

De holocene ontwikkeling van de kustvlakte van Nederland

J. Bol en C.J. Homburg

Tijdens de Contactdag van de NGV op 24 februari 1996 te Utrecht hield dr. D.J. Beets een voordracht over de holocene ontwikkeling van de kustvlakte van Nederland (fig.1) naar aanleiding van een onderzoek van de Rijks Geologische Dienst naar het ontstaan van de kust. De uit dit onderzoek verkregen inzichten zijn van belang voor de strategie van onze kustverdediging. Het onderstaande is een bewerking van deze lezing.



Fig. 1: De Nederlandse kustvlakte (het verspreidingsgebied van de Westland Formatie).

Noordzee-land

Tijdens de laatste ijstijd, het Weichselien (ca. 110.000 - 10.000 jaar geleden), vond een teruggang (regressie) van de zee plaats. Tijdens het maximum van dit glaciaal, omstreeks 18.000 jaar geleden (= BP), lag het gebied van de huidige Noordzee door het lage zeeniveau grotendeels droog. De rand van de Scandinavische ijskap reikte ongeveer tot halverwege Jutland. Ten zuiden daarvan lag een toendra-achtig gebied, dat westwaarts tot Schotland reikte, dat in die tijd bedekt was met landijs. Maar ook tussen Noord-Schotland en de door een kleine ijskap bedekte Shetland-eilanden lag een ijsvrij gebied, dat onder meer de Orkney-eilanden omvatte (fig. 2).

Het hele Noordzeegebied, sedert het Devoon een dalingsgebied, diende voor de afwatering van het land eromheen. Dit "Noordzee-land" werd doorsneden door rivieren en stroomgeulen uit de voorlaatste ijstijd, het Saalien.

Het werd bewoond door onder meer mammoeten, wolharige neushoorns en rendieren, want het klimaat was dat van een subpolaire toendra-zone met korte zomers (gemiddeld 6-10 °C) en koude winters (gemiddeld onder - 8 °C). Wat nu Nederland is, lag toen hoger dan dit gebied, maar klimaat, vegetatie en dierenwereld waren hetzelfde.

Stijging van de zeespiegel

De zeespiegel is sinds die tijd met ongeveer 120 m gestegen. Die stijging was vooral het gevolg van het afsmelten van de ijskappen. Daarnaast is ongeveer 10 m het resultaat van tektonische bodemdaling.

De eerste tienduizend jaar van deze tot heden doorgaande transgressie was er een snelle stijging van ongeveer 75 cm tot soms meer dan 1 m per eeuw.

Tussen 8.000 en 7.000 jaar BP ver-

minderde dit tot ongeveer 60 cm, tussen 7.000 en 6.000 jaar BP tot ongeveer 30 cm en tussen 6.000 en 3.000 jaar BP tot 15 cm per eeuw. Na 3.000 jaar BP bleef de zeespiegel stijgen, maar slechts met ongeveer 5 cm per eeuw (fig. 3).

Omgeveer 10.000 jaar BP lag de kustlijn nog ten noorden van de Doggersbank, maar 1000 jaar later was er al een verbinding met het Kanaal, en was er dus iets van een Nederlandse kust, al lag die veel westelijker dan de huidige (fig. 4).

Getidebekkens

In die tijd van snelle zeespiegelstijging van 75 cm tot 1 m per eeuw drong de zee via de rivier- en beekdalen het in het glaciaal gevormde landschap binnen. Veel hoogteverschillen waren er in dat landschap niet, en zo ontstonden er grote getidebekkens. De wa-

