

# **EFFECTEN VAN BODEMDALING DOOR GASWINNING IN DE WADDENZEE**

Albert P. Oost<sup>1</sup> & Kees S. Dijkema<sup>2</sup>

IBN rapport 025

1 Universiteit Utrecht, Fac. Aardwetenschappen, Postbus 80021, 3508 TA Utrecht  
2 DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek, Postbus 167, 1790 AD Den Burg

ISSN: 0928-6888

1993

547 394



## INHOUD

|          |                                                                                  |           |
|----------|----------------------------------------------------------------------------------|-----------|
|          | <b>SAMENVATTING EN CONCLUSIES</b>                                                | <b>7</b>  |
| <b>1</b> | <b>DOEL EN OPZET VAN DE STUDIE</b>                                               | <b>23</b> |
| <b>2</b> | <b>HUIDIGE SITUATIE: SEDIMENTHUISHOUDING</b>                                     | <b>25</b> |
|          | 2.1 Inleiding                                                                    | 25        |
|          | 2.2 Morfologische elementen en sedimentatiepatronen                              | 29        |
|          | 2.2.1 Noordzeekust                                                               | 29        |
|          | 2.2.2 Zeegaten                                                                   | 29        |
|          | 2.2.3 Buitendelta's                                                              | 30        |
|          | 2.2.4 Kombergingsgebied                                                          | 33        |
| <b>3</b> | <b>KWELDERS</b>                                                                  | <b>39</b> |
|          | 3.1 Ontwikkeling kwelderareaal na 1600                                           | 39        |
|          | 3.1.1 Inleiding                                                                  | 39        |
|          | 3.1.2 Westelijke Waddenzee                                                       | 39        |
|          | 3.1.3 Oostelijke Waddenzee                                                       | 42        |
|          | 3.1.4 Huidige kwelderareaal                                                      | 43        |
|          | 3.2 Interacties tussen sedimentatie, plantengroei en relatieve waterstand        | 45        |
|          | 3.2.1 Vorming en zonering van kwelders                                           | 45        |
|          | 3.2.2 Beginstadia van kweldervorming                                             | 46        |
|          | 3.2.3 Effecten van veranderingen in de relatieve waterstand                      | 46        |
|          | 3.3 Effecten van natuurtechnisch beheer op de kwelder ontwikkeling               | 48        |
|          | 3.3.1 Kwelderwerken                                                              | 48        |
|          | 3.3.2 Bezinkvelden en meetvakken                                                 | 48        |
|          | 3.3.3 Hoogteveranderingen                                                        | 49        |
|          | 3.3.4 Vegetatieontwikkeling                                                      | 55        |
|          | 3.4 Randvoorwaarden aan bodemdaling                                              | 58        |
|          | 3.4.1 Inleiding                                                                  | 58        |
|          | 3.4.2 Beschikbaarheid sediment                                                   | 59        |
|          | 3.4.3 Kunnen kwelders bodemdaling overleven?                                     | 60        |
|          | 3.5 Vergelijking van de prognose voor bodemdaling met de randvoorwaarden         | 63        |
|          | 3.5.1 Methode                                                                    | 63        |
|          | 3.5.2 Vergelijking met de globale randvoorwaarden voor de verschillende kwelders | 64        |
|          | 3.5.3 Vergelijking met de opslibbing in de kwelderwerken per zone                | 65        |
|          | 3.6 Eventuele mitigerende maatregelen                                            | 70        |

---

---

|       |                                                                                                                                                     |     |
|-------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3.6.1 | Beleidskader                                                                                                                                        | 70  |
| 3.6.2 | Kwelderwerken                                                                                                                                       | 71  |
| 3.6.3 | Paesumerlannen                                                                                                                                      | 72  |
| 3.6.4 | Zomerpolders                                                                                                                                        | 72  |
| 3.6.5 | Monitoringprogramma                                                                                                                                 | 72  |
| <br>  |                                                                                                                                                     |     |
| 4     | <b>WADDENZEE</b>                                                                                                                                    | 73  |
| <br>  |                                                                                                                                                     |     |
| 4.1   | Geologische en historische ontwikkeling                                                                                                             | 73  |
| 4.1.1 | Pleistoceen                                                                                                                                         | 73  |
| 4.1.2 | Holoceen                                                                                                                                            | 73  |
| 4.1.3 | Dynamiek in de oostelijke Waddenzee                                                                                                                 | 82  |
| 4.2   | Wetmatigheden in het waddensysteem                                                                                                                  | 96  |
| 4.2.1 | Relatie tussen de getijdeamplitude en de lengte van het eiland                                                                                      | 96  |
| 4.2.2 | Relatie tussen het getijdeprisma en het zandvolume van de buitendelta                                                                               | 98  |
| 4.2.3 | Relatie tussen de komberging (gem. getijdevolume) en de maximale diepte in de hals van het zeegat                                                   | 100 |
| 4.2.4 | Relatie tussen het oppervlak van de dwarsdoorsnede van het stroomvoerend profiel van het zeegat en het getijdeprisma bij springtij                  | 100 |
| 4.2.5 | Relatie tussen het oppervlak van de dwarsdoorsnede van het stroomvoerend profiel van subgetijdegeulen in het kombergingsgebied en het getijdeprisma | 100 |
| 4.2.6 | Relatie tussen de positie van het wantij en de positie van de oostpunt van de eilanden                                                              | 101 |
| 4.2.7 | Zand-delend systeem                                                                                                                                 | 101 |
| 4.3   | Onbekende factoren in de ontwikkeling                                                                                                               | 104 |
| 4.3.1 | Wat is de bron van het zand dat wordt afgezet in de kombergingsgebieden van de Waddenzee?                                                           | 104 |
| 4.3.2 | Is genoeg zand in de Noordzee beschikbaar voor sedimentatie?                                                                                        | 105 |
| 4.3.3 | Inzicht in de transportprocessen van het sediment                                                                                                   | 106 |
| 4.3.4 | Invloed van cyclische processen                                                                                                                     | 106 |
| 4.3.5 | Ontwikkeling van de Engelsmanplaat                                                                                                                  | 108 |
| 4.4   | Toekomstige ontwikkeling                                                                                                                            | 108 |
| 4.4.1 | Mogelijke toekomstige ontwikkeling van het wadden systeem                                                                                           | 108 |
| 4.4.2 | Mogelijke veranderingen van controlerende parameters in toekomst                                                                                    | 111 |
| 4.4.3 | Lessen van de zandwinningsgaten                                                                                                                     | 113 |
| 4.4.4 | Gevolgen van de gaswinning                                                                                                                          | 114 |
| 4.5   | Mitigerende maatregelen                                                                                                                             | 120 |
| <br>  |                                                                                                                                                     |     |
| 5     | <b>GECEITEERDE LITERATUUR</b>                                                                                                                       | 123 |

---

- Bijlage 1* Waddenzee. Toename bergingsvolume per kombergingsgebied tot 2050. XDR; X9306191
- Bijlage 2* Waddenzee. Prognose bodemdaling in cm; situatie 2000. Bestaande velden. XDR; X9307109
- Bijlage 3* Waddenzee. Prognose bodemdaling in cm; situatie 2050. Bestaande velden en prospects. XDR; X9307110
- Bijlage 4* Waddenzee. Prognose bodemdaling in cm; situatie 2050. Prospects. XDR; X9307112
- Bijlage 5* Terugtrekking eilandkust
- Bijlage 6* Verklarende woordenlijst
- Bijlage 7* Effecten op zandhonger en platen volgens berekeningen met het Morfologisch Responsie-Model MORRES
-



## SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Als gevolg van toekomstige gaswinning uit verschillende kleine velden in de Waddenzee zal bodemdaling optreden. In een studie door het Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek, afdeling Aquatische Ecologie (Texel) en de Universiteit Utrecht, Faculteit Aardwetenschappen is de bestaande kennis over de beschikbaarheid van sediment en de sedimentatie op kwelders en wadden samengevat. Deze kennis is vergeleken met de prognoses van de NAM voor de bodemdaling. Eventuele effecten anders dan die van bodemdaling aan de oppervlakte als gevolg van gaswinning komen in deze studie niet aan de orde.

### Inleiding kwelders

- Natuurlijke vastelandskwelders zijn in de Waddenzee vrijwel geheel verdwenen omdat de inpolderingen de natuurlijke aanwas verre hebben overtroffen. De huidige vastelandskwelders in Friesland en Groningen zijn het resultaat van het stimuleren van sedimentatieprocessen d.m.v. de kwelderwerken. In de oostelijke Waddenzee zijn er momenteel meer eilandkwelders dan in een natuurlijke situatie (gevolg van stuifdijken) en in de westelijke Waddenzee veel minder (gevolg van inpolderingen).
- Omdat kwelders in het bereik van het getij liggen vindt er sedimentatie en erosie plaats. Als de hoogte door sedimentatie voldoende toeneemt, verschijnen spontaan de pionierplanten Engels slijkgras en zeekraal. Naast de hoogteligging bepalen de golfenergie en de stevigheid van het sediment de mogelijkheden voor pionierplanten om zich te vestigen. Rond het niveau van gemiddeld hoogwater (GHW; fig. 3.2.1) bereikt het overjarige kweldergras voldoende bedekking om (a) de opslibbing op te voeren tot de hoogste waarden in de gehele kwelderontwikkeling, om (b) de ontwikkeling van een natuurlijk krekensysteem in gang te zetten en om (c) erosie van de gevormde jonge kwelder tegen te gaan. Het ontstaan van het krekensysteem is een belangrijke stimulans voor de groei van de meeste kwelderplanten (betere ontwatering) en bevordert de successie naar de opvolgende vegetatietypen in de kwelderontwikkeling.
- Jaar-op-jaar-veranderingen in GHW blijken gevolgen te hebben voor de plantensamenstelling van de kwelderzones. De vegetatiezones zullen uiteindelijk parallel aan de trend in de waterstand opschuiven (afgezien dus van eventuele opslibbing). In de Oostzee is dit voor de bodemstijging daar aangetoond, echter alleen op de lange termijn. Binnen een termijn van tien jaar blijken de jaar-op-jaar-veranderingen van meer belang te zijn. Eén jaar met een verandering in GHW van 5 tot 10 cm kan al tot een verschuiving van sommige planten leiden. Deze veranderingen vinden in hetzelfde jaar plaats bij een lager GHW en worden één of meer jaren vertraagd bij een hoger GHW. De vertraging in de reactie van de vegetatie op hogere waterstanden biedt de mogelijkheid van een verhoogde opslibbing in de jaren met een hogere relatieve waterstand (de sedimentaanvoer is dan hoger en de beschermende werking van de vegetatie blijft).

### Kwelderwerken langs de Friese en Groninger kust

- Het beleid in de Waddenzee is gericht op het behoud en herstel van natuurwaarden. In 6000 ha voormalige landaanwinningswerken langs de vastelandskust van

Friesland en Groningen zijn de natuurwaarden mede door beheersmaatregelen van de Rijkswaterstaat (rijshoutdammen en greppels) gecreëerd. De basiseenheid van de huidige kwelderwerken in Groningen en Friesland is een bezinkveld van meestal 400 bij 400 m (fig. 3.3.1). De begrenzing wordt gevormd door rijzendammen loodrecht op de kust (hoofddammen en soms tussendammen) en rijzendammen evenwijdig aan de kust (dwarsdammen). Een rijzendam bestaat uit twee rijen palen met daartussen rijshout. Op de meeste plaatsen liggen drie bezinkvelden van de dijk naar het wad.

- In de kwelderwerken heeft een overjarige kweldervegetatie met o.a. kweldergras het grootste en meest blijvende effect op de opslibbing. Ontwatering d.m.v. begreppeling speelt een belangrijke rol bij de vestiging en handhaving van de kweldervegetatie in deze zone en een te intensieve beweiding schaadt de vegetatie en daarmee de opslibbing. Maximale waarden voor de opslibbing worden gevonden in de beginnende kwelder tussen GHW en 20 cm daarboven. De opslibbing in de kwelderzone is 18 mm per jaar voor Friesland en 13 mm per jaar voor Groningen, gemiddeld voor de lage en middenkwelders en voor de periode 1960-1992.
- In de pionierzone tussen de kweldervegetatie en de buitenste bezinkvelden (globaal tussen GHW en 60 cm onder GHW) worden gebieden met onvoldoende opslibbing en soms erosie aangetroffen, wat op de lange termijn het gevaar van kliferosie inhoudt. Er is een relatie tussen dit opslibbingstekort en een te grote strijklengte van de golven in uitsluitend deze zone aangetoond. Dat komt door het grote effect van kleine golfjes in deze ondiepe zone; rijshoutdammen zijn zeer effectief gebleken in het verminderen van de golfenergie in de pionierzone, mits de strijklengte niet meer dan 200 m is. De erosieproblemen in de pionierzone worden momenteel structureel opgelost door een verkleining van de betreffende bezinkvelden.
- De mate van opslibbing in de kwelderwerken wordt dus voor een deel bepaald door de aanwezigheid van een kweldervegetatie (vooral in de eerste bezinkvelden) en door de opslibbingscondities van de omgeving (vooral in de buitenste bezinkvelden). In de kwetsbare pionierzone daartussen bepalen de toestand van de rijzendammen en de strijklengte binnen de bezinkvelden de opslibbing.
- Hoewel er een duidelijk verband bestaat tussen hoogte t.a.v. GHW en vegetatietype, en dus ook tussen maatregelen die de opslibbing bevorderen en vegetatieontwikkeling, is dit verband niet altijd eenduidig. Dat komt omdat andere factoren zoals GHW-veranderingen en weersomstandigheden in het voorjaar eveneens invloed uitoefenen op de vegetatieontwikkeling en op de korte termijn voor belangrijke veranderingen in het kwelderoppervlak kunnen zorgen. Voor de vegetatieontwikkeling op de lange termijn is de opslibbing echter van doorslaggevend belang.

#### Randvoorwaarden voor kwelders aan bodemdaling

- In de kwelderzone van de kwelderwerken is de maximaal aanvaardbare grens voor bodemdaling 13 tot 18 mm per jaar. Gebaseerd op deze cijfers en op informatie uit de literatuur is voor de overige vastelandskwelders (inclusief uitgedijkte zomerpolders) 10 mm per jaar aangenomen. Aan de wadkant van de eilanden ligt de grens lager: 5 mm per jaar is een conservatieve schatting voor de lage kwelders. Deze cijfers zijn aan de veilige kant omdat een hogere waterstand (of bodemdaling) tot een toename van de opslibbing in de kwelderzone leidt.
- Zeewaarts van de kwelder ligt er een kritische zone op de grens met het wad: de pionierzone. Langs de vastelandskust wordt de opslibbing in die zone momenteel

kunstmatig in stand gehouden met het traditionele beheer van de kwelderwerken. Op de eilanden bepalen grootschalige morfologische processen de sedimentbalans in de pionierzone; die leiden tot een snelle aanwas (b.v. De Hon) of tot klifvorming (b.v. Neerlands Reid).

*Randvoorwaarden aan bodemdaling en zeespiegelstijging (in mm per jaar).*

|             | Gebied                  | Gemiddelde opslibbing                    | Veilige grens |
|-------------|-------------------------|------------------------------------------|---------------|
| Kwelderzone | Friese kwelderwerken    | 18                                       | 18            |
|             | Groninger kwelderwerken | 13                                       | 13            |
|             | Vasteland, overig       | 7                                        | 10            |
|             | Eilanden, lage kwelders | 3-8                                      | 5             |
| Pionierzone | Vasteland               | afhankelijk van systeem van rijzendammen |               |
|             | Eilanden                | afhankelijk van grootschalige processen  |               |

#### Vergelijking van de prognose van de NAM met de randvoorwaarden aan bodemdaling voor de verschillende kwelders

- Als prognose voor de bodemdaling is een kaart van de NAM met een 'mogelijk produktiescenario' aangehouden, waarop de verwachte bodemdaling tot het jaar 2050 voor de nieuwe gasvelden (bijlage 4, dus zonder Ameland, Blija, Zuidwal en Slochteren). De aanname wordt gedaan dat de helft van deze bodemdaling in de eerste tien jaar van winning zal plaatsvinden omdat in deze periode de drukdaling in de gasvelden het grootst zal zijn. Voorts is aangenomen dat alle nieuwe velden tegelijk worden gewonnen. Een worst-case-benadering voor de bodemdaling per jaar wordt dus gevonden door de prognose van de NAM te delen door twintig. Na die eerste tien jaar neemt de bodemdaling sterk af. Daarom zijn de bestaande kleine velden (b.v. Ameland) ook niet meegenomen in bijlage 4 omdat daar volgens het NAM-scenario nog maar relatief weinig bodemdaling zal optreden op het moment dat de nieuwe gaswinning begint.
- Uit de tabel blijkt dat voor de kwelderzone van de kwelderwerken bij deze worst-case-benadering geen problemen verwacht worden, zelfs niet bij een cumulatie van de bodemdaling met de toekomstige zeespiegelstijging. Het is daarom onwaarschijnlijk dat het areaal van de vastelandskwelders rechtstreeks wordt beïnvloed door een regressieve successie van de vegetatie van de lage kwelder, dwz. dat de ontwikkeling van de kweldervegetatie weer terug zou gaan in de richting van pioniervegetatie of onbegroeid wad. De pionierzone wordt hierna bij de opslibbingscijfers van de kwelderwerken behandeld.
- Zomerpolders zijn potentieel volwaardige kweldergebieden die echter door lage dijkjes tegen zomervloeden worden beschermd. Door winterstormen kan er nog overstroming optreden. Er bestaan vergevorderde plannen om in het kader van natuurontwikkeling de zomerpolders aan te kopen en de zomerkaden door te steken om zodoende de kwelders te herstellen. Dat heeft consequenties voor de effecten van bodemdaling op de zomerpolders langs de Friese noordkust. Zonder ontpoldering is er nagenoeg geen opslibbing en zullen deze gebieden dus met de waarde van de totale prognose zakken. Indien de zomerdijken niet verhoogd worden, neemt daardoor het aantal overvloeden toe. Met ontpoldering mag een opslibbing van ca. 10 mm per jaar verwacht worden wat tot gevolg heeft dat de

*Opmerking:  
De tabel  
is gemaakt  
op 1 oktober*

worst-case-bodemdaling en de cumulatie daarvan met de GHW-stijging (en met de toekomstige zeespiegelstijging) zonder problemen gevolgd kan worden. De zomerpolders liggen in de beschutting van de kwelderwerken zodat een pionierzone niet aanwezig is.

- Voor de Paesumerlannen in Noordoost-Friesland zijn geen concrete opslibbingscijfers beschikbaar, maar de worst-case-bodemdaling en de cumulatie daarvan met de GHW-stijging blijft binnen de opslibbing die op een dergelijke kwelder verwacht mag worden; cumulatie met de toekomstige zeespiegelstijging zou te veel kunnen worden (onder de worst-case-aannames van een ongewijzigde opslibbing van 10 mm per jaar en voor de eerste tien jaar van winning). De Paesumerlannen zijn een kweldergebied dat is ontstaan nadat de kaden om een zomerpolder zijn doorgebroken. Er is geen echte pionierzone in de vorm van een geleidelijke overgangszone naar het wad aanwezig. De kwelderrand wordt beschermd door de voormalige zomerkade. De zomerkade is plaatselijk aan de oostzijde in een slechte staat van onderhoud. Hier zou een probleem met klifvorming en terugschrijdende erosie van de kwelder kunnen ontstaan.
- Voor de eilandkwelders op Schiermonnikoog en de Rottumerplaat wordt een bodemdaling verwacht die geringer is dan de opslibbing en dat geldt ook voor de bodemdaling gecumuleerd met GHW-stijging. De verwachte zeespiegelstijging van 6 mm per jaar is 1 mm per jaar groter dan de randvoorwaarde voor deze eilanden. Cumulatie van de relatief geringe bodemdaling met de verwachte zeespiegelstijging overschrijdt daarom de gestelde randvoorwaarden voor de eilanden (onder de worst-case-aannames van ongewijzigde opslibbing van 5 mm per jaar en voor de eerste tien jaar van winning).

*Vergelijking van de globale opslibbingscijfers voor de kwelderzone met de worst-case-prognose van de NAM voor bodemdaling (de helft van de daling in de eerste tien jaar van produktie = totaal gedeeld door 20; bijlage 4, voor de zomerpolders bijlage 3). Alle cijfers in mm per jaar. ( ) = sedimentbalans bij ongewijzigde opslibbing.*

|                                   | Opslibbing<br>kwelderzone | worst-case-<br>bodemdaling | bodemdaling +<br>GHW-stijging | bodemdaling +<br>zeespiegelstijg. |
|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| Friese kwelderwerken (121-250)    | 18                        | 1-4 (+)                    | 3-6 (+)                       | 7-10 (+)                          |
| Groninger kwelderwerken (250-298) | 13                        | 1-2 (+)                    | 3-4 (+)                       | 7-8 (+)                           |
| Ferwerd-Holwerd zomerpolders      | 0                         | 2-6 (-)                    | 4-8 (-)                       | 8-12 (-)                          |
| Ferwerd-Holwerd ontpolderd        | 10                        | 1-3 (+)                    | 3-5 (+)                       | 7-9 (+)                           |
| Paesumerlannen                    | 107                       | 4-6 (+)                    | 6-8 (+)                       | 10-12 (~)                         |
| Schiermonnikoog                   | 5                         | 0-1 (+)                    | 2-3 (+)                       | 6-7 (-)                           |
| Rottumerplaat                     | 5                         | 1-2 (+)                    | 3-4 (+)                       | 7-8 (-)                           |

Conclusie: Uit deze globale benadering voor de verschillende kweldergebieden blijkt dat er als gevolg van bodemdaling en de huidige GHW-stijging geen problemen met de sedimentbalans ontstaan.

Conclusie: Bij een zeespiegelstijging van 6 mm per jaar en een conservatieve waarde voor de opslibbing zou er in de Paesumerlannen, op Schiermonnikoog en op de Rottumerplaat tijdelijk een gering opslibbingstekort van totaal resp. 20, 20 en 30 mm kunnen ontstaan gedurende de eerste tien jaren van gaswinning.

Conclusie: De kwelderrand van de Paesumerlannen vraagt extra aandacht.

#### Vergelijking met de opslibbing in de kwelderwerken per zone

- Voor de kwelderwerken kan de vergelijking van de bodemdaling met de opslibbing zeer gedetailleerd en voor alle zones plaatsvinden op basis van het omvangrijke gegevensbestand van de Rijkswaterstaat Dienstkring Delfzijl. De 'worst case' voorspelling voor de bodemdaling is op deze cijfers losgelaten. Voor 25 jaar, verdeeld over vier tijdvakken, is gesimuleerd hoe de sedimentbalans er uit zou zien indien deze worst-case-bodemdaling in dat tijdvak plaatsgevonden zou hebben. De sedimentbalans blijft gemiddeld steeds positief voor alle kwelderdelen.

De conclusie uit de globale vergelijking van de verschillende kwelders wordt dus bevestigd: er zijn geen effecten van bodemdaling en zeespiegelstijging in de kwelderzone van de kwelderwerken te verwachten.

- In het middengebied van de Friese kwelderwerken worden onder aanname van de helft van de bodemdaling in de eerste tien jaar negatieve effecten van betekenis in de pionierzone en de slikzone verwacht. Van de slikzone is bekend dat golfenergie een minder grote rol speelt dan in de pionierzone en dat meestal de hoogteontwikkeling van het voorliggende wad wordt gevolgd; daarom wordt uitgegaan van een zekere mate van 'zelfregulatie' in deze zone.

Conclusie: Er ontstaat een (toename van het) opslibbingstekort in de pionierzone van het middendeel van de Friese kwelderwerken (vakken 113-187), een slecht opslibbingsgebied dat vrijwel volledig samenvalt met de hoogste prognose voor de bodemdaling.

- Volgens gegevens uit de literatuur en het 33-jarig gegevensbestand van de kwelderwerken is dat het probleem bij zeespiegelstijging: een opslibbingstekort in de pionierzone leidt op den duur tot kliferosie van de achterliggende kwelders. Rijkswaterstaat heeft in deze pionierzone al een aangepast beheer ingezet om de huidige erosieproblemen op te lossen. Hierna zal naar de mogelijkheden van mitigerende maatregelen worden gekeken, die de extra effecten van bodemdaling kunnen tegengaan.

### **Mitigerende maatregelen voor het middendeel van de Friese kwelderwerken**

- Uit onderzoek is gebleken dat de sedimentbalans in de pionierzone van vastelandskwelders vooral wordt bepaald door de slibhuishouding. Slib is in overmaat aanwezig en de beperkende factor is beschutting tegen golfenergie. In het verleden vond opslibbing in beschutte baaien op grote afstand van de zeegaten plaats. Na alle inpolderingen van de afgelopen eeuwen vindt aanwas langs het vasteland van de Waddenzee hoofdzakelijk plaats in de bezinkvelden van de kwelderwerken. Rijshoutdammen zijn daarbij al zestig jaar een effectief middel gebleken om de golfenergie te verminderen. Omdat plaatselijk opgewekte kleine golven erosie in deze pionierzone kunnen veroorzaken moet de afstand tussen de rijzendammen verkleind worden tot hooguit 200 m om erosie in slechte opslibbingsgebieden te voorkomen.

De conclusie is dat het opslibbingstekort in de pionierzone van het middendeel van de Friese kwelderwerken opgelost kan worden. Dat kan door de huidige bezinkvelden van 400 x 400 m te verkleinen door extra rijshoutdammen in die zone te plaatsen en door alle reeds bestaande rijshoutdammen te verhogen tot de oorspronkelijke maat van 30 cm boven GHW. Op deze wijze kan de opslibbing in de pionierzone van de kwelderwerken worden hersteld op een wijze die past in de doelstellingen van de PKB Waddenzee.

### **Mitigerende maatregelen voor de Paesumerlannen**

De kwelderrand van de Paesumerlannen wordt beschermd door een voormalige zomerkade. Er zijn geen kwelderwerken aanwezig.

Conclusie: De oeververdediging rond de Paesumerlannen dient in goede conditie te worden gehouden om klifvorming en terugschrijdende erosie te voorkomen.

### **Mitigerende maatregelen voor de zomerpolders**

Het kabinet vindt behoud en uitbreiding van het areaal aan vastelandskwelders wenselijk. Daartoe wordt in vigerende beleidskaders het ontpolderen van de Friese zomerpolders voorgesteld.

Conclusie: Met het ontpolderen van de Friese zomerpolders worden verdere mitigerende maatregelen voor de zomerpolders overbodig.

### **Monitoringprogramma voor de kwelders**

Op Ameland (bodemdalingsgebied) en langs de vastelandskust (kwelderwerken) zijn goede ervaringen opgedaan met een monitoringsysteem. Daarbij worden o.a. de hoogtetigging, opslibbing, vegetatieontwikkeling en op Ameland de broedvogels gevolgd.

---

**Conclusie:** Met behulp van een monitorsysteem kan de ontwikkeling van het kwelderareaal, de hoogteligging en de vegetatie in de kwelderwerken worden gevolgd en kunnen ongewenste ontwikkelingen en het beheer eventueel worden bijgestuurd. Voorgesteld wordt het bestaande monitorsysteem van de RWS (Dienstkring Delfzijl en Meetkundige Dienst) voor dit doel aan te passen. Het monitorsysteem moet ook uitsluitsel geven over de effecten van de bodemdaling op de sedimentbalans in de buitenste bezinkvelden. Aanpassing in de zin van uitbreiding of afstoten van het dammenbestand in de buitenste bezinkvelden zijn op grond daarvan mogelijk.

**Conclusie:** Voorgesteld wordt dit monitorsysteem bij voorgenomen gaswinning in dit gebied uit te breiden naar de Paesumerlannen en de zomerpolders.

### **Inleiding Waddenzee**

In dit deel wordt op grond van de huidige kennis nagegaan wat de mogelijke effecten zijn van bodemdaling ten gevolge van de winning van het gas van de nog niet in exploitatie genomen velden onder de Waddenzee. Dit wordt deels gedaan door te kijken naar de ontwikkeling van de Waddenzee in het verleden en deels aan de hand van empirische relaties.

De Waddenzee bestaat uit een aantal aparte zeegatsystemen welke van elkaar worden gescheiden door hoogliggende platen (de wantijen) en die gedraineerd worden door aparte zeegaten. Gesteld kan worden dat deze zeegatsystemen in het oostelijke waddengebied in een dynamisch evenwicht verkeren. In het westelijke waddengebied zijn de zeegatsystemen, met name Marsdiep en Vlie, mogelijk nog steeds bezig zich aan te passen aan de veranderde hydrodynamische condities na de afsluiting van de Zuiderzee. Daarnaast zou ook het betrekkelijk recente ontstaan van de westelijke Waddenzee (1000 AD) een rol kunnen spelen.

De Waddenzee is een bijzonder dynamisch gebied waar voortdurend grote hoeveelheden sediment worden getransporteerd door golfwerking en getijden. Dit sediment bestaat uit slib en zand. Het slib wordt hoofdzakelijk in suspensie getransporteerd terwijl het zand deels ook als bodemlast wordt vervoerd.

Uit de historische ontwikkeling vanaf 1800 komt de sterke dynamiek van het systeem duidelijk naar voren. Het blijkt dat de zeegatsystemen veelal een cyclisch gedrag vertonen. Daarnaast treden ook ontwikkelingen op die op langere termijn een duidelijke trend in één richting laten zien, zoals het oostwaartse opschuiven van Ameland en het eroderen van de westkant van de Engelsmanplaat. Dit laatste zal ertoe leiden dat uiteindelijk (binnen honderd jaar), bij een doorgaande natuurlijke ontwikkeling, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag zullen versmelten tot één enkel zeegat.

### **Ontwikkeling van de Waddenzee**

Geologisch gesproken is de Waddenzee vrij jong. Zij werd gevormd na de laatste ijstijd van het Pleistoceen. Er zijn aanwijzingen dat het oostelijke waddengebied al tussen 6000-5000 BP werd gevormd. Door het tekort aan sedimentaanvoer in combinatie met een doorgaande zeespiegelstijging konden de oostelijke waddeneilanden hun oorspronkelijke positie niet handhaven. Het sediment nodig om de zeespiegelstijging te compenseren werd onttrokken aan de Noordzeekust van de eilanden waardoor deze kust landwaarts terug trok. Op deze manier is in het geologisch verleden de kust van

Ameland over 11 km teruggetrokken en de kust van Schiermonnikoog over 15 km. Daarnaast trad een sterke oostwaartse verplaatsing op van de barrière-eilanden en de tussenliggende zeegaten.

Dat het oostelijke waddengebied ook toen al bestond uit intergetijdegebieden en barrière-eilanden is historisch aantoonbaar vanaf de Griekse Tijd. In de periode 800-1300 AD werden grote gebieden in de oostelijke Waddenzee (Middelzee, Lauwerszee en Dollard) overstroomd hetgeen grotendeels een gevolg was van veenwinning en drainage. Vanaf ca. 1000 werd de dijkbouw steeds belangrijker. Vanaf ca. 1300 werden grote delen van het wad welke door sedimentatie van slib hoog genoeg waren geworden, ingepolderd. De kustwaartse migratie van de eilanden nam vanaf ca. 1500 af, waarschijnlijk vooral door de toenemende invloed van de mens op de kustontwikkeling. Ook nam door de indijkingen de breedte van de Waddenzee af, hetgeen onder natuurlijke omstandigheden niet zou zijn gebeurd.

Een belangrijke dynamische ontwikkeling in de oostelijke Waddenzee was de overname van de drainage van de Lauwerszee door de Zoutkamperlaag, die oorspronkelijk werd verzorgd door het Lauwers Zeegat. Deze overname heeft vermoedelijk plaatsgevonden in de periode 1350-1450. Het proces ging gepaard met sterke veranderingen, zoals de verplaatsing en erosie (soms over meerdere kilometers) van de eilanden en zeegaten tussen Ameland en Rottumeroog. Desondanks bleef het oostelijke waddengebied als geheel bestaan uit een barrièrekust van waddeneilanden met erachter kwelders, inter- en subgetijdeplaten en geulen. Een en ander vormt een goede illustratie hoe een dynamisch evenwicht na het passeren van een kritische drempel in een betrekkelijk korte tijd overgaat in een nieuw evenwicht.

Het westelijke waddengebied (onder Texel en Vlieland) werd pas rond 1000 AD gevormd. Dit gebeurde door overstroming van het achterliggende veengebied dat door drainage en winningsactiviteiten zeer kwetsbaar was geworden.

**Conclusie:** Het waddengebied is morfologisch een zeer dynamisch gebied waar voortdurend grote hoeveelheden sediment worden getransporteerd. Uit de historische ontwikkeling blijkt dat het grootste deel van de Waddenzee (mogelijk met uitzondering van Marsdiep en Vlie) in een dynamisch evenwicht verkeert en gemiddeld de zeespiegelstijging compenseert door sedimentatie.

### **Zand-delend systeem**

De zeegatsystemen waaruit de Waddenzee is opgebouwd, bestaan uit aparte vloedkommen die van elkaar worden gescheiden door hoogliggende platen (de wantijen) en worden gedraineerd door aparte zeegaten. Uit empirische relaties blijkt dat elke vloedkom zeer nauw verbonden is met het bijbehorende zeegat, de buitendelta en de aangrenzende eilandkusten (tot -20 m). Deze morfologische onderdelen vormen samen een zogeheten zand-delend systeem. Verstoringen van de evenwichtssituatie worden in eerste instantie binnen een dergelijk systeem opgevangen zodat herstel van het evenwicht optreedt. Mocht voor het totale zand-delend systeem een sedimenttekort optreden (t.o.v. de evenwichtssituatie) dan zal dit uiteindelijk (asymptotisch in de tijd) worden aangevuld met sediment van buiten het systeem. Het omgekeerde zal optreden bij een sedimentoverschot; dit zal worden verwijderd. Een dergelijk zand-delend systeem kan enkel blijven functioneren zolang geen kritische drempels worden overschreden.

De sterke dynamische veranderingen die optraden na de afsluiting van de Lauwerszee vormen een goede illustratie van het concept van het zand-delend-systeem. Door de afsluiting nam de komberging met een derde af. Binnen het zand-delend systeem van de Zoutkamperlaag vond een snelle opvulling plaats van de hoofdgeul. Het hiervoor benodigde zand werd voornamelijk onttrokken aan de buitendelta, welke daardoor sterk erodeerde.

**Conclusie:** De Waddenzee is opgebouwd uit een aantal zand-delende systemen die bestaan uit een vloedkom, het bijbehorende zeegat, de buitendelta en de aangrenzende eilandkusten (tot -20 m). Verstoringen van de evenwichtssituatie worden in eerste instantie binnen een dergelijk systeem opgevangen zodat herstel van het dynamisch evenwicht optreedt. Indien dit niet mogelijk is, dan wordt sediment van/naar buiten aan- of afgevoerd.

#### **Onbekende factoren in de ontwikkeling van de Waddenzee**

Over een aantal factoren die van invloed zijn op de ontwikkeling is niet alles bekend. Zo is het niet geheel duidelijk welke de bronnen zijn van het sediment (met name zand) dat tot afzetting komt in het kombergingsgebied. Tot voor kort werd aangenomen dat dit onttrokken wordt aan de kust van het bovenstroomse waddeneiland tot een diepte van ca. 13 m NAP. Er zijn echter in toenemende mate aanwijzingen dat mogelijk ook zand wordt aangevoerd van andere plaatsen, met name van grotere diepte en oudere sedimentaire relictstructuren (vooral verlaten ebgetidedelta's).

Ook is onduidelijk of de pogingen van de mens om de kustlijn te handhaven, op zijn huidige positie op lange termijn ongewenste effecten hebben. Indien op de lange duur geen kustterugtrekking wordt toegestaan, mag worden verwacht dat het kustprofiel (inclusief het gebied onder de -20 m lijn) geleidelijk aan zal versteilen doordat netto sedimentverlies optreedt (door netto sedimenttransport naar de Waddenzee). Op langere termijn (eeuw) zal een en ander mogelijk van invloed zijn op de beschikbaarheid van sediment voor de Waddenzee.

Eén van de belangrijkste onbekende factoren in de ontwikkeling van de oostelijke Waddenzee is de toekomstige ontwikkeling van de Engelsmanplaat. Deze zandplaat scheidt het Pinkegat van de Zoutkamperlaag en bepaalt daarmee de stabiliteit van het Friesche Zeegatgebied. In de periode 1800-1991 werd de westzijde van de Engelsmanplaat voortdurend geërodeerd terwijl het Pinkegatsysteem geleidelijk naar het oosten migreerde. Hierdoor is in de periode 1832-1991 in totaal zo'n 5 km van de westkant van de Engelsmanplaat geërodeerd. Verwacht mag worden dat deze erosie ook in de toekomst zal doorgaan waardoor de Engelsmanplaat over een aantal decennia tot een eeuw zal verdwijnen. Hierdoor zal naar alle waarschijnlijkheid een einde komen aan het huidige dynamische evenwicht en zal een nieuwe evenwichtssituatie optreden waarbij het Pinkegat en de Zoutkamperlaag zullen samenvloeien; hierbij zal het kleinere Pinkegat het sterkst verschuiven. Ook zal dan waarschijnlijk een sterke oostwaartse uitbouw van de oostpunt van Ameland optreden. Het sediment dat hiervoor nodig is én voor het vervangen van de kleikern onder de Engelsmanplaat, enkele tientallen miljoenen kubieke meters, zal voor een groot deel worden onttrokken aan de Noordzeekust van Ameland.

Conclusie: Tot nog toe is de zeespiegelstijging in de Waddenzee bijgehouden door sedimentatie. De belangrijkste relevante factoren in de toekomstige ontwikkeling van de Waddenzee zijn met name de beschikbaarheid en de bronnen van het zand en de ontwikkeling van Engelsmanplaat.

#### Toekomstverwachtingen voor de ontwikkeling van de Waddenzee

Omdat de theoretische inzichten nog onvolledig zijn, geven vooralsnog beschouwingen gebaseerd op semi-empirische relaties en extrapolatie van de ontwikkelingstrends uit het verleden een betrouwbaarder beeld voor toekomstvoorspellingen. Indien de controlerende parameters, zoals relatieve zeespiegelstijging, windklimaat en sedimentaanbod, niet noemenswaard veranderen en geen kritische drempels naar een nieuw evenwicht worden overschreden, dan mag het volgende worden verwacht:

- De kustlijn zal voorlopig kunstmatig worden gehandhaafd op de positie van 1990, vooral door middel van suppleties. Zoals boven al gesteld is dit op de lange duur waarschijnlijk geen houdbare optie.
- De laterale migratie van de eilanden is over het algemeen toegestaan, tenzij economische belangen (dorpen) bedreigd worden. Een ongehinderde natuurlijke aangroei van de oostkant van Ameland zal in de toekomst ertoe leiden dat het Pinkegatsysteem naar het oosten verplaatst. In samenhang daarmee zal uiteindelijk de Engelsmanplaat verdwijnen. De veranderingen die zich daarna zullen voordoen zijn dermate groot dat dan sprake zal zijn van een nieuw zeegatsysteem dat ontstaat door versmelting van het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. Ameland zal dan waarschijnlijk fors langer worden.
- Naar verwachting zal de sedimentatie in de kombergingsgebieden in de toekomst gemiddeld gelijke tred blijven houden met de zeespiegelstijging.
- De zeegaten en de daarmee samenhangende geulsystemen zullen zich in de toekomst waarschijnlijk volgens dezelfde trend blijven ontwikkelen als tot nog toe. In het westen van het kombergingsgebied van het Zeegat van Ameland zullen de geulen zich dan cyclisch blijven ontwikkelen, terwijl in het oosten de geulen zich steeds verder in oostwaartse richting zullen uitstrekken. Het Pinkegat zal zich in de zeer nabije toekomst waarschijnlijk weer ontwikkelen tot een meervoudig zeegatsysteem en over enkele decennia weer teruggaan naar een enkelvoudig zeegatsysteem. Aan het cyclische gedrag van de Zoutkamperlaag is grotendeels een eind gekomen door de afsluiting van de Lauwerszee. Gezien de ontwikkelingen in de laatste vierhonderd jaar, of beter het vrijwel afwezig zijn van ontwikkelingen, mag worden verwacht dat dit systeem in de komende decennia niet sterk zal veranderen, tenzij de Engelsmanplaat snel erodeert.

Conclusie: Indien de controlerende parameters, zoals zeespiegelstijging, windklimaat en sedimentaanbod, niet noemenswaard veranderen en geen overgangen optreden naar een nieuw evenwicht dan mag worden verwacht dat de dynamiek van de Waddenzee in grote lijnen een voortzetting zal zijn van de ontwikkeling in het recente verleden.

### **Verandering controlerende parameters voor de Waddenzee**

Bovenstaande ontwikkeling is een voorspelling van de ontwikkeling van het gebied onder aanname dat de controlerende parameters niet sterk veranderen. Voorzien wordt echter dat enkele van deze parameters in de toekomst kunnen veranderen door vooral menselijk ingrijpen. Het gaat hier met name om een versnelde zeespiegelstijging ten gevolge van het broeikaseffect en de daling van de bodem ten gevolge van gaswinning.

### **Broeikaseffect**

Door menselijke activiteit worden heden ten dage nog steeds grote hoeveelheden gassen in de atmosfeer gebracht waardoor een broeikaseffect teweeg wordt gebracht waarbij de onderste lagen van de atmosfeer warmer worden en het klimaat wereldwijd kan veranderen. Eén van de verwachte effecten van deze gemiddelde temperatuurstijging is een versnelde mondiale zeespiegelstijging. Deze stijging is tot nog toe niet aantoonbaar. Voor de Nederlandse situatie worden in deze studie twee scenario's aangehouden, namelijk 17 cm/eeuw (huidige zeespiegelstijging voor het waddengebied) en 60 cm/eeuw (huidige stijging plus broeikaseffect). Gezien het streven naar een evenwichtsverhouding tussen platen en geulen mag worden verwacht dat de zeespiegelstijging zal worden gecompenseerd door extra sedimentatie in de Waddenzee.

Uit geologisch onderzoek en modelberekeningen blijkt dat zeespiegelstijging uiteindelijk zal leiden tot gemiddelde vergroting van de getijdeamplitude, lokale verandering van de getijdeamplitude, een verhoging van de stroomsnelheden en een nagenoeg gelijkblijvende stormopzet. Bij een zeespiegelstijging van 60 cm zullen deze effecten gering zijn, maximaal in de orde van enkele procenten. Op basis van de uitkomsten van modelonderzoek mag worden verwacht dat bij een stijging van 60 cm in de komende honderd jaar eventueel een kleine vergroting van de getijdeamplitude zal optreden voor de oostelijke Waddenzee en een geringe verlaging in de westelijke Waddenzee. Ook mag worden verwacht dat de stroomsnelheden en dus het zandtransport langs de oostelijke waddenkust iets zullen toenemen.

Naast een mogelijk versnelde zeespiegelstijging zou het broeikaseffect ook kunnen leiden tot klimaatsveranderingen waarbij meer stormen en meer depressies optreden. Een verhoogde stormactiviteit zou leiden tot een sterkere golfaanval op de kust waardoor de kusten sneller zullen afslaan.

**Conclusie:** Het broeikaseffect kan in de nabije toekomst gaan zorgen voor een belangrijke verandering in de snelheid van de zeespiegelstijging. Op grond van modelonderzoek mag worden verwacht dat op de stijging zelf na de hydrodynamische effecten in de Waddenzee klein zullen zijn. Daarnaast moet rekening worden gehouden met een mogelijk verhoogde stormactiviteit.

### **Gevolgen gaswinning voor de Waddenzee**

Momenteel vindt al bodemdaling in de Waddenzee plaats door gaswinning. Bij de lokaties Zuidwal, Ameland-Oost en Blija zal bij voortzetting van de voorziene productieprofielen de aldaar verwachte totale bodemdaling voor het grootste deel zijn ingetreden vóór het jaar 2000 (med. NAM).

Bij volledige winning van de al in productie genomen plus de bekende en vermoedde

---

gasvoorraden wordt een totale daling van de bodem voorzien van  $55,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  over het gehele Nederlandse waddengebied (oppervlak:  $2835 \text{ km}^2$ ) in 2050 (zie voor details bijlage 1). Een belangrijk deel van deze daling zal optreden in het oostelijke waddengebied van de zeegaten Ameland, Pinkegat en Zoutkamperlaag, waarop deze studie zich toespitst.

Berekeningen zijn gedaan voor de afzonderlijke kombergingsgebieden van het Zeegat van Ameland, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. Hierbij werd uitgegaan van:

- A: een scenario waarbij alle gasvelden tegelijk worden gewonnen, dus inclusief de reeds in productie zijnde velden;
- B: een scenario waarbij alleen wordt gekeken naar de nog in productie te nemen velden. Ook hierbij zal worden gerekend met een situatie waarbij alle gasvelden tegelijk worden gewonnen.

Uitgangspunt bij alle berekeningen is dat het oostelijke waddengebied de zeespiegelstijging in de laatste 500 jaar gemiddeld heeft bijgehouden, zoals naar voren komt uit geologische, historische en recente gegevens. Gesteld mag worden dat dit gebied op het ogenblik in evenwicht is met de zeespiegelstijging en deze volgt. Tevens wordt aangenomen dat met uitzondering van een toename van de gemiddelde zeespiegelstijging naar 6 mm/jaar, aan de controlerende parameters niets verandert, geen drempels worden overschreden en de huidige ontwikkelingstrends zich zullen voortzetten.

Daar zand zo'n 84-93% van het sediment uitmaakt, vormt de jaarlijkse zandinflux voor elk kombergingsgebied de belangrijkste bovengrens aan de maximaal mogelijke sedimentatie. Vergelijking laat zien dat de jaarlijkse zandinflux (voor Zeegat Ameland, Pinkegat en Zoutkamperlaag) groter is dan de sedimentbehoefte ten gevolge van bodemdaling door gaswinning. Daardoor zal het oorspronkelijke evenwicht weer hersteld kunnen worden. Dit gebeurt asymptotisch waardoor het aanpassingsproces een aantal decennia tot meer dan een eeuw in beslag zal nemen. Bij een zeespiegelstijging van 60 cm/eeuw zal een sedimentaire aanpassing aan een nieuwe evenwichtssituatie meer dan een eeuw in beslag nemen.

In de eerste tien jaar van de gaswinning zal de lokale sedimentbehoefte ten gevolge van gaswinning in combinatie met zeespiegelstijging de sedimentatie overtreffen. Hierdoor blijft de gemiddelde hoogteligging van het kombergingsgebied in eerste instantie achter bij de gemiddelde zeespiegel.

Doordat een verandering van waterdiepte boven een plaat relatief van grotere invloed is dan een verandering boven een geul en er grote hoeveelheden sediment in beweging zijn binnen een kombergingsgebied (met name op de platen) mag worden verwacht dat over het algemeen de platen de gemiddelde relatieve zeespiegelstijging waarschijnlijk sneller zullen volgen dan de geulen; d.w.z. met een geringe achterstand, waardoor ook de droogvaltijd niet sterk zal afnemen (zie ook bijlage 7). Om een idee te geven van de hypothetische bovengrens van de effecten van de bodemdaling door gaswinning zijn berekeningen gemaakt van de maximale afname van het plaatareaal, in het onrealistische geval dat er geen sedimentatie zou plaatsvinden op de platen. Hieruit blijkt dat de kombergingsgebieden van het Zeegat van Ameland, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag ten gevolge van alleen de winning van de nieuwe velden samen maximaal 1,1% aan intergetijde-plaatareaal zouden verliezen over de gehele periode van gaswinning, waarvan 0,55% in de eerste tien jaar. In werkelijkheid zal er wel sedimentatie optreden en zal naar verwachting het tijdelijke plaatverlies minder zijn. Verwacht mag worden dat dit plaatverlies zich uiteindelijk weer zal herstellen.

**Conclusie:** De bodemdaling veroorzaakt door gaswinning zal in een aantal decennia tot meer dan een eeuw asymptotisch gecompenseerd worden door sedimentatie, behoudens de situaties waarin door verandering van de controlerende parameters het sedimentaanbod sterk zou afnemen. De aanpassing door sedimentatie zal naar verwacht sneller verlopen op de platen dan in de geulen, zodat op de platen minder te merken zal zijn van de bodemdaling waardoor ook de droogvaltijd waarschijnlijk niet sterk zal veranderen (zie ook bijlage 7). Zelfs indien de zeespiegelstijging versnelt tot 60 cm/eeuw dan is de sedimentinflux nog voldoende om ook dan aan de zandvraag te voldoen; het bereiken van een nieuwe evenwichtssituatie zal dan wel meer dan een eeuw in beslag zal nemen.

Het benodigde sediment zal in eerste instantie binnen het systeem worden herverdeeld (zie boven) maar uiteindelijk moet al het sediment (slib en zand) worden betrokken van buiten het zand-delend systeem.

Van de klei/silt fractie wordt door een reeks van selectiemechanismen een deel in de Waddenzee vastgelegd op die plaatsen waar dat mogelijk is. Hoeveel op zulke plaatsen wordt vastgelegd is afhankelijk van de effectiviteit van de selectiemechanismen. Momenteel komt zo'n 10% van de hoeveelheid gesuspendeerd materiaal die jaarlijks langs de kust naar het oosten beweegt tot afzetting in de Waddenzee. Bij gaswinning is mogelijk een extra slibsedimentatie te verwachten omdat een aantal bodemdalingsgebieden dicht onder de vastelandskust ligt.

Het zandige sediment wordt onttrokken uit het Noordzeegebied. Dit zal voor een belangrijk deel worden onttrokken uit het Noordzeekustprofiel van de eilanden (tot de -20 m lijn en eventueel dieper). De hieruit resulterende erosie zal op sommige plaatsen de bestaande erosieve trends verder versterken terwijl op andere plaatsen de kustaangroei zal worden afgeremd.

**Conclusie:** Het zand vormt het belangrijkste deel van het sediment dat tot afzetting komt. Dit zal grotendeels uit de kust en de vooroever van de eilanden worden onttrokken. Een deel kan mogelijk betrokken worden uit dieper water en van sedimentaire relictstructuren. Het slib is uit suspensie afkomstig en zal een bijdrage leveren aan de sedimentatie in de bodemdalingsgebieden.

#### **Mitigerende maatregelen voor de Waddenzee en de aangrenzende Noordzeekust**

Om de bovenbesproken mogelijke effecten van bodemdaling op de ontwikkeling van het waddengebied zoveel mogelijk te beperken, kan zo nodig een aantal mitigerende maatregelen worden genomen.

- **Suppleren**

De extra zandhonger die ontstaat door de bodemdaling ten gevolge van gaswinning zal uiteindelijk moeten worden aangevuld met sediment van buiten het zand-delend systeem. Het zanddeel hiervan zal voor een belangrijk deel worden onttrokken aan de Noordzeezijde (tot -20 m en eventueel dieper) van de waddeneilanden. Om extra

kusterosie ten gevolge van gaswinning te voorkomen kunnen zandsuppleties worden neergelegd in de hals van het zeegat (of zelfs in de hoofdgeul in de wadden) of in de vloedgedomineerde buitengeul(en). Het zand zou daarmee meteen beschikbaar zijn om de bodemdaling ten gevolge van gaswinning in het waddengebied op te vangen. Het sediment zou dan in een aantal porties vergelijkbaar met de op te treden bodemdaling moeten worden aangeboden. Wel dient de effectiviteit van deze manier van suppletie nader te worden onderzocht en te worden vergeleken met de conventionele manier van strandsuppletie.

- Filterfeeders

Van de zogeheten filterfeeders die voor voedsel zijn aangewezen op het filtreren van zeewater, zijn in de Waddenzee de mossel en de kokkel veruit de belangrijkste (oorspronkelijk elk meer dan 15% van de bodemfauna).

Tijdens het filtreren van zeewater wordt het niet-verteerbare deel (vooral slib) door deze dieren vastgelegd als faeces en pseudo-faeces. Vooral de faeces-propjes blijken enigszins bestand te zijn tegen transport; zij gedragen zich als fijn zand. Omdat de mosselen en de kokkels zeer grote hoeveelheden van deze faeces-propjes aanmaken leveren zij een belangrijke bijdrage aan het tot bezinking komen van fijnkorrelig materiaal in de Waddenzee.

Door sterke bevissing is de mossel vrijwel verdwenen uit het oostelijke waddengebied. Gezien de enorme potentie tot het vastleggen van slib uit suspensie en het vergroten van de effectieve korreldiameter verdient het sterke aanbeveling om mosselen de kans te geven om weer natuurlijke stabiele banken op te bouwen. Met name in de kombergingsgebieden van het Zeegat van Ameland, het Pinkegat, de Zoutkamperlaag, de Eilanderbalg en de Lauwers, waar gasonttrekking een bodemdaling zal opleveren, zou dit een grote bijdrage kunnen leveren aan het vastleggen van slib. Indien 10% van de jaarlijkse faeces-productie direct of indirect (via resuspensie) zou worden vastgelegd dan zou dit voor het oostelijke waddengebied tot 2050 alleen al voor de mosselen om (afgerond) zo'n  $4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  slib gaan in de vorm van faeces (nat materiaal met s.g. van  $1 \text{ kg/dm}^3$ ) en  $29 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  slib in de vorm van pseudo-faeces.

Voorts zou door de bescherming van deze filterfeeders in de genoemde gebieden de natuurlijke situatie worden hersteld, waarbij mosselen en kokkels elk zo'n 15% van de bodemfauna uitmaken, waardoor ook de foerageermogelijkheden voor vogels toenemen.

- Velden gefaseerd produceren

Deze maatregel kan worden genomen als men van mening is dat de bodemdaling lokaal te snel verloopt. De meeste gasvoorkomens onder de Waddenzee zijn geïsoleerde velden (bijlage 4), waardoor het in bepaalde gevallen mogelijk is om deze velden gefaseerd te laten produceren. Zo zouden bijvoorbeeld niet teveel velden tegelijk gewonnen kunnen worden binnen éénzelfde zeegatsysteem. In dat geval zouden met name situaties vermeden moeten worden waarbij meerdere velden tegelijk worden geproduceerd die onder een waddenbodem liggen die wordt gedraineerd door éénzelfde zijtak van de hoofdgeul.

Daarnaast verdient het aanbeveling om indien mogelijk gebruik te maken van de twee van elkaar nagenoeg onafhankelijke sedimentbronnen slib en zand. Het gemakkelijkst kan dit worden bereikt door velden aan de vastelandskust (vooral slibsedimentatie) tegelijk te produceren met velden die liggen onder een gebied waar vooral zand wordt afgezet.

**Conclusie:** Om de zandonttrekking van de eilandkusten en de vooroever zoveel mogelijk tegen te gaan kan worden overwogen om zandsuppleties in het zeegat zelf neer te leggen, in porties afgestemd op de zandbehoefte. Daarnaast kan een deel van het benodigde sediment worden vastgelegd door slibfiltratie uit zeewater door filterfeeders, zoals mosselen en kokkels. Het verdient daarom aanbeveling om te streven naar de ontwikkeling van een meer natuurlijke situatie waarbij mosselen stabiele banken kunnen opbouwen. Mocht gevonden worden dat de door gaswinning veroorzaakte bodemdaling te snel verloopt dan kan eventueel worden gekozen voor een gefaseerde winning van de velden, teneinde een meer gematigde voortgang van het bodemdalingsproces te bewerkstelligen.

---



## 1 DOEL EN OPZET VAN DE STUDIE

Als gevolg van gaswinning uit verschillende kleine velden in de Waddenzee zal bodemdaling optreden. In een studie door het DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek (IBN), afdeling Aquatische Ecologie en de Universiteit Utrecht, faculteit Aardwetenschappen zal de bestaande kennis over de beschikbaarheid van sediment en de sedimentatie op kwelders en wadden worden samengevat. Het doel van de studie is aan te geven of en hoe ecologische effecten van bodemdaling voorkomen kunnen worden. Daaruit volgt dat de studie niet hoeft in te gaan op ecologische effecten zoals voor de bodemdaling op Ameland is gedaan (Dankers e.a. 1986). Eventuele effecten anders dan die van bodemdaling aan de oppervlakte komen in deze studie niet aan de orde.

Voor de bodemdalingcijfers is uitgegaan van door de Nederlandse Aardolie Maatschappij (NAM) aangeleverde cijfers. Deze cijfers zijn vergeleken met de verzamelde kennis over de sedimentatie. Als resultaat daarvan is één van de volgende drie conclusies mogelijk (die in zijn consequentie zal worden uitgewerkt):

- 1 De bodemdaling blijft achter bij de natuurlijke sedimentatie, rekening houdend met de dynamiek. In dit geval zijn er geen ongewenste ecologische effecten en zijn er ter plaatse geen mitigerende maatregelen nodig.
- 2 De bodemdaling overtreft de natuurlijke sedimentatie, rekening houdend met de dynamiek (a. afhankelijk van de gasvoorkomens of b. op een 'zwakke' plaats in het waddensysteem, b.v. de pionierzone van vastelandskwelders); er zijn natuurtechnische maatregelen ter plaatse of elders mogelijk die ongewenste ecologische effecten kunnen vermijden en die niet in strijd zijn met de uitgangspunten van het Waddenzeebeleid.
- 3 De bodemdaling overtreft de natuurlijke sedimentatie, rekening houdend met de dynamiek; natuurtechnische maatregelen zijn niet mogelijk of uit een oogpunt van Waddenzeebeleid ongewenst; blijft over de mogelijkheid de gaswinning wat betreft snelheid en/of volgorde van winning aan te passen.

De studie is in opdracht van de NAM uitgevoerd en is begeleid door dr. P.L. de Boer, Universiteit Utrecht, Faculteit Aardwetenschappen; dr. N. Dankers, DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek, afd. Aquatische Ecologie; ir. W.D. Eysink, Waterloopkundig Laboratorium en van de Nederlandse Aardolie Maatschappij, drs. M.A.U. de Boer, H.J. Gussinklo en drs. J.J. Verburgh. De conclusies zijn op basis van wetenschappelijke inzichten en onafhankelijk door de betrokken onderzoekers geformuleerd.

---



**Figuur 2.1.1. Kaart van het waddengebied van Nederland tot en met Denemarken. Getijdeamplituden (in cm) in de Waddenzee volgens data Rijkswaterstaat en het Deutsches Hydrographisches Institut (Postma & Dijkema 1982).**

## 2 HUIDIGE SITUATIE: SEDIMENTHUISHOUDING

### 2.1 Inleiding

De Waddenzee strekt zich uit langs kust van Noord-Nederland tot en met Denemarken (fig. 2.1.1). De Nederlandse waddeneilanden zijn in het westen ZW-NO georiënteerd en in het oosten WZW-ONO. Morfologisch kan de Nederlandse, Duitse en Deense waddenkust worden gezien als een eenheid. Het Nederlandse deel van de Waddenzee bestaat uit een aantal door wantijen gescheiden vloedkommen die elk door een zeegat met de Noordzee zijn verbonden en door langgerekte eilanden worden afgeschermd van de Noordzee.

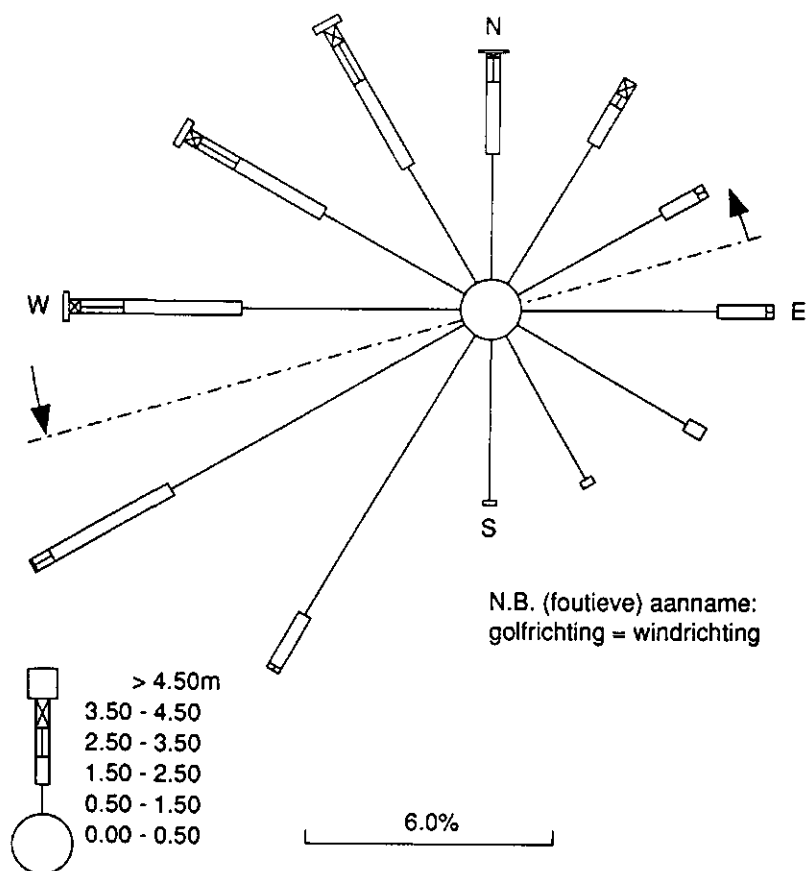
De Waddenzee ten westen van het wantij van Terschelling is gemiddeld 25 km breed en ligt parallel aan de overheersende windrichting. Het plaatoppervlak boven de gemiddeld laagwater lijn is relatief gering (20-30% voor de komberging van de zeegaten van Texel en Terschelling en 75% voor die van het Eierlandsche Gat). Oostelijk van het wantij van Terschelling zijn de wadden smaller (gemiddeld 10 km) en is de oriëntatie meer O-W. Deze gebieden worden zodoende beter afgeschermd tegen golfwerking vanuit zee. Dit gebied (het Eems-Dollardestuarium buiten beschouwing gelaten), ligt voor 70-80% boven de laagwaterlijn (Rijkswaterstaat 1981, Dijkema 1991).

