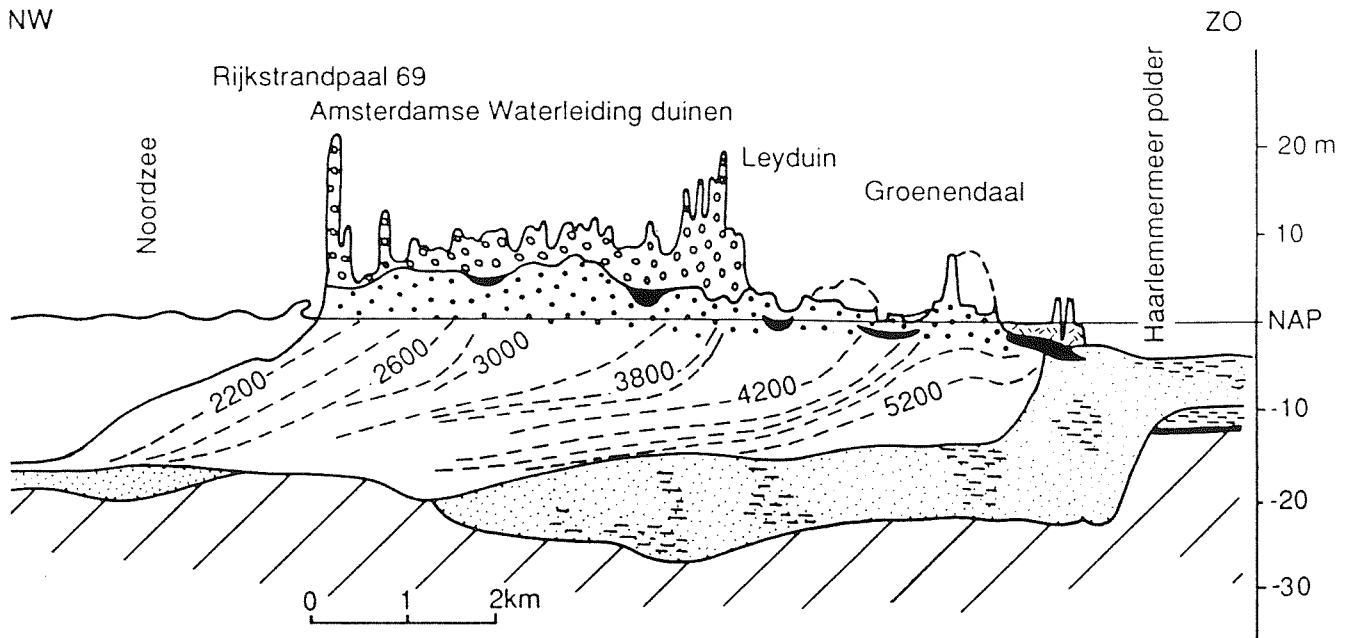
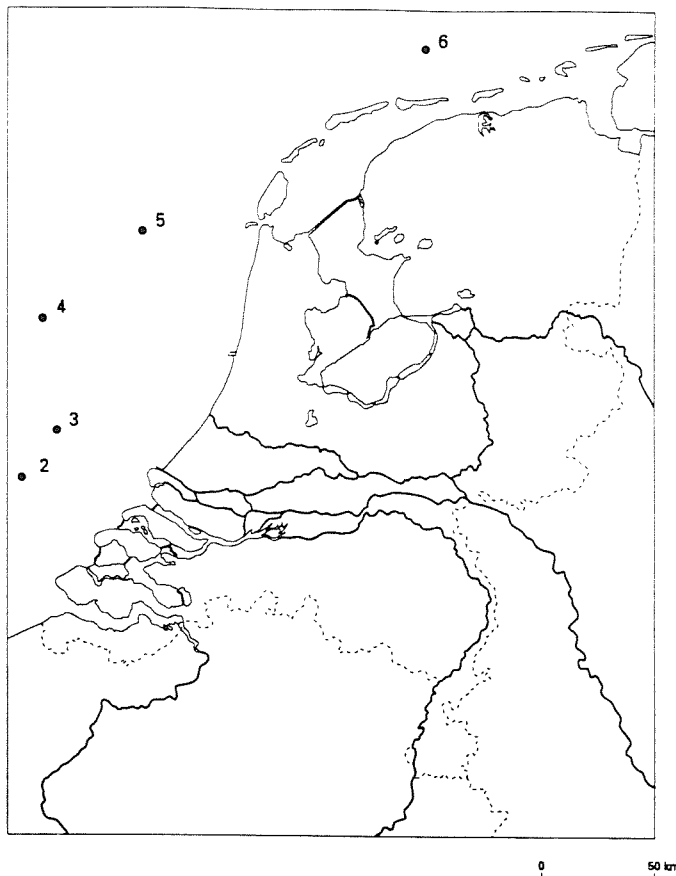
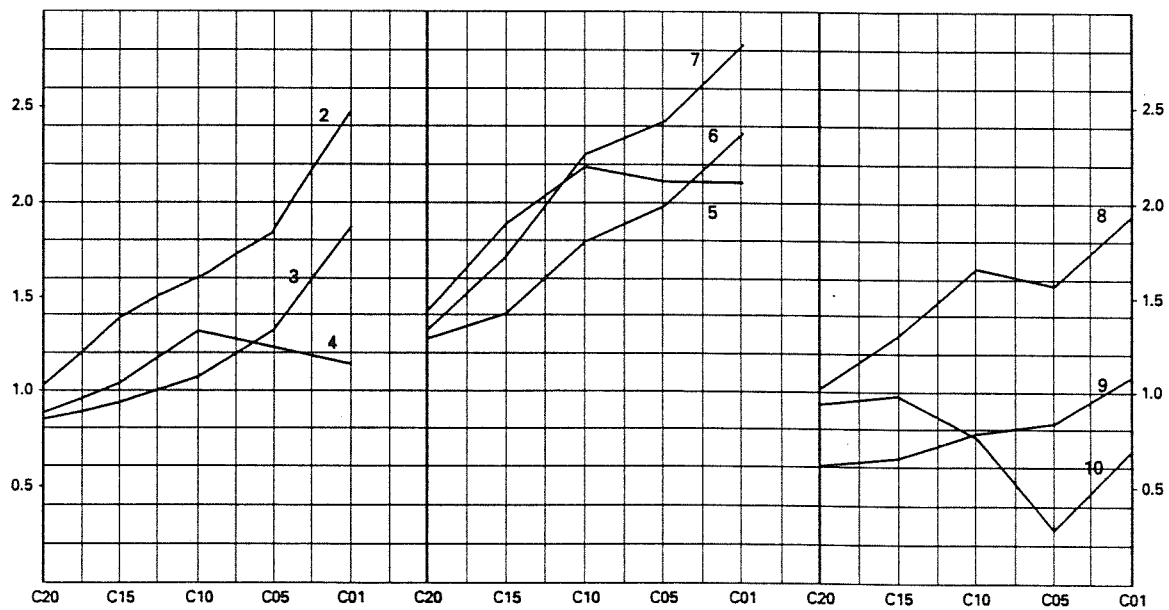


Fig. 10. Doorsnede door de kustopeenvolging ten zuiden van Haarlem met de in de tijd zich zeewaarts verplaatsende en steiler wordende kusthelling in C14-jaren voor heden.



getijslag (m)

getijslag (m)



Simulatie	Zeespiegel	Tijdstip
C01	0	heden
C05	-5	5000 BP
C10	-10	6500 BP
C15	-15	7200 BP
C20	-20	7500 BP

Fig. 11

Fig. 11. Rekonstruktie van de getijdeslag op een aantal lokaties in de Noordzee bij lagere zeestanden met behulp van het Continental Shelf Model (naar Franken, 1987). De punten 2 t/m 6 liggen voor de Nederlandse kust, 7 t/m 10 liggen meer naar het oosten en noorden. Over het algemeen nam de getijdeslag snel toe met het dieper worden van de Noordzee. Uitzonderingen vormen de punten 4 en 5 ten westen van Noord-Holland, waarvan de getijdeslag na 6500 BP iets zou afnemen. Dit laatste zou veroorzaakt zijn door het oostwaarts verschuiven van het amphidromisch punt in de zuidelijke Noordzee.

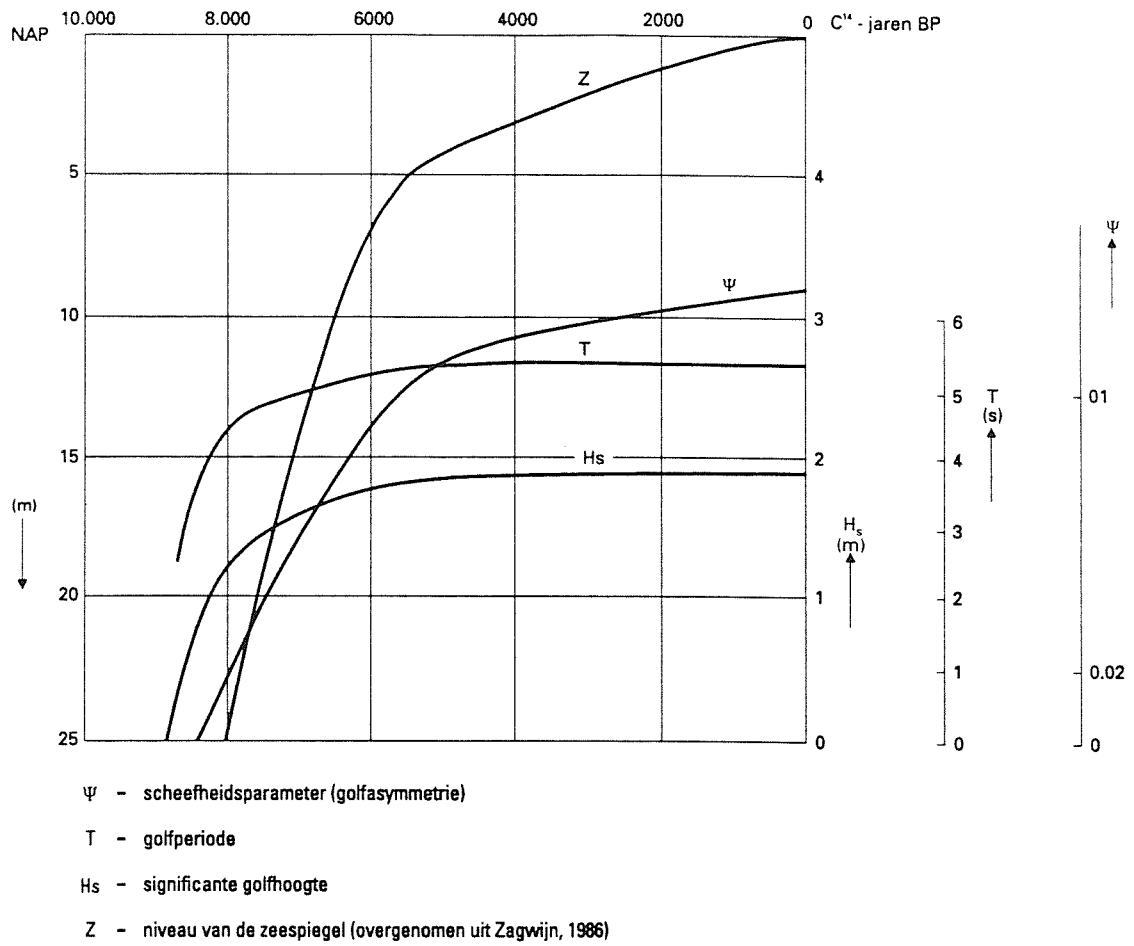


Fig. 12. Veranderingen van de golfparameters in de tijd door het dieper worden van de Noordzee (naar Stive, 1987).

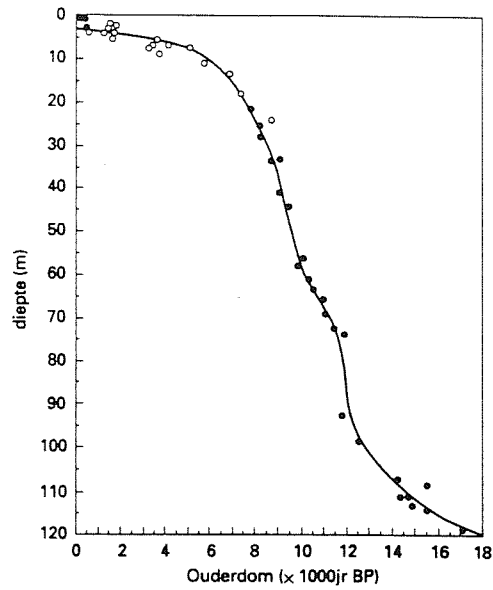


Fig. 13. Zeespiegelcurve over de laatste 18 000 C14-jaren gebaseerd op C14-ouderdom en diepte van kolonies van het koraal *Acropora palmata* rond het eiland Barbados (dichte cirkels) en vier andere Caraïbische eilandlocaties (open cirkels). De ecologische nis van *Acropora palmata* komt dicht tegen het zeeoppervlak en nooit dieper dan 5 meter voor, waardoor de kolonies uitstekende zeespiegelindicatoren zijn (naar Fairbanks, 1989)

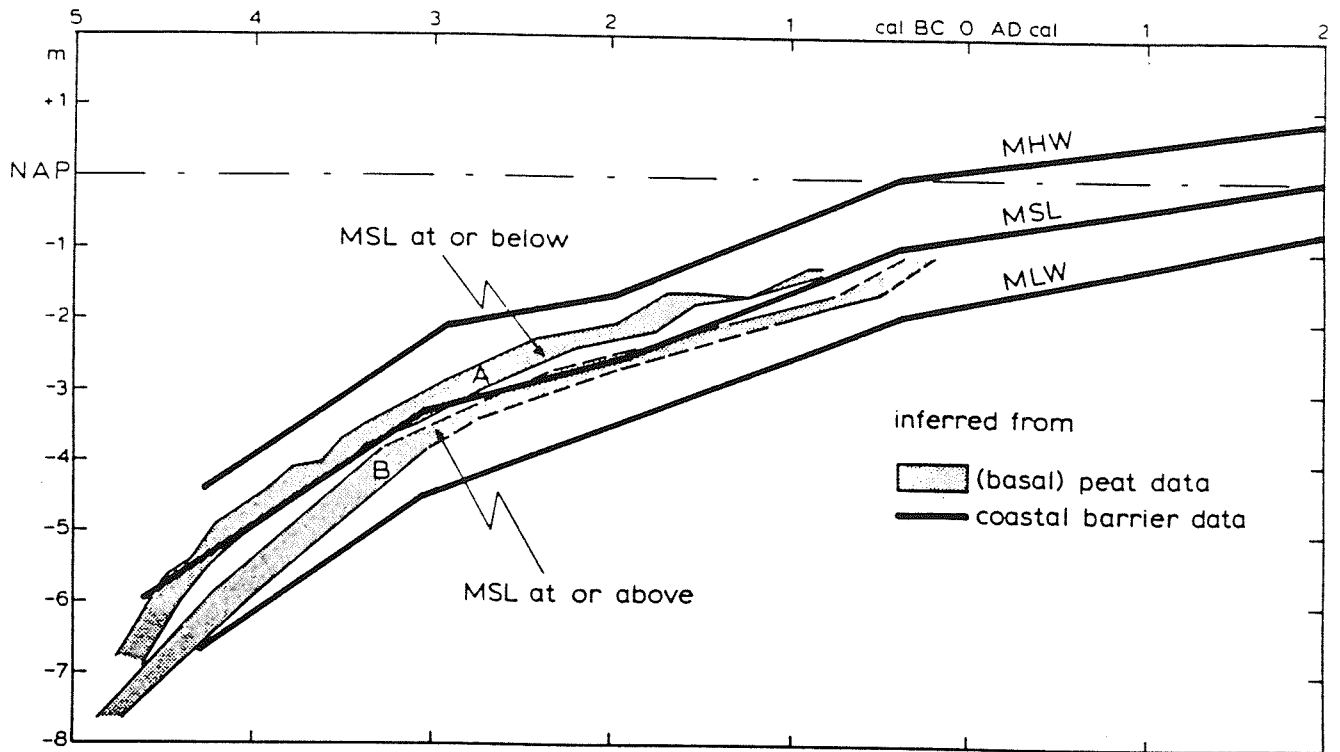


Fig. 14. Gecalibreerde zeespiegelcurve voor Holland. De curve is een combinatie van die gebaseerd op hoog- en laagwater kenmerken uit de kustopeenvolging van Holland en de foutengrenzen voor boven- en ondergrens van het gemiddeld zeeniveau gebaseerd op basisveen (naar Van de Plassche en Roep, 1989).

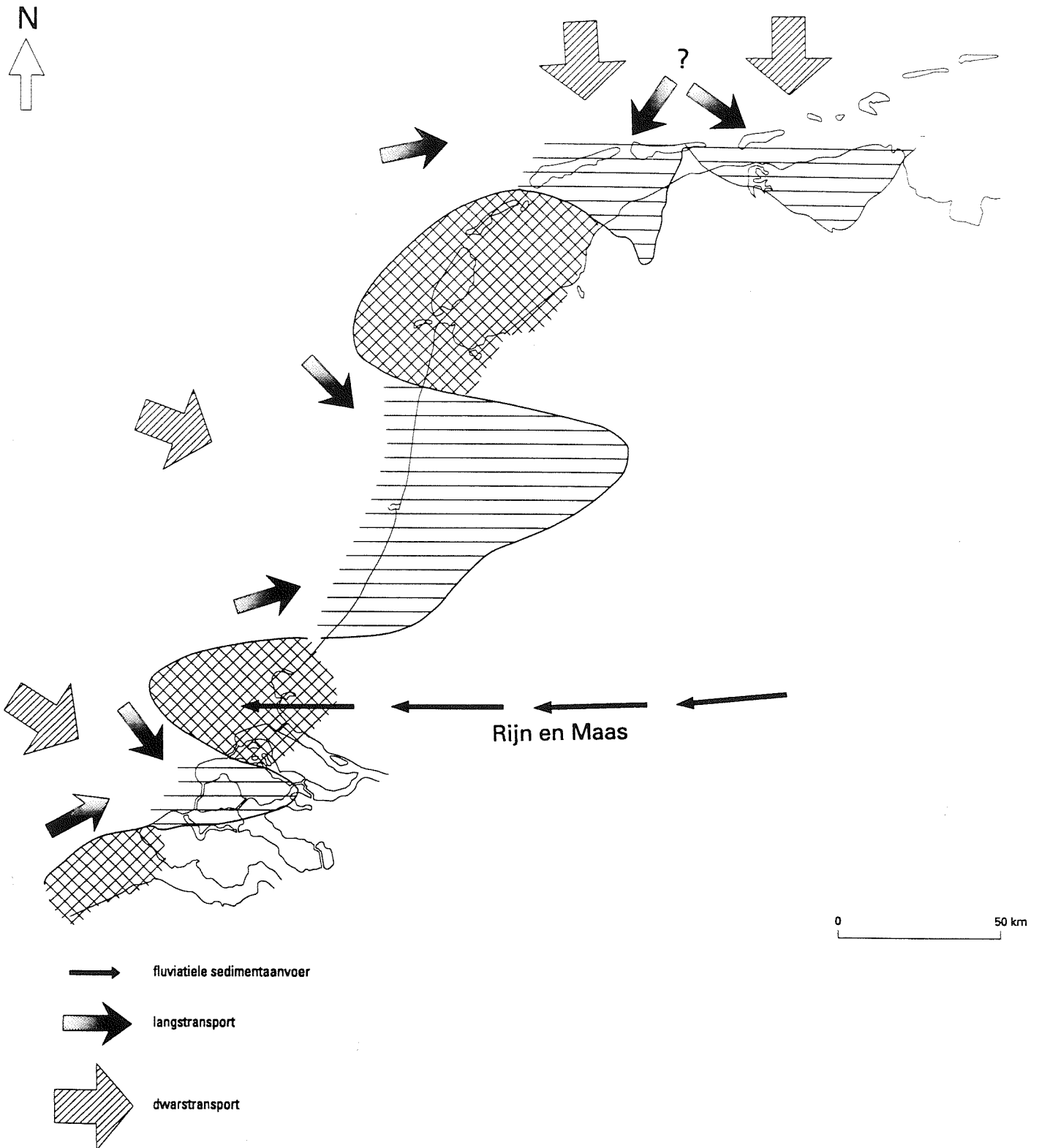


Fig. 15. Kwalitatief beeld van het zandtransport langs de Nederlandse kust in het Atlanticum en vroeg Subboreaal.



Fig. 16. Verbreiding van de Holocene kustvlakteafzettingen.

