

Strandwallen en Zeegaten langs de Hollandse kust

Th.B. Roep¹⁾, L. van der Valk²⁾ en D.J. Beets³⁾

**Waar de blanke top der duinen
schittert in de zonnegloed
en de Noordzee vriendelijk bruisend
Neerlands smalle kust begroet
juich ik aan het vlakke strand (2x)
Ik heb U lief mijn vaderland.**

Inleiding

Bovenstaand lied van P. Louwerse en Richard Hol maakt duidelijk welk een centrale rol de strandwal in Nederland speelt. Met de dijken biedt de strandwal de helft van Nederland, die onder de zeespiegel ligt, bescherming tegen de Noordzee. Een strandhotel, dat bij storm in zee valt is vandaag de dag evenzeer voorpaginanieuws in de kranten, als het was in 1741, toen de kerk van Egmond en de herberg 'De vergulde wagen' dat lot beschoren waren: 'de bedsteden hingen over het strand'. De strandwal bij Egmond, Callantsoog en op Texel wordt momenteel met bezorgd oog bekeken en het beleid van de overheid is er op gericht de kustlijn op zijn plaats te houden door zandsuppleties. Rijkswaterstaat laat daartoe zand opspuiten op het strand afkomstig uit de Noordzee, enkele kilometers uit de kust van diepten groter dan 20 m. De versnelling in de zeespiegelstijging van ca. 5 cm per eeuw voor 1850 tot 15 à 20 cm in de laatste eeuw, maakt de zaak er niet beter op; reden om de strandwal goed te onderzoeken. Daarbij komen vragen op, als: hoe oud is de strandwal voor de Hollandse kust, hoe is hij ontstaan, waar komt het zand vandaan, hoe snel stijgt de zeespiegel, welke processen spelen op de Nederlandse kust en andere. Dit artikel behandelt in kort bestek enige van deze vragen.

Processen

De belangrijkste processen in de Noordzee zijn golfwerking en getijdewerking. Zodra deze processen waterbewegingen aan de zeebodem veroorzaken sneller dan ca. 20 cm/s worden zandkorrels in beweging gebracht. Enkele effecten van deze processen kan men goed illustreren met een foto van het bij Heemskerk gestrande Chinese

schip Wan Chun (Fig.1). Een schets van de strandwal ter plaatse en een doorsnede worden gegeven in figuur 2.

Golfwerking

Sedimentbeweging door golfwerking gebeurt in de Noordzee op diepten kleiner dan ca. 25 m afhankelijk van de golfhoogte. Daar worden dan golfrib-

sec. Zulke hoge golven komen per jaar zeer zelden voor. Ongeveer driekwart van alle golven over het gehele jaar gemeten zijn lager dan 2 m met periodes tussen 3 en 7 sec. Van diep naar ondiep neemt de snelheid van de waterbeweging op de bodem toe, totdat bij een diepte van ca. 1.3 x de golfhoogte de golven breken. Hierdoor neemt de korrelgrootte van zand toe van diep

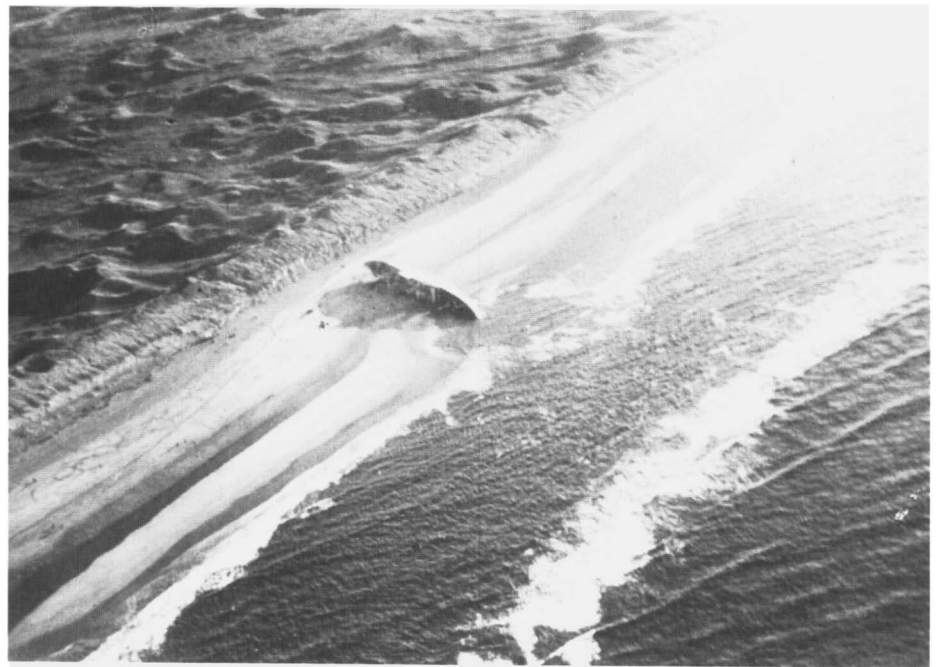


Fig. 1. Het in 1978 gestrande schip Wan Chun op het strand ter hoogte van Heemskerk, ca 5 km N. van IJmuiden. Opname van Th.H.M. van Doorn.

bels gevormd in het zand op de bodem. Dieper (en bij rustig weer ook ondieper) wordt slib afgezet uit suspensie; dit komt omdat de orbitale golfbeweging naar de diepte snel gedempt wordt. Alleen bij storm kan zand ook in dieper water bezinken uit suspensie, als stormlaagjes. De hoogste golven op de Noordzee, gemeten van lichtscheperen en booreilanden, zijn 6 à 7 m hoog en hebben een periode van 9

naar ondiep en veranderen de sedimentaire structuren van ribbels, via banken naar het vlakke strand (zie Fig.2). Welke structuren zich vormen hangt af van de hoogte van de golven, maar eveneens van de zeediepte. Bankenvormen zich in het algemeen ondieper dan 7 m. Op Fig.1 en 2 ziet men, dat schuimstrepen de plaats van onderzeese banken markeren. Op de dag, dat deze foto geno-

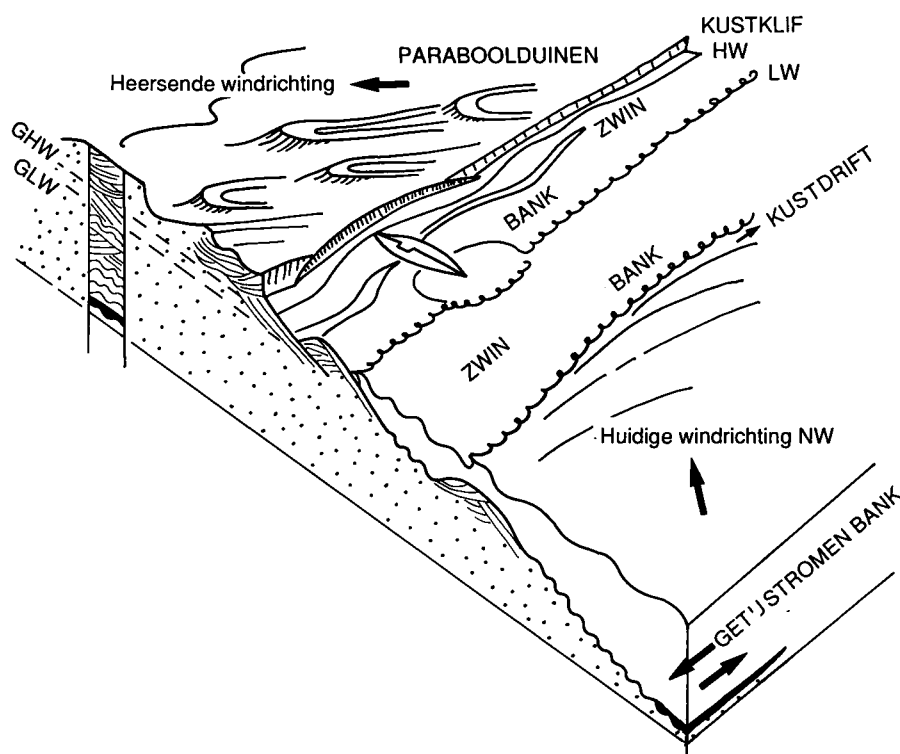


Fig. 2 Doorsnede van de strandwal ter hoogte van Heemskerk met illustratie van de facies verschuivingsregel (zie tekst).

men werd, kwamen de golven uit NW. richting. Ze worden boven de bank sterk afgeremd en gerefracteerd (dwz. de golfkammen draaien parallel met bank en de strandrichting). De golven slepen zand over de bodem landwaarts over de top van de bank, zodat het inwendige van de bank vnl. uit landwaarts gerichte scheve laagjes bestaat. De overblijvende golven zijn nu veel lager en kunnen op de zwinbodem golfribbels maken, totdat ook deze golven breken op het strand en vlakke, licht zeewaarts hellende lagen veroorzaken.