De getijdegolf loopt van west naar oost langs de kust. Met het vrijwel sinusvormige getij beweegt het water over een afstand (getijweg) van ongeveer 10 tot 15 km langs de kust heen en weer. Over korte perioden (dag) varieert de netto-reststroming sterk in richting en snelheid (tot meer dan 0,23 m/s); over langere perioden (jaar) beweegt de reststroom in oostwaartse richting langs de kust met een gemiddelde snelheid van 0,04 m/s (Eysink 1979). Het getijverschil is het grootst in de Duitse Bocht (meer dan 3 m), waar de getijdegolf samengeperst wordt door de trechtervorm van de kust. De kleinste getijverschillen komen voor in Den Helder (1,4 m) en Esbjerg (1,5 m). Het getijverschil in de oostelijke Waddenzee is 1,8 m bij Terschelling, 2,3 m bij Schiermonnikoog en 2,8 m bij Delfzijl (fig. 2.1.1). De eb- en vloedhoogte en de getijdeamplitude fluctueren met de doortij/springtij-cyclus, de winter/zomer-cyclus en met de 18,6 jarige nodale cyclus van de maan. Voorts zijn windopzet en luchtdrukverschillen van invloed (Dietrich 1953, IJnsen 1987).

De wind is seizoensafhankelijk. Gemiddelde snelheden in de winter zijn 15 m/s; in de zomer liggen de snelheden rond de 7 m/s. De overheersende westenwinden genereren een kustparallelle golfgeïnduceerde oostwaartse stroming, welke de netto oostwaartse getijreststroom versterkt. In de winter zijn de golven het hoogst met een significante golfhoogte van 2 m op 20 m waterdiepte (fig. 2.1.2). De kust is daarmee een 'mixed energy shoreline', welke relatief iets meer wordt beïnvloed door getijden dan door golven (Hayes 1975, Steyn 1991).

Het sediment wordt getransporteerd door (getijde)stromingen en golven. Er treedt sortering op in de richting van de reststroom; langs de kust neemt de korrelgrootte dan ook geleidelijk af van west naar oost. Zo'n 7/8 van het sediment dat is afgezet in de Waddenzee bestaat uit zand (voornamelijk fractie: 125-250 micron); de rest is fijnkorreliger materiaal (Van Straaten 1964). Het zand bestaat voornamelijk uit kwarts (meer dan 80%) met enig veldspaat, kalk (vooral schelpfragmenten) en mica. De fijnkorrelige fractie bestaat vooral uit kleimineralen, organisch materiaal en kalk (fig. 2.1.3; Van Straaten 1964).

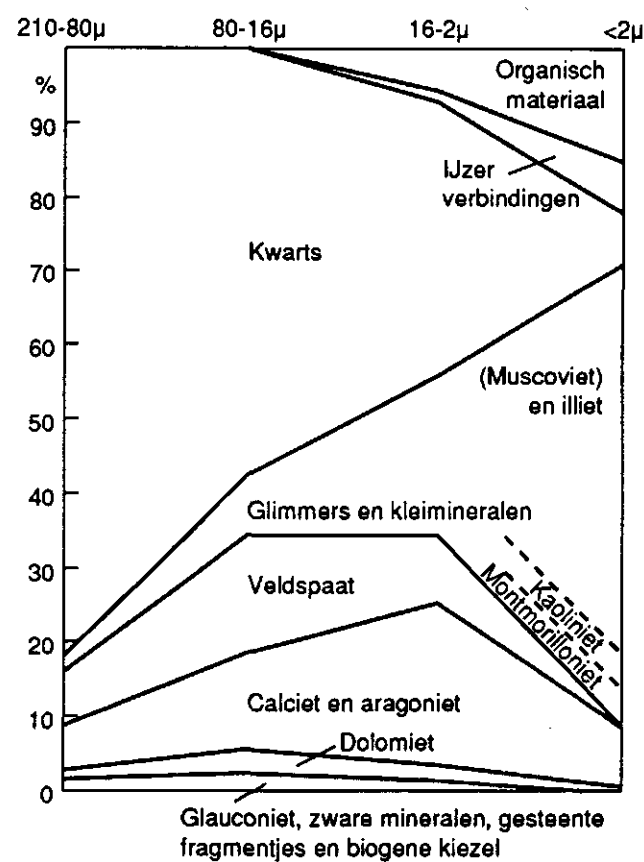
Het zand en silt dat in de Waddenzee wordt afgezet, wordt onttrokken aan het Noordzeegebied, o.a. van de kust en de duinen van de eilanden en waarschijnlijk ook



Figuur 2.1.2 *Golfpatroon van station 'Son' voor de kust van Schiermonnikoog (Steyn 1991).*

uit diepere delen van de Noordzee. Het zand in de Waddenzee is iets fijnerkorreliger dan de zanden langs de Noordzeekust. Het grofkorrelige zand komt dus in mindere mate naar binnen door de zeegaten. Het slib wordt aangevoerd in suspensie en is oorspronkelijk afkomstig van de rivieren (o.a. Rijn), het Kanaal, de Vlaamse Banken en de Noordzeebodem. De schattingen van de totale hoeveelheid slib die tot afzetting kwam in de Nederlandse Waddenzee variëren sterk: Eysink (1979) schat dat er momenteel  $2,5-3 \cdot 10^6$  ton/jaar (drooggewicht) wordt afgezet. Eisma (in voorber.) let vooral op de sedimentatie in de landaanwinningwerken en schat dat in de periode 1962-1967 meer dan  $1,5 \cdot 10^6$  ton/jaar en in de periode 1982-1987  $1,2 \cdot 10^6$  ton/jaar tot afzetting kwam (Eisma 1981, Dijkema e.a. 1988).

Het huidige sedimentatiepatroon in de westelijke Waddenzee tot of tot en met het Zeegat van Ameland wordt nog steeds beïnvloed door de veranderingen in het getijdepatroon door de afsluiting van de Zuiderzee, meer dan zestig jaar geleden (Kolk & Schalkers 1980, Vroom e.a. 1989, De Boer 1991b). De afsluiting zorgde voor een aanzienlijke toename van de getijdeamplitude en een verandering van de geometrie van de betrokken kombergingsgebieden.



Figuur 2.1.3 Gemiddelde mineralogische samenstelling (verticaal, in %) van waddensedimenten voor vier verschillende korrelgrootteklassen (horizontaal, in microns) (Van Straaten 1964).



**Figuur 2.2.1 Geomorfologische kaart van het waddengebied van Nederland tot en met Denemarken.**  
**1 = intergetijde waddenplaten, 2 = duinzanden, 3 = polders en hoge kwelders, 4 = veen, 5 =**  
**uitspoelingsvlakten van het laatste glaciaal, 6 = afzettingen van Saale-ijstijd (Dijkema e.a. 1980).**

## 2.2 Morfologische elementen en sedimentatiepatronen

### 2.2.1 Noordzeekust

Aan de Noordzeezijde wordt de Waddenzee begrensd door waddeneilanden (fig. 2.2.1). De sedimentatie en erosie aan de stranden is voornamelijk het gevolg van golfwerking, kustparallelle reststroming en windgedreven (aeolische) processen (het laatste vooral boven de hoogwaterlijn). Tijdens de zomer wordt het kustprofiel opgebouwd terwijl het in de winter door stormen wordt afgevlakt (fig. 2.2.2). Onder invloed van de getij- en windgeïnduceerde litorale drift (reststroom) vindt ook een oostwaarts gericht sedimenttransport plaats. Berekeningen geven aan dat zo langs de kust van Ameland een netto transport van  $0.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$  optreedt (Eysink 1987). Over het inter- en supragetijde deel van het strand vindt aeolisch zandtransport plaats wanneer daar droog zand aanwezig is. Over het strand van Ameland zou onder invloed van de overheersende westewinden een transport in de orde van  $0.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$  in oostelijke richting optreden (Eysink 1987).

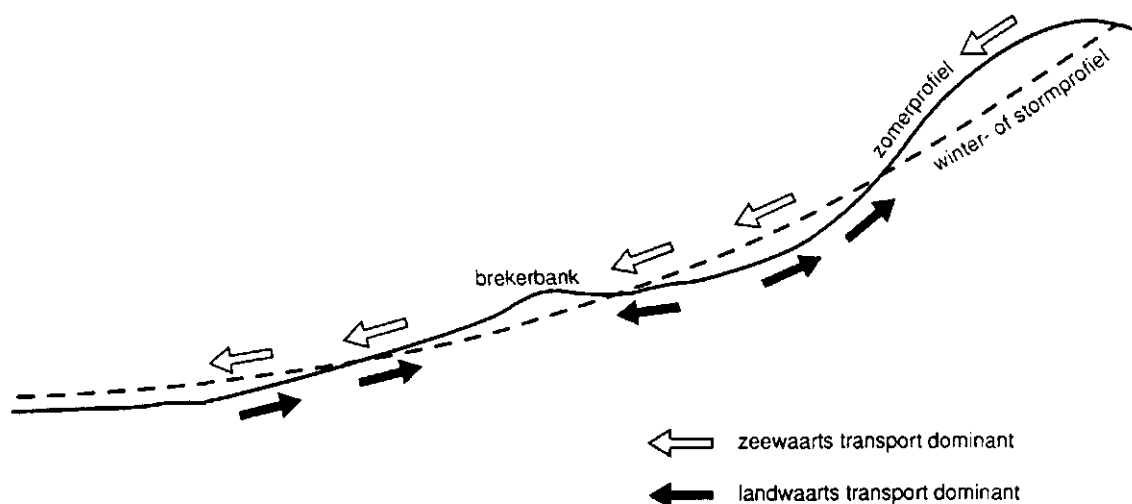
Hier en daar wordt de duinenrij soms doorbroken door ondiepe geulen ('wash-overs'), waardoor tijdens storm water (en zand) vanuit de Noordzee naar de achterliggende Waddenzee wordt vervoerd. In de nog natuurlijke delen van de wadden ligt tussen de Waddenzee en de duinen een hogere intergetijdezone: de kwelder (hoofdstuk 3).

Aan de koppen van de eilanden vindt ook sedimentaanvoer plaats vanuit de buitendelta's. Deels gebeurt dit op een vrij regelmatige basis onder invloed van de getijdestroming door de geulen. Zo beïnvloedt b.v. de 18,6-jarige nodale cyclus in de getijdeamplitude significant de sedimentatiepatronen aan zowel de westkant als de oostkant van de eilanden (Oost e.a. 1993). Daarnaast verhelen zich van tijd tot tijd grote zandplaten van de buitendelta met de eilanden, met name aan de benedenstroomse westelijke eilandpunt (mede onder invloed van de reststroom), wanneer de meest oostelijke buitengeul verzandt (Sha & De Boer 1991, Oost & De Haas 1992).

### 2.2.2 Zeegaten

Tussen de waddeneilanden liggen de zeegaten, waardoor het getijdewater heen en weer stroomt van en naar het achterliggende waddengebied. Ze bestaan uit één of meerdere hoofdgeulen die in dat laatste geval van elkaar zijn gescheiden door platen. De vloedstroomsnelheden nemen toe vanaf de Noordzee naar de hals van het zeegat (Rijkswaterstaat 1981), waar ze hoge waarden kunnen bereiken, tot 1-2 m/s (fig. 2.2.3). Met de vloedstroom en mede doordat golfenergie wordt omgezet in stromingsenergie (golfpomp-concept; Bruun & Viggosson 1977), wordt sediment naar het kombergingsgebied gebracht (Steyn 1991). De ebstroom is vooral geconcentreerd in de hoofdgeul en bereikt bij iets lagere waterstanden dan de vloed zijn maximum snelheid.

Uit de historische ontwikkeling blijkt dat een deel van de zeegaten van de Nederlandse en Duitse Waddenzee de neiging heeft zich te verplaatsen in de richting van het resulterend zandtransport langs de kust (oostwaarts) (Luck 1975, Ligtendag 1990, Oost, in voorber. a). Deze zeegaten zijn tegenwoordig grotendeels door de mens vastgelegd.



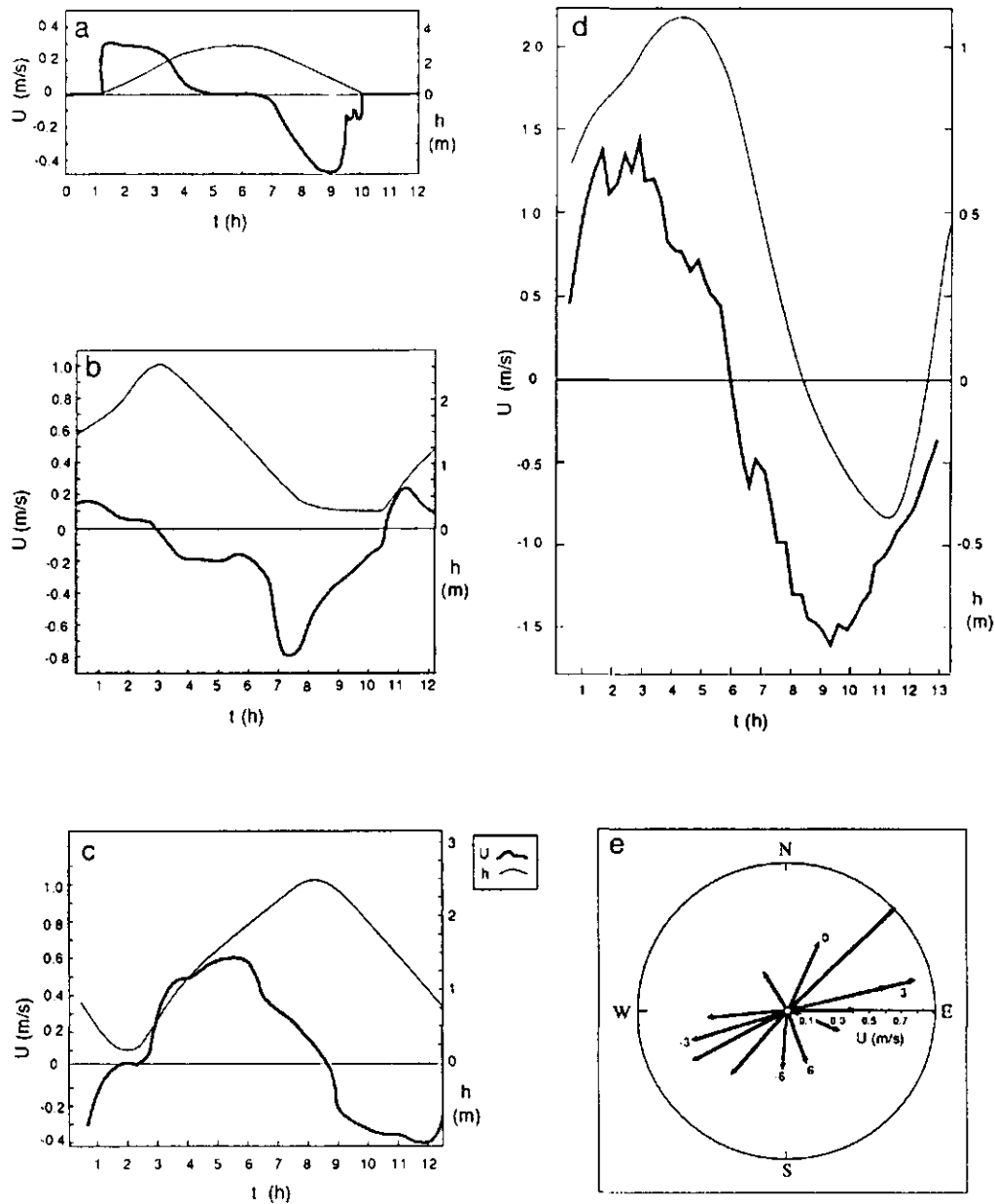
**Figuur 2.2.2** Dwarsprofielen van de Noordzeekust: zomerprofiel (getrokken lijn) en winterprofiel (onderbroken lijn) met belangrijkste sedimenttransportrichtingen (zwart voor zomer, wit voor winter) (data, Rijkswaterstaat).

### 2.2.3 Buitendelta's

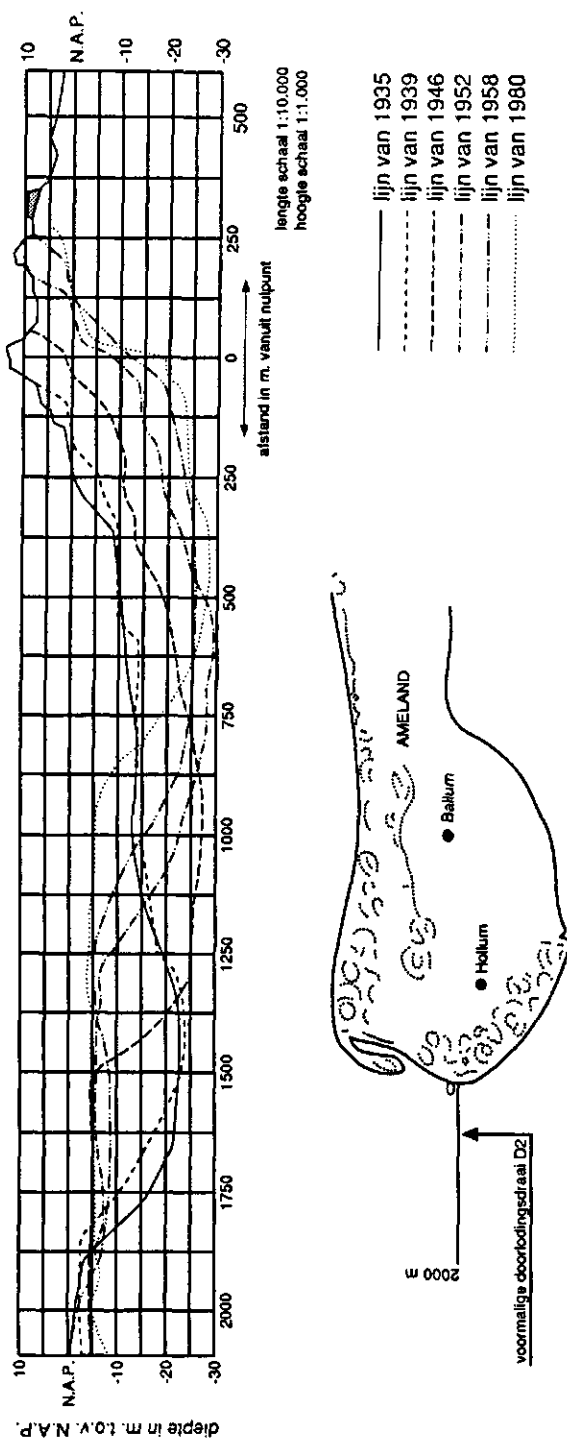
Vóór de zeegaten, in de Noordzee, liggen de buitendelta's. De buitendelta's zijn ondiepe zandige platen met geulen die het resultaat zijn van sedimentatie door een combinatie van:

- het door de zeegaten in- en uitstromende water
- de golfwerking
- de getijdegolf langs de kust

In de buitendelta's zijn vloed- en ebgedomineerde geulen aanwezig. De laatste zijn dieper doordat de maximum snelheden tijdens de eb bij een lagere waterstand optreden en de stroming dus sterker geconcentreerd is in de geulen dan tijdens de vloed (Van Straaten 1964, Rijkswaterstaat 1981). De vloedstroom gaat over een breed front door de zeegaten naar binnen (waarbij vanaf de Noordzee versnelling optreedt) terwijl de ebstroom voornamelijk via de hoofdgeul naar buiten gaat als een 'straalstroom'. Ook in de buitendelta's treedt oostwaarts zandtransport op; vooral onder de invloed van het getij, door migratie van geulen en zandplaten en door zandtransport door de geulen (Steyn 1991, Oost & De Haas 1992). Onder invloed van oostwaarts zandtransport en binnenbochtsedimentatie (meander-effect) roteren de eb- en vloedgedomineerde



**Figuur 2.2.3** *Typische stroomsnelheidsprofielen ( $U$  in m/s, dikke lijn) en relatieve waterhoogte ( $h$  in m, dunne lijn) tegen de tijd ( $t$  in uren) in de verschillende sub-milieus van de Waddenzee. a = stroomsnelheidsprofiel op de intergetijdeplaten van Duitsland (naar Reineck 1978), b = stroomsnelheidsprofiel in intergetijdegeul (priel; naar Van Straaten 1954), c = stroomsnelheidsprofiel in ondiepe geul (naar Van Straaten 1954), d = stroomsnelheidsprofiel in een zeegat (naar Postma 1954), ellipsoidale stroomsnelheidscurve in de Noordzee (offshore; naar Sha 1990).*



**Figuur 2.2.4** Laterale zijwaartse verplaatsing van geul (inlet van Ameland) door erosie in de buitenbocht en afzetting van materiaal in de binnenbocht (naar De Boer e.a. 1991b).

buitengeulen kloksgewijs (Johnson 1919, Gaye & Walther 1935, Joustra 1971, Nummedal & Penland 1981, FitzGerald 1988, Sha 1990, Oost & De Haas 1992, 1993).

#### 2.2.4 Kombergingsgebied

De invloed van de golven die vanaf de Noordzee binnenkomen neemt snel af in de Waddenzee door de sterk afnemende waterdiepte. Uit directe observaties blijkt dat al iets voorbij de hals van het zeegat de golfenergie sterk is gereduceerd (Niemeyer 1986). Golfwerking opgewekt binnen de Waddenzee speelt desondanks vooral op de platen en kwelders nog een rol van betekenis.

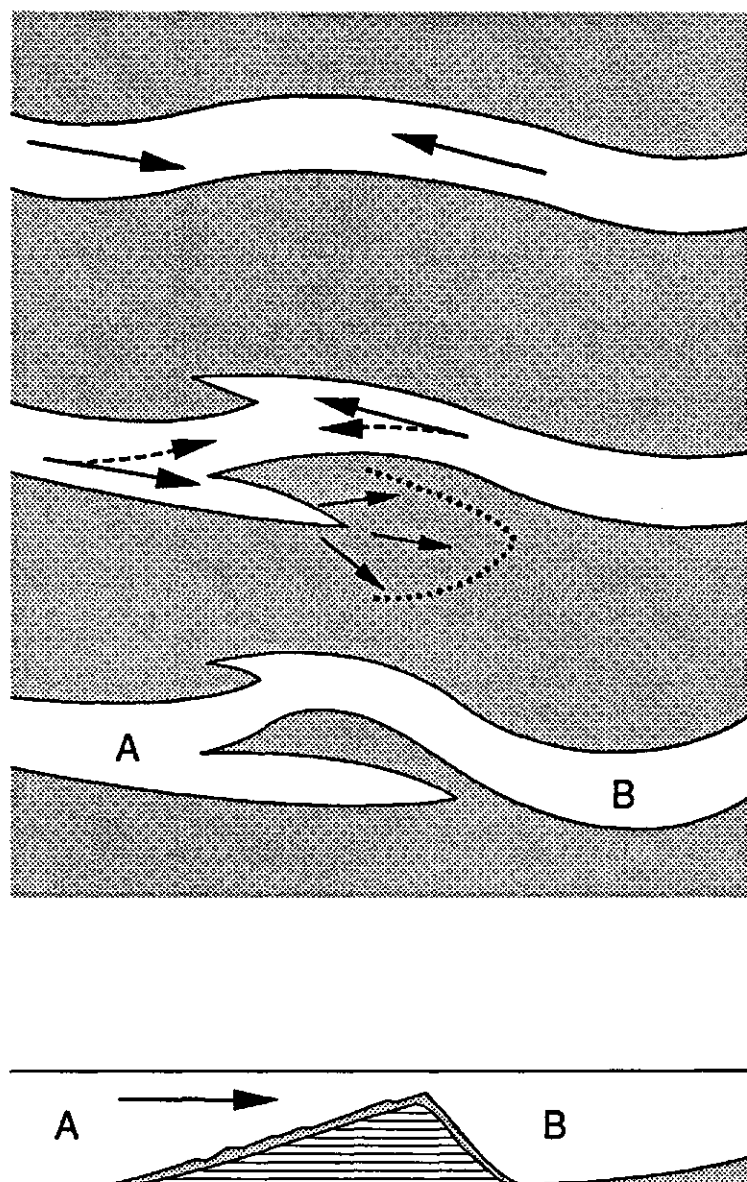
Door de morfologie van het waddengebied, met name door de platen, is het getij in het kombergingsgebied asymmetrisch. De eb duurt langer dan de vloed. De laatste is daardoor sterker en kan meer sediment vervoeren (Van Straaten 1964, Postma 1967, Dronkers 1986). Daarnaast is de stroomsterkte die nodig is om een deeltje op te nemen, groter dan de snelheid waarbij een deeltje bezinkt (met name voor korrels tot 1 mm (Hjulström 1935); dit wordt nog versterkt door de bindende activiteit van diatomeeën (Vos e.a. 1988)). Het resultaat is een netto sedimenttransport de Waddenzee in. De Waddenzee werkt daarbij als een sorteermachine: door de grote verschillen in maximale stroomsnelheden (fig. 2.2.3) in combinatie met de eb- en vloedbewegingen en de invloed van golfwerking in de verschillende delen van de Waddenzee treedt een sterke sortering op van het sediment als functie van de 'vervoerbaarheid' (met name korrelgrootte en vorm).

Het Waddengebied is als volgt onder te verdelen:

- Beneden het niveau van laagwaterspring: geulen

In de Waddenzee vertakken de zeegaten zich en vormen een uitgebreid net van drainagegeulen. Door deze geulen stroomt het getijdewater van en naar de intergetijdeplaten; ze vormen hiermee de belangrijkste transportweg voor het water. De stroomsnelheid is in de grotere hoofdgeulen vrijwel overal vergelijkbaar; de dwarsdoorsnede neemt af met het debiet. Pas bij de kleinere geulen neemt de stroomsnelheid sterker af (maxima rond 1 m/s; fig. 2.2.3). Sedimenttransport is afhankelijk van de lokale dominantie van de eb- of de vloedstroom.

Laterale migratie van geulen (fig. 2.2.4) is één van de voornaamste processen bij erosie en depositie in de Waddenzee. Zij kunnen grote delen van het wad zo 'omploegen'. Het sediment dat hierbij tot afzetting komt, bestaat uit een relatief geringer hoeveelheid stenen, kleirolstenen, relatief grof zand en schelpen op de geulbodem en zand en slib op de geulrand; met name in de binnenbocht (fig. 2.2.4). De migratie van geulen wordt deels aan banden gelegd doordat eb- en vooral vloedscharen, die worden gevormd als gevolg van de inertie van het stromende water, al te sterke meanders afsnijden (fig. 2.2.5). Door deze afsnijdingen en door overname van de afvoer van het ene geulsysteem door het andere kunnen (delen van) geulen verlaten raken, waarna ze in een betrekkelijk korte tijd (maanden tot jaren) worden opgevuld, in het algemeen met een afwisseling van slib en zand.



**Figuur 2.2.5 Schematisch overzicht van de ontwikkeling van eb- en vloedscharen waarbij per getij de stroming telkens omkeert. De blind eindigende geulen ontstaan bij overstroming van de oevers; onderaan: doorsnede over lijn A-B (Van Straaten 1964).**

- Tussen het niveau van laagwaterspring en dat van gemiddeld hoogwater: platen en prielen

De platen vormen het grootste deel van de inter- en subgetijde Waddenzee. Op de platen zijn, door de relatief grote weerstand (dunne laag water boven een groot oppervlak) de stroomsnelheden gering (fig. 2.2.3). De maximum stroomsnelheid in de geulen tijdens de vloed treedt op vlak voor of op het moment dat de platen worden overstroomd (Van Parreeren 1980; Postma & Dijkema 1982). Op het moment dat het vloedwater uitstroomt over de platen verliest het zijn sedimenttransporterend vermogen. Sedimentatie van zand (vloedgeoriënteerde megaribbels) vindt vooral plaats langs de randen van de geulen. Hierdoor worden zandige 'oeverwallen' opgebouwd die enkele decimeters hoger zijn dan de daarachter liggende platen. Ook op de rest van de platen is sedimenttransport tijdens de vloed netto belangrijker dan tijdens de eb.

De uitgestrekte plaatoppervlakten worden doorsneden door kleine intergetijdegeulen (de prielen; fig. 2.2.3). In deze prielen domineert de ebstroom de sedimentatiepatronen (Van Straaten 1964).

Zijwaartse uitbouw van de platen treedt voornamelijk op aan de randen van de geulen en prielen (laterale accretie). Langzame verticale sedimentatie kan over grote gebieden tegelijk optreden. De hydraulische omstandigheden en het hoogwaterniveau (Eysink & Biegel 1992) beperken echter een ongelimiteerde verticale sedimentatie. Met toenemende hoogte van de platen neemt de invloed van windgolven op de bodem toe (WADE 1992). De golfwerking zorgt dan voor een groot deel van het sedimenttransport waarbij o.a. een sterk diffuse verspreiding van het sediment optreedt (Eysink 1979). Daarnaast kunnen getijstroomen het opgewoelde sediment afvoeren terwijl bovendien minder sediment tot bezinking kan komen dan bij afwezigheid van golfwerking. Verder kunnen tijdens ijsgang en vooral tijdens stormen (vooral optredend tijdens de herfst/winter) platen worden afgevlakt. Het daarbij geërodeerde sediment wordt dan, afhankelijk van de fase van het getij, naar het subgetijdegebied/open zee óf naar de hogere intergetijdezone vervoerd. Door al deze processen op de platen wordt een dynamische evenwichtshoogte gehandhaafd (Rijkswaterstaat 1981, Heynis e.a. 1987, Nichols 1989, Eisma e.a. 1989, Eysink & Biegel 1992, Eisma, in voorber.). Voor de Waddenzee ligt de maximale hoogte van de platen over het algemeen 0,3 m (behalve de Dollard) onder het niveau van gemiddeld hoogwater terwijl de gemiddelde hoogte zo'n 1,3 (1,1 tot 1,5) m onder dit niveau ligt (Eysink & Biegel 1992). Met name de gemiddelde plaathoogte lijkt het gemiddeld hoogwaterniveau te volgen (Duits-Nederlandse Eemsc commissie 1989, Eysink & Biegel 1992).

De getijdegolf beweegt van west naar oost langs de eilanden. Daardoor ontmoet de vloedgolf die binnenkomt door het westelijk zeegat, de vloedgolf die naar binnen komt door het volgende (meer oostelijk gelegen) zeegat, niet midden achter een waddeneiland maar oostelijk daarvan. Dit is de waterscheiding. Op deze plaats is de stroming zwak zodat fijn sediment kan bezinken. Hierdoor ontstaat de morfologische waterscheiding (het wantij), welke meestal wordt gevormd door hoge intergetijde platen die lopen vanaf het vasteland naar het eiland. De wantijen van de Waddenzee zijn onder invloed van de getijstroom en windeffecten voortdurend in beweging (De Boer 1979, FitzGerald 1988, De Boer e.a. 1991a, Oost & De Haas 1993). Verlandings treedt daardoor niet op (Eysink 1987).

De korrelgrootte van het sediment neemt af vanaf de Noordzeezijde naar de landzijde en het hogere wad. De lagere, meer aan wind en hogere stroomsnelheden blootgestelde wadden bestaan daarom vooral uit zand. De hogere delen van de wadplaten zijn minder blootgesteld zodat daar klei en silt tot afzetting komen. Daartussen bevinden zich overgangszones.

Deze trend in korrelgrootte wordt veroorzaakt doordat de stroomsnelheden naar de hogere platen afnemen waardoor zand al grotendeels tot bezinking komt op de lagere platen. Daarnaast is sprake van een toename in de concentraties van gesuspenseerd (zwevend) materiaal van de zeegaten naar de meer beschutte en ondiepe gedeelten van het wad, waardoor daar meer fijnkorrelig materiaal tot afzetting komt. Deze concentratietoename wordt veroorzaakt door de volgende mechanismen:

- a Het verschil in de waterdiepte tussen hoog en laag water. Paradoxaal genoeg is de gemiddelde waterdiepte (van het met water bedekte gedeelte van de Waddenzee) kleiner tijdens hoogwater, wanneer de platen onder staan, dan bij laagwater, wanneer alleen de geulen gevuld zijn. Gesuspenseerd materiaal kan daarom bij hoogwater gemakkelijker bezinken dan bij laagwater (Van Straaten & Kuenen 1958).
- b In de Waddenzee is de getijdegolf asymmetrisch zodat de stroming bij laagwater sneller kentert dan bij hoogwater. De periode met lage stroomsnelheden, waarbij materiaal tot afzetting kan komen, duurt daarom langer tijdens hoogwater wanneer de intergetijde platen bedekt zijn (Postma 1961).
- c Tijdens laagwater is het gesuspenseerde materiaal in de geulen vaak nog aan het bezinken als de vloed alweer naar binnen komt zodat materiaal landwaarts wordt getransporteerd. Rond hoogwater kan gesuspenseerd sediment echter tot bezinking komen op hogere platen waar de ebstroom slechts korte tijd actief is. Daarnaast zijn ook, zoals reeds gezegd, hogere stroomsnelheden nodig om eenmaal tot bezinking gekomen deeltjes weer in suspensie te krijgen dan om ze te laten bezinken. Dit effect wordt verder versterkt door compactie (al na één uur) en binding van het sediment door organismen, zoals diatomeeën; beide hebben grote invloed op de getijdeplaten (cf. Vos e.a. 1988).
- d Er treedt sedimenttransport op in de voortplantingsrichting van de golven; deze is hoofdzakelijk de Waddenzee in gericht.
- e Ook spelen filterende organismen, zoals de kokkel *Cerastoderma edule* en de mossel *Mytilus edulis* (die elk zo'n 15% kunnen uitmaken van de totale massa van de bodemfauna) een zeer belangrijke rol in het vastleggen van grote hoeveelheden gesuspenseerd materiaal, met name in de zomerperiode. De faeces en pseudo-faeces gedragen zich sedimentair gezien niet als klei maar als fijn zand en zijn gedurende meerdere getijcycli resistent tegen erosie (Kamps 1956, Oost, in voorber. b). Naast plaatsen waar deze filterende organismen zijn geconcentreerd (vooral goed zichtbaar bij de eens zo uitgebreide mosselbanken) beïnvloeden de faeces-propjes ook de sedimentatie in een groot gebied eromheen.
- f Tenslotte zorgen ook andere organismen zoals de platte slijkgaper *Scrobicularia plana*, het nonnetje *Macoma balthica*, de slijkgarnaal *Corophium volutator* en diverse soorten wormen dat grote hoeveelheden reeds tot afzetting gekomen slib worden samengebald tot faeces-propjes.

Dat in de kombergingsgebieden een netto sedimentatie van fijnkorrelig materiaal optreedt, blijkt uit de aanslibbing van kwelders over vele eeuwen (tabel 2.2.1; Mazure e.a. 1974, Eysink 1979). Het slib en lutum voor de nieuwe kwelders wordt verkregen uit aanvoer vanuit de Noordzee.

Tabel 2.2.1 *Schatting van de kombergingsverkleining in de Waddenzee ten gevolge van kweldergroei gevolgd door bedijking. \* periode niet representatief doordat kwelderbedijkingen werden beperkt in afwachting afsluitingswerken (Zuiderzee, Lauwerszee) terwijl daarnaast de inspanning meer geconcentreerd werd op vóór de kwelder liggende gebieden, hetgeen kweldervorming vertraagde (Rijkswaterstaat 1981)*

| Periode    | Oppervlak bedijkt<br>kwelders/wadgronden in km <sup>2</sup> | Gemiddeld bedijkt<br>oppervlak/jaar in km <sup>2</sup> /jaar |
|------------|-------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|
| 1000-1200  | 52                                                          | 0,26                                                         |
| 1200-1600  | 421                                                         | 1,05                                                         |
| 1600-1800  | 242                                                         | 1,21                                                         |
| 1800-1900  | 313                                                         | 3,13                                                         |
| 1900-1970* | 115                                                         | 1,64                                                         |

Over de periode 1200-1970 is hierdoor een kombergingsverkleining opgetreden van ca.  $4,26 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/jaar (Eysink 1979, Rijkswaterstaat 1981). Sedimentatie van fijnkorrelig materiaal moet van eenzelfde orde van grootte zijn geweest. De netto aanslibbing is tegenwoordig iets lager omdat beschutte baaien bedijkt zijn en landaanwinningswerken niet meer actief worden uitgevoerd. Schattingen geven een sedimentatie ca.  $1,2\text{--}3 \cdot 10^6$  ton/jaar (Eysink 1979, Eisma 1981, Dijkema e.a. 1988, Eisma, in voorber.) voor de Nederlandse Waddenzee, inclusief de Dollard.

- Boven gemiddeld hoogwater: hoge platen (vooral aan de Noordzeezijde) en kwelders

Hoge platen, zoals Noorderhaaks en Richel, komen met name bij de zeegaten voor. Zij worden veelal door een combinatie van golftransport en aeolische processen gevormd. Hun ontstaan en ontwikkeling is meestal direct gekoppeld met de ontwikkelingen in de zeegaten (uitzonderingen zijn Griend en de Engelsmanplaat; Sha 1990). Het hogere intergetijdebereik wordt slechts incidenteel overstroomd gedurende springtij en/of stormen.

Tegenwoordig zijn er niet veel natuurlijke, hogere intergetijdegebieden en kwelders in de Waddenzee. Dit is voornamelijk het gevolg van de aanleg van dijken gedurende vele eeuwen. Deze hebben de ontwikkeling van natuurlijke kwelders (getijdemoerassen) sterk beperkt (Dijkema 1987). De kwelders worden gekenmerkt door een dichte vegetatie van halophyten en algenmatten. De planten remmen de stroming sterk af waardoor zand, maar vooral silt en klei, tot bezinking komen. Dit sediment wordt daarna door beworteling vastgelegd. De drainage van dit gebied wordt verzorgd door relatief kleine intergetijdegeulen (krekens), die vaak sterk meanderen. Deze krekens verplaatsen zich zeer langzaam of niet. Op verschillende eilanden en op het vasteland wordt een deel van deze kwelders door vee begraasd.



### 3 KWELDERS

#### 3.1 Ontwikkeling kwelderareaal na 1600

##### 3.1.1 Inleiding

In de Waddenzee komen internationaal gezien nog aanzienlijke oppervlakten kwelder voor. Deze kwelders zijn echter een bescheiden overblijfsel van een uitgestrekt landschap van zoute en brakke kwelders, veengebieden en meren dat tot zo'n duizend jaar geleden in het grensgebied tussen het pleistocene landoppervlak en de zee lag. Hoewel vanaf die tijd onze voorouders met bedijkingen van bewoonde gebieden zijn begonnen, hebben daarna nog grote inbraken van de zee plaatsgevonden. In de zo gevormde inhammen en langs de bedijkte kernen ontstonden door afzetting van zand en slib nieuwe kwelders (b.v. in de Middelzee, Lauwerszee, Fivel en de Dollard). Deze inhammen werden stap voor stap bedijkt. Pas na 1600 lukte het om 'de zee definitief terug te dringen' en daarna bleven er in de wisselwerking tussen kwelderaanwas en bedijking steeds minder kwelders over. Als laatste is in 1969 het kwelder- en wadgebied van de Lauwerszee ingepolderd. Daarna zijn langs het vasteland alleen de kwelderwerken en zomerpolders van de Friese en Groninger noordkust en de Dollard overgebleven.

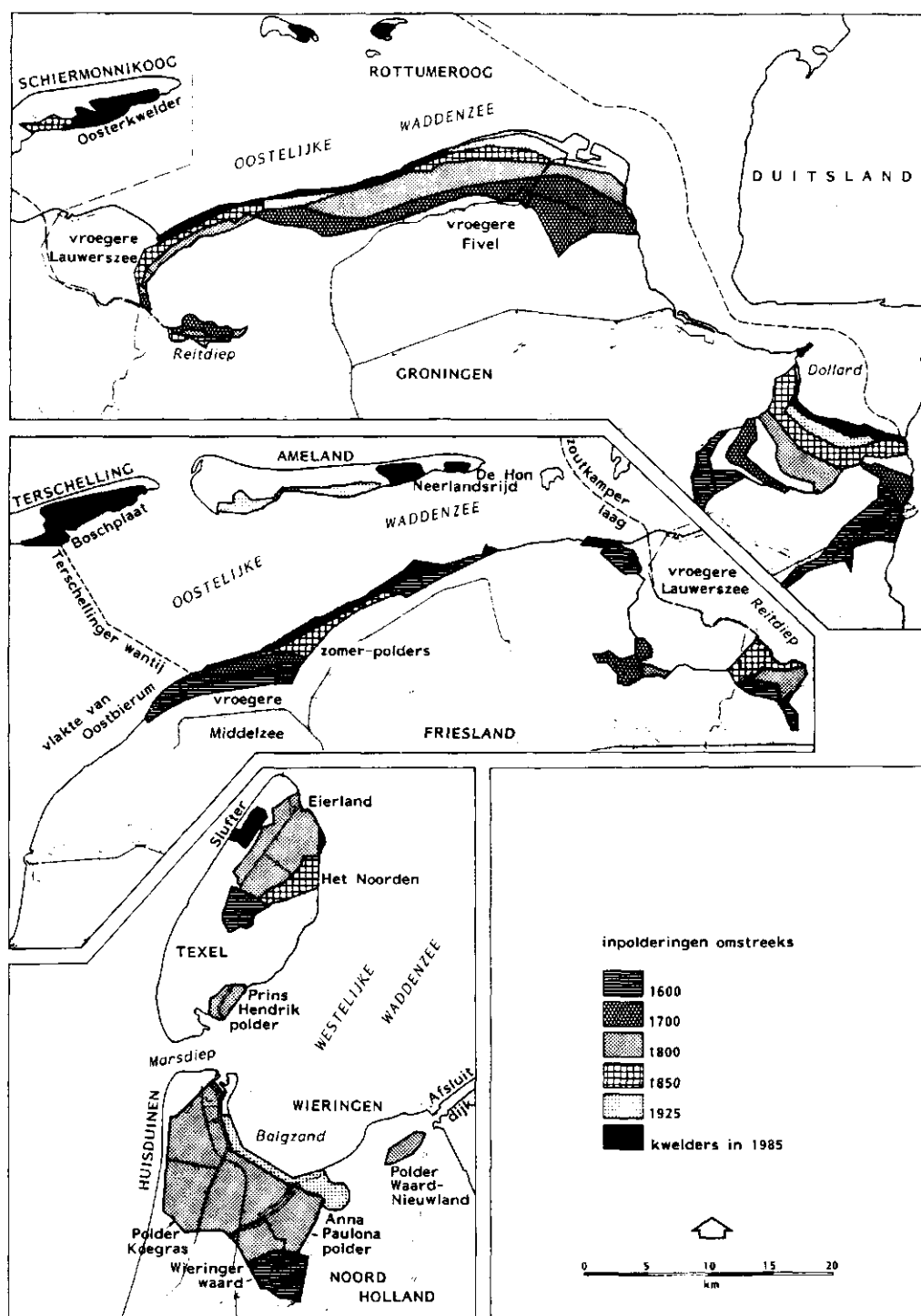
Kwelders kunnen door opslibbing groeien zodat de omvang van inpolderingen niets zegt over de veranderingen in het kwelderareaal. Daarom zijn voor de Waddenzee reconstructies van het kwelderareaal tussen 1600 en nu gemaakt (Dijkema 1987). Dat is mogelijk op basis van de bedijkingsgeschiedenis die erg goed bekend is. Verder zijn zoveel mogelijk herkenbare details over de ligging van kwelders van historische kaarten op de huidige topografische kaart overgebracht. Figuur 3.1.1 geeft een schematisch overzicht van de inpolderingen en de kwelders.

##### 3.1.2 Westelijke Waddenzee

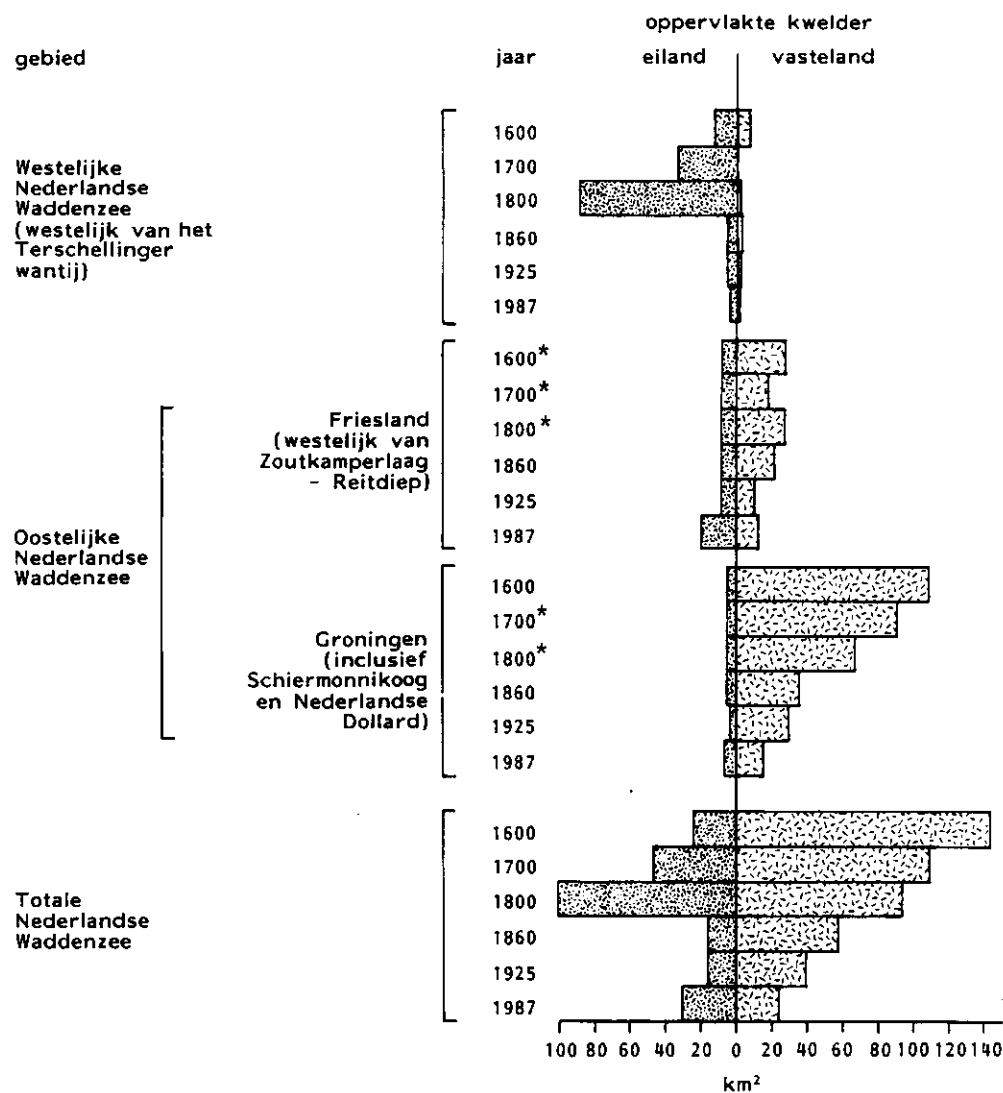
In figuur 3.1.2 zijn de oppervlakten kwelder voor de jaren 1600, 1700, 1800, 1860 1925 en 1987 weergegeven. In de westelijke Waddenzee (de Zuiderzee uitgezonderd) zijn vastelandskwelders na 1600 nauwelijks van belang geweest. De eilandkwelders daarentegen groeiden in de 18e eeuw tot de aanzienlijke oppervlakte van 88,5 km<sup>2</sup>. Dat was mogelijk in de beschutting van de door mensen aangelegde stuifdijken van het Koegras (1610) en Eyerland (1629). De volledige bedijkingen van deze gebieden in 1817 resp. 1835 zorgden voor een minimalisering van het kwelderbestand (fig. 3.1.1 en 3.1.2).

Er zijn twee omstandigheden die (nieuwe) aanwas van kwelders in de westelijke Waddenzee tot nu toe hebben bemoeilijkt. Allereerst zijn hier in voorgaande eeuwen niet alleen kwelders maar ook grote oppervlakten wad bedijkt (66 km<sup>2</sup> in de 19e eeuw: Anna Paulownapolder, polder Waard-Nieuwland, Prins Hendrikpolder en Het Noorden; fig. 3.1.1), een methode die in de rest van de Nederlands-Duits-Deense Waddenzee pas de laatste decennia hier en daar is toegepast. Daardoor is langs de randen weinig hooggelegen wad overgebleven waarop nieuwe aanwas zou kunnen plaatsvinden.

In de tweede plaats heeft de westelijke Waddenzee door de grote invloed van windgolven, het geringe aandeel droogvallende platen en de aanleg van de Afsluitdijk een ander karakter dan de oostelijke Waddenzee. Dat geldt met name voor de vastelandskust (zie b.v. het uiteinde van het getijbekken van het Marsdiep tussen de Afsluitdijk en Harlingen).



Figuur 3.1.1 Vereenvoudigde kaart met inpolderingen in de Waddenzee na 1600 en kwelders in 1987.



Figuur 3.1.2 Oppervlakte kwelder in de Nederlandse Waddenzee na 1600 in km<sup>2</sup>; inclusief Huisduinen. Kwelders in 1985 inclusief de Slufter op Texel maar zonder zomerpolders en pioniervegetaties langs het vasteland. \* = Ameland, Schiermonnikoog en Rottumeroog gelijkgesteld aan de situatie in 1860 (uit Dijkema 1987a).

### 3.1.3 Oostelijke Waddenzee

De omstandigheden voor kwelderaanwas zijn in de oostelijke Waddenzee veel gunstiger, met name langs de vastelandskust. Dat blijkt duidelijk uit het grotere areaal kwelder in Friesland en Groningen (fig. 3.1.2) en zeker als de relatief geringe omvang van de oostelijke Waddenzee in aanmerking wordt genomen. Groningen scoorde tot in 1800 aanzienlijk hoger dan Friesland (in 1600 nog 113 km<sup>2</sup> kwelder in Groningen tegenover 35 km<sup>2</sup> in Friesland). Na een serie grote indijkingen aan het begin van de vorige eeuw langs de noordkust van Groningen (o.a. de Noordpolder in 1811) en na de aanleg van stuifdijken op de Friese waddeneilanden is de verhouding nu omgekeerd in het voordeel van Friesland (nu 22 resp. 32 km<sup>2</sup>).

Zowel in Friesland als Groningen hebben langs het vasteland zeer regelmatig bedijkingen van kwelders plaatsgevonden. Het natuurlijke proces van aanwas ging ondertussen geleidelijk verder. Het karakter van het landschap wordt hier door deze traditionele bedijkingen bepaald. Het areaal van de vastelandskwelders en daarmee de mogelijkheid tot inpolderen is echter steeds verder afgenomen. Dat was zowel aan de noordkust als in de inhammen (Lauwerszee, Dollard) het geval. Om nog meer land te kunnen winnen gingen de kustboeren geleidelijk landaanwinnings technieken toepassen om zodoende de opslibbing te bevorderen. Dit gebeurde door middel van greppels en dammetjes. Daarmee werd in de Dollard al in 1740 begonnen. In het begin van deze eeuw werd met deze methode nog nauwelijks resultaat behaald. In 1935 begon de staat met grootschalig opgezette landaanwinningswerken, nu kwelderwerken genoemd. Het overgrote deel van de huidige vastelandskwelders is het resultaat van deze menselijke activiteiten, niet alleen in de Nederlandse Waddenzee maar ook in de Duitse en Deense Waddenzee.

Waarom is het afnemende areaal van de vastelandskwelders te wijten? De meest voor de hand liggende gedachte is dat inhammen door herbedijking zo klein zijn geworden dat de kwelderaanwas daar is afgenomen. Gegevens over de kwelderaanwas in de Dollard wijzen daarop. In de Waddenzee is de opslibbingssnelheid in de kuststrook echter weinig veranderd terwijl de achteruitgang van het kwelderareaal daar niet minder is geweest. Het lijkt aannemelijk dat hier de snelheid van de bedijkingen groter is geweest dan de aanwas van nieuwe kwelders. Daardoor is het areaal van de kwelders geleidelijk afgenomen en daarom ook heeft men moeten nemen met steeds kleinere polders. Daar komt nog bij dat door betere technieken en de al genoemde kleinere polders de nieuwe dijken steeds dichterbij of zelfs voorbij de kwelderrand zijn gelegd. Dat vond vooral in Groningen plaats. De dijken b.v. 200 m dichterbij zee leggen, betekent voor de Groninger kust nog eens een extra kwelderverlies van rond 10 km<sup>2</sup>. Op plaatsen waar de dijken vooruitgeschoven op het wad zijn aangelegd (Lauwerszee, Eemshaven) zullen de kwelders zelfs voor langere tijd afwezig blijven.

Het areaal van de eilandkwelders is op grond van historische kaarten tot aan de bedijkingen (Schiermonnikoog 1860, Ameland 1915-1930) stabiel verondersteld. Na deze bedijkingen zijn de oude eilandkwelders uiteraard verdwenen maar vond er al snel een sterke groei plaats in de beschutting van nieuwe stuifdijken (b.v. de Bosplaat 16 km<sup>2</sup> na 1931). In Friesland is het huidige areaal van de eilandkwelders daardoor zelfs veel groter geworden dan dat van de vastelandskwelders.

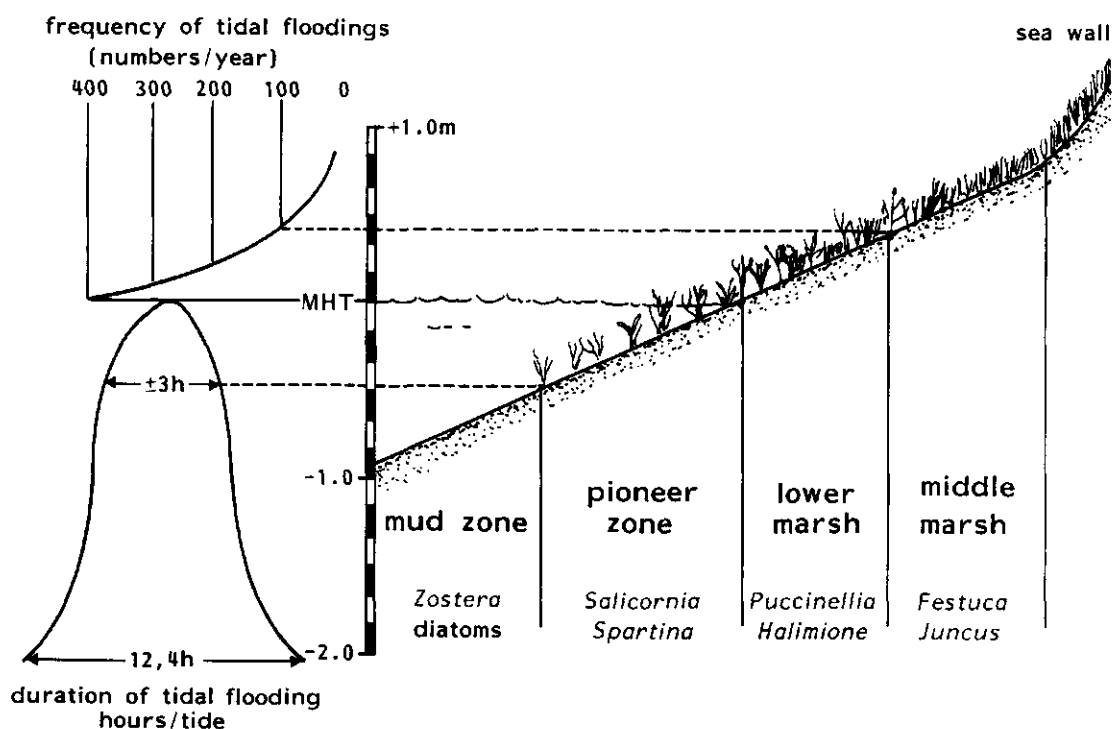
3.1.4 Huidig kwelderareaal

In Dankers e.a. (1990) is berekend hoe groot het kwelderareaal zou zijn indien de processen van opbouw en afbraak in evenwicht verkeerden. Om het areaal van kwelders voor verschillende jaren en gebieden te kunnen vergelijken, zijn percentages berekend die de kwelders vormen van het getijdengebied. Het aandeel kwelders blijkt te variëren van 7,5% tot 14% voor vergelijkbare gebieden met gunstige opslibbingsomstandigheden of waar relatief weinig is bedijkt (Waddenzee van Denemarken, Westerschelde, Wash) en van 1,5% tot 4% voor getijdengebieden met veel bedijkingen of slechte opslibbingsomstandigheden (Waddenzee van Schleswig-Holstein, Niedersachsen en Nederland, Oosterschelde). Op die wijze is een norm voor het kwelderareaal afgeleid. Die is gevonden door een periode te zoeken waarin er een globale balans tussen de processen van afbraak en opbouw bestaat. Voor kwelders is dit opgevat als een globaal evenwicht tussen inpolderingen en (natuurlijke of kunstmatige) aanwas, een situatie die zich tussen 1600 en 1800 voordeed (fig. 3.1.2). Het gemiddeld aandeel kwelder uit die periode is als maat voor de norm voorgesteld. Daarmee is uitgerekend hoeveel kwelders er nu, in een kleinere Waddenzee, zouden moeten zijn bij een evenwichtssituatie tussen inpolderingen en aanwas. Dat percentage is dus onafhankelijk van de omvang van de totale Waddenzee.

Tabel 3.1.1 *Omvang van kwelders in de oostelijke Waddenzee vergeleken met de voorgestelde referentie (uit Dijkema 1987a).*

|                                                                |           | kwelders 1600-<br>1800 (=referentie) | kwelders 1987 |                 | Vershil met<br>referentie |
|----------------------------------------------------------------|-----------|--------------------------------------|---------------|-----------------|---------------------------|
|                                                                |           | %                                    | %             | km <sup>2</sup> | km <sup>2</sup>           |
| Friesland (wantij<br>Terschelling-<br>Zoutkamperlaag)          | eilanden  | 1,4                                  | 4,5           | 20,5            | + 14,0                    |
|                                                                | vasteland | 4,2                                  | 2,4           | 11,0            | - 9,5                     |
| Groningen (incl.<br>Schiermonnikoog en<br>Nederlandse Dollard) | eilanden  | 0,6                                  | 1,2           | 7,1             | + 3,7                     |
|                                                                | vasteland | 9,7                                  | 2,4           | 15,0            | - 45,2                    |

In tabel 3.1.1 zijn voor de oostelijke Waddenzee de huidige percentages met deze voorgestelde waarde vergeleken en omgerekend naar oppervlakte. De eilandkwelders zitten 1800 ha boven de norm wat een gevolg is van de aanwas van kwelders achter stuifdijken. De vastelandskwelders zitten er echter 5500 ha onder, ondanks de resultaten van de kwelderwerken. Dat komt omdat in de afgelopen eeuwen de aanwas niet in staat is gebleken de verliezen door de vele inpolderingen bij te houden. Op grond daarvan is het beleid voor de Waddenzee er momenteel op gericht de kwelderwerken voort te zetten en zo mogelijk tot een uitbreiding van het kwelderareaal te komen door de zomerpolders in Friesland te ontpolderen (zie hoofdstuk 3.6). Voor de westelijke Waddenzee is het niet reëel om een norm voor het areaal kwelders voor te stellen. De huidige situatie is uitgesproken slecht. De eilandkwelders zijn afgenomen van 1250-8850 ha in de periode 1600-1800 naar 400 ha nu (fig. 3.1.2). Het is voorlopig niet reëel een wezenlijk herstel te verwachten omdat in de kop van Noord-Holland en op Texel vrijwel alle gebieden waar op korte termijn kwelders zouden



Figuur 3.2.1 Zonering van kwelders in relatie tot overvloedingsduur en -frequentie; naar Erchinger (1985). In de kwelderwerken liggen de kwelderzones meestal in de eerste bezinkvelden, de pionierzone in (een gedeelte van) de tweede bezinkvelden en de slikzone in de (tweede en de) derde bezinkvelden.

kunnen ontstaan de hoogteligging van de platen ten opzichte van gemiddeld hoogwater (GHW) nog te gering is.

### Conclusies

- Natuurlijke vastelandskwelders zijn vrijwel geheel verdwenen omdat de inpolderingen de natuurlijke aanwas verre overtreffen. De huidige vastelandskwelders zijn het resultaat van het stimuleren van de sedimentatieprocessen d.m.v. de kwelderwerken.
- In de oostelijke Waddenzee zijn momenteel meer eilandkwelders dan in een natuurlijke situatie (gevolg van stuifdijken) en in de westelijke Waddenzee veel minder (gevolg van inpolderingen).

