

Morfodynamiek van de Nederlandse kust op verschillende tijd- en ruimteschalen

*Een samenvatting in 3 rapporten van de kennis
verkregen in het project Kustgenese*

Morfodynamiek van de Nederlandse kust op verschillende tijd- en ruimteschalen

**Een samenvatting in 3 rapporten van de kennis
verkregen in het project Kustgenese**

Deze bundel bevat de volgende rapporten:

Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust

RGD rapport 40.016 - Project Kustgenese

Auteurs: D.J. Beets, A.J.F. van der Spek en L. van der Valk

Dynamics of the closed coastal system of Holland

DELFT HYDRAULICS report H2129 - Project Kustgenese

Auteur: L.C. van Rijn

Morphodynamics of a meso-tidal barrier-island coast

DELFT HYDRAULICS report H2129 - Project Kustgenese

Auteurs: J.S. Ribberink en H.J. de Vriend

Juni 1995

KUSTGENESE. In het project KUSTGENESE heeft een groot aantal onderzoeksinstituten geparticipeerd. Belangrijke bijdragen zijn geleverd door:

Rijkswaterstaat, Rijks Geologische Dienst, Universiteit Utrecht, Technische Universiteit Delft, Universiteit van Amsterdam, Vrije Universiteit van Amsterdam en Waterloopkundig Laboratorium.

De projectleiding was in handen van het Rijksinstituut voor Kust en Zee/RIKZ.

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 m³ per jaar tussen 8000 en 5000 BP, via \pm 27 miljoen m³ per jaar tussen 5000 en 3000 BP naar gemiddeld \pm 7 miljoen m³ 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 Maasmonding ten zuiden van Hoek van Holland, de Rijnmonding 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 terugschrijden 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 getijdebekkens 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 rechttrekken 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 dwars-transport 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-Glaciële 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 $0,5 \times 10^9$ m³ zand bevatte. Hiervan uitgaande bedraagt de hoeveelheid zand die in 3000 jaren is afgezet $1,9 \times 10^9$ m³, hetgeen overeenkomt met $0,6 \times 10^6$ m³ 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 1×10^6 m³ 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 kustvlakteaafzettingen 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 zeespiegelrijzing 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 Subboreaal (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 : $5980 \times 10^6 \text{ m}^3$

- 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 : $48785 \times 10^6 \text{ m}^3$

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 kuststelsel 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 kuststelsel 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 kuststelsel, 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 getijdeweg in de Noordzee en in de getijdeweg (tidal asymmetry) en de zeespiegelrijzing. Door de vervorming van de getijdeweg is de piekstromingsnelheid tijdens vloed groter dan tijdens eb, waardoor de getijdeweg 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 getijdeweg.
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

Vooraf 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.

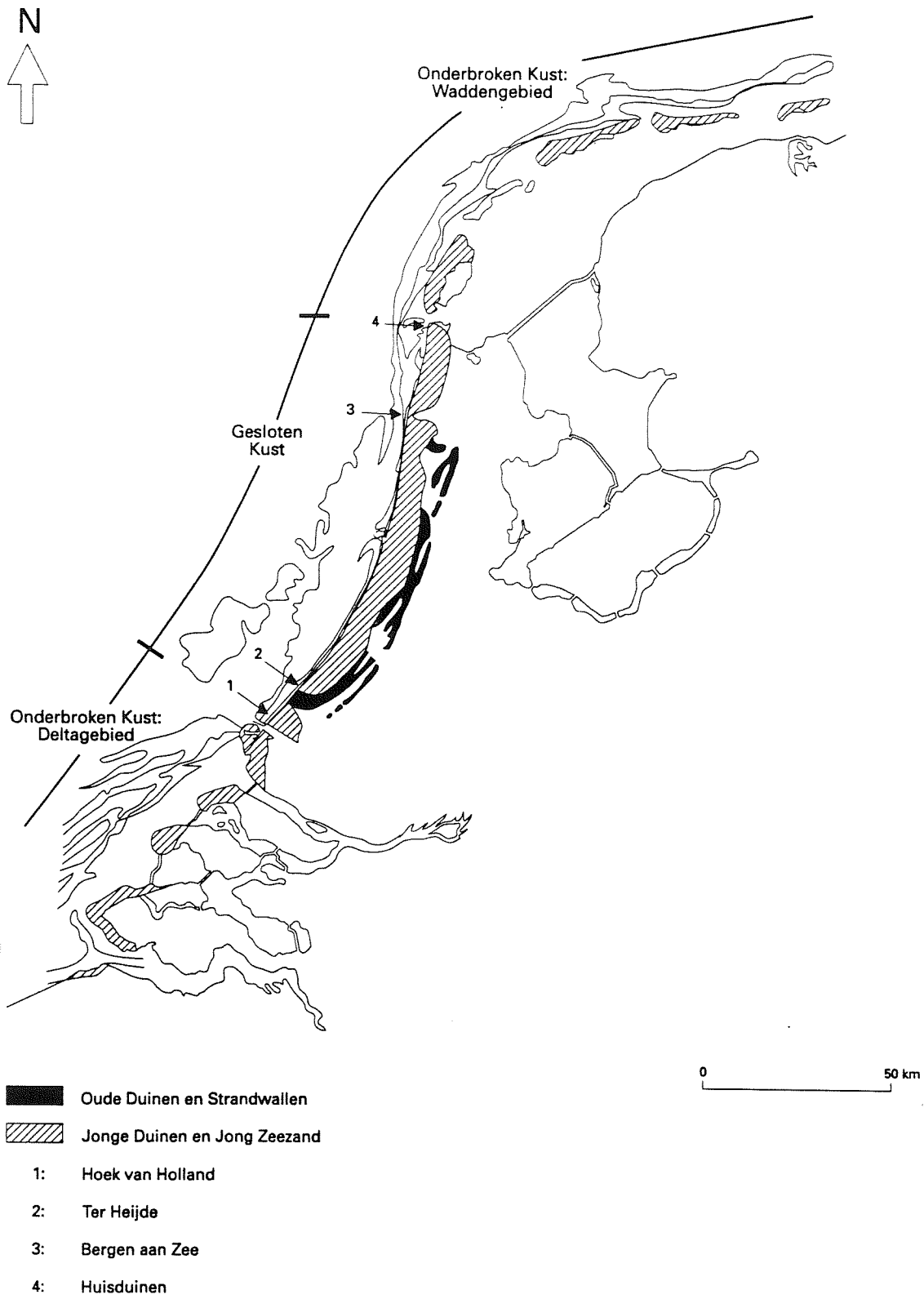


Fig. 2. Driedeling van de Nederlandse kust

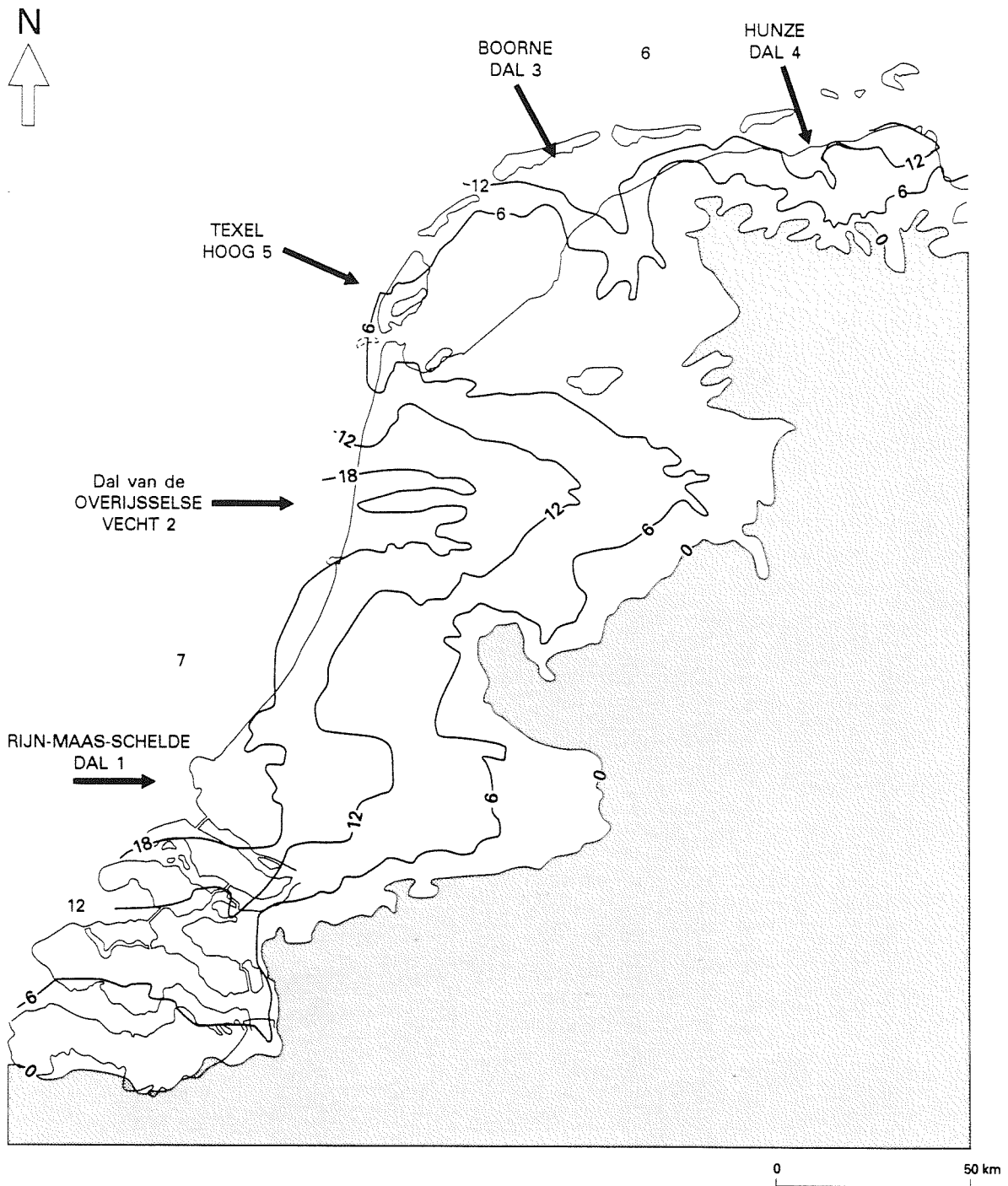


Fig. 3. Gereconstrueerde bovenkant van de Pleistocene afzettingen. Door erosie gedurende het Holoceen, vooral in de kuststrook bij huidige en voormalige zeegaten, ligt de huidige top van de Pleistocene afzettingen in de kustzone over het algemeen dieper. Meer landinwaarts is de oorspronkelijke Pleistocene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

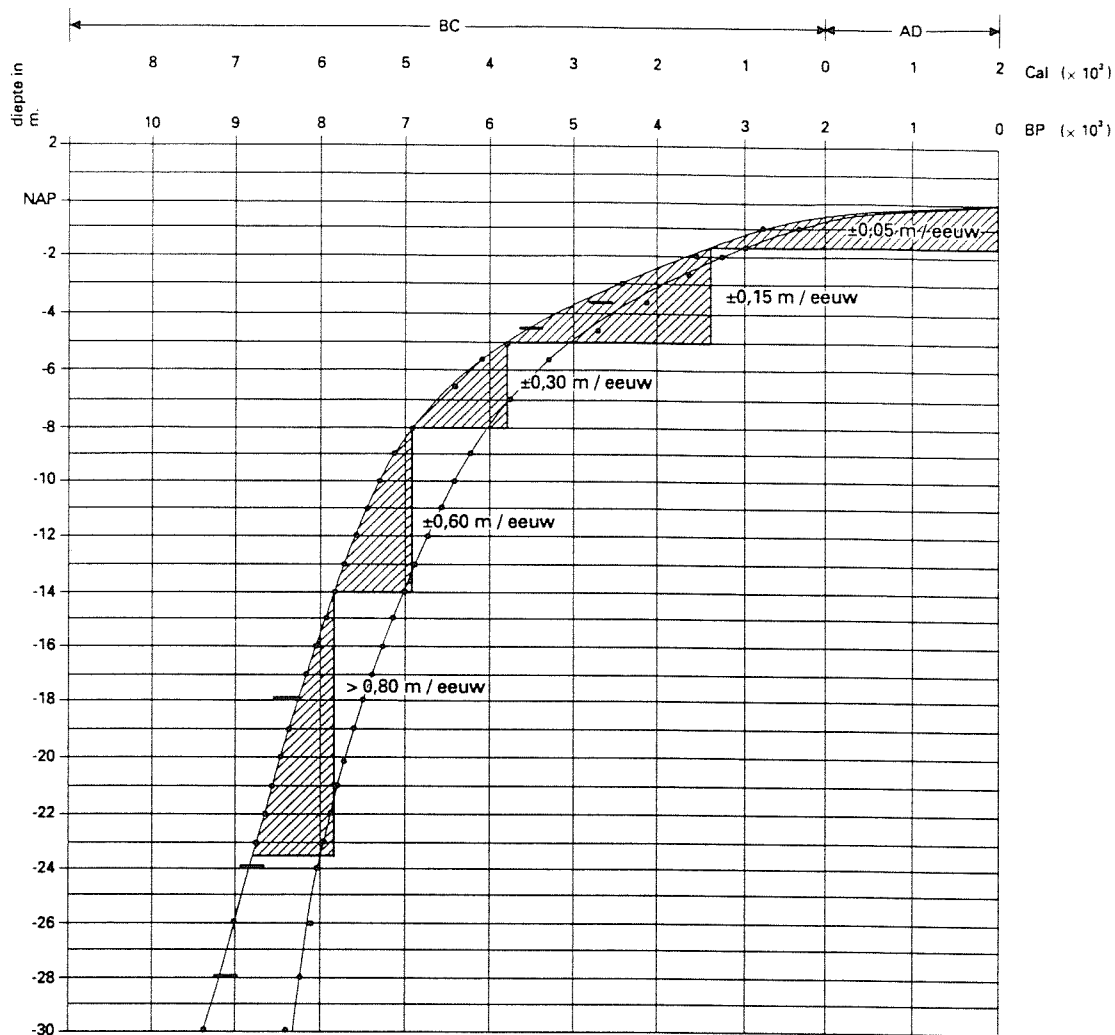


Fig. 4. Tijd/diepte diagram met rechts de op basis van C14-ouderdommen geconstrueerde zeespiegelcurve (Jelgersma, 1979) voor Holland en links daarvan een op basis van echte jaren (zonnejaren) daaruit berekende zeespiegelcurve (voor de methode van calibratie zie bijlage 1). Met gebruik van beide curves 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).

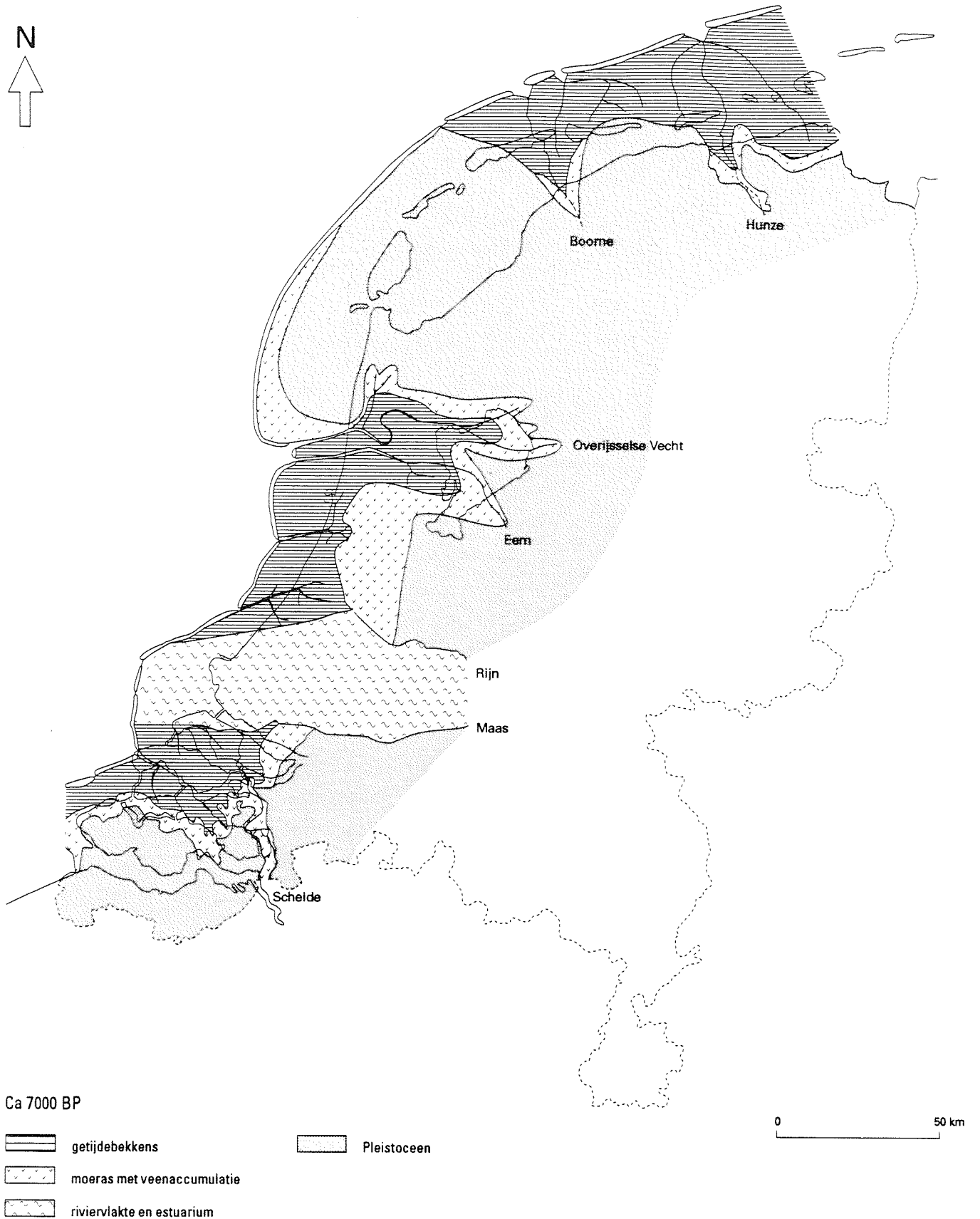
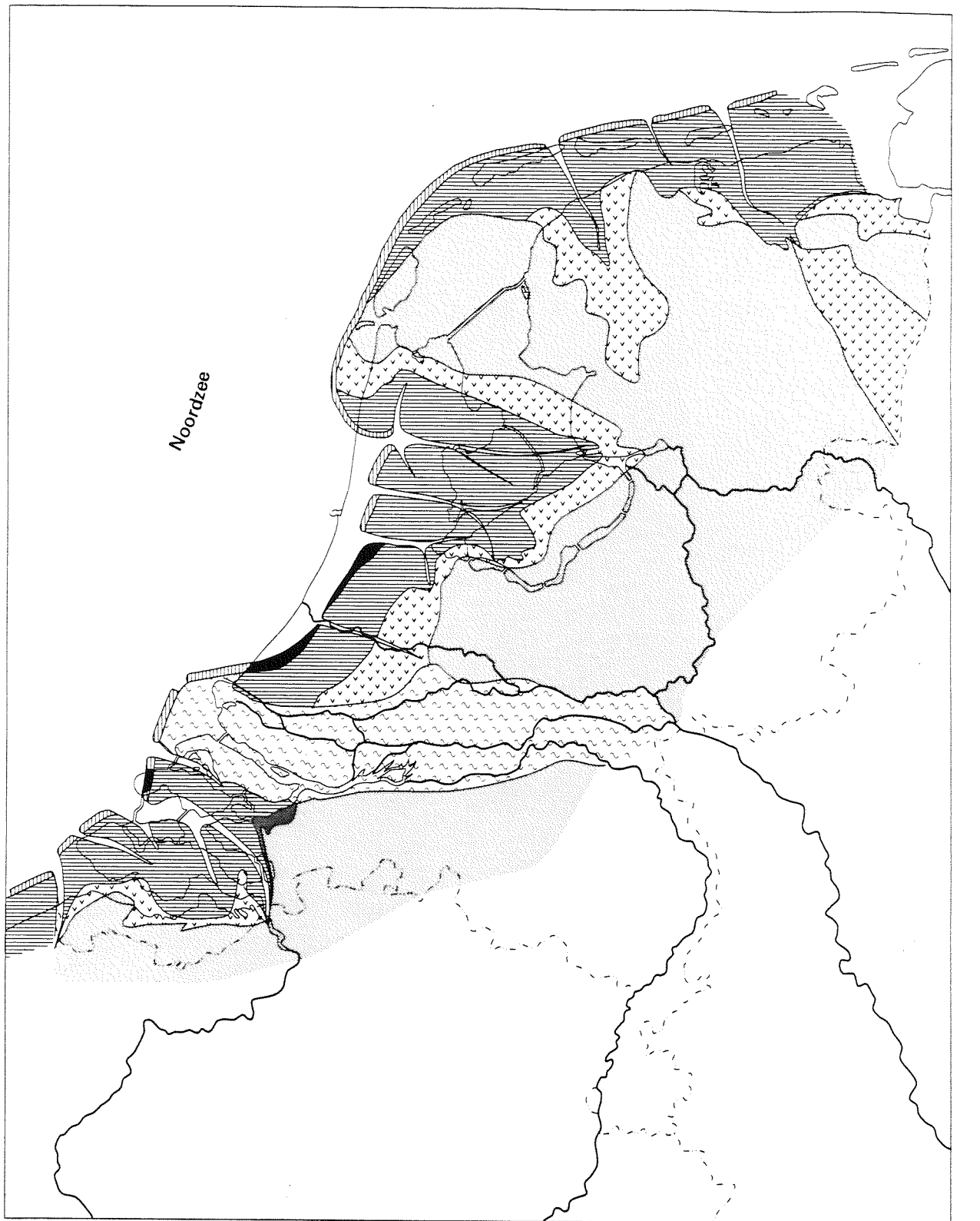


Fig. 5. Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte ongeveer 7000 BP (\approx 5800 jaar v.Chr.). De positie van de kustlijn is hypothetisch. Het feit dat deze nog zo ver in zee wordt verondersteld berust op twee aannames: 1. het getijdegebied van Holland rond 7000 BP bezat ongeveer dezelfde grootte als 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.).

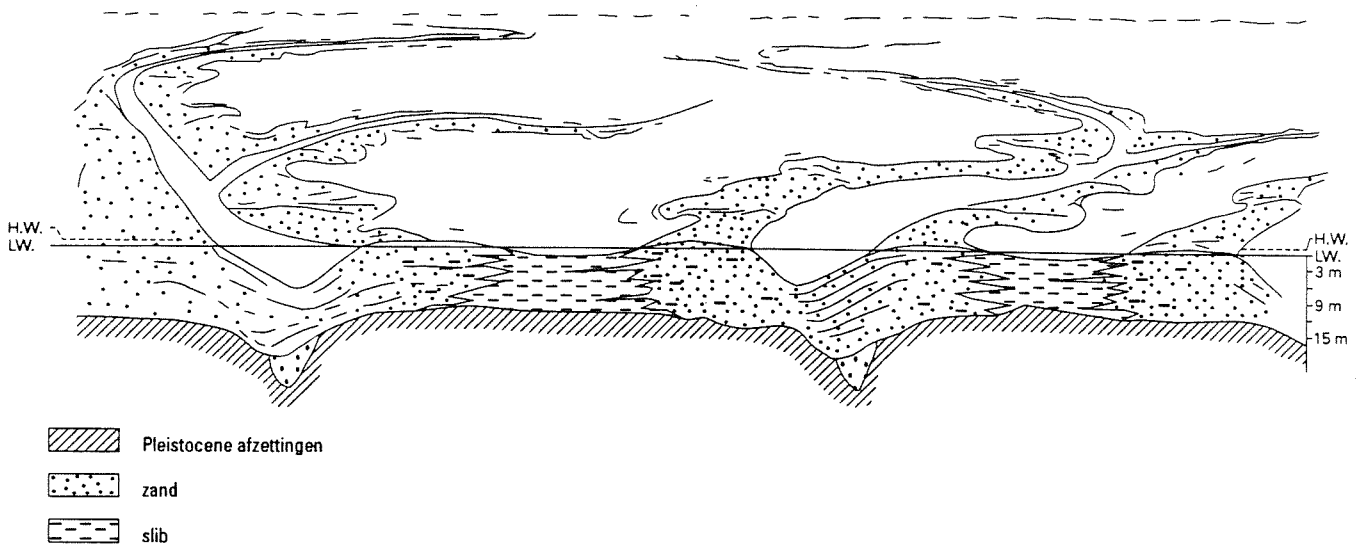
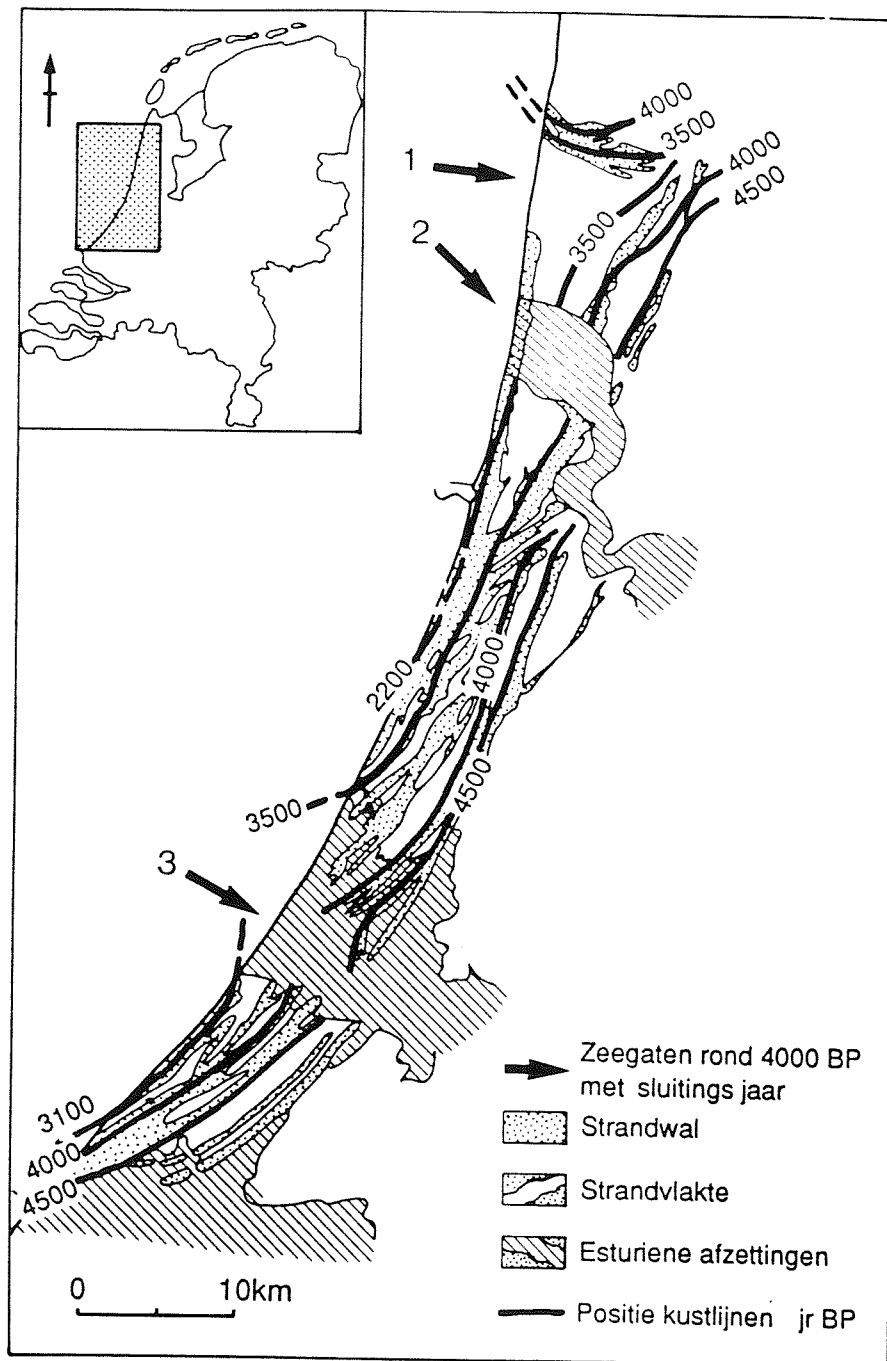


Fig. 7. De verdeling van zand en klei in het getijdegebied van Holland laat zien dat 1. voor 5000 BP het zijdelings verplaatsen van de geulen beperkt was, en 2. voor 6000 BP het sedimentaanbod onvoldoende was om intergetijdeplaten over het gehele getijdegebied te handhaven. Achter de zeegaten vormden 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.



- 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.

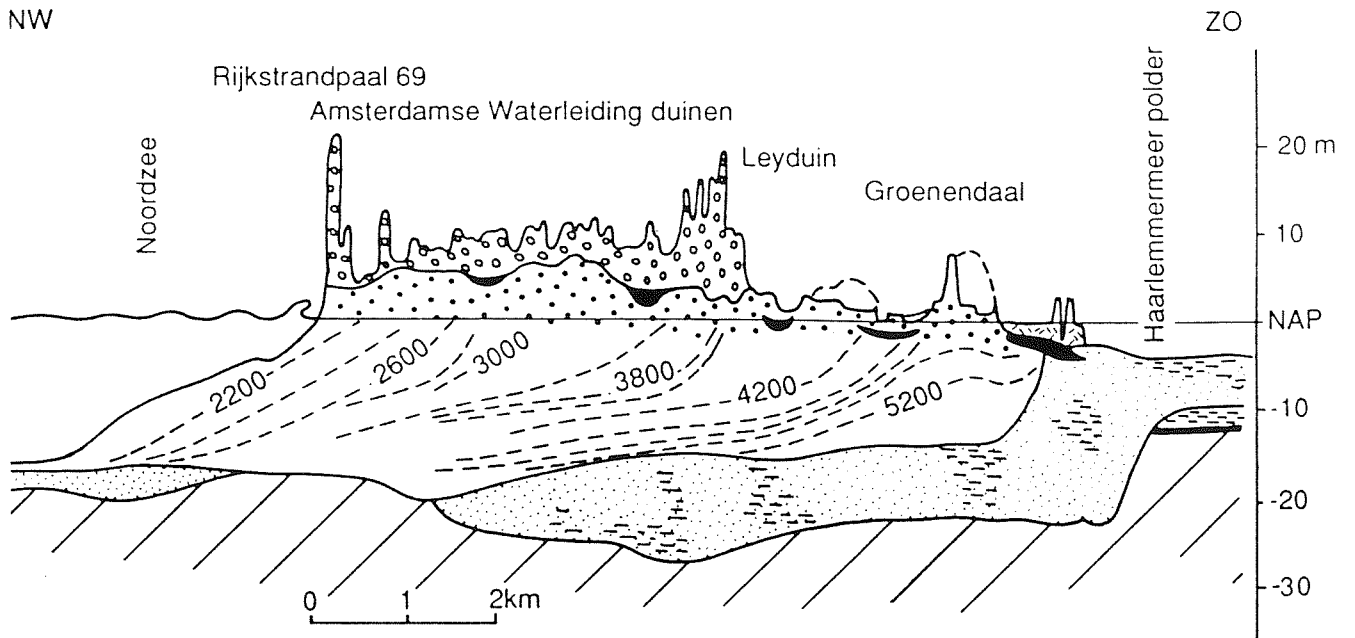
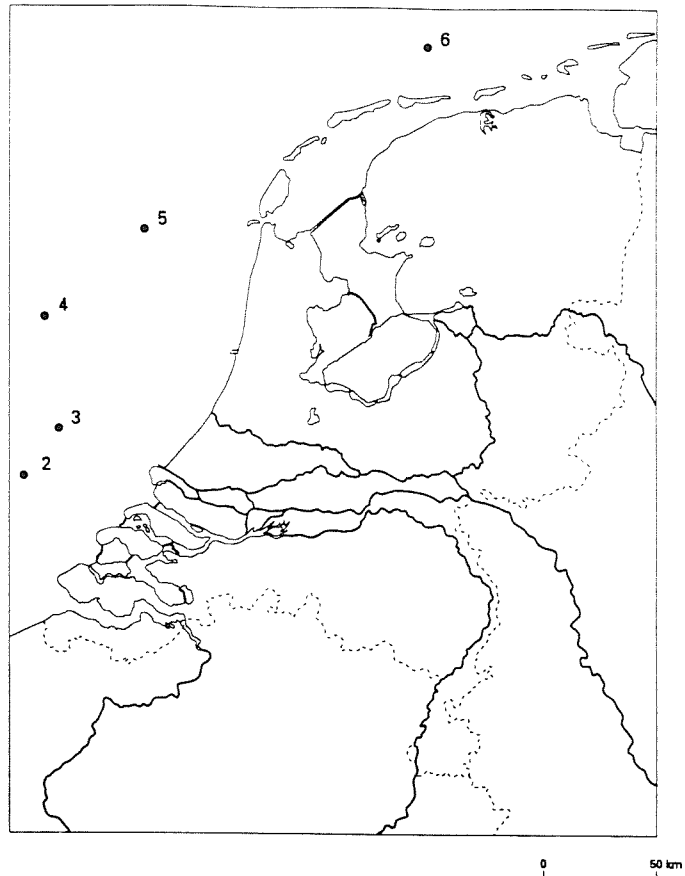
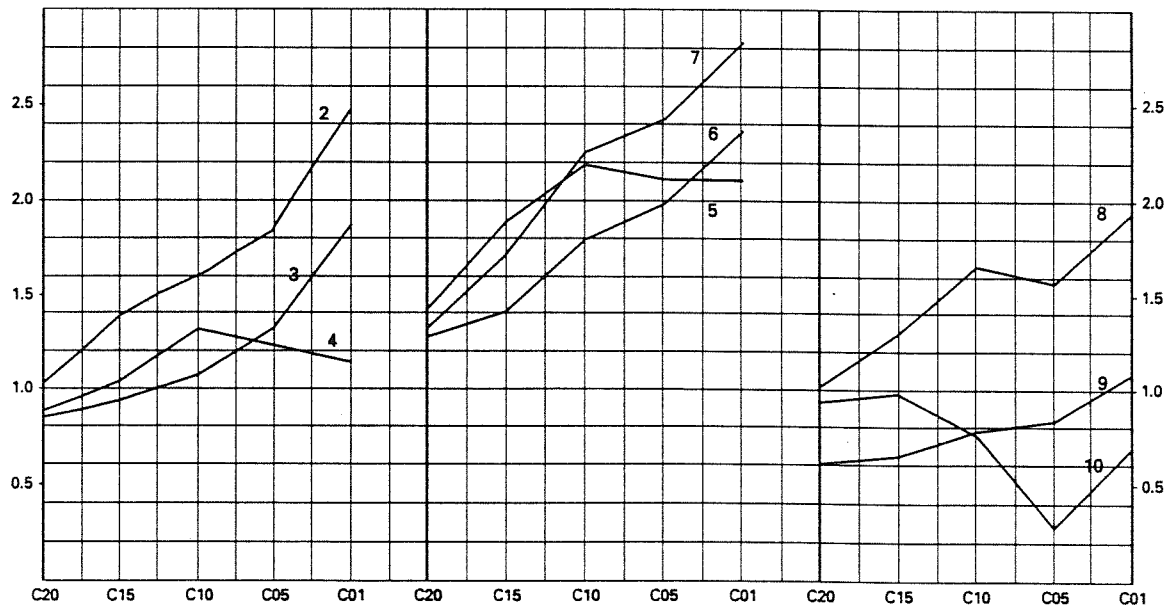


Fig. 10. Doorsnede door de kustopeenvolging ten zuiden van Haarlem met de in de tijd zich zeewaarts verplaatsende en steiler wordende kusthelling in C14-jaren voor heden.



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.

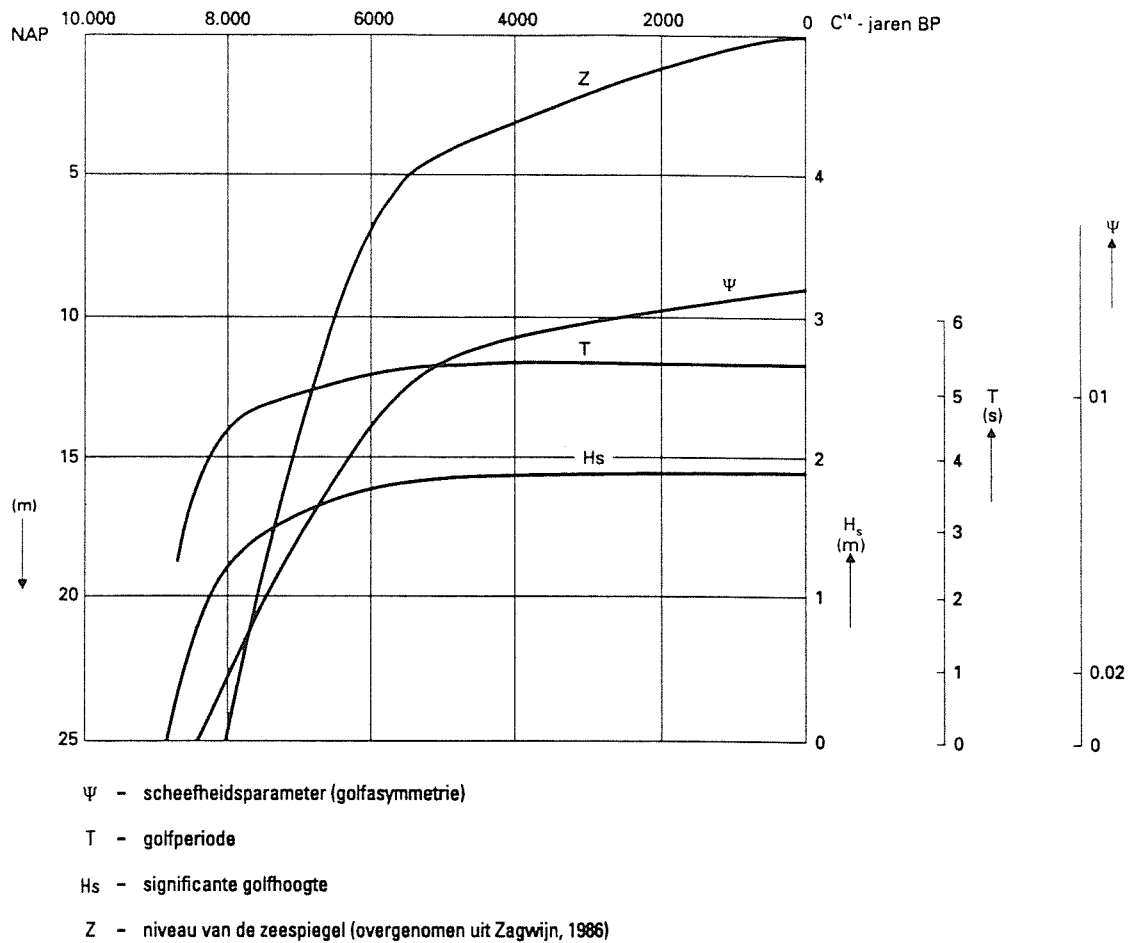


Fig. 12. Veranderingen van de golfparameters in de tijd door het dieper worden van de Noordzee (naar Stive, 1987).

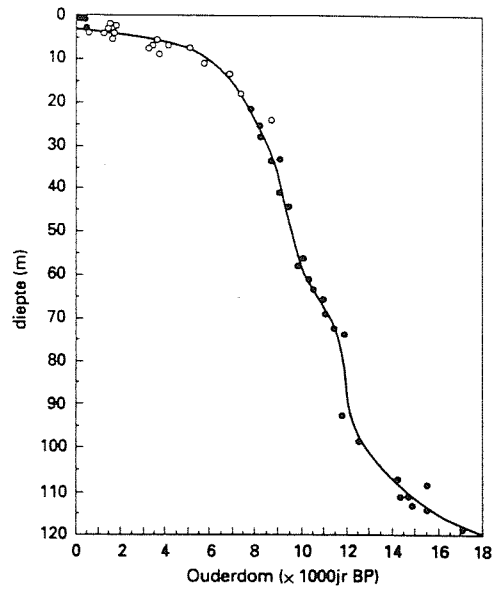


Fig. 13. Zeespiegelcurve over de laatste 18 000 C14-jaren gebaseerd op C14-ouderdom en diepte van kolonies van het koraal *Acropora palmata* rond het eiland Barbados (dichte cirkels) en vier andere Caraïbische eilandlocaties (open cirkels). De ecologische nis van *Acropora palmata* komt dicht tegen het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

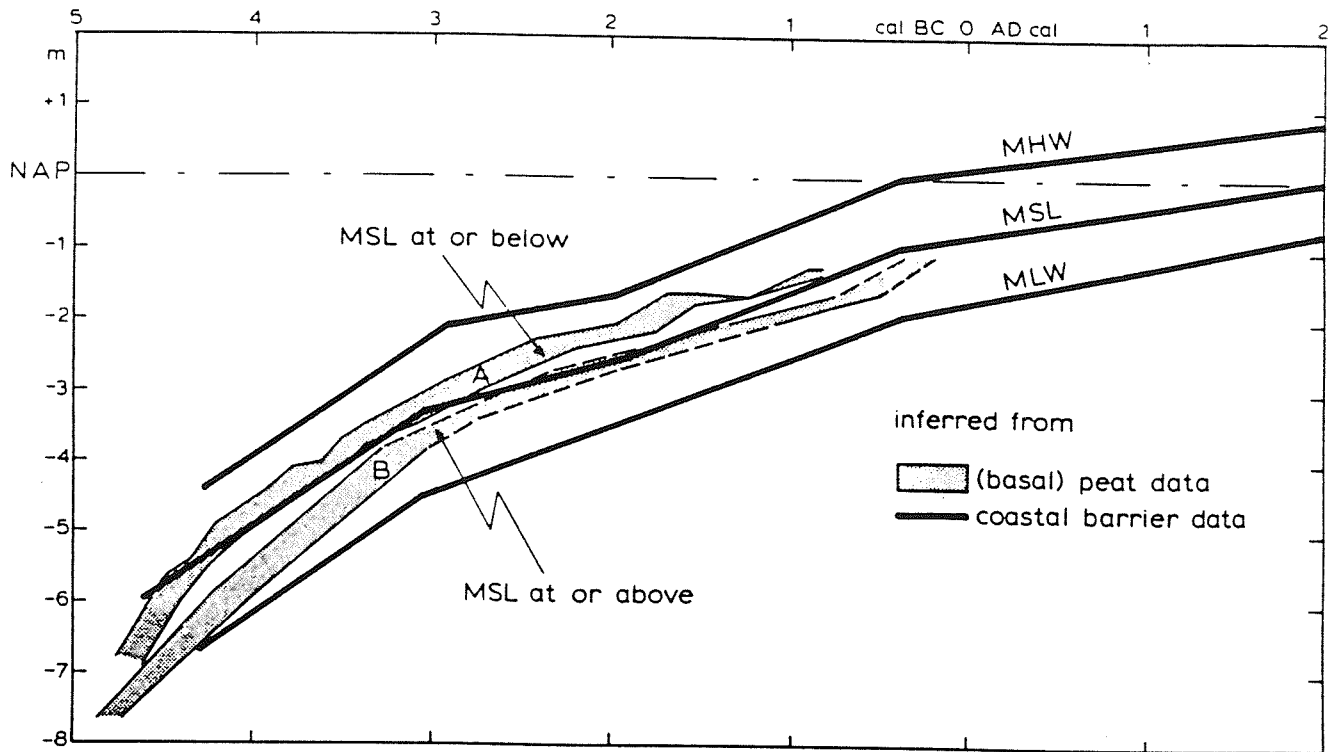


Fig. 14. Gecalibreerde zeespiegelcurve voor Holland. De curve is een combinatie van die gebaseerd op hoog- en laagwater kenmerken uit de kustopeenvolging van Holland en de foutengrenzen voor boven- en ondergrens van het gemiddeld zeeniveau gebaseerd op basisveen (naar Van de Plassche en Roep, 1989).

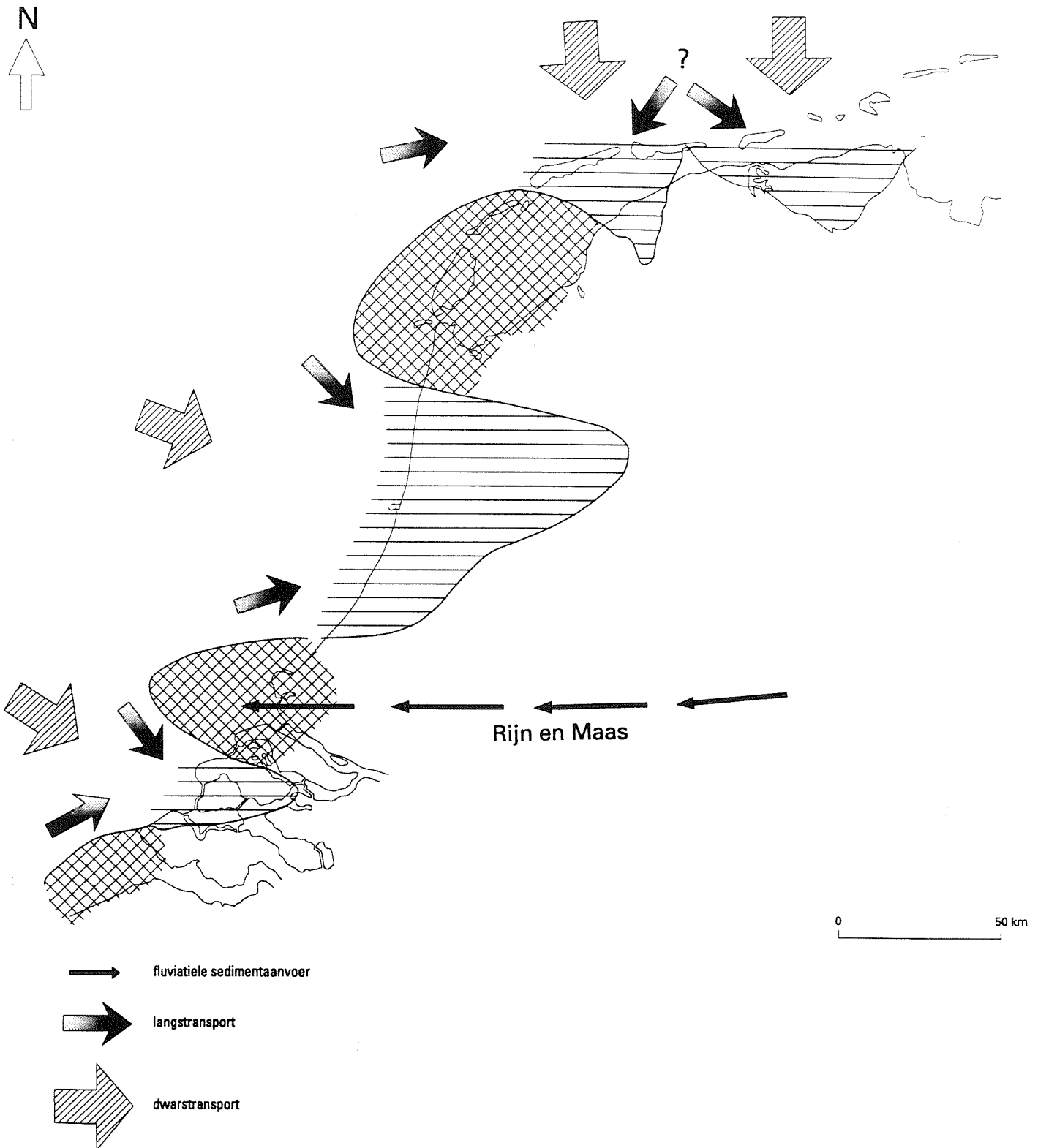


Fig. 15. Kwalitatief beeld van het zandtransport langs de Nederlandse kust in het Atlanticum en vroeg Subboreaal.



Fig. 16. Verbreiding van de Holocene kustvlakteafzettingen.

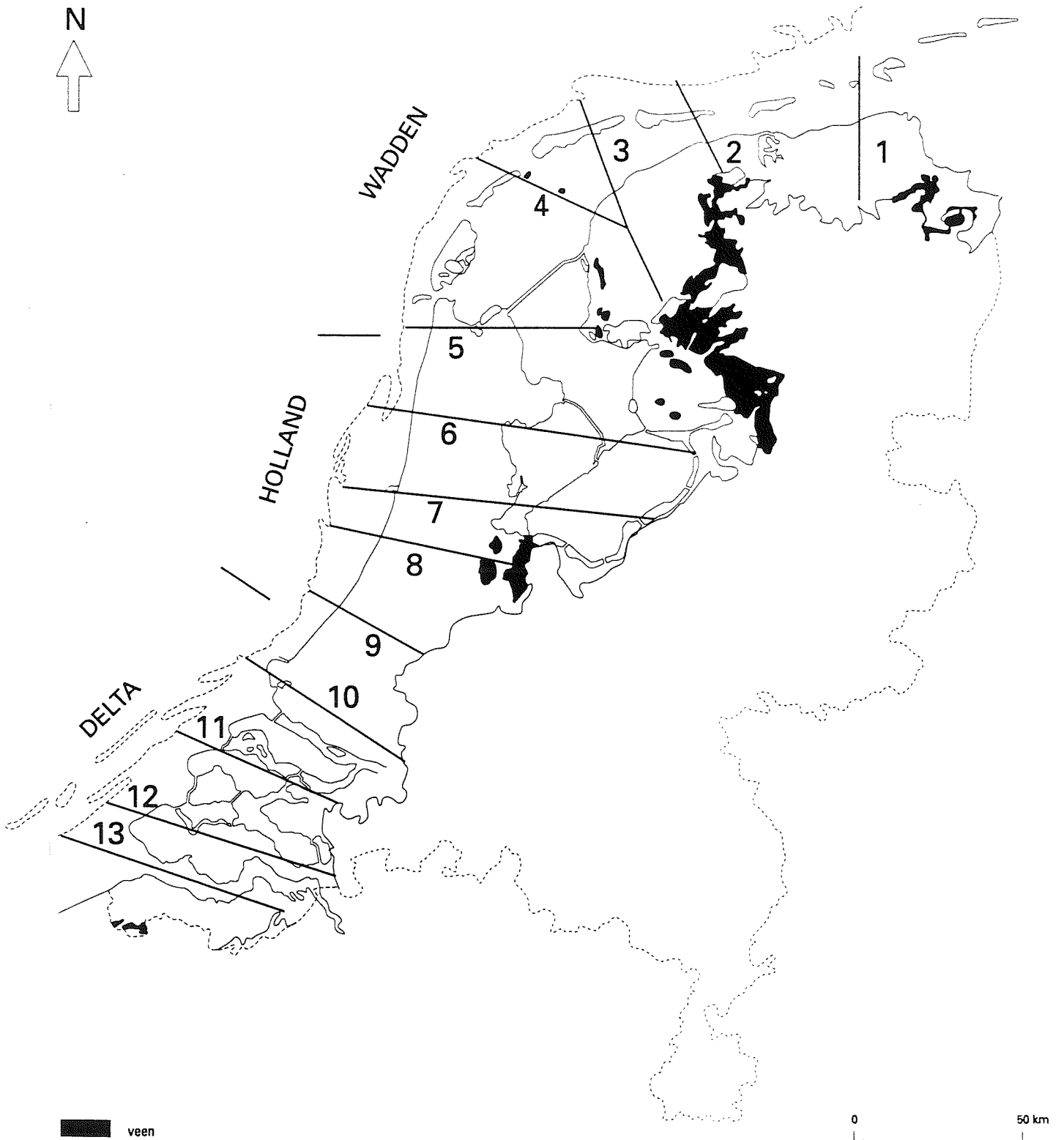


Fig. 17. Positie van de profielen waarmee het volume van de Holocene sedimenten werd geschat.

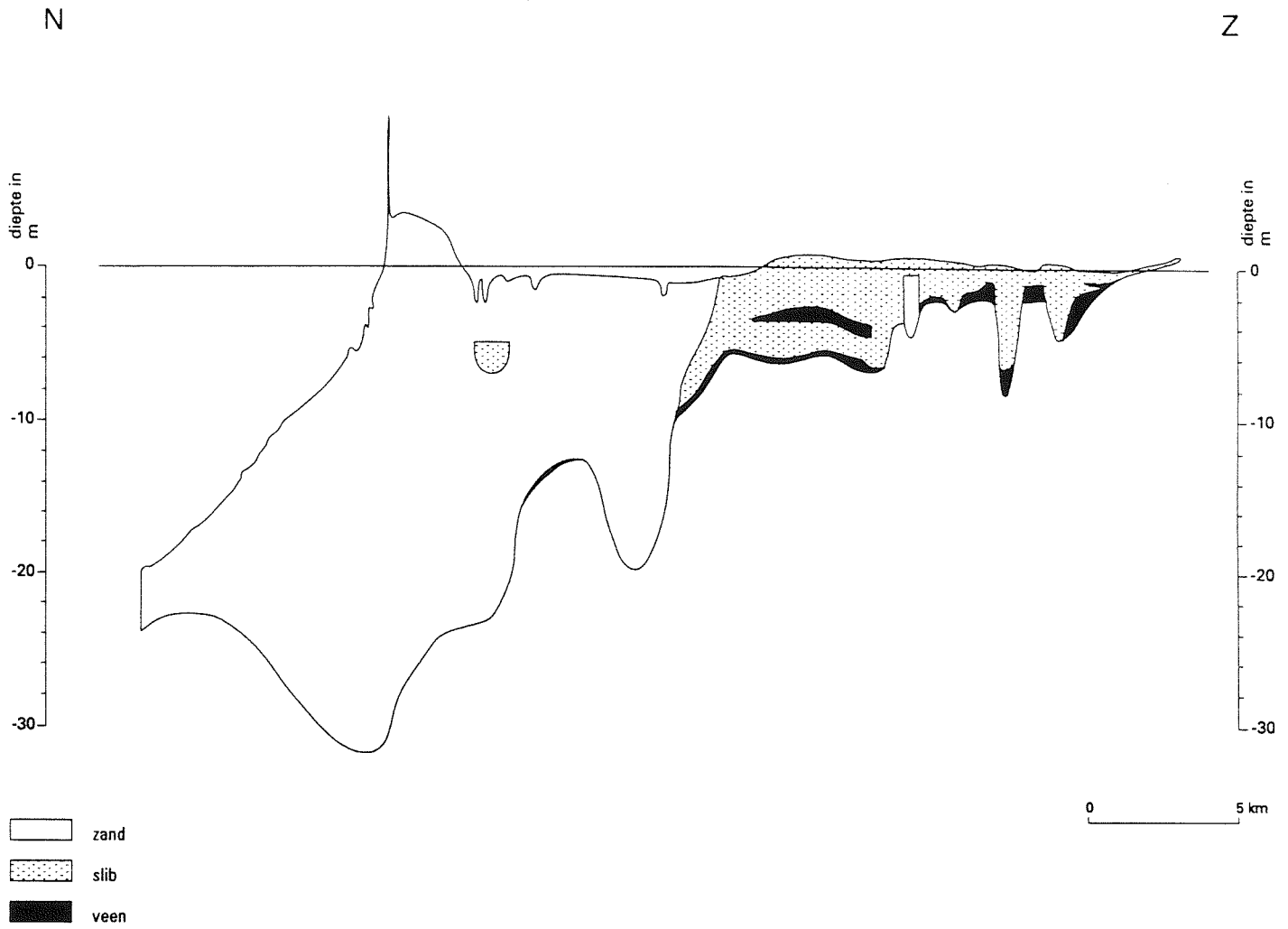
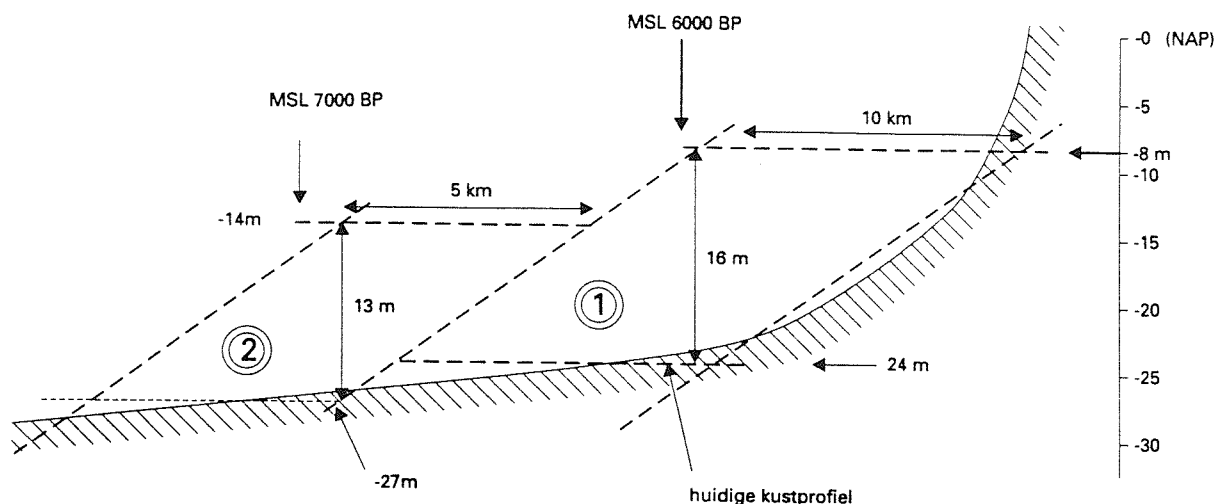


Fig. 18. Profiel 2 (zie fig. 17) Ameland - Waddenzee - Noord-Friesland. Dit type vereenvoudigde profielen werd gebruikt om het volume van de verschillende sedimenten te schatten.

A. Waddenkust (Ameland-raai)



B. Hollandse kust (Katwijk-raai)

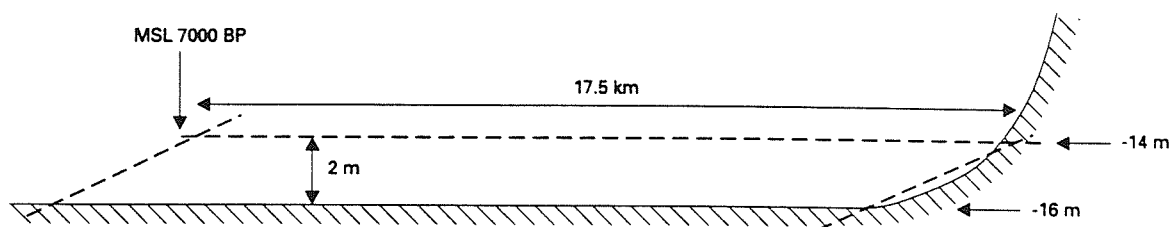


Fig. 19. Berekening van het geërodeerde sedimentvolume op de onderwateroever op basis van een representatieve raai voor A) een Waddeneiland, en B) de Hollandse kust.

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.

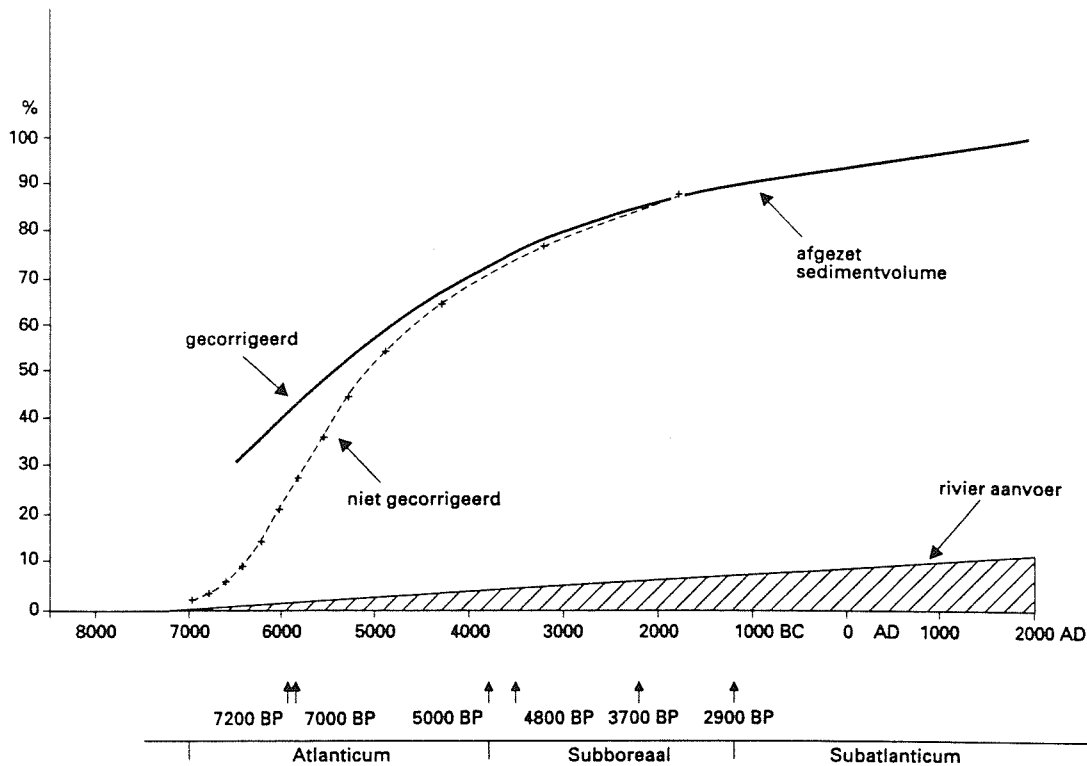


Fig. 20. De accumulatie van sediment in de Nederlandse kustvlakte tijdens het Holoceen zoals afgeleid uit de verdeling van het sediment over de diepte. Het deel van de curve vóór ca. 3000 BC is gecorrigeerd voor omwerking van oudere kustafzettingen, welke bij de gevolgde methode ten onrechte als netto 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.

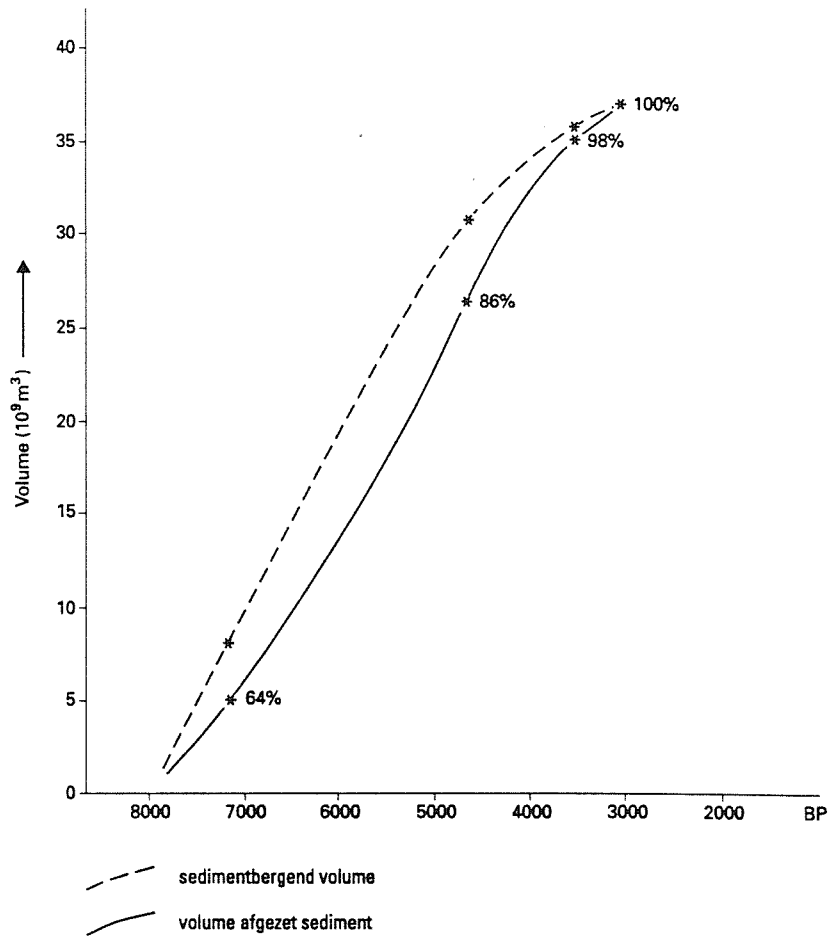


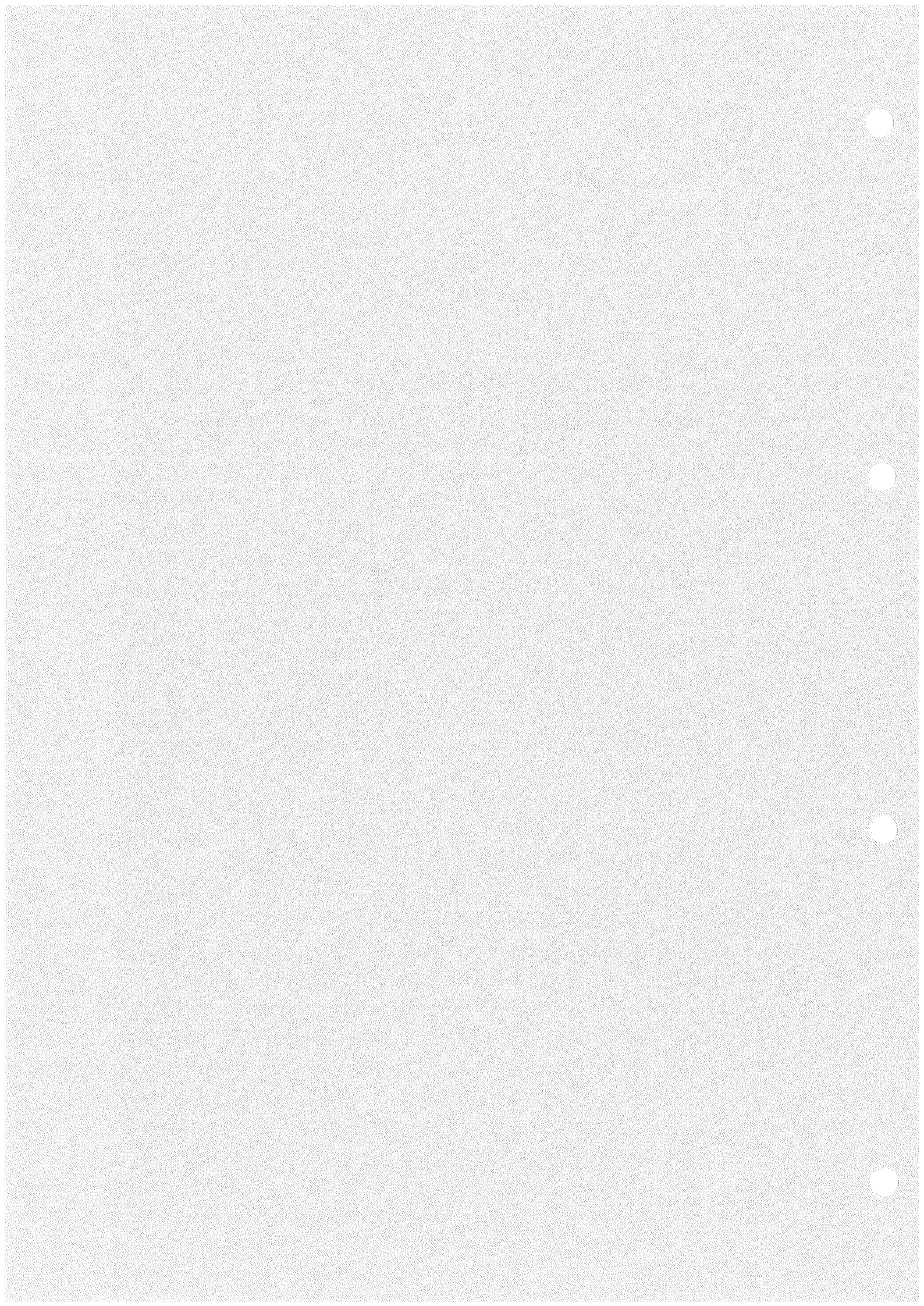
Fig. 21. De ontwikkeling van het verschil tussen het sedimentbergend vermogen en het afgezette volume sediment in het Noord-Hollandse getijdegebied tussen 7200 BP en 3200 BP.