Afhankelijk van de windrichting is er een door de golven opgewekte reststroom langs het strand (zg. kustdrift) die grote hoeveelheden zand kan verplaatsen. Op de Hollandse kust is bij NW. wind de kustdrift naar het zuiden en bij ZW. wind naar het noorden gericht. Een klein netto overschot wordt naar het noorden verplaatst. Eisma (1968) toonde dit aan met behulp van de naar N. afnemende hoeveelheid Rijnzand op 't strand, herkenbaar aan het mineraal augiet uit de Eifel vulkanen. Op de Hollandse kust is er naast langtransport een belangrijk dwarstransport van zand. Dit is vooral af te leiden uit het voorkomen van kalkarm zand afkomstig van gestuwde Pleistocene zanden uit het hoge land van Texel. Dit zand komt alleen voor ten noorden van Bergen aan Zee en niet langs het hele strand.

Getijdewerking

Behalve golfwerking is ook getijdewerking een actief proces. Op de Noordzee is de getijdebeweging een afgeleide van die van de Atlantische Oceaan. De vloedgolf beweegt langs de oostkust van Engeland naar het zuiden en wordt vervolgens naar het NW afgebogen door opstuwend getij uit de Kanaalzone. Langs W-Nederland loopt de vloedbeweging naar het noorden en langs de Waddeneilanden naar het oosten. Bij eb draait de stroming om. Op de figuren 1 en 2 is te zien, dat het laagwater is. De laagwaterlijn wordt gemarkeerd door de schuimstreep van de branding op het strand en de hoogwaterlijn loopt langs de boeg van het schip. Langs de Hollandse kust varieert de getijbeweging 1.5 à 2 m in hoogte, om nabij Vlissingen en Delfzijl tot resp. 3.8 en 2.8 m op te lopen. Op Fig. 2 is met pijlen de eb en vloed stroomrichting langs de kust aangegeven. Deze stromingen bereiken enkele km 's uit de kust snelheden tot 1 m/s en transporteren grote hoeveelheden zand in grote ribbels over de zeebodem met vloed naar N. en met eb naar Z. (niet op Fig. 2 getekend). Zand wordt ook met de vloedstroom de zeegaten ingesleept en hoewel met de ebstroom veel het zeegat weer uitgevoerd wordt en afgezet in een buitendelta, wordt er toch netto meer naar binnen gebracht dan naar buiten. Dit

noemt men de 'zandhonger' van een waddegebied. Als deze hoeveelheid toegevoerd sediment groter is dan de ruimte, die door zeespiegelrijzing wordt gecreëerd, zal in de loop van de tijd een waddenzeer geheel gevuld worden met zand en klei. Dan is de komberging sterk verminderd en zal het zeegat verdwijnen, omdat de eb- en vloedstromen het zeegat niet meer open kunnen houden. Als de snelheid van de zeespiegelrijzing echter zodanig snel is, dat het aangevoerde sediment onvoldoende is om de waddegebieden op te vullen, zal vergroting van de komberging en blijvende 'zandhonger' het gevolg zijn. Veel van het zand voor de wadden komt uit de vooroever van de eilanden en voortgaande 'zandhonger' betekent onherroepelijk erosie en landwaarts verplaatsen van de eilanden. Getijstromen en golven zijn dus als het ware in een concurrentieslag gewikkeld om het zand. Is er grote komberging in een groot waddegebied dan is er een groot zeegat met grote buitendelta. Neemt de komberging af, dan nemen de snelheden van de getijstromen af en winnen de golven. De golven breken het krachtigst op de in zee uitstekende buitendelta's (denk aan de Razende Bol bij storm) en door kustdrift verplaatst het zand zich zodanig dat een vloeiende rechte kustlijn wordt gevormd. Een mooi voorbeeld hiervan, zag men na de bouw van de Grevelingendam, waardoor de getijdebeweging in het mondingsgebied gedempt werd. In enkele jaren vormden de golven de buitendelta om tot een zg. spit aan de zuidkant van Goeree (Kohsiek, 1988), die op den duur wel uit zal groeien tot een strandwal. Ook in het verleden, bij het ontstaan van de Hollandse strandwal, heerste dit spel van zeegat- en strandwalvorming, zoals we nog zullen zien.

Faciesverschuivingsregel

Als er strandaanwas is, dan verschuiven duin-, strand-, en zandbanken gedeels in zeewaartse richting. Als men dan een boring in de duinen zet, ziet men daardoor van beneden naar boven dezelfde sedimentstructuren, die men ook langs de kusthelling ziet. Figuur 2 illustreert deze belangrijke sedimentologische wet. Een mooi voorbeeld was onlangs te zien bij de bouw van een parkeergarage langs de Zwolsestraat te Scheveningen (Fig. 3). De put was in duinzand gegraven, maar bereikte in de vloer de voormalige strandzone en wel de licht zeewaarts hellende lagen van de top van het strand. Op de foto ziet men deze lagen horizontaal aangesneden als strepen op de bodem van de put. De ZW.-NO.

oriëntatie van de strepen geeft de toenmalige kustring aan. Behalve schelpen vonden we ook fossiel 'zeeschuim' oftewel de rugschilden van *Sepia* inktvis.

We schatten de ouderdom van dit fossiele strand op ca. 3000 jaar BP (dit zijn C14 jaren Before Present, voor 1950 AD). Bij het graven van de spuisluis te IJmuiden in 1971 ontstond een 8 m diep gat in duin- en strandafzettingen, zoals te zien op Fig. 4. Cm-dikke kleilaagjes in de bodem van de put wijzen op oorspronkelijke diepten beneden gemiddeld laagwater (GLW). Daarboven ziet men bankstructuren met naar links hellende scheve gelaagdheid (dus land naar links) en bijna horizontale naar rechts hellende lagen van het strand (dus zee naar rechts) en bovendien zwierige duinzandlaagjes. Een detail van de strand-duin-overgang bij IJmuiden Spuisluis ziet men in Fig. 5. De top van de strandzone herkent men aan de schelpen en het duinzand weer aan de zwierige scheve lagen zonder schelpen. Ook ziet men rietwortels uit een nat duinpannetje boven het strandzand. De schelpen gaven een C14 ouderdom van 2310 jaar BP en de wortels horen bij rietveen uit de Romeinse tijd. Fig. 6 geeft een schema van de Spuisluis ontsluiting in een zg. tijd-diepte diagram, dit is een diagram, waarin de hoogte van de zeespiegel tegen de tijd wordt afgezet. Met behulp van de sedimentstructuren in de Spuisluisput is een schatting gemaakt van GHW en GLW rond 300 v. Chr. (2310 BP), respectievelijk op +0.5 m NAP en -1.95 m NAP; bij een gemiddelde zeestand van ca. -1 m NAP. Na afzetting van het Spuisluisstrand steeg



Fig. 3. Fossielstrand uit ca. 3000 jaar BP op de bodem van een bouwput in Scheveningen in 1991; 500 m van de huidige kust. De bodem van de put ligt op ongeveer 0 m NAP.



Fig. 4. Foto van de bouwput voor de Spuisluis te IJmuiden. De positie van de zee is naar rechts. Schelpen uit de fossiele strandzone geven een C14 ouderdom van 2310 jaar BP. Zie voor een schets met hoogteligging Fig. 6. Opname RGD.

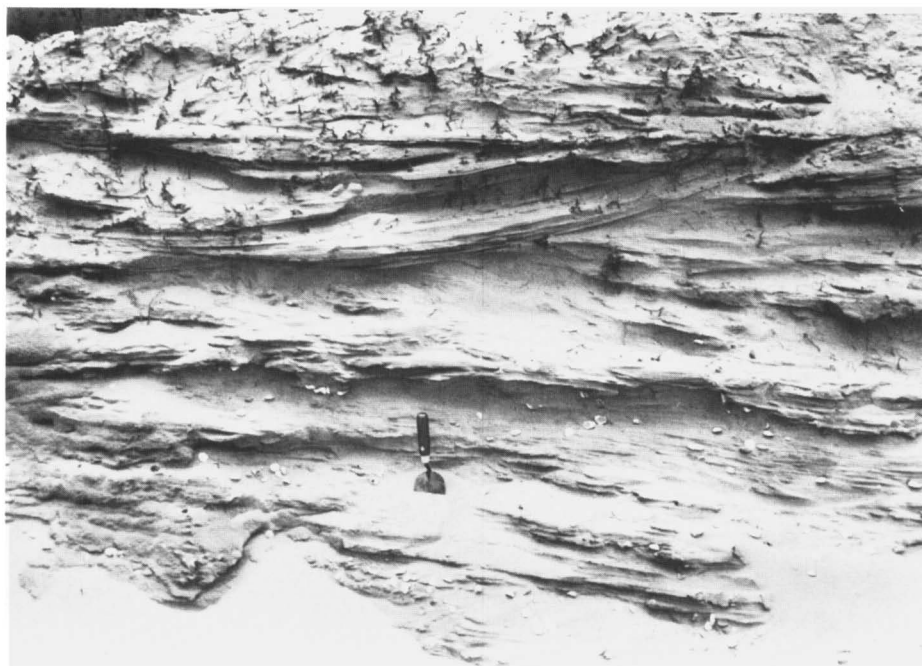


Fig. 5. Detail van Fig. 4 met de overgang van strandzand met schelpen naar duinzand met zwierige gelaagdheid.

de zeespiegel dus nog ongeveer 1 m. In de figuur is bovendien een reconstructie gemaakt van de stijging van GHW en GLW en het gemiddeld zeeniveau voor de hele Nederlandse strandwal op grond van veel meer gegevens (Roep en Beets, 1988). Hieruit blijkt, dat er sedert 5500 jaar voor heden een zeespiegelstijging van ca. 6 m was. Al eerder was op een heel andere manier de zeespiegelrijzing in Nederland bepaald met behulp van hoogte en ouderdom van het zg. Basisveen (Fig. 7). Na de ijstijd rees de zeespiegel van de Noordzee over het Pleistocene

landoppervlak en tegelijk rees ook de grondwaterspiegel en daardoor een gordel van moerasveen (Basisveen). Beide curven van Fig. 6 en 7 sluiten goed op elkaar aan en maken vooral duidelijk dat er een geleidelijk naar snelle afname is in de snelheid van stijging tussen 6000 en 5000 BP.

