

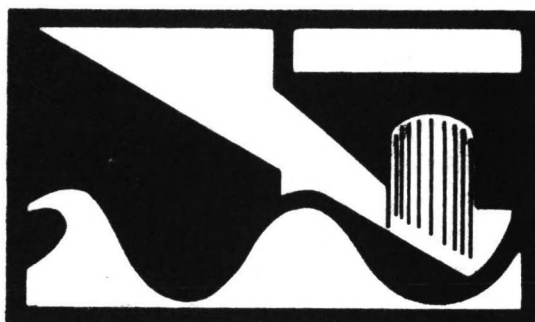
705B

De invloed van zeegaten op de kust

Notitie in het kader van het project Kustgenese

Mei 1987

E.S.P. Smit



DE INVLOED VAN ZEEGATEN
OP DE KUST.

Delft, Hillegom, mei 1987

Studie in het kader van
het afstuderen aan de
Technische Universiteit Delft,
faculteit der Civiele Techniek,
vakgroep: Waterbouwkunde

Notitie in het kader van
taakgroep 1.000 van het
project Kustgenese

Afstudeerder / auteur: E.S.P. Smit
Hoogleraar : Prof. Dr. Ir. E.W. Bijker
Begeleider : Ir. W.T. Bakker

Voorwoord.

Het huidige onderzoek heeft plaatsgevonden in het kader van taakgroep 1.000 van het project Kustgenese en vormt een gedeelte van het afstudeerwerk van ondergetekende aan de afdeling der Civiele Techniek van de Technische Universiteit te Delft.

Mijn dank gaat uit naar de heer H. Schoorl, die mij uitvoerig heeft geïnformeerd over de kustontwikkelingen in de kop van Noord-Holland en het aangrenzende gebied gedurende de laatste honderden jaren, en ir. W.T. Bakker, die het onderzoek heeft begeleid.

Delft, Hillegom, mei 1987

E.S.P. Smit

Inhoudsopgave.

	bldz
- Samenvatting	
- Hoofdstukken:	
1. Inlets algemeen	1
2. Modellerling	6
3. Uitwerking submodel 1	15
4. Discussie en mogelijke follow-up	24
- Appendices:	
A1. Bepaling sedimenttransportcapaciteit van de Zijpe	A1
A2. Bepaling sedimenttransportcapaciteit van het Eijerlandse Gat	A7
B. Invloed bron- en putterm van sediment op strand- en vooroeverlijn	B1
- Referenties	R1
- Symbolenlijst	S1

Samenvatting.

In deze notitie wordt in beginsel een beschouwing gegeven van de invloed die zeegaten hebben en hadden op het Hollandse kustlijnbeeld. De resultaten van dit onderzoek dienen een onderdeel te vormen van een sedimentlangs- en -dwarstransportmodel voor de gehele Hollandse kust. In dat kader leek het de auteur bij de aanvang van het huidige onderzoek interessant de fysische invloed van twee historische zeegaten, de Zijpe en het Heersdiep, op de (toenmalige) kustlijn te onderzoeken. Middels bepaling van buitendelta-configuraties zouden in een later stadium van het onderzoek (het stadium van het hiervóór genoemde integrale kustlijnmodel) de sedimenthoeveelheden kunnen worden berekend, die na het sluiten der gaten een rol hebben kunnen spelen in het gehele sedimenttransportpatroon ter plaatse van de aansluitende kust. De twee hiervóór aangehaalde getijde-openingen kwamen enkele honderden jaren geleden voor op de kaart van de kop van Noord-Holland (figuur 29), die als inspiratiebron van het huidige onderzoek heeft gefungeerd. De Zijpe en het Heersdiep worden behandeld als zijnde identiek (dus waar "Zijpe" wordt genoemd, kan "Zijpe en Heersdiep" worden gelezen).

In het hiernavolgende worden de historische Zijpe en het tegenwoordige Eijerlandse Gat (het zeegat tussen Texel en Vlieland) met elkaar vergeleken. De auteur hanteert deze vergelijking, daar de waterbeweging in de beide kombergingsgebieden redelijk kan worden benaderd door die in een kort bekken (kort ten opzichte van de getijgolfenlengte), waarbij de waterstand ten gevolge van de getijbeweging in het gehele kombergingsgebied verticaal fluctueert (met andere woorden: op één bepaald tijdstip is de waterstand in elk punt van het bekken dezelfde).

Als algemene opmerking kan worden gemaakt, dat in de notitie regelmatig Engelstalige termen worden gebezigd; de reden hiervan is dat zo'n Engelstalige term (met uitzondering van de hierna veelvuldig gebruikte term "inlet") vaak duidelijker de betekenis van iets aangeeft dan de Nederlandse vertaling hiervan, zonder dat dit de leesbaarheid van de notitie schaadt.

In hoofdstuk 1, "Inlets algemeen", wordt een algemene beschouwing gegeven van de (volgens de auteur) belangrijkste fysische processen die een rol spelen bij een inlet; met behulp van Bruun [1],[2] en Bruun en Gerritsen [3] worden onder andere behandeld het mechanisme van by-passing van sediment ter plaatse van een inlet en de stabiliteit van een inlet.

In hoofdstuk 2, "Modellering", tracht de auteur het uiterst complexe proces van sedimentbeweging rond een inlet (zie hoofdstuk 1) te modelleren, met als doel de invloed van een zeegat op de kustlijnconfiguratie te beschrijven. Deze modellering is in drie submodellen uiteengevallen: in het eerste submodel beweegt sediment van het strandgedeelte middels een centrale rip-current naar het vooroevergedeelte van de kust en weer terug naar het strandgedeelte (over een

grotere breedte langs de kust) via het dwarstransportproces; het tweede submodel behelst een discrete putterm van sediment op de as van de inlet (sediment kan, voorgoed of tijdelijk, naar het kombergingsgebied of offshore "verdwijnen", dus verloren gaan voor de kust); in het derde submodel worden de ligging en beweging van de getijdegeulen in een inlet met betrekking tot de invloed op de aansluitende kust beschouwd.

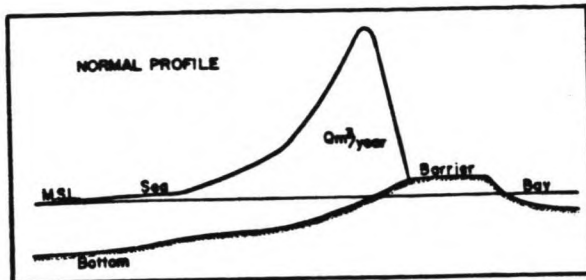
In hoofdstuk 3, "Uitwerking submodel 1", wordt het eerste submodel voor het hier beschouwde geval uitgewerkt. (De auteur heeft geen mogelijkheid gezien de beide andere submodellen in een cijfermatige benadering van de invloed van de van toepassing zijnde zeegaten op de kustlijn op te nemen.) Daartoe worden in de appendices A1 en A2 de jaarlijkse sedimenttransportcapaciteiten van de ebstromen in het Zijper gat en het Eijerlandse Gat berekend (de absolute sedimenthoeveelheden zijn hierbij niet van belang, echter wel de verhouding van beide capaciteiten) en in appendix B wordt theoretisch afgeleid wat de invloed is van een centrale rip-current van sediment op de vorm van de buitendelta ter plaatse van een inlet. De resultaten van de appendices en bestudering van het huidige dieptelijnenpatroon rond het Eijerlandse Gat leiden, middels vergelijking van het Eijerlandse Gat en de Zijpe, tot een schematisch dieptelijnenpatroon (strand- en vooroeverlijn) ter plaatse van de buitendelta's van de Zijpe en het Heersdiep.

In hoofdstuk 4, "Discussie en mogelijke follow-up", wordt met behulp van Schoorl [9],[21],[22],[23],[24] en De Mulder [25] als hoofdpunt de vergelijking van Zijpe en Eijerlandse Gat bediscussieerd. De huidige auteur heeft de conclusie moeten trekken, dat de berekende buitendelta's voor de Zijpe en het Heersdiep als te groot worden berekend: de Zijpe en het Heersdiep zijn in de historie van de Hollandse kust nooit echte zeegaten (d.w.z.: zeegaten met goed ontwikkelde buitendelta's) geweest, terwijl dit met het tegenwoordige Eijerlandse Gat wel het geval is; dit is een gevolg van het meer stabiele karakter van het Eijerlandse Gat, vergeleken met dat van de Zijpe en het Heersdiep, die telkenmale relatief snel verzandden. De absolute resultaten van deze notitie kunnen dan ook onnauwkeurig zijn. De gevolgde werkwijze (het berekenen van historische buitendelta-configuraties middels het vergelijken van waterbewegingen in huidige en historische zeegaten) kan in een volgend onderzoek wellicht wel navolging vinden. In zo'n vervolgonderzoek kan dan bovendien worden bestudeerd wat er met de sedimenthoeveelheden in de buitendelta's gebeurt na het sluiten van een zeegat.

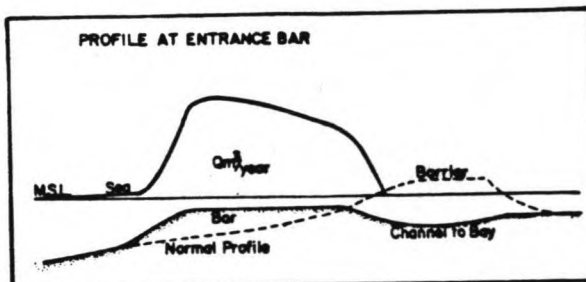
Hoofdstuk 1: Inlets algemeen.

Volgens Bruun [1], [2] en Bruun en Gerritsen [3] kan in het algemeen gesteld worden, dat de meeste inlets natuurlijke doorbraken zijn van een barrière, die eerst door golfwerking door de natuur is opgebouwd. (Hierbij moet dan wel worden aangetekend, dat alleen kusten worden beschouwd, die opgebouwd zijn uit losse sedimenten; rotskusten bijvoorbeeld vallen buiten de beschouwing.) De oorsprong van het Marsdiep, het Heersdiep en de Zijpe, zoals die enkele honderden jaren geleden van noord naar zuid voorkwamen op de kaart van de kop van Noord-Holland, is bijna zeker een doorbraak, gedacht te zijn veroorzaakt door consolidatie van de grond en een rijzing van het zeespiegelniveau (tezamen de relatieve zeespiegelrijzing genoemd). Niet elke inlet hoeft echter van het doorbraak-type te zijn; de oorsprong van een inlet kan bijvoorbeeld ook een oude riviermond zijn, die met het verloop van de tijd vergroot is als gevolg van de relatieve zeespiegelrijzing.

Elke getijde-inlet is in een toestand van dynamisch evenwicht, omdat de stroom- en golfcondities altijd aan veranderingen onderhevig zijn. Tijdens vloed kan materiaal in de inlet worden afgezet; vervolgens pikken de ebstromen een gedeelte (afhankelijk van de configuratie van de inlet met bijbehorende ondiepten en de ondiepte van het achterliggende kombergingsoppervlak) van dit materiaal weer op en kunnen het zo ver richting zee "spuwen", dat het sediment (voorlopig?) voor de vooroever en het strandgedeelte verloren is. Door de werking van (min of meer) kustevenwijdige langsstromingen kan het materiaal echter ook ten goede komen aan het kustgedeelte dat zich, voor wat betreft de langsstroming aan de benedenstroomse zijde bevindt, zodat mogelijke erosie aan deze zijde wordt verminderd of zelfs geëlimineerd. Dit mechanisme staat bekend onder de naam "tidal flow by-passing". Een andere methode van by-passing (een proces waarbij sediment wordt verplaatst van de "updrift"- naar de "downdrift"-zijde) staat bekend als "bar by-passing": een getijde-inlet vertegenwoordigt een onderbreking van de normale kustdrift (zoals die schematisch in figuur 1, Bruun [1], op de volgende bladzijde wordt aangegeven); na het optreden van een doorbraak vindt de kustdrift voornamelijk plaats over de ondiepte (bar) vóór de inlet-ingang. Figuur 2 (Bruun [1]) op de volgende bladzijde geeft schematisch de situatie weer, zoals die aanwezig is na een doorbraak.



Figuur 1. Schematische voorstelling van de kustdrift in een kustdwarsprofiel zonder versterking van een inlet.



Figuur 2. Schematische verandering van het kustdriftpatroon veroorzaakt door de doorbraak van een inlet.

Er moet dus onderscheid worden gemaakt tussen het kustdriftmateriaal dat zijn weg langs de kust over de ondiepten vervolgt zonder interferentie van de inlet-geul(en) en het materiaal dat de geul bereikt via getijstroomingen. Kustdriftgrootte, de verdeling van de kustdrift in de ingang en het gedetailleerde mechanisme van by-passing zijn zaken die nog wat minder goed bekend zijn. Wel kan worden gesteld, dat er in het algemeen een combinatie zal optreden van de twee algemene principes ("bar by-passing" en "tidal flow by-passing"); of er overheersend "bar by-passing" dan wel "tidal flow by-passing" optreedt, lijkt af te hangen van de verhouding tussen de kustdrift(grootte) en de getijstrooming (uitgedrukt in een bepaalde karakteristieke waarde). Om iets over de methode van by-passing ter plaatse van een bepaalde inlet te kunnen zeggen, introduceert Bruun [1] de r-factor:

- als $r > 200-300$, dan is er overheersend "bar by-passing" (bankenformaties!), met andere woorden: de by-passing vindt voornamelijk plaats over de ondiepten evenwijdig aan de kust;
- als $r < 10-20$, dan is er overheersend "tidal flow by-passing" (weinig of geen zandbankenformatie), dus de by-passing vindt voornamelijk plaats door de overname van het materiaal door getijdestromen in en uit de inlet.

Hierin is: $r = M_{net}/(Q_{max})_{sg}$, waarin:

- M_{net} = de netto kustdrift ("updrift" minus "downdrift") in $m^3/jaar$;
- $(Q_{max})_{sg}$ = het maximale getijdebiet onder springtij-condities in m^3/s .

Een kleine r-factor betekent niet noodzakelijkerwijze dat de condities ideaal zijn voor by-passing door getijdestromen: een grote $(Q_{max})_{sg}$ kan goede doorspoeleigenschappen inhouden, maar wel onvoldoende by-passing door deze stromingen wanneer het materiaal zo ver de kustlijn uit wordt "gespuwd", dat het (voorlopig?) als verloren mag worden beschouwd voor de strand- en vooroeverzone.

Een fenomeen dat sterk samenhangt met het mechanisme van by-passing, is de stabiliteit van een inlet. Waardoor kan deze stabiliteit in gevaar worden gebracht? Enkele algemene oorzaken kunnen zijn:

- overstelpende hoeveelheden afzettingen van (kustdrift) materiaal tijdens zware stormen. Deze afzettingen in de geul veroorzaken een wezenlijke afname van het getijprisma;
- vorming van of splitsing in meerdere geulen;
- verandering in kombergingsoppervlak.

Input van sediment vanaf de zeezijde wordt veroorzaakt door de gecombineerde werking van golven en stromingen. Dit sedimenttransport bevat een gedeelte van de kustdrift, zoals hiervoor ook al is uiteengezet bij het ter sprake komen van het begrip "tidal flow by-passing". De transporthoeveelheid vanaf de andere zijde is in het algemeen kleiner en bestaat gedeeltelijk uit weer opgepikt materiaal uit de geul en gedeeltelijk uit fijn materiaal (bijvoorbeeld kleiner dan 60 μm), dat niet is neergeslagen tijdens de kentering.

Stabiliteit van een getijde-inlet aan een kust met kustdrift is altijd een relatief begrip, omdat er geen absoluut stabiele inlets bestaan. Het is mogelijk de relatieve stabiliteit van een getijde-inlet te beschrijven met bepaalde relaties tussen kustdrift en stroomkarakteristieken; de relatieve graad van stabiliteit van een inlet, "Stab", kan symbolisch als volgt worden genoteerd:

$$\text{Stab} = F((\Omega)sg / M_{\text{tot}}, (Q_{\text{max}})sg / M_{\text{net}}, \tau_s);$$

hierin hebben Ω en Q_{max} dus betrekking op springtijcondities, reden waarom ze iets kunnen fluctueren vanwege de variatie in getij-eigenschappen. De schrijfwijze " $F(\dots)$ " symboliseert een algemeen functievoorschrift met tussen de haken de "onafhankelijke variabelen" en met "Stab" als "afhankelijke variabele".

Beschouwing van de "onafhankelijke variabelen":

-de $(\Omega)sg / M_{\text{tot}}$ -factor, waarin:

$(\Omega)sg$ = het getijprisma gedurende springtijcondities in m^3 ;

M_{tot} = de totale kustdrift in m^3/jaar . Omdat hier in alle praktijkgevallen moeilijk iets gedetailleerds over is te zeggen, wordt hiervoor altijd getracht een orde van grootte aan te geven. Vaak zijn de getallen die men in de literatuur tegenkomt, gebaseerd op baggergegevens, soms alleen maar op het gebruik van langstransportformules. Het hoeft geen betoog, dat deze gegevens slechts een eindige betrouwbaarheid bezitten. (N.B. Bruun [1] haalde eerder in deze Mpredominant aan, pas later sprak Bruun [2] over M_{tot} .)

Als $(\Omega)sg / M_{\text{tot}} > \text{bv. } 300$, dan is er sprake van weinig barvorming en goede doorspoeleigenschappen, dus goede condities met betrekking tot stabiliteit;

als $(\Omega)sg / M_{\text{tot}} < \text{bv. } 100$, dan is er sprake van meer overheersende overdracht van sediment via de ondiepten en banken voor de getijde-inlet en minder belangrijke getijdestromingen: een vrij onstabiele situatie, gekarakteriseerd door één of

meerdere nauwe, vaak verschuivende geulen;

-de $(Q_{max})_{sg}/M_{net}$ -factor: deze factor is als $1/r$ hiervoor reeds besproken bij de behandeling van by-passing.

Als $(Q_{max})_{sg}/M_{net} > 0,01$, dan is er sprake van een vrij stabiele situatie;

als $(Q_{max})_{sg}/M_{net} < 0,01$, dan is er sprake van een minder stabiele situatie;

-de τ_s -factor: τ_s is de gemiddelde schuifspanning onder maximale stroomcondities, werkend tussen stroming en bodem en genomen over de dwarsdoorsnede van de geul, waarbij de inlet zich in een toestand van stabiliteit bevindt (met andere woorden: τ_s is de stabiliteits-schuifspanning). Deze τ_s wordt door vele factoren beïnvloed. Uit tabel 1 (Bruun en Gerritsen [3]) blijkt een minder stabiele situatie overeen te komen met een grotere τ_s -waarde: er treden dan afzettingen van kustdriftmateriaal op, echter de stroom probeert zich in stand te houden.

Condition	τ_s (kg/m ²)	τ_s (lb/ft ²)	τ_s (N/m ²)
Heavier littoral drift and sediment load	0,50	0,103	4,91
Medium conditions of littoral drift and sediment load	0,45	0,092	4,41
Lighter littoral drift and sediment load	0,35	0,072	3,43

Tabel 1. Gemiddelde stabiliteitsschuifspanningen voor getijde-inlets gebaseerd op springtijcondities. De meest rechtse kolom is door de huidige auteur aan de oorspronkelijke tabel toegevoegd.

De τ_s -waarde heeft betrekking op de maximale afvoer Q_{max} tijdens springtijcondities, die theoretisch slechts zeer kortdurend is. Blijkbaar bepaalt de maximale snelheid (dus de maximale schuifspanning) het dwarsdoorsnede-oppervlak bij getijde-inlets, terwijl dit oppervlak zich niet aanpast aan een lagere waarde van τ_s , maar het "teveel" aan oppervlak dan als het ware overlaat aan lagere snelheden en debieten. Omdat sedimentbeweging vrijwel stopt beneden een bepaalde snelheid, bijvoorbeeld 0,30 m/s (vanzelfsprekend is dit getal wel afhankelijk van de sedimenteigenschappen), zou het van weinig fysisch belang zijn de stabiliteitsschuifspanning te relateren aan een gemiddelde schuifspanning over een getijdencyclus. Inlets zijn "kort van tijd" en neigen de meest frekwente extremen (piekgetijden) te volgen; hierin schuilt ook het verschil met bijvoorbeeld een rivier, die gewoonlijk voldoende tijd heeft om het dwarsoppervlak aan te passen aan een gegeven stroomconditie.