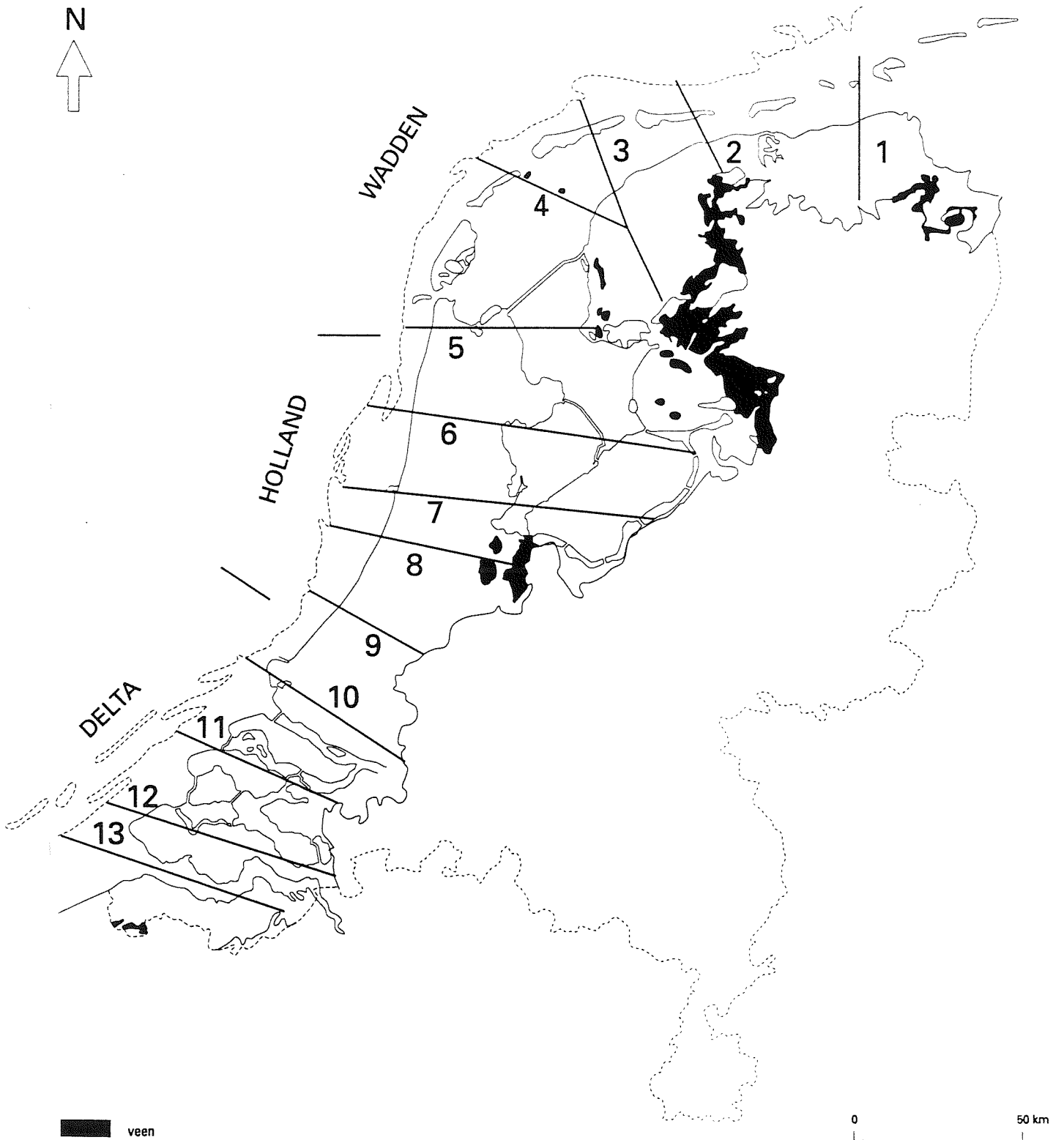


Fig. 17. Positie van de profielen waarmee het volume van de Holocene sedimenten werd geschat.

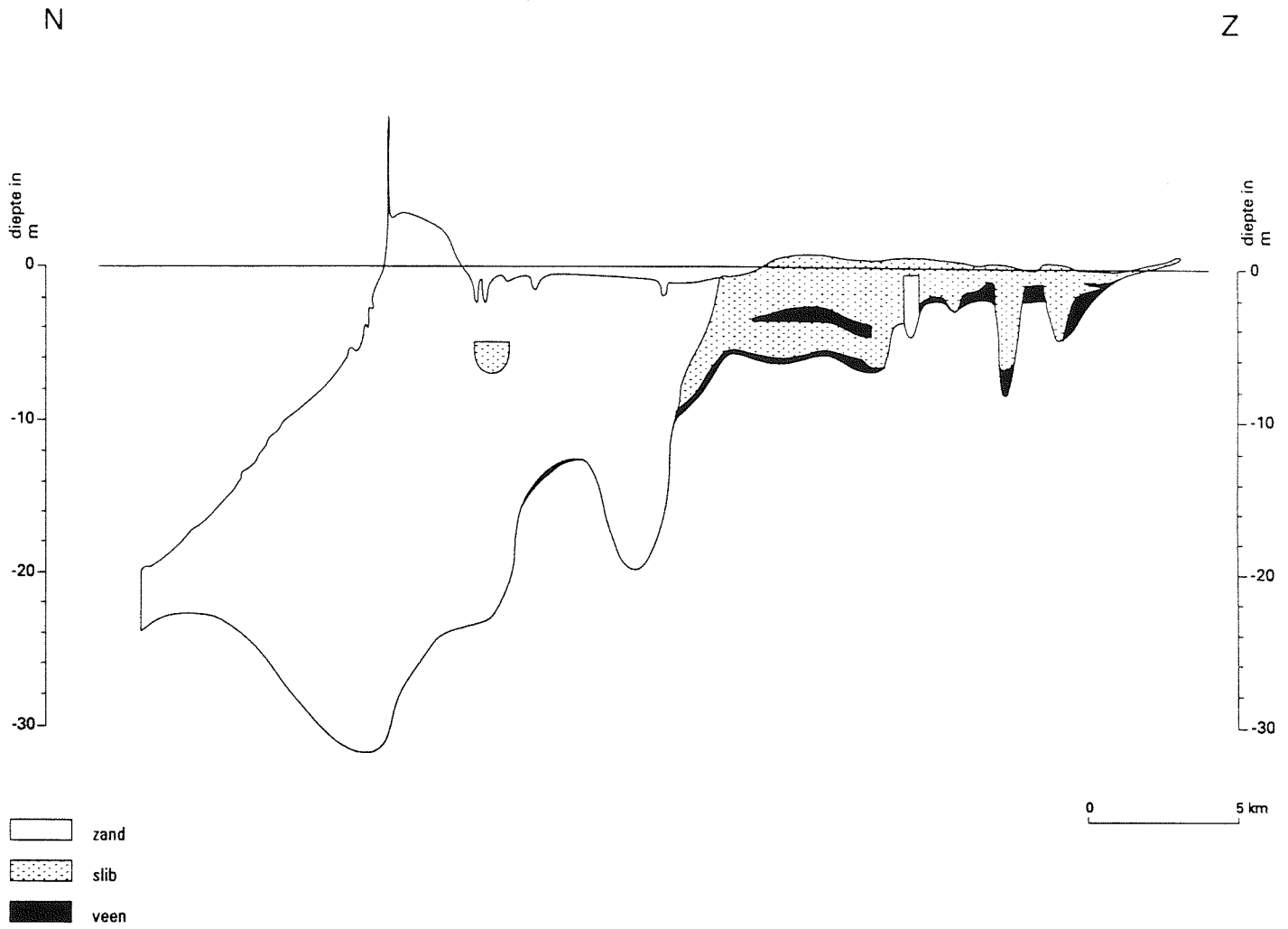
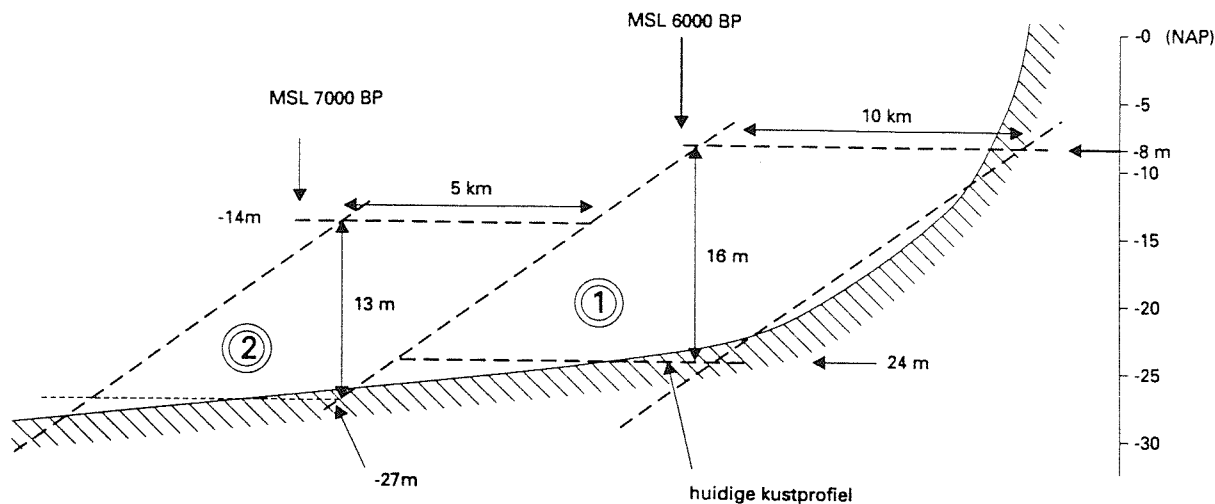


Fig. 18. Profiel 2 (zie fig. 17) Ameland - Waddenzee - Noord-Friesland. Dit type vereenvoudigde profielen werd gebruikt om het volume van de verschillende sedimenten te schatten.

A. Waddenkust (Ameland-raai)



B. Hollandse kust (Katwijk-raai)

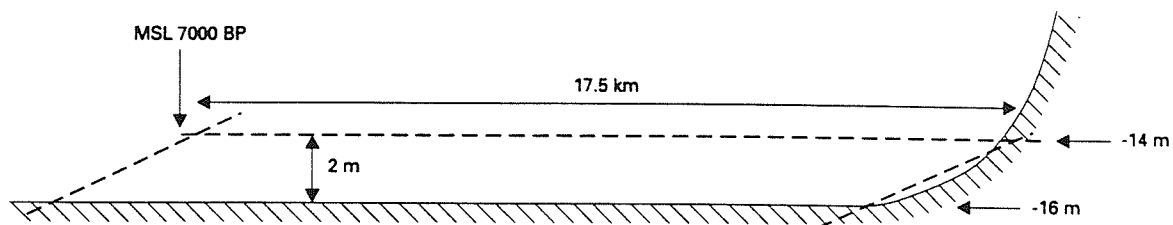


Fig. 19. Berekening van het geërodeerde sedimentvolume op de onderwateroever op basis van een representatieve raai voor A) een Waddeneiland, en B) de Hollandse kust.

A: (1) Sha (1990) stelt de ouderdom van een oude buitendelta welke ca 10 km ten N. van Treschelling aangetroffen wordt op maximaal 6000 jaren BP. Aangenomen wordt dat het kustprofiel in deze periode alleen landwaarts is verschoven, zonder van vorm te veranderen. Het gemiddelde zeeniveau in 6000 BP lag op NAP -8 m. Dit betekent dat er sinds 6000 BP een volume van $(24 - 8) \text{ m} \times 10 \cdot 10^3 \text{ m}^2 = 16 \times 10^4 \text{ m}^3$ onderwateroever per strekkende meter kustlijn geërodeerd is.

A: (2) Als de kustachteruitgang recht evenredig met de zeespiegelstijging genomen wordt, dan zal de kust in 7000 BP (zeespiegel op NAP - 14 m) 17,5 km ten noorden van de huidige gelegen hebben. Uitgaande van bovenstaande aannames betekent dit dat tussen 7000 en 6000 BP er een volume van $(27 - 14) \text{ m} \times 5 \cdot 10^3 \text{ m} = 6,5 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ per meter kustlijn geërodeerd is. De totale erosie sinds 7000 GBP komt hiermee op $16 \cdot 10^4 + 6,5 \cdot 10^4 = 22,5 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ per meter kustlijn.

B: Het is aannemelijk dat de breedte van de getijbekkens in Holland in de oost-west richting rond 7000 BP niet minder was dan rond 5000 BP. Dit betekent dat de kustlijn rond 7000 BP dan ca. 17,5 km ten westen van de huidige gelegen moet hebben. Sinds die tijd heeft er een onderwateroevererosie van $(16 - 14) \text{ m} \times 17,5 \cdot 10^3 \text{ m} = 3,5 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ per meter kustlijn plaatsgevonden.

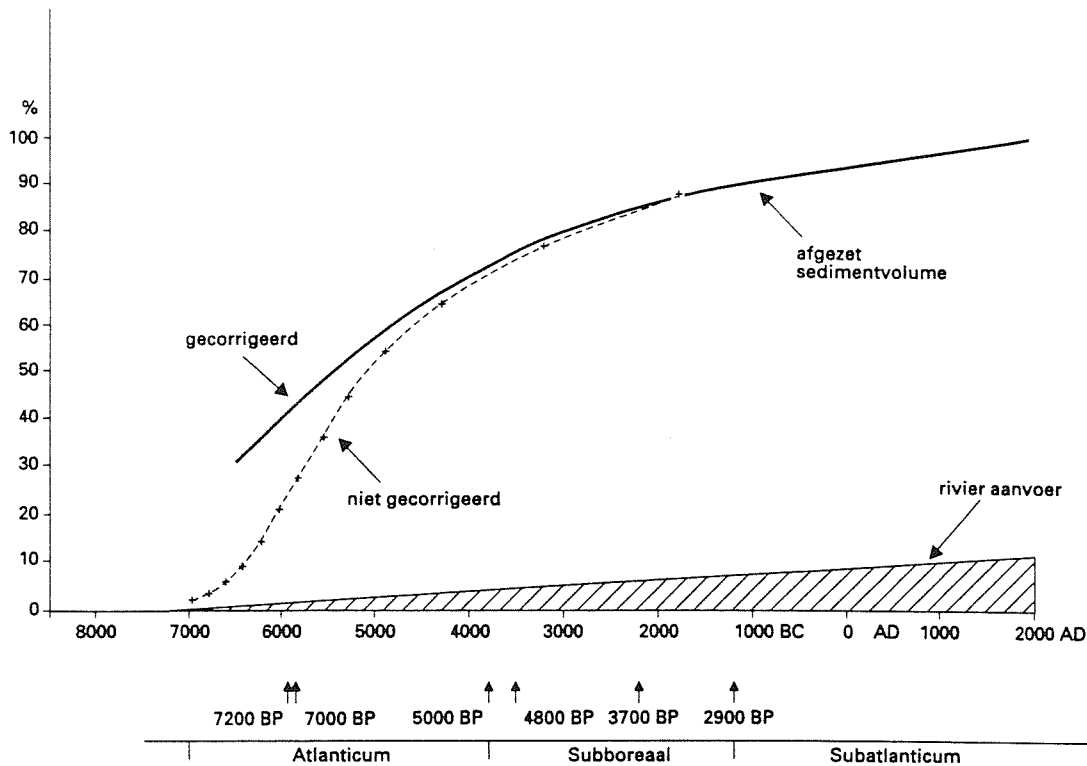


Fig. 20. De accumulatie van sediment in de Nederlandse kustvlakte tijdens het Holoceen zoals afgeleid uit de verdeling van het sediment over de diepte. Het deel van de curve vóór ca. 3000 BC is gecorrigeerd voor omwerking van oudere kustafzettingen, welke bij de gevolgde methode ten onrechte als netto aanvoer beschouwd worden. De figuur is niet gecorrigeerd voor de discrepantie tussen sedimentbergend vermogen in de kustvlakte en de werkelijk afgezette hoeveelheid sediment. Een berekening van de fluviatiele aanvoer wordt gegeven in 3.2.1. Zie tekst voor verdere uitleg.

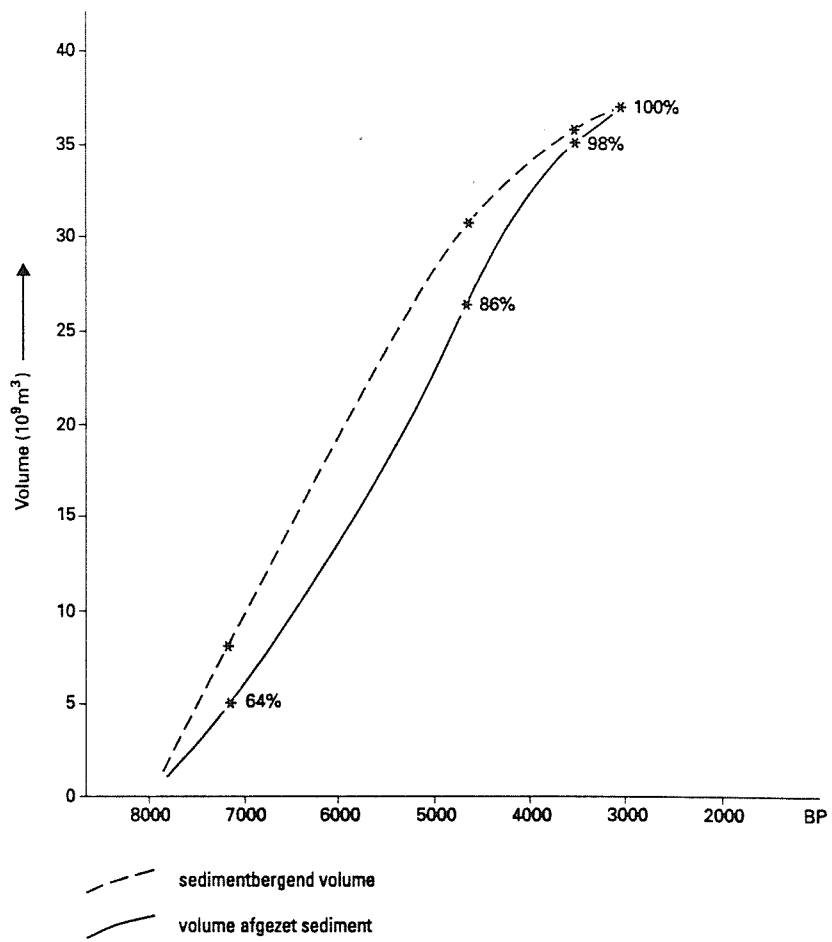
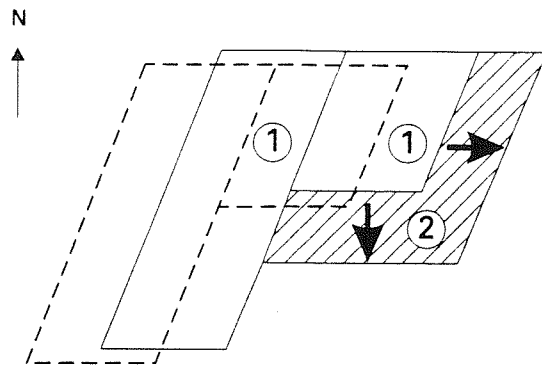




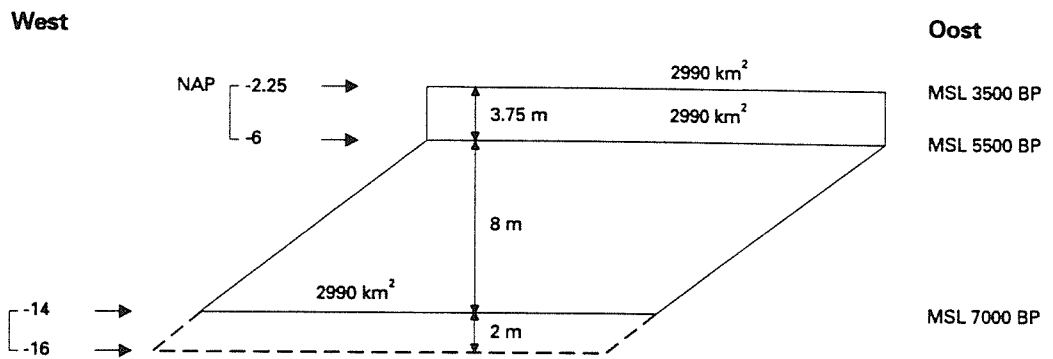
Fig. 21. De ontwikkeling van het verschil tussen het sedimentbergend vermogen en het afgezette volume sediment in het Noord-Hollandse getijdegebied tussen 7200 BP en 3200 BP.