Kustontwikkeling 8000-5500 BP

Zo'n tienduizend jaar geleden stond de zee vele tientallen meters lager dan tegenwoordig en lag de kust in de omgeving van de Doggersbank (Fig. 8). Nog

veel water was opgesloten in de ijskappen, die gedurende de laatste ijstijd grote delen van vooral het noordelijk halfrond bedekten. Het afsmelten van die ijskappen veroorzaakte wereldwijd een snelle zeespiegelrijzing en een min of meer continu landwaarts verschuiven van de kustlijnen.

Aanvankelijk was de snelheid van zeespiegelrijzing hoog: tot 6000 jaren voor heden iets meer dan 1 m per eeuw. Kustvormen uit die tijd zijn niet bewaard gebleven maar werden door de oprukkende zee steeds weer verspoeld. Men dient zich daarom te realiseren dat de kustlijnen, die in figuur 8 gegeven worden, hypothetisch zijn en gebaseerd op de huidige bathymetrie van de Noordzee. De figuur laat goed zien hoe klein en ondiep de zuidelijke Noordzee aanvankelijk was, en dat had belangrijke consequenties voor getij en golven. Modelberekeningen tonen aan dat bij een ondiepere Noordzee de getijdestroming sterk wordt afgeremd waardoor het getijverschil op de kust aanzienlijk kleiner was dan de huidige. Dit betekent dat de capaciteit van het getij om zand en slib te transporteren eveneens kleiner was. Een lagere zeespiegelstand had eveneens effect op de golfhoogte waardoor ook de golven minder efficiënt het zand kustwaarts transporteerden.

De zee bereikte West-Nederland rond 8000 jaar voor heden en drong de dalen van het flauw golvende laat-glaciale landschap binnen. De top-Pleistoceenkaart (Fig. 9B) laat in West-Nederland twee oost-west-lopende dalen zien: de zuidelijke is het dal van Rijn en Maas, de noordelijke de samenvloeiing van een lokaal afwateringstelsel, waarvan beken als de Overijsselse Vecht, Eem en Beilerstroom nu nog de restanten zijn. Dit laatste dal is gescheiden van de naar het noorden afwaterende dalen van Boorne en Hunze door de hoogte van Texel waarvan de keileemopduikingen van Gaasterland, Den Oever en Texel de ruggegraat vormen. Ieder van deze gebieden heeft gedurende het Holoceen een eigen ontwikkeling die althans ten dele tot op de dag van heden te onderkennen is. Kort samengevat kan er het volgende over gezegd worden:

1. Rijn en Maas stroomden tot het begin van het Subboreaal (5000 BP) door hetzelfde dal en voerden voldoende zand en slib mee om dit dal, ondanks de snelle zeespiegelrijzing op te vullen en de zee buiten te houden. Als na 5000 j. BP de snelheid van zeespiegelrijzing zo sterk is afgenomen dat de sedimentaanvoer de laatste overtreft zal de Rijn zijn loop verleggen naar Lei-

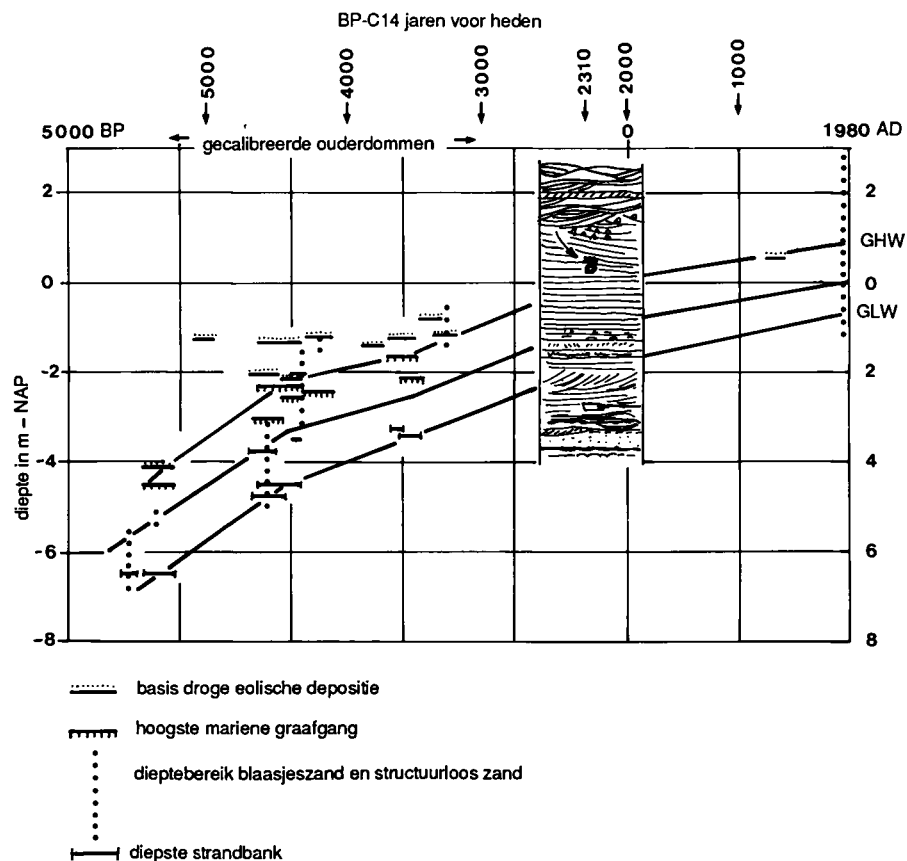


Fig. 6. Tijd-diepte-diagram van de bouwput Spuisluis IJmuiden (zie Fig. 4). De figuur geeft tevens zeespiegelrijzing van gemiddeld hoog- en laagwater, gebaseerd op andere gegevens van de strandwal. Naar Roep & Beets, 1988.

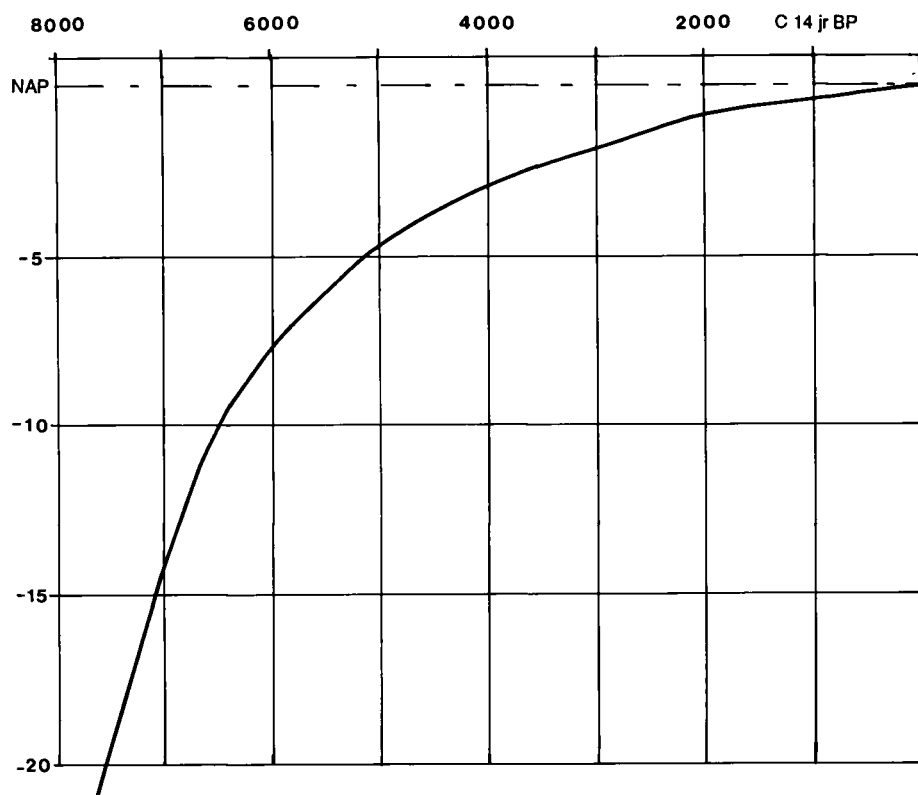


Fig. 7. Zeespiegelrijzing sedert 8000 jaar BP. Naar Jelgersma, 1979, Van der Plassche 1982 en Van der Plassche & Roep, 1989.

den. Het vroegere Rijn en Maas mondingsgebied steekt dan uit in zee en zal een bron van zand blijven voor de kust verder noordelijk.