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 quaternary 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 Quaternary 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.

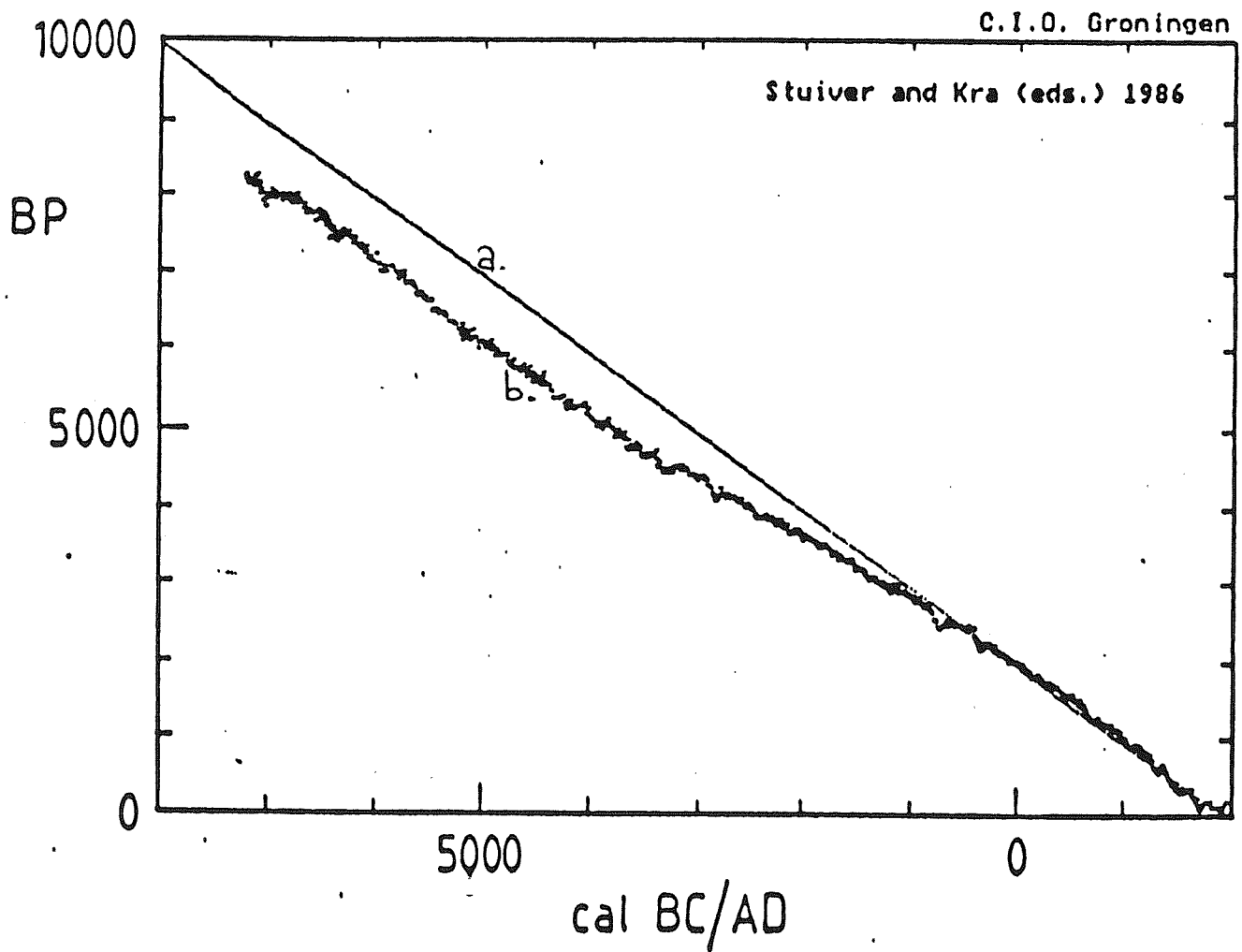
Voorbeelden verloop ouderdom van een aantal dateringen (BP) ten opzichte van BP/1950 en gecalibreerde waarden met 1 en 2 sigma.
 Uitgegaan is van fictieve waarden (BP) met ieder een eveneens fictieve standaardafwijking van 10 (sigma 10).

| 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

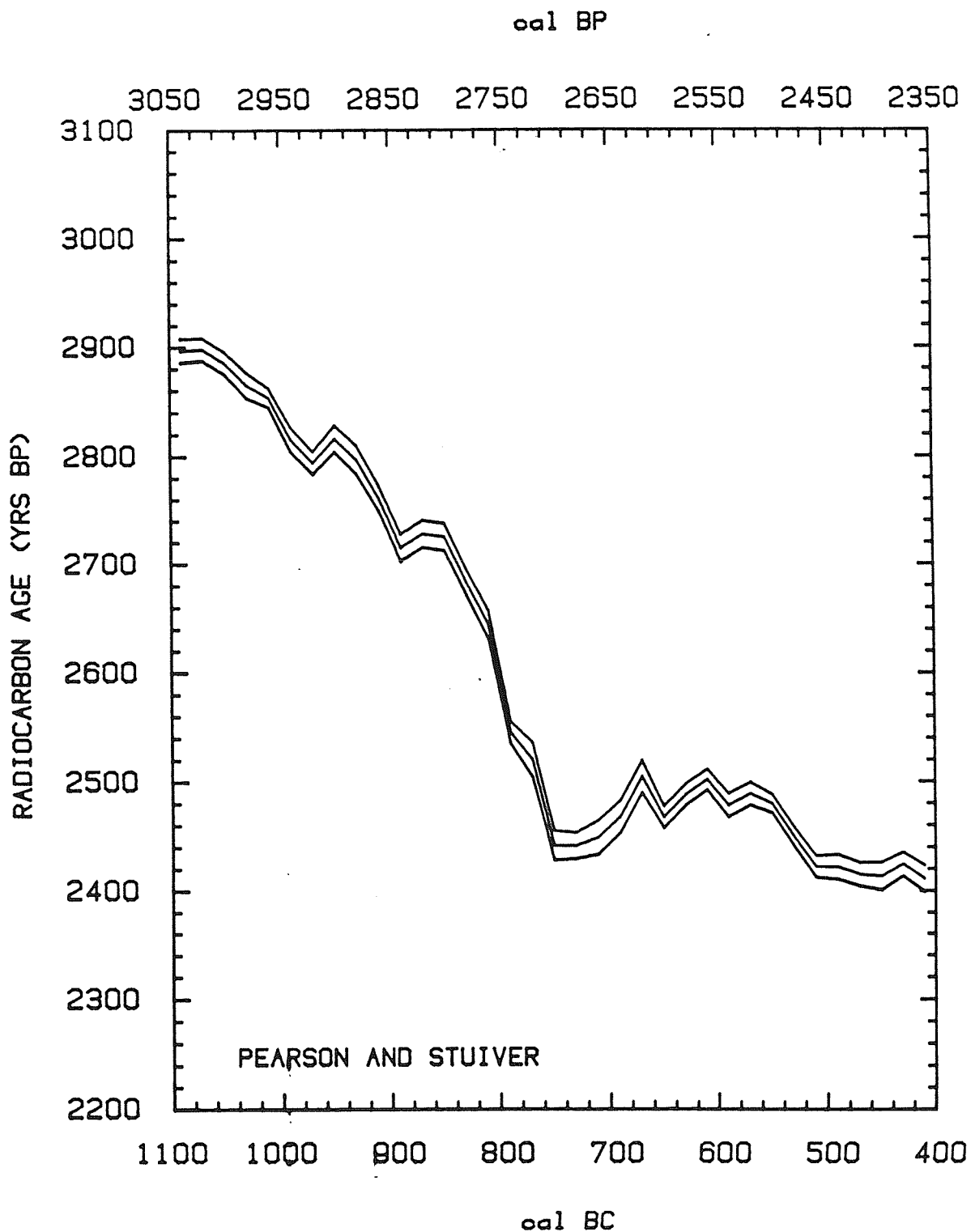
v.d. Plicht, 1991, fig. 3, naar gegevens Stuiver en Kra, 1986



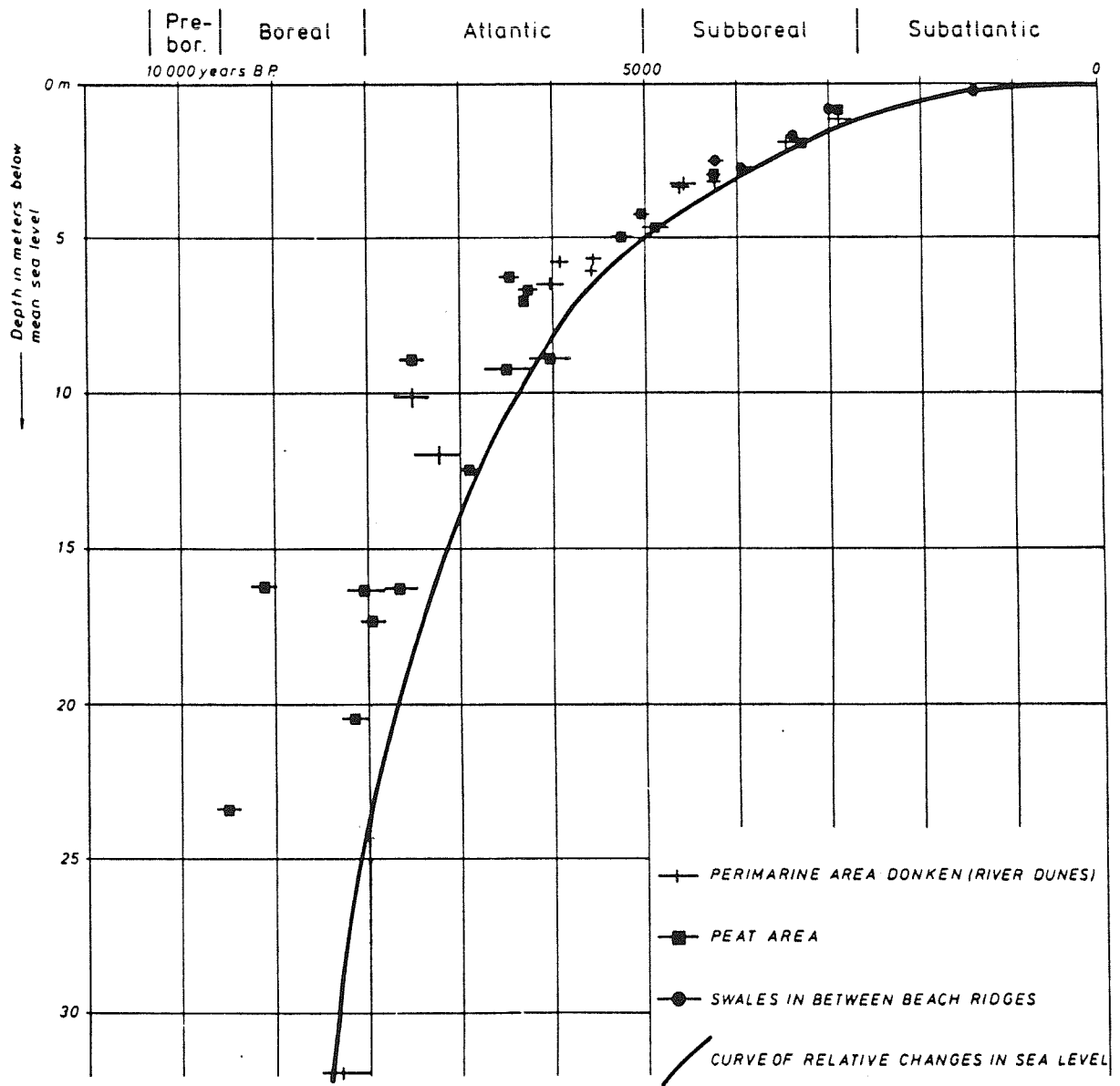
Overzicht van de onregelmatige C14-aktiviteit in het verleden en het niet-lineaire karakter van de ijkkromming zoals gemeten jaarringen.

Detail over het interval van ca. 2400-2900 BP

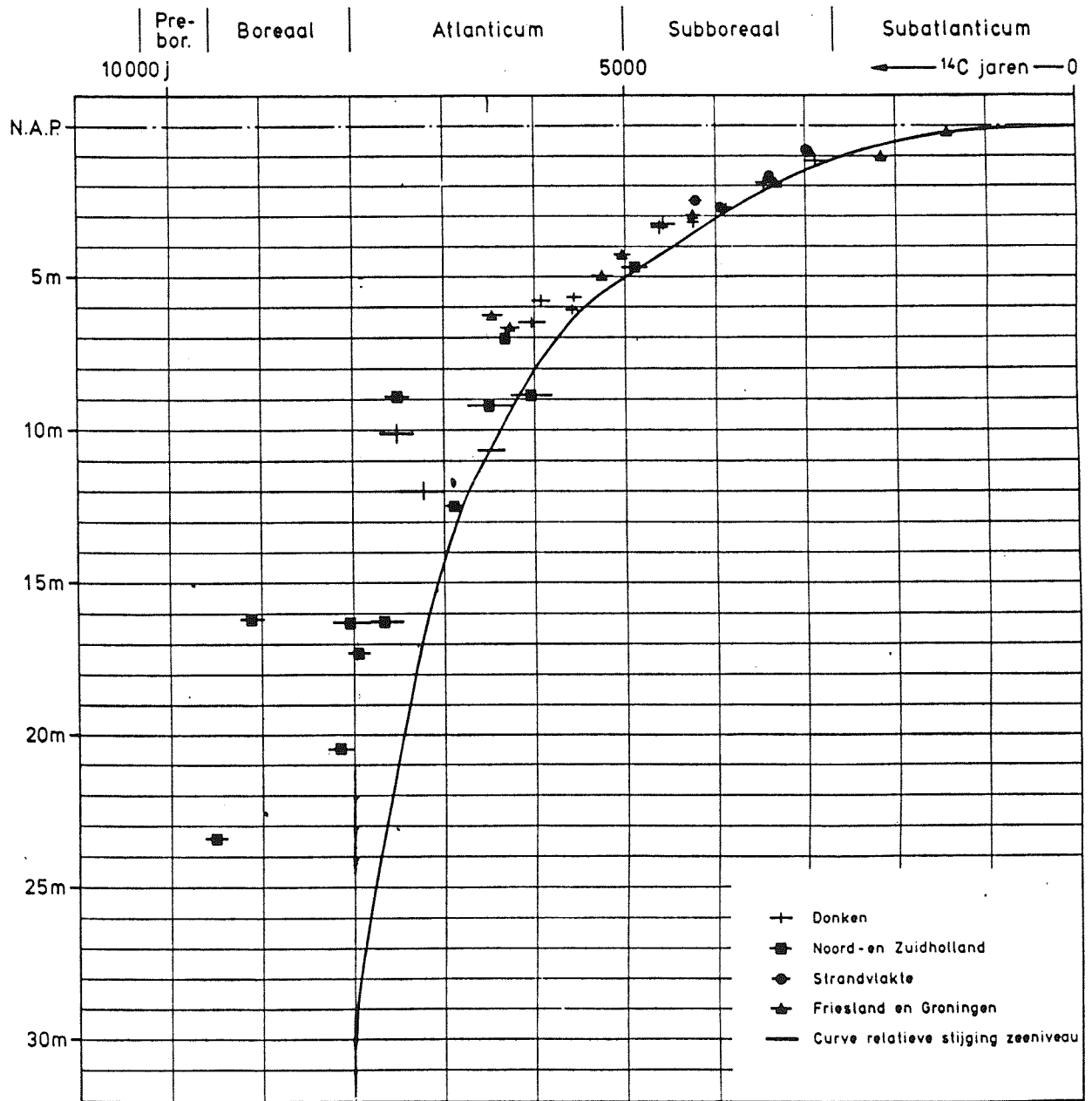
naar Pearson en Stuiver, 1986, fig. 1A

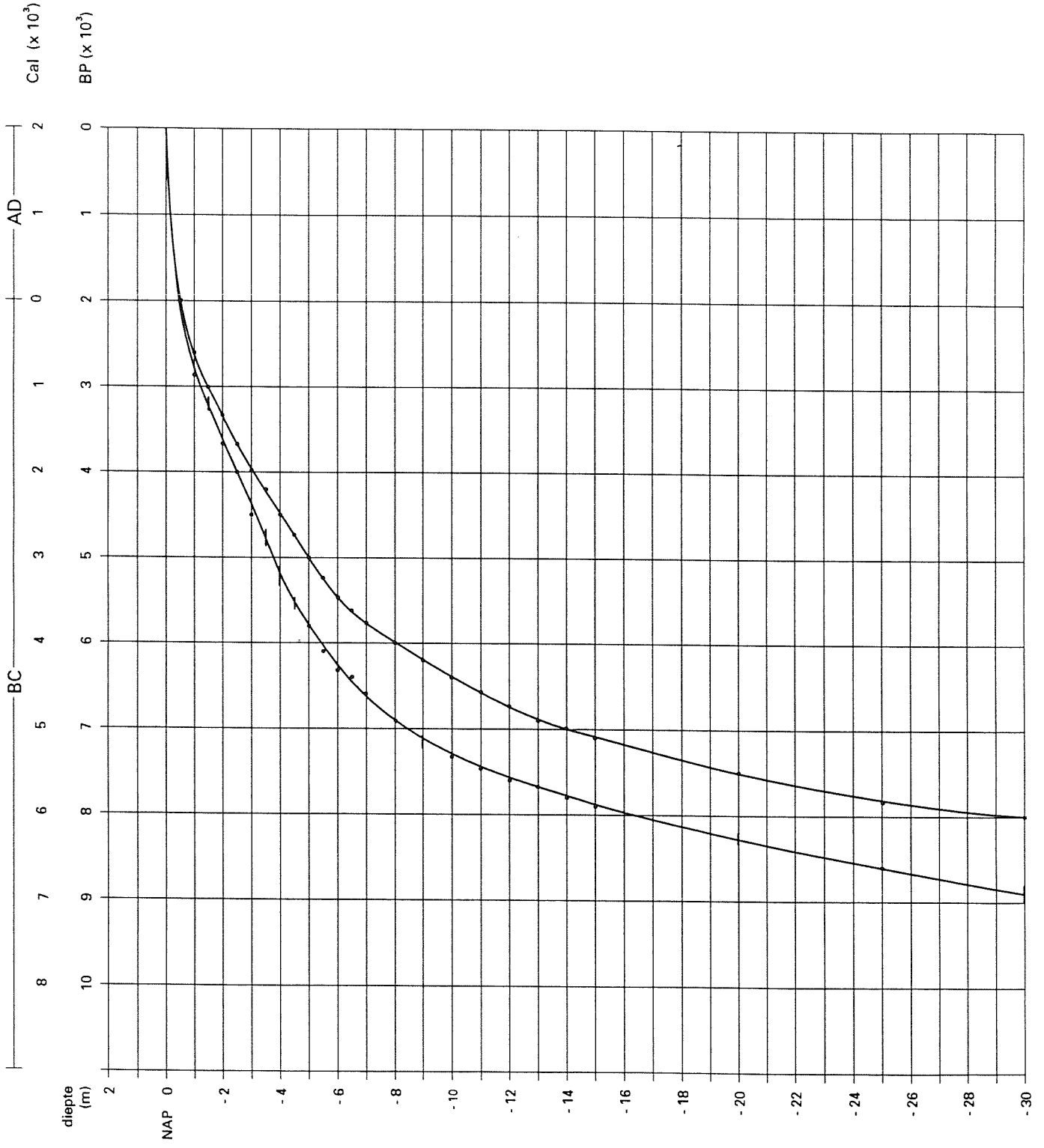


Curve van de relatieve zeespiegelstijging tijdens het Holoceen
naar Jelgersma 1979, p. 242



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



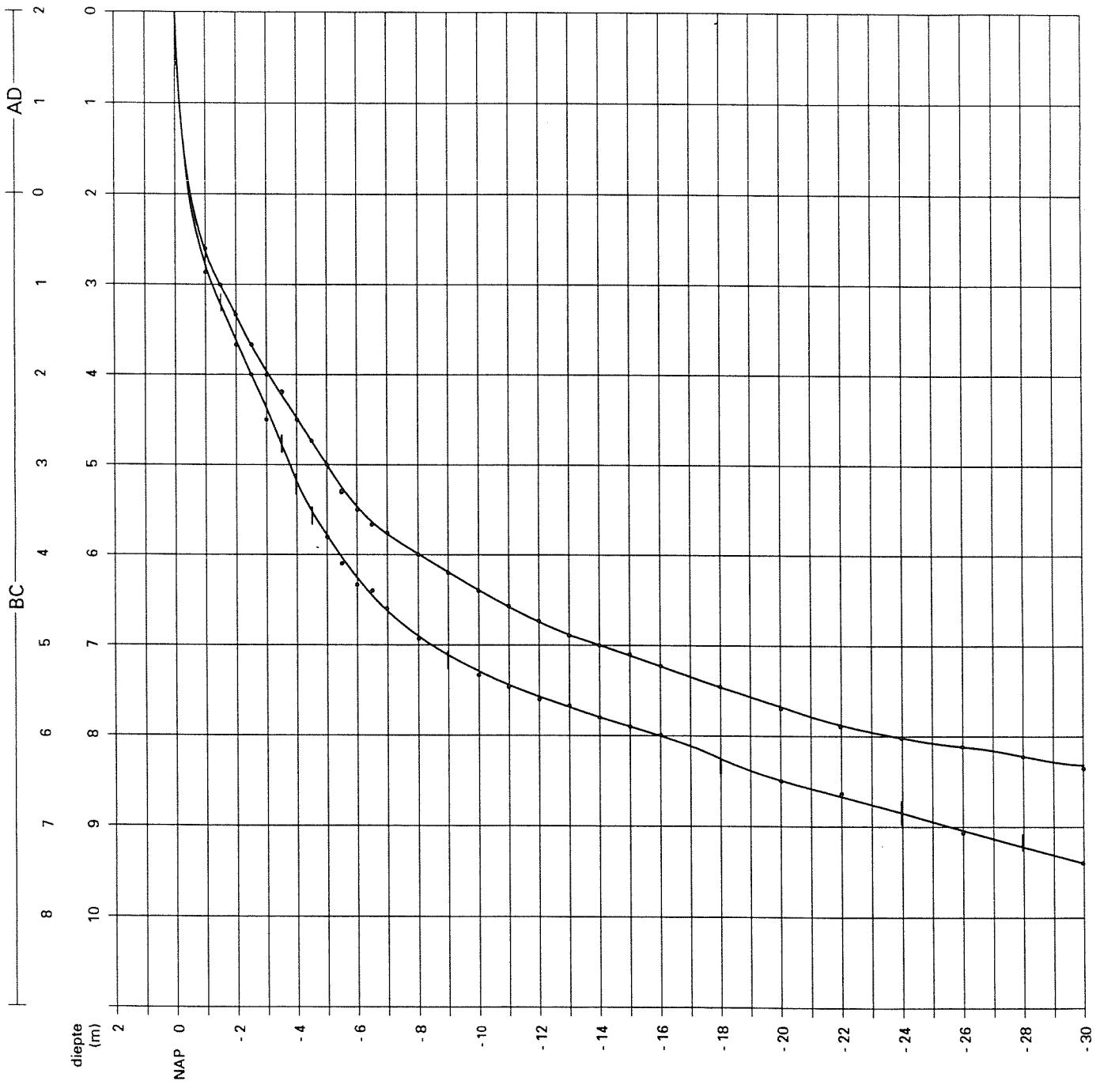


Rapport 1224 Bijlage 6

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 |

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



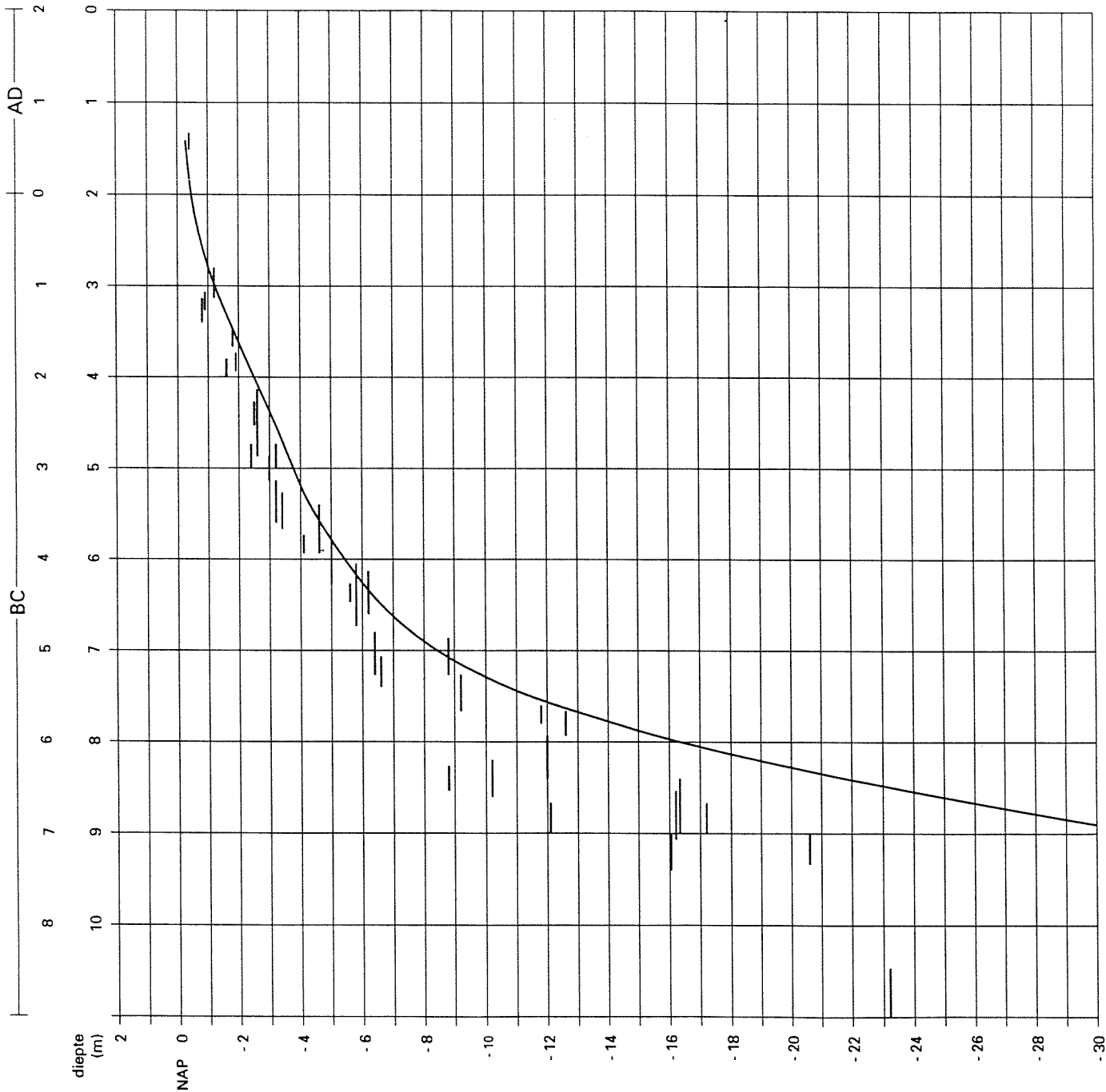
Curve Jelgersma 1979;
 rechts BP links gecalibreerd (BC/AD)
 Afwijking t.o.v. Bijlage 5 alleen voor
 het deel beneden 13 m.

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

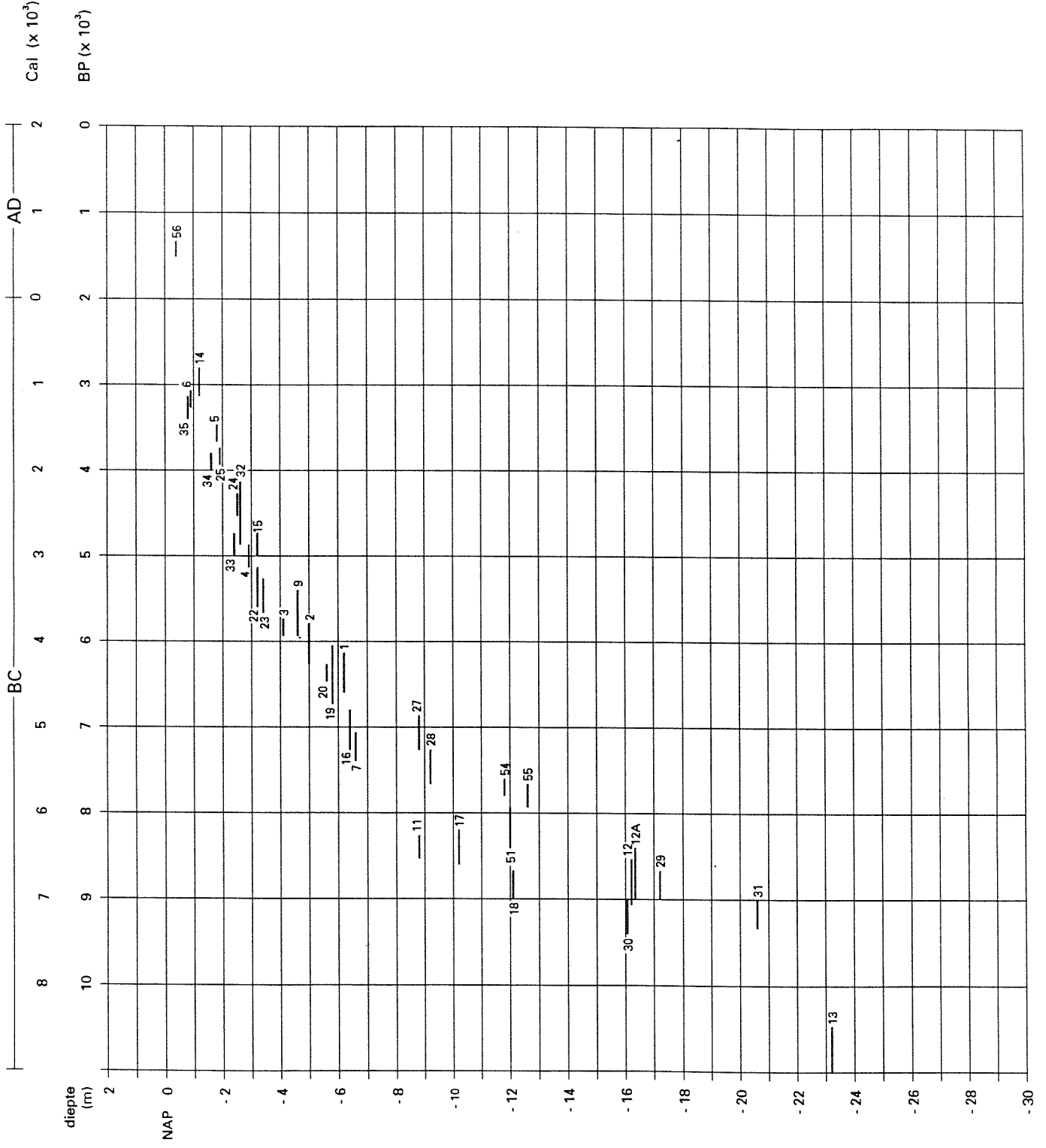
| diepte | BP | Cal 1 sigma | Cal 2 sigma |
|--------|------|-------------|-------------|
| 13.00 | 6900 | 5710 - 5724 | 5703 - 5732 |
| 15.00 | 7150 | 5971 - 5981 | 5966 - 5985 |
| 16.00 | 7200 | 5995 - 6007 | 5989 - 6014 |
| 18.00 | 7500 | 6258 - 6368 | 6253 - 6372 |
| 20.00 | 7650 | 6429 - 6461 | 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 | Cal 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 | 2.70 | | 3925 ± 180 | 275 | | 2060 - 2850 | 1930 - 2890 |
| * 33 | 1st shore flat (base) 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 | 6900 ± 50 | GrN-10241 | (basis Basisveen) |
| * 55 | Zwaagdijk Oost | 12.58 | 6980 ± 40 | GrN-8098 | (basis Basisveen) |
| * 56 | Terschelling Kooibosjes 5 | 0.23 | 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. 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 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 karakter- istieke 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.

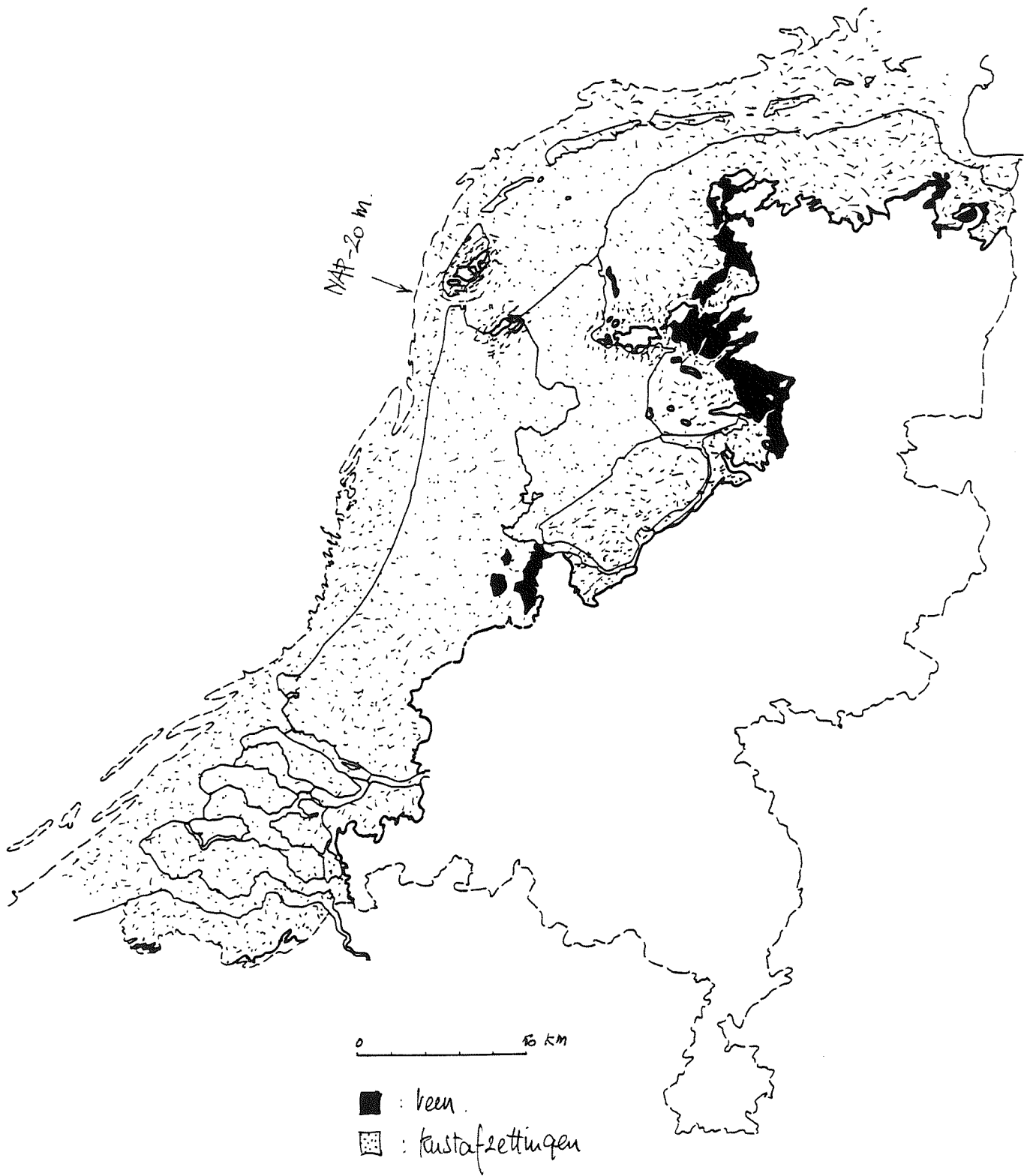


Fig. 1 ; Verbreiding van de kustafzettingen.



Fig. 2 ; Lokaties van de gebruikte profielen.

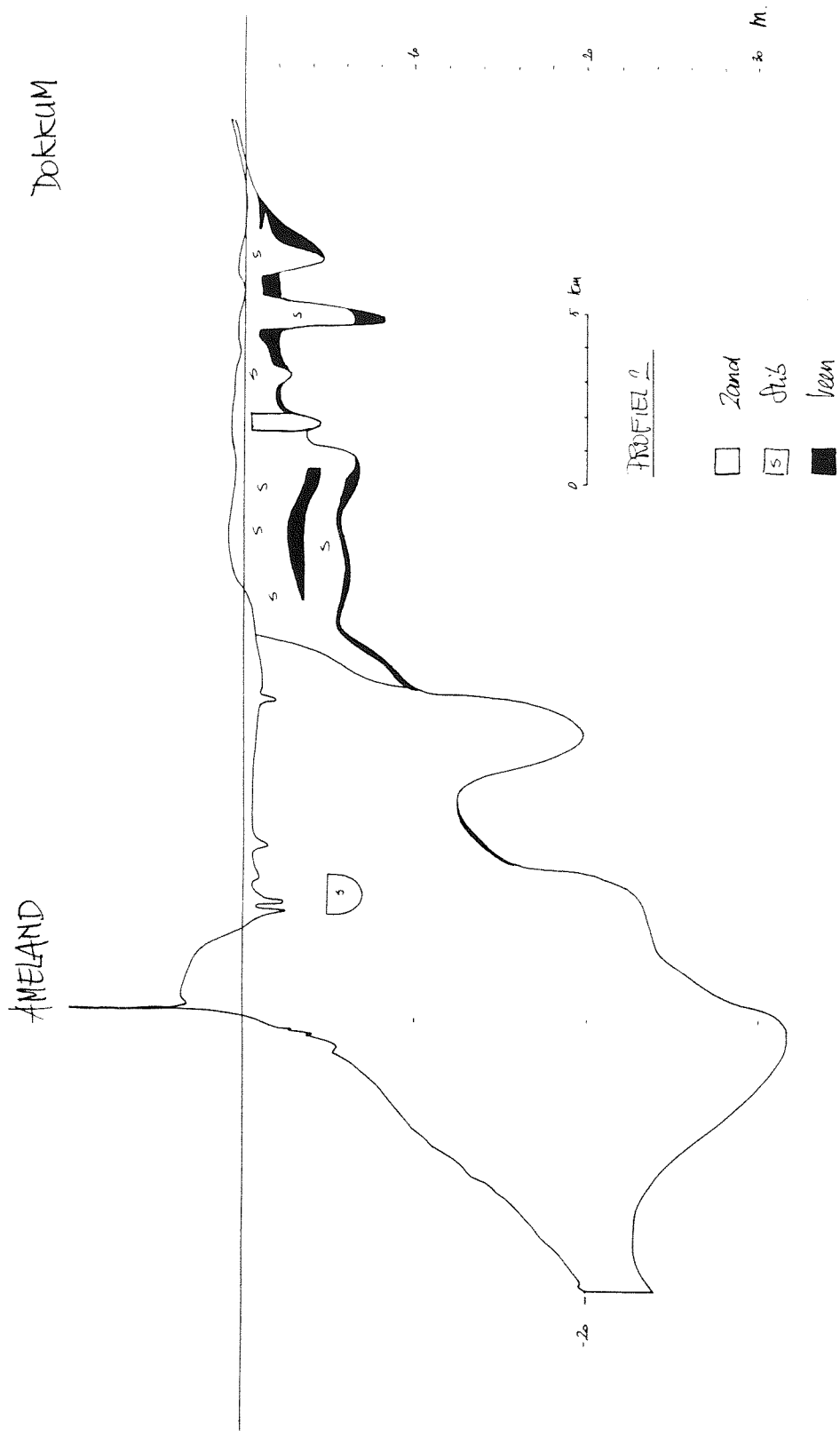


Fig. 3 ; Voorbeeld van een profiel.



Fig. 4 ; Indeling van de kustvlakte in kuberingsvakken.

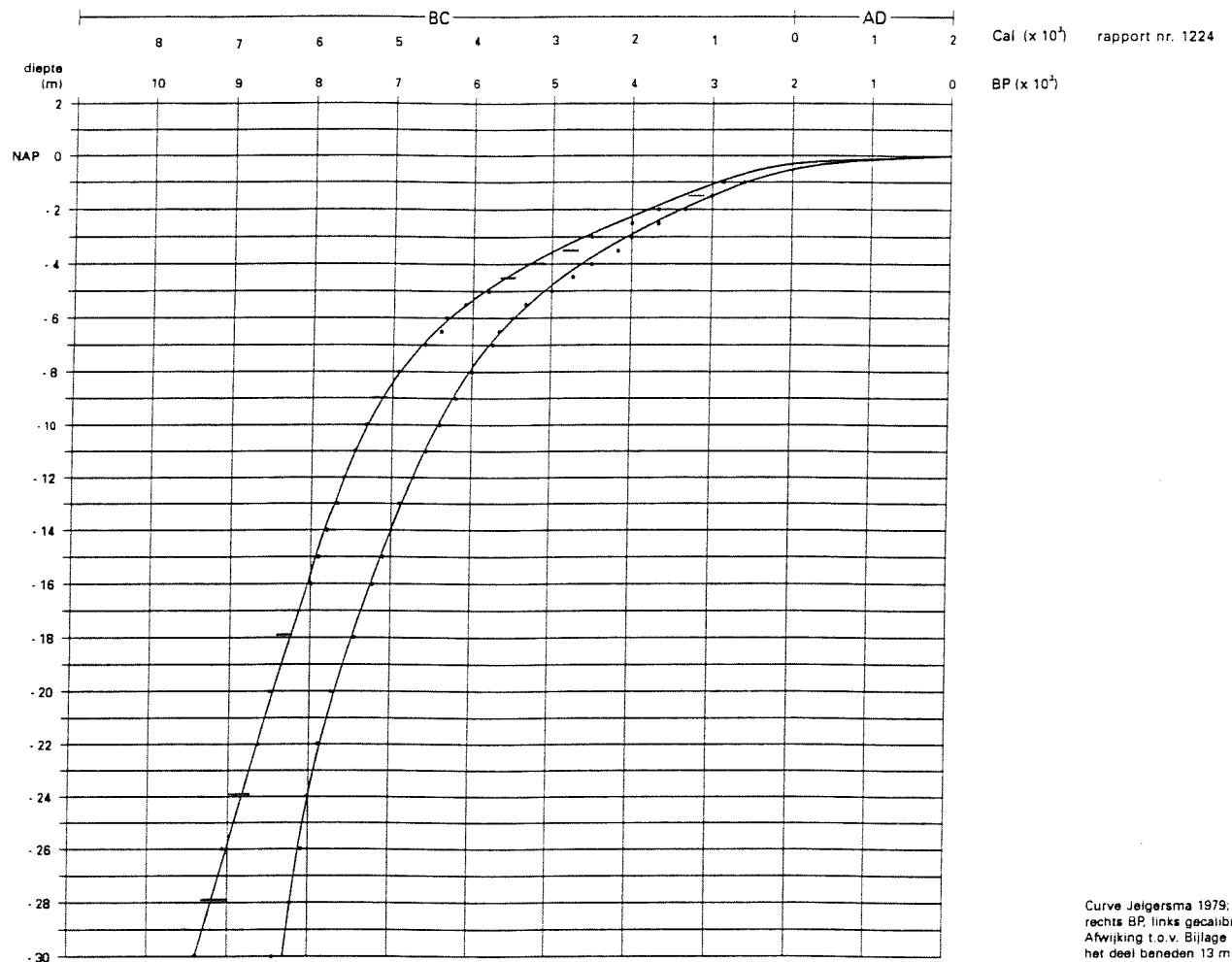


Fig. 5 ; Trendcurve van de relatieve zeespiegelrijzing.
Bron: De Jong (1993).

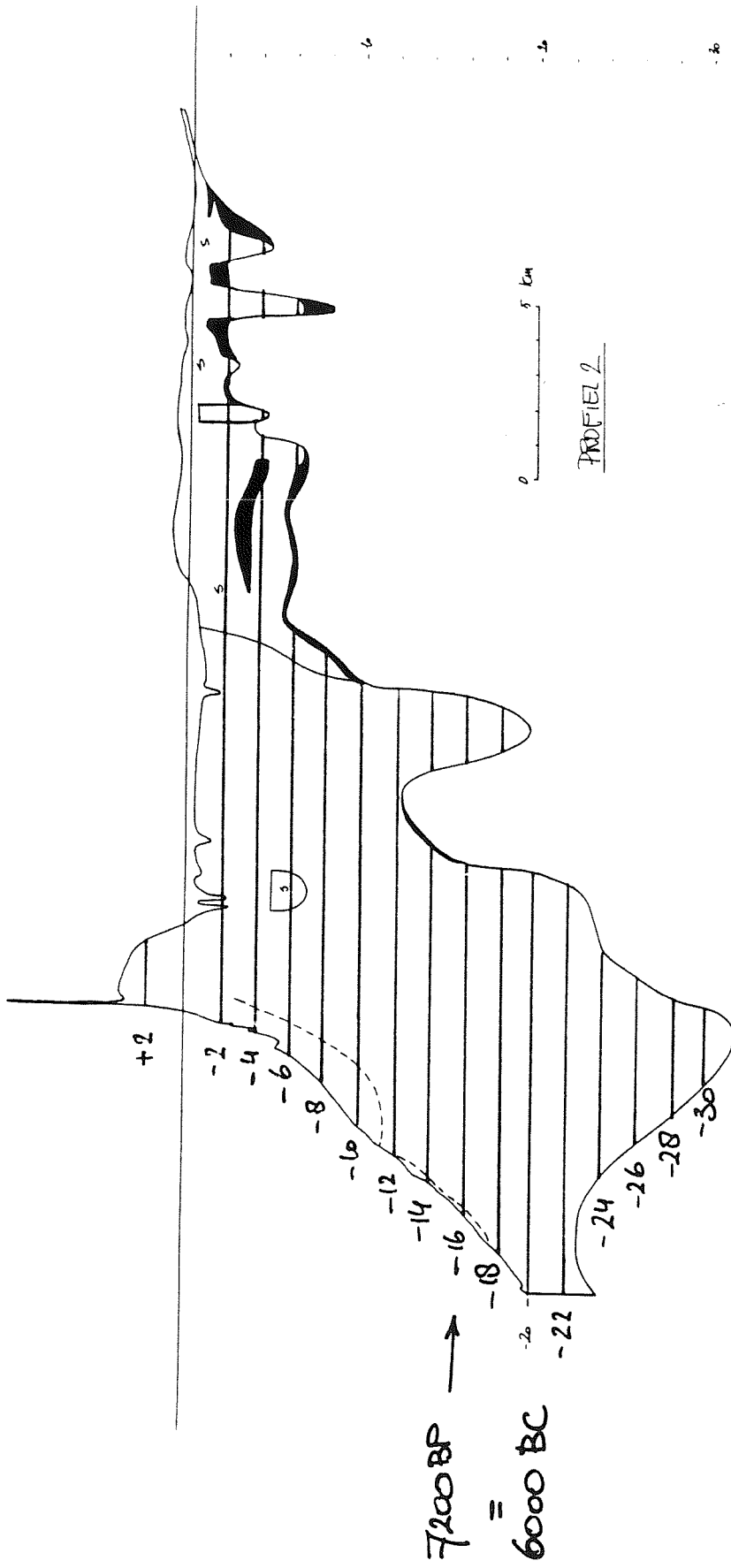


Fig. 6 ; Voorbeeld van tijdslijnen in het Holocene pakket kustsedimenten.

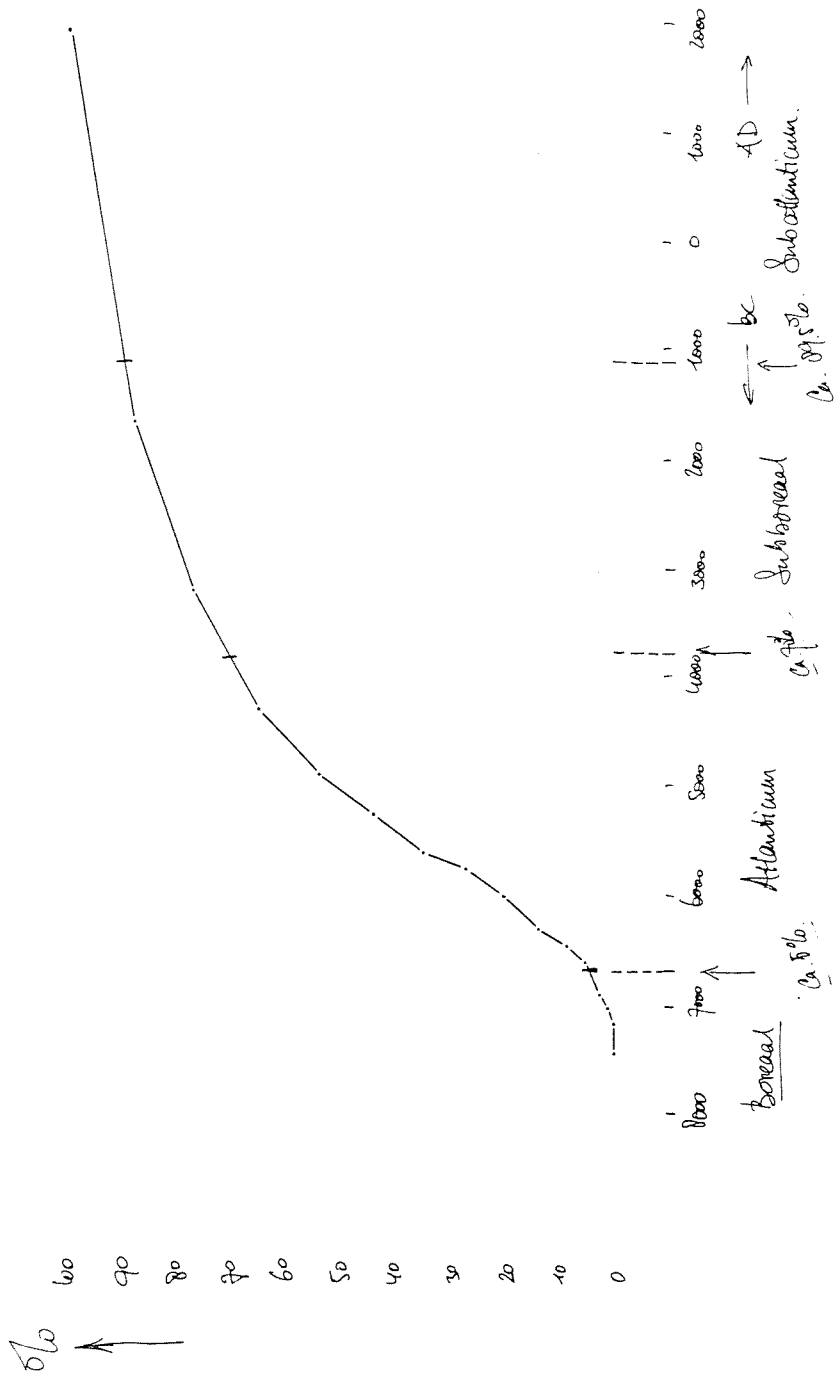


Fig. 7 ; Curve van sedimentaccumulatie door de tijd in de kustvlakte.

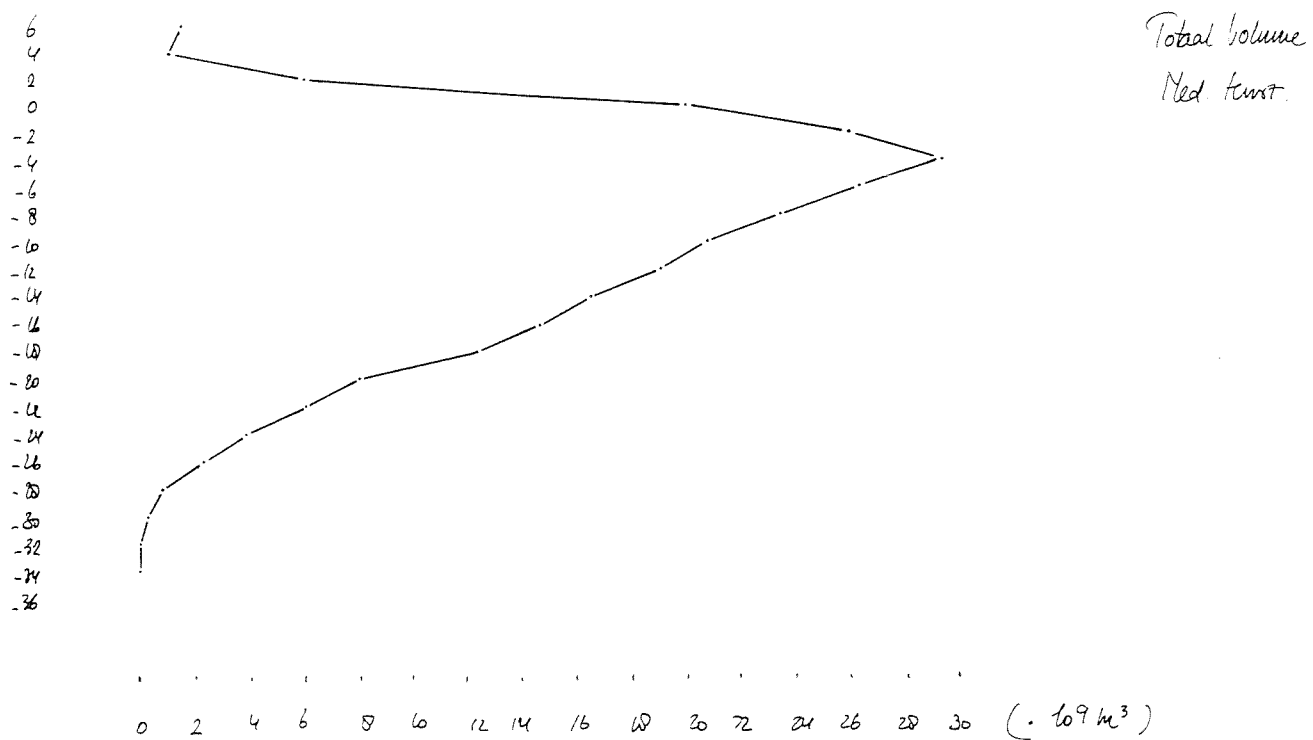


Fig. 8 ; Verdeling van de Holocene kustsedimenten over de diepte.

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 | 22920 | 18900 | 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 | 1.075E+09 | 1.152E+09 | 6.506E+08 | 4.415E+08 | 3.979E+08 | 3.979E+08 | 2.553E+09 | 1.544E+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 | 1.223E+09 | 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 kustvlakten 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.

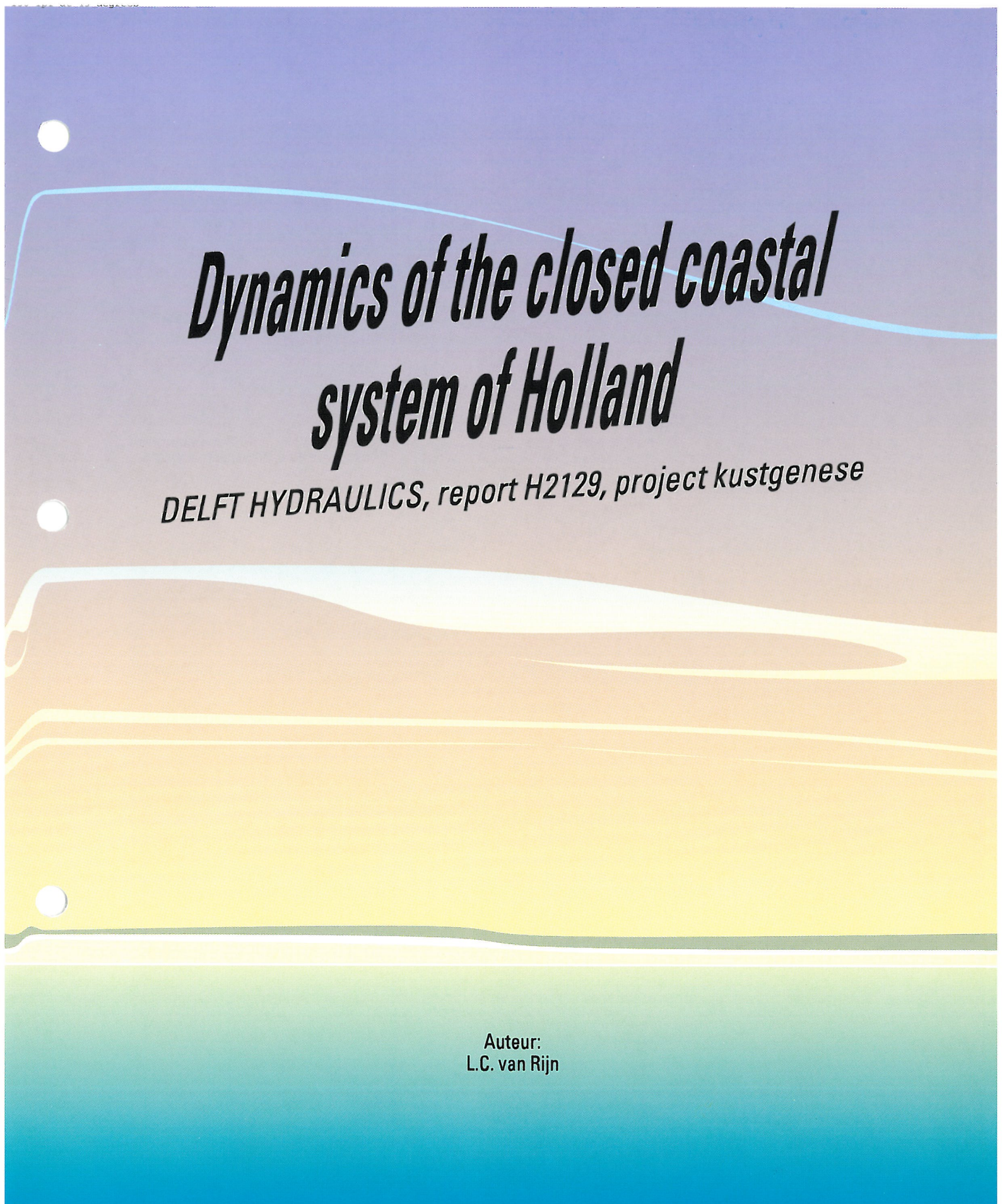
inhoud buitendelta's westelijke Waddenzee in 10^6 m^3 , volgens Eysink & Biegel (1992). De volumina zijn berekend ten opzichte van een hypothetische kustlijn, welke zich zou vormen als er ter plaatse geen zeegat zou zijn.

| | | | |
|-----------------|---------------------------|---|-------|
| 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 |



Dynamics of the closed coastal system of Holland

DELFT HYDRAULICS, report H2129, project kustgenese

Auteur:
L.C. van Rijn

Contents

| | page |
|---|------|
| 1 Introduction | 1 |
| 2 Process-related and behaviour-related research and models | 5 |
| 2.1 Introduction | 5 |
| 2.2 Process-related models | 5 |
| 2.3 Behaviour-related models | 7 |
| 2.4 Short-term and long-term modelling | 8 |
| 3 Description of closed coastal systems | 11 |
| 3.1 Longshore and cross-shore scales | 11 |
| 3.2 Hydrodynamics | 12 |
| 3.3 Transport processes | 13 |
| 3.4 Morphology | 15 |
| 3.5 Closed coastal system between Den Helder and Hoek van Holland, The Netherlands | 17 |
| 3.5.1 Historical developments | 17 |
| 3.5.2 Hydrodynamic and sediment characteristics | 17 |
| 3.5.3 Morphological characteristics | 19 |
| 4 Process-related research and small-scale modelling | 23 |
| 4.1 Introduction | 23 |
| 4.2 High-frequency wave propagation | 23 |
| 4.2.1 Introduction | 23 |
| 4.2.2 Wave breaking | 24 |
| 4.2.3 Wave shoaling and asymmetry | 24 |
| 4.2.4 Wave modelling | 28 |
| 4.2.5 Further research | 30 |
| 4.3 Low-frequency wave propagation | 31 |
| 4.3.1 Introduction | 31 |
| 4.3.2 Bound long waves | 33 |
| 4.3.3 Further research | 37 |
| 4.4 Mean current field data and vertical structure | 37 |
| 4.4.1 Tide, wind and density-induced currents | 37 |
| 4.4.2 Wave-induced currents | 43 |
| 4.4.3 Wave-current interaction | 51 |
| 4.4.4 Further research | 54 |
| 4.5 Sand transport processes | 55 |
| 4.5.1 Introduction | 55 |
| 4.5.2 Bed-load transport research in wave tunnel | 56 |
| 4.5.3 Suspended load transport research in laboratory facilities | 60 |
| 4.5.4 Sediment transport in field conditions | 63 |
| 4.5.5 Further research | 64 |

Contents (continued)

| | page |
|--|-----------|
| 4.6 Integrated modelling | 65 |
| 4.6.1 Model concept | 65 |
| 4.6.2 Yearly-averaged transport at -20 m and -8 m N.A.P. depth contours along the Dutch coast | 67 |
| 4.6.3 Yearly-averaged longshore transport rates in surf zone (3 m/-8 m) | 72 |
| 4.6.4 Morphological behaviour of cross-shore profile | 73 |
| 4.6.5 Further research | 75 |
| 5 Behaviour-related research and long-term modelling | 77 |
| 5.1 Introduction | 77 |
| 5.2 Statistical models | 77 |
| 5.3 Parametrization models | 79 |
| 5.4 Advection-diffusion type models | 80 |
| 5.5 Multi-line models | 81 |
| 5.6 Further research | 84 |
| 6 Recommendations for further research | 85 |
| 6.1 Summary | 85 |
| 6.2 Basic research objectives | 86 |
| 6.3 Process-related research | 88 |
| 6.4 Mathematical modelling research | 92 |
| 6.5 Summary | 93 |

References

1 Introduction

The coastal defence policy in The Netherlands is primarily aimed at protection against flooding of the lowland areas situated behind the coastline, which upto 1960 has been achieved by building groynes, dikes and seawalls. Since then, beach nourishment has become a keystone of coastal defence to further reduce the retreat of the coastline in the eroding sections.

In 1990 a historic decision was made to maintain the coastline at the position of that date by all means, as published in an official document: "Coastal defence after 1990". Since then a program of massive and continuous beach nourishment has been initiated to compensate the loss of beach and dune sediments as caused by natural erosion processes.

A basic element of an effective coastal defence policy is the stimulation of research related to a better understanding of the physical processes involved and the behaviour of the coastline on larger scales with the objective to predict future developments related to natural processes and to human interferences. Therefore, in 1985 a multi-disciplinary research program entitled: "Coastal Genesis" was initiated to extend the knowledge of physical processes and coastline behaviour and to predict future coastline developments as required for an efficient management of the coastal zone. Especially, the large-scale and long-term coastal behaviour is of importance in relation to changes in exogeneous conditions such as sea level rise, changes in wave climate and in tidal ranges. These effects may result in the necessity of large-scale and long-term dumping of sand in the beach zone (beach nourishment) and associated mining of sand in offshore areas. The long-term consequences of these measures are of vital importance for coastal management and coastal defence.

The first phase (1985-1990) of the Coastal Genesis Project resulted in 1990 in the publishing of the document: "Coastal defence after 1990", based on a series of detailed technical reports. An important aspect of the underlying studies was the quantification of the large-scale sediment budget of the coastal system. During these studies many uncertainties in the knowledge of the physical processes were identified and, based on this, new research questions were formulated to be studied in the second phase (1990-1995) of the Coastal Genesis Project, as follows:

- what is the exchange of sediment between the lower, middle and upper shoreface? or more precise: what is the net yearly-averaged sand transport rate passing the -20 m and -8 m N.A.P. depth contours?
- what is the behaviour of the cross-shore profile in the surf zone in relation to sea level rise?, or more precise: is there a quasi-instantaneous response of the morphology of the surf zone to changes in sea level?

Besides these specific questions, more general questions were formulated:

- what are the causes of cyclic coastline behaviour?
- what are the conditions of onshore and offshore sand transport?
- what is the geological and historical development of the coastline?

To address these questions, it is of essential importance to better understand the physical processes in the surf zone, middle and lower shoreface zone.

The available knowledge of the physical processes should be operationalized in detailed mathematical hydrodynamic and sand transport models, which in turn should be properly verified based on the results of field and laboratory experiments. Given representative wind and wave climates, the models can be used to predict yearly-averaged transport rates, sediment budgets and cross-shore profile changes or coastline changes.