### 3.2 Interacties tussen sedimentatie, plantengroei en relatieve waterstand

#### 3.2.1 Vorming en zonering van kwelders

Omdat kwelders in het bereik van het getij liggen, vindt er sedimentatie en erosie plaats en is de bodem nat, zout en slecht doorlucht. Dat zijn uitermate slechte omstandigheden voor hogere planten. Op het wad kan zich in sommige gevallen een vegetatie met zee gras handhaven (fig. 3.2.1). Als de hoogte door sedimentatie toeneemt, verschijnen spontaan de pionierplanten Engels slijkgras en zee kraal, op Ameland vanaf een hoogte van 20 tot 0 cm onder GHW, in de bezinkvelden van de kwelderwerken momenteel vanaf een hoogte van 40 tot 20 cm onder GHW. Naast de hoogteligging bepalen de golfenergie en de stevigheid van het sediment de mogelijkheden voor pionierplanten om zich te vestigen (König 1948, Van Eerd 1985, Groenendijk 1986). Indien de hoogte verder toeneemt, wat in deze pionierzone meestal een moeizaam proces is, dan wordt de bedekking met de pioniersoorten groter en verschijnen er andere plantensoorten zoals schorrekruid, zeeaster en uiteindelijk kweldergras. De pionierzone wordt nog vrijwel dagelijks overvloed (fig. 3.2.1). Aan zee kraal wordt geen grote rol in de opslibbing toegedacht. Wel is uit het werk van Kamps (1962) bekend dat zee kraal de vegetatieve vestiging van kweldergras bevordert. Engels slijkgras kan voor extra sedimentatie zorgen (Van Eerde 1942, Christiansen & Miller 1983); de rol bij het tegengaan van erosie is echter beperkt en als volgt door König (1948) samengevat: "*Das Reisgras kann keine Küste schützen, es gedeiht nur dort, wo es selbst durch die Küste geschützt wird.*"

Kweldergras markeert de ondergrens van de kwelder die op Ameland vanaf een hoogte van 10 tot 20 cm boven GHW begint en in de bezinkvelden van de kwelderwerken al vanaf een hoogte van GHW tot 15 cm daarboven. De belangrijkste milieuvoorwaarde is bodemdoorluchting (vandaar de toepassing van greppeltjes in de kwelderwerken). Het belangrijkste gevolg van de vestiging van de overige kweldervegetatie is een enorme toename van de opslibbing naar één tot enkele centimeters per jaar. Die opslibbing en de vastlegging van dat slib is echt aan de kweldervegetatie te danken want eigenlijk zou er door het afnemend aantal overstromingen op deze hoogte minder slib moeten worden vastgelegd. Andere belangrijke plantensoorten in deze zone zijn zeeaster, gewone zoutmelde, lamsoor, schorrezoutgras, zee weegbree, spiesmelde, gerande schijnspurrie en Engels lepelblad. Lamsoor komt in de kwelderwerken nauwelijks voor omdat die meer van zand en niet van ontwatering houdt. De lage kwelderzone vinden we in de eerste bezinkvelden van de kwelderwerken en op de laagste delen van de boerenkwelders. De lage kwelder wordt nog enkele honderden malen per jaar overvloed (fig. 3.2.1).

Wordt de kwelder nog hoger dan neemt de opslibbingssnelheid sterk af door het geringer aantal overvloedingen. Vanaf een hoogte van ongeveer 35 cm boven GHW nemen rood zwenkgras, fioringras, strandkweek en vooral op de eilanden zilte rus de plaats in van kweldergras. Veel van de kruiden blijven en daaraan worden nog zeealsem, melkkruid en op de eilanden Engels gras toegevoegd. Op de Friese vastelandskwelders ligt deze midden kwelderzone als een kwelderwal van west naar oost door de boerenkwelder. Dat komt omdat de boerenkwelders aan de zeezijde sneller ophoogden doordat daar zandiger materiaal werd afgezet; het fijne slijk dat bovendien meer inklinkt werd daarachter in de richting van de zomerkaden afgezet. Aan de Groninger noordkust ligt voor dergelijke kwelders vaak een klif als gevolg van erosie in het verleden. In de hoogste regionen komen plantensoorten van binnendijkse graslanden voor, zoals Engels raaigras, kweek, herfstleeuwentand en zilverschoon. Deze zone is gedefinieerd als de hoge kwelder.

### 3.2.2 Beginstadia van kweldervorming

In het vorige hoofdstuk is al aangegeven dat kwelderplanten een uitermate belangrijke rol spelen in de beginstadia van kweldervorming. Rond het niveau van GHW (fig. 3.2.1) bereikt het overjarige kweldergras voldoende bedekking om (1) de opslibbing op te voeren tot de hoogste waarden in de gehele kwelderontwikkeling (Wohlenberg 1933, Jakobsen 1954, Bouwsema e.a. 1986, Dijkema e.a. 1988, Andresen e.a. 1990), om (2) de ontwikkeling van een natuurlijk krekensysteem in gang te zetten en om (3) erosie van de gevormde jonge kwelder tegen te gaan (Wohlenberg 1953, Kamps 1962, Von Weihe 1979). Het ontstaan van het krekensysteem is een belangrijke stimulans voor de groei van de meeste kwelderplanten (betere ontwatering) en bevordert de successie naar de opvolgende vegetatietypen in de kwelderontwikkeling. Kwelderplanten spelen dus een essentiële rol in de kweldervorming. Tijdens de beginstadia zijn bodemaeratie en bodemstabiliteit de sleutelfactoren voor de kwelderplanten terwijl met het toenemen van de hoogte de bodemsaliniteit en de concurrentie tussen de planten belangrijker worden (Brereton 1971, Vince & Snow 1984, Snow & Vince 1984, Van Diggelen 1988).

Uit het werk van Armstrong e.a. (1985) kunnen drie zones in de bodemdoorluchting afgeleid worden (fig. 3.2.1):

- 1 Overwegend gereduceerde bodem, geoxideerde omstandigheden komen alleen gedurende doortij aan de oppervlakte voor (minder dan 5 cm diep); karakteristieke omstandigheden voor de pionierzone.
- 2 Overwegend geoxideerde bodem, de geaereerde omstandigheden zijn maandelijks enkele dagen verlaagd gedurende springtij; karakteristieke omstandigheden voor de lage kwelderzone.
- 3 Bodem met de langste periode van volledige aeratie zonder fluctuaties, behalve voor de allerhoogste tijen; karakteristieke omstandigheden voor de midden kwelderzone.

De beschrijving van deze zones komt overeen met de ervaring uit de praktijk van de kwelderwerken in Nederland, Duitsland en Denemarken dat een begreppeling de groeiomstandigheden van kwelderplanten verbetert (Wohlenberg 1953, Jakobsen 1954, Kamps 1962). Door een begreppeling in de pionierzone beneden de kweldergrasgrens kan de bodemdoorluchting kunstmatig van de omstandigheden van zone 1 naar zone 2 worden verbeterd. Op die wijze gaat kweldergras op een lager niveau groeien dan van nature het geval zou zijn zodat de kwelder zich uitbreidt. Bovendien is in de praktijk gebleken dat de bedekking met een overjarige kweldervegetatie toeneemt door de begreppeling. Tenslotte is er nog het effect dat een beter ontwaterde bodem stabiel is, waardoor zowel de vegetatieve als de generatieve vestiging van pionierplanten beter kan plaatsvinden (zie b.v. Wohlenberg 1938, Van Eerdt 1985, Groenendijk 1986).

### 3.2.3 Effecten van veranderingen in de relatieve waterstand

Op grond van de hiervoor beschreven relatie tussen de vegetatiezones en de hoogteligging t.o.v. GHW mag verwacht worden dat veranderingen in de waterstand (dus zeespiegelveranderingen of bodemdaling die niet door opslibbing zouden worden gecompenseerd) tot veranderingen in de vegetatie van de zones zal leiden. Van jaar op jaar komen schommelingen in GHW voor tot ongeveer 10 cm (fig. 3.3.6). Beeftink (1987b) heeft op de schorren in Zuidwest-Nederland naar de reactie van de vegetatie in de lage kwelderzone op clusters van jaren met verhoogde en verlaagde GHW-standen gekeken. Een toename van de overvloedingsfrequentie veroorzaakte een

toename in de bedekking van de eenjarige planten zeekraal en schorrekruid (uit de pionierzone), waarschijnlijk door een betere verspreiding van de zaden en de beschikbaarheid van kale grond. Ook namen enige overjarige planten uit de pionierzone en de lage kwelderzone toe: Engels slijkgras, schorrezoutgras en lamsoor. Planten van de lage en middenkwelderzone namen echter af: kweldergras, melkkruid, rood zwenkgras, zeealsem en strandkweek. Planten als zeeaster en zoutmelde verschoven parallel aan de overvloedsveranderingen. Olff e.a. (1988) vonden op de middenkwelder van Schiermonnikoog een afname van de vegetatiebedekking na een verhoogd aantal overvloeden; daarna namen soorten waarvan een zaadvoorraad in de bodem aanwezig was toe (rood zwenkgras, zeerus, zilte rus en zeealsem) en ook schorrezoutgras en kweldergras (erg zouttollerant). Dijkema & Bossinade (in voorber.) toonden voor de kwelderwerken met een variantieanalyse aan dat de achteruitgang van het areaal van de pionierzone en de lage kwelder voor 63% tot 93 % kon worden verklaard door de GHW-stijging van 18 cm tussen 1976 en 1983.

In de gegeven voorbeelden leiden jaar-op-jaar-veranderingen in GHW dus tot veranderingen in de plantensamenstelling van de kwelderzones. Deze veranderingen worden bepaald door de bodemdoorluchting, de verspreidingsmechanismen van de planten en onderlinge concurrentie tussen planten. De saliniteit van de bodem speelt geen rol, die wordt bepaald door het neerslagtekort en niet door de overvloeden (De Leeuw e.a. 1990). De vegetatiezones zullen uiteindelijk parallel aan de trend in de relatieve waterstand opschuiven (afgezien dus van eventuele opslibbing). In de Oostzee is dit voor de bodemstijging daar aangetoond door Ericson (1980) en Cramer & Hytteborn (1987), echter alleen op de lange termijn. Binnen een termijn van tien jaar bleken de besproken jaar-op-jaar-veranderingen van meer belang te zijn. Genoemde auteurs konden de effecten van de lange-termijnbodemstijging en de korte-termijn-waterstandveranderingen uit elkaar halen met het computerprogramma CANOCO; dit programma is binnen de Directie Landbouwkundig Onderzoek (DLO) ontwikkeld en zal door het Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek ook worden gebruikt om soortgelijke vragen bij het monitoringprogramma op Ameland op te lossen.

Beeftink (1987a, 1987b) vond dat zelfs een jaar met een verandering in GHW van 5 tot 10 cm al tot een verschuiving van sommige planten kan leiden. Deze veranderingen vonden in hetzelfde jaar plaats bij een lager GHW en waren één of meer jaren vertraagd bij een hoger GHW.

#### **Hypotheses (Dijkema e.a. 1990)**

- Kwelderaanwas is een stapsgewijs proces dat vooral in perioden met lagere GHW-standen plaatsvindt;
- De vertraging in de reactie van de vegetatie op hogere waterstanden biedt de mogelijkheid van een verhoogde opslibbing in de jaren met een hogere relatieve waterstand (de sedimentaanvoer is dan hoger en de beschermende werking van de vegetatie blijft).

### 3.3 Effecten van natuurtechnisch beheer op de kwelderontwikkeling

#### 3.3.1 Kwelderwerken

Het beleid in de Waddenzee is gericht op het behoud en herstel van natuurwaarden. In 6000 ha voormalige landaanwinningswerken langs de vastelandskust van Friesland en Groningen zijn de natuurwaarden mede door beheersmaatregelen (rijshoutdammen en greppels) gecreëerd. Vanaf 1982 vinden door een werkgroep van de Rijkswaterstaat (RWS), Directie Groningen en het IBN op Texel veldexperimenten plaats met als doel het kwelderareaal binnen deze werken in stand te houden en de natuurwaarden zo mogelijk te verhogen. In het Beheersplan Buitendijkse Gronden (1987) heeft een Stuurgroep Kwelderwerken de taak gekregen de RWS te adviseren over de bewaking van de uitvoering van dat beheersplan. In deze stuurgroep zitten vertegenwoordigers van de RWS, de Directie Natuur-, Bos-, Landschap- en Faunabeheer (NBLF) van het Ministerie van Landbouw, Natuurbeheer en Visserij, de Vereniging van Oevereigenaren en Gebruikers en het IBN.

Uit het tot nu toe door de werkgroep uitgevoerde onderzoek blijkt het volgende. In de periode 1960 tot 1978 is het kwelderareaal in kwelderwerken in belangrijke mate uitgebreid. Vanaf ca. 1978 vindt in de meeste gebieden geen aanwas meer plaats en op sommige plaatsen treedt zelfs erosie op. Deze negatieve ontwikkeling is ten dele bepaald door de meer dan trendmatige verhoging van het GHW als gevolg van verhoogde windsnelheden uit westelijke richting tussen 1976 en 1983. Met name in de pionierzone, de zone van de onbegroeide naar de begroeide bezinkvelden, is op veel plaatsen de opslibbing onvoldoende geweest om de GHW-stijging bij te houden. In deze pionierzone blijken de rijshoutdammen te ver uit elkaar te staan om de golfenergie effectief te verminderen. Uiteindelijk leidt een opslibbingstekort in de pionierzone tot klifvorming en horizontale erosie van de kwelders.

Er is geen rechtstreekse relatie gevonden tussen het greppelonderhoud en de opslibbing maar wel een belangrijk indirect effect: begreppeling bevordert de vestiging en de groei van de kwelderplanten (zie hoofdstuk 3.2.2.). De kweldervegetatie blijkt van alle gemeten factoren de grootste invloed op de opslibbing te hebben. Het greppelonderhoud in de begroeide zone draagt daarom bij aan een positieve ontwikkeling van het kwelderareaal.

Bovengenoemde onderzoekresultaten hebben geleid tot een aantal veranderingen in het beheer van de kwelderwerken. Zo wordt door de RWS het patroon van de 220 km rijshoutdammen momenteel zodanig gewijzigd dat in het belangrijkste probleemgebied, de pionierzone, een verdichting van het patroon plaatsvindt en de buitenste dammen aan de wadzijde gedeeltelijk worden verlaten. Verder wordt het greppelonderhoud zoveel mogelijk beperkt tot de begroeide zone.

#### 3.3.2 Bezinkvelden en meetvakken

De basiseenheid van de huidige kwelderwerken in Groningen en Friesland is een bezinkveld van meestal 400 bij 400 m (fig. 3.3.1). De begrenzing wordt gevormd door rijzendammen loodrecht op de kust (hoofddammen en soms tussendammen) en rijzendammen evenwijdig aan de kust (dwarsdammen). Een rijzendam bestaat uit twee rijen palen met daartussen rijshout. Het rijshout wordt op zijn plaats gehouden door een metalen draad die de paalkoppen ter weerszijden verbindt. Op de meeste plaatsen liggen drie bezinkvelden van de dijk naar het wad. De aan- en afvoer van het water wordt per bezinkveld verzorgd door twee hoofdleidingen loodrecht op de kust. De eerste en een gedeelte van de tweede reeks bezinkvelden zijn begreppeld. De

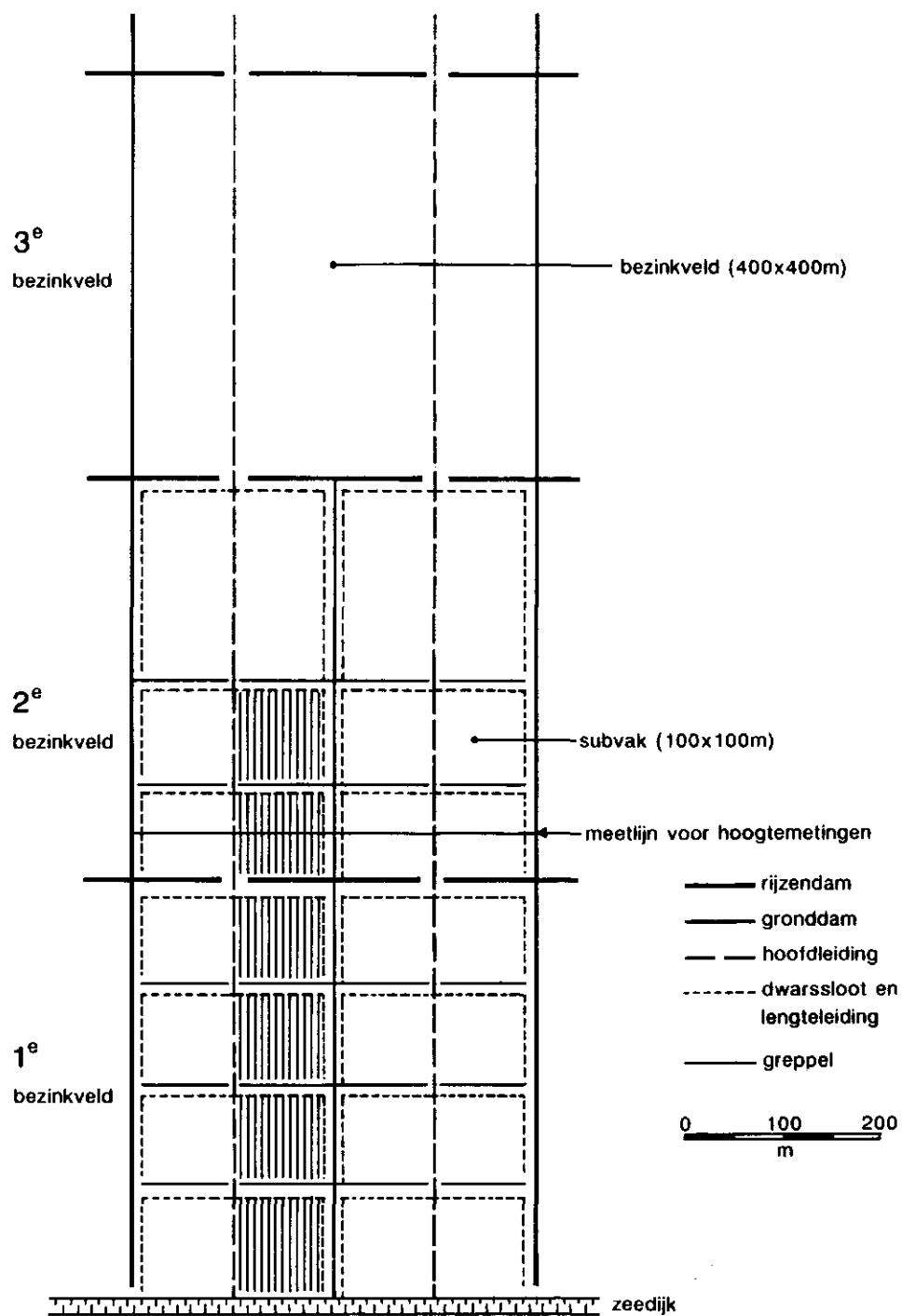
begreppelde bezinkvelden zijn meestal door gronddammen onderverdeeld in eenheden van 100 x 200 m. Midden door zo'n eenheid loopt de hoofdleiding waardoor een begreppeld bezinkveld uiteindelijk in 16 subvakken van 100 x 100 m is onderverdeeld. In de begroeide subvakken sluit op de hoofdleidingen een systeem van dwarssloten, lengteleidingen en greppels aan. Tussen de greppels liggen akkers van ca. 10 x 100 m.

In de kwelderwerken ligt op regelmatige afstanden van elkaar een aantal meetvakken: 15 in Friesland en 18 in Groningen (fig. 3.3.2). Elk meetvak bestaat uit één reeks bezinkvelden van de dijk naar het wad (ca. 50 ha) en is representatief voor een kustgedeelte van ongeveer twee kilometer. In de meetvakken is vanaf 1950 (en soms zelfs vanaf 1937) een groot aantal gegevens over de hoogteligging, de bodemsamenstelling, de vegetatie, het onderhoudswerk, etc. verzameld. Deze gegevens zijn ondergebracht in een computerbestand van de RWS Dienstkring Delfzijl en worden gebruikt voor het opstellen van uitvoeringsplannen voor het beheer en het verrichten van beheersondersteunend onderzoek. Voor het onderzoek kunnen met deze gegevens o.a. trendanalyses worden uitgevoerd. Daarvoor zijn 13 meetvakken in Friesland en 14 in Groningen goed bruikbaar gebleken. De hoogtecijfers zijn in vergelijking met de wadlodingen uiterst betrouwbaar (vgl. hoofdstuk 4.1.3): in de eerste plaats omdat het landmetingen betreft, in de tweede plaats door het grote aantal metingen op vaste meetlijnen (100 per subvak per meting).

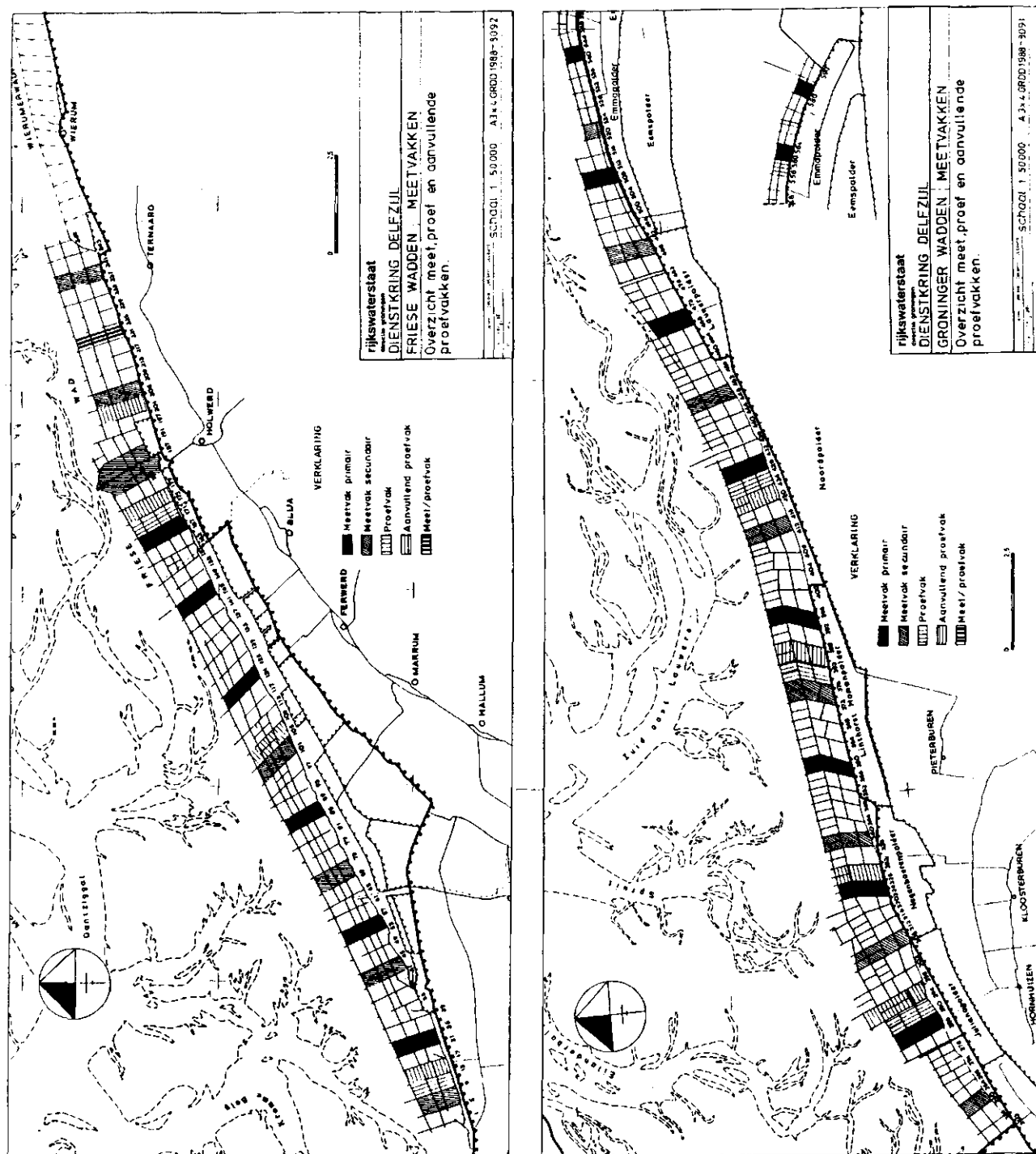
### 3.3.3 Hoogteveranderingen

In het rapport van de Werkgroep Kwelderwerken over de effecten van rijzendammen (Dijkema e.a. 1988) zijn jaarlijkse hoogtegegevens van voor 1960 tot rond 1985 opgenomen en verklaard. Vanwege de vele veranderingen in beheer van de afgelopen en de komende jaren zijn deze hoogtegrafieken aangevuld tot en met 1992 m.b.v. het gegevensbestand van de Dienstkring Delfzijl (jaarverslagen stuurgroep 1991/92 en 1992/93). In figuur 3.3.3 en 3.3.4 zijn de opslibbingscijfers gemiddeld weergegeven voor de terreinzonering van figuur 3.2.1, voor vier tijdperioden (na 1968, als de initiële opslibbing direct na damaanleg voorbij is) en voor kustgedeelten met een goede en een lage opslibbing. De foutenmarge is + of - 1 mm. Als referentievlak is de GHW-stijging van 3 mm per jaar aangehouden (periode 1960-1992; Bossinade, in voorber.). Algemeen kan uit de jaarlijkse hoogteveranderingen het volgende worden geconcludeerd:

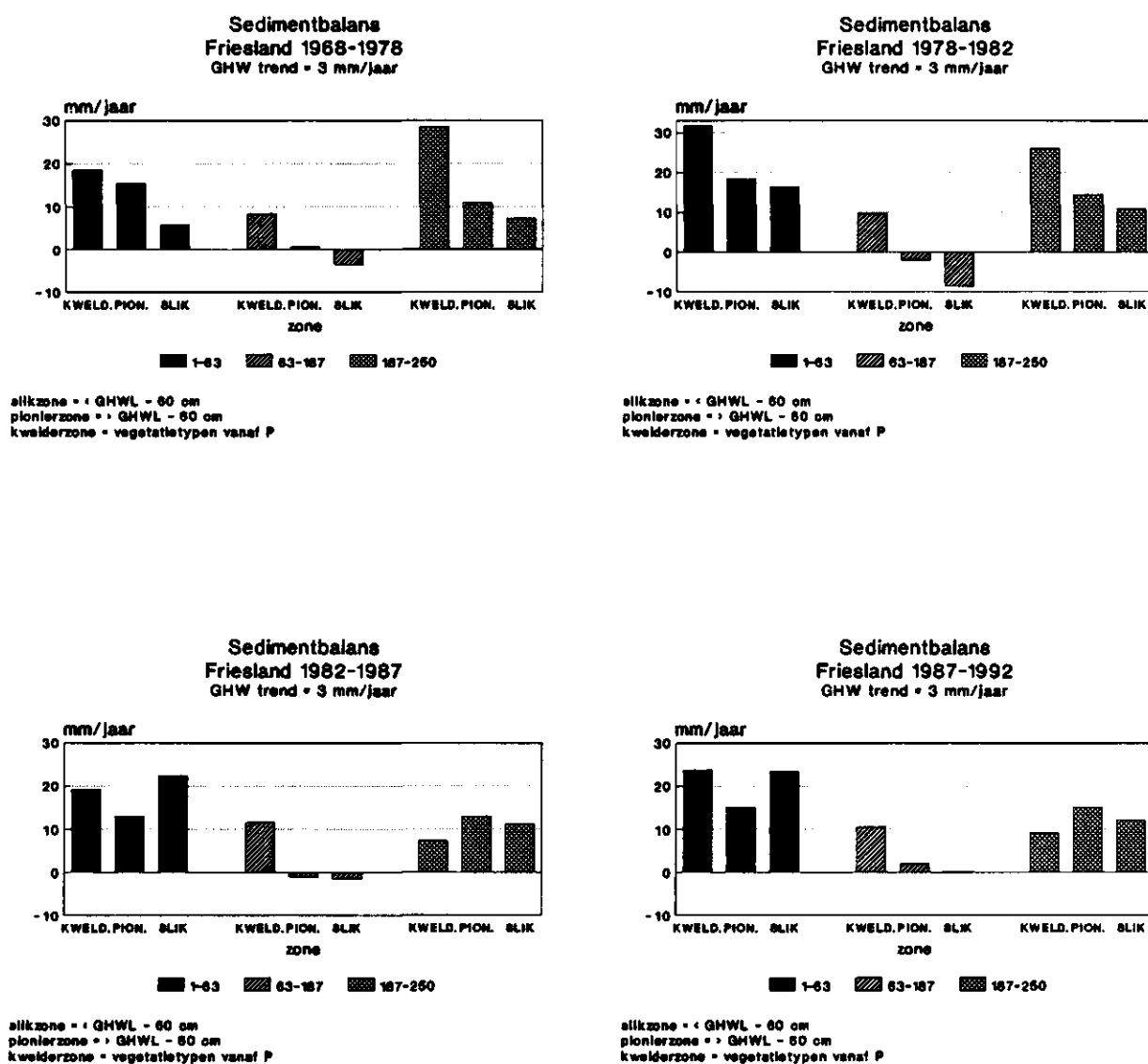
- 1 Een overjarige kweldervegetatie (met kweldergras, etc., maar niet de pionierzone met zeekraal en Engels slijkgras) heeft het grootste en meest blijvende effect op de opslibbing, wat blijkt uit de hoogteontwikkeling boven GHW, die vrijwel altijd gestaag toeneemt. Veranderingen zijn hierin de afgelopen jaren niet waargenomen. In het rapport over de effecten van grondwerk (Dijkema e.a. 1991) is aangetoond dat (a) ontwatering d.m.v. begreppeling een belangrijke rol speelt bij de vestiging en handhaving van de kweldervegetatie in deze zone en (b) een te intensieve beweiding de vegetatie en daarmee de opslibbing schaadt. Maximale waarden voor de opslibbing worden gevonden in de initiële kwelder tussen GHW en 20 cm daarboven. Bij een verdere hoogtetoeename neemt de opslibbing weer af door het verminderde aantal overvloedingen (De Glopper 1981, Bouwsema e.a. 1986). De gemiddelde netto opslibbing in de lage en de middenkwelders is 15 mm per jaar voor Friesland en 10 mm per jaar voor Groningen. Zonder het referentievlak van 3 mm per jaar gaat het dus om 18 resp. 13 mm per jaar en die cijfers zijn vergelijkbaar met wat voor andere kwelders in de Waddenzee wordt genoemd: 10 tot 23 mm per jaar (De Glopper 1981) en 6-25 mm per jaar (Dieckmann 1988)



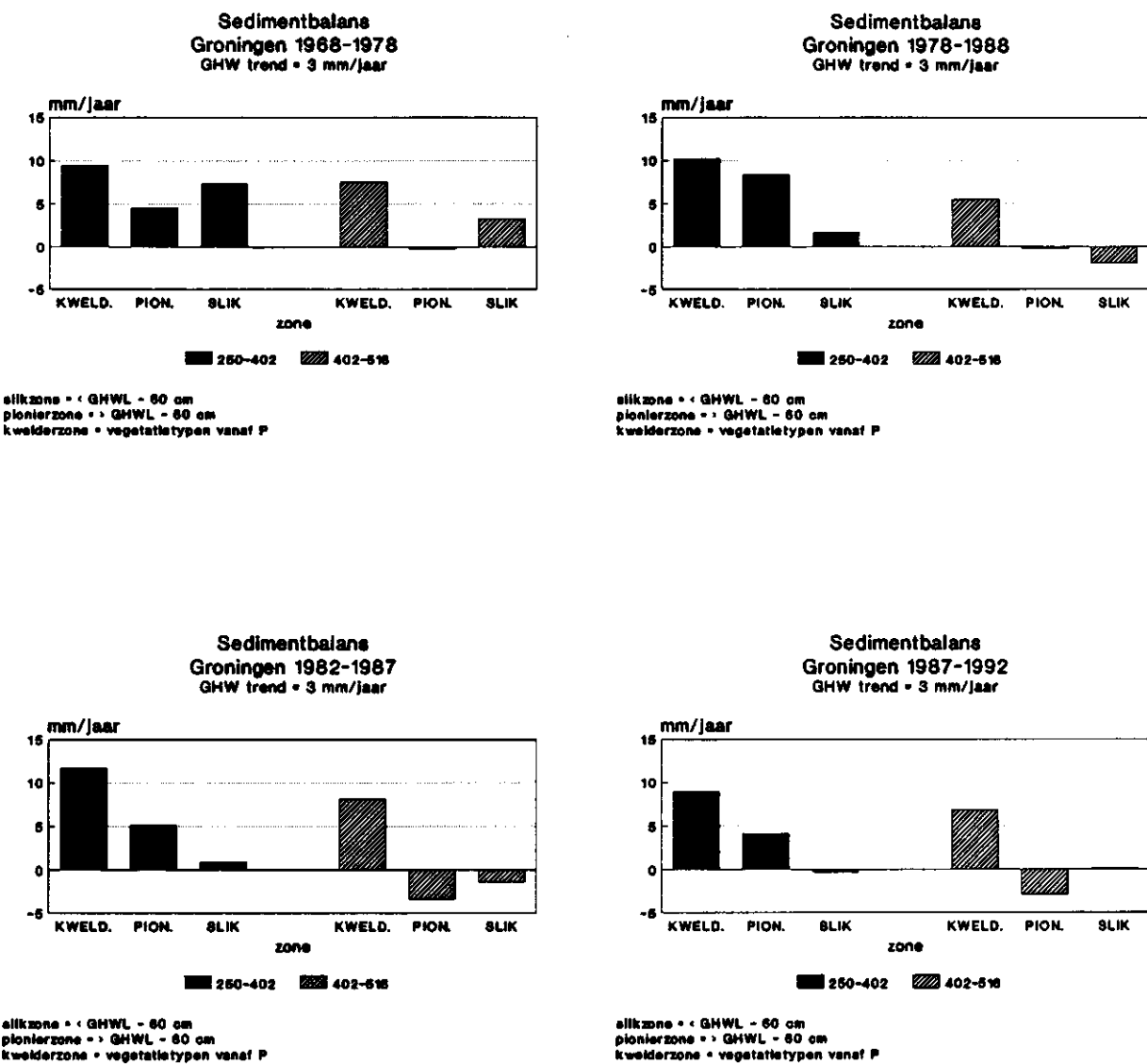
Figuur 3.3.1 Indeling van de bezinkvelden in één meetvak.



Figuur 3.3.2 Overzicht van de meet- en proefvakken in de kwelderwerken. De subvakken (fig. 3.3.1) in de bezinkvelden zijn van west naar oost doorlopend genummerd. De afstand tussen de opeenvolgende nummers is ongeveer 100 m.



Figuur 3.3.3 Sedimentbalans voor de Friese kwelderwerken in de jaren van 1968 tot 1992.



Figuur 3.3.4 Sedimentbalans voor de Groninger kwelderwerken in de jaren van 1968 tot 1992.

- 2 Aanleg van nieuwe bezinkvelden in de beginperiode van de kwelderwerken gaf in een viertal jaren een extra opslibbing van ca. 10 tot 30 cm. De afsluiting van de buitenste bezinkvelden in Groningen met een dwarsdam heeft daar weinig aan toegevoegd.
- 3 In de pionierzone tussen de kweldervegetatie en de buitenste bezinkvelden (globaal tussen GHW en 60 cm onder GHW) worden problemen met onvoldoende opslibbing en soms erosie aangetroffen, wat op de lange termijn het gevaar van kliferosie inhoudt. Het ging in 1991 om 25% van de Friese meetvakken (121-167; een verbetering t.o.v. het dammenrapport; 1988) en om 50% van de Groninger meetvakken (286 en 412-508). In het dammenrapport (1988) is een relatie tussen het opslibbingstekort en een te grote strijklengte van de golven in uitsluitend deze zone aangetoond. Dat komt door het grote effect van kleine golfjes in deze ondiepe zone (Olsen 1959, Dronkers 1984, Schoot & Van Eerdt 1985). Pethic & Reed (1987) berekenen dat op een hoogte vergelijkbaar met de buitenste bezinkvelden van de kwelderwerken 40% reductie in golfenergie voldoende is om sedimentatie te initiëren, maar op de hoogte van de pionierzone is dat al 73% en op de grens tegen de kwelder zelfs 99,7%. Rijshoutdammen zijn zeer effectief gebleken in het verminderen van de golfenergie in de pionierzone, mits de strijklengte niet meer is dan 200 m is. Op grond daarvan plaatst de RWS daar momenteel extra rijshoutdammen. Daardoor neemt de strijklengte in W-O richting af tot 200 m, maar de N-Z strijklengte blijft ongewijzigd. Een eerste positief effect van deze tussendammen is mogelijk zichtbaar in de vakken 85 en 101, maar daar speelt tevens een verhoogde natuurlijke opslibbing die al langer vanuit het westen plaatsvindt, een rol. Een significante rol van de begreppeling voor de opslibbing in de overgangszone kon in het grondwerkrapport (1991) niet worden aangetoond. Wel is bekend dat een eenmalige zware begreppeling op de grens tegen de kwelder voldoende kan zijn om de kwelder boven de kritieke zone 'uit te tillen'; dat heeft enerzijds met het effect van ontwatering te maken; anderzijds wordt de genoemde 99,7% van Pethic & Reed op die wijze kunstmatig overbrugt.
- 4 In de buitenste bezinkvelden neemt de hoogte in de meeste gevallen steeds toe: in 1991 gaat het in 85% van de Friese meetvakken en in 65% van de Groninger meetvakken goed. Grondwerk in de vorm van greppels, dwarssloten en lengteleidingen wordt daar niet uitgevoerd. Grote hoogteveranderingen in deze vakken zijn vaak toe te schrijven aan effecten van buitenaf: de verhoogde natuurlijke opslibbing in de Friese meetvakken 21-85, slechte opslibbingscondities achter het Amelandse zeegat (meetvakken 101-167), gunstige opslibbingscondities oost van de veerdam (tevens wantij Ameland; daar zelfs geen effect van het afstoten van de bezinkvelden 221 en 237), de verplaatsing van het wantij Schiermonnikoog-Julianapolder na de afsluiting van de Lauwerszee (meetvakken 260-324 na 1969) en de altijd al slechte opslibbingscondities nabij het wantij van Rottumeroog, waardoor het opgeven van dammen daar een negatief effect heeft (meetvakken 488 en 508). De gemiddelde opslibbing in de buitenste bezinkvelden in de Friese kwelderwerken blijkt even groot te zijn als een 1 km brede strook van het aangrenzende wad (De Boer & Koomen 1983, De Boer e.a. 1991b).

### Conclusies

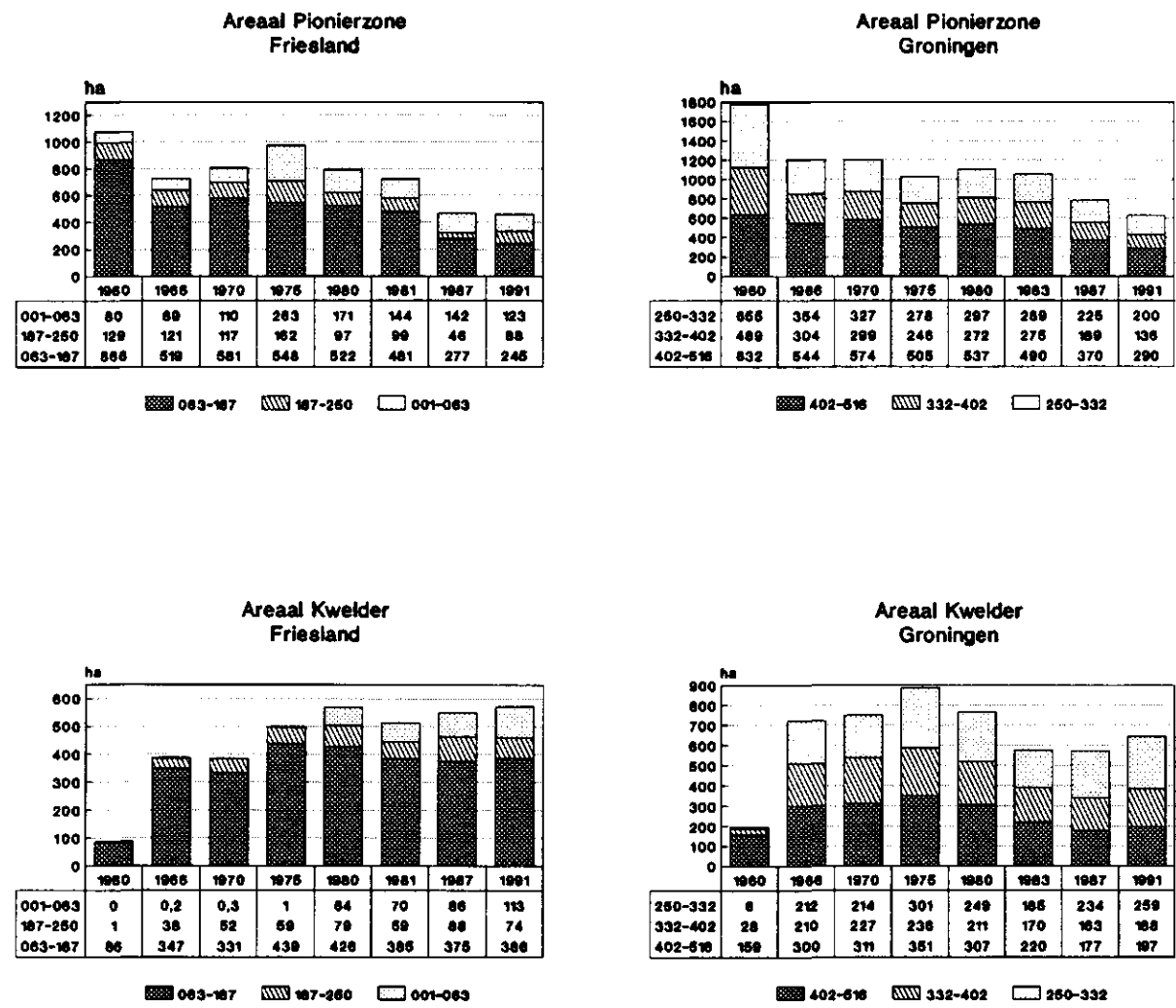
- De mate van opslibbing wordt voor een deel bepaald door de aanwezigheid van een kweldervegetatie (vooral in de eerste bezinkvelden) en door de opslibbingscondities van de omgeving (vooral in de buitenste bezinkvelden). In de eerste factor is de afgelopen jaren weinig verandering opgetreden. De tweede factor is in de Friese kwelderwerken in gunstige zin veranderd doordat het slechte opslibbingsgebied (was 63-187) vanuit het westen is verkleind door een verhoogde natuurlijke opslibbing ('slibgolf') tot voorbij het Noorderleeg (63-104).
- De mate van opslibbing wordt voor een ander deel (vooral in de kwetsbare pionierzone) bepaald door de toestand van de rijzendammen en de strijklengte binnen de bezinkvelden. Eventuele erosieproblemen in de pionierzone kunnen structureel worden opgelost door een verkleining van de betreffende bezinkvelden. Mogelijk heeft in de meetvakken 85 en 101 de aanleg van een tussendam in 1989 al een positieve rol gespeeld. In die zin zijn de hoogtecijfers een directe maat voor de resultaten van de kwelderwerken.
- De mate van opslibbing in de oostelijke helft van de Groninger kwelderwerken is onverminderd slecht, met name ook weer in de pionierzone. In de komende jaren zal moeten blijken of de in uitvoering zijnde beheersmaatregelen hier resultaat hebben.

### 3.3.4 Vegetatieontwikkeling

Na 1988 zijn er geen vegetatiekarteringen voor de totale kwelderwerken meer uitgevoerd. Uit het gegevensbestand van de Dienstkring Delfzijl zijn daarom de jaarlijkse veranderingen van de verschillende vegetatiezones vastgesteld voor de meetvakken. Het areaal van de pionierzone en de kwelderzone in 1991 kon vervolgens worden geschat. Daarin is de voor- of achteruitgang per meetvak vermenigvuldigd met de kustlengte waarvoor het meetvak representatief is. De uitkomst daarvan blijkt een redelijke schatting te zijn voor de werkelijke areaalveranderingen die op de vegetatiekaarten worden gemeten (jaarverslag stuurgroep 1991/92).

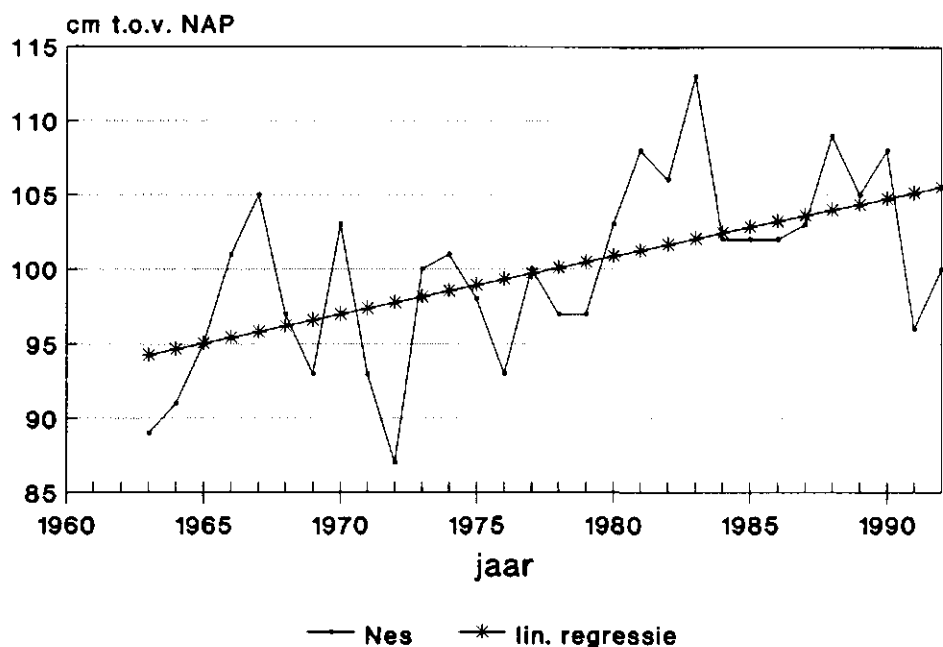
Het algemene beeld van de vegetatieontwikkeling is in het dammenrapport (1988) en het grondwerkrapport (1991) geanalyseerd. Aangevuld met de schatting voor 1991 ziet het beeld er als volgt uit (fig. 3.3.5):

- 1 Het merendeel van de kwelderaanwas heeft in de jaren zestig plaatsgevonden, het merendeel van de kweldererosie vanaf de tweede helft van de jaren zeventig. Vanaf eind jaren tachtig lijkt zich een herstel van het kwelderareaal in te zetten, het meest opvallend in 1991. De gemiddelde aanwas voor Friesland is 8 m per jaar en voor Groningen 5 m per jaar. Dieckmann (1988) vindt voor de Duitse kwelderwerken een vergelijkbare aanwas.
- 2 Op de westflank en de oostflank van de Friese kwelderwerken (vakken 5-24 en 205) is de kwelderaanwas later begonnen en langer doorgegaan (10 m per jaar gemiddeld).
- 3 De teruggang in het kwelderareaal is in het grondwerkrapport (1991; fig. 4.8-4.10 en blz. 79) in verband gebracht met de forse stijging van GHW van 18 cm tussen 1976 en 1983 (fig. 3.3.6), die met enige jaren vertraging op de vegetatie heeft ingewerkt. Daarbij zou ook de toegenomen windsnelheid in die jaren een



Figuur 3.3.5 *Vergelijking van het areaal (in ha) van de kwelderzone en de totale pionierzones 1960-1987 (gemeten op basis van vegetatiekaarten) met de situatie in 1991 (geschat op basis van de meetvakken).*

## GHW Nes 1960-1992



Figuur 3.3.6 Veranderingen in het jaarlijks gemiddeld hoogwater.

rechtstreeks effect op de pioniervegetatie kunnen hebben gehad. Deze verklaring wordt versterkt nu blijkt dat het kwelderareaal de afgelopen jaren is toegenomen in een periode met stabiele GHW-niveau's en het meest in het lage GHW-jaar 1991 (fig. 3.3.6).

- 4 In de Friese kwelderwerken blijkt het herstel van het kwelderareaal in 1991 volledig te zijn. Het verlies van 64 ha in het Friese middengebied (63-187) tussen 1975 en 1987 is gecompenseerd door de snelle groei in een beperkt gebied bij Zwarte Haan (1-63). In de Groninger kwelderwerken is na het forse verlies van 314 ha tussen 1975 en 1987 weer een geschatte aanwas van 72 ha tot 1991 opgetreden.
- 5 Waaraan zijn deze schommelingen in het kwelderareaal te wijten? De voor- of achteruitgang van het kwelderareaal vindt plaats op de grens van de kwelder en de pioniervegetatie. In het algemeen doen zich in de pionierzone de slechtste opslibbingscondities voor. In de periode 1976-1983 is de hoogwaterstijging (18 cm in zeven jaar) veel groter geweest dan de opslibbing in de pionierzone. Daardoor zou er onvoldoende hooggelegen terrein voor een handhaven van het kwelderareaal zijn overgebleven. Opvallend is verder dat een bijna even grote GHW-stijging tussen 1963 en 1967 (15 cm in vier jaar) over het algemeen niet een dergelijk effect heeft gehad. Mogelijke verklaring daarvoor is dat de tijdsduur van de GHW-stijging te kort is geweest; ook speelt een rol dat de invloed van de golfenergie groter is geworden door (a) te grote bezinkvelden in de pionierzone, (b) verdubbeling van het aantal overvloedingen van de rijshoutdammen door de GHW-stijging en (c) plaatselijke verlaging van de rijshoutdammen door bodemdaling als gevolg van het Slochteren gasveld (dammenrapport 1988). De in uitvoering zijnde beheersmaatregelen

- (tussendammen in de pionierzone en verhoging van de rijshoutdammen) blijven dus zeer zinvol. In de gunstiger GHW-jaren vindt nu een inhaalmanoeuvre van de kweldervegetatie plaats. Verder spelen lokale factoren een rol, b.v. de afname van de beweiding met paarden in meetvak 428, die een negatieve invloed had tot in de pionierzone.
- 6 Bovenstaande verklaringen zijn van belang bij de theorievorming over de mogelijke effecten van zeespiegelstijging en bodemdaling en spelen daarom een rol in het IBN-UU-RWS-project 'Kwelders en zeespiegelstijging' (Nationaal Onderzoeksprogramma mondiale luchtverontreiniging en klimaatveranderingen) en in een IBN-project over de rol van de vegetatie bij de opslibbing (EG).
  - 7 De afname van de pioniervegetatie gaat nog steeds door. Zoals in het grondwerkrapport uiteengezet is dit aanvankelijk (1960-1966) veroorzaakt door de groei van de kwelder en later door de afname van het grondwerk. Daarnaast is er een duidelijke relatie met de GHW-veranderingen en zijn er grote jaar-op-jaarschommelingen als gevolg van de kiemingsomstandigheden van zeekraal in het voorjaar. Wat dat laatste betreft was 1988 een slecht jaar en waren 1989-1991 goede jaren.

### Conclusies

- In het merendeel van de kwelderwerken heeft zich sinds 1987 een herstel van het kwelderareaal ingezet.
- Het areaal van de pioniervegetaties neemt nog steeds af. 1991 was echter een relatief gunstig jaar.
- Hoewel er een duidelijk verband bestaat tussen hoogte en vegetatietype, en dus ook tussen maatregelen die de opslibbing bevorderen en vegetatieontwikkeling, is dit verband niet altijd eenduidig. Dat komt omdat andere factoren zoals GHW-veranderingen en weersomstandigheden in het voorjaar eveneens invloed uitoefenen op de vegetatieontwikkeling en op de korte termijn voor belangrijke verschuivingen in het kwelderoppervlak kunnen zorgen. Bovengenoemde factoren waren de afgelopen jaren tamelijk stabiel en in 1991 zeer gunstig. Voor de vegetatieontwikkeling op de lange termijn is de opslibbing echter van doorslaggevend belang. Daarom blijven de geplande structurele maatregelen om de opslibbing in de pionierzone te herstellen (tussendammen en bufferzone) van groot belang voor de instandhouding van het kwelderareaal.

## 3.4 Randvoorwaarden aan bodemdaling

### 3.4.1 Inleiding

Globale grenzen van wat een kwelder aan zeespiegelstijging kan verdragen zijn door het IBN al in 1990 gepubliceerd (Dijkema e.a. 1990a, b). In die studies is ook ingegaan op de mechanismen die bij de opslibbing van kwelders een rol spelen (samengevat in hoofdstuk 3.2). Het gaat daarbij om de wisselwerking tussen sedimentatie en plantengroei en om natuurtechnisch beheer. In een recente studie naar de effecten van het 'uitpolderen' van zomerpolders (Van den Bergs e.a. 1992) is ingegaan op de

beschikbaarheid van sediment voor de opslibbing van kwelders. In jaarverslagen van de Stuurgroep Kwelderwerken zijn gegevens over het monitoringsysteem in de vastelandskwelders door de RWS Dienstkring Delfzijl beschikbaar (samengevat in hoofdstuk 3.3). Met behulp van deze - bestaande - informatie en de expertise beschikbaar op het IBN kunnen randvoorwaarden aan bodemdaling op kwelders worden gesteld. Daarna zullen in de volgende hoofdstukken de prognose voor de plaatselijke bodemdaling door gaswinning aan deze randvoorwaarden worden getoetst en zullen eventueel natuurtechnische beheersmaatregelen worden voorgesteld.

#### 3.4.2 Beschikbaarheid sediment

Uit het rapport van Van den Bergs e.a. (1992) zijn een aantal aanwijzingen gehaald die meer inzicht geven in de vraag of de aanvoer van slib beperkend is voor de opslibbingssnelheid in de kwelderwerken. Voor de achterliggende processen wordt verwezen naar hoofdstuk 4 dat dieper op deze materie ingaat.

Het totale wadsediment bestaat gemiddeld voor 90% uit zand; de resterende 10% is silt en lutum. Sediment met een relatief hoog silt- en lutumgehalte komt alleen voor in gebieden met geringe stroomsnelheden. In het waddengebied zijn dit vooral de locaties waar de kwelders zich bevinden en de wantijen. Deze plaatsen vormen de randen van een kombergingsgebied. Het lutumgehalte van het sediment in de kwelderwerken varieert van zo'n 8 tot 32% (De Glopper 1981).

Doordat de zandfractie qua samenstelling en gedrag sterk verschilt van de slibfractie wordt de zandhuishouding in het waddengebied voor een belangrijk deel gereguleerd door andere processen dan de slibhuishouding. In beschouwingen over de sedimenthuishouding wordt daarom meestal onderscheid gemaakt tussen deze twee sedimentfracties (hoofdstuk 4).

De hoeveelheid slib die in een gebied voor langere tijd wordt afgezet wordt met name bepaald door twee factoren: de aanvoer van slib en de rust in het water. Een indicatie welke van deze twee factoren het meest beperkend is voor de slibsedimentatie is te verkrijgen door het slibgehalte van de ebstroom in mindering te brengen op dat van de vloedstroom. Als dit verschil klein is dan is de sedimentatie verhoudingsgewijs gering. In zo'n geval kan de sedimentatie aanzienlijk worden verhoogd door meer rust in het water te brengen. Omgekeerd zal bij een groot verschil relatief veel gesuspenseerd slib in het betreffende gebied achter blijven. In het laatste geval zal juist een verhoging van de aanvoer meer effect sorteren dan het creëren van meer rust in het water.

In de Waddenzee lijkt het erop dat de sedimentatie van slib met name wordt beperkt door het ontbreken van voldoende rust in het water. Hiervoor zijn verschillende aanwijzingen:

- De hoeveelheid slib die jaarlijks door baggeractiviteiten aan het Eems-estuarium wordt onttrokken is aanzienlijk. Hoewel deze onttrekking reeds decennia plaatsvindt zijn er nog geen aanwijzingen dat de netto sedimentatie van slib op platen en kwelders in het estuarium de afgelopen periode is afgenomen (Van Weerden & Steen 1990).
- De netto slibtransporten in de zeegaten van het waddengebied zijn een ordegrrootte kleiner dan de bruto transporten (zie tabel 3 in Van den Bergs e.a. 1992).
- Door Kamps is voor de Groninger kwelderwerken ter hoogte van de Westpolder berekend dat het ebwater ca. 10% minder gesuspenseerd slib bevatte dan het vloedwater. Ter hoogte van de Julianapolder bedroeg het percentage 17. Kamps concludeert hieruit dat de geringere aanslibbing in de Westpolder te wijten is aan de ongunstige ligging t.a.v. de overheersende westenwinden. Zijn algehele conclusie is dat de sedimentatie langs de vastelandskust met name wordt beperkt

door het ontbreken van voldoende rust in het water in niet zo zeer door een gebrek in de aanvoer de aanvoer van slib (Kamps 1956).

- In verband met de verhoging van de zeedijk in het waddengebied is in de periode 1980-1985 een flinke hoeveelheid klei aan de sloot langs de voet van de zeedijk (petsloot) onttrokken. Door Dijkema e.a. (1988) is berekend dat de hoeveelheid klei die jaarlijks uit deze petsloot werd gebaggerd ongeveer de helft bedroeg van de hoeveelheid die in dezelfde periode jaarlijks in de Groninger kwelderwerken sedimenteerde.

Ook Grotjahn e.a. (1983) die onderzoek naar de opslibbing in een deel van de Duitse kwelderwerken hebben gedaan, komen evenals Kamps tot de conclusie dat de aanvoer van slib niet in belangrijke mate beperkend is voor de opslibbingssnelheid in de bezinkvelden. Sanders (1956) is daarentegen van mening dat de slibaanvoer niet onbetekenend is voor de sedimentatiesnelheid in de bezinkvelden. Hij concludeert dat na aanleg van een derde bezinkveld gerekend vanaf de zeedijk de sedimentatie in het tweede bezinkveld vermindert met 55%. Bij het onderzoek van Sanders zijn echter enige vraagtekens te plaatsen:

- Hoewel de eerste drie jaar na aanleg van het derde bezinkveld de sedimentatie in het tweede bezinkveld afnam van 7 naar 2,5 cm/jaar nam in het eerste bezinkveld de sedimentatie juist toe van 1 naar 5,5 cm/jaar. Voor dit laatste wordt geen verklaring gegeven.
- Uit hoogtemetingen over een relatief lange periode blijkt dat de aanleg van een bezinkveld resulteert in een sterk verhoogde opslibbing die ongeveer drie tot vier jaar duurt. Daarna neemt de opslibbingssnelheid weer af tot het oorspronkelijke niveau (Dijkema e.a. 1988). Hiermee is in het onderzoek van Sanders geen rekening gehouden. Sanders gaat ervan uit dat de aanleg van rijzendammen leidt tot een verhoogde opslibbingssnelheid die blijvend is.

### 3.4.3 Kunnen kwelders bodemdaling overleven?

#### Pionierzone

Om deze vraag te kunnen beantwoorden moet niet alleen de sedimentbalans van de kwelder worden bekeken, maar ook die van de overgangszones naar het wad. Deze zones voor de kwelder krijgen in de literatuur nauwelijks aandacht (b.v. Hatton e.a. 1983, Orson e.a. 1985, Stevenson e.a. 1986). Kliferosie van kwelders is echter geheel van de sedimentbalans in de pionierzone (= overgangszone naar het wad) afhankelijk (Boorman e.a. 1989, Dijkema e.a. 1990).

In de pionierzone worden bij toenemende zeespiegelstijging de meeste problemen verwacht. Golfwerking speelt daarbij in de Waddenzee een grotere rol dan de beschikbaarheid van sediment (voorgaande hoofdstuk). De golfwerking wordt langs het vasteland kunstmatig gereguleerd door de rijshoutdammen van de kwelderwerken. Daarbij is gebleken dat in de pionierzone van de kwelderwerken erosie en klifvorming plaatsvond als gevolg van een GHW-stijging van 18 cm in een periode van zeven jaar. Probleemgebieden zijn daar het middengedeelte van de Friese kwelderwerken (dam 85-187) en het oostelijk deel van de Groninger kwelderwerken (dam 402-516). Aangezien lokaal opgewekte golven in belangrijke mate bepalend zijn voor de sedimentbalans van de pionierzone in de kwelderwerken en niet zozeer de sedimetaanvoer, zal de opslibbingssnelheid naar alle waarschijnlijkheid niet toenemen als reactie op de bodemdaling zoals voor de andere zones wordt verwacht. Daarom ook wordt erosie in

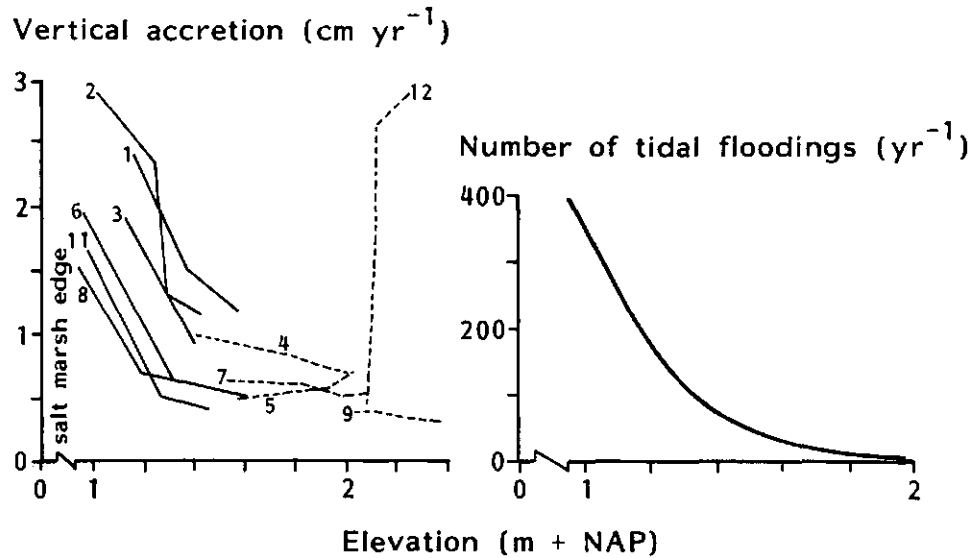
de pionierzone tegengegaan met het gangbare natuurtechnische beheer van de kwelderwerken. Daartoe wordt het systeem van rijzendammen momenteel beter afgestemd op het verminderen van de golfenergie (hoofdstuk 3.3.3).

Voor de pionierzone van de eilandkwelders worden deze beheersmaatregelen nagenoeg niet toegepast vanwege minder erosieproblemen, een lager aanbod van slikkig sediment en om de natuurlijke ontwikkeling zijn gang te laten gaan. Waarschijnlijk bepalen de grootschalige morfologische processen (hoofdstuk 4) op welke plaatsen langs de eilandkwelders sedimentatie of erosie plaatsvindt. Het huidige onderzoek naar de bodemdaling onder Ameland zal hieronder gedetailleerde informatie opleveren.