2. In tegenstelling tot dat van Rijn en Maas, verdringt het dalpatroon van de Overijsselse Vecht en wordt het een getijdegebied gescheiden van de open zee door een schoorwal. Rond 8000 BP komt de zee het dal binnen. Naarmate de zeespiegel rijst neemt het gebied in omvang toe tot het rond 5000 BP geheel centraal Noord-Holland en het IJsselmeergebied tot in de Noord-oost-polder omvat (Fig. 10). Gezien de grootte van dit gebied is de aanvoer van sediment via de zeegaten lange tijd onvoldoende om de zeespiegelrijzing te compenseren, en het is dit gebied dat zich de langste tijd als getijdegebied kan handhaven (zie ook Fig. 14).

3. Door de hogere ligging van het Pleistocene oppervlak en de nabijheid van de grote rivieren ontwikkelt de voormalige waterscheiding tussen de twee rivierdalen zich in detail wat anders dan het getijdebekken van Noord-Holland. Het voorkomen van rietkleien overgaand in rivierkleien en de plaatselijke inschakeling van rietvenen tussen de wadafzettingen in de omgeving van Zoetermeer en Leiden (zie ook Fig. 13) toont aan dat in dit veel kleinere getijdegebied sedimentaanvoer wat meer in evenwicht was met de zeespiegelrijzing.

4. De hoogte van Texel vormt lange tijd een zandige kaap en dus een bron voor sediment op de Hollandse kust. De verbinding van het Waddengebied met het Flevomeer, het restant van het grote getijdegebied van Noord-Holland komt pas rond Romeinse tijd tot stand via het Vlie.

Aanvankelijk was de getijdestroming nog zo gering dat de aanvoer van slib en zand via de zeegaten volstrekt onvoldoende was om de zeespiegelrijzing bij te kunnen houden. In deze tijd wordt de Klei van Velsen afgezet onder lagunaire (= niet droogvallende) omstandigheden in een heldere zee die nog zo weinig slib bevat, dat wieren en andere lichtvragende planten op de bodem groeiden. In het achterland gaat deze lagune geleidelijk over in een zoetwatermoeras waarin zich veen vormt. Met stijgende zeespiegel schuiven deze facieszones oostwaarts waardoor wij de Klei van Velsen op dit 'Basisveen' vinden.

Met doorgaande stijging van de zeespiegel nam de getijdeslag op de kust geleidelijk toe en breidde het getij-

degebied achter de schoorwal zich uit. Hierdoor nam de hoeveelheid water dat tweemaal daags de lagune in- en uitstroomde eveneens toe en, aangezien de grootte van de doorsnede van de zeegaten in evenwicht is met de hoeveelheid water die er per getij doorheen stroomt, betekende dit dat de grootte en het aantal geulen na 7000 jaren BP geleidelijk toeneemt en dat de vroegere lagune zich tot een wadden-zee ontwikkelt. Deze ontwikkeling bereikt zijn hoogtepunt kort na 6000 jaren BP: de kust van Holland wordt dan doorsneden door tenminste 6 zeegaten, van zuid naar noord gelegen bij Rijswijk, Leiden, Hoofddorp, Haarlem, Uitgeest en Alkmaar (Fig. 10 en 11). Vooral de laatste twee zeegaten die de monding vormen van geulsystemen van het nu zeer grote getijdegebied van Noord-Holland zijn te vergelijken met zeegaten als het huidige Marsdiep en Vlie. Door de toegenomen getijdestroming is de sedimentaanvoer groter geworden en wij zien in centraal Noord-Holland de ontwikkeling van zandige geulsystemen, geflankeerd door zandige wadden. Verder van de geulen wordt vooral klei afgezet; daar is de aanvoer van sediment nog onvoldoende om de nog steeds forse stijging van de zeespiegel te compenseren. Door dit tekort aan sediment gaat het getijdebekken aan zijn randen over in zoetwatermoerassen met veenvorming.

Echter na 6000 BP neemt de snelheid van zeespiegelrijzing geleidelijk af en dat betekent dat de balans tussen sedimentaanvoer door de getijstrooming via de zeegaten en de ruimte voor sedimentatie die geschapen wordt door de zeespiegelrijzing langzaam gaat veranderen. Omdat delen van de getijdegebieden opslibben verliezen de geulen hun komberging en verzanden de zeegaten. Tussen 6000 en 5000 BP verdwijnen de toevoergeulen voor het Zuidhollandse wadgebied, met uitzondering van de geul van Leiden die verbinding krijgt met de Rijn en na 4000 BP zal uitgroeien tot de belangrijkste Rijntak. De geulen ten noorden van Haarlem verzanden tussen 4500 en 3300 BP. Hier blijft alleen het Oer-IJ open, omdat dit de monding van een andere, veel minder belangrijke Rijntak wordt, de Vecht.

Tot de sluiting van de zeegaten was de kust van Holland erosief en verschoven de eilanden tussen de zeegaten landwaarts, omdat al het aangevoerde zand in de wadgebieden verdween ter compensatie van de zeespiegelrijzing. Nu echter kan het door golven en getij aangevoerde zand gebruikt worden om na aanpassing van de morfologie de kust westwaarts te verleggen, waar-

bij de buitendelta's van de voormalige zeegaten een belangrijke bron voor zand blijken te zijn. Het voormalige getijdebekken wordt een geweldig zoetwatermoeras met op den duur uitgestrekte hoogveenkussens, het Hollandveen.

Kustontwikkeling 5500-2000 BP

Deze periode is gekarakteriseerd door twee samenhangende ontwikkelingen tijdens de vertraagde zeespiegelstijging:

1. Er is een voortgaande reductie van het aantal zeegaten van zes (kort na 6000 BP) tot drie rond 4000 BP (nl. Oude Rijn, Oer-IJ en zeegat van Alkmaar-Bergen) tot twee rond 2000 BP (nl. de twee Rijntakken Oude Rijn en een sterk op retour zijnd Oer-IJ).

2. Er is uitbouw of progradatie van de kustlijn tussen Naaldwijk en Bergen van oost naar west, waarbij jongere strandwallen zich langs de oude voegen tot een strandwal complex, dat nu maximaal 8 km breed is (Fig.12). Het zand komt van twee uitspringende kustgedeelten nl. de hoogte van Texel, N. van Bergen aan Zee en de oude Rijn-Maasmond, Z. van Naaldwijk, die continue geërodeerd worden.

In deze periode is het meer en meer golfwerking, die de vormgeving van de strandwallen gaat bepalen met kenmerkende lange ongebroken kustlijnen. In het strandwallenpatroon heeft elk der drie genoemde zeegaten rond 4000 een ander effect. De Oude Rijn voerde water en zand aan en de deltamonding vertoont daarom naar buiten uitbuigende strandwallen; het Oer IJ voerde via de Vecht vnl. water aan, zodat zich alleen een erosieve estuariene geul vormde met matige zandhonger (ongeveer vergelijkbaar met de huidige Westerschelde, maar op kleinere schaal en met geringer getijverschil); het Alkmaar-Bergen zeegat tenslotte toont sterk naar binnen buigende strandwallen, die de zandhonger van het er achter liggende Noordhollandse getijbekken verraaft (vergelijk Marsdiep en de huidige Waddenzee). Het is niet zo dat elk kustgedeelte van de strandwal met gelijke snelheid zeewaarts uitbouwde. Dit komt door de verschillende tijdstippen en plaatsen waar zand vrijkomt (nl. afhankelijk van de zandaanvoer van de grote rivieren, de positie van de Rijnmond, het tijdstip van afsluiten van zeegaten, het herverdelen van buitendelta's van verschillende grootte en de vorm van de Pleistocene ondergrond).