Coastal research in the period of 1990-1995 was continued along the following lines:

- analysis of physical processes in field and laboratory conditions;
- operationalization and verification of physical processes in process-related and behaviour-related mathematical models.

Applying this research strategy, a balanced combination of knowledge extension and operational models was obtained. The results of this new research effort will be used to evaluate the coastal defence policy of 1990.

The research in the period 1990-1995 was organized in a working group: Closed Coastal System of Holland; the research was subdivided in process-related and behaviour-related research projects coordinated by dr. L.C. van Rijn of DELFT HYDRAULICS. Most of the research projects are imbedded in the Centre of Coastal Research in The Netherlands (NCK) and in the G8-morphodynamics group of the European MAST-program. A summary of the research projects is given in Table 1.1.

Many research results have already been published in doctoral theses (Roelvink, 1993; Al-Salem, 1993; Van de Meene, 1994; Kroon, 1994) and in reviewed journal papers. In this report the results of the research efforts during the period 1990-1995 will be evaluated, missing knowledge of the physical processes will be identified and suggestions for further research will be recommended.

The present report has been composed by dr. L.C. van Rijn of DELFT HYDRAULICS in close cooperation with the staff of RIKZ of Rijkswaterstaat.

The outline of the report is, as follows:

- process-related and behaviour-related research and models;
- description of closed coastal systems;
- process-related research and small-scale modelling;
- behaviour-related research and large-scale modelling;
- recommendations for further research 1995-2000.

| Type of research | Subject | Institute |
|----------------------------|---|---|
| Process-related research | High-frequency wave propagation | Delft Hydraulics |
| | Low-frequency wave propagation | Delft Hydraulics |
| | Wave-current interaction | Delft Hydraulics |
| | Vertical structure of mean flow | Delft Hydraulics |
| | Sediment transport | Delft Hydraulics Utrecht University Delft University of Technology |
| | Integrated modelling (yearly-averaged transport rates) | Delft Hydraulics |
| | Surf zone and shoreface dynamics near Egmond | Utrecht University Rijkswaterstaat |
| | Shoreface-connected ridges near Zandvoort | Utrecht University Rijkswaterstaat |
| Behaviour-related research | Statistical analysis of morphological data (JARKUS) | Rijkswaterstaat, RIKZ Utrecht University Delft University of Technology |
| | Sediment budget analysis (multi-line model) | Delft Hydraulics Delft University of Technology Rijkswaterstaat, RIKZ |

Table 1.1 Summary of research projects

2 Process-related and behaviour-related research and models

2.1 Introduction

One of the most basic features of the hydrodynamic and sediment transport processes in the coastal zone is *three-dimensionality*, which is caused by the existence of different types of driving forces related to tide, wind, density-differences and Coriolis-effects, all acting in the lower and middle shoreface as well as in the surf zone where the breaking waves are dominant.

Even at a uniform beach with oblique incoming waves a cross-shore undercurrent is generated in combination with a longshore drift current. Very close to the bed in the wave-boundary layer onshore-directed streaming may occur due to an unbalance of the local shear stresses. Longshore variability of breaker bars may result in the generation of localized seaward-going currents, known as rip currents which are fed by the longshore currents. These rip currents spreading out in the deeper surf zone in combination with adjacent landward-going surface currents (mass transport) can be interpreted as horizontal circulation cells moving gradually along the coast.

The morphological development of the shoreface, beach and dunes in this battlefield of waves and currents is generally known as coastal behaviour.

Simulation and prediction of coastal behaviour at a certain level of accuracy require the use of mathematical models representing the basic hydrodynamic and sediment transport processes. Essentially, the models are the reflection of our knowledge of the processes.

In recent years a range of useful mathematical model concepts has been developed, which can be classified into two broad categories:

- process-related models,
- behaviour-related models.

2.2 Process-related models

Generally, these types of models are based on a detailed description of all relevant processes by implementation of a series of submodels representing wave propagation; tide, wind, wave and density-driven currents; sediment transport rates and bed-level changes combined in a loop system to effectuate the dynamic interaction of the processes involved.

Examples of process-related models are:

- 2DV-coastal profile models
- 2DH-coastal area models.

Coastal profile models consider the physical processes in a cross-shore direction, assuming longshore uniformity, so basically a two-dimensional vertical approach. All relevant transport components in cross-shore direction are represented such as wave randomness and irregula-

rity, wave asymmetry, mean cross-shore and longshore currents, streaming in the wave boundary layer, bound long waves and wave stirring of sediments. Bed level changes follow from numerical solution of the mass conservation balance.

The hydrodynamic submodels usually are time-averaged models based on equations for individual waves (wave by wave approach) or equations for integral properties of the wave spectrum giving a characteristic wave height, wave-induced set-up and mean currents (cross-shore undertow and longshore drift).

Sediment transport (bed load and suspended load) is calculated by using a wave-averaged or an intra-wave approach neglecting horizontal convection and diffusion (local approach).

In principle, the profile models are capable of simulating the generation, migration and degeneration of pronounced breaker bars under irregular wave conditions. Generally, the models operate best in the central part of the surf zone with spilling breakers.

The profile models are useful for the short-term simulation and prediction of the profile characteristics, in particular bar development during storm conditions. Meso-term profile recovery under non-storm conditions with net onshore transport processes related to wave asymmetry and near-bed streaming is less well represented by the models; the models are not yet validated for these conditions. The basic physical processes acting in the dune, beach and swash zone need to be implemented in the model formulations. Other deficiencies are wave propagation and reflection on relatively steep slopes, wave breaking on barred profiles, long wave effects relevant for sediment transport processes and the mean current field in breaking wave conditions. All these aspects need further attention.

Although the concept of process modelling in a pure two-dimensional domain may not always be realistic, even in case of a uniform beach, it is of great value for the understanding of the cross-shore transport processes.

Coastal area models herein distinguished are two-dimensional horizontal models and (quasi) three-dimensional models.

The 2DH-models which are widely used, generally consist of:

- wave field model,
- tide, wind, wave-driven current model,
- sediment transport model (formula-type or depth-integrated model),
- bed evolution model (sediment balance).

Stable and realistic results require accurate modelling of the slope-related gravitational transport components and efficient time-stepping procedures and numerical schemes.

The 2DH-models are useful in conditions where the near-bed currents have the same direction as the depth-averaged currents, which is hardly the case in the nearshore coastal zone. Rather a complicated three-dimensional flow and transport system will exist as a result of the combined effect of the various driving forces (tide, wind, waves, density-differences, Coriolis).

Two options are available to model the three-dimensional processes:

- quasi-3D approach,
- full-3D approach.

The quasi-3D approach generally is a combination of 2DH modelling and 1DV modelling to represent the vertical structure of the flow related to bottom friction, wind, wave and density effects. Depth-integrated equations based on vertical equilibrium profile shapes are available to represent the vertical distribution of suspended sediment concentrations and hence the sediment transport field. Full 3D-models describing the currents on a three-dimensional grid, are in a very early stage of development. Full 3D-sediment concentration models are already available and operational; the wave-driven sediment transport processes in the bed-load layer including gravitational slope effects should be included using a local intra-wave approach.

Validation of process-based models requires analysis of the results of both laboratory and field experiments over a range of conditions. Laboratory data of experiments performed under controlled conditions should be used as a first check on model confidence. Ultimately, the models should be validated against field data, requiring synoptic information; whereas most field experiments are point-oriented and of short duration, hampering a thorough field verification of the models. New promising techniques such as remote sensing techniques should be introduced to provide synoptic data of waves, surface currents and seabed topography.

Process-based models are of vital importance in coastal research for the following reasons:

- Computation of yearly-averaged transport rates to be used in large-scale sediment budget models;
- Analysis of small-scale processes and their relative contribution to net effects (diagnostic modelling);
- Analysis of laboratory and field data producing information of higher spatial resolution; identification of spurious data;
- Identification of appropriate measurement locations and required parameter accuracy for field experiments;
- Evaluation of morphological effects related to extreme (catastrophic) events.
- Sensitivity analysis of morphological changes related to time-varying input conditions.

2.3 Behaviour-related models

Behaviour-related models describe the behaviour of morphological features or systems using relatively simple expressions formulated to represent the phenomena at the larger scales of interest. Hence, the basic phenomenological behaviour of the system is described neglecting unnecessary details. All process-related information and additional empirical information is represented by coefficients, parameterized functional relationships or by stripped process-based submodels. Longterm datasets are indispensable for calibration of the model coefficients and functional relationships. In this way the behaviour-related models can integrate the process-related information representing the basic driving forces and the long-term phenomenological behaviour based on field observations.

In principle, the behaviour of any morphological feature can be modelled by use of an advection-diffusion equation to represent the migration and smoothing effects during the course of events. Quantitative results require the specification of the advection and diffusion coefficients as a function of space and time, which might be an insolvable problem, even with process-based models at hand.

Numerous examples of behaviour-related models are available:

- Linear and non-linear extrapolation models;
- Descriptive beach-state models;
- Equilibrium cross-section models based on a relationship between the cross-sectional area of a tidal channel and the tidal volume passing that cross-section;
- Parametric cross-shore profile evolution models based on expressions for typical erosion and deposition events;
- Line-segmented cross-shore profile models based on schematization of the coastal zone in an active surf zone and passive middle and lower shoreface zones represented by line segments which may translate and/or rotate depending on deposition or erosion events;
- Coastline models (one- or multi-line approach) describing the behaviour of characteristic coastlines based on longshore transport variations as a function of local coastline orientation; cross-shore exchange of sediments between adjacent zones can be taken into account by using the multi-line approach, similarly the effect of tidal inlets can be included provided that the transport patterns are known.

2.4 Short-term and long-term modelling

The ultimate objective of morphological modelling is the long-term behaviour of morphological features or systems in relation to human interference and autonomous processes (climate changes).

Large-scale and long-term morphological behaviour is not a vague and mysterious phenomenon but simply the result of a sequence of erosional and depositional events due to variations of hydrodynamic and transport processes. This does, however, not imply that the natural processes should be modelled to the smallest possible scales to arrive at the same overall result.

The hydrodynamic driving forces are a combination of:

- Deterministically varying short-term and medium-term processes (oscillatory and unidirectional flow, tidal variations such as flood, ebb, neap and spring tide and seasonal variations);
- Deterministically varying long-term processes (sealevel rise due to climatic changes);
- Stochastically varying processes at all time scales (turbulence, irregular waves, wind-driven currents, wave climate variations).

The resulting coastal behaviour can be subdivided according to the various scales involved, as follows:

- Large-scale coastline changes related to structural erosion and deposition due to the interaction with neighbouring sediment-importing tidal inlet systems (10 to 100 km; 10 to 100 years).
- Meso-scale, cyclic coastline changes related to the cyclic behaviour of morphological features such as sand banks, sand waves, rip and tidal channels and meso-scale decaying coastline changes related to a transition to a new equilibrium, often induced by man-made structures (1 to 10 km, 1 to 10 years).

- Small-scale fluctuating coastline changes related to stochastic and deterministic variations of morphological features such as beach cusps, swash bars etc. (0 to 1 km; 0 to 1 year).

The relative contribution of the different types of driving processes to the long-term morphological behaviour is not very well known.

A basic question in relation to large-scale and long-term modelling is the type of approach to be used: upscaling or downscaling?

The upscaling approach is based on the application of detailed process-based small-scale models and the integration of the results to the larger scales of interest.

The process-based models are typical short-term models at the scale of the neap-spring tidal cycle or the storm cycle. At best these types of models can produce the yearly-averaged transport patterns to feed a sediment budget model, which still is a great benefit of process-based models. Generally, the applied submodels describing the hydrodynamic and transport processes, are not yet detailed enough to allow accurate and reliable long-term morphological predictions (error accumulation!). Furthermore, many runs are required to represent the stochastic variations of the input data, which is still a constraint in relation to the available computer power. Hence, the upscaling approach is not yet an attractive solution for the modelling of large-scale coastal behaviour.

In the downscaling approach the morphological system is formulated in terms of the behavioural characteristics of the system by means of parameterized input-output relationships or by stripped process-based submodels describing the basic physics as simple as possible to minimize the computational efforts in relation to the updating of the variables.

This latter approach requires appropriate understanding of the dominant generic physical processes at the scales of interest, which can to some extent be effectuated by scale analysis to identify the processes operating at large scales. It must be realized, however, that presently the level of understanding is still very much at an early stage.

Another basic problem of large-scale prediction is the schematization of the time-varying boundary data (input data), which are by definition unknown. The sequence of mild, moderate, extreme and catastrophic events, which is stochastic by nature, will have a dominant effect on the long-term behaviour of the morphological system. This addresses the subject of predictability of morphological systems. The only option here is to run the models for a series of most probable input scenarios and present the output results in terms of variation ranges rather than as absolute values.

The best-established downscaling approach for long-term predictions is that of the coastline and sediment budget models (one or multi-lines), as has been used for the long-term prediction of the closed central coast and the northern barrier island coast of The Netherlands.

3 Description of closed coastal systems

3.1 Longshore and cross-shore scales

The geomorphic closed coastal system may be described as consisting of a hierarchy of compartments, each with its own spatial and temporal scale. A compartment of a higher order includes the compartments of lower order.

Examples of longshore spatial scales (from large to small) are (see also Figure 3.5.2):

- coastal cell consisting of outer and inner breaker bars and associated rip current systems (length scale of 0 to 1 km),
- coastal section consisting of various cells (length scale of 1 to 10 km)
- coastline consisting of various connected sections (length scale of 10 to 100 km).

In cross-shore direction the coastal system between the shore and the shelf may be divided in following subzones (see Figure 3.1.1):

- upper shoreface; surf zone with breaker bars between 3 m and - 8 m depth contours with mean bottom slopes varying between 0.005 and 0.015.
- middle shoreface; zone between -8 m and -20 m depth contours with mean bottom slopes varying between 0.003 and 0.001; sand ridges may be present.
- lower shoreface; zone between -20 m contour and the shelf with mean bottom slope of about 0.001 and lower; sand ridges and sand banks may be present.

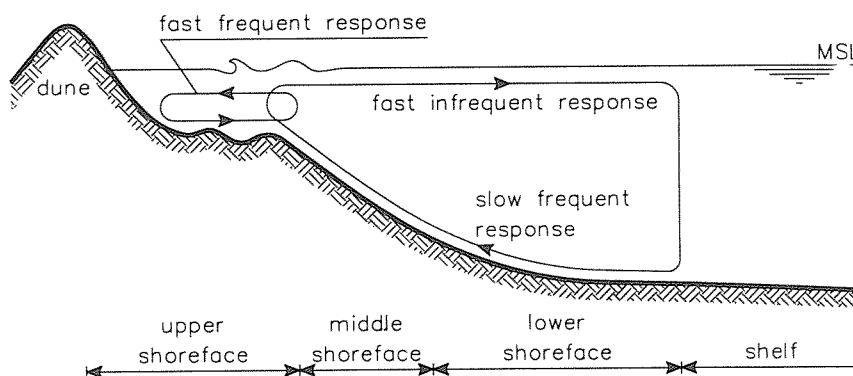


Figure 3.1.1 cross shore spatial scales

The basic elements of each zone and compartment are the hydrodynamics, the sediment transport processes and the morphology in a strongly coupled non-linear interaction. The hydrodynamic variables mobilize the sediments when threshold values are exceeded; gradients of sediment transport rates lead to changes of morphology which in turn will affect the hydrodynamic variables.

In a dynamic coastal system there is almost instantaneous equilibrium between the processes on the smaller scales and quasi-equilibrium on larger scales because of the time required to adjust large-scale morphological features by erosion and deposition events. Before the new equilibrium is developed, the hydrodynamic conditions may have changed again.

In the lower and middle shoreface zone the transport rates are small and hence the response time of the morphology is generally assumed to be slow (passive behaviour). In the surf zone the transport rates are relatively large and the response time of the morphology is fast, almost on the scale of the events (active behaviour), see also Figure 3.1.1.

Alongshore the coastline may show slow large-scale changes due to the presence of sediment-importing tidal inlets; meso-scale cyclic changes related to the cyclic behaviour of morphological features such as sand banks and sand waves; meso-scale decaying changes related to a transition to a new equilibrium (often induced by man-made structures) and small-scale fluctuating changes related to stochastic and deterministic longshore variations of beach cusps and swash bars etc.

3.2 Hydrodynamics

The hydrodynamic phenomena in the shoreface zone are characterized by different types of motions on different types of scales. Basic wave motions associated with these scales are wind-generated and tide-generated waves.

Wind-generated waves with typical periods of 5 to 15 seconds propagating into shallow water are affected by reflection, refraction and shoaling phenomena and finally by wave breaking in the surf zone. Especially in the shoaling phase before breaking, the wave profile is highly distorted associated with bound higher harmonics (wave asymmetry). Wave breaking inside the surf zone results in the generation of organized mean cross-shore and longshore currents as well as in the generation of chaotic high-frequency and small-scale turbulence.

The incident short waves carry a small forward mass flux in the near water surface region to the shore, increasing in magnitude through the breaking zone and finally piling up at the beach (set-up of mean water level). As a consequence of the presence of a cross-shore water surface gradient, a near-bed return current (undertow) is generated, balancing the onshore mass flux. Oblique incident waves also generate a longshore mean current. Very close to the bed in the wave-boundary layer onshore-directed streaming may occur due to an unbalance of the local shear stresses and other fluid stresses.

Longshore variability of breaker bars may result in the generation of localized seaward-going currents, known as rip currents which are fed by onshore mass transport and longshore currents. These rip currents spreading out in the deeper surf zone in combination with adjacent landward-going surface currents (mass transport) can be interpreted as horizontal circulation cells, moving gradually along the coast.

Low-frequency wave motions with periods in the range of 10 to 100 seconds have been observed outside and inside the surf zone, especially during rough weather conditions. Their importance is enhanced through the surf zone as a result of wave breaking (surf beat). Cross-shore and longshore wave propagation modes have been identified in the coastal zone. Cross-shore modes are associated with forced long waves which are bound to short wave groups or to long-period variations in the break locations of irregular short waves. Longshore low-frequency waves may be progressive or standing edge waves trapped in the surf zone.

Tidal waves have typical periods in the range of 12 to 24 hours, which is related to the gravitational interaction between the sun, the earth and the moon. Tidal waves in coastal seas are originating from tidal forces generated in the deep oceans. Phenomena like reflection, refraction and shoaling affect the tidal waves during propagation to the shore resulting in variations of the tidal range and the generation of amphidromic systems. Wave damping by bottom friction and wave deformation due to differences in the crest and trough propagation speeds become more important in the shallow shoreface leading to wave asymmetry and phase differences between the vertical (surface elevation) tide and the horizontal (current) tide. Geostrophic forces related to the rotation of the earth (Coriolis effect) are of importance in areas further offshore (lower shoreface).

In the nearshore zone the tidal currents tend to be shore parallel; the current vector rotates in a flattened elliptical pattern. Residual currents usually are small (order of 0.1 m/s) and may be enhanced by wind-induced currents, density-induced currents and by local topographical effects (islands, headlands, sand banks).

Besides tidal effects, the large-scale shoreface circulation is driven by wind-induced and density-induced forces with bottom friction as the main controlling parameter.

Wind blowing in a certain direction will induce currents in that direction and in various other directions due to Coriolis forces resulting in a spiral-type turning of the velocity vectors at different elevations above the bed, which is known as the Ekman spiral. In shallow water near the shore the currents respond rapidly to the wind stresses and tend to be aligned with the wind direction. The shore-normal component of the wind stress and the related surface current causes a set-up (or set-down) of the water surface against the shore. As a consequence a cross-shore pressure gradient is generated yielding an onshore (or offshore) bottom current. Longshore winds and associated longshore currents also induce cross-shore currents by the action of Coriolis forces yielding a set-up or set-down of the water surface near the shore depending on the wind direction and corresponding bottom currents are generated.

Density-induced currents are related to spatial gradients of the fluid density due to variations of the salinity, temperature or sediment concentration. Usually, the fluid density related to salinity variations is decreasing in landward direction as a result of river (fresh water) outflow. The density-gradient effect is most pronounced in the near-bed region yielding relative large onshore near-bed velocities during the flood tide and relatively small offshore velocities during the ebb tide. As a consequence a near-bed residual current (landward) is generated, which may cause a net landward transport of sediments.

3.3 Transport processes

Wave motion over an erodible sand bed can generate a suspension with large near-bed concentrations, as shown by laboratory and field measurements. Mean currents such as tide-, wind- and density-driven currents are carrying the sediments in the direction of the main flow; this type of transport usually is termed as the current-related transport.

Wave-induced transport processes are related to the oscillating and mean currents generated by high- and low-frequency waves. Net onshore transport may be dominant in non-breaking wave conditions, whereas net offshore transport is dominant in the surf zone with breaking waves.

The transport components contributing to the wave-induced transport processes in non-breaking waves, are:

- net onshore-directed transport due to asymmetry of the near-bed orbital velocities with relatively large onshore peak velocities under the wave crests and relatively small offshore peak velocities under the wave troughs,
- net onshore-directed transport due to the generation of a quasi-steady weak current in the wave boundary layer,
- net offshore-directed transport due to the generation of bound long waves associated with variations of the radiation stresses under irregular wave groups (peak velocities and concentrations are out of phase).

The transport components in breaking wave conditions in the surf zone are:

- net offshore-directed transport due to the generation of a net return current (undertow) in the near-bed layers balancing the onshore mass flux between the wave crest and trough,
- net onshore-directed transport due to asymmetric wave motion,
- longshore and offshore-directed transport due to the generation of meso-scale circulation cells with longshore wave-driven currents and local offshore rip currents,
- gravity-induced transport components related to bed slopes.

During conditions with low non-breaking waves, onshore-directed transport processes related to wave-asymmetry and wave-induced streaming are dominant, usually resulting in accretion processes in the beach zone.

During high-energy conditions with breaking waves (storm cycles), the beach and dune zones of the coast are heavily attacked by the incoming waves, usually resulting in erosion processes. The sediments are carried in offshore direction by wave-induced near-bed return currents (undertow) and in longshore direction by wave-, wind- and tide-induced currents, which may feed locally generated rip currents. The undertow currents bring the sediments to the nearshore breaker bar systems, whereas the rip currents carry the sediments over longer distances to the edge of the surf zone. The three-dimensional flow pattern is dominant in the inner surf zone, whereas vertical circulations are dominant in the outer surf zone. These processes proceed relatively fast (see Figure 3.1.1) indicated by relatively large short-term variations (on the scale of events) of breaker bars and rip channels.

Low-frequency waves such as bound long waves and surf beat may have a specific role in the shoreface and surf zone. Although the associated net transport directions are partly unknown, these types of waves may be of importance for the position of the inner breaker bars.

In deeper water (-20 m depth contour) the cross-shore transport processes are dominated by the tide-, wind- and density-driven cross-shore mean currents. Most probably, the overall net transport is in the onshore direction with values in the range of 0 to 10 m³/m¹/year.

In shallow water at the edge of the surf zone (-8 m depth contour) all cross-shore transport components are of importance; onshore- as well as offshore-directed components do exist. Relatively fine sediment material may result in net offshore-directed transport, whereas more coarse material and heavy minerals may result in net onshore-directed transport. Overall, the net cross-shore transport rate is close to zero with variation ranges of $\pm 5 \text{ m}^3/\text{m}^1/\text{year}$.

3.4 Morphology

The transport processes in the shoreface zone are strongly influenced by the presence of small-scale (ripples), meso-scale (bars), and large-scale (ridges and banks) morphological features developed under the prevailing hydrodynamic regime.

Ripples usually are the dominant type of small-scale bed forms in the lower and middle shoreface zone. Both symmetrical wave-induced ripples and asymmetrical current-induced ripples may be generated depending on the relative strength of the wave and current motion. As the current component gains in strength, the ripples become more asymmetrical and larger in height and length (megaripples), especially in case of an opposing current.

Large-scale sand waves with a length much larger than the water depth and their crest perpendicular to the main current direction are sometimes developed in strong tidal currents ($> 0.65 \text{ m/s}$) superimposed by weak orbital velocities. They are found in areas with sufficient quantities of sediments and could have grown up from a flat bed or be the relicts of former hydraulic regimes. At high current velocities the crest of the sand waves is partly eroded similar to that of dunes in the upper river flow regime. Megaripples are often migrating over the back of the sand waves, whereas small-scale mini-ripples are migrating over the back of the megaripples, especially during rough weather conditions with sufficient orbital motion.

Sand ridges and banks are the largest sedimentary features (width of order of 1 km and length of order of 10 km) which can be found in the shoreface zone. Their parallel spacing is of the order of the width. Generally, these features consist of medium coarse sand and are large sources of sediment. Sand banks are quite stable features with smaller sand waves and ripples migrating over the bed surface in regions where the current velocities are large enough to generate particle motion. Closely related to the strength and direction of the currents, the sediment particles are circulating round and over the bank. The crest axis of the bank typically deviates about 10° to 20° from the direction of the peak tidal current, which may be caused by Coriolis effects giving an anticlockwise rotation (on the northern hemisphere). Sand ridges and banks have been observed in the North Sea and in the East China Sea and in many other shelf seas.

Breaker bars covered by wave-induced ripples in the crest regions and by current-related asymmetrical megaripples in the trough regions are the dominant morphological features in the surf zone. The ripples may be washed away during strongly plunging breaking wave conditions (storm events), characteristic of the flat bed sheet-flow regime.

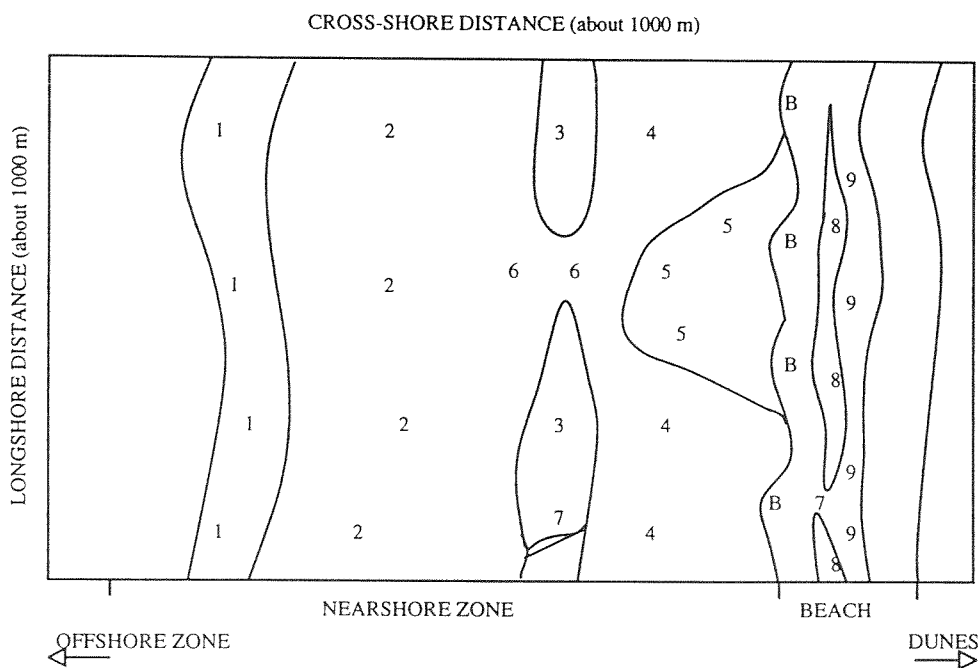
Breaker bars with their crests parallel to the shoreline are found in the zones with spilling and plunging breaking waves. The basic generic mechanism may be the generation of net onshore-directed velocities seaward of the breaker zone and net offshore-directed velocities (undertow) in the breaker zone. Often multiple bars are present in conditions with a relatively flat bed surface in the upper shoreface zone.

The typical morphological features of the surf zone are shown in Figure 3.4.1, classified according to their distinct spatial scales.

The micro-morphology represents the smallest scale of the wave- and current-related ripples. The dynamics of these features is high; relaxation times are short (minutes to hours).

The meso-morphology deals with features like beach cusps along the beach and is assumed to be related to low-frequency phenomena (edge waves). The relaxation times are of the order of days.

The macro-morphology consists of features such as erosion rips, accretion rips and swash bars, bar-trough systems and low-tide terraces. Relaxation times vary from days to years. The overall composition of the micro-, meso- and macro-morphology is characteristic of the beach state.



LEGEND:

MACRO-MORPHOLOGY

- 1. OUTER NEARSHORE BAR
- 2. OUTER NEARSHORE TROUGH
- 3. INNER NEARSHORE BAR
- 4. INNER NEARSHORE TROUGH
- 5. LOW-TIDE TERRACE
- 6. ACCRETION RIP (low mobility)
- 7. EROSION RIP (high mobility)
- 8. SWASH BAR (RIDGE)
- 9. FEEDER CHANNEL (RUNNEL)

MESO-MORPHOLOGY

- A. MEGA-RIPPLE: AT 2,4,9
- B. BEACH CUSP

MICRO-MORPHOLOGY

- f. FLOW RIPPLE: AT 2,4,6,7,9
- w. WAVE RIPPLE: AT 1,2,3,4,5,9

Figure 3.4.1 Morphological features of the nearshore zone (Kroon, 1994)

3.5 Closed coastal system between Den Helder and Hoek van Holland, The Netherlands

3.5.1 Historical developments

Since 1600 the central coast of The Netherlands between Den Helder and Hoek van Holland (see Figure 3.5.1) behaves as a closed coastal system in a strong interaction with the interrupted barrier island coast in the north and the interrupted delta coast in the south.

For hundreds of years the northern (north of Egmond) and the southern (south of Scheveningen) sections of the central closed coastal system are suffering from structural erosion because of the sediment-importing capacity of neighbouring tidal inlets.

During the period between 1600 and 1800 the retreat of the coastline in the eroding sections was of the order of 3 to 5 m/year caused by the eroding capacity of the flood and ebb currents near the tidal inlets in the south and in the north and intensified by the stirring action of shoaling and breaking waves (and breaking associated currents).

From 1800 onwards the coastline was more actively defended by building groynes and seawalls. The number of groynes was gradually extended and the length of the groynes was enlarged to about 350 m, almost upto the -4 m N.A.P contour at some locations. Long harbour dams normal to the shore were built around 1870 near Hoek van Holland and IJmuiden to ensure a safe approach of larger vessels to the port of Rotterdam and Amsterdam. As a result of these man-made structures, the retreat of the coastline in the eroding sections was considerably reduced to about 0.5 to 1.5 m/year. Around 1910 some negative effects related to the construction of relatively long groynes and harbour dams were first noticed, being the erosion and associated profile steepening in the deeper surf zone and shoreface zone because of the wave- and tide-induced longshore currents forced to flow around the structures at higher velocities.

3.5.2 Hydrodynamic and sediment characteristics

The coastline between Den Helder and Hoek van Holland has a length of about 118 km and consists of sandy beaches. The coastline is shown in Figure 3.5.1.

The main sediment sizes are in the range of 100 to 500 μm . Two types of mineralogical sediment were identified by Eisma (1968). North of Bergen aan Zee (33 km from Den Helder) the origin of the sediments is related to Saalian glacial deposits and river sand deposits (Meuse and Rhine). South of Bergen aan Zee the sediments mainly consist of Rhine sand deposits. South of IJmuiden the sediments are somewhat finer than those north of IJmuiden.

Man-made structures have a significant influence in this part of the Dutch coast. Most dominant are the relatively long harbour dams of Hoek van Holland and IJmuiden. The seadike of Petten protects the coastal section between 20-26 km (from Den Helder) against wave attack. Due to local erosion the seadike protrudes into the surf zone over a cross-shore distance of about 200 m. Groynes with a length of 200 to 300 m and spacings of 200 to 500 m are present in the sections 0-30 km and 100-118 km.

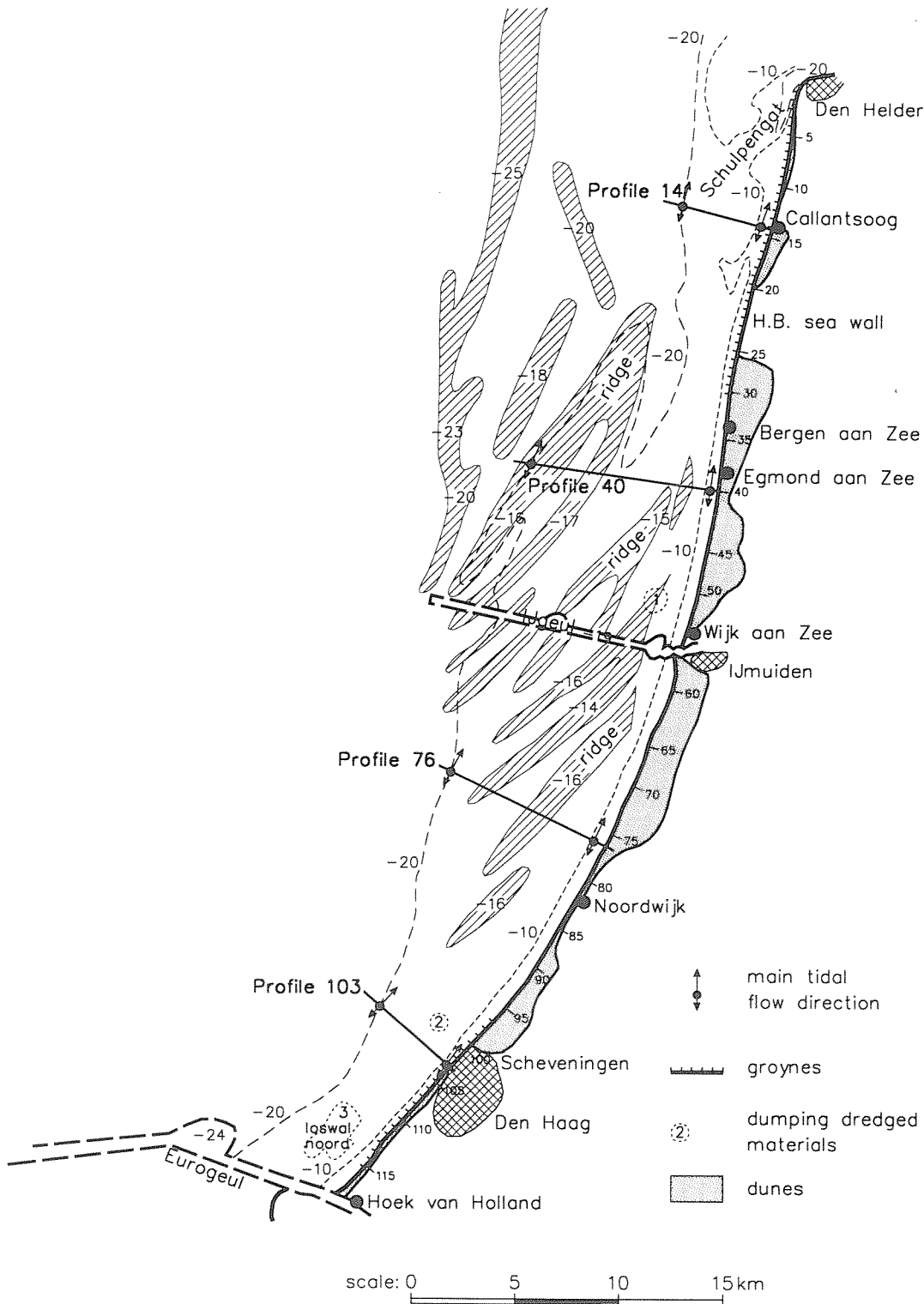


Figure 3.5.1 Closed coastline between Den Helder and Hoek van Holland, The Netherlands

Tidal surface waves, tidal currents, wind-induced currents, storm surges and wind waves do occur and contribute to the local coastal processes.

The tidal ranges along the coast range from 1.4 m near Den Helder to 1.7 m near Hoek van Holland. Tidal currents are dominant along the coast; the flood currents to the north have maximum values of about 0.8 m/s during spring tide, whereas the ebb currents to the south

have lower maximum values of about 0.7 m/s resulting in residual current velocities of the order of 0.1 m/s to the north.

The wind climate of the North Sea generates most of the waves arriving at the Dutch coast. Most important for the coastal morphology is the highly variable (seasonal effects) wave climate near the coast. The highest waves in the Dutch sector of the North Sea are recorded at the K13 station located 110 km off Texel. The lowest waves in the offshore area are recorded on MPN station located 10 km off Noordwijk in 18 m water depth. At the outer edge of the surf zone the waves will be somewhat lower than those in offshore areas due to energy dissipation by bottom friction.

The wave climate at the breaker zone is dominated by waves of moderate height (about 1.5 m) and relatively short period (about 5 s). Waves offshore exceed 2 m approximately 10% of the time and 3 m approx. 2% of the time. Most waves arrive from the southwest to the northwest directions. The highest waves are from the northwest direction because of the longer fetches in this sector. Swell is also dominant from the northwest direction. The waves are highly variable in height and frequency, oscillating between extremes on a period of several days, with the actual extreme height varying considerably between storms, seasons and years. Summer is the period of lowest waves. The winter period has the highest waves with maximum values in January.

3.5.3 Morphological characteristics

The nearshore bed profiles show a system of bars and troughs, see Figure 3.5.2. Generally, a swash bar attached to the beach and two or more breaker bars are present in the central sections north and south of IJmuiden. Near Den Helder and Hoek van Holland only one breaker bar is present.

Large sand ridges are present in the lower and middle shoreface; the latter are almost connected to the shore (see Figure 3.5.1).

Detailed analysis of short-term and long-term morphological data of the central zone between Den Helder and Hoek van Holland shows the following basic features:

- systematic retreat of the coastline north of Egmond and south of Scheveningen;
- erosion of the middle and lower shoreface zone (-8/-12 m N.A.P.); minor erosion in the central sections; increasing erosion towards the harbour dams and the Marsdiep channel (tidal inlets);
- steepening of the cross-shore profile in the surf zone north of Callantsoog and south of Scheveningen and in the middle shoreface zone near Bloemendaal; most probably related to accelerating longshore tidal currents (passing around groynes and dams);
- absence of major breaker bars in the eroding sections north of Callantsoog and south of Scheveningen.

Based on the available morphological data (1964-1992), the net yearly-averaged sand volume change in the surf zone between 3 m and -8 m N.A.P. depth contours between Den Helder and Hoek van Holland was found to be 125.000 m³/year (sedimentation).

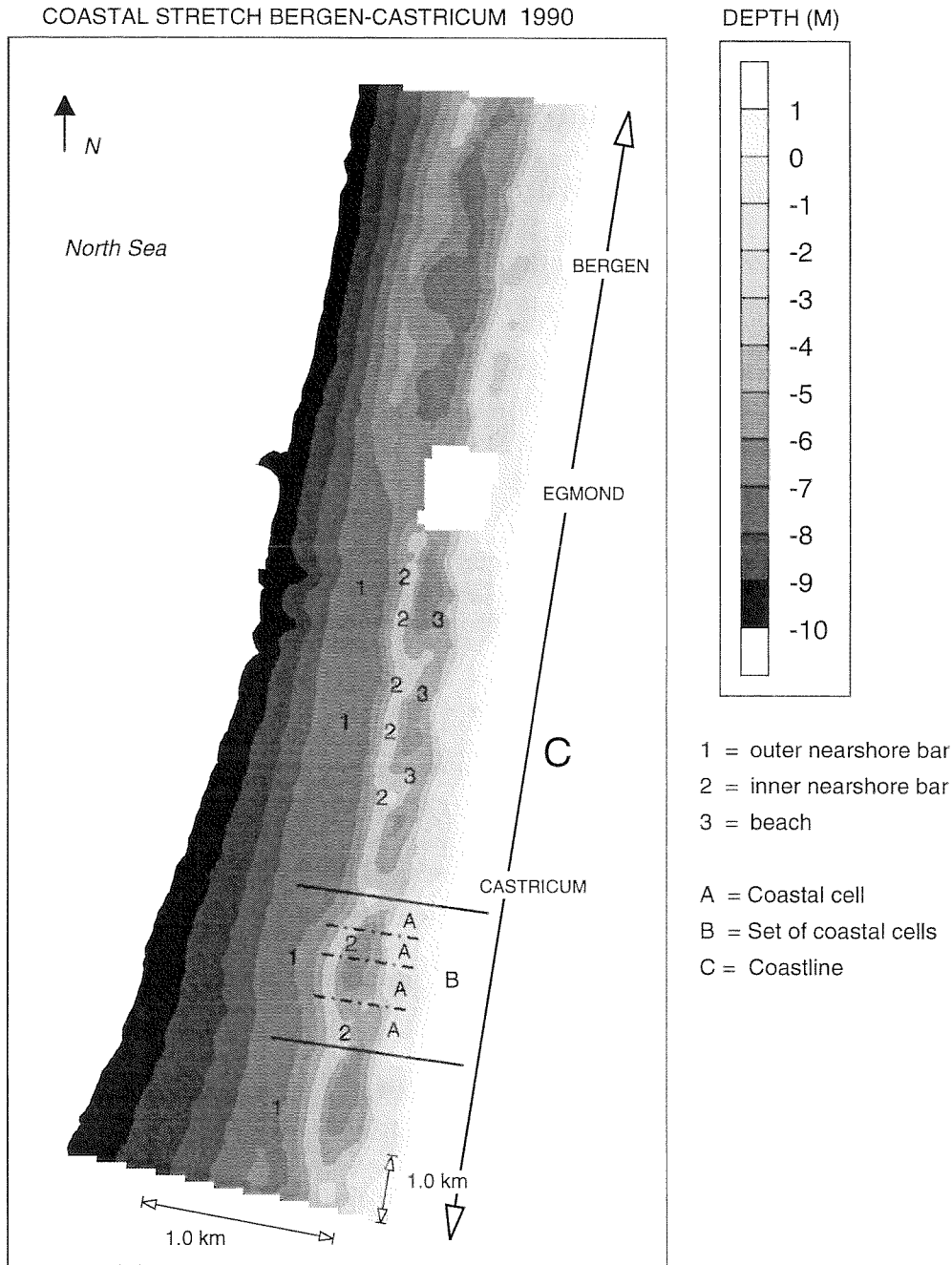


Figure 3.5.2 Coastline near Egmond, The Netherlands (Kroon, 1994)

The components contributing to this yearly-averaged sedimentation volume in the surf zone are:

- net longshore transport near Den Helder,
- net cross-shore transport across 3 m and -8 m N.A.P. contours,
- nourishment and dredging volumes.

The net longshore transport near Hoek van Holland is assumed to zero due to the presence of the harbour dams extending beyond the surf zone (-8 m N.A.P.). Similarly, the net longshore transport rate near IJmuiden is assumed to be zero.

The net longshore transport near Den Helder is estimated to be about 500.000 m³/year (including pores) in northward direction (based on model computations).

The net onshore wind-blown sand transport across the 3 m N.A.P. contour is estimated to be 280.000 m³/year between Den Helder and Hoek van Holland, according to the results of De Ruig (1989).

Taking the nourishment and dredging volumes and the above-given volumes into account, the net cross-shore transport over -8 m N.A.P. contour is found to be 490.000 m³/year in onshore direction (closing volume).

The corresponding sand budget for the surf zone is (3 m/-8 m depth contours), as follows:

| | | |
|---------|--------------------------------------|--------------------------------|
| In: | nourishment | = 440.000 m ³ /year |
| | net onshore transport (-8 m N.A.P.) | = 490.000 m ³ /year |
| Out: | net longshore transport (Den Helder) | = 500.000 m ³ /year |
| | net onshore transport (+3 m N.A.P.) | = 280.000 m ³ /year |
| | dredging Scheveningen harbour | = 25.000 m ³ /year |
| In-Out: | resulting sedimentation | = 125.000 m ³ /year |

Based on detailed analysis of the JARKUS-data of the subsections along the coast, the distribution of the net longshore transport rate along the coast was obtained. South of IJmuiden the net longshore transport rate in the surf zone was found to increase from zero near Hoek van Holland to about 500.000 m³/year near IJmuiden. North of IJmuiden the net longshore transport is directed southward in section 35-55 km and northward again in section 0-35 km with a maximum value of about 500.000 m³/year near Den Helder. The net southward transport just north of the harbour dam is related to the presence of the dams reducing the wave energy flux from southwest directions.

Reliable sand volume data of the lower and middle shoreface zone (-8/-20 m N.A.P.) are only available for the subzone between -8 m and -12 m N.A.P. contours. A total yearly-averaged erosion volume of about 700.000 m³/year was found for the sections 8-50 and 60-68 km; all subsections along the coast except those adjacent to the harbour dams of IJmuiden show erosion, minor erosion in the central sections, increasing erosion volumes are found towards the harbour dams and the Marsdiep channel which is most probably related to accelerating longshore tidal currents.

Crucial assumptions in the overall sand balance of the surf zone (3/-8 m N.A.P.) are:

- the net longshore transport rate of 500.000 m³/year near Den Helder (loss to Waddenzee through the Marsdiep channel), and
- the net onshore transport rate of about 500.000 m³/year across the -8 m N.A.P. contour between Den Helder and Hoek van Holland.

This latter value corresponds to an onshore transport rate per unit length of 4 to 5 m³/m¹/year; the onshore transport rate in the central sections further away from the harbour dams was estimated to be somewhat smaller (2 to 3 m³/m¹/year).

The overall sand balance of the large-scale shoreface zone (-8 m/-20 m N.A.P.) was determined by using the computed yearly-averaged transport rates according to the applied mathematical models. Hence, the accuracy of the sand balance results is strongly related to the accuracy of the computed transport rates. Verification of the computed transport rates is essential.

4 Process-related research and small-scale modelling

4.1 Introduction

The process-related research of the Coastal Genesis Project was aimed at obtaining a better understanding of the physical processes involved (extension of knowledge) and at the operationalization of process knowledge in mathematical models (integrated modelling). Theoretical work as well as practical work in laboratory and field conditions has been performed. The field experiments are related to the physics of the shoreface-connected ridges near Zandvoort and the surf zone and shoreface zone dynamics of the coastal zone near Egmond, The Netherlands.

The subjects herein discussed, are:

- high-frequency wave propagation
- low-frequency wave propagation
- mean current field and vertical structure
- sand transport processes
- integrated modelling.

Research developments elsewhere are also discussed where necessary and appropriate.

4.2 High-frequency wave propagation

4.2.1 Introduction

Incident waves coming from the sea to the shore can be divided into two categories:

- Wind waves and swell; these are the most energetic and readily visible waves.
- Long waves, which can be subdivided in:
 - Bound long waves; these are long waves associated with modulations in the wind waves and are travelling at the group velocity of wind waves; regions of high waves carry along a depression of the mean level, called "set-down" by Longuet-Higgins and Stewart (1964).
 - Free long waves; edge waves may be incident from the adjacent coastal regions.

In this section the propagation and transformation of high-frequency waves is considered. Waves play a dominant role in the nearshore zone. Wave processes are responsible for large fluid motions which drive currents, sediment transport and bed level changes. During its propagation to the shore, the relatively well-organized motion of offshore waves is transformed into several motions of different types and scales, including small-scale turbulence, large-scale coherent vortex motions and oscillatory low-frequency wave motion. Their interactions (mostly nonlinear) are still poorly understood.

4.2.2 Wave breaking

Wave breaking and energy dissipation play an essential role in the surf zone dynamics because they induce a gradient of the radiation stresses driving the set-up of the mean water level and the longshore currents. The surf zone shoreward of the breaking point can be roughly divided in three subzones (Svendsen, 1984): outer breaking zone, inner breaking zone and swash zone.

In the outer breaking zone or transition zone the breaking waves are transformed into turbulent bores with a rapid transition of the wave shape including the generation of a surface roller. Most of the potential energy lost in breaking is first converted into kinetic energy of organized large vortices.

In the inner breaking zone the kinetic energy of the organized vortex and roller motions is dissipated into small-scale turbulent motions. Longshore currents, cross-shore return currents and mean water level set-up are generated. The process of energy transfer causes a lag between wave breaking and the generation of mean flow, especially in case of a barred bed profile.

In the swash zone near the water line the run-up of plunging breaking waves in combination with significant low-frequency motions is dominant.

The wave breaking process and associated energy transfer from potential energy into kinetic energy are still at an early stage of understanding, especially for profiles with major breaker bars. Experimental research has been carried out in a small-scale flume (wave breaking over a movable bar in the DUT-flume) and in the Delta flume of Delft Hydraulics (LIP-experiments). High priority should be given to further analysis of these experiments with respect to the breaking-related phenomena (further research).

Also the wave-flume experiments of Klopman (1994) should be further analyzed focussing on the breaking wave zone.

4.2.3 Wave shoaling and asymmetry

The horizontal near-bed peak velocities under the crest and the trough of shoaling and breaking waves show a significant asymmetry increasing with relative wave height (H/h), which is of fundamental importance with respect to the net onshore-directed transport processes causing accretion of beaches.

The results of laboratory experiments show that the asymmetry reaches a maximum value near the breaking point and then decreases in the surf zone. Asymmetry values in field conditions (Egmond, The Netherlands) were presented by Houwman and Hoekstra (1993) and are shown in Figure 4.2.1. In water depths larger than about 7 m the asymmetry factor remains relatively small with maximum values of about 0.55 ($\hat{U}_{\text{on}} \approx 1.2 \hat{U}_{\text{off}}$) under storm conditions. In the shallow surfzone the maximum asymmetry factor is about 0.65 ($\hat{U}_{\text{on}} \approx 1.8 \hat{U}_{\text{off}}$) under strong plunging breaking waves ($H_s/h = 1$).

Many higher-order wave theories are available to determine the asymmetry of the near-bed velocities. The most popular wave theories have been derived by assuming potential flow over a flat bed. Analytical solutions have been derived by making expansions in a small parameter yielding solutions up to the 5th-order for deep water (Stokes-solutions) and shallow water (Cnoidal-solutions). Numerical methods based on Fourier approximations give solutions in the form of truncated Fourier series (Sobey and Bando, 1991).

Parameterized solution methods based on an empirical wave shape for any depth over a horizontal bottom (Vocoidal theory) and later over a sloping bottom (Covocoidal theory) have been introduced by Swart and Loubser (1978) and Swart and Growley (1988).

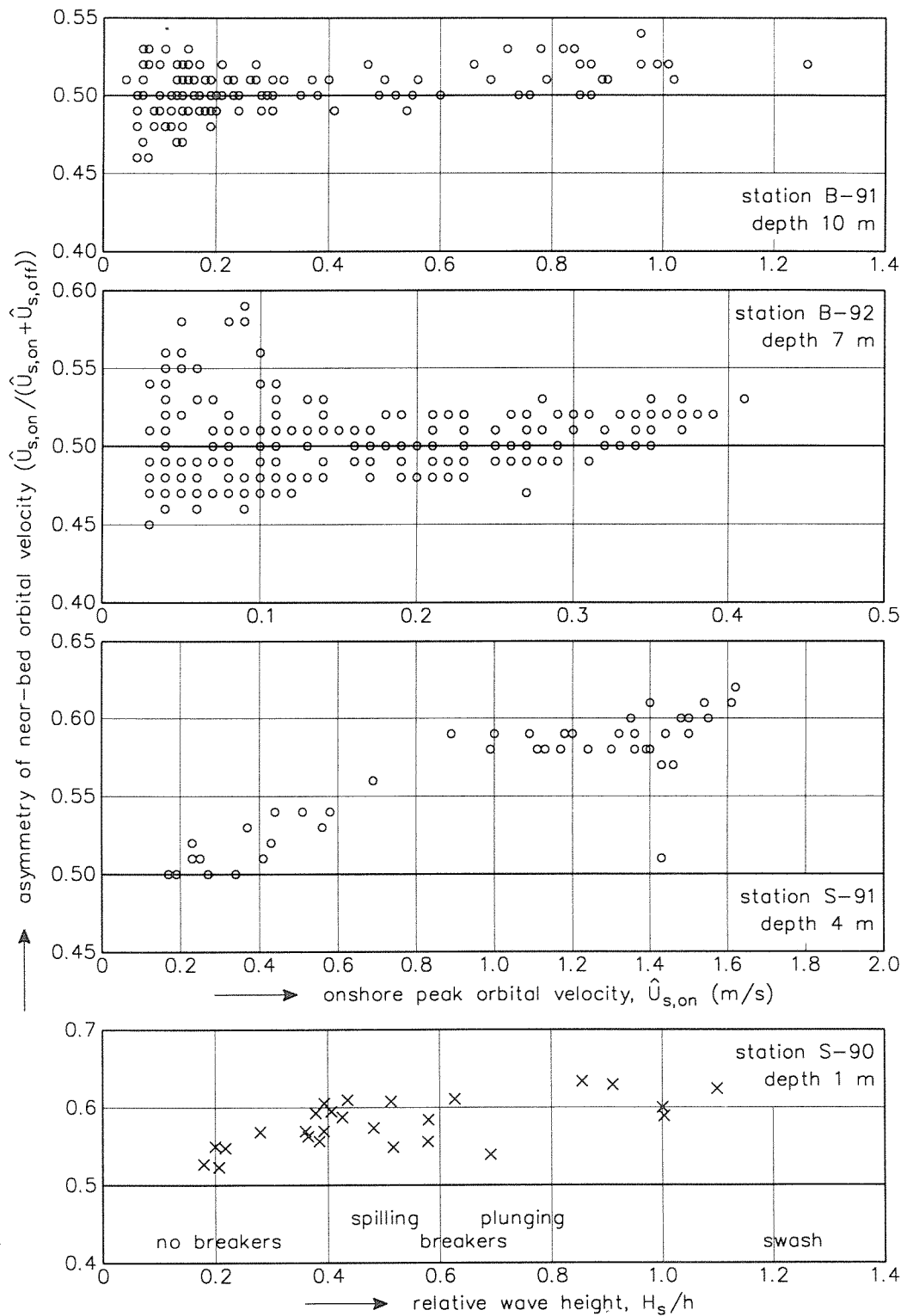


Figure 4.2.1 Asymmetry of near-bed orbital velocity in four stations in cross-profile near Egmond, The Netherlands

$\hat{U}_{sig,on}$ = significant near-bed onshore peak orbital velocity

$\hat{U}_{sig,off}$ = significant near-bed offshore peak orbital velocity

Figure 4.2.2 shows asymmetry factors of three wave theories in water depths of 5, 3 and 1 m for a wave period of 7 s. In case of a depth 5 m the three methods produce similar results. For a depth of 3 and 1 m the Cnoidal theory and the Rienecker-Fenton Fourier approximation theory (1981) yield similar results; the Covocoidal theory gives significantly larger values. Compared to the asymmetry factors for field conditions (see Figure 4.2.1), the applied wave theories produce relatively large values, especially in shallow water and even for low velocity values (low waves).

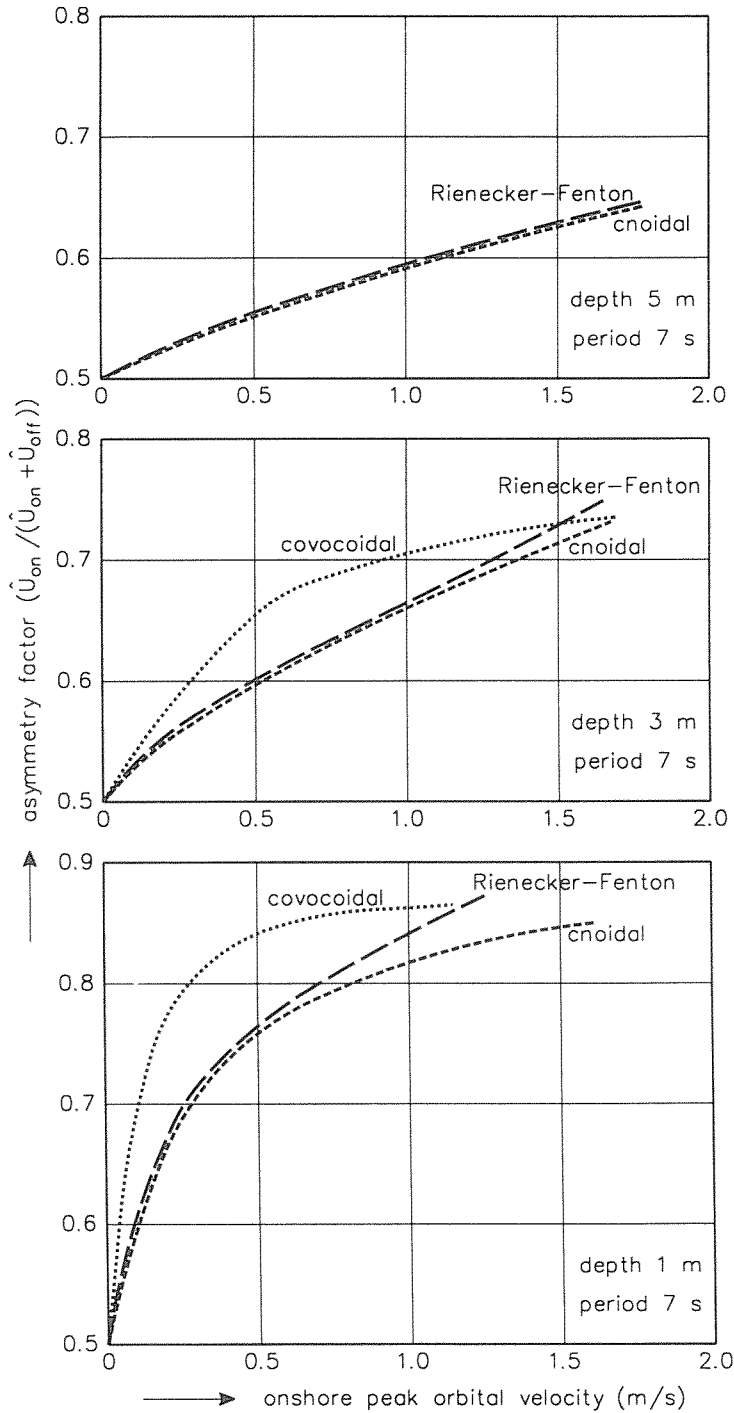


Figure 4.2.2 Asymmetry factor of near-bed orbital velocity according to three higher-order waves theories (Cnoidal theory, Covocoidal theory, Rienecker-Fenton Fourier approximation theory)

Figure 4.2.3 shows a comparison of measured and computed peak onshore and offshore velocities for a large-scale flume experiment (Roelvink, 1987). The measured data were corrected for the effect of the mean current generated by the wave motion and the effect of low-frequency waves. The peak onshore velocities under the wave crests are reasonably well described by linear wave theory (Stokes 1st order), the Rienecker-Fenton Fourier approximation theory and the covocoidal theory, even at relatively high waves ($H_s/h = 0.6$). The peak offshore velocities under the wave troughs are overpredicted by linear wave theory (about 20%) and underpredicted by the Rienecker-Fenton and covocoidal wave theories, even at relatively low non-breaking waves ($H_s/h = 0.3$).

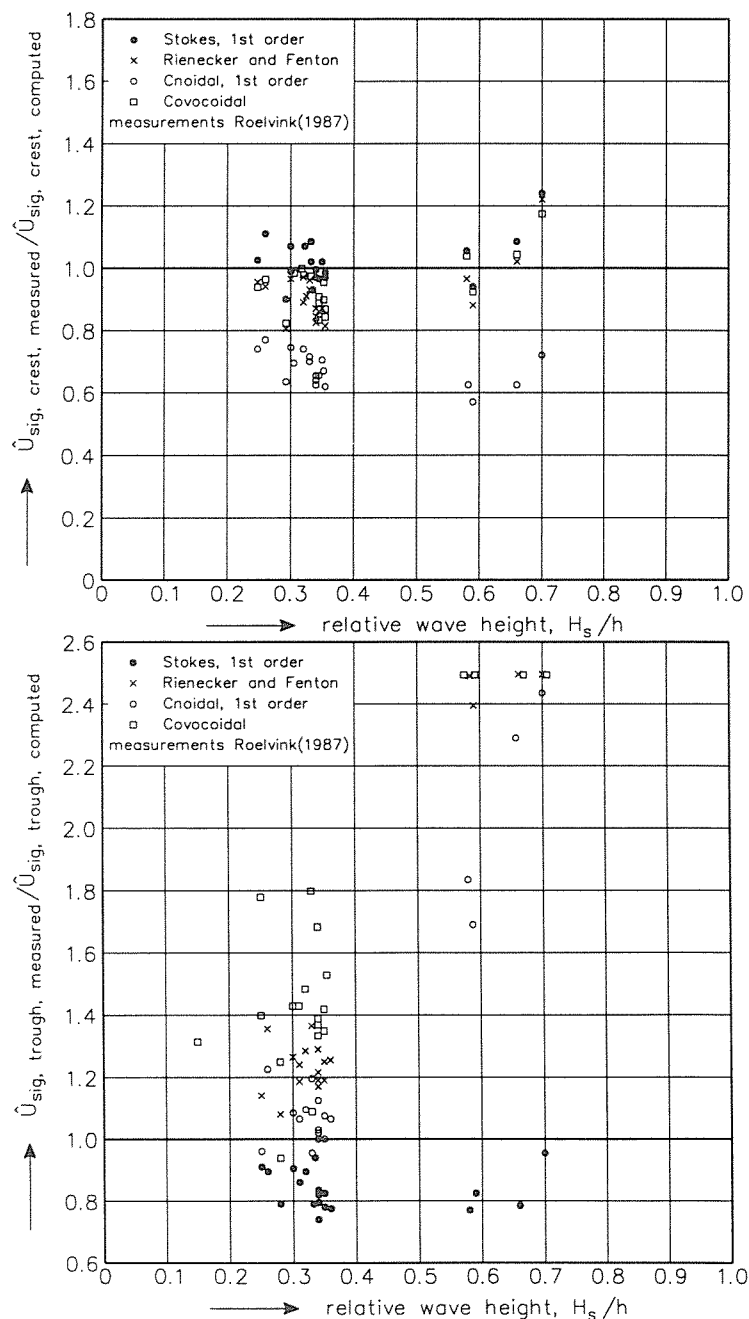


Figure 4.2.3 Measured and computed near-bed peak onshore and offshore velocities, Delta flume experiment (Roelvink, 1987)

In case of combined breaking and non-breaking waves in the surf zone different methods should be used for both types of waves. Resulting velocities can be obtained by multiplying with the fractions of breaking and non-breaking waves. Exploring studies have been done by Roelvink et al. (1995), but the agreement between computed and measured wave velocity asymmetry is not yet satisfactory (see, for example, the wave asymmetry effect (D) in Figure 4.6.1). Further research is required to come up with a universal and generally-accepted method to be used for waves (in combination with currents) in the surf zone. Kroon (1994) as many others has found that the peak onshore velocity can be reasonably well described by linear wave theory, even for breaking waves. The peak offshore velocity can also be described by linear wave theory using a simple empirical correction factor. Further research is required to verify the validity of this concept.

Non-linear wave effects on a sloping bottom can be represented by Boussinesq-type models, consisting of a continuity equation and a depth-averaged momentum equation (Boussinesq, 1872).

Dingemans (1994) made a comparison between the results of various Boussinesq-type models and laboratory measurements. Based on this, he concluded that the frequency-dispersion modelling is much more important than the modelling of the higher harmonics.

4.2.4 Wave modelling

In morphodynamic models the wave information is generally obtained by using the following procedure:

- wave propagation and transformation (including breaking) in the nearshore zone and
- wave kinematics (asymmetry) computation using an appropriate wave theory.

The most important phenomena to be represented in wave propagation and transformation models are:

- randomness and directionality of the waves
- refraction of waves over horizontally sheared currents
- nonlinear wave mechanics of shoaling waves just before breaking
- wave breaking and energy dissipation in the surf zone.

The traditional approaches of wave field modelling make use of the separation of vertical, horizontal and time variables. Wave-averaged energy conservation laws can be derived by integrating the basic equations of fluid motions over depth and averaging over the wave-period. This integrated approach forms the basis of pure refraction wave ray models. The other classical derivation introduces a velocity potential by assuming the irrotationality of wave motions. Euler equations are linearized and the method of separation of variables is applied by assuming a vertical distribution of the velocity potential and harmonic time functions of wave components. This has led to the mild-slope equation in which diffraction effects are included and wave energy flux is no longer conservative along rays. This aspect is quite attractive in the nearshore zone where significant diffraction is expected over complex bathymetries.

Two types of models are commonly used to describe the propagation and transformation of waves over a (barred) nearshore bed profile for uniform beaches: parametric models and probabilistic models.

A parametric model was used by Roelvink (1993) and updated by Roelvink and Reniers (1994). A probabilistic model was recently presented by Van Rijn and Wijnberg (1994). Many other models of both types have been presented in the literature (see Hamm et al, 1993).

The parametric models are based on the wave-energy or wave-action balance in terms of the root-mean-square wave height (H_{rms}) and the peak period to represent the (single peaked) wave spectrum. The energy dissipation of breaking waves is modelled in analogy with the energy dissipation of a propagating bore. A popular method is that proposed by Battjes and Janssen (1978) which is based on a Rayleigh-distribution of wave heights, truncated at the breaker (maximum) wave height. Functions are specified to determine the maximum wave height and the percentage of breaking waves.

The probabilistic models are based on propagation and transformation of individual waves (wave by wave approach). The probability density function of the wave height in deep water is schematized into a discrete series of wave height classes- and corresponding periods. Each wave height class is assumed to propagate shoreward independently of the other classes by solving the wave-energy balance separately. The individual waves shoal until an empirical criterion for breaking is satisfied. Wave height decay after breaking is modeled by energy dissipation methods or by exponential adjustment to a stable wave height. At any location the wave statistics such as the root-mean-square wave height (H_{rms}) or the significant wave height ($H_{1/3}$) can be calculated from the predicted individual wave heights.

Figures 4.2.4 and 4.2.5 show measured and predicted wave heights for the LIP-1B experiment in the Deltaflume of DELFT HYDRAULICS (Arcilla et al, 1994).