Het gehele fysische gebeuren rond een getijde-inlet is een uiterst complexe zaak, die heden ten dage nog lang niet goed wordt begrepen. Vele fenomenen zijn van belang, te noemen onder andere: kustdrift in beide richtingen, golfactie op open zee, golfrefractiepatronen rond de inlet, offshore bars met de mogelijkheid van golfbreking verder voor de kust, de "zandhonger" van het achterliggende gebied, de aanwezigheid en mogelijke verschuiving in de tijd van eb- en vloedgeulen, etc.

Hoofdstuk 2: Modelleren.

Hoe is nu dit uiterst complexe proces van sedimentbeweging rond een inlet zodanig te modelleren, dat de mogelijkheid ontstaat getalsmatig iets te kunnen zeggen over de invloed van een getijde-inlet op de kustlijn? Hiertoe moet worden teruggegaan tot de essentie van het verhaal en dat is, dat een inlet een "hindernis" vormt voor de kustdrift, terwijl bovendien de ligging der getijdegeulen van invloed is op de kustlijnform.

Deze essentie vertalend, komt de auteur tot drie samenhangende submodellen als een eerste (zeer voorzichtige) benadering van de werkelijkheid:

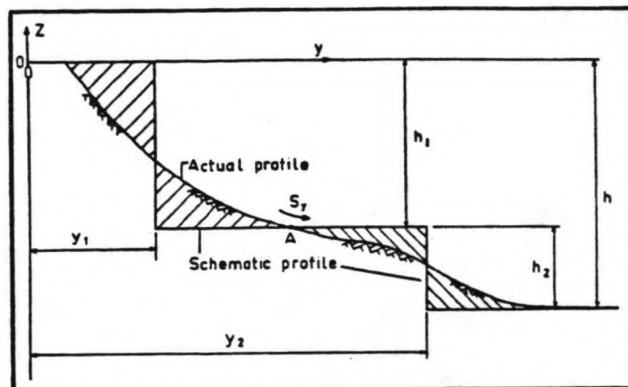
1. het eerste submodel gaat uit van het bestaan van een centrale ebgeul. Dat in reële situaties niet kan worden gesproken van de ebgeul en de vloedgeul moge wel duidelijk zijn. Tabel 2 (Joustra [4]) illustreert dit nog eens aan de hand van cijfermateriaal voor het Zeegat van Texel van stroom- en getijmetingen, verricht in de jaren 1939, 1951 en 1958. Hieruit blijkt dat het Westgat-Breewijd en het Schulpengat ebgeulen zijn, terwijl het Molengat een vloedgeul is.

	1939			1951			1958		
	vl.	eb	tot.	vl.	eb	tot.	vl.	eb	tot.
Molengat	227	175	402	187	122	309	179	132	$311 \times 10^6 \text{ m}^3$
Westgat-Breewijd	406	465	871	409	581	990	302	393	$695 \times 10^6 \text{ m}^3$
Schulpengat	228	271	499	290	297	587	443	485	$928 \times 10^6 \text{ m}^3$
Totaal	861	911	1772	886	1000	1886	924	1010	$1934 \times 10^6 \text{ m}^3$

Tabel 2. Getijvolumes als resultaat van in 1939, 1951 en 1958 gedane debietmetingen in het Zeegat van Texel. Hieruit blijkt dat het Westgat-Breewijd en het Schulpengat ebgeulen zijn, terwijl het Molengat een vloedgeul is.

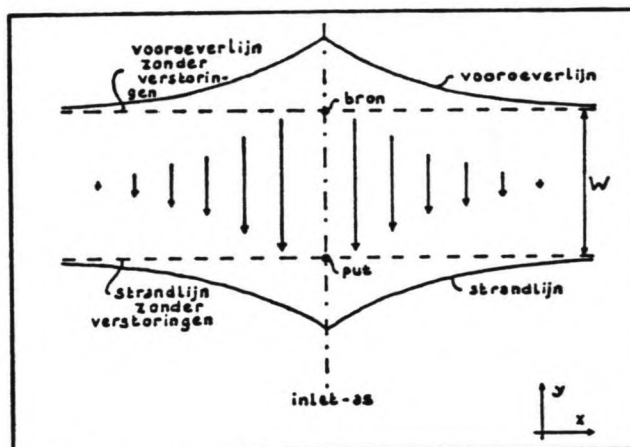
In het submodel wordt gedurende elke ebperiode sediment zeewaarts verplaatst door de transportcapaciteit van dit water. Dit sediment kan kustdriftmateriaal zijn, dat wel of niet na interferentie met de ondiepten voor de kust door de ebstroom wordt opgepikt. Het kan echter ook materiaal zijn, dat door de ebstroom weer is opgepikt uit het achterliggende gebied. wordt nu in termen van bronnen en putten van sediment gedacht, dan kan een putterm van sediment op de kruising van inlet-as en strandlijn worden gesitueerd en een even grote bronterm van sediment op de kruising van inlet-as en vooroeverlijn. (Het voorgaande impliceert reeds, dat het kustdwarsprofiel geschematiseerd wordt tot twee lijnen: de strandlijn en de vooroeverlijn. Figuur 3 op de volgende bladzijde, overgenomen uit het collegedictaat fl1b [5], illustreert deze door Bakker [6] opgestelde twee-lijnen-schematisatie.) Figuur 4 (ook op de volgende bladzijde) geeft schematisch een overzicht van de konsekwenties van een dergelijke verstoring; in de figuur wordt aangegeven, dat daar waar het dwarsprofiel flauwer is dan in de

(evenwichts-)situatie, waarin de bron- en putterm van sediment afwezig zijn (dat wil zeggen: waar de afstand tussen strand- en vooroeverlijn groter is dan een bepaalde waarde W), kustwaarts dwarstransport zal optreden.



Figuur 3. Het kustdwarsprofiel geschematiseerd tot twee lijnen: de strandlijn en de vooroeverlijn, verbonden door een horizontaal plateau. In het twee-lijnenconcept van Bakker [6] wordt het sedimentdwarstransport ter plaatse van het punt A uitgerekend; punt A is hierbij het snijpunt van het horizontale plateau en het actuele profiel.

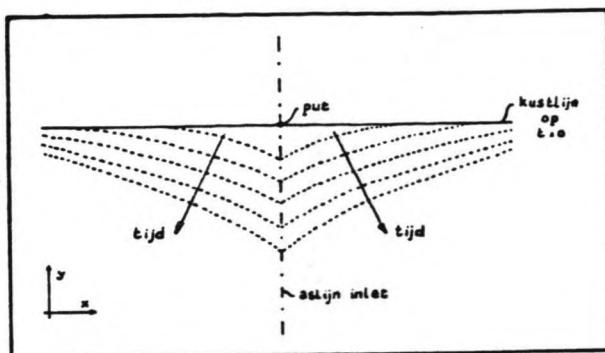
N.B. In de figuur in het fib-dictaat worden de afstanden y_1 en y_2 respectievelijk L_1 en L_2 genoemd.



Figuur 4. Schematisch overzicht van de consequenties van een putterm van sediment op de strandlijn en een (in absolute waarde even grote) bronterm van sediment op de vooroeverlijn: een zeewaartse verplaatsing van de vooroeverlijn en een (als: laagdikte "strand" = laagdikte "vooroever") even grote landwaartse verplaatsing van de strandlijn, leidend tot kustwaarts (onshore) sedimentdwarstransport. W is de geschematiseerde afstand tussen strand- en vooroeverlijn in het geval van afwezigheid van de verstoringen.

Dit submodel, dat, bij het aanwezig zijn van in de tijd constante waarden van de bron- en putterm, na enige tijd een stationaire kustvorm tot gevolg heeft, wordt in hoofdstuk 3 van deze notitie verder uitgewerkt;

2. het tweede submodel behelst een putterm van sediment op de inlet-as. Zoals reeds eerder uiteengezet, kan sediment (voorgoed of tijdelijk) verloren gaan voor de kust door de "zandhonger" van het achterliggende bekken en doordat de ebstroom in bepaalde gevallen zó sterk kan zijn, dat het sediment buiten het bereik van de vooroever wordt gedeponeerd. Figuur 5 op de volgende bladzijde illustreert dit submodel in het hypothetische geval van het aanwezig zijn van een puntverstoring ter plaatse van een (op het "begintijdstip" $t=0$) rechte kustlijn; de werking van deze puntverstoring kan met de term "negatieve delta" worden weergegeven.

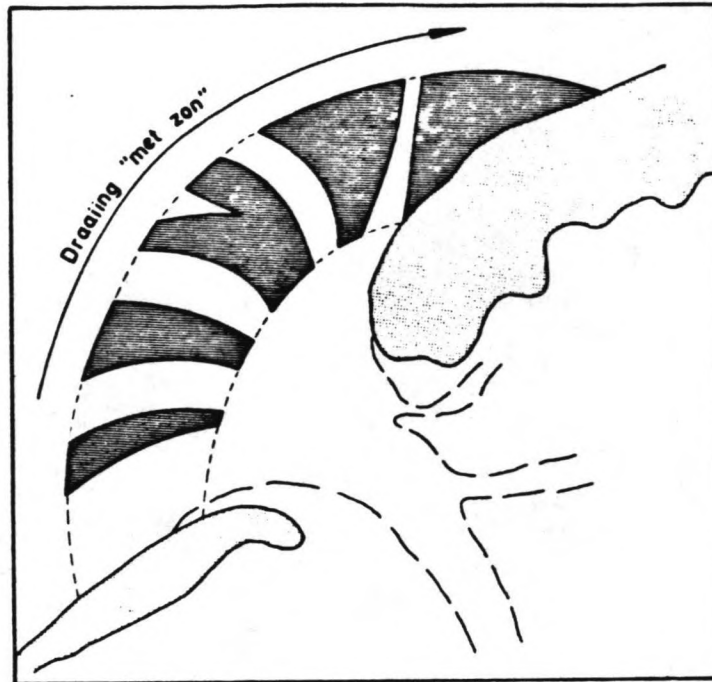


Figuur 5. Het effect van een (enkele) putterm van sediment op de inlet-as: "negatieve-deltavorming". (De kustlijn wordt in deze figuur op het begintijdstip, $t=0$, als een rechte aangenomen.)

Het submodel is verder niet cijfermatig uitgewerkt vanwege de moeilijkheid een enigszins betrouwbare getalswaarde aan de putterm toe te kennen;

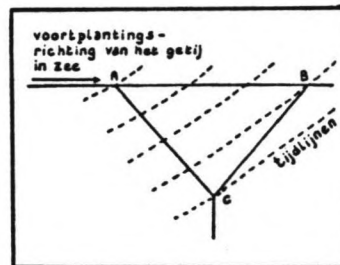
3. het derde submodel bevat de ligging en de beweging van de verschillende getijdegeulen in de inlet-ingang. De min of meer symmetrische situatie, inhoudende dat de vloedgeulen meer gespreid zijn aan de zeezijde en meer geconcentreerd aan de andere zijde, terwijl voor ebgeulen precies het omgekeerde geldt, gaat voor de Nederlandse situatie niet helemaal op. (Al eerder is aangegeven, dat de termen vloed- en ebgeulen niet te strikt in de zin van het woord dienen te worden geïnterpreteerd.) In Nederland is het geulencomplex aan de zeezijde in het algemeen meer uitgewaaierd, terwijl de (hoofd)geul aan de landzijde meer een "rivierkarakter" heeft, iets wat bijvoorbeeld samengaat met het verschijnsel van meandering.

Geulbewegingen kunnen duidelijk hun weerslag vinden in kustaangroei en kustafslag, zoals kan worden opgemerkt bij bestudering van opeenvolgende plattegronden in de tijd van de zeegaten die de Waddenzee met de Noordzee verbinden (Joustra [4]). Joustra [4] heeft de geulbewegingen uitvoerig bestudeerd. Tijdens dit onderzoek heeft hij, voor de zeegaten die in de bestudering waren betrokken, een verband gezocht tussen de grootte van het natte oppervlak van de doorsnede, de richting van de geulen in de buitendelta's en de draaisnelheid van de geulen in de buitendelta's. De correlatie in de samengestelde grafieken was echter niet van dien aard, dat er van duidelijke wetmatigheden kan worden gesproken. Wel zijn bepaalde trends aan te geven, bijvoorbeeld dat de centrale geul in de buitendelta vrij plaatsvast is en dat het geulenstelsel aan weerszijden van deze geul wel aan meer of minder grote verplaatsingen onderhevig is. Als een conclusie in zijn rapport vermeldt Joustra [4], dat wanneer er geen duidelijk verschil blijkt te zijn in "motorisch vermogen" in de verschillende richtingen, de geulen "met zon" draaien. Voor een illustratie van het "met zon" draaien zie figuur 6 (Joustra [4]) op de volgende bladzijde.

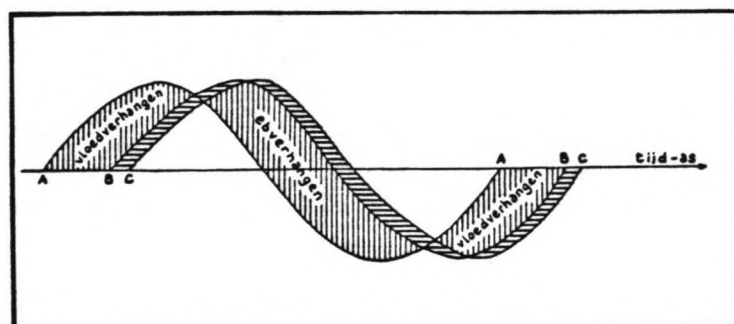


Figuur 6. Illustratie van het "met zon" draaien van geulen in een buitendelta.

De term "motorisch vermogen" is afkomstig van Van Veen [7]. Als voorbeeld van zijn in 1931 opgestelde "wisselstroomtheorie" geeft hij het geval van twee getijgeulen (of rivieren), AC en BC (zie figuur 7), waarvoor hij ook de geïdealiseerde getijlijnen aangeeft (figuur 8).

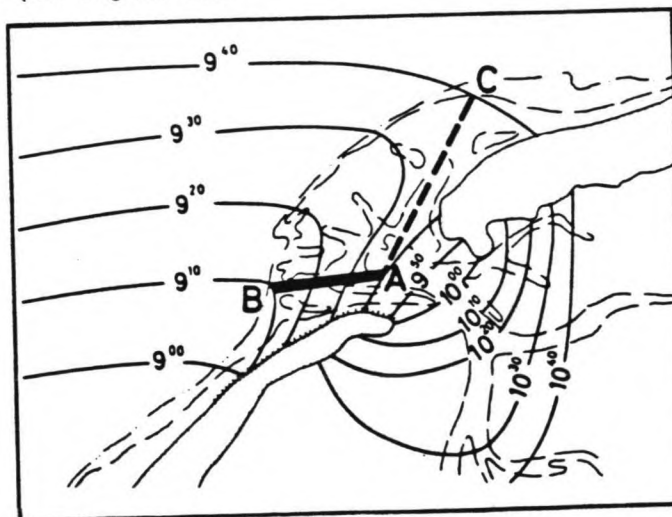


Figuur 7. Illustratie bij een geïdealiseerd voorbeeld van de "wisselstroomtheorie" van Van Veen [7]: twee getijgeulen (of rivieren) AC en BC, tezamen met lijnen van gelijke getijfase.



Figuur 8. Geïdealiseerde getijlijnen voor de punten A, B en C uit figuur 7; de getijkrommen in de drie punten worden geacht geen amplitudeverschillen te vertonen.

Hij stelt hierbij het volgende: "Het horizontaal gearceerde oppervlak is kleiner dan de som van het verticaal en het horizontaal gearceerde samen, hetgeen wil zeggen dat de verhangen tussen A en C zowel voor eb als voor vloed groter zijn dan tussen B en C. Daar deze verhangen het "motorisch oppervlak" vormen en de stroomsterkten verwekken, is het duidelijk dat AC zowel voor eb als voor vloed de voorkeur bezit boven BC. Anders uitgedrukt: het gradiënt is voor tak AC veel groter dan voor tak BC." Volgens de huidige auteur heeft Van Veen [7] verzuimd de afstanden AB, AC en BC in zijn betoog te betrekken; daardoor gebruikt hij in feite "waterstandsverschil" waar de term "verhang" genoemd wordt. Voor redelijke afstanden voor AB, AC en BC (dat wil zeggen: AB, AC en BC niet te klein of te groot) gaat de bovenstaande aanhaling echter op. Dat Van Veen de amplitudeverschillen van de getijkrommen in de punten A, B en C niet meeneemt, vermeldt hij wel: in zijn theorie zijn de getijkrommen in de drie punten alleen verschoven in de tijd, voor de rest zijn ze identiek. De theorie van Van Veen [7] zegt dus, dat in de buitendelta de grootste geulen te verwachten zijn in de richting van het grootste "motorisch vermogen" (dat is het verschil in waterstand gedeeld door de afstand tussen de meetpunten, geïntegreerd over de tijdsduur van het getij, waarbij zowel eb als vloed positief wordt gerekend). In figuur 9 (Van Veen [7]) staan lijnen van gelijke fase aangegeven, dus bijvoorbeeld lijnen van gelijktijdig hoogwater. Na het voorgaande zal het duidelijk zijn, dat de lijn AB de voorkeur voor wat betreft geulligging heeft boven lijn AC (in figuur 9!).



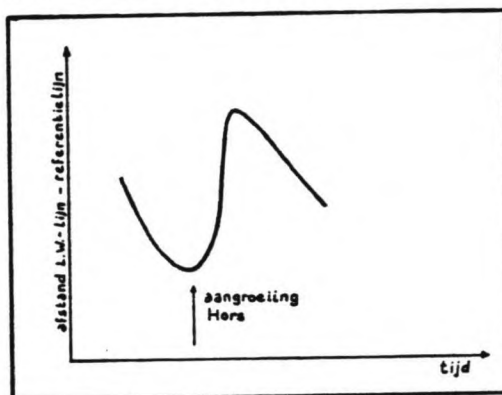
Figuur 9. Lijnen van gelijke getijfase ter plaatse van een binnen- en buitendelta: geulligging AB heeft de voorkeur boven AC, vanwege het grotere "motorisch vermogen" in richting AB.

Enige algemene opmerkingen kunnen volgens Van Veen [7] nog worden gemaakt:

- in een diepe kustzee zal de voortplantingstijd tussen A en B (in figuur 7) gering zijn. Daardoor zullen de "motorische oppervlakken" van AC en BC (in figuur 7) dus betrekkelijk weinig in grootte van elkaar verschillen. Men zal de afbuigende neiging van geulen naar de zijde vanwaar het getij komt derhalve voornamelijk bij ondiepe kusten

aantreffen. Een ver(on)dieping onder de kust zou een verandering in de scheve uitloop van de geulen betekenen; -volgens eenzelfde redenering kan worden bewezen, dat in wijde, korte monden het verschijnsel der overheersing van de ene richting sterker zal optreden dan in nauwe.

Het "met zon" draaien van geulen kan men zien bij bestudering van opeenvolgende plattegronden van het Marsdiep in de tijd (Joustra [4]). Het hangt samen met de overheersende kustdriftrichting, bij het Marsdiep van zuid-west naar noord-oost. Dit draaien van de geulen gaat gepaard met grootschalige sedimentverplaatsingen, waardoor de zuid-westpunt van Texel met grote tussenpozen enorme hoeveelheden sediment van de Noorderhaaksgronden krijgt te verwerken: het zogenaamde "verhelen". (De Noorderhaaksgronden bestaan uit "lopend zand", de Zuiderhaaksgronden zijn voor het grootste gedeelte Pleistoceen van karakter. De laatste gronden, die voor een gedeelte uit keileem bestaan, liggen dan ook veel plaatsvaster.) Figuur 10 (Vriesman [8]) laat kwalitatief het gevolg zien van een verheling aan de zuid-westpunt van Texel, zoals dit in de 18de eeuw met de Hors heeft plaatsgevonden, daarna met de Onrust en zoals zich heden ten dage met de Razende Bol aan het voltrekken is. (Zoals hiervoor vermeld, behoren al deze gronden tot de Noorderhaaksgronden.)