Progradatie van de strandwallen

Fig.12 toont de positie van de kustlijnen

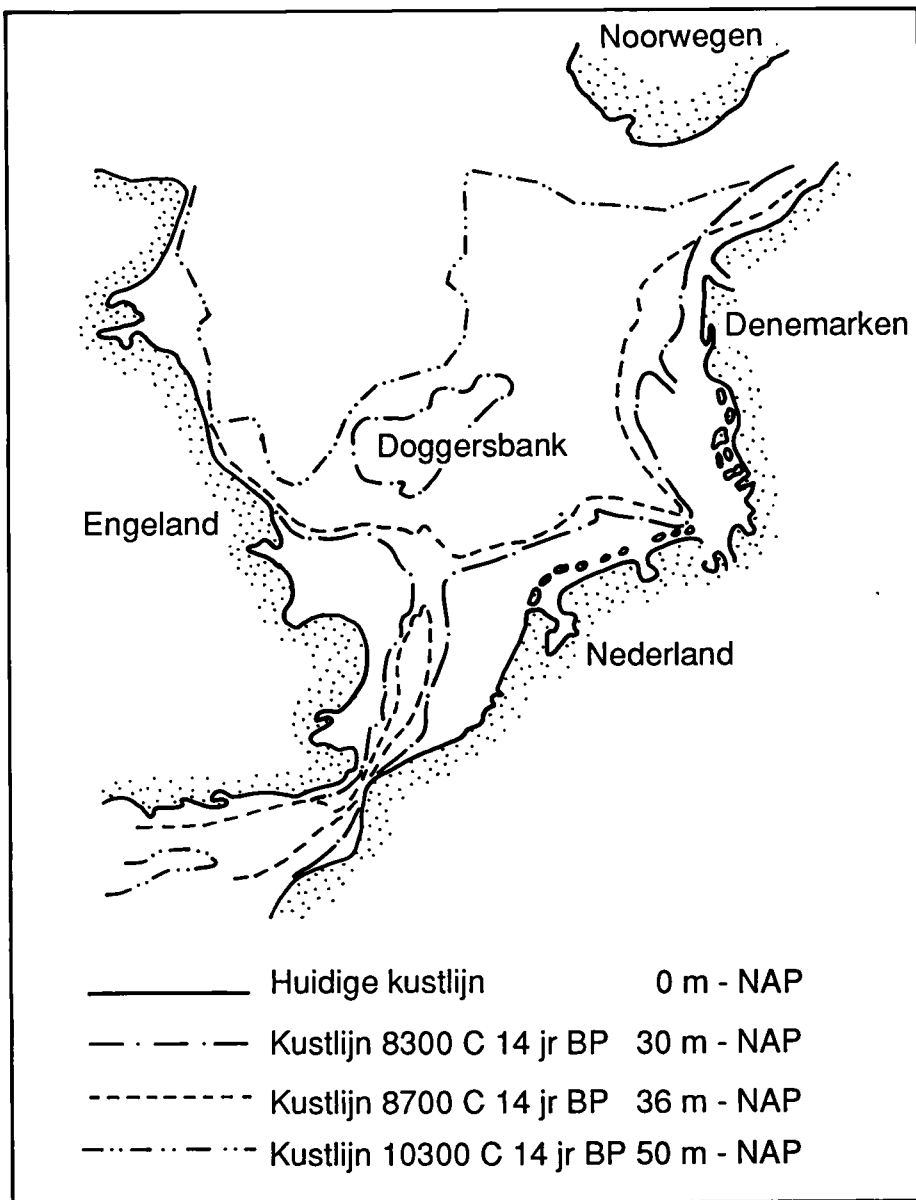


Fig. 8. Kustlijnverloop in de Noordzee bij de rijzende zeespiegel. Naar Jelgersma 1979.

in de strandwalafzettingen rond 4500, 4000 en 3500 BP plus de positie van de drie genoemde zeegaten in die tijd (Beets et al.1991). De oudst bewaard gebleven strandwal ten W. van Naaldwijk ontstond rond 5500 BP, die ten oosten van Alkmaar rond 4500 BP, dus zo'n duizend jaar later. Toen de kust ten oosten van Alkmaar zich rond 4500 BP westwaarts ging verleggen was de kust bij Naaldwijk al 3 km uitgebouwd. Geen wonder, want hier lag de toenmalige delta van Rijn en Maas, wat de golven de gelegenheid gaf het zand door middel van kustdrift om te vormen tot strandwallen. Profiel Fig. 13 (Van der Valk, 1992) geeft een doorsnede door de strandwal ter hoogte van Wassenaar en Voorschoten. We zien dat in dit gebied de uitbouw van de strandwal begint rond 5000 BP en dat deze erosief ligt op oudere wadafzettingen en moerasveen, toen de kust nog ver naar het westen lag. De aanwezige ri-

vierklei wijst op de nabijheid van de grote rivieren. Ten opzichte van een schematisch profiel over Egmond en Heiloo (Fig.14) zijn de afzettingen bij Wassenaar dunner, omdat de Pleistocene ondergrond ondieper zit (= Pleistocene plateau van W. Nederland, zie Fig. 9B). De doorsnede boven het oude Pleistocene dalsysteem (Fig.14), toont de diepere ligging daarvan en daarom dikkere lagune- en wadsedimenten, minder veenlagen en het met klei gevuld restant van het grote Alkmaar- Bergen zeegat, beneden de prograderende strandwal. Deze zg. Klei van Bergen komt hierna nog ter sprake. Het in tijd meest gedetailleerde profiel (Fig.15) toont een doorsnede direct ten zuiden van Haarlem. Deze doorsnede is gebaseerd op 11 boringen en 28 C14 dateringen van schelpen van verschillende diepten (Van der Valk,1992). Om de 200 jaar zijn tijdlijnen geconstrueerd, die een beeld van

de kusthellingen geven. Het blijkt, dat op deze plaats:

1. de kustlijnen naar het westen jonger worden (progradatie)
2. er in de loop van de tijd kustversteiling optrad, met name na 3600 BP, doordat de uitbouw in steeds dieper water plaatsvond. Ook de hoeveelheid Oud Duinzand neemt in de tijd toe.
3. de tijdlijnen 3600 en 2600 oudere lijnen afsnijden; er was dus in die tijden ook kustlijnerosie.
4. de jongste tijdlijn is 2200 BP en de jongste datering in de boring 1960 BP. Er was dus tot deze tijd, de Romeinse tijd, flinke progradatie. Zoals we nog zullen zien is de kustlijn nooit meer dan 1 of 1.5 km verder naar buiten geweest. Door latere erosie is niet precies te bepalen wat er precies gebeurd is, maar het is de algemene opvatting, dat de progradatie in de Romeinse tijd of kort daarna tot stilstand kwam. We komen hier nog op terug.

5. de hoogteligging van het veen van - 4.5 m in het oosten oploopt naar + 3 m in het westen. Dit is een gecombineerd effect van de zeespiegelrijzing (zo'n 5 m) en grondwaterstijging wegens verbreding van de duingordel.

Geschiedenis van de zeegaten

Omdat het geologisch onderzoek heeft laten zien, dat de huidige configuratie van de kust mede veroorzaakt is door het al dan niet bestaan van zeegaten, volgt nu kort de geschiedenis van de verdwijnende zeegaten Oude Rijn, Alkmaar- Bergen en Oer- IJ.

Oude Rijn (ca 5000 BP - 1100 AD)

Rond 5000 verlegde zich de hoofdtak van de Rijn naar een meer noordelijke positie (Oude Rijn) tussen Utrecht, Woerden, Leiden en Katwijk, waarschijnlijk omdat zo een kortere weg ontstond. Deze verlegging kan voorbereid zijn doordat een uitloper van een getijde geulcontact maakte met een laag liggend komgebied van de Rijn ten westen van Utrecht. Zo ontstond een kortsluiting tussen Rijn en kust, die gedurende 4000 jaar stand hield. Rond de jaartelling werd nl. de Lek meer en meer de hoofdtak van de Rijn, totdat de Oude Rijn rond 1100 AD gesloten raakte. De werkzame Oude Rijn liet zijn sporen duidelijk na in het patroon van de naar zee uitbuigende strandwallen. Met name tussen 4000 en 3500 ziet men de toenemende hoeveelheid zand aan de sterke zeewaartse uitbui- ging (Fig. 12). In detail zijn er nog ster-

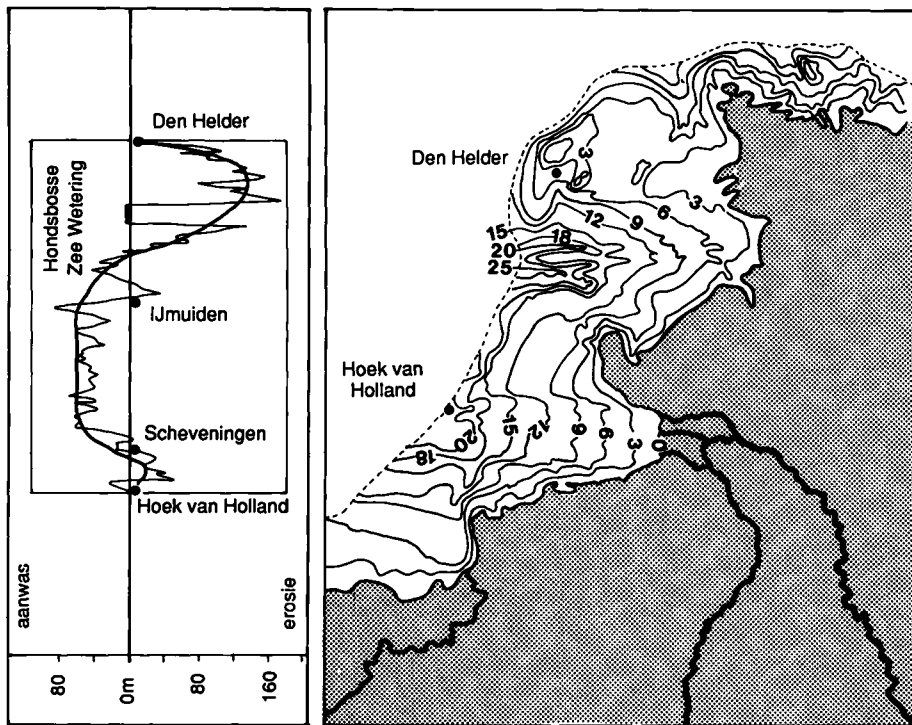


Fig. 9. Aanwas en afslag van de kust in de laatste honderd jaar in relatie met het Pleistocene oppervlak. Naar Edelman, 1967; Zagwijn, 1986 en Beets et al., 1991.