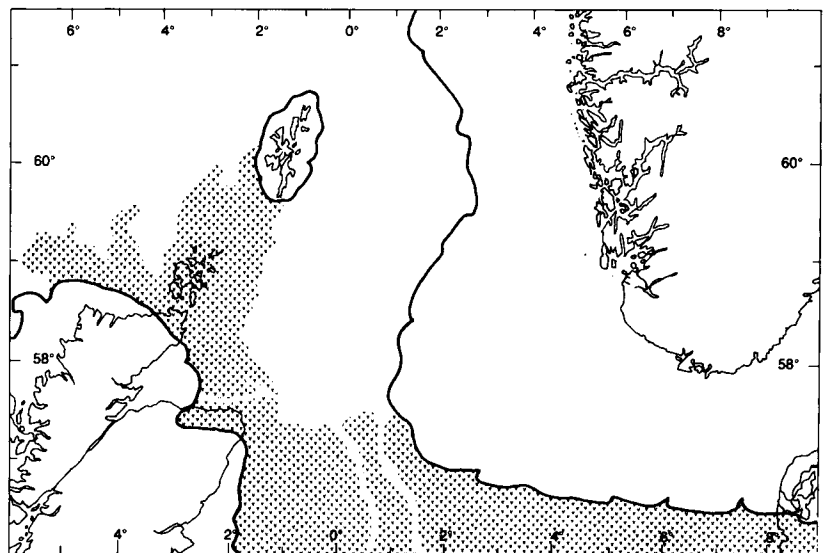


Fig. 2: Reconstructie van de geografie van de noordelijke Noordzee tijdens het maximum van het laatste glaciaal. Naar A. G. Dawson (1992).

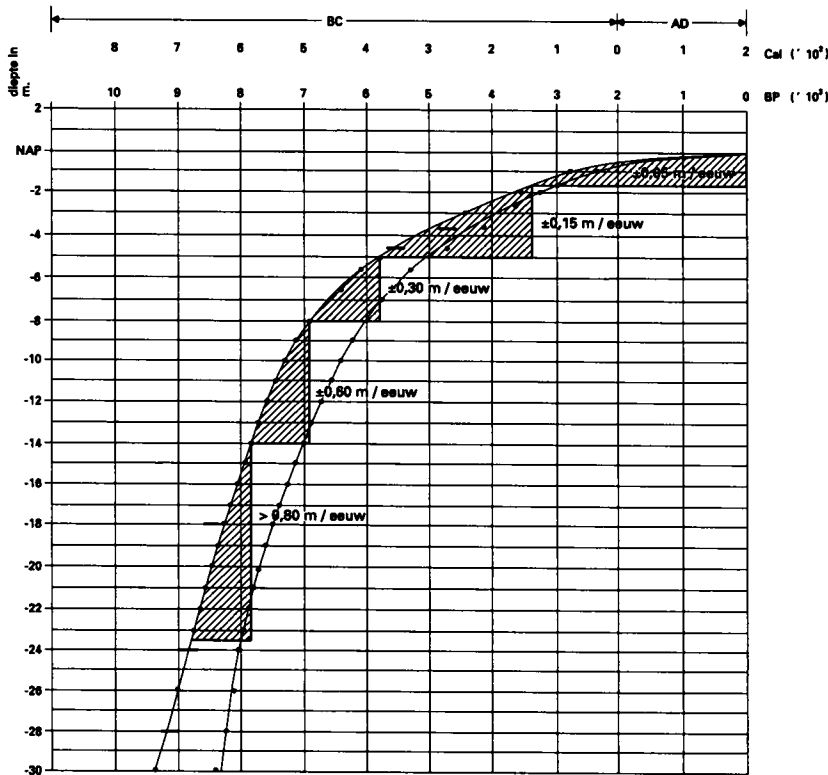


Fig. 3: Tijd/diepte-diagram met links de op basis van ¹⁴C-ouderdommen geconstrueerde zeespiegelcurve voor Holland (Jelgersma, 1979). Rechts daarvan een op basis van echte jaren (zonnejaren) daaruit berekende zeespiegelcurve.

Met behulp van beide curven kunnen de gemiddelde snelheden van de zeespiegelstijging berekend worden. Voorbeeld: Om de gemiddelde stijgsnelheid tussen 5.000 en 3.000 BP te weten projecteert men de snijpunten van de ¹⁴C-curve met de verticale tijdslijnen (BP) op de gecalibreerde curve. De zo verkregen punten geven verticaal de zeespiegelstijging en horizontaal het tijdsverloop in echte (gecalibreerde) jaren (Cal.)

terscheidingen tussen de beekdalen werden de begrenzingen tussen de eerste getijdebekkens. Zij vormden uitstekende kappen of landhoofden op de kust, die verbonden werden door schoorwallen als eerste kustvorm.