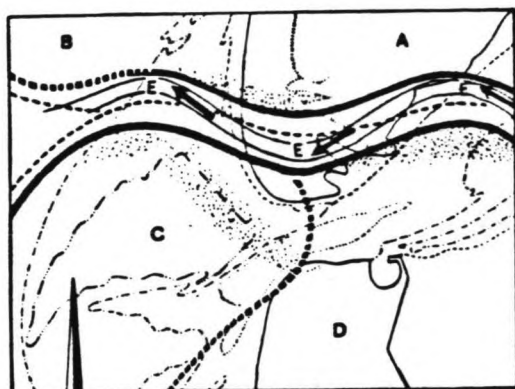


Figuur 10. Kwalitatief beeld van het gevolg van de verheling van de Hors aan de zuid-westpunt van Texel.

Deze aangroei van land aan de noordzijde van het zeegat door aanhechting van buitendeltabanken veroorzaakt een zich zuidwaarts verplaatsen van het zeegat. (Zowel het heersende getij, denk aan de uiteenzetting van Van Veen [7], als de overheersende golfrichting spelen hier dus een rol.) Dat dit in de historie van het Marsdiep (ontstaan in de 12de eeuw) ook daadwerkelijk is opgetreden, wordt in figuur 11 (Schoorl [9]) op de volgende bladzijde geïllustreerd.

Tegenwoordig is deze verplaatsing van het Marsdiep niet meer merkbaar, vanwege het feit dat de noordpunt bij Huisduinen met man en macht op zijn plaats wordt gehouden. Het diepe stroomgat onder deze noordkaap (Kaap Hoofd) is echter wel een teken aan de wand. Van deze zuidwaartse verplaatsing van geulen zijn nog enkele andere voorbeelden te geven:

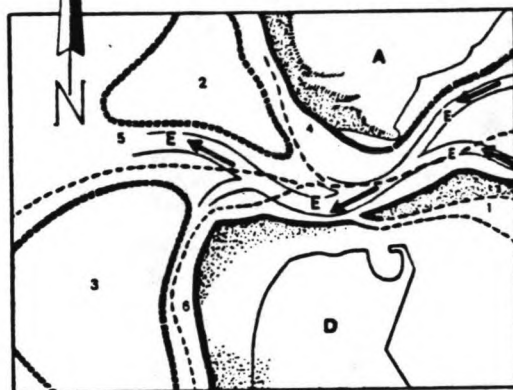
-tijdens de periode van Zijpedoorbraken (8ste/9de eeuw ?)-16de eeuw) ontstonden telkens zuidelijker nieuwe geulen als een noordelijker gat door kombergvulling in het Zijper wad-gebied verzandde;



I. Veertiende eeuw.

Het voormalig Zuidwest-Texel is sterk aan afbraak onderhevig; de voormalige 'lagune' tussen dit oude Texel van de 'Stenen' en De Westen, (met klei bedekt veen), werd geheel met afbraakzanden overdekt en opgevuld. Tussen dit gebied en De Westen ontwikkelt zich het Landsdiep van Texel (Albert Haeyen, 1585).

- | | |
|-----------------------------------|-----------------------------|
| A. tegenwoordig Texel | 1. Vogelrand |
| B. verdronken Zuidwest-Texel | 2. Noorder-'haken' |
| C. eiland Huisduinen, verdronken | 3. Zuider-'haken' |
| D. huidige Den Helder-Huisduinen. | 4. Landsdiep van Texel |
| E. ebschaar | 5. Spanjaardsgat |
| vloed, beweegt zich via | 6. Landsdiep van Huisduinen |
| vloedscharen landinwaarts | 7. Nieuwe Slenk |



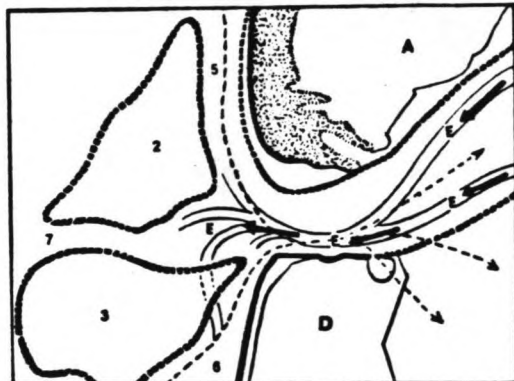
Nadere toelichting:

- : minder zekere lijnen; deze lijn in het midden van figuur I geeft de achterkant van het verdronken Huisduinen aan;
- : globaal stroomverloop zoals dat voorafgaand aan de geschetste situatie aanwezig was;
-: zandafzettingen;
- >: (alleen in figuur III) wadgeulen.

II. Eind vijftiende eeuw.

Christiaan Sgroten tekent Zuidwest-Texel als recent verdronken gebied. De resterende, nog droogvallende Noorderhaken zijn door het Landsdiep van Texel gescheiden. Het Landsdiep van Huisduinen is naar het Marsdiep doorgebroken (Duinkergat) en doet zijn invloed gelden op de getijbeweging in het Marsdiep; getijschuring ruimt de Vogelrand op en tast de Huisduiner noordoever aan.

0 10 km



III. Situatie omstreeks 1680.

Het Spanjaardsgat is naar het noorden omgezwaaid, de Nieuwe Slenk is de centrale buitendeltageul. Het Landsdiep wordt in toenemende mate de belangrijkste toegangseul tot het Marsdiep. Het westwaarts omzwaaien van het zuidelijk gedeelte van het Landsdiep leidt tot de vorming van een nieuwe geul, het Schulpengat, dicht onder de westelijke oever. In de omgeving van de drempel van het Landsdiep doen zich bankvormingen en verstoppingen voor; de noordzijde van de Zuiderhaaks is aan getijschuring onderhevig, de Breeuwid verbreedt zich.

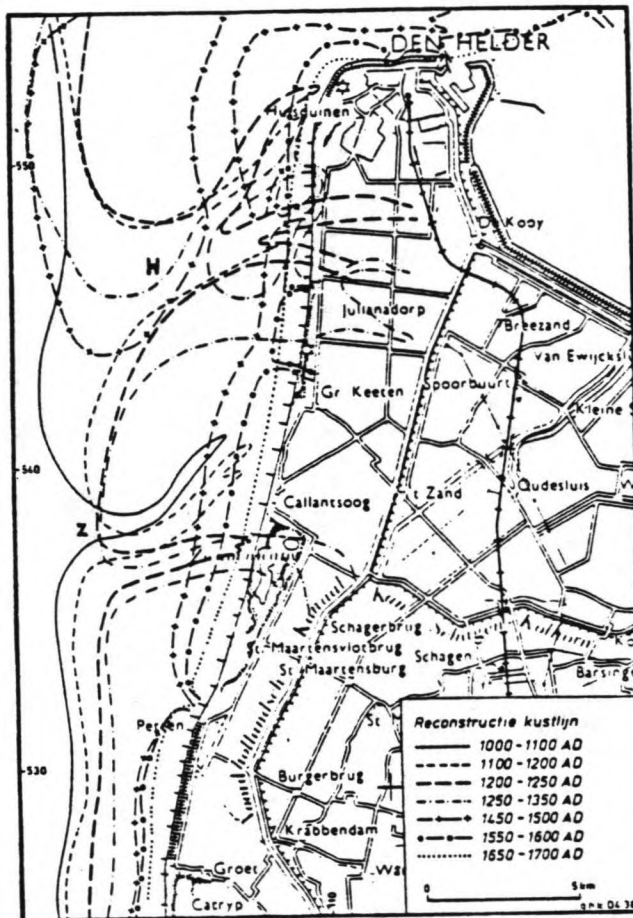
Figuur 11. De ontwikkeling van het Marsdiep van de 14de tot het einde van de 17de eeuw.

In figuur I is de huidige situatie geheel ingetekend, in de figuren II en III slechts de omtrek van Texel en Den Helder/Huisduinen.

-hetzelfde verplaatsingsverschijnsel trad op bij het zeegat tussen de eilanden Huisduinen en Callantsoog (Het Oog van Callingen). Dit Heersdiep ontstond aan het einde van de 12de eeuw (wellicht 1170), nam zijn grootste omvang in het midden van de 14de eeuw aan en was aan het einde van de 15de eeuw gesloten. Het zuidwaarts verplaatsen van de Zijpe en het Heersdiep is in figuur 12 (Schoorl [9]) op de volgende bladzijde te zien;

-ook in het Westland trad het fenomeen van het zuidwaarts verplaatsen van een zeegat op: zie figuur 13 (Borger [10]; twee bladzijden verder). De bedijkingen uit verschillende tijdsfasen wijzen dit nog eens uit (zie figuur 14 twee bladzijden verder; bron onbekend). Tenslotte moest daar de Nieuwe Waterweg worden gegraven om weer een rechte verbinding met zee tot stand te brengen. Hier is het echter ook

zeer wel mogelijk, dat deze zuidwaartsverplaatsing het gevolg is geweest van de vorming van een spit, met andere woorden: als gevolg van de afzetting van zuidwaarts bewegend sediment langs de kustlijn;



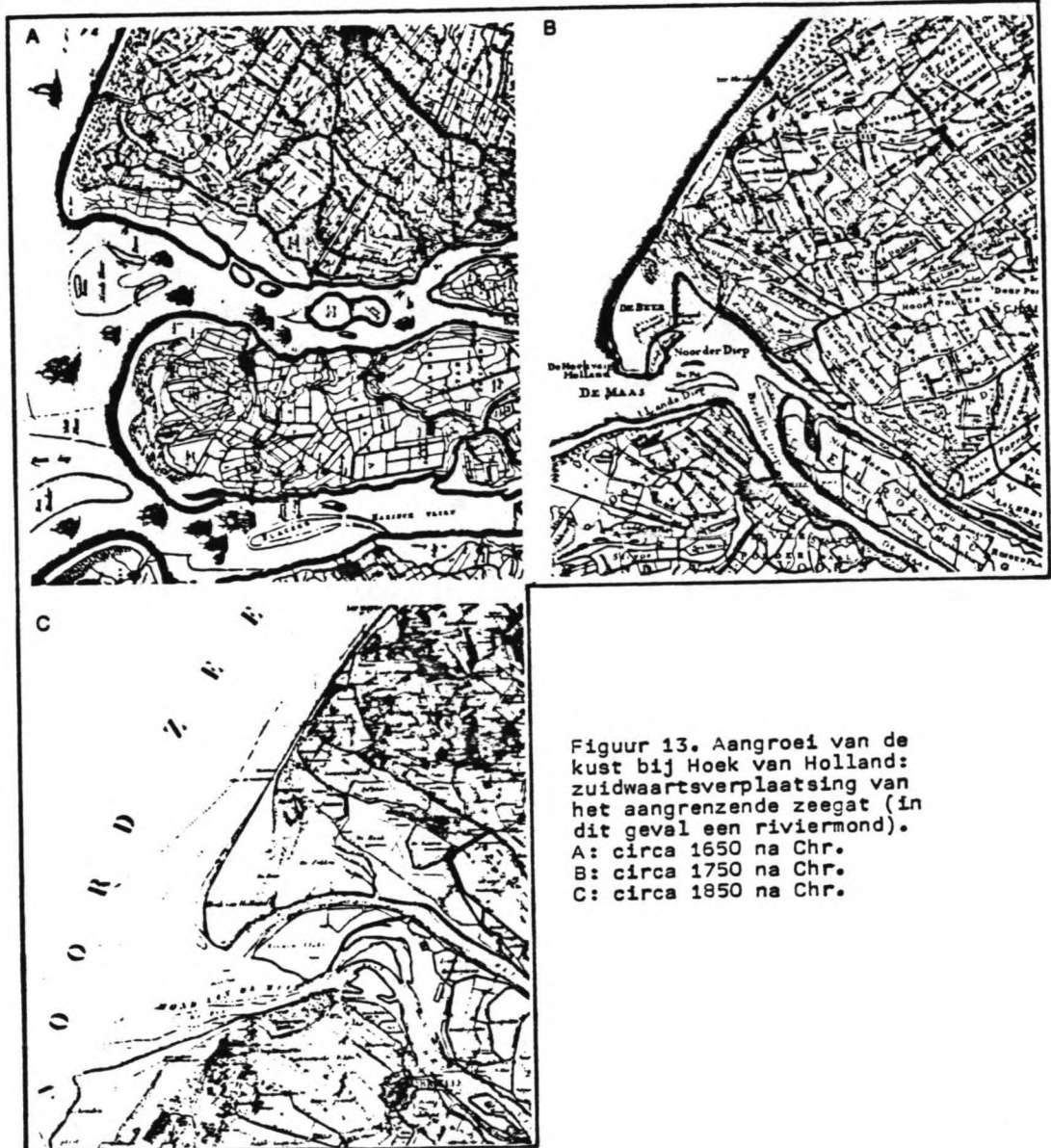
Figuur 12.
Illustratie van het zuidwaarts verplaatsen van de Zijpe en het Heersdiep. Door de huidige auteur zijn in de oorspronkelijke figuur van Schoorl [9] de letters "H" (Heersdiep) en "Z" (Zijpe) ingetekend.

-het werkterrein van taakgroep 5.000 van het project Kustgenese aansnijdend, kan worden opgemerkt, dat een parallelle ontwikkeling is waargenomen bij het zeegat van Bergen (ca. 5.300 Before Present-3.300 Before Present: Jelgersma [11]).

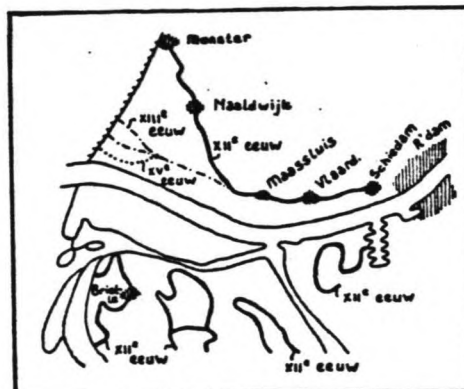
Ook aan het derde submodel wordt geen berekening gewijd, vanwege het feit dat de auteur geen kans heeft gezien algemeenheden in de geul karakteristieken te ontdekken die de weg openen naar een cijfermatige benadering van de invloed van getijdegeulen op de kustlijn. (Daarom is dit laatste submodel hier ook eigenlijk een "model in woorden" gebleven.)

Duidelijk is dat de drie submodellen sterk met elkaar samenhangen. Als voorbeeld kan worden genoemd, dat verplaatsing van een geul onder andere een verandering in stroomrefractie, bodemrefractie en stroomkarakteristieken in de geul ten gevolge heeft, een verandering in inletconfiguratie veroorzakend. Dit laatste heeft weer zijn weerslag op de andere submodellen. De auteur heeft gepoogd de invloed van een inlet op de kustlijn vorm cijfermatig te benaderen met het eerste submodel. Hij realiseert zich daarbij wel terdege, dat dit submodel op zich geen complete beschrijving geeft van het fysische gebeuren rond een inlet,

omdat ten eerste een loskoppeling van de andere submodellen heeft plaatsgevonden en ten tweede in de berekening een aantal zeer vereenvoudigende aannamen wordt gedaan. De kennis en informatie ontbreekt hem om de drie submodellen geïntegreerd te behandelen en om de min of meer discutabele aannamen te voorkomen.



Figuur 13. Aangroei van de kust bij Hoek van Holland: zuidwaartsverplaatsing van het aangrenzende zeegat (in dit geval een riviermond).
A: circa 1650 na Chr.
B: circa 1750 na Chr.
C: circa 1850 na Chr.



Figuur 14. Bedijkingen uit verschillende tijdsfasen aan de Maasmond.

Hoofdstuk 3: Uitwerking submodel 1.

Dit hoofdstuk is in principe gebaseerd op vergelijking van de situatie, zoals die zich op ongeveer het huidige tijdstip ter plaatse van het Eijerlandse Gat voordoet en die, zoals die zich enkele honderden jaren geleden ter plaatse van de Zijpe afspeelde. Overal waar hier de naam "Zijpe" wordt gebruikt, mogen de namen "Zijpe" en "Heersdiep" worden gedacht; de karakters van beide zeegaten met bijbehorende kombergingsgebieden kwamen in die mate met elkaar overeen, dat een gescheiden behandeling in deze vrij grof opgezette berekening niet noodzakelijk wordt geacht.

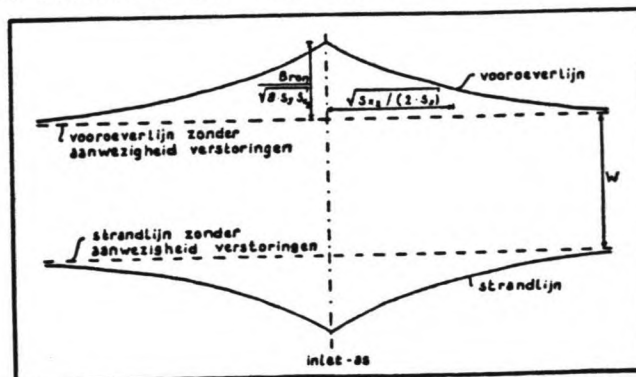
In de appendices A1 en A2 worden respectievelijk de sedimenttransportcapaciteiten van de ebstromen in de Zijpe en het Eijerlandse Gat berekend, resulterend in bepaalde hoeveelheden kubieke meters sediment per jaar, die gedacht worden te bewegen van de strandzone naar de vooroeverzzone via de centrale stroomgeul ter plaatse van de inlet. Hierbij worden gedurende het gehele jaar huidige gemiddelde getijcondities gehanteerd en de dwarsprofielen van de stroomgaten worden sterk geschematiseerd weergegeven. Onder andere deze twee punten zijn er de oorzaak van dat de absolute cijfers voor de jaarlijkse sedimenttransporten zeer waarschijnlijk erg onnauwkeurig zijn. De verhouding van de beide transporthoeveelheden wordt in de volgende beschouwing van belang geacht. Een vergelijking met de werkelijke geschatte zandbewegingshoeveelheid in het Eijerlandse Gat, zoals mogelijk in de literatuur zou kunnen worden gevonden, heeft tot op heden nog niet plaatsgehad.

De hoeveelheden sediment, door de ebstroom naar buiten genomen, voor de beide zeegaten (de resultaten van de appendices) zijn:

Zijpe: $1,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$;

Eijerlandse Gat: $2,0 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$.

In appendix B wordt langs theoretische weg afgeleid wat de verschuivingen van strand- en vooroeverlijn zijn bij de aanwezigheid van de discrete sedimentbron en -put. Figuur 15 geeft het resultaat van deze theoretische beschouwing.



Figuur 15. Het resultaat van de theoretische beschouwing in appendix B, betrekking hebbend op de invloed van een putterm van sediment ter plaatse van de strandlijn en een (in absolute waarden) even grote bronterm van sediment ter plaatse van de vooroeverlijn op de verschuivingen van deze twee lijnen. De laagdikten van "vooroever" en "strand" zijn gelijk, iets wat bijvoorbeeld in figuur 3 (terecht) niet bij voorbaat is aangenomen. (Voor verklaring der tekens zie appendix B.)

Uitgegaan wordt van de veronderstelling, dat de verschuivingen van strand- en vooroeverlijn qua grootte gelijk zijn en de vorm van een negatieve exponentiële functie hebben. In de figuur is te zien dat de "topwaarde" van de verschuiving de waarde:

$$\frac{\text{Bron}}{\sqrt{8 \cdot s_y \cdot s_{x_2}}} \quad \text{meter bezit, waarin:}$$

- Bron = de (absolute) waarde van de bron- of putfunctie van sediment in m^3/j ;
- s_y = een evenredigheidscoëfficiënt in m/j die aangeeft in welke mate het dwarstransport verandert indien de helling van het kustdwarsprofiel verandert;
- s_{x_2} = de verandering van het sedimentlangstransport langs de vooroever per radiaal verdraaiing van de vooroeverlijn in $\text{m}^3/\text{j}/\text{rad}$.