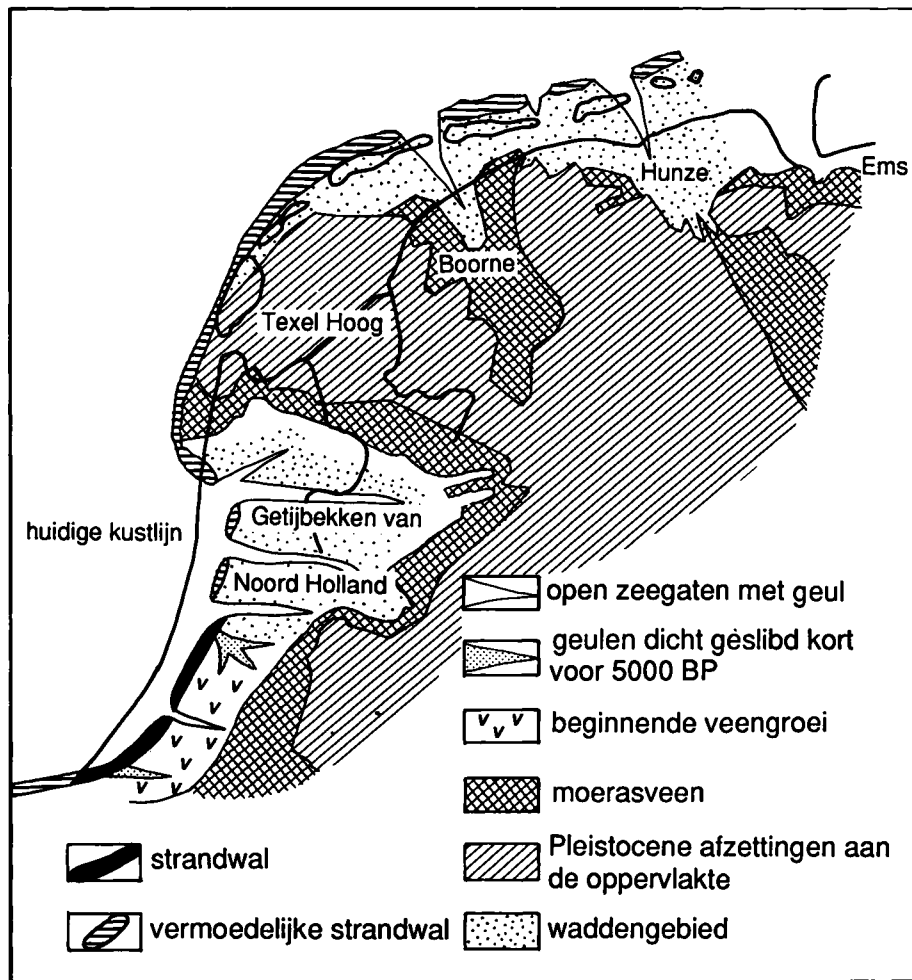
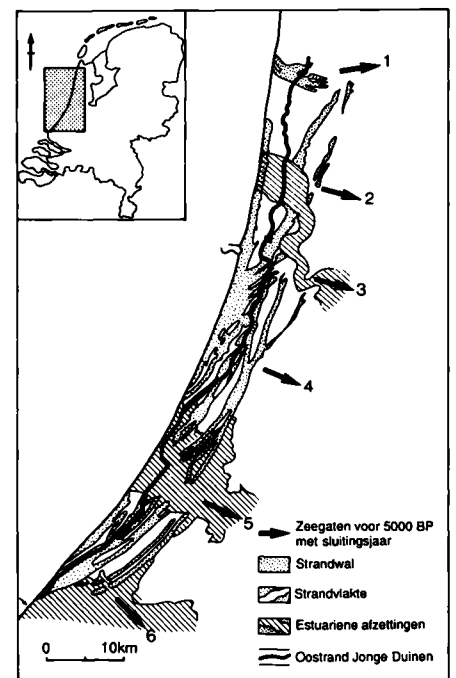
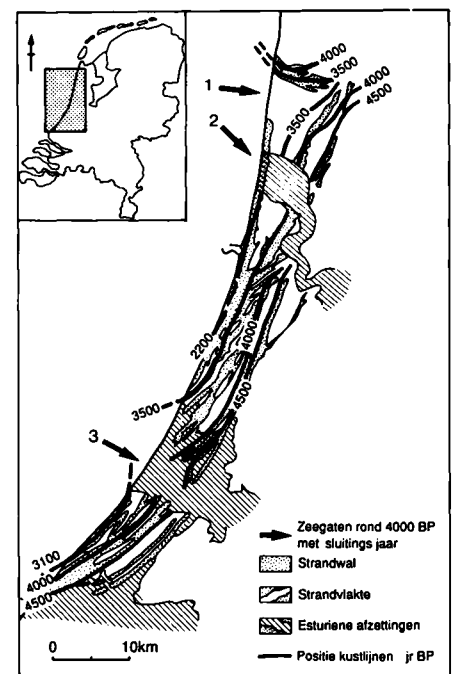


Fig. 10. Paleogeografie van Noord-Nederland rond 5000 jaar BP. Naar Zagwijn, 1986 en Beets et al. (1991).



- 1 Alkmaar / Bergen (3300 BP)
- 2 Uitgeest (4500 BP)
- 3 Oer iij (2000 BP)
- 4 Hoofddorp (4000 BP)
- 5 Oude Rijn (1100 AD)
- 6 Rijswijk (5500 BP)

Fig. 11. Kaart van strandwallen, Oude duinen en Jonge duinen met positie van zes zeegaten rond 6000 BP. Naar Jelgersma et al. (1970). En beets et al. (1991).



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

Fig. 12. Kaart van strandwallen met positie van drie zeegaten rond 4000 BP en kustlijn posities 4500, 4000 en 3500 jaar BP. Naar Beets et al. (1991).

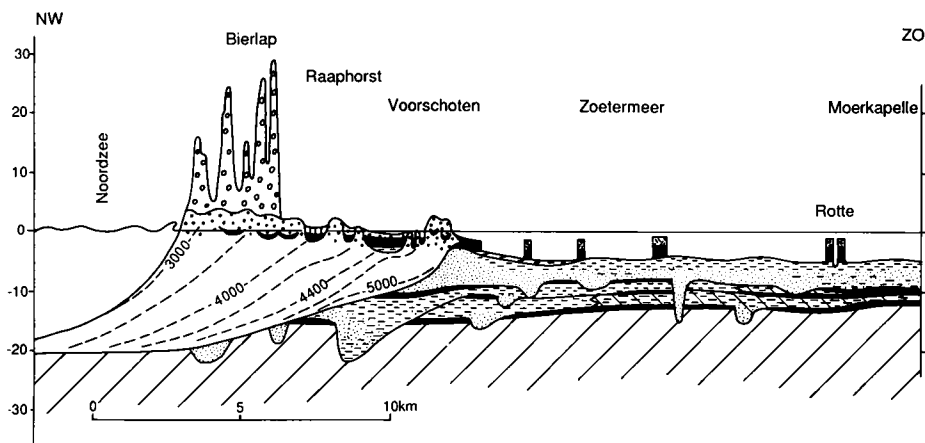


Fig. 13. Profiel Voorschoten-Moerkapelle. Naar Van der Valk (1992)

ke verschillen in uitbouw snelheden ten zuiden en ten noorden van de Oude Rijnmond. In het zuiden is de uitbouw enkele honderden jaren vroeger begonnen, is daar aanvankelijk sneller en daarna weer langzamer dan in het noorden. Tussen 3800 en 2200 BP ziet men ook de invloed van de noordgerichte kustdrift. Dit zand is vooral afkomstig van de in die tijd sterk geeroodeerde oudere Rijn delta mond bij Rotterdam. Tengevolge van de zandtoevoer door de kustdrift verplaatste zich ook de monding van de Oude Rijn steeds verder naar het noorden. De uitstroming verliep volgens een stelsel van vertakkende geulen van zo'n 10 m diepte. De zuidelijkste geul lag rond 2200 BP ter hoogte van Katwijk en was sedert 3800 BP 7 km opgeschoven (ofwel 4.4 m per jaar). Nu worden die oudere geulen onder het duinzand van de Wassenaarse Slag gevonden. Grind uit het mondingsgebied van de Oude Rijn vindt men niet in het zuiden maar in telkens geringere hoeveelheden wel tot aan IJmuiden. Ook dit is weer een argument voor noord gerichte netto kustdrift.

Zeegat van Alkmaar-Bergen

De positie van dit voormalige zeegat wordt fraai gemarkeerd door het patroon van de naar binnen buigende strandwallen op Fig.12. Spectaculair is de fossiele haakwal van Bergen, die door zuidgerichte kustdrift ontstond. Deze situatie is vergelijkbaar met de recente haakwal aan de zuidkant van Texel grenzend aan het Marsdiep. Ook hier begon de strandwalvorming in het zuiden en wel rond 4500 BP bij Uitgeest toen geul 2 van Fig.11 dichtging en de buitendelta daarvan door NW gerichte kustdrift omgevormd werd tot een uitbouwende strandwal. De geschiedenis van het zeegat kan in twee fasen verdeeld worden. Tijdens de

eerste fase was de komberging van het Noordhollandse getijbekken maximaal en vormde zich een diepe ZW-NO. gerichte 5 tot 8 km brede geul, ge-

flankeerd door ondiepe platen. Na 4400 BP nam de komberging snel af door opvulling van het Noordhollands getijbekken, zuidelijk van de lijn Alkmaar-Hoorn met sediment, zodat het veel kleinere waddegebied van het oude land van West Friesland overbleef, die een veel kleiner zeegat behoeft. Verkleining van de geul vond plaats door uitbouw van de kust vanuit het zuiden (strandwal van Heiloo) en het noorden (haakwal van Bergen) en afzetting van shelfmodder (Klei van Bergen) in het diepste deel van de geul. Uiteindelijk blijft er een ondiep en smal (1.5 km) zeegat over, dat nog tot ongeveer 3300 BP functioneerde. Na 3300 is ook het waddegebied van West-Friesland vol gesedimenteerd met klei en zandige geulen. Spoedig daarna stonden deze zandige geulen door klink als lage rugen in het terrein en hierop kwam reeds vanaf 3275 BP bronstijd bewoning voor (Roep en van Regteren Altena, 1988).