De landhoofden en de getijdebekkens waren (fig. 5):

- het zuidelijke getijdebekken van Zeeland met een landhoofd ter hoogte van Zeeuws-Vlaanderen. In het noorden werd het bekken begrensd door de Rijn-Maasvlakte. De Rijn, Maas en Schelde voerden namelijk zoveel sediment aan, dat ze de rijzing van de zeespiegel bij konden houden, zodat dit gebied niet in een getijdebekken

veranderde, maar tot landhoofd werd.

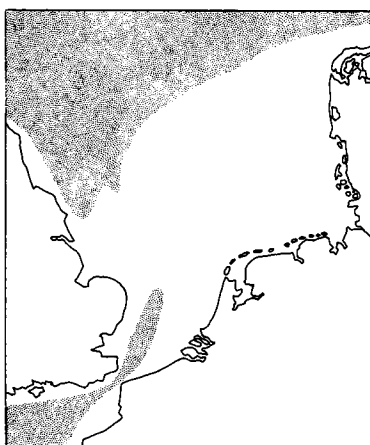
- het Hollandse getijdebekken, ten noorden daarvan. Het ontstond op de plaats waar de Overijsselse Vecht, de Eem en andere rivieren samenvloeden. Aan de noordzijde werd dit bekken begrensd door het landhoofd van het "Texel Hoog", dat zich bij een lage zeespiegelstand uitstrekte van een punt ten westen van de Hondsbossche zeevering tot bij Vlieland. Het omvatte dus het hele westelijke Waddengebied.

- het getijdengebied van de oostelijke Wadden, dat ontstond uit de dalakten van Hunze en Boorne.

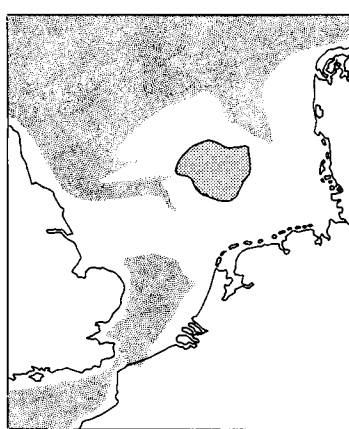
In een kustvlakte met uitgestrekte getijdebekkens scheidt een geringe zeespiegelstijging al snel een grote bergingsruimte voor sediment. Voor 6.000 jaar BP was de snelheid van de zeespiegelrijzing nog 60 cm per eeuw of meer. Hoewel juist toen de sedimentaanvoer zijn maximale waarde bereikte van gemiddeld 43 miljoen m³ per jaar, was deze niet groot genoeg om de zeespiegelrijzing te compenseren. Ten gevolge daarvan verschoven de getijdebekkens snel landinwaarts en de hele kust migreerde mee.

Sedimenttransport

Vooraf op het noord-zuid lopende deel van de kust ontstonden hierdoor optimale condities voor sedimenttransport. Het getij bracht vanaf de kust en uit de Noordzee zand en slied via de zeegaten de getijdebekkens binnen. Door de snelle terugschrijding