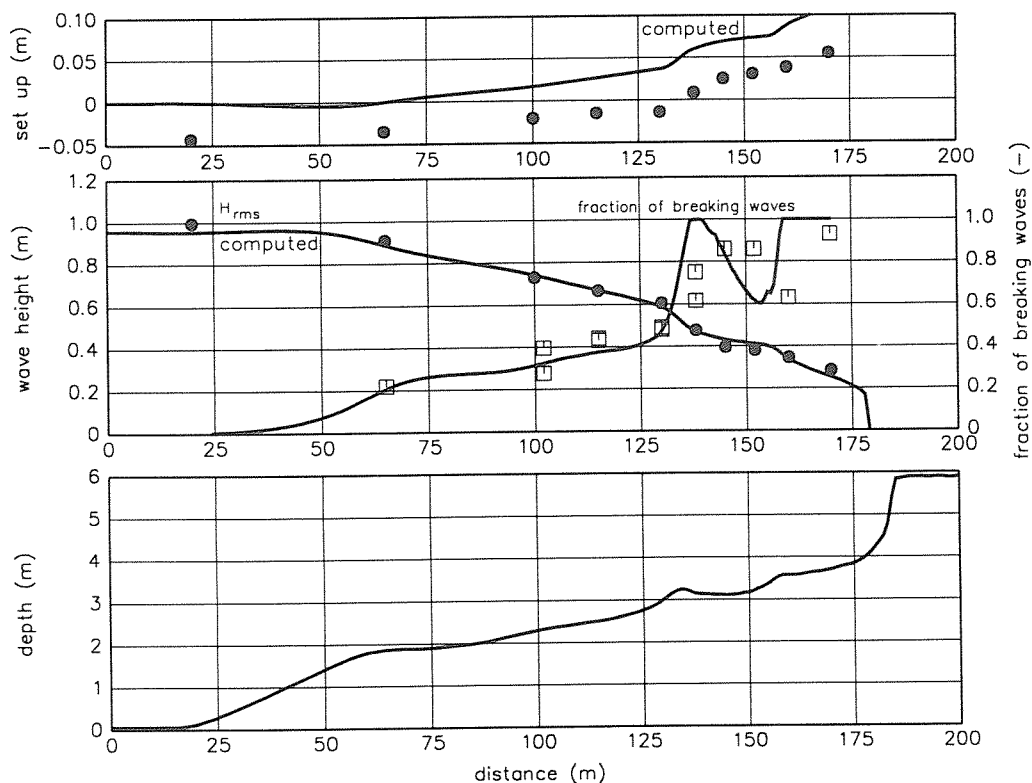


Figure 4.2.4 Measured and computed wave height using parametric model (UNIBEST), LIP-1B experiment

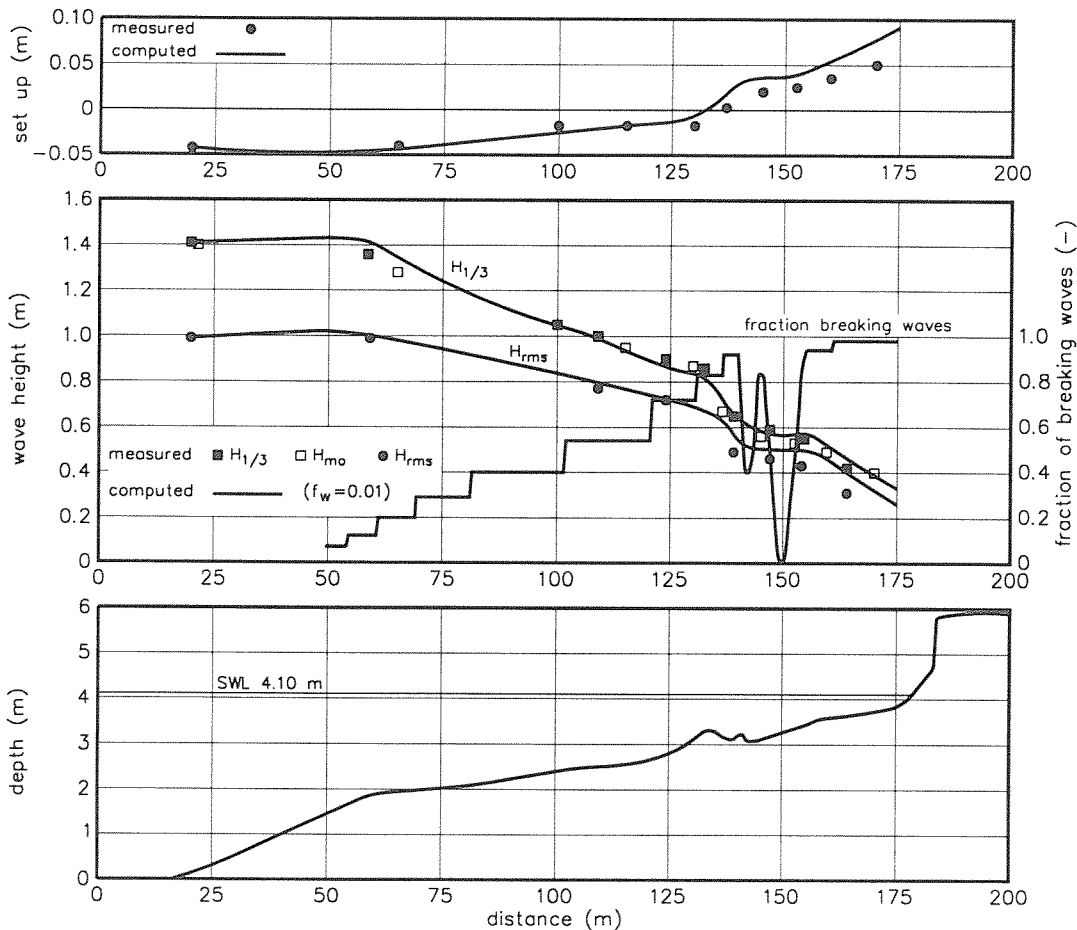


Figure 4.2.5 Measured and computed wave height using probabilistic model (WAVIS), LIP-1B experiment

Both types of models can predict the wave height distribution quite well in case of monotonically sloping bed profiles, even with small breaker bars. When large-scale bars are present, the predicted wave heights are less good. Wave breaking ceases landward of the bar and the bore model cannot be used any further.

The probabilistic models may offer the most promising results for accurate determination of the sand transport rates because of a better representation of the higher waves.

Further research of high-frequency wave models should be focused on wave breaking and wave shoaling over barred profiles. Finite amplitude shoaling and wave mechanics in the swash zone are features to be included in the models.

4.2.5 Further research

The following subjects should be addressed:

- Wave breaking and energy dissipation over barred profiles (lag effects);
- Asymmetry of near-bed orbital velocity in breaking and non-breaking waves;
- Modification of wave period in breaking waves;
- Wave propagation modelling using parametric and probabilistic models;
- Wave mechanics in the swash zone;
- Finite-amplitude wave shoaling of low-steepness (swell) waves over a relatively steep bottom.

4.3 Low-frequency wave propagation

4.3.1 Introduction

A review is given by Hamm et al (1993) and Roelvink (1993). A summary of their review is given below.

Interaction of all incident wind-waves (see Section 4.2.1) in the nearshore zone generates long period motions. The interaction with bed topography, and with wave-generated and other currents is of dominant importance. The long period motions can be subdivided into low-frequency waves (LFW) and vortical motions, such as longshore currents and rip currents. The term "infragravity waves" is also used to describe LFW, but since LFW are essentially gravity waves "infragravity" seems inappropriate. On a plane beach, the LFW motion is often described and analysed in terms of certain modes of motion, edge wave modes and reflective or "leaky" modes. For direct onshore-offshore motion, the only free modes are those corresponding to waves coming into the beach and being reflected there.

Normally most LFW motion is within the range where linear theory can be expected to hold, however if the beach profile has some sort of bar so that a region of full or partial resonance can occur, then LFW waves of large amplitude can grow and form substantial bores.

For gently sloping beaches, where most LFW activity is thought to originate, those waves which have variation along the shore are often trapped within the shallower region and are best described in terms of edge waves.

Edge waves have modes which are numbered according to the number of zeros of wave elevation between the shore and the outermost part of the wave which decays exponentially seawards. For the higher modes of edge waves, refraction of waves away from deeper water is seen to be responsible for their confinement to shallower regions.

For beaches bounded by headlands or by an entrance to a bay, standing edge waves corresponding to the modes fitting the beach length are the most likely to be observed. On long uniform beaches progressive edge waves may be more likely but standing edge waves are also observed.

The vortical long period motions have a different character since there is no significant variation of surface elevation associated with them. They are also often strongly affected by the bed topography. Longshore currents and rip currents are the best known examples. These are typically modelled as steady flows driven by the incident short waves.

LFW can generally be expected to be well described by linearised equations but there are certainly cases where the LFW properties are influenced by vortical motions such as longshore currents.

There is general agreement and all observations indicate that long period motions are caused by short waves incident on the coast. The major process involved is also clear. Short waves lose much or all of their energy by breaking. This dissipation differs strongly in its effects from the more commonly studied dissipation of fluid flows by frictional drag effects at boundaries. Breaking usually leads to little or no stress on the boundary and hence there is little or no loss of momentum. It is this momentum carried into the surf zone by the short waves and deposited there, that drives both LFW and vortical motions. It is best formulated in terms of the momentum flux tensor, which is usually described as "radiation stress".

In the simplest case of a uniform short-wave train normally incident on a plane beach, there are no mean currents and the progressive transfer of momentum from the short waves breaking in the surf zone balances the pressure gradient due to wave-induced set-up of the water level. Any variation from non-uniformity in the incident wave train may lead to the generation of long wave motion.

The simplest case is that of free long waves. These are normally sufficiently small in amplitude that near-perfect reflection can be expected. However their interaction with the incident short waves may be quite significant.

During half the long wave period, the short waves are "compressed" and during the other half they are expanded. Thus the dissipation of their energy, and hence transfer of momentum, is modulated in space and time by the long waves.

This must lead to generation of further long-waves at the same frequency as the incident waves. Whether the effect is to amplify or destructively interfere with the incident long wave depends on their relative phases and is hence likely to depend on the width of the surf zone. This topic awaits further study.

Most study has been given to the case of modulated short waves. Offshore there is a bound long wave accompanying such modulations. The magnitude of the bound wave changes as the water depth changes which implies that free long waves are being created to balance the changes in the bound wave. Then, as the short waves break two features affect the transfer of momentum to long waves. Higher waves break first in deeper water, and lead to a greater set-up, thus modulation leads to a variation of the width of the surf zone and to the magnitude of set-up. The break-point moves back and forth; in this region there is a radiation stress gradient varying in time. This gradient acts as a local forcing, comparable to a wave maker which generates waves both in onshore direction and (with opposite sign) in offshore direction. The onshore directed wave is subsequently reflected off the beach and interferes with the offshore directed wave. Depending on the dimensionless width of the surf zone, the relative phase of the two free outgoing wave components changes, resulting in an enhancing or damping of the total free wave radiated from the surf zone. Bound long waves may also be made free in the surf zone and will be reflected off the beach.

In reality, a combination of LFW and vortical motions are generated. Also as the short waves decrease in amplitude near the shore line, they are more strongly affected by the LFW. At the shore line short waves reach zero amplitude, yet the LFW are near maximum. This is very evident in the size of swash zone across which the instantaneous shoreline moves; for a regular uniform wave train this zone is often very small, yet for any variation from uniformity its width grows rapidly.

Modulations in the longshore direction will lead to excitation of both edge-wave modes and vortical motions.

In the past, almost all theoretical modelling has involved an approximation of linear waves, both short and long, with the radiation stress of the averaged short waves as the main interaction between the two. Typically the major nonlinear part of these models is the representation of wave breaking. Commonly waves are represented as breaking with a limiting amplitude which is a certain fraction of the water depth. Some numerical models include more or less other details (see Roelvink, 1993).

Among recent developments is the inclusion of non-linearity in the incident short waves by modelling the full wave motion. Outside the breaking zone Boussinesq equations provide an accurate modelling of the non-linear transformation of irregular wave trains including wave-wave interaction and the propagation of bound long waves.

The hypothesis that low-frequency waves have an important effect on cross-shore bed profiles originates from the fact that the typical length scales of many morphological features on natural beaches are similar to the length scales of long waves. Two types of explanations have been offered for the influence of long waves.

In the first explanation the long wave motion itself is responsible for introducing net transport effects through drift velocities that occur in the case of standing long waves. In cross-shore direction, it is quite likely for standing waves to occur, since most of the long waves incident on a beach will be reflected almost fully. Often, long waves are trapped in the nearshore zone on a sloping beach as "edge waves", which form a cross-shore standing wave pattern which propagates in longshore direction. For a standing wave pattern in longshore direction to be possible, different edge waves of the same frequency must occur simultaneously. In this case, net drift velocities are again possible. Most existing bar patterns have been explained by various combinations of edge waves.

Another explanation was first pointed out by Shi and Larsen (1984). An important effect of short waves is that the amount of suspended sediment is related to the amplitude of the short waves and therefore varies on the time-scale of the wave groups. Since the long waves act on the time-scale of the wave groups, and often are caused directly by these groups, a strong correlation between the suspended load and the long wave velocity is found to exist, and thus a significant net transport effect. This effect scales with the short wave velocity variance times the long wave velocity amplitude and must therefore be much larger than the effect of the drift velocities in standing long waves.

4.3.2 Bound long waves

Bound long waves may exist in the shoreface zone near Egmond, The Netherlands, during storm events (Houwman and Hoekstra, 1993). Figure 4.3.1 shows the cross-correlation between the short wave envelope curve and the long wave elevation assuming a zero time lag. Correlation coefficients between -0.5 and -1 are an indication for the presence of bound long waves related to wave groups.

Low-frequency wave propagation was studied in detail by Roelvink (1993). The aim of the study of Roelvink (1993) was to develop a predictive model of the propagation and decay of groups of short waves and the long wave generated by these groups and to investigate with this model the effect of long waves on the development of cross-shore profiles for the case of normally incident waves.

The model formulations of Roelvink are based on the short wave averaged conservation equations for mass, momentum and wave action. Closure relations are derived from linear theory, except for those concerning dissipation terms. A new formulation for the time-varying, short wave averaged wave energy dissipation due to breaking is proposed.

This formulation plays a key role in solving the conservation equations. Special attention is paid to the calibration of the parameters in the breaker formulation, and a set of constant parameter values is found for which the formulation is valid over a wide range of conditions.

A numerical method was designed to solve the non-linear system of conservation equations. In order to avoid a complicated treatment of the water line, the system of equations is transformed from a non-equidistant and time-varying physical domain to an equidistant and

constant computational domain. A standard scheme of second-order accuracy is used to solve the transformed equations.

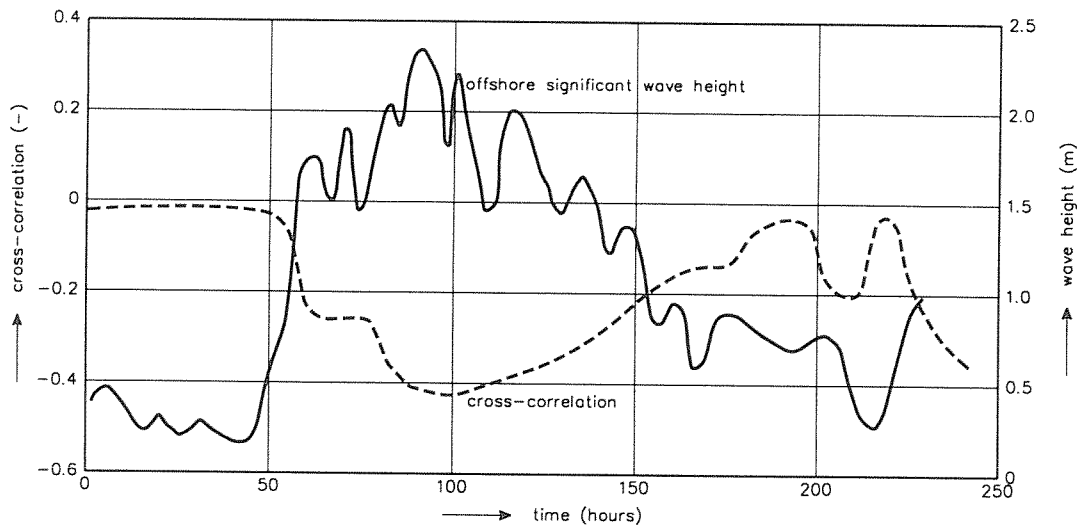


Figure 4.3.1 Cross-correlation between wave envelope and low-frequency pressure in water depth of 7 m near Egmond, The Netherlands

The applied numerical method has been tested against known analytical solutions of the non-linear shallow water equations. These solutions are reproduced accurately. The scheme is capable of accurately representing bore solutions of the shallow water equations; hence the model automatically represents the breaking of long waves.

The complete model is validated against data from three different wave flume experiments with regular and irregular waves.

Based on this, it was concluded that the proposed model is an accurate enough predictive tool for the propagation and decay of normally incident random wave groups and their associated long wave motions over an arbitrary beach profile. The use of the non-linear shallow water equations for the long wave motion enables application of the model to severe conditions where the long waves have high amplitudes or may even be breaking.

The sensitivity of the transport pattern due to the interaction between short and long waves to changes in the bar topography was studied by schematizing the profile shape to a realistic, parametric form of which the parameters can be varied in a systematic way. By means of numerical simulations the sensitivity of the long wave - short wave interaction term to the spacing, position and amplitude of longshore bars has been studied, in relation to the basic pattern on an unbarred "equilibrium" profile.

This was carried out for two typical wave conditions. Separately, the sensitivity of the result for a typical barred profile to incident wave conditions was investigated, in order to verify that the conclusions are generally valid, and to identify the most important parameters of the incident wave field.

The main conclusions regarding the long waves themselves are that the most important incident wave parameters are wave height and period (see Figures 4.3.2 and 4.3.3). Long wave amplitudes increase strongly near the shore, as opposed to short wave amplitudes. Long

wave amplitudes keep increasing for increasing short wave period; with increasing wave height for a constant wave period the long wave amplitudes first increase strongly, after which a saturation takes place. However, since generally the wave period increases with increasing wave height, the long wave amplitudes on the beach will keep growing with increasing wave height.

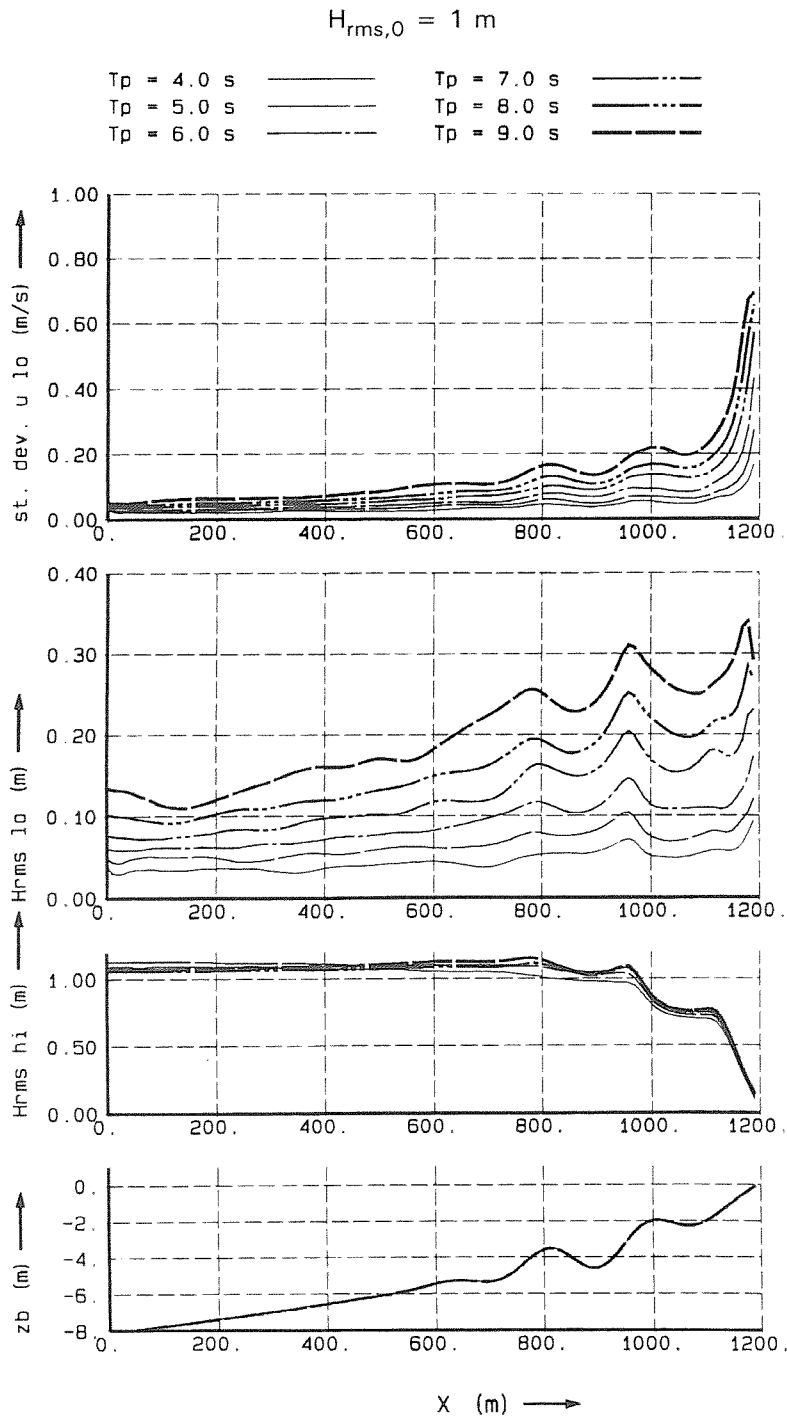


Figure 4.3.2 Influence of T_p on short wave height $H_{rms,hi}$ on long wave height $H_{rms,lo}$ and on standard deviation of long wave velocity $\sigma_{u,lo}$

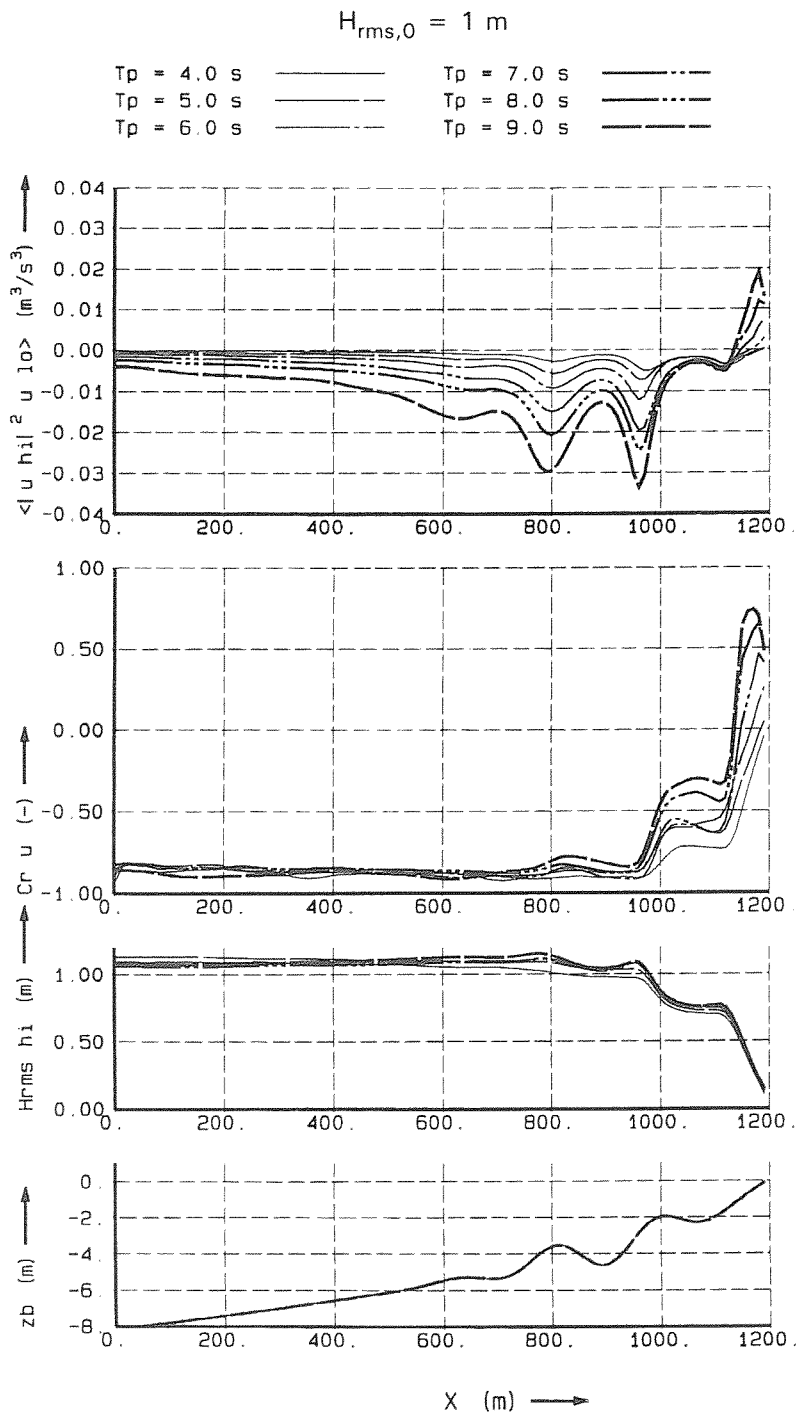


Figure 4.3.3 Influence of T_p on short wave height $H_{rms,hi}$, on correlation coefficient of long-short waves and on long-short wave interaction term $\langle |u_{hi}|^2 u_{lo} \rangle$ (negative means net seaward transport)

Over a wide range of realistic wave and profile characteristics, no evidence of resonance conditions was found.

Due to the absence of strong resonance effects on time-averaged long wave parameters on the barred profiles considered and due to the broad-bandedness of the low-frequency spectrum, phase coupling between the short wave envelope and the *reflected* long waves is generally very weak. As a result, the velocity moments are dominated by the phase coupling between *incoming* long waves and the short wave envelope. This phase coupling results in

a seaward directed effect, except very near the shoreline. Since both long wave velocity and short wave velocity variance increase over bar crests, the velocity moments are strongest on or just seaward of the bar crests. This effect increases for increasing bar amplitudes, and is found irrespective of bar length and location.

The morphological effect of cross-shore long waves is therefore generally to increase offshore transport, except very near the shoreline, and to move bars in seaward direction, while reducing their amplitude.

The most important incident wave parameters governing these processes are the wave height, and to an even greater extent, the wave period, while the spectral shape has a very limited effect.

The hypothesis that bar formation is to an important extent related to cross-shore long waves is not supported by the study of Roelvink. Although the cross-shore long wave motion plays an important role in bar evolution, it is generally a destructive role.

O'Hare (1994) agrees with the results and conclusions presented by Roelvink, when the wave group spectrum is broad-banded and the bound long wave dominates. However, if the breakpoint-forced long wave is sufficiently large relative to the bound long wave, multiple bars may be formed, particularly if the group spectrum is more narrow-banded.

4.3.3 Further research

Further studies recommended are:

- More detailed study of conditions with dominant break-point forced long waves.
- Improvement of the accuracy of the time series of short wave energy and long wave elevation by allowing the short wave frequency to vary slowly and by taking into account the effect of the long wave velocity on the propagation of the short wave groups.
- Extension of the model to the two-dimensional horizontal case (edge waves).
- Execution of two-dimensional wave basin experiments to generate a database for model validation.
- Verification of surf-beat model in field conditions (Nourtec Terschelling).

4.4 Mean current field and a vertical structure

4.4.1 Tide, wind and density-induced currents

A summary of available field data has been made by Rijkswaterstaat (1994), focussing on the near-bed current velocities which are of most importance for the sediment transport processes and hence morphological behaviour. The data considered are related to automatic velocity recordings in cross-shore profiles near Noordwijk, Scheveningen, Zandvoort, IJmuiden and Callantsoog in the period 1979 to 1991. In 1993 field data were obtained in an offshore station near Noordwijk using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) placed at an elevation of 1 m above the bed (Rijkswaterstaat, 1994a). In 1993 velocity data were measured by Houwman and Hoekstra (1993) at a depth of about 9 m in a station near Egmond using an Electromagnetic current meter in a stand-alone tripod.

Some of peak tidal velocities in longshore direction are given in Table 4.4.1 and in Figures 4.4.1 and 4.4.2. Both figures show the presence of a dominant flood current and the marked effect of the wind on the tidal current velocity forcing the current to move in the direction of the wind.

Analysis of residual cross-shore current velocities in the near-bed region shows a systematic longterm onshore-directed residual current velocity in the range of 0 to 0.05 m/s in water with depths larger than 15 m (Rijkswaterstaat, 1994b). In shallow water onshore-directed as well as offshore-directed residual velocities may occur depending on the water depth and on the wind conditions. Generally, offshore-directed current velocities do occur in shallow depths during onshore-directed storm winds. For example, the Egmond data of 1993 show offshore-directed near-bed velocities of about 0.15 m/s in the waning phase of a storm (Figure 4.4.3). Van de Meene (1994) concludes that the residual circulation at the shoreface-connected ridges near Zandvoort is dominated by a very delicate balance between tide, wind and density-induced effects, especially in cross-shore direction. The balance appeared to be very sensitive to varying hydrodynamic and meteorological conditions. His observations showed that close to the bed the onshore-directed density effect is dominant most of the time. Only during very strong onshore winds an offshore-directed residual current was observed.

The two-dimensional horizontal tidal current velocities are reasonably well represented by the depth-averaged coastal zone model of Rijkswaterstaat (1993), see Table 4.4.1. The wind effect is somewhat underestimated, as shown in Figure 4.4.2.

The vertical structure of the flow was studied in detail by Zitman (see Van Rijn et al, 1994), using a one-dimensional vertical approach. The Vertical Structure model computes the vertical distribution of the horizontal flow velocities for a given depth-averaged velocity vector, horizontal fluid density-gradient and wind-shear stresses at the water surface, taking the Coriolis effect into account. The effects of wave breaking causing a longshore current and a cross-shore return current (undertow) can also be represented by the Vertical Structure model.

| Station | Depth (m) | Measured longshore velocity (m/s) | Computed longshore velocity (m/s) |
|--|--------------|---|---------------------------------------|
| Noordwijk Rijkswaterstaat, 1994a | 20 | $U_{\max, \text{flood}} = 0.7$ $U_{\max, \text{ebb}} = 0.6$ (low spring tide) | 0.65 0.55 (representative tide) |
| Zandvoort v. d. Meene, 1994 | 18 | $U_{\max, \text{flood}} = 0.7$ $U_{\max, \text{ebb}} = 0.6$ (low spring tide) | - - |
| Egmond Houwman, 1993 | 9 | $U_{\max, \text{flood}} = 0.6$ $U_{\max, \text{ebb}} = 0.4$ (high neap tide) | 0.55 0.45 (representative tide) |

Table 4.4.1 Maximum velocities in stations Noordwijk, Zandvoort and Egmond

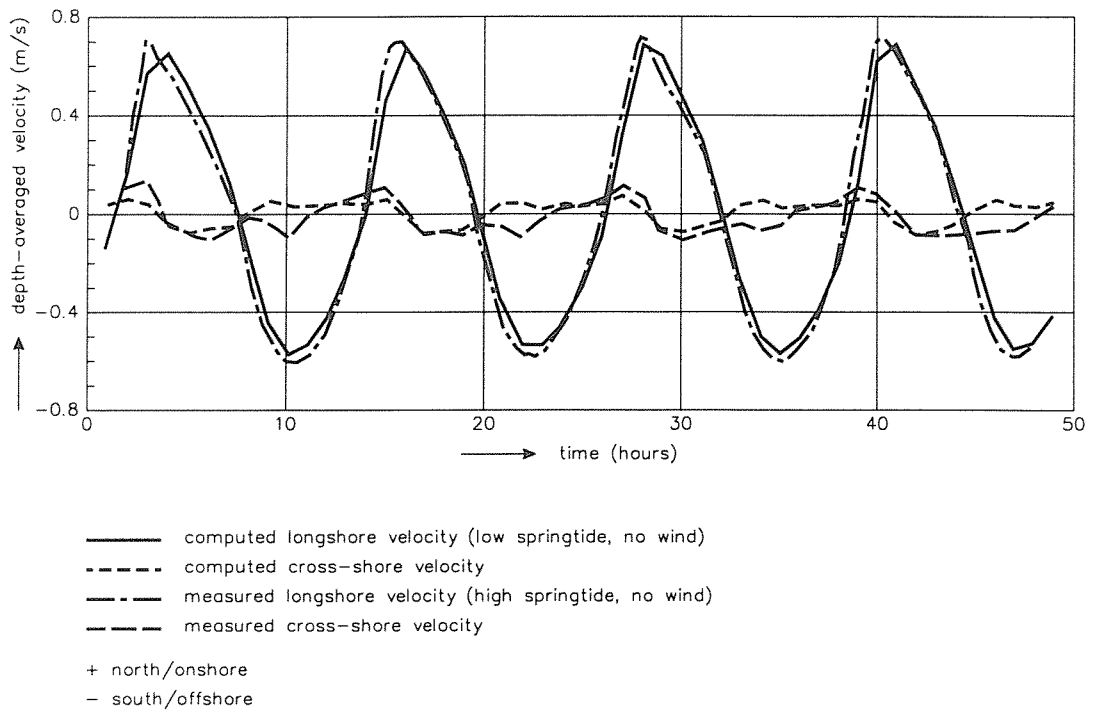


Figure 4.4.1 Measured and computed depth-averaged tidal velocities, water depth 20 m, offshore station Noordwijk

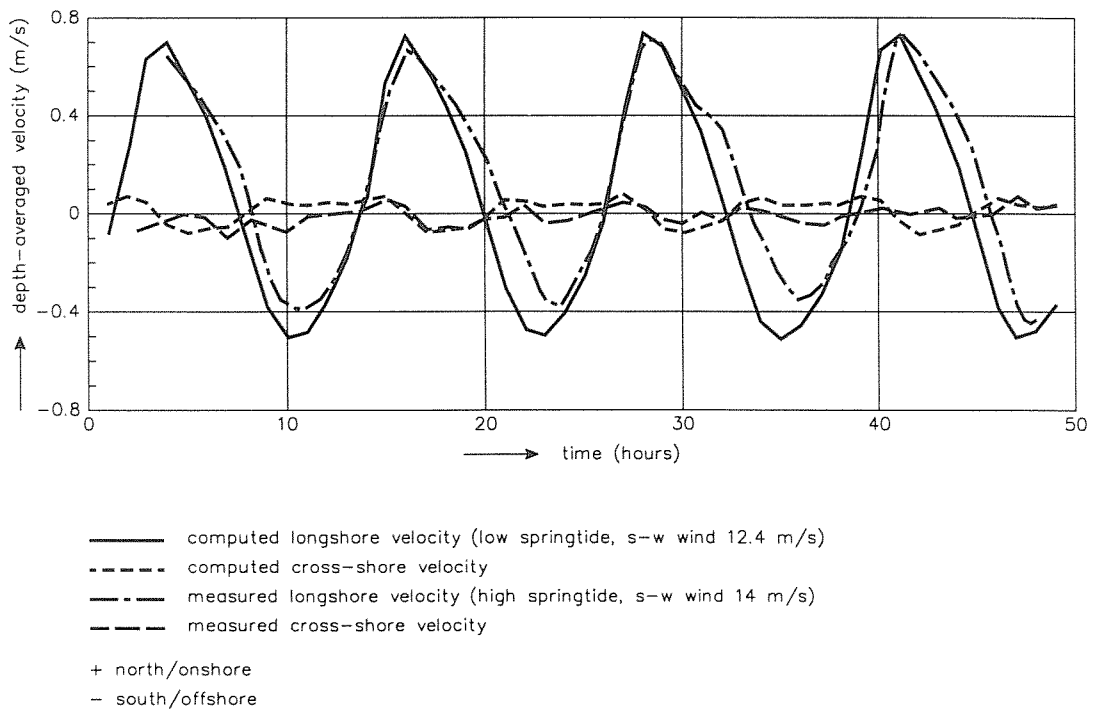


Figure 4.4.2 Measured and computed depth-averaged tidal velocities, water depth 20 m, offshore station Noordwijk

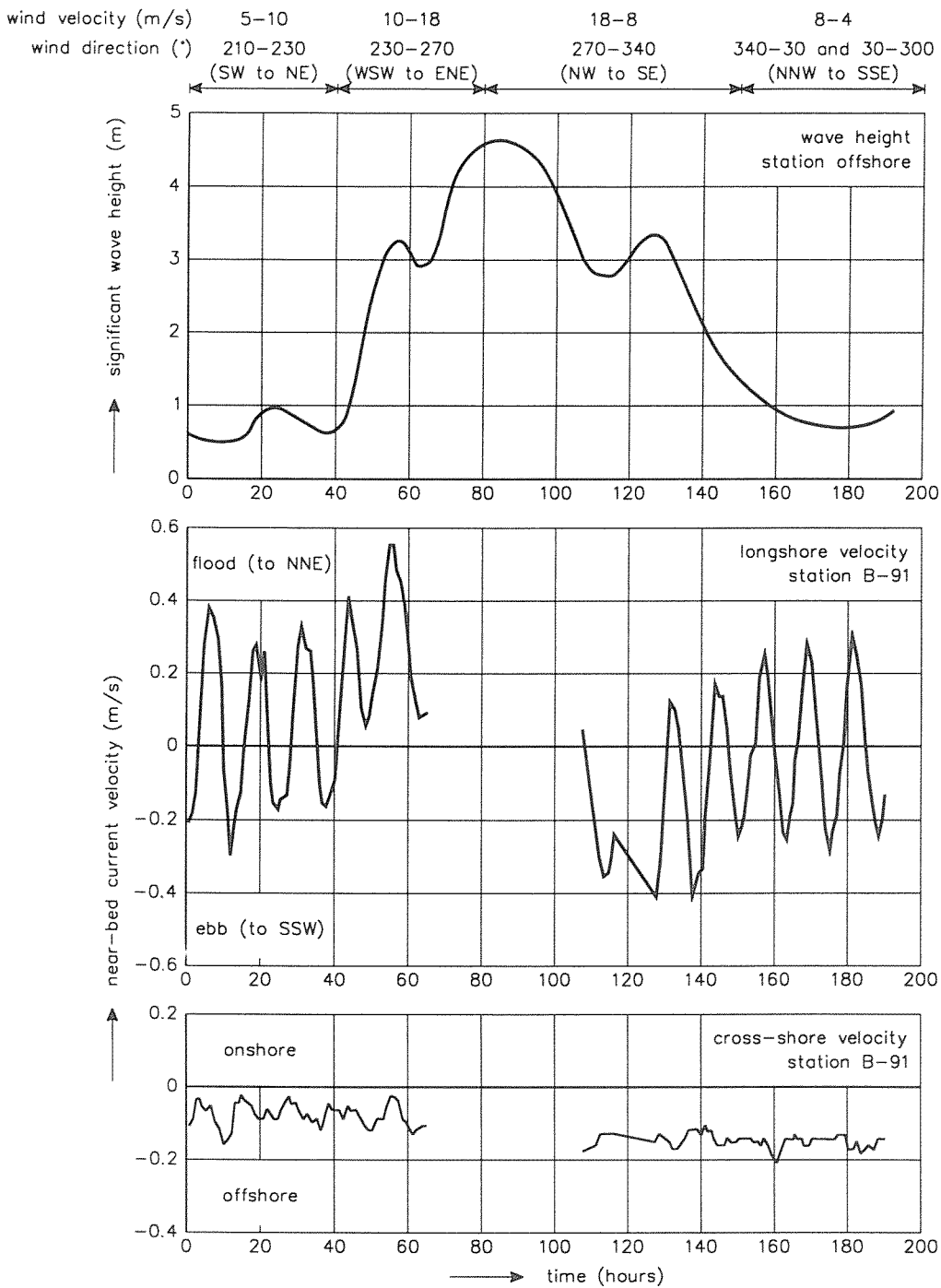


Figure 4.4.3 Measured near-bed current velocities, station B-91, water depth 9 m, Egmond

The Vertical Structure model is based on the horizontal momentum balance for quasi-steady flow neglecting the horizontal convective acceleration terms. Quasi-steady flow has been assumed because the time-scale of adjustments over the depth is much smaller than the time-scale of horizontal adjustment of the flow pattern. Furthermore, it has been assumed that the flow is locally uniform in the horizontal plane. The inertia effects and the lateral dependencies (horizontal advection and diffusion) are assumed to be adequately represented by the depth-averaged model from which the depth-averaged velocity vector is used.

A basic parameter of the Vertical Structure model is the eddy viscosity coefficient (turbulence closure) and its distribution over the depth, which is represented by a parabolic function using

a virtual depth to obtain finite eddy-viscosity values at the bed and at the water surface. Another important aspect is the representation of the bottom boundary condition for the horizontal velocity. A no-slip condition specifying a zero velocity at the level $z = z_0$ ($z_0 = \text{zero velocity level} = k_s/33$ with $k_s = \text{effective bottom roughness}$) is the most appropriate schematisation, but it requires an extremely fine grid near the bed and hence extensive computational effort. To overcome this latter problem, a two-layer approach was used. The near-bed layer covers the high-shear region near the bottom and is represented by a logarithmic function whereas the other layer covers the upper part of the depth.

In order to check the accuracy of the Vertical Structure model, results of the model are compared to measurements. Data for this validation were available from an Acoustic Doppler Current Profiler (Rijkswaterstaat, 1994a). This ADCP-instrument was situated 10 km offshore, at the 20 m depth contour in front of the coast near Noordwijk. From 1 m above the bottom upto 18 m above the bottom the water velocity was measured at each meter. The total mean water depth at the measuring location was 20 m. The validation focussed especially on the near-bottom effect due to the horizontal density gradient. To exclude the wind-driven currents, a period of a few days in which there was almost no wind was selected from the total time series. In this time interval the Vertical Structure model was run in order to calculate the vertical structure of the flow at each hour. The results of the Vertical Structure model are compared to the velocity measurements.

In most of the calculations the model results resembled the measurements reasonably well. The effect of the horizontal density gradient was evidently well reproduced by the model, as shown by Figure 4.4.4 (time 36 and 40).

In some other calculations however the results were rather disappointing. The calculated effect of the density gradient was strongly underestimated or the velocity was opposite to the measured velocity (see Figure 4.4.4, time 38).

The horizontal density gradient is specified as a function of the discharge of the river Rhine, the wind velocity and the wind direction. This means that the density gradient is assumed to be constant in a tidal cycle. The results suggests that this assumption is not justified. One reason could be that in the vs-model inertial terms are neglected. Another possible explanation is the density gradient variation over a tidal cycle. Therefore, the model was run again, but a routine was added that searched for the density gradient needed for the best fit with the measurements. It must be realized that this optimized density gradient also reflects the inertial term which is not incorporated in the vs-model.

The optimized density gradient and the standard density gradient are in the same order of magnitude and have most of the time the same sign.

Further research is necessary to represent the effect of density gradient variations over the tidal cycle in the Vertical Structure model. The eddy-viscosity coefficient related to wave-, wind-, tide- and density-driven flow should be studied by using higher-order models (K-epsilon models). Theoretical research should be combined with more practical research parameterizing the results to improve the Vertical Structure model.

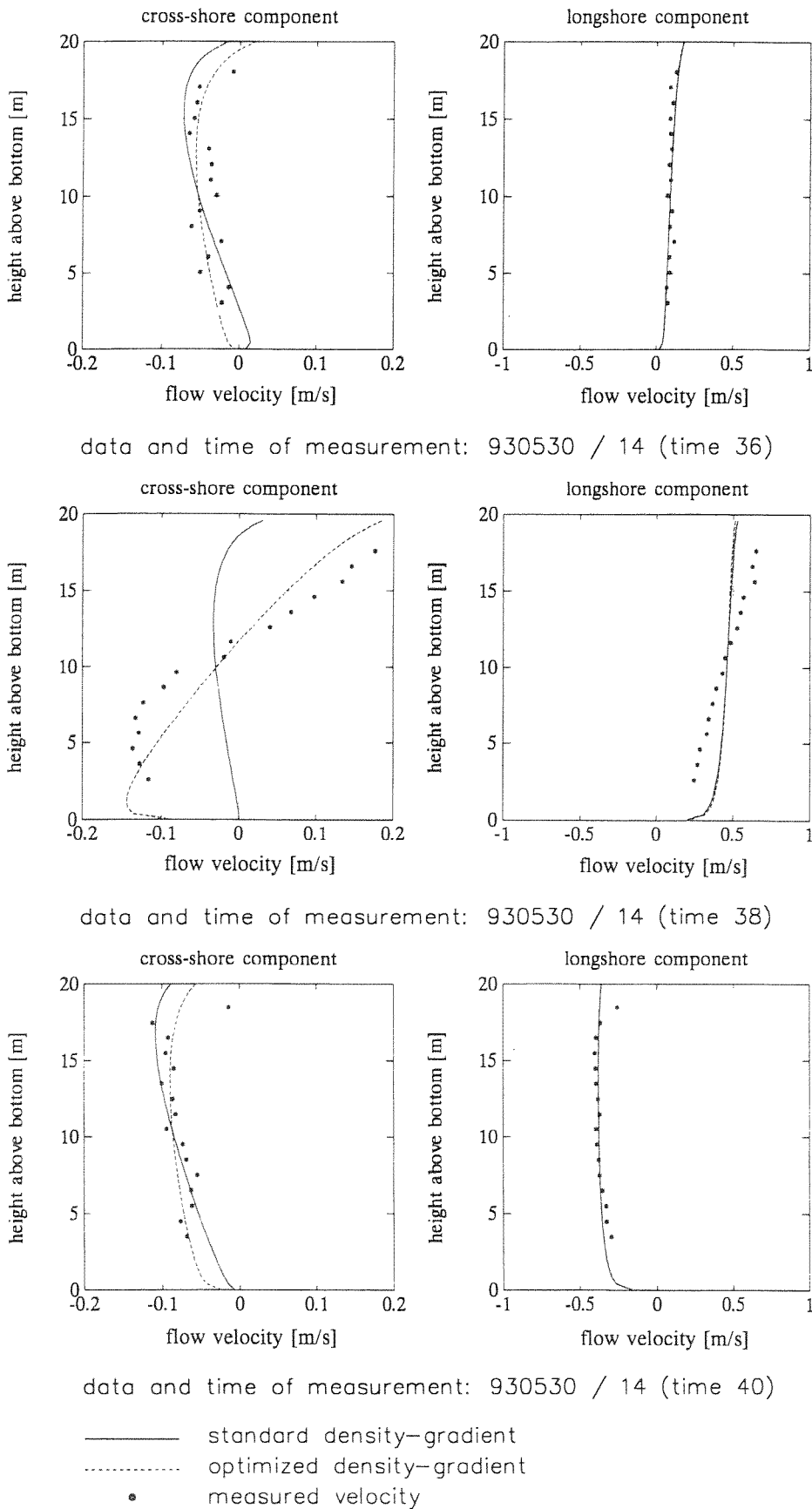


Figure 4.4.4 Measured and computed flow velocity profiles, water depth 20 m, offshore station Noordwijk

4.4.2 Wave-induced currents

Stokes (1847) first pointed out that the fluid particles do not exactly describe closed orbital trajectories in case of small-amplitude sinusoidal surface waves in perfect irrotational (non-viscous) conditions. The fluid particles have a second-order mean Lagrangian velocity (called Stokes-drift) in the direction of wave propagation resulting from the fact that the horizontal orbital velocity increases slightly with distance above the bed. Consequently, a particle at the top of an orbit beneath the wave crest has a greater forward velocity than it has at the bottom of the orbit beneath the wave trough. The depth-integrated mass flux associated with waves propagating in a horizontally unbounded domain is given by $M = E/c$ with $E =$ wave energy and $c =$ wave propagation velocity. As the waves enter shallow water the orbits become more elliptical and the drift velocities increase to appreciable values (order 0.1 m/s). Assuming a zero mass flux (bounded domain) over the water depth, the Lagrangian onshore mass flux concentrated in the upper layers is balanced by an Eulerian return flow in the lower part of the water column.

Longuet-Higgins (1953) has shown that for real fluids with viscosity ν there is a time-averaged net downward transfer of momentum into the wave boundary layer by viscous diffusion producing a mean Eulerian streaming in addition to the Stokes drift. The maximum wave-induced streaming in the boundary layer is onshore directed and of the order of $(\hat{U}_\delta)^2/c$ with $\hat{U}_\delta =$ peak orbital velocity at the edge of the boundary layer.

A detailed experimental flume study of wave-induced streaming in non-breaking waves over horizontal and sloping bottoms was performed by Klopman (1994a) using Laser-Doppler velocimetry. Monochromatic and random waves were generated. Active wave-absorption boards were used to eliminate wave reflection and resonance. The flume bottom consisted of gravel particles (0.002 m) with an effective Nikuradse roughness of 0.0012 m.

Figures 4.4.5 and 4.4.6 show the mean horizontal velocities over a horizontal and a sloping bottom, as measured by Klopman.

In case of monochromatic waves over a horizontal bottom the wave-induced streaming shows maximum values of about 0.01 m/s (approx. 6% of peak orbital velocity of 0.18 m/s) in the wave propagation direction. The thickness of the layer with wave-induced streaming is about 0.02 m which is about 4 times the wave boundary layer thickness. Above the streaming layer a return flow layer balancing the onshore mass-flux can be observed.

In case of random waves over a horizontal bottom maximum streaming velocities of about 0.012 m/s can be observed; but the thickness of the streaming layer shows a significant increase to about 0.1 m.

In case of monochromatic and random waves (non-breaking) over a plane sloping bottom the maximum streaming velocities are smaller (0.004 to 0.009 m/s). The layer thickness is about 0.01 m which is considerably smaller than that in case of a horizontal bottom.

The experimental results of Klopman (1994a) confirm the theoretical results of Longuet-Higgins (1953) yielding onshore-directed streaming near the bed.

In strongly asymmetric (shoaling) waves over steep sloping bottoms the net velocities in the streaming layer may be offshore-directed due to an unbalance of the fluid shear-stresses in the wave-boundary layer.

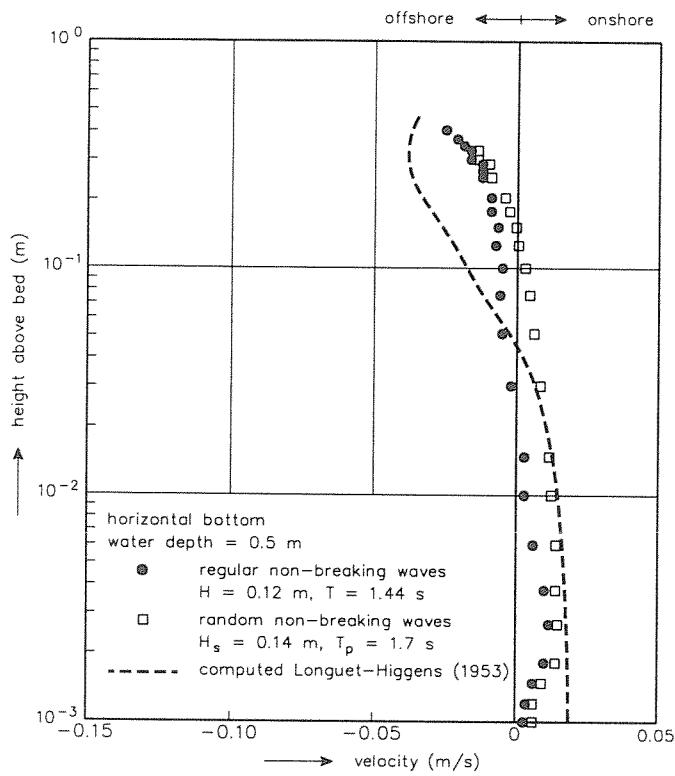


Figure 4.4.5 Wave-induced streaming velocities in case of monochromatic and random waves over a horizontal bottom (Klopman, 1994a)

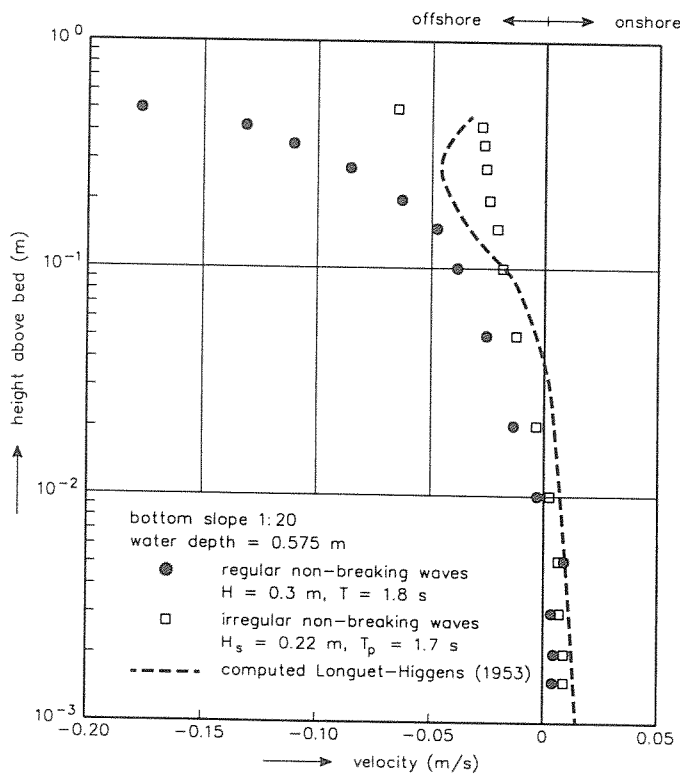


Figure 4.4.6 Wave-induced streaming velocities in case of monochromatic and random waves over a plane sloping bottom (Klopman, 1994a)

Comparison of measured streaming velocities and theoretical values according to Longuet-Higgins (1953) show qualitative agreement with onshore-directed velocities near the bed and offshore-directed velocities at higher levels compensating the mass flux. In quantitative sense the overall agreement is less good, although the near-bed velocities have the right order of magnitude.

Mass transport in the upper part of the water column (including roller effect) is considerably enhanced in breaking wave conditions. When oblique incident waves break in the nearshore zone, a complicated current pattern is generated in the surf zone, consisting of a longshore current and an offshore return current in the near-bed region (undertow).

Figure 4.4.7 shows the vertical structure of the mean currents in the surf zone (Svendsen and Lorenz, 1989). The mean currents interact with the instantaneous wave-related orbital motions yielding a complicated time-dependent three-dimensional pattern.

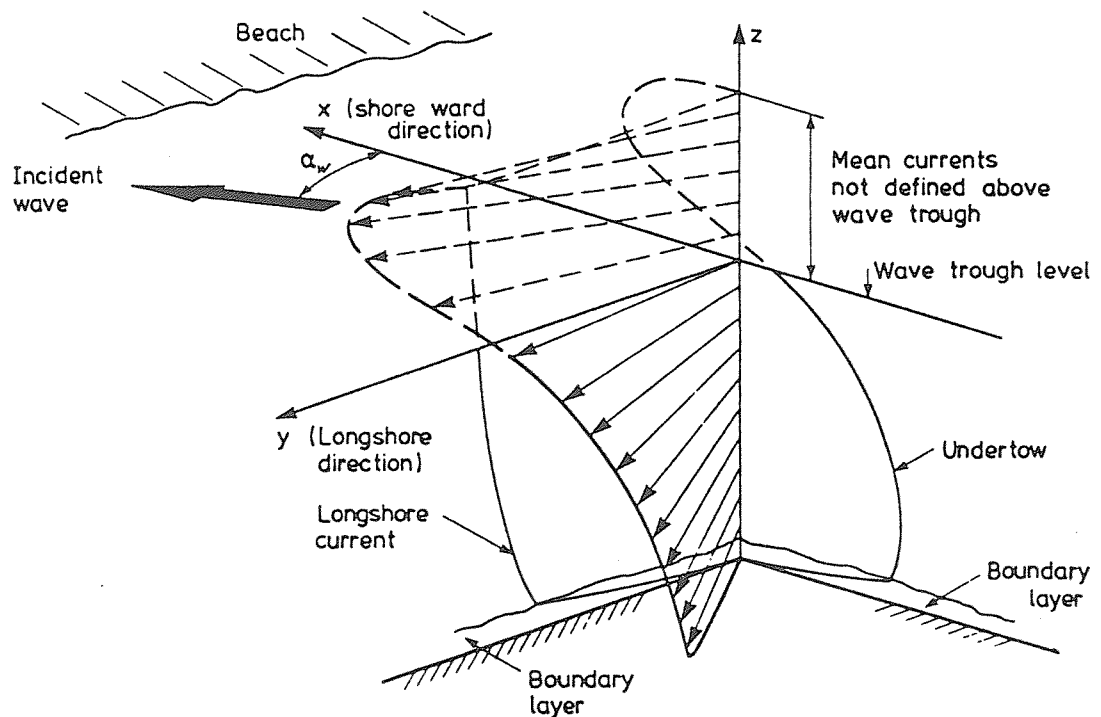


Figure 4.4.7 Three-dimensional structure of velocity profile in the surf zone

The generation of the longshore and cross-shore mean currents can be explained by the radiation stress concept which describes the momentum flux associated with the waves. In the surf zone along a uniform coast the decaying incident waves generate an onshore gradient of the onshore component (S_{xx}) and the longshore component (S_{xy}) of the radiation stress. The gradient of the onshore radiation stress component is balanced by a pressure gradient related to the mean water surface yielding a set-up in the surf zone. As a result of the onshore mass transport in the near-surface region and the shoreward increasing mean water surface slope, an offshore return current (undertow) below the trough level is generated. De Vriend and Stive (1987) introduced a quasi-three-dimensional approach to model the flow structure in the surf zone.

Figure 4.4.8 shows measured undertow velocities for Test 1B of the LIP-experiments in the Delta flume of DELFT HYDRAULICS (Arcilla et al, 1994).

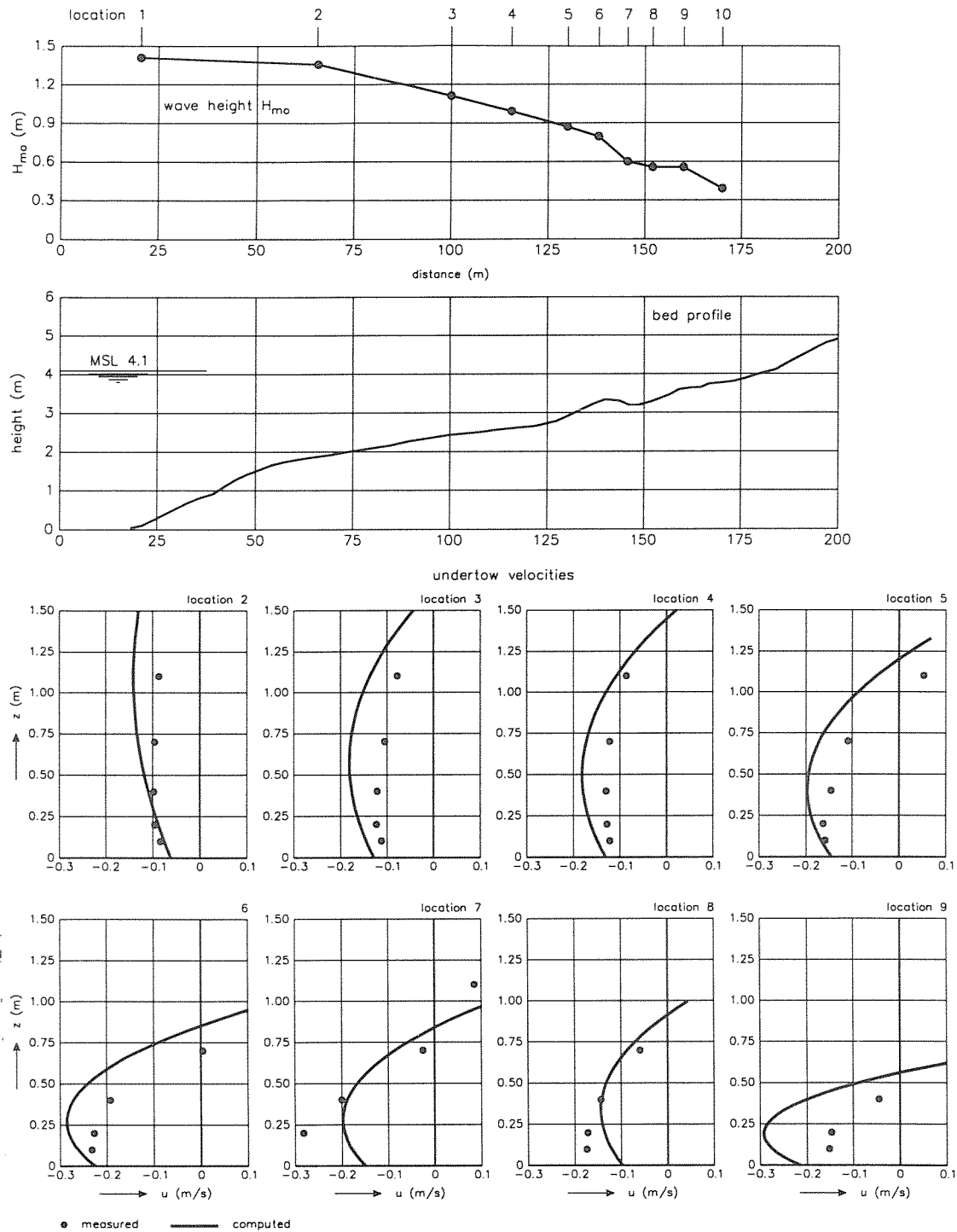


Figure 4.4.8 Measured and computed undertow velocities, Test 1B, Delta flume experiment

Computed undertow velocities are also shown in Figure 4.4.8, based on the concept $M = \phi_b M_b + (1 - \phi_b) M_{nb}$ with M = total mass flux, M_b = mass flux in breaking waves according to Svendsen (1984) and ϕ_b = percentage of breaking waves (see Roelvink and Reniers, 1994; Van Rijn et al 1994) and M_{nb} = mass flux in non-breaking waves. Reasonably good agreement can be observed for most locations in the surf zone. Figure 4.4.9 shows

measured and computed depth-mean undertow velocities for a station in the inner surf zone near Egmond (Kroon, 1994). Generally, the computed undertow velocities according to the concept of Svendsen (1984), also used in the UNIBEST-model, are much too small for velocities larger than 0.2 m/s. The reason for these discrepancies is not yet clear. Further research is required.

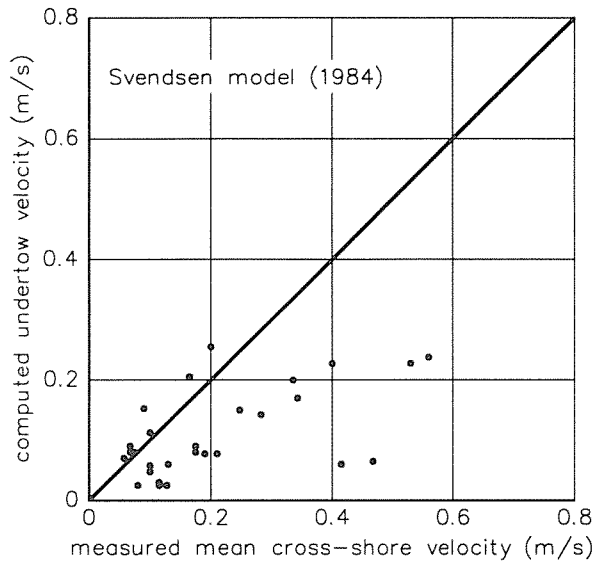


Figure 4.4.9 Measured and computed depth-mean undertow in inner surf zone near Egmond

The driving force of the longshore current is the onshore gradient of the longshore radiation stress component which is balanced by bottom friction and dispersive shear stresses. The longshore current is largely confined to the surf zone, rapidly decreasing in velocity seaward of the breaker line. The longshore velocity is found to be strongly related to the wave height decay in the surf zone and the orientation of the wave crests (angle of wave approach). In nature the wave-induced longshore currents are often enhanced by wind-induced currents. Analysis of field data has shown that the cross-shore distribution of the longshore current is rather insensitive to the contributions of individual waves in a random wave field.

Figure 4.4.10 shows examples of mean longshore and cross-shore velocities measured under storm conditions in shallow water (depth = 4 m) in a station (S-91) near Egmond along the Dutch coast (Houwman and Hoekstra, 1994). The velocities were measured by an electromagnetic current sensor mounted in a stand-alone tripod at about 0.5 m above the bed. The velocity data in the surf zone show maximum longshore velocities of about 1.4 m/s and maximum undertow velocities of about 0.8 m/s. These values are considerably larger than those in deeper water (see Figure 4.4.3) which are dominated by tide- and wind-effects.

Information of the cross-shore and the longshore current velocities in the surf zone of the Dutch coast is not available. Hence, the model formulations (UNIBEST) have not been verified properly. Data of other locations (Duck beach, 1990; Church and Thornton, 1992) with a barred cross-shore profile show the presence of relatively large longshore velocities in the trough zone between the bars (see Figure 4.4.11). This latter effect may be related to:

- non-local energy transfer from breaking waves to kinetic energy of longshore current (lag effect),
- horizontal (cross-shore) mixing and

- longshore gradients in wave set-up related to variations in breaker type (spilling, plunging) and longshore bar variability,
- development of rip currents.

The longshore velocities measured in the Duck Beach case were modelled by Van Rijn and Wijnberg (1994) using a wave by wave approach (WAVIS-model). Reasonable agreement between measured and computed longshore velocities could only be obtained by introducing a longshore water surface gradient in the inner surf zone (see Figure 4.4.11a). It is not known whether this is a realistic physical phenomenon. Similar results have been obtained by using the UNIBEST model (Figure 4.4.11b). The computed velocities above the bar crest and in the trough zone are much smaller than the measured longshore velocities.

High priority should be given to further research of the wave-induced longshore velocities both by field experiments and mathematical modelling.