A



-  omtrek bekken in 7000 BP
-  omtrek bekken in 5500 BP
-  oppervlaktetoename van 7000 BP → 5500 BP

B



C

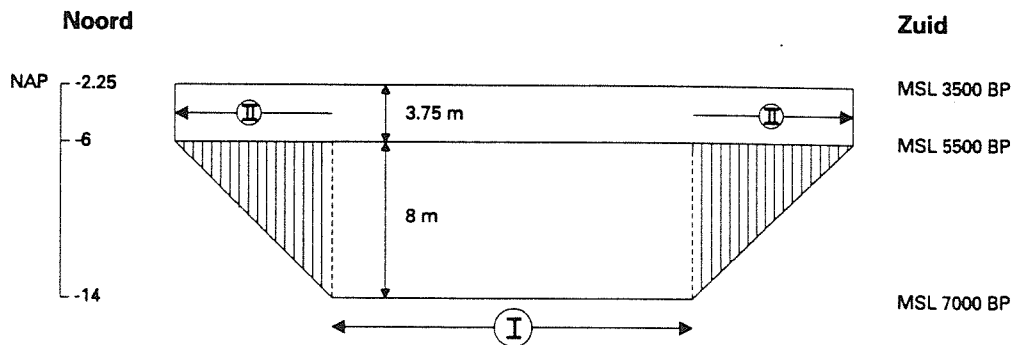


Fig. 22

Fig. 22. A. Oppervlaktetoename van het bekken van Holland van 7000 BP naar 5500 BP. Het bekken is landwaarts verplaatst en enigzins uitgebreid.

B. Inhoudstoename van het bekken van Holland, deel (1) (zie A), alleen door zeespiegelstijging tussen 7000 BP en 3500 BP. Tussen 7000 BP en 5500 BP is het bekken oostwaarts verschoven. Na 5500 niet meer. Zie tabel 4 voor berekening.

C. Inhoudstoename van het bekken van Holland, deel (2) (zie arcering in A) door oppervlaktetoename van het bekken tussen 7000 BP en 3500 BP. Oppervlakte I is constant: 2990 km² (zie B). Oppervlakte II, de toename tussen 7000 BP en 5500 BP, bedraagt 990 km². Zie tabel 4 voor berekening.

BIJLAGEN

RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
HAARLEM
-.-
PALAEOBOTANIE KENOZOÏCUM

Rapport 1224

Calibratie van C14 bepalingen in verband met de curve van de relatieve zeespiegelrijzing in het Holoceen (Projekt Kustgenese)

Bijlagen:

1. Voorbeelden verloop ouderdom van een aantal dateringen (BP), BP-1950 en cal BC/ AD.
- 2 a. Voorbeelden onregelmatige C14-activiteit in het verleden en het niet-lineaire karakter van de ijkkrommes, zoals gemeten aan jaarringen.
- 2 b. Idem detail van het interval van ca. 2400-2900 BP.
3. Curve van de relatieve zeespiegelrijzing tijdens het Holoceen volgens Jelgersma 1979 (p. 242).
4. Curve van de relatieve zeespiegelstijging tijdens het Holoceen volgens Jelgersma 1977 (p. 26).
5. Gecalibreerde curve volgens Jelgersma 1977.
6. Berekeningen calibratiecurve bijlage 5.
7. Calibratiecurve Jelgersma 1979 (onderste deel).
8. Berekeningen calibratiecurve Jelgersma 1979 (onderste deel).
9. Calibratie van basisgegevens curve Jelgersma 1977; aangegeven gecalibreerde curve volgens bijlage 5.
10. Nummering basisdata bijlage 9 conform lijst Jelgersma 1961, p.42 en 43 en aangegeven op bijlage 11.
11. Gecalibreerde data uit Jelgersma 1961 (p.42 en p.43), waarvan een selectie opgenomen (met asterix) in de gecalibreerde data van de bijlagen 9 en 10.

Inleiding

Naar aanleiding van een verzoek van de Werkgroep 1 "Opbouw en reconstructie Nederlandse kust" van het Project Kustgenese is de invloed van calibratie van de C14-bepalingen, waarop de zeespiegelrijzingscurve gebaseerd is, op het verloop van deze curve onderzocht. Dit gebeurt in het kader van de deskstudie "Lange termijn kustgedrag bij versnelde zeespiegelrijzing" (project BP 40.016). Hierbij werd duidelijk gesteld, dat het om een eerste, ruwe benadering gaat. Daar een grondige en gedetailleerde bewerking van de basisgegevens erg arbeidsintensief zal zijn, is hier van de bestaande curves uitgegaan. Tevens is het niet als taak gesteld de eventuele consequenties voor het gedrag van de zeespiegel als zodanig nader te beoordelen en te commentariëren.

De op basis van C14-bepalingen berekende ouderdommen worden weergegeven in getallen met een standaardafwijking, waarbij indien de normale standaardafwijking wordt gehanteerd er een zekerheid van 68.3 % en bij een dubbele standaardafwijking een nauwkeurigheid van 95.4 % van het aangegeven tijdsinterval bestaat. De getallen worden berekend op grond van een vastgestelde halveringstijd van het isotoop en opgegeven in jaren voor heden, (BP=before present), waarvoor als heden het jaartal 1950 als standaard geldt. Vooral door geologen worden deze absolute getallen (BP) gebruikt. Bij archeologen en historici bestaat vaak de behoefte om deze getallen uit te drukken in kalenderjaren, m.a.w. in jaren voor en na het

begin van de jaartelling (resp. BC en AD). Dit kan worden bereikt door de BP-waarden met het jaartal 1950 te verrekenen.

Bij de gegeven ouderdommen is men er in het begin - noodgedwongen - van uitgegaan, dat de natuurlijke C14-activiteit in het verleden constant is geweest, hoewel men er zich van bewust was, dat dit niet het geval zou zijn. Eerst bij het dendrochronologisch onderzoek, waarbij C14-bepalingen van boomjaarringen van bekende ouderdom konden worden verkregen (Schweingruber, 1987), werd men in staat gesteld de veranderingen van de C14-activiteit in het verleden vast te stellen. Met de hierbij verkregen ijk-krommes kunnen thans de (conventionele) C14 uitkomsten worden gecalibreerd, d.w.z. de waarden BP kunnen worden omgezet in zonne- of kalenderjaren voor heden (cal BP) of ten opzichte van het begin der jaartelling (cal BC/AD) (Stuiver en Kra, 1986; Stuiver, Long en Kra, 1993). Deze calibratie is een complex gebeuren, waarvoor in Groningen op het Centrum voor Isotopen Onderzoek (CIO) een computerprogramma is vervaardigd (van der Plicht, 1993), waarvan ook bij de RGD gebruik wordt gemaakt. Van de bij het dendrochronologisch onderzoek verkregen gegevens zijn vooral de volgende twee zaken van belang:

1. Het blijkt, dat in het verleden (voor ca. 2500 BP) de C14-activiteit afwijkend was, waardoor ongeveer vanaf die tijd de werkelijke ouderdom systematisch hoger is (ten opzichte van BP conv.), waarbij rond 4600 BP een verschil van 700 á 800 jaar bestaat (bijl. 1).
2. Het blijkt tevens, dat de C14-activiteit sterk schommelt binnen bepaalde tijdsintervallen, waardoor een datering in BP met verschillende delen op de kalenderas kan overeenkomen (bijl. 2). Dateringen, die vallen binnen een periode met een constant C14-gehalte (wiggles) geven na calibratie vaak een groot tijdsinterval weer. (Bijl. 2b).

Voor de fictieve ouderdommen, zoals gebruikt op bijlage 1, is steeds een standaardafwijking van 10 aangehouden. Van de bestaande curves afgeleide ouderdommen (BP) (bijlagen 6 en 8) is eveneens steeds een (fictieve) standaardafwijking van 10 ($\sigma \pm 10$) aangehouden.

De calibratie

Bij de berekeningen is uitgegaan van de zeespiegelrijzingscurve van Jelgersma 1977 (bijl. 3) en Jelgersma 1979 (bijl. 4). Hierbij zijn de volgende berekeningen gemaakt:

- a. Van de bestaande curve Jelgersma 1977 (rechtse curve op bijlage 5) zijn op regelmatige diepten de daarbij behorende ouderdommen (BP) gecalibreerd (berekeningen bijl.6). Dit leidt tot de links op bijlage 5 weergegeven curve. Voorzover dit op de gebruikte schaal mogelijk was, is de bij de calibratie verkregen breedte van het tijdsinterval weergegeven. Hierbij geldt de boven de grafiek aangegeven tijdsschaal BP voor de rechter curve en de daarboven aangegeven tijdschaal Cal voor de linker curve. De gegeven curves zijn ten opzichte van de daarbij behorende tijdsschaal juist weergegeven. Wat betreft de onderlinge afstand tussen de beide curves is in ieder geval hier het verschil van 50 jaar (verschil 1950 en 2000) in begrepen, waardoor de onderlinge afstand (minder dan 1 mm) te groot is.
- b. De in 1979 gepubliceerde curve is voor het oudste deel iets minder steil dan die hiervoor behandeld. Het onderste deel van de curve (beneden 13m) is hierop aangepast en gecalibreerd (bijl. 7; berekening bijl.8). Het bovenste deel (boven 13m) is ongewijzigd ten opzichte van bijlage 5).
- c. Op bijl. 9 zijn de gecalibreerde waarden van de basisdateringen, zoals die voorkomen in de curve van Jelgersma 1977, met de breedte van de tijdsintervallen aangegeven. Ter orientatie zijn de nummers van deze basisgegevens op bijlage 10 volgens de nummering in Jelgersma 1961, p. 42,43 gegeven. Op bijlage 11 staan de berekeningen en daarop is tevens aangegeven welke nummers hiervan voor de figuur van bijl. 9 zijn gebruikt. De hierop aangegeven curve is de gecalibreerde curve van bijl. 5.).

Slotopmerking.

De hier gepresenteerde curves moeten worden gezien als een voorlopige poging. Er zijn mogelijk bezwaren aan te voeren voor de calibratie van een op basis van conventionele dateringen geconstrueerde curve. Binnen het kader van het gestelde doel: een globale benadering, lijken deze echter niet van grote storende invloed te zijn. Het verloop van de curve ten opzichte van de gecalibreerde basisgegevens, weergegeven op bijlage 9, geeft daar aanwijzing voor.

De hier gegeven berekeningen zijn beperkt tot de MSL-curve. Opgemerkt wordt, dat de curve opgesteld op grond van sediment structuren uit het strandwallengebied (Roep en Beets, 1988) door de auteurs reeds gecalibreerd wordt weergegeven. Laatstgenoemde curve wordt in van der Plassche en Roep (1989) vergeleken met de MSL curve overwegend gebaseerd op dateringen van het Basisveen (na circa 4500 cal BC).

Haarlem, 29 oktober 1993
de geoloog,

J. de Jong.

Aangehaalde literatuur:

Jelgersma, S., 1961: Holocene sea-level changes in The Netherlands. Thesis, Leiden. Also: Med. Geol. Stichting, Serie C-VI, No.7, 100p.

Jelgersma, S. en P.J. Ente, 1977: Genese van het Holoceen. In van Staalduinen (ed.): Geologisch onderzoek van het Nederlandse Waddengebied, p.23-36. Rijks geologische Dienst, Haarlem.

Jelgersma, S., 1977: Zeespiegelbeweging en bodemdaling. In van Staalduinen (ed.): Geologisch onderzoek van het Nederlandse Waddengebied, p.72-74. Rijks Geologische Dienst, Haarlem.

Jelgersma, S., 1979: Sea-level changes in the North Sea basin. In: E.Oele, R.T.E. Schüttenhelm and A.J. Wiggers (eds.): The quarternary history of the North Sea. Acta Universitatis Upsaliensis (2), p.233-248.

Pearson, Gordon W. and Minze Stuiver, 1986: High-Precision Calibration of the Radiocarbon Time Scale, 500-2500 BC. In: Stuiver en Kra (eds.), 1986, p. 839-862.

Plassche, Orson van de, en Thomas B. Roep, 1989: Sea-level changes in The Netherlands during the last 6500 years: Basal Peat VS. coastal barrier data. In: D.B. Scott et al (eds.), Late Quarternary Sea-Level Correlation and Applications, p.41-56.

Plicht, J. van der, 1991: Dateren met behulp van koolstof-14: conventioneel en AMS. In: Heijnis en van der Plicht (eds): Dateringsmethoden in de kwartair geologie en archeologie. CIO/RUG, Groningen. p.7-23.

Plicht, Johannes van der, 1993: The Groningen radiocarbon calibration Program. Radiocarbon, Vol. 35, No.1, p. 231-237.

Roep, Th. B. en D.J. Beets, 1988: Sea level rise and paleotidal levels from sedimentary structures in the coastal barriers in the western Netherlands since 5600 BP. Geologie en Mijnbouw 67, p.53-60.

Schweingruber, Fritz Hans, 1987: Tree Rings: Basics and Applications of Dendrochronology. Dordrecht/Boston/Lancaster/Tokyo. 276p.

Stuiver, M. and Renee S. Kra, (eds.), 1986: Calibration Issue, Proc. 12th International 14 C Conference, Radiocarbon 28, no.2B, p.805-1030.

Stuiver, M., Austin Long and Renee S. Kra, (eds.), 1993: Calibration Issue. Radiocarbon 35, no. 1, p.1-244.

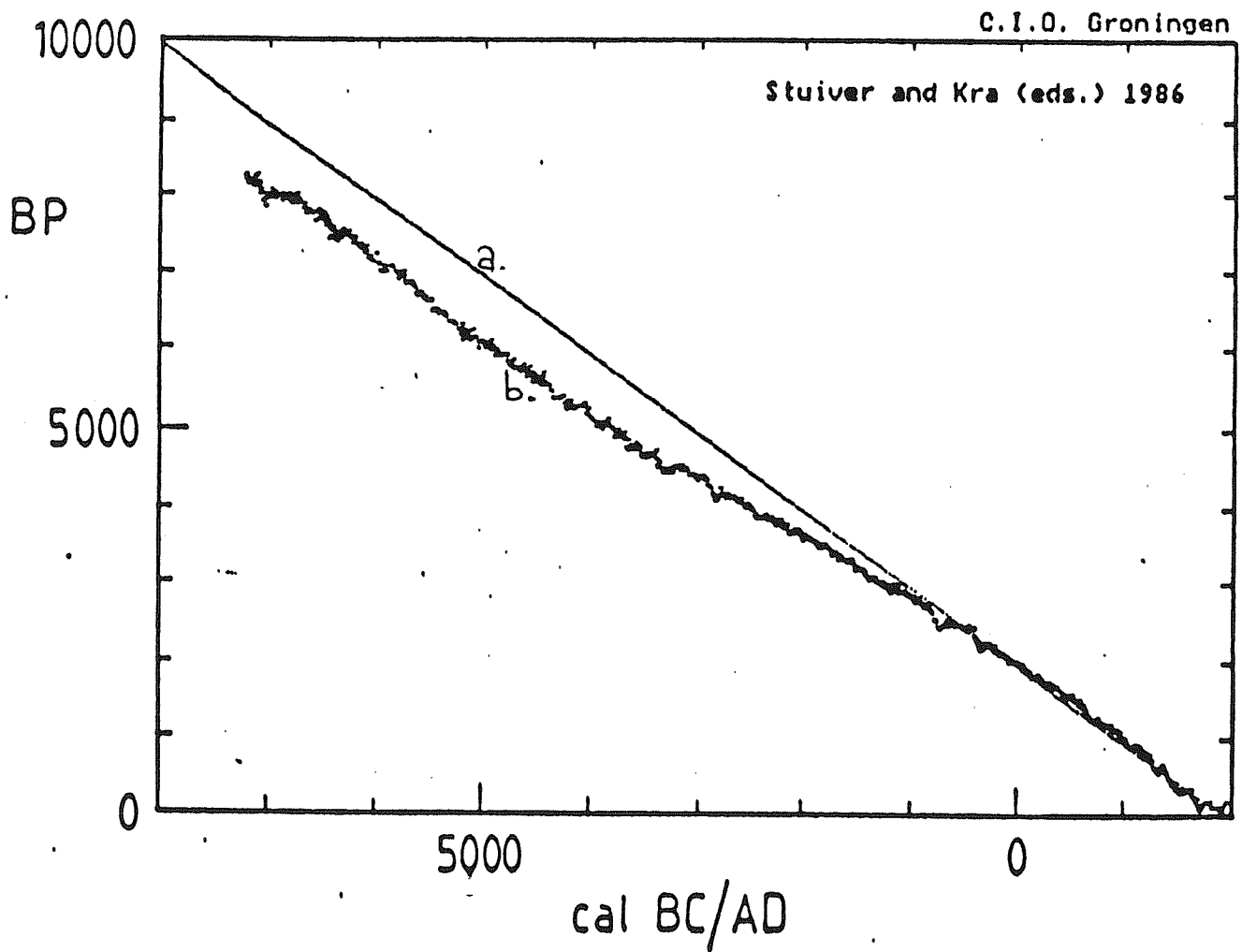
Voorbeelden verloop ouderdom van een aantal dateringen (BP) ten opzichte van BP/1950 en gecalibreerde waarden met 1 en 2 sigma.
 Uitgegaan is van fictieve waarden (BP) met ieder een eveneens fictieve standaardafwijking van 10 (sigma 10).

BP	(t.o.v. 1950)	Cal 1 sigma		Cal 2 sigma	
500	1450 AD	1434 -	1426 AD	1436 -	1420 AD
1000	950 AD	1026 -	1020 AD	1029 -	1017 AD
1500	450 AD	601 -	557 AD	603 -	554 AD
2000	50 BC	51 -	3 AD	60AD -	2 BC
2200	250 BC	199 -	348 BC	195 -	354 BC
2400	450 BC	403 -	410 BC	401 -	476 BC
2600	650 BC	795 -	800 BC	793 -	802 BC
2800	850 BC	913 -	974 BC	910 -	984 BC
3000	1050 BC	1211 -	1261 BC	1170 -	1263 BC
3200	1250 BC	1435 -	1503 BC	1429 -	1508 BC
3400	1450 BC	1681 -	1732 BC	1678 -	1736 BC
3600	1650 BC	1920 -	1947 BC	1899 -	1967 BC
3800	1850 BC	2150 -	2275 BC	2147 -	2278 BC
4000	2050 BC	2473 -	2553 BC	2469 -	2560 BC
4200	2250 BC	2705 -	2875 BC	2702 -	2877 BC
4400	2450 BC	2928 -	3032 BC	2925 -	3035 BC
4600	2650 BC	3354 -	3362 BC	3350 -	3365 BC
4800	2850 BC	3543 -	3633 BC	3539 -	3636 BC
5000	3050 BC	3778 -	3788 BC	3772 -	3793 BC
5200	3250 BC	3981 -	3990 BC	3977 -	4032 BC
5400	3450 BC	4243 -	4316 BC	4243 -	4316 BC
5600	3650 BC	4401 -	4458 BC	4368 -	4460 BC
5800	3850 BC	4622 -	4702 BC	4617 -	4711 BC
6000	4050 BC	4853 -	4908 BC	4848 -	4914 BC
6500	4550 BC	5433 -	5438 BC	5387 -	5439 BC
7000	5050 BC	5817 -	5848 BC	5806 -	5931 BC
7500	5550 BC	6258 -	6368 BC	6253 -	6372 BC
8000	6050 BC	6786 -	7002 BC	6780 -	7004 BC
8500	6550 BC	7502 -	7533 BC	7500 -	7534 BC
9000	7050 BC	8027 -	8033 BC	8025 -	8035 BC
9500	7550 BC	8530 -	8834 BC	8527 -	8838 BC
10.000	8050 BC	9140 -	9370 BC	9136 -	9377 BC
11.000	9050 BC	10.958 -	10.978 BC	10.950 -	10.988 BC
12.000	10.050 BC	12.030 -	12.055 BC	12.018 -	12.068 BC
13.000	11.050 BC	13.473 -	13.505 BC	13.455 -	13.520 BC

a. BP (= 1950 AD)