9.800 jaar BP



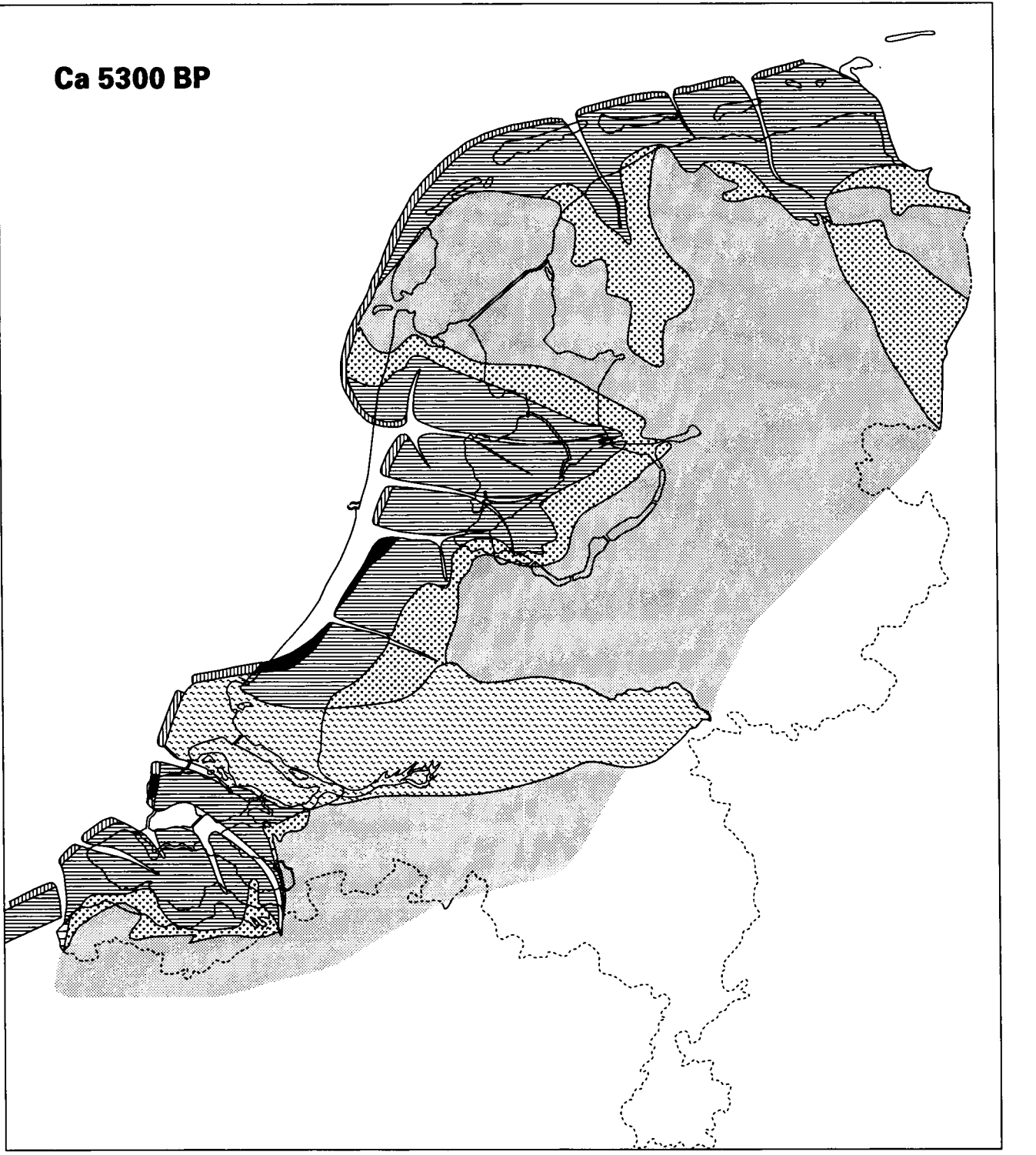
9.500 jaar BP









9.000 jaar BP

Fig. 4: Hypothetische kustlijnen in de Noordzee.

Ca 5300 BP



- | | | | |
|---|------------------------|---|-----------------------|
| Holoceen | | Pleistoceen | |
|  | getidebekkens |  | strandwallen |
|  | veengebieden |  | positie bekend |
|  | rievlakte en estuarium |  | positie verondersteld |

0 50 km

Fig. 5: Paleografie van Nederland rond 5.300 jaar BP. Naar Zagwijn, Beets e.a., 1991.

van de kust werd het langstransport sterk bevorderd.