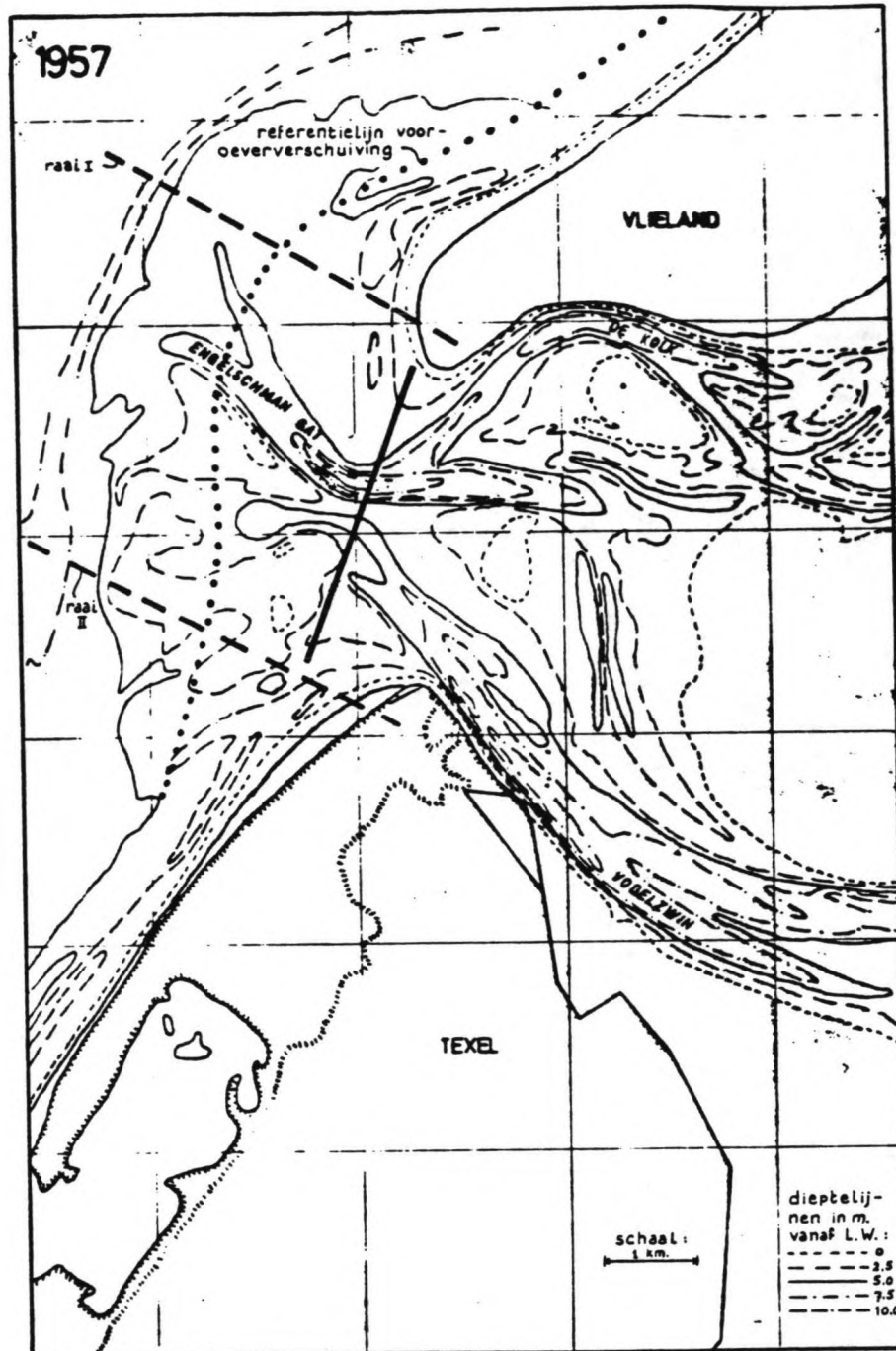
De "nepereringswaarde", dat is de afstand waar de verschuiving van één van de lijnen een factor e (≈ 2.7) kleiner is dan de "topwaarde", bedraagt:

$$\sqrt{s_{x_2} / (2 \cdot s_y)} \quad \text{meter.}$$

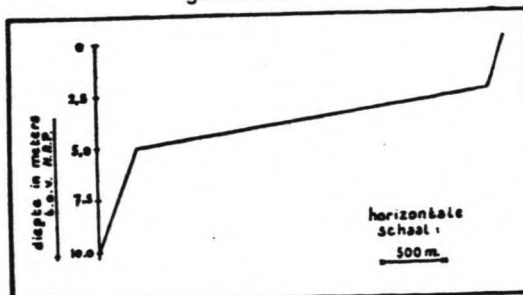
In figuur 15 wordt voorts de afstand W aangegeven; dat is die afstand die aanwezig is tussen strand- en vooroeverlijn indien kan worden gesproken van een evenwichtsdwarsprofiel, met andere woorden: als er geen sprake is van een resulterend onshore of offshore sedimentdwarstransport. Volgens de bovenstaande beschouwing is de "nepereringswaarde" dus onafhankelijk van de grootte van de bronfunctie.

Figuur 16 (Joustra [4]) op de volgende bladzijde geeft de dieptelijnen weer voor het gebied rond het Eijerlandse Gat in het jaar 1957, tezamen met de twee ingetekende raaien I en II. In de figuren 17a en 17b (ook op de volgende bladzijde) worden van deze beide raaien de schematische dwarsprofielen gegeven. Deze profielen worden nu geschematiseerd tot twee lijnen: de reeds genoemde strand- en vooroeverlijn. Als ondergrens van het dwarsprofiel (en daarmee ook van de vooroeverzone) wordt de N.A.P.-7 meterlijn genomen. Deze keus is gebaseerd op de volgende overwegingen:

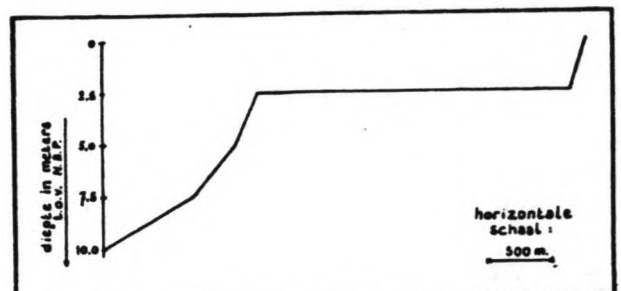
- Svašek [12] komt tot de conclusie dat op diepten groter dan N.A.P.-7 meter de veranderingen van de bodem onafhankelijk zijn van het gedrag van het strand en grotendeels bepaald worden door de getijdestromen en in mindere mate door de golfslag;
- Speekenbrink [13] hanteert dezelfde grens;
- Groenenboom [14] komt in zijn afstudeerverslag, op grond van profielvergelijkingen, tot de conclusie, dat de veranderingen van de bodem tussen N.A.P.-7 meter en N.A.P.-13 meter gering zijn ten opzichte van de veranderingen van het strand en de duinen;
- Janssen [15] toont met behulp van de theorie van Swart [16] aan, dat het dwarstransport ter plaatse van de dieptelijn van 7 meter zeer gering is ten opzichte van het dwarstransport op kleinere diepten;



Figuur 16. De dieptelijnen voor het gebied rond het Eijerlandse Gat in 1957. De huidige auteur heeft in de oorspronkelijke figuur van Joustra [4] ingetekend: de raaien I en II, een aangenomen referentieliijn voor de verschuiving van de vooroeverlijn ten gevolge van de inletverstoring en een ononderbroken rechte die de raai aangeeft waarvan (in appendix A2) het dwarsprofiel van de inlet-ingang wordt genomen.

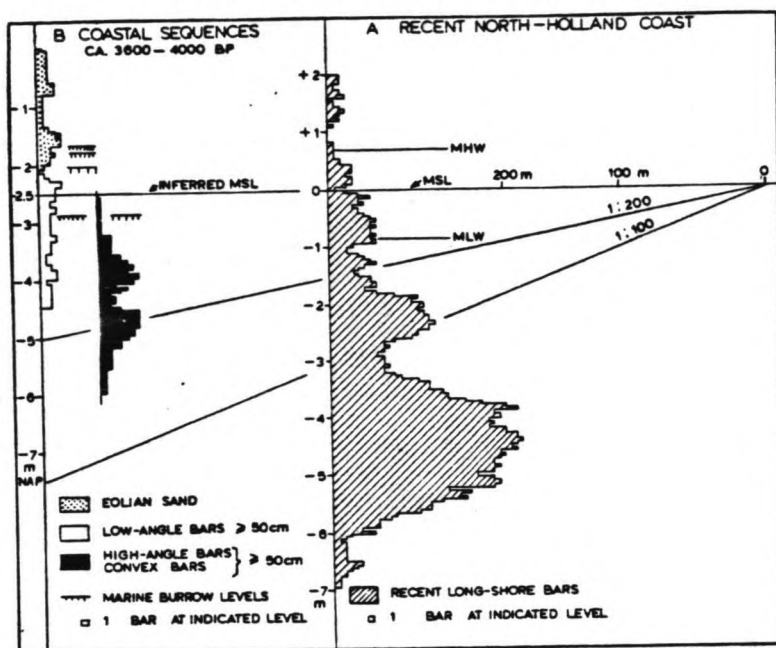


Figuur 17a. Schematisch dwarsprofiel van raai I uit figuur 16.



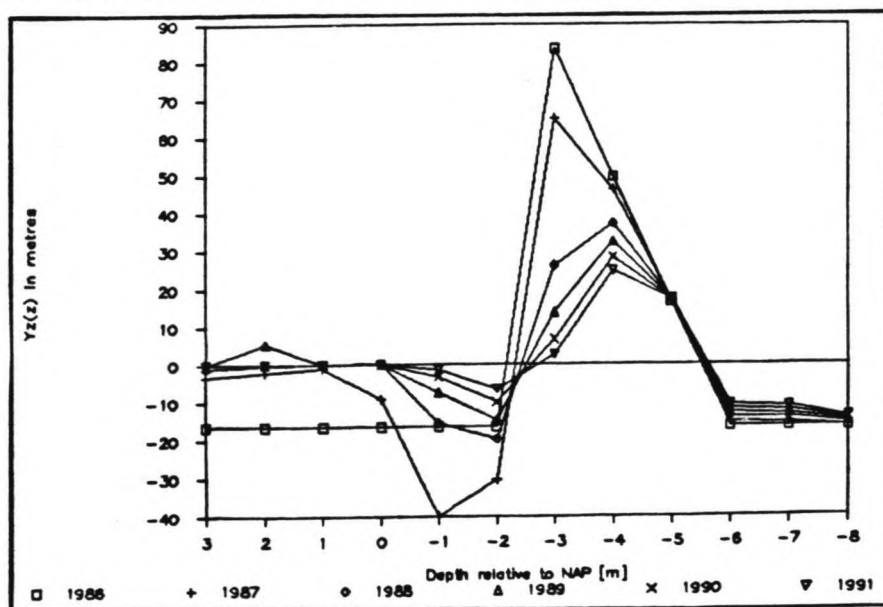
Figuur 17b. Schematisch dwarsprofiel van raai II uit figuur 16.

-Roep [17] geeft in figuur 18 onder andere de verticale verdeling van brekerbanken, zoals die werd afgeleid uit metingen langs de recente kustlijn (km. 37, 40 en 54), gedurende het tijdvak 1963-1973. Daar in de genoemde raaien geen banken voorkwamen op waterdiepten groter dan 7 meter, lijkt de stelling om dit als ondergrens van de "actieve wig" te nemen een redelijke;



Figuur 18.
Verticale verdeling van brekerbanken.
A: gegevens van de huidige kust 1963-1973; km. 54, 40 en 37.
B: gegevens verkregen uit 13 in-gravingen rond Alkmaar. Het afgeleide G.Z.N. op N.A.P.-2,5 meter wordt gebruikt als referentieniveau voor de gegevens bij A.

-Bakker en Delver [18] behandelen het geval van het aanbrengen van een zanddam op de vooroever van de Delflandse kust. Figuur 19 geeft onder andere weer, dat de bodemveranderingen op waterdiepten groter dan 7 meter gering zijn ten opzichte van die op kleinere diepten.

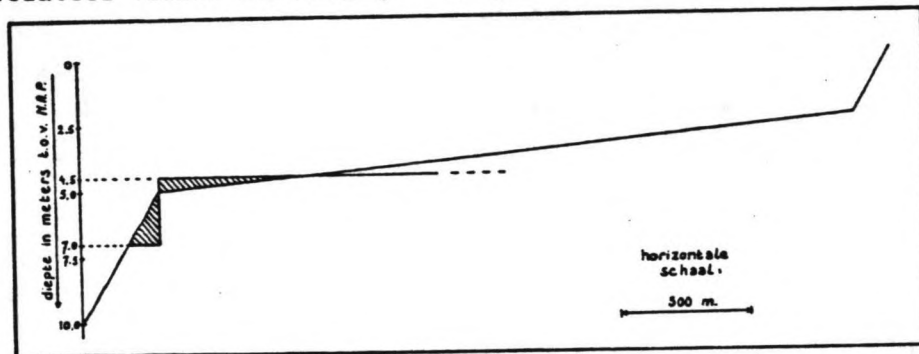


Figuur 19. Het gevolg van het aanbrengen van een zanddam op de vooroever van de Delflandse kust: berekende verdeling (1986-1991) van het aangebrachte zand over het dwarsprofiel. $Yz(z)$ is een zeewaarts positieve coördinaat loodrecht op de kust, z is een opwaarts positieve verticale coördinaat; de nullijn van $Yz(z)$ geeft de uiteindelijke (evenwichts)-ligging van het dwarsprofiel aan. De bodemveranderingen op waterdiepten groter dan ongeveer 7 meter blijken gering te zijn ten opzichte van die op kleinere diepten.

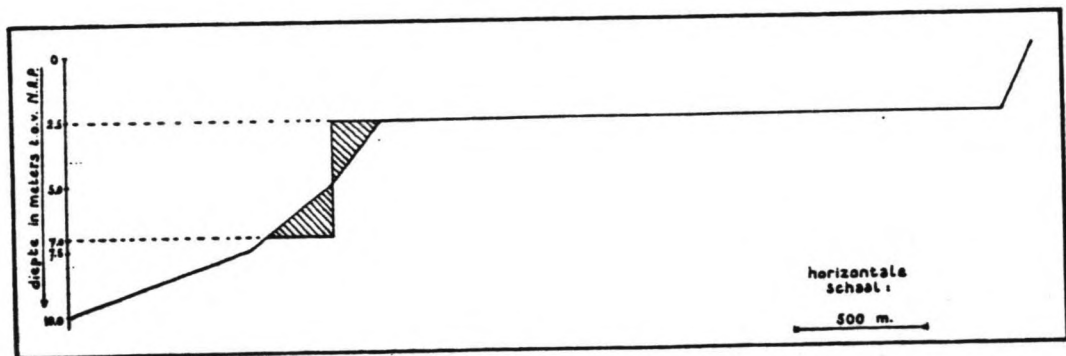
Wanneer als vooroeverlijn nu de dieptelijn van 5 meter wordt gekozen (deze staat op de dieptelijnenkaart, figuur 16, aangegeven) komt het horizontale plateau in het tweelijnenmodel, dat de vooroeverlijn en de strandlijn met elkaar verbindt, op de volgende waterdiepten te liggen:

- raai I: 4,5 meter;
- raai II: 2,5 meter.

Deze getallen worden verkregen met behulp van het gegeven, dat de aangegeven oppervlakken in de figuren 20a en 20b in grootte aan elkaar gelijk moeten zijn. Deze benadering blijkt hier geschematiseerde horizontale plateaus als resultaat te geven, die voldoende representatief zijn voor de relatief vlakke kustdwarsprofielgedeelten in beide raaien.



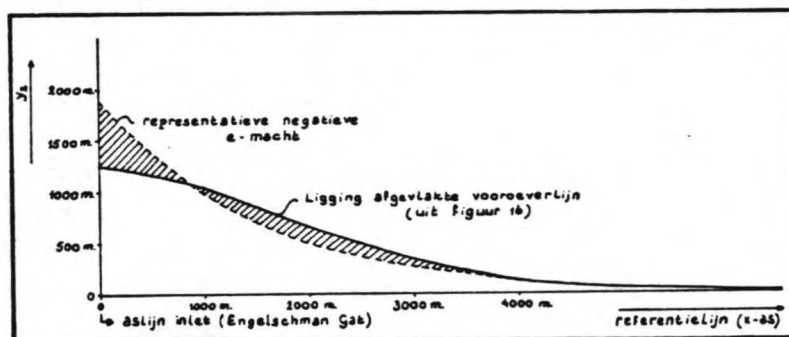
Figuur 20a. Ligging horizontaal plateau in het dwarsprofiel van raai I (figuur 16) bij de aannamen:
 - vooroeverlijn ter plaatse van de dieptelijn van 5 meter;
 - ondergrens van de "actieve wig" ter plaatse van de dieptelijn van 7 meter.
 De aangegeven oppervlakken zijn gelijk van grootte; de strandlijn is niet ingetekend.



Figuur 20b. Ligging horizontaal plateau in het dwarsprofiel van raai II (figuur 16) bij de aannamen:
 - vooroeverlijn ter plaatse van de dieptelijn van 5 meter;
 - ondergrens van de "actieve wig" ter plaatse van de dieptelijn van 7 meter.
 De aangegeven oppervlakken zijn gelijk van grootte; de strandlijn is niet ingetekend.

De bovenstaande resultaten in ogenschouw nemend, lijkt het redelijk als representatieve ligging van het over het gehele zeegat gemiddelde horizontale plateau een waterdiepte van 3,5 meter te nemen. Bij de aangenomen ondergrens van het actieve profiel bedraagt de hoogte van de vooroeverzone dan 3,5 meter; daar ook de hoogte van de strandzone dan 3,5 meter moet zijn (zie appendix B), komt de bovengrens van het actieve profiel op de waterlijn te liggen. Hoewel deze bovengrens doorgaans iets hoger wordt gelegd (bv. HW-niveau), wordt de genoemde ligging van de bovengrens in de huidige fase van het onderzoek als een redelijke beschouwd. De keuze van de ligging van het horizontale separatievlak tussen strand- en vooroeverzone neemt met zich mee, dat de coëfficiënt s_y ter plaatse van deze diepte moet worden genomen (s_y is een functie van de diepte).

Met behulp van figuur 16 kan figuur 21 worden getekend. Als referentie-as voor de verschuiving van de vooroeverlijn wordt de stippellijn uit figuur 16 genomen.



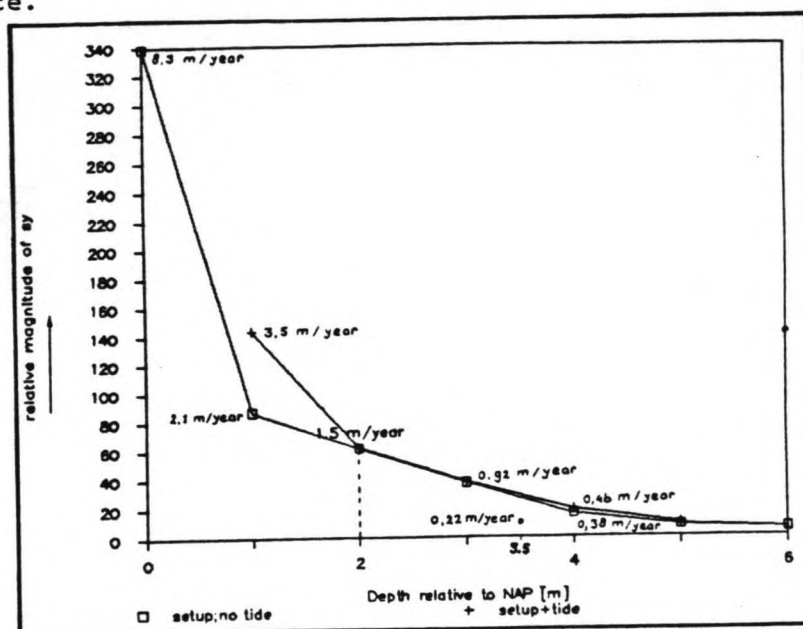
Figuur 21. De uit figuur 16 afgeleide verschuiving van de vooroeverlijn, tezamen met een representatieve negatieve exponentiële functie hiervoor. De x-as (referentielijn) stelt in deze figuur de aangenomen vooroeverlijn in het geval van een kust zonder inletverstoring voor; in figuur 16 wordt het verloop van deze referentie met een stippellijn aangegeven. De aangegeven oppervlakken in figuur 21 zijn gelijk van grootte.