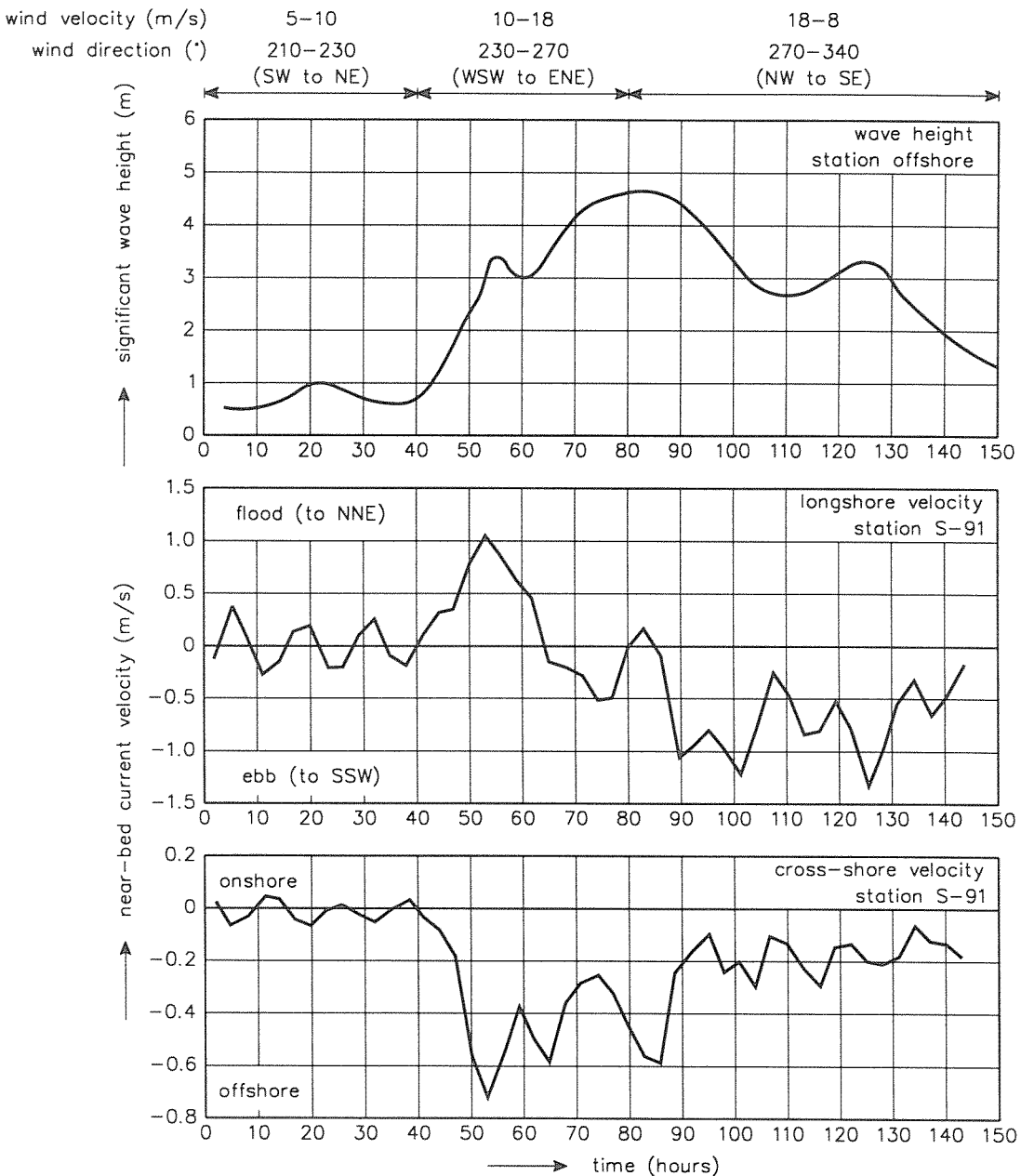


Figure 4.4.10 Measured near-bed current velocities, station S-91, water depth 4 m, Egmond

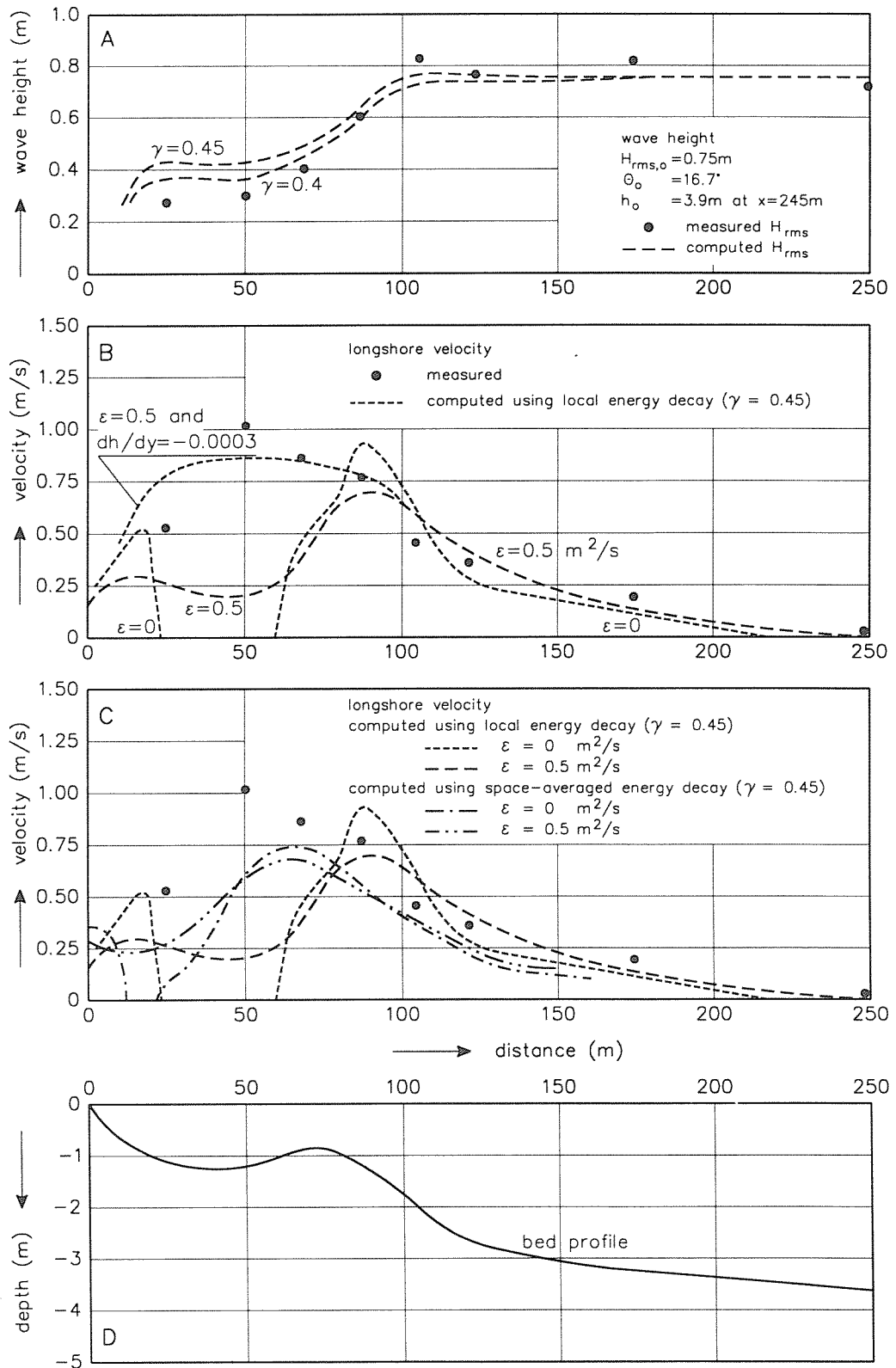


Figure 4.4.11a Longshore velocities, Duck Beach, USA; results of probabilistic WAVIS-model

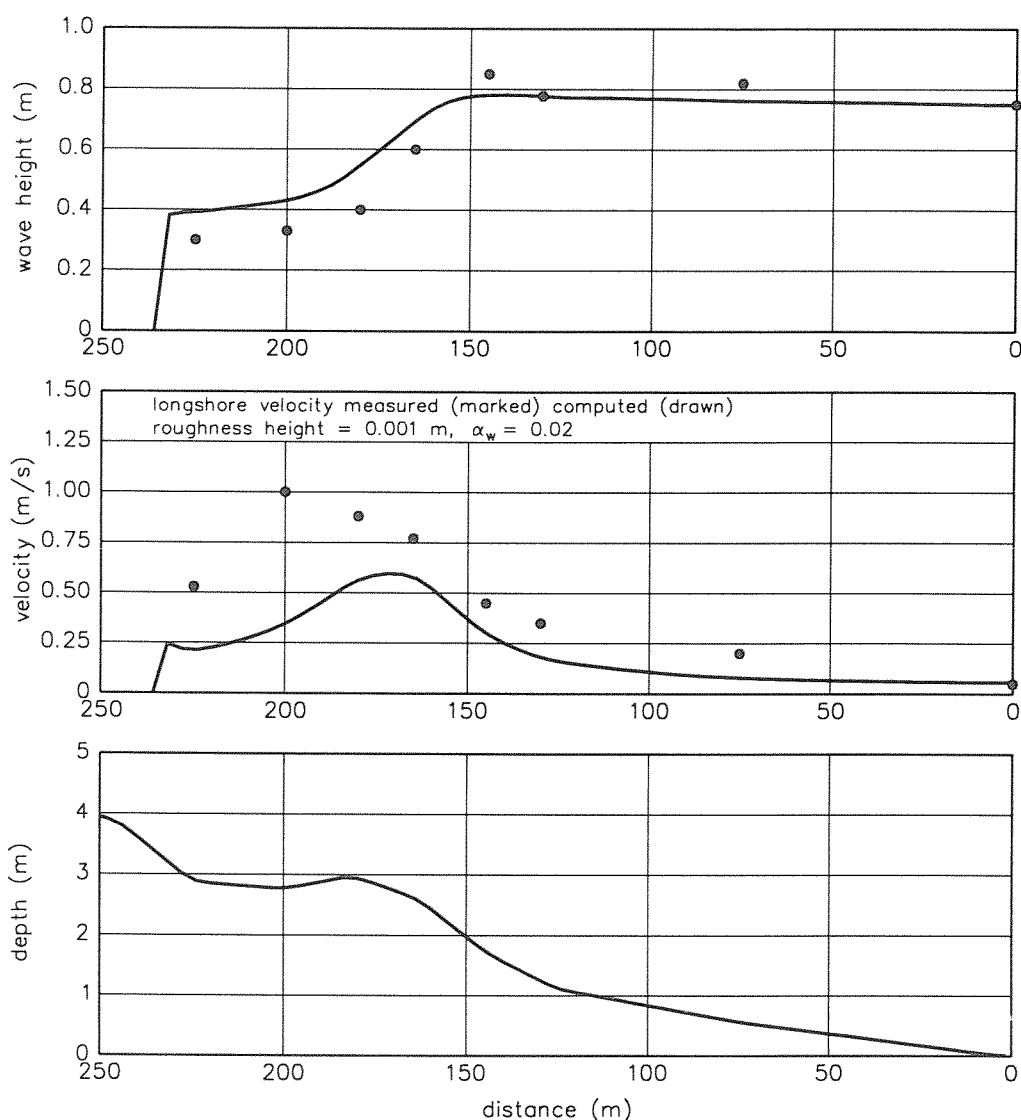


Figure 4.4.11b Longshore velocities, Duck Beach, 1990, USA; results of parametric UNIBEST-model

Observations along uniform and non-uniform coasts show that the longshore currents are turned seaward at regular intervals, yielding circulation cell systems. Rip currents are relatively strong narrow currents that flow seaward through the surf zone affecting the approaching waves and altering refraction patterns. Rip currents are fed by the longshore currents, whereas the longshore currents are in turn fed by the onshore mass transport due to breaking waves in the surf zone. The circulation cells thus consist of an onshore mass transport of water, longshore currents and seaward-turning rip currents which spread out into rip heads.

Longshore currents may be enhanced by longshore variations of set-up caused by longshore variations of the bottom topography (shoals), incident wave heights and/or the type of wave breaking (spilling, plunging). As a result water may be driven from regions of high waves towards regions of less high waves in the surf zone. The generation of standing edge waves trapped in the surf zone may also produce regular patterns of high and low wave heights along the beach providing a mechanism for regularly spaced circulation cells, especially in steep, reflective beach conditions.

Wave trains approaching the beach at different angles (intersecting waves) may also create regular longshore variations of the mean water level and wave height.

4.4.3 Wave-current interaction

The wave and current fields interact mutually through a number of mechanisms (Soulsby et al, 1993):

- refraction of the waves by horizontally sheared currents,
- modification of the wave kinematics by the currents,
- modification of the vertical flow structure by the waves,
- generation of streaming by the waves,
- generation of longshore currents by breaking waves,
- enhancement of the bottom friction felt by the currents due to interaction with the wave boundary layer,
- enhancement of the bed shear-stresses and energy dissipation of the waves due to interaction with the current boundary layer.

Herein, the attention is focussed on wave-current interaction effects in the vertical plane and, in particular, on those aspects which are most relevant to sediment transport processes. Most of the theoretical effort in wave-current interaction has been restricted to non-breaking waves. Soulsby et al (1993) conclude that very good estimates of the wave length and near-bed peak orbital velocity can be obtained using linear wave theory relative to a coordinate system moving with the current.

The vertical structure of the flow is significantly modified by the wave motions, as shown by many laboratory experiments (for example, Van Rijn, 1993; Van Rijn et al, 1993; Van Rijn and Havinga, 1995).

The current velocities in the near-bed region are reduced by the wave-induced vortices generated in the wave boundary layer (see Figure 4.4.12), which can be modelled as an apparent bed roughness effect. The reduction of the near-bed velocities is most pronounced in case of a relatively weak current and relatively high waves. In case of an opposing current the reduction of the near-bed velocities is somewhat larger than in case of a following current. When the wave direction is perpendicular to the current direction, the reduction of the near-bed velocities was found to be largest based on experiments in a laboratory basin with a rippled bed (Van Rijn and Havinga, 1995).

The current velocities in the upper layers show an increase in case of opposing waves and waves perpendicular to the current. When the waves are in the same direction as the current (following), the velocities near the surface are reduced.

The basic equations describing these processes have been formulated by Klopman (1994b), using a multiple-scales perturbation-series technique. The zeroth-order equations have been solved numerically. Numerical solution of the equations including first- and second-order terms has not yet been successful. Further research is necessary.

According to a study of Dingemans (1992), the most appropriate method for wave-current interaction is the generalized Lagrangian-mean formulation (GLM-method). He presented a derivation of the equations for the mean flow in three dimensions. In the general case of finite-amplitude disturbances on a stratified mean flow, these equations are very complicated and difficult to interpret physically. A more simplified approach is discussed by Radder (1994).

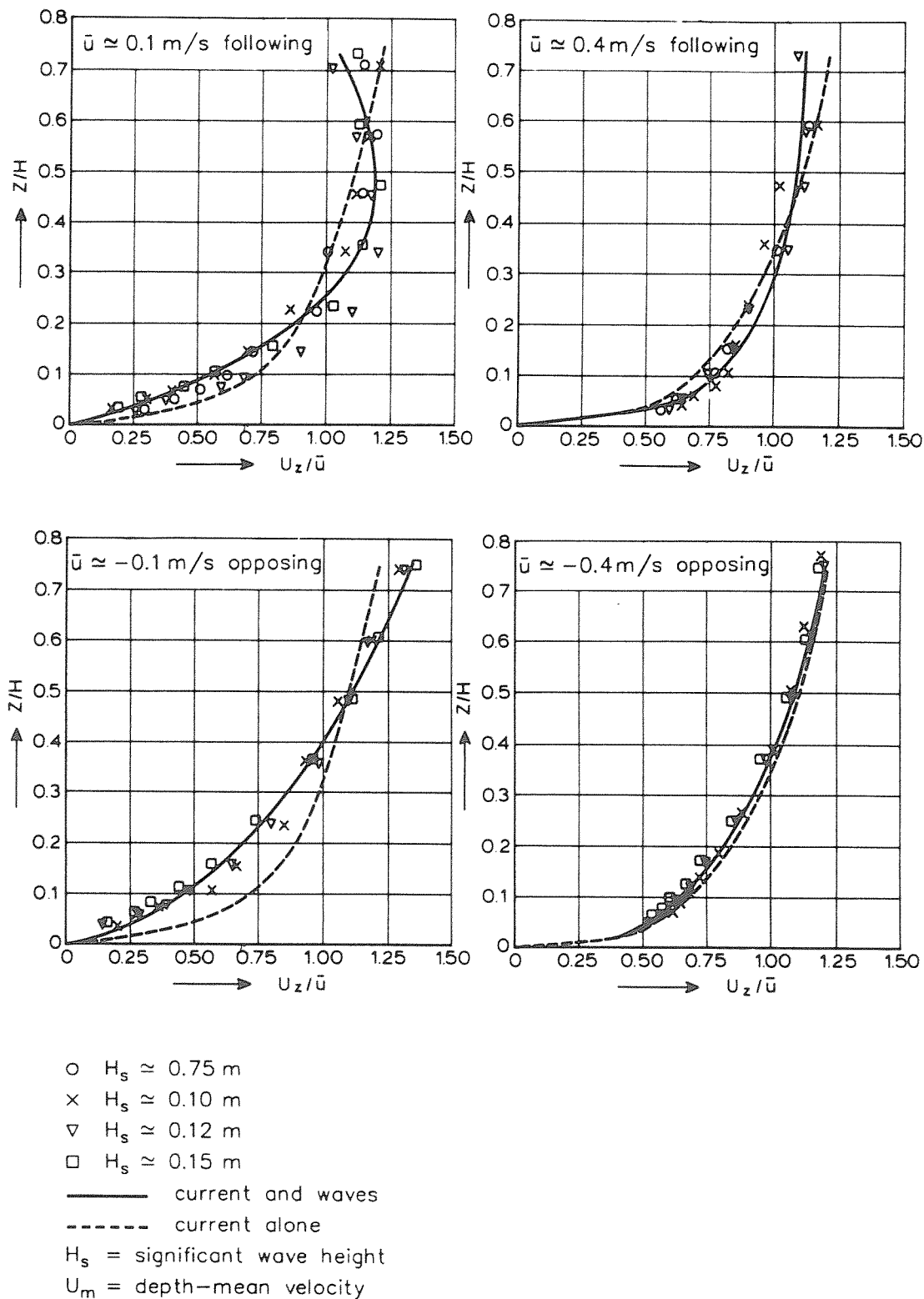


Figure 4.4.12 Influence of waves on current velocity profile (Van Rijn et al, 1993)

To determine the bed-shear stresses in combined current and wave conditions, the physics of the boundary layer should be better understood.

The boundary layers near the bed associated with the waves and the current interact nonlinearly, because they are dominated by turbulent stresses and turbulence generation is a nonlinear phenomenon. This has the effect of enhancing both the mean and oscillatory shear-stresses (see Figure 4.4.13). In addition, the current profile is modified, because the

extra turbulence generated close to the bed by the waves appears to the current as an enhanced bottom roughness. Many mathematical models have been put forward to describe the combined boundary layer (see Soulsby et al, 1993). For sediment transport purposes it is important to predict the time-mean bed shear-stress (τ_m) and the maximum bed shear-stress (τ_{max}) in the combined wave-current flow (Figure 4.4.13). The entrainment of sediment particles is determined by τ_{max} while the current velocity and the diffusion of suspended sediment into the upper part of the flow are determined by τ_m .

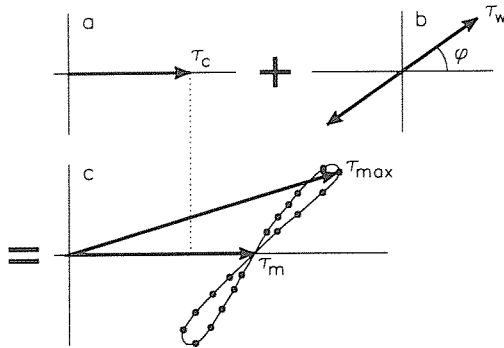


Figure 4.4.13 Schematic representation of bed-shear stresses

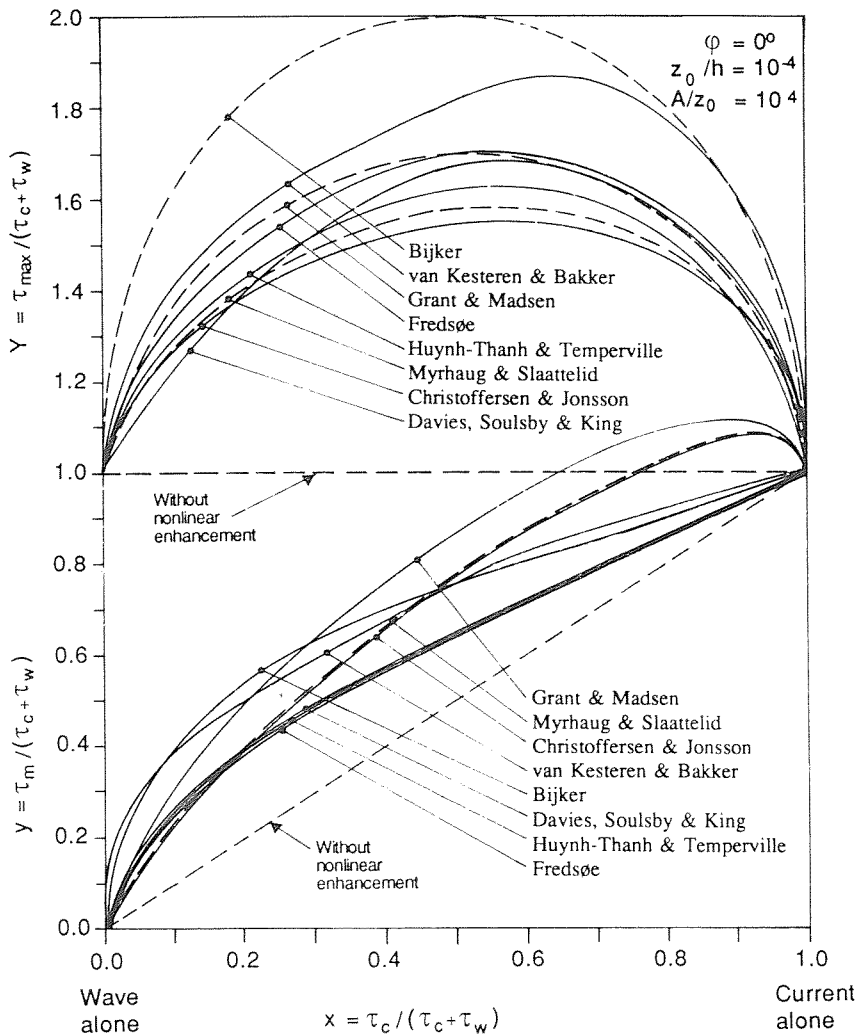


Figure 4.4.14 Intercomparison of model results

It is convenient to distinguish between bed shear-stresses which would occur if nonlinear interaction did not take place, so that the shear-stresses generated by the wave-alone and the current-alone could be summed linearly, and the nonlinear enhancement which is the primary purpose of the model, to predict.

Soulsby et al (1993) have plotted the results of many models in terms of the nondimensional parameters $y = \tau_m/(\tau_c + \tau_w)$ and $Y = \tau_{max}/(\tau_c + \tau_w)$ as a function of $x = \tau_c/(\tau_c + \tau_w)$, the latter being a measure of the relative strengths of the current and the wave (τ_c = current-alone bed shear-stress, τ_w = peak orbital bed shear-stress).

Inter-comparison of the results of the models shows that the general forms of the predictions of the mean (τ_m) and the maximum (τ_{max}) bed-shear stress are broadly similar, see Figure 4.4.14. However, variations between model results of up to 30% in τ_{max} and up to a factor of 4 in τ_m were found.

Reliable data against which the wave-current models can be validated are rather scarce. From the data available it was concluded that nonlinear interaction is of most importance under wave-dominated conditions, less so for relatively stronger currents. Experimental data for τ_m show some of the broad features predicted by the models, but support for the detailed behaviour is not apparent. Measurements of τ_{max} seem to indicate that the oscillatory part of the bed-shear stress is not significantly affected by a perpendicular current.

Soulsby et al have presented a standard formulation of the results of the models, with each model having its own set of fitting coefficients.

Further research of near-bed velocities, eddy-viscosity coefficients and shear stresses using higher-order turbulence closure models (K-epsilon model) is necessary. Theoretical research should be combined with practical work parameterizing the results of the sophisticated models to be implemented in 2DV profile models (UNIBEST).

Engineering methods are also available to compute the effect of the wave motion on the flow resistance (see Van Rijn, 1993). In this approach the effect of the wave on the near-bed current velocities and hence the resistance is represented by introducing an apparent bed roughness (k_a), being a function of the physical bed roughness (k_s), the relative strength of the wave and current motion and the angle between the current and wave direction. The friction due to both effects can be modelled as a combination of the values for wave-alone and current-alone, for example $f_{cw} = (1-\alpha) f_w + \alpha f_c$ with $\alpha = v/(v+\hat{u})$, v = current velocity, \hat{u} = peak orbital velocity. The accuracy of this type of approach is discussed by Koelewijn (1994).

4.4.4 Further research

The following subjects should be further studied:

- Longshore and cross-shore currents related to breaking waves, especially for barred profiles.
- Streaming induced in the wave-boundary layer of irregular waves over sloping bottoms.
- Three-dimensional circulation patterns in the surf zone along uniform coasts (field data and laboratory data).

- Vertical structure of velocities and turbulence (eddy viscosity) in tide-, wind-, wave- and density-driven currents; data analysis and mathematical modelling using higher-order models and more simple parametric models.
- Effective roughness and bed-shear stress in wave-current systems using higher-order models and engineering methods.
- Variation of density-gradient over tidal cycle along coast (field data).

4.5 Sand transport processes

4.5.1 Introduction

Sediment transport in a coastal environment generally occurs under the combined influence of a variety of hydrodynamic processes.

In the surf zone of sandy beaches the transport is generally dominated by the waves through wave breaking and wave-induced currents in longshore and cross-shore direction. The breaking process as well as the near-bed wave-induced oscillatory water motion can bring sand into suspension (stirring) which can be transported by net (i.e., wave-cycle averaged) currents. Sand can also be transported by the oscillatory water motion itself, for example, caused by the deformation of waves under the influence of decreasing water depth (wave asymmetry). Also low-frequency waves interacting with short waves may have important contributions to the sediment transport.

Outside the breaker zone the transport process is generally concentrated in a layer close to the sea bed and takes place in close interaction with small bed forms (ripples) and larger bed structures (dunes, bars). The physical processes taking place near the sea bed (typical layer thickness of 0.1 m) play a key role in the bed-load transport of sand as well as in the transport of suspended sediment at higher elevations in the water column.

The net depth-integrated sand transport rate can be decomposed in a current-related part and a wave-related part (Van Rijn, 1993).

The current-related sediment transport is defined as the transport of sediment particles by the time-averaged (mean) current velocities (longshore currents, rip currents, undertow currents). The current velocities and the sediment concentrations are affected by the wave motion. It is known that the wave motion reduces the current velocities near the bed, but the wave motion strongly increases the near-bed concentrations due to its stirring action.

The wave-related sediment transport is defined as the transport of sediment particles by the oscillating fluid components (cross-shore orbital motion).

Herein, the wave-related sediment transport is assumed to be dominated by the transport of bed-load particles, whereas the current-related transport component is assumed to consist of suspended load particles.

Sand transport research in the Coastal Genesis Project was primarily aimed at deriving predictive and practical formulations for bed-load and suspended load transport in breaking and non-breaking wave conditions with or without a current superimposed. Laboratory experiments were performed by Ribberink and Al-Salem (1994) and by Van Rijn et al (1993) and Van Rijn and Havinga (1995). Field experiments were performed by Kroon (1994) in the surf zone near Egmond and by Van de Meene (1994) in the shoreface zone near Zandvoort.

The research related to sand transport performed by Delft Hydraulics in combination with the universities of Utrecht and Delft has played a leading international role. Three thesis (Al-Salem, 1993, Kroon, 1994 and Van de Meene, 1994) and many reviewed journal papers have been published.

4.5.2 Bed-load transport research in wave tunnel

The wave-related bed-load transport in oscillatory boundary layers over rippled and plane sheet flow beds has been studied in detail by Ribberink and Al-Salem (1994).

During moderate wave conditions, ripples can be formed on the seabed and the transport process is generally dominated by the cyclic development and convection of vortices near the ripples. Quantitative models for the description of these processes are still poorly developed.

In more extreme wave conditions and/or more shallow water the seabed becomes plane and sheet flow becomes the dominant transport mode. Most of the available intrawave theories of sediment transport are developed for plane-bed conditions. Generally a boundary layer schematization is used in which the near-bed flow is described as a horizontal oscillatory flow and vertical orbital velocities as well as horizontal advective terms are neglected. Distinction can be made between quasi-steady transport formulas and more detailed boundary layer models.

In the quasi-steady models it is assumed that the instantaneous transport adjusts itself immediately to the variable conditions within the wave cycle. The existing quasi-steady transport formulas generally have a semi-empirical character and are based on a limited number of measurements using oscillating plates or small oscillating water tunnels. Recently, King (1991) presented an extensive experimental study in the large tunnel at Scripps Institution of Oceanography and showed some of the shortcomings of quasi-steady theories and the importance of acceleration effects.

In the boundary layer models the vertical structure of the boundary layer transport process is described during the wave-cycle and, for example, phase differences between the bed-shear stress and the free stream velocity and the delayed response of suspended sediment are included.

Ribberink and Al-Salem (1994) studied the wave-related sand transport processes in the large-scale wave tunnel of Delft Hydraulics in the period 1988 to 1991. In this facility the oscillatory near-bed conditions as induced by moderate to extreme (nonbreaking) waves can be simulated at full scale for a wide range of relevant coastal conditions.

Two large sets of experiments with 210 μm sediment were conducted. Series A was aimed at bedform types and transport regimes in sinusoidal oscillatory flow with a specific interest in the relatively unknown large-velocity/large-period regime. The experimental conditions of series B were selected in order to simulate the near-bed cross-shore sediment motion in various wave conditions on the upper shoreface. In this coastal zone the process of cross-shore sediment transport is substantially influenced by the non-linearities (e.g. wave asymmetry) and randomness of the wave motion. During experiment series B, regular and random asymmetric oscillatory flows were imposed and bed forms, wave-cycle averaged sediment concentrations and net (wave-cycle averaged) transport rates were measured. Using the new data set, a number of intrawave (quasi-steady) transport formulas were verified. Special attention was paid to the validity of the assumption of quasi-steadiness of the transport process and the necessity of using intrawave boundary layer models.

Bed forms showed a strong sensitivity of the type of oscillatory flow in the high-velocity regime. For sinusoidal flows, increasing velocities did not lead to the expected decrease of ripple dimensions. Instead the ripple height and length showed a continuous linear increase with the horizontal excursion length of the water. This continuation of ripple growth in the high-velocity regime was also observed in large (prototype) wave flumes. During the series B experiments with asymmetric (regular and random) oscillatory flows the transition from rippled to plane-bed/sheet flow did occur. In these conditions the reduction in ripple dimensions could roughly be described with the available empirical relations. The physical mechanisms which are involved in the process of sediment suspension during the wave cycle are different in rippled bed and plane-bed/sheet flow conditions.

In case bed ripples are present, the process of sediment suspension is generally dominated by the cyclic development and convection of large vortices. During most of the experiments in series A and part of the series B experiments, vortex ripples were observed, and the flow and suspension process along the ripples was dominated by the dynamics of the vortices. Vortices are developed in the ripple troughs and generate sediment clouds during each half cycle of the wave motion. Approximately at the moment of flow reversal of the free stream, the sand clouds are convected upward to higher elevations above the bed and are then transported in the opposite direction (during the next half cycle), while part of the sand is settling back to the bed. At the same time new vortices are developed in the ripple troughs, and the process repeats itself. The vertical distribution of the time-averaged and bed-averaged suspended sediment concentration under waves is often described with an advection-diffusion model in which the vertically downward sediment flux induced by gravity is balanced by an upward flux induced by the vertical mixing process.

In case of sheet flow the suspended sediment is confined to a layer of a few centimeters close to the bed, despite the presence of relatively large flow velocities.

All measured plane-bed experiments during series B show concentration profiles with a concave upward shape on a log-linear scale, which however, transform into straight lines when plotted on a log-log scale (see Figure 4.5.1).

This is an indication of a linearly increasing mixing coefficient with distance from the bed. The concentration decay parameter was found to be constant for all 14 experiments (parallel concentration profiles, see Figure 4.5.1).

In the transition regime from rippled bed to plane-bed/sheet flow conditions the character of the vertical mixing process of sediment changed strongly.

The influence of the oscillatory flow parameters on the behaviour of suspended concentration profiles is clearly different for both regimes. In the rippled bed regime the bed form dimensions are strongly reduced by the asymmetry and irregularity of the flow (especially in the transition regime), and consequently, also the suspended sediment mixing decreases considerably (see left part of Figure 4.5.2, $U_{\text{rms}} = 0.22$ m/s, $T = 6.5$ s). In the plane-bed regime the concentration profiles are not affected by the irregularity of the flow (see right part of Figure 4.5.2, $U_{\text{rms}} = 0.5$ m/s, $T = 6.5$ s).

In plane-bed conditions an increased U_{rms} leads to an increased suspended load, and no influence of the wave period is observed. However, in rippled bed conditions an increase of U_{rms} (for constant period $T = 6.5$ s) and an increase of T (for constant $U_{\text{rms}} = 0.25$ m/s) lead to a decrease in suspended load (see Figures 4.5.3 and 4.5.4). The latter phenomena are again directly related to the decrease in ripple dimensions (transition to plane bed).

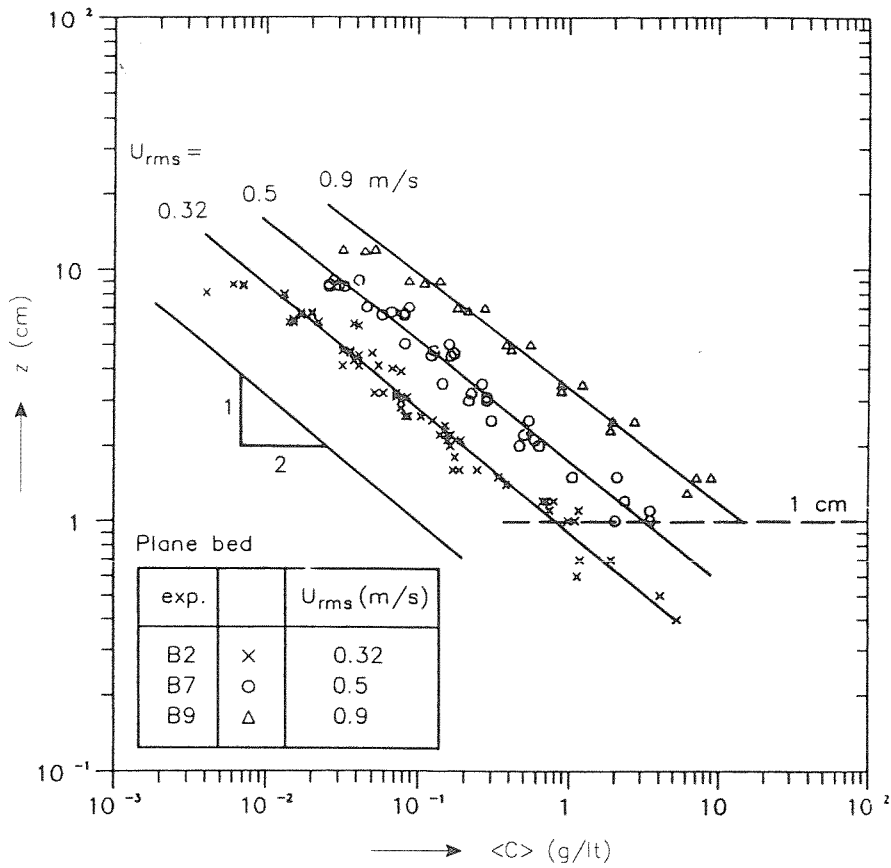


Figure 4.5.1 Near-bed sediment concentration profiles in plane-bed and sheet-flow conditions

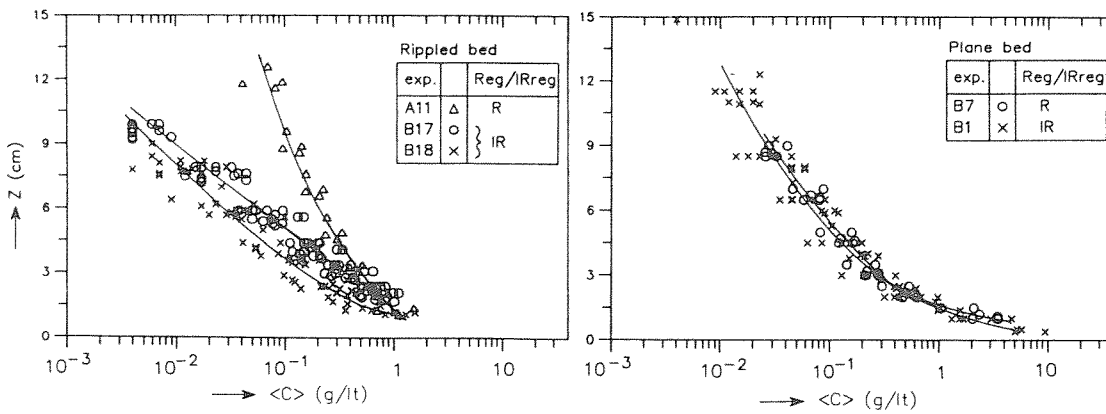


Figure 4.5.2 Near-bed sediment concentration profiles: influence of wave irregularity

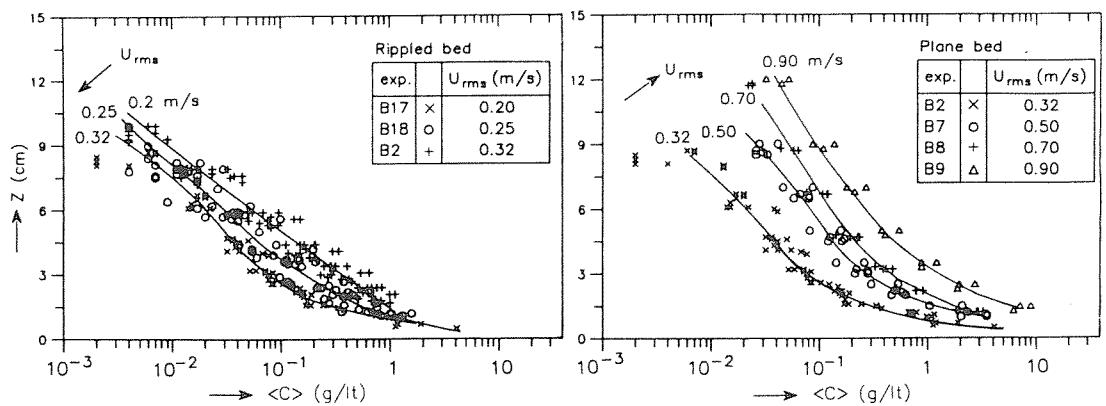


Figure 4.5.3 Near-bed sediment concentration profiles: influence of velocity

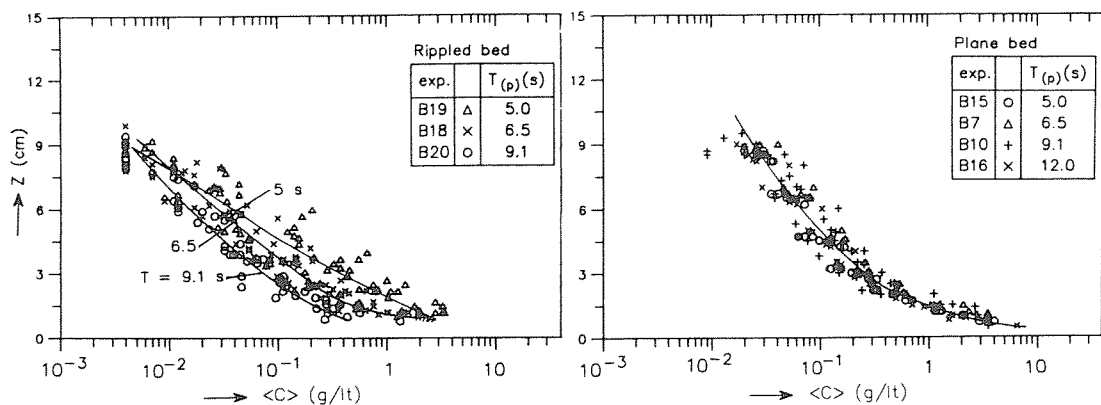


Figure 4.5.4 Near-bed sediment concentration profiles: influence of wave period

Cross-shore sediment transport under (nonbreaking) waves is generally described with bed-load transport formulas which are applied within the wave cycle (intrawave) assuming quasi-steadiness of the transport process. The instantaneous intrawave transport rate (expressed in sediment volume per unit width and time) is assumed to be a function of the instantaneous velocity above the boundary layer (or the instantaneous bed-shear stress) and other parameters such as the sediment grain size and the density of water and sediment.

In this quasi-steady approach, memory effects, acceleration effects, suspension delay effects, and hysteresis effects, which are all related to the unsteadiness of the flow (intrawave effect), are not accounted for. In general terms it can be expected that the quasi-steady approach can be successful if, during the wave cycle, sand grains are mainly confined to elevations close to the seabed from which settling to the seabed can take place within fractions of the wave period. During the series B-experiments the net wave cycle-averaged transport rate was measured for a wide range of asymmetric wave conditions using a sand balance method, based on measuring the bed elevations along the test section before and after each test. In all cases the net transport rate was directed onshore (in the direction of wave propagation caused by the asymmetry of the wave velocity motion).

Based on the analysis of the measured net transport rates and other available data, Ribberink proposed a new formulation for the net bed-load transport in oscillatory flow with or without a mean current superimposed, as shown in Figure 4.5.5 (see Ribberink in Van Rijn et al, 1994).

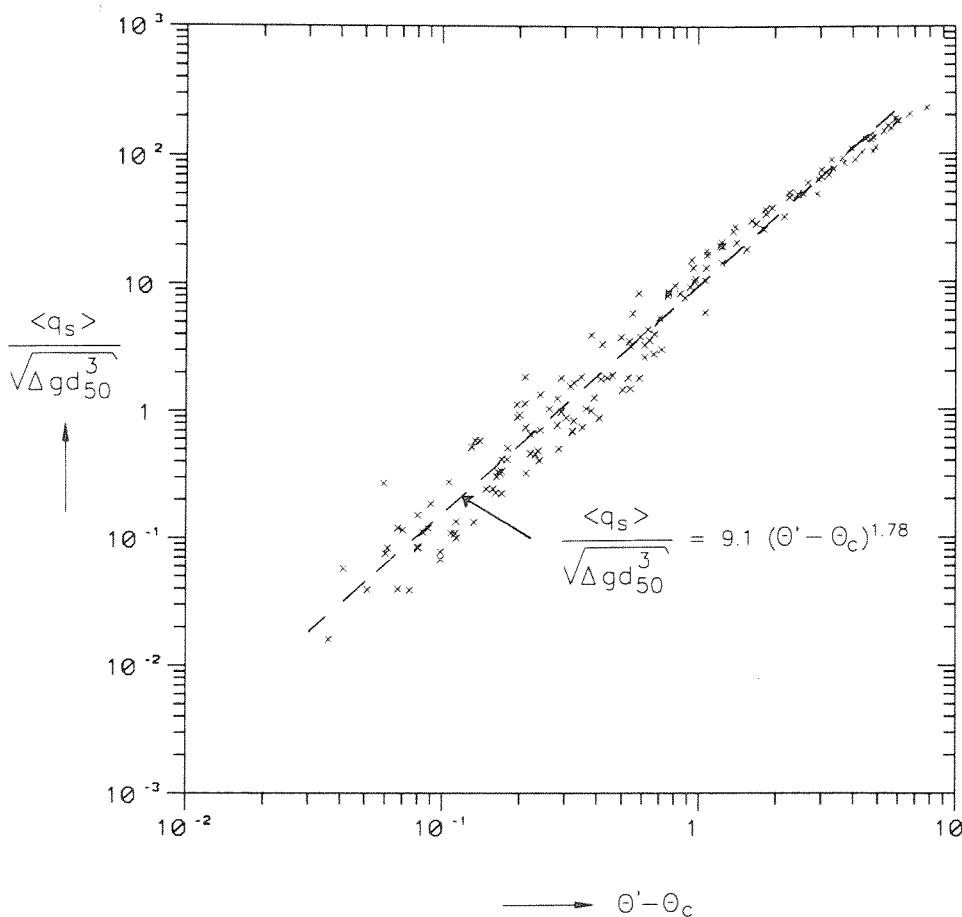


Figure 4.5.5 Net bed-load transport for steady and oscillatory flows

4.5.3 Suspended load transport research in laboratory facilities

The current-related suspended-load transport under non-breaking waves with and without a current over a rippled bed was studied by Van Rijn et al (1993) in a flume and by Van Rijn and Havinga (1995) in a laboratory basin. Many details of the various transport components in combined current and wave conditions are given by Van Rijn (1993).

The current-related suspended load transport is defined as the integration over the water depth of the product of the time-averaged flow velocities and sediment concentrations.

Time-averaged sediment concentrations measured over a rippled bed in laboratory conditions show the following phenomena (see also Figures 4.5.6, 4.5.7 and 4.5.8): (1) rapid decrease of the concentrations from the bed upward for waves alone, (2) upward transport by mixing processes in combined current and wave conditions, (3) mixing effects are relatively small for a weak current and relatively large for a strong current, and (4) the influence of the current velocity on the near-bed concentrations is only significant for low waves.

Based on the experimental results of Van Rijn et al (1993), no clear effect of the current direction (following or opposing) on the transport rate was found. The data of Van Rijn and Havinga (1995) for combined current and wave conditions with wave-current angles between 60° and 120° showed, however, an increase of the concentrations and transport rates for a wave direction perpendicular to the current direction, as shown in Figures 4.5.8 and 4.5.9.

The reason for this behaviour is not yet clear but the apparent bed roughness was also found to be largest under the same conditions, which may lead to a larger entrainment rate and mixing effect.

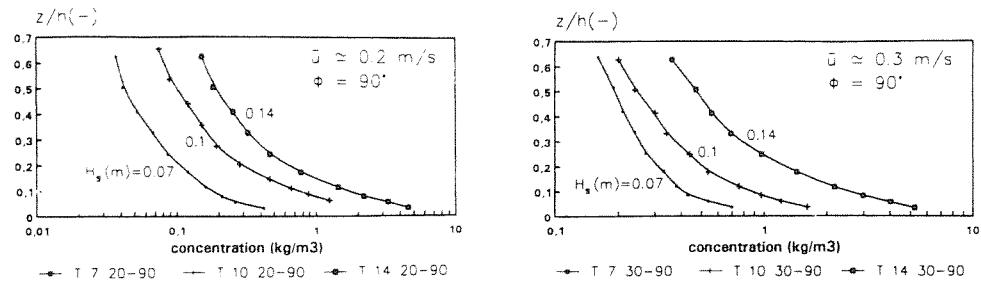


Figure 4.5.6 Influence of wave height on sediment concentration profile

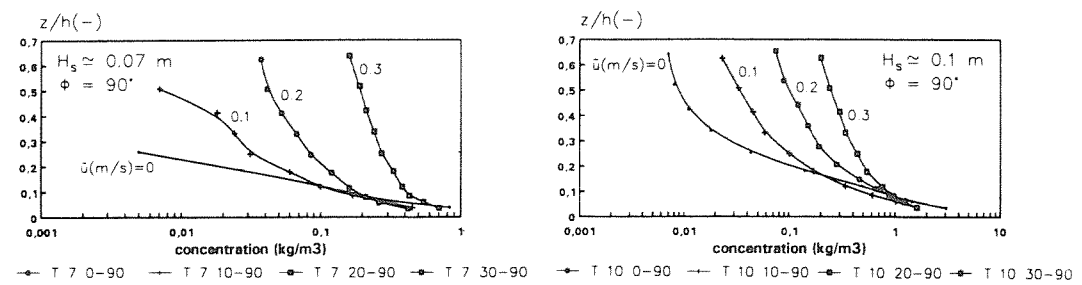


Figure 4.5.7 Influence of current velocity on sediment concentration profile

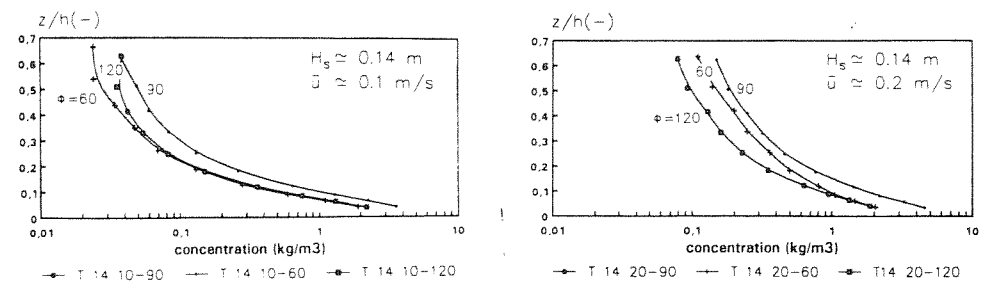


Figure 4.5.8 Influence of wave-current angle on sediment concentration profile

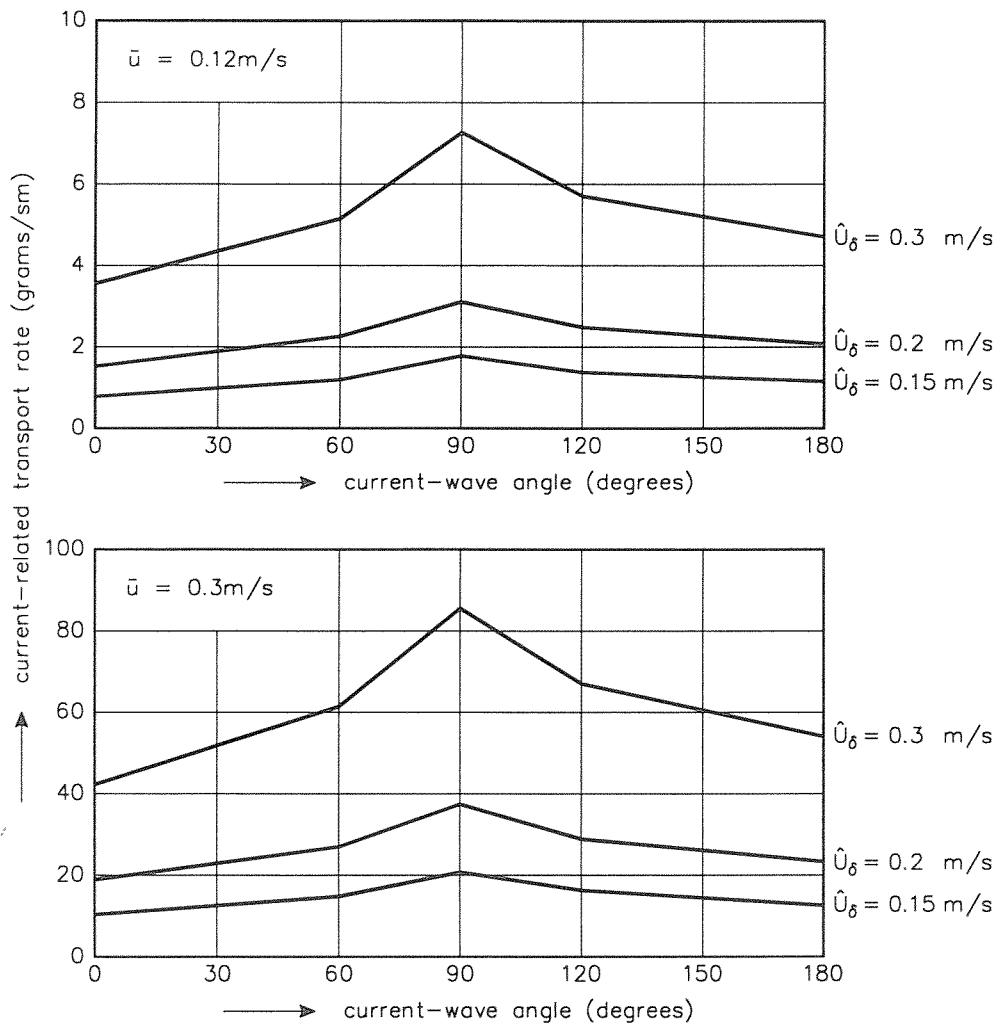


Figure 4.5.9 Suspended load transport as a function of wave-current angle (Van Rijn and Havinga, 1995)

All available laboratory and field data were used to verify the available prediction method for current-related suspended load transport. Good agreement between measured and computed values in longshore and cross-shore direction was obtained (Van Rijn, 1993). Most of the computed values were found to be within a factor of 2 of the measured values, except for the transport rates measured in the swash zone with plunging breaking waves ($H_s/h \geq 0.75$). In this zone the computed transport rates were systematically too small (factor 2 to 5). Further research is required.

In case of non-breaking waves over a rippled bed consisting of very fine sediments resulting in dominant suspension of sediments, the wave-related transport components due to high and low-frequency effects in cross-shore direction may not be neglected, as shown by Van Rijn and Havinga (1995). The depth-integrated wave-related transport rates due to high-frequency waves were found to be onshore-directed (wave asymmetry effect) similar to the results of Ribberink and Al-Salem (1994). The depth-integrated wave-related transport rate due to low-frequency waves was found to be offshore-directed in all experiments. The most plausible explanation for the presence of the this latter mode of transport is the generation of bound long waves. The slow variation of the low-frequency concentration and the velocity are both the result of the same driving mechanism and are therefore correlated.

Further research should be focussed on the effect of breaking waves on the suspended sediment concentrations and transport over rippled and plane beds. This type of research has just been initiated and should be continued with priority.

4.5.4 Sediment transport in field conditions

The sediment transport processes under various conditions in the area of the shoreface-connected ridges near Zandvoort, The Netherlands were studied by Van de Meene (1994) using a variety of instruments and modelling methods. The observed sediment transport rates indicate that under fair-weather conditions, sediment is transported only during the (maximum) tidal flood current. The sediment transport is highly intermittent under these circumstances, with bed load being the dominant mode of transport. Under storm conditions sediment is transported predominantly in suspension. Wave stirring and advection by the mean currents are the dominant sediment transporting agents. Wave oscillatory fluxes, directed both with and against the propagation direction of the waves, are important as well. This means that waves do not act only as a stirring agent. Although long periodic waves (periods in the order of 100 seconds) were clearly visible in the water motion, they were not found to have any net effect on the sediment motion.

A two-dimensional vertical sand transport model (SUTRENCH, Van Rijn, 1986) was used by Van de Meene to compute the transport gradients and hence bed level changes under various hydrodynamic conditions. A range of growth rates and migration rates of the sand ridge system was obtained. The growth rates were found to depend on the intensity of the flow; positive as well as negative values (between 0.015 and -0.002 m/year) were obtained. Computations based on measured flow velocities resulted in a growth rate of about zero and migration rates in the order of 0.5 to 1 m/year in seaward direction. The migration rate of the ridges appears to be determined by a very delicate balance between tidal current asymmetry, wave climate and tidal water level variations.

Sediment concentrations and transport rates under breaking and non-breaking waves in the inner surfzone (shallow depths) near Egmond were studied by Kroon (1994) and by Van Rijn and Kroon (1992).

In conditions with breaking waves the sediment concentrations are rather uniformly distributed over the water depth, especially in plunging breaking waves. The uniformity of the concentration profiles increases with increasing relative wave height, as shown in Figure 4.5.10.

The net suspended transport rates in the surf zone were found to be dominated by the mean current-related transport components. The wave-related components were of secondary importance, especially the low-frequency components. In cross-shore direction the high-frequency transport component is directed onshore (wave asymmetry effect). The mean current transport component is directed offshore (undertow current).

Sediment concentrations and transport rates in the shoreface zone were studied by Houwman and Hoekstra (1994) using an instrumented stand-alone tripod. The net transport rates were found to be dominated by the mean current effect (undertow) resulting in offshore-directed net transport rates. The waves act as a sediment stirring mechanism in the shoreface zone.

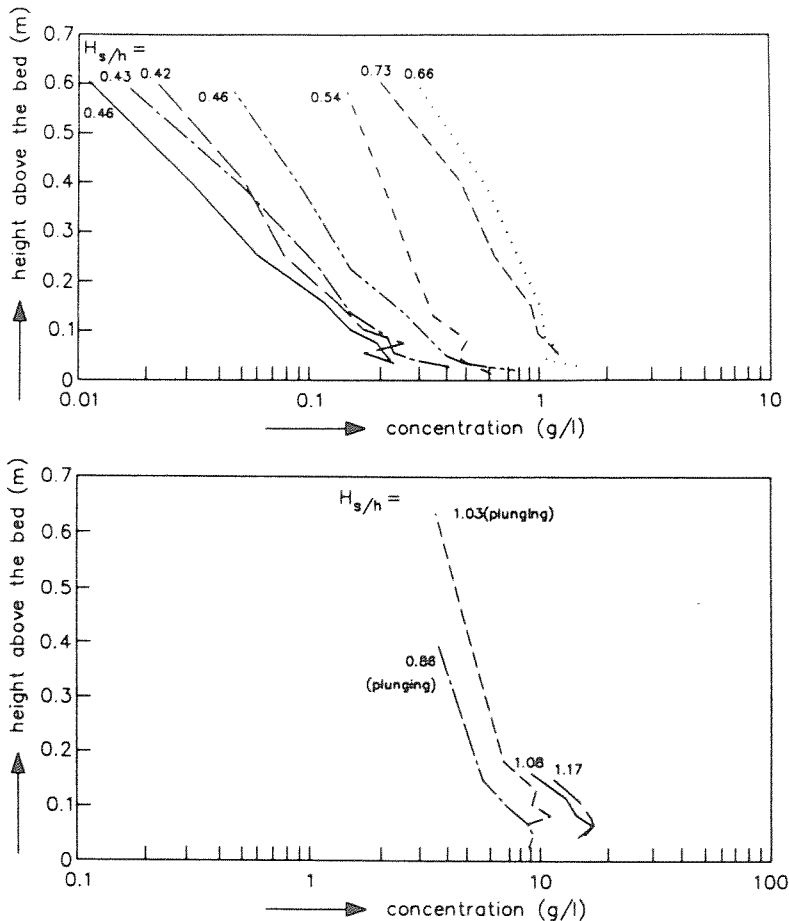


Figure 4.5.10 Time-averaged concentrations in breaking waves near Egmond, The Netherlands (Van Rijn and Kroon, 1992)

4.5.5 Further research

Further research of sediment transport processes should be focused on:

- Measurement and analysis of bed-load and suspended load transport processes in field conditions (shoreface and surf zone).
- Effect of non-steady fluid motion phenomena in the wave boundary layer on the bed-load transport process, especially for fine sediments (100-200 μm) and irregular waves.
- Effect of hindered settling and turbulence damping on sediment concentrations in sheet flow layer, using higher-order models and available wave tunnel data for verification.
- Influence of near-bed currents on the wave-related bed-load transport in the wave-boundary layer.
- Effect of non-breaking and breaking waves on suspended sediment concentrations and transport over plane bed (further analysis of LIP-experiments Delta-flume).
- Influence of strongly breaking waves on the wave-related and current-related suspended load transport, especially in the presence of breaker bars.
- Multi-fraction modelling of bed-load and suspended-load transport for non-uniform sediments.

4.6 Integrated modelling

4.6.1 Model concept

Simulation and prediction of coastal processes require the use of mathematical models representing the basic hydrodynamic and sediment transport processes. Essentially, the models are the reflection of our knowledge of the physical processes.

The mathematical models are based on a detailed description of all relevant processes by implementation of a series of submodels representing wave propagation; tide, wind, wave and density-driven currents; sediment transport rates and bed-level changes, combined in a loop system to effectuate the dynamic interaction of the processes involved.

The research in the Coastal Genesis Project was primarily related to the morphological behaviour of cross-shore profiles for coastal sections which are reasonably uniform in longshore direction. In that case a two-dimensional vertical approach (2DV) can be used, representing the basic processes along the cross-shore bed profile and neglecting the longshore gradients of the processes involved (UNIBEST-model).

This latter model consists of 3 sub-models:

- wave propagation model,
- vertical flow structure model,
- sand transport model.

The wave propagation model computes the wave energy decay along a wave ray based on shoaling, refraction and energy dissipation of bottom friction and wave breaking.

The effect of the wave asymmetry in shoaling waves on the instantaneous and on the time-averaged near-bed velocities is taken into account. The effect of bound long waves on the near-bed velocities is also represented using recently developed expressions for narrow banded wave spectra. The near-bed instantaneous velocities are computed as time series representing irregular wave groups (including wave asymmetry and bound long wave effects).

The vertical flow structure model computes the vertical distribution of the horizontal flow velocities for a given depth-averaged velocity vector, wave height and period, fluid density gradient and wind-shear stresses (surface). The effect of wave breaking resulting in a longshore-current and a cross-shore return current (undertow) and the Coriolis effect are taken into account.

The sand transport model computes the magnitude and direction of the bed load and suspended load transport. The bed-load transport is computed by using the instantaneous near-bed velocities (intra-wave modelling, Van Rijn et al, 1994) which are transferred to bed-shear stresses (within the wave period). Input parameters are the time-series velocity data and the time-averaged velocity data computed by the wave model and the vertical structure model. The suspended load transport is computed from the time-averaged velocity and concentration profile.

Roelvink et al (1995) have studied the performance of the various submodels of the UNIBEST-model in comparison to the available data from the LIP-experiments carried out in the Delta-flume of Delft Hydraulics. The attention was focussed on the cross-shore processes in the (surf) zone with breaking waves.

Figure 4.6.1 shows measured and computed wave heights, undertow velocities, bound-long wave effects, short wave-asymmetry effects and sediment transport rates. Good agreement of measured and computed wave heights can be observed. The undertow velocities are overpredicted in the zones landward and seaward of the breaker bars and underpredicted in the zone between the bars. The wave-asymmetry effect is strongly overpredicted. The net sediment transport rate is also strongly overpredicted.

Based on these results, it can be concluded that most of the relevant cross-shore hydrodynamic and transport processes are not represented with sufficient accuracy.

Further research of undertow velocities, wave velocity asymmetry and sediment transport processes in the surf zone with breaker bars is strongly recommended.

The updated 2DV-profile model UNIBEST has been used to estimate the yearly-averaged sand transport rates at various stations along the Dutch coast (see Section 4.6.2 and 4.6.3).

The potential of these types of models to compute the morphological development of the cross-shore profile is discussed in Section 4.6.4.

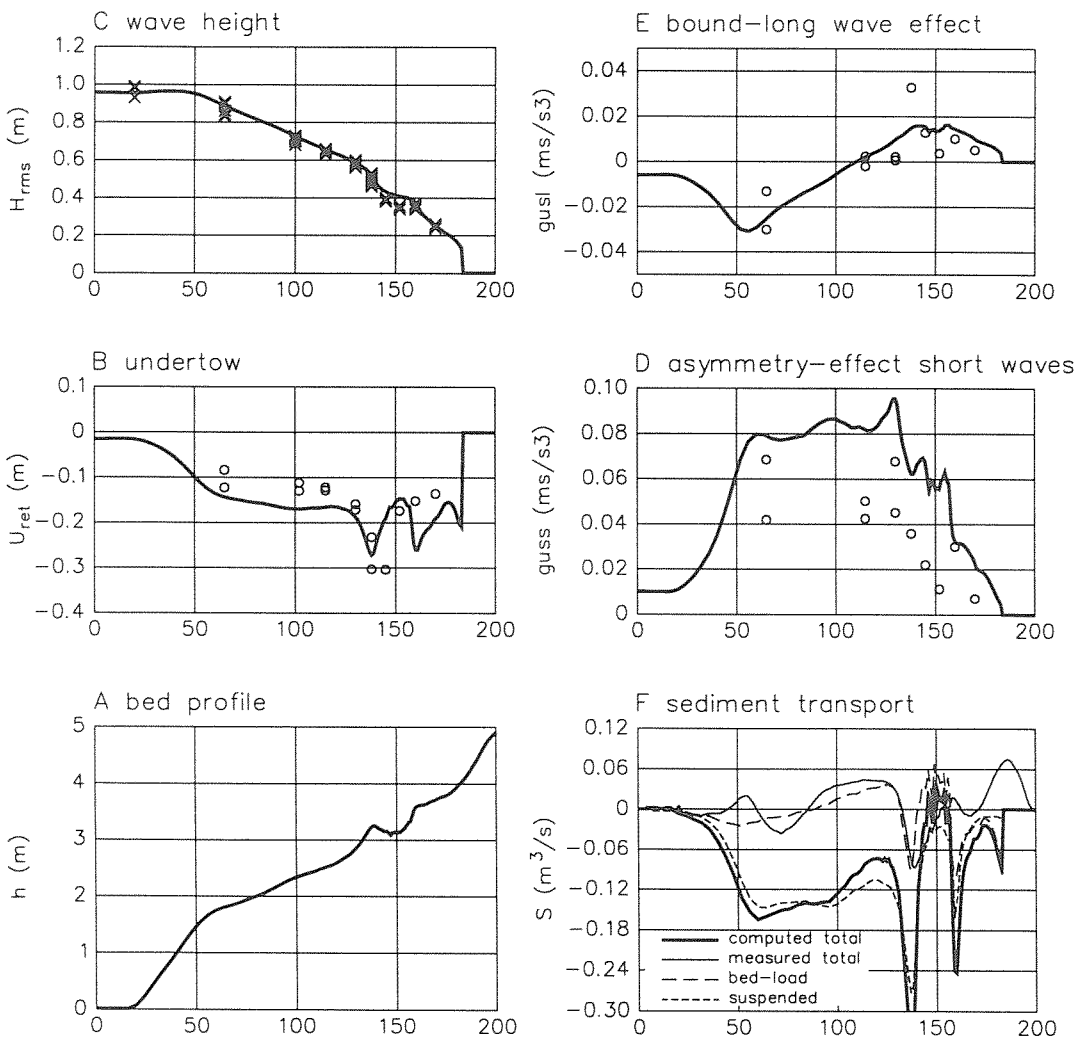


Figure 4.6.1 Comparison of UNIBEST-model results with data of LIP-1B experiment
 (g_{uss} = third order high-frequency velocity moment, $\langle u_s | u_s^2 | \rangle$)
 (g_{usl} = third order low-frequency velocity moment, $3 \langle u_L | u_s^2 | \rangle$)

4.6.2 Yearly averaged transport at -20 m and -8 m N.A.P. depth contour along the Dutch coast

Delft Hydraulics has made a hindcast study of the coastline development between Den Helder and Hoek van Holland in the period 1964-1992, using a sand budget model based on most recent knowledge of the hydrodynamic and sediment transport processes (Van Rijn et al, 1994).

Sand budget studies require knowledge of the yearly-averaged transport rates as input data at the boundaries of the budget compartments. These net transport rates have been computed at the -20 m and -8 m N.A.P. contours along the Dutch coast by use of various models of DELFT HYDRAULICS.

The sediment transport rates are computed for schematised wave and corresponding current conditions. Tidal averaging is applied to obtain the tide-averaged transport rate for each wave direction and wave height class. The tide-averaged transport rate is multiplied by the percentage of occurrence of each specific wave condition, resulting in the weighted transport rate. Adding all individual weighted values, yields the yearly-averaged sediment transport rate.