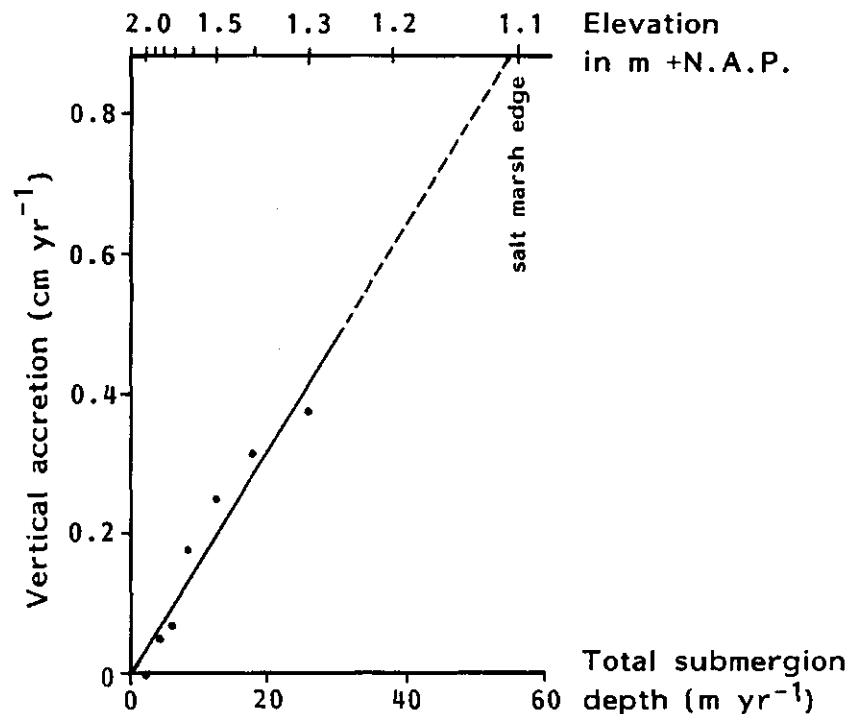
### Kwelderzone

De opslibbing en de vegetatie bepalen samen of de kwelder in staat is de bodemdaling te compenseren (hoofdstuk 3.2.3; Reed 1990). Door bodemdaling zouden de kwelders in hoogte en daardoor in omvang kunnen afnemen. Het is echter onwaarschijnlijk dat het areaal van de vastelandskwelders rechtstreeks wordt beïnvloed door een regressieve successie van de vegetatie van de lage kwelder, d.w.z. dat de ontwikkeling van de kweldervegetatie weer terug zou gaan in de richting van pioniervegetatie of onbegroeid wad. De opslibbing op de vastelandskwelders is gemiddeld voor de lage en de middenkwelders 13 tot 18 mm per jaar (hoofdstuk 3.3). Bij een toekomstige GHW-stijging van 2 mm per jaar (Bossinade, in voorber.) is dus maximaal 11 tot 16 mm bodemdaling per jaar geen probleem voor vastelandskwelders. Voor de midden en hoge kwelder is de opslibbing lager, maar een eventueel opslibbingstekort zal hier tot een toename van de opslibbing tot bovengenoemde waarden leiden als gevolg van het groter aantal overvloedingen (fig. 3.4.1 en 3.4.2; Chapman 1976, De Glopper 1981, Pethick 1981, Bouwsema e.a. 1986, Eysink 1987). In het algemeen zorgt dit mechanisme ervoor dat de opslibbingssnelheid van de kwelderzone tot een zekere grenswaarde reageert op de snelheid van zeespiegelstijging en deze aldus compenseert (Stevenson e.a. 1986, Dijkema e.a. 1990, French e.a. 1990).

Eilandkwelders zijn gevormd door een relatief geringe slibafzetting op een hoge zandplaat of strandvlakte. De weinige opslibbingsgegevens van de eilanden wijzen er op dat de opslibbing de versnelde GHW-stijging van de afgelopen decennia volgde. Voor een lage kwelder op Terschelling werd m.b.v. een markeringstechniek 12 cm opslibbing vastgesteld tussen 1958 en 1979 (6 mm per jaar, Roozen 1985). Eysink (1987) berekende 1 tot 4 mm per jaar op Ameland, wat een conservatieve schatting is omdat kleidiktes werden gedeeld door de leeftijd van de kwelder (afname van de opslibbing met toenemende hoogte). Omdat de totale inundatiediepte door de bodemdaling met een factor 1,5-2 toeneemt, berekende Eysink voor de lage kwelder op Ameland een toekomstige opslibbing van 3 tot 8 mm per jaar (fig. 3.4.2). French e.a. (1990) geven voor vergelijkbare eilandkwelders in North Norfolk (Groot-Brittannië) een grens van 5 mm per jaar waar beneden de kwelder de zeespiegelstijging kan volgen.



Figuur 3.4.1 Verband tussen de sedimentatie per jaar en de hoogte van de kwelder, vergeleken met het jaarlijks aantal overvloedingen. De gegevens zijn verzameld van 1962-1973 met behulp van gemarkeerde sedimentlagen in vastelandskwelders van Friesland (1-3) en Groningen (4-12). Naar De Glopper (1981).



Figuur 3.4.2 Verband tussen de sedimentatie per jaar en de hoogte van de kwelder, vergeleken met de gesommeerde overvloedingshoogte. De gegevens zijn gebaseerd op een vergelijking van hoogtekaarten van 1962 en 1986 op de kwelder Neerlands Reid op Ameland. Naar Eysink 1987.

Tabel 3.4.1 *Randvoorwaarden aan bodemdaling en zeespiegelstijging (in mm per jaar).*

|             | Gebied                  | Gemiddelde opslibbing                    | Veilige grens |
|-------------|-------------------------|------------------------------------------|---------------|
| Kwelderzone | Friese kwelderwerken    | 18                                       | 18            |
|             | Groninger kwelderwerken | 13                                       | 13            |
|             | Vasteland, overig       | 7                                        | 10            |
|             | Eilanden, lage kwelder  | 3-8                                      | 5             |
| Pionierzone | Vasteland               | afhankelijk van systeem van rijzendammen |               |
|             | Eilanden                | afhankelijk van processen in hoofdstuk 4 |               |

Conclusies (tabel 3.4.1)

- In de kwelderzone van de kwelderwerken is de maximaal aanvaardbare grens voor bodemdaling 13-18 mm per jaar. Op grond van genoemde studies kan als een veilige grens voor de overige vastelandskwelders 10 mm bodemdaling per jaar worden aangenomen. Op de eilanden ligt de grens lager: 5 mm per jaar is een conservatieve schatting. Door het monitoring-onderzoek van WL en IBN naar bodemdaling onder Ameland zal voor de eilandkwelders een betrouwbaarder getal worden gevonden. Mogelijk neemt de opslibbingssnelheid in de kwelderzone nog iets toe als reactie op de bodemdaling. Jaarlijkse schommelingen in de stand van GHW (in de orde van wel 10 cm!) spelen een belangrijke en misschien zelfs cruciale rol: het kan tegenzitten en het kan meezitten. Beheersmaatregelen hebben een beperkte invloed op de opslibbingssnelheid: een intensieve beweiding is negatief en natuurvriendelijk onderhoud van een greppelsysteem is positief.
- Zeewaarts van de kwelder ligt er een groter probleem op de grens met het wad in de pionierzone. Langs de vastelandskust wordt de opslibbing in die zone momenteel kunstmatig in stand gehouden met het traditionele beheer van de kwelderwerken. Op de eilanden bepalen grootschalige morfologische processen de sedimentbalans in de pionierzone.

3.5 Vergelijking van de prognose voor bodemdaling met de randvoorwaarden

3.5.1 Methode

In dit hoofdstuk zullen de prognoses voor de bodemdaling getoetst worden aan de gemiddelde opslibbingcijfers in de verschillende zones van de kwelders. Als prognose voor de bodemdaling is een kaart van de NAM met een 'mogelijk produktiescenario' aangehouden, waarop de verwachte bodemdaling tot het jaar 2050 voor de nieuwe gasvelden is weergegeven (bijlage 4, dus zonder Ameland, Blija, Zuidwal en Slochteren). De aanname wordt gedaan dat de helft van deze bodemdaling in de eerste tien jaar van winning zal plaatsvinden, waarbij alle nieuwe velden tegelijk worden gewonnen. Een 'worst-case- benadering' voor de bodemdaling per jaar wordt dus gevonden door de prognose van de NAM te delen door 20 (bijlage 4). Na die eerste tien jaar neemt de bodemdaling sterk af. Daarom zijn de bestaande kleine velden (b.v.

Ameland) ook niet meegenomen in bijlage 4 omdat daar de maximale daling op het moment dat de nieuwe gaswinning begint al achter de rug is.

3.5.2 Vergelijking met de globale randvoorwaarden voor de verschillende kwelders

Vergelijking van de globale opslibbingscijfers voor de kwelderzone (tabel 3.4.1) met de worst-case-prognose van de NAM voor de bodemdaling onder de nieuwe gasvelden is in tabel 3.5.1 uitgevoerd. De bodemdaling is in aparte kolommen vermeerderd met resp. een GHW-stijging van 2 mm per jaar en de verwachte wereldwijde zeespiegelstijging van 6 mm per jaar.

Tabel 3.5.1 *Vergelijking van de globale opslibbingscijfers voor de kwelderzone (tabel 3.4.1) met de 'worst-case-prognose' van de NAM voor bodemdaling (de helft van de daling in de eerste tien jaar van productie = totaal gedeeld door 20; bijlage 4, voor de zomerpolders bijlage 3). Alle cijfers in mm per jaar. ( ) = sedimentbalans bij ongewijzigde opslibbing.*

|                                   | Opslibbing<br>kwelderzone | worst-case-<br>bodemdaling | bodemdaling +<br>GHW-stijging | bodemdaling +<br>zeespiegelstijg. |
|-----------------------------------|---------------------------|----------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| Friese kwelderwerken (121-250)    | 18                        | 1-4 (+)                    | 3-6 (+)                       | 7-10 (+)                          |
| Groninger kwelderwerken (250-298) | 13                        | 1-2 (+)                    | 3-4 (+)                       | 7-8 (+)                           |
| Ferwerd-Holwerd zomerpolders      | 0                         | 2-6 (-)                    | 4-8 (-)                       | 8-12 (-)                          |
| Ferwerd-Holwerd ontpolderd        | 10                        | 1-3 (+)                    | 3-5 (+)                       | 7-9 (+)                           |
| Paesumerlannen                    | 107                       | 4-6 (+)                    | 6-8 (+)                       | 10-12 (~)                         |
| Schiermonnikoog                   | 5                         | 0-1 (+)                    | 2-3 (+)                       | 6-7 (-)                           |
| Rottumerplaat                     | 5                         | 1-2 (+)                    | 3-4 (+)                       | 7-8 (-)                           |

Uit tabel 3.5.1 blijkt het volgende:

- Voor de kwelderzone in de kwelderwerken worden bij deze worst-case-benadering geen problemen verwacht, zelfs niet bij een cumulatie van de bodemdaling met de toekomstige zeespiegelstijging. De pionierzone wordt in het volgende hoofdstuk bij de opslibbingscijfers van de kwelderwerken behandeld.
- Zomerpolders zijn potentieel volwaardige kweldergebieden die echter door lage dijkjes tegen zomervloeden beschermd worden. Door winterstormen kan er nog overstroming optreden. Er bestaan vergevorderde plannen om in het kader van natuurontwikkeling de zomerpolders aan te kopen en de zomerkaden door te steken om zodoende de kwelders te herstellen. Dat heeft consequenties voor de effecten van bodemdaling op de zomerpolders langs de Friese noordkust. Zonder ontpoldering is er nagenoeg geen opslibbing en zullen deze gebieden dus met de waarde van de totale prognose zakken (inclusief de daling door Ameland en Blija, dus volgens bijlage 3). Indien de zomerdijken niet verhoogd worden, neemt daardoor het aantal overvloedingen toe. Na ontpoldering mag een opslibbing van ca. 10 mm per jaar verwacht worden wat tot gevolg heeft dat de worst-case-bodemdaling en de cumulatie daarvan met de GHW-stijging (en met de toekomstige zeespiegelstijging) zonder problemen gevolgd kan worden. De zomerpolders liggen in de beschutting van de kwelderwerken zodat eventuele klifvorming niet aan de orde is.
- Voor de Paesumerlannen in Noordoost-Friesland zijn geen concrete opslibbingscijfers beschikbaar, maar de worst-case-bodemdaling en de cumulatie daarvan met de GHW-stijging blijft binnen de opslibbing die op een dergelijke kwelder verwacht mag worden (conclusie van hoofdstuk 3.4.3: 10 mm per jaar); cumulatie met de toe-

worden (conclusie van hoofdstuk 3.4.3: 10 mm per jaar); cumulatie met de toekomstige zeespiegelstijging zou te veel kunnen worden (onder de worst-case-aannames van een ongewijzigde opslibbing van 10 mm per jaar en voor de eerste tien jaar van winning). De Paesumerlannen zijn een kweldergebied dat is ontstaan nadat de kaden om een zomerpolder zijn doorgebroken. Er is geen echte pionierzone in de vorm van een geleidelijke overgangszone naar het wad aanwezig. De kwelder-rand wordt beschermd door de voormalige zomerkade. De zomerkade is plaatselijk aan de oostzijde in een slechte staat van onderhoud. Hier zou het probleem van klifvorming en terugschrijdende erosie van de kwelder kunnen ontstaan.

- Voor de eilandkwelders op Schiermonnikoog en de Rottumerplaat wordt een bodemdaling verwacht die geringer is dan de opslibbing en dat geldt ook voor de bodemdaling gecumuleerd met GHW-stijging. De verwachte zeespiegelstijging van 6 mm per jaar is 1 mm per jaar groter dan de randvoorwaarde voor de eilanden. Cumulatie van de reeltief geringe bodemdaling met de verwachte zeespiegelstijging overschrijdt daarom de gestelde randvoorwaarden voor de eilanden (onder de aannames van ongewijzigde opslibbing van 5 mm per jaar en voor de eerste tien jaar van winning).
- In het volgende hoofdstuk worden de meetvakken langs de vastelandskust aan de NAM-prognose getoetst en zal ook naar de - vaak problematische - pionierzones die voor deze kwelders liggen worden gekeken.

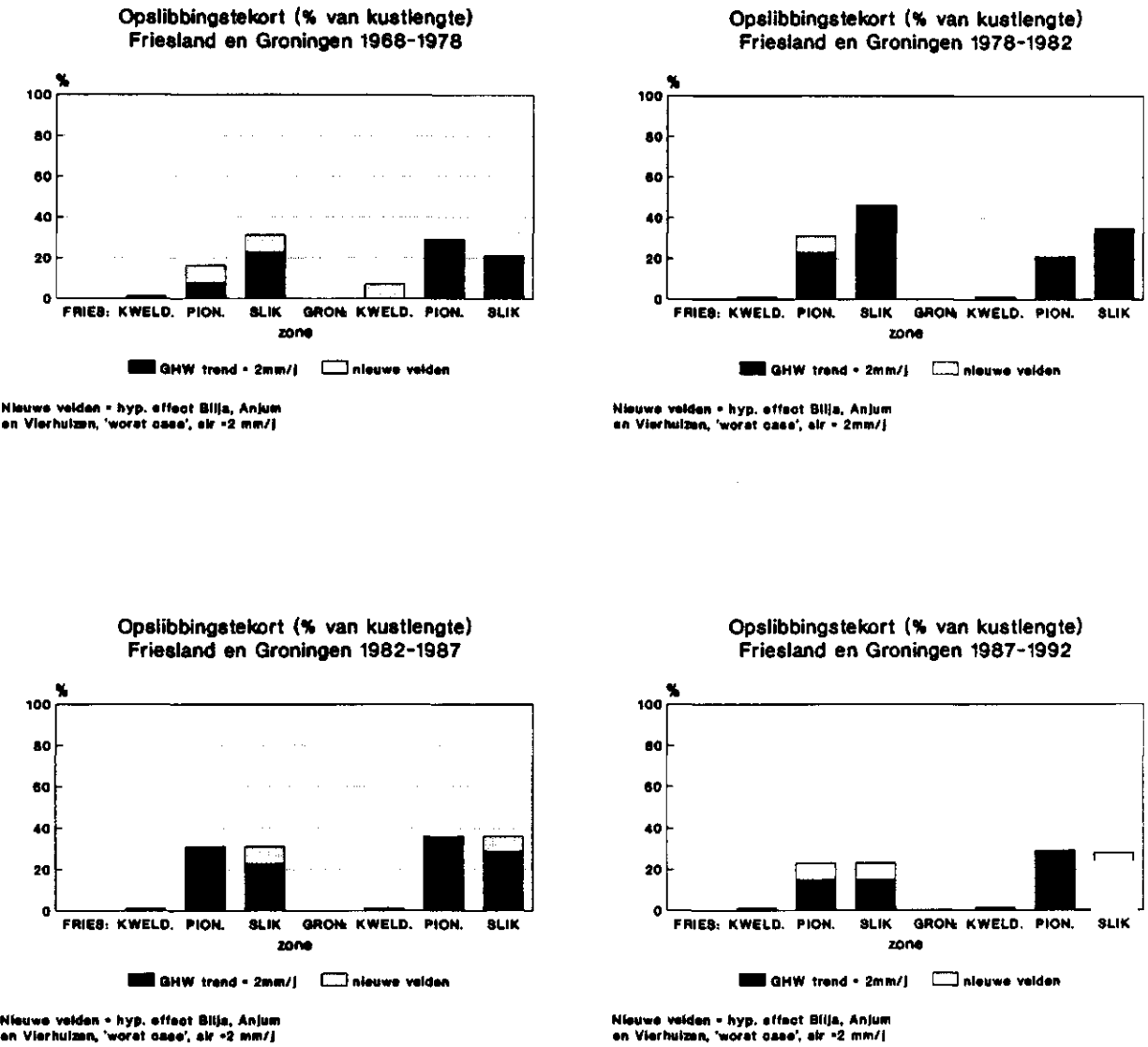
### Conclusies

- Uit deze globale benadering voor de verschillende kweldergebieden blijkt dat er normaal gesproken geen problemen met de sedimentbalans ontstaan.
- Bij een zeespiegelstijging van 6 mm per jaar en een conservatieve waarde voor de opslibbing zou er in de Paesumerlannen, op Schiermonnikoog en op de Rottumerplaat een gering opslibbingstekort van totaal resp. 20, 20 en 30 mm kunnen ontstaan gedurende de eerste tien jaar van gaswinning.
- De kwelderrand van de Paesumerlannen vraagt extra aandacht.

### 3.5.3 Vergelijking met de opslibbing in de kwelderwerken per zone

Voor de kwelderwerken kan de vergelijking zeer gedetailleerd en voor alle zones plaatsvinden op basis van het omvangrijke gegevensbestand van de Rijkwaterstaat Dienstkring Delfzijl. Met het dBase programma TABEL van J. Bossinade, RWS Directie Groningen (jaarverslag 1992/93, in voorber.), zijn de opslibbingcijfers uit Dijkema e.a. (1988) aangevuld tot en met 1992 (bijlage 8). Het tijdvak 1960-1968 is weggelaten omdat er in die periode nog aan de rijshoutdammen werd gebouwd. Als GHW-stijging is 2 mm per jaar aangehouden, die voor de periode 1971-1989 overblijft na correctie voor de effecten van wind en luchtdruk (Bossinade, in voorber.). Vervolgens is de worst-case-voorspelling voor de bodemdaling op deze cijfers losgelaten. Voor vijftientig jaar, verdeeld over vier tijdvakken, is dus gesimuleerd hoe de sedimentbalans eruit zou zien indien deze worst-case-bodemdaling in dat tijdvak plaatsgevonden zou hebben.

In figuur 3.5.1 is op deze wijze kwalitatief gescoord in hoeveel meetvakken in de kwelderwerken een opslibbingstekort optreedt, zonder en met de hypothetische 'worst case' bodemdaling. Zonder bodemdaling wordt er in de kwelderzone nooit een



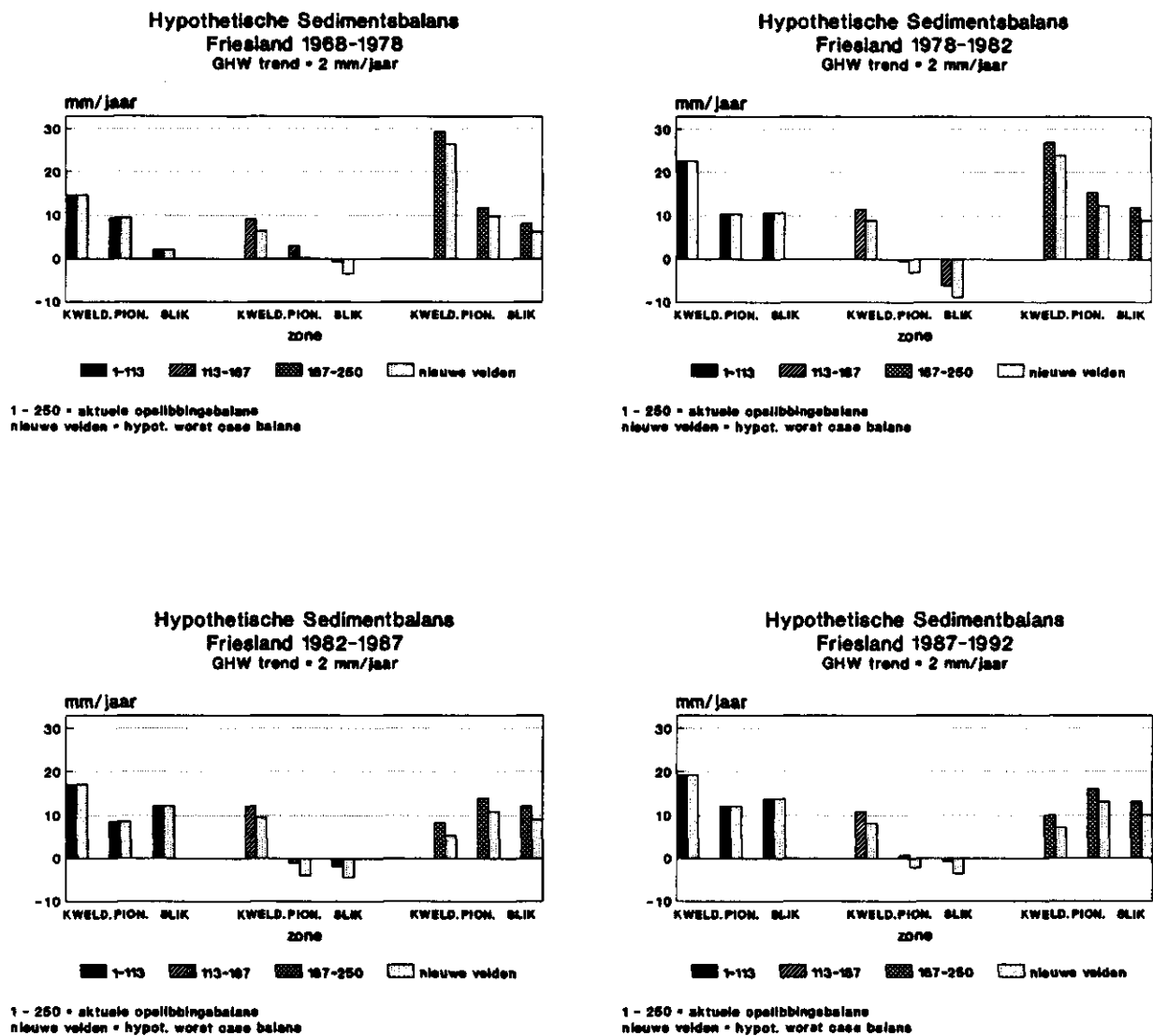
**Figuur 3.5.1** *Hypothetisch opslibbingstekort (in procent van kustlengte) in de kwelderwerken van Friesland en Groningen in de jaren 1968 tot 1992.*

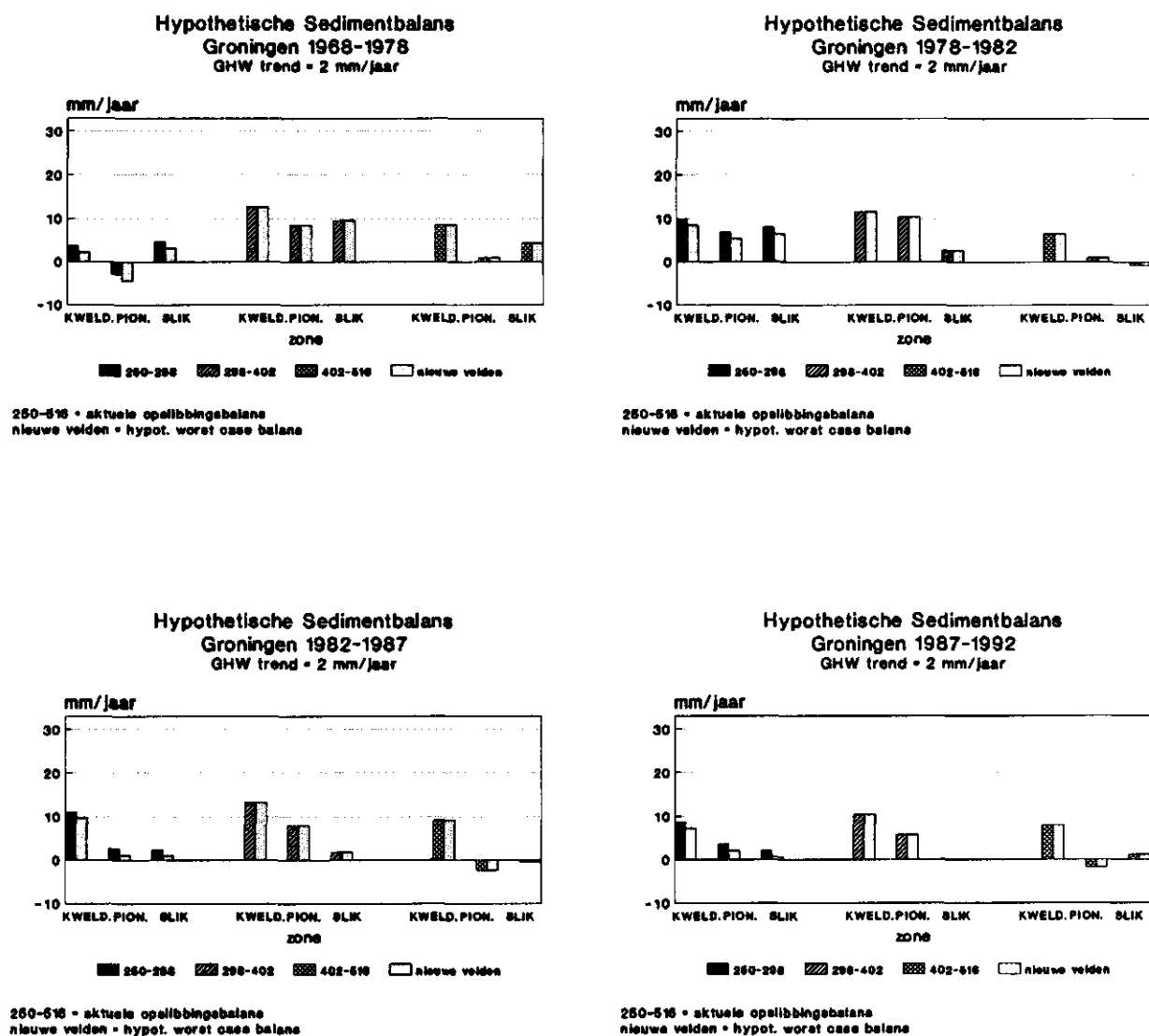
opslibbingstekort aangetroffen (bij 2 mm per jaar GHW-stijging). Met bodemdaling treedt er in het tijdvak 1968-1978 in één van de 27 meetvakken een opslibbingstekort op. Daarbij is geen rekening gehouden met een mogelijke verhoging van de opslibbingssnelheid na bodemdaling als gevolg van een zekere mate van 'zelfregulatie' in de kwelderzone (hoofdstuk 3.3.3 en 3.4.3). Het betreft een meetvak met een zeer intensieve beweiding, waardoor de opslibbingssnelheid is verminderd. De verwachting dat de kwelders niet rechtstreeks door de bodemdaling worden aangetast (hoofdstuk 3.4.3) blijkt in deze simulatie dus waar te zijn.

Simulering van de hypothetische worst-case-bodemdaling voor de pionierzone en de slikzone van de meetvakken blijkt een toename van de kustlengte met een opslibbingstekort tot ca. 20-30% op te leveren (fig. 3.5.1; dus voor de eerste tien jaar van winning). Een opslibbingstekort gaat met name toenemen in de slikzone en de pionierzone van de Friese kwelderwerken tussen de dammen 113 en 187, die in het hoofdstuk 'Randvoorwaarden' (hoofdstuk 3.4.3) al als probleemgebied werden aangemerkt. Dit probleemgebied valt nagenoeg samen met de hoogste prognose voor bodemdaling. Verder blijkt het buitenste bezinkveld (= slikzone) van het Groninger meetvak 260 (Westpolder) problemen te gaan opleveren. Voor de slikzone (= buitenste bezinkvelden) wordt een 'zelfregulatie' verwacht die vergelijkbaar is met de wadplaten; de hoogteontwikkeling verloopt daar steeds parallel met het aangrenzende wad (hoofdstuk 3.3.3 en 4). De gesimuleerde toename van het opslibbingstekort in de slikzone is daarom theoretisch; er wordt verder verwezen naar hoofdstuk 4.

In de pionierzone zal 'zelfregulatie' van de opslibbingssnelheid o.i.v. bodemdaling naar alle waarschijnlijkheid niet optreden omdat de rijshoutdammen in die zone de bepalende factor zijn (hoofdstuk 3.3.3). Daarop wordt in het volgende hoofdstuk over mitigerende maatregelen verder ingegaan.

In figuur 3.5.2 en 3.5.3 is de sedimentbalans zonder en met de hypothetische worst-case-bodemdaling kwantitatief weergegeven. Na simulering van de bodemdaling voor vier tijdvakken blijft de sedimentbalans gemiddeld steeds positief voor alle kwelderblokken. In de pionierzone en de slikzone blijken ook kwantitatief effecten van betekenis op te gaan treden. Deze effecten komen in het Friese middengebied (vakken 113-187) voor, een slecht opslibbingsgebied dat vrijwel volledig samenvalt met de hoogste prognose voor de bodemdaling. Daar gaat na simulatie van de bodemdaling in alle tijdvakken erosie optreden, of wordt de bestaande erosie versterkt, ook in de periode 1987-1992, waarin de opslibbing weer beter gaat.





Figuur 3.5.3 Hypothetische sedimentbalans voor de kwelderwerken van Groningen in de jaren 1968 tot 1992.

### Conclusies

- De conclusie uit de globale vergelijking van de verschillende kwelders wordt bevestigd: er zijn geen effecten van bodemdaling in de kwelderzone van de kwelderwerken te verwachten. In het middengebied van de Friese kwelderwerken worden, onder aanname van de helft van de bodemdaling in de eerste tien jaar, negatieve effecten in de pionierzone en de slikzone verwacht. Langs de vastelandskust en met bodemdalingcijfers die beperkt blijven tot de prognose van de NAM wordt voor de kwelderzone en de slikzone uitgegaan van een zekere mate van 'zelfregulatie'. Van de slikzone is bekend dat golfenergie een minder grote rol speelt dan in de pionierzone en dat meestal de hoogteontwikkeling van het voorliggende wad wordt gevolgd; die zelfregulatie is dus mede afhankelijk van de effecten van bodemdaling in de Waddenzee zelf.
- Er blijft een opslibbingstekort over in de pionierzone van het middengebied van de Friese kwelderwerken (vakken 113-187). Volgens gegevens uit de literatuur en het 33-jarig gegevensbestand van de kwelderwerken is dat het probleem bij zeespiegelstijging: een opslibbingstekort in de pionierzone leidt op den duur tot kliferosie van de achterliggende kwelders. Rijkswaterstaat heeft in deze pionierzone al een aangepast beheer ingezet om de huidige erosieproblemen op te lossen; in het volgende hoofdstuk zal naar de mogelijkheden van verdere mitigerende maatregelen worden gekeken.

## 3.6 Eventuele mitigerende maatregelen

### 3.6.1 Beleidskader

Het kabinetsstandpunt over de ontwerp-Planologische Kernbeslissing Waddenzee (1993) brengt een duidelijk standpunt over de kwelderwerken. Onder het hoofdstuk 'natuurbeheer' hebben twee van de drie punten betrekking op de kwelderwerken:

- a *Het natuurbeheer in de Waddenzee is gericht op een natuurlijke ontwikkeling van de Waddenzee, waarbij de menselijke invloed hierop zo gering mogelijk dient te zijn. Dit laat onverlet dat het kwelderareaal wordt gehandhaafd en in het gebied ten westen van Holwerd een uitbreiding van het vastelandkwelderareaal wordt nagestreefd. Deze uitbreiding heeft op zo natuurlijk mogelijke wijze plaats, voorzover mogelijk door ontpoldering. [...]*
- b [...]
- c *Kwelderwerken langs de Fries-Groningse vastelandskust, met het doel het areaal kwelders te behouden, worden op zo natuurlijk mogelijke wijze voortgezet.*

In de toelichting van april 1992 heeft het kabinet dit standpunt als volgt toegelicht: *Volgens de geschetste referentiesituatie zouden met name deze kwelders bij het beëindigen van menselijke handelingen aldaar gedoemd zijn te verdwijnen of in ieder geval sterk in oppervlakte af te nemen. Het kabinet acht dit echter in het kader van het natuurbehoud van natuurlijke waarden niet gewenst en acht het onderhouden van deze kwelderwerken door het rijk van groot belang. [...] Wel zal meer dan voorheen bezien worden hoe de kwelderwerken en het onderhoud daarvan op een zo natuurlijk mogelijke wijze kan geschieden. Verder zal worden gezocht naar alternatieve methoden*

*van kwelderbehoud en -ontwikkeling om tot een zo natuurlijk mogelijke kwelderopbouw te komen.*

In het kabinetsstandpunt van 1993 staat verder:

*Met de NB-Raad en de WAR is het kabinet van mening dat gezien het vrijwel ontbreken van kwelderareaal in de westelijke Waddenzee een uitbreiding van het vastelandskwelderareaal nagestreefd zal worden. Het kabinet heeft een voorkeur voor een uitbreiding op een zo natuurlijke mogelijke manier, eventueel door het stimuleren van van nature voorkomende kweldervormende processen. De slibvelden van de Zwarte Haan acht het kabinet het meest perspectiefvol voor een natuurlijke ontwikkeling.*

### 3.6.2 Kwelderwerken

In hoofdstuk 3.5 is een toename van het opslibbingstekort in de pionierzone langs het centrale deel van de Friese kwelderwerken voorspeld omdat de prognose voor de grootste bodemdaling in Friesland volledig samenvalt met dit slechte opslibbingsgebied. Uit eerder onderzoek (Dijkema e.a. 1988; dit rapport hoofdstuk 3.3 en 3.4) is gebleken dat de sedimentbalans in de pionierzone van vastelandskwelders vooral wordt bepaald door de slibhuishouding. Slib is in overmaat aanwezig en de beperkende factor is beschutting tegen golfenergie. In het verleden vond opslibbing in beschutte baaien op grote afstand van de zeegaten plaats. Na alle inpolderingen van de afgelopen eeuwen (hoofdstuk 3.1) vindt aanwas langs het vasteland van de Waddenzee hoofdzakelijk plaats in de bezinkvelden van de kwelderwerken. Rijshoutdammen zijn daarbij al zestig jaar een effectief middel gebleken om de golfenergie te verminderen. Omdat plaatselijk opgewekte kleine golven erosie in deze pionierzone kunnen veroorzaken is een afstand tussen de rijzendammen van hooguit 200 m noodzakelijk om erosie in slechte opslibbingsgebieden te voorkomen. Op grond daarvan plaatst RWS in de slechte opslibbingsgebieden momenteel extra rijshoutdammen in N-Z richting (zg. tussendammen). Daardoor neemt de strijklengte in W-O richting af tot de gewenste 200 m, maar de N-Z strijklengte blijft nog ongewijzigd. Daarom wordt ook een zg. bufferzone gelegd die erg succesvol blijkt te zijn. De bufferzone is 100 m breed (één rij subvakken evenwijdig aan de kustlijn) en bestaat uit zodanig zware greppels dat de grond op de akkerruggen blijft liggen. De akkerruggen remmen de golfenergie en kunnen tevens voor een kunstmatige ophoging in deze zone zorgen.

Van bezinkvelden is bekend dat ze in ca. vier jaar een initiële opslibbing van 10-30 cm geven. Daarna gaat de opslibbing met normale waarden verder. In Duitsland is de ervaring opgedaan dat een halvering van een bezinkveld weer een extra opslibbing van 10-20 cm geeft en een tweede halvering (dus naar 200 x 200 m) nogmaals. Dat betekent dat het opslibbingstekort in de pionierzone opgelost kan worden door de huidige bezinkvelden van 400 x 400 m te verkleinen door extra rijshoutdammen in die zone te plaatsen.

Als mitigerende maatregelen voor de kwelderwerken worden voorgesteld:

- In een eerste fase wordt het huidige opslibbingstekort opgeheven door het in uitvoering zijnde plan voor tussendammen van rijshout (door de RWS op basis van een plan in Dijkema e.a. 1988). In een tweede fase wordt in het bodemdalingsgebied in de Friese kwelderwerken een extra dwarsdam van rijshout voorgesteld, ongeveer ter plaatse van de voormalige eerste dwarsdam tussen de dammen 65 en 187 (= 12 km). Deze extra rijshoutdam zal het effect van de bodemdaling door gaswinning in de pionierzone teniet doen. In een derde fase dienen alle reeds bestaande rijshoutdammen te worden verhoogd tot de

oorspronkelijke maat van 30 cm boven GHW. De tweede en de derde fase dienen uit te gaan van de cumulatieve bodemdaling volgens bijlage 3. Op deze wijze kan de opslibbing in de pionierzone van de kwelderwerken worden hersteld op een wijze die past in de bedoelingen van de PKB Waddenzee.

### 3.6.3 Paesumerlannen

Op verschillende plaatsen in de studie is al aangetoond dat het grensgebied tussen kwelder en wad het meest gevoelig is voor erosie. De kwelderrand van de Paesumerlannen wordt beschermd door een voormalige zomerkade. Deze verdediging dient in goede conditie te worden gehouden om klifvorming en terugschrijdende erosie te voorkomen.

### 3.6.4 Zomerpolders

Het kabinet vindt behoud en uitbreiding van het areaal aan vastelandskwelders wenselijk. Daartoe wordt in vigerende beleidskaders het ontpolderen van de Friese zomerpolders (1000 ha!) en het stimuleren van natuurlijke kweldervormende processen op de slibvelden bij Zwarte Haan voorgesteld. Dit plan wordt ook door de provincie Friesland ondersteund (Werkgroep Haalbaarheidsstudie Noord Friesland Buitendijks 1992). Met het ontpolderen van de Friese zomerpolders worden verdere mitigerende maatregelen voor de zomerpolders overbodig.

### 3.6.5. Monitoringprogramma

- Op Ameland (bodemdalingsgebied) en langs de vastelandskust (kwelderwerken) zijn goede ervaringen opgedaan met een monitoringsysteem. Daarbij worden o.a. de hoogteligging, opslibbing, vegetatieontwikkeling en op Ameland de broedvogels gevolgd.
- Met behulp van een monitorsysteem kan de ontwikkeling van het kwelderareaal, de hoogteligging en de vegetatie in de kwelderwerken worden gevolgd en kunnen ongewenste ontwikkelingen en het beheer eventueel worden bijgestuurd. Voorgesteld wordt het bestaande monitoringsysteem van de RWS (Dienstkring Delfzijl en Meetkundige Dienst) voor dit doel aan te passen. Het monitoringssysteem moet ook uitsluitsel geven over de effecten van de bodemdaling op de sedimentbalans in de buitenste bezinkvelden. Aanpassing in de zin van uitbreiding of afstoten van het dammenbestand in de buitenste bezinkvelden zijn op grond daarvan mogelijk.
- Voorgesteld wordt dit monitoringsysteem uit te breiden naar de Paesumerlannen en de zomerpolders.
- Fundamenteel onderzoek aan de interacties tussen sediment, golven, plantengroei en zeespiegelveranderingen vergroot de kansen op meer natuurlijke en wellicht goedkopere beheersmaatregelen aan de vastelandskust. In dat licht kan ook een herstel van de mosselbanken een waardevolle maatregel zijn (hoofdstuk 4.5). Met de voorgestelde verdichting van het bestand aan rijshoutdammen is het op termijn misschien mogelijk tot een vermindering van het graafwerk in de pionierzone te komen en in de buitenste bezinkvelden de natuur haar gang te laten gaan.

## 4 WADDENZEE

### 4.1 Geologische en historische ontwikkeling

#### 4.1.1 Pleistoceen

Het waddengebied is, geologisch gezien, jong (fig. 2.2.1). Onder de Nederlandse Wadden ligt een onregelmatige oppervlak van morene- en rivierafzettingen dat gevormd werd tijdens de voorlaatste ijstijd (Riss of Saale-glaciaal, 180 000-130 000 jaar geleden). Het grootste deel van deze ijstijdafzettingen werd bedekt door jongere afzettingen gevormd tijdens de daaropvolgende warmere periode (Eemien) en de laatste ijstijd (Würm of Weichsel-glaciaal, 110 000-10 000 jaar geleden). Terwijl tijdens de laatste ijstijd de ijskap zijn maximale omvang kreeg, daalde de zeespiegel ongeveer 100 m. Het landijs bereikte Nederland toen niet. Wel heerste gedurende een groot deel van deze ijstijd een extreme koude (toendra/poolwoestijn). Door de schaarse begroeiing kon de wind grote hoeveelheden zand transporteren. Grote delen van het droogliggende land werden daardoor bedekt met aeolische zanden (dekzanden) en löss. Het zo gevormde pleistocene oppervlak helt over het algemeen licht in zeewaartse richting. Vlak bij de Friese kust ligt het op zo'n -6 m Nieuw Amsterdams Peil (NAP) terwijl het voor de kust van Ameland op zo'n -25 tot -30 m NAP ligt.

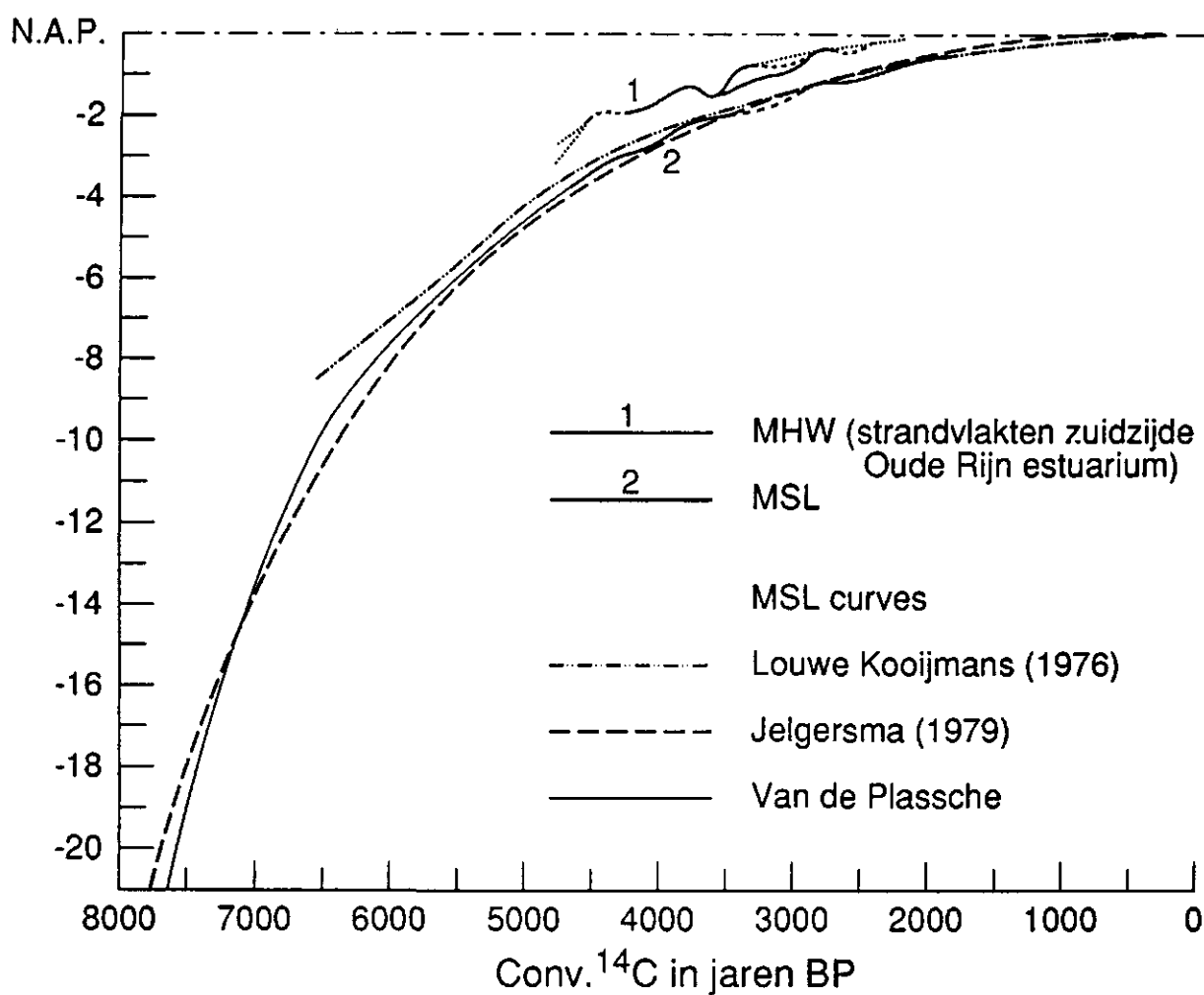
#### 4.1.2 Holocene

##### Pre-historische tijd

Na afloop van de Würm/Weichsel-ijstijd (einde van het Pleistoceen-tijdvak, ca. 10 000 jaar geleden) brak opnieuw een warm tijdvak aan, het Holocene. Tijdens het Holocene smolten (en smelten) grote delen van het landijs en steeg (en stijgt) de zeespiegel. Gedurende de eerste 4000 jaar verliep deze stijging van de zeespiegel snel (ca. 10 mm/jaar) door het afsmelten van het ijs in combinatie met het dalen van de bodem van het Noordzeebekken. Na 6000 BP nam een snelheid van de stijging van de zeespiegel geleidelijk af tot een snelheid van 1,3 tot 1,4 mm/jaar (fig. 4.1.1).

Gedurende het Holocene werden grote hoeveelheden sediment door de rivieren en de zee aangevoerd naar het waddengebied. Verondersteld wordt dat het materiaal waaruit de waddenafzettingen bestaan, grotendeels afkomstig is van erosie van een hooggelegen gebied westelijk van Texel en, tijdens de laatste millennia, van de kop van Noord-Holland.

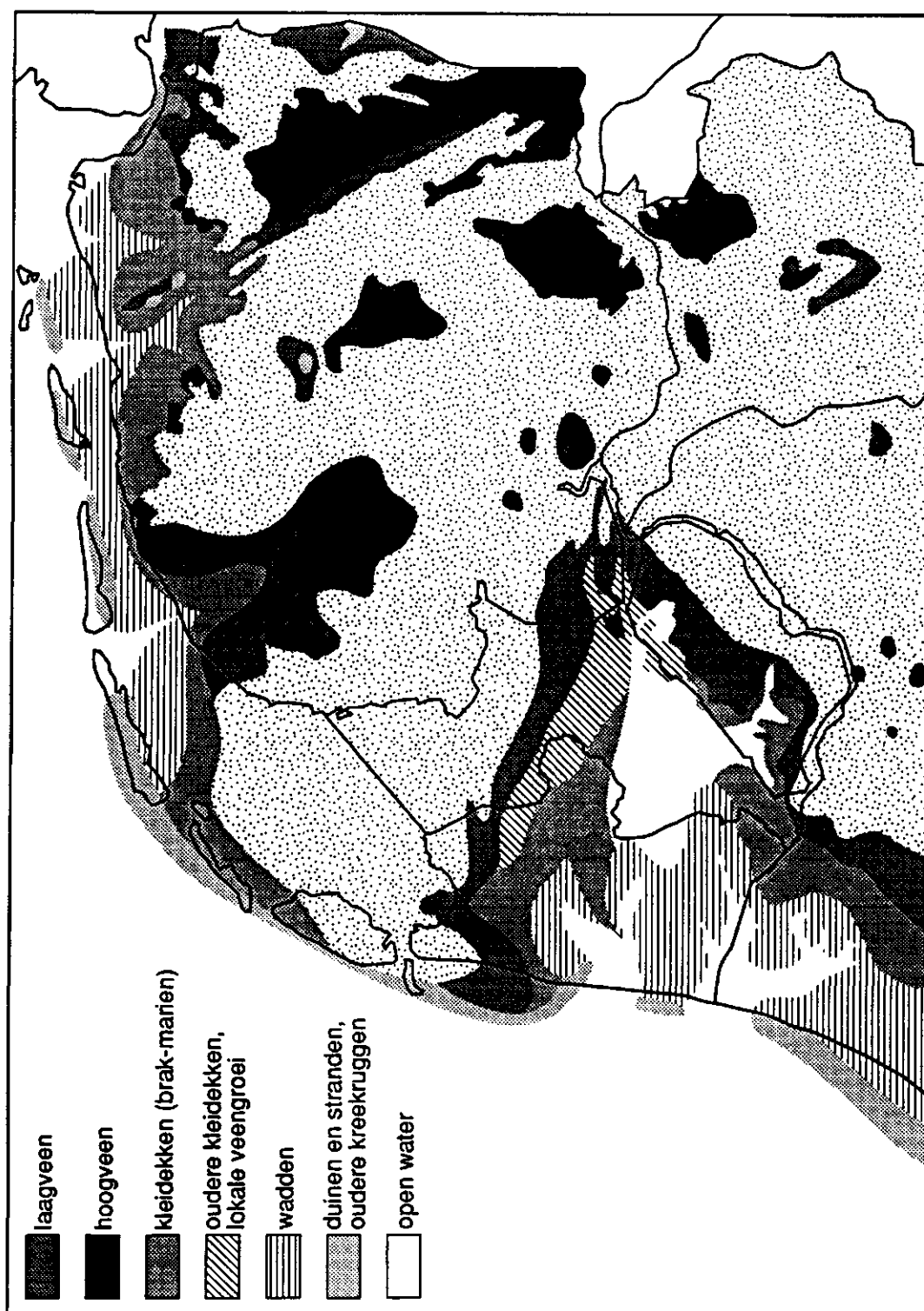
Tijdens de zeespiegelstijging trok de kust zich terug. Met de zeespiegel steeg ook de grondwaterspiegel; de kustgebieden werden drassiger en een veendek (basisveen) vormde zich op de pleistocene ondergrond. Van land naar zee lagen achtereenvolgens: het veendek, een overwegend uit kleien bestaande zone met wadden, brakwaterlagunes en kwelders en een zandige kustzone, die bestond uit strandwallen en duinen. Door de landwaartse migratie van de kust werden achtereenvolgens op elkaar afgezet: basisveen, kleiige waddenafzettingen en zandige kustafzettingen. De landwaartse verplaatsing ging door tot ongeveer 5000 BP, waarna de kustlijn zich min of meer stabiliseerde. De topografie, die grotendeels werd bepaald door de pleistocene ondergrond, bepaalde de ontwikkeling van het gebied. Rond 5000 BP had zich in het westen (Noord-Holland tot en met Zeeland) een getijdebekken gevormd, dat door een pleistocene rug (over Texel en Vlieland) werd gescheiden van de voorloper van de Waddenzee.



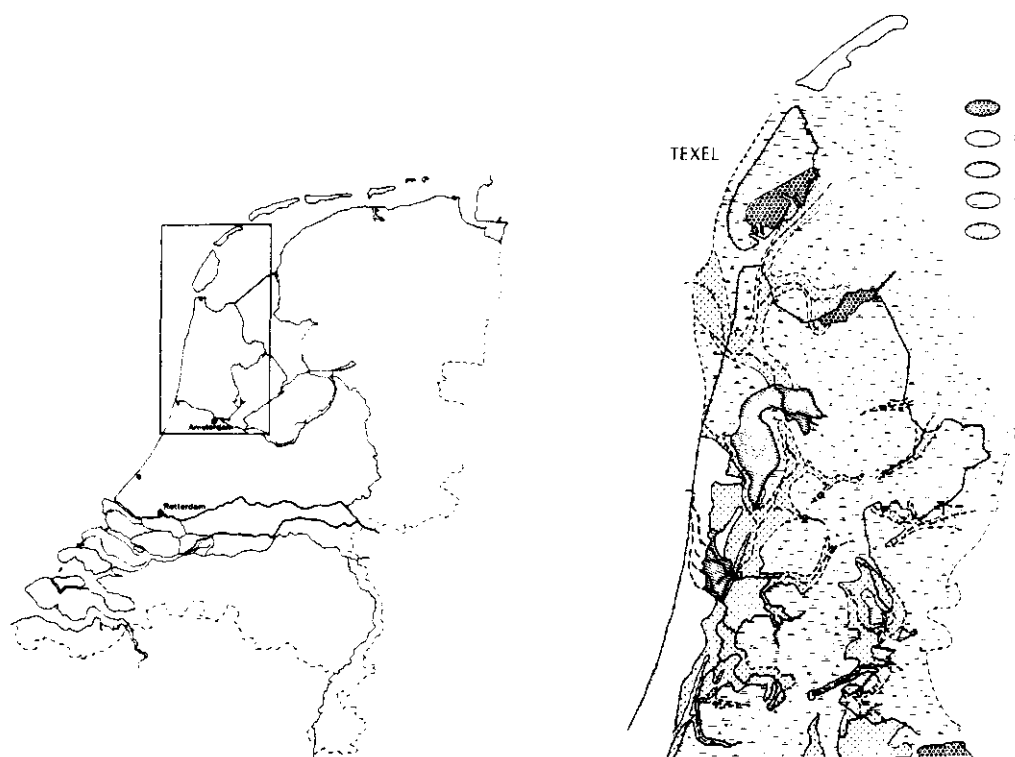
Figuur 4.1.1 Gemiddelde zeespiegelcurves van diverse studies; 1 = gemiddelde hoogwaterlijn gebaseerd op strandvlakteafzettingen (Oude-Rijn-estuarium; Van de Plassche 1982).

De verschillende gebieden ontwikkelden zich op hun eigen wijze:

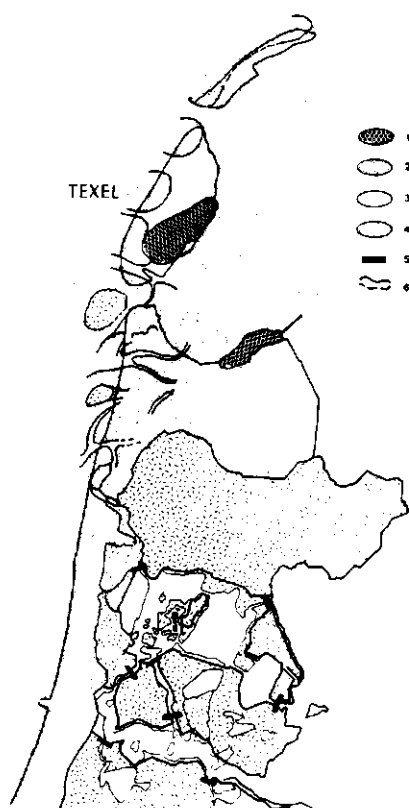
- In het westen won de sedimentaanvoer (doordat daar verschillende rivieren uitmondden) het van de afnemende snelheid van zeespiegelstijging en begon de kust zich zeewaarts uit te bouwen. Tegelijk verlandden de achter de kustlijn liggende waddegebieden en slibden geulen dicht (met name tussen 5000 en 3000 BP (Steyn 1991). Grote gebieden achter de toen grotendeels gesloten kustlijn verzoetten (4400-3700 BP) en een tweede periode van veenvorming (Hollandveen) brak aan, die haar hoogtepunt bereikte enkele eeuwen voor Christus. Daarna volgde een periode waarin sprake was van een sedimenttekort in plaats van een sedimentoverschot. Grote delen van de kustvlakte werden zodoende overstroomd en geërodeerd.
- In het westelijke waddegebied (Texel tot Terschelling) lag het pleistocene oppervlak hoog, waardoor de invloed van de zee sterk beperkt werd (fig. 4.1.2). In de periode tot 3700 BP ontwikkelde het gebied zich zoals in het westen, behalve op het Texel Hoog. Daar traden geen overstroming en veenvorming op. Daarna volgde een periode waarin een deel van dit gebied (oostelijk van de Vliestroom (Edelman 1964, Eisma & Wolff 1980) of boven de lijn: Noord-Texel – Harlingen (Zagwijn e.a. 1985)) geleidelijk aan (Romeinse tijd) in een waddegebied veranderde. Westelijk/zuidelijk van deze lijn bestond het gebied tot in de vroege Middeleeuwen uit veen. In het oosten mondde de kleine rivier de Boorne uit en in het westen was waarschijnlijk nog een afwatering waar nu het Marsdiep ligt (Schoorl 1973). De zee drong pas vrij laat (rond 1000 AD) ook dit gebied binnen en overstroomde en erodeerde het veendek (fig. 4.1.3 a en b). Hierdoor veranderde ook dit gebied in een waddenmilieu (Edelman 1963; Schoorl 1973; Eisma & Wolff 1980).
- In het oostelijke waddegebied lag het pleistocene oppervlak lager en mondden diverse kleine riviertjes uit (o.a. in de Boorne en de Hunze vallei; fig. 4.1.2). De zee drong daar al voor 5300 BP (tussen 6000-5000 BP; Sha 1992) binnen. Daarbij werden eilanden, zeegaten, wadden en lagunes gevormd.  
Door een tekort aan sedimentaanvoer, in combinatie met de doorgaande, relatief langzame zeespiegelstijging waren de oostelijke waddeeilanden niet in staat om hun positie te handhaven. Het sediment dat nodig is om de zeespiegelstijging te compenseren, d.w.z. om het eiland en het achterliggende waddegebied te handhaven, werd onttrokken aan de Noordzeekust van de eilanden (fig. 4.1.4). Als gevolg daarvan werden de eilanden landwaarts verplaatst (over tenminste 11 km in het geval van Ameland en 15 km voor Schiermonnikoog in  $\pm$  5000 jaar (Sha 1992). Een gering deel van de sedimenten (vooral geulafzettingen), welke aan de Noordzeekust bloot kwamen te liggen, ontsnapte aan erosie omdat zij dieper lagen dan de golfwerking reikte. Aan zeegatafzettingen die zo bewaard zijn gebleven, is te zien dat de eilanden en de zeegaten zich niet alleen kustwaarts terugtrokken maar ook in oostwaartse richting verplaatsten. Waarnemingen voor de kust van Ameland laten bijvoorbeeld zo'n zes tot zeven, naar de kust steeds jonger wordende geulafzettingen zien (Sha 1992). Een en ander suggereert dat, sinds het ontstaan van de waddeeilanden een waddeiland in gemiddeld 700-1000 jaar over een afstand gelijk aan zijn eigen lengte naar het oosten opschuift. Aangenomen mag worden dat dit (mede) wordt veroorzaakt doordat de netto kustparallele stroming leidt tot oostwaarts sedimenttransport (hoofdstuk 2.2).



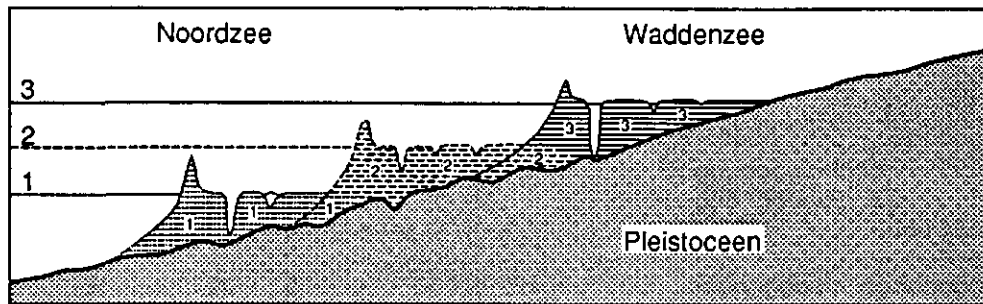
Figuur 4.1.2 Reconstructie van het waddengebied omstreeks 5300 BP (4100 voor Christus; Zagwijn e.a. 1985).



**Figuur 4.1.3a** *Reconstructie van het westelijke deel van de Waddenzee en Noord-Holland in de vroege Middeleeuwen; 1 = pleistocene afzettingen, 2 = duinen/stranden, 3 = kleiige afzettingen, 4 = oligotroof Sphagnum veen, 5 = eu- en mesotroof veen (Eisma & Wolff 1980).*



**Figuur 4.1.3b** *Reconstructie van het westelijke deel van de Waddenzee en Noord-Holland in de 14e eeuw; 1 = pleistocene afzettingen, 2 = duinen/stranden, 3 = waddenplaten en kwelders, 4 = laagliggende bewerkte landen, 5 = dijken en dammen, 6 = zeegaten (Eisma & Wolff 1980).*



Figuur 4.1.4 *Kustwaartse terugtrekking van de waddeneilanden onder invloed van de stijgende zeespiegel; van situatie 1 naar 3 (Van Straaten 1975).*

Uit deze holocene eilandevolucie en eilandmigratie in historische tijden (zie onder) blijkt dat de oostwaartse migratie aanmerkelijk sneller verliep dan de kustwaartse migratie. Uit berekeningen blijkt voorts dat de kustwaartse migratie in de pre-historische tijd voor het leeuwedeel het resultaat was van een netto sedimenttekort (bijlage 5). Dit 'verloren sediment' zal vooral gebruikt zijn om de sedimentatie in het waddengebied te verzorgen en om veen- en klei-afzettingen te vervangen die geërodeerd werden. Dat ondanks dit tekort waarschijnlijk voortdurend sprake is geweest van intergetijdeplaten (Sha 1992, Bos & Vos 1991) wijst erop dat een dynamisch evenwicht bestaat waarbij getijdekrachten en golfwerking zorgen dat het waddengebied zijn morfologisch karakter behoudt.