Uit de figuur kan worden afgeleid, dat de verschoven vooroeverlijn (dieptelijn van 5 meter) niet de vorm heeft van een negatieve exponentiële functie; wel kan de verschoven vooroeverlijn als een afvlakking van een negatieve exponentiële functie worden beschouwd. Het voorkomen van een afgevlakte lijn lijkt ook fysisch verklaarbaar in het licht van onder andere de afvlakingscapaciteit die de (getij)-stromen bezitten; de scherpe negatieve e-macht zal in werkelijkheid nooit voorkomen. In figuur 21 wordt zo goed mogelijk een negatieve exponentiële functie aangegeven die de "werkelijk aanwezige" vooroeverlijn kan representeren. Hierbij wordt voldaan aan continuïteit van sediment. (Met andere woorden: de gearceerde oppervlakken zijn gelijk van grootte.) Deze e-macht heeft een "nepereringswaarde" van 1.500 meter, dus moet gelden:

$$\sqrt{s_{x_2}/(2 \cdot s_y)} = 1.500 \text{ meter.}$$

Een waarde voor s_{x_2} kan worden verkregen uit Bakker en Smit [19]; daarin worden waarden van de evenredigheidscoëfficiënt s_x gegeven voor verschillende locaties langs onder andere de Nederlandse kust. Deze s_x heeft betrekking op een één-

lijnschematisatie van het kustdwarsprofiel. Wanneer nu wordt gesteld: s_{x_1} (langtransportcoëfficiënt voor de strandlijn in het twee-lijnenmodel) = s_{x_2} (langtransportcoëfficiënt voor de vooroeverlijn in het twee-lijnenmodel) = $0,5 \cdot s_x$ (langtransportcoëfficiënt voor de kustlijn in het één-lijnenmodel), dan kan als redelijke waarde voor s_{x_2} worden aangenomen: $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{j}/\text{rad}$. Invulling van deze waarde in de laatste vergelijking geeft een s_y -waarde op de dieptelijn van 3,5 meter van 0,22 m/j. Deze waarde is ingetekend in de door Bakker en Delver [18] samengestelde s_y -grafiek (figuur 22). De gevonden waarde voor s_y blijkt kleiner te zijn dan die door Bakker en Delver [18] gevonden voor dezelfde diepte.



Figuur 22. De s_y -grafiek van Bakker en Delver [18], afgeleid uit het gedrag van een strandsuppletie ter plaatse van de kust van Delfland. Verticaal staat de relatieve waarde van s_y uitgezet. De absolute s_y -waarde van 1,5 m/year staat in de oorspronkelijke figuur aangegeven; de overige absolute s_y -waarden zijn door de huidige auteur bij de desbetreffende punten vermeld, zowel als de, uit het huidige onderzoek resulterende, s_y -waarde van 0,22 m/year op de lijn van N.A.P. -3,5 meter.

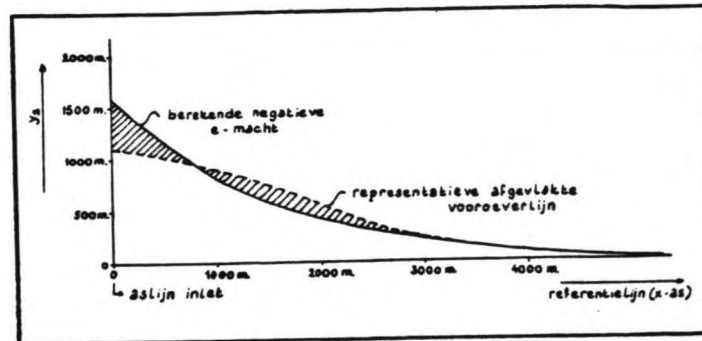
De "topwaarde" voor de e-macht in figuur 21 heeft de grootte 1.900 meter. Invulling van de reeds gevonden theoretische uitdrukking voor deze "topwaarde" levert:

$$\frac{\text{Bron}}{\sqrt{8 \cdot S_y \cdot S_{x_2}}} = \frac{2,0 \cdot 10^6 (\text{m}^3/\text{j})}{\sqrt{8 \cdot 0,22 (\text{m}/\text{j}) \cdot 1 \cdot 10^6 (\text{m}^3/\text{j}/\text{rad})}} = 1.500 \text{ meter}$$

Om de waarde van 1.900 meter als resultaat te verkrijgen, zou de brongrootte met een factor 1,27 kunnen worden vermenigvuldigd.

Ditzelfde principe kan nu worden toegepast op de verschuiving van de vooroeverlijn ter plaatse van de Zijpe. De "nepereringswaarde" van de negatieve e-macht blijft 1.500 meter bij dezelfde waarden voor s_{x_2} en s_y . De "topwaarde" wordt ongeveer 1.600 meter bij invulling van de met een factor 1,27 vermenigvuldigde bronwaarde van de Zijpe. In figuur 23 op de volgende bladzijde wordt de negatieve e-macht voor de Zijpe geschetst, samen met een bepaald

geschematiseerd afgevlakt verloop van de vooroeverlijn.



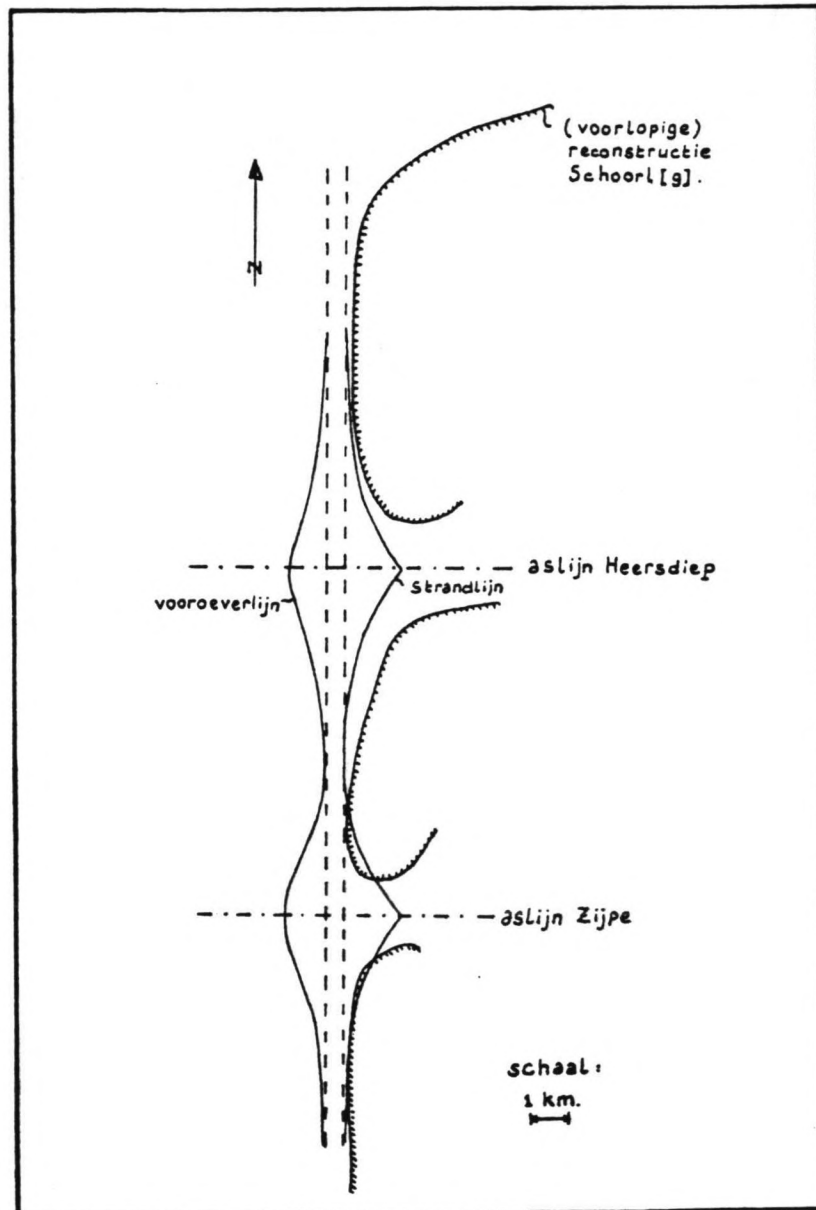
Figuur 23. Berekende negatieve exponentiële functie als zeewaartse verschuiving van de vooroeverlijn ter plaatse van de Zijpe, tezamen met een voorgesteld afgevlakt verloop van deze lijn. De aangegeven oppervlakken in de figuur zijn gelijk van grootte.

Aangezien de transportcapaciteit als wat kleiner wordt berekend dan die van het Eijerlandse Gat, zou het horizontale plateau voor de Zijpe-ingang iets hoger gelegen kunnen worden gedacht dan die voor het Eijerlandse Gat. Een hoger gelegen horizontaal plateau betekent hier volgens figuur 22 een grotere s_y -waarde dan eerder berekend en daarmee een verkleining van het buitendelta-oppervlak (kleinere "nepereringswaarde" en "topwaarde"); deze mogelijkheid wordt hier verder niet uitgewerkt. Ook de vraag of toepassing van een bepaalde bandbreedte als sedimentbron en -put een duidelijk ander beeld geeft dan toepassing van discrete punten voor de put en de bron wordt in deze notitie niet nader beschouwd. (Als bandbreedte zou overigens kunnen worden gedacht aan een breedte waarover de belangrijkste geul(en) de buitendelta snijdt (snijden).) Een zeer globale beschouwing van de situatie ter plaatse van het Eijerlandse Gat geeft de indruk dat de invloed van de keuze van óf bandtermen óf punttermen van sediment niet zo groot is.

In figuur 24 op de volgende bladzijde wordt het resultaat van de berekening geschetst (De strandlijn - gedacht wordt aan ongeveer de laagwaterlijn - wordt geschematiseerd weergegeven.), tezamen met de (voorlopige!) reconstructie van de kust van de kop van Noord-Holland omstreeks 1300 n.C., zoals die door Schoorl [9] wordt beschreven (zie figuur 29). De breedte van de inlet, met bijbehorende getijdegeulen, blijkt het berekende beeld van het verloop van de strandlijn (zoals verwacht) nogal te verstoren. In figuur 24 wordt aangenomen, dat de evenwichtsafstand tussen (ongestoorde) vooroeverlijn en strandlijn 500 meter bedraagt; dit komt overeen met de situatie op een bepaalde afstand uit de inlet-as van het Eijerlandse Gat (zie figuur 16). Dat zich daar een evenwichtssituatie voor wat betreft dwarstransport zou voordoen, is duidelijk een aanname. Verder wordt aangenomen dat de strand- en vooroeverlijnen van beide inlets uit figuur 24 (Zijpe en Heersdiep) elkaar niet beïnvloeden; Bakker [20] beargumenteert dat wederzijdse beïnvloeding van de inlets zeker kan worden verwaarloosd wanneer de onderlinge afstand tussen de inlet-assen groter is dan:

$$10 \cdot \sqrt{\frac{1}{S_y \cdot ((1/S_{x_1}) + (1/S_{x_2}))}} \text{ meter}$$

In dit geval heeft deze uitdrukking de waarde 15.000 meter. Uit figuur 29 (Schoorl [9]) kan een afstand tussen de assen van Heersdiep en Zijpe worden opgemeten ter grootte van ongeveer 10.000 meter; de aanname betreffende de wederzijdse beïnvloeding van de inlets lijkt daarom een redelijke.



Figuur 24. Berekende strandlijn- en vooroeverlijnconfiguratie ter plaatse van de Zijpe en het Heersdiep. De lijnen staan ingetekend in de (voorlopige) reconstructie van de kustlijn van de kop van Noord-Holland omstreeks 1300 na Chr. van Schoorl [9] (zie figuur 29).

Hoofdstuk 4: Discussie en mogelijke follow-up.

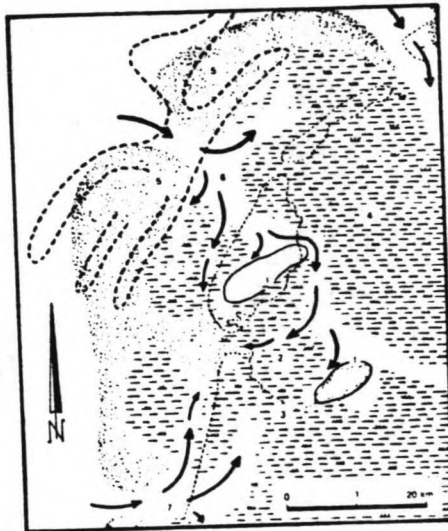
In het voorgaande is een eerste (voorzichtige) poging ondernomen de fysische konsekwenties van een historisch zeegat op de kustlijn te modelleren. De auteur van de huidige notitie realiseert zich daarbij terdege, dat de wijze waarop dit hier is gebeurd bron kan zijn van enige discussie. In dit hoofdstuk zal hij enkele discussiepunten aansnijden, met als doel het creëren van enige afstand van de absolute resultaten, zoals die in deze notitie staan vermeld.

De schematische bepaling van de kustlijn- en buitendelta-configuratie (middels berekening van de ligging van de strand- en vooroeverlijn) van de Zijper ingang is hier gestoeld op vergelijking van de water- en sedimentbeweging in het Zijper gat en het tegenwoordige Eijerlandse Gat onder huidige gemiddelde getijcondities ter plaatse. (Hierbij is uitgegaan van de sedimenttransportcapaciteit van de ebstroom gedurende een zuiver sinusvormig getij.) Schoorl [9],[21] leerde de auteur, dat de karakters van beide genoemde zeegaten niet geheel overeenkomstig zijn te noemen; in dat kader lijkt het interessant iets dieper in te gaan op de geschiedenis van de Zijpe (en het Heersdiep). Bij de bestudering van deze geschiedenis zijn Schoorl [9],[21],[22],[23],[24] en De Mulder [25] de auteur ten nutte geweest. (Op de historie van het Eijerlandse Gat hoeft hier niet dieper te worden ingegaan, daar de huidige situatie van dit zeegat in de analyse wordt betrokken.)

Het is aannemelijk, dat in de Karolingisch-Ottoonse tijd van plm. 800-950 n.C. de zee-invloed in de kop van Noord-Holland is toegenomen. Een gevolg hiervan was dat de veengebieden, door het graven van aansluitende verkavelings-sloten op getijdegeulen die op natuurlijke wijze waren ontstaan, omstreeks het jaar 900 n.C. beter konden worden ontwaterd. Door een geringe stormvloedfrequentie gedurende het tijdvak 950-1100 n.C., werd het veengebied achter de strandwalkust ten noorden van Petten, ten oosten van Callantsoog-Huisduinen-Texel en bewesten Wieringen, over grote gedeelten beter bewoonbaar. Ontginning (vooral in de 11de en 12de eeuw) en ontwatering van het veen leidden tot een bodemdaling, oxidatie van het veen gaf eenzelfde resultaat te zien. Mogelijk is er al sprake geweest van een doorbraak van de kustboog in de 8ste en 9de eeuw, ter hoogte van de Pettemerpolder, waardoor een zuidelijk en een noordelijk eiland ontstonden. (De kustboog, waar hier over gesproken wordt, lag enkele kilometers westelijk van de huidige kustlijn.) Het zeegat van de Zijpe is eigenlijk ontstaan in de 12de eeuw, toen de grootste kusterosie pas inzette, voornamelijk met de stormvloed van 1170 en 1196 n.C. (waarbij de hiervoor besproken bodemdaling een belangrijke factor vormde). Hierbij werd de, dus mogelijk reeds vanaf de 8ste tot 9de, maar zeker in de 11de eeuw bestaande opening tussen Petten en Callantsoog verbreed. Zie ook de figuren 25, 26 en 27 (Schoorl [9]). In de lagune achter de strandwal werd het veen bedekt met een laag pikklei - een vette brakwaterafzetting -, die na een aarzeland begonnen sedimentatiefase tussen 1150 en 1250 n.C.

werd gedeponereerd. De pikklei vond voortzetting in de wat lichtere Rekereklei. In de toplaag is de klei zandiger en hiermee kondigt de overgang naar de sedimentatie van aan de oppervlakte liggende zandpakketten zich aan. Als gevolg van de teruggang van de kust en de afbraak van de strandwal vond een proces van opvulling van de lagune plaats, dat wordt aangeduid met de Engelse term "wash-over". De strandwal werd regelmatig overspoeld, waarbij zandig materiaal in de achterliggende lagune werd gedeponereerd. De sedimentatie werd echter vooral bevorderd door stormvloed, die tijdelijk gaten in de barrière sloegen en waarbij de sedimenten werden uitgewaaid in de lagune. Geulvormige doorbraken vormden tijdelijk buiten- en binnendelta's, maar deze waren vaak slechts van geringe betekenis, omdat de bodems der stormgeulen dikwijls boven normaal tij lagen en de geulen dus maar een korte levensduur hadden.

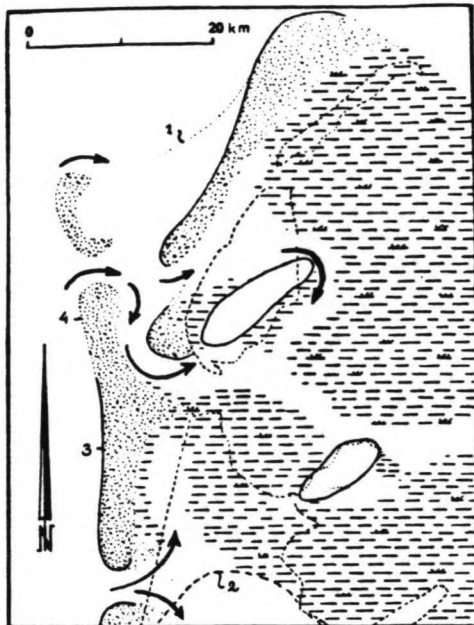
2. Balgzand-veenontginningen; begin 19e eeuw; intensief 12e eeuw.
3. Anna Paulowna-veenontginningen, (als 2).
4. Veengebied in de 15e eeuw: 'de Moerwaard'.
5. Gebied van 'de Stenen'.
6. Getijgat noordwest van Texel.
7. Getijgat in het latere Zijpegebied.



Figuur 25.
Mogelijke ontwikkeling van de kop van Noord-Holland en het aangrenzende gebied; toestand omstreeks 800-1000 n. Chr.