The tidal water levels and depth-averaged flow velocities (including wind effect) in the stations of interest were derived from computations made by the Department RIKZ of Rijkswaterstaat using the two-dimensional horizontal version of the TRIWAQ-model (Rijkswaterstaat, 1993).

The neap-spring tidal cycle (tidal range of about 1.3 m for neap, and about 1.9 m for spring) was represented by one representative tide. The tidal range of this latter tide was selected to be 10% larger than the mean tidal range (about 1.6 m) near the Dutch coast to account for the non-linear relationship between sand transport and depth-averaged flow velocity. This representative tide is approximately equivalent to a low spring tide.

Computations were made for 8 wind directions and 4 wind velocities (per direction) being:

- wind velocity of 0 m/s (no wind),
- wind velocity corresponding to wave height 1.25 m,
- wind velocity corresponding to wave height 2.75 m,
- wind velocity corresponding to wave height 4.25 m.

The median diameter of the sediments in the profiles of interest are in the range of 150 to 500 μm . A particle size of 250 μm was used in most computations. Values of 200 μm and 300 μm were used in the sensitivity computations.

The effective current-related bed-roughness was assumed to be in the range of 0.01 to 0.1 m; the effective wave-related bed-roughness was assumed to be in the range of 0.01 to 0.05 m.

It is known that the net cross-shore transport rates in the nearshore zone are the result of a delicate balance of the various onshore and offshore-directed transport components. Most of these transport components cannot yet be represented with sufficient accuracy. Therefore, a detailed sensitivity study (based on 18 computations) was performed varying the most important input and model parameters to come up with variation ranges of the net transport rates rather than present absolute values.

The results of this sensitivity study for profile 76 (Noordwijk) are presented in the following.

Cross-shore and longshore transport rates at depth of 20 m in profile 76

The yearly-averaged total cross-shore transport component based on the Delft Hydraulics model is onshore-directed and varies predominantly in the range of 0 to 10 m³/m¹/year (see Figure 4.6.2). The upper limit is mainly related to the contribution of the density gradient. The cross-shore transport component is dominated by tide-induced, wind-induced and density-induced currents in combination with the wave motion acting as a stirring mechanism. Especially, the wind-induced currents (dominant southwesterly winds) and the density-induced currents yield onshore-directed velocities and hence transport rates.

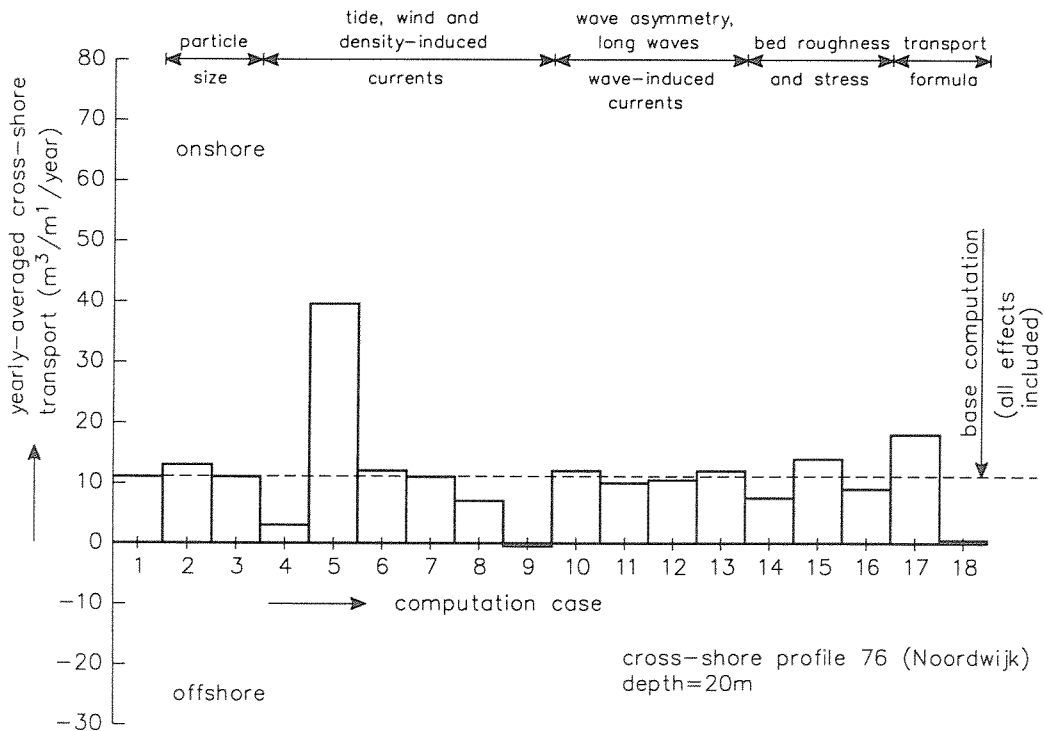


Figure 4.6.2 Effect of model and input parameters on yearly-averaged total cross-shore transport rate at depth of 20 m, profile 76 (Noordwijk)

The yearly-averaged total longshore transport component based on the Delft Hydraulics model is northward directed and varies predominantly in the range of 10 to 40 m³/m¹/year. The lower limit is related to reduced tidal current velocities. The upper limit is related to a relatively small particle-diameter.

The computation based on the Bailard-Bagnold model is comparable to the 1989-computations by Roelvink and Stive (1989a) showing a cross-shore transport component of about 0 m³/m¹/year, which is somewhat smaller than the value of 3 m³/m¹/year (excl. pores) reported by Roelvink and Stive. The longshore component according to the BB-computation is 32 m³/m¹/year which is much larger (factor 8) than the value of 4 m³/m¹/year (excl. pores) reported by Roelvink and Stive. This later discrepancy is most probably related to the use of a more symmetric tidal cycle by Roelvink and Stive.

Based on the results of the sensitivity analysis, the contributions of the various hydrodynamic processes to the cross-shore transport rates can be estimated.

The wave velocity asymmetry effect, the bound long wave effect, the LH-streaming effect and the reduced return current effect do not contribute to the cross-shore transport rate at a depth of 20 m. The contribution of the fluid density gradient effect to the cross-shore transport rate at 20 m is about 5 to 15 $\text{m}^3/\text{m}^1/\text{year}$, depended on the location along the coast (5 $\text{m}^3/\text{m}^1/\text{year}$ near Scheveningen and 15 $\text{m}^3/\text{m}^1/\text{year}$ near Callantsoog).

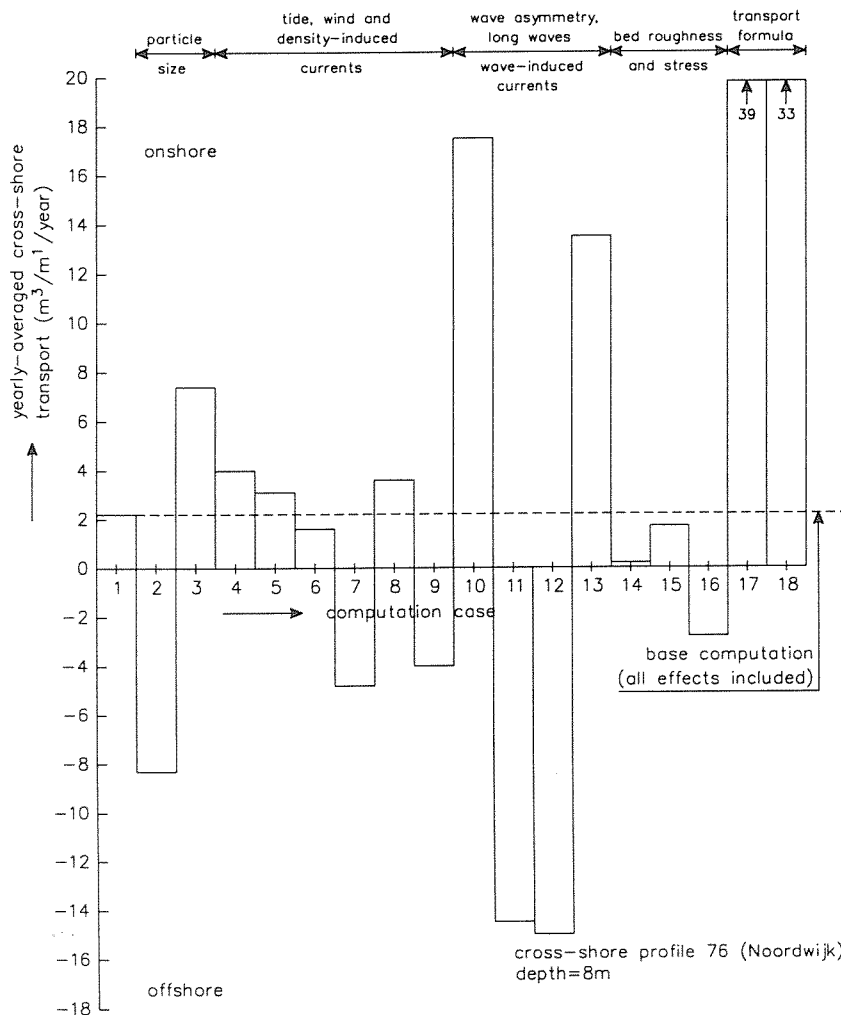


Figure 4.6.3 Effect of model and input parameters on yearly-averaged total cross-shore transport rate at depth of 8 m, profile 76 (Noordwijk)

Cross-shore and longshore transport at depth of 8 m in profile 76

The results of the sensitivity computations are discussed in the following.

The yearly-averaged total cross-shore transport component based on the Delft Hydraulics model varies predominantly in the range of -10 to + 10 $\text{m}^3/\text{m}^1/\text{year}$ (see Figure 4.6.3). Onshore (LH-streaming, wave velocity asymmetry, density gradient) as well as offshore (long waves, undertow) transport processes do occur. All transport components are important. Relatively fine sediment material may result in relatively large offshore-directed transport, whereas relatively coarse sediment material may result in onshore-directed transport. Overall, there is a slight tendency for a net onshore transport.

The yearly-averaged total longshore transport component based on the Delft Hydraulics model is northward directed and varies predominantly in the range of 10 to 50 m³/m¹/year. The lower limit is related to relatively small mean velocities and no wind effects. The upper limit is related to relatively fine sediment material.

The computation based on the Bailard-Bagnold model is comparable to the 1989-computations by Roelvink and Stive (1989a) showing a cross-shore transport component of about 33 m³/m¹/year, which is somewhat larger than the value of 20 m³/m¹/year (excl. pores) reported by Roelvink and Stive. The longshore component according to the BB-computation is about 5 m³/m¹/year which is somewhat larger (factor 2) than the value of 2 m³/m¹/year (excl. pores) reported by Roelvink and Stive. This later discrepancy is most probably related to the use of a more symmetric tidal cycle by Roelvink and Stive.

The effect of wave velocity asymmetry, the bound long waves, the LH-streaming, the reduced return current and the fluid density gradient to the cross-shore transport rate is in the range of 5 to 25 m³/m¹/year.

Further research of the various cross-shore transport processes is strongly recommended, given the relatively large variation ranges of the cross-shore transport components. Quantitative results can be obtained by studying the backfilling of small dredged trenches at the -20 m and -8 m depth contours.

Best estimates of yearly-averaged transport rates at depth of 20 and 8 m in profiles 14, 40, 76 and 103

Based on all available computations, a best estimate (including variation ranges) of the yearly-averaged transport rates at a depth of 20 m and 8 m in 4 cross-shore profiles along the coast is given in the following table. The net transport vectors are shown in Figure 4.6.4.

| Cross-shore profile | Yearly-averaged total load transport (m ³ /m ¹ /year) (all values, excluding pores) | | | |
|---------------------|--|-------------|--------------|-------------|
| | Cross-shore | | Longshore | |
| | Depth = 20 m | Depth = 8 m | Depth = 20 m | Depth = 8 m |
| 14 Callantsoog | 3 ± 5 | 0 ± 5 | 45 ± 20 | 90 ± 40 |
| 40 Egmond | 10 ± 5 | 0 ± 5 | 35 ± 15 | 80 ± 35 |
| 76 Noordwijk | 5 ± 5 | 0 ± 5 | 20 ± 10 | 50 ± 30 |
| 103 Scheveningen | 0 ± 5 | 0 ± 5 | 15 ± 10 | 40 ± 25 |

+ north/onshore; - south/offshore

The present results are compared to those of Roelvink and Stive (1989a). They presented computed and calibrated transport rates; the calibrated values were obtained by applying a multiplier of 0.5 to the cross-shore transport rates and a multiplier of 2 to the longshore transport rates.

The calibrated longshore transport rates of Roelvink and Stive are of the order of 5 to 10 m³/m¹/year which is considerably smaller (factor 2 to 10) than the present results. The results of Roelvink and Stive fall outside most of the present variation ranges. A net southward longshore transport rate at a depth of 8 m in profile 40 (Egmond) was computed by Roelvink and Stive. The calibrated net onshore transport rates of Roelvink and Stive are of the order of 1 to 3 m³/m¹/year at a depth of 20 m and fall within most of the present variation ranges. The net onshore transport rates of Roelvink and Stive at a depth of 8 m are of the order of 10 m³/m¹/year which is significantly larger than the present results indicating a zero transport over the 8 m depth contour.

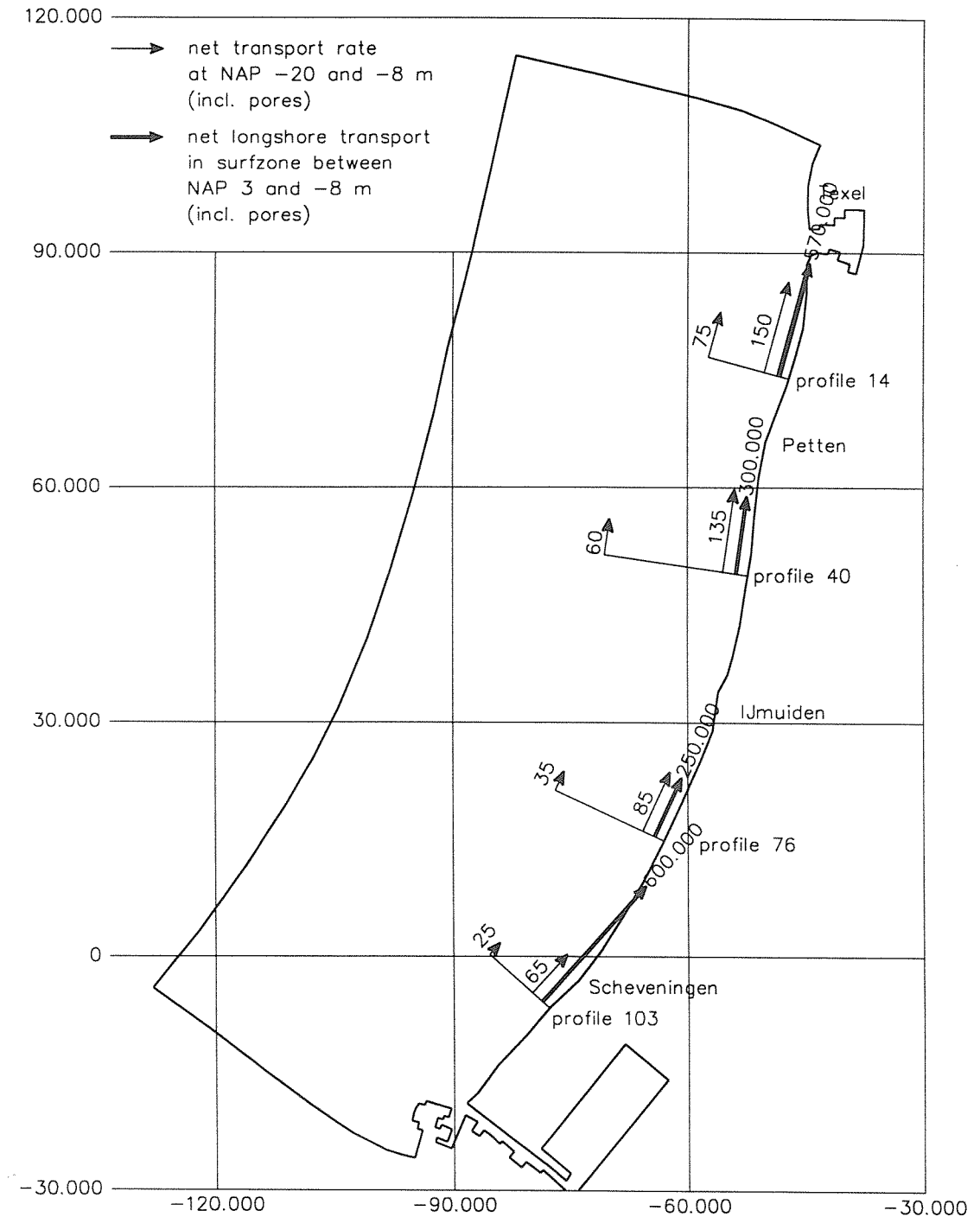


Figure 4.6.4 Net sediment transport vectors along Dutch coast (incl. pores)

4.6.3 Yearly-averaged longshore transport rates in the surf zone (3 m/-8 m)

Longshore transport rates in profile 76

First, the results of the sensitivity computations for profile 76 (Noordwijk) are discussed.

In all, 19 computations were made varying input parameters and model processes for a smooth (longterm-averaged) bed profile without breaker bars.

In all computations the net longshore transport rate is in the northward longshore direction. Generally, the northward transport rates are about 2 to 3 times as large as the southward transport rates.

The base computation yields a net longshore transport of about 250.000 m³/year in profile 76 (excluding pores) for a smooth (time-averaged) bed profile. The cross-shore distribution of the longshore transport rate shows a large transport peak in the shallow surf zone near the shoreline.

About 60% to 70% of the total integrated longshore transport does occur in the inner surf zone with a width of about 200 m.

The total load transport consists of two components: bed load and suspended load transport. In longshore direction the suspended load transport is the dominant mode of transport at all locations.

The net longshore transport is most strongly affected by the:

- wave climate,
- depth-averaged longshore current,
- presence of breaker bars,
- bottom slope,
- particle diameter.

The effect of minor changes in the wave climate on the net longshore transport rate was found to be rather small in profile 76, but a significant effect was found for profile 40 (Egmond), where the coastline orientation is relatively small (7° to 8°).

The net longshore transport rate was found to be strongly dependent on the accuracy of the computed longshore current. A 50%-decrease of the current velocities results in a decrease of the net longshore transport rate by a factor 3 to 4. The accuracy of the wave-induced longshore velocities predicted by the UNIBEST-model is largely unknown, because of a lack of measured data for verification of the model. The model has been calibrated in the sense that realistic (right order of magnitude) velocities are computed.

The presence of breaker bars results in an increase of the net longshore transport rate of about 50% to 60%. About 60% of the total integrated longshore transport rate is found to occur in the inner surf zone with depths between 0 and 4 m.

The bottom slope in the surf zone (line trough -1 m and -8 m N.A.P.) has a significant effect on the net longshore transport process. Increasing the bottom slope from about 0.005 to 0.01 yields an increase of the transport rate by a factor of 2. Steepening of the cross-shore profile

results in more intensive breaking closer to the shoreline and hence larger wave-induced current velocities and transport rates.

Best estimates of net longshore transport rates in the surf zone

Based on all available computations, a best estimate (including variation ranges) of the net longshore transport rate in the surf zone of 9 cross-shore profiles along the coast is given in the following table. The variation ranges for the sections with a relatively small coastline-orientation ($< 10^\circ$) are found to be rather large ($\pm 100\%$).

| Cross-shore profile | Coastline orientation ($^\circ$) | Steepness of profile* (-) | Yearly-averaged longshore transport integrated over the surf zone upto -8 m NAP (m^3 /year, excluding pores) | | |
|---------------------|---------------------------------------|------------------------------|--|---------------------|-------------------------|
| | | | North (positive) | South (negative) | Net |
| 14 | 18 $^\circ$ | 0.008 | 680.000 | -340.000 | 340.000 ($\pm 50\%$) |
| 28 | 7 $^\circ$ | 0.008 | 580.000 | -290.000 | 290.000 ($\pm 100\%$) |
| 40 | 8 $^\circ$ | 0.008 | 360.000 | -180.000 | 180.000 ($\pm 100\%$) |
| 47 | 10 $^\circ$ | 0.006 | 300.000 | -150.000 | 150.000 ($\pm 75\%$) |
| 68 | 21 $^\circ$ | 0.005 | 300.000 | -150.000 | 150.000 ($\pm 50\%$) |
| 76 | 26 $^\circ$ | 0.005 | 300.000 | -150.000 | 150.000 ($\pm 50\%$) |
| 92 | 37 $^\circ$ | 0.006 | 380.000 | -190.000 | 190.000 ($\pm 50\%$) |
| 103 | 40 $^\circ$ | 0.008 | 720.000 | -360.000 | 360.000 ($\pm 50\%$) |
| 108 | 41 $^\circ$ | 0.012 | 760.000 | -380.000 | 280.000 ($\pm 50\%$) |

* Profile steepness is slope of line through -1 m and -8 m NAP contours

The net transport vectors are shown in Figure 4.6.4.

Finally, the influence of structures is noted. The present results are valid for a natural coast without the presence of structures like harbour dams and groynes. Groynes which are present in the sections 0.4 to 31 km and 97 to 115 km (from Den Helder), have a blocking effect on the sediment materials transported along the shore. The degree of blocking depends on the cross-shore length of the groynes and the height of the groynes.

The harbour dams near Hoek van Holland and IJmuiden extend considerably beyond the surf zone resulting in an almost full blocking of the total longshore transport process.

No attempt was made to evaluate in detail the effect of the structures on the longshore transport rates. Further research using 3D-models is required to estimate the effect of long dams on the local transport rates.

4.6.4 Morphological behaviour of cross-shore profile

Early attempts to model the profile development of beaches by using 2DV-models were made by Roelvink and Stive (1989b) and by others.

Roelvink and Brøker (1993) discuss the simulated bed profile evolutions of various 2DV-profile models. The computed bed evolutions are the result of successive computations of hydrodynamics, sediment transport rates and bed level changes.

In case of regular waves over an initially smooth bed profile, a bar is produced by the models at the position where the onshore-directed transport rates under the non-breaking waves turn into offshore-directed transport rates inside the surf zone. The mechanisms just shoreward of breaker point are essential for the bar evolution.

In case of irregular waves a relatively steep bed profile tends to be reshaped into a profile with more gentle slopes. The bar formation is not as pronounced as in the regular wave case. The sediment transport appeared to be very sensitive to even small humps in the bed. The observed relatively large initial offshore transport is not very well reproduced. Furthermore, the modelled evolutions do not represent the erosion at the steep dune front (dune and swash zone phenomena). The models generally show far too large cross-shore transport gradients in the zone landward of the breakpoints of the highest waves. Landward of the breaker bar the offshore-directed transport decreases too quickly as a result of underprediction of the undertow. The strong sensitivity of the suspended sediment transport to the strength of the undertow causes errors in the transport rates and gradients.

The models operate best in the central part of the surf zone where the waves are spilling breakers and the conditions have a quasi-uniform character.

At present stage of research the models can only be used for short-term modelling of the cross-shore processes.

An example of computed bed levels based on the UNIBEST-model is given in Figure 4.6.5 for the LIP-1B experiment with irregular waves. The measured data show the generation of a breaker bar approximately at $x = 130$ m, which is not represented by the model.

Further research of breaker bar generation is strongly recommended.

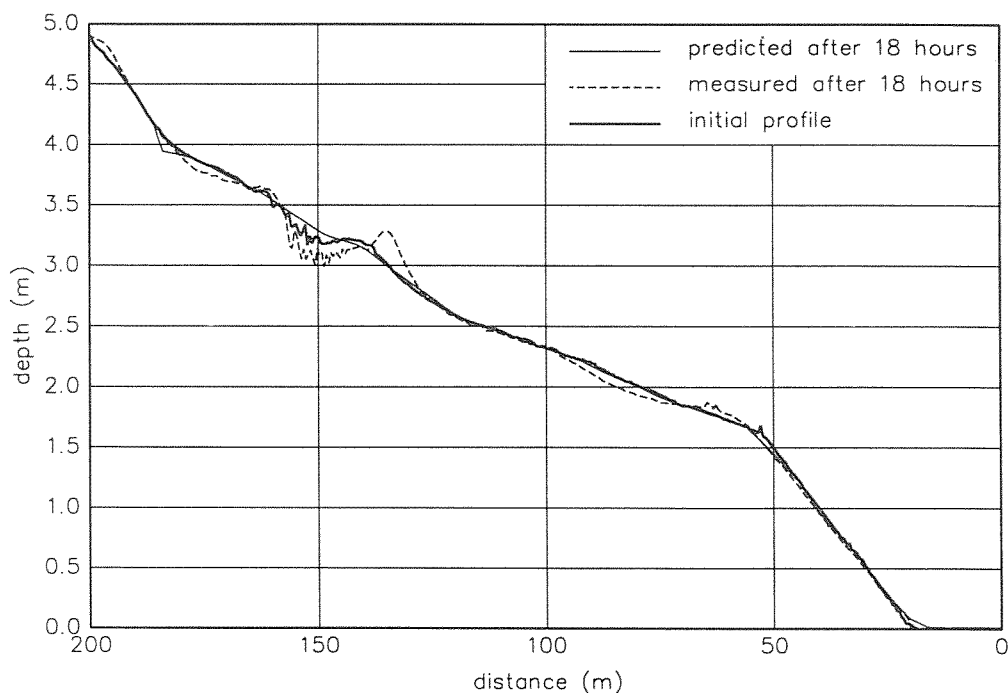


Figure 4.6.5 Measured and computed bed level evolution for LIP-1B experiment based on UNIBEST-model

4.6.5 Further research

Further research should be focussed on:

- Generation, migration and degeneration of major breaker bars using 2DV and 3D mathematical models; flume and field studies are required for a better understanding of the physical processes involved and verification of the models.
- Measurement and modelling of net yearly-averaged sand transport rates at the -20 m and -8 m depth contours by analyzing the backfilling of small dredged trenches at various locations along the coast.
- Measurement and modelling of wave-induced longshore transport rates in the surf zone at various locations along the coast.

5 Behaviour-related research and long-term modelling

5.1 Introduction

Behaviour-related models describe the behaviour of morphological features or systems using relatively simple expressions formulated to represent the phenomena at the larger scales of interest. Hence, the basic phenomenological behaviour of the system is described neglecting unnecessary details. All process-related information and additional empirical information is represented by coefficients, parameterized functional relationships or by stripped process-based submodels. An overview is given by De Vriend et al (1993).

Behaviour-related research of the closed coastal systems has had only limited attention in the Coastal Genesis Project, compared to the process-related research.

The following types of models are herein discussed:

- statistical models,
- parametrization models,
- advection-diffusion models,
- multi-line models.

5.2 Statistical models

The statistical models considered herein are extrapolation models and empirical orthogonal function (EOF) models.

Extrapolation (linear or non-linear) is a widely applied method, which has however severe limitations. For example, linear regression analysis is a purely statistical operation without any physical basis unless the physical processes involved are proven to behave as a linear system in time. The predictive ability is determined to a large extent by the length of the data record as compared to the forecast period.

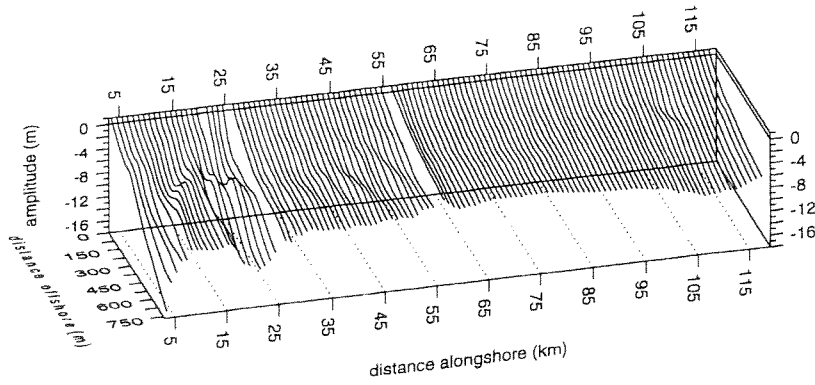
Rijkswaterstaat (1994c, d) has used linear and non-linear extrapolation techniques to determine yearly-averaged sand volume changes of small-scale and large-scale sections along the coast of The Netherlands.

Kops and Van de Graaff (1993) also used statistical methods to study the behaviour of the coastline near Egmond.

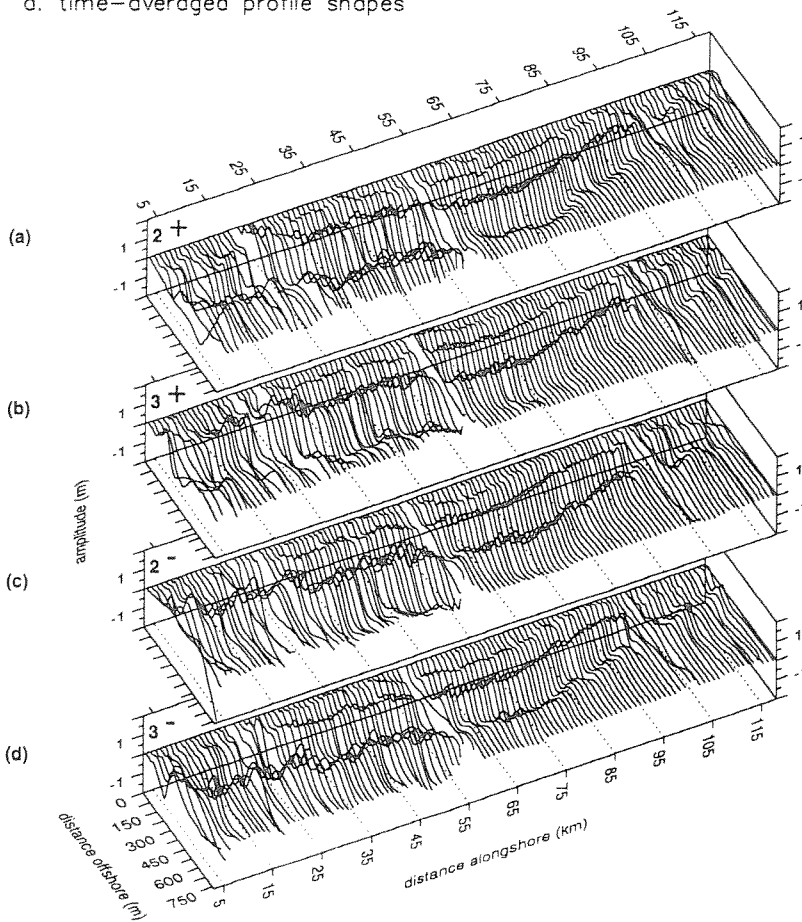
The basic idea of the EOF-models is to map a data set onto an orthogonal set of spatial functions, which are derived from the eigenfunctions of the covariance matrix. Each spatial function has its own time-evolution function and contains a certain part of the variance of the data, indicated by the corresponding eigenvalue.

This method has been used by Wijnberg and Terwindt (1994) to study the behaviour of the cross-shore profiles of the Dutch coast between Den Helder and Hoek van Holland in the period between 1964 and 1990. The analysis showed the presence of distinct regions with different large-scale coastal behaviour. The boundaries between these regions were found to

be quite sharp and related to coastal structures (harbour dams of IJmuiden, Hoek van Holland, seawall of Petten). The results are given in terms of the position of the shoreline, the shape of the mean profile and the bar development (see for example Figure 5.2.1).



a. time-averaged profile shapes



b. secondary morphology (bar systems) represented by second and third empirical eigen functions

Figure 5.2.1 Time-averaged cross-shore profiles and bar systems along the central Dutch coast

5.3 Parametrization models

The parametrization models are based on simple input-output relationships between the driving variables of the hydrodynamic system and the response of the morphological system; each defined scale may have its own parametrization model. The selection of variables strongly depends on the dominant physical processes involved.

The existing models may be used to predict the type of beach, the shape of the cross-shore profile and the morphological regime (erosional or accretional events). An overview is given by Kroon (1994). The existing coastal parametrization models can be divided into two groups: environmental parameters and surf-similarity parameters.

The Dean-number defined as the ratio of the wave height and the product of fall velocity and wave period, is generally used as an environmental parameter characterizing the beach type and state. The significant wave height in deep water or that at the breaker line is commonly used to characterize the wave conditions.

The surf-similarity parameter defined as the ratio of the wave steepness and the beach slope is indicative for the local hydrodynamics like the local breaker type, the relative breaker height and the presence of low-frequency motions.

The coastal parameters are poorly defined in case of a barred cross-shore profile. Another problem is the effect of the tidal range, which is not included in the parameters. The differences in time scales of rapid erosional and slow deposition events are also not represented by the parametrization models.

Kroon (1994) studied the morphological behaviour of the swash bar in the inner surf zone near Egmond. The existing parametrization models could not be used to describe the morphological development of the swash bar, because the mean water depth is missing in these models. This latter variable is of essential importance in tide-dominated conditions. It was found that swash bars do occur for a relative wave height (H_s/h) smaller than 0.4 at the boundary of the swash zone. The swash bar migrates landward resulting in beach accretion during the flood periods with water levels exceeding the crest level of the bar. The swash bar is eroded during high-energy conditions with relative wave heights larger than 0.4.

Kroon (1994) also studied the morphological behaviour of the breaker bars in the outer surf zone near Egmond, Katwijk and Zandvoort, The Netherlands. The bars were found to migrate in a seaward direction. The lifetime of the bars near Egmond is of the order of 25 years and about 10 years near Katwijk and Zandvoort. The bars may respond on every single storm event and migrate in a seaward or a landward direction on the event time-scale. These opposite directions may be caused by the three-dimensional crescentic planform of the bars or by the dominance of different processes in adjacent coastal zones. On a long-term time-scale the outer bar migrates in seaward direction as a net result over all the storm events. Major changes in the outer bar configuration like the final degeneration of the bar in the outer surf zone corresponds with high-energy storm events. Kroon (1994) introduced a storm parameter defined as the ratio of the storm duration and the interval between two storm events and found that bar degeneration may occur for a storm parameter larger than 0.7, see Figure 5.3.1.

The results show that the seaward migration of the bars in the outer surf zone is a continuous process up to a crest position at 0.75 of the surf zone width. The bar crest remains at that position until a high-energy storm event ($S > 0.7$) causes the bar to move further offshore with a simultaneous decrease of the bar height (decay).

The knowledge of the physical processes related to the nearshore generation, seaward migration and degeneration further offshore of the breaker bars is still at an early stage of development. So far, the behaviour of breaker bars has been studied, using a 2DV-approach in cross-shore direction; the effect of 3D-circulation patterns has been almost fully neglected. Further research of breaker bar behaviour should have high priority, focussing especially on 3D-circulation patterns. The available international data of cross-shore profiles including bar features in different conditions (sediment size, tidal range, type of wave energy) should be further analyzed.

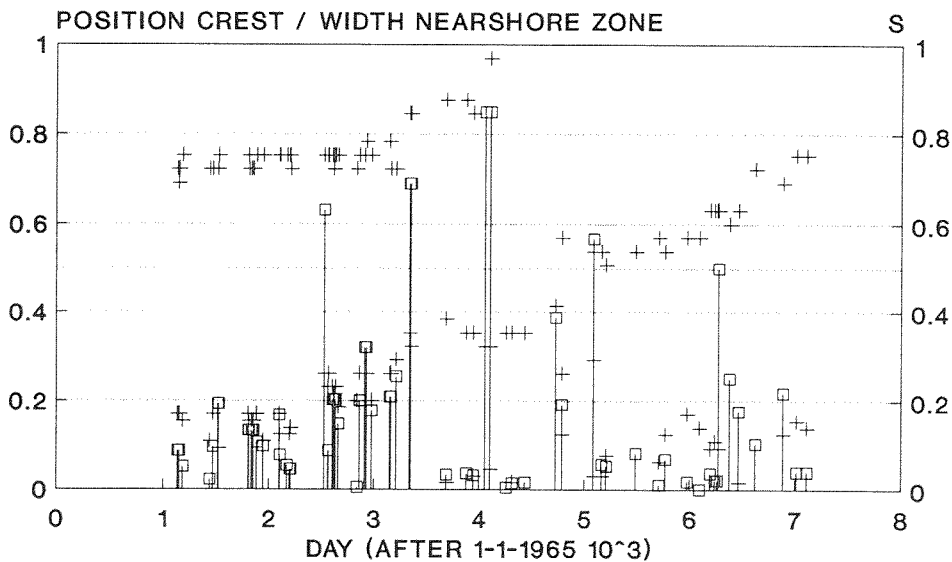


Figure 5.3.1 Dimensionless positions of the bar crest and storm parameter in time, Egmond, The Netherlands (+ position crest/width nearshore zone, □ storm parameter)

5.4 Advection-diffusion type models

The behaviour of a morphological feature or system can, in principle, be simulated by using an advection-diffusion type of model formulated in terms of the local bed level as a function of the horizontal coordinates and time.

All process-related and empirical knowledge has to be represented by the advection and diffusion-related coefficients. Source terms can be used to represent effects related to human interference (nourishment, mining etc.).

A typical result of a diffusion-type profile model is shown in Figure 5.4.1 for the long-term evolution of an underwater profile nourishment (De Vriend et al, 1993). The diffusion coefficient was fitted by using the results of a 2DV-profile model (UNIBEST-model). The diffusion concept was tested against the results of process-based models at various time-scales, ranging from seasons to decades. In all cases, a rather good agreement was found for roughly the same spatial distribution of the diffusion coefficient; large in the active zone and decreasing to almost zero at the shoreface zone.

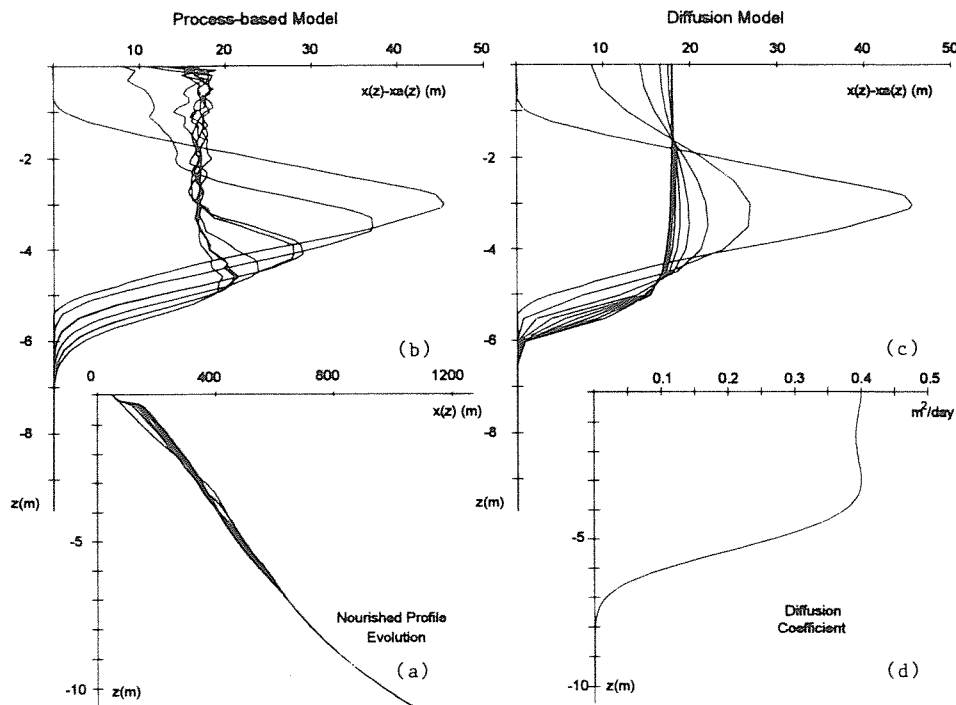


Figure 5.4.1 Cross-shore profile evolution based on diffusion-type model and 2DV-profile model (UNIBEST)

5.5 Multi-line models

Multi-line models have been developed by many researchers (see De Vriend et al, 1993). The basis of most multi-line models is the concept of equilibrium shoreface profiles. Often, the long-term averaged cross-shore profile is taken as the equilibrium profile. Basic assumptions of the equilibrium profile concept are: no net sediment movement seaward of the "closure depth" location and no effect of breaker bars on the long-term profile shape. A critical review of the equilibrium profile concept is given by Pilkey et al (1993).

Recently, Stive and De Vriend (1994) used a multi-line model for a uniform coastline schematizing the cross-shore profile into three line segments for the active zone between the dune front and the 5 m depth contour, the middle shoreface zone between the 5 m and 12 m depth contours and the lower shoreface zone between the 12 m and 18 m depth contours and tilting around the foot point at 18 m depth. The cross-shore profile is assumed to act as a system of hinged line segments. The dune face and the upper shoreface maintain their shape relative to the mean sea level, while obeying the mass balance equation. The detailed dynamics of the active zone (bar migration) is disregarded. The lower shoreface is assumed to be subject to changes induced solely by cross-shore transport at the upper end of the lower shoreface zone. A cross-shore transport formulation is used to determine the net wave-related and current-related transport rates including the effect of bottom slope.

The model concept was tested with reasonable success against the observed behaviour of the central Dutch coast considering a hindcast over the last century and another over the subboreal evolution of the profile, see Figure 5.5.1.

An important conclusion from this application is that the bottom slope effect on the transport process is only relevant at geological time scales and that the profile evolution at the engi-

neering time scale (100 years) can be determined from a static sediment balance. Hence, the dynamic coupling between the profile characteristics, the hydrodynamics and the sediment transport can be neglected on a time scale of 100 years.

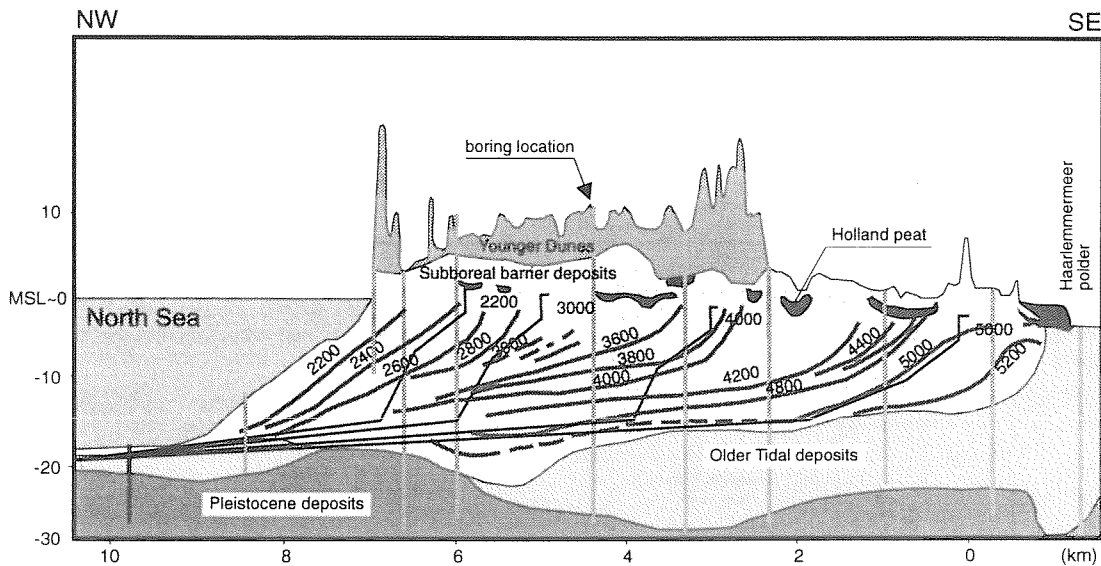


Figure 5.5.1 Long-term cross-shore profile evolution of the central Dutch coast

Following the approach of Stive and De Vriend (1994) a multi-line sediment budget model was used by Van Rijn (1994) to hindcast the sand volume changes along the Dutch coast during the period 1964-1992 and to forecast the coastline changes and sediment budgets (including nourishment) for the period 1995 to 2050. The model concept is shown in Figure 5.5.2. The effect of sea level rise is represented by a modified Bruun-rule. The net yearly-averaged cross-shore and longshore transport rates at the -20 m and -8 m depth contours and the net longshore transport rate in the surf zone were determined from a detailed 2DV cross-shore profile model (updated UNIBEST-model).

The hindcast study was aimed at matching the observed sand volume changes in the zone between 3 m and -8 m depth contours with the longshore and cross-shore gradients of the computed sand transport rates including nourishment and dredging, using a simple sand budget model (see Figure 5.5.2). Based on this, the net longshore transport rate in the surf zone upto -8 m N.A.P. contour was found to increase from zero near Hoek van Holland to about 500.000 m³/year near IJmuiden. North of IJmuiden the net longshore transport rate is directed southward in section 35-55 km and northward again in section 0-35 km. The net southward longshore transport process is related to the presence of the harbour dams of IJmuiden reducing the wave energy coming from south-west directions.

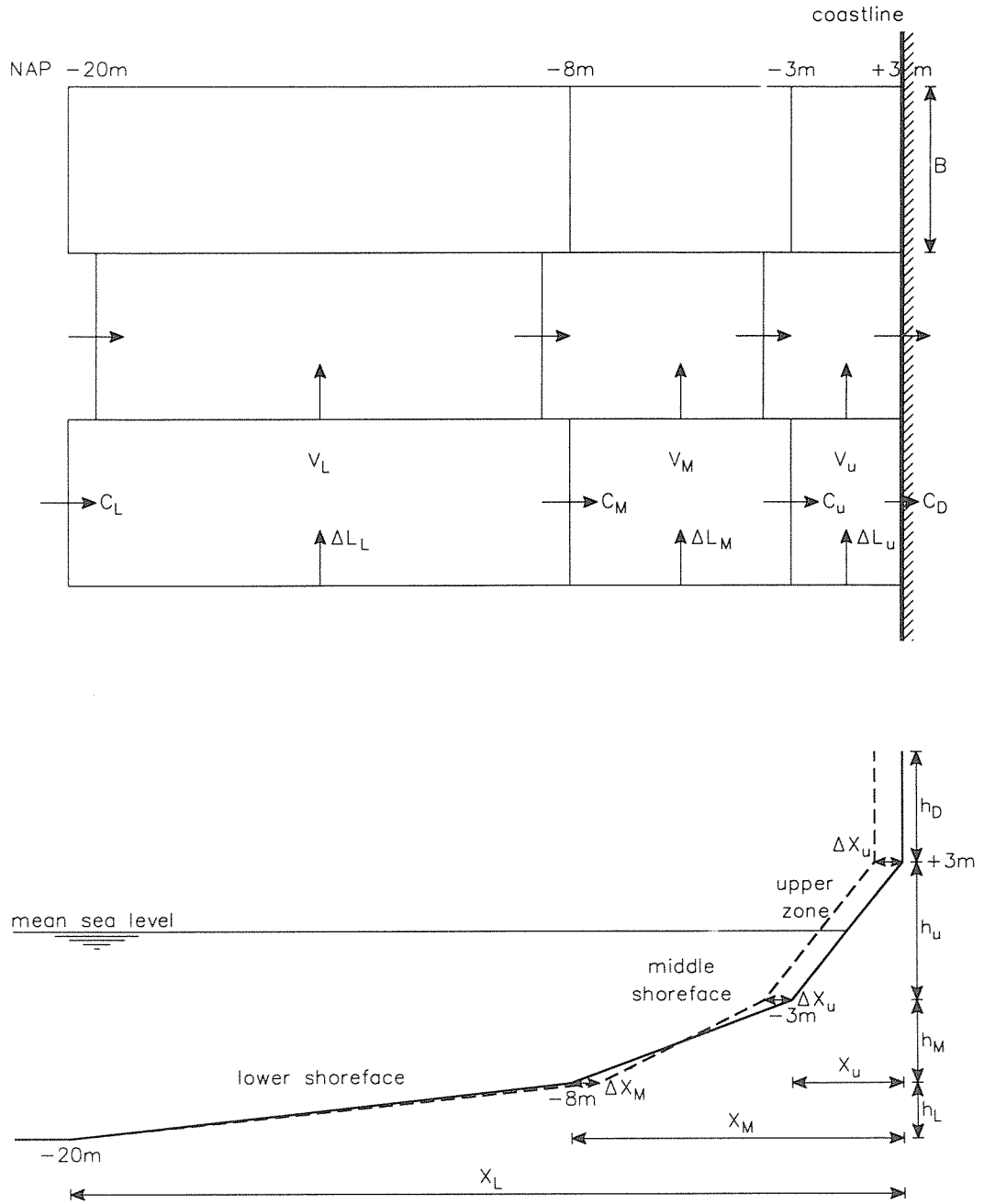


Figure 5.5.2 Multi-line sediment budget model
 (X = cross-shore distance, h = height, V = volume, B = width, C = cross-shore transport rate, ΔL = gradient of longshore transport rate)

5.6 Further research

Further research should be focussed on:

- Implementation of process-related submodels representing cross-shore and longshore transport processes in multi-line models.
- Representation of the effect of beach nourishment and structures in multi-line models (dynamic coupling between hydrodynamics, sediment transport and morphology).
- Analysis of available international cross-shore profile data (uniform stable coast) including bar features in different conditions (sediment size, tidal range, type of wave-energy).
- Application of advection-diffusion models for modelling of long-term morphological behaviour.

6 Recommendations for further research

6.1 Summary

The process-related research of closed coastal systems has made considerable progress in the period 1990 to 1995, as appears from the publication of four theses (Roelvink, 1993; Al-Salem, 1993; Van de Meene, 1994 and Kroon, 1994) and many reviewed journal papers.

High-frequency wave propagation in uniform coastal zones using parametric and probabilistic wave-energy models was extensively studied resulting in a better understanding of the surf zone wave mechanics and of the limitations of the available formulations (wave breaking and wave asymmetry).

Low-frequency wave propagation with emphasis on bound-long waves related to short wave groups has had considerable attention resulting in a leading role in international research. A mathematical model for long waves has been developed and calibrated using laboratory and field data. The hypothesis that bar formation is to an important extent related to bound long waves is not supported by the present results; the long waves generally have a destructive effect on bar formations.

The mean current field and its vertical structure in cross-shore direction has been studied extensively by performing large-scale (LIP-experiments) and small-scale flume experiments and by mathematical modelling with 2DV-profile models. Streaming and undertow models have been developed and improved. Considerable progress has been made, but the models are not yet sufficiently accurate. Information of wave-induced currents is not sufficiently available, especially for barred profiles.

Wave-current interaction is considerably better understood than before. A set of useful parameterized models is available to estimate the near-bed velocities and bed-shear stresses in wave-current systems.

Sand transport research was aimed at deriving predictive and practical formulations for bed-load and suspended load transport in breaking and non-breaking wave conditions with or without a current superimposed. A new model for total load transport has been developed and used to estimate the yearly-averaged transport rates in the nearshore zone. A leading international role was played, as appears from the published theses and reviewed journal papers.

The effect of sediment size, irregular waves and breaking waves on the sand transport processes are still at an early stage of understanding, especially for barred cross-shore profiles. Field data of sand concentrations and transport rates are urgently needed.

Integrated modelling shows that the 2DV profile models are robust and effective tools with respect to diagnostic modelling, but the models are not yet capable of describing the generation, migration and degeneration of breaker bars. Information of three-dimensional circulation patterns along uniform coasts is missing. The wave mechanics in the swash zone should be better understood and implemented in the models.

Physical processes which still are at an early stage of understanding, are:

Wave and currents

- wave velocity asymmetry, especially in breaking waves of barred profiles;
- wave breaking and energy dissipation, especially in breaking waves over barred profiles;
- break-point forced long waves in the surf zone;
- wave-induced cross-shore and longshore currents over barred profiles (lag effects);
- wave-inducing streaming in non-breaking waves;
- vertical structure of velocities and turbulence in nearshore zone;
- apparent roughness of rippled and plane beds in wave-current systems.

Sediment transport

- bed-load and suspended load transport processes (magnitude and direction) in field conditions;
- effect of unsteady flow phenomena on bed-load transport processes of fine sediments in irregular waves;
- effect of wave velocity asymmetry on suspended load transport processes;
- sediment concentrations and wave-related transport rates over plane sloping beds in non-breaking and breaking waves;
- effective roughness of rippled beds.

Morphology

- generation, migration and degeneration of major breaker bars (including effect of underwater nourishment);
- behaviour of swash bars in relation to coastline changes;
- behaviour of offshore sand ridges (sediment source for nourishment?).

Behaviour-related research has had only limited attention compared with process-related research. Statistical models have been used successfully to study cross-shore profile characteristics and coastline changes.

Bar behaviour has been studied by parameter analysis; predictive results have however not been obtained.

Multi-line models have been used to hindcast observed data (JARKUS) of sand volume changes (sand budgets) for the coastline between Den Helder and Hoek van Holland and to forecast nourishment volumes required to ensure a stable coastline for the coming 50-years (including sea-level rise). The effects of structures and nourishment should be better represented by the models.

6.2 Basic research objectives

The primary research task for the coming years is a better understanding of the large-scale sand budget of the surf zone between Den Helder and Hoek van Holland. This requires more accurate information of:

- the total net longshore transport at the boundaries of the surf zone (cross-shore profile near Den Helder),
- the total cross-shore transport at the boundaries of the budget area (across -8 m depth contour along the coast).

Both transport components are now estimated to be about 0.5 million m³/year. These values should be verified by performing field experiments in combination with diagnostic mathematical modelling.

The *longshore transport* rates should be measured in the following characteristic cross-shore profiles:

- between Callantsoog and Den Helder to evaluate the sediment loss to the Waddenzee,
- north of Scheveningen to evaluate the sediment loss from the eroding sections between Hoek van Holland and Scheveningen,
- near Egmond where the northward and southward longshore transport components are of the same order of magnitude (net zero transport).

The *cross-shore transport* rates should be measured in the central sections north and south of IJmuiden:

- near Egmond at -8 m and -20 m N.A.P. contour,
- near Noordwijk at -8 m and -20 m N.A.P. contour.

Some of the erosion problems along the Dutch coast may be solved by engineering measures, as follows:

- *Underwater nourishment in shoreface zone*
The erosion in the outer surf zone and in the middle and lower shoreface zones and the associated profile steepening can be eliminated by underwater nourishment. In the coastal section between Hoek van Holland and Scheveningen this can be achieved by using the (unpolluted) sandy materials dredged from the main channels near the harbour of Rotterdam (total amount of about 2 to 4 million m³/year), which are now dumped at "Loswal Noord" outside the active coastal zone.
- *Construction of artificial breaker bars*
Major breaker bars are missing in the eroding sections north of Callantsoog and south of Scheveningen, whereas the bottom slopes in these sections are relatively steep. As a result, wave breaking will occur in shallower depths closer to the shore increasing sediment suspension and longshore transport. Sediments are eroded from between the groynes in these coastal sections by undertow and rip currents which is intensified by strongly plunging breaking waves.

A possible solution attacking the cause of the erosion problems rather than eliminating the symptoms may be the construction of artificial breaker bars in the outer surf zone to increase the wave energy dissipation further offshore. The breaker bars may be constructed of sandy materials (dredged in deeper waters) creating a nearshore sand buffer as well as a wave breaking structure. A sand buffer in the sections north of Callantsoog may also contribute to the sediment demand of the Waddenzee, because of erosion and deposition processes related to longshore tidal currents which may eventually result in reduction of the coastal erosion.

Based on bar dimensions in adjacent sections, about 3 to 5 million m³ is required to cover a longshore distance of 10 km.

An alternative solution may be the construction of a long detached underwater breakwaters of stones and concrete blocks.

- *Long dam near Den Helder*

It is beyond any doubt that future generations will take back the land that has been eroded by the sea. In this respect it might be interesting to study the morphological consequences of a long south-west oriented dam near Den Helder (Plan Schoorl) with the objective to reclaim land for reasons of safety, recreation and living. The presence of a dam will affect the position and size of the tidal channels and the outer ebb delta, whereas also the southwestern part of the island of Texel may be affected. Exploring studies should be initiated as a prelude to future developments showing our bright outlook on social issues for generations to come.

To be able to evaluate these ideas, basic knowledge of hydrodynamic and sand transport processes in relation to bar behaviour is of essential knowledge. Furthermore, (quasi)three-dimensional mathematical models should be available to study the morphological consequences of this type of human interference in a rather complicated system with accelerating and decelerating longshore tidal currents, circulation zones downstream of dams, inflow and outflow of tidal inlets in combination with shoaling, refracting and breaking waves. This will be further discussed in the following sections.

6.3 Process-related research

The most important hydrodynamic and associated morphological processes in the shoreface zone are:

- near-bed wave velocity asymmetry in shoaling and breaking waves,
- breaking-induced near-bed cross-shore return currents (undertow),
- breaking-induced longshore currents,
- tide, wind and density-induced mean currents,
- wave-induced streaming in boundary layer (Longuet-Higgins streaming),
- free and bound low-frequency waves,
- cross-shore and longshore bed-load and suspended load transport,
- generation, migration and degeneration of bars.

Morphological evolution of the bed is related to gradients of sediment transport rates and hence to gradients of the hydrodynamic variables.

A key point is the relative contribution of the cross-shore and longshore transport rates (both in magnitude and direction), which may strongly affect the morphological behaviour of the breaker bars. It may explain the difference in regularity and size of the bars along the coast. North of IJmuiden the position of the bars is rather irregular with a longshore coherence (same position and size of the bars) of about 2 km. South of IJmuiden the longshore coherence is of the order of 10 km; the bars seem to behave as being part of one large-scale two-dimensional bar system.

South of IJmuiden (near Bloemendaal) the net northward longshore transport rate is found to be relatively large (about 300.000 m³/year) and reasonably constant, particularly from profile 70 km onwards. This may prevent the generation and growth of local disturbances in bar behaviour and hence the bars remain relatively small and can, therefore, migrate at

a faster rate. Small local differences in the cross-shore transport rates are smoothed out by the dominant longshore transport processes.

North of IJmuiden the net longshore transport rate is found to be relatively small (order of 100.000 m³/year), but the gradients are relatively large. The net transport direction may even vary from southward to northward over short periods and small scales due to variations in the wave climate, having a large effect on the transport processes in this part of the coast, where the coastline orientation is relatively small. In these latter conditions the effect of the cross-shore transport processes on the bar variability may be relatively important resulting in larger but slower migrating bars. Irregularity will be enhanced by local differences in longshore and cross-shore transport rates.

Transport processes in lower and middle shoreface zone (-8/-20 m N.A.P.)

The net yearly-averaged cross-shore transport rates at the -20 m and -8 m N.A.P. contours consist of onshore and offshore-directed components, which are of the same order of magnitude.

In deeper water (depth of 20 m) the net transport rates are dominated by the tide-, wind- and density-induced mean currents in combination with the waves as stirring agent; the wave velocity asymmetry, the bound long waves and the near-bed return current hardly contribute to the net transport rate.

At a depth of 8 m all transport components are significant; the net transport rate was however found to be about zero (with variation ranges of ± 5 m³/m¹/year).

The sand transport processes in deeper water take place in a rather thin layer close to bed (say lowest 1 m of the depth), where bed load and suspended load transport are equally important. Direct measurement of fluid velocities and sand concentrations will not yet be feasible at the highest level of accuracy, especially during rough weather conditions, because the required instruments will most probably not be available in the coming 5 years.

As an alternative solution, it is proposed to determine the transport rates from the morphological development of small trenches (length of 100 m, width of 10 m, depth of 2 m) dredged parallel and perpendicular to the shore at a depth of 20 m and 8 m and acting as sand traps. The bed profiles should be sounded regularly over a time period of 1 to 2 years. Simultaneous measurement of fluid pressures, fluid velocities and densities (and sand concentrations, if possible) at stations on both sides of the trenches should be carried out throughout the year. The hydrodynamic data will be used as input data for the models to compare computed transport rates and measured transport rates; the latter being derived from the backfilling of the trenches.

Sensitivity analysis using the models has shown that the transport processes of relatively fine sediments are rather sensitive to the composition and size of the sediments and the effective roughness of the small-scale bed forms (dunes, ripples, flat bed). Field evidence suggests that these parameters may vary considerably along the cross-shore profile. The effect of particle size and effective bed roughness should be studied in detail in the large-scale wave tunnel. Furthermore, the instruments required for measuring sand concentrations and fluid velocities in the high-concentration range should be studied in the wave tunnel with the aim to develop operational instruments for field conditions.

Transport processes in the surf zone (3/-8 m N.A.P.)

The net yearly-averaged longshore transport integrated over the surf zone width was determined by using a one-dimensional mathematical model (Van Rijn et al, 1994). In all computations the net integrated longshore transport rate was found to be directed northward. Generally, the northward transport rates are about 2 times as large as the southward transport rates. About 60% to 70% of the total width-integrated longshore transport does occur in the inner surf zone (width of 200 to 300 m, upto -4 m N.A.P.). The suspended load transport is the dominant mode of transport.

Based on analysis of the sensitivity computations, the net longshore transport rate was found to be most strongly affected by:

- longshore current velocity,
- presence of breaker bars,
- bottom slope,
- wave climate.

The wave-induced longshore current velocity was found to be an important parameter for the longshore transport process. The contributions of the wind-induced and tide-induced velocities were found to be of less importance, because most of the longshore transport is found to occur in the inner surf zone (width of about 200 to 300 m) near the shore, where the tide- and wind-induced currents are relatively small.

The accuracy of the wave-induced longshore velocities predicted by the applied models is largely unknown, because of a lack of measured data for verification of the model. The model has been calibrated in the sense that realistic (right order of magnitude) velocities are computed. The results of the sensitivity analysis show that the longshore transport rate is strongly dependent on the accuracy of the predicted velocities. A 50%-decrease of the current velocities results in a decrease of the net longshore transport rate by a factor of 3 to 4. The major part of this decrease does occur in the inner surf zone.

The effect of breaker bars present at various locations along the coast was studied by performing computations for two specific profiles as measured in 1985 and 1975. The presence of breaker bars results in an increase of the net longshore transport rate of about 50% to 60%. The cross-shore distribution of the longshore transport rate for the 1985-profile shows (three) peaks in the transport rate at the bar locations (outer bar, inner bar and swash bar). About 60% of the total integrated longshore transport rate is found to occur in the inner surf zone (width of about 300 m) with depths between 0 and 4 m.

The bottom slope herein defined as the slope of the imaginary line through the -1 m N.A.P. and the -8 m N.A.P. depth contours has a significant effect on the net longshore transport process. Increasing the bottom slope from about 0.005 to 0.01, yields an increase of the transport rate by a factor 2. Steepening of the cross-shore profile results in more intensive wave breaking closer to the shoreline and hence larger wave-induced current velocities and transport rates.

The wave climate is of dominant importance for the longshore transport rate because of the generation of the longshore current and the stirring action of the waves.

The results of sensitivity computations show that small changes in the wave climate (percentage of occurrence for each wave direction) may have a large effect on the net longshore transport rate in those sections where the coastline orientation is small ($< 10^\circ$) such as in the sections near Egmond (profile 40 km). This was simulated by assuming a change of 5° of the local coastline orientation near Egmond. Using the wave climate of 1989, the net longshore transport rate was reduced from about 400.000 m³/year to about 20.000 m³/year (factor 20). Under these conditions, it might be argued whether a yearly-averaged wave climate is sufficiently representative. A better approach may be the simulation of the actual measured wave records over a number of years and subsequent averaging of the transport rates over the same period.

Based on the above-given considerations, it is proposed to perform field experiments focussing on the longshore current velocities and longshore transport rates in the inner surf zone (upto -4 m N.A.P.). As the suspended load transport is dominant in the surf zone, this parameter can be determined with sufficient accuracy by measuring the suspended sand concentrations and the fluid velocities using the recently built Acoustic Sand Transport meter (ASTM), simultaneously at 5 elevations above the bed. This instrument should be deployed from a permanent measurement station in the inner surf zone to ensure accurate determination of the measurement elevations and in-situ calibration with pumped samples. Direct measurement of the longshore transport rates in the outer surf zone (large depths, higher waves) requires the use of a large and robust platform, which is most probably not available. To overcome this problem, it is proposed to measure longshore velocities from stand-alone tripods deployed in the outer surf zone. Using the data of these instruments, the longshore transport rates can be determined by the available mathematical models, verified by the data measured in the inner surf zone.

Other hydrodynamic processes to be studied in the inner surf zone are: near-bed wave velocity asymmetry under breaking waves, wave-induced near-bed return currents and low-frequency wave phenomena.

A crucial aspect of the surf zone dynamics is the role of the breaker bars on the wave energy dissipation, wave-induced longshore velocities and hence the longshore transport rates. As the bars are highly dynamic in the inner surf zone, the morphological development of the bars should be known on the time-scale of the most dynamic events (storms), which implies regular pre and post-storm soundings. Most of these requirements can be satisfied by using a mobile research platform such as the CRAB (Coastal Research Amphibious Buggy) in use at the Duck field research facility in the USA (Birkemeier and Mason, 1984). The CRAB is used for accurate surveys of the nearshore zone. The surveys are conducted from the beach out to water depths of 6 m in wave heights up to 2 m (moderate storms). Other uses are bed material sampling and deployment of underwater instrumentation.

The mechanics of breaking waves and associated transport processes should be further studied in wave flumes focussing on the relative contributions of the transport components related to wave asymmetry and breaking-induced return currents.

6.4 Mathematical modelling research

One of the most basic features of the hydrodynamic and sediment transport processes in the coastal zone is *three-dimensionality*, which is caused by the existence of different types of driving forces related to tide, wind, wave, density-difference and Coriolis-effects acting in the lower and middle shoreface as well as in the surf zone where the breaking waves are dominant.

Even at a uniform beach with oblique incoming waves a cross-shore undercurrent is generated in combination with a longshore drift current. Very close to the bed in the wave-boundary layer onshore-directed streaming may occur due to an unbalance of the local shear stresses. Longshore variability of breaker bars may result in the generation of localized seaward-going currents, known as rip currents which are fed by the longshore currents. These rip currents spreading out in the deeper surf zone in combination with adjacent landward-going surface currents (mass transport) can be interpreted as horizontal circulation cells moving gradually along the coast.

The morphological development of the shoreface, beach and dune face in this battlefield of waves and currents is generally known as coastal behaviour.

Simulation and prediction of coastal behaviour at a certain level of accuracy require the use of mathematical models representing the basic hydrodynamic and sediment transport processes. Essentially, the models are the reflection of our knowledge of the physical processes.