b. Overzicht van de ijkgegevens zoals gemeten aan jaarringen

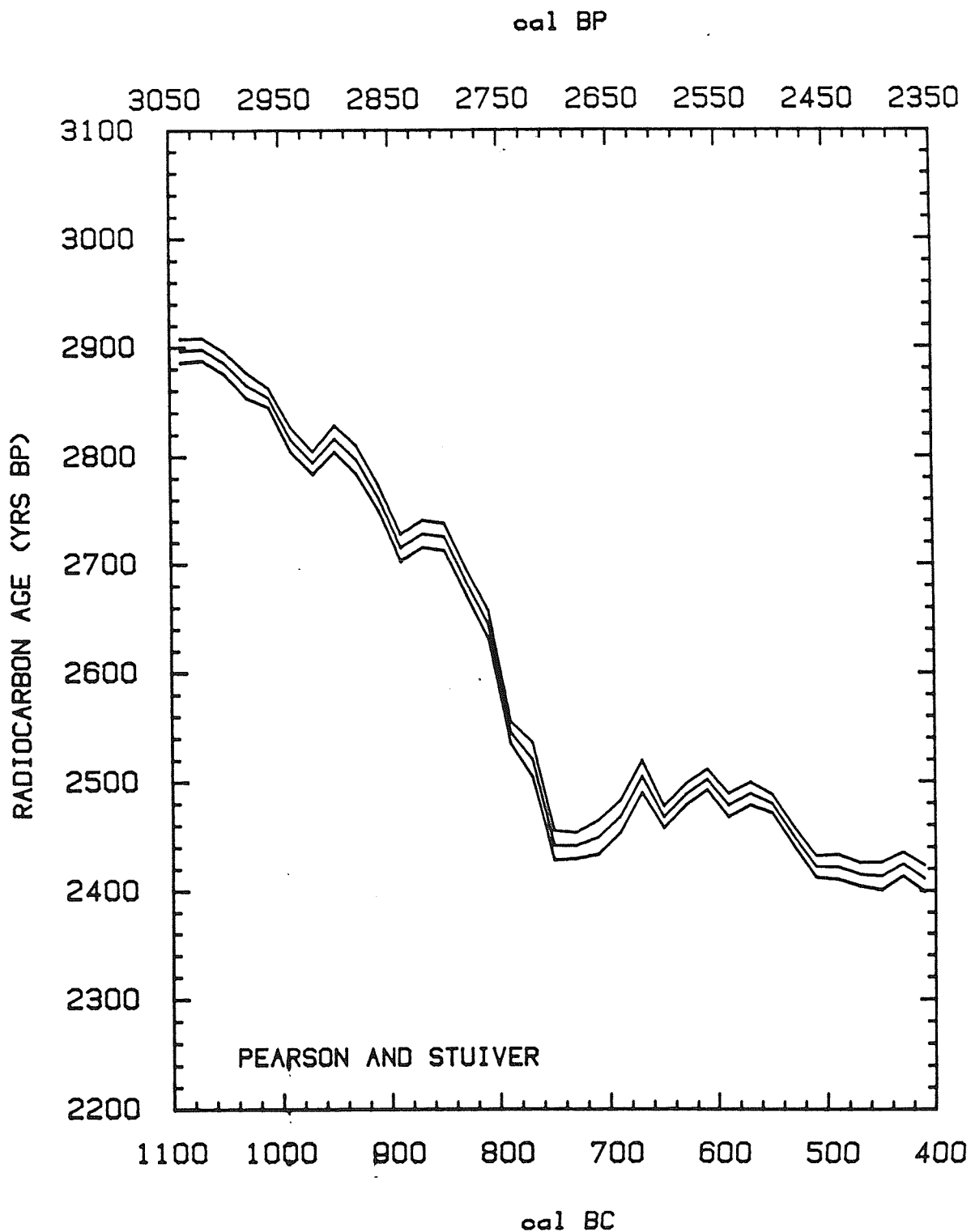
v.d. Plicht, 1991, fig. 3, naar gegevens Stuiver en Kra, 1986



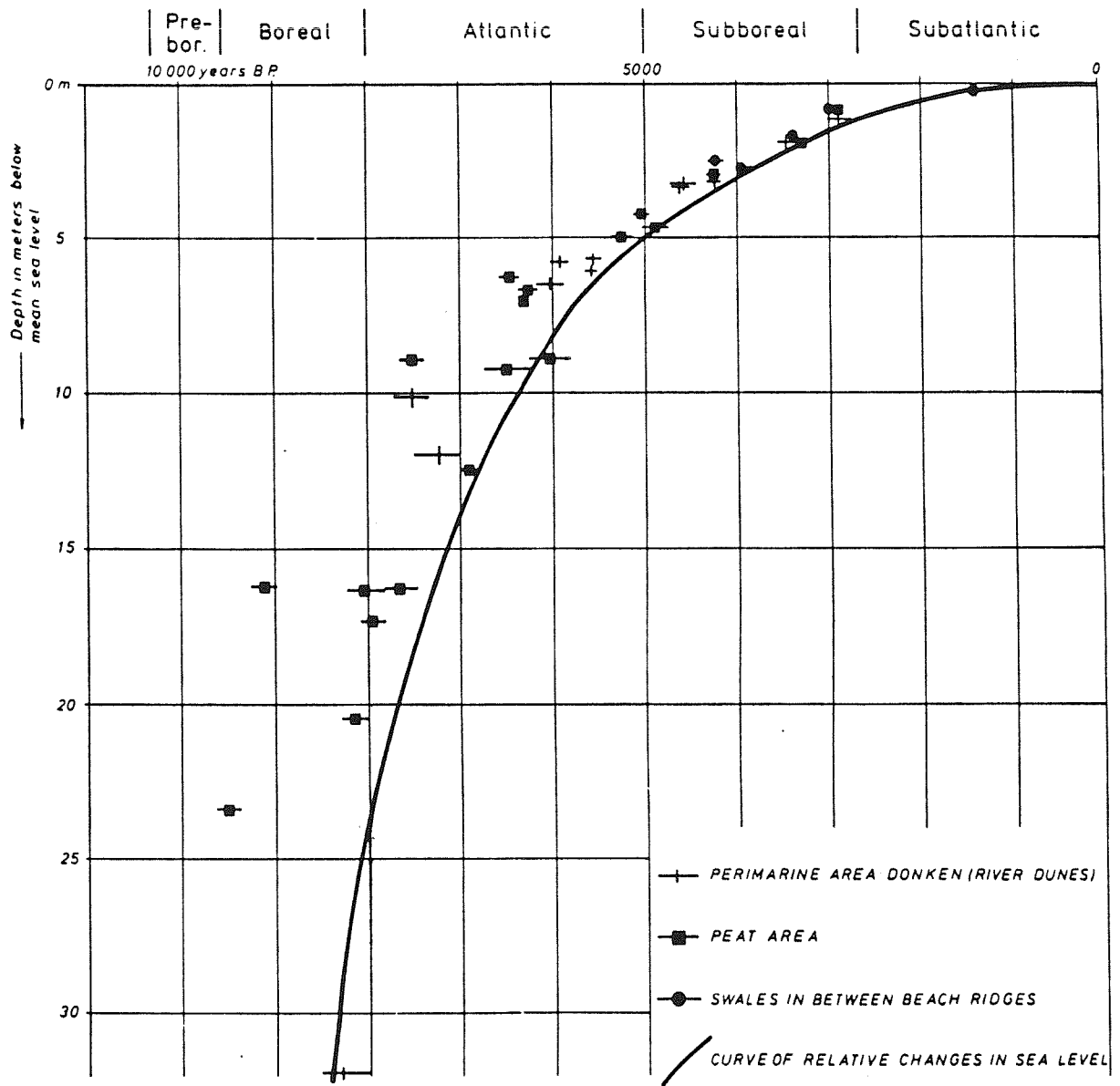
Overzicht van de onregelmatige C14-aktiviteit in het verleden en het niet-lineaire karakter van de ijkkromming zoals gemeten jaarringen.

Detail over het interval van ca. 2400-2900 BP

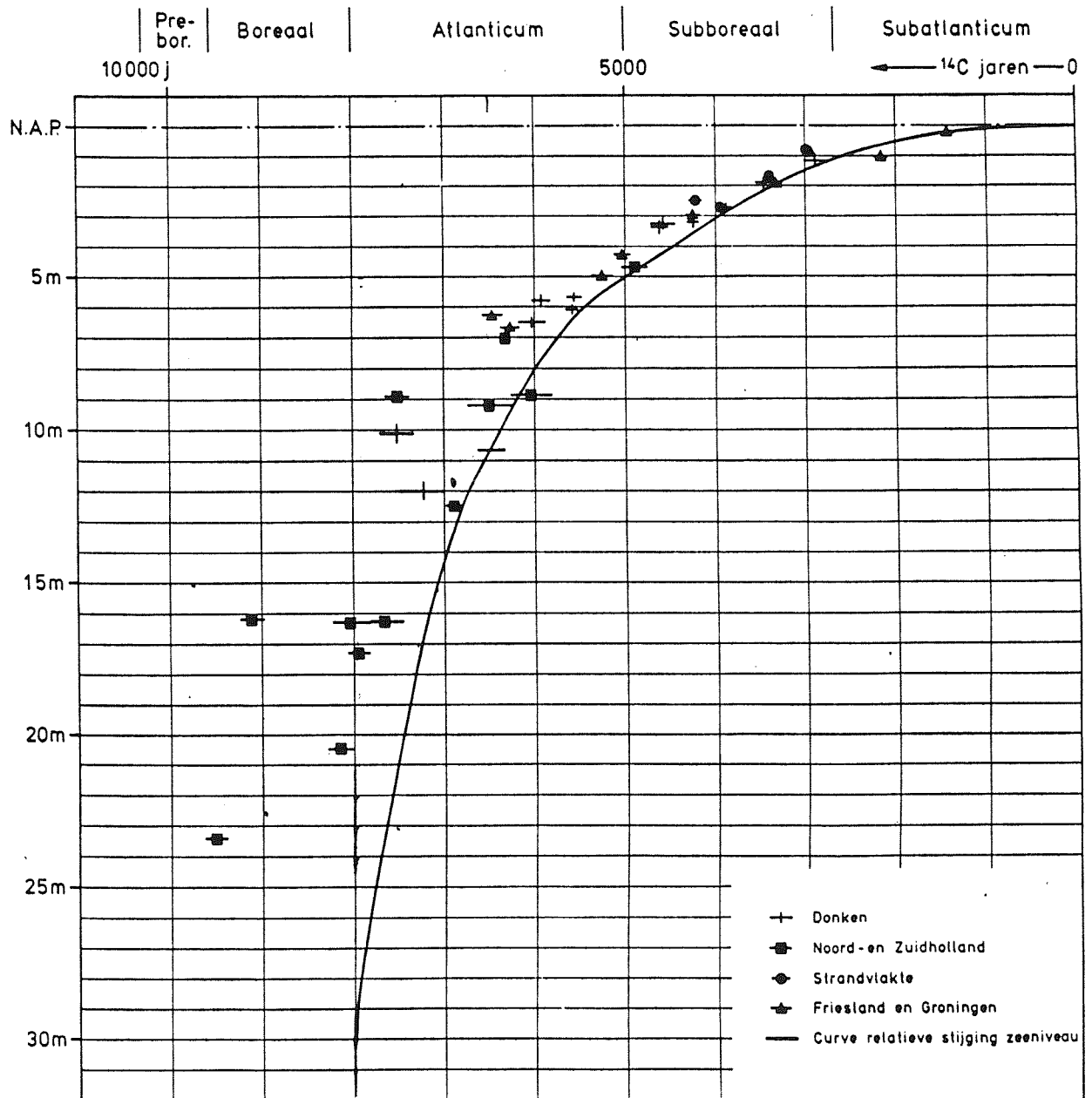
naar Pearson en Stuiver, 1986, fig. 1A

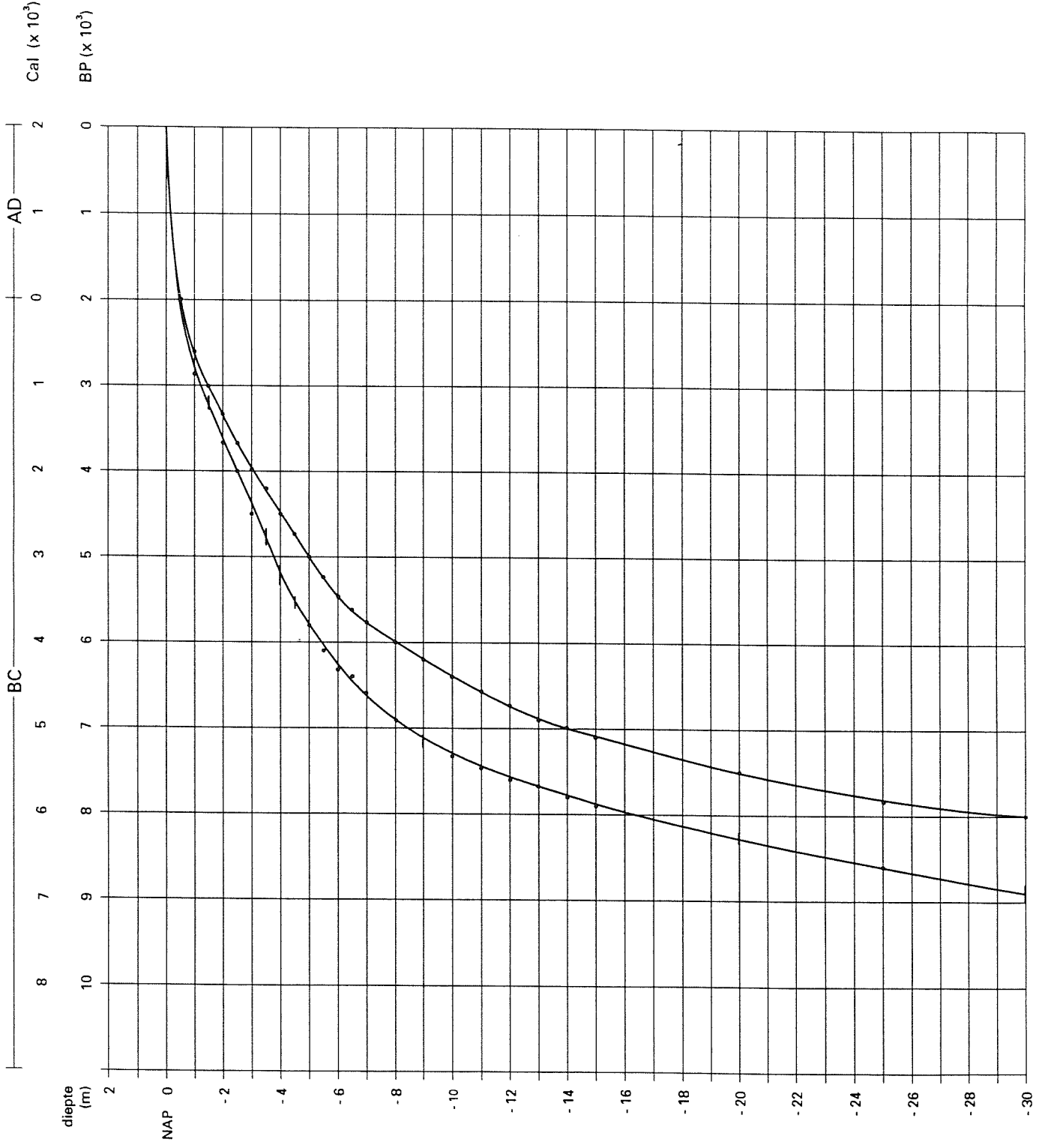


Curve van de relatieve zeespiegelstijging tijdens het Holoceen
naar Jelgersma 1979, p. 242



Curve van de relatieve zeespiegelrijzing in het Holoceen
naar Jelgersma, 1977, p. 26





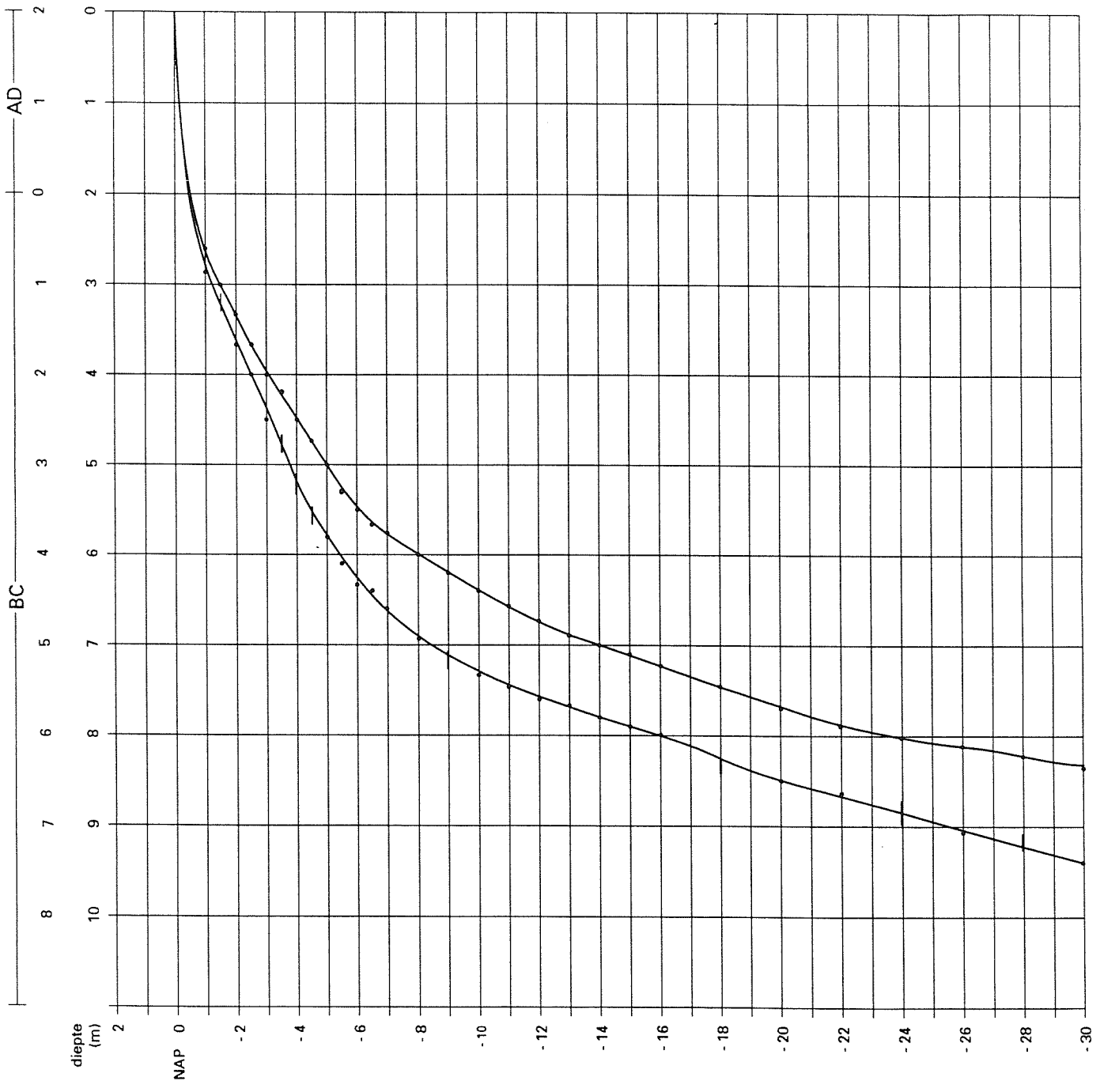
Rapport 1224 Bijlage 6

Berekening calibratie curve Jelgersma, 1977 (= linkercurve bijlage 5)

	diepte	BP	Cal	Cal
	0	= 1950 = 0 BP	1 sigma	2 sigma
1)	0.50	= 2000 BP	3 - 51 AD	60AD - 2 BC
2)	1.00	= 2600 BP	795 - 800 BC	793 - 802 BC
3)	1.50	= 3000 BP	1211 - 1261 BC	1170 - 1263 BC
4)	2.00	= 3350 BP	1618 - 1672 BC	1540 - 1676 BC
5)	2.50	= 3650 BP	1976 - 2028 BC	1973 - 2031 BC
6)	3.00	= 3950 BP	2459 - 2464 BC	2412 - 2467 BC
7)	3.50	= 4200 BP	2705 - 2875 BC	2702 - 2877 BC
8)	4.00	= 4500 BP	3103 - 3303 BC	3100 - 3325 BC
9)	4.50	= 4750 BP	3515 - 3622 BC	3389 - 3624 BC
10)	5.00	= 5000 BP	3778 - 3788 BC	3772 - 3793 BC
11)	5.50	= 5250 BP	3998 - 4071 BC	3995 - 4210 BC
12)	6.00	= 5450 BP	4266 - 4334 BC	4261 - 4337 BC
13)	6.50	= 5600 BP	4401 - 4458 BC	4368 - 4460 BC
14)	7.00	= 5750 BP	4551 - 4598 BC	4546 - 4668 BC
15)	8.00	= 6000 BP	4853 - 4908 BC	4848 - 4914 BC
16)	9.00	= 6200 BP	5080 - 5210 BC	5076 - 5213 BC
17)	10.00	= 6350 BP	5269 - 5277 BC	5266 - 5282 BC
18)	11.00	= 6550 BP	5440 - 5444 BC	5439 - 5446 BC
19)	12.00	= 6750 BP	5595 - 5600 BC	5593 - 5606 BC
20)	13.00	= 6900 BP	5710 - 5724 BC	5703 - 5732 BC
21)	14.00	= 6950 BP	5752 - 5773 BC	5737 - 5789 BC
22)	15.00	= 7100 BP	5893 - 5959 BC	5890 - 5963 BC
23)	20.00	= 7450 BP	6222 - 6346 BC	6219 - 6352 BC
24)	25.00	= 7800 BP	6558 - 6599 BC	6555 - 6601 BC
25)	30.00	= 8000 BP	6786 - 7002 BC	6780 - 7004 BC