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | kustzanden, schoorwal, aansluitend op 'de Stenen' (5). | | getijwater, infiltratierichting. |
| | veengebied | | contour van de bovenkant v.h. pleistoceen; diepte in m -NAP. |
| | contour van 'de Stenen'; | | huidige kustlijn. |

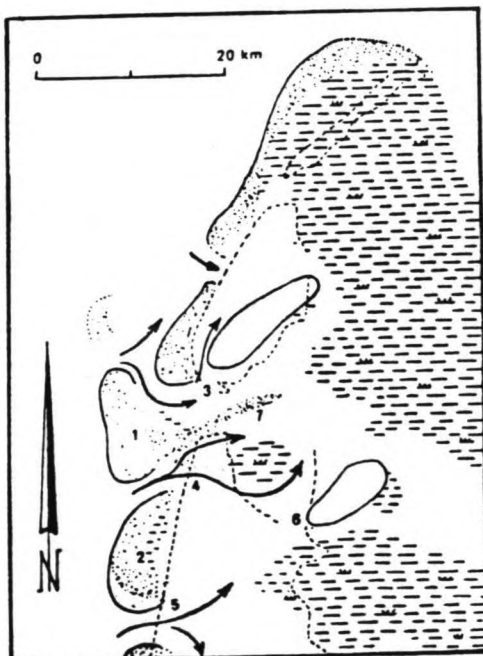
Bij de figuur:
het gebied van "De Stenen", noord-west van Texel-Vlieland, de veengebieden ten oosten daarvan, de schoorwal, van Bergen noordwaarts aansluitend op "De Stenen", de venen ten oosten daarvan in het Zijpe- en Schagergebied, het Balgzandgebied en Wieringen zijn aan omvangrijke getij-infiltratie onderhevig.



Figuur 26.
Mogelijke ontwikkeling van de kop van Noord-Holland en het aangrenzende gebied; toestand omstreeks 1000-1100 n. Chr.
(Voor de legende zie figuur 25.)

Bij de figuur:
het doorbreken en uiteenslaan van het noordelijk gedeelte van de strandwal en de voortgaande vernietiging van het gebied van "De Stenen", doet ten westen van Texel-Vlieland een kustboog ontstaan, waarbij vooral in het noorden aanzienlijke hoeveelheden zand van het vernietigd gebied tot aan het Vlie worden afgezet en tot duinen opstuiven. Het getijwater dringt dieper door in de veengebieden. Vooral ten noordwesten van Huisduinen en aan de zuidzijde van de hoge Texelse gronden. Langs de oostzijde van de hogere Balgzand-ontginningen ontstaat verbinding met het "open" water ten noordoosten en oosten van Wieringen. Ook de Zijpe-opening geeft gelegenheid tot verdere uitbreiding van mariene invloed.

- 1: veronderstelling van aan elkaar zitten van kustgedeelten;
- 2: veenbegrenzing;
- 3 en 4: zekerder respectievelijk minder zeker verloop.

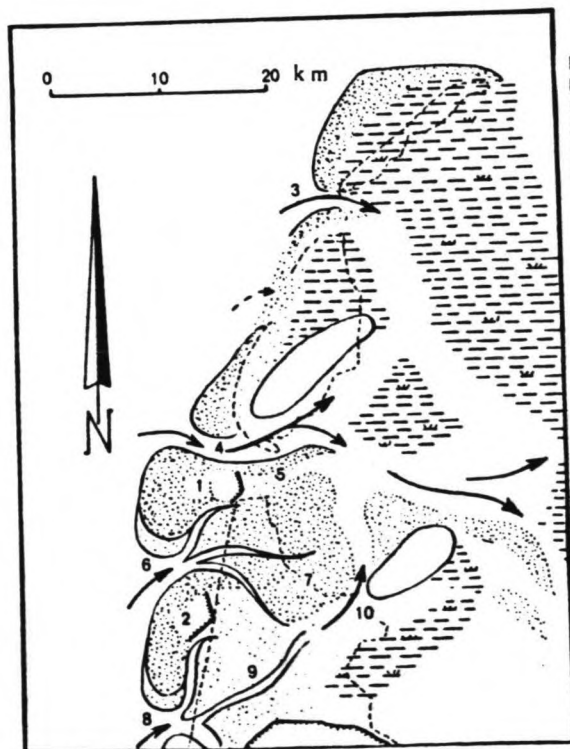


Figuur 27.
Mogelijke ontwikkeling van de kop van Noord-Holland en het aangrenzende gebied; toestand omstreeks 1100-1200 n. Chr.
(Voor de legende zie figuur 25.)

Bij de figuur:
de centrale doorbraak van de strandwalkust betekent het ontstaan van de eilanden Huisduinen en Callants-oog. Krachtiger getijstroom breken het veengebied uiteen en veranderen de gronden tussen Huisduinen, Callants-oog, Wieringen en Texel in een kwelder-gebied, dat met zand van de duinkust en via de getijgeulen met zanden van diepere oorsprong (Pleistoceen) wordt overlopen. De ontwikkeling van Marsdiep, Heersdiep en Zijpe begint zich af te tekenen. De kust van Texel/Vlieland staat, als gevolg van het wegslaan der strandwalresten, aan grotere uitschuring bloot.

- | | |
|-----------------------------|--|
| 1. Huisduinen | 5. Zijpe |
| 2. Kallingen (Callants-oog) | 6. Lotmeer |
| 3. Marsdiep | 7. Zandafzetting langs de zuidoever van het Marsdiep (later Vogelrand) |
| 4. Heersdiep | |

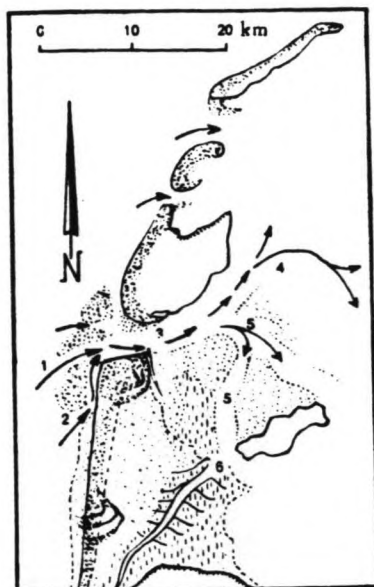
Tijdens het afbraakproces, waarbij de kustlijn achteruit ging, ontstond ten gevolge van de stormvloeden van 20 november en 28 december 1248 n.C. een doorbraak van grotere omvang. Daar dit gat geen goede verbinding met het achterland had, bleef de komberging gering en daardoor de getijinvloed beperkt. De aanwezige kustdrift zorgde daarbij voor een relatief snelle verzanding van het gat (Dit proces is eerder behandeld in hoofdstuk 1, toen de stabiliteit van een inlet ter sprake kwam.); het relatief grote Zijpergat was namelijk reeds vóór het midden van de 14de eeuw verzand. In 1388 n.C. is er zelfs sprake van een zanddijk tussen Petten en Callantsoog, terwijl er toen plannen bestonden om een dijk te leggen van Callantsoog naar de Keins, aan de Westfriese dijk ten noordwesten van Schagen. Dit bewijst, dat het Zijper kwelder- en wadgebied zo hoog opgeslibd was, dat ernstig overwogen kon worden om met de toenmalige technische middelen deze bedijking tot stand te brengen. De hoge kwelder- en wadgronden van de noordelijke Zijpe belemmerden zelfs het ontstaan van een nieuw zeegat tijdens de St. Elisabethsvloed op 18-19 november 1421 n.C.. Later ontstonden tussen de Ketelduinen en het Hondsbos twee nieuwe Zijper gaatjes, die benoorden Petten op vroege 16de eeuwse kaarten staan afgebeeld. Tijdens stormvloeden vond ook hier het proces van opvulling plaats. Vervolgens werd in 1552-1553 n.C. de Zijpe voor de eerste maal bedijkt. De inundaties waren daarmee echter nog geen verleden tijd, want pas in 1597 n.C. werd de Zijpe voor de derde maal en nu definitief bedijkt. Het bovenstaande wordt in de figuren 28, 29, 30 en 31 (Schoorl [9]) geïllustreerd.



Figuur 28.
Mogelijke voortgaande ontwikkeling van de kop van Noord-Holland en het aangrenzende gebied; toestand omstreeks 1200-1300 n. Chr. (Voor de legende zie figuur 25.)

Bij de figuur:
de getij-invloed heeft zich verder uitgebreid in oostelijke richting. Het eiland Huisduinen heeft in toenemende mate van sterke afslag te lijden, zowel aan de noord- als aan de westzijde: aan de zuidoever van het Marsdiep zet zich het afbraakzand als de brede "Vogelrand" af. Het Heersdiep deponeert, belemmerd door Wieringen, het "Bree-zand" of de "Droge Waard", waarin zich zijn getijgeulen vertakken. De Zijpe maakt verbinding met het Lotsmeer ten westen van Wieringen en begint met de Marsdiepgetijden een wantij te vormen (via Oude Veer). In het noorden ontstaat het Eijerlandse Gat. Het gat tussen Texel en Eijerland is vóór 1349 gesloten.

1. Huisduinen, met bedijking van Butterhoek-Papenes.
2. Callantsoog, met bedijkt 'Oude Land'
3. Eierlandse Gat
4. Marsdiep
5. Vogelrand
6. Heersdiep
7. Bree-zand of Droge Waard
8. Zijpe
9. Ouddieper Zwin (Oude Veer)
10. Lotsmeer



Figuur 31.
Mogelijke voortgaande ontwikkeling
van de kop van Noord-Holland en het
aangrenzende gebied; toestand om-
streeks 1450-1600 n. Chr.
(Voor de legende zie figuur 25.)

Bij de figuur:
het Marsdiep heeft zich tot het enige en belangrijke
zeegat ontwikkeld, dat toegang geeft tot de Zuider-
zee; Zijpe en Heersdiep zijn gesloten.
Het Landsdiep van Huisduinen heeft de hoge rug, die
de toegang tot het Marsdiep versperde, doorbroken
en gaat zich in de volgende eeuwen tot het voor-
naamste invalsgat van het Marsdiep ontwikkelen. De
Vogelrand is opgeruimd; de Balgzand-banken breiden
zich naar het oosten uit. Er heeft een begin van
vloedwater- en zandtransport over de noordelijke
Koe-gras- en Balgzandgronden plaats in zuidoostelijke
richting naar het Wieringerdiep. De klei-afzettingen
rond het Oude Veer raken rijp voor inpoldering.

- | | |
|------------------|---------------------|
| 1. Spanjaardsgat | 4. Texelstroom |
| 2. Landsdiep | 5. Balg-Wiennerdiep |
| 3. Marsdiep | 6. Oude Veer |

Het verschil tussen de Zijpe en het Heersdiep (in feite verzamelnamen van reeksen verzande getijde-openingen; voor de Zijpe en het Heersdiep over een breedte van ca. 5 kilometer, respectievelijk tussen de huidige strandpalen 15 en 20 en 4 en 9) aan de ene kant en de tegenwoordige inlets tussen de Noordzee en de Waddenzee aan de andere kant, is, dat de eerste twee zeegaten slechts een relatief korte "levensduur" hadden. Het feit dat het Marsdiep en het Eijerlandse Gat zich bijvoorbeeld wel blijvend hebben kunnen ontwikkelen, in tegenstelling tot de Zijpe en het Heersdiep, hangt niet zozeer samen met de diepteligging van het (hier hooggelegen) Pleistocene gebied van De Stenen- Texel- Huisduinen- Wieringen, als wel met het feit dat het Marsdiep en het Eijerlandse Gat rond 1300 n.C. verbinding kregen met de (relatief belangrijke) Oude-Vliestroom, die op zijn beurt weer met het Almere (de latere Zuiderzee) verbonden was. In de volgende eeuwen braken deze getijdewateren in toenemende mate het door geulen in afzonderlijke gedeelten versneden veenpakket af. Naarmate in de loop der tijd de kombergingen van het Marsdiep en het Eijerlandse Gat groter werden, namen diepte en waterverplaatsing van de dagelijkse getijbewegingen in deze geulen toe. Daartegenover staat bijvoorbeeld, dat ondanks het feit dat het Heersdiep op een gegeven moment min of meer verbinding kreeg met het Marsdiep-water ten noorden van Wieringen, het kombergingsgebied van het Heersdiep van beperkte omvang bleef, voornamelijk door het aanwezig zijn van het hooggelegen Wieringen en de (vrij resistente) hooggelegen klei-afzettingen van Anna Paulowna. In dit kader kan ook gewezen worden op de (mogelijk) belangrijker factor van de menselijke invloed (inpolderingen: verkleining kombergingsoppervlak) in de kombergingsgebieden van Zijpe en Heersdiep.

Daar de Zijpe en het Heersdiep telkenmale relatief snel verzandden (orde van grootte van tijdschaal van bestaan van de zeegaten: tientallen jaren), konden zich zeewaarts van deze zeegaten mogelijk geen goed ontwikkelde ("stabiliteits"-) buitendelta's vormen. De verwachting

bestaat, dat de buitendelta voor het huidige Eijerlandse Gat wel een beter ontwikkeld karakter heeft, een gevolg van het stabielere gedrag van het Eijerlandse Gat.

Volgens de bovenstaande redenering zijn de buitendelta's voor de Zijpe en het Heersdiep als te groot berekend. (Overigens is het mogelijk berekeningen te maken betreffende de tijdsontwikkeling van een buitendelta naar een soort van evenwichtssituatie; of zo'n delta zich in een tiental jaren, de "levensduur" van de verschillende Zijpe- en Heersdiep-openingen, goed kan ontwikkelen, kan mogelijk in een vervolgstudie worden onderzocht.)

Enkele discussiepunten kunnen hier verder nog worden aangestipt:

-in hoofdstuk 2, "Modellering", is al uiteengezet dat het hier losgekoppelde enkele submodel geen fysisch volledige beschrijving van de processen rond een inlet kan opleveren. Zoals eerder gesteld, moet deze notitie dus als een eerste (voorlopige) poging met betrekking tot het onderwerp worden gezien;

-bij de berekening van de waterbeweging in de Zijper ingang (zie appendix A1) is uitgegaan van een stabiele inlet. Uit de voorgaande historische uiteenzetting mag wel blijken dat de Zijpe en het Heersdiep nu niet de voorbeelden van stabiele inlets zijn. Met het kaartje van ca. 1300 n.C. (zie figuur 29, Schoorl [9]), waarop de berekening in de appendices is gebaseerd, is (min of meer toevallig) de situatie genomen, waarin beide getijde-openingen ongeveer hun grootste omvang hadden

-het aanhouden van huidige getijcondities voor de historische situatie is duidelijk een vereenvoudiging. Hoewel volgens een Rijkswaterstaat-nota [26] de verschuiving van het systeem van de amphidromische punten in de Noordzee slechts gering is bij een hypothetische huidige zeespiegelverhoging van 5 meter, is het niet ondenkbaar, dat een kleine verschuiving van dit systeem (gedurende de laatste honderden jaren) toch niet-verwaarloosbare effecten op de getijkarakteristieken heeft gehad: in de Duitse Bocht wordt heden ten dage bijvoorbeeld een stijging van het gemiddeld zeeniveau van 30 mm/jaar waargenomen, terwijl een toename van het HW-niveau van 60 mm/jaar wordt gemeten (Bijker [27])! De kennis met betrekking tot het historische getij is nog niet in die mate aanwezig, dat de hier gebruikte vereenvoudiging kan worden voorkomen.

Ondanks de bovenstaande discussiepunten meent de auteur dat de hier gevolgde werkwijze (het berekenen van aanwezige sedimenthoeveelheden in historische buitendelta's middels het vergelijken van waterbewegingen in huidige en historische zeegaten) een geschikte is in de huidige fase van het (Kustgenese-)onderzoek. In een vervolgstudie kan de tijdsontwikkeling van een buitendelta (zowel tijdens de opbouw na het ontstaan van een zeegat, als tijdens de afbraak na het sluiten van een zeegat) worden geanalyseerd. Een dergelijke tijdsontwikkeling kan worden gemodelleerd in

een hierna op te zetten integraal (kust-)lijnenmodel voor de
Hollandse kust (Den Helder-Hoek van Holland).

Appendix A1: Bepaling sedimenttransport-
capaciteit van de Zijpe.

Om iets over de sedimenttransportcapaciteit te kunnen zeggen, moet eerst het dwarsoppervlak van het getijgat in grootte worden geschat. Hiervoor wordt het "schuifspannings-criterium (τ -criterium) betrokken op het dwarsprofieloppervlak" (zie de beschouwing van inlet-stabiliteit in hoofdstuk 1, "Inlets algemeen") gehanteerd, zoals dat door Bruun en Gerritsen [3] wordt behandeld.

Voor een dwarsprofiel met een horizontale bodem en een oneindige breedte geldt:

$$Q = A \cdot C \cdot \sqrt{\tau / (\rho \cdot g)} \quad (a1),$$

waarin: Q =de grootte van het debiet door het dwarsprofiel in m^3/s ;

A =de oppervlakte van het dwarsprofiel in m^2 ;

C =de Chézy-wrijvingsfactor in $m^{2/3}/s$;

τ =de schuifspanning werkend tussen de vloeistofstroming en de bodem in N/m^2 ;

ρ =de massadichtheid van het water in kg/m^3 ;

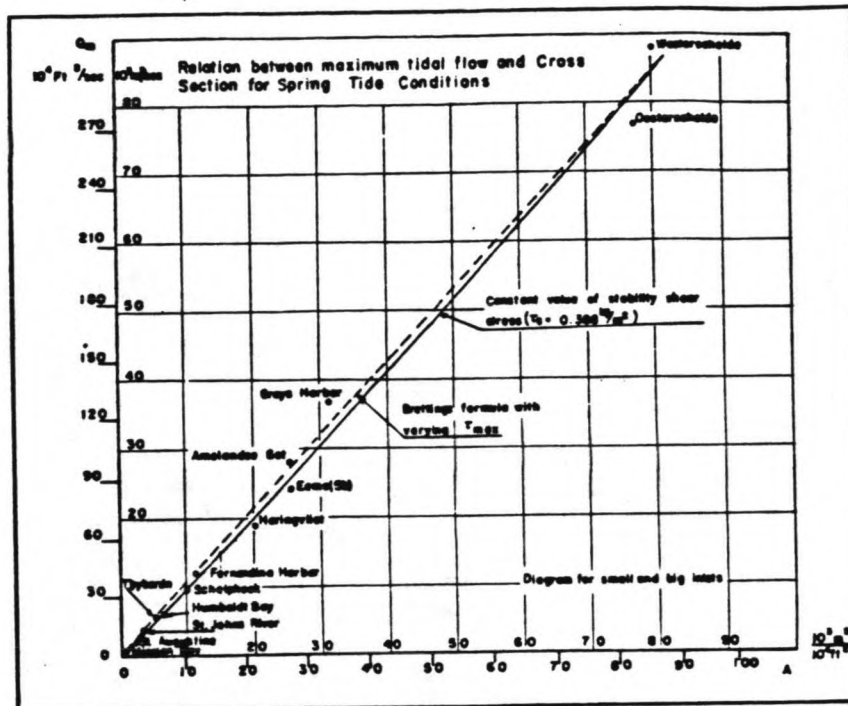
g =de versnelling van de zwaartekracht in m/s^2 .

Voor een reëel dwarsprofiel is het eenvoudiger de over het dwarsprofiel gemiddelde schuifspanning in de analyse te betrekken, vanwege de moeilijkheid van het definiëren van een schuifspanningsverdeling. De gemiddelde schuifspanning tussen de vloeistofstroming en de bodem, waarbij het dwarsprofiel van een inlet stabiel is onder maximale stroomcondities, wordt nu de "bepalende schuifspanning" of "stabiliteitsschuifspanning" τ_s genoemd. Er volgt dan:

$$(Q_{max})_{sg} = A \cdot C \cdot \sqrt{\tau_s / (\rho \cdot g)} \quad (a2),$$

waarin (per definitie): $(Q_{max})_{sg}$ =het maximale debiet tijdens springtij in m^3/s .

Het blijkt dus mogelijk te zijn de stabiliteit van een getijde-inlet, van een regelmatige geometrische vorm en met simpele stroomcondities, te beschrijven door de introductie van de τ_s . (Deze τ_s wordt volgens Bruun en Gerritsen [3] door vele factoren beïnvloed, zoals mogelijke golfwerking, een variërende C -factor, de kustdrift, enz.) De Q_{max} tijdens springtij wordt in de analyse gebruikt omdat bij analyse van recente gegevens blijkt, dat de stabiliteits-situatie gewoonlijk beter wordt beschreven door de "maximale afvoer" versus "dwarsprofiel" dan door het "getijprisma" versus "dwarsprofiel" (zie ook hoofdstuk 1). Vergelijking (a2) wordt onder andere aan de hand van enkele prototype-gegevens in figuur a1 (Bruun en Gerritsen [3]) op de volgende bladzijde gevisualiseerd.