In recent years a range of useful mathematical model concepts has been developed, which can be classified into two broad categories:

- process-related models,
- behaviour-related models.

A primary research task for the coming years is the further development of both process-related and behaviour-related models along parallel lines in time.

As regards the process-related models, the highest priority should be given to the operationalization and validation of a (quasi)-3D mathematical model with the objective to describe the yearly-averaged transport patterns in complicated systems like tidal inlets and adjacent coastal zones (for example the Marsdiep-channel) including the effect of man-made structures like long (harbour) dams. The knowledge of cross-shore processes has reached a stage that it is possible and feasible to go to quasi or full 3D modelling of currents and sediment transport. Research related to morphological predictions over longer time scales using 3D-models may have a lower priority compared to operationalization and validation of the physical processes involved.

Research should be focussed on:

- formulation of equations,
- implementation of submodels,
- evaluation of numerical schemes,
- pre- and post-processing techniques.

The 2DV-coastal profile models should be further developed with the emphasis on the generation, migration and degeneration of major breaker bars in the surf zone, which requires a better description of:

- wave asymmetry in breaking waves,
- mean current field in breaking waves,
- streaming in the wave boundary layer,
- bed-shear stresses in combined currents and waves,
- particle size variations (multi fraction approach).

Sensitivity studies should be performed, focussing on:

- input and boundary conditions,
- model parameters (physics).

Schematization of the time-varying input conditions needs further attention by studying:

- representative tide and wave conditions,
- chronology of events,
- worst case events.

The relative importance of the various physical processes should be studied by diagnostic modelling in relation to laboratory and field data.

As regards the behaviour-related models, the emphasis should be put on the sediment budget and coastline models with the objective to obtain large-scale and long-term predictions. The relative importance of the different types of driving forces and their time scales should be studied to identify the dominant processes of the larger scales. Based on this, it can be decided whether simple parametric input-output models or stripped process-related models are most valuable for long-term modelling.

An attempt should be made to evaluate the possible merits of two-dimensional advection-diffusion schemes formulated in terms of the bed level (and associated coefficients) as the basic variable for the description of long-term morphological behaviour.

6.5 Summary

In summary, coastal research should be performed along the following lines:

Physical processes

Objective : Longshore and cross-shore transport over the -20 m and -8 m N.A.P. contours.
Longshore transport in the surf zone (3 m/-8 m N.A.P. contours).

Transport at -8 m and -20 m N.A.P. contours

- Field experiments : Dredging of small trenches parallel and normal to shore.
Measurements of fluid velocities and fluid pressures on both sides of the trenches.
Locations: near Egmond and Noordwijk.
- Laboratory experiments : Effect of particle size and irregular waves on net bed-load transport.
Effect of small-scale bed forms on hydraulic roughness.

Longshore transport in surf zone

- Field experiments : Measurement of fluid velocities and sand concentrations using ASTM from permanent station in inner surf zone (upto -4 m N.A.P.).
Measurement of fluid velocities and pressures from stand-alone frames in the outer surf zone.
Monitoring of bar behaviour using CRAB.
Locations: Callantsoog, Egmond, Noordwijk.
- Laboratory experiments : Mechanics of breaking waves and associated processes in relation to bar behaviour.

Mathematical modelling

- Objectives : Yearly-averaged transport pattern near tidal inlets including the effect of long (harbour) dams to feed the sediment budget models.
Effects of underwater nourishment in outer surf zone and middle shoreface zone.
Behaviour of major (artificial) breaker bars.

Process-related models

- 3D coastal area models : Formulation of equations.
Implementation of submodels.
Evaluation of numerical schemes.
Pre- and post-processing techniques.
Sensitivity analysis.
- 2DV coastal profile models : Validation of physical processes
 - wave asymmetry,
 - mean currents and streaming,
 - roughness and bed-shear stresses,
 - particle size variation (multi-fractions),
 - generation, migration of bars.

Diagnostic modelling and sensitivity analysis

- relative importance of processes,
- comparison with measured data,
- geometrical schematization,
- input and boundary conditions.

Input schematization

- representative conditions (tide, waves),
- chronology of events,
- worst case events (catastrophic events).

Behaviour-related models

Coastline models, : Multi-line approach and line-segment approach

Sediment budget models, Process and scale analysis

Bed-level advection-diffusion models Integration of stripped-process models (1D network models) and empirical phenomenological models (transient evolution to equilibrium) and/or multi-line models

Analysis of international cross-shore profile data under different conditions (parametrization model).

References


- Al-Salem, A.A., 1993. Sediment transport in oscillatory boundary layers under sheet-flow conditions. Ph.D. Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- Arcilla, A.S., Roelvink, J.A., O'Connor, B.A., Reniers, A. and Jiménez, J.A., 1994. The Delta Flume '93 experiment. Coastal Dynamics, Barcelona, Spain.
- Battjes, J.A. and Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proc. 16th Int. Coastal Engineering Conf., p. 569-587.
- Birkemeier, W.A. and Mason, C., 1984. The Crab: a unique nearshore surveying vehicle. Journal of Surveying Engineering, Vol. 110, No. 1.
- Boussinesq, M.J., 1872. Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal. Journal de Mathématique Pures et Appliquées, deuxième série 17, p. 55-108.
- Church, J.C. and Thornton, E.B., 1992. Bottom stress modification by breaking waves within a longshore current model. Proc. Int. Coastal Eng. Conf. Venice, Italy.
- De Vriend, H.J. and Stive, M.J.F., 1987. Quasi-3D modelling of nearshore currents. Coastal engineering, 11, p. 565-601.
- De Vriend, H.J. et al, 1993. Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. Coastal Engineering, Vol. 21, pp. 225-269.
- Dingemans, M.W., 1992. 3D wave current interaction. Report H1840.35, note 1, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Dingemans, M.W., 1994. Comparison of computations with Boussinesq-like models and laboratory measurements. Note, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Eisma, D., 1968. Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the island of Vlieland. Netherlands Journal of Sea Research, Vol. 4, pp. 123-267.
- Hamm, L., Madsen, P.A. and Peregrine, D.H., 1993. Wave transformation in the nearshore zone: a review. Coastal Engineering, Vol. 21, p. 5-39.
- Havinga, F.J., 1992. Sediment concentrations and transport in case of irregular non-breaking waves with a current, Parts E, F, and G. Dept. of Coastal Engineering, Delft University of Technology. Delft, The Netherlands.
- Houwman, K.T. and Hoekstra, P., 1994. Shoreface hydrodynamics; Report part 1 field measurements near Egmond aan Zee. Imau, R94-2, Univ. of Utrecht, The Netherlands.
- Houwman, K.T. and Hoekstra, P., 1994. Shoreface sediment dynamics. Report part 2 Field measurements near Egmond aan Zee, Imau R94-3, Univ. of Utrecht, Utrecht, The Netherlands.
- King, D.B., 1991. Studies in oscillatory flow bed load sediment transport. Ph.D. Thesis, Univ. of California, San Diego, USA.
- Klopman, G., 1994a. Vertical structure of the flow due to waves and currents. Report H840.30, Part 2, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Klopman, G., 1994b. Vertical structure of the flow due to waves and currents. Report H840.30, part 1, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Koelewijn, H., 1994. Sediment transport under sheet flow conditions. Dep. of Coastal Eng., Civil. Eng., Delft Univ. of Technology, Delft, The Netherlands.
- Kops, A.J.G. and Van de Graaff, J. 1993. Analysis of JARKUS-data near Egmond (in Dutch). Dep. of Civil Engineering, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- Kroon, A., 1994. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, The Netherlands. Doctoral Thesis, Dep. of Physical Geography, University of Utrecht, The Netherlands.
- Longuet-Higgins, M.S., 1953. Mass transport in water waves. Royal Society Phil. Trans., London, Vol. 245, A903, pp 535-581.
- Longuet-Higgins, M.S. and Stewart, R.W., 1964. Radiation stresses in water waves: a physical discussion with applications. Deep Sea Research, 11, pp 529-562.
- Nap, E. and Van Kampen, A., 1988. Sediment transport in irregular non-breaking waves with a current, Parts C and D. Dep. of Coastal Eng., Delft Univ. of Techn., Delft, The Netherlands.
- Nieuwjaar, M. and Van der Kaaij, Th., 1987. Sediment concentrations and transport in irregular non-breaking waves with a current, Parts A and B. Dep. of Coastal Eng., Delft Univ. of Techn., Delft, The Netherlands.
- O'Hare, T., 1994. The role of long waves in sand bar formation. Coastal Dynamics, Barcelona, Spain.
- Pilkey, O.H. et al, 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. Journal of coastal research, Vol. 9, No. 1.
- Radder, A.C., 1994. A 3-D wave current interaction theory based on the CL-equation. Report RIKZ/OS-94.163X, Rijkswaterstaat, The Hague.

References (continued)

- Rienecker, M.M. and Fenton, J.D., 1981. A Fourier approximation method for steady water waves. *Journal Fluid Mechanics*, 104, pp 119-137.
- Ribberink, J.S. and Al-Salem, A.A., 1994. Sediment transport in oscillatory boundary layers of rippled beds and sheet flow. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C6, pp 12707-12727.
- Ribberink, J.S., 1989a. The large oscillating water tunnel. Technical specifications and performance, DELFT HYDRAULICS, Report No. H840, Part 1, March.
- Ribberink, J.S., 1989b. Sediment transport induced by the near-bed wave orbital motion, theory and experiments, DELFT HYDRAULICS, Report No. H840, Part 2, November.
- Ribberink, J.S. and A.A. Al-Salem, 1989c. Bedforms, near-bed sediment concentrations and sediment transport in simulated regular wave conditions, DELFT HYDRAULICS, Report No. H840, Part 3, November.
- Ribberink, J.S. and A.A. Al-Salem, 1990. Bedforms, sediment concentrations and sediment transport in simulated wave conditions, Proc. 22nd Int. Conf. on Coastal Engineering, ASCE, Delft.
- Ribberink, J.S. and A.A. Al-Salem, 1991a. Sediment transport, sediment concentrations and bedforms in simulated asymmetric wave conditions, DELFT HYDRAULICS, Report H840, Part 4, February.
- Ribberink, J.S. and A.A. Al-Salem, 1991b. Near-bed sediment transport and suspended sediment concentrations under waves. Int. Symp. on: "The transport of suspended sediments and its mathematical modelling", IAHR Florence, Italy, September.
- Ribberink, J.S. and A.A. Al-Salem, 1992a. Sediment transport, sediment concentrations and bedforms in simulated asymmetric wave conditions, DELFT HYDRAULICS, Data-report H840, Part 5, April.
- Ribberink, J.S. and A.A. Al-Salem, 1992b. Time-dependent sediment transport phenomena in oscillatory boundary layer flow under sheet flow conditions, DELFT HYDRAULICS, Report H840, Part 6, December.
- Ribberink, J.S. and Z. Chen, 1993. Sediment transport of fine sand under asymmetric oscillatory flow, DELFT HYDRAULICS, Report H840, Part 7, January.
- Roelvink, J.A., 1987. Large-scale investigation of cross-shore sediment transport. Report H596, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Roelvink, J.A., 1993. Dissipation in random wave groups incident on a beach. *Coastal Engineering*, 19, p. 127-150.
- Roelvink, J.A. and Stive, M.J.F., 1989a. Prediction coastline development 1990-2090, phase 3. Initial sediment transport model. Report H825, part 3.4, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Roelvink, J.A. and Stive, M.J.F., 1989b. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. C4, p. 4785-4800.
- Roelvink, J.A., 1993. Surf beat and its effect on cross-shore profiles. Ph.D. Thesis, Dep. of Civil Eng., Delft Univ. of Technology, Delft, The Netherlands.
- Roelvink, J.A. and Brøker, I., 1993. Cross-shore profile models. *Coastal Engineering*, Vol. 21, pp 163-191.
- Roelvink, J.A. and Reniers, A., 1994. Yearly-averaged sediment transport along the Dutch Shore; upgrading of UNIBEST-TC. Report H2129, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Roelvink, J.A., Reniers, A. and Walstra, D., 1995. Validation of UNIBEST-TC. Report H2130-04, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Rijkswaterstaat, 1993. Development and calibration of 2DH coastal zone model (in Dutch). Report GWAO 93-123X, Tidal Waters Dep., Rijkswaterstaat, The Hague, The Netherlands.
- Rijkswaterstaat, 1994a. Validation of two-dimensional horizontal flow model (in Dutch). Note RIKZ/OS-94.111X, RIKZ, Rijkswaterstaat, The Hague, The Netherlands.
- Rijkswaterstaat, 1994b. Measured near-bed velocities in coastal zone (in Dutch). Note GWAO-93.158X, RIKZ, Rijkswaterstaat, The Hague, The Netherlands.
- Rijkswaterstaat, 1994c. Statistical analysis and prediction of Dutch coastline (in Dutch). Rijkswaterstaat, RIKZ, The Hague, The Netherlands.
- Rijkswaterstaat, 1994d. Prediction Dutch coastline (in Dutch). Report RIKZ/94-0, Rijkswaterstaat RIKZ, The Hague, The Netherlands.
- Shi, N.C. and Larsen, L.H., 1984. Reverse sediment transport by amplitude-modulated waves. *Marine Geology*, Vol. 54, pp 181-200.
- Sobey, R.J. and Bando, K., 1991. Variations on higher-order shoaling. *Journal of Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, ASCE, 117 (4), pp 348-368.
- Soulsby, R.L., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R. and Thomas, G.P., 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, 21, p. 41-69.
- Stive, M.J.F. and Eysink, W.D., 1989. Prediction coastline development 1990-2090 (in Dutch). Report H825, DELFT HYDRAULICS, The Netherlands.
- Stive, M.J.F. and De Vriend, H., 1994. Modelling shoreface profile evolution. Submitted to *Marine Geology*, DELFT HYDRAULICS.

References (continued)

- Stokes, G.G., 1847. On the theory of oscillatory waves. Trans. Cambridge, Phil.Soc., Vol. 8, pp. 441-455.
- Stroo, J. and Van de Graaff, J., 1991. Interpretation sand balance Ducth coast. Dep. of Coastal Eng., Delft Univ. of Techn., Delft, The Netherlands.
- Svendsen, I.A., 1984. Wave heights and set-up in a surf zone. Coastal Engineering, 8, pp 303-329.
- Svendsen, I.A., 1984. Mass flux and undertow in a surf zone. Coastal Engineering, 8, pp 347-365.
- Svendsen, I.A. and Lorenz, R.S., 1989. Velocities in combined undertow and longshore currents. Coastal Engineering, Vol. 13, pp 55-79.
- Swart, D.H. and Loubser, C.C., 1978. Vocoidal theory for all non-breaking waves. 16th Int. Conf. on Coastal Eng., pp 467-486.
- Swart, D.H. and Crowley, J.B., 1988. Generalized wave theory for a sloping bottom. 21st Int. Conf. on Coastal Eng., Malaga, Spain, pp 181-203.
- Van de Meene, J.W.H., 1994. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. Ph.D. Thesis, Dep. of Physical Geography, Univ. of Utrecht, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C., 1986. Mathematical modelling of suspended sediment in non-uniform flows. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 112, pp. 433-455.
- Van Rijn, L.C., 1990. Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C. and Kroon, A., 1992. Sediment transport by currents and waves. Int. Conference Coastal Engineering, Venice, Italy.
- Van Rijn, L.C., Nieuwjaar, M. and Van der Kaaij, T., 1993. Transport of fine sands by currents and waves, part 1. Journal of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 119, No. 2, pp 123-143.
- Van Rijn, L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C., Ribberink, J.C., Reniers, A. and Zitman, T., 1994. Yearly-averaged sand transport at the -20 m and -8 m NAP depth contours of JARKUS-profiles 14, 40, 76 and 103. Report H1887, DELFT HYDRAULICS, Delft, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C. and Wijnberg, K.M., 1994. One dimensional modelling of individual waves and wave-induced longshore currents in the surf zone. Report R94-09, Dep. of Phys. Geography, Univ. of Utrecht, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C., 1994. Sand budget and coastline changes of the central Dutch coast between Den Helder and Hoek van Holland. Report H2129, DELFT HYDRAULICS, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C. and Havinga, F., 1995. Transport of fine sands by currents and waves, part 2. Journal of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, No. 3.
- Wijnberg, K. and Terwindt, J., 1994. Quantification of decadal morphological behaviour of the central Dutch coast (submitted to Marine Geology). Dep. of Phys. Geography, Univ. of Utrecht, The Netherlands.



Morphodynamics of a meso-tidal barrier-island coast

DELFT HYDRAULICS, report H2129, project kustgenese

Auteurs:
J.S. Ribberink, H.J. de Vriend

MORPHODYNAMICS OF A MESO-TIDAL BARRIER-ISLAND COAST

Jan S. Ribberink

Delft Hydraulics, P.O. Box 152, 8300 AD Emmeloord, The Netherlands
and: Delft University of Technology (Netherlands Centre of Coastal Research)

Huib J. de Vriend

Section on Civil Engineering and Management, University of Twente, P.O. Box 217,
7500 AE Enschede, The Netherlands

Abstract

The morphodynamics of the Wadden barrier-islands (the Netherlands) and its mathematical modelling are described, focusing on three well-documented cases, viz. two tidal inlet systems and the Dutch Wadden coast as a whole. The main morphological characteristics of the Wadden system are described and the results of two modelling approaches are presented. One approach concerns process-based modelling of sediment transport and morphodynamics. For the analysis of the predominant processes and sediment circulation patterns (as induced by human interferences, for instance), 2DH and Q3D wave-, current and sediment transport models appear to be very useful. Morphodynamic models are still in an initial phase of development but they have the potential for morphological predictions at the time scale of years up to a decade. The other approach concerns behaviour-oriented modelling. The behaviour of morphological elements of the tidal inlet system (e.g. basin, channels, shoals, ebb-tidal deltas and islands coasts) is described on the basis of empirical relationships for the equilibrium state of the elements, conservation laws for sediment and water and information on the processes involved. Various empirical and semi-empirical model concepts are presented and validated for the three selected cases. Behaviour-oriented models appear to be useful for the description of the long-term evolution of tidal channel/shoal systems and for the analysis of the large-scale dynamic behaviour of the Wadden ebb-tidal deltas and island coasts (as induced by sea level rise or coastal sand nourishments, for instance).

1. Introduction

The islands in the northern part of the Netherlands form the westernmost extension of a large barrier island system between the Netherlands and southern Denmark. The barrier coast is interrupted by tidal inlets which connect the open North Sea with the Wadden Sea, a sheltered area with tidal channel networks and intertidal flats. The barrier-island system was formed under the influence of subsidence and a rising sea level during the last millenia of the Holocene (see e.g. Veenstra, 1980).

The Dutch part of the coastal system consists of 5 main barrier islands with lengths varying between 15 and 30 km (see Fig. 1). A number of tidal basins can be distinguished which are separated by shallow watersheds in the lee of the barrier islands. The tidal range in the area is typically a few metres and the yearly average significant wave height in the North Sea is typically 1 metre. According to the classification of Hayes (1979) the tidal inlet system belongs to the type of mixed-energy tide-dominated inlets.

The islands are connected by large ebb-tidal deltas which protrude into the North Sea. The ebb-tidal deltas form a very dynamic part of the tidal inlet system with migrating shoals and interacting flood and ebb channels.

For a comprehensive and extensively documented description of Wadden Sea morphodynamics, see Ehlers (1988).

During the 20th century, the Wadden system was influenced considerably by major human interferences. The damming of the Zuiderzee (1928-1932) strongly affected the drainage areas of the western tidal inlets and the local tidal motion. Tidal currents in the inlets increased 10-20% and tidal inlet gorges deepened and widened considerably in a period of decades after the damming (Klok and Schalkers, 1980).

A similar damming of the Lauwerszee in the eastern Wadden Sea (1969) resulted in considerable morphological changes of the tidal basin, the ebb-tidal delta and the island coasts of the Frisian Inlet system (see Fig. 1).

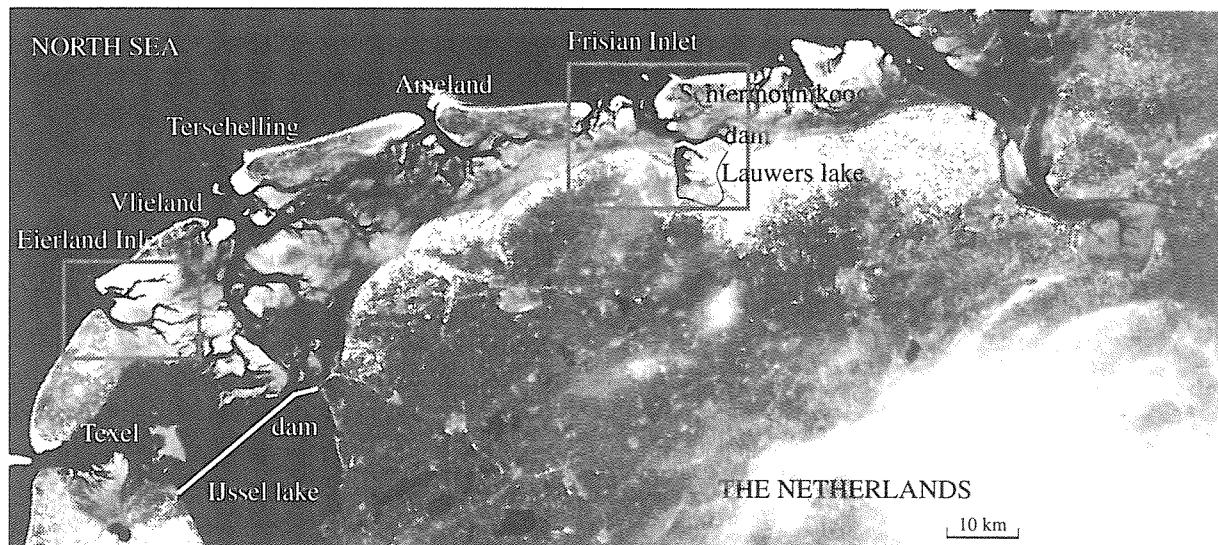


Figure 1 Barrier island coastal system: the Wadden islands

The ability to understand and predict the morphological behaviour of barrier island coasts and their sensitivity to human interferences has become an important issue in coastal zone management. The complexity of this type of coastal systems makes it difficult to predict the consequences of large-scale effects, such as an accelerated sea-level rise or subsidence due to gas mining, but also of increasing human activities on a smaller scale, such as sand mining, coastal protection measures (sand nourishments, groynes). Therefore a thorough understanding of the morphodynamics of tidal inlet systems and the underlying physical processes is required.

The present paper describes selected results of an extensive multi-disciplinary research programme, which was carried out in the period 1990-1995 in the Netherlands. The main objective was to understand and predict the morphodynamics of tidal inlet coastal systems in the Netherlands and the impact of human interferences. The spatial scales of interest vary between 100 m (e.g. tidal channels) and 10 km (e.g. barrier island). Typical time-scales range from several hours (e.g. tidal period) to several decades.

The research programme was set up along various lines, which are also followed in the present paper (see also Terwindt and Battjes, 1990):

- 1) Description, analysis and interpretation of observed morphological developments,
- 2) Process-based research aiming at understanding and modelling of the physical processes which underly the inlet behaviour (hydrodynamics, sediment dynamics, morphodynamics),
- 3) Behaviour-oriented research through (semi-)empirical modelling of observed morphodynamic phenomena.

The presented work is mainly concentrated around three specific regional applications at different scales (see Fig. 1):

- a) The Frisian Inlet system with emphasis on the effects of the Lauwerszee closure,
- b) A coastal erosion and protection problem on the coast of Texel in the direct vicinity of the Eierland tidal inlet (see Fig. 1),
- c) The complete Dutch Wadden island coastal system with emphasis on the prediction of future large-scale coastal erosion and sedimentation.

2. Description of the morphological system

Island coasts

The tidal wave in the North Sea is predominantly semi-diurnal and propagates from West to East with increasing tidal range (1.5-2.5 m). An eastward directed long-term residual current (velocities of a few cm/s) occurs along the island coasts (Postma and Dijkema, 1982).

Waves entering the area from the North Sea have westerly to northerly directions and are responsible for a dominant wave-energy flux and littoral drift along the barrier island coasts in north-easterly (western islands) and easterly direction (eastern islands).

Sediments of the Dutch barrier islands coasts become gradually finer in easterly direction (see Ehlers, 1988). Simultaneously, coastal cross-shore profiles become gradually less steep in easterly direction (Steetzel, 1995).

Ebb-tidal deltas and inlets

Figure 2 shows an example of a Wadden Sea tidal inlet: the Eierlandse Gat, between the islands Texel and Vlieland. Morphological elements which can be distinguished are the updrift and downdrift coasts, the outer or ebb-tidal delta, the inlet throat and the flood basin.

During the filling and emptying of the tidal basins of the Wadden Sea strong tidal currents (order: 1-2 m/s) are generated in the tidal inlets. Moreover, the ebb-tidal deltas are exposed to wave action, whence they are the most dynamic parts of the coastal system.

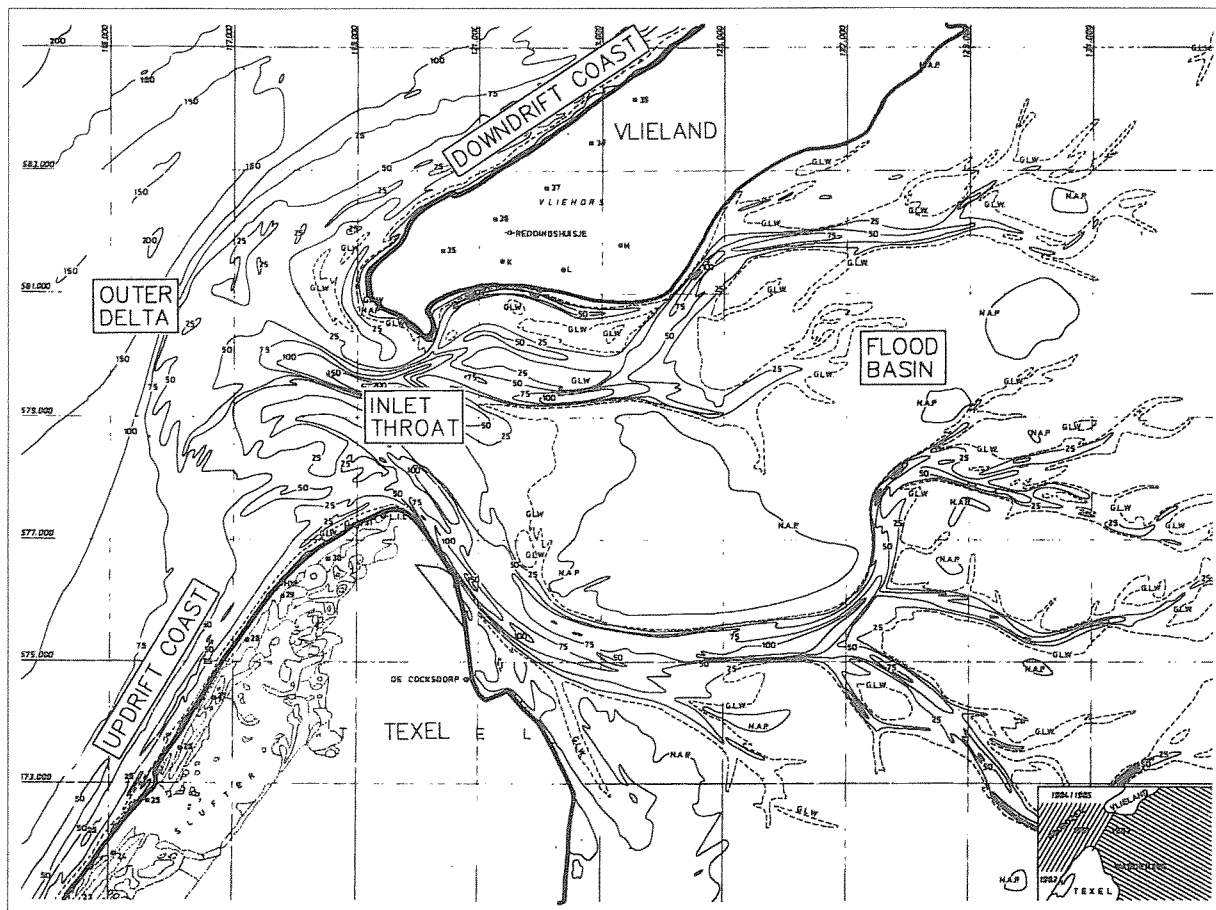


Figure 2 Tidal inlet system 'Eierlandse Gat': morphological elements

The ebb-tidal current out of the inlet - generally concentrated in a deep central channel (2 channels in Fig. 2) - brings out sand over the steep outer lobe of the delta. Waves and tidal currents transport sediment along the lobes of the outer delta in the direction of the adjacent coasts. The channels near the island heads are generally flood dominated and transport sediment into the inlet. Sediment transported to the inlet from the updrift coast can be transported to the downdrift coast i) along and over the ebb-tidal delta, and ii) through the flood channel near the updrift island head into the flood basin, via the main ebb channel out of the basin to the ebb-tidal delta and then over and along the delta to the downdrift coast. Sand bypassing over the ebb-tidal delta can become visible as shoal and channel migration in the direction of the downdrift coast (FitzGerald, 1988). An extensive literature review about these processes was made by Steijn (1991).

Sha and Van den Berg (1993) show that the large ebb-tidal deltas in the Wadden area are mostly updrift asymmetrical, whereas the small ones are downdrift asymmetrical. They relate this asymmetry to the direction of the dominant wave energy flux, the tidal volumes through the inlet and the phase shift between tidal currents in the inlet and offshore.

Bakker and Joustra (1970), Huijs (1993) and Oost (1995) carried out detailed studies of the channel/shoal systems on ebb-tidal deltas and emphasize the cyclic character of channel/shoal migrations and its direct influence on the updrift and downdrift coastal erosion and accretion (e.g. 20-60 year cycle in the Frisian Inlet).

Ribberink and de Vroeg (1991) reconstructed the channel/shoal system of the Eierland ebb-tidal delta. They show that during the last 150 years - due to natural causes and human interference (closure

Zuiderzee) - the orientation of the main ebb channel has changed considerably, but coincides generally with the orientation of the ebb-tidal delta (outer lobe). Moreover, they indicate that the change of this orientation from the updrift island (Texel) to the downdrift island (Vlieland) occurs simultaneously with the coastal erosion of the updrift coast (Texel-Eierland), which is taking place since the beginning of this century.

Flood basins

Due to its sheltered location behind the barrier islands, the Wadden Sea acts as a shallow sedimentation basin under the influence of sea level rise and subsidence (Veenstra, 1980; Eysink, 1979). Whether sand is actually imported to or exported from the flood basin depends strongly on the tidal wave asymmetry and the direction of residual currents through the inlet. The flood basins consists of a system of intertidal flats and tidal channels. The flats are built up by the tidal flow (flood currents) and eroded by mostly locally generated waves (de Vriend et al., 1989; Postma and Dijkema, 1982). During flood the finer grain size fractions - mostly in suspension - can be transported far into the basin under the influence of large settling lags. Since a similar but opposite resuspension lag occurs during the ebb current, a net (tide-averaged) deposition of sand can take place (Postma, 1982). This suspension process leads to horizontal sorting of sediment, with rather coarse sand in the deepest part of the inlet throat (Texel inlet: 0.5-0.7 mm) and finer sand on the tidal flats (0.1-0.2 mm).

Erosion and sedimentation

For the study of the morphodynamic coastal system, monitoring of coastal profiles is of utmost importance. Since 1964 the profile of the Dutch coast is measured every year in cross-shore transects with a longshore spacing of 200 to 250 m and a cross-shore extent of approximately 800 m. Once every five years coastal profiles are measured every kilometre (longshore) over a cross-shore distance of 2500 m. In the Wadden area the measured coastal sections extend around the heads of the barrier islands.

Bouwmeester (1994) carried out a statistical analysis of this valuable dataset (JARKUS) for the complete Dutch coast, distinguishing different depth zones. Groenendijk (1994) analyzed the total sediment volume changes of coastal sections at different spatial scales for the period 1963-1992 using the same JARKUS dataset. It appears that the coasts of the five main barrier island together show a net 'natural' erosion of $27 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ of sand in the period 1964-1992 (sand nourishment volumes are corrected for). This erosion volume is the net result of eroding and accreting coastal stretches. Especially the westernmost island, Texel, is strongly eroding ($43 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ in the same period, see Fig. 3). Since the beginning of the 20th century the Texel coast shows a retreat of 2-10 m/year (Rakhorst, 1989).

The island coast of Schiermonnikoog (bordering the Frisian Inlet system) shows a net accretion under the influence of the damming of the Lauwerszee (1970). An eroding trend (1965-1978) changed into an accreting trend ($16 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ in the period 1978-1992).

Glim et al. (1986, 1988, 1990), Boer et al. (1991), Kool et al. (1991) and Rakhorst et al. (1993) report the response of the ebb-tidal deltas and the flood basins in the western part of the Dutch Wadden Sea under the influence of the damming of the Zuiderzee. Depth soundings in the period 1926-1982 indicate that the adjustment to the changed tidal conditions takes several decades and involves large eroding/accreting sediment volumes. The large inlets show accreting flood basins and eroding ebb-tidal deltas ($100\text{-}200 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). The smaller inlets (among which the Eierland Inlet) show the opposite picture: accreting deltas and eroding basins ($15\text{-}30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). Despite the strong accretion

of the Eierland ebb-tidal delta, the coastal retreat of northern Texel (Eierland) was not noticeably affected by the damming of the Zuiderzee (Ribberink en de Vroeg, 1991).

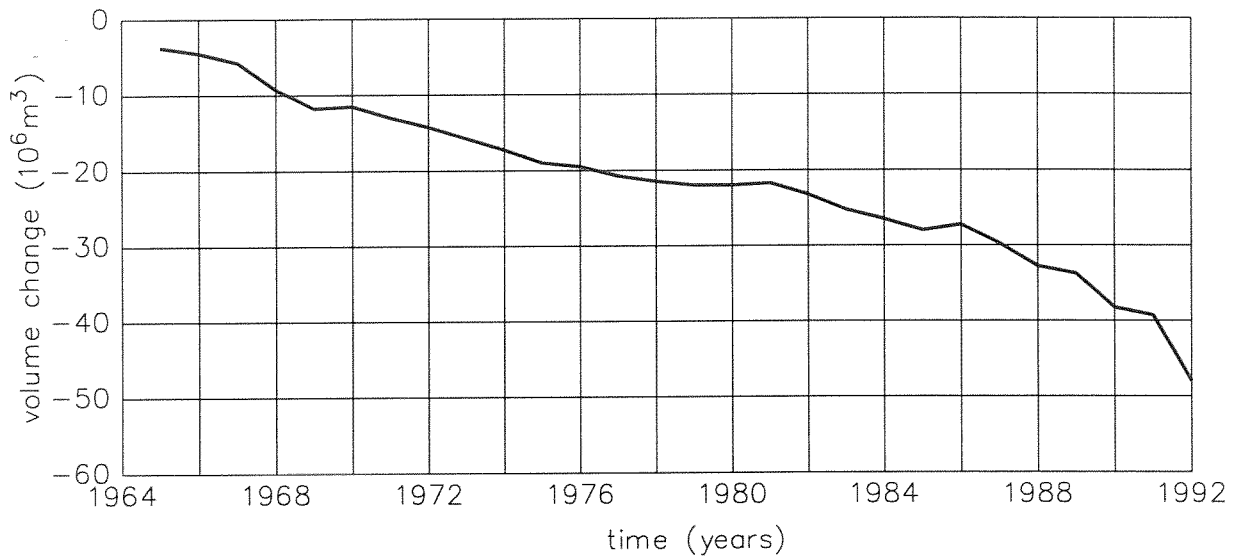


Figure 3 Erosion of the Texel near-shore (1964-1992)

Oost en de Haas (1992) report the response of the Frisian Inlet system under the influence of the damming of the Lauwerszee (1970). The 30% reduction of the tidal volume made the ebb-tidal delta erode and the flood basin accrete (appr. $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ in the period 1970-1987). As mentioned above, the island coast of Schiermonnikoog (downdrift island) has benefitted greatly from this damming (accretion).

Coastal protection

Dune dykes were built on all the islands during the last centuries (e.g. the Texel-Eierland connection in 1630). The coasts of the western barrier islands Texel and Vlieland are partly protected with groynes. The northern island head of Texel (Eierland Inlet) was stabilized in 1946 and 1956 by revetments. On the western island head of Ameland a number of pilot protection measures were tested. Since 1979 the dunes and beaches of the western and central Ameland coast have been nourished (total volume appr. $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). In the same period five beach nourishments were carried out on the central and northern coastal sections of the island of Texel (total volume $14 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). The northern coastal section of Eierland (length appr. 5 km) was nourished three times (each time approx. $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) in 1979, 1985 and 1991 in order to compensate for the large coastal erosion. An experimental underwater nourishment ($2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) was carried out on the central Terschelling coast in 1993 (see e.g. Hoekstra et al., 1994).

3. Process-based morphological research

General

For the understanding and quantification of coastal morphological developments, process-based models are useful and well-established tools. Separate mathematical-physical descriptions are used for waves, currents and sediment transport, which can be coupled via a bottom evolution module based

on the volume balance of sediment. Figure 4 shows a schematic flow chart of this type of models, which can be divided into:

- sediment transport models (without feedback of the bottom topography changes into the hydrodynamic and sediment transport computations), and
- morphodynamic models (with feedback).

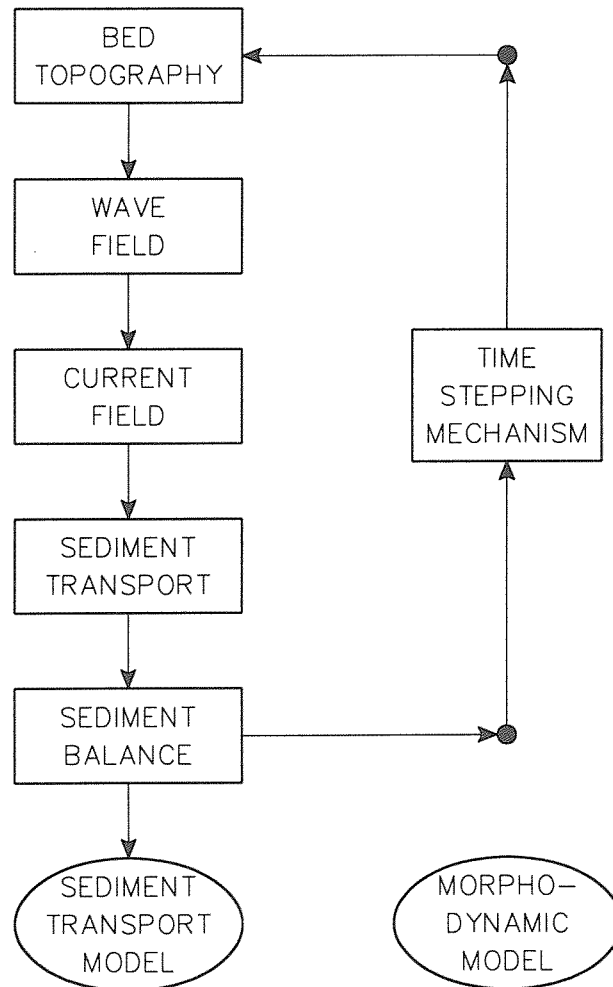


Figure 4 Process-oriented modelling scheme

Sediment transport models are useful for studying sediment transport mechanisms and transport patterns and their response to human interferences (e.g. coastal protection works, land reclamations). Morphodynamic models account for the dynamic interaction of the basic physical processes and the bed-topography developments and are able to extend the computational time-scales up to those of the morphological processes of interest (e.g. years or decades).

Due to the complex bottom topography around tidal inlets, one-dimensional coastline models and coastal cross-shore profile models (see e.g. Roelvink and Broker-Hedegaard, 1993) are generally too simplistic. For a review of the more sophisticated 2DH mathematical modelling of coastal morphology, see De Vriend et al. (1993).

A number of process-oriented studies, focused on the Wadden barrier-island system, are presented in the following. As indicated above, a distinction is made between sediment transport studies (tide- and wave-induced) and morphodynamic studies.

Tide-induced sediment transport

Sediment transport in and around tidal inlets is generally strongly affected by tidal currents. As sediment transport can be considered as a nonlinear function of the current velocity, the net (i.e. tide-averaged) sediment transport is quite sensitive to both asymmetries in the tidal oscillatory velocity and residual currents.

Van de Kreeke and Robaczewska (1993) analyze the contributions of the various tidal constituents to the long-term bed-load transport rate, assuming the latter to be a power function of the tidal current velocity. They show that for areas with a dominant semi-diurnal tide (M_2), the tidally-averaged bed-load transport is dominated by the interactions between the M_2 and M_0 (mean current) and the M_2 and M_4 (overtide) constituents. The results of the analysis are tested with a two-dimensional depth-integrated tidal flow model for the Ems-estuary (at the border between the Dutch and German part of the Wadden Sea). Disregarding wave action, the tidally averaged bed-load transport appears to be dominated by the interaction between the M_2 tidal current and the Eulerian mean current.

The importance of the varying phase shifts between the vertical tide (water level) and the horizontal tide (current velocity) in a tidal channel/tidal flat system is shown analytically by Bakker and De Vriend (1995). Flood-dominated tidal flats and ebb-dominated channels with considerable Eulerian residual currents (and thus residual transport rates) occur especially in those parts of the system where the extremes of water levels and current velocities coincide (zero phase shift). Due to the complex morphology of the Wadden Sea, different residual current circulations are present in the channels and over the flats (also see Zimmerman, 1976; Ridderinkhof, 1990).

Specific mathematical modelling studies are focused on the response of the Frisian Inlet system to the damming of the Lauwerszee (1969), by which approximately one third of the flood basin area was reclaimed. The morphological changes were monitored in detail during the last 20 years, which has yielded a well-documented and almost complete time-history of the establishment of a new equilibrium state of this heavily disturbed tidal-inlet system (Biegel, 1991; Oost and De Haas, 1992, 1993).

A curvilinear sediment transport (and morphodynamic) model (tide only) was developed by Wang et al. (1991, 1995; also see Wang, 1993). It focuses on the response of the system to the changed tidal conditions after the damming. The model extends approximately 10 km into the North Sea and includes the complete ebb-tidal delta and parts of the updrift and downdrift barrier islands Ameland and Schiermonnikoog. In the flood basin, the Lauwerszee is included schematically (for the situation before damming). A measured bottom topography before the damming is used as an initial condition in the model.

A quasi-3D flow model is realized by coupling a local model for the vertical structure of the flow to a two-dimensional depth-integrated tidal flow model (TRISULA; Stelling and Leendertse, 1991). The vertical flow structure includes the influence of stream-line curvature (spiral flow) and geostrophic acceleration (Kalkwijk and Booy, 1986). The sediment transport is computed as a bed-load part and a suspension part, based on the formulations of Van Rijn (1989). Settling and resuspension lags of the suspended transport are modelled with a quasi-3d approximation of the 3D advection-diffusion equation for the sediment concentration (Wang, 1989).

An extensive study is focused on the influence of various sediment transporting mechanisms on the residual (i.e. tide-averaged) sediment transport pattern in and around the inlet system. The influence of the tidal wave constituents is studied and shows that the interaction between the M_2 and M_4 components (tidal wave asymmetry) is very important in the sense that residual current patterns can differ substantially from residual sediment transport patterns.

Suspension-lag effects appear to be locally important in areas with strong morphological variations (e.g. channel/shoal system) and the vertical structure of the flow is especially important in the throat of the inlet channel.

After this sensitivity study the model is utilized to study the influence of the damming of the Lauwerszee on the residual sediment transport pattern. Due to the damming, the tidal water volume and tidal current velocities through the inlet reduce considerably. More important is that the damming induces a change of the tidal wave asymmetry, which reverses the residual transport direction in the eastern main channel of the inlet (Zoutkamperlaag). Before the damming the inlet was ebb-dominant (net export of sand from the basin), while after the damming the inlet becomes flood-dominant (net import of sand). The latter agrees with the observed sedimentation in the inlet throat and the flood basin after the damming (Biegel, 1991; Oost and De Haas, 1992).

The change of the tidal asymmetry in the inlet can be explained by the so-called 'hypsometry effect', which relates the tidal wave asymmetry to the area of tidal flats relative to the basin area (Pethick, 1980; Boon and Byrne, 1981; also see Van Dongeren and De Vriend, 1994). Large areas of tidal flats can cause ebb-dominance, i.e. the ebb-velocities can exceed the flood velocities, and a sediment exporting inlet results. After the damming of the Lauwerszee this relative flat area in the remaining basin reduced considerably, as the Lauwerszee - in the back of the original basin - contained a relatively large area of tidal flats.

Tide- and wave-induced sediment transport

The influence of waves on the sediment transport patterns in the Frisian Inlet system (after the damming) is studied by Steijn and Hartsuiker (1992), who develop a numerical model with a less schematized geometry and bottom topography. They couple a 2D shallow-water wave model HISWA (Holthuysen et al., 1986) with the (depth-averaged) tidal current model TRISULA. The HISWA-model includes wave refraction, wave-energy dissipation due to bottom friction and wave breaking, and wave growth due to wind. This model configuration enables the computation of current fields due to the combined forcing of the tidal motion and the wave-induced radiation-stress gradients. Computations are made for two representative incoming wave conditions (directions 305° and 355° North) and for the situation without waves. Using Bijker's (1971) sediment transport formula, residual (yearly averaged) sediment transport rates are computed via a weighed averaging of the three hydraulic conditions.

Especially on the ebb-tidal delta the residual sediment transport patterns show clockwise circulation cells (see Fig. 5), revealing the complex character of the sand bypassing mechanism from the updrift to the downdrift island.

Based on the computed residual (yearly averaged) transport patterns, Steijn and Hartsuiker consider the sediment balance of large elements of the ebb-tidal delta, the inlet throat and the flood basin. The model turns out to reproduce to a considerable extent the large-scale tendencies of the observed morphological changes, viz.:

- erosion of the deeper parts of the ebb-tidal delta,
- sedimentation near the coast of Schiermonnikoog (downdrift island), and
- sedimentation of the inlet throat.

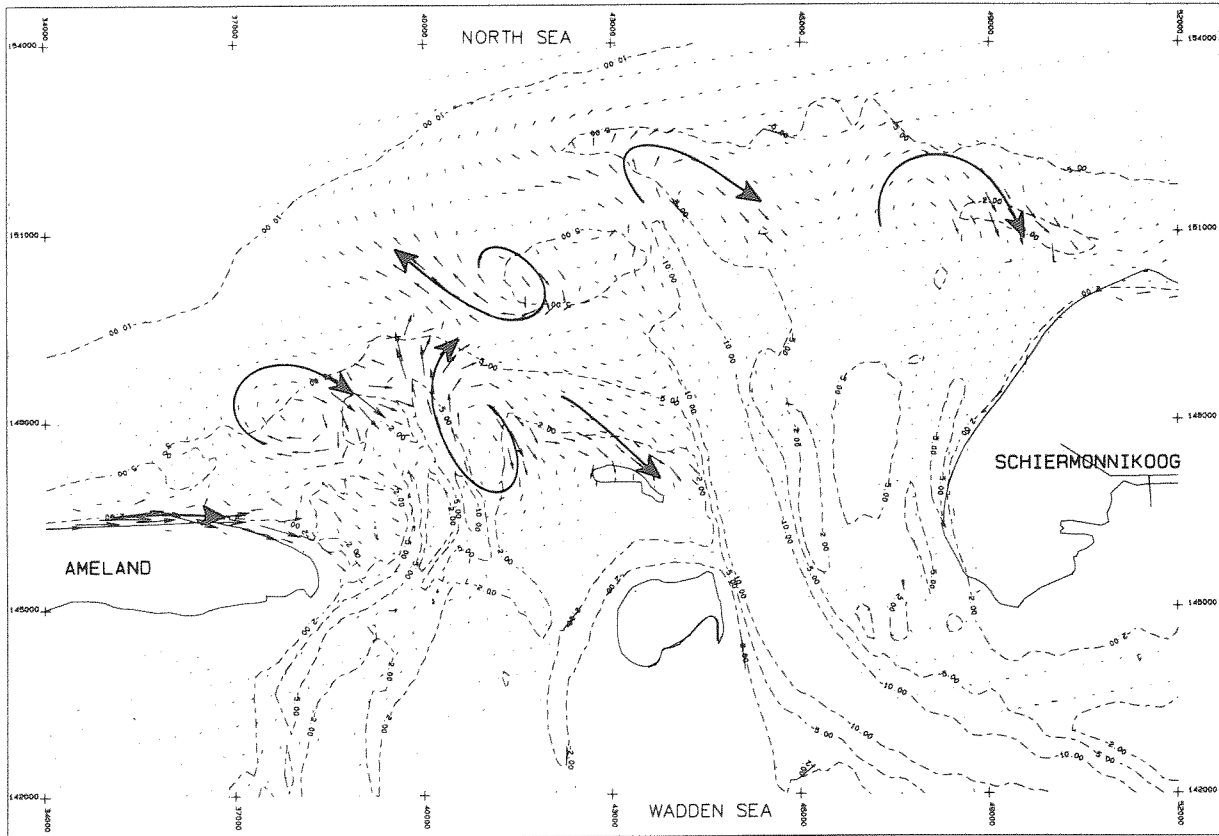


Figure 5 Residual sediment transport pattern on the ebb-tidal delta of the Frisian Inlet

These phenomena are attributed to the general reduction of tidal currents due to the damming and the relative increase of wave effects. The observed sedimentation of the tidal channels and the erosion of tidal flats deeper in the flood basin are not reproduced by the model. This might be related to the absence of locally generated waves in the model, which have an erosive effect on the shallow tidal flats.

Further insight into the complex sediment transport mechanisms on the ebb-tidal delta of a Wadden inlet system is obtained by Ribberink en De Vroeg (1991, 1992). They study the Eierland Inlet in relation to the large-scale coastal erosion of Eierland, the northern part of Texel (see the Figures 1, 2 and 3).

Similar to Steijn and Hartsuiker (1992), the 2D shallow-water equations are solved numerically (TRISULA) in combination with the 2D wave model (HISWA) and a sediment transport formula (Bijker, 1971). The TRISULA model application covers an area of 10x24 km² at the North Sea side, including the ebb-tidal delta and parts of the coasts of the updrift and downdrift islands Texel and Vlieland. In the Wadden Sea the model boundaries are positioned on shallow tidal flats, approximately at the watersheds, which separate this basin from the surrounding ones. The basin part of the model covers a total area of 11x18 km².

Sediment transport computations are carried out for a situation without waves (tidal flow only) and for two representative wave conditions (directions 255° and 345° with respect to North).

The computed yearly-averaged sediment transport field is shown in Fig. 6. The computations show the residual transport in deeper water (5-15 m) along the island coasts and along the terminal lobe of the ebb-tidal delta in northward direction (from the updrift to the downdrift island). In the nearshore zone of Eierland (less than 2.5 m waterdepth) the (wave dominated) residual longshore transport increases in the direction of the inlet (yielding an erosive trend). On the ebb-tidal delta transport circulation cells are present due to alternating flood and ebb-dominated areas. The clearest circulation occurs on the northern shallow part of the delta: the offshore directed tide-dominated sediment transport from the deepest channel (ebb-jet) turns into the direction of Vlieland (downdrift island), passes over the shallow part of the delta (wave- and tide-induced) and returns southward along the Vlieland coast under the influence of the flood-dominated current.

This feedback of sand from the delta to the coast is not present in the southern part of the system. This may explain the present structural erosion of the Texel-Eierland coast. It also sheds light on the observation that the Eierland coast, strongly eroding since the beginning of the 20th century, did not show any influence or benefit from the accretion of the Eierland ebb-tidal delta after the damming of the Zuiderzee. The outer delta asymmetry and the ebb-channel orientation, in favour of the downdrift island Vlieland, is more or less fixed since the damming (1930) and the fixation of the island head with revetments (1946, 1956).

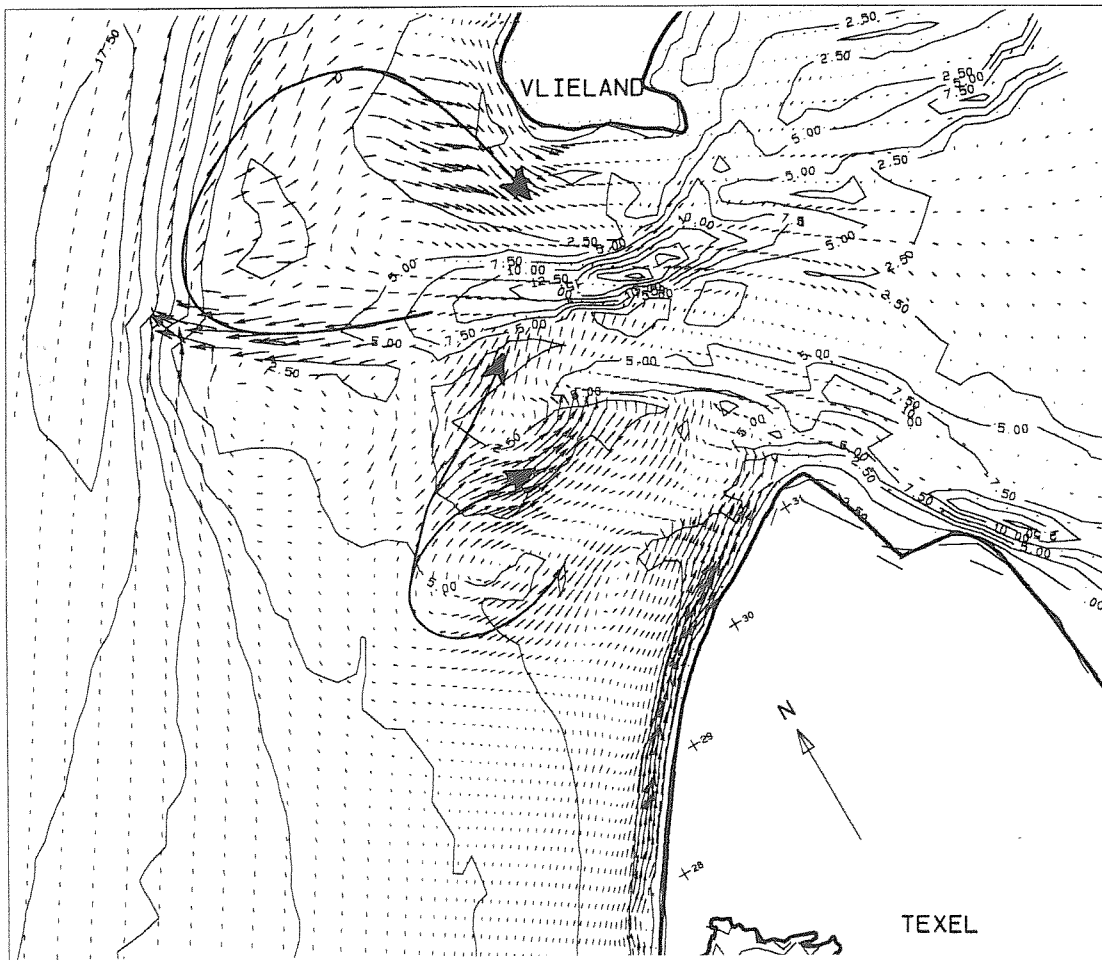


Figure 6 Residual sediment transport field (Eierland Inlet)

The erosion by the longshore transport gradients along the Eierland coast is quantified by computing the yearly erosion of the coastal zone, with a cross-shore extension between the water line and the 6 m depth contour and a length of 5 km (between beach poles 26 and 31). The computations indicate an erosion of 300.000 m³/year, whereas the measured sand loss is approximately 500.000 m³/year. Such a discrepancy seems to be acceptable, taking the inherent uncertainties of the numerical simulation model into consideration.

Negen (1994) studied the influence of the wave-climate schematization on the sediment transport patterns around the Eierland Inlet with the same model, by extending the number of representative wave conditions from 2 (2 directions) to 15 (5 directions). The overall patterns of sediment transport show a moderate influence of the finer wave schematization. For an adequate modelling of sediment transport rates, due to large breaking waves on the shallow parts of the ebb-tidal delta and in the near-shore zones, a finer wave schematization appears to be very important.

Morphodynamics

Mathematical analyses of the constituting equations of motion and continuity of water and sand can provide much insight in the inherent morphodynamic behaviour of the set of equations.

The morphodynamic behaviour of tidal channels is studied by Van Dongeren and De Vriend (1995), Bakker (1995) and Bakker and De Vriend (1995) using an analytical process-based approach. The 1D flow and sediment equations are formally averaged over the tidal cycle and, after linearization, rewritten as an evolution equation of the channel depth (or bed level).

Van Dongeren and De Vriend (1994) use this approach to describe the sedimentation process of a small (one channel) tidal basin (horizontal water level). In the (final) equilibrium state their result provides an explanation for the linear relationship between the cross-sectional area of channels and the tidal prism, as found empirically by O'Brien (1931, 1969).

Bakker (1995) and Bakker and De Vriend (1995) follow the same approach for larger channels and channel networks (in flood basins and/or estuaries), using a linearized 1D tidal flow description (including advective terms and friction). Bakker (1995) studies the effects of tidal resonance on the stability of a channel, with a length close to 1/4 of the tidal wave length (as often the case in the Wadden Sea), due to a local disturbance in the channel (e.g. dredging, sand mining). Bakker and De Vriend (1995) investigate the same stability phenomenon for the western Wadden Sea using a network model. They show to what extent a small disturbance at one place in the basin can have effects elsewhere.

First experiences with a tidal morphodynamic simulation model in two dimensions are obtained for the Frisian Inlet system by Wang et al. (1991, 1995; see also Wang, 1993).

Using the quasi-3D sediment transport model as described in the foregoing, Wang computes bed-level changes after a given morphological time step and feeds the updated bottom topography back into the tidal flow model.

Although the sediment influx into the flood basin (due to the damming of the Lauwerszee) is reproduced by the model, the computed time scale of the sedimentation is a factor 3 larger than the measured one. This is associated with the absence of wave effects in the model, which leads to relatively small computed sediment transport rates (and thus a large morphological time scale), especially on the ebb-tidal delta and in the inlet throat.

The computational results also reveal much shorter morphological time-scales in the relatively small western part of the inlet (Pinkegat) than in the much larger eastern part (Zoutkamperlaag). The maximum allowable morphological time step of the computations is determined by the fastest changes (Pinkegat). Consequently, a large amount of computer time would be needed to cover the slower changes of the Zoutkamperlaag. Since especially the Zoutkamperlaag system was influenced by the damming of the Lauwerszee, the morphodynamic computations are focused on this system. The necessary computer time is limited by fixation of the Pinkegat topography.

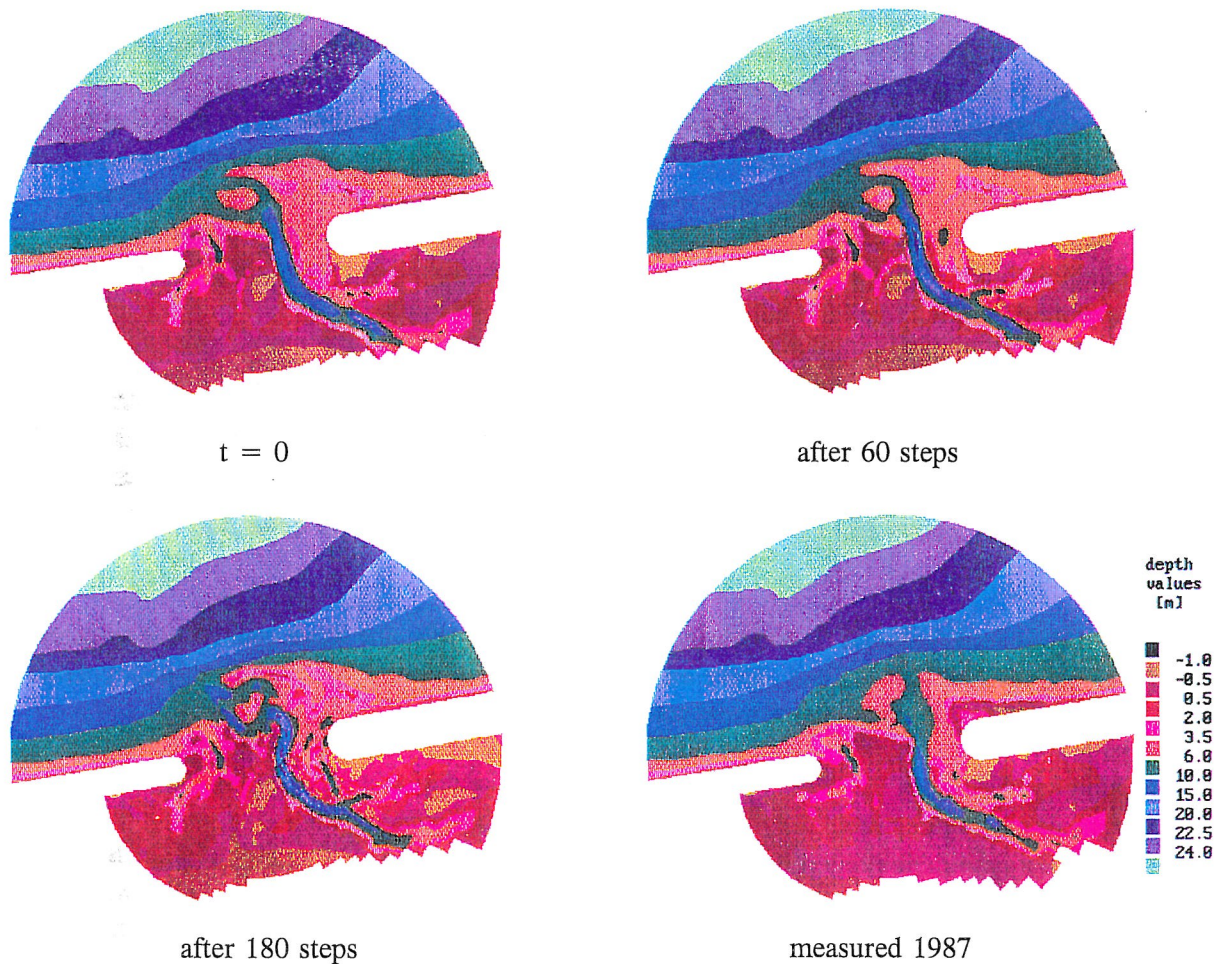


Figure 7 Measured and computed morphological changes of the Frisian Inlet system after the damming of the Lauwerszee

Computational results are shown in Fig. 7, i.e. the initial bottom topography (measured in 1970 after the damming) and the topography after 60 and 180 time steps. As a comparison, the measured bottom topography in 1987 is also shown. The meandering tendency of the main channel (Zoutkamperlaag), due to the changed tidal wave propagation in the basin after the damming, is reproduced by the model. This meandering tendency is neither computed nor observed before the damming. On the ebb-tidal delta the model is less succesfull in simulating the measured developments, which is probably caused by the absence of wave effects in the model. Also the measured sedimentation of the back part of the main tidal channel is not reproduced by the model. This could also be caused by the absence of locally generated waves. Waves can lead to erosion of the tidal flats and deposition in the relatively deep tidal channel.

Negen (1994) reports the first experiences with a tentative morphodynamic model including wave effects, based on the model for the Eierland Inlet. The study is focused on the morphological impact of a long groyne (length 1000 m), which is connected to the northern island head revetment with an orientation perpendicular to the Eierland coast (see Fig. 8a).

Negen carries out computations for tidal flow only (no waves) and for the tidal flow combined with one representative westerly wave condition (significant wave height 1.7 m), which is assumed to be permanent.

For the situation with tidal flow only, a total period of 6 years is simulated, using morphological time steps of 10-20 days. The results (not shown here) show a seaward shift of the tidal flow (caused by the groyne) with a strong flow convergence in front of the groyne.

Due to this convergence a scour hole develops in front of the tip of the groyne. Moreover, due to the shift of the tidal flow towards the northern part of the ebb-tidal delta, the main (central) ebb channel erodes in seaward direction and at the same time the ebb-tidal delta grows in seaward direction.

The principal impact of the groyne, viz. accretion of the Eierland coast south of the groyne, is reproduced by the model only if westerly waves are taken into account (predominant wave-induced longshore transport). The results of this simulation are shown in Figure 8.

Due to the increased magnitude of the transport rates by wave effects the morphological changes proceed much faster than in the situation without waves (only tidal flow). As a result, a much smaller morphological time step is used (approximately 1 day) and - in order to limit the necessary computer time - the total simulation period is restricted to 1 year.

Apart from the accretion south of the groyne, the computation shows a tidal channel developing directly north of the groyne and the above-described developments on the delta due to tidal flow effects.

The computational results should be considered as indicative, as only one wave condition is assumed to represent the whole wave climate. More experience is yet to be obtained with morphodynamic models of tidal inlets based on a set of wave conditions.

Process-oriented research

Process-based modelling has been shown to be a powerful tool for morphological research. Yet, due to a number of factors, the predictive potential of the presented sediment transport and morphodynamic models is still limited.

An important factor is that not all sediment transport processes are fully represented in the models. Improvements are needed at the following points:

- in the morphodynamic model of the Frisian Inlet the effects of waves on the ebb-tidal delta and near the island coasts (wave stirring and littoral drift) should be included; the predominant role of these effects has been clearly demonstrated.
- in the Eierland model settling and resuspension lag effects should be included, considering the important contribution of suspended sediment under breaking waves (see e.g. Katopodi and Ribberink, 1992; Steetzel, 1993).
- in both models 'cross-shore' wave-related sediment transport phenomena, wind- and wave-induced 3D currents are important in the outer exposed area of tidal inlets and should therefore be investigated (see e.g. van Rijn, 1995).
- further study is needed on sediment size-sorting effects and their interaction with the morphodynamics; important phenomena are armouring effects in the deep inlet channels and selective deposition and erosion in the flood basin and on the ebb-tidal delta (Postma, 1982).