Omdat de snelle terugschrijding een ondiepe Noordzee achterliet, waarin nog een grote hoeveelheid zand van de buitendelta's en vroegere kustposities was achtergebleven, was er ook een sterk, door golven veroorzaakt, dwarstransport.

Toch was die grote aanvoer niet voldoende om de tussen hoog en laag water gelegen wadplaten in stand te houden. Landwaarts van de binnendelta's die zich achter de zeegaten ontwikkelden werd weinig sediment aangevoerd en onstonden lagunes. Het achterste deel van deze lagunes ging geleidelijk over in een zoet getijdegebied met uitgestrekte rietvelden. Kwelders werden praktisch niet gevormd.

Stabilisatie van de kust

Toen na 6.000 jaar BP de snelheid van de zeespiegelrijzing drastisch afnam, kon de sedimentaanvoer van 27 miljoen m³ per jaar de zeespiegelrijzing wél bijhouden met als gevolg, dat tussen 5.500 en 3.500 jaar BP de Hollandse en Zeeuwse getijdegebieden geheel opgevuld werden, waardoor de zeegaten dichtslibden. De kust stabiliseerde zich en voor het Hollandse getijdebekken schoof deze zelfs 10 km verder westwaarts (fig.6.)

Doordat de zeespiegel bleef stijgen - alhoewel veel langzamer dan voorheen - steeg ook het grondwater in de voormalige getijdebekken en daardoor veranderden deze in moerassen, waarin veen ontstond. De zeegaten van het oostelijk Waddengebied bleven echter open en zelfs bleef de kust daar terugschrijden. Mogelijk was dit een gevolg van een andere ligging van dit gebied ten opzichte van de overheersende windrichting.

Stabilisatie van de kust betekende, dat de grote sediment-voorraad, die eerder door kustafslag in de zee terecht kwam, niet verder werd aangevuld. Mede daardoor kwam vanaf 5.500 jaar BP een proces op gang, waarbij de eerst nog duidelijk aanwezige landhoofden door langstransport recht getrokken werden en de Noordzee door dwarstransport en door-

gaande zeespiegelrijzing op zijn huidige diepte werd gebracht. Dit ging gepaard met het steiler worden van de onderwater-oever voor de Hollandse kust (fig 7).

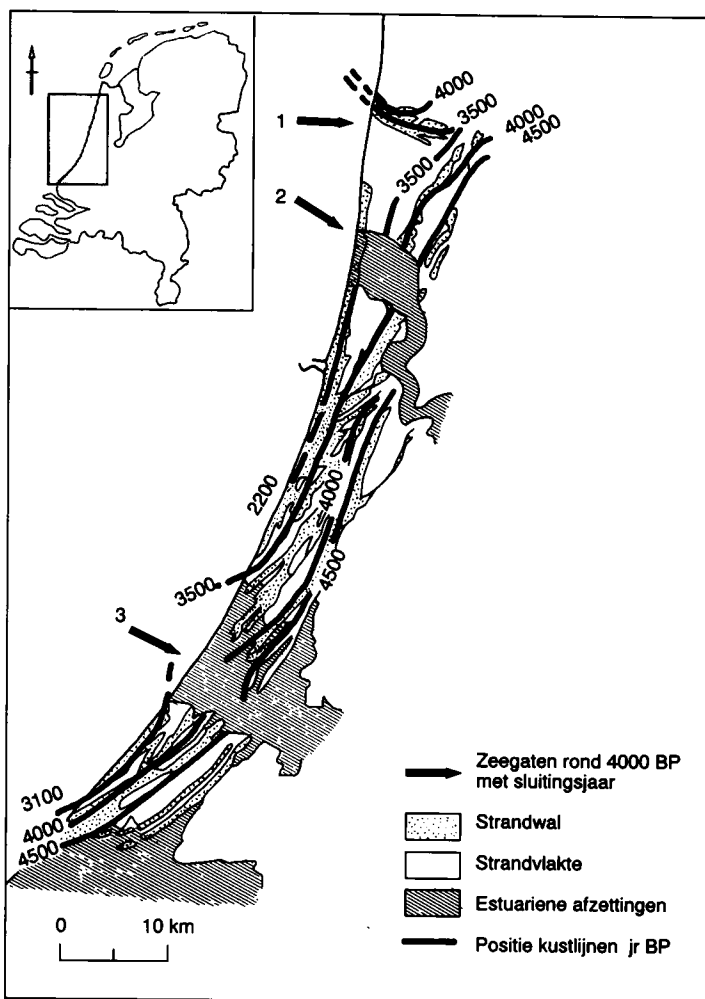
Rond 3.000 jaar BP was de mariene invloed in de kustvlakte het kleinst. Met uitzondering van enkele zeegaten in het oostelijk Waddengebied en de mondingen van Rijn, Maas en Schelde was de kust gesloten en deze beschermde een uitgestrekt veengebied.