Figuur a1. Relatie tussen maximale getijstrooming en dwarsoppervlak onder springtijcondities voor kleine en grote inlets.

Uit deze figuur volgt de relatie (voor kleine inlets):

$$(Q_{max}/A)sg = (\bar{v}_{max})sg = 0,95 \text{ m/s} \quad (a3),$$

waarin: $(\bar{v}_{max})sg$ = de over het dwarsprofiel gemiddelde maximale stroomsnelheid tijdens springtijcondities in m/s.

Bruun [2] vermeldt een waarde voor $(\bar{v}_{max})sg$ tussen 0,9 m/s en 1,1 m/s.

Wanneer van de veronderstelling wordt uitgegaan dat de bekkenlengte van het kombergingsgebied zeer veel kleiner is dan de getijgolfenlengte λ en dat er sprake is van een zuiver sinusvormig getij, dan kan worden gesteld:

$$(Q_{max})sg = \frac{\pi}{2} \cdot \left(\frac{\text{kombergingsoppervlak (m}^2\text{)} \cdot \text{getijverschil (m)}}{\text{halve getijperiode (s)}} \right) sg \quad (a4).$$

In een allereerste benadering kan het kombergingsoppervlak ten tijde van ca. 1300 n.C. worden benaderd aan de hand van de reconstructie van de kop van Noord-Holland, zoals die door Schoorl [9] wordt geschetst (figuur 29); de grootte wordt geschat op $94 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. Voor getijcondities worden huidige omstandigheden aangehouden als eerste benadering: het getijverschil bij springtij te Den Helder bedraagt ongeveer 1,60 meter. Voorts wordt voor de getijperiode 12 uur en 25 minuten aangehouden. Combinatie van (a3) en (a4) en invulling van bovenstaande numerieke waarden levert:

$$(A)sg = 11.000 \text{ m}^2 \quad (a5).$$

In het vervolg wordt het dwarsoppervlak bij springtijcondities gelijk gesteld aan dat bij gemiddeld getij; bovendien wordt bij de vaststelling van de grootte

van de oppervlakte van het dwarsprofiel geen rekening gehouden met de directe invloed van het verticale getij hierop (bij een hoge waterstand is het natte dwarsprofieloppervlak groter dan bij een lage waterstand).

Wordt voor (huidige) gemiddelde getijcondities een getijverschil van 1,35 meter aangenomen, dan volgt (bij een overigens constant kombergingsoppervlak):

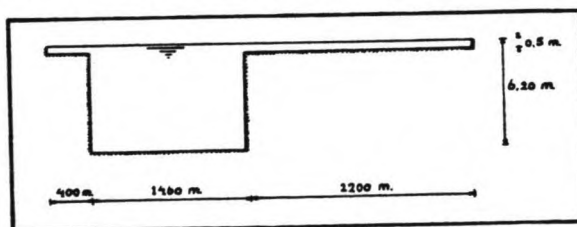
$$(\bar{v}_{max})_{gg} = 0,82 \text{ m/s} \quad (a6),$$

$$(\bar{v}_{gem})_{gg} = 0,52 \text{ m/s} \quad (a7).$$

(Hierin staat "gg" voor gemiddelde getijcondities.) De waarde van 0,52 m/s komt ongeveer overeen met de 0,55 m/s, die Haring [28] bij zijn analyse van de oppervlakte van het dwarsprofiel van de Nederlandse zeegaten vindt.

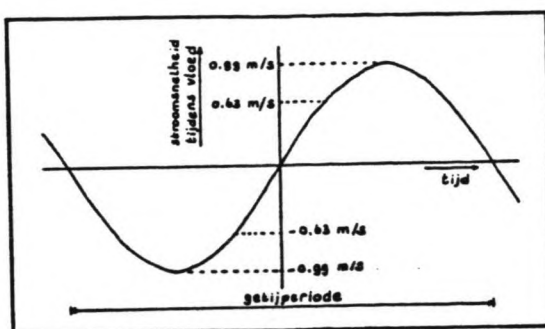
De sedimenttransportcapaciteit (in m^3/j) wordt berekend met behulp van een zuiver sinusvormig verloop van het gemiddeld getij. Zowel een asymmetrie in de sinusvorm, als het in rekening brengen van andere dan gemiddelde getijcondities, kan een grote invloed hebben op de berekende jaarlijkse sedimenttransportcapaciteit (in verband met het sterk niet-lineaire karakter van sedimenttransport versus vloeistofsnelheid). Ter vergelijking van beide zeegaten wordt echter een zeer vereenvoudigde aanpak gehanteerd.

In figuur a2 wordt, na interpretatie van figuur 29 (Schoorl [9]) een in eerste benadering als redelijk beschouwd dwarsprofiel aangegeven. (Het dwarsprofieloppervlak is 11.000 m^3 .) De 6,20 meter waterdiepte van het middengedeelte blijkt relatief goed overeen te komen met de grootste diepte van het Zijper gat van ongeveer 7 meter, zoals die is afgeleid uit een geologisch profiel ter plaatse (Schoorl [9]).



Figuur a2.
Aangenomen geschematiseerd dwarsprofiel van de Zijpe omstreeks 1300 na Chr.

De twee ondiepe gedeeltes van het dwarsprofiel worden gedacht alleen een waterbergende functie en geen stroomvoerende functie te hebben. Voor het middengedeelte wordt dan de kromme van het horizontale getij verkregen, zoals die in figuur a3 op de volgende bladzijde wordt weergegeven. (De aangegeven snelheden zijn gemiddelden over het gehele middengebied; in werkelijkheid is er ook over de geulbreedte een snelheidsverdeling aanwezig, echter deze wordt niet in beschouwing genomen.) De snelheden uit figuur a3 zijn iets groter dan de eerder berekende, over het dwarsprofiel gemiddelde, snelheden tijdens gemiddelde getijcondities ((a6) en (a7)); dit is een gevolg van het feit dat een gedeelte van het dwarsprofiel gedacht wordt alleen een waterbergende functie te hebben en geen stroomvoerende.



Figuur a3.
Sinusvormige horizontale
getijkromme voor het
stroomvoerende midden-
gedeelte van het dwars-
profiel uit figuur a2.

Per ebperiode wordt nu nagegaan hoeveel sediment er door de geul richting zee beweegt. Dit totale transport is opgebouwd uit een bodemtransport en een gesuspendeerd transport. De invloed van golfwerking op het sedimenttransportproces ter plaatse van het diepere, stroomvoerende, geulgedeelte wordt hier verwaarloosd. Het bodemtransport wordt hier berekend met behulp van de, van de Kalinske-Frijlinkformule afgeleide, Bijker-formule (Bijker [29]):

$$S_b = B \cdot D \cdot \frac{v}{C} \cdot \sqrt{g} \cdot \exp \left[-0,27 \cdot \frac{\Delta \cdot C^2 \cdot D}{\kappa \cdot v^2} \right] \quad (a8),$$

waarin: S_b = het bodemtransport per strekkende meter in m^3/s ;

B = een dimensieloze coëfficiënt;

D = de gemiddelde korrelgrootte diameter in m;

v = de gemiddelde vloeistofsnelheid over de verticale (gelijk aan $\bar{v}$) in m/s;

C = de Chézy-wrijvingsfactor in $m^{1/2}/s$;

g = de versnelling van de zwaartekracht in m/s^2 ;

Δ = de relatieve dichtheid van het sediment, gedefinieerd door:

$$\Delta = (\rho_s - \rho) / \rho, \text{ waarin:}$$

ρ_s = de massadichtheid van de sedimentdeeltjes in kg/m^3 ;

ρ = de massadichtheid van het water in kg/m^3 ;

κ = de zogenaamde ribbelfactor, gedefinieerd door:

$$\kappa = (C / C')^{3/2}, \text{ waarin:}$$

$$C' = 18 \cdot \log(12 \cdot h / D_{90}), \text{ waarin:}$$

h = de waterdiepte in m;

D_{90} = de zeefmaat in m die door 90 % (gewichtsprocent) van het sedimentmengsel wordt gepasseerd.

In deze formule heeft de coëfficiënt B ongeveer de waarde 5.
Verdere kwantificering:

$$D = 200 \cdot 10^{-6} \text{ m};$$

$C = 53 \text{ m}^{1/2}/s$ (Rietveld [30]; deze waarde blijkt ongeveer overeen te komen met de zogenaamde "Nederlandse formule": $C = 30 + 5 \cdot \log(A)$ (Bruun en Gerritsen [3]) = $50,3 \text{ m}^{1/2}/s$);

$$g = 9,81 \text{ m/s}^2;$$

$$\Delta = 1,57;$$

$$D_{90} = 225 \cdot 10^{-6} \text{ m};$$

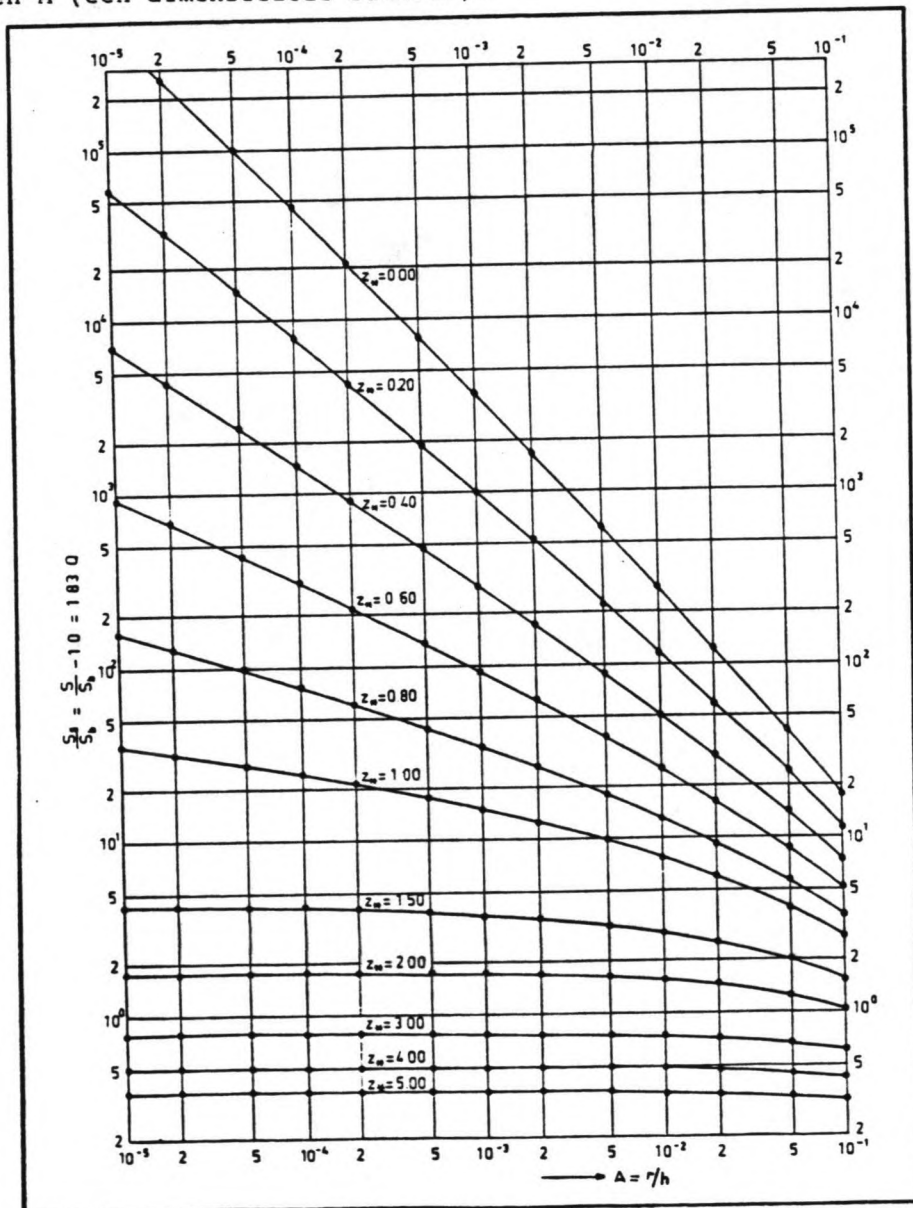
$$\kappa = 0,39.$$

Berekening van het bodemtransport voor verschillende stroomsnelheden:

v (m/s)	S_b (m ² /s)
0,63	$0,80 \cdot 10^{-5}$
0,86	$2,26 \cdot 10^{-5}$
0,99	$3,14 \cdot 10^{-5}$

(De middelste waarde van v is meegenomen in de berekening om de grafiek, die het sedimenttransport als functie van de tijd aangeeft, nauwkeuriger te kunnen tekenen.)

Het gesuspendeerde transport S_s volgt uit figuur a4 (uit het collegedictaat fl1b [5]). De verhouding van de hoeveelheid suspensietransport ten opzichte van de hoeveelheid bodemtransport kan worden afgelezen bij bekende factoren Z_n en A (een dimensieloze ruheid).



Figuur a4. Parameters voor het gesuspendeerde sedimenttransport. (De Q langs de verticale as is een bepaalde integraal-waarde.)

$$Z_0 = w / (x \cdot v_*) \quad (a9),$$

waarin: w =de valsnelheid van de sedimentdeeltjes in water in m/s, die kan worden berekend via (college-dictaat fl1b [5]):

$$\log(1/w) = 0,4949 \cdot (\log D_{50})^4 + 2,4113 \cdot \log D_{50} + 3,7394 \quad (a10),$$

waarin: D_{50} =de mediane korreldiameter in m;

x =de constante van Von Kármán ($=0,4$);

v_* =de zogenaamde schuifspanningssnelheid in m/s, een benadering voor de stroomsnelheid nabij het grenslaagje boven de bodem, waarin het bodemtransport zich afspeelt, gedefinieerd door:

$$v_* = v \cdot \sqrt{g} / C.$$

$$A = r/h \quad (a11),$$

waarin: r =de bodemruwheid in m, die kan worden berekend via: $C = 18 \cdot \log(12 \cdot h/r)$

Invulling van bekende waarden (bij $D=D_{50}$) levert:

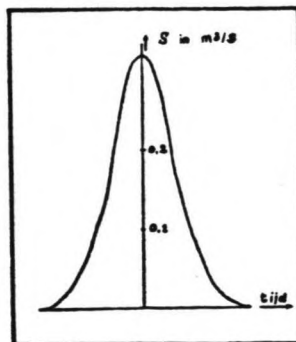
$$w=0,0252 \text{ m/s};$$

$$r/h=0,0136.$$

Met behulp van figuur a4 kan nu de volgende berekeningstabel worden opgesteld (S_s is het suspensietransport per strekkende meter in m^2/s):

v (m/s)	v_* (m/s)	Z_0 (-)	S_s / S_b (-)	$S = S_s + S_b$ (m^3/s)
0,63	0,037	1,69	2,2	0,037
0,86	0,050	1,25	4,0	0,165
0,99	0,058	1,08	6,0	0,321

In figuur a5 wordt het transportverloop ($S=S_s+S_b$) als functie van de tijd over een halve getijperiode uitgezet. De hoeveelheid getransporteerd sediment per ebperiode kan worden berekend middels bepaling van het oppervlak onder de kromme; dit oppervlak representeert een sedimenthoeveelheid ter grootte van ca. 2470 m^3 .



Figuur a5.
Het tijdsverloop van het totale sedimenttransport (bodemtransport + suspensietransport) in de Zijper geul gedurende een halve getijperiode (bv. eb-periode).

Jaarlijks wordt dus onder huidige gemiddelde getijcondities $1,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ door de ebstroom zeewaarts getransporteerd.

Appendix A2: Bepaling sedimenttransport- capaciteit van het Eijerlandse Gat.

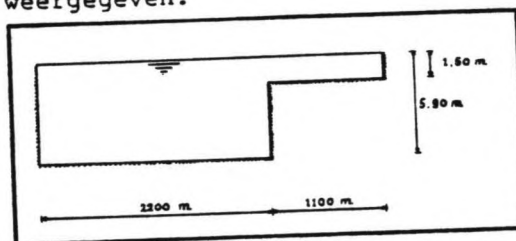
De berekening die volgt verschilt in principe niet van die in appendix A1.

Uit metingen (Rietveld [30]) is gebleken dat het getijprisma tijdens springtijcondities voor het Eijerlandse Gat ongeveer $200 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ bedraagt. Hieruit volgt een Q_{max} tijdens springtijcondities van ongeveer $14.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Wordt ook hier weer aangenomen:

$$(Q_{\text{max}}/A)_{\text{sg}} = 0,95 \text{ m/s} \quad (\text{a3}),$$

dan volgt: $A = 14.700 \text{ m}^2$.

In figuur a6 wordt, na bestudering van de dieptelijnen in het Eijerlandse Gat (figuur 16; Joustra [4]), een in eerste benadering als redelijk beschouwd dwarsprofiel schematisch weergegeven.



Figuur a6.
Een uit figuur 16 afgeleid dwars-
profiel van de door de onder-
broken lijn aangegeven raai in
het Eijerlandse Gat.

Het getijprisma tijdens gemiddelde getijcondities wordt benaderd met:

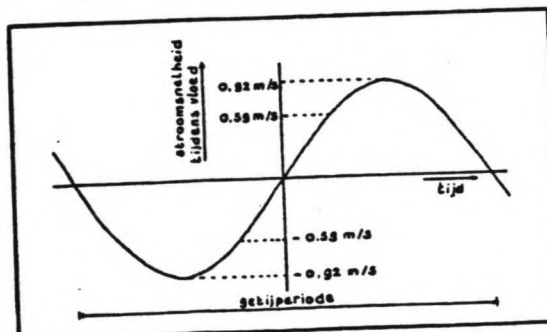
$$\frac{(\text{getijverschil})_{\text{gg}}}{(\text{getijverschil})_{\text{sg}}} \cdot (\Omega)_{\text{sg}} = \frac{1,35(\text{m})}{1,60(\text{m})} \cdot 200 \cdot 10^6 (\text{m}^3) = 170 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \quad (\text{a12}).$$

Hieruit volgen:

$$(\bar{v}_{\text{gem}})_{\text{gg}} = 0,52 \text{ m/s} \quad (\text{a13}),$$

$$(\bar{v}_{\text{max}})_{\text{gg}} = 0,82 \text{ m/s} \quad (\text{a14}).$$

Wanneer de ondiepte weer als een zuiver bergend gebied wordt beschouwd, dan wordt voor het diepere gedeelte de kromme voor het horizontale getij verkregen (gemiddeld over de breedte van het diepe gedeelte), zoals die wordt aangegeven in figuur a7.

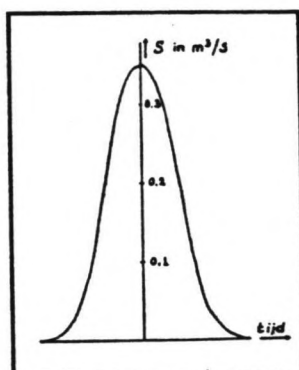


Figuur a7.
Sinusvormige horizontale
getijkromme voor het
stroomvoerende gedeelte
van het dwarsprofiel uit
figuur a6.

Het sedimenttransport voor de verschillende stroomsnelheden (als tussenliggende waarde voor de berekeningen wordt $v=0,80$ m/s genomen) wordt op een identieke wijze als in appendix A1 berekend. De ribbelfactor μ en de dimensieloze ruheidswaarde r/h behouden ongeveer de waarden 0,39 respectievelijk 0,0136. Behalve de stroomsnelheden en de breedte van het stroomvoerend oppervlak zijn de numerieke gegevens dus identiek aan die in appendix A1. De resultaten luiden als volgt:

v (m/s)	S_b (m ² /s)	S_s/S_b (-)	S (m ³ /s)
0,59	$0,60 \cdot 10^{-5}$	1,7	0,036
0,80	$1,82 \cdot 10^{-5}$	3,5	0,180
0,92	$2,64 \cdot 10^{-5}$	5,0	0,348

In figuur a8 wordt het transport als functie van de tijd uitgezet over een halve getijperiode. De hoeveelheid getransporteerd sediment per ebperiode bedraagt nu 2830 m^3 en dit geeft op een jaarlijkse termijn ongeveer $2,0 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.