#### Historische periode

De ontwikkeling in historische tijd was verschillend voor de westelijke en oostelijke Waddenzee. Deze gebieden worden daarom apart besproken. Daarbij wordt vooral aandacht geschonken aan de ontwikkeling van het oostelijke waddengebied.

- Westelijke Waddenzee

Gedurende de Romeinse tijd en de vroege Middeleeuwen was de kustlijn van de westelijke Waddenzee tot aan het Vlie (tussen Vlieland en Terschelling) één gesloten kustlijn. Grote delen van de tegenwoordige westelijke Waddenzee bestonden uit veengebieden en bossen. In de daarop volgende eeuwen werden grote delen van de kustlijn geërodeerd en werd het achterliggende land door de zee overstroomd omdat de zeespiegel bleef stijgen en tegelijk de gebieden daalden. Nieuwe zeegaten werden daarbij gevormd. Het grootste, het Zeegat van Texel, werd mogelijkwerwijs gevormd tijdens de zware stormvloed van 1170 AD. Pas rond 1300 (Schoorl 1973) was dit zeegat bevaarbaar. Tegenwoordig is het zo'n 50 m diep. Gedurende de Middeleeuwen veranderde ook de Zuiderzee geleidelijk in een zout, door getijden beïnvloed bekken. De overstromingen in het westelijke waddengebied zijn waarschijnlijk sterk bevorderd door de exploitatie van het land achter de kuststrook: greppels en kanalen werden aangelegd om het laagliggende land te draineren en veen werd gewonnen als brandstof en om zout te winnen (selnering; Edelman 1963, Eisma & Wolff 1980). Zodoende

zakte het drassige gebied door afgraving, klink en oxydatie. Daardoor werd het kwetsbaar voor overstromingen.

Vanaf ongeveer 1000 AD werd getracht het landverlies tegen te gaan door bedijking (tabel 2.2.1). In de Middeleeuwen overtrof het landverlies echter de inpoldering. Dit proces werd geleidelijk omgekeerd toen vanaf de vroege 17e eeuw steeds grotere stukken land werden ingepolderd. De landaanwinning bereikte zijn hoogtepunt in de 19e en 20e eeuw met onder andere de afsluiting van het IJsselmeer en de daarbij behorende inpolderingen.

- Oostelijke Waddenzee

Uit Griekse, Romeinse en vroeg-Middeleeuwse bronnen mag worden geconcludeerd dat zeker sinds 200 voor Christus sprake is geweest van intergetijde-waddengebieden en barrière-eilanden in Noordoost-Nederland (Oost, in voorber. a). Het vroeghistorische beeld van dit gebied sluit daarmee goed aan bij de geologische inzichten (Sha 1992, Bos & Vos 1992).

Meer gedetailleerd wordt het beeld rond het jaar 800 AD. Het waddeneiland Ameland wordt dan voor het eerst beschreven in kloosterregisters van Fulda (Friedlaender 1881). De eilanden raakten omstreeks deze periode bewoond (De Jong 1984).

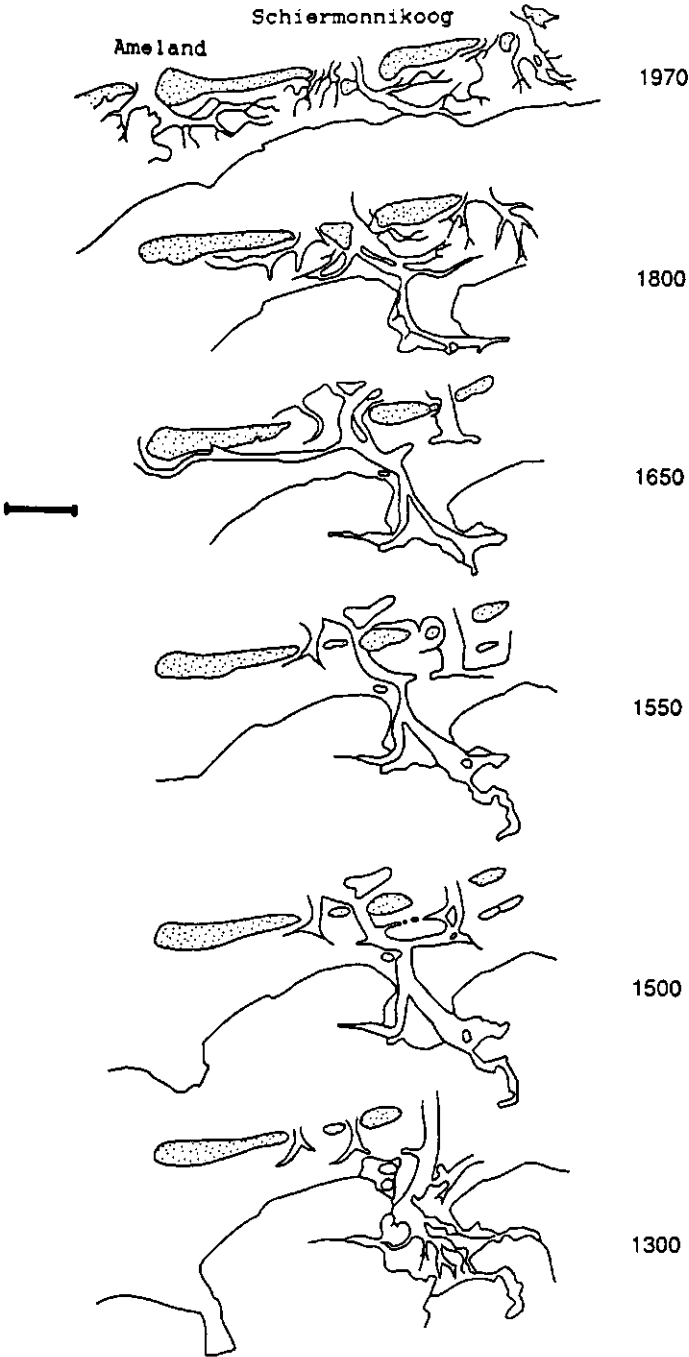
In de periode 800-1300 AD werden grote gebieden (Middelzee, Lauwerszee en Dollard) geleidelijk overstroomd. Dit was waarschijnlijk grotendeels het gevolg van de afgraving van veen en drainage, vergelijkbaar met de gang van zaken in de westelijke Waddenzee. Na een aanvankelijke periode van terpenbouw werd vanaf ongeveer 1000 AD de bouw van dijken steeds belangrijker. Aanvankelijk was dit vooral bedoeld om het gebied te beschermen, later om land in te polderen. Zo werd vanaf 1300 de Lauwerszee geleidelijk ingepolderd (fig. 4.1.5). Samen met werken in de westelijke Waddenzee werden zo grote delen van het wad ingepolderd.

Door de inpolderingen werd niet alleen het gebied kleiner maar werden ook de zeegaten ondieper omdat een vaste relatie bestaat tussen de diepte van de geul en het drainagevolume (zie hoofdstuk 4.2). Daarnaast werd de vorming van nieuwe doorbraakgeulen beperkt door beplanting (vanaf tenminste 1354; Oork. B. Gr. & Dr., no. 429) en fixatie van de duinen op de eilanden. Daardoor werd ook de kustwaartse migratie van de eilanden aan banden gelegd. Vanaf waarschijnlijk ca. 1000, maar in ieder geval vanaf 1500, is dan ook sprake van een afname van de kustwaartse migratie van de eilanden. De mogelijkheid bestaat dat hierdoor sinds deze periode het kustprofiel steiler is geworden. Door de doorgaande indijkingen op het vasteland nam voorts de breedte van de intergetijde (wadden)zone af. Dit zou bij een natuurlijke ontwikkeling niet zijn gebeurd.

Rond 1300 waren tussen Terschelling en de Eems waarschijnlijk de volgende zeegaten en eilanden aanwezig: Bordena (Zeegat van Ameland, 1297, Fr. Charterb. 1, p. 130), Ammeland (Ameland, 1307, Hans. Urk. B. 2, no 111), Scudbalwe (Friesche Zeegat, 1309, Close Rolls), Schiermonnikoog (1323, Hamb. Urk. B., B.2, 587), Lavicam (Lauwers Zeegat, 1287, Continuator Menconis), Bosch (pas genoemd 1535) en het Schilt(?) en Rottumeroog (1354, Oork. B. Gr. & Dr. 429). In de Friese Waddenzee lag het eilandje Bant en in de Groningse Waddenzee lagen Heffesant en Cornasant (1323, Hamb. Urk. B., B.2, 587; fig. 4.1.5).

Rond 1300 heeft het wantij (de waterscheiding) van Schiermonnikoog waarschijnlijk nog op de Friese kust gelegen. De voorloper van de Zoutkamperlaag (westelijk van Schiermonnikoog) was toen nog klein en had geen verbinding met de Lauwerszee, die nog geheel gedraineerd werd door het Lauwers Zeegat (oostelijk van Schiermonnikoog) (Bos & Vos 1992).

---



**Figuur 4.1.5** *Ontwikkeling van het waddengebied tussen Ameland en Schiermonnikoog; balkje geeft 10 km aan in O-W richting (Oost, in voorber. a).*

Vermoedelijk werd het wantij van Schiermonnikoog doorbroken in de periode 1350-1450. Daarmee werd het dynamisch evenwicht tussen de Zoutkamperlaag en het zeegat Lauwers verbroken. De drainage van de Lauwerszee werd vrij snel overgenomen door de Zoutkamperlaag, die daarbij breder en dieper werd. Rond 1550 had het Lauwers Zeegat zijn drainagefunctie voor de Lauwerszee al geheel verloren (Formsma 1954, 1958). De toenemende breedte en diepte van de Zoutkamperlaag ging samen met een sterke oostwaartse verplaatsing van Schiermonnikoog, waardoor het zeegat een betere positie verkreeg om de Lauwerszee te draineren. Deze oostwaartse verplaatsing vond plaats door sterke erosie, onder invloed van stormen en getijden, aan de (noord)westzijde en een sterke aanzanding aan de oostzijde. Ook het zeegat Lauwers werd daardoor gedwongen om sterk op te schuiven naar het oosten.

Het eiland Schiermonnikoog migreerde op deze manier naar schatting zo'n 4,5 km (westkant) en 8 km (oostkant) in de periode 1300-1850. Tijdens deze migratie werden delen van de, door golfwerking opgebouwde, zich ook oostwaarts verplaatsende zandplaat Simonssant 'ingelijfd' bij Schiermonnikoog doordat de tussenliggende doorbraakgeul geheel dichtslibde (met name in de periode 1550-1700). Latere doorbraakgeulen ontwikkelden zich tot de Eilanderbalg.

Het eiland Cornasant versmolt omstreeks 1538-1545 met het eiland Bosch. Tijdens de Allerheiligen-vloed van 1570 veranderden de eilanden Bosch en Heffesant in zandplaten. Kort daarop verdween Heffesant. Ook het eiland Bosch kwam ondanks beplanting door de mens de klap niet meer te boven; de zandplaat begon rond 1650 naar het zuiden te migreren en verdween definitief in de 19e eeuw. Op de oorspronkelijke plaats werd later door de golven opnieuw een zandplaat opgeworpen. Het eiland Bant werd na de doorbraak van het wantij van Schiermonnikoog geleidelijk kleiner en migreerde in zuidwaartse richting; in 1592 werd het ingepolderd en daarmee deel van Friesland.

In tegenstelling tot Schiermonnikoog trad slechts zwakke zijdelingse migratie op bij Ameland. Wel vond enige afslag plaats aan de westzijde van het eiland (over 1,5 km plaats in de periode 1650-1970) en aangroei aan de oostzijde (over 3,5 km in de periode 1650-1991, met name periode 1800-1991). Dit verschil met Schiermonnikoog laat zich vooral verklaren doordat het zeegat westelijk van Ameland niet zo asymmetrisch lag t.o.v. het drainagegebied als de Zoutkamperlaag. Daardoor werd door het Zeegat van Ameland weinig 'druk' (erosie) in oostwaartse richting uitgeoefend.

## Conclusie

De veranderingen die het gevolg waren van het doorbreken van het wantij onder Schiermonnikoog (fig. 4.1.5) vormen een goede illustratie hoe een dynamische evenwicht (Lauwers Zeegat draineert Lauwerszee) na het passeren van een kritische drempel in een betrekkelijk korte periode overgaat in een nieuw evenwicht (Zoutkamperlaag draineert Lauwerszee). Ondanks grote veranderingen, zoals sterke erosie en verplaatsing van eilanden en zeegaten tussen Ameland en Rottumeroog, het verdwijnen van Bosch en Heffesant, werd het oostelijke waddensysteem als geheel niet aangetast; mede doordat de eilanden nog relatief vrijelijk konden migreren bleef een barrièrekust van waddeneilanden bestaan met er achter kwelders, inter- en subgetijdeplaten en geulen.

Vergelijkbare observaties zijn gedaan in het Duitse waddengebied over de periode 1650-1960 (Luck 1975) en voor het Eems-Dollardgebied over de periode 1580-1930 (Lang 1958), waar de relatieve hoeveelheid intergetijde-plaatoppervlak vrijwel constant was ondanks de vele veranderingen in het gebied (Eysink & Biegel 1992).

#### 4.1.3 Dynamiek in de oostelijke Waddenzee

Het hier besproken deel van de Waddenzee bestaat uit drie aparte deelgebieden: het Zeegat van Ameland, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag (fig. 4.1.6). Gezien de bodemdalingscontouren en de inhoud van de bodemdalingsschotels (de zandhonger) zijn de voor de NAM relevante kombergingsgebieden met name het zeegat van Ameland, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. Op deze kombergingsgebieden zal de verdere gedetailleerde beschrijving zich derhalve met name richten. In dit hoofdstuk zal een beknopte samenvatting worden gegeven van de dynamiek van de buitendelta en het kombergingsgebied van elk van deze zeegatsystemen in de laatste 200 jaar.

##### Het Zeegat van Ameland

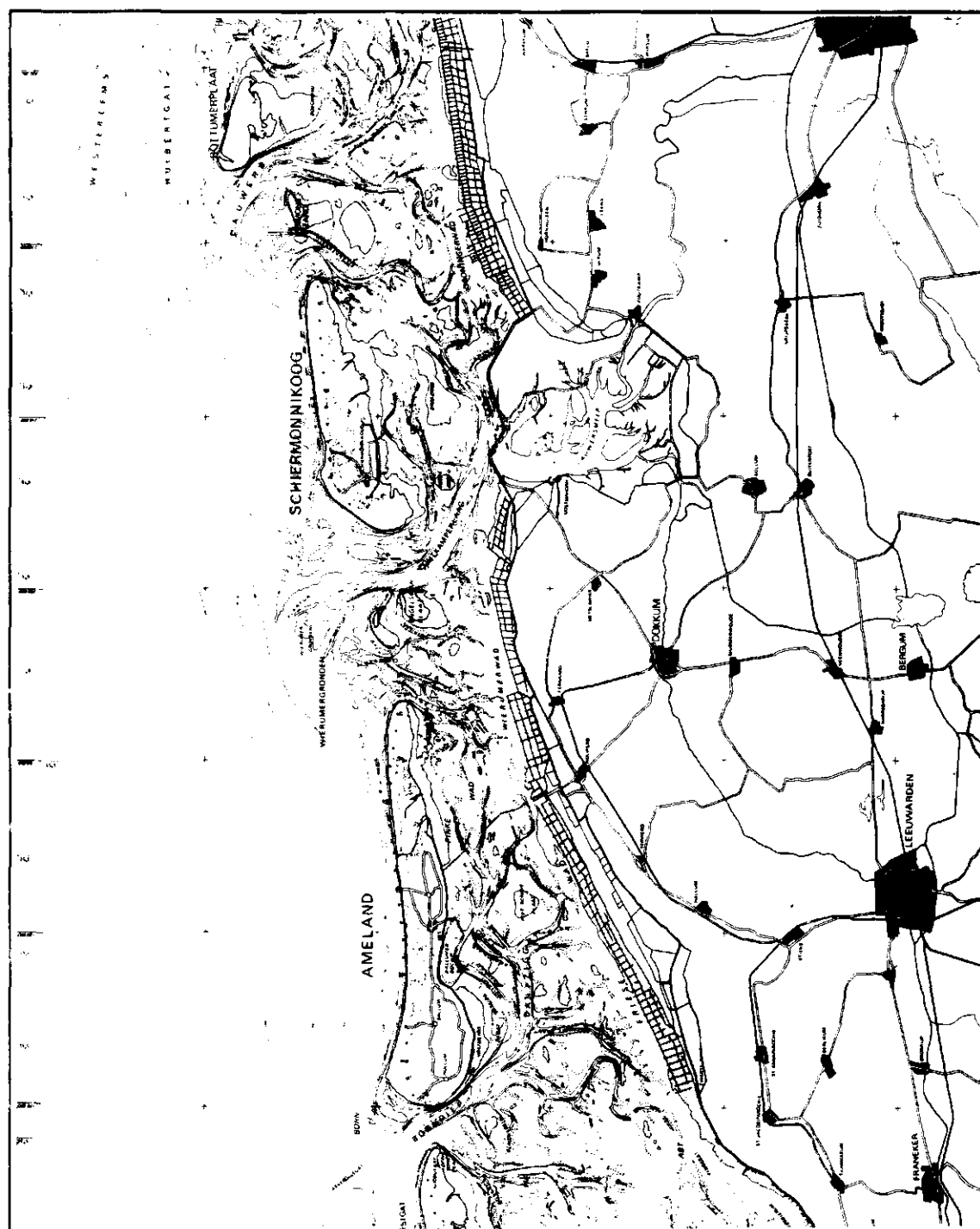
Het Zeegat van Ameland ligt tussen Terschelling en Ameland (fig. 4.1.6) en heeft van alle gebieden het grootste oppervlak (309 km<sup>2</sup>) en de grootste komberging (478\*10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>). Het is een oud zeegatsysteem (Bornrif) dat al sinds de 13e eeuw wordt genoemd in diverse stukken.

##### Buitendelta van het Zeegat van Ameland

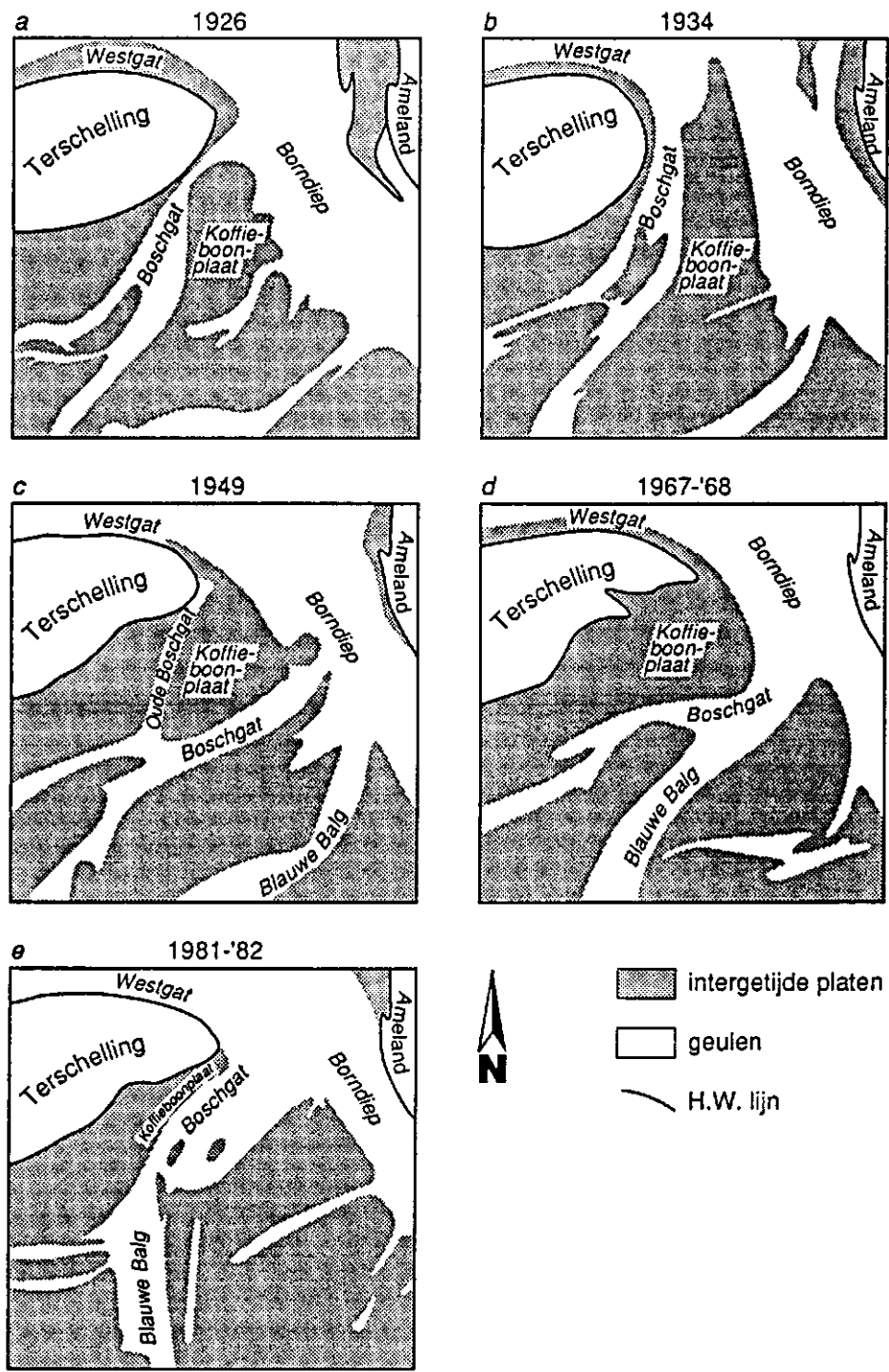
In het westelijke deel van de buitendelta zijn sinds 1800 twee buitengeulen aanwezig: Westgat en Akkepollegat. Het dominante geulsysteem was en is naar het westen gericht (Huijs 1993), waarbij de meest westelijke geul meestal de belangrijkste was (behalve rond 1831, 1892 en 1914; Beckering Vinckers 1943). De ligging van de buitengeulen wordt sterk bepaald door de ligging van de hoofdgeul (De Boer e.a. 1991b) terwijl de grootte ervan wordt bepaald door de al of niet goede verbinding met het zeegat (Joustra 1971). Vanaf 1958 vormde zich tussen het Westgat en het Akkepollegat een vloedsehaar, waarbij het zand dat daar oorspronkelijk lag, verplaatst werd in oostelijke richting. Hierbij vormde zich een drempel in het Akkepollegat en werd deze gedwongen om naar het oosten te roteren, waarbij het Westgat steeds belangrijker werd als ebgeoriënteerde buitengeul (Huijs 1993).

De oostelijke buitendelta wordt gedomineerd door een zandplaat: het Bornrif. De zandinhoud van het Bornrif was het grootst rond 1800, 1850 en 1900. Tussen 1860 en 1890 breidde de plaat zich naar het noorden uit. Aan de noordwestzijde van Ameland ontstaat van tijd tot tijd een ondiepe NO-ZW-georiënteerde geul, die vervolgens dicht wordt gedrukt door de noordwestelijk ervan gelegen zandplaat, die deel uitmaakt van het Bornrif (Beckering Vinckers 1943).

De Bosplaat, westelijk van het Zeegat van Ameland, werd aan het einde van de 18e eeuw een deel van Terschelling, waarbij het tussenliggende Coggediep verdween. Hierna erodeerde de oostpunt van de Bosplaat geleidelijk, tot 1880. In de tweede helft van de 19e en vooral in de eerste helft van de 20e eeuw verplaatste het Zeegat van Ameland zich sterk, ca. 1400 m, in oostelijke richting, waarbij ook de oriëntatie veranderde van N-Z naar NW-ZO (Joustra 1971). Dit proces is in de jaren zestig tot stilstand gekomen door een onderzeese kustverdediging (De Boer e.a. 1991b). Door dit opschuiven werd de westzijde van Ameland door de ebstroom geërodeerd. Ook nam de maximale diepte van het Zeegat van Ameland toe (van 20 naar 25 m onder NAP)



Figuur 4.1.6 *Belangrijkste toponymen in de oostelijke Waddenzee; gridafstand = 10 km (kaart Rijkswaterstaat).*



Figuur 4.1.7 Ontwikkeling van het Zeegat van Ameland (uit De Boer e.a. 1991b).

en daarmee het stroomvoerend oppervlak. Onder invloed van deze verschuiving trad sedimentatie op aan de oostzijde van de Bosplaat, die daarbij 1200 m opschoof in oostelijke richting gedurende de periode 1880-1922. Daarna trad weer erosie op aan de oostzijde van deze zandplaat doordat het Boschgat - een geul in de wadden - in noordwaartse richting opschoof en zich ontwikkelde tot een apart zeegatje (in 1934; Beckering Vinckers 1943). Na verzanding van dit Boschgat (1967) werd de zuidoostelijk ervan liggende Koffiebonenplaat deel van de Bosplaat. Een nieuw Boschgat ontwikkelde zich daarna uit de Blauwe Balg en schoof op zijn beurt op naar het noorden, waarbij de Koffiebonenplaat grotendeels werd opgeruimd (fig. 4.1.7; De Boer e.a. 1991a).

Zoals in figuur 4.1.7 te zien is, lijkt hierbij sprake te zijn van een cyclische ontwikkeling (De Boer e.a. 1991a). In het waddengebied schuift een geul naar het noorden op en wordt deel van het zeegat. Daarna treedt verzanding van de geul op en wordt de zuidelijk ervan gelegen zandplaat deel van Terschelling. Hierna schuift de volgende geul op naar het noorden waarbij de noordelijk daarvan gelegen zandplaat weer wordt aangetast door erosie.

#### **Kombergingsgebied van het Zeegat van Ameland**

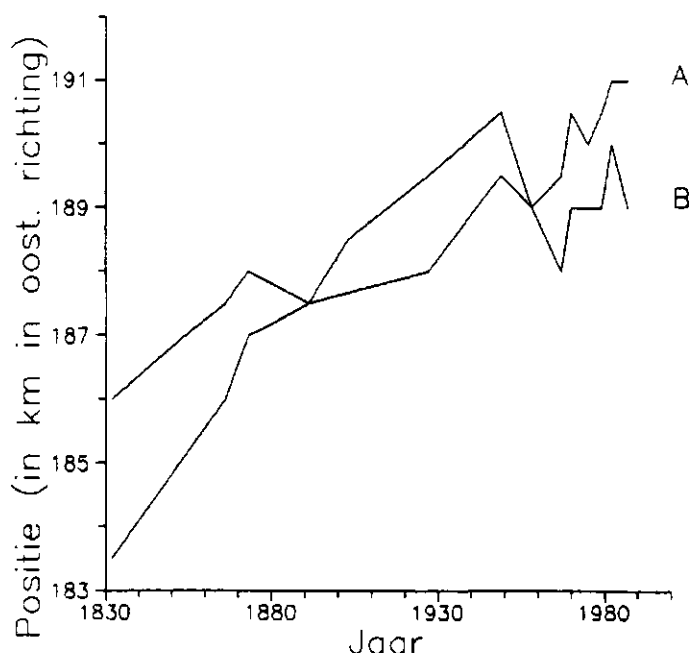
De geulen in het westelijke deel van het kombergingsgebied van het Zeegat meanderen sterk waardoor voortdurend grote hoeveelheden zand worden verplaatst. Deze meanders worden van tijd tot tijd afgesneden, met name door vloed-schaarvorming (zie hoofdstuk 1.2.4), waarna nieuwe meanders ontwikkelen. Hierdoor is de dynamiek van deze geulen sterk cyclisch. Daarnaast werden de westelijke geulen in de loop van de 19e eeuw steeds minder belangrijk voor de drainage van het meer oostelijk gelegen deel van het kombergingsgebied (Beckering Vinckers 1943). Aan de oostzijde van het kombergingsgebied verplaatste het wantij onder Ameland zich sterk oostwaarts (fig. 4.1.8; De Boer e.a. 1991a, Oost & De Haas 1993). Hierdoor zou het zeegat van Ameland zich sterk in oostelijke richting hebben verplaatst en van oriëntatie zijn veranderd (Joustra 1971, De Boer e.a. 1991b). Onder invloed hiervan werd niet alleen het kombergingsgebied groter maar nam ook het getijdeprisma toe. Vooral hierdoor nam het oppervlak van het stroomvoerend profiel van het Zeegat van Ameland en dat van de grotere hoofdgeulen in het kombergingsgebied toe.

#### **Het Pinkegat**

Het Pinkegat is het kleine zeegatsysteem direct oostelijk van Ameland. Het is aantoonbaar aanwezig vanaf 1500.

#### **Buitendelta van het Pinkegat**

De ontwikkeling van dit zeegat is sterk cyclisch: van een enkelvoudig zeegat tot een meervoudig en weer terug. Tijdens een enkelvoudige fase schuift het zeegat op in oostelijke richting door sedimentatie in de binnenbocht onder invloed van de aanvoer van sediment uit het westen langs de Noordzeekust van Ameland. Hierbij wordt de oostpunt van Ameland langer. De vloed moet zo een steeds langere weg afleggen naar het kombergingsgebied van het Pinkegat (fig. 4.1.9a; Oost & De Haas 1993). Na verloop van tijd zoekt de vloed een kortere weg en vormt één of meerdere vloedgeulen, die de oostpunt van Ameland doorsnijden. Deze geul(en) ontwikkelen zich tot nieuwe zeegaten zodat opnieuw een meervoudig zeegatsysteem ontstaat (fig. 4.1.9b). Op grond van evenwichtscriteria is aan te tonen dat een meervoudig zeegatsysteem

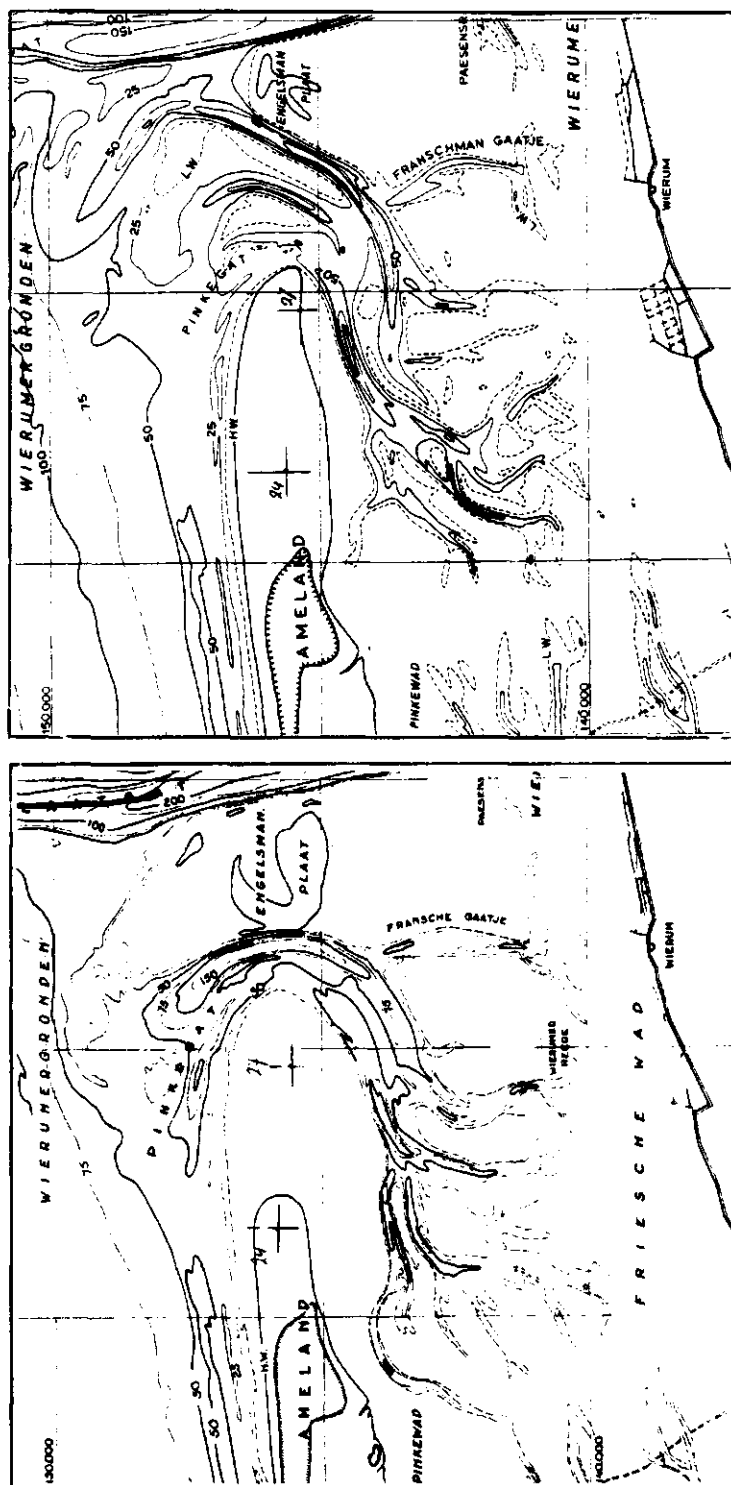


Figuur 4.1.8 Verplaatsing van het *wantij* onder Ameland; A = zuidelijke *wantij*; B = noordelijke *wantij* (naar Oost & De Haas 1993).

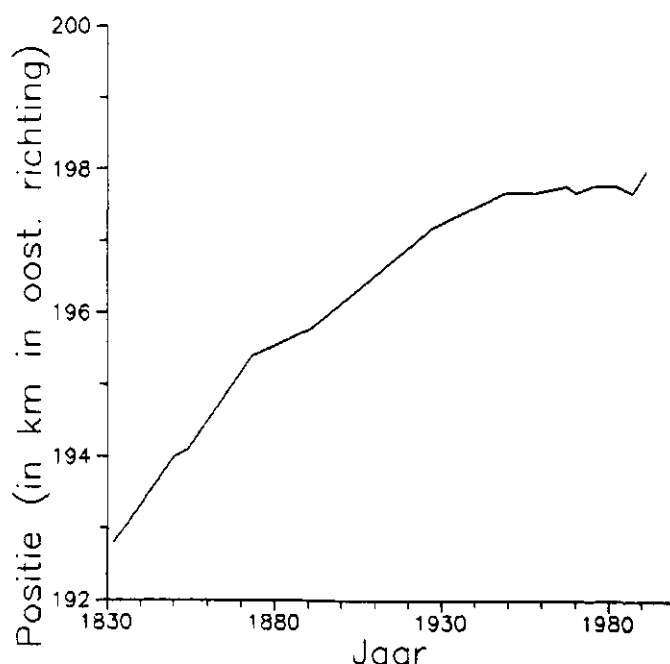
instabiel is (Van de Kreeke 1990); na verloop van tijd verzanden één of meer zeegaten zodat er tenslotte één over blijft (Oost & De Haas 1992; Oost & De Haas 1993). De ontwikkeling van het Pinkegat is weliswaar cyclisch maar niet sterk periodiek. Een cyclus duurt twee tot vier decennia. Het netto-effect van dit cyclische gedrag is dat de oostpunt van Ameland vanaf 1800 zo'n 4 km naar het oosten is opgeschoven (Oost & De Haas 1993).

#### Kombergingsgebied van het Pinkegat

De cyclische veranderingen in het Zeegat van het Pinkegat beïnvloeden ook het kombergingsgebied. De grotere geulen in het kombergingsgebied liggen, door de tijd heen, min of meer op dezelfde plaats. De oriëntatie van de hoofdgeul verandert echter voortdurend doordat deze de grotere geulen verbindt met het zeegat (de zeegaten). Meestal heeft de hoofdgeul een O(NO)-W(ZW)-oriëntatie bij een enkelvoudige en een N(NO)-Z(ZW)-oriëntatie bij een meervoudige zeegatsituatie (Oost & De Haas 1993). Tijdens het oostwaarts opschuiven van het zeegat (bij een enkelvoudige zeegatsituatie) wordt de weg die de vloedgolf naar het *wantij* moet afleggen steeds langer. Hierdoor kan de vloedgolf die door het Zeegat van Ameland (aan de andere zijde van het *wantij*) naar binnen komt verder doorlopen naar het oosten. Onder invloed van oostwaarts sedimenttransport door de overheersende westenwind verplaatst het *wantij* zich in oostelijke richting. Bij een meervoudige zeegatsituatie wordt de oostelijke vloedweg weer korter en verplaatst het *wantij* zich weer in westelijke richting. Het netto opschuiven van de oostpunt van Ameland gaat samen met een netto opschuiven in oostelijke richting van het *wantij* onder Ameland (fig. 4.1.8; Oost & De Haas 1993). De kombergingsverkleining ten gevolge van het opschuiven van het *wantij* wordt deels



Figuur 4.1.9 a: Situatie 1927 (enkelvoudig Pinkegat); b: 1949 (meervoudig Pinkegat); gridafstand = 5 km (data Rijkswaterstaat).



Figuur 4.1.10 *Erosie westzijde van Engelsmanplaat (naar Oost & De Haas 1993).*

gecompenseerd doordat de supragetijde Engelsmanplaat (oostelijk van het Pinkegat) in de loop van de jaren steeds verder is geërodeerd (fig. 4.1.10; zie verder hoofdstuk 4.3; Oost & De Haas 1993).

#### **Zoutkamperlaag**

Het Zoutkamperlaag-systeem ligt direct westelijk van Schiermonnikoog. De historie van de Zoutkamperlaag is al kort besproken in hoofdstuk 4.1.2.

#### **Buitendelta van de Zoutkamperlaag**

In de buitendelta van de Zoutkamperlaag zijn een aantal buitengeulen aanwezig. De meest westelijke buitengeul is over het algemeen vloedgedomineerd; de meer oostelijke zijn ebgedomineerd. Verder ontwikkelt zich af en toe een vloedgedomineerde geul vlak boven Schiermonnikoog. Van tijd tot tijd ontstaan aan de westzijde van de buitendelta nieuwe buitengeulen. Deze buitengeulen roteren geleidelijk met de wijzers van de klok mee, onder invloed van de zandaanvoer uit westelijke richting, door plaatopbouw als gevolg van golfwerking en door sedimentatie in de binnenbocht. Hierbij veranderen de vloedgeulen in ebgeulen, die hun grootste vermogen bereiken wanneer ze een NZ-oriëntatie hebben aangenomen. Draaien ze verder in oostelijke richting dan neemt de stroming door de geul af en worden ze opgevuld (Oost & De Haas 1993).

Na de afsluiting van de Lauwerszee in 1969 nam de komberging met een derde af (van  $305 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  tot  $200 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ). Daardoor had de buitendelta plotseling een te groot volume. Daarnaast was de hals van het zeegat te diep en had een te groot stroomvoerend oppervlak. Onder invloed van golfwerking werd een deel van het sediment geconcentreerd in een zandhaak aan de kust van Schiermonnikoog. Het leeuwedeel van dit sediment ( $26 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  in de periode 1970-1987) werd echter verder

getransporteerd naar het kombergingsgebied, waar het tot afzetting kwam in de hals van het zeegat en in de hoofdgeul (Biegel 1991a, Oost & De Haas 1992).

#### **Kombergingsgebied van de Zoutkamperlaag**

Het kloksgewijze draaien van de buitengeulen in de buitendelta bepaalt in sterke mate de morfologie van het kombergingsgebied. In de periode waarin de buitengeulen voornamelijk aan de westzijde liggen, wordt in de hoofdgeul naar de Lauwerszee de stroming geconcentreerd aan de westzijde. Daar wordt dan een vloedgedomineerde geul uitgeschuurd. Wanneer de buitengeulen vooral aan de noordzijde van de buitendelta komen te liggen, wordt de stroming in de hoofdgeul geconcentreerd aan de oostzijde. Hierdoor wordt de westelijke vloedgeul geleidelijk verlaten. Eerst vormt zich een zandplaat tussen beide geulen en vervolgens wordt de westelijke vloedgeul met sediment opgevuld. Een dergelijke cyclus duurt ongeveer honderd jaar (Oost & De Haas 1993).

De hoofdgeul die de drainage van de Lauwerszee verzorgde, had na de afsluiting in 1969 een te groot stroomvoerend oppervlak. Er vond een sterke sedimentatie plaats in de hoofdgeul ( $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  in de periode 1970-1987). Aanvankelijk verliep deze snel, maar geleidelijk aan langzamer. Het zand was grotendeels uit de buitendelta afkomstig; een duidelijke illustratie van het zand-delend systeemconcept (hoofdstuk 4.2). Daarnaast werden in de periode 1970-1987 in de hoofdgeul nog enkele miljoenen kubieke meters slib afgezet (Oost & De Haas 1992).

Doordat de hoofdgeul na de afsluiting een te grote doorsnede had en de komberging van de Lauwerszee weggevallen was kon de vloedgolf relatief sneller doorlopen naar het wantij. Daardoor verschoof het hydrologische wantij in oostelijke richting en werd in de periode 1970-1975 een deel van het drainage gebied van de Eilanderbalg (zeegat oostelijk van Schiermonnikoog) overgenomen door de Zoutkamperlaag (tijdens met name de vloed). De hoofdgeul van de Eilanderbalg verzandde, waarna ook de ebstroom in toenemende mate ging lopen door de Zoutkamperlaag. Daarbij verplaatste ook het morfologische wantij onder Schiermonnikoog in oostelijke richting (met name in de periode 1979-1987). Door de opvulling van de hoofdgeul van de Zoutkamperlaag tot een nieuw evenwichtsprofiel nam de snelheid van de vloedprogradatie sterk af en begon het wantij weer in westelijke richting te verschuiven (1988/89-1991; Oost & De Haas 1992; Oost, in voorber. c).

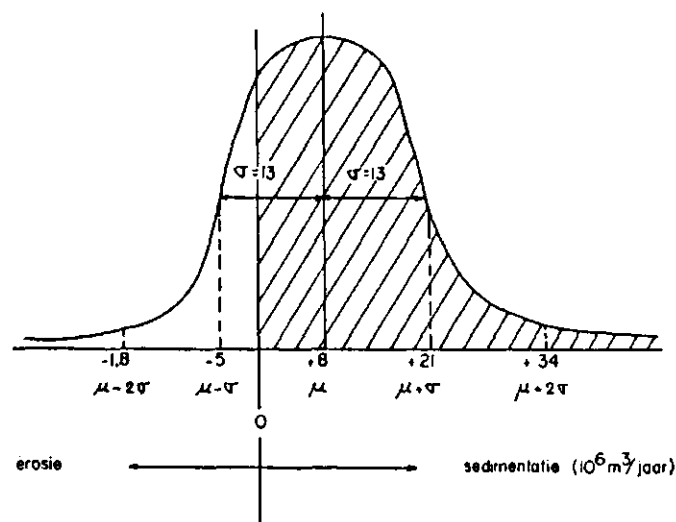
#### **Kwantitatieve veranderingen**

Diverse studies zijn gedaan om te bepalen of en hoeveel sediment tot afzetting komt in de kombergingsgebieden (Vroom e.a. 1989, De Boer e.a. 1991a, Oost & De Haas 1992, 1993). Een beknopte weergave van de belangrijkste resultaten is te vinden in tabel 4.1.1.

Toelichting op tabel 4.1.1. Erosie/sedimentatie-berekeningen (als schattingen op te vatten) zijn gedaan voor de oostelijke Waddenzee (data uit: De Boer 1991a, Oost & De Haas 1992, Oost & De Haas 1993). Deze berekeningen zijn uitgevoerd met behulp van gerasterde data. Teneinde een schatting te kunnen maken van de betrouwbaarheid van de resultaten is onderzoek gedaan naar het effect van de bij de lodingen en de verwerking daarvan optredende foutenbronnen. Aan de hand hiervan zijn standaardafwijkingen bij de berekende sedimentatiecijfers bepaald, evenals de waarschijnlijkheid (volgens de kansberekening) dat de sedimentatie is opgetreden (zie fig. 4.1.11; naar Rijkswaterstaat 1981).

Voor de standaardafwijking ( $\sigma$ ) optredende per lodingsjaar is aangehouden 30 cm voor de jaren 1926-1950, 25 cm voor 1958 en 3 cm voor de periode 1968-1987 (De Boer e.a. 1991a, Oost & De Haas 1992, 1993).

De kombergingsgebieden van Pinkegat en Zoutkamperlaag zijn niet geheel identiek voor de perioden 1927/1971 en 1971/87 respectievelijk 1927/70 en 1970/87. De sterke dynamiek van beide zeegatsystemen maakte een kleine verandering van het gebied waarover de sedimentatie berekend werd noodzakelijk. Voor het Pinkegat gaat het hierbij om een gebiedsverkleining (7%) en voor de Zoutkamperlaag gaat het om een gebiedsuitbreiding (3%); de gebieden voor en na 71/70 vallen verder over elkaar heen. In de verticale sedimentatieberekeningen welke over deze grens heengaan (b.v. 1927-1987) is geen rekening gehouden met deze verandering.



Figuur 4.1.11 Voorbeeld voor de berekeningen in tabel 4.1.1. Aan de hand van berekeningen is de (geschatte) gemiddelde sedimentatie ( $\mu$ ) bepaald op  $8 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/jaar; de daarbij bepaalde standaardafwijking ( $\sigma$ ) bedraagt  $13 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/jaar. De waarschijnlijkheid dat sedimentatie is opgetreden is 70% (= gearceerde deel van het oppervlak ten opzichte van het totale oppervlak onder de kromme; naar Rijkswaterstaat 1981).

Tabel 4.1.1 *Erosie/sedimentatieberekeningen (schattingen; zie toelichting).*

Zeegat van Ameland, kombergingsgebied (De Boer e.a. 1991a)

| Periode | $\delta h/\text{jr}$<br>in cm | $\sigma/\text{jr}$ | $\delta h/\sigma$ | kans op<br>sedimen-<br>tatie in % |
|---------|-------------------------------|--------------------|-------------------|-----------------------------------|
| 26-50   | -0,33                         | 2,50               | -0,13             | 45                                |
| 50-67   | 0,22                          | 1,95               | 0,11              | 54                                |
| 67-73   | 0,40                          | 1,00               | 0,40              | 66                                |
| 73-78   | 0,53                          | 1,09               | 0,49              | 69                                |
| 78-84   | -0,43                         | 0,98               | -0,44             | 33                                |
| 26-67   | -0,10                         | 0,82               | -0,12             | 45                                |
| 26-73   | -0,04                         | 0,71               | -0,05             | 48                                |
| 26-78   | 0,02                          | 0,64               | 0,04              | 49                                |
| 26-84   | -0,02                         | 0,57               | -0,05             | 49                                |
| 50-73   | 0,27                          | 1,44               | 0,19              | 57                                |
| 50-78   | 0,32                          | 1,16               | 0,27              | 61                                |
| 50-84   | 0,19                          | 0,96               | 0,19              | 58                                |
| 67-78   | 0,46                          | 0,52               | 0,89              | 81                                |
| 67-84   | 0,19                          | 0,34               | 0,58              | 71                                |
| 73-84   | 0,03                          | 0,52               | 0,05              | 52                                |

Pinkegat, kombergingsgebied (Oost &amp; De Haas 1992, 1993)

| Periode  | $\delta h/\text{jr}$<br>in cm | $\sigma/\text{jr}$ | $\delta h/\sigma$ | kans op<br>sedimen-<br>tatie in % |
|----------|-------------------------------|--------------------|-------------------|-----------------------------------|
| 27-49    | 1,96                          | 2,72               | 0,72              | 76                                |
| 49-58/59 | 1,68                          | 5,79               | 0,29              | 61                                |
| 58/59-67 | 0,58                          | 3,29               | 0,18              | 57                                |
| 67-71    | -2,37                         | 1,50               | -1,58             | 06                                |
| 71-75    | 1,75                          | 1,50               | 1,67              | 95                                |
| 75-78    | -0,21                         | 2,00               | -0,11             | 46                                |
| 78-81    | -0,75                         | 2,00               | -0,37             | 35                                |
| 81-87    | 1,04                          | 1,00               | 1,04              | 85                                |
| 27-58/59 | 1,88                          | 1,75               | 1,07              | 86                                |
| 27-67    | 1,60                          | 0,83               | 1,94              | 97                                |
| 27-71    | 1,24                          | 0,75               | 1,65              | 95                                |
| 27-75    | 1,28                          | 0,69               | 1,87              | 97                                |
| 27-78    | 1,19                          | 0,65               | 1,84              | 97                                |
| 27-81    | 1,09                          | 0,61               | 1,78              | 96                                |
| 27-87    | 1,08                          | 0,55               | 1,97              | 98                                |

vervolg tabel 4.1.1 - Pinkegat

|          |       |      |       |    |
|----------|-------|------|-------|----|
| 49-67    | 1,16  | 1,83 | 0,63  | 74 |
| 49-71    | 0,52  | 1,50 | 0,35  | 64 |
| 49-75    | 0,71  | 1,27 | 0,56  | 71 |
| 49-78    | 0,61  | 1,14 | 0,54  | 71 |
| 49-81    | 0,49  | 1,03 | 0,47  | 68 |
| 49-87    | 0,57  | 0,87 | 0,66  | 75 |
| 58/59-71 | -0,36 | 2,24 | -0,16 | 44 |
| 58/59-75 | 0,15  | 1,70 | 0,09  | 54 |
| 58/59-78 | 0,09  | 1,44 | 0,07  | 53 |
| 58/59-81 | -0,02 | 1,24 | -0,02 | 49 |
| 58/59-87 | 0,20  | 0,98 | 0,21  | 42 |
| 67-75    | -0,31 | 0,75 | -0,41 | 34 |
| 67-78    | -0,28 | 0,55 | -0,52 | 30 |
| 67-81    | -0,38 | 0,43 | -0,89 | 19 |
| 67-87    | -0,05 | 0,30 | 0,15  | 56 |
| 71-78    | 0,91  | 0,86 | 1,06  | 86 |
| 71-81    | 0,41  | 0,60 | 0,69  | 75 |
| 71-87    | 0,65  | 0,38 | 1,73  | 96 |
| 75-81    | -0,48 | 1,00 | -0,48 | 32 |
| 75-87    | 0,28  | 0,50 | 0,56  | 71 |
| 78-87    | 0,44  | 0,67 | 0,67  | 75 |

*Lauwerszee (Oost & De Haas 1993)*

| Periode | $\delta h/\text{jr}$<br>in cm | $\sigma/\text{jr}$ | $\delta h/\sigma$ | kans op<br>sedimen-<br>tatie in % |
|---------|-------------------------------|--------------------|-------------------|-----------------------------------|
| 27-49   | 0,48                          | 2,73               | 0,18              | 57                                |
| 49-59   | -0,73                         | 5,50               | -0,13             | 45                                |
| 59-67   | 1,57                          | 3,50               | 0,45              | 67                                |
| 27-59   | 0,10                          | 1,72               | 0,06              | 52                                |
| 27-67   | 0,40                          | 0,83               | 0,48              | 68                                |
| 49-67   | 0,29                          | 1,83               | 0,16              | 56                                |

*Zoutkamperlaag, kombergingsgebied (Oost & De Haas 1992, 1993)*

| Periode  | $\delta h/jr$<br>in cm | $\sigma/jr$ | $\delta h/\sigma$ | kans op<br>sediment<br>in % |
|----------|------------------------|-------------|-------------------|-----------------------------|
| 27-49    | 0,46                   | 2,73        | 0,17              | 57                          |
| 49-57/58 | -1,32                  | 6,47        | -0,20             | 42                          |
| 57/58-66 | 0,15                   | 3,29        | 0,05              | 52                          |
| 66-70    | -1,97                  | 1,50        | -1,31             | 10                          |
| 70-75    | 2,33                   | 1,20        | 1,94              | 97                          |
| 75-79    | 2,12                   | 1,50        | 1,41              | 92                          |
| 79-82    | 1,13                   | 2,00        | 0,57              | 72                          |
| 82-87    | 0,60                   | 1,20        | 0,50              | 69                          |
| 27-57/58 | -0,04                  | 1,80        | -0,02             | 49                          |
| 27-66    | 0,01                   | 0,85        | 0,01              | 50                          |
| 27-70    | -0,17                  | 0,77        | -0,23             | 41                          |
| 27-75    | 0,09                   | 0,69        | 0,13              | 55                          |
| 27-79    | 0,24                   | 0,63        | 0,38              | 65                          |
| 27-82    | 0,29                   | 0,60        | 0,49              | 69                          |
| 27-87    | 0,32                   | 0,55        | 0,58              | 72                          |
| 49-66    | -0,59                  | 1,94        | -0,30             | 38                          |
| 49-70    | -0,85                  | 1,57        | -0,54             | 29                          |
| 49-75    | -0,24                  | 1,27        | -0,19             | 42                          |
| 49-79    | 0,08                   | 1,10        | 0,07              | 53                          |
| 49-82    | 0,17                   | 1,00        | 0,17              | 57                          |
| 49-87    | 0,23                   | 0,87        | 0,26              | 60                          |
| 57/58-70 | -0,53                  | 2,24        | -0,24             | 41                          |
| 57/58-75 | 0,29                   | 1,60        | 0,18              | 43                          |
| 57/58-79 | 0,63                   | 1,30        | 0,48              | 68                          |
| 57/58-82 | 0,69                   | 1,14        | 0,60              | 73                          |
| 57/58-87 | 0,68                   | 0,95        | 0,71              | 76                          |
| 66-75    | 0,42                   | 0,67        | 0,63              | 74                          |
| 66-79    | 0,94                   | 0,46        | 2,04              | 98                          |
| 66-82    | 0,98                   | 0,38        | 2,61              | 100                         |
| 66-87    | 0,89                   | 0,29        | 3,11              | 100                         |
| 70-79    | 2,24                   | 0,67        | 3,34              | 100                         |
| 70-82    | 1,96                   | 0,5         | 3,92              | 100                         |
| 70-87    | 1,56                   | 0,35        | 4,46              | 100                         |
| 75-82    | 1,69                   | 0,86        | 1,97              | 98                          |
| 75-87    | 1,24                   | 0,50        | 2,48              | 99                          |
| 79-87    | 0,80                   | 0,75        | 1,07              | 86                          |

vervolg tabel 4.1.1

*Alle gebieden samen:*

Zeegat Ameland + Pinkegat, in de periode 1927-1984:  $30,07 \cdot 10^6 \text{ m}^3 = 0,53 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar} = 0,15 \text{ cm/jaar}$

Zeegat Ameland + Pinkegat + Zoutkamperlaag, in de periode 1927-1984:  $52,59 \cdot 10^6 \text{ m}^3 = 0,92 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar} = 0,20 \text{ cm/jaar}$

---

Hierbij dient benadrukt te worden dat de sedimentatie- en erosiecijfers een zeer ruime foutenmarge hebben door niet-achterhaalbare systematische fouten in de metingen (De Boer e.a. 1991a, Oost & De Haas 1992, 1993), zodat deze cijfers alleen als indicatie kunnen dienen van de netto sedimentatie.

De sedimentatie over langere perioden, waarbij invloeden van cyclische variaties van het getij (b.v. 18,6-jarige nodale cyclus) grotendeels wegvallen, laat de netto-trend over dergelijke perioden zien. Een korte bespreking van de sedimentatie per kombergingsgebied volgt:

**Kombergingsgebied van het Zeegat van Ameland**

De sedimentatie in dit kombergingsgebied is over het algemeen laag en ligt in alle gevallen tussen de -4 en +5 mm per jaar. De sterke erosie in de periode 1926-1950 is voor een groot deel het gevolg van de al eerder genoemde verschuiving van het wantij onder Ameland (De Boer e.a. 1991a, Oost & De Haas 1993), waarbij het sediment terecht komt in het aangrenzende kombergingsgebied van het Pinkegat. Daarnaast kan mogelijkwerwijs de afsluiting van de Zuiderzee nog een rol hebben gespeeld; dit kon niet direct worden aangetoond (De Boer e.a. 1991a). De vrij sterke erosie in de periode 1978-1984 vond hoofdzakelijk plaats op de platen aan de westkant van het kombergingsgebied.

**Kombergingsgebied van het Pinkegat**

De sedimentatie in dit kombergingsgebied vertoont sterke variaties, van -23,7 tot +19,6 mm per jaar. Deze extremen zijn een direct gevolg van het cyclische ontwikkelingen in het Pinkegat en de daarmee gerelateerde wantijverschuivingen. Hiervan is een groot deel afkomstig van sediment afgezet bij de wantijverschuiving (Oost & De Haas 1993).

**Kombergingsgebied van de Zoutkamperlaag**

De sedimentatie in de Zoutkamperlaag varieerde tussen de -18,7 en +23,3 mm per jaar. Vóór de afsluiting vond een lichte netto sedimentatie plaats tot 1966, wat in de periode 1966-1970 omsloeg in erosie. In het Lauwerszeegebied overheerste netto-sedimentatie, van met name slib (Oost & De Haas 1993). De sedimentatie over de periode 1927-1969 (deels geëxtrapoleerd) in het kombergingsgebied van de Zoutkamperlaag inclusief de Lauwerszee ligt gemiddeld rond 3,3 mm/jaar. Met name door de afsluiting van het Lauwerszeegebied nam de sedimentatie in het kombergingsgebied sterk toe (zo'n  $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ) in de periode 1970-1987. Dit herstel van de evenwichtssituatie is waarschijnlijk grotendeels voltooid (Biegel 1991b, Steyn 1991, Oost & De Haas 1992). Het daarvoor benodigde sediment was grotendeels

---

zand, afkomstig van de kleiner wordende buitendelta en daarnaast slib (minder dan of gelijk aan  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ) dat werd afgezet uit suspensie.

### Zandinflux

De hoeveelheid sediment die door de zeegaten in- en uitstroomt, de jaarlijkse sedimentflux, ligt hoger dan de netto sedimentatie. Op grond van metingen van de sedimentflux in het Vlie zijn schattingen gedaan van de jaarlijkse zandinflux (het zand vormt het belangrijkste aandeel in de sedimentatie) in de andere zeegaten (Eysink 1993). Deze influx, die maar ten dele permanent tot afzetting komt (Eysink 1993), vormt een gemiddelde bovengrens voor de hoeveelheid sediment die door een zeegatsysteem gemiddeld kan worden aangevoerd en, in een extreme situatie (100% vastlegging), afgezet in één jaar.

Tabel 4.1.2 De zandinflux in de verschillende zeegatsystemen (Eysink 1993).

| Kombergingsgebied             | Geschatte gem. zandinflux<br>in $10^6$ ton/jaar | Geschatte gem. zandinflux bij<br>s.g. van 1,5<br>in $10^6 \text{ m}^3$ /jaar |
|-------------------------------|-------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| Marsdiep                      | 9,5-13                                          | 6,3-8,7                                                                      |
| Eijerlandse Gat               | 5-7                                             | 3,3-4,7                                                                      |
| Vlie                          | 13,5-18,5                                       | 9-12,3                                                                       |
| Zeegat van Ameland (Borndiep) | 5,5-7,5                                         | 3,7-5                                                                        |
| Pinkegat                      | 3-4                                             | 2-2,7                                                                        |
| Zoutkamperlaag na sluiting    | 4,5-6,5                                         | 3-4,3                                                                        |
| Eilanderbalg                  | 2,3-3                                           | 1,5-2                                                                        |
| Lauwers                       | 4,5-6                                           | 3-4                                                                          |
| Schild                        | 2-2,7                                           | 1,3-1,8                                                                      |
| Totaal                        | 49,8-68,2                                       | 33,1-45,5                                                                    |

### Conclusies

Onder natuurlijke condities werd de (relatieve) stijging van de zeespiegel (in ieder geval deels) gecompenseerd door kustwaartse migratie van de eilanden in combinatie met een daarmee samenhangend import van sediment. Ook daarna is, ondanks toenemende fixatie van de eilanden door de mens sinds ca. 1000 AD, de zeespiegelstijging gecompenseerd door import van sediment vanuit de Noordzee.

In alle drie zeegaten treden sterke aanpassingen op aan de steeds veranderende omstandigheden. Met name het Pinkegat en de Zoutkamperlaag gedragen zich daarbij cyclisch. De ontwikkelingen in de Zoutkamperlaag na afsluiting van de Lauwerszee laten zien dat sprake is van een zekere buffercapaciteit waarmee plotselinge veranderingen worden opgevangen. Hierbij kunnen in korte tijd grote hoeveelheden sediment over zekere afstand worden verplaatst, afhankelijk van de mate van verstoring.

Over korte tijdvakken treden sterke positieve en negatieve schommelingen op in de sedimentatiecijfers (De Boer e.a. 1991a en b, Biegel 1991a, Oost & De Haas 1992 1993). Over een langer tijdvak (vanaf 1967) trad in alle kombergingsgebieden sedimentatie op en:

- overtrof de sedimentatie de zeespiegelstijging (voor deze periode gesteld op 1,7 mm/jaar) licht voor het kombergingsgebied van het Zeegat van Ameland;
- was in het Pinkegat de sedimentatie iets kleiner dan de zeespiegelstijging;
- was in het Friesche Zeegat de sedimentatie veel groter dan de zeespiegelstijging (gevolg afsluiting Lauwerszee).