Doorbraken en kustbescherming

De zandbronnen die de uitbouw van de Hollandse kust mogelijk hadden gemaakt raakten tegen die tijd uitgeput. De zeespiegel bleef echter stijgen, zij het met een gemiddelde snelheid van slechts 5 cm per eeuw. Er zou dus nieuw zand nodig zijn om die

stijging te kunnen compenseren. De sediment-aanvoer, die vanaf 3.000 jaar BP zakte tot gemiddeld 7 miljoen m³ per jaar, was daarvoor echter onvoldoende.

Als gevolg daarvan vonden in de Middeleeuwen op grote schaal kustinbraken plaats. Zeeland en het westelijk Waddengebied veranderden in getijdegebieden, de oostelijke Waddenzee breidde zich uit en ook in Holland vonden overstromingen plaats door doorbraken in de Kop van Noord-Holland en vanuit de Zuiderzee. In dezelfde periode werden de jonge duinen gevormd, wat een erosie van vooral de Hollandse kust betekende. In die tijd was de Nederlandse samenleving echter zo georganiseerd, dat er gezamenlijke, gerichte acties konden worden ondernomen om de kustlijn op zijn oude positie te handhaven.



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

Fig. 6: De uitbouw van de kust vanaf 4500-2000 jaar BP. Naar Beets e.a. (1991).