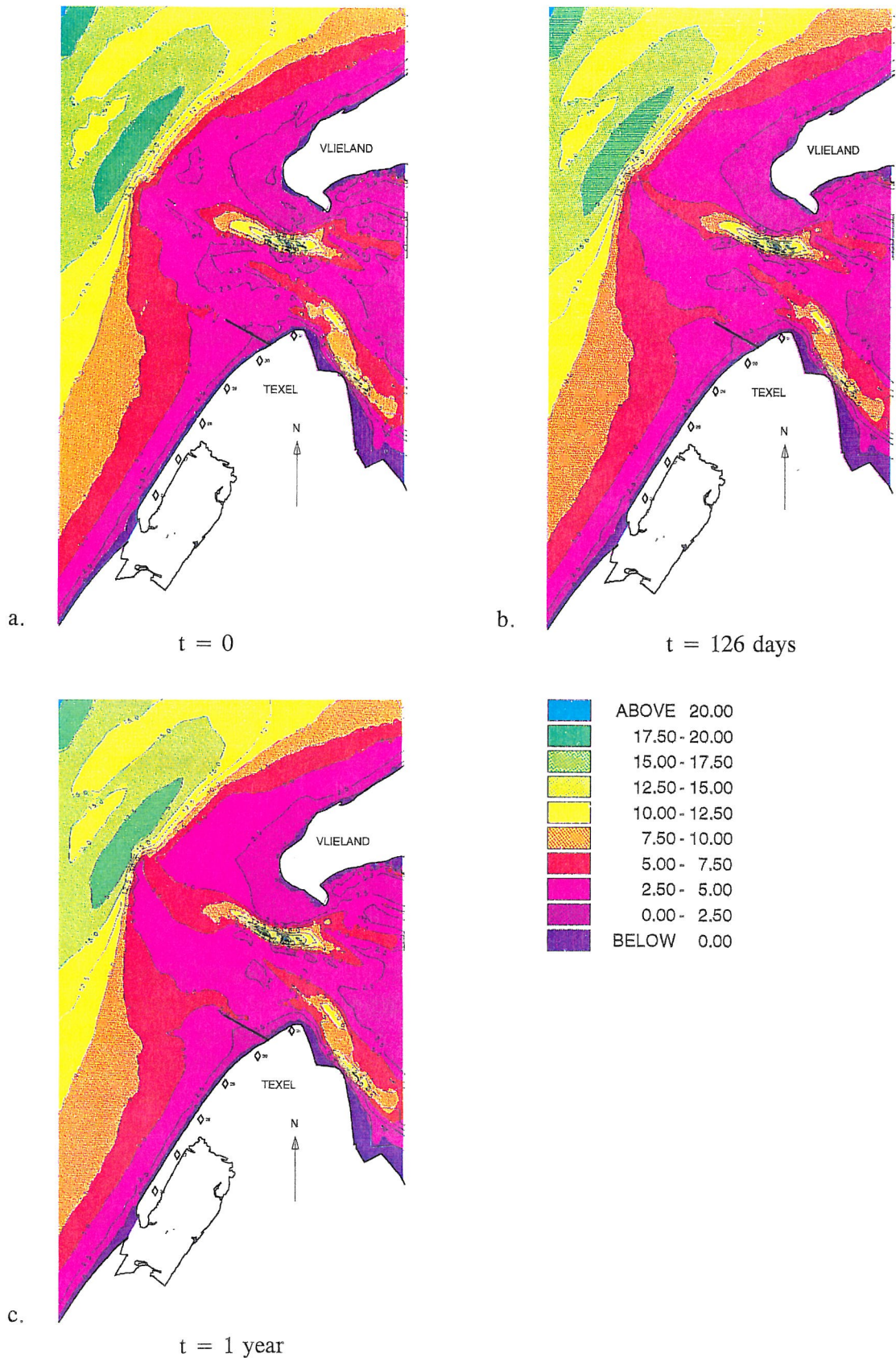


Figure 8 Morphological impact of a long groyne near the Eierland Inlet (westerly waves)

Moreover, the schematization of input conditions (waves, tide, wind) needs further research. During storm conditions large morphological changes occur, which may have an important contribution to the long-term evolution of tidal inlet systems. Process-based models can be used to analyse the importance of storm conditions relative to the more common average wave/wind conditions.

Further theoretical analyses of the morphodynamic constituent equations, as for instance carried out by Bakker and De Vriend (1995) for flood basins, are needed in order to learn the inherent morphodynamic behaviour of the models.

The validation of the models is of great importance. In this respect information from process-oriented measurements (in the field and the laboratory) and accurate topography measurements around the inlets is essential for a better understanding of the tidal-inlets morphodynamics. Moreover, with information from the field, important experience can be built up with the interpretation of the computational results.

Finally, the full capabilities of the developed models have not been utilized completely. The models still have a great potential for being used for the study of specific morphodynamic phenomena:

- the mechanisms of channel deformation and migration in the basin should be analysed, making use of a tidal morphodynamic model,
- the exchange of sediment between channels and shoals inside the basin needs further investigation; the relevant mechanisms (e.g. wind/wave effects) ought to be included in morphodynamic models,
- the mechanisms of channel and shoal migration on the ebb-tidal delta and near the adjacent coastlines should be analysed and included in the models.

4. Behaviour-oriented morphological research

General

Parallel to process-based studies, an additional research line takes a more pragmatic approach: behaviour-oriented modelling. In its most extreme form, this approach is purely empirical, in that it attempts to reproduce observed behaviour without going into the underlying physics. The models presented herein make use of empirical relationships, which describe the equilibrium state of morphological elements as a function of macro-scale hydrodynamic parameters. By combining field information via this type of relationships and theoretical information via large-scale conservation laws for water and sediment, semi-empirical models are formulated for the morphological behaviour of flood basins (tidal channel networks, tidal flats), ebb-tidal deltas and barrier island coasts. For the latter, the concept of coastline modelling is extended with the effects which represent the ebb-tidal delta and the inlet. An integrated model system of the barrier-island coasts and the tidal inlets in the Dutch Wadden Sea is developed and applied for long-term coastline predictions.

Equilibrium state of tidal inlet morphological elements

The existence of a linear relationship between the cross-sectional area of an inlet A_c and the tidal prism P , defined as the total amount of water which moves in and out the inlet during one tidal cycle, is known for some time (O'Brien 1931, 1969). Measured data from many inlets all over the world

have confirmed that such a relationship exists. Eysink (1990) showed that this empirical relationship also holds for the inlet systems of the Dutch and German Wadden Sea. He suggested a coefficient of proportionality of $8.0 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ ($= A_c/P$), to be used in combination with the mean tidal prism P and de cross-sectional area below mean sea level (MSL).

In recent years an extensive study has been devoted to the verification and further development of this type of relationships for various morphological elements of the tidal inlet systems in the Dutch Wadden Sea (Gerritsen, 1990; Biegel, 1991; Eysink, 1991; Eysink et al., 1992).

A similar relationship as O'Brien's was shown to exist over a very wide range of scales for tidal channels inside the flood basin. In that case, P stands for the total amount of water conveyed by the channel during one mean tide. Figure 9 shows Eysink's relationship for tidal channels in the Dutch Wadden Sea.

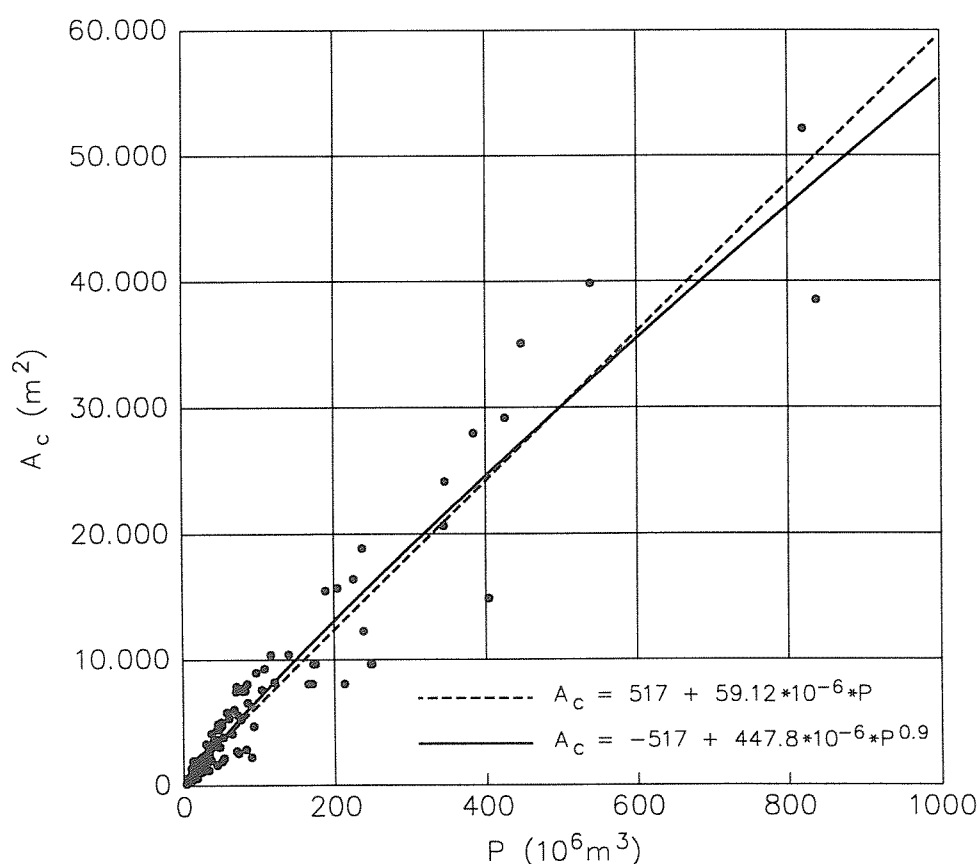


Figure 9 Cross-sectional areas A_c of tidal channels in the Wadden Sea versus tidal prism P

Gerritsen (1990) proposes an alternative version of this relationship, expressing A_c in terms of the so-called "stability shear stress", which is defined as the shear stress needed to maintain a zero net transport gradient along the channel. Eysink includes wave-stirring effects (according to Bijker, 1967) into a stability shear stress, which leads to larger channel cross-sections in more exposed areas such as ebb-tidal deltas.

Also the flood-basin volume is directly related with the tidal prism. Dieckman (1985) and Eysink (1990) show that the flood basin volumes (below MSL) in the Wadden Sea are proportional to $P^{1.5}$. Eysink (1991) gives a geometrical foundation for this relationship, indicating an additional influence of the shape of the basin.

Important aspects of the morphological system in the flood basin are the level and area of the intertidal flats. The level of intertidal flats (adjacent to the tidal channels) is mainly correlated to the mean high-water level (MHW) and the local wind/wave climate. Shoals tend to be built up by the tide during calm weather and their top is eroded by waves during rough weather (cf. De Vriend et al., 1989).

The area of tidal flats (between MLW and MHW) is proportional to the basin area. In the Dutch Wadden Sea basins, the area of tidal flats relative to the total basin area (= relative flats area) decreases with increasing basin area. An influence of the shape of the basin is suggested (Eysink et al., 1992).

These properties of the intertidal zone are important for the large-scale morphodynamics of the inlet system. As was shown earlier (process-based sediment transport modelling), the bathymetric variation in a tidal basin strongly influences the tidal wave propagation, the residual current patterns and the residual sediment transport patterns (Van de Kreeke and Robaczewska, 1993; Bakker and De Vriend, 1994). The importance of the flats regulating the import or export of sediment (hypsometry effect) was shown in the tidal sediment transport study of the Frisian Inlet (Van Dongeren and De Vriend, 1994).

The ebb-tidal delta is strongly affected by the tidal flow through the inlet. Hence a relationship between the sand volume stored in the ebb-tidal delta (relative to the adjacent coastal cross-shore profiles) and the tidal prism of the inlet is likely to exist. Walton and Adams (1976) suggest such an empirical relationship in which the ebb-tidal delta volume is proportional to $P^{1.23}$. Eysink et al. (1992) show that the Wadden ebb-tidal deltas fit into this relationship (highly exposed outer delta's). De Vriend et al. (1994) find that the cross-shore protrusion of the outer delta is proportional to $P^{0.6}$, at least for the Dutch and the East-Frisian Wadden Sea.

The empirical relationships for the large-scale equilibrium-state properties can be used to predict final equilibrium states of the Frisian Inlet system after the damming of the Lauwerszee. The damming reduced the tidal prism of the inlet until 65% of its original value (= $200 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). The basin volume (below MSL) reduced considerably as an immediate consequence of the damming ($-80 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). The empirical relationships indicate that after the damming, another $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ should be deposited in the basin in order to reach a new equilibrium situation. Moreover, the volume of the ebb-tidal delta would be reduced by $70 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. The ultimate sand loss of the ebb-tidal delta is smaller than the sand demand of the basin because the basin-volume relationship contains the tidal prism to a higher power. The remaining $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ would have to be provided by the deeper (North) sea areas around the inlet and/or the adjacent coasts.

Depth soundings indeed indicate an eroding ebb-tidal delta and an accreting flood basin. The measured amount of sediment imported into the basin between 1970 and 1987 is about $34 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Oost and De Haas, 1992). In the same period the volume of the ebb-tidal delta has decreased by $26 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ and its seaward protrusion has decreased roughly by 1.5 km (De Vriend et al., 1994). Clearly, the adjustment process has not yet come to an end. The inlet gorge has shoaled and narrowed in response to the reduction of the tidal prism. At the east side, connected to the island of

Schiermonnikoog, a large sandy hook was formed. Groenendijk (1994) shows that the eroding trend of the downdrift island coast changed into an accreting trend. In view of the ultimate coastal erosion, as predicted by the empirical relationships, this accretion may be temporary.

Transient state of tidal inlet morphological elements

Major human interferences, such as the dammings of the Zuiderzee and the Lauwerszee, have shown that the equilibrium state of the morphological elements can change rather quickly (time scale of the order of decades).

Eysink (1990), Gerritsen (1990), Eysink et al. (1992) and also O'Connor (1990) propose transient empirical models for the description of this type of adjustments.

The models describe the difference between the actual (non-equilibrium) state and the new equilibrium state as a first-order relaxation process, according to:

$$\frac{dA}{dt} = \frac{A_e - A}{\tau}$$

in which A = morphological state parameter
 t = time,
 A_e = equilibrium value of A ,
 τ = characteristic time scale of the decay process.

The state parameter A concerns large-scale elements such as the volume of the flood basin, the volume of the outer delta or the cross-sectional area of the inlet. If A_e is a constant, the corresponding solution is an exponentially decaying function of time. The characteristic time-scale τ can be different for each of the elements and can be derived from measurements or estimated beforehand from computed sediment transport gradients.

An operational model system, consisting of an ebb-tidal delta, inlet throat and a flood basin, was proposed by Eysink (1992). The model was applied by Louters and Gerritsen (1994) for the analysis of the impact of sea-level rise on the morphology in the Wadden Sea in the scope of its ecological function. In this model the coasts of the barrier islands and the (North) Sea around the inlets are considered as passive sand buffers, which supply sand to the system in case of an overall deficit and absorb sand in the case of a surplus.

The inlets in the Wadden Sea indeed show this type of exponential decay behaviour. For example, the Eierland Inlet had an eroding flood basin and an accreting ebb-tidal delta after the sudden increase of the tidal prism due to the damming of the Zuiderzee. After approximately 30 years a new (dynamic) equilibrium was reached. As indicated before, the coasts of the adjacent barrier islands responded differently to this disturbance. The coast of Vlieland (downdrift) accreted, the coast of Texel continued to be eroding, showing no noticeable effect of the closure. Apparently, for a proper description of adjacent coastline behaviour, the updrift and downdrift coasts should be considered separately, although in coherence with the ebb-tidal delta.

This type of transient models concern primarily macro-scale phenomena. They rest upon the implicit assumption that each system element behaves independent of the others, neglecting possible (dynamic) interactions. For example, the feedback of the changing morphological state on the main forcing parameter - the tidal prism - is neglected. An improved description of the adjacent coast lines and the

channels and flats in the flood basin requires a more refined modelling of the dynamic behaviour of these sub-systems.

Dynamic behaviour of flood basins

In the flood basin it is primarily the tidal flow which determines the morphology of channels and flats. The residual sediment transport strongly depends on the residual currents and the asymmetry of the tidal current. Locally generated waves are especially important on the shallow flats and are held responsible for erosion (de Vriend et al., 1989).

Eysink (1992), Van Dongeren and De Vriend (1994) and Karssen (1994) propose semi-empirical dynamic models for the description of the detailed morphological evolution of flood basins and estuaries. They use the measured response of the Frisian Inlet flood basin after the damming of the Lauwerszee as a case for calibration and verification.

Van Dongeren and De Vriend's (1994) work was specifically aimed at relatively small flood basins - as generally present in the Wadden Sea - with dimensions considerably smaller than the tidal wave length. The flood basin is considered as a storage basin with a horizontal water level. They develop a one-dimensional model, in which the channel/shoal system is divided into a chain of consecutive boxes, each with a channel part and a flats part. These morphological elements are characterized by a channel cross-sectional area A_c , a tidal flats (horizontal) area A_f and a tidal flats level z_f . The equilibrium values of these parameters are described with the empirical relationships as described by Eysink (1992).

In each box the adjustment of A_c and A_f to their equilibrium values is described by a first-order relaxation model (exponential decay) with specific time scales. The latter are input parameters and have to be estimated beforehand. This morphological adjustment is restricted by the local (residual) sediment transport capacity, which determines whether or not enough sediment can be supplied (sedimentation) or exported (erosion). The transport rate is described as a power-law of the local tidal current velocity. Moreover, in each box there are sediment fluxes between the channel part and the flats part, such that the flats level tends to its equilibrium state.

The system is solved in the direction of propagation of the morphological information ('sand wave') and is provided with a sediment-transport boundary condition in the gorge of the inlet. The net transport through the gorge is determined by the hypsometry effect (see process-based modelling), in that the relative flats area determines how much sand is imported or exported.

The model was calibrated and applied to the Frisian Inlet system after the closure of the Lauwerszee (Van Dongeren and De Vriend, 1994). Measured data (period 1969-1988) were provided by Biegel (1991) in the form of cross-sectional areas of the main tidal channel (Zoutkamperlaag). The model appeared to be able to reproduce the sand wave, which started in the gorge and propagated through the main tidal channel into the basin. The channel cross-sections deeper in the basin showed a relatively quick area reduction at the expense of the adjacent flats. In a later stage, when the sand wave arrived, the area reduction accelerated and part of the incoming sand was used to restore the flats.

Based on Eysink (1992) and Karssen and Wang (1993), Karssen (1994a, 1994b) built a more sophisticated 1-D network model for the unsteady tidal flow through prismatic channels. The channel/shoal system is schematized as a deep channel, a low-lying flats part and a high flats part, with variable dimensions for the different branches of the network. The sediment is assumed to be transported as suspended load, with representative cross-sectionally averaged sediment concentrations for each part of the cross-section. In the deep channel the mass-balance is worked out as an advection-diffusion

equation averaged over the cross-section, including source and sink terms for the sedimentation/erosion and for a lateral sediment flux to the adjacent low-flat. Sediment is advected by the residual current, neglecting the correlation between the concentration and velocity oscillations (due to tidal wave asymmetry). The longitudinal dispersion coefficient is an input parameter of the model. On the flats advection and longitudinal dispersion are neglected but lateral diffusion (to the adjacent flat and/or deep channel) and local sedimentation/erosion of the flat is accounted for. The sedimentation or erosion of the channel and the flats is modelled as a vertical (settling) flux which is proportional to the difference between the actual sediment concentration and an equilibrium concentration. Following Di Silvio (1989), it is assumed that the system tends to an equilibrium situation with one equilibrium concentration C_E throughout the system. Since the local equilibrium concentration varies with the morphological state, its value for each cross-sectional element can deviate from C_E if the morphological state deviates from the equilibrium state. The equilibrium channel cross-sectional area and tidal flats levels are described by the empirical relations found by Eysink (1992). The equilibrium concentration C_E is an input and calibration parameter which can be prescribed as a boundary condition at the seaward boundaries of the channel network. The equations are solved in a simulation loop with regular feedback of the changed topography to the hydrodynamic model.

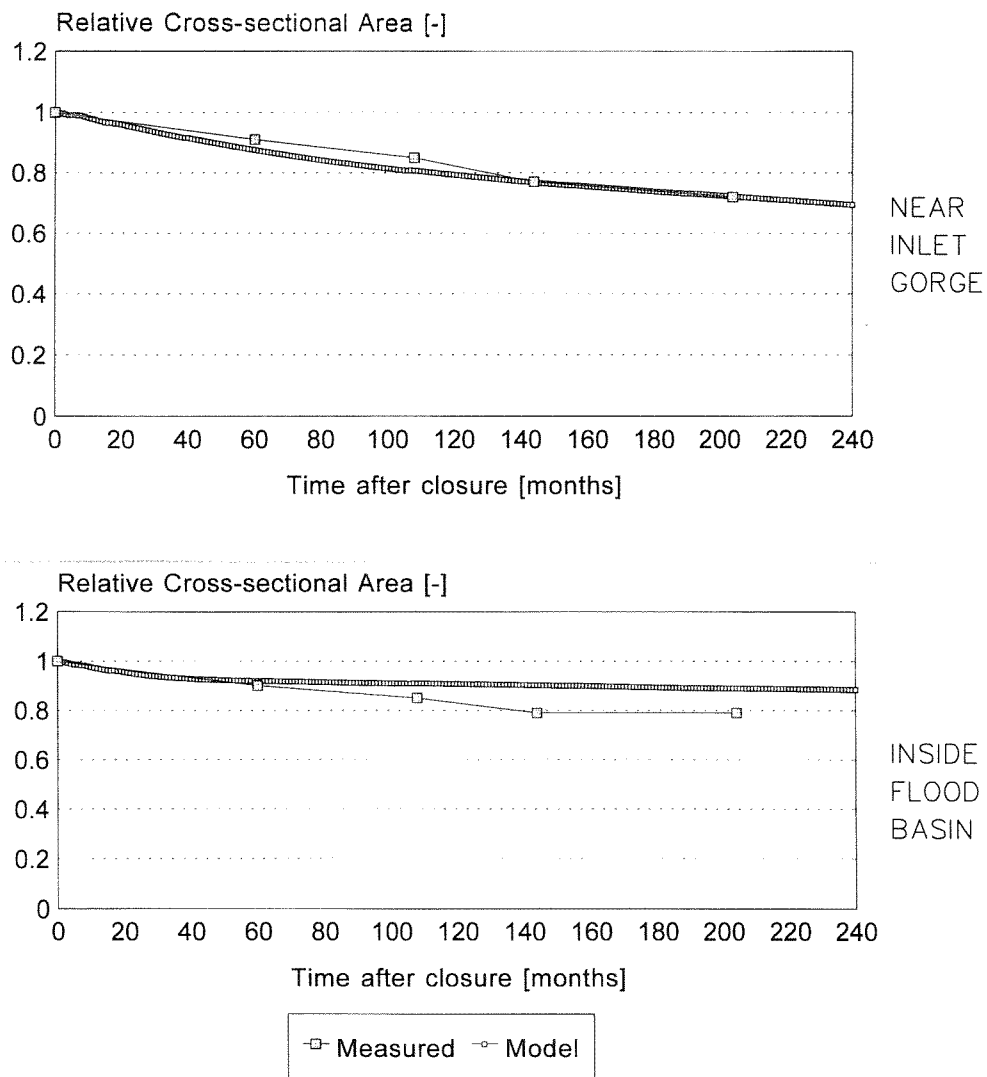


Figure 10 Measured and computed tidal channel sedimentation after closure of the Lauwerszee

Karssen (1994b) calibrated and applied the model also for the Frisian Inlet system (Fig. 10), using the same dataset of Biegel (1991). A detailed channel network of the flood basin was used, consisting of 87 branches (after the damming of the Lauwerszee). A number of calibration runs resulted in calibrated values for the overall equilibrium concentration C_E and the longitudinal dispersion coefficient. In comparison with the model of Van Dongeren and De Vriend (1994), the sedimentation of the main tidal channel of the inlet system could be simulated with approximately the same accuracy. Near the gorge the sedimentation was simulated better in Van Dongeren and De Vriend's model, whereas the erosion of the tidal channel in the back of the basin - due to an increase of the local tidal prism - was simulated better with Karssen's model.

Whether this type of 1-D models are able to simulate the morphology of tidal flats remains to be investigated. A critical point of network models is the nodal point relationship for the transport distribution at bifurcations. Wang et al. (1993) show that, depending on how this is chosen, a bifurcation can persist or not (instability). Moreover, the inability of this type of models to simulate meandering channels and to generate new channels/shoals seems to be an important restriction. Yet, this type of models have a great potential for the analysis of practical problems related to major disturbances, such as human interferences via dredging, sand mining etc.. This goes not only for the Wadden Sea but also for estuaries such as the Western Scheldt.

Dynamic behaviour of ebb-tidal deltas and adjacent island coasts

The behaviour of ebb-tidal deltas is determined by the complex combined forcing mechanisms of the tide, which tends to build out the delta seaward, and (non-)breaking waves, which tend to push it shoreward. If one of these forcing agents is reduced or eliminated, a clear response of the ebb-tidal delta follows. Spectacular examples are the evolution of the ebb-tidal deltas in front of the Delta works in the Southwest of the Netherlands (see Stive, 1986; De Vriend and Ribberink, 1988; Steijn et al., 1989) and the response of the Frisian Inlet delta after the damming of the Lauwerszee.

A further step towards modelling the dynamic behaviour of ebb-tidal deltas and barrier island coasts is made De Vriend et al. (1994) and Steetzel (1995).

De Vriend et al. (1994) propose a semi-empirical long-term behaviour model for one ebb-tidal delta and the adjacent coasts. The morphological state of the adjacent coast is described with a two-line schematization according to Bakker (1968), which is an extension of the classical one-line model concept of Pelnard-Considère (1956). In this concept the cross-shore coastal profile is represented by two lines at different cross-shore positions, which represent the beach layer (beach line) and a deeper inshore layer (inshore line) of the profile. The wave-induced longshore sediment transport in either section (along either line) depends on the angle of wave-incidence relative to the orientation of the line. The cross-shore sediment exchange between the sections is determined by the distance between the lines relative to an equilibrium distance, so in fact on the deviation of the cross-shore profile shape from its equilibrium shape. The resulting model describes the temporal and spatial evolution of the lines as a diffusion process, using pre-determined diffusion coefficients (coastal constants). For more information on the two-line model concept and the way to use it, reference is made to Bakker et al. (1988).

De Vriend et al. (1994) extend the two-line model with an ebb-tidal delta model, in which the delta is treated as a protruding continuation of the inshore line. The beach lines of the adjacent coasts are interrupted by the inlet. Figure 11 shows the basic schematization of the inlet and its inherent sediment circulation system in the equilibrium state (closed circulation except for the net longshore drift), where the shape of the delta reduces to a triangle. The schematization includes a main ebb

channel with tide-induced seaward transport S_e , wave-induced transport along the delta margins and flood channels near the island heads with tide dominated transports S_f . The transport vector S_e acts as a sediment source for the inshore line and is responsible for the seaward protrusion of the delta. The equilibrium state of the delta (volume, protrusion) is described with the empirical relationships of Eysink et al. (1992) and De Vriend et al. (1994) (with the tidal prism of the inlet as hydraulic forcing parameter). The flood transports S_f are also related to the tidal prism. The model takes the net sediment demand of the flood basin into account as an input parameter. This sediment demand is assumed to be determined by the morphological state of the flood basin and is not influenced by the morphological evolution of the delta (no interaction).

Although the model is able to describe the evolution of beach- and inshore lines with a high spatial and time resolution, the results should be interpreted at a higher aggregation level (e.g., in terms of total sand volume changes in a certain coastal section) due to the strong schematization of the delta/coastal morphology and its transport processes. This is readily illustrated by the triangular shape of the delta. Accordingly, the model is not to be used to predict the shape of the delta in any detail.

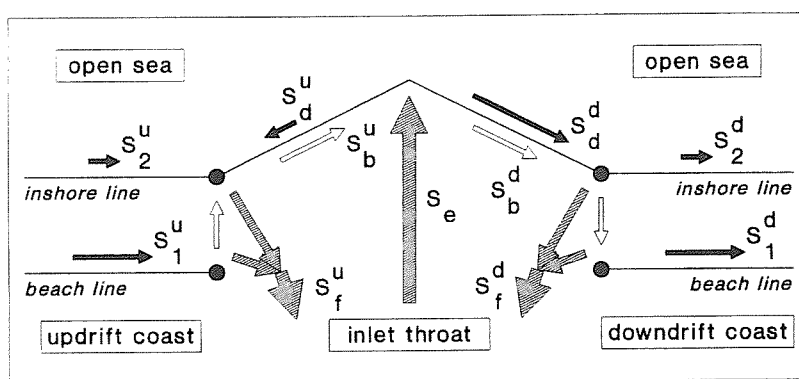


Figure 11 Schematized sediment transport circulation on the ebb-tidal delta

De Vriend et al. (1994) validate the model against the measured data from the Frisian Inlet after the damming of the Lauwerszee and show that the delta evolution after the damming can be reproduced reasonably well. Further analyses of the results indicate that the delta acts as a sediment buffer for the basin, but that in the long run the sediment surplus or deficit of the delta has to be compensated by the adjacent island coasts.

Based on this semi-empirical model concept, Steetzel (1995) proposes a general numerical model system for the behaviour of interrupted coasts and applies this to the entire multi-inlet coast of the Dutch Wadden Sea. See Fig. 12 for the model boundaries around the Wadden barrier islands.

Without changing the basic concept, Steetzel extends the two-line schematization to five lines, in order to be able to deal with the variety of transport mechanisms/intensities in the various depth zones. Information from detailed process-based models (Frisian Inlet and Eierland Inlet) is used to set some of the model parameters. Moreover, separate longshore sediment transport computations are carried out for the island coasts to set the coastal constants.

The sediment demands by the various inlets are taken into account as independent pre-described boundary conditions. They are based upon the transient-state model for the inlets of the Wadden Sea, as discussed before (Louters and Gerritsen, 1994), and a calibration using the actual large-scale balance of the Wadden-Coast system.

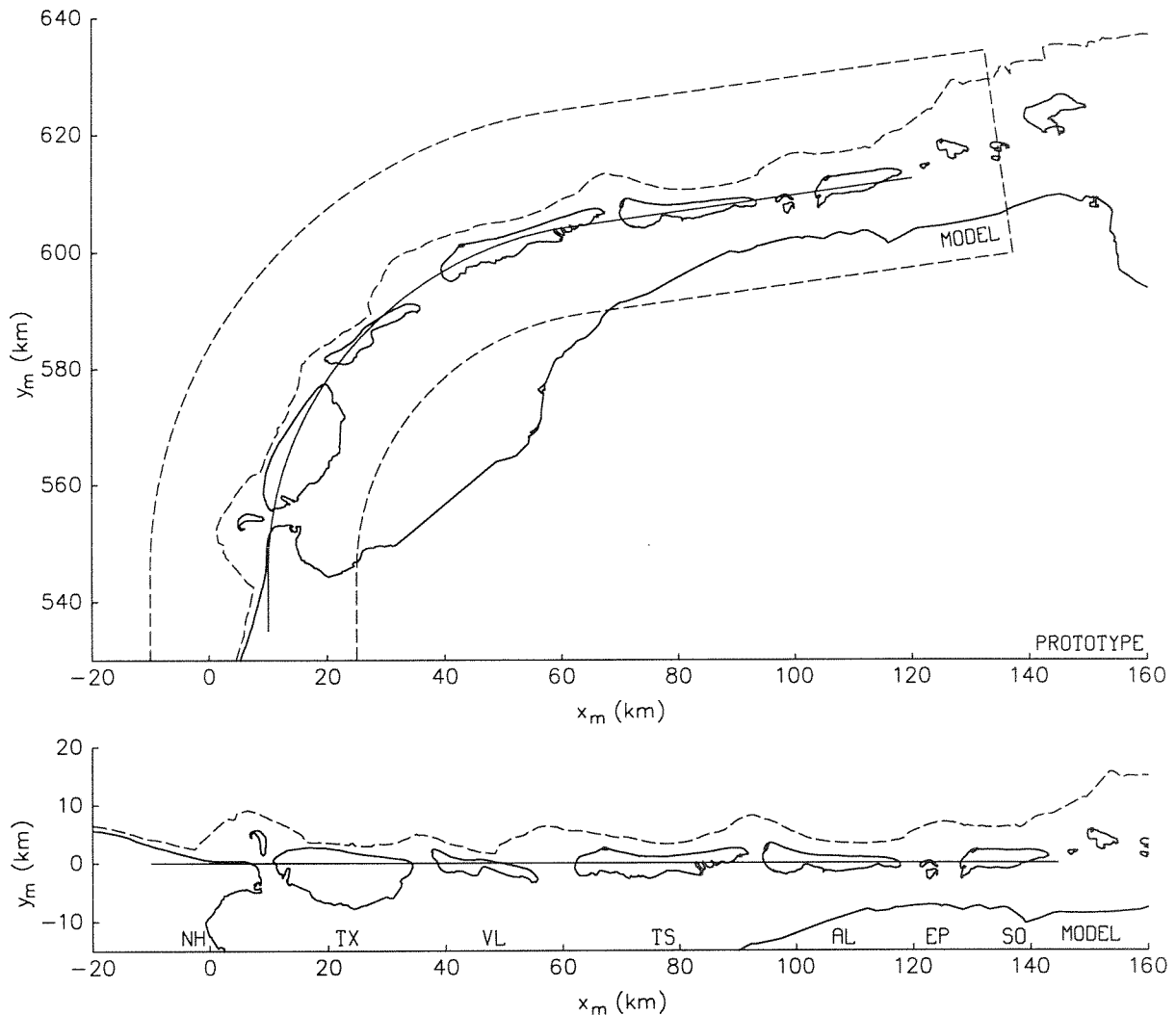


Figure 12 Model of the ebb-tidal deltas and barrier island coasts in the Wadden Sea

The model was first validated against overall erosion/sedimentation data of the entire model area, as obtained from 25 years of coastal profile measurements (JARKUS dataset) and a series of detailed bathymetric surveys around the inlets. During the last decade (1978-1990) the model area experienced an average sand loss of approximately $7.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$ ($\pm 30\%$). This net erosion occurred despite a total sand nourishment of $1.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$. The sediment demand of the Wadden Sea appears to be a dominating factor for the sand balance of the model ($8.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$).

A more detailed model validation was carried out at the scale of the separate inlets and barrier islands against the same datasets, using the sediment demands of the individual inlets as a calibration parameter without changing the total sediment demand of all inlets together.

Figure 13 shows a typical result of the validated model, i.e. the large-scale retreat in m/year of the island coasts and the ebb-tidal delta sections in the Wadden Sea in the period 1978-1990, making distinction between an upper layer (depth $< 7 \text{ m}$) and a lower layer (depth: $7 - 20 \text{ m}$). In the same figure measured data from the same time period are presented as well (including range of uncertainty). Although deviations between model results and measurements occur, the large-scale erosive trend of the system, with a dominating erosion of the westernmost part (Texel and Marsdiep)

and a decrease of the erosive trend in eastern direction, is represented by the model. The ebb-tidal deltas have the largest contribution to the overall erosion. It should be noted, however, that the sand nourishments -which are included in the computations - prevent a stronger coastal retreat of the islands. Based on model computations, Steetzel estimates that, if no sand would have been nourished, the island coasts would have experienced a two times larger sand loss.

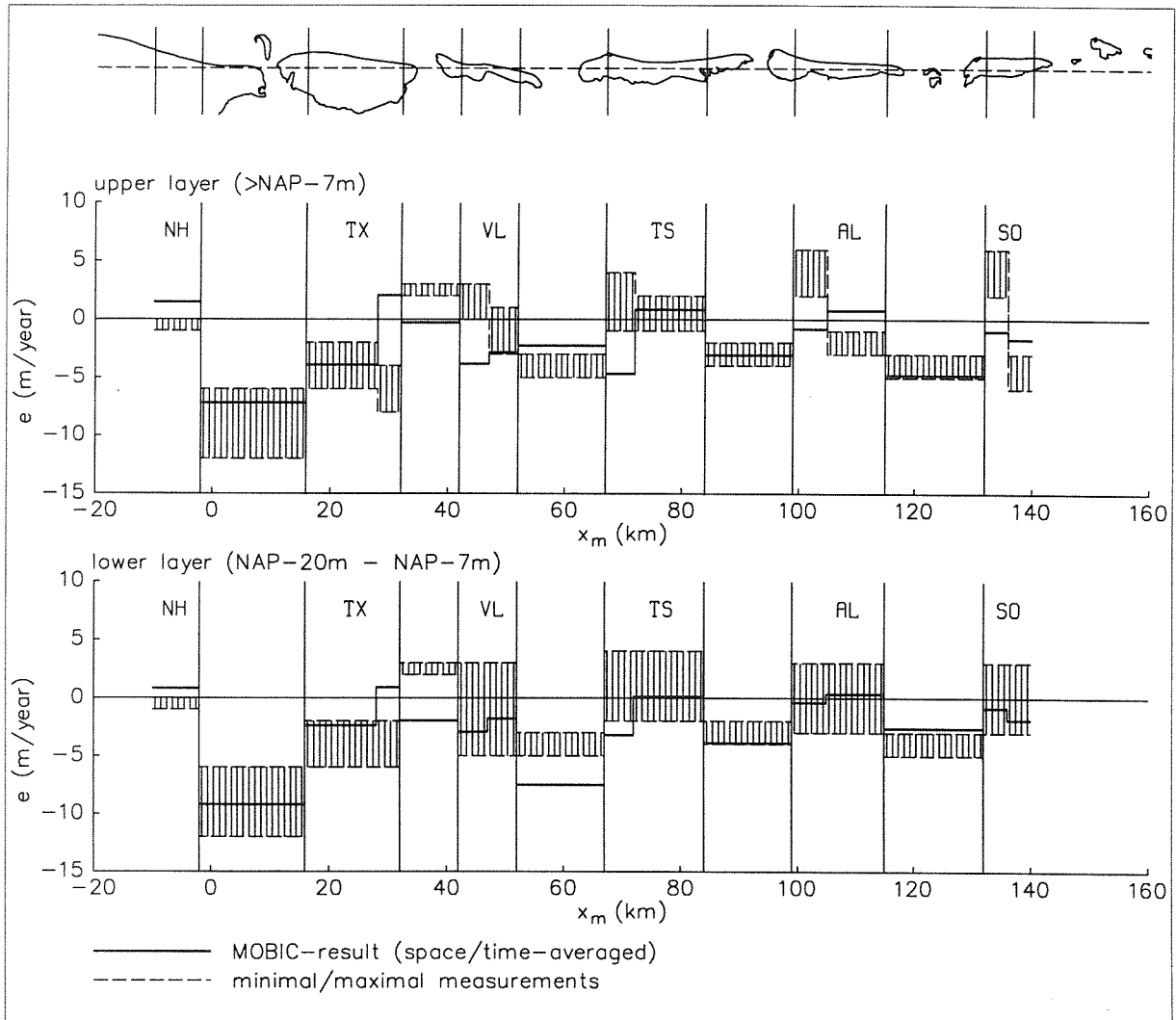


Figure 13 Computed and measured erosion and sedimentation (1978-1990)

This validated model was used to predict the large-scale erosion and the need for sand nourishment of the Wadden island coastal system in the next 50 years (1990-2040), under different scenario's of sea-level rise and climate change. In the case of an accelerated sea-level rise (0.2-0.6-0.85 m/century), the total rate of sand nourishment, needed to maintain the present coastline, would increase from $3.2 \cdot 10^6$ m³/year to $6.2 \cdot 10^6$ m³/year.

Further analyses with the model indicate that the sand demands of the inlets are quickly compensated by erosion of the deltas, followed by a relatively slow impact on the adjacent island coasts. An important effect of sea-level rise on the island coasts appears to be caused by cross-shore transport induced coastal-profile adjustments.

The developed model has shown to be capable of providing a structured analysis of the large-scale morphological consequences of human interferences in a tidal inlet coastal system, such as sand mining and subsidence (due to gas mining). More detailed model results, e.g. at a spatial scale of order 500 m near the island heads, are still unreliable due to i) the limited calibration as carried out until now, and ii) the crude schematization of the ebb-tidal delta system. A logical next step in the model development would be to refine this schematization, based upon detailed process-based studies and frequent topographic surveys. Moreover, a dynamic coupling between the flood basin, the delta and the island coasts should be realized.

5. Discussion

General

The material presented herein concerns a number of well-documented cases (Eierland Inlet, Frisian Inlet, Dutch Wadden Sea as a whole) which have been modelled on the basis of various concepts. This may not prove the general validity of these concepts, but it does give insight into their potentials and limitations. Thus it helps to improve the quality and the efficiency of tidal inlet modelling, since the best approach to a problem does not always involve the most sophisticated model.

Ideally, there would be objective ways to assess the suitability of a model concept for a certain objective. This would require a classification of applications, the definition of standards, and criteria to measure the extent to which a concept meets these standards. Clearly, the present gamut of model concepts is insufficiently established to allow for this degree of standardization. Their suitability therefore has to be expressed in qualitative terms.

The tidal inlet problems for which models are generally used can be divided into the following main categories:

- a) effectiveness and impact of human interferences,
- b) problems associated with channel and shoal migration,
- c) response to long-term changes in input conditions.

The suitability of the various model concepts for application to each of these categories will be discussed hereafter.

Effectiveness and impact of human interferences

Human interferences with tidal inlet systems take place at different scales. Some are large-scale, such as damming of large parts of the basin area (Frisian Inlet case), systematic reclamation of marshland, subsidence-inducing gas or oil mining, etc. Others are of a smaller scale, such as coastal protection measures (groynes), channel dredging, sand mining, training walls along shipping channels, etc.

All of these works disturb the natural evolution of the morphological system, most of them even rather abruptly. In morphodynamical terms this means that the equilibrium state changes and that the system tends to adjust to this new state. This adjustment process is usually rather fast and dominated by first-order phenomena, such as wave-driven and tidal currents and the associated sediment transport. If so, a process-based simulation approach is recommendable.

In some cases, the same phenomena dominate the process throughout, which means that the initial pattern of residual sediment circulation already gives a picture of what is going to happen. The initial sedimentation/erosion pattern is much less transparent, since morphological features, which tend to migrate, give rise to areas of erosion and deposition next to each other. The applications of sediment

transport models to the Frisian Inlet and the Eierland Inlet have shown that they are able to reveal residual transport patterns and principal underlying mechanisms, as well as their response to the envisaged interference. Sediment transport models are also suited to investigate the influence of changing input conditions and their relative importance to the yearly average transport field. Thus sediment transport models can be of great use, especially in effect studies, but their application needs justification (does the initial pattern give a clue of what will happen later on?) and their results need careful interpretation. The need of field data for the verification of the models, i.e. measured patterns of waves, currents and sediment transport under a range of conditions, is stipulated.

Process-based morphodynamic simulation seems quite attractive, since it describes the time-evolution of the system's state. The applications to the Frisian Inlet (tide only) and the Eierland Inlet (waves and tide) have shown the potential of this approach, especially in combination with output animation techniques. The first results look realistic, although much work remains to be done before these models can handle all the relevant 3-D processes and before they have been sufficiently validated. In this respect accurate monitoring of topography changes around tidal inlet systems are of essential importance.

Long-term process-based modelling, based upon formal averaging of the constituting equations over the shorter time-scales, would be a logical next step. It is likely to save a lot of computer time as compared with the above simulation models, and, even more important, to give a better insight into the long-term evolution process. A first attempt, proposed by Bakker and De Vriend (1995), has shown interesting potentials when applied to the Western Wadden Sea, but it needs much more validation, at the conceptual as well as the empirical level. Clearly, formally averaged modelling is still in its infancy.

Equilibrium-state relationships, such as Eysink et al.'s (1992), are suited for a quick first analysis (how does the interference affect the tidal prism and how does that influence morphology?).

Effects of sand mining, channel dredging and dredged material disposal on the shoals can be investigated using network models with a fixed topology. Karssen's (1994a,b) model, though validated against the Frisian Inlet data, was designed for this type of problem. Further validation of especially the sediment exchange between channels and flats is certainly worthwhile.

Effects of sand nourishments, coastal protection works and other human interferences in a (barrier-island) coastal system can be investigated with Steetzel's (1995) multi-layer model. Further improvement of the outer delta description and its interaction with the island coasts and the flood basin is recommended.

Problems associated with channel and shoal migration

The morphological response to engineering works can be considered as forced behaviour of the system. The formation, migration and extinction of channels and shoals, however, is not forced by any boundary condition or human interference: it is a manifestation of the system's inherent behaviour, which is the result of a subtle interaction between the constituent processes and the bed topography.

Modelling this behaviour is therefore not the same as modelling the impact of manmade works. Sediment transport models are able to provide information on sediment circulation patterns. Morphodynamic models are more attractive since they are able to simulate the time-evolution of the morphology. Both process-based concepts have to include all relevant processes in order to reproduce the channel/shoal dynamics.

The experiments with Wang's (1993) morphodynamic model of the Frisian Inlet have revealed that a quasi-3D approach is able to deal with channel migration in the flood basin in a realistic way. This can probably be explained by the inclusion of curvature- and coriolis-induced secondary flows.

A first preliminary experiment with a coastal area morphodynamic model (tide and waves) for the Eierland Inlet yielded poorer results for the shoals on the outer delta. This can be explained to some extent by the constant wave conditions throughout the simulation. The inclusion of both 3D wave-current interaction processes and wave-, current-related transport processes is probably necessary and requires further investigation.

It looks as though (quasi-)3D simulation modelling is the only approach which works at present. Once the mechanisms are better understood, it might be possible to design a behaviour-oriented network model which includes channel migration (as long as the network topology does not change), but this is still far from realization. First, the present simulation approach requires further validation and analysis. Part of this lies at the conceptual level, viz. to know the kind of behaviour to be expected from the model, which does not necessarily comply with that in nature. Especially the long-term amplitude evolution of rhythmic features (sand ridges, channels and shoals) is hardly known, let alone that one could assess whether the model yields realistic results. Further attention should be paid to long-term monitoring of channel/shoal systems in the basin and on the delta, as well as to linear and nonlinear stability analyses of the tide-averaged morphodynamic equation system.

Response to long-term changes in input conditions

Yet another class of phenomena is the response to long-term variations of input variables, such as mean sealevel, mean high water and the wind/wave climate. Process-based models can be of use to produce a first analysis of the effects of the input condition changes on the driving mechanism of morphological evolution. However, process-based morphodynamic models are not yet able to cover sufficiently long time spans. Consequently, behaviour-oriented long-term modelling is an attractive alternative.

The many hindcasts of the response of the Frisian Inlet to the closure of the Lauwerszee have shown that various model concepts work reasonably well. At the highest aggregation level, viz. the inlet system as a whole, Eysink's (1992) model seems to do a good job. A slightly higher resolution can be obtained with Di Silvio's (1989) box model. As this has not been applied to the Wadden Sea, an intercomparison with the other models is impossible, as yet. Van Dongeren and De Vriend's (1994) model for the basin and De Vriend et al.'s (1994) model for the coast yield a further increase of resolution, although their basic concepts don't justify a very detailed interpretation of results. Further down this line of increasing resolution are Karssen's (1994) network model for the basin and Steetzel's (1995) multi-layer model for the coast. Also Bakker and De Vriend's (1995) linear basin model belongs to this category.

The price of a higher resolution is usually more work, primarily in the model calibration and the preparation of the runs. However, computer costs are usually low compared with those of process-based simulation models.

6. Conclusions

The investigations presented herein have revealed much about the nature of the predominant processes for the Wadden tidal inlet systems, the applicability of various modelling concepts and the needs for further research.

For the analysis of sediment transport patterns and the estimation of yearly-averaged transport magnitudes in natural conditions as well as under the influence of human interferences, process-based sediment transport models appear to be useful tools.

Much has been learned about the influence of the tidal wave motion on the residual sediment transport rates through the inlet gorge and the tidal channels. The relation between the relative area of tidal flats in the basin and the residual transport direction through the inlet gorge (hypsometry effect) appeared to be of essential importance for the long-term response of a tidal-inlet system to a flood basin reduction (Frisian Inlet).

Wave effects have been shown to be of dominant importance to the evolution of channel/shoal systems on the ebb-tidal delta and the evolution of the barrier-island coasts.

The potentials of process-based morphodynamic simulation models have been shown for the two inlet systems. These models can be used for the analysis and the prediction of various morphological features (e.g. channel/shoal migration) and morphological predictions at the time scale of years up to a decade.

Important issues for further research on process-based modelling are:

- further analysis and validation of the present results (relevance of processes to morphological phenomena, sediment circulation patterns, channel migration mechanisms, etc.),
- inclusion of 3-D processes ("cross-shore" transport mechanisms) in coastal area morphodynamic models,
- investigation of size-sorting effects (armouring of tidal channels, selective deposition and erosion in the basin) and their interaction with the morphology,
- the development of a methodology to deal with limited model accuracy (numerical errors, errors due to simplifications, calibration errors, error amplification, etc.) and uncertainty (wind/wave conditions, storm surges, etc.), and
- theoretical analyses, linear and nonlinear, of the inherent medium-term behaviour of tidal inlet systems.

Behaviour-oriented models have shown their value for the long-term analysis of the Frisian Inlet system's response to a large-scale reclamation of the flood basin and for the large-scale coastal behaviour of the Wadden coastal system as a whole.

The empirical relationships and transient models appear to be useful for the analysis of long-term evolution of large-scale elements. However, the lack of interaction between the elements and with the adjacent coastal evolution remains a critical issue.

The more detailed semi-empirical dynamic models seem to be able to give a good representation of the tidal channel evolution in the basin, but remain to show their value for the flats evolution. The dynamic behaviour model for ebb-tidal deltas and island coasts is an attractive option for the analysis of large-scale coastal behaviour under the influence of natural effects and/or human interferences. From a long-term perspective, the ebb-tidal deltas act as a sediment buffer for the basin, which can supply sediment even beyond its equilibrium state. The deficit is ultimately compensated at the expense of the adjacent island coasts. The migration of the main ebb channel has been shown to be important for an even distribution of sediment between the barrier islands just updrift and downdrift of an inlet.

In general, more knowledge of channel/shoal systems in the basin and on the outer delta is needed for further model improvements.

Research issues on long-term modelling are:

- sediment exchange processes between channels and flats,
- channel/shoal migration and sediment bypass mechanisms on the outer delta,
- pattern formation of channels and flats,
- identification of short- and medium-term processes which are of importance to the long-term behaviour of tidal inlet systems,
- derivation of formally averaged process-based models.

In general, research should be aimed at bridging the gap between process-based models and empirical equilibrium-state relationships. To that end, process-based and behaviour-oriented approaches should be combined in various well-documented cases.

The important role of data has been clearly shown in all studies presented herein. Synoptic process-oriented field studies, as well as consistent long-lasting monitoring programmes and historical reconstructions, are definitely needed in the further development of tidal inlet models.

Clearly, the research programmes in which the present results were obtained have generated a large number of new research questions. Yet the achieved results are considered as a significant step forward in the understanding and modelling of barrier-island coasts and tidal inlet morphodynamics.

ACKNOWLEDGEMENT

The present paper was written in the framework of the COASTAL GENESIS research programme of the Netherlands Ministry of Transport, Public Works and Water Management (Rijkswaterstaat). Most of the presented research was also sponsored by this Ministry in the framework of the projects COASTAL GENESIS, DYNASTAR and ISOS*2. The colleagues of Delft Hydraulics mr. W.D. Eysink, mr. B. Karssen, dr. H.J. Steetzel and dr. Z.B. Wang are acknowledged for their contributions to this paper.

REFERENCES

- Bakker, W.T., 1968. A mathematical theory about sand waves and its application on the Dutch Wadden isle of Vlieland. *Shore & Beach*, 36(2):4-14
- Bakker, W.T. and Joustra, D.S., 1970. The history of the Dutch coast in the last century, in: *Proc. 12th Int. Conf. Coast. Eng.*, ASCE, New York, p. 709-728.
- Bakker, W.T., Van der Kerk, C. and De Vroeg, J.H., 1988. Determination of coastal constants in mathematical line models. In: *Proc. 2nd European Workshop on Coastal Zones*, Loutraki.
- Bakker, W.T., 1995. Effect of tidal resonance on the morphology of Wadden and estuaries. Publication on preparation.
- Bakker, W.T. and De Vriend, H.J., 1995. Resonance and morphological stability of tidal basins. Accepted for publication in *Marine Geology*.
- Biegel, E.J., 1991. The developments of the ebb-tidal delta and the flood basin of the Frisian inlet in relation to the closure of the Lauwerszee, Report GEOPRO 199.07, University of Utrecht.

- Bijker, E.W., 1967. Some considerations about scales for coastal models with movable bed, Doct. Thesis, Delft University of Technology.
- Boer, M. de, G. Kool, M.F. Lieshout en D.L. Ulm, 1991. Erosion and sedimentation in the outer delta of the Zeegat van Ameland 1926-1982, Report ANVX-91.H205, Deelonderzoek nr. 8, Rijkswaterstaat, directie Noord-Holland (in Dutch).
- Boon, J.D. and Byrne, R.J., 1981. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Mar. Geol.*, 40: 27-48.
- De Vriend, H.J. and Ribberink, J.S., 1988. A quasi-3D mathematical model of coastal morphology. In: B.L. Edge (ed.), "Coastal Engineering 1988 Proc.", ASCE, New York, p. 1689-1703.
- De Vriend, H.J., Louters, T., Berben, F.M.L. and Steijn, R.C., 1989. Hybrid prediction of intertidal flat evolution in an estuary, Proc. Int. Conf. Hydr. and Env. Modelling of Coastal, Estuarine and River waters, Bradford, U.K.
- De Vriend, H.J., Bakker, W.T. and Bilse, D.P., 1994. A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy tidal inlets. *Coastal Eng.*, 23(3/4): 305-327.
- De Vriend, H.J., Zyserman, J., Nicholson, J., Péchon, Ph., Roelvink, J.A. and Southgate, H.N., 1993. Medium-term 2-DH coastal area modelling. *Coastal Engineering*, 21(1-3): 193-224.
- Di Silvio, G., 1989. Modelling the morphological evolution of tidal lagoons and equilibrium configurations. In: Proc. XIIIrd IAHR-Congress, Ottawa, Canada, p. C.169-C.175.
- Dingemans, M.W., Radder, A.C. and De Vriend, H.J., 1987. Computation of the driving forces of wave-induced currents. *Coastal Engineering*, 11(5&6), p.539-563.
- Ehlers, J., 1988. The morphodynamics of the Wadden Sea. Balkema, Rotterdam, 397 pp.
- Eysink, W.D., 1979. Morphology of the Wadden Sea, consequences of sand- and shelfmining, Delft Hydraulics, Report Literature Survey, Report R1336 (in Dutch).
- Eysink, W.D., 1990. Morphologic response of tidal basins to changes. In: B.L. Edge (ed.), "Coastal Engineering 1990 Proc.", ASCE, New York, p. 1948-1961.
- Eysink, W.D., 1991. Simple morphological relationships for estuaries and tidal channels; handy tools for engineering, COPEDEC III, Mombassa, Kenya, 16-20 Sept., Vol. II, pp. 1003-1014.
- Eysink, W.D., Biegel, E.J. and Hoozemans, F.J.M., 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. Delft Hydraulic, ISOS*2 Project, Phase 2, report H1300, 73 p.
- Eysink, W.D., 1992. Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function; proposed set-up of a dynamic morphological model for Wadden Sea basins and estuaries based on empirical relations. Delft Hydraulics, ISOS*2 Project, Phase 3, report H1300, 38 p.
- FitzGerald, D.M., 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets, in: Aubrey, D.G. and Weishar, L. (eds.), Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets, Lecture notes on coastal and estuarine studies, Springer-Verlag Vol. 29, New-York.
- Friedrichs, C.T. and Aubrey, D.G., 1994. Tidal propagation in strongly convergent channels. *J. Geoph. Res.*, 99(C2): 3321-3336.
- Gerritsen, F., 1990. Morphological stability of inlets and channels in the Western Wadden sea. Rijkswaterstaat, Report GWAO-90.019.
- Glim, G.W., G. Kool, M.F. Lieshout, M. de Boer, 1986. Erosion and sedimentation of the outer delta of the Zeegat van het Vlie 1933-1982, Report ANWX-86.H210, Deelonderzoek nr. 7, Rijkswaterstaat, directie Noord-Holland (in Dutch).
- Glim, G.W., N. de Graaff, G. Kool, M.F. Lieshout, M. de Boer, 1988. Erosion and sedimentation of the outer delta of the Zeegat van Texel and adjacent coasts 1925-1981, Report ANWX-88.H201, Deelonderzoeken nrs. 5 en 9, Rijkswaterstaat, directie Noord-Holland (in Dutch).

- Glim, G.W., G. Kool, M.F. Lieshout en M. de Boer, 1990. Erosion and sedimentation of the outer delta of the Eierlandse Gat and adjacent coasts 1926-1983, Report ANWX-90.H204, Deelonderzoeken nrs. 6 en 10, Rijkswaterstaat, directie Noord-Holland (in Dutch).
- Groenendijk, F.C., 1995. Zand voor Nederland, analyse vanaf 1964 en extrapolatie tot 2010 van het zandvolume in de JARKUS zone van de Nederlandse Kust, Report RIKZ-95.003, Rijkswaterstaat (in Dutch).
- Hayes, M.O., 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: S.P. Leatherman (Editor), "Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico". Academic Press, New York, pp. 1-27.
- Hoekstra, P., K.T. Houwman, A. Kroon, P. v. Vessem and B.G. Reussink, 1994. The Nourtec Experiment of Terschelling: Process-oriented monitoring of a shoreface nourishment (1993-1996), Proceedings Coastal Dynamics '94, Barcelona, Spain.
- Holthuijsen, L.H., Booij, N. and Herbers, T.H.C., 1989. A prediction model for stationary short-crested waves in shallow water with ambient currents. Coastal Engineering, 13: 23-54.
- Huijs, S.W.E., 1993. Channel migration on the outer delta, Het Friesche zeegat en het Amelander Gat, IMAU Report R93-1, Utrecht University (in Dutch).
- Kalkwijk, J.P.Th. and Booij, R., 1986. Adaptation of secondary flow in nearly-horizontal flow. J. Hydr. Res., 24(1), p. 19-37.
- Karssen, B. and Z.B. Wang, 1993. A dynamic/empirical model for the long-term morphological development of estuaries; Part I: Physical relations. Delft Hydraulics, DYNASTAR Project, Z622, 19 pp.
- Karssen, B., 1994a. A dynamic/empirical model for the long-term morphological development of estuaries; Development of the model, Phase I. Delft Hydraulics, DYNASTAR Project, Z715, 31 pp.
- Karssen, B., 1994b. A dynamic/empirical model for the long-term morphological development of estuaries; Development of the model, Phase II. Delft Hydraulics, DYNASTAR Project, Z715, 38 pp.
- Katopodi, I. and Ribberink, J.S., 1992. Quasi-3D modelling of suspended sediment transport by currents and waves. Coastal Eng., 18: 83-110 (err. 19: 339).
- Klok, B. and K.M. Schalkers, 1980. The changes in the Wadden Sea caused by the closure of the Zuiderzee, Note-78.H238, Studiedienst Hoorn (in Dutch).
- Kool G. en M.F. Lieshout, 1991. Erosion and sedimentation of the outer delta of the Eierlandse Gat 1981-1987, Report ANVX-91.H201, Supplement deelonderzoek 6, Rijkswaterstaat, directie Noord-Holland (in Dutch).
- Louters, T. and Gerritsen, F., 1994. The riddle of the sands: a tidal system's answer to rising sea level, Report RIKZ/94.040, ISBN90-369-0084-0.
- O'Brien, M.P., 1931. Estuary tidal prism related to entrance areas. Civ. Eng., 1(8): 738-739.
- O'Brien, M.P., 1969. Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. J. Waterw. Harbors Div., ASCE, 95(WW1): 43-52.
- Oost, A.P., 1995. The cyclic development of the Pinkegat Inlet system and the Engelsmanplaat/Smeriggat, Dutch Wadden Sea, over the period 1832-1991. In: "Dynamics and sedimentary developments of the Dutch Wadden Sea, with special emphasis on the Frisian Inlet", Doctoral thesis, Utrecht University (in press).
- Oost, A.P. and De Haas, H., 1992. The Frisian Inlet, morphological and sedimentological changes in the period 1970-1987. Utrecht Univ., Inst. Earth Sciences, Coastal Genesis Report, 68 pp.
- Oost, A.P. and De Haas, H., 1993. The Frisian Inlet, morphological and sedimentological changes in the period 1927-1970. Utrecht Univ., Inst. Earth Sciences, Coastal Genesis Report, 94 pp.

- Pelnaud-Considère, R., 1956. Essai de théorie de l'évolution des formes de rivage en plages de sable et de galets. Soc. Hydrotechnique de France, Quatrièmes Journées de l'Hydraulique. Les Énergies de la Mer, Tome I, Question III, pp. 289-298.
- Postma, H. and Dijkema, K.S. (1982), Hydrography of the Wadden Sea: movements and properties of water and particulate matter, Final Report on 'Hydrography' of the Wadden Sea Working Group, Balkema, Rotterdam.
- Rakhorst, D., 1992. Erosion and sedimentation of the Western Wadden Sea and the adjacent North Sea: 1926/1933-1982, Rijkswaterstaat, Directie Noord-Holland, Report 93.ANV.001 (in Dutch)
- Rakhorst, H.D., G. Kool en M.F. Lieshout, 1993. Erosion and sedimentation of the outer delta of the Zeegat van Ameland en adjacent coasts 1926-1989, Report ANV-92.201, Deelonderzoek nr. 12. Supplement deelonderzoek nr.8, Rijkswaterstaat, directie Noord-Holland (in Dutch).
- Ribberink, J.S. and De Vroeg, J.H., 1991. Coastal defence Texel (Eierland), hydraulic and morphological effect study; phase 1: morphological analysis. Delft Hydraulics, Report H 1241, part I (in Dutch).
- Ribberink, J.S. and De Vroeg, J.H., 1992. Coastal Defence Texel (Eierland), hydraulic and morphological effect study; phase 2/3: morphological computations. Delft Hydraulics, Report H 1241, parts III/IV (in Dutch).
- Ridderinkhof, H., 1990. Residual currents and mixing in the Wadden Sea, Ph.D. Thesis, NIOZ publication no. 12, the Netherlands.
- Roelvink, J.A. and Broker-Hedegaard, I., 1993. Cross-shore profile models. Coastal Eng., 21(1-3): 163-191.
- Sha, L.P. and Van den Berg, J.H., 1993. Variation in Ebb-tidal Delta Geometry along the Coast of the Netherlands and the German Bight, Journ. of Coast. Res., 9(3), pp. 730-746.
- Steezel, H.J., 1993. Cross-shore Transport during Storm Surges, Ph.D. Thesis, ISBN 90-9006345-5.
- Steezel, H.J., 1995. Modelling interrupted coast. Prediction coastline and outer delta development Wadden coast for the period 1990-2040. Delft Hydraulics, Report H1887 (in Dutch).
- Steijn, R.C., Louters, T., Van der Spek, A.J.F. and De Vriend, H.J., 1989. Numerical model hindcast of the ebb-tidal delta evolution in front of the Deltaworks. In: Falconer, R.A. et al.: "Hydraulic and Environmental Modelling of Coastal, Estuarine and River Waters", Gower Technical, Aldershot, p. 255-264.
- Steijn, R.C., 1991. Some considerations on tidal inlets, a literature survey on hydrodynamic and morphodynamic characteristics of tidal inlets with special attention to "Het Friesche Zeegat", Delft Hydraulics Report H840.45, May.
- Stelling, G.S. and Leendertse, J.J., 1991. Modelling of convective processes in two and three-dimensional models, Conf. on Estuarine and Coastal Modelling, Florida, November.
- Stive, M.J.F., 1986. A model for cross-shore sediment transport. In: B.L. Edge (ed.): Coastal Engineering 1986 Proc., ASCE, New York, pp. 1551-1564.
- Terwindt, J.H.J. and Battjes, J.A., 1990. Research on large-scale coastal behaviour. In: B.L. Edge (ed.), "Coastal Engineering 1990 Proc.", ASCE, New York, p. 1975-1983.
- Van de Kreeke, J. and Robaczewska, K., 1993. Tide-induced transport of coarse sediment: application to the Ems estuary. Neth. J. Sea Res., 31(3): 209-220.
- Van Dongeren, A.R. and De Vriend, H.J., 1994. A model of morphological behaviour of tidal basins. Coastal Eng., 22(3/4): 287-310.
- Van Rijn, L.C., 1989. Handbook Sediment Transport by Currents and Waves. Delft Hydraulics, Rept. H461, appr. 400 pp.
- Van Rijn, L.C. and Meijer, K., 1991. Three-dimensional modeling of sand and mud transport in currents and waves. In: "The Transport of Suspended Sediment and its Mathematical Modelling", Preprints Int. IAHR/USF-Symp., Florence, Italy, p. 683-708.

- Van Rijn, L.C., Reniers, A., Ribberink, J.S. and Zitman, T., 1994. Yearly-averaged sand transport at the 20 m and 8 m NAP depth contours of JARKUS-profiles 14, 40, 76 and 103. Delft Hydraulics, Report H1887.
- Veenstra, H.J., 1980. Introduction to the geomorphology of the Wadden Sea area. In: Dijkema, K.S., H.-E.Reineck and W.J. Wolff (eds.) Geomorphology of the Wadden Sea area. Final report of the section 'Geomorphology' of the Wadden Sea Working Group, Balkema, Rotterdam.
- Wang, Z.B., 1989. Mathematical modelling of morphological processes in estuaries, Ph.D. Thesis, Delft University of Technology.
- Wang, Z.B., De Vriend, H.J. and Louters, T., 1991. A morphodynamic model for a tidal inlet. In: A. S.-Arcilla, M. Pastor, O.C. Zienkiewicz and B.A. Schrefler (Eds.), "Computer modelling in Ocean Engineering 91", Balkema, Rotterdam, pp. 235-245.
- Wang, Z.B., 1993. Morphodynamic modelling for a tidal inlet in the Wadden Sea, "Het Friesche Zeegat", Delft Hydraulics Report H840.50, Part III.
- Wang, Z.B., Fokkink, R. and B. Karssen, 1993. Theoretical analysis on nodal point relations in 1D network morphodynamic models, Delft Hydraulics, DYNASTAR project, Z473, 26 p.
- Wang, Z.B., Louters, T. and De Vriend, H.J., 1994. Morphodynamic modelling for a tidal inlet in the Wadden Sea. Accepted for publication in Marine Geology
- Zimmerman, J.T.F, 1976. Mixing and flushing of tidal embayments in the western Dutch Wadden Sea, Neth. J. Sea Res. 8: pp. 126-138.