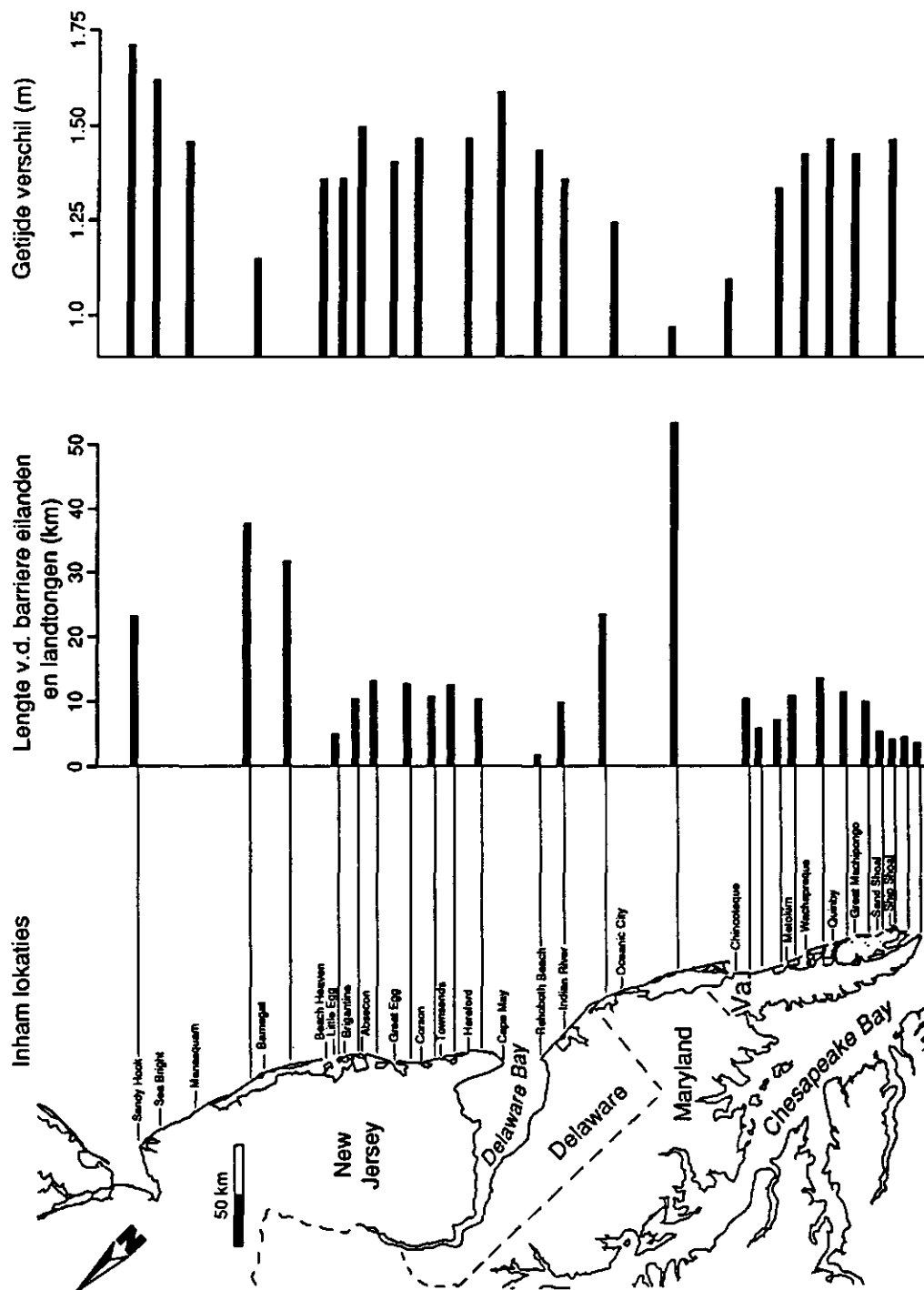
## 4.2 Wetmatigheden in het waddensysteem

Gedurende de laatste decennia is gebleken dat een aantal empirische wetmatigheden gelden voor de verschillende onderdelen van het systeem. Bij de bepaling van deze empirische wetmatigheden worden in het algemeen morfologische en hydrodynamische factoren betrokken. Het gaat met name om getijdekrachten; de invloed van andere factoren, met name die van de golfwerking wordt in het algemeen buiten beschouwing gelaten. Hieronder volgen enkele van de belangrijkste, tot nog toe vastgestelde relaties.

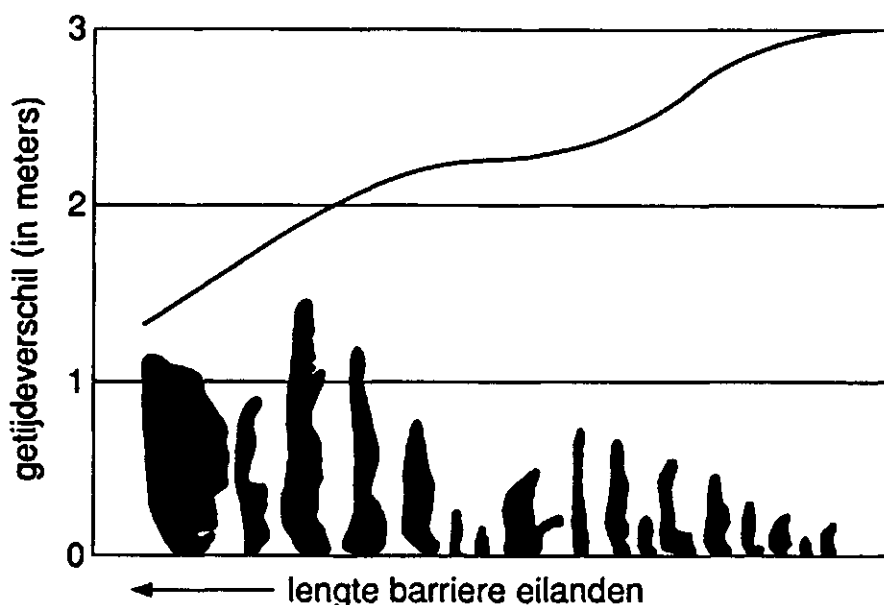
### 4.2.1 Relatie tussen de getijdeamplitude en de lengte van het eiland

Hayes (1975) stelde dat de lengte van een barrière-eiland afhankelijk is van de gemiddelde getijdeamplitude. Barrière-eilanden zouden daarbij beperkt zijn tot gebieden waar de amplitude 'microtidal' (0-2 m) of 'mesotidal' (2-4 m) was. Daarbij zouden korte eilanden kenmerkend zijn voor een grote getijdeamplitude en langere eilanden voor een kleine amplitude. Voor vele kusten, onder andere de kust van New Jersey en het Delmarva schiereiland (fig. 4.2.1) is een dergelijk verband inderdaad aangetoond (FitzGerald 1988).

De eilanden langs de Waddenzee zijn vergeleken met de getijamplitude door Wolff (1986; fig. 4.2.2). Hieruit bleek dat deze 'wetmatigheid' tot op grote hoogte ook opgaat voor de waddeneilanden langs de Nederlandse, Duitse en Deense kust. Dit impliceert onder meer dat, wanneer de getijdeamplitude gelijk blijft, bij laterale migratie van een eiland, aangroei aan één zijde gecompenseerd moet worden door gemiddeld



Figuur 4.2.1 Relatie getijdeamplitude en lengte eilanden voor New Jersey en het Delmarva schiereiland (FitzGerald 1988).



Figuur 4.2.2 *Relatie getideamplitude en lengte eilanden voor de waddeneiland (Wolff 1986).*

even veel afslag aan de andere zijde. Wanneer geen compensatie optreedt, wordt het eiland te lang en zal zich een nieuwe inlet vormen (cf. Luck 1975).

#### 4.2.2 Relatie tussen het getijdeprisma en het zandvolume van de buitendelta

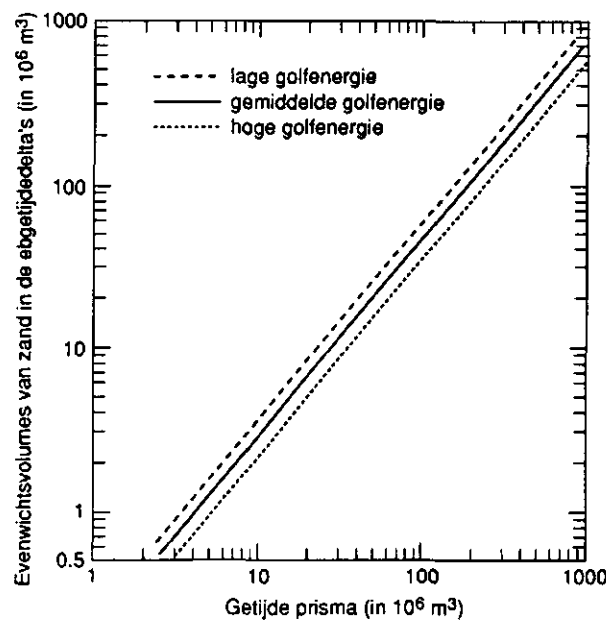
Door verschillende auteurs (Dean & Walton 1975, Walton & Adams 1976) is een relatie gelegd tussen het zandvolume van de buitendelta (buiten de lijn van de barrière-eilandkust) en het getijdeprisma (fig. 4.2.3). De algemene (gemiddelde, exclusief foutenmarge) relatie luidt:

$$V = 65,6 \cdot 10^{-4} P_m^{1,23} \quad (\text{Steyn 1991}) \quad [1]$$

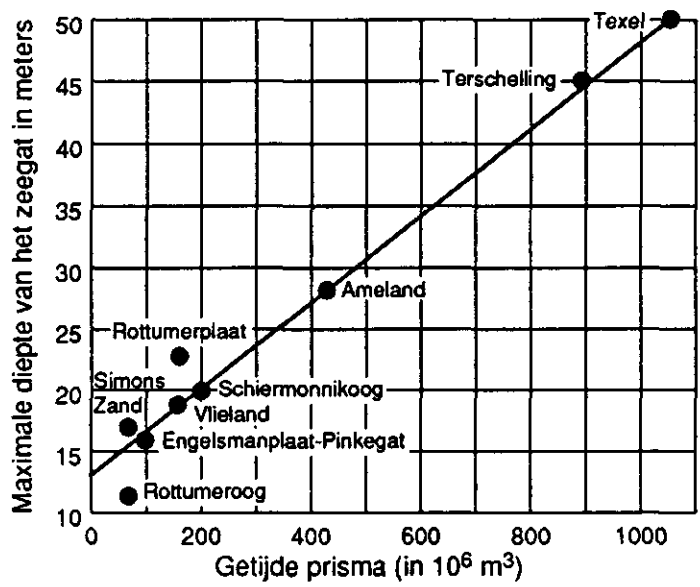
waarbij  $V$  het zandvolume van de buitendelta is en  $P_m$  het getijdeprisma (de hoeveelheid water die instroomt tijdens de vloed tussen gemiddeld laagwater en gemiddeld hoogwater; Bruun 1978).

Uit de formule blijkt dat het volume van de buitendelta licht exponentieel toeneemt met het getijdeprisma. Een goede illustratie vormt de sterke afname in grootte van de buitendelta van de Zoutkamperlaag na de verkleining van de komberging door afsluiting van de Lauwerszee (hoofdstuk 4.1.3).

Gebleken is dat de relatie mede beïnvloed wordt door het golfklimaat (fig. 4.2.3). Waar een sterke golfwerking heerst hebben buitendelta's een kleiner volume dan waar de golfwerking zwak is (Dean 1988). De buitendelta's van het Nederlandse waddengebied blijken in figuur 4.2.3 te plotten in het gedeelte met sterke golfwerking, zoals blijkt uit Eysink & Biegel (1992).



Figuur 4.2.3 Relatie tussen het zandvolume van de buitendelta (ten opzichte van de gewone barrière-eilandkust) en het getijdeprisma en de invloed van het golfklimaat (naar Dean 1988).



Figuur 4.2.4 Relatie tussen de maximale diepte van het zeegat en het getijdeprisma (naar Sha 1990).

#### 4.2.3 Relatie tussen de komberging (gemiddelde getijvolume) en de maximale diepte in de hals van het zeegat

Escoffier (1940) ging er van uit dat de dimensies van een inlet bepaald worden door de maximale stroomsnelheid (afhankelijk van getijdeamplitude en komberging). De doorsnede van een geul wordt schematisch het best voorgesteld door een half hexaplan. Voor de Nederlandse waddeneilanden toonde Sha (1990) aan dat de maximale diepte van zeegaten lineair gerelateerd kan worden aan het getijdeprisma (hier gedefinieerd als het halve getijvolume (fig. 4.2.4), volgens:

$$H = 13,3 + P_h/30 \quad [2]$$

waarbij H de diepte van een zeegat is in meters, en  $P_h$  het halve getijvolume. Het is dus niet alleen de getijdeamplitude, maar ook het oppervlak van het kombergingsgebied dat hierbij een rol speelt. Bij voorbeeld: ondanks de geringe getijdeamplitude bij het Zeegat van Texel is het getijdeprisma groot als gevolg van de grote komberging en de diepte van het zeegat is navenant groot (Sha & De Boer 1991).

#### 4.2.4 De relatie tussen het oppervlak van de dwarsdoorsnede van het stroomvoerend profiel van het zeegat en het getijdeprisma bij springtij

Verschillende auteurs (O'Brien 1969, Jarrett 1976, Hume & Herdendorf 1990, Gerritsen 1990, Niemeyer 1990, Biegel 1991b) laten zien dat de dwarsdoorsnede van het stroomvoerend profiel in de hals van het zeegat toeneemt met het getijdeprisma. Jarrett's (1976) gegevens voor de Amerikaanse kust geven de algemene relatie:

$$A_c = 3,8 \cdot 10^{-5} \cdot P_s^{1,03} \quad (\text{Steyn 1991}) \quad [3]$$

waarbij  $A_c$  de oppervlakte is van het stroomvoerende profiel, en  $P_s$  het getijdeprisma tijdens springtij. Gerritsen (1990), Niemeyer (1990) en Biegel (1991b) toonden aan dat deze relaties ook redelijk op gaan voor de zeegaten in de waddenkust, waarbij de voorkeur wordt gegeven aan een zuiver lineaire relatie tussen getijdeprisma en dwarsdoorsnede (cf. Stive & Eysink 1989, WADE 1992).

#### 4.2.5 Relatie tussen het oppervlak van de dwarsdoorsnede van het stroomvoerend profiel van sub-getijdegeulen in het kombergingsgebied en het getijdeprisma

Daar de kleinere geulen in de Waddenzee de 'zijstraten' vormen van het zeegat mag worden verwacht dat daar vergelijkbare relaties gelden als in het zeegat. Gerritsen en De Jong (1985) en Gerritsen (1990) toonden voor de grotere geulen van het zeegat van het Vlie aan dat er inderdaad een vrijwel lineaire relatie is tussen het getijdeprisma en het oppervlak van de dwarsdoorsnede van het stroomvoerend profiel volgens de formule:

$$A_c = 7,16 \cdot 10^{-5} \cdot P + 135 \quad [4]$$

waarbij  $P = 0,5 \cdot TV$  ( $TV$  = gemiddeld ebvolume plus vloedvolume). Indirect is het verband ook aangetoond (Biegel 1991a en b; Oost & De Haas 1992). Eysink (1979) toonde aan dat er een niet-lineaire relatie is tussen de inhoud van de vloedkom bij gemiddeld zeeniveau en het getijvolume van de vloedkom. Voorts is een verband aangetoond tussen het oppervlak aan platen tussen laag- en

hoogwater en het oppervlak aan geulen bij laagwater (Stive & Eysink 1989; fig. 4.2.5). Voor de meeste kombergingsgebieden van de Nederlandse Waddenzee geldt dat zij voor 70-80% bestaan uit platen. Dit geldt niet voor het Marsdiep en het Vlie waar het plaatareaal veel kleiner is. Volgens Eysink & Biegel (1992) wordt dit bepaald door de grootte van het kombergingsgebied. Naast deze factor is het mogelijk dat in het Marsdiep en het Vlie het plaatareaal nog geen evenwichtsdimensies heeft bereikt. Dit wordt enerzijds veroorzaakt doordat de invloed de afsluiting van de Zuiderzee waarschijnlijk nog merkbaar is (fig. 4.2.5). Anderzijds zijn deze gebieden nog betrekkelijk jong (1000 AD). Het hoogteverlies ten gevolge van het wegslaan van het veendek (dikte geschat op ca. 1 m) zou eventueel nog niet gecompenseerd kunnen zijn door sedimentatie (hoofdstuk 4.1).

Een en ander impliceert dat in de meeste kombergingsgebieden momenteel een dynamisch evenwicht heerst tussen het oppervlakte aan plaatareaal en de hoeveelheid geulen; een conclusie, die ook al is getrokken in hoofdstuk 4.1.2.

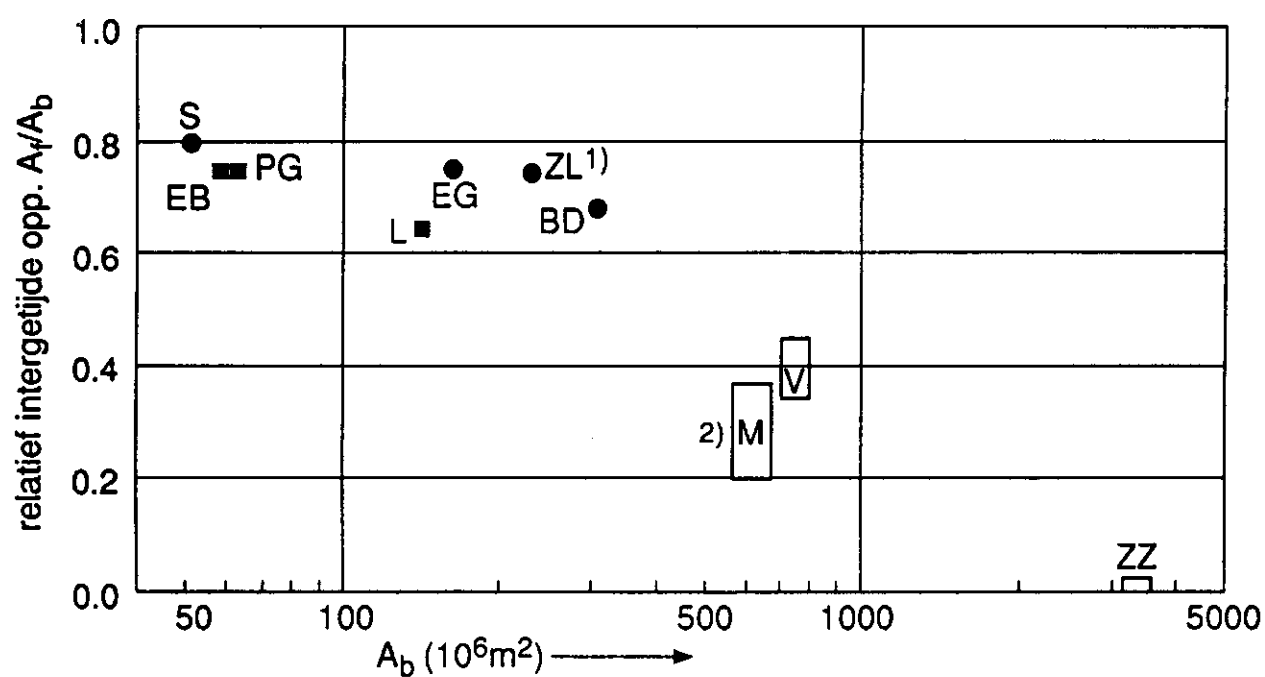
#### 4.2.6 Relatie tussen de positie van het wantij en de positie van de oostpunt van de eilanden

Door de overheersende westenwinden treedt sedimenttransport in oostelijke richting op over de wantijen waardoor deze constant de neiging hebben om zich in oostelijke richting te verplaatsen (FitzGerald 1988). Dit wordt echter tegengewerkt door de getijdestromen, die uiteindelijk de positie van het wantij bepalen.

Door kustparallel sedimenttransport langs de Noordzeezijde van de Waddeneilanden vindt een gestage aangroei plaats van de oostpunten van de eilanden. Hierdoor worden ook de zeegaten geleidelijk aan in oostwaartse richting gedrongen waardoor de oostelijke vloedweg naar het wantij steeds langer wordt. Het wantij verplaatst zich onder invloed van het overheersende wind geïnduceerd transport dan naar het oosten. Van tijd tot tijd wordt de oostelijke aangroei van de waddeneilanden weer deels teniet gedaan doordat nieuwe zeegaten zich over de oostpunt een weg banen; ook het wantij wordt dan weer in westelijke richting verplaatst. Uit verschillende studies (Luck 1975, Oost & De Haas 1993) blijkt dat (netto) de oostpunten van de waddeneilanden én de wantijen zich in oostelijke richting verplaatsen. Deze verplaatsingen blijken vrij nauw aan elkaar te zijn gekoppeld (fig. 4.2.6). Daarnaast is de positie van het wantij ook afhankelijk van de lengte van de eilanden (zie 4.2.1). In de Waddenzee ligt het wantij in het algemeen op twee derde van de eilandlengte vanaf de stroomopwaartse, westelijke punt van het eiland.

#### 4.2.7 Zand-delend systeem

Dean (1988) introduceerde het begrip 'zand-delend systeem'. Dit houdt in dat de sedimentbudgetten van het zeegat, de buitendelta en aangrenzende eilandkusten onderling gekoppeld en met elkaar in evenwicht zijn. Hij stelde dat wanneer in een deel van het zand-delend systeem zand wordt verwijderd of wordt tegengehouden, het systeem het evenwicht weer zal herstellen door zand aan te voeren naar de plaats waar een tekort is. Hierdoor zal erosie optreden in de overige delen van het systeem. Uit de bovenstaande empirische relaties blijkt dat ook het kombergingsgebied in de Waddenzee deel uitmaakt van het zand-delend systeem en dat ook de naastliggende zeegatsystemen elkaar onderling beïnvloeden. Het is niet geheel duidelijk tot waar een zand-delend systeem zich uitstrekt (met name over de wantijen en buitengaats). In dit rapport zal, als een eerste benadering, ervan worden uitgegaan dat een zand-delend systeem omvat: het zeegat, de buitendelta, de aangrenzende eilandkusten (tot -20 m)



1) voor afsluiting v.d. Lauwerszee

2) na afsluiting v.d. Zuiderzee (IJsselmeer)

ZZ = Zuiderzee

M = Marsdiep / Zeegat van Texel

EG = Eijerlandse Gat

V = Vlie

BD = Borndiep

PG = Pinkegat

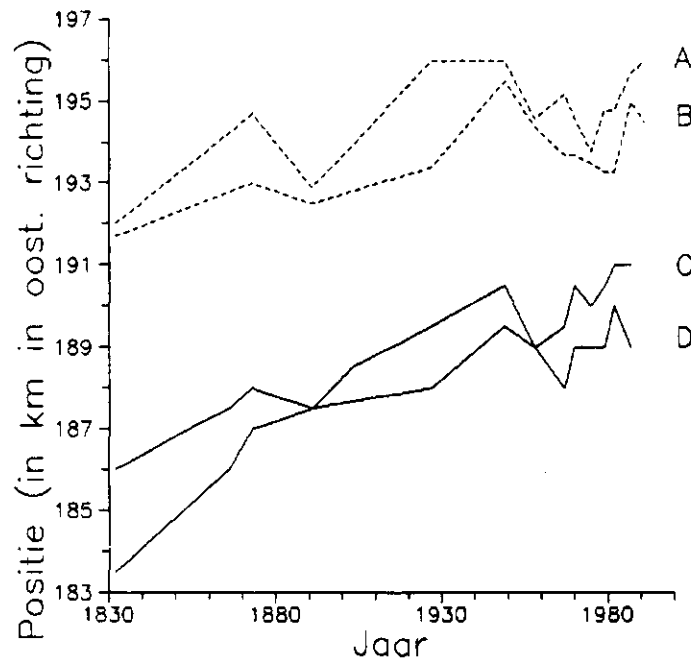
ZL = Zoutkamperlaag

EB = Eilanderbalg

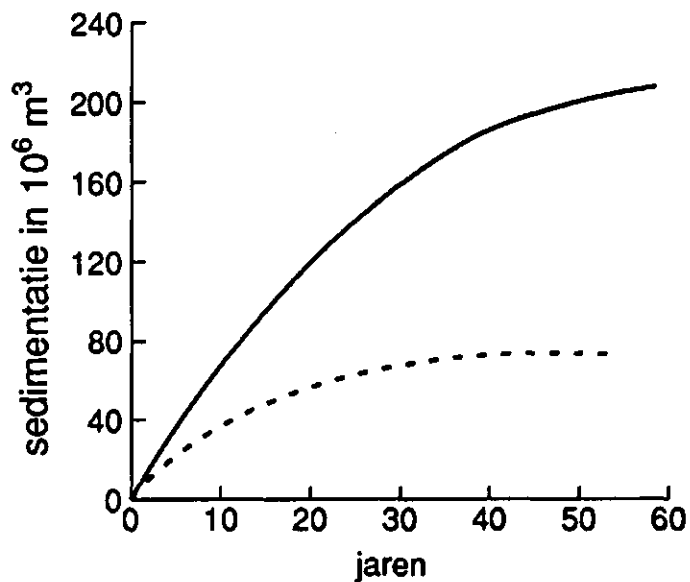
L = Lauwers

S = Schild

Figuur 4.2.5 Relatie tussen het relatieve intergetijde-plaatoppervlakte ( $A_f/A_b$ ) en het vloedkomoppervlak ( $A_b$ ), (naar Stive & Eysink 1989).



Figuur 4.2.6 Koppeling tussen de ligging van de oostpunt van Ameland (A = -2,5 m-lijn, B = laagwaterlijn) en de ligging van het wantij onder Ameland (C = zuidelijk wantij, D = noordelijk wantij), (naar Oost & De Haas 1993).



Figuur 4.2.7 Na-ijling van de invloed van de afsluiting van de Zuiderzee op de sedimentatie in de Waddenzee (Vroom e.a. 1989). Verloop van de sedimentatie in de kombergingsgebieden Marsdiep na de afsluiting van de Zuiderzee (—) en het Friesche Zeegat na de afsluiting van de Lauwerszee (----).

en het bijbehorende kombergingsgebied in de Waddenzee. Deze zijn onderling gekoppeld en met elkaar in evenwicht.

Na een ingreep op het systeem treedt herstel op van de evenwichtssituatie. Dit gaat in eerste instantie ten koste van andere delen van datzelfde systeem. Mocht voor het totale zand-delend systeem een sedimenttekort optreden (t.o.v. de evenwichtssituatie) dan zal dit uiteindelijk worden aangevuld met sediment van buiten het systeem. Het omgekeerde zal optreden bij een sedimentoverschot; dit zal worden verwijderd. Bij dit alles moet worden benadrukt dat een zand-delend systeem, zoals boven beschreven, alleen kan blijven functioneren zolang geen kritische drempels worden overschreden (zie hoofdstuk 4.1.2).

Over het algemeen zal, eventueel met een tijdvertraging (Eysink 1979, Biegel 1991b, Oost & De Haas 1992) het herstel van het evenwicht asymptotisch verlopen (Eysink 1979, Eysink 1987, Stive & Eysink 1989, Vroom e.a. 1989, Biegel 1991b, Oost & De Haas 1992). Oorspronkelijk gaan de veranderingen snel om steeds langzamer te gaan verlopen naarmate het nieuwe evenwicht dichterbij komt. Goede voorbeelden hiervan zijn de gevolgen van de afsluiting van de Zuiderzee (fig. 4.2.7) en van de Lauwerszee (fig. 4.2.7 en boven).

Ten slotte is nog op te merken dat het zand-delend systeem geen gesloten systeem is. Sediment van buiten kan worden aangevoerd en sediment kan verloren gaan (ook over de wantijen).

#### 4.3 Onbekende factoren in de ontwikkeling

Ondanks de vele waardevolle inzichten welke met name door de intensieve studies van de RWS zijn verkregen, blijven er facetten waarover gedetailleerde gegevens en inzichten ontbreken. De belangrijkste van deze onbekende factoren worden hieronder kort besproken.

##### 4.3.1 Wat is de bron van het zand dat wordt afgezet in de kombergingsgebieden van de Waddenzee?

Uit hoofdstuk 4.2 komt naar voren dat het systeem de neiging heeft om de zeespiegelstijging te compenseren met sedimentatie. Hiervoor moet op het ogenblik zo'n  $4,8 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/jaar sediment in de Waddenzee worden afgezet (Stive & Eysink 1989). Dit is deels slib dat in suspensie wordt aangevoerd vanuit de Noordzee ( $\pm 2,7 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/jaar; Eysink 1979, Eisma 1981). Daarnaast werd in de afgelopen decennia ieder jaar een hoeveelheid zand aangevoerd, namelijk  $13\text{--}14,5 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/jaar. Deze hoeveelheid is veel groter dan benodigd om de zeespiegelstijging te compenseren en diende hoofdzakelijk om de evenwichten te herstellen welke verstoord zijn door de afsluiting van de Zuiderzee en de Lauwerszee.

Aangezien de inhoud van de buitendelta niet kan verkleinen bij een gelijkblijvende komberging, moet een deel van dit zand van elders worden aangevoerd. Voor de oostelijke Waddenzee wordt er vaak van uitgegaan dat dit zand aan de kust van het bovenstroomse eiland wordt onttrokken, tot een diepte van -13 m NAP (de stormgolfbasis). Zandaanvoer vanuit de diepere Noordzee vanaf -13 m en dieper kon, tot nog toe, niet rechtstreeks worden aangetoond.

Er zijn echter aanwijzingen dat er ook sprake is van sedimentbewegingen op grotere diepte (Eisma, in voorber.). Zo is b.v. de dikte van recente sedimenten in de buitendelta van de Zoutkamperlaag onder -13 m NAP gering (Sha 1992) terwijl daar tijdens stormen waarschijnlijk wel sediment tot afzetting komt (Winkelmolen & Veenstra 1980, Oost & De Haas 1992). Dit impliceert dat dit tijdens stormen afgezette sediment

naderhand wordt afgevoerd naar dieper water of naar de kust. Uit berekeningen en metingen (Rakhorst 1981, Tryggstad e.a. 1983, Van Haren 1990, Otto e.a. 1990) blijkt dat getij- en windgeïnduceerde stroomsnelheden (b.v. 0,43 m/s op 24 m waterdiepte; Rakhorst 1981) op die diepten vóór de Noordzeekust van tijd tot tijd hoog genoeg zijn om zandribbeltransport mogelijk te maken (Baas 1993, Oost & Baas, submitted). Ook uit kernen uit dit gebied blijkt dat (soms) zandtransport optreedt (Sha 1992). De residuaire stroming zou vooral oostwaarts zijn gericht (Otto e.a. 1990). Uit modelonderzoek bleek inderdaad een residuaire oostwaarts gericht sedimenttransport op te treden (Sündermann & Klöcker 1983). Sedimenttransport in oostelijke richting werd ook door Stride (1973) geobserveerd. Wanneer zand in deze richting wordt verplaatst zal het ook vanaf grotere diepte naar de WZW-ONO-georiënteerde kust worden getransporteerd. Daarnaast kan tijdens zware stormen door golven op grotere diepte sediment in beweging worden gebracht en vervolgens worden getransporteerd (Rakhorst 1981, Carlson & Günther 1983, Tryggstad e.a. 1983). Eysink (1979) gaf een schatting van deze sedimentaanvoer van mogelijk  $0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$  per honderd kilometer kust. Voor de 170 km lange Nederlandse waddenkust zou dit een sedimentaanvoer kunnen betekenen van  $0,85 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$ .

#### 4.3.2 Is genoeg zand in de Noordzee beschikbaar voor sedimentatie?

Tot nog toe kwam in de afgelopen eeuwen tot millenia voldoende sediment beschikbaar uit de Noordzee om de sedimentatie in de Waddenzee te kunnen verzorgen. Daarbij werd een belangrijk deel geleverd door kustwaartse migratie van de eilanden. Het is echter de vraag of dit ook in de toekomst het geval zal zijn. Al vanaf in ieder geval 1354 AD (Oork. B. Gr. & Dr., no. 429) werd de vegetatie in de duinen beschermd. Vegetatiebescherming en duinaanplanting werden vanaf de 17e eeuw in toenemende mate belangrijk en namen met name in de 19e en 20e eeuw een grote vlucht. In deze laatste twee eeuwen werden nieuwe duinrijen (stuifdijken) gevormd, die grotendeels een einde maakten aan doorbraakgeulen. Door deze duinen werd ook in sterke mate het landinwaarts zandtransport tegengegaan (Arens, pers. med.). Tegenwoordig worden delen van de eilandkust, met name bij de zeegaten, ook kunstmatig vastgelegd met strekdammen en bezinkblokken terwijl kusterosie wordt hersteld door middel van suppletie.

Door al deze maatregelen kan de kust zich niet langer terugtrekken, zoals dit in het verleden wel het geval was (met gemiddeld 3 m/jaar). Gedurende de laatste eeuw vond kustuitbouw plaats op West-Ameland (1910-1960: tot meer dan 5 m/jaar 1965-1985: tot meer dan 15 m/jaar), en kusterosie op Oost-Ameland (1910-1960 en 1965-1985: tot meer dan 5 m/jaar). Op Schiermonnikoog overheerste kustuitbouw in de periode 1910-1960 (tot meer dan 5 m/jaar). In de periode 1965-1985 ging uitbouw grotendeels over in kusterosie (tot meer dan 15 m/jaar; Vroom e.a. 1989), maar daarna weer in kustaangroei (mogelijk een vertraagd effect van de afsluiting van de Lauwerszee). Vergelijken we kaarten van 1545 met die van 1800 dan is de kust van Ameland over vrijwel de gehele linie op dezelfde plaats gebleven. In de periode na 1800 breidde Ameland zich sterk uit aan de oostkant terwijl tegelijk erosie plaats vond in het midden van het eiland. Aan de punten van Ameland vond zeewaartse uitbouw plaats. Ook Schiermonnikoog lijkt sinds 1545 niet (veel) kustwaarts te zijn teruggetrokken, hoewel de sterke laterale migratie het moeilijk maakt om dit precies te beoordelen. Wel moet een verticale sedimentatie zijn opgetreden om de zeespiegelstijging te compenseren. De vraag is of hiervoor voldoende sediment aanwezig was of dat dit onttrokken werd uit het kustprofiel dat daardoor geleidelijk aan versteilde. Mocht dit inderdaad het geval zijn dan bestaat de mogelijkheid dat in de

toekomst een sediment gebrek ontstaat doordat het kustprofiel niet steiler meer kan worden.

Daarnaast is het waarschijnlijk dat een deel van het ter beschikking komende sediment afkomstig is uit oude buitendelta-afzettingen die nu inactief zijn maar nog niet tot aan de erosiebasis zijn weggeërodeerd. Dergelijke afzettingen liggen onder andere voor de kust van Terschelling, het Zeegat van Ameland (Sha 1990) en waarschijnlijk ook voor Oost-Ameland. In dergelijke afzettingen liggen zeer grote hoeveelheden sediment opgeslagen. Verwacht mag worden dat de kusterosie langzamer zal verlopen zolang deze buitendelta-afzettingen sediment kunnen blijven leveren.

#### 4.3.3 Inzicht in de transportprocessen van het sediment

De theoretische inzichten welke sedimenttransport relateren aan stroomsnelheden zijn nog zeer onvolledig. Zo zou zandtransport een derde-machtsfunctie tot een vijfde-machtsfunctie van de stroomsnelheid zijn (cf. Engelund & Hansen 1967, Ackers & White 1973, Van Rijn 1984a en b). Ook is nog niet geheel duidelijk welke invloed golven hebben op het sedimenttransport. Daarom zullen berekeningen die zijn gebaseerd op formules voor sedimenttransport als functie van de stroomsnelheid voorlopig niet tot bevredigende resultaten leiden, met name niet voor wat betreft de snelheid waarmee sedimentatieprocessen verlopen op langere termijn.

Daarbij komt dat onderzoek naar zandtransport onder natuurlijke condities over het algemeen wordt gedaan in periodes met relatief rustig weer omdat de meetapparatuur veelal niet bestand is tegen zware stormen. Juist gedurende stormen treedt, gelet op de grote morfologische veranderingen, grootschalig sedimenttransport op. Vooralsnog geven beschouwingen gebaseerd op semi-empirische relaties (hoofdstuk 4.2) en extrapolatie van de ontwikkelingstrends uit het verleden een betrouwbaarder beeld voor toekomstvoorspellingen.

#### 4.3.4 Invloed van cyclische processen

Langdurige cyclische processen beïnvloeden de getijden en daarmee de sedimentatiepatronen op het wad. Zo bleek een significante invloed waar te nemen van de 18,6-jarige nodale cyclus van de maan op de sedimentatiepatronen langs de Zeeuwse eilanden en Friese Waddeneilanden (Oost e.a. 1993). Tijdens maxima in de getijamplitude onder invloed van deze cyclus treedt een sterke sedimentatie op aan de westkant van de eilanden en erosie aan de oostkant. Gedurende een minimum gebeurt het omgekeerde. Ook wordt de sedimentatie in verlaten geulen tijdens een maximum in getijdeamplitude versneld. Voorts zijn er aanwijzingen dat ook de buitendelta wordt beïnvloed (Oost & De Haas 1992; Oost e.a. 1993).

De precieze invloed van deze cycli op de sedimentatiepatronen in de diverse onderdelen van de zeegatsystemen is vooralsnog niet duidelijk. Gezien de observatie dat het systeem in staat is om binnen een jaar grote hoeveelheden sediment te vervoeren, vallen veranderingen in het sedimentatiepatroon waarschijnlijk voor een deel te voorspellen met behulp van de empirische verbanden (hoofdstuk 4.2). Zo zou een maximum in de getijdeamplitude kunnen leiden tot een vergroting van de buitendelta en een verdieping van de geulen. Het sediment uit de geulen zal daarbij deels worden verplaatst naar de buitendelta (zand-delend systeem).



**Figuur 4.3.1** *Het verdwijnen van het eiland Buise in de Duitse Waddenzee; na het verdwijnen versmolten de twee zeegaten en werd Norderney sterk langer aan de oostzijde (uit Luck 1975).*

#### 4.3.5 Ontwikkeling van de Engelsmanplaat

Het Pinkegat en de Zoutkamperlaag maken beiden deel uit van het Friesche-Zeegatsysteem. Het Friesche Zeegat, tussen Ameland en Schiermonnikoog is veel breder dan andere zeegaten langs de Nederlandse wadden (fig. 2.1.1). De zandplaat Engelsmanplaat scheidt echter het Pinkegat van de Zoutkamperlaag en bepaalt daarmee de stabiliteit van het Friesche Zeegatgebied (Oost & De Haas 1992). Dit kwam ook naar voren in een studie van het Waterloopkundig Laboratorium (Wang 1991).

De Engelsmanplaat is aantoonbaar aanwezig vanaf 1500 (Oost, in voorber. a). Onder de Engelsmanplaat ligt op zo'n -5 tot -10 m NAP een massieve kleikern van vroeg holocene ouderdom. Dit geeft aan dat deze plaat in historische tijden nooit werd doorsneden door grotere geulen (Sha 1992, Oost & De Haas 1993). Uit een onderzoek over de periode 1800-1991 bleek wel dat de westzijde van de Engelsmanplaat voortdurend wordt geërodeerd terwijl het Pinkegatsysteem geleidelijk naar het oosten migreert. Hierdoor is in de periode 1832-1991 in totaal zo'n 5 km van de westkant van de Engelsmanplaat geërodeerd. Verwacht mag worden dat deze erosie ook in de toekomst zal doorgaan. Door deze natuurlijke ontwikkeling zal de Engelsmanplaat over een aantal decennia tot een eeuw verdwijnen (Oost & De Haas 1993).

Met het verdwijnen van de Engelsmanplaat zal naar alle waarschijnlijkheid een einde komen aan het huidige dynamische evenwicht en zal het systeem streven naar een nieuwe evenwichtssituatie (zie hoofdstuk 2.2.2). Zulke veranderingen behoren tot de natuurlijke dynamiek van de Waddenzee. In het historische verleden heeft een vergelijkbare verandering zich voorgedaan bij de ontwikkeling van het zeegatsysteem tussen Juist en Norderney (Duitse Waddenzee). Daar verdween in de periode 1650-1860 het eilandje Buise, dat twee zeegaten van elkaar scheidde (fig. 4.3.1). Hierdoor werd het zeegatsysteem tussen Juist en Norderney te breed. Dit werd gecompenseerd doordat de twee aparte zeegaten samenvloeiden en sterke sedimentatie optrad aan de oostzijde van Juist (= het westelijke eiland; ook hier loopt het kustparallelle sedimenttransport van west naar oost). Door de relatie tussen de oostpunt van de eilanden en de ligging van het wantij verschoof ook het wantij in oostelijke richting. Naar analogie mag voor het Friesche Zeegat worden verwacht dat het Pinkegat en de Zoutkamperlaag zullen samenvloeien waarbij het kleinere Pinkegat het sterkst zal verschuiven.

Ook zal dan waarschijnlijk een sterke oostwaartse uitbouw van de oostpunt van Ameland optreden. Het sediment hiervoor benodigd en voor het vervangen van de kleikern onder de Engelsmanplaat, enkele tientallen miljoenen kubieke meters, zal voor een groot deel worden onttrokken aan de Noordzeekust van Ameland. Ook het wantij onder Ameland zal zich dan naar het oosten verplaatsen. Gezien de empirische relatie tussen de lengte van een eiland en de getijdeamplitude zal Ameland vervolgens 'te lang' worden omdat de westelijke kop van het eiland versterkt is met kunstwerken. Eventueel zou zich dan, indien niet continu zal worden gesuppleerd, een nieuw zeegat kunnen vormen, dat Ameland in tweeën zal delen.

#### 4.4 Toekomstige ontwikkeling

##### 4.4.1 Mogelijke toekomstige ontwikkeling van het Waddensysteem

Uit de resultaten van het uitgebreide onderzoek door diverse disciplines mag geconcludeerd worden dat in het grootste deel van de Waddenzee momenteel een dynamisch evenwicht heerst tussen sedimentatie en de hydrodynamische variabelen. Indien de controlerende parameters, zoals zeespiegelstijging, windklimaat en

sedimentaanbod, niet noemenswaard veranderen en geen kritische drempels naar een nieuw evenwicht worden overschreden (hoofdstuk 4.2.7 en 4.3), dan kan de toekomstige ontwikkeling van de Waddenzee grotendeels worden afgeleid uit de extrapolatie van ontwikkelingen in het verleden. Het volgende mag dan worden verwacht.

#### Kustwaartse migratie eilanden

Onder natuurlijke condities trekken barrière-eilanden, zoals de waddeneilanden, zich terug wanneer de zeespiegel stijgt. Deze terugtrekking komt duidelijk naar voren uit de ontwikkeling van het oostelijke waddengebied in het geologische verleden. In het westen heeft met name Vlieland zich duidelijk teruggetrokken in de laatste drie eeuwen (Ligtendag 1990). Terugtrekking vindt plaats door kustafslag en landwaartse verplaatsing van sediment. Dit laatste gebeurt door aeolisch transport en transport via zeegaten en doorbraakgeulen.

Op het ogenblik is de afslag aan de Noordzeezijde van de eilanden grotendeels aan banden gelegd of ongedaan gemaakt; dit in overeenstemming met de beleidsnota 'Kustverdediging na 1990, beleidskeuze voor de kustlijn'. In deze nota werd bepaald dat de kustlijn moet worden gehandhaafd op de plaats waar deze in 1990 lag. Daarbij wordt voor de Noordzeekust van het waddengebied een ruime mate van beweeglijkheid toegestaan aan de meeste uiteinden van de eilanden ('dynamisch handhaven'). Op enkele plaatsen wordt de Noordzeekust beschermd door 'harde' maatregelen, zoals dammen en onderzeese verdediging. Naast het kostenaspect hebben deze maatregelen als nadeel dat sterk wordt ingegrepen in de natuurlijke ontwikkeling van de kust, waarbij in sommige gevallen nieuwe problemen (kusterosie) ontstaan verderop langs de kust (Verhagen & Roelse 1988). Kustparallele kunstmatige structuren, zoals dijken, vergroten wanneer er water tegenaan staat het kustparallele transport en versterken de terugstroom bij stormen door golfreflectie zodat stranden versneld eroderen (Pilkey & Neal 1988, Silberman & Klock 1988). Structuren loodrecht op de kust, zoals strekdammen, hebben de neiging om sediment dat kustparallel wordt vervoerd vast te leggen. Daardoor neemt het kustparallele sedimenttransport af (Pilkey & Neal 1988) terwijl het effect op de kustontwikkeling op lange termijn vaak gering is (Verhagen & Roelse 1988). Onderzoek in de Verenigde Staten van Amerika wijst erop dat dergelijke 'harde' maatregelen leiden tot een versteiling van de kust (Pilkey & Neal 1988). Rijkswaterstaat heeft met het oog op een zo natuurlijk mogelijke ontwikkeling (zie ook Templet & Meyer-Arendt 1988, Pilkey & Neal 1988) en recreatieve waarden (zie ook Silberman & Klock 1988) grotendeels gekozen om de kust op zijn plaats te houden door middel van suppleties (in periode 1979-1985:  $11,43 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  voor de gehele Waddenkust; Roelse 1988). Op grond hiervan wordt geschat dat in de toekomst voor de Noordzeekust van de waddeneilanden zo'n  $2,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$  sediment nodig zal zijn, waarvan  $0,36 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$  voor de kust van Ameland (Roelse 1988). Dit materiaal wordt op grotere diepte gewonnen; bij voorkeur onder de -20 m lijn. Indien op de lange duur geen kustterugtrekking wordt toegestaan, mag worden verwacht dat het kustprofiel (inclusief het gebied onder de -20 m lijn) geleidelijk aan zal versteilen doordat netto sedimentverlies optreedt (door netto sedimenttransport naar de Waddenzee). Onduidelijk is ook in hoeverre zandwingaten in de Noordzee de ontwikkeling van het kustprofiel beïnvloeden (hoofdstuk 4.3.1 en 4.3.2).

Door het veelal vastleggen van de duinen wordt landwaarts aeolisch zandtransport voor een niet onbelangrijk deel tegengegaan. Alleen op de hogere onbewoonde platen en in enkele proefgebieden wordt vrije migratie van duinen toegestaan.

Door het vrijwel overal gesloten houden van de duinenrij wordt de vorming van

doorbraakgeulen grotendeels verhinderd. Deze doorbraakgeulen zijn, naast de zeegaten, belangrijke toevoerwegen voor sediment naar de Waddenzee. Ze geven bovendien barrière-eilanden de mogelijkheid om zich onder condities van een stijgende zeespiegel terug te trekken in de richting van het vasteland (Boothroyd e.a. 1985, Nichols 1989, Reinson 1992). Ook kunnen ze een belangrijke bijdrage leveren aan het ophogen van de eilandkwelders (Reinson 1992).

Door alle menselijke ingrepen worden de waddeneilanden op het ogenblik kunstmatig op hun plaats gehouden, tegen de natuurlijke tendens tot terugtrekking onder invloed van de stijgende zeespiegel in. Op de lange duur (eeuwen) zal dit naar alle waarschijnlijkheid in steeds toenemende mate inspanningen vergen en mogelijk tot een onhoudbare situatie leiden (vgl. Pilkey & Neal 1988) ten gevolge van een steilere vooroever en hogere waterstanden.

#### **Laterale migratie eilanden**

Laterale (zijwaartse) migratie van de eilanden is op een aantal plaatsen, b.v. aan de westelijke kop van Ameland, aan banden gelegd maar over het algemeen toegestaan zolang economische belangen geen gevaar lopen. Een ongehinderde natuurlijke aangroei van de oostkant van Ameland zal ertoe leiden dat het Pinkegatsysteem naar het oosten verplaatst. In relatie daarmee zal uiteindelijk de Engelsmanplaat waarschijnlijk binnen een eeuw, maar mogelijk zelfs in enkele decennia, verdwijnen. De veranderingen die zich daarna zullen voordoen zijn dermate sterk dat dan sprake zal zijn van een nieuw zeegatsysteem dat ontstaat door versmelting van het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. Ameland zal dan waarschijnlijk fors langer worden. Deze aangroei en de vervanging van de kleikern onder de Engelsmanplaat door zand zullen meerdere tientallen miljoenen kubieke meters zand vergen welke uit de Noordzeekustprofiel van met name Ameland (vooral boven -20 m lijn) onttrokken zullen worden.

#### **Sedimentatie in de kombergingsgebieden**

Op grond van historische gegevens (met name over de laatste tweehonderd jaar) kan worden geconcludeerd dat sinds vele eeuwen de sedimentatie in het oostelijke waddengebied ongeveer gelijke tred heeft gehouden met de zeespiegelstijging. Indien de controlerende parameters niet noemenswaard veranderen en geen drempelwaarden worden overschreden dan is het waarschijnlijk dat ook in de toekomst in deze gebieden netto sedimentatie zal blijven optreden, welke over langere tijd de stijging van de zeespiegel bijhoudt.

#### **Dynamiek van de geulsystemen**

De zeegaten en de daarmee samenhangende geulsystemen zullen zich in de toekomst waarschijnlijk volgens dezelfde trend blijven ontwikkelen als tot nog toe. Verwacht mag worden dat in het westen van het kombergingsgebied van het Zeegat van Ameland de geulen zich cyclisch zullen blijven ontwikkelen, terwijl in het oosten de geulen steeds langer worden in oostwaartse richting. Het Pinkegat zal in de zeer nabije toekomst waarschijnlijk weer ontwikkelen tot een meervoudig zeegatsysteem en over enkele decennia weer teruggaan naar een enkelvoudig zeegatsysteem (vgl. Oost & De Haas 1992). Aan het cyclisch gedrag van de Zoutkamperlaag is grotendeels een eind gekomen door de afsluiting van de Lauwerszee (Oost & De Haas 1992). Gezien de ontwikkelingen in de laatste vierhonderd jaar, of beter het vrijwel afwezig zijn van

ontwikkelingen, mag verwacht worden dat dit systeem in de komende decennia niet sterk zal veranderen tenzij de Engelsmanplaat snel erodeert (hoofdstuk 4.4.1).

#### 4.4.2 Mogelijke veranderingen van controlerende parameters in de toekomst

Door menselijke activiteit worden grote hoeveelheden gassen in de atmosfeer gebracht (Schuurmans 1989). Met name  $\text{CO}_2$  en sporegassen, zoals  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFK-11, CFK-12 en  $\text{O}_3$  beperken de uitstraling van warmte uit de atmosfeer naar de ruimte (De Graaff 1989, Van Dop & Kelder 1989). Hierdoor ontstaat een broeikaseffect waarbij de onderste lagen van de atmosfeer warmer worden en het klimaat wereldwijd kan veranderen. Eén van de effecten van deze gemiddelde temperatuurstijging is naar verwachting een versnelde mondiale zeespiegelstijging (Langeweg 1989, Meadows e.a. 1992); dit effect is tot nog toe niet aantoonbaar (Ekman 1988, Woodworth 1990, Warrick & Oerlemans 1990). Naar de invloed van de temperatuurstijging op het niveau van de zeespiegel wordt uitgebreid onderzoek gedaan. Door de grote onzekerheden variëren de extreme schattingen over de verwachte stijging van de mondiale zeespiegel in de volgende eeuw sterk, b.v. -2 cm (Villach 1987, in: Warrick & Oerlemans 1990) tot +367 cm (Hoffman e.a. 1986). Het gemiddelde van de studies van vóór 1990 ligt tussen de 10 en 30 cm voor de komende vier decennia.

In een zeer uitgebreid interdisciplinair onderzoek heeft het 'Intergovernmental Panel on Climate Change' een nieuwe schatting laten maken van de verwachte zeespiegelstijging, uitgaande van de gecombineerde effecten van thermische expansie van het water, het afsmelten van gletsjers in het hooggebergte en op Groenland en de accumulatie van sneeuw op Antarctica (Warrick & Oerlemans 1990). De belangrijkste schatting is gebaseerd op een 'business-as-usual-scenario' (BAU-scenario), d.w.z. geen ingrijpende veranderingen in de huidige mondiale ontwikkelingstrends wat betreft de uitstoot van broeikasgassen. Volgens dit BAU-scenario, zal in 2030 de mondiale zeespiegel 18 (8-29) cm hoger liggen dan in 1990. In 2070 zal dit zijn toegenomen tot 44 (21-71) cm en in 2100 tot 66 (31-110) cm; dit is een factor 1,5 tot 6 sneller dan de huidige (natuurlijke) zeespiegelstijging. Ook bij een sterke beperking van de uitstoot van gassen zal waarschijnlijk een versnelde zeespiegelstijging optreden welke dan met name na 2050 merkbaar lager (tot 30%) zal uitvallen (Warrick & Oerlemans 1990). De grote onzekerheden in de voorspelling blijken indirect uit de grote bandbreedte voor de voorspelde stijging. Verwacht wordt dat pas in het begin van de volgende eeuw deze onzekerheden enigszins zullen zijn terug gebracht (McBean & McCarthy 1990).

#### De Nederlandse situatie

Voor de Nederlandse situatie worden in deze studie twee scenario's aangehouden, namelijk 17 cm/eeuw (huidige zeespiegelstijging voor waddengebied) en 60 cm/eeuw (natuurlijke stijging en broeikaseffect; Dienst Getijdewateren 1990). De mogelijke gevolgen van zo'n zeespiegelstijging zullen worden meegenomen in de beschouwing over de gevolgen van de gaswinning op de Waddenzee (hoofdstuk 4.4.4). Voorlopig wordt slechts opgemerkt dat gezien het streven naar een evenwichtsverhouding tussen platen en geulen verwacht mag worden dat ook de versnelde zeespiegelstijging zal worden gecompenseerd door extra sedimentatie in de Waddenzee (Eysink 1992).

#### Gevolgen zeespiegelstijging op het getij

Uit geologisch onderzoek en modelberekeningen (De Ronde 1983, Franken 1987) komen nog enkele belangrijke gevolgen naar voren die de zeespiegelstijging zal hebben:

1) gemiddelde vergroting van de getijdeamplitude, 2) lokale verandering van de getijdeamplitude, 3) een verhoging van de stroomsnelheden en 4) een nagenoeg gelijkblijvende stormopzet.

Hierbij moet wel worden benadrukt dat deze modelstudies uitgaan van een zeespiegelstijging van 5 m bij een ongewijzigde bathymetrie. De invloed van (de sedimentaire veranderingen van) de kustlijn is niet meegenomen in deze modelstudies. Dit zal met name in het waddengebied een rol kunnen spelen (Eysink, pers. med.).

Ad 1 Bij een stijgende zeespiegel zal een getijdegolf in een ondiep bekken, zoals de Noordzee, steeds minder wrijving ondervinden en zich steeds gemakkelijker verplaatsen. Uit modelonderzoek naar de ontwikkeling van het getij in het Holoceen kwam naar voren dat daardoor bij een stijgende zeespiegel de gemiddelde getijdeamplitude en het hoogwaterniveau in het Noordzeebekken toeneemt (Franken 1987).

Gedurende de laatste eeuw is naast een stijging van de gemiddelde zeespiegelhoogte ook de getijdeamplitude toegenomen, d.w.z. een snellere toename van het hoogwater dan van het laagwater (De Ronde 1983, Bossinade, in voorber.). De toename in getijdeamplitude is veel hoger dan die welke uit het modelonderzoek naar voren komt. Eén van de factoren is waarschijnlijk de invloed van grote waterbouwkundige werken en het uitbaggeren van vaargeulen. Een volledige verklaring voor de sterke toename in getijdeamplitude en het hoogwaterniveau is tot nog toe niet gevonden (De Ronde 1983, Van Malde 1986).

Ad 2 Door de veranderingen van de waterdiepten en de lokale getijdeamplitudes veranderen ook de fasen van de verschillende getijcomponenten onderling en de ligging van de amphidromische punten. Door deze effecten kunnen lokaal de hoogwaterdiepte en de getijdeamplitude afnemen ondanks een gemiddelde toename over het hele Noordzeebekken. Modelonderzoek geeft bijvoorbeeld een daling te zien van de getijdeslag (verschil hooghoogwater-laaglaagwater) én de hoogwaterstand (ten opzichte van de gemiddelde waterdiepte) langs de Noordhollandse kust terwijl de gemiddelde zeespiegel stijgt van -11 m (6500 BP) naar 0 m (tegenwoordig) (Franken 1987).

Voor het Oude-Rijngebied (bij Leiden) is een verkleining van het verschil tussen hoogwater en gemiddeld zeeniveau aangetoond over de periode 4500-2500 BP (Van de Plassche 1982) en een verkleining van de getijdeamplitude van 2 m in de periode 5700-4300 BP naar 1,5 m in de periode na 2000 BP (Roep & Beets 1988); daarentegen viel aan de mond van de Schelde vanaf 1000 BP een vergroting van de getijdeamplitude waar te nemen (Kiden 1989). Naast lokale effecten door topografie (o.a. het 'flood-basin-effect' (Van Veen 1950, Kiden 1989) zouden deze verschijnselen mogelijkerwijs kunnen duiden op een verschuiving van de amphidromische punten onder invloed van een stijgende zeespiegel.

Uit modelonderzoek naar een toekomstige zeespiegelstijging van 5 m kwam een vergelijkbaar resultaat naar voren, namelijk daling (-14%) van de getijdeamplitude rond Den Helder en vergroting (+23%) ervan in de oostelijke wadden rond Borkum (Rijkswaterstaat 1986). Volgens dat onderzoek zou het gemiddelde hoogwater (ten opzichte van gemiddeld zeeniveau) met -0,2 tot 0,2 m veranderen.

Ad 3 Bij een stijgende middenstand wordt de getijbeweging intensiever en nemen ook de stroomsnelheden toe (Rijkswaterstaat 1986, Franken 1987). Uit het onderzoek van Franken (1987) blijkt dat verwacht mag worden dat deze toename sterker zal zijn in de westelijke Waddenzee dan in de oostelijke Waddenzee. Doordat sedimenttransport een met een derde tot vijfde macht is gerelateerd aan de stroomsnelheid zal hierdoor het sedimenttransport toenemen.

Ad 4 Modelonderzoek naar een toekomstige zeespiegelstijging van 5 m suggereert dat de extra verhoging van het waterpeil door stormen niet noemenswaard zal afwijken van de huidige extra verhogingen (Rijkswaterstaat 1986).

#### **Gevolgen zeespiegelstijging 60 cm in de komende eeuw**

Bij een zeespiegelstijging van 60 cm zullen de bovenbeschreven effecten gering zijn: maximaal in de orde van enkele procenten. Op basis van de uitkomsten van het modelonderzoek voor een zeespiegelstijging van 5 m wordt verwacht dat bij 60 cm stijging een kleine vergroting van de getijdeamplitude optreedt voor de oostelijke Waddenzee en een geringe verlaging ervan in de westelijke Waddenzee (vgl. De Ronde 1983, Franken 1987).

Naast een mogelijke versnelde zeespiegelstijging zou het broeikaseffect ook kunnen leiden tot klimaatsveranderingen, waarbij meer stormen en meer depressies optreden. Volgens het Duitse 'Wetteramt' zijn er indicaties dat meer depressies optreden maar niet meer stormen. Een toename in het aantal depressies (lage luchtdruk) leidt tot een toename in gemiddelde waterhoogte (er drukt minder gewicht op het water) (Dietrich 1953, Gilmour 1963). Een verhoogde stormactiviteit zou leiden tot een sterkere golfaanval op de kust, waardoor de kusten sneller zullen afslaan (Pilkey & Neal 1988) en/of er ontstaat een ander kustprofiel.

Eysink (1993) heeft een schatting gemaakt van de sedimentvraag per jaar in de verschillende kombergingsgebieden van de Waddenzee. Hierbij werd ook ingegaan op de extra zandhonger ten gevolge van versnelde zeespiegelstijging. Volgens modelberekeningen (met MORRES) kost aanpassing van het sedimenttransport en herstel van het evenwicht aan zo'n nieuwe zeespiegelstijgingssnelheid meer dan een eeuw (Eysink 1992, 1993).

#### **4.4.3 Lessen van de zandwinningsgaten**

Enigszins vergelijkbaar met een eventuele bodemdaling ten gevolge van gaswinning zijn de grootschalige zandwinputten in de Waddenzee. Over de periode 1961-1980 is in totaal  $56 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  zand gewonnen, waarvan  $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  in de westelijke Waddenzee en  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  in de oostelijke Waddenzee (Rijkswaterstaat 1981). Uit uitgebreid onderzoek naar de gevolgen van zandwinning bleek het volgende:

- De opvulling verloopt sneller wanneer de lokale natuurlijke zandtransporten rond het zandwingebied groter zijn. Deze bepalen daarbij de bovengrens; het opvullen van een grote put van  $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  neemt aldus drie tot vier jaar in beslag. De opvulling van zandwingaten wordt waarschijnlijk bepaald door het directe zandtransport gedurende vloed of eb en niet door het residuaire transport over een getij (Eysink 1991). Sedimentatiesnelheden in dergelijke zandwingaten zijn in de orde van grootte van enkele meters per jaar (Rakhorst & Van der Goes 1978, Eysink 1979).
  - De aanzanding van een zandwinput in een geul neemt toe (relatief) naarmate de put groter, dieper en/of breder is (Eysink 1979).
  - De opvulling verloopt asymptotisch (Rakhorst & Van der Goes 1978).
-

- Daar waar de put in een geul ligt, zijn geen aanwijzingen gevonden dat de omringende platen worden aangetast (Rijkswaterstaat 1978, Eysink 1979). Dit impliceert dat klaarblijkelijk weinig sediment wordt vervoerd van de platen naar de geulen.
- Bij een put die in een plaat lag (Kikkertgat) werd een deel (50%) van het voor de opvulling van het zandwingat benodigde sediment onttrokken uit het omringende plaatoppervlak. Op dit plaatoppervlak van 1 km<sup>2</sup>, dat gemiddeld 10 cm was gedaald, was de sedimentatie dermate snel dat verwacht werd dat de schade in enkele jaren weer zou zijn hersteld (Rakhorst & Van der Goes 1978).
- Voor zover bekend zijn de zandwingaten allen binnen een aantal jaren weer volledig opgevuld. Voor zover na te gaan hadden deze winningsgaten, waarvan het volume ruwweg overeenkomt met het volume aan bodemdaling veroorzaakt door gaswinning (zie onder), op langere termijn geen blijvende effecten op de hoogteligging en de ontwikkeling van de waddenplaten.