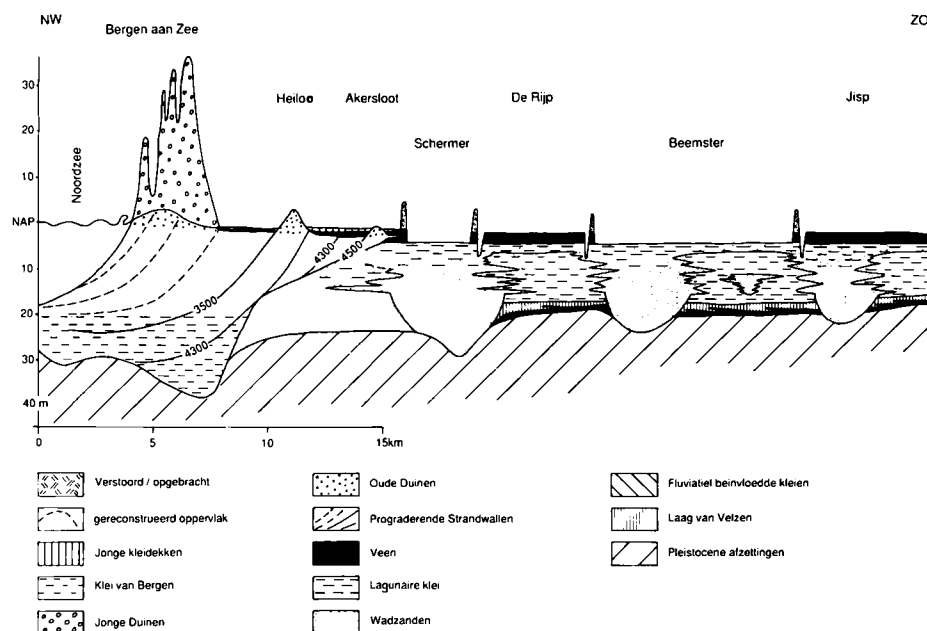


Fig. 14. Schematisch profiel Egmond-Heiloo.

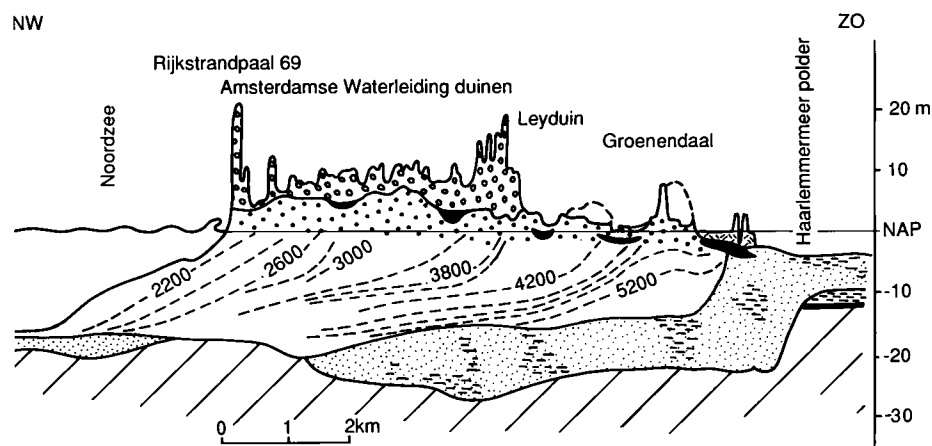


Fig. 15. Profiel ten zuiden van Haarlem. Naar Van der Valk (1992)

Oer-IJ

Het Oer-IJ is als gezegd naast de Oude Rijn de tweede Rijntak en wel de uitmonding van de Vecht (Zagwijn 1986). Als estuarie was het vooral actief tussen 3000 en 2200 BP en mondde uit bij Castricum (Westerhoff et al. 1987). Ook dit zeegat vertoonde door noordgerichte kustdrift een sterke verlegging naar het noorden. Kort voor de Romeinse tijd vermoedelijk, vloeide het meeste water van de Vecht via het Flevomeer naar het Vlie en bleef er alleen een uitlaat naar zee zoals af te leiden valt uit de bouw van het Romeinse vlootstation Velsen in 16 na Chr. onder keizer Tiberias, dat reeds ca. 28 na Chr. werd verlaten (Morel, 1988). Ook in de tijd van de Vikingen is er vermoedelijk nog een klein zeegat, dat in elk geval dicht raakte rond 1100 AD bij de vorming van de Jonge Duinen (zie hierna).

Kustontwikkeling 2000 - heden

In deze tijd zijn de meest opvallende ontwikkelingen:

1. verlegging van de voornaamste tak van de Rijn, de Oude Rijn bij Katwijk naar de Lek bij Rotterdam (zie boven).
2. einde van de min of meer algemene progradatie van de strandwallen (zie 2200 BP tijdlijn op Fig. 12) en omslag naar meer erosie.
3. ontstaan van de Jonge Duinen en definitieve afsluiting van Oude Rijn en Oer-IJ.
4. ontstaan van Marsdiep en van de Zuiderzee.

Meestal kan in de (geologische) geschiedenis het meest gezegd worden van de meest recente ontwikkelingen. In het geval van de strandwallen is dit niet zo, want het grootste deel van de afzettingen uit deze tijd is geërodeerd bij het naar binnen komen van de kust. Het bewijsmateriaal is dus verdwenen. Vanaf 1600 AD liggen de zaken beter, omdat er goede kaarten gemaakt werden. Hiermee en met andere historische gegevens kon Ligtenberg (1990) de situatie van 1600 en 1750 AD op kaarten weergeven. Na 1850 zijn de zaken nog preciezer bekend door de jaarlijkse opmetingen van Rijkswaterstaat (zie beneden). Het moeilijkste is de geschiedenis tussen de Romeinse tijd en ongeveer 1300 AD. Wel zeker is dat de grootste kustafslag plaats vond in het zuiden en het noorden van de Hollandse kust door erosie van de oude zandbronnen voor de monding van de grote rivieren en bij Texel. Veel dorpjes in het mondingsgebied van

Maas en Rijn zijn door erosie verdwenen (Hendericx, 1983). De erosie is ook duidelijk te zien op Fig. 12 aan de afsnijding van de oude kustlijnen (tijdlijnen) door de recente kust. Grote veranderingen vonden ook plaats rond de Oude Rijnmond bij Katwijk. Hier lag nog een flink estuarie in de Merovingische tijd dat met name actief was enige tijd voor 1150 AD. Het meest spreken- de voorbeeld van erosie is wel het verdwijnen van Brittenburg bij Katwijk (naar de huidige opvatting een versterkte Romeinse nederzetting uit de late 2e en vroege 3e eeuw; De Weerd, 1986). Een gedeelte van Brittenburg werd door de zee in 1520 van onder de duinen blootgespoeld en de laatste resten verdwenen in de 18e eeuw definitief. Mogelijk ligt het nu 300 à 400 m in zee.

Jonge Duinen

Bekijkt men de profielen Fig. 13 t/m 15 dan ziet men een enorme massa duinzand liggen op de Oude Duinen met hun bodems en veeninschakelingen. De hoofdmassa van die Jonge Duinen werd als een zandzee in enkele honderden jaren aangevoerd (Zagwijn, 1984). De totale hoeveelheid Jong Duinzand werd berekend door Pool en Van der Valk, 1988, op 1.5 miljard kubieke meter. Als men dit zand terugplaatst in zee dan zou de kustlijn 1 à 1.5 km zeewaarts opschuiven. Het is nog steeds niet duidelijk waarom en wanneer de grootschalige activiteit begon. Op kleinere schaal is er sprake van actieve, naar het binnenland oprukkende duinen in de 10e eeuw of wat vroeger bij Egmond (= IJ-mond) en de Geest (= zandgebied) bij Naaldwijk. Het is veelzeggend, dat deze activiteit vooral plaatsvond in de buurt van openingen in de kust. Als verklaring voor het ontstaan van de Jonge Duinen heeft men gedacht aan klimatologische invloeden (droogte en stormactiviteit; maar tot nog toe heeft men nog nimmer droogteverschijnselen als veraarding en scheurvorming in de kustvenen gevonden). Men heeft ook gedacht aan doorgaande zeespiegelrijzing of juist een tijdelijke daling en aan beïnvloeding door de mens (ontginning, landbouw, begrazing door vee). Vermoedelijk is het proces van Jonge Duinvorming (dat overigens aan veel Europese duinkusten heeft plaatsgevonden) een reactie op een combinatie van factoren. Zoals we al gezien hebben is een van de langlopende ontwikkelingen van de Hollandse kust een geleidelijke versteiling door uitbouw in dieper water, schaarser worden van de zandbronnen en doorgaande zeespiegelrijzing. Hierdoor kunnen de golven niet meer bij de zandvoorraad komen en

zand naar de kust voeren. Bij een steilere kust veroorzaken golven grotere schade aan de kust omdat ze minder geremd worden. Als dan in de zee een grote bres wordt geslagen, kan het grondwater in de duinen aangetapt worden, zodat ze verdrogen en grootschalige stuifactiviteit opgang kan komen. Men kan het geheel zien als een 'evenwicht onder spanning', waarin een kleine oorzaak een groot gevolg kan hebben.