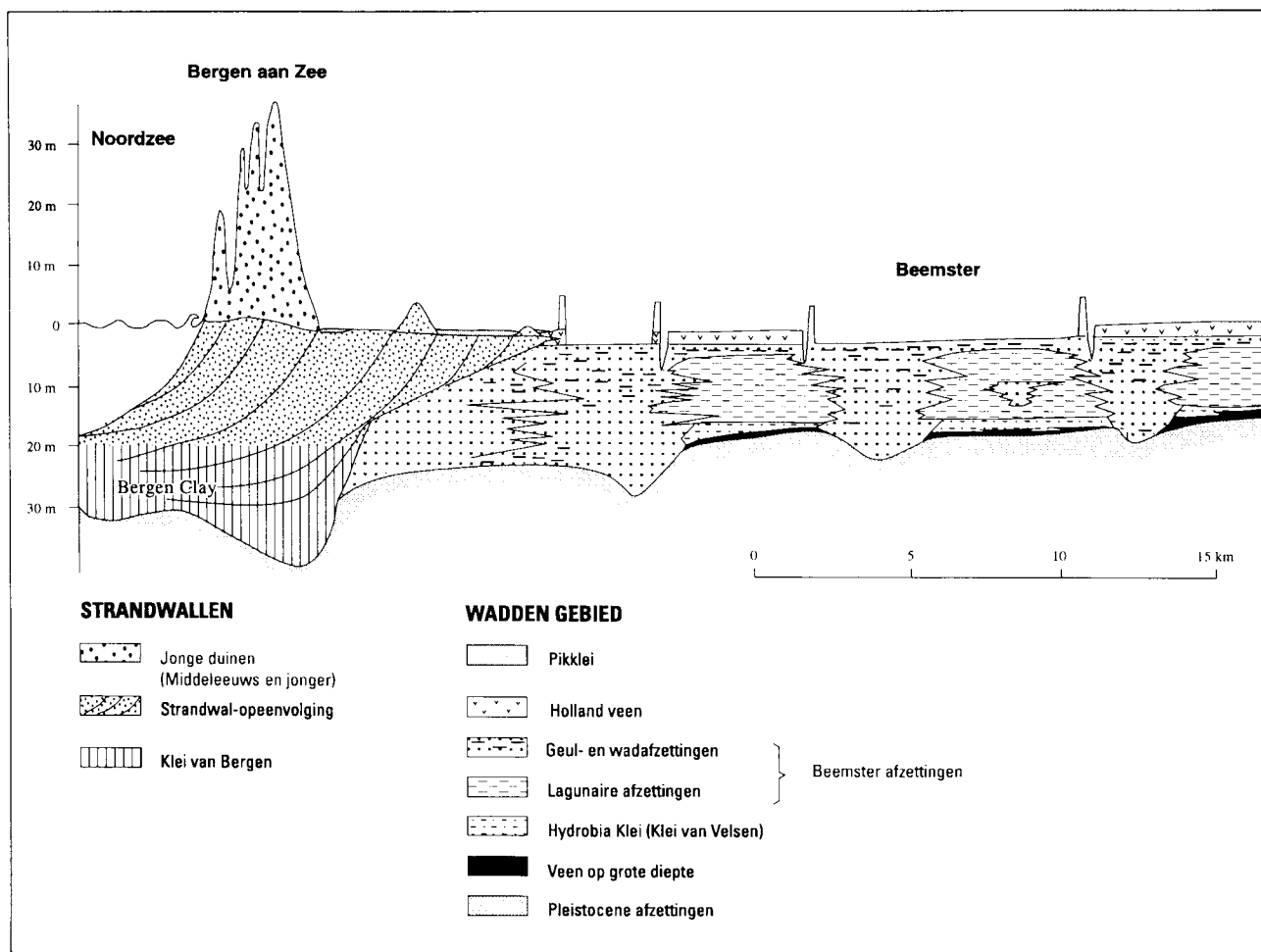


Fig. 7: Vereenvoudigd profiel door Noord-Holland met de belangrijkste holocene eenheden. Men lette op de allengs steiler verlopende onderwater-oever. Naar Van der Valk e.a., 1992.

Hoewel de hoeveelheden afgezet sediment regelmatig minder werden, moet men zich wel realiseren, dat er volgens berekeningen in het Holoceen op de Nederlandse kustvlakte in totaal 200 tot 250 miljard m³ sediment zijn afgezet, waarvan 70% bestond uit zand, 20% uit slib en 5% uit veen. Het overgrote deel daarvan werd geërodeerd uit de pleistocene ondergrond van de Noordzee en slechts ongeveer 10% werd aangevoerd door de Rijn.

Het besproken mechanisme komt in het kort hier op neer: bij snelle zeespiegelrijzing komt door kustafslag en kustteruggang zand in zee terecht. Dat zand wordt door getijdestromen in de wadengebieden gebracht. Door de snelle zeespiegelrijzing raakt dit wadengebied echter niet opgevuld, omdat het landverlies groter is dan de aanvoer.

In tijden waarin de zeespiegelrijzing veel minder snel gaat, wordt een ge-

deelte van dat zand weer gebruikt voor het opvullen van de zeegaten en de vorming van schoorwallen. Daarvoor raakt het zand op.

Nu door menselijk ingrijpen de huidige kustlijn zal worden gehandhaafd, kan er geen grote zandvoorraad in de Noordzee meer bijkomen. Toch ligt er nog genoeg zand om telkens bij kustafslag het strand te suppleren met grote hoeveelheden zand.

Hoewel dit zand telkens weer verdwijnt en opnieuw suppletie moet plaats hebben, is deze methode veel goedkoper dan het bouwen van grote kunstwerken.

Adressen van de auteurs

J. Bol
Kennemerstraatweg 154
1851 AV Heiloo

C.J. Homburg
Tarwekamp 4
1112 HD Diemen