Over het algemeen zijn de zandwingaten diepe, in omvang beperkte gaten die zich voornamelijk in geulen bevinden. Eventuele bodemdaling door gaswinning bedraagt in het centrum enige mm-cm/jaar (bijlage 4) en vindt plaats over een groter areaal, waarbij meer geulen en intergetijde platen betrokken zijn. Gebaseerd op de ervaringen met zandwingaten mag worden verwacht dat de opvulling asymptotisch zal verlopen. Op de platen zal het sediment naar de dalingsgebieden worden getransporteerd. Gezien de grote dynamiek van de platen mag worden verwacht dat daardoor de daling in eerste instantie wordt 'uitgemiddeld' over de platen. In tweede instantie zal uitmiddeling plaatsvinden binnen het zand-delend systeem (geulen, buitendelta). Uiteindelijk zal echter al het sediment, benodigd om de bodemdaling ten gevolge van gaswinning te compenseren, moeten worden geïmporteerd van buiten het systeem (Noordzeegebied).

#### 4.4.4 Gevolgen van de gaswinning

De Nederlandse overheid en de concessiehouders zijn overeengekomen om tot 1994 niet te boren in de Waddenzee met uitzondering van de aanleg van de lokaties Zuidwal en Ameland (en de niet uitgevoerde F3-leiding). Momenteel vindt al bodemdaling plaats door gaswinning bij de lokaties Zuidwal (daling:  $3 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>), Ameland Oost ( $13 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>, waarvan  $5 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> in het Pinkegat en  $7 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> in de Noordzee), Blija (gering) en het Slochterenveld ( $7 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>) langs de vastelandzijde van het Groningerwad en ( $13,5 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>) in de Eems-Dollard. Bij de lokaties Zuidwal, Ameland Oost en Blija zal de grootste daling voorbij zijn in het jaar 2000, uitgaande van een normaal produktieverloop.

Bij volledige winning van de al in produktie genomen plus de bekende en vermoedde gasvoorraden wordt een totale daling van de ondergrond voorzien van  $55,4 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> over het gehele Nederlandse waddengebied (oppervlak: 2835 km<sup>2</sup>) in 2050. Deze bodemdaling ten gevolge van gaswinning is verder in perspectief geplaatst in tabel 4.4.1. Een belangrijk deel van deze daling zal optreden in het oostelijke waddengebied van de zeegaten Ameland, Pinkegat en Zoutkamperlaag, waarop deze studie zich toespitst.

Berekeningen worden gedaan voor de afzonderlijke kombergingsgebieden van het Zeegat van Ameland, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. Gekeken zal worden naar de effecten van de gasonttrekking. Uitgegaan wordt van:

- A: een scenario waarbij alle gasvelden tegelijk worden gewonnen, dus inclusief de reeds in produktie zijnde velden;
- B: een scenario waarbij alleen wordt gekeken naar de nog in produktie te nemen

velden. Ook hierbij zal worden gerekend met een situatie waarbij alle gasvelden tegelijk worden gewonnen.

Gekeken zal worden naar de eerste tien jaar. Daarbij mag volgens de NAM als ruwe indicatie worden aangenomen dat dan de helft van de bodemdaling optreedt; hierin is de zeespiegelstijging niet verdisconteerd. Daarnaast zal apart worden gekeken naar de effecten van een gemiddelde zeespiegelstijging van 1,7 mm/jaar en 6,0 mm/jaar. De effecten van één van beide scenario's in combinatie met de zeespiegelstijging-scenario's kunnen worden verkregen door de getallen bij elkaar op te tellen. Op grond van de sterke sedimenttransporten welke binnen een kombergingsgebied optreden (hoofdstuk 4.4.3) is uitgegaan van gemiddelde bodemdalingscijfers.

Tabel 4.4.1 *Overzicht van de bodemdaling t.g.v. gaswinning. Kolom 2 geeft oppervlak gebied, kolom 3 waterinhoud onder NAP (= maat geulvolume), kolom 4 geeft het gem. getijvolume (= hoeveelheid water die per getij gemiddeld naar binnen/buiten stroomt), kolom 5 geeft bodemdaling t.g.v. huidige gaswinning, kolom 6 bodemdaling t.g.v. huidige gaswinning uitgedrukt als percentage van de waterinhoud onder NAP (kolom 3), kolom 7 geeft bodemdaling t.g.v. gaswinning toekomstige velden, kolom 8 bodemdaling t.g.v. gaswinning toekomstige velden uitgedrukt als % van de waterinhoud onder NAP (kolom 3), (data Vroom e.a. 1989, Eysink, pers. med.).*

| Vloedkom                   | Opp. op<br>GHW<br>10 <sup>6</sup> m <sup>2</sup> | Inh. NAP<br>10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> | Gem.<br>getijvol.<br>10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> | Daling<br>huid.gasw<br>10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> | Huid.gasw.<br>tov inh.<br>NAP in % | Daling<br>toek. gasw.<br>10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> | Toek.gasw.<br>tov inh.<br>NAP in % |
|----------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------------------------|------------------------------------|
| Marsdiep                   | 712                                              | 2893                                       | 1054                                                | samen                                                 | samen                              | 0,8                                                     | 0,03                               |
| Eijerlandse Gat            | 153                                              | 186                                        | 207                                                 | 5,2                                                   | 0,11                               | 1,6                                                     | 0,86                               |
| Vlie                       | 668                                              | 1660                                       | 2248                                                |                                                       |                                    | 7,3                                                     | 0,44                               |
| Ameland                    | 309                                              | 514                                        | 478                                                 | 3,8                                                   | 0,74                               | 9,8                                                     | 1,91                               |
| Pinkegat                   | 78                                               | 61                                         | 100                                                 | 4,3                                                   | 7,05                               | 3,9                                                     | 6,39                               |
| Zoutkamperlaag             | 130                                              | 250                                        | 200                                                 | 0,4                                                   | 0,16                               | 9,1                                                     | 3,64                               |
| Eilanderbalg               | 55                                               | 54                                         | 70                                                  | 0,4                                                   | 0,74                               | 1,1                                                     | 2,04                               |
| Lauwers                    | 145                                              | 235                                        | 160                                                 | 5,8                                                   | 2,47                               | 1,6                                                     | 0,68                               |
| Schild                     | 50*                                              | 22*                                        | 70-75*                                              | 0,2                                                   | 0,91                               | 0,1                                                     | 0,45                               |
| Westereems                 | 520                                              | 1200                                       | 1000                                                | **                                                    | **                                 | **                                                      | **                                 |
| Totaal excl.<br>Westereems | 2287                                             | 5767                                       | 3417                                                | 20,1                                                  | 0,35                               | 35,3                                                    | 0,61                               |

\* Eysink, pers. med.; \*\* voorlopig niet meegenomen

## Aannames

Uitgangspunt bij alle berekeningen is dat het oostelijke waddengebied de zeespiegelstijging in de laatste vijfhonderd jaar gemiddeld heeft bijgehouden, zoals naar voren komt uit geologische, historische en recente gegevens (hoofdstuk 4.1; Van Straaten 1975, Eysink 1979, Heynis e.a. 1987, Eisma e.a. 1989, Sha 1992, Oost & De Haas 1992). Gesteld mag worden dat dit gebied op het ogenblik in evenwicht is met de zeespiegelstijging en deze volgt. Tevens dient als aanname dat met uitzondering van een gemiddelde zeespiegelstijging naar 6 mm/jaar aan de controlerende parameters niets verandert, geen drempels worden overschreden (hoofdstuk 4.2.7 en 4.3) en de huidige ontwikkelingstrends zich zullen voortzetten. Opgemerkt dient te worden dat de

bodemdaling ten gevolge van gaswinning de huidige ontwikkelingstrend van zeespiegelstijging versterkt. Hierdoor zal de natuurlijke dynamiek van het systeem versnellen of vertragen (zie ook hoofdstuk 4.3).

#### Vergelijkingen

Zoals in de voorgaande hoofdstukken 4.1.2 en 4.1.3 is aangegeven, is het morfologische evenwicht bijzonder dynamisch en laat het van nature sterke positieve en negatieve schommelingen zien in de jaarlijkse sedimentatie (zie ook tabel 4.1.1). Uit hoofdstuk 4.4.3 blijkt dat de natuurlijke sedimentaanvoer naar een sedimentatiegebied een bovengrens stelt aan het vermogen om te voldoen aan de sedimentbehoefte. Van de jaarlijkse zandinflus is voor elk kombergingsgebied door Eysink (1993) een schatting gemaakt (tabel 4.1.2). Zand vormt zo'n 84-93% van het sediment dat tot afzetting komt; de rest is vooral fijner materiaal. Tekorten aan sediment, die ontstaan door verstoringen van het morfologisch evenwicht moeten dus vooral door sedimentatie uit deze zandinflus worden hersteld.

Ter vergelijking zijn in deze studie de laagste schattingen van de zandinflus (omgerekend in mm/jaar) berekend en de sedimentatie die nodig is om de gaswinning volgens de scenario's A en B bij te houden (tabel 4.4.2a en b). Daarnaast zijn ook de waarden voor scenario's met 1,7 mm/jaar en met 6 mm/jaar zeespiegelstijging gegeven. Aangezien voor de kwelderwerken de status quo dynamisch wordt gehandhaafd en geen uitbreiding wordt nagestreefd, is aangenomen dat in de toekomst gemiddeld geen sediment nodig zal zijn voor geulopvulling ten gevolge van kombergingsverkleining. Zelfs indien de kweldergroeitrends uit het verleden zich zouden voortzetten, dan zal dit niet tot blijvende sedimenttekorten leiden (Eysink 1993, Eysink, pers. med.).

Tabel 4.4.2a (IV) = Zeegat Ameland 309 km<sup>2</sup>; (V) = Pinkegat 65 km<sup>2</sup>; (VIa) = Zoutkamperlaag 130 km<sup>2</sup>, na afsluiting, De kolom 'geschatte minimale zandinflus' geeft de minimale schatting van de gemiddelde sedimentinflus volgens Eysink (1993), omgerekend op de boven gegeven oppervlakten. Er komen ook perioden voor waarin de sedimentinflus lager is. Berekende benodigde verticale sedimentatie is het jaarlijks gemiddelde (in mm/jaar) over de eerste tien jaar over het hele kombergingsgebied volgens de scenario's A (kolom A) en B (kolom B).

| Gebied                  | Geschatte minimale zandinflus | Gaswinning-scenario |     | Zeespiegelstijging |   |
|-------------------------|-------------------------------|---------------------|-----|--------------------|---|
|                         |                               | A                   | B   | 1,7                | 6 |
| IV                      | 11,9                          | 2,2                 | 1,6 | 1,7                | 6 |
| V                       | 30,8                          | 6,3                 | 3,0 | 1,7                | 6 |
| VI                      | 23,1                          | 3,7                 | 3,5 | 1,7                | 6 |
| alle waarden in mm/jaar |                               |                     |     |                    |   |

Tabel 4.4.2b. (IV) = Zeegat Ameland 306 km<sup>2</sup>; (V) = Pinkegat 70 km<sup>2</sup>; (VIa) = Zoutkamperlaag 127 km<sup>2</sup>, na afsluiting. De kolom 'geschatte minimale influx' geeft de minimale schatting van de gemiddelde sedimentinflux volgens Eysink (1993), omgerekend op de boven gegeven oppervlakten. Er komen ook perioden voor waarin deze sedimentinflux lager is. Berekende benodigde verticale sedimentatie is het jaarlijks gemiddelde over de eerste tien jaar over het hele kombergingsgebied, volgens de scenario's A (kolom A) en B (kolom B). Cijfers gebaseerd op bodemdalingscijfers van de NAM over de gebieden IV, V en VI uit bijlage 1, en oppervlaktegegevens van NAM over dezelfde gebieden.

| Gebied | Geschatte minimale zandinflux | Gaswinning-scenario |     | Zeespiegelrijzing |   |
|--------|-------------------------------|---------------------|-----|-------------------|---|
|        |                               | A                   | B   | 1,7               | 6 |
| IV     | 12                            | 2,2                 | 1,6 | 1,7               | 6 |
| V      | 28,6                          | 5,9                 | 2,8 | 1,7               | 6 |
| VI     | 23,6                          | 3,7                 | 3,6 | 1,7               | 6 |

alle waarden in mm/jaar

N.B.: De getallen van tabel 4.4.2a zijn gebaseerd op bergingsvolumes berekend door de NAM op grond van door RWS aangeleverde kombergingsoppervlakten (bijlage 1) en oppervlaktematen gehanteerd door RWS. De maat van de kombergingsoppervlakten bleken bij nadere controle iets af te wijken van de door RWS gehanteerde maten. Volledigheidshalve is ook voor deze afwijkende oppervlakten een berekening uitgevoerd; deze zijn weergegeven in tabel 4.4.2b. De kleine afwijkingen beïnvloeden de conclusies overigens niet.

#### Gevolgen voor de Waddenzee

Uit tabel 4.4.2a en b komt naar voren dat de sedimentbehoefte ten gevolge van gaswinning maximaal 20% van de zandinflux bedraagt (Pinkegat, scenario A). Normaal gesproken blijft de sedimentatie uit de zandinflux achter bij de sedimentbehoefte (Eysink 1979, Eysink 1992). Verwacht mag dan ook worden dat hierdoor in de eerste tien jaar de sedimentbehoefte ten gevolge van gaswinning de sedimentatie zal overtreffen zodat daling van het kombergingsgebied optreedt ten opzichte van gemiddeld zeeniveau. Naarmate de bodemdalingssom door gaswinning dieper wordt zal een groter deel van de zandinflux worden ingevangen en tot sedimentatie komen. Volledig herstel van de evenwichtscondities zal pas optreden wanneer de sedimentbehoefte ten gevolge van bodemdaling door gaswinning van het kombergingsgebied weer afneemt. De geschatte zandinfluxen (tabel 4.4.2a en b) geven aan dat het systeem in staat mag worden geacht om uiteindelijk genoeg zand aan te leveren voor de sedimentatie; ook bij een versnelde zeespiegelstijging (zie onder). Uit ervaringen bij het opvullen van grote zandwinputten (Eysink 1979) en afsluitingen (Rijkswaterstaat 1981, Biegel 1991a en b, Oost & De Haas 1992) blijkt dat meerdere decennia tot meer dan een eeuw nodig zal zijn om het benodigde sediment van buiten aan te voeren teneinde het evenwicht weer te herstellen. Zoals uit berekeningen blijkt verloopt dit herstel asymptotisch (zie bijlage 7; Eysink 1987, Eysink 1991).

Als voorbeeld mag dienen de berekening aan de theoretische opvulling van het dalingsgebied van het veld Ameland-Oost (Eysink 1987). Hierbij werd uitgegaan van een bodemdalingssom in het Pinkegat van  $7,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ; de bijgestelde prognose was kleiner. De bodemdaling van  $7,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  is goed vergelijkbaar met de  $8,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  die

nu wordt gegeven als maat voor de totale bodemdaling (ten gevolge van de al gewonnen en nog te winnen velden) tot 2050 voor het Pinkegat. Verwacht werd dat ca. 35% door slib zou worden opgevuld terwijl de rest ( $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ) zou worden opgevuld met zand. Op grond van natuurlijke sedimenttransporten, de grootte van de verstoring (relatief en in volumes) en de afstand tussen de sedimentbron (Noordzeegebied) en de verstoring werd berekend dat een dergelijk dalingsgebied na 65 jaar weer tenminste voor 75% zou zijn opgevuld. Alleen bij een eventuele zeespiegelstijging van 6 mm/jaar zal een nieuw evenwicht moeten worden ingesteld. Daarbij zullen de geulen iets ruimer worden (Eysink, pers. med.). De daarvoor benodigde sedimentatie zal waarschijnlijk veel meer tijd in beslag nemen (meer dan honderd jaar; Eysink 1991).

Zoals gesteld, mag verwacht worden dat in de eerste tien jaar de sedimentbehoefte ten gevolge van gaswinning in combinatie met zeespiegelstijging de sedimentatie uit de sedimentinflux overtreft. Hierdoor blijft de gemiddelde hoogteligging van het kombergingsgebied elk jaar iets achter ten opzichte van de gemiddelde zeespiegel. Daarnaast zal ook in die perioden waarin de sedimentatie achterblijft bij de sedimentbehoefte, ten gevolge van de natuurlijke variaties in sedimentatie, de gemiddelde hoogteligging ten opzichte van gemiddeld zeeniveau van het gebied extra afnemen.

Aangenomen mag worden dat zo'n afname in hoogte het minst van invloed zal zijn op de gemiddelde hoogte van de intergetijdeplaten. De platen volgen de stijging van het gemiddelde hoogwaterniveau sneller dan de geulen door zand te onttrekken aan de geulen. Dit wordt mede veroorzaakt doordat een verandering in waterdiepte boven een plaat relatief van grotere invloed is dan een verandering boven een geul (Eysink 1991). Waar intergetijdeplaten relatief dieper komen te liggen (ten opzichte van het hoogwaterniveau) neemt het getijdevolume toe en daarmee het sedimenttransport vanuit de geulen. Door de vloeddominatie treedt op de platen extra sedimentatie op, totdat de golfwerking weer gaat overheersen wanneer de evenwichtshoogte is hersteld. Snel herstel wordt mogelijk gemaakt doordat de sedimentverplaatsingen in het kombergingsgebied veel sterker zijn dan de netto sedimentatie. Biegel (1991a) toont aan dat de sedimentbewegingen binnen het kombergingsgebied van het Friesche Zeegat over meerdere jaren zo'n zeven tot acht maal sterker zijn dan de netto sedimentatie. De Boer e.a. (1991a) komen tot een vergelijkbare slotsom voor het kombergingsgebied van het Zeegat van Ameland. De netto sedimentbewegingen in de ondiepe delen van de Waddenzee (op de platen) zijn sterker dan in de diepere geulen (Oost & De Haas 1992, 1993; De Boer e.a. 1991a). Siefert (1987) en Hofstede (1989) laten voor een deel van het Duitse wad (platen) zien dat de verticale sedimentbewegingen op de platen in de grootte van orde liggen van centimeters tot decimeters per jaar. Hierbij zijn de verticale veranderingen het laagst in de hoogste delen van het wad (cm/jaar). Al deze waarnemingen zijn gebaseerd op de netto verplaatsingen van sediment over langere perioden. Er mag van worden uitgegaan dat over het algemeen de platen de gemiddelde zeespiegelstijging sneller zullen volgen dan de geulen; d.w.z. met een geringe achterstand.

Om toch een idee te krijgen van de maximaal mogelijke gevolgen van de bodemdaling ten gevolge van gaswinning volgens scenario B (bodemdaling ten gevolge van winning nieuwe velden) zijn berekeningen gemaakt van de maximale afname van het plaatareaal. Hierbij is van de onrealistische aanname uitgegaan dat netto sedimentatie geheel ontbreekt in het kombergingsgebied tot en met het eind van de bodemdaling, die wordt veroorzaakt door de gaswinning volgens scenario B (nieuwe velden) en dat géén morfologische aanpassingen plaatsvinden van de platen door intern sediment transport binnen het kombergingsgebied. Met de hypsometrische curves van de

gebieden voor de jaren 1978 (Zeegat Ameland; De Boer e.a. 1991a) en 1987 (Pinkegat en Zoutkamperlaag; Oost & De Haas 1992) is de maximale plaatafname alleen ten gevolge van deze bodemdaling berekend (tabel 4.4.3). Hieruit blijkt dat de gebieden Zeegat van Ameland (IV), Pinkegat (V) en Zoutkamperlaag (VI) samen maximaal 1,1% aan intergetijde-plaatareaal zouden verliezen in de gehele periode, waarvan 0,55% in de eerste tien jaar (volgens scenario B). Verwacht mag worden dat een dergelijk plaatverlies zich uiteindelijk weer zal herstellen (zie boven en onder).

Indien de sedimentatie op de platen achterblijft bij de bodemdaling zal dit leiden tot een toename van het getijdevolume (tot enkele procenten). Dit zal volgens hoofdstuk 4.2.2 leiden tot een tendens tot toename van de geuldiepte en het zandvolume van de buitendelta. Dit laatste impliceert een tijdelijke zandvraag, die door de toename in geuldiepte geleverd kan worden.

**Tabel 4.4.3** *Maximaal verlies intergetijde-plaatareaal ten gevolge van bodemdaling volgens scenario B (bodemdaling ten gevolge van productie nieuwe velden) waarbij geen netto sedimentatie optreedt. IV = Zeegat Ameland; V = Pinkegat; VI = Zoutkamperlaag (zie bijlage 1). Kleine afwijkingen door afronding.*

| Gebied | Na tien jaar |                                | Na volledige bodemdaling |                                |
|--------|--------------|--------------------------------|--------------------------|--------------------------------|
|        | in %         | oppervlakte in km <sup>2</sup> | in %                     | oppervlakte in km <sup>2</sup> |
| IV     | 0,4          | 0,8                            | 0,7                      | 1,6                            |
| V      | 0,5          | 0,2                            | 1,0                      | 0,4                            |
| VI     | 1,1          | 0,9                            | 2,1                      | 1,7                            |
| Samen  | 0,55         | 1,8                            | 1,1                      | 3,5                            |

### Sedimentbronnen

Hoewel in eerste instantie sediment binnen het systeem zal worden herverdeeld (zie boven) zal uiteindelijk al het sediment worden betrokken van buiten het zand-delend systeem (hoofdstuk 4.2). Dit sediment bestaat ruwweg uit twee belangrijke fracties, namelijk klei/silt en zand. De eerste (slib)fractie wordt in suspensie aangevoerd terwijl de tweede ook deels als bodemlast wordt vervoerd (Winkelmolen & Veenstra 1974, Oost & De Haas 1992).

De klei/silt-fractie is aanwezig in het Noordzeewater dat de wadden binnen komt in concentraties van zo'n 5 tot 25 mg/l (Kamps 1956, Eysink 1979). Door een reeks van selectiemechanismen wordt een deel als sediment in de Waddenzee vastgelegd op die plaatsen waar dat mogelijk is. Hoeveel op dergelijke plaatsen wordt vastgelegd is afhankelijk van de effectiviteit van deze selectiemechanismen. Wanneer deze groot is kan een grote hoeveelheid slib tot bezinking komen, zoals duidelijk blijkt uit de effecten van de landaanwinningsswerken en de snelle slibsedimentatie in inhammen zoals de voormalige Lauwerszee en de Dollard (zie verder onder). Sedimentatiecijfers gebaseerd op directe metingen, b.v. met behulp van Pb-210, geven aan dat in de slikkige waddegebieden van de Dollard relatieve zeespiegelstijgingen tot ten minste 2,9 mm/jaar worden bijgehouden (Heynis e.a. 1987, Eisma e.a. 1989, Eysink & Biegel 1992). Momenteel draagt de slibsedimentatie zo'n  $1,2\text{--}2,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$  (Eysink 1979, Eisma 1981) bij aan de jaarlijkse sedimentatie in de Nederlandse Waddenzee. Dit is zo'n 10% van de hoeveelheid gesuspenderd materiaal die jaarlijks langs de kust naar

het oosten beweegt (Eisma, in voorber.). Extra slibsedimentatie is mogelijk te verwachten omdat een aantal bodemdalingsgebieden dicht onder de vastelandskust liggen.

Het zandige sediment wordt onttrokken uit het Noordzeegebied. Volgens de bestaande ideeën zou dit deel volledig onttrokken moeten worden aan de Noordzeekust en de vooroever van de waddeneilanden. Zoals boven beschreven (hoofdstuk 4.3.1) is mogelijk ook een deel van het sediment afkomstig uit het diepere Noordzeegebied en van aan erosie onderhevige oude buitendelta's. De eventuele grootte van de sedimentaanvoer uit de diepere Noordzee is vooralsnog onbekend.

Resumerend kan worden gesteld dat klei/silt vooral in suspensie wordt aangevoerd (vanaf de rivieren en het Nauw van Calais) terwijl zand voor een belangrijk deel zal worden onttrokken uit het Noordzeekustprofiel van de eilanden (tot de -20 m lijn en eventueel dieper). De hieruit resulterende erosie zal op sommige plaatsen de bestaande erosieve trends versterken terwijl op andere plaatsen de kustaangroei zal worden afgeremd (zie verder hoofdstuk 4.3).

#### **4.5 Mitigerende maatregelen**

Uit hoofdstuk 4.4.4 blijkt dat verwacht mag worden dat in de eerste tien jaar de sedimentbehoefte ten gevolge van gaswinning de sedimentatie zal overtreffen. Daarnaast zullen van tijd tot tijd door de natuurlijke variatie in sedimentatie/erosie perioden optreden waarin de sedimentatie minder zal zijn. Beide processen zullen initieel een netto daling van het oppervlak veroorzaken en daarmee misschien tijdelijk enige afname in plaatareaal. Het zand zal uiteindelijk grotendeels moeten worden onttrokken uit de Noordzeezijde van de waddeneilanden. Om ongewenste ontwikkelingen zoveel mogelijk tegen te gaan, wordt in dit hoofdstuk een aantal mitigerende maatregelen besproken. De maatregelen 1 en 2 hebben tot doel om de sedimentvraag ten gevolge van de bodemdaling zo goed mogelijk op te vangen. Maatregel 3 kan eventueel genomen worden indien men van mening is dat de bodemdaling onaanvaardbaar groot is en daarom langzamer moet verlopen.

##### **1 Suppleren**

De extra zandhonger welke ontstaat door de bodemdaling ten gevolge van gaswinning zal uiteindelijk moeten worden aangevuld met sediment van buiten het zand-delend systeem. Indien geen maatregelen worden getroffen zal het zanddeel van het sediment voor een belangrijk deel worden onttrokken aan de Noordzeezijde (tot -20 m en mogelijk dieper) van de waddeneilanden. Om de kustlijn te handhaven op de positie van 1990 (hoofdstuk 4.4.1) zal erosie ongedaan kunnen worden gemaakt met behulp van zandsuppletie aan de kust. Een alternatief zou kunnen zijn om de zandsuppleties neer te leggen in de hals van het zeegat (of zelfs in de hoofdgeul in de wadden) of in de vloedgedomineerde buitengeul(en). Het zand zou dan meteen beschikbaar zijn om de bodemdaling in het waddengebied op te vangen en kusterosie aan de Noordzeezijde van de eilanden kan zo worden vermeden. Het sediment zou dan in een aantal porties kunnen worden aangeboden. Wel dient de effectiviteit van een dergelijke suppletie nader te worden onderzocht; de sediment transportdynamiek van inlets is momenteel nog niet in detail bekend. Het is mogelijk dat, door de inkorting van de transportweg, de effectiviteit van een geulsuppletie ter compensatie van bodemdaling hoger zal liggen dan van een strandsuppletie.

---

## 2 Filterfeeders

Een aantal dieren, de zogeheten filterfeeders, is voor voedsel aangewezen op het filtreren van zeewater. Twee soorten filterfeeders, de mossel *Mytilus edulis* en de kokkel *Cerastoderma edule* vormden tot voor kort een zeer belangrijk deel van de bodemfauna (elk tot 15% van de biomassa; Beukema 1976). Hieronder wordt de invloed van de mossel kort besproken; de kokkel vormt geen kolonies, maar beïnvloedt voor het overige de sedimentatie op een vergelijkbare manier.

De mossel filtreert zeewater. Grote bestanddelen worden niet opgenomen door het spijsverteringskanaal maar worden vastgelegd als pseudo-faeces. Partikeltjes tussen de 3 en 40 micrometer worden volledig, en kleinere korrels worden ten dele opgenomen door het spijsverteringskanaal. Het onverteerbare deel van dit materiaal wordt vastgelegd in de vorm van faeces-draden, welke worden afgescheiden (Tammes & Dral 1956). Deze draden vallen uit elkaar tot 'faecal pellets'. De pellets zijn ca. 0,5 tot 1 mm in doorsnede en gedragen zich hydrodynamisch als kwartskorrels van 0,1 mm; ze komen daardoor gemakkelijk tot bezinking (Oost, in voorber. b). De mossel is als filterfeeder zeer effectief in het filteren van zeewater (Verwey 1952). Voor de westelijke Waddenzee is berekend dat de daar aanwezige mosselen in staat zijn om het totale watervolume binnen één week geheel te filteren (Dankers e.a. 1989). De hoeveelheid sediment die uit suspensie kan worden vastgelegd in de vorm van faeces door de mosselen in de Nederlandse Waddenzee wordt afhankelijk van de sterk schommelende populatie geschat op  $0,3\text{--}3,4 \cdot 10^9$  kg/jaar (Verwey 1952, Verhagen, 1982, Dankers & Koelemaj 1990, Oost, in voorber. b). De produktie van de minder stabiele pseudo-faeces, die gemakkelijker uit elkaar vallen, is zelfs een achttvoud hiervan (Dankers & Koelemaj 1990).

De excrementen van de mosselen welke niet worden vervoerd, kunnen onder de mosselkolonies lagen vormen van meerdere decimeters dikte en worden beschermd tegen erosie door dode schelpen in de laag en de bovenliggende levende mosselen en hun byssusdraden (Van Straaten 1954). Bij jonge kolonies is een natuurlijke verticale biodepositiesnelheid waargenomen van 0,6 mm/dag (Flemming e.a. 1993). Volwassen kolonies kunnen tot een halve meter boven hun omgeving uitsteken (Van Straaten 1964, Flemming, pers. med.). Jonge kolonies zijn gevoelig voor extreme koude en erosie tijdens stormperiodes, oudere kolonies zijn dat in wat mindere mate (Van Straaten 1964, Flemming e.a. 1993).

Uit proeven bleek dat de faecal pellets gedurende meerdere uren tot dagen tegen transport bestand zijn en pas daarna uit elkaar vallen (Oost, in voorber. b). De kans is daarom vrij groot dat pellets die getransporteerd worden ergens anders tot afzetting kunnen komen. Inderdaad worden rond mosselkolonies uitgebreide slibrijke zones aangetroffen (Van Straaten 1954, Dijkema 1991, Flemming, pers. med.). Slib in de Waddenzee blijkt vaak een mengsel te zijn van floccules, korrels en faecal pellets (Van Straaten 1954). Uit het bovenstaande mag blijken dat de mosselen een belangrijke bijdrage kunnen leveren aan de sedimentatie.

Zo'n twintig jaar geleden was er nog een uitgebreide mosselpopulatie in de oostelijke Waddenzee. Nog in 1978 was de daar aanwezige intergetijde-mosselpopulatie (Dankers e.a. 1989, Dijkema 1991) groot genoeg om  $0,3 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> slib per jaar vast te leggen in de vorm van faeces en  $2,4 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> in de vorm van pseudo-faeces. In de kombergingsgebieden van het Zeegat van Ameland, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag bedekten de mosselen toen zo'n 3,4% van het totale oppervlak (Dankers e.a. 1989; dit is 4,5% van het intergetijde-plaatoppervlak) en waren in staat om  $0,2 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> slib per jaar vast te leggen in de vorm van faeces en  $1,6 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> in de vorm van pseudo-faeces. Daarna ging de populatie door bevissing geleidelijk achteruit. Met name in de laatste tien jaar

werd de hoeveelheid mosselen sterk gereduceerd. Door intensieve bevissing in combinatie met een aantal stormwinters is de mossel momenteel in de oostelijke Waddenzee nagenoeg geheel verdwenen.

Gezien de enorme potentie tot het vastleggen van slib uit suspensie en het vergroten van de effectieve korreldiameter verdient het sterke aanbeveling om de mossel de mogelijkheid te geven om weer een natuurlijke en stabiele populatie op te bouwen. Met name in de kombergingsgebieden van het Zeegat van Ameland, het Pinkegat, de Zoutkamperlaag, de Eilanderbalg en de Lauwers, waar gasonttrekking een belangrijke bodemdaling zal opleveren, zou dit een grote bijdrage kunnen leveren tot het vastleggen van het slib.

Een groot deel van dit slib zal niet permanent worden vastgelegd maar na enige tijd weer worden geresuspendeerd. Elektrolitische krachten tussen de kleideeltjes en overgroei door bacteriën en diatomeeën binden de bezonken slibdeeltjes samen. Bij resuspensie zal daarom niet al het slib geheel uit elkaar vallen tot aparte klei- en siltdeeltjes. Het zal daardoor weer gemakkelijker tot bezinking komen. Inderdaad bestaat tot 90% van het waddenslib uit ouder, geresuspendeerd materiaal (Eisma, in voorber.). Slib kan permanent tot afzetting komen in binnenbochten van geulen, in verlaten geulen, in ribbeltroggen en op de kwelders. Indien 10% van de gemiddelde jaarlijkse faeces-productie direct of indirect (via resuspensie) zou worden vastgelegd, dan zou het voor dit oostelijke waddengebied tot 2050 alleen al voor de mosselen om zo'n  $3,6 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  slib (nat materiaal met s.g. van  $1 \text{ kg/dm}^3$ ) gaan; inclusief pseudo-faeces zelfs om  $32 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  (op grond van cijfers Dankers & Koelmaij 1990).

Voorts zouden door de bescherming van deze filterfeeders in de gebieden met een sterke bodemdaling goede inzichten kunnen worden verkregen in de bijdrage die deze filterfeeders kunnen leveren in de strijd tegen een stijgende zeespiegel.

Een ander belangrijk argument is dat door een dergelijke maatregel de natuurlijke situatie zal worden hersteld waarbij mosselen en kokkels elk zo'n 15% van de bodemfauna uitmaken en tevens de foerageermogelijkheden voor vogels toenemen.

### 3 Velden gefaseerd produceren

De meeste gasvoorkomens onder de Waddenzee zijn geïsoleerde velden (med. NAM). Indien gewenst en mogelijk kunnen deze velden gefaseerd worden geëxploiteerd. Van de zandwinningsputten is bekend dat de opvulling ervan sterk afhankelijk is van de sedimentaanvoer. Het verdient daarom aanbeveling om de velden, daar waar mogelijk, zodanig te winnen dat de daling optimaal is afgestemd op het sedimentaanvoer van het zeegatsysteem. Dit kan bereikt worden door niet teveel velden tegelijk te winnen binnen een zelfde zeegatsysteem en daarbij situaties te vermijden waarbij meerdere velden liggen onder een waddenbodem die gedraineerd wordt door dezelfde hoofdgeul. Daarnaast verdient het aanbeveling om indien mogelijk gebruik te maken van de twee sedimentbronnen slib en zand. Zoals boven beschreven zijn deze twee sedimentatiebronnen grotendeels onafhankelijk. Het kan dan ook in veel gevallen een goede 'policy' zijn om velden aan de vastelandkust (vooral slibsedimentatie) tegelijk te produceren met velden die liggen onder een gebied waar vooral zand wordt afgezet.

## 5 GECITEERDE LITERATUUR

- Ackers, P. & W.R. White 1973. Sediment transport: new approach on analysis. J. Hydr. Div. ASCE, HY11, USA.
- Andresen, H., J.P. Bakker, M. Brongers, B. Heydemann & U. Irmiler 1990. Long-term changes of salt-marsh communities by cattle grazing. *Vegetatio* 89: 137-148.
- Armstrong, W., E.J. Wright, S. Lythe & J.T. Gaynard 1985. Plant zonation and the effects of the spring-neap tidal cycle on soil aeration in a Humber salt marsh. *J. Ecol.* 73: 323-339.
- Baas, J.H. 1993. Dimensional analysis of current ripples in recent and ancient depositional environments. *Geologica Utraiectina*, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit Utrecht, 106. Thesis. 199 p.
- Beckering Vinckers, J.A. 1943. Nota Ameland Gat, Rijkswaterstaat, Studiedienst Hoorn. 181 p.
- Beefink, W.G. 1987a. Vegetation responses to changes in tidal inundation of salt marshes. In: J. van Andel, J.P. Bakker & R.W. Snaydon (eds.), *Disturbance in grasslands*. Junk, Dordrecht; 97-117.
- Beefink, W.G. 1987b. De betekenis van de factor getij voor de schorrevegetatie. In: J. Rozema (ed.), *Oecologie van estuariene vegetatie*. Vrije Universiteit Amsterdam; Delta Instituut voor Hydrobiologisch Onderzoek, Yerseke; 45 p.
- Bergs, J. van den, J.H. Bossinade & K.S. Dijkema 1992. De effecten van het 'uitpolderen' van zomerpolders op de kweldervorming binnen de kwelderwerken in de Waddenzee. Nota-Gran 1992-2001, Rijkswaterstaat Directie Groningen; RIN-rapport 92/20, DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek, Texel. 50 p.
- Beukema, J. 1976. Dierlijk leven in en op de bodem. In: J. Abrahamse, W. Joenje & N. van Leeuwen-Seelt (eds.), *Ver. Behoud Waddenzee*, Harlingen; 125-133.
- Biegel, E.J. 1991a. De ontwikkeling van de ebgetijdedelta en het kombergingsgebied van het Friesche Zeegat in relatie tot de sluiting van de Lauwerszee. *GEOPRO*, 1991.07.
- Biegel, E.J. 1991b. Equilibrium relations in the ebb tidal delta, inlet and backbarrier area of the Frisian inlet system. Faculty of Geographic Science, University of Utrecht.
- Boer, M. de 1979. Morfologisch onderzoek Ameland. Verslag van het onderzoek op het Ameland wantij in 1973. Nota WWKZ-79.H005. Rijkswaterstaat, Directie Waterhuishouding en Waterbeweging, District Kust en Zee, Studiedienst Hoorn.
- Boer, M. de & M.A.J. Komen 1983. Erosie en sedimentatie in de landaanwinningswerken op het Friese wad 1966-1978. Nota WWKZ-82.H003. Rijkswaterstaat, Adviesdienst Hoorn. 22 p.
- Boer, M. de, G. Kool & M.F. Lieshout 1991a. Erosie en sedimentatie in de binnendelta van het Zeegat van Ameland, 1926-1984. *Deelonderzoek no.4. Rapport ANVX-91.H202*. Directie Noord-Holland, Rijswijk.
- Boer, M. de, G. Kool, M.F. Lieshout & D.L. Ulm 1991b. Erosie en sedimentatie in de ebgetijde delta van het Zeegat van Ameland, 1926-1982. *Deelonderzoek no.8. Rapport ANVX-91.H205*. Directie Noord-Holland, Rijswijk.
- Boorman, L.A., J.D. Goss-Custard & S. McGrorty 1989. Climatic change, rising sea level and the British coast. ITE research publication 1. HMSO, London. Natural Environment Research Council. 24 p.
-

- Boothroyd, J.C., N.E. Friedrich & S.R. McGinn 1985. Geology of microtidal coastal lagoons: Rhode Island. *Marine Geology* 63: 35-76.
- Bos, A. & P.C. Vos P.C. 1992. Paleogeografische reconstructie van het Lauwersmeergebied. Concept RGD-Project 40009. 22 p.
- Bouwsema, P., J.H. Bossinade, K.S. Dijkema (ed.), J.W.Th.M. van Meegen, R. Reenders & W. Vrieling 1986. De ontwikkeling van de hoogte en van de omvang van de kwelders in de landaanwinningswerken in Friesland en Groningen. Nota ANA-86.05, Rijkswaterstaat Directie Groningen; RIN-rapport 86/3, Rijksinstituut voor Natuurbeheer. 58 p.
- Brereton, A.J. 1971. The structure of the species populations in the initial stages of salt-marsh succession. *J. Ecol.* 59/2: 321-338.
- Bruun, P. 1978. Stability of tidal inlets. *Theory and Engineering; Developments in Geotechnical Engineering* 23. Elsevier, Amsterdam. 507 p.
- Bruun, P. & G. Viggosson 1977. The wave pump: conversion of wave energy to current energy. *Proc. ASCE, J. of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Div.* 103, WW4.
- Carlson, H. & H. Günther 1983. Shallow water wave prediction model. In: J. Sündermann & W. Lenz (eds.), *North Sea Dynamics*. Springer, Berlin; 220-232.
- Chapman, V.J. 1976. *Coastal vegetation*. Pergamon Press, Oxford. 292 p.
- Christiansen, C. & P.F. Miller 1983. *Spartina* in Mariager Fjord, Denmark: the effect on sediment parameters. *Earth Surface Processes and Landforms* 8: 55-62.
- Cramer, W. & H. Hytteborn 1987. The separation of fluctuation and long-term change in vegetation dynamics of a rising seashore. *Vegetatio* 69: 157-167.
- Dankers, N. & K. Koelemaij 1989. Variations in the mussel population of the Dutch Wadden Sea in relation to monitoring. *Helgoländer Meeresunters.* 43: 529-535.
- Dankers, N., K. Koelemaij & J. Zegers 1989. De rol van de mossel en de mosselcultuur in het ecosysteem van de Waddenzee. RIN-rapport 89/9. Rijksinstituut voor Natuurbeheer, Texel. 66 p.
- Dankers, N., K.S. Dijkema, G. Londo & P.A. Slim 1987. De ecologische effecten van bodemdaling op Ameland. RIN-rapport 87/14. Rijksinstituut voor Natuurbeheer, Texel, 90 p.
- Dean, R.G. 1988. Sediment interaction at modified coastal inlets: processes and policies. In: D.G. Aubrey & L. Weishar (eds.), *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. *Lect. Notes on Coastal and Estuarine Studies* 29; 412-439.
- Dean, R.G. & T.L. Walton 1975. Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping. In: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research: Vol. II, Geology and Engineering*. Academic Press, New York; 129-150.
- Dieckmann, R. 1988. Entwicklung der Vorländer an der nordfriesischen Festlandküste. *Wasser und Boden* 1988/3: 146-150.
- Dienst Getijdewateren 1990. Nota Kustverdediging na 1990. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag.
- Dietrich, G. 1953. Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. *Die Küste* 2: 130-156.
- Diggelen, J. van 1988. A comparative study on the ecophysiology of salt marsh halophytes. Thesis, Free University of Amsterdam. 208 p.

- Dijkema, K.S. 1987. Changes in salt-marsh area in the Netherlands Wadden Sea after 1600. In: A.H.L. Huiskes, C.W.P.M. Blom & J. Rozema (eds.), *Vegetation between land and sea*. Junk, Dordrecht: 42-49.
- Dijkema, K.S. 1991. Towards a habitat map of the Netherlands, German and Danish Wadden Sea. *Ocean & Shoreline Management* 16: 1-21.
- Dijkema, K.S., H.E. Reineck & W.J. Wolff (eds.) 1980. *Geomorphology of the Wadden Sea Area*. Report 1 of the Wadden Sea Working Group. 135 p.
- Dijkema, K.S., J. van den Bergs, J.H. Bossinade, P. Bouwsema, R.J. de Glopper & J.W.TH.M. van Meegen 1988. Effecten van rijzendammen op de opslibbing en de omvang van de vegetatiezones in de Friese en Groninger landaanwinningswerken. Nota GRAN 1988-2010, Rijkswaterstaat Directie Groningen; RIN-rapport 88/66, Rijksinstituut voor Natuurbeheer, Texel; RIJP-rapport 1988-33 Cbw., Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders, Lelystad. 119 p.
- Dijkema, K.S., J.H. Bossinade, P. Bouwsema & R.J. de Glopper 1990a. Salt marshes in the Netherlands Wadden Sea: rising high-tide levels and accretion enhancement. In J.J. Beukema, W.J. Wolff & J.J.W.M. Brouns (eds), *Expected effects of climatic change on marine coastal ecosystems*. Kluwer Publishers, Dordrecht; 173-188.
- Dijkema, K.S., P. Bouwsema & J. van den Bergs 1990b. Possibilities for the Wadden Sea marshes to survive future sealevel rise. In: C. Helweg Ovesen (ed.), *Saltmarsh management in the Wadden Sea region*. Ministry of the Environment, the National Forest and Nature Agency, Denmark; 125-145.
- Dijkema, K.S., J.H. Bossinade, J. van den Bergs & T.A.G. Kroeze 1991. Natuurtechnisch beheer van kwelderwerken in de Friese en Groninger Waddenzee: greppelonderhoud en overig grondwerk. Nota GRAN 1991-2002, Rijkswaterstaat Directie Groningen; RIN-rapport 91/10, DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek, Texel. 156 p.
- Dijkema, K.S., J. Bossinade, J. van den Bergs & T.A.G. Kroeze 1992. Experiment Natuurbeheer Kwelderwerken. Jaarverslag medio 1991-medio 1992. Rijkswaterstaat Directie Groningen, Dienstkring Delfzijl en afd. ANP; DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek. 24 p.
- Dop, H. van & H. Kelder 1989. Sporegassen en klimaatverandering. *Zenit*: 440-442.
- Dronkers, J. 1984. Import of fine marine sediment in tidal bassins. *Neth. Inst. Sea Res., Publ. Ser.* 1984-10: 83-105.
- Dronkers, J. 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. J. Sea Res.* 20: 117-131.
- Duits-Nederlandse Eemscommissie 1989. *Rapport Hydrologisch onderzoek, Huibergat-Westereems, Zeegat van de Eems, Meting 1989*. Wasser- und Schifffahrtsamt Emden, Rijkswaterstaat, Directie Groningen.
- Edelman, T. 1964. De historische veranderingen in de natuurlijke gesteldheid van het Nederlandse waddengebied. In: W.F. Anderson, J. Abrahamse, J.D. Buwalda & L.M.J.U. van Straaten (eds.), *Het Waddenboek*. Thieme, Zutphen; 37-65.
- Eerde, L.A.Æ van 1942. De landaanwinning van het Noorderleegs buitenveld. *Tijd. Ned. Aard. Gen.* 2, deel 59: 1-23.
- Eerdt, M.M. van 1985. The influence of vegetation on erosion and accretion in salt marshes of the Oosterschelde, The Netherlands. *Vegetatio* 62: 367-373.
- 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. 1981. Supply and deposition of suspended matter in the North Sea. In: S.D. Nio, R.T.E. Shüttenhelm & T.C.E. van Weering (eds.), *Holocene marine sedimentation in the North Sea basin*. *Int. Ass. Sed., Spec. Publ.* 5: 415-428.
-

- Eisma, D. in voorber. Sedimentation in the Dutch-German Wadden Sea.
- Eisma, D. & W.J. Wolff 1980. The development of the westernmost part of the Wadden Sea in historical time. In: K.S. Dijkema, H.E. Reineck & W.J. Wolff (eds.), *Geomorphology of the Wadden Sea Area*. Report 1 of the Wadden Sea Working Group; 95-103.
- Eisma, D., G.W. Berger, Chen Wei-Yue & Shen Jian 1989. Pb-210 as a tracer for sediment transport and deposition in the Dutch-German Wadden Sea. *Proceedings KNGMG Symposium 'Coastal Lowlands, Geology and Geotechnology'*; 237-253.
- Ekman, M. 1988. The world's longest continued series of sea level observations. *Pure and App. Geophys.* 127: 73-77.
- Engelund, F. & E. Hansen 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. *Nordic Hydrology* 7: .-.
- Erchinger, H.F. 1985. Dünen, Watt und Salzwiesen. Der Niedersächsische Minister für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Hannover. 59 p.
- Ericson, L. 1980. The downward migration of plants on a rising Bothnian seashore. *Acta Phytogeographica Suecica* 68: 61-72.
- Escoffier, F.F. 1940. The stability of tidal inlets. *Shore and Beach* 8/4: 114-115.
- Eysink, W.D. 1979. Morfologie van de Waddenzee, gevolgen van zand- en schelpenwinning. Verslag literatuuronderzoek R 1336. Waterloopkundig Laboratorium, Delft. 92 p.
- Eysink, W.D. 1987. Gaswinning op Ameland-oost, effecten van de bodemdaling. Report H114. Delft Hydraulics Laboratory. 53 p.
- Eysink, W.D. 1991. Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Inventory of available data and literature and recommendations on aspects to be studied. ISOS\*2 Project, Phase 1. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag.
- 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. Vol. 1, ISOS\*2 Project, Phase 3. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag. 38 p.
- Eysink, W.D. 1993. Impact of sea-level rise on the morphology of the Wadden Sea within the scope of its ecological function. General considerations on hydraulic conditions, sediment transports, sand balance, bed composition and impact of sea-level rise on tidal flats. ISOS\*2 Project, Phase 4. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag. 35 p.
- Eysink, W.D. & 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. ISOS\*2 Project, Phase 2. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag. 73 p.
- Fitzgerald, D.M. 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: D.G. Aubrey & L. Weishar (eds.), *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. Springer, New York; 186-225.
- Flemming, B.W., M.T. Delafontaine & A. Bartholomä 1993. Morphodynamics and mass balance of biodeposition in a backbarrier mussel bank (Spiekeroog, Southern North Sea). In: M.R.W. Amler & K.W. Titze, *Geologica et Palaeontologica*, Sediment 93. Marburg, Kurzfassungen; 30-31.
- Formsma, W.J. 1954. Een reis naar Schiermonnikoog in 1956. *Groningse Volksalmanak* 1954: 65-71.

- Formsma, W.J. 1958. De grens tussen de provincies Groningen en Friesland in de Wadden. Groningse Volksalmanak 1958: 27-42.
- Franken, A.F. 1987. Rekonstruktie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee. Intern. Report X 0029-00. TU Delft, Vakgroep Vloeistofmechanica. 74 p.
- French, J., T. Spencer & D. Stoddart 1990. Backbarrier salt marshes of the North Norfolk coast: geomorphic development and response to rising sea-levels. Discussion papers in Conservation 54, Ecology and Conservation Unit, University College, London. 35 p.
- Friedlaender, E. 1881. Ostfriesisches Urkundenbuch. Zweiter Band: 1471-1500. W. Haynel, Emden.
- Gerritsen, F. 1990. Morphological stability of inlets and channels of the western Wadden Sea. Nota GWAO-90.019. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag. 86 p.
- Gerritsen, F. & H. de Jong 1985. Stabiliteit van doorstroomprofielen in het waddengebied. Nota WWKZ-84.V016. Rijkswaterstaat, Adviesdienst Vlissingen.
- Gilmour, A.E. 1963. Note on the relation between high sea levels and atmospheric pressure at bluff harbour New Zealand. New Zealand J. Geol. & Geoph. 6/4: 582-586.
- Glopper, R.J. de 1981. De snelheid van de opslibbing en van de terugschrijdende erosie op de kwelders langs de noordkust van Friesland en Groningen. In: 50 jaar onderzoek. Flevovericht 163. Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders, Lelystad; 43-51.
- Graaff, J. de 1989. De invloed van sporegassen op het broeikas-effect. Zenit: 444-446.
- Groenendijk, A.M. 1986. Establishment of a *Spartina anglica* population on a tidal mudflat: a field experiment. Journal of Environmental Management 22: 1-12.
- Grothjahn, M., M. Michaelis, B. Obert & H.J. Stephan 1983. Höhenentwicklung, Sediment, Vegetation und Bodenfauna in den Landgewinnungsfeldern beiderseits des Cappeler Tiefs (1957-1978). Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, J.ber. 1982, Bd. 34: 63-94.
- Haren, J.J.M. van 1990. Observations on the structure of currents at tidal and sub-tidal frequencies in the Central North Sea. Thesis, Utrecht. 102 p.
- Hayes, M.O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research vol. 2, Geology and Engineering. Academic Press, New York: 3-22.
- Hatton, R.S., R.D. Delaune & W.H. Patric 1983. Sedimentation, accretion, and subsidence in marshes of Barataria Basin, Louisiana. Limnol. Oceanogr. 28: 494-502.
- Heynis, H., G.W. Berger & D. Eisma 1987. Accumulation rates of estuarine sediment in the Dollard area: comparison of Pb-210 and pollen influx methods. Neth. J. Sea Res. 21: 295-301.
- Hjulström, F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. Bull. Geol. Inst., Univ. Uppsala 25: 221-527.
- Hoffman, J.S., J.B. Wells & J.G. Titus 1986. Future global warming and sea level rise. In: G. Sigbjarnason (ed.), Iceland coastal and river symposium. National Energy Authority, Reykjavik; 245-266.
- Hofstede, J. 1989. Parameter zur Beschreibung der Morphodynamik eines Wattgebietes. Die Küste 50: 197-212.
-

- Huijs, S.W.E. 1993. Geulmigratie op de buitendelta, Het Friesche Zeegat en het Amelander Gat, met bijdragen van J.J.P. Lambek. Inst. voor Marien en Atmosferisch Onderzoek, Utrecht. 58 p.
- Hume, T.M. & C.E. Herdendorf 1990. Morphologic and hydraulic characteristics of tidal inlets on a headland dominated low littoral drift coasts, Northeastern New Zealand. Proceedings of the Skagen Symposium. J. Coast. Res., Spec. Publ.: 527-563.
- IJnsen, F. 1987. Getijverlaging door afwaaiing, Harlingen, Terschelling, Griend Steekproef 1940-1985. ANW 87-20. Rijkswaterstaat, Directie Friesland. 15 p.
- Jacobsen, B. 1954. The tidal area in south-western Jutland and the process of the salt marsh formation. *Geografisk Tidsskrift* 53: 49-61.
- Jarrett, J.T. 1976. Tidal prism-inlet area relationships. GITI, Rep. 3, US Army Eng. Waterways Exp. Stat. Vicksburg.
- Jong, J. de 1984. Age and vegetational history of the coastal dunes in the Frisian Islands, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 63: 269-275.
- Joustra, D.S. 1971. Geulbeweging in de buitendeltas van de Waddenzee. Studierapport WWK 71-14. Rijkswaterstaat, Studiedienst Hoorn. 27 p.
- Kamps, L.F. 1956. Slibhuishouding en landaanwinning in het oostelijk waddengebied. Rijkswaterstaat Directie Landaanwinning, Baflo. 93 p.
- Kamps, L.F. 1962. Mud distribution and land reclamation in the eastern wadden shallows. Rijkswaterstaat Comm. 4, Den Haag. 73 p.
- Kiden, P. 1989. The Late Holocene evolution of the perimarine part of the river Scheldt. In: J.P. Henriët & G. de Moor (eds.), *The quaternary and tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*. Ministry of Economic Affairs, Belgian Geol. Survey; 173-184.
- Kolk, B. & K.M. Schalkers 1980. De veranderingen in de Waddenzee ten gevolge van de afsluiting van de Zuiderzee. Notitie 78.H238. Rijkswaterstaat, Directie Waterhuishouding en Waterbeweging. 13 p.
- König, D. 1948. *Spartina townsendii* an der Westküste von Schleswig-Holstein. *Planta* 36: 34-70.
- Kreeke, J. van de 1990. Can multiple tidal inlets be stable? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 30: 261-273.
- Lang, A.W. 1958. Gestaltungswandel des Emsmündungstrichters, Untersuchungen zur Entwicklung der Emsmündung von der Mitte des 16. bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts. *Schriften der wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft f. Studien Niedersachsens e.V., Reihe A, Neue Folge* 58. 153 p.
- Langeweg, F. 1989. Zorgen voor morgen, nationale milieuverkenning 1985-2010. RIVM, Samson, Alphen a/d Rijn. 456 p.
- Leeuw, J.E., H. Olff & J.P. Bakker 1990. Year-to-year variation in peak above-ground biomass of six salt-marsh angiosperm communities as related to rainfall deficit and inundation frequency. *Aquatic Botany* 36: 139-151.
- Luck, G. 1975. Der Einfluß der Schutzwerke der ostfriesischen Inseln auf die morphologischen Vorgänge im Bereich der Seegaten und ihrer Einzugsgebiete. *Mitteilungen des Leichtweiss-Instituts für Wasserbau der Techn. Univ. Braunschweig*, Heft 47. 122 p.
- Malde, J. van 1986. Relatieve rijzing van gemiddelde zeeniveaus. In: *Gezelschap Prakt. Studie: Zee in zicht, oorzaken en gevolgen van zeespiegelstijging*, Symposiumverslag; 53-84.
-

- Mazure, J.P. e.a. 1974. Rapport van de Waddenzeecommissie; Advies inzake de principiële mogelijkheden en de voor- en nadelen van inpolderingen in de Waddenzee. Rijkswaterstaat, Algemene Zaken, Den Haag. 328 p.
- McBean, G. & J. McCarthy 1990. Narrowing the uncertainties: A scientific action plan for improved prediction of global climate change. In: J.T. Houghton, G.J. Jenkins & J.J. Ephraums (eds.), *Climate Change, the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press; 311-328.
- Meadows, D.H., D.L. Meadows & J. Randers 1992. De grenzen voorbij, een wereldwijde catastrofe of een duurzame wereld. Spectrum/Aula. 308 p.
- Nichols, M.J. 1989. Sediment accumulation rates and relative sea level rise in lagoons: *Marine Geology* 88: 201-220.
- Niemeyer, H.D. 1986. Ausbreitung und Dämpfung des Seegangs im See- und Wattengebiet von Norderney. Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Forschungsstelle Küste, Norderney. Jahresber. 1985/37: 49-95.
- Niemeyer, H.D. 1990. CM5 Morphodynamics of tidal inlets. In: *Coastal Morphology*, Stichting Postacademisch Onderwijs, Civiele Technieken en Bouwtechniek, Delft.
- O'Brien, M.P. 1969. Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. *J. Waterways and Harbors Div., ASCE, WWI*: 43-52.
- Oloff, H., J.P. Bakker & L.F.M. Fresco 1988. The effect of fluctuations in tidal inundation frequency on a salt-marsh vegetation. *Vegetation* 78: 13-19.
- Olsen, H.A. 1959. The influence of the Rømø Dam on the sedimentation in the adjacent part of the Danish Wadden Sea. *Geogr. Tidsskr.* 58: 119-140.
- Oost, A.P., in voorber. a. Morphodynamic behaviour of islands and inlets: development of the Frisian Inlet in historical times.
- Oost, A.P., in voorber. b. The influence of *Mytilus edulis* on fine grained sedimentation, some experiments.
- Oost, A.P., in voorber. c. Sedimentological implications of changes in the ebb tidal delta and backbarrier area of the Frisian Inlet due to decrease of tidal prism, the Netherlands.
- Oost, A.P. & H. de Haas 1992. Het Friesche Zeegat. Morfologisch-sedimentologische veranderingen in de periode 1970-1987; een getijde inlet systeem uit evenwicht. Deel 1, Rapport in het kader van Kustgenese, Werkgroep 1 voor Rijkswaterstaat. 68 p.
- Oost, A.P. & H. de Haas 1993. Het Friesche Zeegat. Morfologisch-sedimentologische veranderingen in de periode 1927-1970. Deel 1, Rapport in het kader van Kustgenese, Werkgroep 1 voor Rijkswaterstaat. 83 p.
- Oost, A.P. & J.H. Baas, in voorber. Development of small-scale bedforms in tidal environments: an unsteady flow model and its application to tidal deposits. *Sedimentology*.
- Oost, A.P., H. de Haas, F. IJnsen, J.M. van den Boogert & P.L. de Boer, in voorber. The 18.6 year nodal cycle and its impact on tidal sedimentation.
- Orson, R., W. Panageotou & S.P. Leatherman 1985. Response of tidal salt marshes of the US Atlantic and Gulf coast to rising sea level. *J. Coast. Res.* 1: 29-37.
- Otto, L., J.T.F. Zimmermann, G.K. Furnes, M. Mork, R. Saetre & G. Becker 1990. Review of the physical oceanography of the North Sea. *Neth. J. Sea Res.* 26: 161-238.
- Parreeren, D. van 1980. Waterloopkundige aspecten van de doorbaggering wantij Schiermonnikoog. Nota 80-29. Rijkswaterstaat, Directie Groningen. 40 p.
-

- Pethic, J.S. 1981. Long-term accretion rates on tidal salt marshes. *J. Sedim. Petrology* 51: 571-577.
- Pethic, J. & D.J. Reed 1987. Coastal protection in an area of salt-marsh erosion. *Coastal sediments 87, proceedings*. 11 p.
- Pilkey, O.H. & W.J. Neal 1988. Coastal geologic hazards. In: R.E. Sheridan & J.A. Grow (eds.), *The geology of North America 1-2, The Atlantic Continental Margin*, Geol. Soc. Am.; 549-556.
- Plassche, O. van de 1982. Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene. Thesis, Amsterdam. 138 p.
- Postma, H. 1954. Hydrography of the Dutch Wadden Sea. *Arch. Neerl. Zool.* 10: 405-511.
- Postma, H. 1961. Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea. *Neth. J. Sea Res.* 1: 148-190.
- Postma, H. 1967. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: G.A. Lauff (ed.), *Estuaries*. Washington D.C.; 158-179.
- Postma, H. & K.S. Dijkema 1982. Hydrography of the Dutch Wadden Sea: Movements and properties of water and particulate matter. Final reports on 'hydrography' of the Wadden Sea Working Group; Report 2 of the Wadden Sea Working Group. 75 p.
- Rakhorst, H.D. & E.R.F. van der Goes 1978. Invloed zandwinning Kikkertgat op bodemligging aangrenzende platen. Nota 78H246. Rijkswaterstaat, Directie Waterhuishouding en Waterbeweging. 8 p.
- Rakhorst, H.D. 1981. Stroming veroorzaakt door wind. Deel 2: Natuurmetingen. Nota WWKZ-81.H028. Rijkswaterstaat, Directie Waterhuishouding en Waterbeweging. 22 p.
- Reed, D.J. 1990. The impact of sea-level rise on coastal salt marshes. *Progress in Physical Geography* 14/4: 465-481.
- Reineck, H.E. 1978. *Das Watt: Ablagerungs- und Lebensraum*, 2nd Ed. Waldemar Kramer, Frankfurt am Main. 185 p.
- Reinson, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.), *Facies models, response to sealevel change*. Geol. Assoc. Canada; 179-194.
- Rijkswaterstaat 1978. Onderzoek zandwinning Waddenzee. Werkgroep I, Interim-rapport aangaande hydrografisch-sedimentologisch onderzoek met betrekking tot de winning van zand in de Waddenzee c.a.
- Rijkswaterstaat (Directie Friesland) 1981. Zandwinning in de Waddenzee. Resultaten van een hydrografisch-sedimentologisch onderzoek. Werkgroep 1. 48 p.
- Rijkswaterstaat 1986. Zeespiegelrijzing, worstelen met wassend water. Nota GWAO-86.002. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Den Haag. 148 p.
- Rijn, L.C. van 1984a: Sediment transport, part I: bed load transport. *J. Hydr. Engineer.* 110: 10.
- Rijn, L.C. van 1984b: Sediment transport, part II: suspended load transport. *J. Hydr. Engineer.* 110: 11.
- Roelse, P. 1988. Zandsuppleties in Nederland. In: P. Roelse (ed.), *Handboek zandsuppleties*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Den Haag; 33-46.
- Roep, T.B. & D.J. Beets 1988. Sea level rise and paleotidal levels from sedimentary structures in the coastal barriers in the western Netherlands since 5600 BP. *Geol. & Mijnbouw*, 67/1: 53-60.
- Ronde, J.G. de 1983. Changes of relative mean sea-level and of mean tidal amplitude along the dutch coast. In: A.R. Ritsema & A. Gürpınar (eds.), *Seismicity and seismic risk in the offshore North Sea area*. Reidel Publ. Cie.; 131-141.