Figuur a8.
Het tijdsverloop van het totale sedimenttransport (bodemtransport + suspensietransport) in het Eijerlandse Gat gedurende een halve getijperiode (bv. eb-periode).

Appendix B: Invloed bron- en putterm van sediment op strand- en vooroeverlijn.

Om de interactie van sedimentdwars- en sedimentlangs-transport te beschrijven, wordt de twee-lijnenconceptie van Bakker [6] gehanteerd, waarin het kustdwarsprofiel wordt geschematiseerd tot twee lijnen: de strandlijn en de vooroeverlijn. Deze conceptie houdt in, dat het sedimentdwarstransport lineair afhankelijk is van het verschil tussen het actuele dwarsprofiel en het evenwichtsdwarsprofiel, dat bij het afwezig zijn van langs-transportgradiënten op $t = \infty$ aanwezig zal zijn. Het resulterend sedimentdwarstransport bedraagt nul als de afstand tussen vooroeverlijn en strandlijn W bedraagt; is de actuele afstand groter dan W dan wordt het dwarsprofiel als te vlak ervaren en zal er kustwaarts (onshore) sedimentdwarstransport optreden, is de actuele afstand tussen strand- en vooroeverlijn evenwel kleiner dan W dan wordt het kustdwarsprofiel als te steil ervaren en zal zeewaarts (offshore) sedimentdwarstransport het gevolg zijn.

De volgende dynamische vergelijking (per strekkende meter kustlijn) wordt dus verondersteld (zie figuur b1):

$$S_y = s_y \cdot (y_1 - y_2 + W) \quad (b1),$$

waarin: S_y = het sedimentdwarstransport in m^3/j , positief offshore gericht;

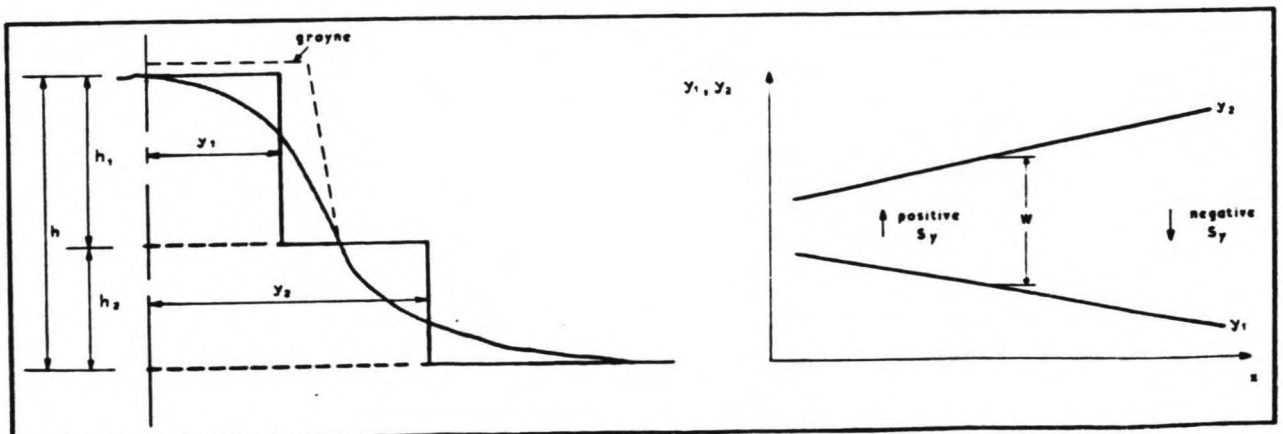
s_y = een evenredigheidscoëfficiënt in m^3/j , die aangeeft in welke mate het sedimentdwars-transport verandert indien de helling van het kustdwarsprofiel verandert;

y_1 = de zeewaartse afstand vanaf de referentielijn (x-as) van de strandlijn in meters;

y_2 = de zeewaartse afstand vanaf de referentielijn (x-as) van de vooroeverlijn in meters;

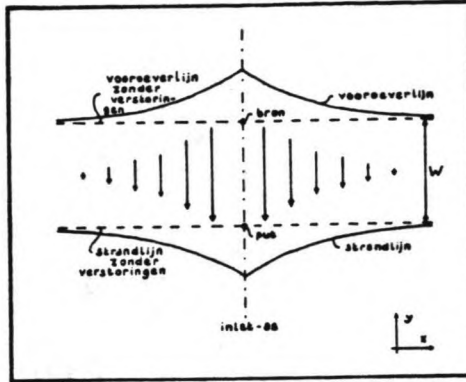
W = de evenwichtsafstand tussen strand- en vooroeverlijn in meters.

De grootten van de factoren s_y en W in vergelijking (b1) zijn afhankelijk van de hoogte van het horizontale plateau dat de strand- en vooroeverlijn met elkaar verbindt.



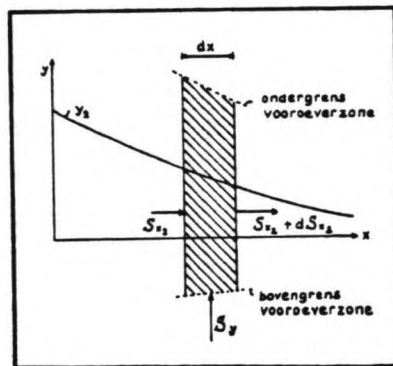
Figuur b1. Definitieschets voor het twee-lijnenmodel van Bakker [6]. In het kustdwarsprofiel is een strandhoofd ingetekend, daar het model oorspronkelijk tot doel had de interactie van sedimentlangs- en -dwarstransport te onderzoeken in het geval van een kust met één of meer strandhoofden. (Bakker [6] gebruikt de term "D" voor een laagdikte-aanduiding en y_1 ter aanduiding van de vooroeverlijn.)

Beschouwd worden een putterm van sediment ter plaatse van de strandlijn en een (in absolute zin even grote) bronterm van sediment ter plaatse van de vooroeverlijn aan een oorspronkelijk rechte kust. Deze verstoringen veroorzaken een achteruitgang van de strandlijn en een vooruitgang van de vooroeverlijn: onshore dwarstransport is het gevolg (zie figuur b2).



Figuur b2. Schematisch overzicht van de consequenties van een putterm van sediment op de strandlijn en een (in absolute zin even grote) bronterm van sediment op de vooroeverlijn: een zee- waartse verplaatsing van de vooroeverlijn en een (als: laagdikte "strand" = laagdikte "vooroever") even grote landwaartse verplaatsing van de strandlijn, leidend tot kustwaarts (onshore) sedimentdwarstransport. W is de geschematiseerde afstand tussen strand- en vooroeverlijn in het geval van afwezigheid van de verstoringen.

In het vervolg wordt uitgegaan van de evenwichtssituatie (de situatie op het tijdstip $t=\infty$). Daar het nulpunt van y_1 en y_2 niet van belang is voor de bewegingsvergelijking (b1), mag de x-as verschoven worden naar de ligging van de vooroeverlijn bij een ongestoorde kust. Voor de vooroever kan de volgende sedimentbalans worden opgesteld (zie figuur b3):



Figuur b3. Definitieschets van de sedimentbalans voor de vooroeverzone.

$$-\text{verlies aan sediment} = \frac{dS_{x2}}{dx} \cdot dx \quad (b2).$$

$$\text{Met: } S_{x2} = S_{x2,0} - s_{x2} \cdot \frac{dy_2}{dx} \quad (b3),$$

waarin: S_{x2} = het sedimentlangstransport langs de vooroever in m^3/j ;

$S_{x2,0}$ = het sedimentlangstransport langs de vooroever in m^3/j , wanneer de vooroeverlijn evenwijdig verloopt aan de x-as;

s_{x2} = de verandering van het sedimentlangstransport langs de vooroever per radiaal verdraaiing van de vooroeverlijn in $\text{m}^3/\text{j}/\text{rad}$,

volgt dan voor het verlies aan sediment:

$$-s_{x2} \cdot \frac{d^2 y_2}{dx^2} \cdot dx \quad (b4),$$

wanneer $S_{x2,0}$ en s_{x2} constant langs de x-as worden veron-

dersteld;

$$-\text{winst aan sediment} = S_y \cdot dx = -2 \cdot s_y \cdot y_2 \cdot dx \quad (\text{b5}),$$

wanneer in een willekeurige raai x de vooruitgang van de vooroeverlijn gelijk wordt gesteld aan de achteruitgang van de strandlijn.

Evenwicht levert:

$$\frac{d^2 y_2}{dx^2} - 2 \cdot \frac{s_y}{s_{x_2}} \cdot y_2 = 0 \quad (\text{b6}).$$

$$\text{Stel nu: } y_2 = c \cdot \exp(-b \cdot x) \quad (\text{b7}),$$

dan volgt na invulling in (b6):

$$b = \sqrt{2 \cdot s_y / s_{x_2}} \quad \text{meter}^{-1} \quad (\text{b8}).$$

$1/b$, de zogenaamde "nepereringswaarde", wordt dan:

$$\sqrt{s_{x_2} / (2 \cdot s_y)} \quad \text{meter} \quad (\text{b9}).$$

De continuïteitsvoorwaarde levert:

$$0,5 \cdot \text{Bron} = - \int_{x=0}^{\infty} S_y \cdot dx = s_y \cdot (2 \cdot c) / b \quad (\text{b10}),$$

waarin: Bron = de (absolute) grootte van de bron- of put-functie van sediment in m^3/j .

Uit (b10) volgt:

$$c = \frac{\text{Bron}}{\sqrt{8 \cdot s_y \cdot s_{x_2}}} \quad \text{meter} \quad (\text{b11}).$$

Referenties.

- [1]: Bruun, P.: "Tidal inlets and littoral drift": Stability of Coastal Inlets, vol. 2, 1966.
- [2]: Bruun, P.: "Stability of tidal inlets": Developments in Geotechnical Engineering, vol. 23, 1978.
- [3]: Bruun, P. en Gerritsen, F.: "Stability of coastal inlets": 1960.
- [4]: Joustra, D.Sj.: "Geulbeweging in de buitendelta's van de Waddenzee": studierapport W.W.K. 71-14, R.W.S., Directie Waterhuishouding en Waterbeweging, afdeling Kustonderzoek, 1971.
- [5]: collegedictaat fl1b: "Coastal Engineering, volume II: Harbor and beach problems": Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Coastal Engineering Group, 1985.
- [6]: Bakker, W.T.: "The dynamics of a coast with a groyne system": Proceedings, 11th Conference on Coastal Engineering, London, Chapter 31, 1968, pp 492-517.
- [7]: van Veen, J.: "Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid van de Nederlandsche kust": proefschrift, 1936.
- [8]: Vriesman, C.J.: "De grootte en de konsekventies van het zandtransport door golven voor de Noordzeekust van het eiland Texel": afstudeerrapport, T.H. Delft, afd. der Civiele Techniek, 1973.
- [9]: Schoorl, H.: "Zeshonderd jaar water en land": Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, nr. 2, 1973.
- [10]: Borger, G.J.: "Gesloten kust: historische werkelijkheid?": uit de artikelenreeks: "Kustmorfologie in ontwikkeling": pt/Civiele Techniek, nr. 11, 1985, pp 9-12.
- [11]: Jelgersma, S.: "The Bergen inlet, transgressive and regressive Holocene shoreline deposits in the Northwestern Netherlands": Geologie en Mijnbouw, nr. 62, 1983, pp 471-486.
- [12]: Svašek, J.N.: "Bescherming voetglooiing strandmuur Scheveningen": nota k-291, Waterloopkundige Afdeling Deltadienst, 1967.
- [13]: Speekenbrink, H.: "Ontwerpkriteria zand- of grindstrand voor een vliegveld in zee": nota w 72-163, Waterloopkundige Afdeling Deltadienst, 1973.

- [14]: Groenenboom, J.: "Onderzoek naar de kustontwikkeling ten noorden van de havendammen bij IJmuiden": afstudeerrapport, T.H. Delft, afd. der Civiele Techniek, 1974.
- [15]: Janssen, J.: "Onderzoek naar de kustontwikkeling en het zandtransport te Scheveningen": afstudeerrapport, T.H. Delft, afd. der Civiele Techniek, 1975.
- [16]: Swart, D.H.: "Offshore sediment transport and equilibrium beach profiles": proefschrift, 1974.
- [17]: Roep, Th.B.: "Progradation, erosion and changing coastal gradient in the coastal barrier deposits of the Western Netherlands": Geologie en Mijnbouw, nr. 3, vol. 63, 1984, pp 225-336.
- [18]: Bakker, W.T. en Delver, G.: "Coastal changes by a shallow water sanddam in front of the Delfland coast": Technological University of Delft, Department of Civil Engineering, Coastal Engineering Group, 1985.
- [19]: Bakker, W.T. en Smit, E.: "Waarheden omtrent kustgedrag": notitie in het kader van het project Kustgenese, 1986.
- [20]: Bakker, W.T.: "De invloed van rip-currents op een kustvorm": memo 68-3, R.W.S., Directie Waterhuishouding en Waterbeweging, afd. Kustonderzoek, 1968.
- [21]: Schoorl, H.: persoonlijke mededeling, 1986.
- [22]: Schoorl, H.: "De Rijndijk bij Petten en de kustontwikkeling tussen 1296-1466": tweede uitgave kring van "Vrienden van de Hondsbossche", 1983.
- [23]: Schoorl, H.: "Petten en de Hondsbosse Zeewering in kaart, beeld en reconstructie, 1466-1614": eerste uitgave kring van "Vrienden van de Hondsbossche", 1982.
- [24]: Schoorl, H.: "De wordingsgeschiedenis van de Zijpe": "Bijdrage tot de geofysische en historisch-geografische ontwikkeling": Historisch Geografisch Tijdschrift, 3e jaargang, nr. 3, 1985.
- [25]: de Mulder, E.F.J.: "Geologische geschiedenis van de Hondsbossche Zeewering": derde uitgave kring van "Vrienden van de Hondsbossche", 1983.
- [26]: "Zeespiegelrijzing; worstelen met wassend water": Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, 1986.
- [27]: Bijker, E.W.: persoonlijke mededeling, 1987.
- [28]: Haring, J.: "Oppervlakte van het dwarsprofiel van de Nederlandse zeegaten als functie van het getij-volume": R.W.S., Deltaworks, Rep. k 251.

- [29]: Bijker, E.W.: "Some considerations about scales for coastal models with movable bed": proefschrift, 1967.
- [30]: Rietveld, C.F.W.: "The natural development of the Wadden Sea after the enclosure of the Zuider Sea": Coastal Engineering, Chapter 42, 1963, pp 765-781.

Symbolenlijst.

<u>Symbool</u>	<u>Definitie</u>	<u>Dimensie</u>	<u>Eenheid</u>
A	oppervlakte dwarsprofiel inlet	L^2	m^2
	dimensieloze ruwheid	-	-
B	dimensieloze coëfficiënt in de Bijker-formule (Bijker [29])	-	-
Bron	(absolute) waarde van de bron- of putfunctie van sediment	$L^3 T^{-1}$	m^3/j
b^{-1}	"nepereringswaarde" strand- en vooroeverlijnverschuiving	L	m
C	Chézy-wrijvingsfactor	$L^{1/2} T^{-1}$	$m^{1/2}/s$
C'	Chézy-wrijvingsfactor	$L^{1/2} T^{-1}$	$m^{1/2}/s$
c	"topwaarde" strand- en vooroeverlijnverschuiving	L	m
D	gemiddelde korrelgroottediameter	L	m
D_{50}	mediane korreldiameter: zeefmaat die door 50% (gewichtsprocent) van het sedimentmengsel wordt gepasseerd	L	m
D_{90}	korreldiameter: zeefmaat die door 90% (gewichtsprocent) van het sedimentmengsel wordt gepasseerd	L	m
g	versnelling zwaartekracht	$L T^{-2}$	m/s^2
h	waterdiepte	L	m
Mnet	netto kustdrift ("updrift" minus "downdrift")	$L^3 T^{-1}$	m^3/j
Mtot	totale kustdrift	$L^3 T^{-1}$	m^3/j
Q	debiet door het dwarsprofiel van een inlet	$L^3 T^{-1}$	m^3/s
Qmax	maximale debiet door het dwarsprofiel van een inlet	$L^3 T^{-1}$	m^3/s
r	(=Mnet/(Qmax)sg) factor die iets zegt over het proces van by-passing van sediment	-	s/j
	bodemruwheid	L	m
Sb	bodemtransport per strekkende meter	$L^2 T^{-1}$	m^2/s

<u>Symbool</u>	<u>Definitie</u>	<u>Dimensie</u>	<u>Eenheid</u>
S_s	suspensietransport per strekkende meter	$L^2 T^{-1}$	m^2/s
S_{x_1}	langstransport langs de vooroever	$L^3 T^{-1}$	m^3/j
$S_{x_{10}}$	langstransport langs de vooroever wanneer de vooroeverlijn evenwijdig verloopt aan de x-as	$L^3 T^{-1}$	m^3/j
S_y	(offshore) sedimentdwarstransport per strekkende meter	$L^2 T^{-1}$	m^2/j
s_x	evenredigheidsconstante in de bewegingsvergelijking voor het sedimentlangstransport langs de kust	$L^3 T^{-1}$	$m^3/j/rad$
s_{x_1}	evenredigheidsconstante in de bewegingsvergelijking voor het sedimentlangstransport langs het strand	$L^3 T^{-1}$	$m^3/j/rad$
$s_{x_{10}}$	evenredigheidsconstante in de bewegingsvergelijking voor het sedimentlangstransport langs de vooroever	$L^3 T^{-1}$	$m^3/j/rad$
s_y	evenredigheidscoëfficiënt in de bewegingsvergelijking voor het sedimentdwarstransport volgens het twee-lijnenconcept van Bakker [6]/Swart [16]	$L T^{-1}$	m/j
t	tijd	T	j of s
v	gemiddelde stroomsnelheid over de verticaal	$L T^{-1}$	m/s
$\bar{v}$	gemiddelde stroomsnelheid over het dwarsprofiel	$L T^{-1}$	m/s
v_e	schuifspanningssnelheid	$L T^{-1}$	m/s
v_{gem}	gemiddelde stroomsnelheid tijdens de eb- of vloedperiode	$L T^{-1}$	m/s
v_{max}	maximale stroomsnelheid tijdens de eb- of vloedperiode	$L T^{-1}$	m/s
W	evenwichtsafstand tussen de stranden en de vooroeverlijn in het twee-lijnenconcept van Bakker [6]/Swart [16]	L	m
w	valsnelheid sedimentdeeltjes	$L T^{-1}$	m/s

<u>Symbool</u>	<u>Definitie</u>	<u>Dimensie</u>	<u>Eenheid</u>
x	coördinaat langs de gemiddelde kustrichting (referentie-as)	L	m
y	coördinaat loodrecht op de kust	L	m
y ₁	zeewaartse afstand van de strand- lijn vanaf de referentielijn (x-as)	L	m
y ₂	zeewaartse afstand van de vooroe- verlijn vanaf de referentielijn (x-as)	L	m
z ₀	dimensieloze diepte	-	-
Δ	relatieve dichtheid sediment	-	-
x	constante van Von Kármán	-	-
μ	ribbelfactor	-	-
ρ	massadichtheid water	M L ⁻³	kg/m ³
ρ _s	massadichtheid sedimentdeeltjes	M L ⁻³	kg/m ³
τ	schuifspanning werkend tussen stroming en bodem	M L ⁻¹ T ⁻²	N/m ²
τ ₀	stabiliteitsschuifspanning werkend tussen stroming en bodem	M L ⁻¹ T ⁻²	N/m ²
Ω	getijprisma	L ³	m ³

Underschriften (Voor behoud van overzichtelijkheid worden
hier niet alle onderschriften behandeld):

sg: springtijcondities

gg: gemiddeld-getijcondities