Bijlage 7
rapport nr. 1224

Cal ($\times 10^3$)
BP ($\times 10^3$)



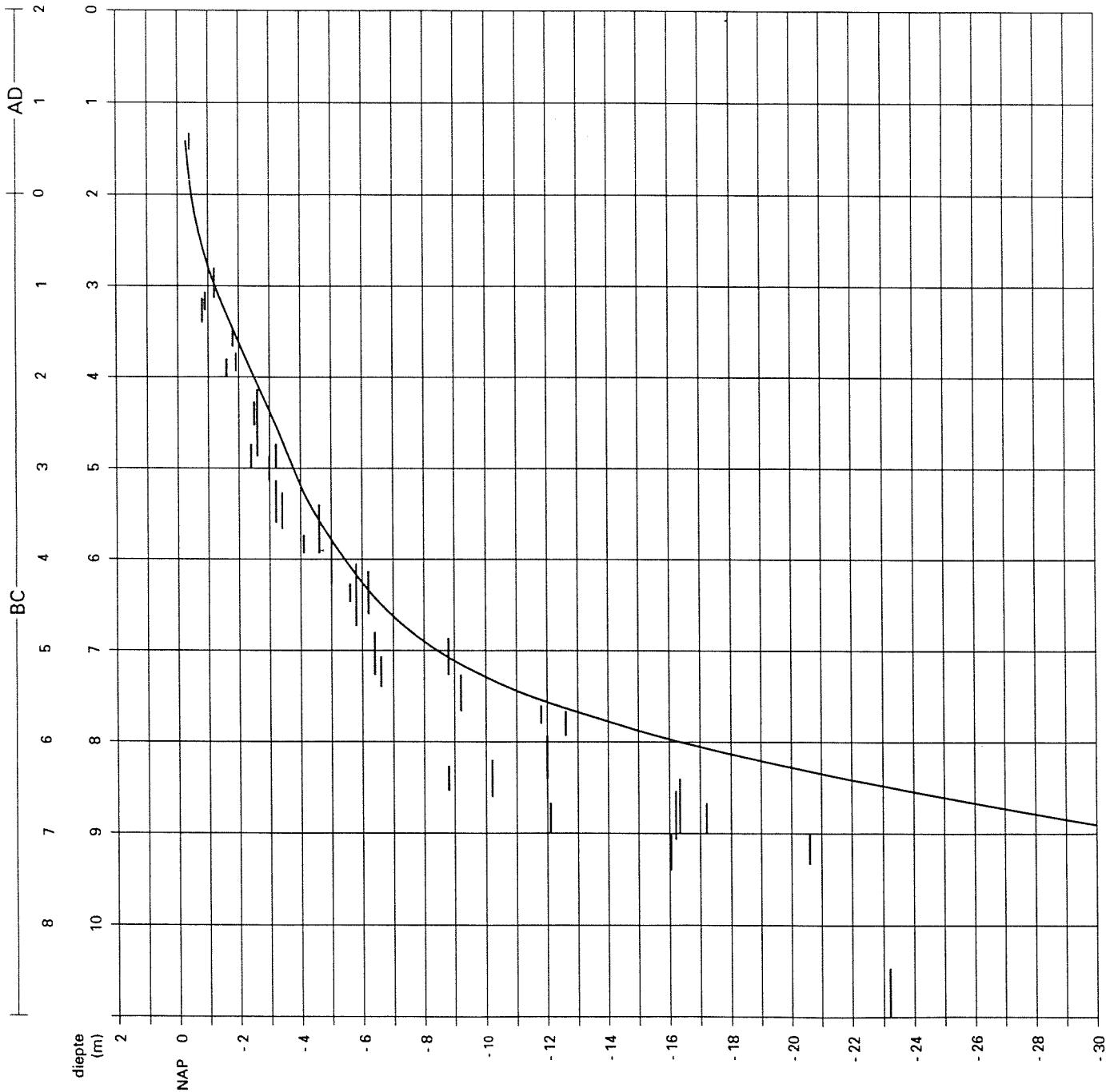
Curve Jelgersma 1979;
rechts BP links gecalibreerd (BC/AD)
Afwijking t.o.v. Bijlage 5 alleen voor
het deel beneden 13 m.

Berekening calibratie onderste deel (beneden 13 m) van de
zeespiegelrijzingscurve volgens Jelgersma, 1979

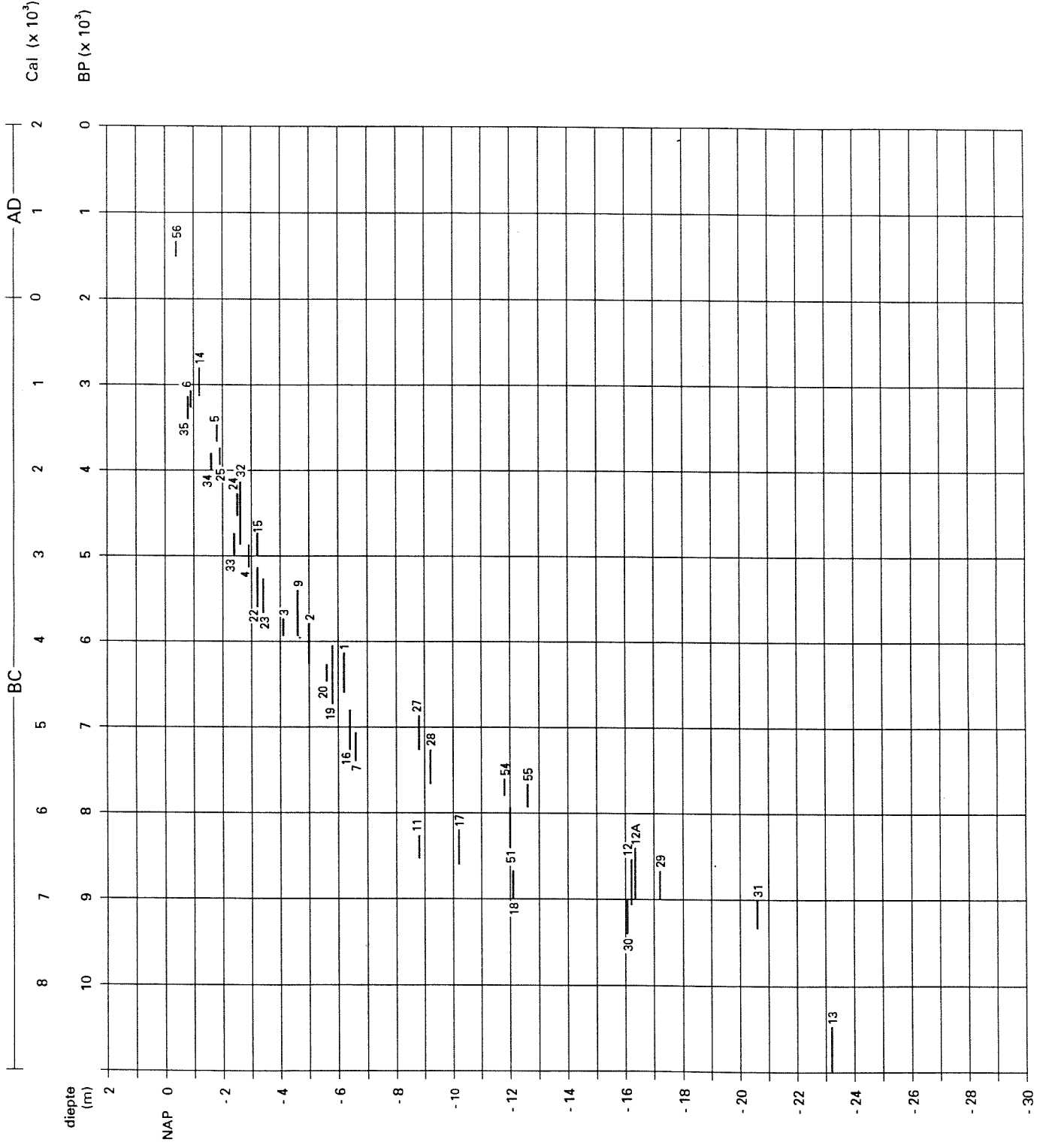
diepte	BP	Cal 1 sigma	Cal 2 sigma
13.00	6900	5710 - 5724	5703 - 5732
15.00	7150	5971 - 5981	5966 - 5985
16.00	7200	5995 - 6007	5989 - 6014
18.00	7500	6258 - 6368	6253 - 6372
20.00	7650	6429 - 6461	6425 - 6462
22.00	7850	6608 - 6616	6605 - 6622
24.00	8000	6786 - 7002	6780 - 7004
26.00	8100	7037 - 7041	7036 - 7043
28.00	8200	7095 - 7253	7053 - 7256
30.00	8350	7423 - 7473	7327 - 7477

Cal ($\times 10^3$)

BP ($\times 10^3$)



Bijlage 10
rapport nr. 1224



Nummering basisgegevens
curve Jelgersma 1977
als gegeven op Bijlage 9.
De nummering is conform
aan die gegeven op Bijlage 11.

Lijst van verrichte C14-bepalingen volgens p. 42 en 43 Jelgersma 1961. Rapport 1224
 Hiervan is een selectie (met asterix) gebruikt voor de op bijlage 9 en 10 vermelde gegevens. Bijlage 11

Number of the time- depth graph	Location	Depth in metres below N.A.P.	GrN value	Radiocarbon dating	GRO nr.	suess corr.	Cal		
							1 sigma	2 sigma	
* 1	Farmsum B	6.17 - 6.20		6460 ± 145	621	+	0	5260 - 5560	5070 - 5600
* 2	Farmsum B	5.00		5250 ± 150	637	+	0	3960 - 4230	3800 - 4340
* 3	Winschoten 518	4.19 - 4.23	5050	4810 ± 65	1091	240	3784	- 3946	3708 - 3968
* 4	Winschoten 515	2.98 - 3.03	4350	4110 ± 75	1088	240	2886	- 3084	2700 - 3328
* 5	Winschoten 513b	1.87 - 1.92	3350	3110 ± 60	1090	240	1528	- 1684	1458 - 1860
* 6	Winschoten 512	0.90 - 0.94	2950	2710 ± 70	1089	240	1038	- 1260	934 - 1382
* 7	Ternaard 14 Dokkum	6.62 - 6.65		6295 ± 140	606	+	0	5060 - 5420	4850 - 5480
* 8	Koegras I.	6.00 - 6.02		6320 ± 185	455	+	0	5010 - 5440	4840 - 5580
* 9	Koegras II	4.70 - 4.72		4925 ± 190	476	+	0	3390 - 3950	3120 - 4220
* 10	Koegras (top Lower Peat)	±4.00	4960	4720 ± 80	1060	+240	3652	- 3902	3550 - 3952
* 11	Burgervlotbrug	8.88 - 8.91	7550	7310 ± 65	1123	+240	6248	- 6450	6220 - 6460
* 12	Velsen	16.23 - 16.24		8040 ± 230	165		6620	- 7100	6460 - 7490
12A	Velsen	16.23		7745 ± 200	161		6370	- 7000	6070 - 7200
* 13	Uitgeest	23.25 - 23.30	9555	9315 ± 70	1054	+240	8532	- 8928	8444 - 8974
* 14	Brandwijk 2	1.15	2830	2830 ± 135	192	+	0	830 - 1130	780 - 1390
* 15	Brandwijk 4	3.31		4590 ± 150	191	+	0	3050 - 3610	2920 - 3640
* 16	Brandwijk 5	6.47		6050 ± 200	203	+	0	4730 - 5220	4470 - 5420
* 17	Brandwijk 6	10.08		7540 ± 170	201	+	0	6170 - 6540	5990 - 6700
* 18	Brandwijk 8	11.98		7240 ± 210	186	+	0	5850 - 6350	5680 - 6450
* 19	Barendrecht I	5.80 - 5.85	5945	5705 ± 90	1160	+240	4722	- 3934	4598 - 5056
* 20	Barendrecht V	5.65 - 5.72	5580	5340 ± 60	1151	+240	4358	- 4458	4334 - 4530
21	Barendrecht VI	4.28 - 4.30	5030	4790 ± 70	1140	+240	3720	- 3944	3692 - 3970
* 22	Barendrecht VIII	3.40 - 3.46	4650	4410 ± 70	1144	+240	3344	- 3614	3108 - 3630
* 23	Barendrecht VII	3.19 - 3.24	4270	4030 ± 55	1146	+240	2702	- 2920	2626 - 3030
* 24	Barendrecht X	2.63 - 2.67	3900	3660 ± 70	1147	+240	2212	- 2466	2142 - 2566
* 25	Barendrecht XII	1.92 - 1.97	3480	3240 ± 50	1148	+240	1696	- 1878	1678 - 1912
26	Alphen Boskoop	10.50	7070	6850 ± 100	2619	+220	5780	- 5900	5690 - 6110
* 27	Willemstad I	8.89 - 8.92		6040 ± 130	228	+	0	4790 - 5200	4620 - 5260
* 28	Willemstad II	9.11 - 9.16		6525 ± 250			4930	- 5930	
29	Rhoon 37G/309	17.22 - 17.28	7940	7600 ± 75	2180	+340	6652	- 6998	6606 - 7030
* 30	Rotterdam 37H/273	16.03 - 16.06	8130	7790 ± 70	2177	+340	7010	- 7254	6774 - 7410
* 31	IJmuiden Bor. V	20.40 - 20.50	8170	8070 ± 100	2274	+100	7030	- 7310	6770 - 7480
* 32	Eskampolder 1st shore flat (base)	2.70		3925 ± 180	275		2060	- 2850	1930 - 2890
* 33	Oegstgeest	2.50	4240	4000 ± 50	1623	+240	2700	- 2910	2624 - 2920

Rapport 1224 bijlage 11 vervolg

* 34	1st shore flat (base)	1.67	3470	3230 ± 60	1569	+240	1688	- 1878	1626 - 1926
	Lisse								
* 35	2nd shore flat (base)	0.80	3000	2760 ± 65	1150	+240	1124	- 1368	1036 - 1396
	Ruigenhoek								
36	3rd shore flat (base)	0.50		1460 ± 100	631	+	0	670 -450 AD	700-390 AD
	Kijkduin								
37	4th shore flat (base)	4.40 -		5720 ± 120	405	+	0	4450 - 4720	4340 - 4830
	Ritthem								
38	Middelburg PS3	6.49 -	6765	6525 ± 60	1626	+240	5582	- 5676	5524 - 5718
39	Veere	7.73 -	7210	6970 ± 90	1580	+240	5960	- 6162	5850 - 6188
40	Waarde	6.38 -	6370	6130 ± 85	1112	+240	5248	- 5428	5078 - 5442
41	Ellewoutsdijk	4.05 -	5820	5580 ± 70	1571	+240	4598	- 4776	4510 - 4892
42	Groede	3.13 -		5100 ± 80	187	+	0	3798 - 3972	3702 - 4076
43	Oude Stooft 3	3.77 -	5770	5530 ± 100	1042	+240	4510	- 4760	4370 - 4890
44	Oude Stooft 4	3.50 -	5695	5455 ± 55	1048	+240	4462	- 4594	4370 - 4700
45	Perkpolder	5.20 -	6240	6000 ± 70	1045	+240	5074	- 5260	4972 - 5290
46	Schelphoek	20.90 -	10560	10320 ± 90	2137	+240	10435	-10635	10320 -10725
47	Bouwlust	13.48 -	7850	7750 ± 100	2283	+100	6480	- 6990	6460 - 7000
48	Prunjepolder; base Upper Peat	1.98 -	4280	4040 ± 55	1039	+240	2704	- 3012	2668 - 3034
49	Welzinge	2.24 -		4555 ± 120	414	+	0	3040 - 3500	2920 - 3620
50	Nieuwe Wetering	11.34 -	8700	8460 ± 110	1618	+240	7580	- 7890	7530 - 7935
* 51	Sassenheim	12.02 -		7970 ± 60	792	+	0	6716 - 7000	6642 - 7030
52	St. Maartensvlotbrug	7.17 -	6200	5960 ± 100	1633	+240	5000	- 5250	4860 - 5320

Toegevoegd op bijlage 10 en 9:

* 54	Oude Ade V	11.79 -	11.84 m	6900 ± 50	GrN-10241	(basis Basisveen)
* 55	Zwaagdijk Oost	12.58 -	12.60 m	6980 ± 40	GrN-8098	(basis Basisveen)
* 56	Terschelling Kooibosjes 5	0.23 -	0.27 m	1490 ± 50	GrN-7264	veen

Opmerking: Voor nr. 2 (Farmsum B) is conform de hier gebruikte curves, een diepte van 5.00 m aangehouden, hoewel deze in werkelijkheid vermoedelijk niet geheel correct is en 5.77-5.80 m zou moeten zijn.

Berekening volume Holocene sedimenten in de Nederlandse kust-
vlakte

projekt Kustgenese

Ad van der Spek & Bert van der Valk

Rapport BP 40.016-1

Rijks Geologische dienst, Haarlem

februari 1994

Inhoud

	p.
1. Inleiding	1
2. Aanpak	2
- definitie kustafzettingen	2
- profielen	2
- correcties op de berekende profieloppervlaktes	3
- kubering	4
- correcties op de kubering	4
3. Ouderdom sedimentpakket	7
4. Samenvatting	9
Literatuur	10

Figuren

1. Verbreiding van de kustafzettingen.
2. Lokaties van de gebruikte profielen.
3. Voorbeeld van een profiel.
4. Indeling van de kustvlakte in kuberingsvakken.
5. Trendcurve van de relatieve zeespiegelrijzing.
6. Voorbeeld van tijdslijnen in het Holocene pakket kustsedimenten.
7. Curve van sedimentaccumulatie door de tijd in de kustvlakte.
8. Verdeling van de Holocene kustsedimenten over de diepte.
9. Verdeling van de Holocene kustsedimenten in het Waddengebied, het Hollandse kustgebied en het Deltagebied over de diepte.

Bijlagen

1. Lengtes van de gebruikte profielen.
2. Totale volumina van de sedimenten in de kustvlakte, per vak en verdeeld over de diepte.
3. Totale volumina zand, slib en veen.
4. Totale volumina zand, slib en veen in het Waddengebied.
5. Totale volumina zand, slib en veen in het Hollandse kustgebied.
6. Totale volumina zand, slib en veen in het Deltagebied.
7. Berekening van de inhoud van de Waddenzee beneden NAP.
8. Berekening van de inhoud van de buitendelta's in het westelijke Waddengebied.
9. Berekening van de inhoud van de estuaria en zee-armen in het Deltagebied beneden NAP.

1. Inleiding

In het kader van de bureau-studie "Lange-termijn kustgedrag bij versnelde zeespiegelrijzing" (project BP 40.016), welke uitgevoerd wordt in opdracht van het Rijks Instituut voor Kust en Zee (voorheen de Dienst Getijdewateren van Rijkswaterstaat), is het totale volume van de mariene sedimenten en venen welke gedurende het Holoceen in de Nederlandse kustvlakte afgezet zijn, berekend. Uit dit volume kan een indruk verkregen worden van de grootte van de netto sedimentaccumulatie in de kustzone per tijdseenheid. Deze gegevens vormen de basis voor het opstellen van een sedimentbalans voor de Nederlandse kust gedurende de Holocene periode. Daarnaast kunnen deze getallen als schattingen voor de natuurlijke, lange-termijn sedimentaanvoer naar de Nederlandse kust gebruikt worden.

2. Aanpak

De hier uitgevoerde volumebepaling is slechts een eerste schatting van de omvang van de Holocene kustafzettingen. Daarom is gekozen voor een grove benadering, aan de hand van een beperkt aantal profielen. In een later stadium zal, in een ander kader, een meer gedetailleerde kubering uitgevoerd worden.