Marsdiep

Zeer grote kustveranderingen traden op in de Noordkop van Noord-Holland (Schoorl, 1973). In de 9e en 10e eeuw ontstond het Zijper zeegat en in de 12e eeuw ontstonden Heersdiep en Marsdiep. Het Heersdiep heeft zijn maximum grootte in de 14e eeuw en is rond 1500 onbelangrijk geworden. De Zijpe wordt bedijkt in 1560. Het Marsdiep wordt vooral vergroot bij de St. Julianavloed van 1164 en de Allerheiligenvloed van 1170 AD ten koste van veenland. Overstromingen van dorpjes op 't Balgzand hadden plaats in de 12e eeuw. Toch was het Marsdiep, dat nu een van de grootste zeegaten van Nederland is, evenals het Vlie in 1240 nog zo ondiep, dat zeeschepen ten dele verladen moesten worden in lichters (Westenberg, 1974). Het meest recente overzicht van de ontwikkelingen van het Marsdiep is van Sha (1990).

Kustuitbouw en afslag sedert 1850 AD

Vanaf 1850 heeft Rijkswaterstaat jaarlijks bij elke km-strandpaal de kustaanwas en -afslag gemeten (Fig. 9A). Ten zuiden van Scheveningen en ten noorden van Egmond overheerst afslag en daartussen in overheerst aangroei. De maximale afslag bij de Hondsbossche is 170 m in deze periode en de gemiddelde aanwas in het kustgebied tussen Scheveningen en Egmond 60 m. Vergelijkt men deze grafiek met het kaartje van de hoogteligging van het Pleistocene landoppervlak, dan is het verrassend te merken, hoe het patroon van afslag overeenkomt met de oude dalsystemen en het patroon van aangroei met de positie van de oude waterscheiding ertussen.

Summary

After a short review of wave and tidal processes working on the Dutch coast, an example is given of the rule of facies shift (Walther's Law) in a coastal sequence and its use in the construction of a sealevel rise curve for the barriers (Fig. 1 to 6). The paleogeographic evo-

lution of the W Netherlands is sketched in three steps: between 8000, 5500 and 2000 BP. The first period is characterised by a rapid sealevel rise of more than 1 m per century (Fig. 7). The North Sea transgresses a Pleistocene topography with broad valleys and intervening heights. The southernmost valley is mainly filled in by river sediments from Rhine and Meuse and the northern one mostly by tidal deposits from the sea. Around 6000 six major tidal inlets existed (Fig. 10). Hereafter sealevel rise diminished and tidal basins were filled in gradually, which reduced the tidal volume and the dimensions of the inlet. More and more the activity of waves became dominant in the morphological expression. Between 5500 - 2000 BP prograding of coastal barriers is the most conspicuous feature, combined with a reduction of inlets from six to two. Figure 12 shows a map of the coastal barriers with the position of the coastline around 4500, 4000 and 3500 BP. Three cross-sections are presented (Figs. 13-15). After 2000 BP erosive processes were dominant. Progradation stopped some time after 2000 BP, marking the end of a trend of steepening coastal gradients (since 3600 BP) and increase of the amount of Older Dune sand. Large amounts of Younger Dune sand covered the older coastal barrier deposits since the tenth century AD or slightly earlier. Within a few centuries 1.5 km³ of Younger Dune sand was deposited, closing the remnants of the Old Rhine estuary and the Oer-IJ. From this amount of sand the coastal retreat is inferred to have been 1 to 1.5 km. The reasons for Younger Dune formation are still not well understood. Erosion of the steep coast leading to seaward drainage of the Older Dunes could be an important trigger in combination with other factors as drought, agriculture and grazing. Finally the pattern of coastal retreat and accretion in the last hundred years is linked with the Pleistocene paleorelief in the subsurface (Fig. 9).

Adressen van de auteurs:

¹⁾ Instituut voor Aardwetenschappen, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam

²⁾ Rijks Geologische Dienst, Richard Holkade 10, Postbus 157, 2000 AD Haarlem

³⁾ Voorhaven 76, 1135 BS Edam

Literatuur

- Beets, D.J., Van der Valk, L. & Stive, M.J.F., 1991. Holocene evolution of the coast of Holland. *Mar. Geol.* (in press).
- De Weerd, M.D., 1986. Recent excavations near the Brittenburg: a re-arrangement of old evidence. *Studien zu den Militär Grenzen Roms III*, 13th Int. Limes Kongres Aalen, 1983. *Forsch. Ber. Vor- und Frühgesch.* in Baden-Württemberg 20, Stuttgart, p. 284-290.
- Edelman, T., 1967. Systematic measurements along the Dutch Coast. *Proc. 10th Conf. Coast. Eng.*: 489-501.
- Eisma, D., 1968. Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek of Holland and the island of Vlieland. Thesis Groningen; Brill, Leiden, 267 pp.
- Henderickx, P.A., 1983. De beneden-delta van Rijn en Maas; landschap en bewoning van de Romeinse tijd tot ca 1000. Amsterdam.
- Jelgersma, S., 1979. Sea-level changes in the North Sea Basin. In: Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (eds.): *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Uppsala Symposium. Univ. of Uppsala, A.Q.C. 2*, 233-248.
- Jelgersma, S., de Jong, J., Zagwijn, W.H. & Van Regteren Altena, J.F., 1970. The coastal dunes of the western Netherlands. *Geology, vegetational history and archeology. Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S.*, 21, 93-167.
- Kohsiek, L.H.M., 1988. Reworking of former ebb-tidal deltas into large longshore bars following the artificial closure of the tidal inlets in the Southwest of the Netherlands. In: De Boer, P.L., Van Gelder, A. and Nio, S.D. (eds.) *Tide-influenced sedimentary environments and facies. Reidel Publ. Comp., Dordrecht*, 113-122.
- Ligtendag, W.A., 1990. Van IJzer tot Jade; een reconstructie van de zuidelijke Noordzee kust in de jaren 1600 en 1750. *Rijkswa-terstaat, 's-Gravenhage*, 55 pp.
- Morel, J.M.A.W., 1988. De Vroeg-Romeinse versterking te Velsen 1; Fort en Haven. Thesis Amsterdam; 482 pp.
- Pool, M.A. & Van der Valk, L., 1988. Volume berekening van het Hollandse en Zeeuwse Jonge Duinzand. *Rijks Geologische Dienst. BP 10705, Rep. 882657*.
- Roep, Th.B. & Beets, D.J., 1988. Sea level rise and paleotidal levels from sedimentary structures in the coastal barriers in the western Netherlands since 5600 BP. *Geol. Mijnb.* 67, 53-60.
- Roep, Th.B. & Van Regteren Altena, J.F., 1988. Paleotidal levels in tidal sediments (3800 - 3635 BP); Compaction, sealevel rise and human occupation (3275-2620 BP) at Bo-venkarspel, NW Netherlands. In: De Boer, P.L. et al. (eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies (Reidel Publ. Comp., Dordrecht)*, 215-231.
- Schoorl, H., 1973. Zeshonderd jaar water en land. Wolters-Noordhoff, Groningen, 534 p.
- Sha, L.P., 1990. Sedimentological studies of the ebb-tidal deltas along the West Frisian Islands, The Netherlands. Thesis Utrecht, *Geol. Ultraiectina*, 64, 159 pp.
- Van de Plassche, O., 1982. Sea-level change and water-level movements in The Netherlands during the Holocene. Thesis. V.U., Amsterdam. Also in: *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 36-1, 93 pp.
- Van de Plassche, O. & Roep, Th.B., 1989. Sea-level changes in the Netherlands during the last 6500 years: Basal peat vs. Coastal Barrier data. In: D.B. Scott et al. (eds.), *Late Quaternary Sea-level correlation and Applications. NATO ASI Series, C; Math. and Phys. Sciences.*, vol. 256, 41-56.
- Van Straaten, L.M.J.U., 1965. Coastal barrier deposits in South- and North-Holland, in particular in the areas around Scheveningen and IJmuiden. *Meded. Geol. St. N.S.*, 171, 41-76.
- Van der Valk, L., 1992. MID- AND LATE HOLOCENE COASTAL evolution in the beach-barrier area of the Western Netherlands. Thesis. V.U., Amsterdam.
- Westenberg, J., 1974. Kennemer Dijkgeschiedenis. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurk., Eerste Reeks*, 27,2,159 pp.
- Westerhoff, W.E.; De Gans, W. & De Mulder, E.F.J., 1987. Toelichting bij Geologische Kaart van Nederland 1 : 50.000. *Blad Alkmaar (19 O + W); Rijks Geol. Dienst, Haarlem*, 1-227.
- Zagwijn, W.H., 1984. The formation of the Younger Dunes on the west coast of The Netherlands (AD 1000 -1600). In: Berendsen, H.J.A. & Zagwijn, W.H. (eds.): *Geological changes in the western Netherlands during the period 1000-1300 AD. Geol. Mijnb.* 63, 259-268.
- Zagwijn, W.H., 1986. Nederland in het Holoceen -Geologie van Nederland; deel I, *Rijks Geol. Dienst, Haarlem*.