- Roozen, A.J.M. 1985. Een kwart eeuw onderzoek aan vegetatiesuccessie op de Boschplaat van Terschelling. *De Levende Natuur* 86: 74-80.
- Sanders, P. 1956. Het opslibbingsproces langs de Groninger kust. Rapport 56-80. Rijkswaterstaat Directie Landaanwinning, Baflo.
- Schoorl, H. 1973. Zeshonderd jaar water en land. Bijdrage tot de historische Geo- en Hydrografie van de Kop van Noord-Holland in de periode 1150-1750. Verh. Kon. Ned. Aard. Gen. 2. Wolters-Noordhoff, Groningen. 534 p.
- Schoot, P.M. & M.M. van Eerdt 1985. Toekomstige ontwikkeling van de schorgebieden in de Oosterschelde. Nota DDMI 85.23. Rijksuniversiteit Utrecht, Geografisch Instituut; Rijkswaterstaat Deltadienst, Hoofd afd. Milieu en Inrichting.
- Schuurmans, C.J.E. 1989. Kooldioxide en klimaatsverandering. *Zenit*: 424-427.
- Sha, L.P. 1990. Sedimentological studies of the ebb-tidal deltas along the West Frisian Islands, the Netherlands. *Geologica Utraiectina, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit Utrecht* 64. Thesis. 160 p.
- Sha, L.P. 1992. Geological Research in the ebb-tidal delta of 'Het Friesche Zeegat', Wadden Sea, The Netherlands, Rapport RGD-Projekt 40010, 20 p.
- Sha, L.P. & P.L. de Boer 1991. Ebb-tidal delta deposits along the West Frisian Islands (The Netherlands): processes, facies architecture and preservation. In: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani (eds.), *Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem.* 16; 199-218.
- Siefert, W. 1987. Umsatz- und Bilanzanalysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht; Grundlagen und erste Auswertungen. *Die Küste* 45.
- Silbermann, J.H. & M. Klock 1988. The recreation benefits of beach renourishment. *Ocean & Shoreline Mngmt.* 11: 73-90.
- Snow, A.A. & S.W. Vince 1984. Plant zonation in an Alaskan salt marsh II. An experimental study of the role of edaphic conditions. *J. Ecol.* 72: 669-684.
- Steijn, R.C. 1991. Some considerations on tidal inlets. A literature survey on hydrodynamic and morfodynamic characteristics of tidal inlets with special attention to 'Het Friesche Zeegat'. *Literature Survey H* 840.45. 109 p.
- Stevenson, J.C., L.G. Ward & M.S. Kearney 1986. Vertical accretion in marshes with varying rates of sea level rise. In: D.A. Wolfe (ed.), *Estuarine variability*. Academic Press, San Diego; 241-259.
- Stive, M.J.F. & W.D. Eysink 1989. Voorspelling ontwikkeling kustlijn 1990-2020, fase 3. Deelrapport 3.1: dynamisch model van het Nederlandse kustsysteem. Rapport H825. Waterloopkundig Laboratorium, Delft. 66 p.
- Straaten, L.M.J.U. van 1954. Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands. *Leidse Geol. Mededel.* 19. 110 p.
- Straaten, L.M.J.U. van 1964. De Bodem der Waddenzee. In: *Het Waddenboek*. Nederl. Geol. Ver.; 75-151.
- Straaten, L.M.J.U. van 1975. De sedimenthuishouding in de Waddenzee. Symp. Waddenonderzoek, Mededeling nr. 1, Werkgroep Waddengebied: 5-20.
- Straaten, L.M.J.U. van & P.H. Kuenen 1958. Tidal action as cause of clay accumulation. *J. Sedim. Petrol.* 28: 406-413.
- Stride, A.H. 1973. Sediment transport by the North Sea. In: E.D. Goldberg (ed.), *North Sea science*. MIT Press, Cambridge; 101-130.
- Sündermann, J. & R. Klöcker 1983. Sediment transport modelling with applications in a North Sea tidal inlet. In: J. Sündermann & W. Lenz (eds.), *North Sea dynamics*. Springer, Berlin; 453-471.
- Tammes, P.M.L. & A.D.G. Dral 1956. Observations on the straining of suspensions by mussels. *Arch. Neerl. Zool. Tome XI*: 87-112.
-

- Templet, P.H. & K.J. Meyer-Arendt 1988. Louisiana wetland loss: A regional water management approach to the problem. *Environ. Mngmt.* 12/2: 181-192.
- Tryggestad, S., S.E. Selanger, J.P. Mathisen & O. Johansen 1983. Extreme bottom currents in the North Sea. In: J. Sündermann & W. Lenz (eds.), *North Sea dynamics*. Springer, Berlin; 148-158.
- Veen, J. van 1950. Eb- en vloed-schaarsystemen in de Nederlandse getijwateren. *Tijdsch. Kon. Ned. Aard. Gen.* 2, 67: 303-325.
- Verhagen, J.H.G. 1982. A distribution and population model of the mussel *Mytilus Edulis* in Lake Grevelingen. Publication no.279. Delft Hydraulics Laboratory. 11 p.
- Verhagen, H.J. & P. Roelse 1988: De zorg voor de Nederlandse kust. In: P. Roelse (ed.), *Handboek Zandsuppleties*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Den Haag; 16-32.
- Verwey, J. 1952. On the ecology of distribution of cockle and mussel in the Dutch Wadden Sea, their role in sedimentation and the source of their food supply. With a short review of the feeding behaviour of bivalve molluscs. *Arch. Neerl. Zool.* 10/2; 171-239.
- Vince, S.W. & A.A. Snow 1984. Plant zonation in an Alaskan salt marsh. I. Distribution, abundance and environmental factors. *J. Ecol.* 72: 651-667.
- Vos, P.C., P.L. de Boer & R. Misdorp 1988. Sediment stabilization by benthic diatoms in intertidal sandy shoals; Qualitative and quantitative observations. In: P.L. de Boer, A. van Gelder & S.D. Nio (eds.), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel Publ. Comp.; 511-526.
- Vroom, M.G., F.H.I.M. Steyaert, R. Misdorp, H. Venema, J.H.B.W. Elgershuizen, H.D. Rakhorst & M.A. Damoiseaux 1989. *Wadatlas*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Den Haag. 95 p.
- WADE 1992. Effects of an increased sea level rise on geomorphology and ecological functioning of the Wadden Sea. Progress report GWA0-92.197X. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag. 20 p.
- Walton, T.L.jr. & W.D. Adams, W.D. 1976. Capacity of inlet outer bars to store sand. *Proc. 15th. Int. Coastal Eng. Conf., Honolulu, 1919-1938.*
- Wang, Z.B. 1991. A morphodynamic model for a tidal inlet, 'Het Friesch Zeegat'. Delft Hydraulics Laboratory. 19 p.
- Warrick, R. & J. Oerlemans 1990. Sea level rise. In: J.T. Houghton, G.J. Jenkins & J.J. Ephraums (eds.), *Climate change, the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press; 259-261.
- Weerden, J.J. van & D.O. Steen 1990. Rapport hydrologisch onderzoek Beneden-Eems en Dollard. Rijkswaterstaat Directie Groningen en Wasser- u. Schifffahrtsamt Emden.
- Weihe, K. von 1979. Morphologische und ökologische Grundlagen der Vorlandsicherung durch *Puccinellia maritima* (Gramineae). *Helgol. Wiss. Meeresunters.* 32: 239-254.
- Winkelmolen, A.M. & H.J. Veenstra 1974. Size and shape sorting in a Dutch tidal inlet. *Sedimentology* 21: 107-126.
- Winkelmolen, A.M. & H.J. Veenstra, H.J. 1980. The effect of a storm surge on near-shore sediments in the Ameland-Schiermonnikoog area N. Netherlands. *Geol. Mijnb.* 59: 97-111.
- Wohlenberg, E. 1933. Das Andelpolster und die Entstehung einer charakteristischen Abrasionsform im Wattenmeer. *Wiss. Meeresunters. NF. Abt. Helgoland* 19/4: 1-3.

- Wolff, W.J. 1986. De Waddenzee: eigenschappen van een dynamisch kustgebied. Flevovericht 252, RIJP: 11-22.
- Woodworth, P.L. 1990. A search for accelerations in records of European mean sea level. *Int. J. Climatology* 10: 129-143.
- Zagwijn, W.H., D.J. Beets, M. van den Berg, H.M. van Montfrans & P. van Rooijen 1985. Atlas van Nederland in 20 delen, deel 13 Geologie. 23 p.
-



## BIJLAGE 5

### Terugtrekking eilandkust

De ontwikkeling van de eilandkust bij zeespiegelstijging werd door Sha (1990) met een relatie beschreven.

De (lokale) hoek van de voorkust (onder evenwichtscondities) t.o.v. het horizontale vlak werd daarbij als maat gehanteerd voor de constante verhouding tussen verticale verschuiving en de kustwaartse terugtrekking van de kust (Bruun-regel). Vaak worden echter de evenwichtscondities niet bereikt en treed er een extra kusterosie op door gebrek aan sediment-aanvoer en door relatief sterke golfaanval op de kust.

De ratio (R) tussen de omhooggaande en landwaartse verplaatsing van de kust wordt gegeven door:

$$R = \frac{SR}{SR \cdot \tan \alpha + E}$$

waarbij SR: snelheid zeespiegelstijging,  $\alpha$ : hoek van de voorkust en E: erosiesnelheid ten gevolge van sedimenttekort.

Bekend zijn: de ratio tussen de omhooggaande en landwaartse verplaatsing van de kust (R) en de snelheid van zeespiegelstijging in de laatste 5000 jaar en de tegenwoordige hoek van de voorkust zodat voor Ameland en Schiermonnikoog de erosiesnelheid E berekend kan worden:

Zeeniveau 5 m onder NAP op 5000 BP = 0.001 m/jaar

#### Ameland

$R = 5/11.000$  (Sha 1992)

$SR = 0,001$  m/jaar

Tegenwoordig kustprofiel Ameland: 15 m over 7000 m

waaruit volgt dat  $E = 1,73$  m/jaar

#### Schiermonnikoog

$R = 8/15.000$  (Sha 1992)

$SR = 0,001$  m/jaar

Tegenwoordig kustprofiel Schiermonnikoog: 15 m over 9000 m

waaruit volgt dat  $E = 2,4$  m/jaar

Indien ervan wordt uitgegaan dat het kustprofiel door de eeuwen constant is gebleven blijkt in beide gevallen dat de kustwaartse terugtrekking voor een belangrijk deel het gevolg was van erosie door zandtekort. Dit zandtekort wordt waarschijnlijk vooral veroorzaakt doordat sediment nodig is om in de waddengebieden de zeespiegelstijging

bij te houden. Het belangrijkste hierbij is het sediment dat nodig is nadat oudere (Pleistocene en Vroegholocene) veen- en kleipakketten zijn geërodeerd en vervangen door zandige waddenafzettingen.

Als we er echter van uitgaan dat het kustprofiel geleidelijk versteilde en erosie t.g.v. zandtekort niet optrad ( $E = 0$ ), dan kan berekend worden dat 5000 jaar geleden het kustprofiel voor Ameland en Schiermonnikoog zo'n acht tot negen maal flauwer moet zijn geweest dan tegenwoordig het geval is. Een dergelijke versteiling van de kust zou een vergelijkbare hoeveelheid sediment opleveren als het zandtekort bij een constant kustprofiel. Ook een combinatie van een versteilend kustprofiel en erosie door een sedimenttekort ( $E > 0$ ) is mogelijk.

## BIJLAGE 6

### Verklarende woordenlijst

|                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
|--------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Accretie</i>                      | aanzanding en daardoor aangroeien van een sedimentair lichaam                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
| <i>Bioturbatie</i>                   | de omgravende werking van in en op de bodem bewegende organismen                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
| <i>Boxcore</i>                       | een korte, balkvormige, ongestoorde sedimentkern (veelal 60*30*20 cm) van het oppervlak, genomen met een Reineck-kastengreifer. Zeer geschikt voor het bestuderen van kleinschalige sedimentaire structuren                                                                                                                                                                                                                                              |
| <i>Faecal pellet</i>                 | een bolvormig uitwerpsel (tot 2 mm) bestaande uit onverteerbaar materiaal (hier voornamelijk klei en wat silt, samengehouden door een eiwitvlies)                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| <i>Filter feeder</i>                 | een aquatisch dier dat zich voedt door voedsel uit het hem omringende water te filtreren, b.v. mossels en kokkels                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| <i>Inlet</i>                         | zeegat                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| <i>Intergetijde</i>                  | tussen de hoog- en laagwaterlijn                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
| <i>Mesotidal</i>                     | <p>een getijverschil van 2 tot 4 m. Hayes (1979) stelt dat de morfologie en lengte van barrière-eilanden afhankelijk is van het getijverschil: 0-2 m = microtidal, langgerekte eilanden; 2-4 m = mesotidal, korte 'drumstick' eilanden; 4 m en meer = macrotidal, geen eilanden</p> <p>N.B. Uit andere studies (Hubbard e.a. 1987; Sha 1990) blijkt dat de eilandvorm sterk afhangt van het getijdeprisma en daarmee indirect van het getijverschil.</p> |
| <i>Stroomafwaarts (hier)</i>         | in de richting van de dominerende langsstroming; dus van west naar oost                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| <i>Stroomafwaartse offset (hier)</i> | het verschijnsel dat een eiland ten oosten van het zeegat verder zeewaarts ligt dan het eiland ten westen ervan                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| <i>Stroomopwaarts (hier)</i>         | tegengesteld aan de richting van de dominerende langsstroming; dus van oost naar west                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
| <i>Subtidal</i>                      | onder de gemiddelde laagwaterlijn                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| <i>Supratidal</i>                    | boven de gemiddelde hoogwaterlijn                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| <i>Washover</i>                      | een doorbraakgeul meestal door ebstroom gevormd                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |

## **Bijlage 7**

### **BODEMDALING DOOR GASWINNING IN DE WADDENZEE**

**Effekten op zandhonger en platen volgens berekeningen met het  
Morfologisch Responsie-Model MORRES**

**door**

**ir. W.D. Eysink**

**Waterloopkundig Laboratorium**

**H 1948**

**Augustus 1993**

# Inhoud

|          |                                           |          |
|----------|-------------------------------------------|----------|
| <b>1</b> | <b>Inleiding</b> . . . . .                | <b>1</b> |
| <b>2</b> | <b>MORRES-berekeningen</b> . . . . .      | <b>2</b> |
| 2.1      | Het MORRES-model . . . . .                | 2        |
| 2.2      | Gekozen schematisaties . . . . .          | 2        |
| 2.3      | Berekeningen en resultaten . . . . .      | 3        |
| <b>3</b> | <b>Kommentaar en konklusies</b> . . . . . | <b>4</b> |

## Referenties

## Tabel

## Figuur

# 1 Inleiding

In opdracht van de NAM hebben Drs. K.S. Dijkema van het IBN en drs. A. Oost van de RUU een uitgebreide studie verricht naar de natuurlijke ontwikkelingen in de Waddenzee en de effecten van bodemdaling door gaswinning hierop. De auteur van deze bijlage was lid van de begeleidingskommissie van deze studie. Hij heeft recentelijk een uitgebreid onderzoek naar de gevolgen van versnelde zeespiegelrijzing op de Waddenzee afgesloten (opdracht van de Dienst Getijdewateren van RWS), waarin ondermeer een conceptueel model voor de Waddenzee is ontwikkeld. Op verzoek van de NAM zijn hiermee berekeningen uitgevoerd ter ondersteuning van het onderzoek van Dijkema en Oost. De resultaten van deze berekeningen worden in deze bijlage gepresenteerd.

## 2 MORRES-berekeningen

### 2.1 Het MORRES-model

De uitgangspunten van het conceptuele morfologische model voor de Waddenzee zijn uitgebreid beschreven in Eysink (1992). Op basis van deze uitgangspunten is het Morphological Response Model (MORRES) ontwikkeld, waarmee de invloed van een verstoring van het bestaande dynamische evenwicht op de zandhonger van de Waddenzee bij benadering kan worden berekend. Tijdens de ontwikkeling van dit model is ook een rekenmoduul toegevoegd waarmee het verlies aan plaatareaal kan worden berekend in geval van versnelde zeespiegelrijzing. Hierbij kan de traagheid, waarmee het nivo van de platen de versnelde zeespiegelrijzing zal volgen, worden gekozen (zie Eysink, 1993). Ook dit model is in opdracht van RWS ontwikkeld in het kader van het ISOS\*2-onderzoek.

### 2.2 Gekozen schematisaties

De bodemdaling door gaswinning is een geleidelijk en tamelijk grootschalig proces. Om dit proces in het MORRES-model te kunnen simuleren moet het geschematiseerd worden als een trendbreuk in de (relatieve) zeespiegelrijzing. Hiertoe is de in het rapport van Dijkema en Oost toegepaste schematisatie aangehouden, i.e.:

- de helft van de bodemdaling vindt plaats in de eerste 10 jaar van de gaswinning, waarna de snelheid van bodemdaling snel zal teruglopen (Fig. A1), en
- de bodemdaling wordt gemiddeld over de hele vloedkom.

Op deze wijze kan de bodemdaling over de eerste 10 jaar worden gezien als een extra zeespiegelrijzing en kunnen de gevolgen hiervan op de zandhonger en de platen in de Waddenzee met MORRES worden benaderd.

Gedurende de eerste 10 jaar met een vrijwel lineaire en snelle groei van de bodemdaling door gaswinning ontstaat een (extra) verstoring van het morfologisch evenwicht, waardoor de zandhonger zal toenemen en de bodemdalingsschotel gedeeltelijk zal worden opgevuld met sediment uit zee. Na 10 jaar, of in elk geval binnen 20 jaar, zal de extra sedimentatie de toename in de bodemdaling door gaswinning overtreffen. Vanaf dat moment zal de ondiepe bodemdalingsskuil geleidelijk weer afnemen en worden opgevuld ( $dS > d(dV_{NAM})/dt$ ). Dit is een langzaam proces (Fig. A1).

De manier waarop de platen reageren op een verandering in de stijging van de zeespiegel heeft enige invloed op het verloop van de zandhonger in de tijd en is van belang voor de mate waarin de platen worden beïnvloed. Het is aannemelijk dat de platen niet momentaan reageren op een trendbreuk in de zeespiegelrijzing maar met enige vertraging. Dit wordt benaderd door de beschrijving:

$$h_p(t) = h_p(0) + dZSR \int_0^t \{\exp(-t/\tau_p)\} dt = h_o(0) - dZSR \cdot \tau_p \{1 - \exp(-t/\tau)\}$$

waarin:

|          |   |                                             |           |
|----------|---|---------------------------------------------|-----------|
| $h_p(t)$ | = | plaatnivo op tijdstip $t$ na trendbreuk     | (m + MSL) |
| $h_p(0)$ | = | plaatnivo op tijdstip $t = 0$               | (m + MSL) |
| $dZRS$   | = | verandering in zeespiegelrijzing op $t = 0$ | (m/j)     |
| $t$      | = | tijd                                        | (j)       |
| $\tau_p$ | = | karakteristieke responsietijd platen        | (j)       |

Uit schaarse gegevens uit de natuur blijkt dat  $\tau_p = 3$  jaar een reële waarde is, waarbij de platen na 10 jaar de nieuwe zeespiegelrijzing vrijwel volledig volgen (Eysink, 1993). De maximale zakking van de platen bedraagt dus  $3 \cdot dZRS$ .

## 2.3 Berekeningen en resultaten

In eerste instantie zijn berekeningen uitgevoerd voor de huidige situatie met een trendbreuk in de huidige zeespiegelrijzing. De toename in de (relatieve) zeespiegelrijzing is gesteld op:

$$dZSR = \frac{1}{2} dV_{NAM}/(10 \cdot A_b)$$

waarin:

|            |   |                                                                                                                                               |
|------------|---|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $dV_{NAM}$ | = | volume van de uiteindelijke bodemdalingsschotel volgens voorspelling van de NAM ten gevolge van de extra gaswinning in een vloedkom ( $m^3$ ) |
| 10         | = | tien jaar met snelle bodemdaling (j)                                                                                                          |
| $A_b$      | = | oppervlakte van de vloedkom op GHW ( $m^2$ )                                                                                                  |

De benodigde gegevens voor de verschillende vloedkommen (oppervlak, zandinflux, natuurlijke verlanding, zandwinning, enz.) zijn verkregen uit Eysink (1993) en de gegevens van de NAM inzake nieuwe gaswinningen in de Waddenzee. De huidige zeespiegelrijzing van  $ZRS = 0,0017$  m/j is verhoogd met  $dZRS$ . De MORRES-berekeningen over de eerste 10 jaar leiden tot de resultaten die zijn gegeven in Tabel 1.

Ter verifikatie van de algemene geldigheid van deze resultaten zijn ook berekeningen uitgevoerd voor de situatie waarbij de zeespiegelrijzing is toegenomen van  $0,0017$  m/jaar naar  $0,0060$  m/jaar en  $0,0060 + dSLR$  m/jaar. Dit zijn de scenario's voor de situatie met versnelde zeespiegelrijzing zonder en met extra gaswinning. Het verschil tussen deze twee scenario's geeft de invloed van de gaswinning in een situatie met versnelde zeespiegelrijzing. Deze berekeningen zijn alleen uitgevoerd voor de vloedkommen van het Borndiep, Pinkegat en Zoutkamperlaag. Deze berekeningen geven hetzelfde (extra) verlies in plaatareaal als de voorgaande berekeningen. De extra zandhonger  $dS_{max}$  lag in dezelfde orde, maar was iets lager. De resultaten zijn dus niet gevoelig voor een andere zeespiegelrijzing dan de huidige van  $0,0017$  m/jaar.

### 3    **Kommentaar en konklusies**

Uit de resultaten van Tabel 1 kunnen de volgende konklusies worden afgeleid:

- De maximale extra zandhonger door gaswinning in de nieuwe velden is in de meeste vloedkommen gering en veelal niet meer dan 25.000 à 35.000 m<sup>3</sup>/jaar. In de vloedkommen van het Borndiep, Pinkegat, Zoutkamperlaag en Eilanderbalg is dit hoger met een maximum van circa 130.000 à 180.000 m<sup>3</sup>/jaar in de Zoutkamperlaag. In de laatste drie kommen is de relatieve toename in de zandhonger aanmerkelijk, met name in het Pinkegat. In alle gevallen blijft de toegenomen zandhonger ver binnen de natuurlijke sedimentinflux in de zeegaten en kan de natuur dus aan de zandhonger van de Waddenzee blijven voldoen.
- Na circa 15 jaar leidt de bodemdaling door gaswinning niet tot verdere daling van de bodem van de Waddenzee, omdat dan de extra sedimentatie de inmiddels teruggelopen kompaktiesnelheid compenseert (Fig. A1). Hierdoor zal de maximale bodemdaling in de Waddenzee niet meer dan 50 à 70 procent van de voorspelde bodemdaling bedragen.
- De waarde van  $\tau$  is een maat om de duur te schatten die nodig is om de bodemdaling volledig te compenseren. Theoretisch is na een periode van  $\tau$  jaren nog 37 procent van de verstoring aanwezig (i.e. 20 à 25% van de voorspelde waarde) en na  $2\tau$  jaren nog slechts 14 procent (7 à 10% van de voorspelde waarde). Verwacht wordt dat de aanpassing in werkelijkheid sneller zal verlopen tengevolge van de natuurlijke fluktuaties in het systeem.
- In die gevallen waar de verstoring door de bodemdaling relatief gering is worden hoge waarden voor  $\tau$  gevonden. Juist in die situaties spelen natuurlijke fluktuaties een belangrijke rol, waardoor de waarde van  $\tau$  slechts theoretisch is, maar fysisch nauwelijks zinvol. Bij grotere verstoringen (Pinkegat-Eilanderbalg) is de waarde van  $\tau$  tamelijk reëel en geeft aan dat het 50 à 100 jaar kan duren voordat de bodemdaling weer geheel is gecompenseerd.
- Het verwachte maximale verlies aan plaatareaal door de exploitatie van de extra gasvelden is zeer gering. Ook de daling van het plaatniveau zal minimaal zijn en maximaal 3 cm zijn bij een lokale dalingssnelheid van  $dSLR = 1$  cm/jaar (hoog). Bijgevolg zal de invloed van de gaswinning op de ecologie van de platen marginaal en zeer waarschijnlijk niet aantoonbaar zijn.

Resumerend kan worden gesteld dat de gevolgen van de exploitatie van de extra gasvelden in de Waddenzee morfologisch en ecologisch zeer gering zullen zijn en tijdelijk van aard. De duur van deze geringe verstoring is echter wel lang; orde 50 à 100 jaar. Bij een versnelde zeespiegelrijzing zal deze duur afnemen en slechts leiden tot het eerder bereiken van een nieuw dynamisch evenwicht tussen Waddenzee en de versnelde zeespiegelrijzing.

Zoals reeds door Oost is vermeld, wordt door de ligging van de bodemdalingsschotels de bodemdaling niet alleen door afzetting van zand gekompenseerd, maar deels ook door slib. Hierdoor wordt het effect van de bodemdaling op de Noordzeekust gereduceerd. Alleen dat deel van de bodemdaling dat met zand zal worden opgevuld kan invloed hebben op de verdediging van de Noordzeekust. Dit effect kan, indien noodzakelijk, eenvoudig worden gekompenseerd door de volumina van de strandsuppleties, die ook nu al nodig zijn, iets te vergroten (minder dan 4 procent).

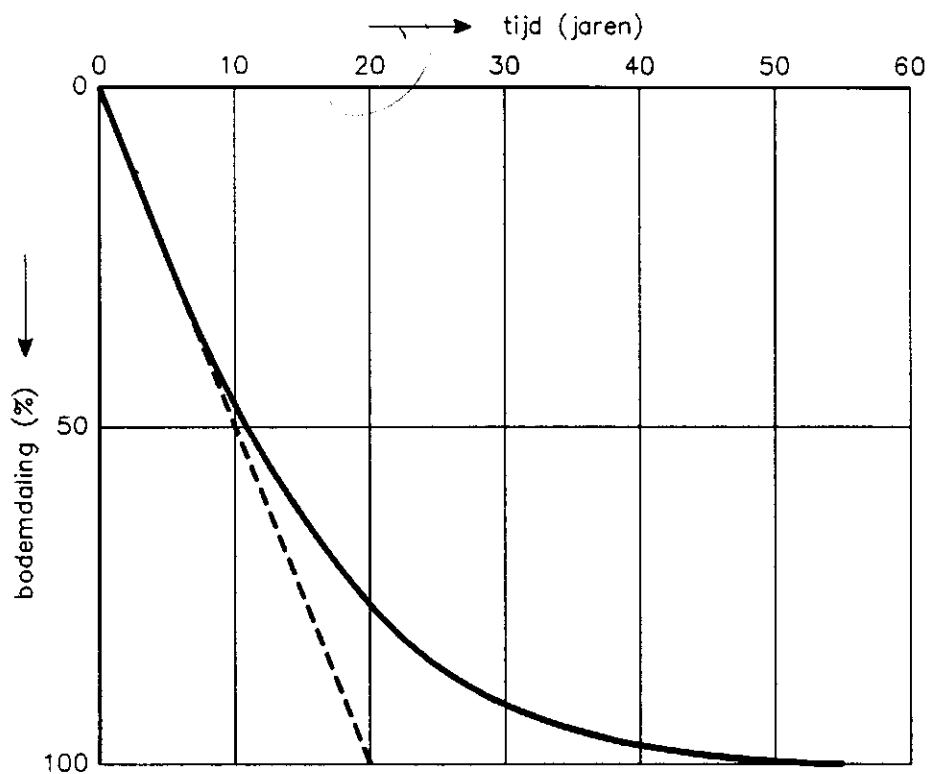
## Referenties

- Eysink, W.D. (1992). ISOS\*2 Project, Phase 3. 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, Report H1300, December 1992.
- Eysink, W.D. (1993). ISOS\*2 Project, Phase 4. Impact of sea-level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function, General considerations on hydraulic conditions, sediment transports, sand balance, bed composition and impact of sea-level rise on tidal flats. DELFT HYDRAULICS, Report H1300, July 1993.

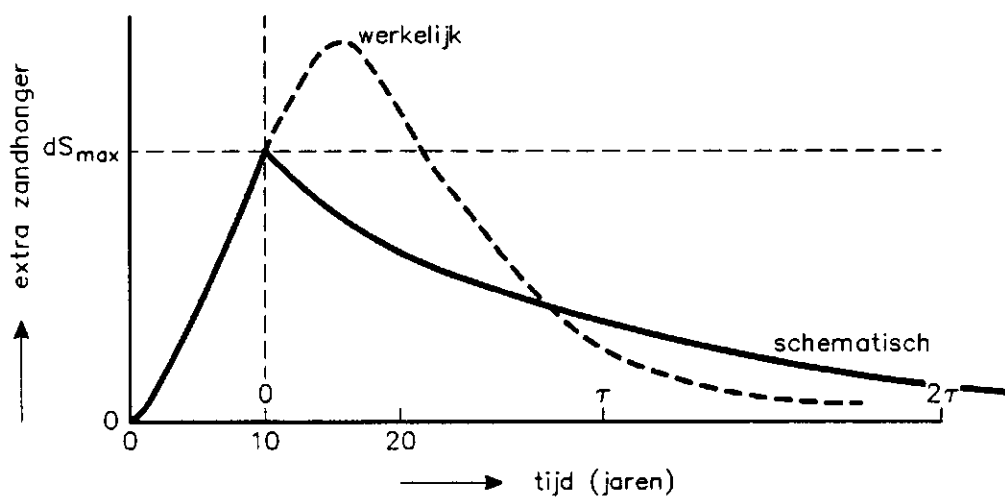
| Vloedkom        | $S_0$<br>( $10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ ) | $V_{\text{GHW}}$<br>( $10^6 \text{ m}^3$ ) | $dV_{\text{NAM}}$<br>( $10^6 \text{ m}^3$ ) | $\sum ds$<br>( $10^6 \text{ m}^3$ ) | $dV_{10}$<br>( $10^6 \text{ m}^3$ ) | $ds_{\text{max}}$<br>( $10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ ) | $\tau$<br>(j) | $dA_{\text{pmax}}$ |        |
|-----------------|------------------------------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------------------------|---------------|--------------------|--------|
|                 |                                          |                                            |                                             |                                     |                                     |                                                      |               | ( $\text{km}^2$ )  | (%)    |
| Marsdiep        | 2,65                                     | 3100                                       | 0,8                                         | 0,02                                | 0,78                                | 0,004                                                | 217           | 0,03               | 0,03   |
| Eijerlandse gat | 0,4                                      | 330                                        | 1,6                                         | 0,12                                | 1,48                                | 0,024                                                | 62            | 0,08               | 0,08   |
| Vlie            | 3,4                                      | 2350                                       | 7,3                                         | 0,11                                | 7,19                                | 0,026                                                | 282           | 0,32               | 0,11   |
| Borndiep        | 0,85                                     | 840                                        | 9,8                                         | 0,22                                | 9,58                                | 0,054                                                | 177           | 0,49               | 0,32   |
| Pinkegat        | 0,1                                      | 110                                        | 3,9                                         | 0,49                                | 3,41                                | 0,090                                                | 36            | 0,03               | 0,08   |
| Zoutkamperlaag  | 0,5                                      | 320                                        | 9,1                                         | 0,64                                | 8,46                                | 0,132                                                | 64            | 0,07               | 0,08   |
| Eilanderbalg    | 0,1                                      | 80                                         | 1,1                                         | 0,16                                | 0,94                                | 0,031                                                | 30            | 0,03               | 0,10   |
| Lauwers         | 0,75                                     | 310                                        | 1,6                                         | 0,10                                | 1,50                                | 0,020                                                | 75            | 0,02               | 0,03   |
| Schild          | 0,1                                      | 45                                         | 0,1                                         | 0,02                                | 0,08                                | 0,003                                                | 29            | < 0,005            | < 0,02 |

Legenda:  $S_0$  = huidige zandhonger  
 $V_{\text{GHW}}$  = inhoud vloedkom onder GHW  
 $dV_{\text{NAM}}$  = voorspelde toename kominhoud door bodemdaling als gevolg van exploitatie van nieuwe gasvelden  
 $\sum ds$  = extra sedimentatie door bodemdaling in eerste 10 jaar  
 $dV_{10}$  = resterend volume na maximale bodemdaling dat moet worden aangevuld door extra sedimentatie  
 $ds_{\text{max}}$  = maximum extra zandhonger, i.e. initiële sedimentatiesnelheid voor  $dV_{10}$   
 $\tau$  = karakteristieke tijd voor opvullen van  $dV_{10}$  die gelijk is aan  $dV_{10}/ds_{\text{max}}$   
 $dA_{\text{pmax}}$  = maximum reductie van platenareaal door bodemdaling na eerste 10 jaar; daarna treedt geleidelijk herstel op

Table 1 Basisgrootheden en maximum verstoringen door extra gaswinning



verloop bodemdaling in de tijd



verloop extra zandhonger in de tijd

SCHEMATISCH VERLOOP VAN DE BODEMDALING  
EN EXTRA ZANDHONGER DOOR GASWINNING

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 1948

FIG. A1

**BIJLAGE 8**

Opslibbingsbalans in de kwelderwerken. GHW-stijging = 2 mm/jaar.

- 1 = hoogte < GHWL - 600 mm en onbegroeid
- 2 = hoogte > GHWL - 600 mm en onbegroeid of pioniervegetatie (typen Si, Qi, S/Q, S, Q)
- 3 = kweldervegetatie (vanaf type P)
- ++ opslibbing t.o.v. GHW > 10 mm/jaar
- + opslibbing t.o.v. GHW ≤ 10 mm/jaar
- = opslibbing/erosie t.o.v. GHW ≤ 3 mm/jaar
- erosie t.o.v. GHW ≤ 10 mm/jaar
- erosie t.o.v. GHW > 10 mm/jaar
- zone niet aanwezig

| Tijdvak 1968-1978 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 5                 | +  | ++ | ++ |
| 21                | ++ | ++ | ++ |
| 41                | +  | +  | ++ |
| 53                | =  | +  | ++ |
| 69                | =  | +  | ++ |
| 85                | =  | =  | ++ |
| 101               | -- | -  | +  |
| 121               | =  | =  | ++ |
| 145               | =  | =  | ++ |
| 167               | =  | +  | +  |
| 205               | ++ | ++ | ++ |
| 221               | +  | +  |    |
| 237               | +  | ++ |    |

| Tijdvak 1982-1987 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 5                 |    | =  | ++ |
| 21                | ++ | ++ | ++ |
| 41                | ++ | ++ | ++ |
| 53                | ++ | ++ | ++ |
| 69                | +  | +  | ++ |
| 85                | -  | =  | ++ |
| 101               | =  | =  | ++ |
| 121               | =  | =  | ++ |
| 145               | =  | =  | ++ |
| 167               | -  | -  | +  |
| 205               | +  | +  | +  |
| 221               | ++ | ++ |    |
| 237               | ++ | ++ |    |

| Tijdvak 1978-1982 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 5                 | ++ | ++ | ++ |
| 21                | ++ | ++ | ++ |
| 41                | ++ | ++ | ++ |
| 53                | =  | +  | ++ |
| 69                | -  | =  | ++ |
| 85                | -  | =  | +  |
| 101               | -- | -  | ++ |
| 121               | -  | =  | ++ |
| 145               | -  | -  | +  |
| 167               | -  | =  | +  |
| 205               | +  | ++ | ++ |
| 221               | +  | +  |    |
| 237               | ++ | ++ |    |

| Tijdvak 1987-1992 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 5                 |    | +  | ++ |
| 21                | ++ | ++ | ++ |
| 41                | ++ | ++ | ++ |
| 53                | ++ | ++ | ++ |
| 69                | +  | +  | ++ |
| 85                | =  | +  | ++ |
| 101               | =  | +  | ++ |
| 121               | =  | =  | ++ |
| 145               | +  | =  | ++ |
| 167               | -  | =  | +  |
| 205               | ++ | ++ | ++ |
| 221               | ++ | ++ |    |
| 237               | ++ | ++ |    |

| Tijdvak 1968-1978 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 260               | ++ | -  | =  |
| 286               | -  | =  | +  |
| 308               | =  | +  | +  |
| 324               | +  | ++ | ++ |
| 337               | +  | ++ | ++ |
| 356               | +  | +  | ++ |
| 372               | +  | +  | ++ |
| 392               | ++ | ++ | ++ |
| 412               | +  | +  | +  |
| 428               | +  | =  | +  |
| 448               | +  | +  | +  |
| 468               | +  | =  | +  |
| 488               | -  | -  | +  |
| 508               | =  | =  |    |

| Tijdvak 1982-1987 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 260               | =  | +  | ++ |
| 286               | +  | =  | +  |
| 308               | +  | +  | ++ |
| 324               |    | ++ | ++ |
| 337               | =  | +  | +  |
| 356               | +  | +  | ++ |
| 372               | =  | =  | ++ |
| 392               | -  | +  | ++ |
| 412               | -  | =  | +  |
| 428               | +  | =  | +  |
| 448               | +  | =  | =  |
| 468               | +  | =  | +  |
| 488               | =  | +  | ++ |
| 508               | -- | -- |    |

| Tijdvak 1978-1982 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 260               | ++ | +  | +  |
| 286               | =  | +  | ++ |
| 308               | +  | ++ | ++ |
| 324               | ++ | ++ | ++ |
| 337               | -- | ++ | ++ |
| 356               | +  | +  | +  |
| 372               | =  | +  | ++ |
| 392               | =  | ++ | +  |
| 412               | =  | +  | +  |
| 428               | ++ | +  | +  |
| 448               | =  | =  | +  |
| 468               | +  | =  | +  |
| 488               | -  | =  | +  |
| 508               | -- | =  |    |

| Tijdvak 1987-1992 |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|
| Vak               | 1  | 2  | 3  |
| 260               | =  | +  | +  |
| 286               | =  | =  | ++ |
| 308               | =  | +  | +  |
| 324               |    | ++ | ++ |
| 337               | ++ | +  | +  |
| 356               | =  | +  | +  |
| 372               | =  | =  | ++ |
| 392               | -  | +  | ++ |
| 412               | ++ | =  | +  |
| 428               | +  | =  | ++ |
| 448               | +  | =  | +  |
| 468               | =  | =  | +  |
| 488               | -  | -  | ++ |
| 508               | -- | -- |    |

Opslibbingsbalans in de kwelderwerken na een gesimuleerde bodemdaling door de nieuwe velden Blija, Anjum en Vierhuizen (h.b. in mm per jaar, worst case). GHW-stijging = 2 mm/jaar, geen rekening gehouden met eventuele toename van de opslibbing door meer overvloedingen.

| Tijdvak 1968-1978 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 5                 | +  | ++ | ++ |      |
| 21                | ++ | ++ | ++ |      |
| 41                | +  | +  |    |      |
| 53                | =  | +  | ++ |      |
| 69                | =  | +  | ++ |      |
| 85                | =  | =  | ++ |      |
| 101               | -- | -  | +  |      |
| 121               | =  | =  | ++ | 1    |
| 145               | -  | =  | +  | 3    |
| 167               | -- | =  | =  | 4    |
| 205               | +  |    | ++ | 3    |
| 221               | +  |    |    | 3    |
| 237               | +  |    |    | 3    |

| Tijdvak 1982-1987 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 5                 |    | =  | ++ |      |
| 21                | ++ | ++ | ++ |      |
| 41                | ++ | ++ | ++ |      |
| 53                | ++ | ++ | ++ |      |
| 69                | +  | +  | ++ |      |
| 85                | -  | =  | ++ |      |
| 101               | =  | =  | ++ |      |
| 121               | =  | =  | ++ | 1    |
| 145               | =  | -  | ++ | 3    |
| 167               | -- | -  | =  | 4    |
| 205               | +  | +  | +  | 3    |
| 221               | +  | ++ |    | 3    |
| 237               | ++ | ++ |    | 3    |

| Tijdvak 1978-1982 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 5                 | ++ | ++ | ++ |      |
| 21                | ++ | ++ | ++ |      |
| 41                | ++ | ++ | ++ |      |
| 53                | =  | +  | ++ |      |
| 69                | -  | =  | ++ |      |
| 85                | -  | =  | +  |      |
| 101               | -- | -  | ++ |      |
| 121               | -  | =  | ++ | 1    |
| 145               | -- | -  | =  | 3    |
| 167               | -  | =  | =  | 4    |
| 205               | +  | ++ | ++ | 3    |
| 221               | +  | +  |    | 3    |
| 237               | ++ | ++ |    | 3    |

| Tijdvak 1987-1992 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 5                 |    | +  | ++ |      |
| 21                | ++ | ++ | ++ |      |
| 41                | ++ | ++ | ++ |      |
| 53                | ++ | ++ | ++ |      |
| 69                | +  | +  | ++ |      |
| 85                | =  | +  | ++ |      |
| 101               | =  | +  | ++ |      |
| 121               | =  | =  | ++ | 1    |
| 145               | +  | -  | +  | 3    |
| 167               | -- | -  | +  | 4    |
| 205               | +  | +  | +  | 3    |
| 221               | ++ |    |    | 3    |
| 237               | +  |    |    | 3    |

| Tijdvak 1968-1978 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 260               | ++ | -  | =  | 2    |
| 286               | -  | =  | +  | 1    |
| 308               | =  | +  | +  |      |
| 324               | +  | ++ | ++ |      |
| 337               | +  | ++ | ++ |      |
| 356               | +  | +  | ++ |      |
| 372               | +  | +  | ++ |      |
| 392               | ++ | ++ | ++ |      |
| 412               | +  | +  | +  |      |
| 428               | +  | =  | +  |      |
| 448               | +  | +  | +  |      |
| 468               | +  | =  | +  |      |
| 488               | -  | -  | +  |      |
| 508               | =  | =  |    |      |

| Tijdvak 1982-1987 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 260               | =  | +  | ++ | 2    |
| 286               | =  | =  | +  | 1    |
| 308               | +  | +  | ++ |      |
| 324               |    | ++ | ++ |      |
| 337               | =  | +  | +  |      |
| 356               | +  | +  | ++ |      |
| 372               | =  | =  | ++ |      |
| 392               | -  | +  | ++ |      |
| 412               | -  | =  | +  |      |
| 428               | +  | =  | +  |      |
| 448               | +  | =  | =  |      |
| 468               | +  | =  | +  |      |
| 488               | =  | +  | ++ |      |
| 508               | -- | -- |    |      |

| Tijdvak 1978-1982 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 260               | ++ | +  | =  | 2    |
| 286               | =  | +  | ++ | 1    |
| 308               | +  | ++ | ++ |      |
| 324               | ++ | ++ | ++ |      |
| 337               | -- | ++ | ++ |      |
| 356               | +  | +  | +  |      |
| 372               | =  | +  | ++ |      |
| 392               | =  | ++ | +  |      |
| 412               | =  | +  | +  |      |
| 428               | ++ | +  | +  |      |
| 448               | =  | =  | +  |      |
| 468               | +  | =  | +  |      |
| 488               | -  | =  | +  |      |
| 508               | -- | =  |    |      |

| Tijdvak 1987-1992 |    |    |    |      |
|-------------------|----|----|----|------|
| Vak               | 1  | 2  | 3  | h.b. |
| 260               | =  | =  | +  | 2    |
| 286               | =  | =  | +  | 1    |
| 308               | =  | +  | +  |      |
| 324               |    | ++ | ++ |      |
| 337               | ++ | +  | +  |      |
| 356               | =  | +  | +  |      |
| 372               | =  | =  | ++ |      |
| 392               | -  | +  | ++ |      |
| 412               | ++ | =  | +  |      |
| 428               | +  | =  | ++ |      |
| 448               | +  | =  | +  |      |
| 468               | =  | =  | +  |      |
| 488               | -  | -  | ++ |      |
| 508               | -- | -- |    |      |

#### Het bestellen van IBN-rapporten

IBN-rapporten kunnen besteld worden door overschrijving van het verschuldigde bedrag op gironummer 94 85 40 of banknummer 53.91.05.988 van het Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek (IBN-DLO) te Wageningen. Vermeld op de overschrijving: IBN- rapport ... en naam en afleveradres (als die afwijken van de naam en adres op de overschrijving).

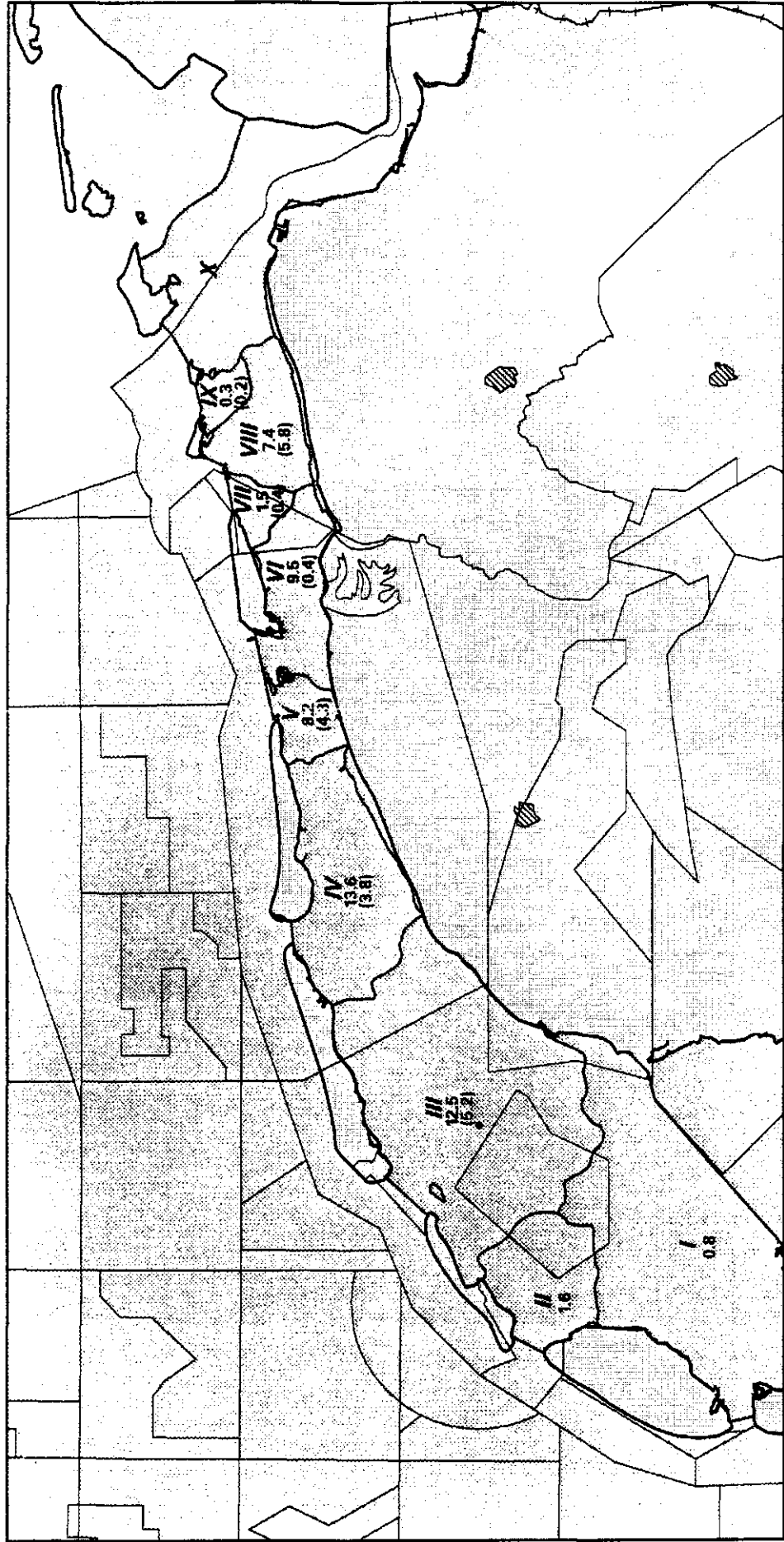
Gebruik geen verzamelgiro omdat het adres van de besteller niet op onze bijschrijving komt zodat het bestelde niet kan worden toegezonden.

- 001 M.S.S. Lavaleije & N. Dankers 1993. Voorstudie naar de effecten van de garnalenvisserij op de bodemfauna, met advies over te sluiten gebieden en uit te voeren onderzoek. 36 p. f 10,-
- 002 A.F.M. van Hees 1993. 'Tussen de Goren' bosreservaat Chaam; bossamenstelling en structuur in de steekproefcirkels. 93 p. f 25,-
- 003 G.J.D.M. Müskens & S. Broekhuizen 1993. Migratie bij Nederlandse dassen *Meles meles* (L., 1758). 32 p. f 10,-
- 004 P.F.M. Verdonshot, J.A. Schot & M.R. Scheffers 1993. Potentiële ecologische ontwikkelingen in het aquatisch deel van het Dinkelsysteem; onderdeel van het NBP-project Ecologisch onderzoek Dinkelsysteem. 128 p. f 35,-
- 005 M.A. Elbers & P.E.T. Douben 1993. Effecten van stoffen op de Nederlandse natuur: een inventarisatie. 92 p. f 25,-
- 006 J.J.W.M. Brouns, C. van der Kraan, E. Schurink, K.W. Smilde & H.J.P.A. Verkaar 1993. Saneringstechnieken in het landelijke gebied. 76 p. f 20,-
- 007 W. Schuring, A. Boekestein, K. Hulsteijn & F. Thiel 1993. De verdamping van stadsbomen; huidmondjesfrequenties en -afmetingen van enige voor het stedelijk groen interessante boomsoorten. 39 p. f 10,-
- 008 A.L.J. Wijnhoven 1993. Biologisch-ecologische studie 'De Warande' Oosterhout; de effecten van de bouw van 14 grote woonhuizen op de actuele en potentiële natuurwaarden van het zuidelijk deel van het recreatieoord 'De Warande'. 23 p. f 10,-
- 009 P.J.W. Hinssen 1993. Planning, gebruik en beheer van de stedelijke groene ruimte; een verkenning van de ontwikkelingen in de openbare groene ruimte, kwalitatief en kwantitatief, en een aanzet tot een systematiek voor de planning en evaluatie. 65 p. f 20,-
- 010 C.D. Léon 1993. Kwaliteit van en herstelparameters voor chemisch belaste ecosystemen. 185 p. f 45,-
- 011 F.J.J. Niewold 1993. Raamplan voor behoud en herstel van leefgebieden van korhoenders (*Tetrao tetrix*) in Midden-Brabant. 158 p. f 35,-
- 012 H. Siepel et al. 1993. De internationale betekenis van Nederland voor de fauna; 1. de terrestrische fauna. 234 p. f 60,-
- 013 H.C. Greven (red.). Bermbeheer Zuid-Holland; een beslismodel voor de ontwikkeling van natuurlijke vegetaties in wegbermen. 75 p. f 20,-
- 014 F.J.J. Niewold 1993. Effectiviteit bij de muskusrattenbestrijding; muskusratenvangsten tijdens een onderzoek naar onbedoeld gevangen dieren. 46 p. f 15,-
- 015 H.N. Siebel 1993. Bosontwikkeling in de Lauwersmeer. 27 p. f 10,-

- 018 L. Jans 1993. Inventarisatie van de natuurlijke verjonging van de dominante boomsoorten in het bosgebied van het park 'De Hoge Veluwe'. 61 p. f 20,-
- 019 N.H. Edelenbosch & P.W. Goedhart 1993. Een methode voor het bepalen van het aanwezige volume per rondhoutsortiment in een partij hout die op stam verkocht wordt; een studie voor de grove den. 46 p. f 15,-
- 020 N.C.M Maes 1993. Genetische kwaliteit inheemse bomen en struiken; deelproject: randvoorwaarden en knelpunten bij behoud en toepassing van inheems genenmateriaal. 88 p. f 25,-
- 022 T.A. de Boer 1993. Het gebruik van binnen- en buitenstedelijk groen in Utrecht. 101 p. f 35,-
- 023 H. Siepel et al. 1993. De internationale betekenis van Nederland voor de fauna; 2. De aquatische fauna. 112 p. f 35,-

# WADDENZEE

Toename bergingsvolume per kombergingsgebied tot 2050  
( in  $10^6 \text{ m}^3$  )

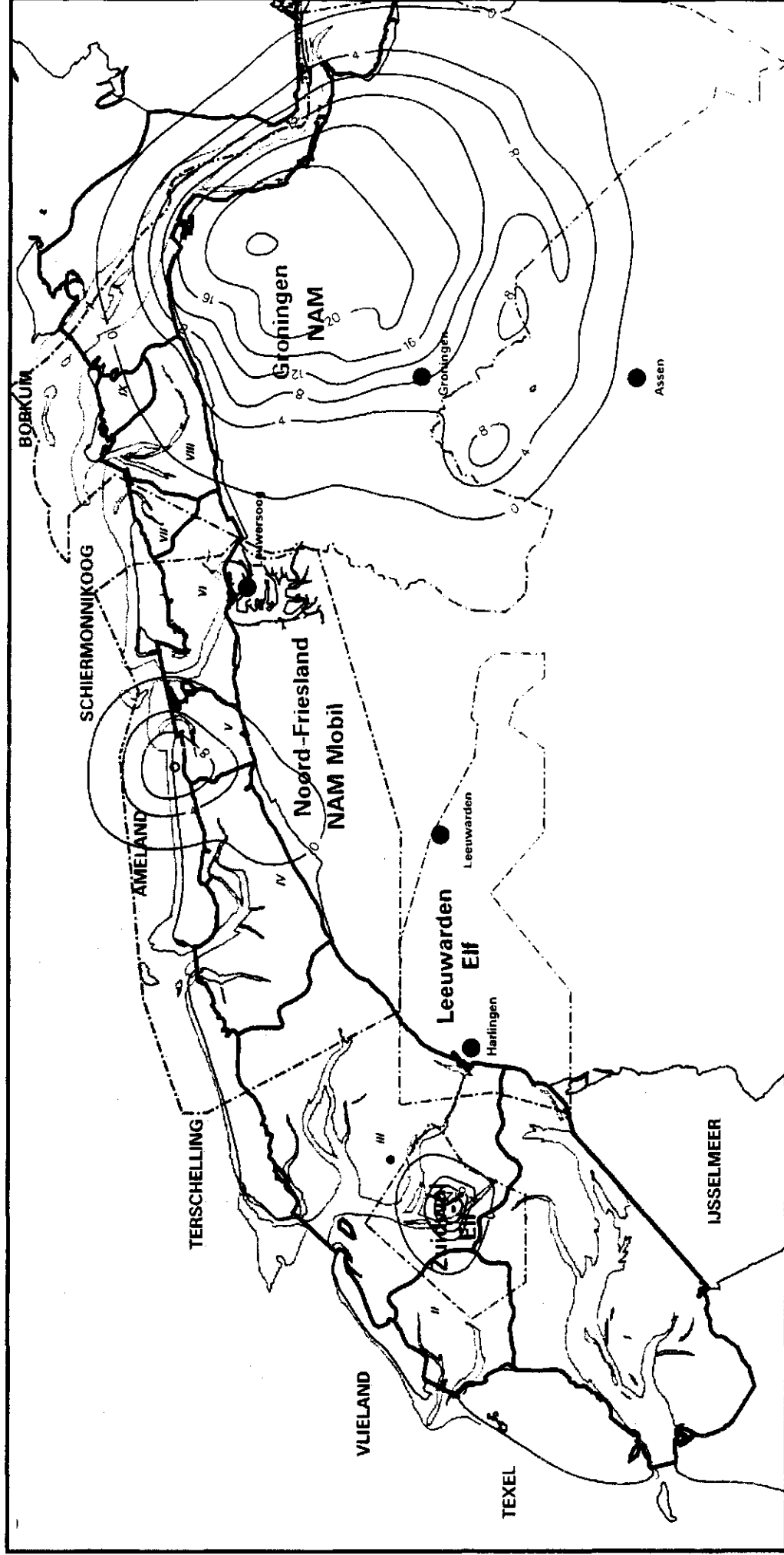


| IV    | Kombergingsgebied                                            |
|-------|--------------------------------------------------------------|
| 7.4   | Bergingsvolume ( in $10^6 \text{ m}^3$ )                     |
| (5.8) | Bergingsvolume bestaande productie ( in $10^6 \text{ m}^3$ ) |

# WADDENZEE

## Prognose bodemdaling in cm; situatie 2000

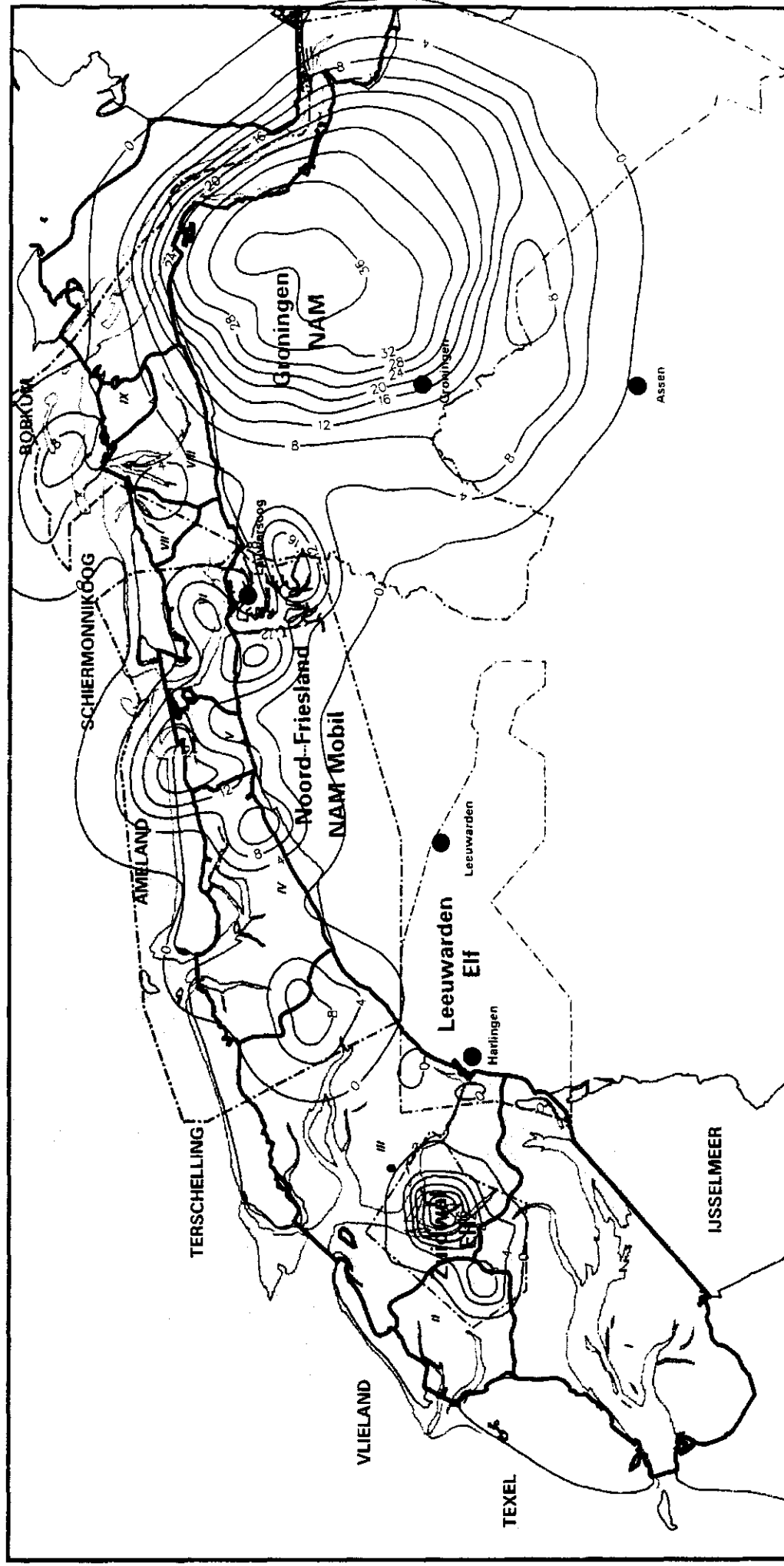
### Bestaande velden



# WADDENZEE

## Prognose bodemdaling in cm; situatie 2050

### Bestaande velden en prospects



## Prospects