- definitie kustafzettingen

Tot de kustafzettingen worden alle klastische sedimenten gerekend welke tijdens de Holocene periode hoofdzakelijk door mariene processen aangevoerd en afgezet zijn in de getijdebekens en strandwallen in/langs de Nederlandse kust. Veer dat gevormd is als gevolg van stijgende grondwaterstanden welke samenhangen met het rijzen van het gemiddeld zeeniveau of dat gevormd werd na verlanding van een getijdegebied is eveneens tot de kustafzettingen gerekend, daar dit veen een rol speelt in de reductie van het kombergend vermogen van een getijdegebied. Een klein percentage van de kustafzettingen zal niet door mariene maar door fluviatiele processen in de kustvlakte zijn afgezet. De begrenzing van deze fluviatiele afzettingen is echter niet goed bekend, waardoor ze niet van de mariene afzettingen gescheiden kunnen worden.

De kustafzettingen worden begrensd door de NAP-20 m contour op de vooroever, het grensvlak tussen de Pleistocene en Holocene afzettingen en het dagzomend Pleistoceen. De NAP-20 m contour wordt algemeen beschouwd als de voet van de vooroever. Op deze diepte gaat de vlakke Noordzeebodem over in de kusthelling (Van Alphen en Damoiseaux, 1987; Wiersma en Van Alphen, 1988). Ter hoogte van de monding van de rivieren de Rijn en de Maas is de landwaartse begrenzing van de kustafzettingen gelegd bij de grens tussen de mariene en perimariene afzettingen van de Westland Formatie, zoals weergegeven op de Geologische Overzichtskaart van Nederland, schaal 1:600.000 (respectievelijk de Afzettingen van Calais en Duinkerke en de Afzettingen van Gorkum en Tiel; zie verder Zagwijn en Van Staalduinen, 1975). De verbreiding van de kustafzettingen wordt gegeven in fig. 1.

- profielen

Door de kustafzettingen zijn 13 lithologische profielen geconstrueerd. Het op het vasteland gelegen deel van de profielen is gebaseerd op boringen uit het RGD boorarchief. De vooroeverprofielen zijn gebaseerd op gegevens van Niessen (1989; 1990), welke zijn aangevuld met gegevens van Bettegazzore (1993) en Beets (in voorb.). De profielen zijn zo veel mogelijk loodrecht op de strekking van de kustlijn geconstrueerd. De lokaties van de profielen zijn zo gekozen dat de laterale variatie in de opbouw van de kustafzettingen zo goed mogelijk tot zijn recht komt. De lokaties van de profielen van noord naar zuid worden gegeven in tabel 1 (zie ook fig. 2). De

profielen zijn gebaseerd op 1 boring per 2 tot 4 km profiel-
lengte, afhankelijk van de dichtheid van de in het boorarchief
van de RGD aanwezige gegevens. De lengte van de profielen va-
rieert van ca. 34 km tot ca. 95 km, met een gemiddelde van 68
km.

Tabel 1 ; De lokaties van de profielen door de Nederlandse kustvlakte, van
noord naar zuid (zie ook fig. 2).

profiel nr.	lokatie
1	Rottumeroog - Groningen
2	Ameland - Dokkum
3	Terschelling - Sneek
4	Vlieland - Sneek
5	Groote Keeten - Gaasterland
6	Bergen - Oost Flevoland
7	Zandvoort - Harderwijk
8	Noordwijk - 's Gravenland
9	Scheveningen - Moordrecht
10	Voorne - Klundert
11	Schouwen - Steenberg
12	Walcheren - Woensdrecht
13	Cadzand - Saeftinghe.

De in de profielen weergegeven lithologie is ingedeeld in
de klassen zand, slib en veen. In de klasse slib worden zowel
lutum als silt samengenomen. Figuur 3 geeft een voorbeeld van
een profiel.

Van de onderscheiden klassen zijn de respectievelijke
oppervlaktes in m² vastgesteld.

- correcties op de berekende profieloppervlaktes

Op de per profiel berekende oppervlaktes zand, slib en
veen zijn 2 correcties uitgevoerd. De eerste correctie is
nodig omdat door het getij beïnvloede afzettingen vrijwel
nooit alleen uit zand of klei bestaan, maar meestal een meng-
sel vormen. Zandige afzettingen bevatten meestal sliblaagjes
en kleipebbles, kleiige afzettingen zandlensjes of dunne zand-
of siltlagen. Er is aangenomen dat het zand 5 % slib bevat.
Tevens is aangenomen dat de kleiige afzettingen 25 % zand
bevatten. De silt- en lutumfractie zijn samengevoegd onder de
noemer slib.

Een tweede correctie op de berekende oppervlaktes is nodig omdat de profielen niet overal de gewenste profiellijn volgen. Dit is een gevolg van het feit dat het profielverloop afhankelijk is van de beschikbare boringen. Hierdoor krijgen de profielen een 'kronkelend' verloop en is de profiellengte groter dan de werkelijke, hemelsbrede afstand tussen het begin- en eindpunt van het profiel. Dit lengteverschil moet verrekend worden omdat anders bij kubering van de profieloppervlakten het sedimentvolume overschat wordt. De berekende oppervlaktes zand, slib en veen zijn daarom vermenigvuldigd met de verhouding van de hemelsbrede profiellengte en de werkelijke profiellengte. De lengtes en hun verhouding worden gegeven in bijlage 1.

Door de zeer schematische vakindeling valt het gebied rond de Dollard buiten de kubering. Daarnaast is de zeewaartse profielgrens bij Rottumeroog gelegd bij de 20m-dieptecontour in de Eemsmonding (Huibertgat) en niet op de vooroever. Zee- waarts van de Eemsmonding verandert de configuratie van de vooroever sterk, waardoor moeilijk vast te stellen is welk deel van de vooroever als voortzetting van de Groningse kust- vlakke beschouwd moet worden. Om zowel het gebied rond de Dollard als ook de vooroever van vak 1 voldoende in de bere- keningen mee te nemen, is de profiellengte van profiel 1 minder gereduceerd dan op grond van de hemelsbrede afstand berekend kan worden (reduktiefactor 0,86 in plaats van 0,79).

- kubering

De kustvlakte is opgedeeld in 13 vakken waarbij ieder profiel als representatieve verticale doorsnede voor een vak beschouwd kan worden (fig. 4). Voor ieder vak is een karak- teristieke breedte vastgesteld, waarna de profieloppervlakten met deze breedtes vermenigvuldigd zijn. Hiermee zijn de volu- mina zand, slib en veen per vak bekend. Van de profielen 3 en 4 is het meest landwaartse deel samengenomen in één vak. Dit in verband met de kromming van de kustboog ter hoogte van de westelijke Waddenzee (fig. 4). De gezamenlijke breedte van de 13 vakken bedraagt 364,26 km.

De berekende totale volumina worden per vak gegeven in bijlage 2. De totale volumina en de volumina zand, slib en veen voor de Nederlandse kust alsmede voor het Waddengebied (vak 1 t/m 5, fig. 4), de Hollandse kust (vak 6 t/m 9) en de Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden (vak 10 t/m 13) worden gegeven in de bijlagen 3 tot en met 6. Het totale sedimentvo- lume in de Nederlandse kustvlakte bedraagt $237\,721 \times 10^6 \text{ m}^3$.

- correcties op de kubering

Door de gekozen positie en strekking van de profielen zijn de waterbergende vermogens van de kombergende gebieden in de Waddenzee en van de zee-armen in Zeeland en Zuid Holland niet of niet voldoende verwerkt in de kubering waardoor de sedimentvolumina overschat worden. Daarnaast vallen de buiten-

delta's van de zeegaten langs de Waddenzee buiten de berekening omdat de profielraaien steeds over de wantijen liggen. Voor deze tekortkomingen kan op eenvoudige wijze gecorrigeerd worden.

De totale inhoud van de Waddenzee beneden NAP bedraagt $5794 \times 10^6 \text{ m}^3$ (zie bijlage 7). Uit de profielen 1 tot en met 5 kan een inhoud van $3771 \times 10^6 \text{ m}^3$ voor de Waddenzee afgeleid worden. Het verschil van $2023 \times 10^6 \text{ m}^3$ moet van het totale sedimentvolume afgetrokken worden.

Tabel 2 ; De gekubeerde (gecorrigeerde) totale volumina zand, slib en veen in de Nederlandse kustvlakte.

zand	162 537	$\times 10^6 \text{ m}^3$	70,7 %
slib	56 574	$\times 10^6 \text{ m}^3$	24,6 %
veen	10 741	$\times 10^6 \text{ m}^3$	4,7 %
totaal	229 852	$\times 10^6 \text{ m}^3$	100 %

De sedimentinhoud van de buitendelta's van het Marsdiep, het Eijerlandse Gat, het Vlie en het Boorndiep wordt door Eysink en Biegel (1992) geschat op ca. $1250 \times 10^6 \text{ m}^3$ (zie bijlage 8). Dit getal moet bij het totale sedimentvolume opgeteld worden.

De inhoud van de zee-armen in Zeeland en Zuid Holland is in het geheel niet verwerkt in de kuberingen (de profielen lopen over de eilanden, zie fig. 2), waardoor het sedimentvolume in de vakken 10 tot en met 13 te groot geschat wordt. De Jong (1987) geeft een overzicht van de inhoud van de zee-armen beneden NAP. De totale inhoud bedraagt $7096 \times 10^6 \text{ m}^3$ (zie bijlage 9). Dit getal moet van het totale sedimentvolume afgetrokken worden.

Het totale gecorrigeerde sedimentvolume komt hiermee op $229\ 852 \times 10^6 \text{ m}^3$. De volumina zand, slib en veen voor de gehele Nederlandse kustvlakte worden gegeven in tabel 2. Een verdere uitsplitsing van de hoeveelheden zand, slib en veen naar regio wordt gegeven in tabel 3. Als de breedte van de deelgebieden in aanmerking genomen wordt, valt het op dat in Holland 2x zo veel slib per strekkende km kustlijn is afgezet als in de Wadden en in Zeeland. Tevens is in Holland het grootste volume sediment per strekkende km kustlijn afgezet. Beide feiten hangen samen met de vooral kleiige opvulling van het in ver-

houding grote Hollandse getijdegebied. In het Waddengebied wordt relatief weinig veen aangetroffen. Het volume veen per strekkende km kustlijn bedraagt hier slechts de helft van de andere 2 gebieden. De volumina zand per km kustlijn zijn voor alle gebieden vrijwel gelijk.

Tabel 3 ; De hoeveelheden zand, slib en veen voor het Waddengebied (vak 1 t/m 5, fig. 4), de Hollandse kust (vak 6 t/m 9) en de Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden (vak 10 t/m 13).

	Wadden	Holland	Delta	totaal
lengte kustvak (km)	168,5	99,8	96,0	364,3
zand	73 777	44 985	43 775	162 537
slib	18 178	25 211	13 185	56 574
veen	2 854	4 278	3 609	10 741
totaal	94 809	74 474	60 569	229 852

3. Ouderdom sedimentpakket

Voor de reconstructie van de Holocene sedimentatiegeschiedenis is het van belang om van de sedimenten in de kustvlakte niet alleen het totaalvolume maar ook de ouderdom te weten. Als de ouderdom van de sedimenten bekend is, kunnen eventuele verschillen in sedimentaanvoer in de tijd, bijvoorbeeld als gevolg van een verschil in de snelheid van zeespiegelrijzing, vastgesteld worden. Om echter tijdslijnen door het pakket Holocene kustsedimenten te kunnen trekken is een groot aantal ^{14}C -dateringen van materiaal uit de gebruikte boringen nodig. Deze dateringen zijn niet in voldoende mate voorhanden. Daarom moet een andere manier gevonden worden om tijdslijnen door het sedimentpakket te trekken.

Voor ieder moment tijdens het Holoceen kan de gemiddelde zeestand afgeleid worden uit de trendcurve van de relatieve zeespiegelstijging (fig. 5). Daarnaast kan van mariene sedimenten in de kustvlakte worden aangenomen dat deze niet boven het hoogwater niveau afgezet worden. Ervan uitgaand dat het hoogwaterniveau in de tijd slechts weinig verschoven is ten opzichte van het gemiddeld zeeniveau en dat de gemiddelde diepte van een bekken niet veranderd in de tijd, kan op deze manier de top van het sedimentpakket op een bepaald tijdstip afgeleid worden. Met andere woorden, via deze aannamen kunnen er toch tijdslijnen door het huidige pakket kustsedimenten getrokken worden.

De profieloppervlaktes zijn steeds voor diepte-intervallen van 2 m bepaald (zie fig. 6). Door nu met behulp van de zeespiegelcurve (fig. 5) voor ieder interval de tijdsgrenzen te bepalen kan de toename van het sedimentvolume in de kustvlakte met de tijd worden afgeleid. In figuur 7 is de vorming van het sedimentpakket in de kustvlakte in de loop van het Holoceen weergegeven in percentages van het totale sedimentvolume. De verdelingen van de sedimentvolumes over de diepte worden weergegeven in de figuren 8 en 9.

Uit figuur 7 kan, met inachtneming van de aannames, worden afgeleid dat aan het eind van het Atlanticum (3780 BC) netto reeds ca. 65 % van het totale sedimentvolume in de kustzone afgezet is. Tijdens de daaropvolgende Subboreale periode accumuleert 23 %, terwijl in de laatste 3050 jaren de resterende 12 % in de kustafzettingen terecht komt. Op grond van deze cijfers kan voor het Atlanticum een gemiddelde netto aanvoer van $47,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar, voor het Subboreaal $19,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar en voor het Subatlanticum een aanvoer van $8,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar geschat worden. De accumulatiecijfers voor zand bedragen respectievelijk $33,9 \times 10^6 \text{ m}^3$, $14,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ en $6,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar.

De totale hoeveelheid sediment en veen is tussen 8000 BP en heden, een periode van ca. 9000 echte jaren, afgezet. Hieruit kan een gemiddelde netto sedimentaanvoer naar de Nederlandse kust van $25,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar over deze periode berekend worden.

Genoemde getallen geven een indicatie voor de netto accumulatie van sediment in het kustpakket met de tijd. Hier-

bij moet worden aangetekend dat geen rekening gehouden is met de omwerking en herverdeling van sediment nadat dit in het kustpakket terecht gekomen is. Daarnaast is impliciet aangenomen dat de opvulling van de bekkens in de kustvlakte gelijke tred houdt met de zeespiegelrijzing. Dit is echter niet het geval (zie Van der Spek en Beets, 1992, voor een toelichting), met name niet voor het Atlanticum, de periode waarin de zeespiegel zeer snel steeg. Hierdoor zal de aanvoer van sediment in het Atlanticum te groot geschat zijn en de aanvoer in het Subboreaal te klein.

Naast aanvoer zal er ook verlies van sediment opgetreden zijn. Klei en veen zullen na erosie afgevoerd worden als suspensie en verdwijnen op die manier grotendeels uit het kuststelsel. Dit in tegenstelling tot zand dat na erosie voor het grootste deel elders in het kuststelsel weer tot bezinking komt en op die manier niet of nauwelijks voor de kust verloren gaat. Veen is op grote schaal uit de kustvlakte verdwenen door oxydatie na ontwatering door zowel natuurlijke oorzaken als menselijk handelen en afgraving. Dit leidde tot vergroting van het kombergend vermogen, waarna deze ruimte uiteindelijk weer met sediment van buiten het kuststelsel aangevuld werd. Na de Middeleeuwse bedijkingen werd dit proces sterk afgeremd.

4. Samenvatting

Het totale sedimentvolume van de Nederlandse kustafzettingen is vastgesteld door middel van kubering van 13 profielen haaks op de huidige kustlijn. Tot de kustafzettingen worden zand, slib en veen gerekend dat door mariene processen zijn aangevoerd en afgezet (zand en slib) of ter plaatse zijn gevormd (veen) in de getijdebekken en strandwallen die deel uitmaken van de Nederlandse kust. De kustafzettingen worden begrensd door de NAP-20 m contour op de vooroever, het grensvlak tussen de Pleistocene en Holocene afzettingen en het dagzomend Pleistoceen. Het totale sedimentvolume bedraagt $229\,852 \times 10^6 \text{ m}^3$ en bestaat uit 71 % zand, 25 % slib en 5 % veen.

Gedurende het Atlanticum (8000 BP-5000 BP) accumuleert ca. 65 % en tijdens het Subboreaal (5000 BP-2900 BP) accumuleert 23 %. De resterende 12 % komt in het Subatlanticum in het kuststelsel terecht. Op grond van deze cijfers kan voor het Atlanticum een gemiddelde netto accumulatie van $47,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar, voor het Subboreaal $19,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar en voor het Subatlanticum een accumulatie van $8,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar geschat worden. De gemiddelde jaarlijkse netto sedimentaccumulatie in de kustzone gedurende de Holocene periode bedraagt $25,5 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Bij de berekeningen is noch met de omwerking en herverdeling van sediment binnen het kuststelsel rekening gehouden, noch met eventuele verliezen uit het systeem. De berekende waarden geven de netto sedimentaccumulatie. Lokaal kunnen over bepaalde periodes hogere of lagere waarden gelden. De berekende gemiddelde netto accumulatie over het Atlanticum is vrijwel zeker te hoog, omdat ervan uitgegaan is dat de bekkenopvulling gelijke tred hield met de zeespiegelstijging. Dit is echter niet juist. Zo sloot het zeegat bij Bergen, waarachter het grootste getijdegebied in Holland lag, pas laat in het Subboreaal. De gemiddelde netto accumulatie in het Subboreaal is dus onderschat.

In Holland is 2x zo veel slib per strekkende km kustlijn afgezet als in de Wadden en in Zeeland. Dit hangt samen met de opvulling van het Hollandse getijdegebied en de bescherming van deze afzettingen door de brede strandwalgordel. Hierdoor zijn de kleiige afzettingen niet, zoals in het Wadden- en Deltagebied, voor een groot deel opgeruimd. In het Waddengebied wordt relatief weinig veen aangetroffen. De volumina zand per km kustlijn zijn voor alle gebieden vrijwel gelijk.

Literatuur

- Alphen, J.S.L.J. van, en M.A. Damoiseaux, 1987. A morphological map of the Dutch shoreface and adjacent part of the continental shelf (1:250.000). Nota NZ-N-87.21, Rijkswaterstaat, Rijswijk, 22 pp.
- Beets, D.J., in voorbereiding. De erodeerbaarheid van de Nederlandse vooroever. Rapport voor Werkgroep 1, Project Kustgenese.
- Bettegazole, P., 1993. Project Kustgenese. Geologisch onderzoek stabiliteit vooroever. Rapport Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 26 pp.
- Eysink, W.D. en E.J. Biegel, 1992. Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Investigations on empirical morphological relations. Rapport H 1300, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 73 pp.
- Jong, H. de, 1987. Waterhuishoudkundige gegevens zuidelijk Deltagebied. Notitie GWWS-87.549, Rijkswaterstaat, Middelburg, 6 pp.
- Jong, J. de, 1993. Calibratie van C14 bepalingen in verband met de curve van de relatieve zeespiegelstijging in het Holoceen (Projekt Kustgenese). Rapport BP 40.016-2 / lab. rapport 1224, Paleobotanie Kenozoïcum, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 3 pp.
- Niessen, A.C.H.M., 1989. Project Kustgenese, Taakgroep 100. Geologisch onderzoek van het kustgebied van de Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden en de 'gesloten' Hollandse kust. Rapport Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 41 pp.
- Niessen, A.C.H.M., 1990. Project Kustgenese. Geologisch onderzoek van het kustgebied van de Waddeneilanden. Rapport Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 25 pp.
- Spek, A.J.F. van der, en D.J. Beets, 1992. Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the Western Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise? In: J.F. Donogue, R.A. Davis, C.H. Fletcher and J.R. Suter (red.), Quaternary Coastal Evolution. Sediment. Geol., 80: 185-197.
- Vroom, M.G., et al., 1989. Wadatlas. Rijkswaterstaat & DGSM, Den Haag, 81 kaarten met beknopte toelichting.
- Wiersma, J. en J.S.L.J. van Alphen, 1988. The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and Den Helder (The Netherlands). In: P.L. de Boer, A. van

Gelder en S.D. Nio (red.), Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel, Dordrecht, 101-111.

Zagwijn, W.H. en C.J. van Staalduinen, 1975. Toelichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 134 pp.

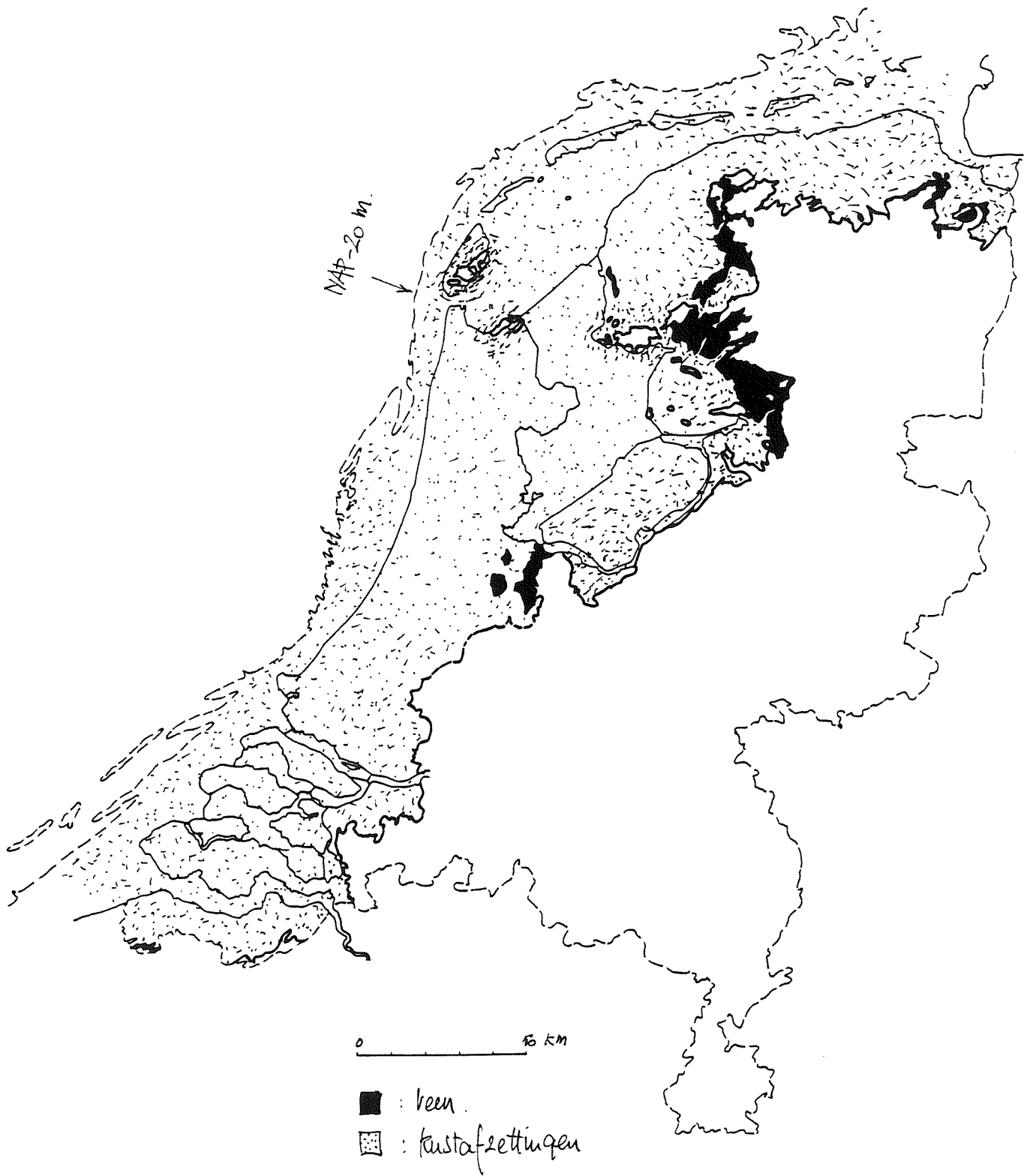


Fig. 1 ; Verbreiding van de kustafzettingen.



Fig. 2 ; Lokaties van de gebruikte profielen.

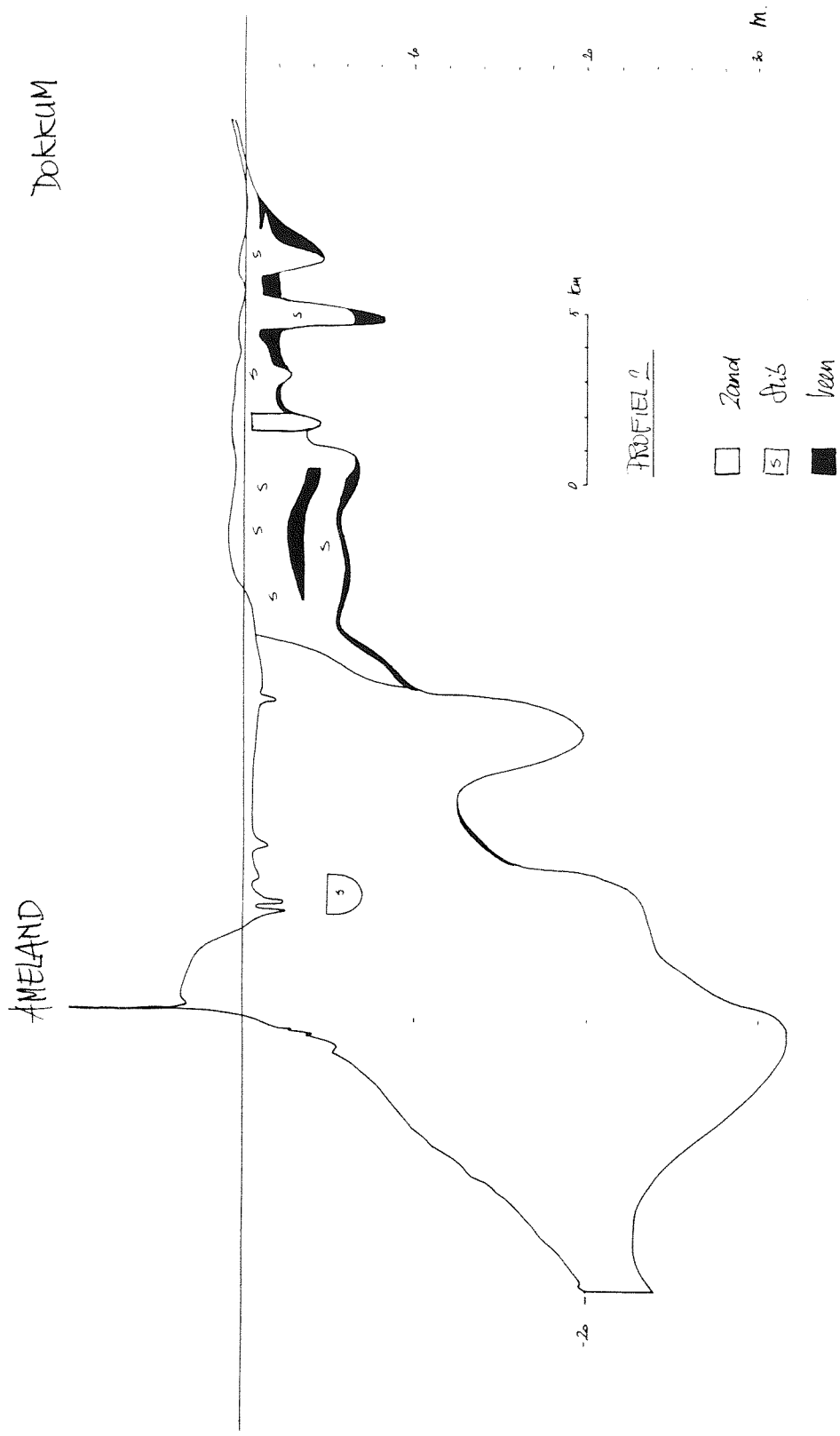


Fig. 3 ; Voorbeeld van een profiel.



Fig. 4 ; Indeling van de kustvlakte in kuberingsvakken.

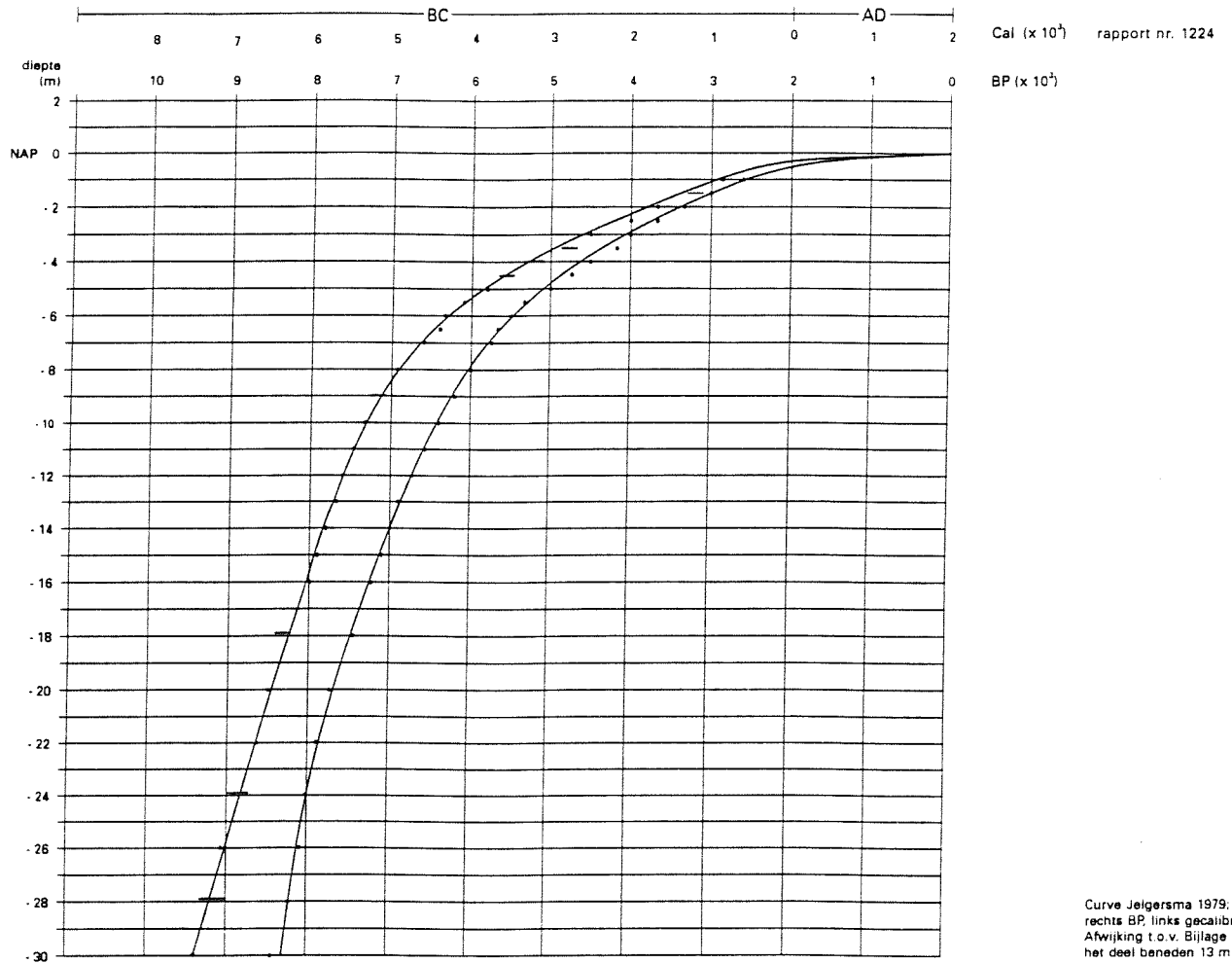


Fig. 5 ; Trendcurve van de relatieve zeespiegelrijzing.
Bron: De Jong (1993).

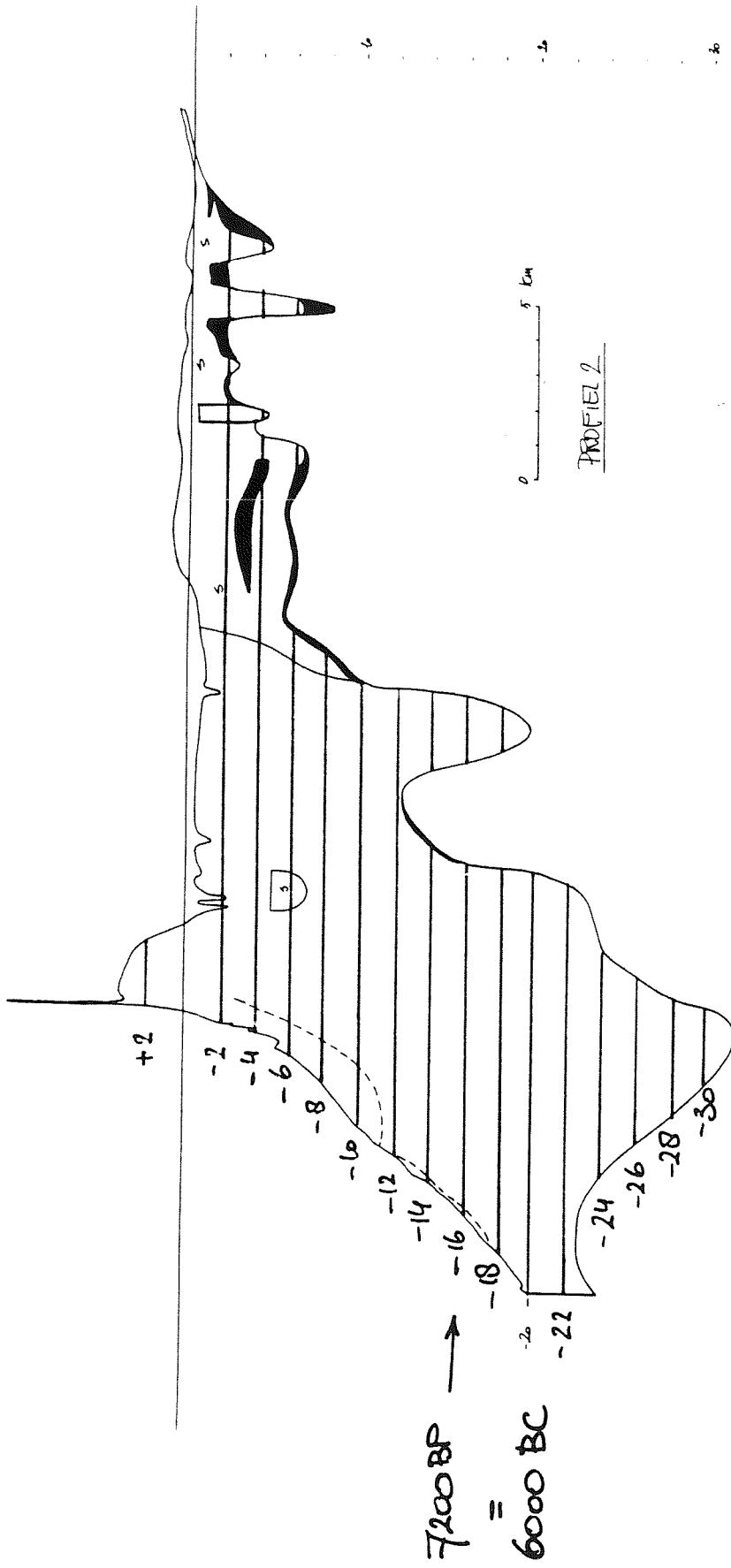


Fig. 6 ; Voorbeeld van tijdslijnen in het Holocene pakket kustsedimenten.

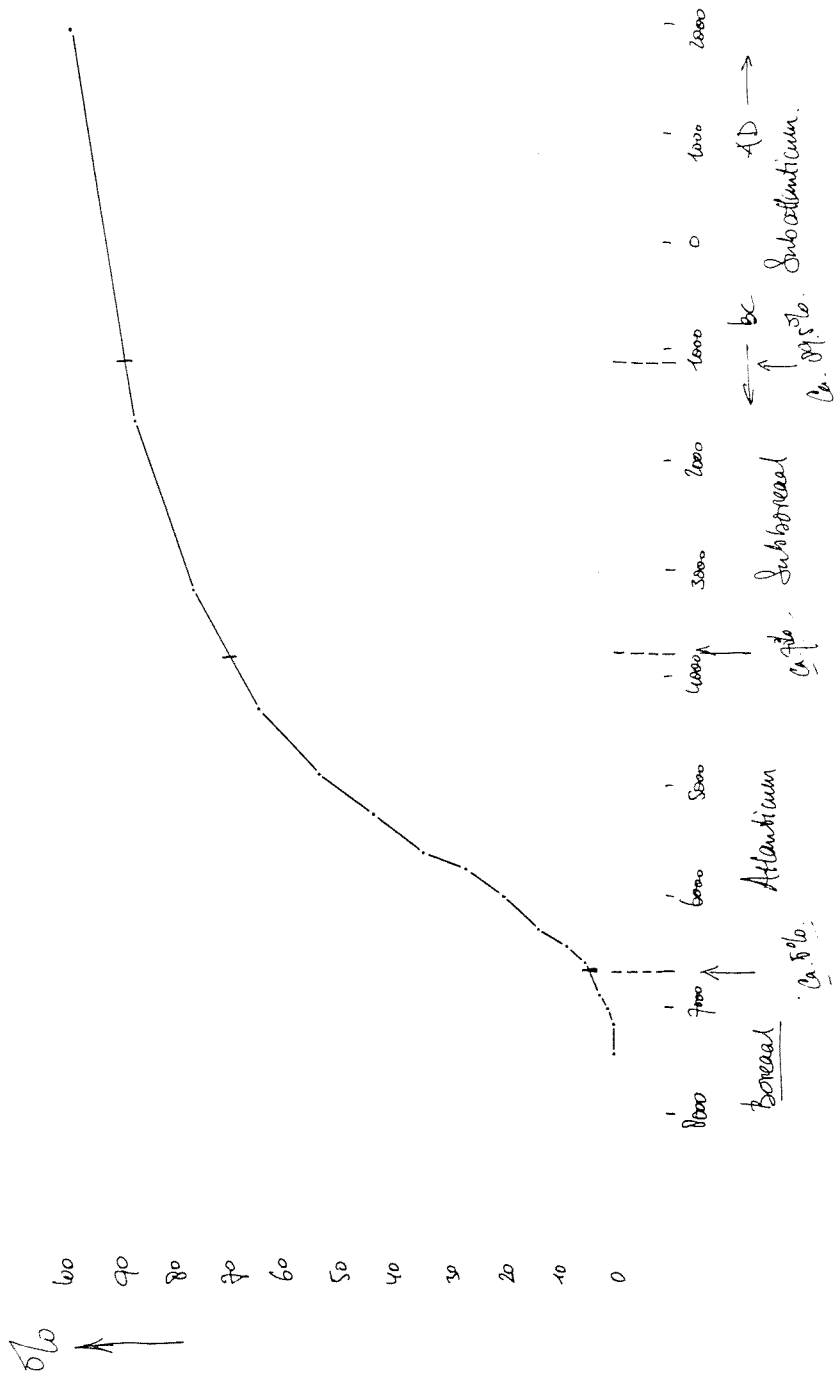


Fig. 7 ; Curve van sedimentaccumulatie door de tijd in de kustvlakte.

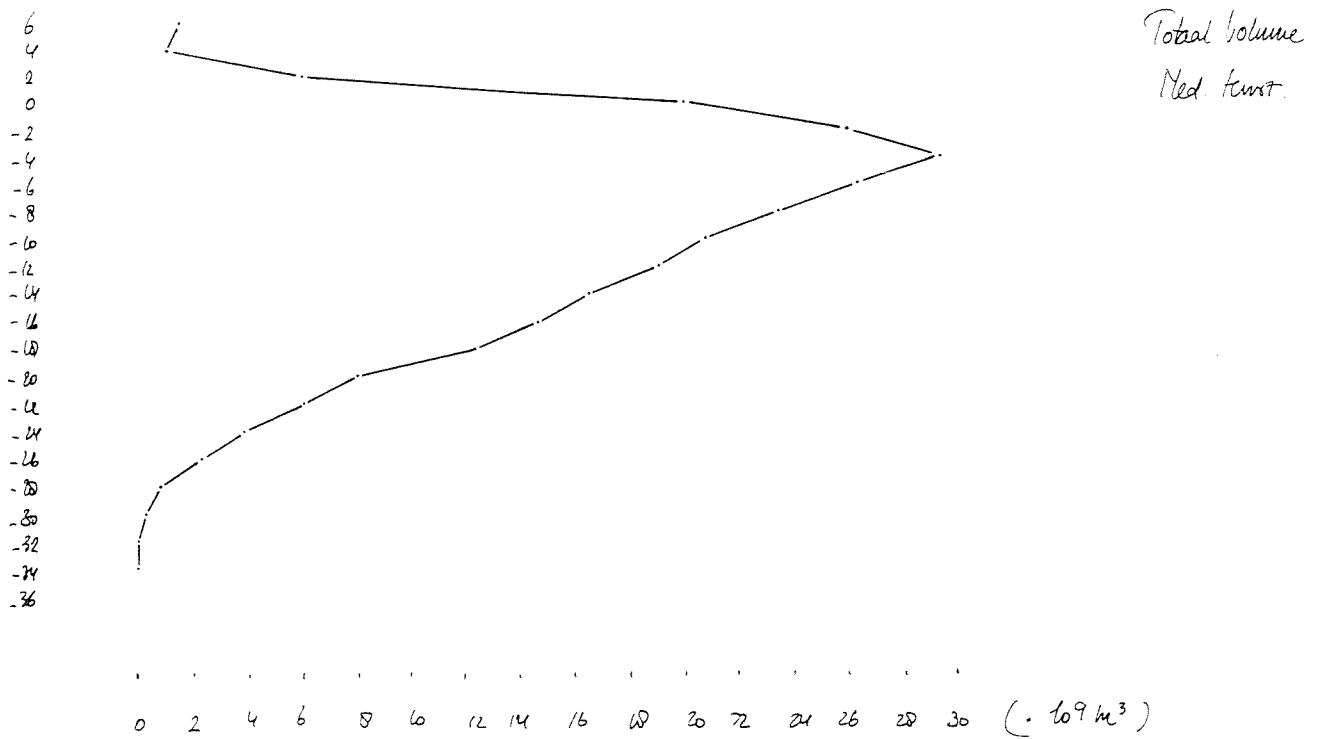


Fig. 8 ; Verdeling van de Holocene kustsedimenten over de diepte.

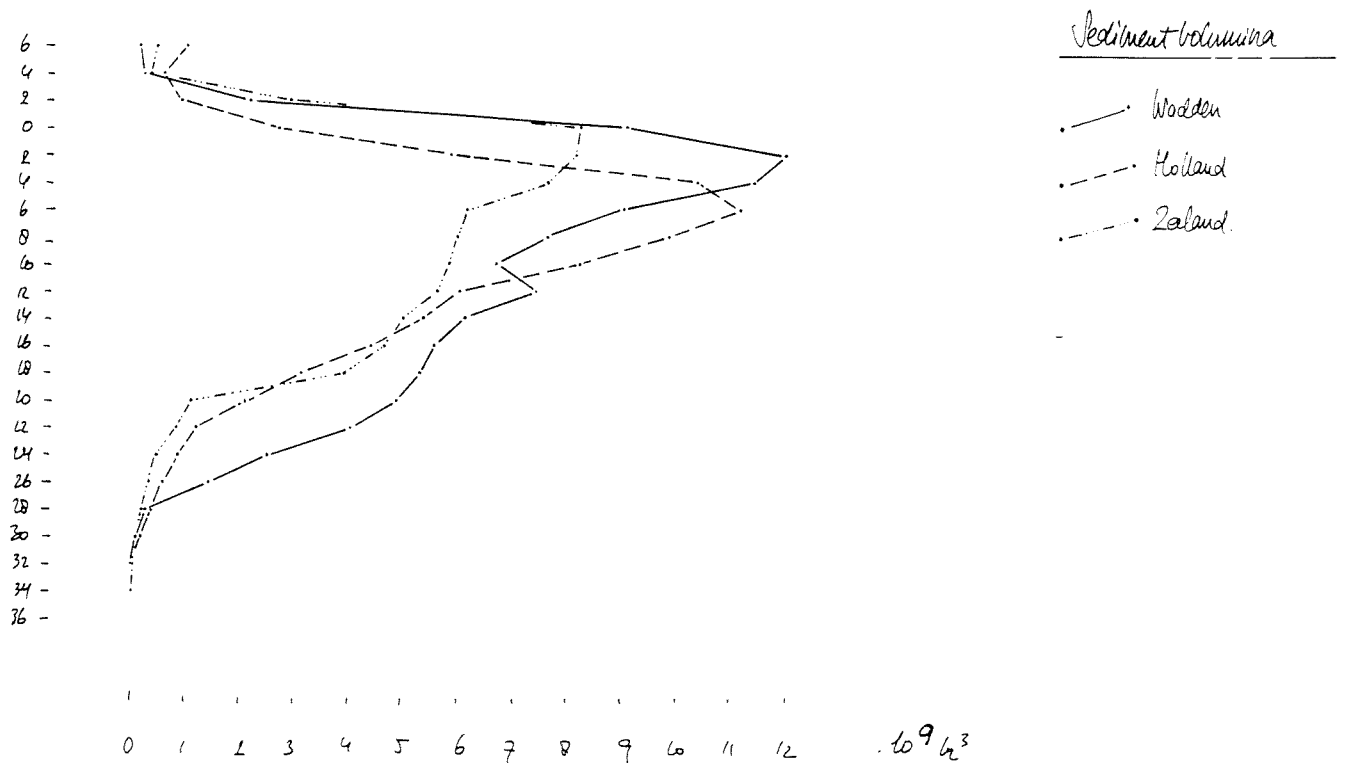


Fig. 9 ; Verdeling van de Holocene kustsedimenten in het Waddengebied, het Hollandse kustgebied en het Deltagebied over de diepte.

Bijlage 1.

profiellengtes

profiel	lengte	afstand	verhouding
	(m)	hemelsbreed	
	a.	b.	a : b
1	50480	39000	0.79
2	33928	31450	0.93
3	52900	46170	0.87
4	57778	51750	0.90
3/4	23300	19700	0.85
5	59750	56100	0.94
6	93500	90100	0.96
7	95250	79200	0.83
8	58550	55100	0.94
9	45850	42400	0.92
10	68400	57000	0.83
11	57600	56150	0.97
12	83950	71150	0.85
13	84600	69600	0.82

Holocene sedimentbalans Nederlandse kust		volumina													
	totaal	1	2	3	3/4	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
profiel		50910	37800	25530	43800	29460	24780	36090	18900	21900	21900	33300	21000	18570	23100
vakbreedte															
diepte															
+ 4 - + 6	0.000E+00	2.812E+06	3.110E+07	0.000E+00	1.591E+06	5.241E+07	2.633E+08	4.023E+08	3.553E+07	2.599E+08	2.599E+08	3.206E+07	3.109E+08	3.236E+07	1.515E+07
+ 2 - + 4	0.000E+00	6.707E+07	5.653E+07	0.000E+00	1.670E+07	1.863E+07	1.594E+08	2.101E+08	4.264E+07	1.048E+08	1.048E+08	6.081E+07	1.632E+08	2.841E+07	3.807E+07
0 - + 2	1.045E+09	3.643E+08	2.804E+08	1.623E+08	1.963E+08	9.038E+07	2.607E+08	3.036E+08	8.075E+07	2.019E+08	2.019E+08	3.673E+08	5.204E+08	6.184E+08	1.379E+09
- 2 - 0	3.299E+09	1.408E+09	1.214E+09	1.375E+09	5.230E+08	1.152E+09	6.506E+08	4.415E+08	3.979E+08	3.979E+08	2.553E+09	1.544E+09	1.835E+09	1.835E+09	2.301E+09
- 4 - - 2	3.873E+09	1.409E+09	1.906E+09	1.415E+09	2.295E+09	1.075E+09	2.910E+09	1.873E+09	5.657E+08	4.904E+08	4.904E+08	2.838E+09	1.846E+09	1.935E+09	1.506E+09
- 6 - - 4	4.019E+09	1.262E+09	1.864E+09	4.375E+08	1.964E+09	1.855E+09	5.465E+09	2.724E+09	1.074E+09	1.092E+09	1.092E+09	2.832E+09	1.779E+09	1.902E+09	1.078E+09
- 8 - - 6	3.950E+09	9.329E+08	1.472E+09	1.787E+08	1.214E+09	1.251E+09	5.599E+09	2.946E+09	1.413E+09	1.190E+09	1.190E+09	2.637E+09	1.684E+09	8.624E+08	9.527E+08
- 10 - - 8	3.527E+09	8.812E+08	1.449E+09	1.675E+08	8.731E+08	7.015E+08	5.058E+09	2.443E+09	1.226E+09	1.091E+09	1.091E+09	2.384E+09	1.783E+09	7.378E+08	1.065E+09
- 12 - - 10	2.808E+09	9.070E+08	1.486E+09	1.526E+08	7.404E+08	5.637E+08	4.626E+09	2.096E+09	7.557E+08	7.209E+08	7.209E+08	2.098E+09	1.774E+09	8.587E+08	1.092E+09
- 14 - - 12	3.613E+09	8.969E+08	1.482E+09	1.266E+08	7.326E+08	5.427E+08	3.946E+09	1.223E+09	3.711E+08	4.674E+08	4.674E+08	2.069E+09	1.604E+09	8.792E+08	1.066E+09
- 16 - - 14	2.653E+09	8.307E+08	1.504E+09	2.327E+07	6.247E+08	4.687E+08	3.482E+09	1.038E+09	3.091E+08	5.178E+08	5.178E+08	1.928E+09	1.239E+09	8.926E+08	9.547E+08
- 18 - - 16	2.355E+09	8.544E+08	1.515E+09	0.000E+00	5.025E+08	3.331E+08	2.753E+09	7.649E+08	2.636E+08	6.367E+08	6.367E+08	1.959E+09	1.031E+09	9.194E+08	7.690E+08
- 20 - - 18	2.272E+09	8.539E+08	1.434E+09	0.000E+00	5.472E+08	1.943E+08	2.032E+09	4.946E+08	3.050E+08	2.885E+08	2.885E+08	1.544E+09	8.454E+08	9.408E+08	5.929E+08
- 22 - - 20	2.109E+09	8.324E+08	1.390E+09	0.000E+00	4.210E+08	1.304E+08	1.601E+09	2.644E+08	6.218E+07	1.572E+08	1.572E+08	2.211E+08	2.823E+08	4.254E+08	1.686E+08
- 24 - - 22	1.812E+09	6.892E+08	1.296E+09	0.000E+00	1.319E+08	1.071E+08	9.618E+08	1.503E+08	1.883E+07	7.737E+07	7.737E+07	1.578E+08	1.568E+08	3.626E+08	1.459E+08
- 26 - - 24	1.174E+09	3.832E+08	8.758E+08	0.000E+00	3.712E+06	5.404E+07	7.830E+08	4.794E+07	0.000E+00	1.813E+07	1.813E+07	4.699E+06	4.380E+07	2.762E+08	1.231E+08
- 28 - - 26	5.882E+08	2.811E+08	5.540E+08	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	5.821E+08	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	2.852E+07	1.705E+08	1.184E+08
- 30 - - 28	0.000E+00	1.856E+08	5.988E+07	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	3.636E+08	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	1.935E+07	1.105E+08	6.327E+07
- 32 - - 30	0.000E+00	8.437E+07	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	1.656E+08	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	1.019E+07	4.238E+07	2.462E+07
- 34 - - 32	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	2.037E+06	1.105E+07	1.137E+07
- 36 - - 34	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	1.578E+06	1.894E+06
totaal	3.910E+10	1.313E+10	1.987E+10	4.038E+09	1.149E+10	7.961E+09	4.216E+10	1.763E+10	6.965E+09	7.712E+09	7.712E+09	2.369E+10	1.667E+10	1.385E+10	1.347E+10

Bijlage 2 ; Totale ongecorrigeerde volumina van de sedimenten in de kustvlakte in m³, per vak en verdeeld over de diepte (in m).

Bijlage 3.

Holocene sedimentbalans
Nederlandse kust

volumina (m3)

	zand	slib	veen	totaal
diepte				
+ 4 - + 6	1.368E+09	7.198E+07	0.000E+00	1.440E+09
+ 2 - + 4	9.031E+08	6.317E+07	0.000E+00	9.663E+08
0 - + 2	3.487E+09	2.372E+09	1.090E+07	5.871E+09
- 2 - 0	1.096E+10	7.836E+09	1.124E+09	1.992E+10
- 4 - - 2	1.431E+10	8.052E+09	3.583E+09	2.594E+10
- 6 - - 4	1.683E+10	9.332E+09	3.183E+09	2.935E+10
- 8 - - 6	1.675E+10	7.530E+09	2.005E+09	2.628E+10
-10 - - 8	1.667E+10	6.301E+09	4.133E+08	2.339E+10
-12 - -10	1.556E+10	4.712E+09	4.064E+08	2.068E+10
-14 - -12	1.562E+10	3.154E+09	2.432E+08	1.902E+10
-16 - -14	1.418E+10	2.179E+09	1.058E+08	1.647E+10
-18 - -16	1.275E+10	1.830E+09	7.299E+07	1.466E+10
-20 - -18	1.093E+10	1.370E+09	3.986E+07	1.234E+10
-22 - -20	6.852E+09	1.212E+09	0.000E+00	8.064E+09
-24 - -22	5.235E+09	8.319E+08	0.000E+00	6.067E+09
-26 - -24	3.176E+09	6.116E+08	0.000E+00	3.788E+09
-28 - -26	1.901E+09	4.217E+08	0.000E+00	2.323E+09
-30 - -28	5.390E+08	2.632E+08	0.000E+00	8.022E+08
-32 - -30	2.080E+08	1.192E+08	0.000E+00	3.272E+08
-34 - -32	2.323E+07	1.223E+06	0.000E+00	2.445E+07
-36 - -34	3.299E+06	1.736E+05	0.000E+00	3.473E+06
totaal	1.683E+11	5.827E+10	1.119E+10	2.377E+11

NB. niet gecorrigeerd !

Bijlage 4.

Holocene sedimentbalans
Nederlandse kust

volumina Waddengebied (m3)

	zand	slib	veen	totaal
diepte				
+ 4 - + 6	8.351E+07	4.395E+06	0.000E+00	8.791E+07
+ 2 - + 4	1.510E+08	7.947E+06	0.000E+00	1.589E+08
0 - + 2	1.295E+09	8.406E+08	3.554E+06	2.139E+09
- 2 - 0	4.675E+09	3.990E+09	3.808E+08	9.046E+09
- 4 - - 2	6.768E+09	3.985E+09	1.220E+09	1.197E+10
- 6 - - 4	7.393E+09	3.172E+09	8.370E+08	1.140E+10
- 8 - - 6	7.287E+09	1.378E+09	3.334E+08	8.999E+09
-10 - - 8	6.616E+09	9.276E+08	5.572E+07	7.599E+09
-12 - -10	5.915E+09	7.339E+08	8.063E+06	6.657E+09
-14 - -12	6.641E+09	7.530E+08	0.000E+00	7.394E+09
-16 - -14	5.357E+09	7.400E+08	7.454E+06	6.104E+09
-18 - -16	4.956E+09	5.781E+08	2.562E+07	5.560E+09
-20 - -18	4.850E+09	4.453E+08	5.590E+06	5.301E+09
-22 - -20	4.580E+09	3.029E+08	0.000E+00	4.882E+09
-24 - -22	3.804E+09	2.311E+08	0.000E+00	4.035E+09
-26 - -24	2.343E+09	1.480E+08	0.000E+00	2.491E+09
-28 - -26	1.352E+09	7.117E+07	0.000E+00	1.423E+09
-30 - -28	2.332E+08	1.227E+07	0.000E+00	2.455E+08
-32 - -30	8.015E+07	4.218E+06	0.000E+00	8.437E+07
-34 - -32	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
-36 - -34	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
totaal	7.438E+10	1.833E+10	2.877E+09	9.558E+10

NB. niet gecorrigeerd !

Bijlage 5.

Holocene sedimentbalans
Nederlandse kust

volumina Holland (m3)

	zand	slib	veen	totaal
diepte				
+ 4 - + 6	9.130E+08	4.806E+07	0.000E+00	9.611E+08
+ 2 - + 4	4.911E+08	2.584E+07	0.000E+00	5.169E+08
0 - + 2	7.764E+08	6.409E+07	6.427E+06	8.470E+08
- 2 - 0	1.754E+09	5.099E+08	3.782E+08	2.642E+09
- 4 - - 2	3.203E+09	1.787E+09	8.493E+08	5.839E+09
- 6 - - 4	5.192E+09	4.317E+09	8.469E+08	1.036E+10
- 8 - - 6	5.335E+09	4.595E+09	1.218E+09	1.115E+10
-10 - - 8	5.285E+09	4.257E+09	2.765E+08	9.818E+09
-12 - -10	4.680E+09	3.145E+09	3.732E+08	8.199E+09
-14 - -12	4.206E+09	1.578E+09	2.239E+08	6.008E+09
-16 - -14	4.337E+09	9.179E+08	9.192E+07	5.347E+09
-18 - -16	3.479E+09	9.263E+08	1.351E+07	4.418E+09
-20 - -18	2.472E+09	6.483E+08	0.000E+00	3.120E+09
-22 - -20	1.311E+09	7.737E+08	0.000E+00	2.084E+09
-24 - -22	7.099E+08	4.984E+08	0.000E+00	1.208E+09
-26 - -24	4.156E+08	4.335E+08	0.000E+00	8.491E+08
-28 - -26	2.474E+08	3.347E+08	0.000E+00	5.821E+08
-30 - -28	1.223E+08	2.413E+08	0.000E+00	3.636E+08
-32 - -30	5.450E+07	1.111E+08	0.000E+00	1.656E+08
-34 - -32	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
-36 - -34	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
totaal	4.498E+10	2.521E+10	4.278E+09	7.447E+10

NB. niet gecorrigeerd !

Bijlage 6.

Holocene sedimentbalans
Nederlandse kust

volumina Zeeland (m3)

	zand	slib	veen	totaal
diepte				
+ 4 - + 6	3.710E+08	1.953E+07	0.000E+00	3.905E+08
+ 2 - + 4	2.611E+08	2.937E+07	0.000E+00	2.905E+08
0 - + 2	1.416E+09	1.468E+09	9.166E+05	2.885E+09
- 2 - 0	4.530E+09	3.336E+09	3.652E+08	8.232E+09
- 4 - - 2	4.334E+09	2.281E+09	1.514E+09	8.129E+09
- 6 - - 4	4.249E+09	1.844E+09	1.499E+09	7.592E+09
- 8 - - 6	4.126E+09	1.557E+09	4.528E+08	6.136E+09
-10 - - 8	4.772E+09	1.117E+09	8.105E+07	5.970E+09
-12 - -10	4.965E+09	8.331E+08	2.513E+07	5.823E+09
-14 - -12	4.775E+09	8.233E+08	1.931E+07	5.618E+09
-16 - -14	4.486E+09	5.212E+08	6.417E+06	5.014E+09
-18 - -16	4.318E+09	3.261E+08	3.386E+07	4.678E+09
-20 - -18	3.613E+09	2.766E+08	3.427E+07	3.923E+09
-22 - -20	9.618E+08	1.356E+08	0.000E+00	1.097E+09
-24 - -22	7.207E+08	1.024E+08	0.000E+00	8.231E+08
-26 - -24	4.177E+08	3.010E+07	0.000E+00	4.478E+08
-28 - -26	3.015E+08	1.587E+07	0.000E+00	3.174E+08
-30 - -28	1.835E+08	9.655E+06	0.000E+00	1.931E+08
-32 - -30	7.333E+07	3.860E+06	0.000E+00	7.719E+07
-34 - -32	2.323E+07	1.223E+06	0.000E+00	2.445E+07
-36 - -34	3.299E+06	1.736E+05	0.000E+00	3.473E+06
totaal	4.890E+10	1.473E+10	4.032E+09	6.766E+10

NB. niet gecorrigeerd !

Bijlage 7.

inhoud kombergende gebieden Waddenzee in 10^6 m^3 beneden NAP,
volgens Vroom et al. (1989).

Marsdiep	2785
Eijerlandse Gat	186
Vlie	1660
Borndiep	514
Pinkegat	61
Friesche Zeegat	250
Eilander Balg	84
Lauwers	235
Schild	19
	+ ----
totaal	5794

Bijlage 8.

inhoud buitendelta's westelijke Waddenzee in 10^6 m^3 , volgens Eysink & Biegel (1992). De volumina zijn berekend ten opzichte van een hypothetische kustlijn, welke zich zou vormen als er ter plaatse geen zeegat zou zijn.

Marsdiep	600	à	650
Eijerlandse Gat	130	à	135
Vlie	340	à	370
Borndiep	125	à	145
		+	-----
totaal	1195	à	1300
gemiddeld	1250 x 10^6 m^3		

Bijlage 9.

inhoud estuaria en zee-armen Zeeland en Zuid Holland in 10^6 m^3
beneden NAP, volgens De Jong (1987).

Haringvliet	515
Volkerakmeer	240
Zoommeer	300
Grevelingenmeer	575
Veerse Meer	102
Oosterschelde	2742
Westerschelde	2622
	+ ----
totaal	7096

